

Aus dem Institut für Bodenkunde der Technischen Hochschule Hannover  
(Direktor: Prof. Dr. P. SCHACHTSCHABEL).

## Mineralogische Untersuchungen an Lößprofilen.

Von

DIEDRICH SCHROEDER.

Mit 5 Textabbildungen.

(Eingegangen am 27. April 1955.)

### Inhaltsübersicht.

	Seite
I. Allgemeines . . . . .	443
II. Mineralogische Untersuchungen . . . . .	444
1. Mikroskopische Bestimmung des Mineralbestandes in den Kornfraktionen $> 10 \mu$	445
a) Qualitativer Befund . . . . .	445
b) Quantitative Untersuchungen . . . . .	447
2. Bestimmung des Mineralbestandes in der Kornfraktion $< 10 \mu$ . . . . .	449
a) Röntgenanalyse . . . . .	449
b) Differentialthermoanalyse . . . . .	451
c) Kaliumgehalt und Umtauschkapazität . . . . .	454
d) Zusammenfassende Aussagen über den Tonmineralbestand . . . . .	456
3. Mineralbestand der Gesamtproben . . . . .	458
Zusammenfassung . . . . .	460
Literatur . . . . .	462

### I. Allgemeines.

Zur Kennzeichnung des Entwicklungs- und Fruchtbarkeitszustandes von 5 Lößböden im Calenberger Land (bei Wichtringhausen, südwestlich Hannover) wurde im Rahmen einer größeren Arbeit [42] auch der Mineralbestand dieser Böden untersucht. Es handelt sich um 5 Lößbodenprofile, bei denen die günstigen Voraussetzungen gegeben sind, daß die auf engem Raume (1 km<sup>2</sup>) beieinanderliegenden Böden sich nur in bezug auf den Pflanzenbestand und die Art der Bodennutzung unterscheiden, sonst jedoch unter gleichen Klimaverhältnissen, auf gleichem Muttergestein gleichen geologischen Alters (Würm-Löß) und bei vergleichbaren Relief- und Bodenwasserverhältnissen entstanden sind.

Profil 1 „Weide“ ist ein Weideboden, der seit dem 16. Jahrhundert als Grünland genutzt wird. Profil 2 „Alter Acker“ liegt innerhalb einer alten Ackerflur, in der mit Sicherheit seit dem 6. Jahrhundert, wahrscheinlich sogar seit der Jungsteinzeit Ackerbau getrieben wird, während Profil 3 „Junger Acker“ erst vor 150 Jahren beim Roden eines Eichen-Hainbuchen-Waldes in Ackerkultur genommen wurde. Profil 4 „Eichen-Hainbuchen-Wald“ ist ein uralter Waldboden, der seit Beginn des Subatlantikums Wald getragen haben dürfte, und bei Profil 5 „Fichtenwald“ handelt es sich um einen innerhalb des alten Eichen-Hainbuchen-Waldes vor 80 Jahren aufgeforsteten Fichtenbestand.

Eingehende Profilbeschreibungen und Angaben über Topographie, Geologie, Klima, Vegetations- und Siedlungsgeschichte sind in der oben angeführten Arbeit [42] gegeben. Desgleichen werden dort genaue Angaben über Korngrößenverteilung, Struktur sowie chemische und kolloidchemische Eigenschaften gemacht. In

Tabelle 1 sind zur allgemeinen Kennzeichnung der Böden Horizontbezeichnung, Reaktion, Gehalt an Karbonaten und organischer Substanz sowie die Anteile der wichtigsten Kornfraktionen angegeben. Die Böden sind der Bodenart nach in den C-Horizonten als lehmige Feinsande — an der Grenze zum feinsandigen Lehm —, in den oberen Horizonten als feinsandige Lehme bis Feinlehme zu bezeichnen. Profil 1 und 2 gehören zum Bodentyp der schwach degradierten Schwarzerde; Profil 3 ist eine mäßig degradierte Schwarzerde, während die Profile 4 und 5 als stark degradierte Schwarzerden angesprochen wurden. Alle Böden sind durch Staunässe mäßig gleyartig verändert.

Tabelle 1. Allgemeine Angaben über die untersuchten Bodenprofile\*.

Profil	Horizont	Tiefe cm	p <sup>n</sup> (KCl)	CaCO <sub>3</sub> ** %	Organische Sub- stanz %	Korngrößenverteilung		
						< 10 $\mu$ %	10—50 $\mu$ %	> 50 $\mu$ %
1. Weide	A <sub>1</sub>	0—25	7,0	1,2	7,1	30	49	21
	A <sub>2</sub> /g	25—50	6,6	—	1,0	28	50	22
	(B)/g	50—80	6,9	—	0,3	25	51	24
	C/Ca/g	80—170	7,6	6,9	0,2	19	57	24
2. Alter Acker	A <sub>p</sub> ***	0—28	7,4	0,2	2,0	24	50	26
	A <sub>2</sub> /g	28—45	7,3	1,4	1,4	21	53	26
	(B)/g <sub>1</sub>	45—75	7,5	—	0,3	22	53	25
	(B)/g <sub>2</sub>	75—100	7,2	—	0,1	19	58	23
	C/Ca/g	100—150	7,5	3,4	0,1	18	57	25
3. Junger Acker	A <sub>p</sub>	0—27	6,6	—	1,7	27	56	17
	A <sub>2</sub> /g	27—45	6,2	—	0,3	27	56	17
	(B)/g <sub>1</sub>	45—70	6,5	—	0,3	28	55	17
	(B)/g <sub>2</sub>	70—100	6,8	—	0,4	22	58	20
	C/Ca/g	100—140	7,2	7,4	0,1	19	59	22
4. Eichen-Hain- buchen-Wald	A <sub>1</sub>	0—15	3,5	—	4,4	29	52	19
	A <sub>2</sub> /g	15—60	5,3	—	0,9	27	52	21
	(B)/g	60—100	6,1	—	0,2	26	54	20
	C/Ca/g	100—160	7,4	5,2	0,1	21	59	20
5. Fichtenwald	A <sub>1</sub>	0—20	3,3	—	6,6	30	50	20
	A <sub>2</sub> /g	20—60	4,8	—	0,5	27	52	21
	(B)/g	60—100	6,2	—	0,2	25	54	21
	C/Ca/g	100—160	7,2	7,6	0,2	20	59	21

\* Die Angaben für CaCO<sub>3</sub> und organische Substanz sind auf lufttrockenen Boden, die der Korngrößenverteilung auf humus- und karbonatfreie Substanz bezogen.

\*\* Die Karbonate lagen in den C-Horizonten durchweg als dünne Kalküberzüge auf den verschiedenen Mineralen, in den oberen Horizonten auch als selbständige Partikel vor. Sie wurden vor der mechanischen und mineralogischen Analyse durch schonende Behandlung mit HCl (bei p<sub>H</sub> 3,5—4,0) aufgelöst.

\*\*\* A<sub>p</sub> = Ackerkrume, durch Pflugarbeit veränderter A<sub>1</sub>-Horizont.

## II. Mineralogische Untersuchungen.

Zur qualitativen und quantitativen Bestimmung des Mineralbestandes und seiner Veränderungen in den verschiedenen Horizonten und Profilen wurden die aus den Summenkurven der Korngrößenverteilung sich ergebenden charakteristischen Kornfraktionen < 10  $\mu$ , 10—50  $\mu$  und 50—200  $\mu$  herangezogen. Die Untersuchung der Fraktionen > 10  $\mu$  erfolgte auf mikroskopischem Wege, die der Fraktion < 10  $\mu$  mit röntgenographischen und differentialthermoanalytischen Methoden, die durch chemische und kolloidchemische Untersuchungen ergänzt wurden.

**1. Mikroskopische Bestimmung des Mineralbestandes  
in den Kornfraktionen > 10  $\mu$ .**

Bei den Fraktionen > 10  $\mu$  wurde der Mineralbestand in der Staubsandfraktion 10–50  $\mu$  und in der Feinsandfraktion 50–200  $\mu$  sowohl qualitativ als auch quantitativ bestimmt, während in der Grobsandfraktion 200–2000  $\mu$ , die weniger als 2% des Gesamtbodens ausmachte, nur eine qualitative Bestimmung vorgenommen wurde. Die Mineralbestimmung und -auszählung erfolgte an jeweils 2–3 Kanadabalsampräparaten je Probe. Nach dem Verfahren der Blickfeldauszählung wurden je Präparat etwa 300 Körner ausgezählt.

Die Aufteilung in Mineralgruppen und das Ergebnis der Auszählungen sind aus Tabelle 2 zu entnehmen. Die Feldspäte wurden nach ihrer Lichtbrechung in die Feldspatgruppe I mit einer Lichtbrechung  $n < 1,54$  (Alkalifeldspäte und Glieder der Plagioklasreihe mit weniger als 15% Anorthit) und Feldspatgruppe II mit  $n \geq 1,54$  (Glieder der Plagioklasreihe mit mehr als 15% Anorthit) unterteilt. Die Unterscheidung zwischen Quarz und den Feldspäten der Gruppe II, deren Lichtbrechung dicht bei  $n = 1,54$  lag, konnte, falls keine Zwillingslamellierung zu beobachten war, nur auf Grund der Achsenbilder erfolgen, die jedoch nicht immer

Tabelle 2. Mineralbestand der Kornfraktionen 50–200  $\mu$  (a) und 10–50  $\mu$  (b) (in Kornprozenten).

Profil	Horizont	Quarz		Feldspat I $n < 1,54$		Feldspat II $n \geq 1,54$		Glimmer		Hochlichtbrechende Minerale		Opake Minerale		Nicht bestimmbar	
		a	b	a	b	a	b	a	b	a	b	a	b	a	b
1. Weide	A <sub>1</sub>	64	54	20	13	—	—	2	19	7	8	7	5	—	1
	A <sub>2</sub> /g	65	50	22	13	1	—	2	20	6	9	3	7	1	1
	(B)/g	64	48	20	12	2	—	2	22	7	10	5	6	—	2
	C/Ca/g	60	47	24	15	1	1	3	18	7	10	4	7	1	2
2. Alter Acker	A <sub>p</sub>	65	56	21	13	2	—	—	15	6	10	5	5	1	1
	A <sub>2</sub> /g	66	52	23	12	1	1	1	16	6	9	3	8	—	2
	(B)/g <sub>1</sub>	62	52	23	12	3	2	1	16	5	7	4	7	2	4
	(B)/g <sub>2</sub>	62	50	21	14	2	—	2	20	6	9	4	6	3	1
	C/Ca/g	58	49	26	16	2	2	2	19	7	8	5	6	—	—
3. Junger Acker	A <sub>p</sub>	70	60	17	12	1	1	1	14	7	9	4	4	—	—
	A <sub>2</sub> /g	66	57	17	13	—	1	2	17	7	7	6	4	2	1
	(B)/g <sub>1</sub>	67	51	20	14	1	—	2	18	4	11	4	3	2	3
	(B)/g <sub>2</sub>	66	55	20	14	—	2	2	15	7	7	5	4	—	3
	C/Ca/g	62	50	22	15	2	2	3	17	7	10	3	5	1	1
4. Eichen-Hainbuchen-Wald	A <sub>1</sub>	70	59	17	13	—	—	—	15	9	9	4	4	—	—
	A <sub>2</sub> /g	66	54	19	14	—	—	2	14	7	10	5	6	1	2
	(B)/g	63	53	20	14	—	1	1	16	10	12	4	4	2	—
	C/Ca/g	59	51	23	15	2	2	2	15	8	10	6	5	—	2
5. Fichtenwald	A <sub>1</sub>	72	60	15	13	—	—	2	15	6	7	4	4	1	1
	A <sub>2</sub> /g	66	55	18	15	1	—	1	14	9	10	4	5	1	1
	(B)/g	60	50	23	17	1	1	2	16	9	9	5	6	—	1
	C/Ca/g	57	47	26	18	1	1	2	17	9	12	4	5	1	—

erhalten werden konnten. Die Angaben für die Feldspatgruppe II bzw. die des Quarzes sind daher bei dieser Bestimmungsmethode mit einem gewissen Fehler behaftet. Bei den Glimmern wurde keine Trennung zwischen Muskovit und Biotit vorgenommen, da Biotit nur in verschwindend geringer Menge auftrat und zudem in seinen gebleichten Formen nicht eindeutig vom Muskovit zu unterscheiden war.

a) Qualitativer Befund.

Quarz bildete den Hauptbestandteil aller Proben. Er lag in allen Fraktionen vorwiegend in gut abgerundeten Formen, ganz selten in Form scharfkantiger

Splitter vor. Neben glasklaren Ausbildungen traten häufig Quarze mit meist hochlichtbrechenden, seltener opaken Einschlüssen auf. In der Fraktion  $> 200 \mu$  waren vorwiegend milchigweiße bis rosafarbene Körner mit matter Oberfläche vertreten. Innerhalb der verschiedenen Horizonte und Profile konnten in bezug auf den Habitus des Quarzes keine Unterschiede festgestellt werden.

Die *Feldspat*-Gruppe I setzte sich fast ausschließlich aus Orthoklasen zusammen. Nur selten war eine Zwillings- oder Gitterlamellierung festzustellen, die auf Albit bzw. Mikroklin schließen ließ. Bei den an Zahl geringen Feldspäten der Gruppe II konnte dagegen häufiger Zwillingslamellierung beobachtet werden.

Die Feldspäte zeigten meist unregelmäßige Formen; geradlinige Begrenzungen waren nur selten festzustellen. In der größeren Fraktion traten oft gut gerundete Körner auf. Deutliche Unterschiede bestanden bei allen Profilen zwischen der Kornausbildung der Feldspäte in den C-Horizont-Proben und denen aus den darüber liegenden Horizonten. Während im C-Horizont frische, unzersetzte Formen vorherrschten, waren in den oberen Horizonten häufiger Exemplare mit rauhen, bräunlich verfärbten Oberflächen zu finden. Auch traten Feldspäte mit kleineren opaken Einschlüssen und zuweilen Exemplare mit brauner, schuppiger Oberfläche und „zerfressenen“ Rändern auf. Jedoch waren in den oberen Horizonten auch frische Feldspäte zu finden, wie auch in den C-Horizonten zersetzte Feldspäte auftraten. Innerhalb der verlehmtten Horizonte konnten keine Unterschiede festgestellt werden. Desgleichen war zwischen den Waldprofilen mit stark saurer Reaktion im Oberboden (s. Tabelle 1) einerseits und den Weide- und Ackerprofilen andererseits kein Unterschied in bezug auf Form und Ausbildung der Feldspäte zu erkennen.

Die *Glimmer* lagen als dünne, unregelmäßig umgrenzte Blättchen vor, die in der Fraktion  $> 50 \mu$  stets glatte und klare Oberflächen aufwiesen, während in der Fraktion  $10-50 \mu$  auch zersetzte Formen auftraten, die mit kleinen hochlichtbrechenden Schüppchen besetzt waren und verschiedentlich Risse und Sprünge zeigten. Der Habitus war in allen Horizonten und Profilen sehr einheitlich.

Auch die *hochlichtbrechenden* und *opaken* Minerale wiesen in ihrer Zusammensetzung und Ausbildungsform bei den verschiedenen Proben keine besonderen Unterschiede auf. Im Bestand der hochlichtbrechenden Minerale waren Hornblende, Epidot, Granat, Zirkon und Turmalin vertreten, von denen Turmalin häufiger in der Fraktion  $50-100 \mu$ , Zirkon vermehrt in der Fraktion  $10-50 \mu$  auftrat. Darüber hinaus wurde eine Reihe anderer hochlichtbrechender Minerale festgestellt, die jedoch im einzelnen nicht identifiziert wurden.

Aus dem qualitativen Befund wurden in bezug auf Herkunft des Materials, Verwitterung und Bodenbildung folgende Schlüsse gezogen: Korngestalt und Rundung der Minerale weisen auf äolische Entstehung des Ausgangsmaterials hin, obwohl beide Eigenschaften sehr komplexer Natur sind und nicht für sich allein Beweiskraft haben. Nach CAILLEUX [3] soll insbesondere die matte Oberfläche von Quarzkörnern im Bereich  $400-1000 \mu$  eine Verfrachtung durch Wind anzeigen, während Wassereinwirkung die Körner zwar auch rund, doch glänzend werden läßt. In gleiche Richtung deutet die Vielzahl der festgestellten Minerale, die mindestens 14, bei Berücksichtigung der nicht identifizierten hochlichtbrechenden und opaken Minerale über 20 Arten umfaßt und im vorliegenden Falle nur durch die Tätigkeit des Windes erklärt werden kann, da eine Ablagerung als Ge-

schiebe auszuschließen ist. Neuere russische Arbeiten [17, 46] führen gleichfalls die Vielzahl an Mineralen in Lößen der Südukraine auf die äolische Entstehung zurück. Die bereits bei der Auswertung der Korngrößenanalyse erhaltenen Hinweise für eine äolische Herkunft des Materials (scharfes Korngrößenmaximum in der Staubsandfraktion) werden damit gestützt.

In bezug auf die Bodenbildung kann nur aus dem stärkeren Zersetzungsgrad der Feldspäte in den oberen verlehmtten Horizonten aller Profile auf die hier stattgefundenen Verwitterung geschlossen werden, während ein Einfluß der unterschiedlichen Bodennutzung bei dieser qualitativen Untersuchung nicht festzustellen ist.

#### *b) Quantitative Untersuchungen.*

In allen untersuchten Proben stand Quarz mit 57—72% in der Feinsandfraktion und 47—60% in der Staubsandfraktion im Mineralbestand an erster Stelle. In der Feinsandfraktion folgten Feldspäte, hochlichtbrechende und opake Minerale, während die Glimmer in dieser Fraktion nur einen unbedeutenden Anteil ausmachten. Dagegen nahmen in der Staubsandfraktion die Glimmer die zweite Stelle vor den Feldspäten ein, denen wieder die hochlichtbrechenden und opaken Minerale mit abnehmendem Mengenanteil folgten. Zu beachten ist die gute Übereinstimmung im Mineralbestand der C-Horizonte aller Profile — ein Hinweis für die Gleichmäßigkeit des Ausgangsmaterials in der Horizontalen.

Bei der Auswertung der Ergebnisse interessierte die Beantwortung folgender Fragen: Wie verändert sich der Mineralbestand in Abhängigkeit von der Korngröße, welche Änderungen treten innerhalb eines Profiles zwischen den verschiedenen Horizonten auf, und wie wirkt sich die unterschiedliche Bodennutzung auf den Mineralbestand aus?

In bezug auf den Einfluß der Korngröße wurden die bereits in zahlreichen mineralogischen Arbeiten getroffenen Feststellungen bestätigt, daß der Quarz- und Feldspatanteil mit abnehmender Korngröße abnimmt, der Anteil an Glimmer dagegen ansteigt. In der Feldspatgruppe II war diese Tendenz nicht festzustellen, was bei dem geringen Anteil dieser Gruppe am Mineralbestand auch kaum zu erwarten ist. Bei den hochlichtbrechenden Mineralen konnte wie bei den Glimmern ein allerdings nur sehr schwacher Anstieg zur kleineren Korngröße hin beobachtet werden, während sich der Anteil an opaken Mineralen nur wenig veränderte.

Beim Vergleich des Mineralbestandes in den verschiedenen Horizonten eines Profiles war trotz verschiedener Überschneidungen eine deutliche Zunahme des Quarzanteiles von unten nach oben hin festzustellen. Diese Zunahme erfolgte auf Kosten einer gleichfalls sehr deutlichen Abnahme der Alkalifeldspäte und eines weniger ausgeprägten Absinkens des Glimmeranteiles. Auch hier waren in den oberen Horizonten einige Abweichungen von der allgemeinen Tendenz zu beobachten. Ohne Ausnahme traf diese Feststellung jedoch in allen Profilen für den Übergang von den C- zu den (B)-Horizonten zu. Diese Erscheinung ist in erster Linie als Auswirkung der in den oberen karbonatfreien Horizonten erfolgten Verwitterung, insbesondere der Feldspäte, zu deuten, mit der eine relative Zunahme des Quarzanteiles verbunden ist.

Gegen eine unterschiedliche Sedimentation des Lößmaterials als zweiter Erklärungsmöglichkeit spricht die Gleichförmigkeit im Anteil der hochlichtbrechenden

und opaken Minerale. Nach Untersuchungen von JEFFRIES und Mitarbeitern [14, 30] ist der gleichmäßige Gehalt dieser zur Schwermineralgruppe zusammengesetzten Minerale in den verschiedenen Horizonten eines Bodenprofils ein Kriterium für die Gleichförmigkeit des bodenbildenden Materials.

Zur Darstellung der *Verwitterungsintensität* wurde als „Verwitterungsindex“ das Quarz/Feldspat-Verhältnis in den beiden untersuchten Korngrößenfraktionen gebildet und in Abb. 1 in Abhängigkeit von der Bodentiefe aufgetragen. Die oben erwähnte, vom C- zum A-Horizont zunehmende Verwitterungsintensität wird bei dieser Art der Darstellung deutlicher sichtbar. Aus der Gegenüberstellung der Werte für die beiden unterschiedlichen Korngrößenbereiche geht weiter hervor, daß die Verwitterungsintensität in der kleineren Fraktion 10–50  $\mu$  stärker ist (höheres Quarz/Feldspat-Verhältnis) als in der Fraktion 50–200  $\mu$ . Die Unter-

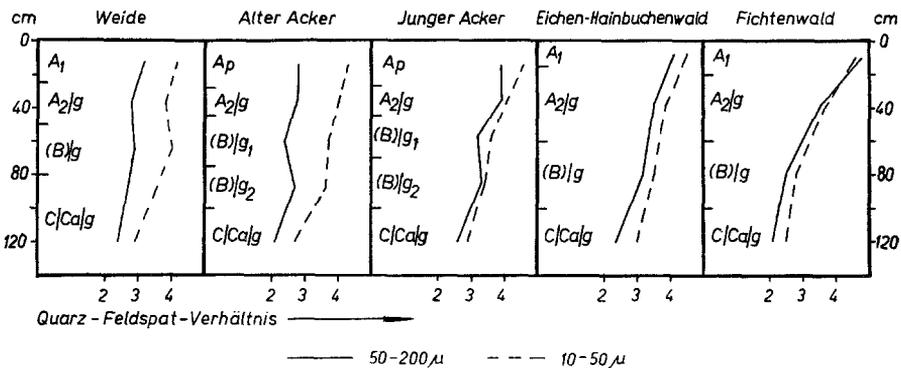


Abb. 1. Quarz/Feldspat-Verhältnis in den Kornfraktionen 50–200  $\mu$  und 10–50  $\mu$ .

schiede sind beim Weideprofil und dem alten Ackerboden wesentlich stärker als im jungen Ackerboden und in den beiden Waldprofilen, wo sogar im A<sub>1</sub>-Horizont des Fichtenwaldbodens eine Überschneidung auftritt. Dies deutet darauf hin, daß sich in den Waldböden und dem jungen Ackerboden, der erst vor relativ kurzer Zeit aus einem Waldboden hervorgegangen ist, die Verwitterung der kleineren Bodenpartikel einem Gleichgewichtszustand genähert hat und unter den augenblicklich bzw. früher herrschenden Bedingungen (niedriger Reaktionszustand in den oberen Horizonten, s. Tabelle 1) auch die größeren Bodenbestandteile verstärkt angegriffen werden. Über diese Feststellung hinaus zeigt die Darstellung in Abb. 1 insgesamt eine stärkere Verwitterungsintensität der sauren Waldböden gegenüber dem Weide- und dem alten Ackerboden, die sich insbesondere im Verwitterungsindex der Fraktion 50–200  $\mu$  abzeichnet. Beträgt der Unterschied der Indizes beim Weide- und alten Ackerboden zwischen C- und A<sub>1</sub>- bzw. A<sub>p</sub>-Horizont nur 0,6 bzw. 0,7 Einheiten, so liegen diese Unterschiede beim Eichen-Hainbuchenwald bei 1,7 und beim Fichtenwald bei 2,7. Der junge Ackerboden läßt auch hier mit einer Differenz von 1,3 seine Vergangenheit als Waldboden erkennen.

Zu erwähnen ist noch der geringe Anteil an Kalk- und Kaltnatronfeldspäten in allen untersuchten Horizonten, vor allem aber in den C-Horizonten, in denen mit einem höheren Gehalt zu rechnen war. Diese Feststellung und die Tatsache, daß in den karbonathaltigen C-Horizonten auch *zersetzte* Alkalifeldspäte gefunden wurden, lassen den Schluß zu, daß die Ausgangsbestandteile des Lösses vor der

Verfrachtung durch den Wind einen recht intensiven Verwitterungsprozeß durchgeführt haben müssen, bei dem die weniger stabilen Kalk- und Kalknatronfeldspäte bereits weitgehend zerstört wurden.

## 2. Bestimmung des Mineralbestandes in der Kornfraktion $< 10 \mu$ .

### a) Röntgenanalyse.

Die röntgenographische Untersuchung der Kornfraktion  $< 10 \mu$  erfolgte mit einer Isodebyeflex-Apparatur nach dem Zählrohrverfahren, dessen Anwendung zur qualitativen und quantitativen Untersuchung von Tonmineralen in einer früheren Arbeit [40] bereits beschrieben wurde.

Bei der *qualitativen* Untersuchung an nicht orientierten Präparaten wurden nur glimmerähnliche Tonminerale mit Illitcharakter festgestellt. Minerale der Kaolin- und Montmorillonitgruppe konnten im Rahmen der röntgenographischen Nachweisbarkeit ausgeschlossen werden. In allen Proben war außerdem Quarz enthalten. An Hand der Interferenzlinie  $d = 3,25 \text{ \AA}$  war auch Feldspat zu identifizieren; doch war diese Linie in allen Proben so schwach ausgebildet, daß eine quantitative Auswertung nicht möglich war.

Auf Grund des verhältnismäßig hohen Muskovitanteiles in der Fraktion  $10\text{--}50 \mu$  mußte auch im Korngrößenbereich  $< 10 \mu$  mit einigen Prozenten unverändertem oder nur schwach verändertem Muskovit gerechnet werden, obwohl bei dieser Korngröße die Umwandlung von Muskovit über Hydromuskovit zu Illit bereits weit fortgeschritten sein dürfte. Doch konnte zwischen Illit, Hydromuskovit und Muskovit keine Unterscheidung getroffen werden, die auch nur in günstigen Fällen beim Vorliegen reiner Glieder dieser Reihe mit Hilfe der Reflexe bei  $d = 3,09$  und  $2,82 \text{ \AA}$  (Illit) sowie  $3,18$  und  $2,97 \text{ \AA}$  (Muskovit) möglich ist [23]. Der von allen 3 Mineralen gezeigte Basisreflex bei  $10 \text{ \AA}$  läßt keine Unterscheidung zu.

Bei *Texturaufnahmen*<sup>1</sup> von orientierten Präparaten wurde festgestellt, daß der  $10 \text{ \AA}$ -Reflex wesentlich breiter ausgebildet war als in den Aufnahmen von nicht orientierten Präparaten. Er erstreckte sich von  $10 \text{ \AA}$  mit abnehmender Intensität bis  $13,8 \text{ \AA}$ . Nach Glycerinbehandlung löste sich dieses Band im A-Horizont in 2 deutliche Reflexe bei  $10$  und  $13,8 \text{ \AA}$  auf, während es im C-Horizont — wenn auch nicht mehr so deutlich ausgeprägt — bestehen blieb. Aus diesem Befund wurde auf das Vorhandensein von Mineralen mit Wechsellagerung von illitischen und montmorillonitischen Schichten oder auf die Gegenwart von Illiten mit teilweise aufweitbarem Gitter geschlossen. Im ersten Fall wurde der  $13,8 \text{ \AA}$ -Reflex als ein Reflex 2. Ordnung aufgefaßt, der zu einem Reflex 1. Ordnung von  $27,7 \text{ \AA}$  gehört. Ein derartiger Reflex kann nur durch Wechsellagerung von Schichtpaketen mit 2 verschiedenen Basisflächenabständen, nämlich von  $10 \text{ \AA}$  (Illit) und  $17,7 \text{ \AA}$  (Montmorillonit mit 2 eingelagerten Glycerinmolekülschichten) innerhalb eines Kristallindividuums entstanden sein. Im zweiten Fall würde der  $13,8 \text{ \AA}$ -Reflex einem Basisflächenabstand entsprechen, der sich durch Einlagerung einer Glycerinmolekülschicht im teilweise aufweitbaren Illitgitter ergibt. Welche der beiden Deutungsmöglichkeiten zutrifft, konnte nicht entschieden werden. Eine

<sup>1</sup> Die Texturaufnahmen wurden als *Filmaufnahmen* von Herrn U. SCHWERTMANN, Hannover, im Department of Pedology der Rothamsted Agricultural Experimental Station hergestellt, wofür ich allen beteiligten Herren, insbesondere Mr. G. BROWN, meinen verbindlichsten Dank ausspreche. Gedankt sei auch Fräulein U. POLITZ, Hannover, für die Herstellung der Zählrohraufnahmen, insbesondere der zahlreichen Eichaufnahmen.

eingehende Diskussion über das Auftreten dieser Übergangsminerale, die eine Zwischenstellung zwischen Illit und Montmorillonit einnehmen, wurde bereits an anderer Stelle gegeben [43].

Die quantitative Bestimmung konnte nur die Summe aller illitischen Minerale einschließlich der Übergangsminerale erfassen, da bei den Aufnahmen von nicht orientierten Präparaten der 13,8 A-Reflex auch nach Glycerinbehandlung nicht auftrat.

Versuche, die Intensität des 10 A-Reflexes der quantitativen Bestimmung zugrunde zu legen, waren völlig unbefriedigend. Je nach der Wahl der Vergleichssubstanz (Illite von Vermilion, Illinois; Grundy, Illinois; Fithian, Illinois; und Sarospatak, Ungarn) wurden Illitmengen erhalten, die sehr stark voneinander abwichen und mit den mit größerer Genauigkeit bestimmbaren Quarzmengen in keine Beziehung gebracht werden konnten. In eigenen früheren Arbeiten [39—41] und von anderen Autoren [1, 2, 7] ist bereits auf diese Unzulänglichkeiten der quantitativen röntgenographischen Tonmineralbestimmung hingewiesen worden, die insbesondere für die Illitbestimmung zutreffen.

Es wurde daher nach verschiedenen anderen Versuchen die Intensität der 2,57 A-Linie zugrunde gelegt, obwohl dieser Reflex keineswegs für Illite charakteristisch ist, sondern auch bei einer Reihe anderer Tonminerale und Muskovit auftritt. Im vorliegenden Fall hatte jedoch die Auswertung dieser Linie bei der Abwesenheit sonstiger Tonminerale wesentliche Vorteile. Da die 2,57 A-Linie von Muskovit und des Vergleichsillits von Vermilion im Gegensatz zur Ausbildung des 10 A-Reflexes praktisch gleich ausgebildet war, konnte erwartet werden, daß sich ein etwaiger kleiner Muskovitanteil in den Untersuchungsproben und ein unterschiedlicher Anteil an Zwischengliedern der Muskovit-Illit-Reihe weniger stark auf die Linienintensität und damit auf die Gesamtmenge an Tonmineralen auswirken würde als bei Benutzung der Basisinterferenz. Auch kann angenommen werden, daß die qualitativ ermittelten illitischen Tonminerale mit Wechsellagerung von quellfähigen, montmorillonitähnlichen Schichten bei dieser auch vom Montmorillonit mit gleicher Intensität gezeigten Linie mit erfaßt werden. Dagegen mußte in Kauf genommen werden, daß bei dieser Linie, wie bei allen anderen nicht durch Basisflächen bedingten Reflexen, die Art der Übereinanderlagerung der Kristallflächen einen Einfluß auf die Intensität ausüben kann.

In Tabelle 3 ist das Ergebnis der quantitativen Analyse aufgeführt, bei der der Quarz- und Illitgehalt aus Eichkurven entnommen wurde, die mit NaF als Standardsubstanz für verschiedene Quarz-Illit-Mischungen (mit dem Illit von

Tabelle 3. Quarz- und Illitgehalt<sup>1</sup> der Kornfraktion < 10  $\mu$  (Röntgenanalyse).

Horizont	1 Weide		2 Alter Acker		3 Junger Acker		4 Eichen-Hain- buchenwald		5 Fichtenwald	
	Quarz	Illit	Quarz	Illit	Quarz	Illit	Quarz	Illit	Quarz	Illit
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
A <sub>1</sub> bzw. A <sub>p</sub>	30	85	35	70	35	60	30	65	25	60
A <sub>2</sub> /g	30	70	30	60	40	60	30	65	30	60
(B)/g <sub>1</sub>	} 30	} 65	30	70	35	55	} 30	} 70	} 30	} 70
(B)/g <sub>2</sub>			30	60	30	60				
C/Ca/g	25	70	40	60	30	60	35	70	30	75

<sup>1</sup> Der Illitgehalt umfaßt alle glimmerähnlichen Tonminerale von illitischem Charakter einschließlich der Übergangsminerale zum Montmorillonit (s. Text).

Vermilion als Vergleichsmaterial) hergestellt wurden. Jeder Meßwert ergab sich aus dem Mittel von 15 Einzelaufnahmen (Einzelheiten s. [40]). Die Tabelle zeigt einen verhältnismäßig gleichmäßigen Quarzgehalt der verschiedenen Profile und Horizonte, der in dieser Kornfraktion immerhin noch 30—40% ausmacht. 60—85% der Fraktion setzen sich aus illitischen Tonmineralen zusammen, wobei darauf hingewiesen werden muß, daß bei der Art der Auswertung (2,57 A-Reflex) in den Analysenzahlen die Summe von Illit (im engeren Sinne), den Zwischengliedern der Illit-Muskovit-Reihe und den illitischen Mineralen mit Wechsellagerungsstruktur oder teilweise aufweitbarem Gitter enthalten ist. Die Summe von Quarz und Illit liegt in den oberen Horizonten zwischen 85 und 115%, in den C-Horizonten zwischen 90 und 105% — die Genauigkeit der Röntgenanalyse nimmt also mit zunehmendem Verwitterungsgrad und damit abnehmendem Ordnungszustand der Tonminerale (Auftreten von Übergangsmaterialen im A-Horizont) ab, wobei noch zu berücksichtigen ist, daß geringe Mengen an Feldspat (s. oben), unter Umständen auch an hochlichtbrechenden und opaken Mineralen, die röntgenographisch nicht erfaßt werden, in Rechnung gestellt werden müssen.

#### b) Differentialthermoanalyse.

Zur Ergänzung der durch die Röntgenanalyse erhaltenen Ergebnisse erfolgte eine Untersuchung des thermischen Verhaltens der Kornfraktion  $< 10 \mu$  mit der Differentialthermoanalyse (D.T.A.).

Die bei den Untersuchungen benutzte Stegmüller-Siebenlist-Apparatur sowie Methodik und Anwendungsbereich dieser Methode wurden an anderer Stelle beschrieben [41, 48]. Als Bezugsmaterial diente totgebrannter Kaolinit; bei der Herstellung der Eichgemische wurde wegen seines günstigeren Volumgewichtes  $Al_2O_3$  verwendet. Die Einwaage an lufttrockener Untersuchungssubstanz entsprach jeweils 900 mg bei 105° getrockneter Substanz. Die Aufheizgeschwindigkeit betrug 10 min für 100°.

In Abb. 2 sind die Thermogramme der Untersuchungsproben aus den verschiedenen Horizonten der Profile 2 (alter Acker) und 4 (Eichen-Hainbuchen-Wald) wiedergegeben<sup>1</sup>. Die Differentialthermokerven zeigen untereinander große Ähnlichkeit und sind sämtlich durch einen schwachen endothermen Effekt bei 580° und einen schwach ausgebildeten exothermen Effekt bei 900° C gekennzeichnet. In den A-Horizonten zeigen die Kurven einen unklaren wellenförmigen Verlauf, der wahrscheinlich auf Umsetzungen von Spuren organischer Substanz zurückzuführen ist, die bei der  $H_2O_2$ -Behandlung nicht restlos zerstört werden konnten. Ca-oxalat-Einflüsse sind auszuschalten, da bei der Vorbehandlung zur Gewinnung der Kornfraktionen eine Arbeitsweise angewendet wurde, die die Bildung von Ca-oxalat ausschließt [42].

Abb. 3 zeigt die Thermokerven einer Reihe von Standardmineralen<sup>2</sup>, die für einen Vergleich zur *qualitativen* Bestimmung der Minerale in den Untersuchungsproben in Frage kommen. Die Ähnlichkeit der Lößthermogramme mit denen der Illite ist offensichtlich. Die für die Identifizierung entscheidende zweite endotherme Zacke bei 580° darf eindeutig als Illit-Effekt angesprochen werden. Allerdings

<sup>1</sup> Die übrigen Profile zeigten mit nur geringen Variationen das gleiche Bild.

<sup>2</sup> Die Tonminerale 4 und 5 sowie 8—10 und eine Reihe sonstiger Minerale, deren Thermogramme hier nicht wiedergegeben sind, wurden von Herrn Prof. A. MEHLICH von der University of North Carolina, USA, zur Verfügung gestellt bzw. durch seine Vermittlung beschafft. Hierfür sei an dieser Stelle verbindlichst gedankt.

verbirgt sich in ihr die Quarzzacke bei 573°. Doch ist dieser endotherme Quarzeffekt schon bei reinem Quarz (Abb. 3, Nr. 1) so schwach ausgebildet, daß er bei den 25 bis höchstens 40% Quarz in den Untersuchungsproben in der Illitzacke nicht mehr in Erscheinung tritt. Auch von den Mineralen der Montmorin- und Kaolingruppe zeigen einige Glieder endotherme Effekte in der Nähe von 580°; so z. B. Nontronit (Abb. 3, Nr. 6—8) zwischen 500° und 550° und Halloysit (Abb. 3, Nr. 9 und 10) bei 600°. Doch können sie gut vom Illit unterschieden werden, insbesondere wenn man die starken exothermen Effekte des Halloysits bei 950° berücksichtigt. Kaolinit und Montmorillonit kommen für die Ausbildung

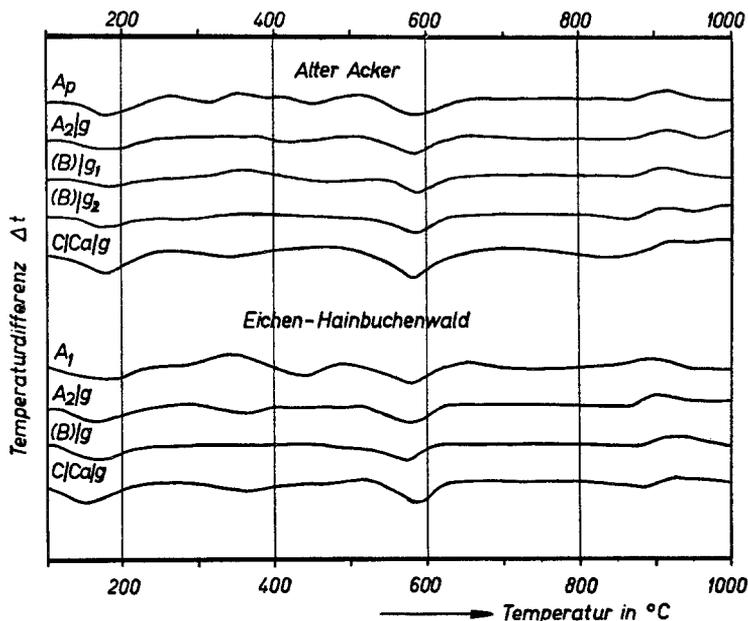


Abb. 2. Differentialthermogramme der Fraktionen  $< 10 \mu$  aus den Horizonten der Profile 2 und 4.

des 580°-Effektes mit großer Wahrscheinlichkeit nicht in Frage, da die endotherme Zacke bei fünf untersuchten Kaoliniten stets über 600°, bei sechs Montmorilloniten bei 700° lag. Doch muß auf die Möglichkeit hingewiesen werden, daß auch Montmorinminerale, besonders solche der Montmorillonit-Nontronit-Reihe, vorhanden sein können, deren zweiter endothermer Effekt mit dem von Illit zusammenfällt (s. auch [11, 19]).

Die beste Übereinstimmung besteht mit den Thermogrammen des Illites von Vermilion und desjenigen von Sarospatak, der abweichend von einer von GRIM und Mitarbeitern [10, 11] veröffentlichten Thermokurve keinen dritten endothermen Effekt bei 700° aufweist<sup>1</sup>. Von diesen beiden Mineralen wurden Eichmischungen hergestellt, deren Thermogramme zur Abschätzung des Illitanteiles in den Löbproben dienen.

<sup>1</sup> Auch die von LINSEIS [20] angegebene Kurve des „Sarospatits“ weicht von der eigenen Aufnahme erheblich ab, während die von LEHMANN und Mitarbeitern [19] veröffentlichte Differentialthermokurve des „Glimmertons“ gute Übereinstimmung zeigt. Abgesehen von den benutzten unterschiedlichen Apparaturen dürfte es sich bei den verschiedenen Autoren auch um verschiedene Illitproben handeln.

Die Kurven zeigten beim Illit von Sarospatak eine deutliche, beim Vermilion-Illit eine weniger deutliche Beziehung zwischen dem Illitanteil in der Mischung und dem Flächeninhalt der 580°-Zacke. Die Ergebnisse demonstrierten auch hier bei der D.T.A. die Problematik der quantitativen Tonmineralbestimmung. Wurde der Illit von Sarospatak mit seinem stärker ausgebildeten Effekt bei 580° (s. Abb. 3) als Bezugssubstanz herangezogen, so mußte der Illitanteil in der

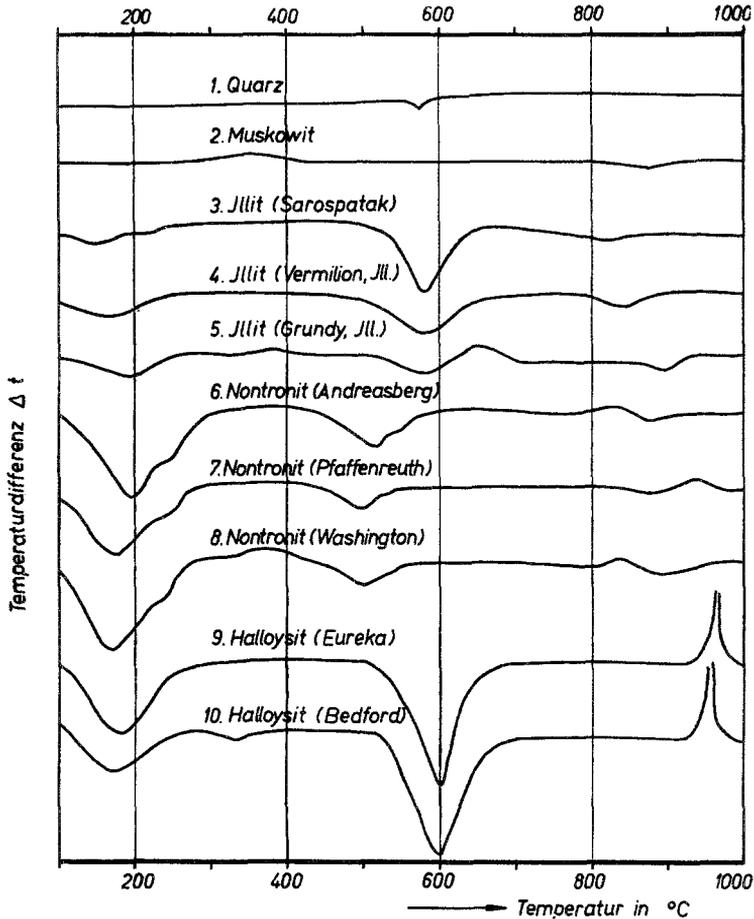


Abb. 3. Differentialthermogramme von verschiedenen Vergleichsmineralen.

Untersuchungssubstanz naturgemäß niedriger ausfallen als bei der Wahl des Vermilion-Illits. Im allgemeinen ist mit einer befriedigenden quantitativen Auswertung nur bei Tonmineralen mit stark ausgeprägten endothermen Effekten (Kaolinit, Halloysit, in manchen Fällen auch Montmorillonit) zu rechnen.

Wenn trotz dieser Einschränkungen der Versuch gemacht wird, eine Aussage über den Illitanteil in den Lößproben zu treffen, so ist dies nur als grobe Annäherung zu werten unter der Voraussetzung, daß der Illit der Lößproben in seinem thermischen Verhalten dem Illit von Sarospatak (*S*) bzw. dem Vermilion-Illit (*V*) entspricht. Es ergab sich, daß in allen Profilen der Illit-Gehalt von etwa 50% (*S*) — 60% (*V*) in den C-Horizonten auf etwa 30—40% (*S*) bzw. 40—50% (*V*) in den A-Horizonten abnimmt. Eine Differenzierung zwischen den einzelnen Profilen war nicht möglich. Zählt man die geschätzten Illitmengen zu den röntgenographisch

bestimmten Quarzmengen (Tabelle 3) hinzu, so ergeben sich zum Teil erhebliche Defizite zu 100%, auch wenn man berücksichtigt, daß in der Fraktion  $< 10 \mu$  einige Prozent Feldspat, Muskovit und hochlichtbrechende Minerale, die sich thermisch indifferent verhalten, enthalten sind. Diese Differenzen liegen in den C-Horizonten mit 15% (V) und 25% (S) wesentlich niedriger als in den A-Horizonten mit bis zu 35% (V) bzw. 45% (S). Dies kann als Hinweis dafür dienen, daß einmal in den oberen Horizonten der Ordnungsgrad der Illitkristallgitter gegenüber den Bezugsmineralen geringer ist als in den C-Horizonten (s. auch [21]), zum anderen dafür, daß der Illit von Vermilion in seinem thermischen Verhalten mehr dem Illit der Untersuchungsproben entspricht als der von Sarospatak.

c) Kaliumgehalt und Umtauschkapazität (U. K.).

In mehreren bodenkundlichen Arbeiten ist bereits versucht worden, zur Ergänzung von röntgenographischen oder differentialthermoanalytischen Untersuchungen den Illitgehalt aus dem  $K_2O$ -Gehalt [16, 50], aus  $K_2O$ -Gehalt und

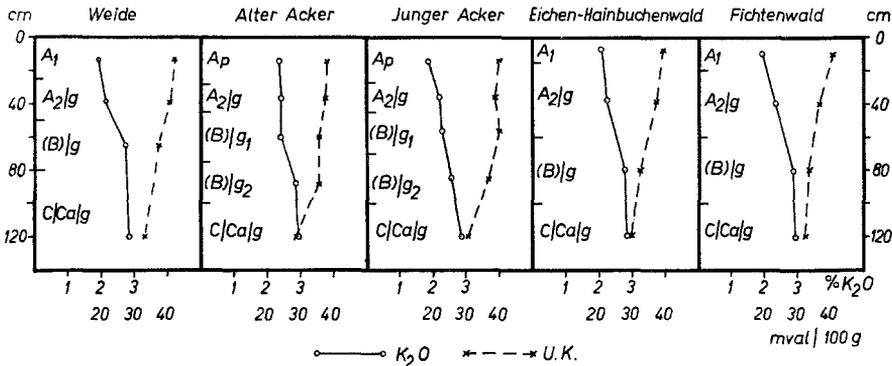


Abb. 4.  $K_2O$ -Gehalt und Umtauschkapazität (U.K.) der Kornfraktion  $< 10 \mu$ .

Umtauschkapazität [25, 39, 52] oder nur aus den Sorptionseigenschaften (selektive Sorption [34]) zu berechnen. Doch hatten auch diesen Verfahren erhebliche Fehler an. In jedem Falle muß dem in der unbekanntnen Probe enthaltenen Illitmineral ein bestimmter Wert für den  $K_2O$ -Gehalt bzw. die U.K. zugeschrieben werden, von dessen Wahl das Berechnungsergebnis stark abhängig ist. Diese Verfahren haben daher für sich allein keine volle Beweiskraft, sondern sind nur in Verbindung mit anderen Untersuchungsmethoden auswertbar.

Der  $K_2O$ -Gehalt der Proben wurde nach Flußsäureaufschluß und  $HNO_3$ -Behandlung [52] flammenphotometrisch mit dem Zeiss-Spektralphotometer bestimmt. Die Ermittlung der Umtauschkapazität erfolgte nach der von MEHLICH [26] vorgeschlagenen Methode, wobei die Ba-Bestimmung wiederum flammenphotometrisch vorgenommen wurde. Die Ergebnisse sind in Abb. 4 dargestellt.

In allen Profilen nimmt der  $K_2O$ -Gehalt von unten nach oben ab, die Umtauschkapazität dagegen zu. Würde der ermittelte Kaliumgehalt zur Berechnung des Illitgehaltes dienen, wobei für den Illit allgemein ein durchschnittlicher  $K_2O$ -Gehalt von 6% zugrunde gelegt wird [25, 39, 50], so könnte damit das Ergebnis der D.T.A. (mit dem Illit von Sarospatak als Vergleichsmaterial) sehr gut bestätigt werden. Es ergeben sich für die obersten Horizonte Illitgehalte von 32 bis 39%, für die C-Horizonte von 47—49%. Bei Anwendung nur dieser beiden Methoden wäre damit der Tonmineralgehalt der Fraktion  $< 10 \mu$  qualitativ und quantitativ aufgeklärt.

Doch ist dieser Weg im vorliegenden Falle irreführend und daher nicht gangbar. Auf Grund der röntgenographischen Untersuchungen muß angenommen werden, daß der Kaliumgehalt der illitischen Tonminerale in den verschiedenen Horizonten nicht konstant, sondern sehr unterschiedlich ist und daß insbesondere in den oberen Horizonten bei der Bildung der Illite mit aufweitbarem Gitter bzw. der Minerale mit Wechsellagerungsstruktur ein Verlust an Zwischenschicht-K-Ionen eingetreten sein muß. Diese Annahme wird bestätigt, wenn der  $K_2O$ -Gehalt der gesamten Fraktion  $< 10 \mu$  nur auf die Menge der röntgenographisch bestimmten Tonminerale — ohne Berücksichtigung des Quarzanteiles — bezogen wird. Es ergeben sich dann  $K_2O$ -Gehalte der Tonminerale, die in den obersten Horizonten zwischen 2,3 und 3,4%, in den C-Horizonten zwischen 3,9 und 4,9% liegen. Wenn auch die Fehler der röntgenographischen Bestimmung in diese Zahlen mit eingehen, so zeigen sie doch die deutlich niedrigeren  $K_2O$ -Gehalte der Tonminerale in den stärker verwitterten oberen Horizonten. Auch in den C-Horizonten wird in keinem Fall ein  $K_2O$ -Gehalt von 6% errechnet, wie es für die reinen Illitvorkommen typisch ist.

Die Werte für die *Umtauschkapazität* bringen weitere Aufschlüsse. Die gegensätzlich zur Kaliumabnahme verlaufende Zunahme der U.K. vom C-Horizont mit rund 30 mval zum A-Horizont mit etwa 40 mval/100 g Substanz der Fraktion  $< 10 \mu$  kann unmöglich mit einer Abnahme des Illitgehaltes in Übereinstimmung gebracht werden. Auch ist die Höhe der U. K. keineswegs durch den sich aus D.T.A. und  $K_2O$ -Gehalt ergebenden Gehalt an Illit zu erklären, dessen durchschnittliche Umtauschkapazität nur 28 mval/100 g [39] beträgt. Wird auch hier die U.K. nur auf die in der Fraktion  $< 10 \mu$  enthaltenen Tonminerale bezogen, so ergeben sich für die C-Horizonte Werte zwischen 43 und 51 mval/100 g Tonminerale, die in den oberen Horizonten bis zu 73 mval/100 g Tonminerale ansteigen. Diese hohen Werte schalten die Annahme von reinem, unverändertem Illit im Tonmineralbestand aus und weisen auch hier darauf hin, daß die Illite durch völlige K-Entblößung eines Teiles der Zwischenschichten bzw. durch teilweisen K-Verlust aller Schichten entweder zu Mineralen mit Zwischenlagerung von montmorillonitischen Schichtpaketen oder zu Illiten mit teilweise aufweitbarem Gitter umgewandelt sein müssen. In beiden Fällen würden sorptionsfähige Stellen freigelegt und die Umtauschkapazität entsprechend erhöht werden.

Das Ausmaß dieser Illitumwandlung steht mit der Verwitterungsintensität im Zusammenhang. Niedriger  $K_2O$ -Gehalt, höhere U. K. und Beeinflußbarkeit der Röntgenbasisreflexe durch Glycerin zeigen in den oberen Horizonten der untersuchten Profile eine weiter fortgeschrittene Umwandlung in Richtung auf ein montmorillonitisches Tonmineral als in den C-Horizonten. Doch auch hier deuten  $K_2O$ -Gehalt und U. K. auf eine beträchtliche Umwandlung hin, die — wie überhaupt die gesamte Illitbildung im C-Horizont — nicht an Ort und Stelle in Gegenwart von  $CaCO_3$  stattgefunden haben kann, sondern mit großer Wahrscheinlichkeit bereits vor der Sedimentation erfolgt sein muß<sup>1</sup>.

Derartige Übergangsmminerale zwischen Illit und Montmorillonit sind bereits mehrfach beschrieben worden (s. Literatur in [43]); doch handelt es sich zumeist

<sup>1</sup> Eine interglaciale oder interstadiale Verlehmung des Lößes und Entstehung von fossilen „Braunlehmen“, wie sie verschiedentlich beschrieben worden sind (z. B. [27]), ist im vorliegenden Fall auszuschalten [42].

um Minerale aus bestimmten Lagerstätten und nicht aus Bodenfraktionen. Allgemein wird darauf hingewiesen, daß diese Tonminerale infolge ihres nicht genau definierten röntgenographischen und thermischen Verhaltens und ihrer wenig typischen chemischen und kolloidchemischen Eigenschaften schwer zu identifizieren sind, zumal Standardminerale für Vergleichsuntersuchungen nicht zur Verfügung stehen. Von den näher beschriebenen derartigen Tonmineralen zeigen zwei „mixed layer“-Minerale von Cameron (Arizona) und von Catawba (Virginia) [29] in ihren chemisch-kolloidchemischen Eigenschaften Ähnlichkeit mit dem Tonmineraltyp der untersuchten Lößproben. Beide Minerale weisen außerdem in ihrer Differentialthermokurve einen deutlichen Illiteffekt zwischen 550 und 600° auf, ohne — wie die meisten anderen Tonminerale mit Wechsellagerungsstruktur — die Montmorillonitzacke bei 700° zu zeigen. Sie enthalten 2,5 bzw. 2,8% K<sub>2</sub>O und besitzen eine Umtauschkapazität von 77 bzw. 35 mval/100 g<sup>1</sup>. Die in den C-Horizonten enthaltenen Tonminerale würden somit zum Catawba-Typ, die in den oberen Horizonten zum Cameron-Typ gehören.

*d) Zusammenfassende Aussagen über den Tonmineralbestand.*

Bei der zusammenfassenden Betrachtung der Ergebnisse von Röntgenanalyse, D.T.A. und Bestimmung von Kaliumgehalt und Umtauschkapazität kann festgestellt werden, daß in *qualitativer* Hinsicht gute Übereinstimmung zwischen den verschiedenen Methoden besteht. Alle Verfahren zeigen Tonminerale von illitischem Charakter an; Röntgenanalyse und die chemisch-kolloidchemischen Untersuchungen lassen darüber hinaus auf Übergangsmminerale zum Montmorillonit schließen, während die D.T.A. hierüber keine Aussagen zuläßt. Das Auftreten von Illit (im weitesten Sinne) als alleinigem oder vorherrschendem Tonmineral im Löß scheint viel häufiger zu sein als bisher angenommen wurde. Während in älteren Arbeiten vorwiegend von Montmorillonit und Glimmer im Tonanteil des Lößes gesprochen wird, berichten Forschungsergebnisse der letzten Jahre fast ausschließlich von Illit als Haupttonmineral in verschiedenen Lößen, so z. B. in Deutschland [31, 38], Holland [24], Belgien [6], Ungarn [8], Rußland [46] und USA [4, 9, 22]. Selbstverständlich dürfen diese Angaben nicht verallgemeinert werden; doch haben sie als Hinweis zu dienen, bei der Untersuchung von Lößen ein besonderes Augenmerk auf den Nachweis von Illit zu richten.

In *quantitativer* Hinsicht besteht zwischen den Ergebnissen von Röntgenanalyse und D.T.A. eine erhebliche Diskrepanz. Das Ergebnis der Röntgenanalyse hat, da bei ihr die Summe aller illitischen Minerale bestimmt wurde, den größeren Anspruch auf Richtigkeit. Berechnet man den Tonmineralgehalt aus der Differenz von 100 zum röntgenographisch mit größerer Genauigkeit bestimm- baren Quarz und vergleicht ihn mit den aus den Eichkurven erhaltenen Illitwerten, so besteht in 6 von 22 Fällen Übereinstimmung, in 8 Fällen eine Abweichung von weniger als 10% und bei 8 Analysen — vorwiegend in den oberen Horizonten — eine Differenz bis zu 20%. Die niedrigen Illitgehalte, die bei der D.T.A. erhalten wurden, sind mit großer Wahrscheinlichkeit dadurch bedingt, daß kein geeignetes Bezugsmineral zur Verfügung stand. Es darf angenommen werden, daß die in den Lößproben enthaltenen illitischen Übergangstonminerale einen erheblich

<sup>1</sup> Demgegenüber wurden bei den Illiten von Sarospatak und von Vermilion K<sub>2</sub>O-Gehalte von 7,4 bzw. 3,9% und eine Umtauschkapazität von 16 bzw. 30 mval/100 g festgestellt.

schwächeren endothermen Effekt bei 580° C als die Illite von Vermilion und Sarospatak zeigen. Bei Benutzung des Tonminerals von Catawba als Bezugs- substanz würden sich z. B. erheblich höhere Werte ergeben.

Die Werte für den K<sub>2</sub>O-Gehalt und die U.K. können nicht quantitativ aus- gewertet werden, da im vorliegenden Falle kein konstanter Kaliumgehalt und keine einheitliche U.K. zugrunde gelegt werden darf, so daß die Bezugsbasis fehlt.

In mehreren bodenkundlichen Arbeiten, bei denen der Tonmineralbestand von *Boden-* fraktionen mit mehr als einer Methode bestimmt wurde, ist gleichfalls die Feststellung gemacht worden, daß die Ergebnisse der verschiedenen Untersuchungsverfahren nicht übereinstimmen (z. B. [25, 49, 50]). HENDRICKS und DYAL [12] schlagen daher vor, für bodenkundliche Zwecke den Tonmineralbestand eines Bodens nicht in Prozent Illit, Montmorillonit und Kaolinit anzu- geben, sondern nur den allgemeinen Charakter der Tonminerale durch einige typische Eigen- schaften wie Sorptionsvermögen, Kaliumgehalt und Glykolfesthaltevermögen zu kennzeichnen. Dieser Gedanke wurde von MARTIN und RUSSELL [25] dahingehend erweitert, daß aus diesen Eigenschaften ein „Generalindex“ zur Kennzeichnung des Tonanteils eines Bodens errechnet wurde. Ein Index von 10 soll danach illitische, ein solcher von 25 montmorillonitische Ton- minerale charakterisieren. Bei der Berechnung dieses Indexes für die untersuchten Lößproben (ohne Bestimmung des Glykolfesthaltevermögens) ergaben sich Werte, die zwischen 12 und 18 lagen, wobei die höheren Werte durchweg in den oberen, stärker verwitterten Horizonten gefunden wurden. Auch auf diesem Wege wird somit bei vorherrschendem illitischen Charakter die Übergangstellung der Tonminerale in Richtung auf Montmorillonit gekennzeichnet.

Nach eigener Ansicht ist jedoch die Beschränkung auf derartig allgemeine Aussagen nicht befriedigend. Bereits bei der Untersuchung des Tonmineral- bestandes von verschiedenen Kalksteinen [35, 39] wurde ein Verfahren ange- wendet, mit dessen Hilfe aus der Kombination der Ergebnisse verschiedener Methoden der Mineralbestand genauer festgelegt werden konnte. In der vor- liegenden Arbeit wurde auf erweiterter Basis ein ähnlicher Weg beschritten, der als eine Art „integrierender Auswertung“ bezeichnet werden kann und etwa mit der „allocation procedure“ von TAMURA und Mitarbeitern [50] zu verglei- chen ist. Nur auf diesem Wege erscheint es möglich, zu Ergebnissen zu kommen, die nicht mit den oft schlecht erkennbaren Fehlern einer einzigen Methode be- haftet sind.

Bei der Beantwortung der Frage nach der Auswirkung der unterschiedlichen Vegetation und Bodennutzung auf Menge und Eigenschaften der Tonminerale ist zu bemerken, daß auffallende Unterschiede zwischen den 5 Böden nicht fest- zustellen sind. Die Vermutung, daß die stark saure Reaktion im Oberboden der Waldprofile einen Einfluß auf Art und Menge der Tonminerale haben würde, wird nicht bestätigt. Eine etwas höhere Umtauschkapazität der Tonminerale in den oberen Horizonten der Waldprofile und des ehemaligen Waldbodens (junger Acker) deutet allerdings auf einen höheren Anteil an Übergangsmaterialien zwischen Illit und Montmorillonit hin. Die durch stark saure Reaktion bedingte stärkere Verwitterungsintensität unter Waldbestand hat demnach noch keine Zersetzung der Tonminerale zur Folge gehabt, sondern es ist bisher nur zur verstärkten Bil- dung eines Tonmineraltyps von zwar niedrigerem K<sub>2</sub>O-Gehalt, jedoch höherer Umtauschkapazität gekommen.

Das Auftreten dieser Übergangsmaterialien in allen Profilen hat insofern prak- tische Bedeutung, als zwei gegensätzlich erscheinende Eigenschaften der unter- suchten Böden, nämlich hohes Festlegungsvermögen für zugeführtes Dünger-

kalium bei gleichzeitigem hohem Kaliumnachlieferungsvermögen aus nichtaustauschbarer Form auf das Vorhandensein dieser Tonminerale zurückgeführt werden konnten [44].

### 3. Mineralbestand der Gesamtproben.

Zur Darstellung des Mineralbestandes in den Gesamtproben wurden die mikroskopisch bestimmten Minerale der Fraktionen  $> 10 \mu$  und der röntgenographisch

Tabelle 4. *Mineralbestand der Gesamtproben* (in Prozent der humus- und karbonatfreien Substanz).

Profil	Horizont	1 Quarz	2 Feldspat	3 Glimmer	4 Illit	5 Sonstige Minerale <sup>1</sup>	6 Verwitterungsindex <sup>2</sup>
1. Weide	A <sub>1</sub>	48	10	10	25	7	4,8
	A <sub>2</sub> /g	46	11	10	20	13	4,2
	(B)/g	47	11	12	16	14	4,3
	C/Ca/g	45	15	11	13	16	3,0
2. Alter Acker	A <sub>p</sub>	53	12	8	17	10	4,4
	A <sub>2</sub> /g	50	13	9	13	15	3,8
	(B)/g <sub>1</sub>	50	14	9	15	12	3,6
	(B)/g <sub>2</sub>	48	13	12	11	16	3,7
C/Ca/g	49	17	11	11	12	2,9	
3. Junger Acker	A <sub>p</sub>	54	10	8	16	12	5,4
	A <sub>2</sub> /g	53	12	10	16	9	4,4
	(B)/g <sub>1</sub>	49	11	10	15	15	4,5
	(B)/g <sub>2</sub>	51	13	9	13	14	3,9
C/Ca/g	48	15	11	11	15	3,2	
4. Eichen-Hainbuchenwald	A <sub>1</sub>	52	10	8	19	11	5,2
	A <sub>2</sub> /g	49	11	8	18	14	4,5
	(B)/g	48	12	9	18	13	4,0
	C/Ca/g	49	15	9	15	12	3,3
5. Fichtenwald	A <sub>1</sub>	50	9	8	18	15	5,6
	A <sub>2</sub> /g	50	12	8	16	14	4,2
	(B)/g	47	15	9	18	11	3,1
	C/Ca/g	45	16	10	15	14	2,8

<sup>1</sup> In dieser Spalte sind die hochlichtbrechenden, opaken und nicht bestimmbar Mineralen sowie die quantitativ nicht bestimmten Minerale der Fraktion  $> 200 \mu$  (bis 2%) enthalten. Außerdem schließen die Zahlen den Fehler ein, der sich aus der Differenz von Quarz- und Illitgehalt zu 100 in der Fraktion  $< 10 \mu$  ergibt.

<sup>2</sup> Quarz/Feldspat-Verhältnis.

gen die Unterschiede bei allen 3 Mineralgruppen nur wenige Prozent (bis höchstens 6% beim Quarz). Beim Illit ist eine deutliche Zunahme vom C-Horizont zum A-Horizont festzustellen, die in erster Linie auf die Zunahme der Fraktion  $< 10 \mu$  zurückzuführen ist.

Diese Veränderungen im Mineralbestand demonstrieren die in den oberen, entkalkten Lößlehmhorizonten stattgefundenere stärkere Verwitterung, die am deutlichsten wieder durch den Verwitterungsindex (Quarz/Feldspat-Verhältnis) wiedergegeben wird (Tabelle 4, Spalte 6). In den C-Horizonten liegt dieses Verhältnis zwischen 2,8 und 3,3, in den oberen Horizonten zwischen 4,4 und 5,6.

ermittelte Mineralbestand in der Fraktion  $< 10 \mu$  entsprechend dem Anteil der betreffenden Kornfraktionen am gesamten Boden auf die humus- und karbonatfreie Bodensubstanz berechnet.

Die aus Tabelle 4 und Abb. 5 ersichtliche Einförmigkeit im Mineralbestand kann nach Kenntnis der bisherigen Untersuchungsergebnisse nicht überraschen. Innerhalb der einzelnen Profile bleibt die Tendenz der Zunahme des Quarzes und der Abnahme der Feldspäte vom C-Horizont zum A-Horizont hin bestehen. Auch die schwach angedeutete Abnahme des Glimmeranteils in der Fraktion  $10-50 \mu$  von unten nach oben tritt im gesamten Boden wieder in Erscheinung. Doch betragen

Am stärksten erhöht es sich in den Profilen 3, 4 und 5. Diese Wald- bzw. ehemaligen Waldböden zeigen damit in ihren oberen, der Versauerung besonders unterworfenen Horizonten einen stärkeren Verwitterungsgrad an als der alte Ackerboden und das Weideprofil. Trotzdem wird der Charakter des gesamten Mineralbestandes nicht wesentlich verändert. Das trifft auch für den Illitgehalt zu, obwohl gerade hier zwischen dem A<sub>1</sub>-Horizont des Weideprofils und dem der übrigen Böden ein erheblicher Unterschied besteht. Doch erscheint dieser eine hohe

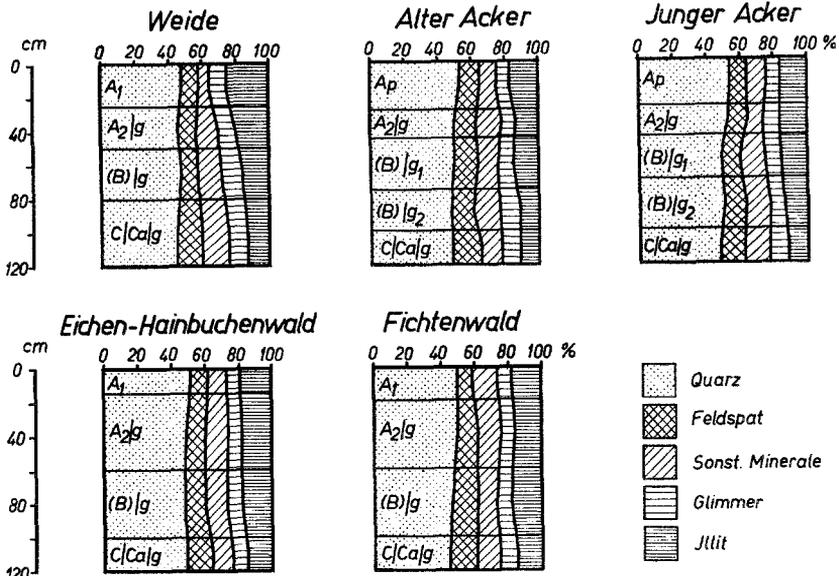


Abb. 5. Mineralbestand der Gesamtproben (in Prozent der humus- und karbonatfreien Substanz).

Illitwert nicht beweiskräftig, da er durch den wahrscheinlich überhöhten Illitgehalt der Fraktion < 10 μ (85% Illit neben 30% Quarz, s. Tabelle 3) bedingt ist.

Insgesamt kann aus den relativ geringen Unterschieden zwischen dem Ausgangsmaterial der Bodenbildung in den C-Horizonten und den darüber liegenden, durch Bodenbildungsvorgänge veränderten Horizonten gefolgert werden, daß die „pedochemische Verwitterung“ [13] — d.h. die Verwitterung, die im *Boden* während seiner Entwicklung zum heutigen Zustand stattgefunden hat und noch heute andauert — geringere Auswirkungen gezeigt hat als die „geochemische Verwitterung“, die für den Verwitterungszustand des durch Bodenbildungsprozesse nicht beeinflussten Ausgangsmaterials verantwortlich ist. Diese geochemischen Verwitterungsvorgänge, auf die z. B. der relativ hohe Tonmineralegehalt, das Auftreten von zersetzten Kalifeldspäten und der geringe Anteil an Kalk- und Kalknatronfeldspäten im Mineralbestand der C-Horizonte zurückzuführen ist, dürften sich mit großer Wahrscheinlichkeit nicht an Ort und Stelle im Sediment, sondern bereits vor der Sedimentation in früheren Verwitterungszyklen abgespielt haben (s. oben). Das Verhältnis von pedochemischer zu geochemischer Verwitterung ist damit in den untersuchten Lößprofilen anders als z. B. in Podsolböden, wo starke pedochemische neben meist auch sehr intensiven geochemischen Verwitterungsvorgängen stattgefunden haben, oder in Böden auf anstehendem magmatischem Gestein, wo die pedochemische Verwitterung stark dominiert.

Abschließend sei der festgestellte Mineralbestand der untersuchten Lößproben mit einigen Angaben der Literatur verglichen. Leider liegen nur wenige quantitative Angaben über die Mineralzusammensetzung von Lößen vor. Meistens werden allgemeine Aussagen gemacht, nach denen der Löß 60—70% Quarz neben 10—20% Feldspat (z. B. [36, 53]) enthält; oder es werden nur einige bestimmte Fraktionen untersucht, die nach der Korngröße [18, 22] oder nach dem spezifischen Gewicht [5, 22, 51] unterteilt werden. Über einige quantitative russische Arbeiten der letzten Zeit [37, 47] liegen nur Referate mit allgemeinen Angaben vor. In einer neuen belgischen Arbeit [6] wird der Durchschnittsgehalt des dort auftretenden Lößes an Quarz mit 88%, Feldspat 7—12% und Glimmer 1—4% angegeben. Von JUNG [15] wurde eine eingehende quantitative Mineraluntersuchung am Löß von Derenburg am Harz vorgenommen, die als Standardlößanalyse in verschiedene mineralogisch-petrographische Lehrbücher Eingang gefunden hat [28, 45]. Sie eignet sich besonders gut für einen Vergleich mit dem eigenen Untersuchungsbefund, da der Löß von Derenburg genetisch zum gleichen Sedimentationsgroßraum

Tabelle 5. *Mineralgehalt der Durchschnittsproben verschiedener Löße und Lößlehme* (in Prozent der humus- und karbonatfreien Substanz).

Lfd. Nr.	Vorkommen	Quarz	Feldspat	Glimmer	Tonminerale
1	Löß, Derenburg (Harz). . .	51	23	11	4 (Montmorillonit)
2	Löß, Wichtringhausen (Hannover) <sup>1</sup> . . .	46	15	10	13 (Illit)
3	Lößlehm, Bernburg (Saale) .	45—49	20	11—15	2—7 (Montmorillonit)
4	Lößlehm, Monstab (Thüring.)	44—47	16	10—13	2—5 (Montmorillonit)
5	Lößlehm, Baumgarten (Schlesien) .	70—72	12	4—6	1—3 (Montmorillonit)
6	Lößlehm, Wichtringhausen (Hannover) <sup>2</sup> . . .	53	11	8	17 (Illit)

<sup>1</sup> Mittelwerte der Proben aus den C-Horizonten der Profile 1—5.

<sup>2</sup> Mittelwerte der Proben aus den A<sub>p</sub>-Horizonten der Profile 2 und 3.

gehört wie der im hannoverschen Raum abgelagerte. Die beiden Löße unterscheiden sich im Bestand an primären Mineralen nicht wesentlich (Tabelle 5, Nr. 1, 2), zumal JUNG der Vermutung Ausdruck gibt, daß der von ihm ermittelte Feldspatgehalt etwas zu hoch ausgefallen ist. Im Tonmineralbestand besteht dagegen mengenmäßig wie auch qualitativ ein erheblicher Unterschied. Auch der Karbonatgehalt ist verschieden; er beträgt beim Derenburger Löß 14% in Form von Kalkspat- und Dolomitkristallen, im Wichtringhäuser Löß im Mittel 6% in Form von Kalkhäutchen und -überzügen auf anderen Mineralen.

Über den Mineralbestand von *Lößlehm* liegen Untersuchungen von SCHACHTSCHABEL [32, 33] und SALGER [31] vor. SALGER untersuchte 3 Lößlehme aus dem Mittel- und Altriß der Iller-Lechplatte und fand hier im Mineralbestand 37—56% Quarz, ~4% Feldspat, 15—37% Glimmer und 11—16% Tonminerale, die zum überwiegenden Teil aus Illit (9—13%) neben geringen Mengen Kaolinit (2—3%) bestanden. Geeigneter für einen Vergleich mit den eigenen Ergebnissen ist der Mineralbestand der von SCHACHTSCHABEL untersuchten, auf Würmlöß gebildeten Lößböden Mitteldeutschlands und Schlesiens. Seine Ergebnisse sind in Tabelle 5, Nr. 3, 4, 5 den Mittelwerten der vergleichbaren A<sub>p</sub>-Horizonte der beiden Ackerbodenprofile 2 und 3 (Nr. 6) gegenübergestellt. Der Wichtringhäuser Lößlehm nimmt demnach in bezug auf die primären Minerale eine Mittelstellung zwischen den mitteldeutschen Lößlehm und dem leichteren schlesischen Lößlehm ein, während im Tonmineralbestand wiederum erhebliche Abweichungen bestehen. Diese sind zum Teil darin begründet, daß nach der damaligen Auffassung glimmerähnliche Tonminerale noch zu den Glimmern gerechnet wurden, während sie heute zu den Tonmineralen zählen.

### Zusammenfassung.

Fünf auf engem Raum beieinander liegende Lößböden unter Weide-, alter und junger Ackerkultur sowie unter Laub- und Nadelwald wurden auf mikroskopischem, röntgenographischem, thermoanalytischem, chemischem und kolloidchemischem Wege auf ihren Mineralbestand untersucht.

In den Fraktionen  $> 10 \mu$  waren Quarz, Orthoklas und Muskovit neben einer Vielzahl von hochlichtbrechenden und opaken Mineralen die vorherrschenden Minerale. Kalk- und Kalknatronfeldspäte sowie Biotit waren, auch in den C-Horizonten, nur in kleinsten Mengen vorhanden. Die Verwitterungsintensität — gekennzeichnet durch das Quarz/Feldspat-Verhältnis — war in der Staubsandfraktion höher als in der Feinsandfraktion, in den oberen Horizonten stärker als in den unteren und in den Waldböden mit stark saurer Reaktion im Oberboden sowie im jungen Acker (ehemaliger Waldboden) höher als im Weide- und alten Ackerboden.

Der Tonmineralbestand wurde durch integrierende Auswertung der Ergebnisse von Röntgenanalyse, Differentialthermoanalyse und der Bestimmung des Kaliumgehaltes sowie der Umtauschkapazität qualitativ und quantitativ erfaßt. Die Problematik der Tonmineraluntersuchung bei Anwendung von nur ein oder zwei Untersuchungsmethoden wird aufgezeigt.

Die Tonminerale der Fraktion  $< 10 \mu$  setzten sich bei allen untersuchten Böden aus Illit und Übergangsm Mineralen zwischen Illit und Montmorillonit mit vorherrschend illitischem Charakter zusammen. Diese Übergangsm Minerale wurden als Illite mit teilweise aufweitbarem Gitter oder als Tonminerale mit Wechsellagerung von illitischen und montmorillonitischen Schichten angesprochen. Sie unterscheiden sich vom Illit im engeren Sinne neben der Beeinflußbarkeit der Röntgenbasisreflexe bei Glycerinbehandlung durch niedrigeren K-Gehalt und höhere Umtauschkapazität. In den oberen Horizonten aller Profile waren diese Minerale stärker vertreten als in den C-Horizonten. Bei den Waldböden war, wie aus den höheren Werten der Umtauschkapazität gefolgert wurde, der Anteil der Übergangsm Minerale in den A-Horizonten höher als beim Weide- und alten Ackerboden.

Die Mineralzusammensetzung des gesamten Bodens war in den C-Horizonten (lehmige Feinsande) sehr gleichmäßig und betrug im Mittel 46% Quarz, 15% Feldspat, 10% Glimmer und 13% illitische Tonminerale. In den obersten Horizonten (feinsandige Lehme bis Feinlehme) bewegten sich die Werte im Bereich von 48—54% Quarz, 9—12% Feldspat, 8—10% Glimmer und 18—25% illitischen Tonmineralen<sup>1</sup>. Ein weiteres Quarz/Feldspat-Verhältnis kennzeichnete wiederum die höhere Verwitterungsintensität der oberen Horizonte gegenüber den C-Horizonten und der Waldböden sowie des jungen Ackerbodens gegenüber dem Weide- und alten Ackerboden.

Aus den relativ geringen Unterschieden zwischen dem Mineralbestand der C-Horizonte und dem der darüber liegenden Horizonte sowie aus dem hohen Tonmineralgehalt, dem Auftreten von zersetzten Kalifeldspäten und dem geringen Anteil an Kalk- und Kalknatronfeldspäten im Mineralbestand der C-Horizonte wurde gefolgert, daß die geochemischen Verwitterungsvorgänge, die für den Verwitterungszustand des von Bodenbildungsprozessen nicht beeinflußten Ausgangsmaterials verantwortlich sind, stärker gewirkt haben als die pedochemischen Verwitterungsvorgänge, die im Boden während seiner Entwicklung zum heutigen Zustand stattgefunden haben.

Herrn Prof. Dr. P. SCHACHSCHABEL möchte ich für wertvolle Anregungen bei der Durchführung dieser Arbeit danken.

<sup>1</sup> Alle Werte sind auf humus- und karbonatfreie Substanz berechnet.

## Literatur.

- [1] BRINDLEY, G. W., and D. M. C. MACÉWAN: The interpretation of the x-ray powder diagram. In G. W. BRINDLEY, X-ray identification and crystal structure of clay minerals, S. 314. London 1951. — [2] BROWN, G.: Soil morphology and mineralogy. A qualitative study of some gleyed soils from North-West-England. J. Soil Sci. Bd. 5 (1954) S. 145. — [3] CAILLEUX, A.: L'indice d'éroussé: Définition et premier application. C. r. som. Soc. géol. France (1947). Zit. WOLDSTEDT 1954. — [4] DAVIDSON, D. T., and R. L. HANDY: Property variations in the Peorian loess of Southwestern Iowa. Iowa Acad. Sci. Proc. Bd. 59 (1952) S. 248. — [5] DORMAAL, VAN J. C. A.: Onderzoekingen betreffende de Lössgronden van Zuid-Limburg. Diss. Wageningen 1945. — [6] DUDAL, R.: Étude morphologique et genetique d'une sequence de sols sur limon loessique. Extrait Agriculture Bd. I (1953) S. 121. — [7] DYAL, R. S.: Mica leptyls and wavellite contents of clay fraction from Gainesville loamy fine sand of Florida. Proc. Soil Sci. Soc. Amer. Bd. 17 (1953) S. 55. — [8] FÖLDVÁRI-VOGL, M.: Analyse thermique des échantillons d'argile et de loess de l'Alföld. Acta geol. Acad. Sci. Hung. Bd. 2 (1953) S. 51. Ref. Min. Mag. Bd. 30, Min. Abstr. Bd. 12 (1953) S. 221. — [9] GRIM, R. E.: Clay mineralogy, S. 355. London: MCGRAW-HILL Publ. Comp. 1953. — [10] GRIM, R. E., and R. A. ROWLAND: Differential thermal analysis of clay minerals and other hydrous materials. Part I. Amer. Mineralogist Bd. 27 (1942) S. 746. — [11] GRIM, R. E., H. F. BRADLEY, and G. BROWN: The mica clay minerals. In G. W. BRINDLEY 1951, S. 138, siehe [1]. — [12] HENDRICKS, S. B., and R. S. DYAL: Surface measurement of ethylene glycol retention of clays and its application to potassium fixation. Fourth Int. Congr. Soil Sci. Trans. Bd. 2 (1950) S. 71. — [13] JACKSON, M. L., and SHERMAN, G. D.: Chemical weathering of minerals in soils. Adv. Agronomy Bd. 5 (1953) S. 219. — [14] JEFFRIES, C. D., B. N. ROLFE, and G. U. KUNZE: Mica weathering sequence in the Highfield and Chester soil profiles. Proc. Soil Sci. Soc. Amer. Bd. 17 (1953) S. 337. — [15] JUNG, H.: Untersuchungen über ein Lößvorkommen bei Derenburg am Harz. Chem. d. Erde Bd. 15 (1943) S. 66. — [16] KAMOSHITA, Y., Y. YAMADA, and K. KOBAYASHI: The amount of illite in clays from arable soils. J. Sci. Soil Man. Japan Bd. 22 (1952) S. 149. Ref. Soils a. Fertil. Bd. 1 (1953) S. 172. — [17] KARLOV, N. N.: Zur Genese des Lößes im Dnjeprgebiet. Doklady Akad. Nauk SSSR. (2) Bd. 91 (1953) S. 1195. Ref. Z. Pflanzenernähr., Düng., Bodenkunde Bd. 65 (1954) S. 263. — [18] KUBACH, J.: Mineralogische Untersuchung einiger Lößprofile Mitteldeutschlands. Chem. d. Erde Bd. 15 (1943) S. 7. — [19] LEHMANN, H., S. S. DAS, u. H. H. PAETSCH: Die Differentialthermoanalyse. Tonindustrie-Zeitung, 1. Beih., Goslar 1954. — [20] LINSEIS, M.: Thermoanalyse. Ber. dtsh. keram. Ges. Bd. 28 (1951), S. 277. [21] LIPPMANN, F.: Die Tonuntersuchung mit der Differentialthermoanalyse. Ziegelindustrie H. 18 (1953). — [22] LOTSPEICH, F. B., and H. W. SMITH: Soils of the Palouse catena. Soil Sci. Bd. 76 (1953) S. 467. — [23] MAREL, H. W. VAN DER: Mineralogical composition of a heath podzol-profile. Soil Sci. Bd. 67 (1949) S. 193. — [24] MAREL, H. W. VAN DER: The mineralogical composition of the clay separate of the Dutch soils and their cationic exchange capacity. V. Internat. Congr. Soil Sci. Trans. Bd. 2 (1950) S. 92. — [25] MARTIN, R. T., and M. B. RUSSELL: Clay minerals of four Southern New York soils. Soil Sci. Bd. 74 (1952) S. 267. — [26] MEHLICH, A.: Rapid determination of cation and anion exchange properties and  $pH$  of soils. J. Assoc. Off. Agric. Chemists. Bd. 36 (1953) S. 445. — [27] MÜCKENHAUSEN, E.: Fossile Böden im nördlichen Rheinland. Z. Pflanzenernähr., Düng., Bodenkunde Bd. 65 (1954) S. 81. — [28] NIGGLI, P.: Gesteine und Minerallagerstätten, Bd. II, S. 238. Basel 1952. — [29] *Reference clay minerals*: Amer. Petrol. Inst., Res. Proj. 49, New York 1951. — [30] ROLFE, B. N.: Pedogenic processes as indicated by the mineralogical study of fourteen important soil profiles. Diss. Pennsylvania State College 1952. — [31] SALGER, M.: Verwitterung und Bodenbildung auf diluvialen Schotterterrassen. Heidelbg. Beitr. Mineral. u. Petrogr. Bd. 4 (1954) S. 288. — [32] SCHACHTSCHABEL, P.: Mikroskopische, röntgenographische und physikalisch-chemische Untersuchungen über die Beweglichkeit des Kalis im Boden. Forschungsdienst Sonderh. 7 (1938) S. 43. — [33] SCHACHTSCHABEL, P.: Mikroskopische und röntgenographische Untersuchung von Böden. Bodenkunde u. Pflanzenernähr. Bd. 5 (1943) S. 375. — [34] SCHACHTSCHABEL, P.: Die Bildung und Bestimmung von Tonmineralen. Bodenkunde u. Pflanzenernähr. Bd. 29 (1943) S. 213. — [35] SCHACHTSCHABEL, P., u. D. SCHROEDER: Untersuchungen über die Nebenbestandteile von Kalksteinen verschiedener geologischer Herkunft. Z. Pflanzenernähr., Düng., Bodenkunde Bd. 63 (1953) S. 193. — [36] SCHEIDIG, A.: Der Löß und seine geotechnischen Eigenschaften. Dresden u. Leipzig 1934. — [37] SCHMARAJ, J. A., u. S. J. ORECHOW:

Mineralogische Züge der quartären lößartigen Lehme und ihrer Analoga zwischen den Meeresablagerungen im Einzugsgebiet des unteren Don und der unteren Wolga. C. r. Dokl. Akad. Sci. URSS. Bd. 2 (1952) S. 417. Ref. Z. Pflanzenernähr., Düng., Bodenkunde Bd. 62 (1953) S. 274. — [38] SHOEN, U.: Kennzeichnung des Tonanteils in Böden durch Phosphatbindung und Kationenumtausch. Z. Pflanzenernähr., Düng., Bodenkunde Bd. 63 (1953) S. 97. — [39] SCHROEDER, D.: Über die nichtkarbonatischen Bestandteile von Weißjurakalken. Z. Pflanzenernähr., Düng., Bodenkunde Bd. 57 (1952) S. 215. — [40] SCHROEDER, D.: Die röntgenographische Untersuchung der Tonminerale nach dem Zählrohrverfahren. Z. Pflanzenernähr., Düng., Bodenkunde Bd. 62 (1953) S. 148. — [41] SCHROEDER, D.: Neuere Methoden zur Bestimmung der Tonminerale im Boden. Z. Pflanzenernähr., Düng., Bodenkunde Bd. 64 (1954) S. 209. — [42] SCHROEDER, D.: Untersuchungen über Verwitterung und Bodenbildung an Lößprofilen. Habil. Schr. Hannover 1954. — [43] SCHROEDER, D.: Tonminerale mit Wechsellagerungsstruktur im Löß. Z. Pflanzenernähr., Düng., Bodenkunde Bd. 70 (1955) S. 17. — [44] SCHROEDER, D.: Kaliumfestlegung und Kaliumnachlieferung von Lößböden. Landwirtsch. Forsch. Bd. 8 (1955). — [45] SCHUMANN, H.: Einführung in die Gesteinswelt. Göttingen 1950. — [46] SEDLEZKIJ, J. D.: Kolloidal-disperse Mineralien und die Entstehung des Lößes im Gebiet Rostov. Dokl. Akad. Nauk SSSR. (2) Bd. 90 (1953) S. 275. Ref. Soils a. Fert. Bd. 16 (1953) S. 341. — [47] SEDLEZKIJ, J. D., i V. P. ANANJEV: Zur äolischen Entstehung der Löße in Nordchina, mineralogische Zusammensetzung nordchinesischer Löße. Dokl. Akad. Nauk SSSR. (2) Bd. 90 (1953) S. 651. Ref. Z. Pflanzenernähr., Düng., Bodenkunde Bd. 65 (1954) S. 263. — [48] STEGMÜLLER, L.: Ein bewährtes im Handel beziehbares Gerät für die Differentialthermoanalyse im keramischen Betrieb. Sprechsaal Bd. 86 (1953) S. 3. — [49] SWINDALE, L. D., and M. FIELDS: Rapid semimicro method for cation-exchange capacities of clays and soils with the flame photometer. Soil Sci. Bd. 74 (1952) S. 287. — [50] TAMURA, T., M. L. JACKSON and G. D. SHERMAN: Mineral content of low humic, humic and hydrol humic latosols in Hawaii. Proc. Soil Sci. Soc. Amer. Bd. 17 (1953) S. 343. — [51] VINK, A. P. A.: Bijdrage tot de Kennis van Löss en Dekzanden. Diss. Wageningen 1949. — [52] WEBBER, L. R., and J. A. SHIVAS: The identification of clay minerals in some Ontario soils. I. Parent materials. Proc. Soil. Sci. Soc. Amer. Bd. 17 (1953) S. 96. — [53] WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter, 2. Aufl., Bd. I., Stuttgart 1954.

Privatdozent Dr. DIETRICH SCHROEDER, Hannover, Herrenhäuserstr. 2.

---