# GÖTTINGER BODENKUNDLICHE BERICHTE

# 6

H. Rohdenburg:

Jungpleistozäne Hangformung in Mitteleuropa - Beiträge zur Kenntnis, Deutung und Bedeutung ihrer räumlichen und zeitlichen Differenzierung. S. 3-107

G. Bartels und H. Rohdenburg:

Fossile Böden und Eiskeilhorizonte in der Ziegeleigrube Breinum (Niedersächsisches Bergland) und ihre Auswertung für die Reliefentwicklung im Jungquartär. S. 109-126

H. Rohdenburg und B. Meyer:

Zur Datierung und Bodengeschichte mitteleuropäischer Oberflächenböden (Schwarzerde, Parabraunerde, Kalksteinbraunlehm): Spätglazial oder Holozän? S. 127-212

1968

Im Selbstverlag der Anstalten für
Bodenkunde der Universität Göttingen

Herausgeber: B. Meyer und B. Ulrich

Schriftleitung: H. Scholz

Bestellungen über:

Institut für Bodenkunde, Göttingen, von-Siebold-Str. 4

Institut für Bodenkunde und Waldernährung,
Hann.-Münden, Mitscherlichstr. 3

oder den Buchhandel (Gewährung von Wiederverkäufer-Rabatt)

Selbstkostenpreis DM 12.–

# GÖTTINGER BODENKUNDLICHE BERICHTE

# 6

H. Rohdenburg:

Jungpleistozäne Hangformung in Mitteleuropa - Beiträge zur Kenntnis, Deutung und Bedeutung ihrer räumlichen und zeitlichen Differenzierung. S. 3-107

G. Bartels und H. Rohdenburg:

Fossile Böden und Eiskeilhorizonte in der Ziegeleigrube Breinum (Niedersächsisches Bergland) und ihre Auswertung für die Reliefentwicklung im Jungquartär. S. 109-126

H. Rohdenburg und B. Meyer:

Zur Datierung und Bodengeschichte mitteleuropäischer Oberflächenböden (Schwarzerde, Parabraunerde, Kalksteinbraunlehm): Spätglazial oder Holozän? S. 127-212

1968

Göttinger Bodenkundliche Berichte 6, 3-107, 1968

Rohdenburg, H.

# Jungpleistozäne Hangformung in Mitteleuropa - Beiträge zur Kenntnis, Deutung und Bedeutung ihrer räumlichen und zeitlichen Differenzierung.

I N H A L T :


| | | | |
|---|---|---|---|
| 1 | EINLEITUNG | S. | 4 |
| 2 | STRATIGRAPHIE | | 5 |
| 3 | EINZELPROFILE | | 10 |
| | 3.1 Witzenhausen, Werratal | | 10 |
| | 3.2 Kirchberg, südl. Kassel | | 13 |
| | 3.3 Felsberg, südl. Kassel | | 20 |
| | 3.4 Eltersberg, nordöstl. Giessen | | 22 |
| | 3.5 Dreihausen, südöstl. Marburg | | 28 |
| | 3.6 Bischhausen, südwestl. Eschwege | | 34 |
| | 3.7 Kondertal, Hunsrück | | 36 |
| | 3.8 Niedermending, Eifel | | 39 |
| | 3.9 Rauschenberg, nordöstl. Marburg | | 43 |
| | 3.10 Frankenbach, westl. Heilbronn | | 45 |
| 4 | ALLGEMEINER TEIL, AUSWERTUNG UND DISKUSSION | | 54 |
| | 4.1 Die Prozesse | | 54 |
| | 4.1.1 Solifluktion | | 55 |
| | 4.1.2 Abspülung | | 65 |
| | 4.1.3 Äolische Formung | | 67 |
| | 4.2 Datierung, Abfolge und Zusammenwirken der Prozesse | | 68 |
| | 4.3 Formungswandel und Formen | | 85 |
| 5 | ZUSAMMENFASSUNG | | 94 |
| 6 | NACHTRAG ZU ABSCHN. ELTERSBERG (3.4) | | 96 |
| 7 | LITERATURVERZEICHNIS | | 99 |

# 1 EINLEITUNG

Diese Arbeit stellt eine Fortsetzung früherer Untersuchungen zum Fragenkreis der quartären Formung dar. In der ersten Arbeit (ROHDENBURG 1965a) stand die Frage der pleistozänen Formung der Muschelkalk/Röt-Schichtstufe am Ostrand des Oberweser-Buntsandsteingewölbes im Mittelpunkt. Auch die zweite Studie (ROHDENBURG 1965b) war räumlich auf ein kleines Gebiet beschränkt. In ihr sind die geomorphologisch wichtigen Ergebnisse aus mehrjährigen Untersuchungen an - mehr als 300 - Bauaufschlüssen im weiteren Göttinger Stadtgebiet zusammengefaßt, wobei das Hauptaugenmerk auf den Wandel der Formungsprozesse im Ablauf des jüngeren Quartärs gerichtet war. In beiden Arbeiten nimmt die Untersuchung von Eigenschaften bzw. der Gliederung von Hangschuttdecken einen wichtigen Platz ein. Es zeigte sich dabei, daß das Problem der genauen Datierung von Formungsprozessen nicht anhand von Sedimentprofilen gelöst werden kann, die überwiegend aus Hangschutt bestehen, da hier zu viele und oft schwer erkennbare Schichtlücken vorliegen und zudem eindeutige Zeitmarken meistens fehlen.

In Lößaufschlüssen können dagegen anhand eingelagerter Paläoböden (vgl. ROHDENBURG u. MEYER 1966) die pleistozänen Sedimente und damit auch die zugehörigen Formungsprozesse besser datiert werden. Da sich Lößserien von einiger Mächtigkeit nur an Standorten mit langfristigem Überwiegen von Akkumulation über Abtragung bilden konnten, sind Schichtlücken hier seltener und außerdem wegen des Vorhandenseins fossiler Böden leichter festzustellen sowie in ihrer Bedeutung besser abzuschätzen. Besonderes Gewicht kommt der Untersuchung großer Aufschlüsse zu, weil hier nicht nur Aussagen für einzelne Standorte, sondern für ganze Hänge und deren Formentwicklung möglich sind. Da Löß ja primär ein äolisches Sediment ist, muß allerdings auch diskutiert werden, wieweit den in Lößaufschlüssen gewonnenen Ergebnissen allgemeinere Bedeutung zu-

kommen kann. Natürlich sind Lößprofile nur für den Zeitabschnitt mit kräftiger Lößakkumulation aussagekräftig. Wegen des Ausklingens der Lößsedimentation im Spätglazial wurde für die Darstellung der spätglazialen und im besonderen der jungtundrenzeitlichen Formungsvorgänge Beobachtungen aus Hangsedimenten herangezogen, in denen allerödzeitlicher Laacher Bims auftritt.

Die Darstellung der Untersuchungsergebnisse soll sich auf eine kleinere Zahl von besonders aussagekräftigen Profilen beschränken. Das erscheint auch deshalb vertretbar, als eine mit ähnlicher Zielsetzung und etwa gleichzeitig durchgeführte, außerordentlich wertvolle Arbeit von SEMMEL (1966)[1] sehr umfangreiches Belegmaterial für die hier zur Diskussion stehenden und im allgemeinen sehr ähnlich beurteilten Fragen enthält.

Den Herren Prof. Dr. B. Meyer, Dr. G. Bartels und Dr. A. Semmel danke ich herzlich für die sich über Jahre erstreckenden anregenden Diskussionen und dem erstgenannten besonders auch für seine großen Bemühungen um die Drucklegung dieser Arbeit.

## 2 STRATIGRAPHIE

Eine Darstellung der stratigraphischen Grundlagen erübrigt sich, da sie bereits (ROHDENBURG u. MEYER 1966) ausführlich abgehandelt worden sind (vgl. Abb. 1). Hier sollen lediglich einige Nachträge zusammengestellt werden.

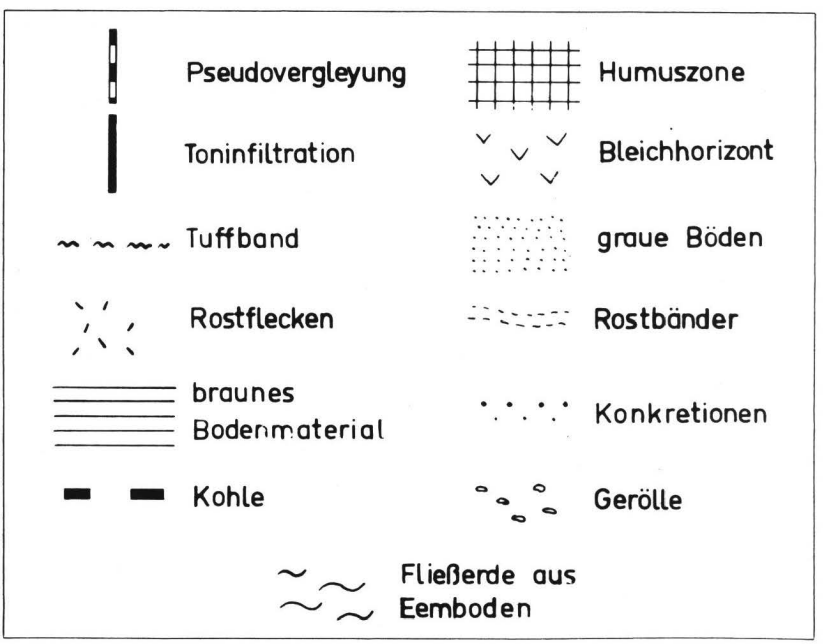
SEMMEL (1966) beobachtete außer den drei häufiger auftretenden Altwürm-Humuszonen sowohl in Wiesbaden (Dyckerhoff-Steinbruch) als auch in Bruchköbel eine weitere Humuszone, die er

---

1) erschienen 1968

als Humifizierung des interglazialen B-Horizontes deutet. Diese entspricht wahrscheinlich der untersten Humuszone im Tagebau Treue (ROHDENBURG u. MEYER 1966, Abb. 2:3b). In der Ziegeleigrube Nieder-Eschbach beobachtete SEMMEL (1966) zwischen zwei Humuszonen einen braunen Lehmkomplex, der unserem Niedervellmarer Bodenkomplex entsprechen dürfte. Hier ist somit eine nähere Einordnung als in Nordhessen möglich.

Abb. 1 Stratigraphisches Sammelprofil für Südniedersachsen und Nordhessen mit Eiskeilgenerationen.



E E M
ALTWÜRM (wa)
M I T T E L W Ü R M (wm)
J U N G W Ü R M (wj)
j5 α
j4 β
α
j3 δ
α-γ
j2 β
α
j1 γ
β
α
TUFFBAND
j3 β
LOHNER
BODEN-
KOMPLEX
(LB)
Paudorfer Interstadial
KIRCHBERGER
BODEN
NB
NIEDER-
VELLMARER
BODEN-
KOMPLEX
wa2
wa1
BILSHÄUSER
BODEN
KOMPLEX

In der Kiesgrube oberhalb von Unterrieden (bei Witzenhausen) ist eine gut entwickelte Bodenfolge aufgeschlossen, die dem Eem-Altwürm-Abschnitt entsprechen dürfte (Abb. 2). Während

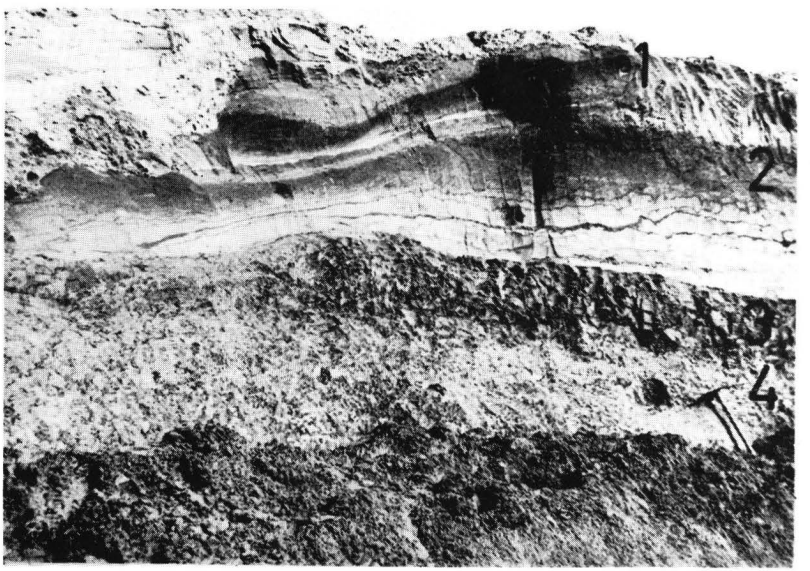



Abb. 2 Kiesgrube oberhalb von Unterrieden, Südostecke
1-3 = Altwürm - Humuszonen
4 = Eem-$B_t$-Hor.

Eem und wa1 in lößbürtigen Sedimenten ausgebildet sind, folgt darüber eine rein sandige Serie (wahrscheinlich Flugsand) mit zwei Böden des oberen Altwürms (wa2), die durch dunkle $A_h$-Horizonte ausgezeichnet sind und von denen sicher der obere

- wahrscheinlich auch der untere[1] - Boden einen gut ausgeprägten Tonbänder-$B_t$-Horizont besitzt. Eine altwürmzeitliche Sand-Parabraunerde wurde auch von PAAS (1967) in Brühl (b. Bonn) über einer Humuszone aus lößbürtigem Material festgestellt. Diese Befunde erweitern die Beobachtungen über Tonverlagerungsprozesse im Altwürm (ROHDENBURG u. MEYER, S. 123 ff.). Sie zeigen aber auch, daß eine Bodenstratigraphie in anderen Substraten als Löß sehr viel schwieriger zu erarbeiten ist, denn die Böden relativ warmer Interstadiale sind profilmorphologisch nicht von holozänen und interglazialen Sand-Parabraunerden zu unterscheiden. Aus nördlicher gelegenen Gebieten (Schleswig-Holstein: AVERDIECK 1964; Niederlande: V. D. HAMMEN, MAARLEVELD, VOGEL u. ZAGWIJN 1967) sind Podsole als Altwürmböden aus Sand bekannt geworden; auch diese sind profilmorphologisch nicht sicher von holozänen bzw. interglazialen Podsolen unterscheidbar.[2] Das kältere Alleröd-Interstadial ist dagegen im Sand nur durch Nano-Podsol-Ranker bzw. Nano-Podsole vertreten, im Löß durch geringmächtige Pararendsinen.[3]

---

1) Gut ausgeprägte Tonverlagerungsbänder treten auch unter der unteren Humuszone des wa2 auf; es ist nur nicht sicher zu entscheiden, ob sie diesem Boden zuzuordnen sind oder durch Durchgriff von oben während der Bildung der oberen Sand-Parabraunerde entstanden.

2) Die bei Lößböden feststellbaren deutlichen Intensitätsunterschiede sind vermutlich dadurch bedingt, daß bei Lößböden der Zeitfaktor viel wichtiger ist als bei Sandböden, die sich relativ schnell entwickeln. - GARLEFF (1966) hat von Unterrieden zwei interglaziale Böden beschrieben, wobei vermutlich sein oberer Interglazialboden dem hier in das obere Altwürm gestellten Bodenkomplex entspricht. GARLEFFs unterer Interglazialboden wäre dann ein Interglazial zu tief eingestuft.

3) Vielfach wird über weiter entwickelte spätglaziale Lößböden berichtet. Eine nähere Nachprüfung hat dafür jedoch keine Bestätigung erbringen können (ROHDENBURG u. MEYER 1968).

Aus dieser Sicht ist zu erwarten, daß auch durch Koniferendominanz ausgezeichnete warme Interstadiale (vom Altwürm-Typ) zu einer Parabraunerde führen können, wenn sie nur ausreichend lange gedauert haben; vermutlich ist auch begünstigend, wenn frisch angewehter Löß als Ausgangsmaterial der Bodenbildung vorliegt. Hierin liegt vielleicht die Lösung des Problems, daß weit mehr fossile Parabraunerden gefunden werden als "klassische" Interglaziale zur Einstufung "angeboten" werden (SEMMEL 1967). Einen wesentlichen Hinweis dafür geben die in der Tschechoslowakei durchgeführten Untersuchungen (KUKLA 1961; LOŽEK 1964, Beil. II), nach denen die ersten Abschnitte mehrerer der quartären Zyklen 1. Ordnung (abgesehen von Humuszonen) durch zwei, nur durch wenig Löß getrennte Parabraunerden ausgezeichnet sind.

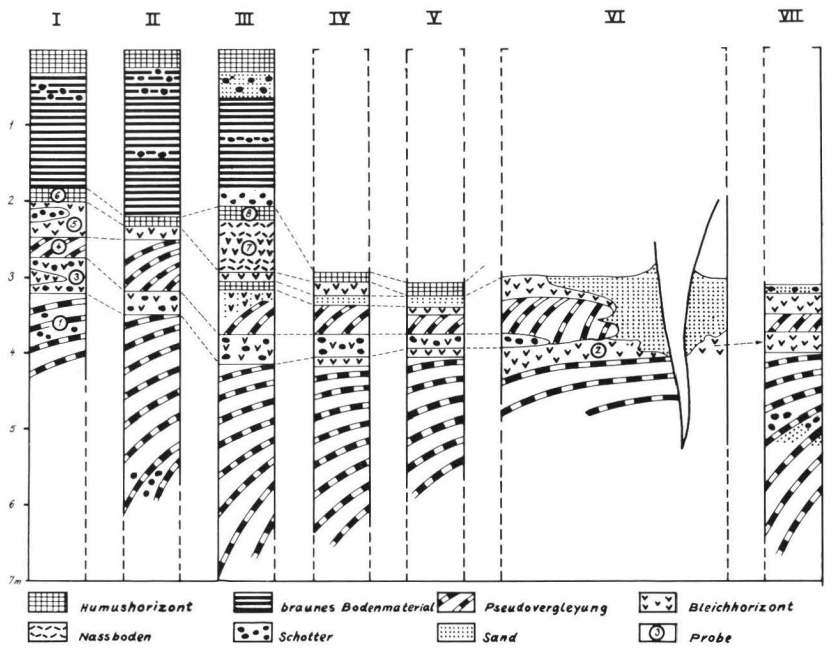
## 3 E I N Z E L P R O F I L E

### 3.1 WITZENHAUSEN (Werratal, Abb. 3a u. b)

Die hier dargestellte Schichten- bzw. Bodenfolge entstammt der Westwand der ehemaligen Ziegeleigrube, in der über Werraschottern (Oberterrasse nach MENSCHING 1953) eine mächtige Serie vorwiegend lößbürtiger Sedimente liegt, die einen interglazialen Boden enthält (Abb. 3a).

Wie die stark deformierten Pseudogley-Leitbahnen des interglazialen Bodens anzeigen, ist dieser solifluidal verlagert worden. Der hangende Bleichhorizont ist nur z. T. in Feinmaterial entwickelt; in den Profilen I - V ist er zum größten Teil in einer Schuttdecke ausgebildet, die deutlich einen Hiatus zwischen Interglazialboden und dem Altwürm-Bleichhorizont markiert; ihr unteres Ende wurde in Profil VI angetroffen (Abb. 3b). Darüber folgt in allen Profilen ein schwach ausgeprägter Pseudogley, dessen Leitbahnen zwar ebenfalls durch Solifluktion deformiert sind, jedoch schwächer als

Abb. 3a *WESTWAND DER ZIEGELEIGRUBE WITZENHAUSEN*




Aufnahme 1963/64.

die des Interglazialbodens. Im Hangenden liegt wieder ein Bleichhorizont, der evtl. dem g-Hor. als Oberboden zugeordnet sein könnte. Allerdings ist die Horizontfolge nicht aus einem einheitlichen Sediment entstanden, wie der in Profil I eingelagerte Schutt beweist. Die Altwürmfolge wird in den Profilen I, II, IV und V von einer schwach ausgeprägten Humuszone abgeschlossen. Diese fehlt weiter hangabwärts. In Profil III tritt oberhalb eines weiteren Bleichhorizontpaketes, das z. T. naßbodenartige Überprägung aufweist, eine

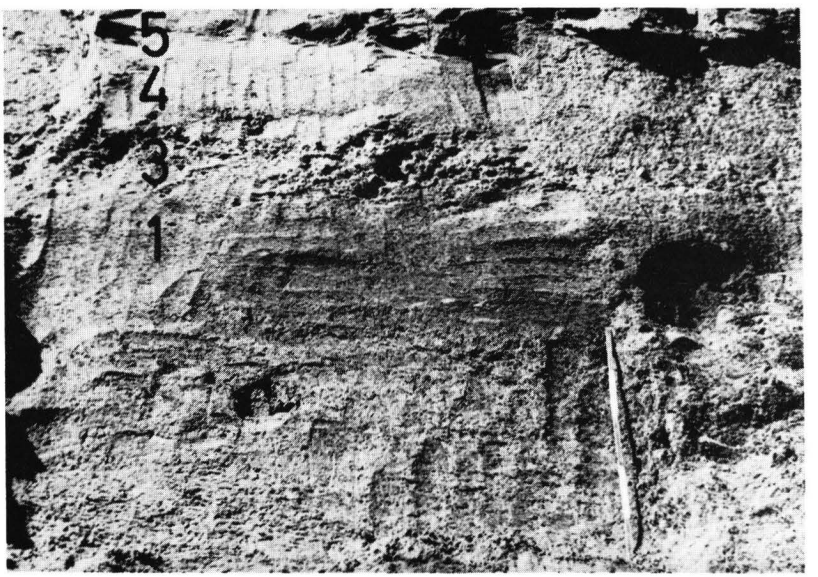



Abb. 3b Westwand der Ziegeleigrube Witzenhausen
Ausschnitt aus Profil I von Abb. 3a
1, 3, 4, 5 vgl. Abb. 3a

1 = Eem-Pseudogley
3 = Schuttlage in Bleichhorizont
4 = Altwürm-Pseudogley
5 = 2. Bleichhorizont

zweite schwache Humuszone auf.

Die hangende Sedimentserie ist infolge ihrer geringen Mächtigkeit und der starken pedogenen Überprägung im Holozän nicht näher gliederbar. Hingewiesen sei nur darauf, daß Schutteinlagerungen auch in jüngeren Serien als Altwürm auftreten. In Profil VI ist eine Rinne angeschnitten, die als Füllung nur verspültes Bleichhorizontmaterial enthält

und wohl noch ins Altwürm gestellt werden muß, da jüngere Serien am Hang offensichtlich noch nicht vorlagen. Der in dieser Rinne ausgebildete Eiskeil kann nicht näher datiert werden.

Stratigraphisch gesehen läßt sich der Eem-Altwürm-Abschnitt am ehesten mit dem Profil Bilshausen vergleichen (ROHDENBURG u. MEYER 1966, S. 24/25), wenn man berücksichtigt, daß große Sesquioxyd-Konkretionen im Hor. 5 auftreten, der danach dem Bleichhorizont Bilshausen 5 mit liegender Konktretionslage entsprechen dürfte. Weitere Horizont- bzw. Schichtparallelisierungen: W1 = B1, W2 = B2, W4 = B4, W6 = B5b. Nicht materialmäßig, aber doch zeitlich entsprechen sich der Schutt Witzenhausen 3 und die Fließerde Bilshausen 3. Die Horizonte Witzenhausen 7 und 8 stützen zudem die in ROHDENBURG u. MEYER (1966), Tab. 1 (S. 27), gegebene Darstellung, nach der zu erwarten war, daß auch oberhalb von Bilshausen 5b in stratigraphisch vergleichbaren Profilen Bleichhorizonte und Humuszonen auftreten können.

Das Profil Witzenhausen bietet also einen weiteren Beleg für die schon früher dargestellte reichhaltige Abfolge einander ablösender kurzfristiger Abtragungs- bzw. Sedimentations- und Bodenbildungsphasen während des Altwürms. Hier ist dies besonders wegen der mehrfachen und z. T. gut datierbaren Einschaltung von Schuttdecken zu betonen.

### 3.2 KIRCHBERG (südl. Kassel, Abb. 4 - 6)

Beziehungen zwischen vom Hang stammenden Fremdmaterialeinschaltungen und gut datierbaren Lößserien lassen sich auch in Kirchberg herstellen. Die in dieser Grube auftretende Schichtenfolge wurde schon in ROHDENBURG u. MEYER 1966, S. 20 - 22, ausführlich dargestellt; die dort abgebildeten Profile stammen mit Ausnahme des Profils C jedoch nicht von der hier dargestellten großen Abbauwand.

Die Ziegeleigrube durchschneidet einen Riedel, der durch Zertalung aus einem im Röt angelegten, überschotterten Flachrelief entstand. Im Aufschluß (Abb. 4) ist im wesentlichen der Rötkern angeschnitten, der in der Rückenmitte noch solifluidal verlagerte und mit Röt und Löß vermischte Reste des Schotterkörpers enthält. Beide Rückenflanken sind von vorwiegend lößhaltigen Lockersedimenten bedeckt. Abb. 5 bietet einen Überblick über das an die Grube nach Norden anschließende Relief.

Abb. 5 Kirchberg, nördliche Rückenflanke
links im Bild rechte Aufschlußecke
(vgl. Abb. 4)

Abb. 4

## WESTWAND DER ZIEGELEIGRUBE KIRCHBERG (AUFNAHME 1963/64)

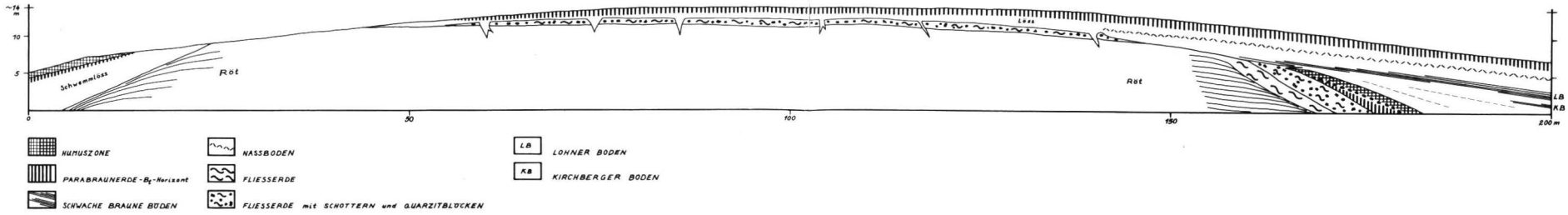



Abb. 6 b AUSSCHNITT aus Abb. 4 ( nördl. Rückenflanke )

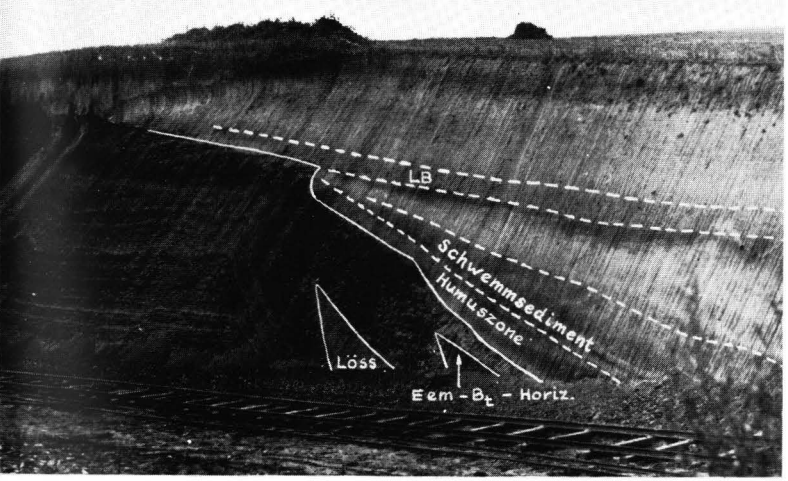



FOTO: H. ROHDENBURG 1963

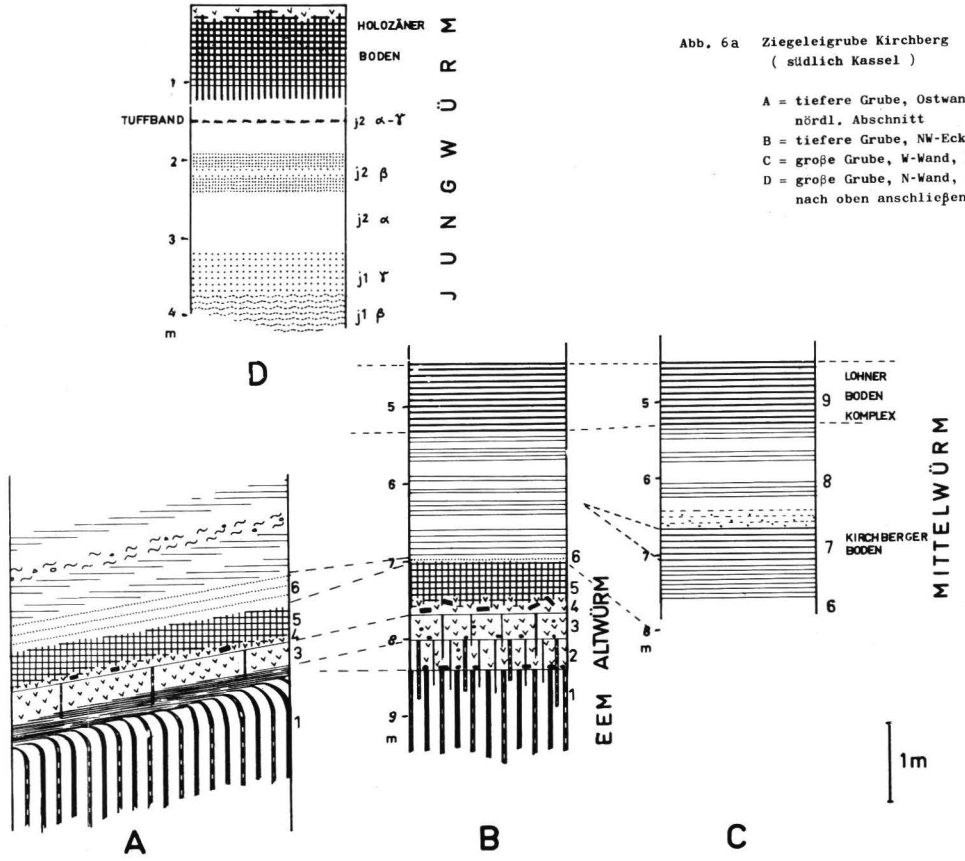



Abb. 6a Ziegeleigrube Kirchberg ( südlich Kassel )

A = tiefere Grube, Ostwand, nördl. Abschnitt
B = tiefere Grube, NW-Ecke
C = große Grube, W-Wand, N-Ecke
D = große Grube, N-Wand, an B nach oben anschließend

Die ältesten Formungsphasen und Sedimente dieser n ö r d l i c h e n R ü c k e n f l a n k e sind prä-eemzeitlich. Zuerst erfolgte kräftiger Angriff gegen den Rötrücken, der zu einer Versteilung bis 24° führte. Auf dem steilgeraden Hang liegt eine steinfreie Rötfließerde über einer laminar-solifluidal bewegten parautochthonen Zone. Ihr folgt eine schotterführende Rötfließerde, die in einem früheren Abbaustadium ein eingeschaltetes geringmächtiges Lößpaket aufwies. Ihr angelagert ist ein wahrscheinlich rißkaltzeitlicher Löß, der im Eem-Interglazial pedogen zu einer Parabraunerde überprägt wurde.

Im frühen Altwürm wurde der Eem-Boden bis auf Reste im "toten Winkel" des Unterhanges ausgeräumt. Die Diskordanz wird belegt durch eine den gesamten Hang gleichmäßig bedeckende Blockpackung. Diese kräftige Abtragung korrespondiert mit der an einer anderen Aufschlußwand (ROHDENBURG u. MEYER 1966, S. 21, Profil A) beobachteten Solifluktionsphase vor Bildung des Bleichhorizontes Kirchberg 3[1]. An der hier nicht näher untersuchten großen Aufschlußwand fehlt dieser Bleichhorizont. Es läßt sich nicht entscheiden, ob die Abtragung an diesem Standort länger anhielt oder ob nur kein Feinmaterial für die Bodenbildung vorlag. Über der Blockpackung folgt eine gut ausgeprägte Humuszone 5 mit Andeutungen des Holzkohle führenden Bleichhorizontes 4. Die humose Serie ist nur im untersten Teil aus Löß entstanden und noch annähernd autochthon. Nach oben zunehmend sind der Rötanteil und zudem Einschaltungen von reinen Röt-Schwemmsedimenten (vgl. Strate 6 in Profil A, ROHDENBURG u. MEYER, Abb. 6, hier Abb. 6a).

Im Mittelwürm findet fortlaufende Unterhangabflachung statt. Einige eingeschaltete Abtragungsphasen haben in diesem unteren Hangabschnitt keine geomorphologische Auswirkung gehabt. In höheren Hangteilen muß aber gleichzeitig beträchtliche Abtra-

---

1) Zählung der Straten nach ROHDENBURG u. MEYER 1966, Abb. 6

gung erfolgt sein, denn die Kappung der Altwürm-Humuszone ist vor dem Übergreifen des Mittelwürm-Lösses auf diese Hangpartien erfolgt. Der am Unterhang vorliegende Löß enthält aber wenig Hinweise auf diese Abtragung, denn sogar Schwemmstreifen aus Rötmaterial sind sehr selten. Wahrscheinlich dominierte während der stärker abtragenden Ereignisse hier der Materialdurchtransport, während der zwar durchgehend schwemmschichtige, z. T. auch solifluidale Verlagerung anzeigende Löß Perioden mit schwächeren Bodenbewegungen angehört. Dem entspricht, daß in dieser Folge weiter hangabwärts sogar ein autochthoner brauner Boden erhalten ist (KB = Kirchberger Boden, vgl. Profil C in Abb.6a). Das Mittelwürm wird abgeschlossen durch den Lohner Boden (LB) des Paudorfer Interstadials.

Im frühen Jungwürm liegt eine kräftige Abtragungsphase. In den oberen Hangabschnitten ist der LB z.T. ganz abgetragen bzw. stark ausgedünnt. Das Solifluktionsprofil enthält an der Basis Schleppen aus Rötfließerde. Außerdem, Abb. 6b zeigt es besonders deutlich, wurde während dieser Phase ein zwar flaches, aber auffallend gerades Hangprofil ausgebildet, das ebenfalls Oberhangabtragung belegt. Die Solifluktion hielt im Jungwürm zunächst noch weiter an und verlagerte auch neu antransportierten und pedogen etwas überprägten Löß. Es erfolgte aber keine weitere Abflachung, sondern etwa gleichmäßige Aufhöhung am Hang und zunächst nur schwache, dann aber stärker werdende Lößsedimentation auch auf dem Rücken. Der eingeschaltete Boden entspricht wahrscheinlich dem an der Nordwand in Profil D festgestellten Boden j2$\beta$ . An diesem relativ exponierten Oberhang wurde vorwiegend nur j2 und j3$\alpha$ -Löß abgelagert, während jüngerer oder älterer Löß sich nur in "geschützten" Positionen findet.

Die S ü d f l a n k e des Riedels besitzt ebenfalls einen steilgeraden Hang im Rötkern, dessen Bildung bzw. Fortbildung, den jüngeren Decksedimenten nach zu urteilen, noch in wesentlich jüngerer Zeit erfolgte als an der Nordflanke. Wie

in Abb. 4 angedeutet ist, sind die Schichten zwar in Hangrichtung abgebogen. Es handelt sich aber nicht um die üblichen Erscheinungen der laminaren Solifluktion, die eine völlig gelockerte Gesteinsstruktur zur Folge haben. Hier liegt das Anstehende dagegen mit gut erhaltenem Gefüge vor. Bezeichnenderweise fehlt eine Solifluktionsdecke vollständig. Über dem Anstehenden folgt gleich Schwemmlöß, der allerdings im basalen Bereich viele Schwemmstreifen aus Rötmaterial enthält. Während der Lößsedimentation war dieser Hang erheblich steiler als die Nordflanke; dementsprechend ist keiner der dort auftretenden Böden erhalten. Es liegt nur eine Wechsellagerung von aquatisch bzw. solifluidal verlagertem Bodenmaterial und reinem Löß vor. Die zeitliche Stellung dieser Serien ist deshalb nicht genau bestimmbar.

Die Formung dieses Hanges war am Ende des Pleistozäns nicht abgeschlossen, sondern lebte in historischer Zeit wieder auf. Der holozäne Boden ist auf große Erstreckung abgetragen, wobei in einen mäßig konvexen präholozänen Hang hier von unten ein gerader Hang hineingeschnitten wurde. Dabei ist zu beobachten, daß sowohl Abtragung als auch Sedimentation den Hang aufwärtswanderten; denn auch unter der kolluvialen Decke ist der holozäne Boden stark geköpft.

Die großen Unterschiede in der Dynamik des nord- und des südexponierten Hanges gehen auf unterschiedliche Intensität bzw. Andauer starker Abtragungsprozesse zurück, die den Rüken von den Flanken her angegriffen haben. Das frühe Stagnieren dieses Angriffs an der Nordflanke korrespondiert mit größerer Entfernung zur Talmitte - wahrscheinlich ist hier zudem eine Terrasse vorgelagert[1] -, während das südlich anschließende Tal direkt an den Rücken grenzt. Bemerkenswert ist aber auch hier, daß stärkere Seitenerosion schon lange vor dem Erliegen von Lößablagerung bzw. Lößverlagerung am Hang stagnierte.

---

1) Die Abtragung erfolgte in Abhängigkeit von der Aktivität der in Abb. 5 im Mittelgrunde erkennbaren kleinen Delle, deren Oberflächenbild ein typisches Beispiel für ein durch Akkumulation inaktiviertes Tälchens bietet.

### 3.3 FELSBERG (südl. Kassel, südöstl. Gudensberg, Abb. 7)

Auch diese Ziegeleigrube bietet einen Querschnitt durch einen Terrassenriedel, und zwar hier einer Ederterrasse. Über einem Rest des Schotterkerns liegt eine fossile Parabraunerde, die ihren Lagerungsverhältnissen nach ins vorletzte Interglazial gestellt wird. Zu Beginn der vorletzten Kaltzeit erfolgte unter Ausbildung eines vorwiegend konkaven Hanges kräftiger lateraler Angriff auf den Riedelkern. Im Verlaufe dieser (Riß-)Kaltzeit erlahmte dieser Prozeß; am Hang konnten unter Abflachung der Form neue Lockersedimente sedimentieren,und gegen Ende der Kaltzeit wurde sogar ein vorwiegend konvexer Hang gegen das Tälchen vorgebaut[1]. Zu Beginn der letzten Kaltzeit erfolgte wiederum ein kräftiger Angriff gegen den nordexponierten Hang, wie sich nicht nur aus der Hangform, sondern auch aus den Sedimenten ablesen läßt. Bei einer neueren Aufschlußbesichtigung konnte nämlich am Oberhang ein Hangschlipf aus Eem- und Altwürmserien[2] beobachtet werden. Auch im Verlaufe der letzten Kaltzeit kam es zu einem Nachlassen des lateralen Angriffs, zu Sedimentation am Hang unter Abflachung der Form und wiederum zu einem Vorbau junger Serien gegen das Tälchen. Neben den Formungsabläufen während jeder einzelnen Kaltzeit ergibt sich ein Nordwärtswandern sowohl des Riedels als auch des Tälchens. Wie in Kirchberg hielt auch in Felsberg der laterale Angriff auf die Südflanke des Rückens länger an als auf die Nordflanke. Hier fehlt eine präholozäne Lockersedimentdecke am steilgeraden Hang fast vollständig[3]. Der von

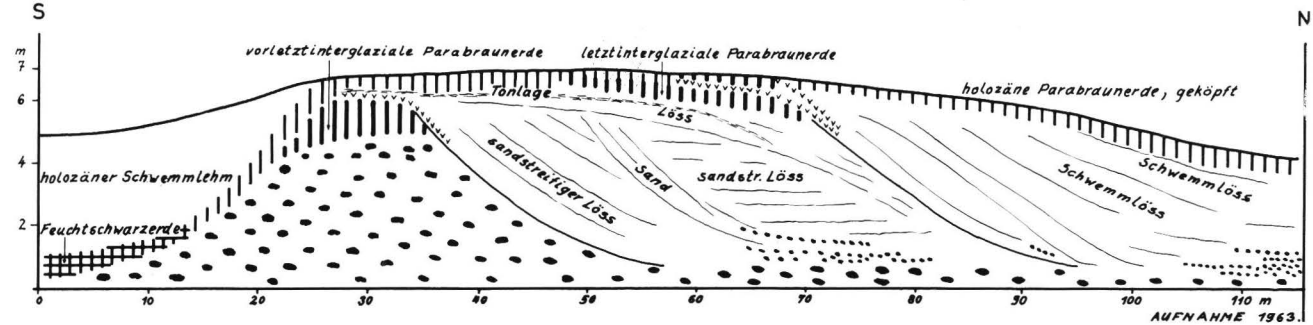
---

1) Hierin liegt eine Parallele zu der Ausbildung einer durch äolische Akkumulation gebildete Scheitelfläche mit deutlichem "Abbrechen" zur leeseitigen Rückenflanke ("loess edge", "Lößwächte"), wie sie in Abschnitt 4 von Frankenbach ausgeführt wird.

2) Wie in einigen anderen Profilen, so liegt auch hier ein altwürmzeitlicher brauner $B_t$-Hor. über dem Eem-Boden.

3) Die Südflanke des nördlichen Tälchens besitzt gleiche Eigenschaften (Steilheit, Fehlen einer Lockersedimentdecke).

Abb. 7 WESTL. ABBAUWAND DER ZIEGELEIGRUBE FELSBERG



der Südflanke ausgehende Abtragungsimpuls wird auch dadurch deutlich, daß das Rückenhöchste in recht jungen Serien liegt, d. h. nördlich des Schotterkerns. Wie in Kirchberg,so ist also auch in Felsberg die Asymmetrie zwischen Nord- und Südflanke von der Tiefenlinie her gesteuert. Für die Deutung der Reliefasymmetrie ist nicht nur die Intensität, sondern in erheblichem Maße auch die Dauer dieser Vorgänge und ihrer Abwandlungen im Klimagang der einzelnen Kaltzeiten wichtig.

Im Zuge der quasinatürlichen Formung wurde das südlich angrenzende Tälchen in historischer Zeit fast vollständig mit Schwemmlehm plombiert.

### 3.4 ELTERSBERG (nordöstl. Giessen, Abb. 8 - 11)

Im Basaltbruch des Eltersberges (östlicher Ausläufer des Hangelsteins zwischen Wieseck und Lollar) sind mehrere mit Löß völlig oder weitgehend plombierte Tälchen angeschnitten (Abb. 8). Anhand eingeschalteter fossiler Böden läßt sich die Formungsgeschichte dieser Tälchen weitgehend rekonstruieren. Im Tälchen I (Abb. 9) ist als stratigraphisch tiefster Horizont der aus Löß entwickelte $B_t$-Hor. der letztinterglazialen Parabraunerde angeschnitten. Dieser Boden ist allerdings nur an der Südflanke erhalten, an der Nordflanke und im Tälchenboden ist er im frühen Altwürm ausgeräumt worden. Dort tritt jetzt eine Fließerdefolge auf, deren unterer Teil neben Basaltdetritus auch Bodenmaterial enthält. In diese Serie eingeschnitten ist eine schmale Rinne von etwa 1 m Tiefe. Die Rinne sowie beide Tälchenflanken - besonders die bergwärtsgelegene Nordflanke - sind von der nächstjüngeren Schuttdecke ausgekleidet. Diese besteht zur Hauptsache aus Basaltblöcken, enthält aber wenig basaltisches Feinmaterial, sondern vor allem im oberen Teil humosen Löß und wird gefolgt von einer blockfreien Humuszone, die wahrscheinlich dem oberen Altwürm (wa2) angehört. Während der Ablagerung der Lößfolge des Mittel- und Jungwürms waren die Bodenverlagerungs-

Abb. 8 STEINBRUCH am ELTERSBERG

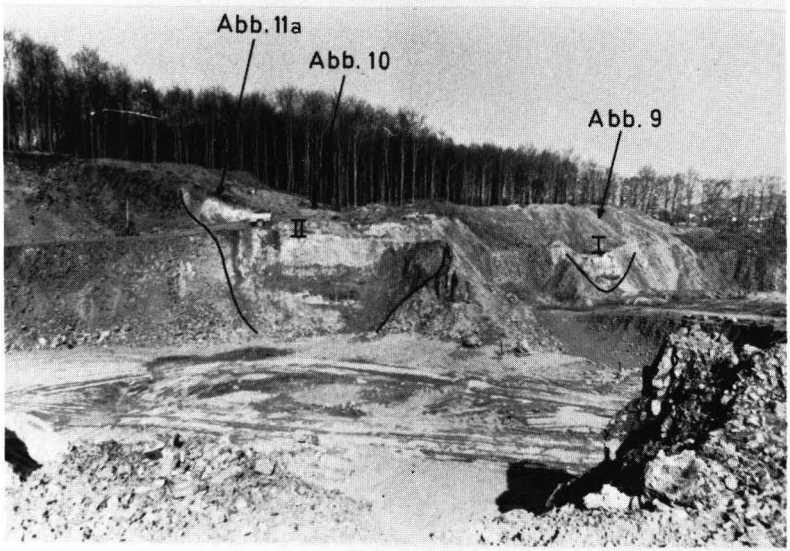



FOTO: H. ROHDENBURG 1966

vorgänge hier zwar so stark, daß entweder Böden nicht ausgebildet werden konnten oder nachträglich zerstört wurden. Die Verlagerungsvorgänge waren aber nicht stark genug, Hangschutt ins Tälchen hineinzutransportieren; in der Lößserie sind nämlich nur vereinzelt Blöcke enthalten. Das ist deswegen besonders erstaunlich, weil die angrenzenden Hänge recht steil sind (bis $20^{o}$) und sich an die Nordflanke ein langer Hang anschließt, der genügend Schutt hätte liefern können. Hier hat es also nur im Altwürm erhebliche Morphodynamik sowohl im Tälchen wie auch an den Hängen gegeben; allerdings konnte sich schon im oberen Altwürm die Tiefenarbeit des Tälchens nicht mehr gegenüber der Hangschuttanlieferung

Abb.9 TÄLCHEN I aus Abb.8

FOTO: H. ROHDENBURG 1965

① heller Löss ② humose Zone ③ Eem-Boden
④ Basaltblöcke m. humosem Löss als Zwischenmittel
⑤ Grus ⑥ Fliesserde m. Bodenmaterial

durchsetzen. Sie wurde auch nicht reaktiviert, als die Schuttlieferung stagnierte, sondern blieb weiterhin der Materialanlieferung - und zwar jetzt sogar aus leicht verlagerungsfähigem Löß! - unterlegen.

Das nördlich benachbarte, etwas größere und sehr steilwandige Tälchen II (Abb. 10)[1] zeigt zwar insgesamt größere

1) Der Verlauf der Tälchen wird im Eltersberggebiet deutlich von Gesteinsstrukturen beeinflußt, wodurch z. T. auch die extreme Steilheit der Tälchenflanken erklärt werden kann.

Abb.10 TÄLCHEN II aus Abb. 8

Basaltblockdecke m. humosem Löss als Zwischenmittel

Formungsaktivität, weist aber dieselben Tendenzen auf, wie sie von Tälchen I beschrieben wurden. Der interglaziale Boden ist vollkommen ausgeräumt, an den Flanken - z. T. an Staffelbrüchen abgerutscht - und im Tälchenboden liegt Basaltblockschutt mit humosem Löß, eine hangende reine Humuszone fehlt fast vollständig. Auch hier erfolgte im Mittel- und Jungwürm eine Plombierung des Tälchens durch Löß. Ein Unterschied gegenüber Tälchen I besteht nur darin, daß während dieser Zeit zweimal Solifluktionsdecken in das Tälchen hinein vorstießen - leider nicht näher datierbar. Die geringe Bodenverlagerungsintensität zwischen dem Altwürm und diesen Solifluktionsperioden wird auch durch den - wenn auch nur noch schwachen - Humusgehalt im Feinmaterial dieser

Schuttdecken deutlich; deren Material stammt offensichtlich im wesentlichen aus der Schuttdecke des Altwürms.

Von einer höheren Abbausohle aus konnten Einblicke in den Aufbau oberer Hangteile der Nordflanke des Tälchens II gewonnen werden. Wenn auch an diesen Hängen in längeren Perioden des Mittel- und Jungwürms kein wesentlicher Materialtransport stattfand, so blieben sie im Gegensatz zum Tälchengrund doch lange lößfrei und wurden erst später (mittleres Jungwürm?) lößüberkleidet. Die pleistozäne Formung wurde abgeschlossen mit der Bildung einer wenige Dezimeter mächtigen, teilweise lößvermischten Basaltschuttdecke, die den Talgrund nicht erreichte und die mit SEMMEL (1964) sowie PLASS u. SEMMEL (1965) in die Jüngere Tundrenzeit gestellt wird. Interessant ist, daß diese Schuttdecke an exponierten Teilen des Oberhanges - infolge nachträglicher (?) Ausspülung - oberflächlich feinmaterialfrei ist (Abb. 11a). Von Blockmeeren ist sie nur durch die geringere Steingröße und Mächtigkeit unterschieden. An einem westlich gelegenen steileren Tälchenhang (Abb. 11b) ist die oberflächlich ausgespülte Blockdecke durchaus blockmeerartig, hier kann nicht ausgeschlossen werden, daß der Transport teilweise ohne Feinmaterial-Zwischenmittel erfolgte.[1)]

Die kräftige Zertalung des über eine auffallend ebene, lange Abdachung in lockeren Tertiärsedimenten aufragenden basaltischen Eltersberges läßt sich durch die hier beschriebenen Tälchenquerschnitte nicht näher datieren, da beide Tälchen nicht bis zu ihrer Sohle angeschnitten sind und diese Querprofile auch im oberen Tälchenabschnitt liegen. An tieferliegenden Abbauwänden konnte beobachtet werden, daß im Tälchen II bis zu 3 fossile Parabraunerden unter der oberen Lößfüllung entwickelt waren, weshalb die Zertalung mindestens

---

1) Interessant ist, daß dieses Tälchen in seiner obersten Laufstrecke jetzt durch unterschiedliche Lößakkumulation kein gleichsinniges Gefälle mehr aufweist, so daß hier eine geschlossene Hohlform entstand, wodurch die Inaktivierung der im Eltersberggebiet ausgebildeten Tälchen auch im Oberflächenbild kenntlich wird.

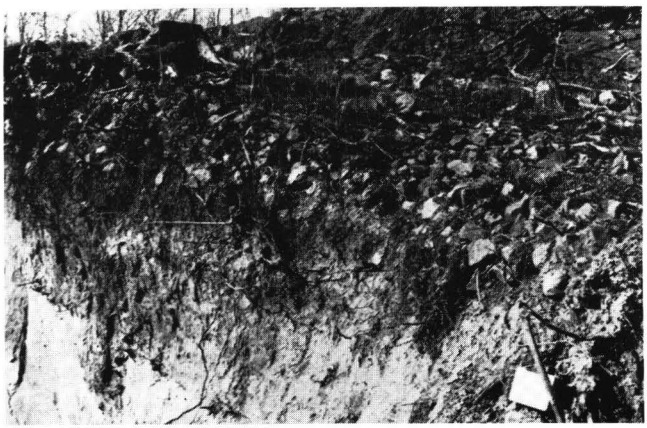


Abb.11a Eltersberg:(vergl.Abb.8) Deckschutt über Löß, oberflächennah feinmaterialfrei. Größenmaßstab: Polaroid-Kamera ( unten rechts) 19 cm lang.

Abb.11b Eltersberg:Grober basaltischer Deckschutt über Löß. Größenmaßstab: Polaroid-Kamera auf linkem Baumstubben.

ins Mittelpleistozän datiert werden muß.

### 3.5 DREIHAUSEN (südöstl. Marburg, Abb. 12 - 17)

Die untersuchten Basaltaufschlüsse liegen am Westabfall der nordwestlichsten Basaltdecken des Vogelsberges gegen den Ebsdorfer Grund. Im großen Bruch der Fa. Nickel sind - wie am Eltersberg - mehrere tief eingeschnittene und anschließend mit Löß plombierte Täler vorhanden. An der Westflanke des größten Tälchens waren über mächtigen, z. T. Löß führenden Schuttmassen in einer nur wenig Basaltmaterial enthaltenden Lößserie vier fossile Parabraunerden angeschnitten (Abb. 12), wodurch auch hier das hohe Alter der Zertalung bewiesen wird, auch wenn zur Zeit eine genaue quartär-stratigraphische Einstufung dieser fossilen Böden noch offengelassen werden muß. Die das Tälchen im Westen begrenzende flache Basaltkuppe besteht nur im Kern aus hartem, völlig intaktem Basalt; zum Hang hin ist das Gestein ähnlich wie bei der Granitvergrusung tiefgründig desintegriert. Oft sind in der Mitte schalig verwitternder Blöcke, wie sie in Abb. 13 gut zu erkennen sind, noch harte Kerne vorhanden. Allerdings sind auch diese nur noch z. T. frisch; viele zerfallen schon nach kurzer Zeit weiter, wenn sie der Witterung ausgesetzt sind.

Basaltisches Material liegt in der abgebildeten Lößserie nicht regellos verteilt, sondern fast ausschließlich in eng begrenzten Lagen vor. Es können hier drei verschiedene Erscheinungsformen unterschieden werden:

a) lößfreier, schwemmgeschichteter, blockfreier Basaltgrus, der einzelne Steine bis zu 5 cm Durchmesser enthält
b) frische, grobe Blöcke mit sehr wenigen kleineren Steinen ohne basaltisches Feinmaterial, in Löß eingebettet
c) desgl., jedoch sind alle Blöcke stark schalig-grusig verwittert, z. T. besitzen sie noch einen festen Kern.

Der schwemmgeschichtete Basaltgrus (a) tritt nur einmal auf, und zwar über dem letztinterglazialen Boden zwischen zwei altwürmzeitlichen Humuszonen. Unverwitterte Blocklagen gibt es nur in würmzeitlichen Ablagerungen. Die auffallendste dieser Lagen liegt zwar in oberen Hangteilen direkt auf dem Basaltgruspaket (vgl. Abb. 14a und b), im unteren Hangabschnitt schiebt sich ein braunes Lehmpaket dazwischen, so daß diese Blocklage wahrscheinlich der Solifluktionsphase angehört, die direkt auf das Paudorfer Interstadial folgt. Interessant ist, daß zwei dieser Lage angehörende Blöcke jetzt tiefer liegen. Dabei blieb die Schichtenfolge unter und hinter den Blöcken völlig erhalten, denn in Abb. 14a ist unter dem Block noch etwas von der Grusschicht, in Abb. 14b auch noch Löß vorhanden. An der hangabwärts gerichteten Blockseite keilen diese Schichten aus, das Liegende ist geringfügig aufgestaucht. Es handelt sich also um ein Einsinken der Blöcke, verbunden mit einer geringen hangabwärts gerichteten Komponente, also Bewegungsvorgänge, wie sie von alpinen Wanderblöcken bekannt sind (vgl. HÖLLERMANN 1964, S. 75). Die geringe durch diese Bewegungen erzielte Hangabwanderung sowie die Beschränkung auf zwei beobachtete Fälle macht deutlich, daß bei der Entstehung dieser Blocklage selbständige Wanderblockbewegungen die Ausnahme bilden. Die auffällig starke Sortierung kann deshalb nicht auf bevorzugte Wandergeschwindigkeit der Grobkomponente eines evtl. vorher vorhandenen breiteren Korngrößenspektrums zurückgehen; als Bewegungsform muß normale Solifluktion ohne Bevorzugung einzelner Korngrößenfraktionen angenommen werden. Die Selektion muß deshalb schon vor dem Transport durch kräftige Verwitterung sämtlichen oberflächlich vorhandenen morschen Basaltes mit nachfolgender Ausspülung des Feinmaterials und Freilegung der intakten Blöcke vonstatten gegangen sein. Dieser Vorgang kann hier auch unabhängig von diesen Schlußfolgerungen bewiesen werden: das korrelate Sediment liegt in der altwürmzeitlichen Basaltgrus-Schwemmschicht vor. Auch die Blockform kann für die Beweisführung herangezogen werden: die Blöcke

sind stets kantig, also durch Frostsprengung aus dem frischen Kern der Basaltkuppe neugebildet worden. Nicht durch Löß verhüllte Basaltkuppen dieser Art treten z. B. oberhalb des kleineren Tälchens (Abb. 15) in der Südostecke des Aufschlusses auf (Abb. 16). - Oberhalb der hier ausführlich beschriebenen Blocklage treten noch zwei voneinander nur durch wenig Löß getrennte schwächere Blockhorizonte auf, die nicht näher datiert werden können.

Alle präwürmzeitlichen Blocklagen sind stark vergrust. Man könnte daraus auf postsedimentäre Vergrusung schließen, die nur bei den jüngsten Blockhorizonten noch ohne Einfluß geblieben wäre. Hier helfen Beobachtungen an einer zwischen Parabraunerde III und IV gelegenen Blocklage weiter. In Abb. 17 ist zu sehen, wie die Blöcke bis auf kugelige Kerne vergrust sind, die Grushülle jedoch nach beiden Seiten ausgeschwänzt ist, was nur durch spätere Scherbewegungen erklärt werden kann. Die Blöcke können aber nicht in dieser Form von der Kuppe bis zu ihrer heutigen Lage transportiert sein, sie hätten sonst ihre Grushülle längst verloren. Außerdem fehlt diese Erscheinung bei den anderen Blockhorizonten. Wenn man die für die Mineralverwitterung von MEYER, KALK u. FÖLSTER (1962) getroffene Unterscheidung von Frakturierung und Zerfall hier anwendet, dann ist der grusige Zerfall sicher zwischen der solifluidalen Hauptbewegungsphase und den beschriebenen Nachbewegungen erfolgt. Es handelt sich also um einen zwar postsedimentären, aber relativ raschen Vorgang, durch den deshalb die Unterschiede zwischen den älteren vergrusten und jüngeren frischen Blocklagen nicht erklärt werden können. Im Anschluß an den erwähnten zonaren Aufbau der Basaltkuppe in einen festen Kern und einen tiefgründig verwitterten Mantel wird man eine unterschiedliche Herkunft der Blöcke annehmen dürfen. Wie schon oben erschlossen wurde, stammen die frischen Blöcke sicher aus Kernpartien der Kuppe. Die starke Vergrusung des Mantels hat wahrscheinlich durch tiefgründigen Bodenfrost erst im Quartär stattgefunden, wie

Abb. 12 *Nordwand des BASALTSTEINBRUCHES d. Fa. Nickel in DREIHAUSEN*

*( Kern des Basaltrückens aus festem Basalt, ehemals links aussen, bereits abgebaut )*

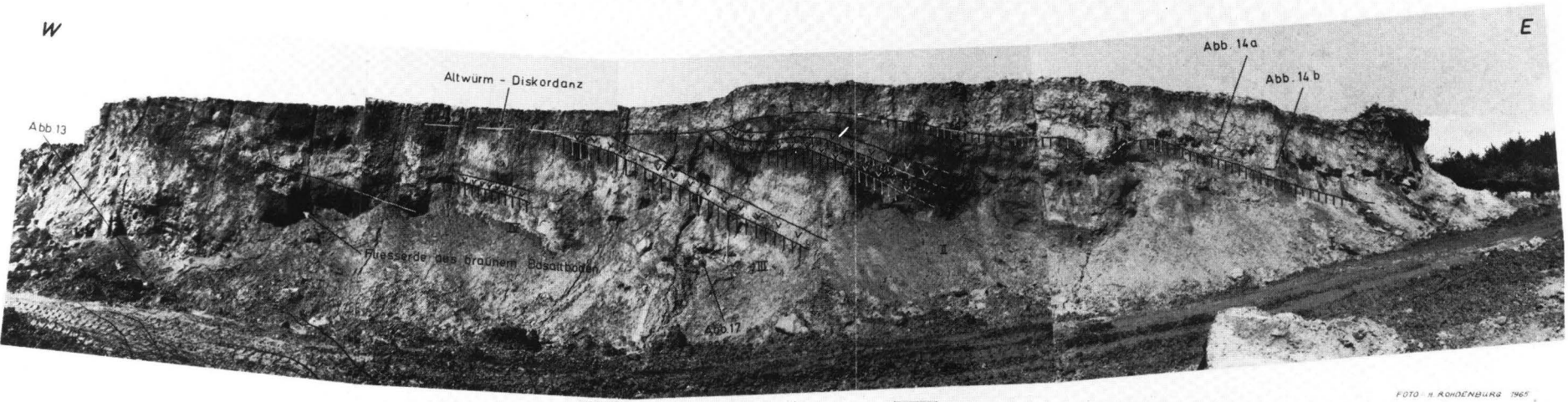
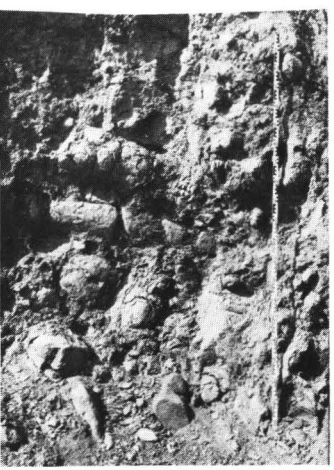



FOTO: H. RHODENBURG 1965

I - IV : PARABRAUNERDEN  II : BODENKOMPLEX mit 2 PARABRAUNERDEN  PARABRAUNERDE - $B_t$ - HORIZONT  BLEICHHORIZONT



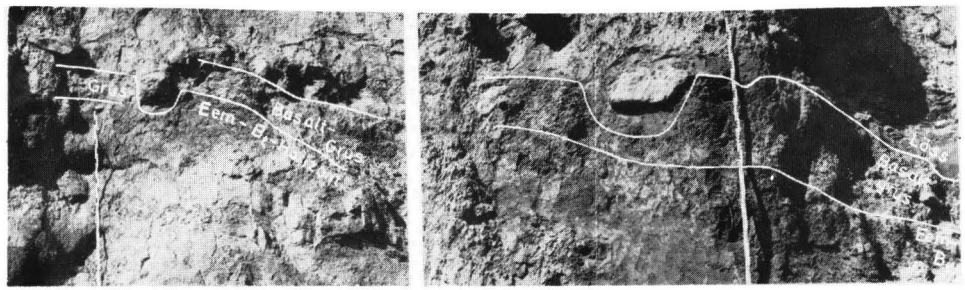



**Abb.14a+b Wanderblöcke (Lage s.Abb.12)**

links Abb.13 Dreihausen;schalig verwitternder Basalt im Randbereich desBasaltrückens (links in Abb.12)

unten Abb.16 **Basaltkuppen und flache Mulden oberhalb von Abb.15**

Abb.15 Dreihausen; plombiertes Kerbtälchen, im Oberflächenbild jetzt flache Mulde zwischen Basaltkuppen (vergl. Abb.16)

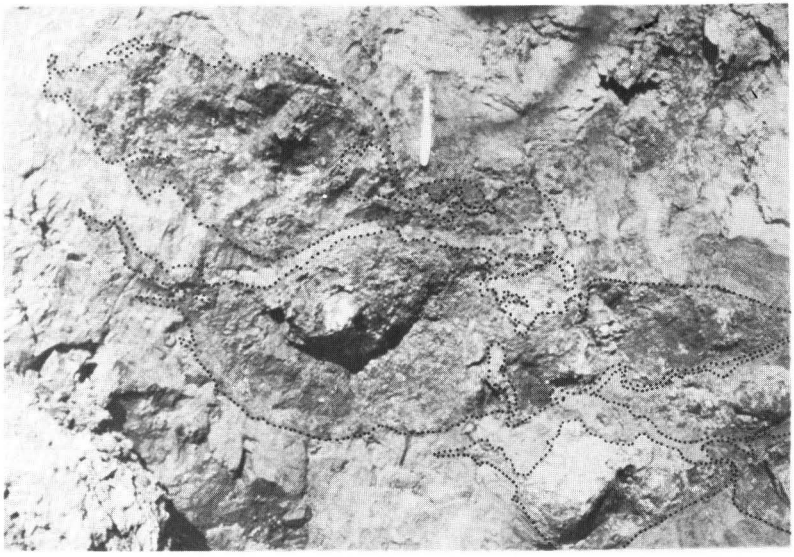


Abb. 17 Dreihausen (vgl. Abb. 12)
sekundär vergruste und "ausgeschwänzte" Blöcke mit festem Kern
Größenmaßstab Taschenmesser

für die vergrusten Blöcke bewiesen werden konnte. Diesem Vorgang muß aber eine Frakturierung, d. h. die Anlage eines Spaltrißnetzes, vorausgegangen sein. Die Entstehung der Frakturierung ist vermutlich im Zusammenhang mit der bekannten präquartären bis evtl. altquartären Tiefenverwitterung der unmittelbar angrenzenden Basaltplateaus des Vorderen Vogelsberges erfolgt, jedoch kann hydrothermale Entstehung nicht ausgeschlossen werden.[1] Das vollständige Fehlen ba-

1) MENSCHING (1960, S. 13, Abb. 4) bezeichnet ein dem von Dreihausen sehr ähnliches Aufschlußbild als durch "primäre kugelige Absonderung" entstanden. Beobachtungen in Aufschlüssen mit mächtigen Tiefenverwitterungsdecken im Vorderen Vogelsberg zeigten ebenfalls ein ähnliches Erscheinungsbild, wobei zwischen Kernblock und Ummantelung im B/C-Hor. von Rotlehmen bzw. Roterden keinerlei Farbdifferenzierung auftritt.

saltischen Feinmaterials auch in den unteren, später vergrusten Blockdecken belegt die Bedeutung der Feinmaterial-Auspülung bzw. -Ausdehnung, denn bei der Blockbildung in frakturiertem Material ist im Gegensatz zur Blockbildung aus frischem Gestein sicher auch Feinmaterial angefallen.

Das Profil Dreihausen dokumentiert im Verlaufe einer sukzessiven Tälchenauffüllung im angrenzenden Basalthang einen Formenwandel vom "Tiefenverwitterungsgrundhöcker" zur periglazial geformten Klippe, wobei sowohl präquartäre als auch quartäre Blockbildung festzustellen ist (vgl. MENSCHING 1960, S. 13).

### 3.6 BISCHHAUSEN (südwestl. Eschwege, Abb. 18)

Nördlich des Ortes wird sowohl eine höhere Wehre-Terrasse wie auch der weitere zum Wein-Berg ansteigende Hang gegliedert von Tälchen, die größtenteils zu Hohlwegen umgestaltet worden sind. Der untere Teil eines dieser Tälchen konnte in einem Anschnitt untersucht werden (Abb. 18). Im anstehenden Buntsandstein des Felssockels der erwähnten Wehreterrasse sind beide Talflanken sehr steil ($40^{o}$ bzw. $28^{o}$); der Tälchenboden ist nicht aufgeschlossen. Am flacheren westexponierten Hang liegt zunächst feinstückiger Schutt mit nach unten zunehmender Mächtigkeit vor; er wird überlagert von einer geringmächtigen blockreichen Lage, die bis zur Tälchenmitte verfolgt werden kann. In diese Serie eingeschnitten ist eine kastenförmige Rinne, die - ebenso wie die angrenzende Ostflanke des Tälchens - von Löß ausgekleidet ist, der eine Lage von Laacher Bims enthält. Im Holozän hat sich hierin eine gut ausgeprägte Parabraunerde entwickelt, die in historischer Zeit geringmächtig von Schutt überdeckt wurde.

Vor Bildung der basalen Schuttdecke muß eine Phase kräftiger Kerbtalerosion erfolgt sein; die Ausfüllung des Tälchens durch diese Schuttdecke bedeutet somit ein vollständiges Erlahmen erosiver Formung. Das in der kleinen Rinne dokumentierte

Abb. 18 *AUFSCHLUSS hinter Aral-Tankstelle in BISCHHAUSEN*

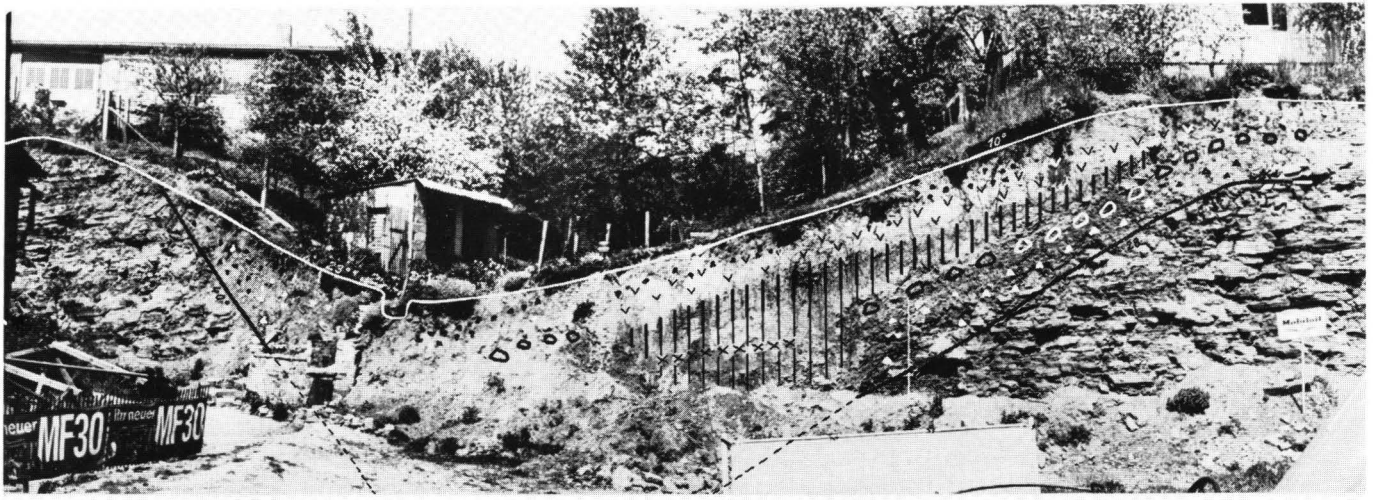



FOTO: H. ROHDENBURG 1965

vvvv holozäner $A_t$-Horizont

" $B_t$-Horizont

××× Laacher Bims

grobes Buntsandsteinmaterial (z.T. mit Schottern)

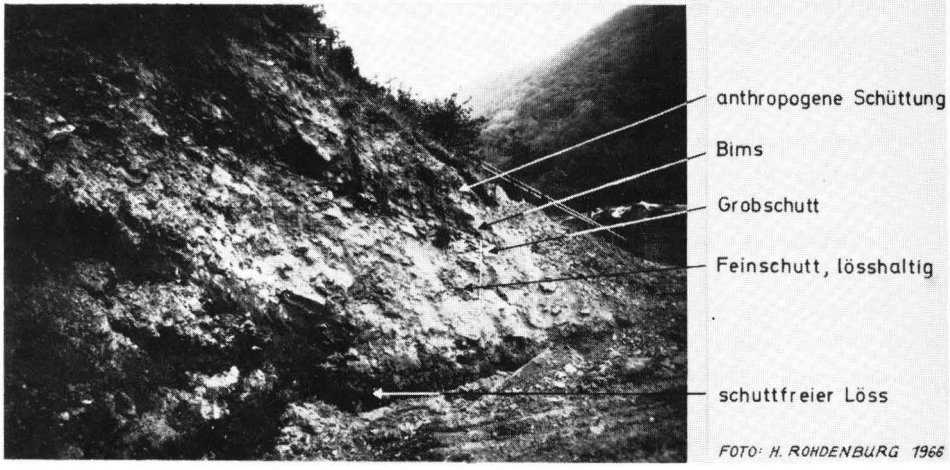
Hangschutt, fein

schwächere Wiederaufleben der Erosion ist wahrscheinlich im älteren Spätglazial erfolgt. Die Erosion stagnierte dann bald erneut, und zwar kurz vor dem Alleröd, wodurch es hier zu einer Rinnenauffüllung durch Löß kommen konnte (evtl. erst im frühen Alleröd). Die relative Formungsruhe im Alleröd-Interstadial wird durch die fast die ganze Rinne durchziehende, geringmächtige Lage aus Laacher Bims bewiesen. In der Jüngeren Tundrenzeit erfolgte die endgültige Auskleidung der östlichen Tälchenflanke mit stark sandigem Löß und einer geringmächtigen Schuttdecke. Wegen der Tälchenlage kann daraus aber nicht auf eine jungtundrenzeitliche Lößablagerungsphase geschlossen werden, sondern es handelt sich wahrscheinlich um umgelagertes, von höheren Hangteilen (außerhalb der Abbildung) stammendes älteres Lößmaterial.

### 3.7 KONDERTAL (Hunsrück, westl. Waldesch, Abb. 19)

Das untersuchte Profil stammt aus der Baugrube Arens (1966) in Dieblich-Kondertal und liegt unter einem steilgeraden, z. T. skelettierten Hang von 35 - 40° Neigung (vgl. Abb. 19a). Das bei weitem überwiegende Sediment ist ein kantiger, kleinstückiger Schieferschutt mit einem Zwischenmittel aus kalkhaltigem Löß; gröberer Schutt tritt nur untergeordnet in Einzelstücken oder kleineren Lagen auf. Der Lößgehalt unterscheidet diesen Schutt von der Hauptmenge der an flacheren Hängen liegenden Solifluktionsdecken, bei denen in der Regel keine Einmischung des wohl überall oberflächlich vorhandenen Lösses erfolgte. Bei größerer Steilheit wurde der jeweils am skelettierten Hang losgewitterte Schutt in dünner Schicht rasch nach unten verlagert und mit ihm der gleichzeitig angewehte Löß. Je nach dem Verhältnis von Verwitterung zu Lößanwehung schwankt der Lößgehalt des Schuttes. Beachtenswert ist ein völlig schuttfreies Lößpaket von etwa 50 cm Dicke (Abb. 19a). Es beweist das vollständige Aussetzen der Verwitterung in dieser Zeit! Die Schuttserie wird abgeschlossen durch eine

Abb.19a Westwand einer BAUGRUBE in DIEBLICH-KONDERTAL
(Blick talabwärts zur MOSEL )



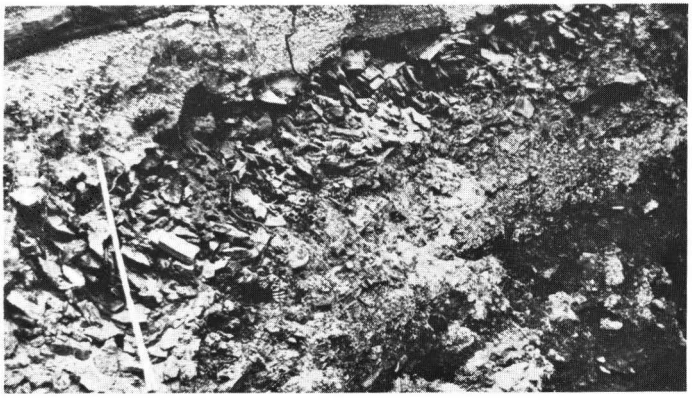



Abb.19b Ostwand der selben Baugrube (vergl. Abb.19a )
Abfolge(von unten): lößhaltiger Feinschutt -
lößhaltiger Grobschutt- Laacher Bims.

an allen Wänden der Baugrube auftretende Grobschuttlage, die völlig frei ist von Löß und anderem Feinmaterial[1] (Abb. 19a und b). Darüber liegt allerödzeitlicher Laacher Bims. Akkumulation von Grobmaterial bedeutet geringere Frostverwitterungsintensität bei noch vorhandenen Transportmöglichkeiten, wobei zu letzterer Aussage natürlich die große Hangsteilheit beachtet werden muß. Lößanwehung und stärkere Frostverwitterung haben,nach diesen Befunden zu schließen,also gleichzeitig aufgehört, und zwar kurz vor dem Alleröd. Über dem Laacher Bims liegt hier[2] eine etwa 1 m mächtige schluffarme, feinschuttreiche Schuttdecke aus der Jüngeren Tundrenzeit, die erneute Frostverwitterung bei fehlender bzw. sehr geringer Lößanwehung beweist. Da Jüngere und Ältere Tundrenzeit klimatisch recht ähnlich waren, ist die auf geringe Verwitterung weisende Grobschuttlage vermutlich im Alleröd und nicht vorher akkumuliert worden. Die jungtundrenzeitliche Schuttdecke besitzt an anderen Hängen ähnlicher Steilheit die gleiche oder noch größere Mächtigkeit( $\geq$ 1 m). Wenn die präallerödzeitliche Sedimentation ähnlich rasch verlief wie die jungtundrenzeitliche - schließlich dauerte die Jüngere Tundrenzeit nach V. D. HAMMEN, MAARLEVELD , VOGEL u. ZAGWIJN nur 500 Jahre - , dann umfaßt die gesamte Schuttfolge nur einige Jahrtausende. Das würde damit übereinstimmen, daß sich der Schutt am Unterhang erst bei nachlassender seitlicher Erosion des Konderbaches hat ansammeln können,und das Stagnieren der seitlichen Erosion dürfte bei diesem tief eingeschnittenen Bach erst recht spät in der Würmkaltzeit erfolgt sein.

---

1) Diese Grobschuttlage k ö n n t e dem hangenden Blockschutt in Höhlensedimenten korrespondieren (vgl. BRUNNACKER 1963).

2) Jetzt nur noch höher am Hang auffindbar, da im Aufschlußbereich früher Bimsabbau umging und alle Sedimente bis auf die liegende Britzbank entfernt worden sind.

## 3.8 DAS BIMSGEBIET UM NIEDERMENDIG (Neuwieder Becken, Abb. 20 - 24)

Im Hauptverbreitungsgebiet des allerödzeitlichen Laacher Bimses kann man häufig eine hangende Umlagerungszone feststellen, die oft einen höheren Schluffanteil besitzt als der - bis auf die Aschelagen - durchweg feinmaterialfreie Bims. Diese sicher jungtundrenzeitliche Umlagerungszone entspricht dem oben schon erwähnten Deckschutt (SEMMEL 1964). An stärker geneigten Hängen kann man um Niedermending zusätzlich eine jungtundrenzeitliche Zertalung feststellen, und zwar besonders gut im Flurstück "In den Dellen" nördlich des Ortes.

Die abgebildete Grubenwand[1] (Abb. 20a, b, c) enthält in etwa regelmäßigen Abständen kerben- und muldenförmige Tälchen, die später fast vollkommen wieder aufgefüllt wurden und an deren Stelle an der Oberfläche meistens - z. B. nicht bei Tälchen b - flache Mulden auftreten. Wie aus der Bimslagerung der Aufschlußwand eindeutig hervorgeht, sind diese Tälchen nicht schon vor oder während der Bimsablagerung angelegt und etwa nur vertieft worden, sondern sie sind rein jungtundrenzeitliche Neubildungen. Ob das auch für die Hauptdelle gilt, in der sich die erwähnten Tälchen bzw. Mulden sammeln (Abb. 20b, c Vordergrund), ließ sich in dieser Grube wegen ungünstiger Aufschlußverhältnisse der betreffenden Abbauwand leider nicht feststellen. In einer nur wenig östlich gelegenen Grube ist anhand von Abb. 21 gut erkennbar, daß auch diese weite Hauptdelle jungtundrenzeitlich entstand. Abb. 22 zeigt ein weiteres, plombiertes Kerbtälchen aus der Umgebung von Niedermending. In Abb. 23 aus einer Bimsgrube nördlich von Kruft ist ein besonders engständiges jungtundrenzeitliches Rinnensystem zu erkennen, das nachträglich

1) Bimsgrube der Fa. Schwall

ebenfalls völlig plombiert worden ist.

Gegenwärtig besitzt der Bims eine sehr hohe Wasseraufnahmefähigkeit (vgl. STÖHR u. BENECKE 1965), so daß eine - besonders in Anbetracht der kurzen Dauer der Jüngeren Tundrenzeit - so starke Zertalung nur bei hochreichendem Bodenfrost während der Zeit größten Wasseranfalles erklärt werden kann. Damit stimmt überein, daß mindestens stellenweise durch Eiskeilfunde jungtundrenzeitlicher Dauerfrostboden nachgewiesen ist (vgl. Abb. 24; ROHDENBURG u. MEYER 1968 sowie die Zusammenstellung bei ROHDENBURG 1966 mit Nachtrag). Die Plombierung

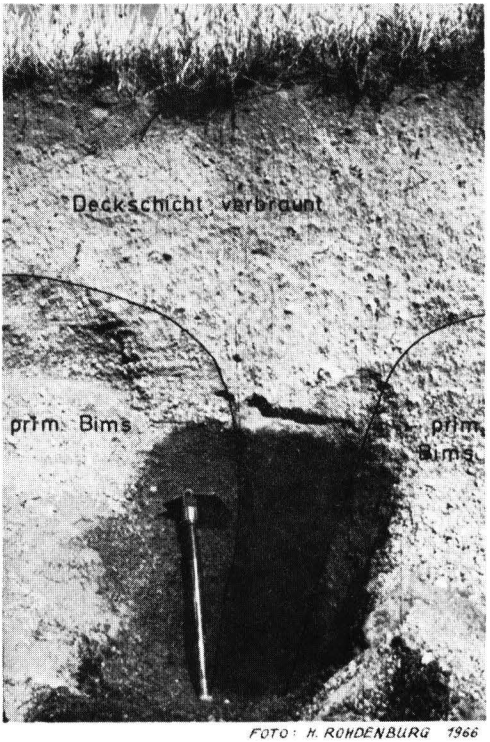
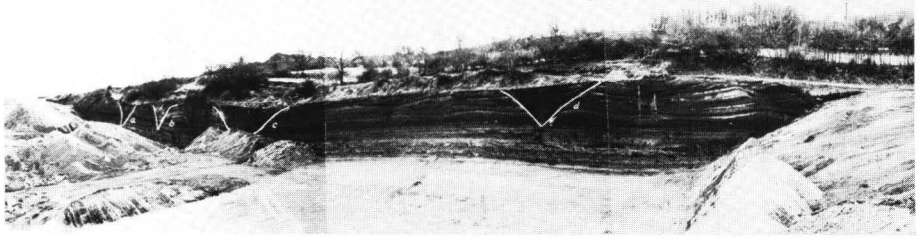



Abb. 24 JUNGTUNDRENZEITL. EISKEIL am WANNENBERG (ne OCHTENDUNG)

Abb. 20b JUNGTUNDRENZEITLICHE TÄLCHEN im Aufschluss u. Oberflächenbild
( BIMSGRUBE d. Gebr. Schwall in NIEDERMENDIG )

Abb 20a PLOMBIERTE TÄLCHEN d. JÜNGEREN TUNDRENZEIT ( vgl. Abb. 20 b )
( BIMSGRUBE d. Gebr. Schwall in NIEDERMENDIG )



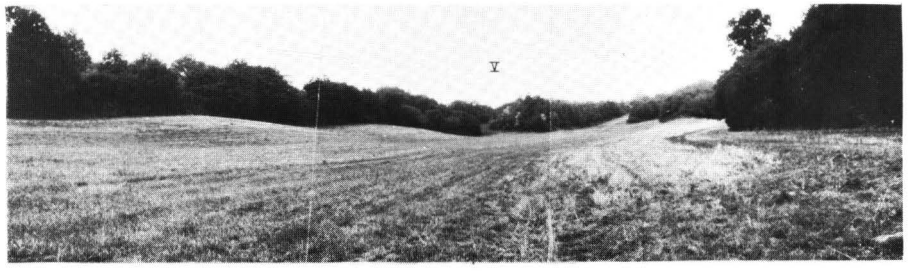



Abb.20c

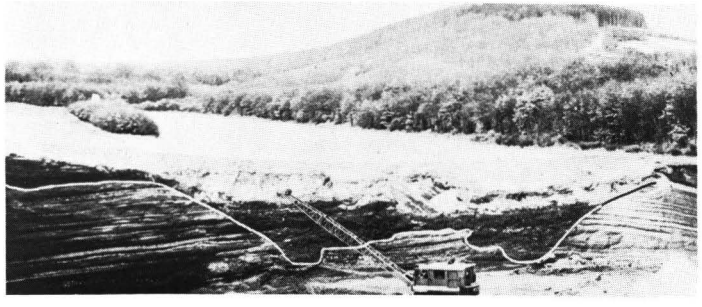


Abb.21 Im Aufschluß sind zwei Tälchenfüllungen zu sehen, die den beiden sich im Aufschlußbereich vereinigenden Einzeldellen ( Mittelgrund links und Mitte )entsprechen(östlich von Niedermendig).

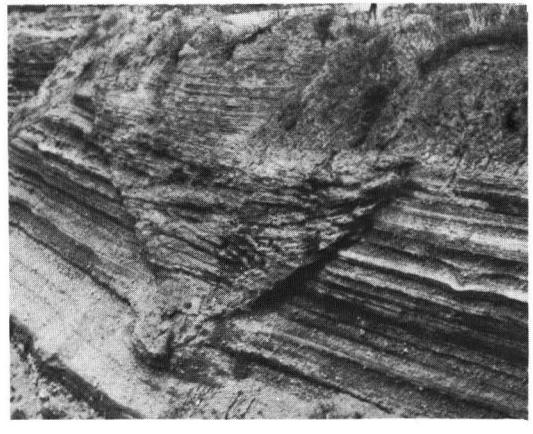


Abb.22 Plombierte jungtundren zeitliche Kerbe bei Niedermendig

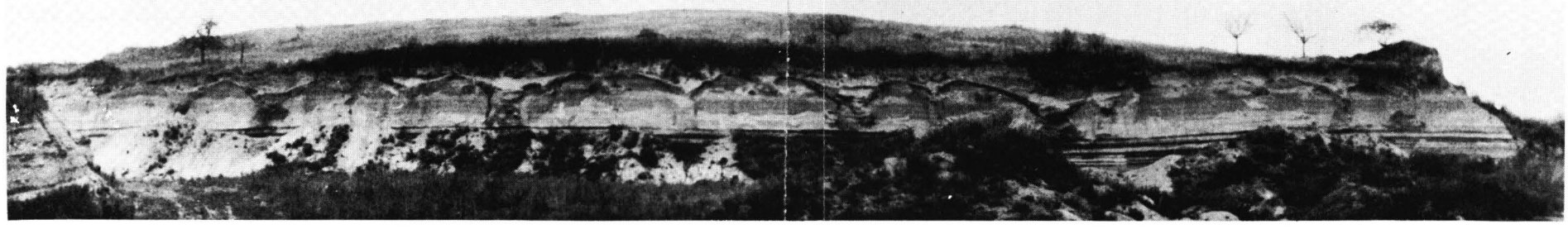


Abb.23 Plombierte Hangrunsen nördlich von Kruft

der Tälchen erfolgte wahrscheinlich gegen Ende der Jüngeren Tundrenzeit bei nachlassender Morphodynamik. Sicher ist die Intensität der hier beschriebenen Zertalung durch die sehr leichte Verlagerbarkeit des Laacher Bimses außerordentlich begünstigt worden. Das nächste Profil zeigt, daß auch in anderen Substraten erosive Formung wirksam war.

### 3.9 RAUSCHENBERG (ne Marburg, Abb. 25)

In einer Sandgrube nördlich von Rauschenberg[1] liegt über dem relativ weichen anstehenden Buntsandstein eine Spätglazialfolge aus Flugsand, Laacher Bims und hangendem Flugsand, der weiter hangaufwärts in Deckschutt übergeht. Der Laacher Bims ist nur noch z. T. in situ, sondern in der Hauptsache zu Beginn der Jüngeren Tundrenzeit mit Sand vermischt und am Hang etwas verlagert worden.

In einer nördlich benachbarten Grube konnte nun das hier in Abb. 25 wiedergegebene Profil aufgenommen werden. Über anstehendem Buntsandstein und einer daraus entstandenen Schuttdecke liegt ein Decksediment, das aus dem erwähnten jungtundrenzeitlichen Bims-Sand-Gemisch besteht, wobei hier eine hangende Flugsanddecke fehlt. Im linken Teil des Profils ist in die Schuttdecke eine Rinne eingetieft, die zunächst mit dem Bims-Sand-Gemisch ausgekleidet und mit bimsfreiem, etwas steinhaltigem Sand plombiert wurde und worüber sich abschließend eine Decke aus dem in der Nachbarschaft die Oberfläche bildenden Bims-Sand-Gemisch legte. Diese Rinne ist - im Gegensatz zu den in gleichmäßigem Abstand entwickelten Kerben oder Tälchen im Laacher Bims um Niedermendig - das einzige Exemplar im Bereich der untersuchten Aufschlüsse. Allerdings konnten noch zwei sanfte Mulden festgestellt werden, die von einer mächtigeren Bims-Sand-Decke gefüllt sind;

---

1) Eine ausführlichere Darstellung dieses Profils durch SCHÖNHALS, MEYER u. ROHDENBURG ist in Vorbereitung.

Abb. 25 Sandgrube nördl. Rauschenberg
Jungtundrenzeitlich gebildete und plombierte Rinne
1 = Älterer Buntsandsteinschutt
2 = basale Bimslage in der jungtundrenzeitl. Rinne
3 = jungtundrenzeitl. Buntsandsteinschutt
4 = Bims-Sand-Decke, in die die Rinne eingetieft ist; sekundär auch wieder in geringer Mächtigkeit über die Rinne gewandert
Maßstab 1 m

diese sind wahrscheinlich schon präjungtundrenzeitlich angelegt worden. Der stadiale Charakter der Jüngeren Tundrenzeit wird hier durch einen weiteren Fund jungtundrenzeitlicher Eiskeile belegt. Die Spalten sind hier mit dem Bims-Sand-Gemisch gefüllt worden.

## 3.10 ZUR ENTWICKLUNG DES LÖSSRELIEFS SÜDLICH VON FRANKENBACH (westl. Heilbronn Abb. 26)

In der Heilbronner Mulde, und zwar besonders zwischen dem Neckar und dem unteren Leintal sind mächtige "Hochterrassen"-Schotter über Mittlerem Keuper (km1) verbreitet, wobei die Schotteroberkante weitflächig bei 178 - 180 m ü. N N liegt. Das heutige Relief ist fast ausschließlich in einer mächtigen Lößdecke angelegt; im Wasserscheidengebiet zwischen Neckar und Lein ist es relativ eben mit Höhen um 195 - 200 m, zu beiden Flüssen hin jedoch durch Trockentälchen unterschiedlicher Tiefe und Weite deutlich gegliedert. Genauer untersucht wurde nur das Gebiet um die an der Straße Frankenbach-Großgartach gelegenen Kiesgruben (vgl. Abb. 26a)[1], und zwar durch eine Aufnahme der Deckschichten an den Nord-Süd gerichteten langen Aufschlußwänden und durch zwei parallel dazu verlaufende engständig gebohrte Profilreihen[2] (Abb. 26b). Dieses Gebiet wurde ausgewählt, weil durch die Kiesgrubenwände zwei nebeneinanderliegende Tälchen vollständig aufgeschlossen sind, und weil die Lößmächtigkeit nicht zu groß ist und deshalb ein Abbohren auch von Hand möglich erschien. Die Aufschlüsse und alle Bohrpunkte wurden tachymetrisch eingemessen.

Das Profil A wurde nach den Aufschlußaufnahmen (zwischen den

---

1) Diese Kiesgruben wurden mir durch eine von Herrn Dr. H. Freising geführte Exkursion durch württembergische Lößprofile bekannt, für die ich Herrn Dr. Freising sowie Herrn Dr. S. Müller als dem Initiator der Befahrung auch an dieser Stelle herzlich danken möchte.

2) Die Untersuchung erfolgte z. T. im Rahmen eines geomorphologischen Geländepraktikums, wobei ich allen Teilnehmern (H. Desselberger, G. Hadamczik, B. Jeroch, M. Korth, G. Luft, A. Mahr, R. Mäckel, R. Metzger, K. Schliephake, D. Theiß, D. Walther) für Ihren Einsatz herzlich danke, und zwar besonders Herrn Luft für die selbständige Durchführung der Vermessungsarbeiten sowie den Entwurf der Karte und Herrn Desselberger für seine Hilfe bei der Zeichnung der Profile.

Punkten A3 und A4 sowie A9 und A20) sowie einigen zwischen den Aufschlüssen niedergebrachten Orientierungsbohrungen gezeichnet. Über den im Zuge der späteren Entwicklung nicht erniedrigten Partien des Schotterkörpers liegt eine Decke aus grünem bzw. rötlichem Ton (A3-4, A17-19). Diese und die zwischen A17 - A20 darüber folgende Serie verlehmten ältesten Lösses, der mit Keuper-Abspülsedimenten wechsellagert, wurden nicht näher untersucht. Der erste helle Löß trägt an seiner Oberkante die kräftig entwickelte Parabraunerde des vorletzten Interglazials (A15-A17). Das hangende Lößpaket wird ebenfalls von einer kräftig entwickelten Parabraunerde, und zwar der des letzten (oder Eem-)Interglazials abgeschlossen (A3-4, A11-15). Darüber folgt eine Serie - hier nicht differenziert dargestellter - Altwürm-Humuszonen, heller Mittelwürmlöß, der braune Boden des Paudorfer Interstadials (P) sowie der mächtige Jungwürmlöß mit einer besonders zwischen A3 und A4 gut gliederbaren und mit der nordhessischen Abfolge korrelierbaren Folge von Naßböden. Der holozäne Boden ist an Hängen in der Regel als Parabraunerde (aus Schwarzerde-Vorstufe) und in Reliefdepressionen als Schwarzerde mit ± starker Verbraunung entwickelt; an Hängen ist er im Zuge der in historischer Zeit erfolgten quasinatürlichen Formung oft abgetragen, wobei die korrelaten Sedimente zum großen Teil in dem Tälchen abgelagert wurden.

Aus reproduktionstechnischen Gründen wurden nicht alle der oft sehr geringmächtigen Schichten bzw. Horizonte in die Profildarstellung übernommen. Das erschien im Vergleich zu den nur auf Bohrergebnissen beruhenden Profilen B und C berechtigt, weil auch in dem relativ sehr großen Bohrkern (Ø = 7 cm) der verwendeten holländischen Sandbohrer nicht alle Feinheiten mit Sicherheit ansprechbar sind. Die von Profil A beschriebene Schicht- und Bodenfolge wurde auch in den Profilen B und C gefunden[1], allerdings konnte der Boden

1) Zusätzlich tritt auch über dem vorletzt-interglazialen Boden eine Humuszone auf (B17-19); außerdem liegen im Würmlöß z. T. mächtige Keuper-Schwemmsedimente.

des Paudorfer Interstadials leider nicht mit Sicherheit von schwach braunen Mittelwürmserien unterschieden werden.

Das Hauptinteresse der Untersuchung galt der Entwicklung des von den Tälchen I und II begrenzten Rückens b, die natürlich eng verknüpft ist mit der Entwicklungsgeschichte dieser Tälchen. Wie das Ansteigen des vorletztinterglazialen Bodens von A15 bis A17 zeigt - und parallel dazu zwischen B17 und B19 - , bestand in diesem Interglazial hier zumindest schon ein gewisses Relief. Im Profil A läßt sich darüber aber nichts weiter aussagen, da dieser Boden von einer jungwürmzeitlichen Diskordanz geschnitten wird. Über der zwischen B19 und B20 stark ausdünnenden Parabraunerde liegt in B20 ein mächtiges Lößpaket mit Keuper-Schwemmstreifen, wie es in B21 unter dem Eem-Boden auftritt. Die Ausräumung des vorletztinterglazialen Bodens hat hier also schon in der vorletzen Kaltzeit stattgefunden, woraus sich ein mindestens gleiches Alter für das Tälchen II ergibt. Auch das Tälchen I bestand mindestens schon in der vorletzten Kaltzeit, wie das tiefe Herunterziehen des Eem-Bodens beweist. Noch vor der rißzeitlichen Lößanwehung ist hier der Schotterkörper mit seinen tonigen Deckschichten kräftig ausgeräumt worden.

Wenn also auch das mindestens rißkaltzeitliche Alter des Rückens b bewiesen ist, so läßt sich über die Form des Rükkens nicht mehr aussagen, als daß seine Kulmination - auch noch im Eem und Altwürm - weit südlich des heutigen Rückenhöchsten lag. Während des Mittelwürms verschob sich dann das Rückenhöchste nach Norden (bis 5 m südl. A15), und zwar aufgrund stärkerer Dynamik des Tälchens II bzw. seiner angrenzenden Nordflanke, da die andere Möglichkeit - stärkere Lößsedimentation im Kulminationsbereich - nach den aus der Abb. ersichtlichen Schichtmächtigkeiten offensichtlich nicht in Frage kommt. Für das - wenn auch schwache - Nordwärtswandern des Rückenhöchsten im Jungwürm muß man dagegen stark unterschiedliche Lößsedimentation verantwortlich machen, die einen fast ebenen Lößrücken mit deutlicher Kante zum stark geneigten

Nordhang - wahrscheinlich eine äolische Ausgleichsfläche mit Leewirbelkante, sozusagen eine "Lößwächte" - gegen das Tälchen I vorbaute.

Wenn auch der Boden des Paudorfer Interstadials in Profil B nicht sicher erkannt werden konnte, so ergibt doch schon die Lage aller anderen Straten völlige Übereinstimmung in allen Hauptpunkten mit Profil A. Auch die scharfe Kante zwischen dem - hier schwach geneigten - ebenen Lößrücken und dem Nordhang ist gleich deutlich ausgeprägt. Bemerkenswert ist auch (vgl. das Höhenlinienbild in Abb. 26a), daß sich sowohl der flache Lößrücken als auch der steilere Nordhang noch fast bis zum Profil C in gleicher Richtung weiterverfolgen lassen, obwohl der Kern des Rückens schon knapp östlich Profil B nach Süden umschwenkt. Insgesamt ergibt sich also - unter der Annahme der leeseitigen Ablagerung - eine Hauptwindrichtung aus Südwest für das Jungwürm. Das jungwürmzeitliche Nordwandern kann im Profil A auch für den Rücken a nachgewiesen werden, da dessen Kulmination zur Zeit des Paudorfer Interstadials (zwischen A3 und A4) 85 m südlich des heutigen Rückenhöchsten lag. In etwas schwächerer Form ist dasselbe für die Profile B und C feststellbar, betrifft also wiederum den gesamten West-Ost gerichteten Lößrücken, der außerdem - noch ausgeprägter als Rücken b - die Tendenz zur Ausbildung einer Scheitelfläche zeigt (bes. Profil C).

Im Tälchen I ist deutliche Morphodynamik im frühen Altwürm nachzuweisen: Ausräumung des Interglazialbodens vor der Humuszonenbildung. Die reich gegliederte Humuszonenfolge im Tälchenboden zeigt dann zwar ein Andauern der Morphodynamik, aber jetzt in Form von Akkumulation[1] gegenüber der vorherigen Erosion (Ausräumung des Interglazialbodens). Das Alter der basalen Sandrinne blieb ungeklärt: Aus der heute vorliegenden Schichtverzahnung könnte man ein prä-eemzeitliches

1) Gegenüber den Hang-Humuszonen weist die Tälchenfüllung eine deutliche Grobkomponente auf.

Alter erschließen; ein Altwürm-Alter ist nicht ganz ausgeschlossen, denn es könnte sich bei dem untersten Abschnitt der fossilen Parabraunerde um einen kurzstreckig solifluidal bewegten Boden handeln, wofür allerdings keine Beobachtungen angeführt werden können. Im Mittelwürm erlahmte die Formung zwar in dieser Rinne - sie wurde plombiert - es bildete sich aber wahrscheinlich schon im Altwürm eine nördlich benachbarte neue Rinne aus, wie basale humose Sedimente zeigen. Bemerkenswert ist die vom Boden des Paudorfer Interstadials angezeigte vollkommene Geradheit der Tälchen-Südflanke am Ende des Mittelwürms. Darin liegt ebenfalls ein Nachweis für die Dominanz der vom Tälchen gesteuerten Hangformungsprozesse während des Mittelwürms gegenüber der im Jungwürm so bedeutenden äolischen Formung. Die schon anhand anderer Beispiele herausgestellte Periode stärkerer Morphodynamik direkt nach dem Paudorfer Interstadial ist auch hier nachweisbar. Der Boden des Paudorfer Interstadials ist nämlich stets solifluidal verlagert. Am Nordhang des Rückens b sind gerade die basalen Jungwürmhorizonte gar nicht oder nur geringmächtig entwickelt im Gegensatz zu ihrer guten Repräsentation in ruhiger Akkumulationsfolge bei A3,und schließlich ist die auffallende Diskordanz, die das Tälchen II durchzieht, in ihrer heute in Erscheinung tretenden Form erst nach dem Paudorfer Interstadial entstanden, denn dessen brauner Boden ist noch mit ausgeräumt. Während in den anderen Profilen wohl weitere Beispiele für alt- und mittelwürmzeitliche Formung auftreten (Ausräumung des Interglazialbodens bzw. der Humuszonen etc.), können leider keine weiteren Aussagen über das frühe Jungwürm getroffen werden, da die Mittelwürm-Jungwürm-Grenze nicht sicher festzulegen ist.

Anhand von Profil C kann festgestellt werden, daß in konkaven Unterhang-Partien (C8) die Lößablagerung länger andauerte als am stärker geneigten und exponierten Hang (C6). Das ist allerdings meistens nur dort noch feststellbar, wo keine spätglaziale bzw. holozän-quasinatürliche Formung stattfand, wie

Abb. 26a LAGEPLAN DER AUFSCHLÜSSE UND BOHRREIHEN
bei FRANKENBACH (westl. HEILBRONN)

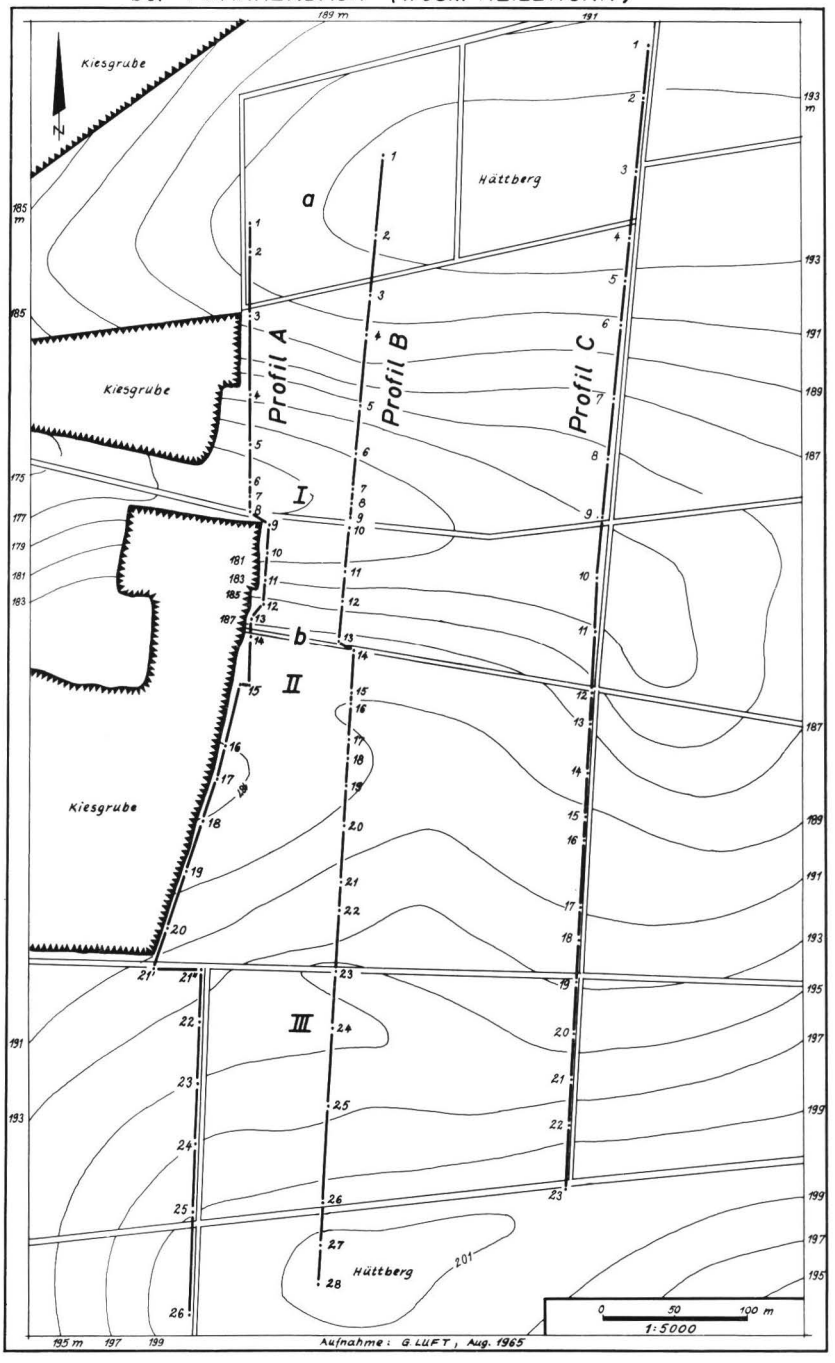
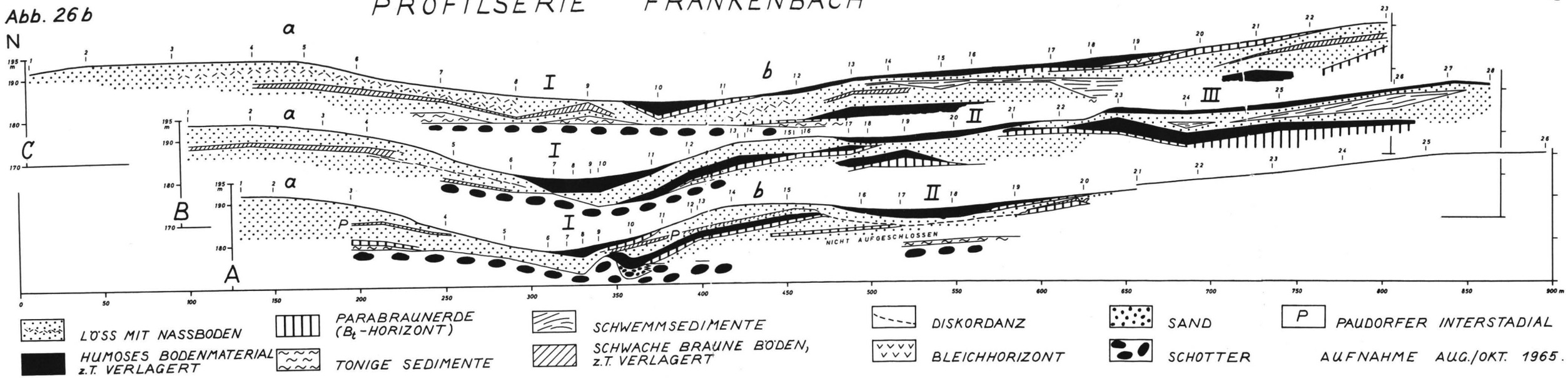


Abb. 26b

# PROFILSERIE FRANKENBACH



bei dem z. T. plombierten Nordast des Tälchens I (vgl. Abb. 26a). Im Tiefsten des Südastes dieses Tälchens ist bei C10 infolge wahrscheinlich spätglazialer Ausräumung nur noch wenig Löß über dem Schotter erhalten, desgl. bei B7. Auch im Profil A ist die spätglaziale Formung erkennbar: Zwischen A11 und A9 dünnt der Jungwürmlöß so stark aus, daß der holozäne Boden direkt dem des Paudorfer Interstadials aufsitzt.

Die spätglaziale Formungsphase ist natürlich ebenfalls nur da nachzuweisen, wo keine zu starke quasinatürliche Abtragung im Holozän stattgefunden hat. Wie die in die Luft ausstreichende Unterkante des holozänen Bodens bei B6 beweist, ist oberhalb von B6 am Hang erheblich abgetragen worden. Vermutlich ist die merkliche Hangversteilung bei B5 dadurch zu erklären sowie ebenfalls die Hangversteilung oberhalb von A4[1]. Da vermutlich hier aber auch die spätglaziale Abtragung am Ausdünnen des Jungwürmlösses (ober- und unterhalb von A4) - wie bei A9-11 - beteiligt war, lassen sich hier die Anteile beider Formungsphasen nicht voneinander trennen. Kräftigere holozäne Abtragung hat an allen stärker geneigten Hängen stattgefunden. Dadurch wird aber die oben durchgeführte Analyse des Lößrückens B nicht wertlos, denn die dort herausgestellten Phänomene müssen vor der quasinatürlichen Formung noch deutlicher herausgetreten sein. Die Profile belegen ebenfalls die schon vom Profil Kirchberg erwähnte Beobachtung, daß auch dort, wo in Tälchen Bodensedimente akkumulierten, oft Abtragung vorangegangen ist.

Diese Auswertung hat bislang wenig zur Formenentwicklung der hohen Rücken a und c beitragen können, denn deren Lößdecke ist so mächtig, daß sie nicht vollständig erbohrt werden konnte. Es kann jedoch festgehalten werden, daß diese breiten Rücken mit ausgeprägten Scheitelflächen in der letzten Kaltzeit Bereiche mit ausgesprochen starker Aufwachstendenz

1) Auch die Kante zwischen B22 und 23 ist holozän entstanden.

waren. Die starke Beteiligung aus dem Keuper stammender Schwemmsedimente zeigt aber auch, daß irgendwo auch Keuper-Aufragungen vorhanden sein müssen, also nicht das gesamte Relief aus einer ebenen Terrassenfläche abgeleitet werden kann, wie vor Beginn der Untersuchungen angenommen wurde. Die Reliefentwicklung südlich von Frankenbach hatte während der Würmkaltzeit überwiegend Aufbautendenz. Lineare Abtragung in Tälchen war zwar wirksam, führte aber nicht zu einer wesentlichen Erosion unter das Niveau der eem-interglazialen Oberfläche hinab, sondern infolge der im Spätglazial nur z.T. wieder ausgeräumten Akkumulation besonders des Jungwürms liegt die holozäne Oberfläche auch in den Tälchen über derjenigen des letzten Interglazials. Die sehr flache und im Höhenlinienbild der Abb. 26a kaum noch erkennbare Mulde III wurde fast vollkommen aufgefüllt.

# 4 ALLGEMEINER TEIL, AUSWERTUNG UND DISKUSSION

## 4.1 DIE PROZESSE

Hinsichtlich des Dispersionsgrades der bewegten Substanz müssen in der Geomorphologie zwei grundverschiedene Transportarten unterschieden werden, die je nach Dispersionsmittel, Korngröße, Bewegungsrichtung usw. weiter untergliedert werden können, nämlich 1. Einzeltransport und 2. Verbundtransport oder Massenbewegungen. Hier sollen von Kategorie 1 nur Abspülungs- und Verwehungsvorgänge behandelt werden; von Kategorie 2 ist in diesem Zusammenhang einzig die Solifluktion von Bedeutung; es konnte nämlich nur einmal, und zwar in Altwürmserien des Profils Felsberg, ein Hangschlipf mit basaler Gleitbahn festgestellt werden.

### 4.1.1 Solifluktion

BÜDEL (1959) hat betont, daß der von ANDERSSON (1906) und HÖGBOM (1914) eindeutig gefaßte Begriff der Solifluktion nicht durch Einbeziehung anderer Arten von Massenbewegungen verwässert werden darf: "Solifluktion bedeutet daher die frostbedingten langsamen und tiefgründigen Fließbewegungen der polaren Böden, die, der Schwerkraft hangabwärts folgend, auf flachen bis mittelsteilen Hängen zeitlich kontinuierlich und räumlich allgemein verbreitet vor sich gehen, solange und soweit das erzeugende Frostklima herrscht" (BÜDEL 1959, S. 298). Auf scheinbare Ausnahmen hinsichtlich der zeitlichen und räumlichen Kontinuität wird unten näher eingegangen. Hier sollen zunächst einige Beobachtungen zur Struktur und Bewegungsweise der Solifluktionsdecken diskutiert werden.

Quantitative Untersuchungen RUDBERGs (1964, Fig. 5) an rezenten Solifluktionsdecken Lapplands ergaben eine Abnahme der jährlichen Bewegungsweite mit der Tiefe. Daraus folgt eine rein laminare Bewegungsweise; diese macht - bei einer Übertragung auf mitteleuropäische Verhältnisse - das Umbiegen von Strukturen des Anstehenden in die Hangneigung ("Hakenschlagen") verständlich, und die nach oben zunehmende Bewegungsgeschwindigkeit erklärt das charakteristische Ausdünnen der in ihrer Abfolge unveränderten Schichtserie.

In Lößprofilen findet man häufig das aus Abb. 27 ersichtliche Erscheinungsbild des bruchlosen Umbiegens ehemals vertikaler Pseudovergleyungs-Leitbahnen interglazialer Parabraunerde-$B_t$-Horizonte in die Hangrichtung. Geringfügige Störungen des laminaren Bewegungsablaufes, wie sie auch aus RUDBERGs (1964) Profilen ersichtlich sind, wirken sich natürlich besonders im am weitesten bewegten oberen Abschnitt des Fließerdeprofils aus, wie auch aus Abb. 27 hervorgeht, in der im obersten Teil auch ein Abreißen ehemals zusammenhängender Leitbahnabschnitte zu erkennen ist. Oft treten auch Störungen auf, wenn Schicht-

Abb.27 Tagebau T r e u e laminarsolifluidal deformierte Pseudogley-Leitbahnen des Eem - Bodens.

Abb.28 Ziegeleigrube A l b u n g e n staffelförmige Zerscherung einer Eiskeilfüllung.

serien mit unterschiedlicher Verformbarkeit laminarsolifluidal verlagert werden. Während tonige Serien völlig im Verband bleiben, können eingeschaltete festere Lagen über mehrere Meter hinweg auseinandergezerrt sein, da sie nicht in dem erforderlichen Ausmaß ausdünnen können.

Der unterschiedlichen Bewegungsweite der einzelnen Zonen der Abb. 27 geht ein Strukturwechsel parallel. Während der Boden im unteren Teil ein deutlich plattiges Gefüge besitzt, ist dies im oberen Teil vollständig zu abgerundeten Bruchstücken zerbrochen ("körniges Gefüge" nach FREISING 1949). In der Ziegeleigrube von Albungen (Werra) konnte nun an einer ehemals vertikalen Eiskeilfüllung (mit Randspaltung) dasselbe charakteristische Umbiegen in die Hangneigung beobachtet werden (Abb. 28) wie bei den Bleichbahnen der Abb. 27. Die Eiskeilfüllung besitzt wesentlich schärfere Ränder als die Bleichbahnen, macht also auch geringfügige Horizontalbewegungen besser kenntlich. Hier haben nun im unteren Teil des Solifluktionsprofils die oben beschriebenen Bodenplatten getrennte Bewegungskörper dargestellt; ihre Oberflächen dienten als Scherflächen. Damit korrespondiert eine harnischartige Riefung[1)] auf den Plattenflächen. Besonders schön ausgeprägt und sehr häufig tritt die Riefung im leichter verformbaren Mittelwürmlöß auf (Abb. 29a, b, c).

Die Scherbewegungen beweisen, daß in diesem Abschnitt des Bewegungsprofils die Solifluktion nicht im wasserübersättigten, breiartigen Zustand ("Durchtränkungsfließerde") erfolgte, sondern der Boden muß immerhin so konsistent gewesen sein, daß diese Riefen e n t s t e h e n und zusammen mit der Plattigkeit e r h a l t e n bleiben konnten. Die Entstehung der Plattigkeit bzw. Blättrigkeit wird in der Regel erklärt durch schichtiges Bodeneis, wie es häufig gefunden wird und auch experimentell erzeugt werden kann (CZERATZKI

1) Auf diese Riefung hat Herr Prof. Dr. E. Schönhals mehrfach auf Exkursionen aufmerksam gemacht.

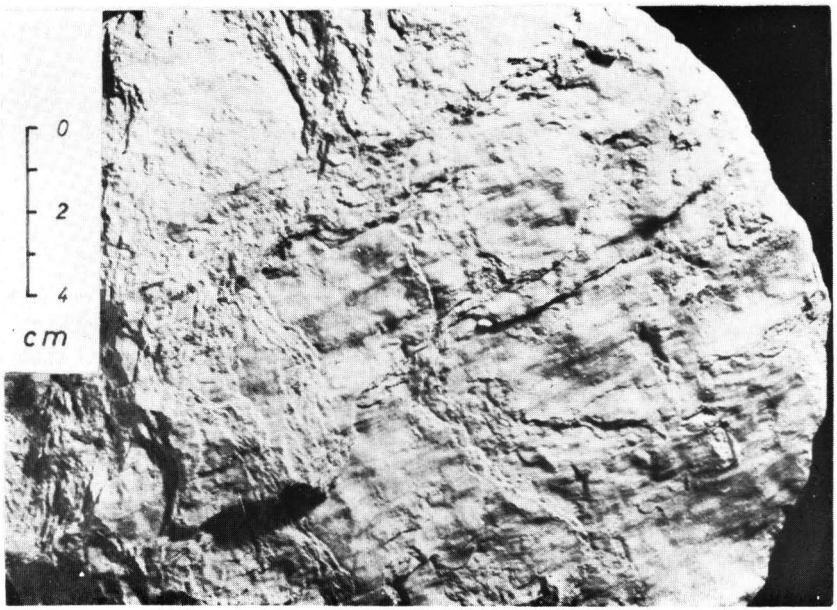



Abb.29a Harnischförmige Struktur von Scherflächen im Mittelwürm-Löß von Niedervellmar ( Riefen von links unten nach rechts oben, senkrecht dazu Bruchflächen einzelne "Frostbälter").

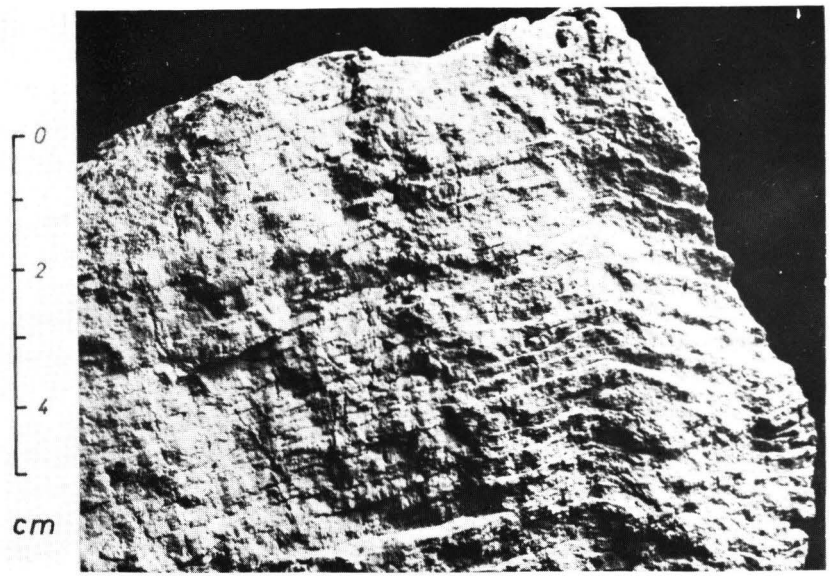



Abb.29b Niedervellmar Mittelwürmlöß plattige Struktur im senkrechten Anschnitt.

1956)[1]. Die Scherbewegungen müssen aber zu einem Zeitpunkt erfolgt sein, als keine Eisblätter zwischen den Bodenplatten vorhanden waren, denn sonst könnten die Harnischriefen übereinanderliegender Platten nicht ineinanderpassen. Für die Bewegung wird demnach weniger das Auftauen wie BESKOW (1930, S. 624/25) meint, sondern eher der Gefriervorgang verantwortlich zu machen sein, was HÖGBOMs (1914) Vorstellung der "Regelationsfließerde" wenigstens z. T. entsprechen dürfte. In höheren Abschnitten des Solifluktionsprofils dürfte daneben auch breiartiges Bodenfließen bei größerer Durchfeuchtung erfolgt sein (vgl. die erwähnte körnige Struktur). WASHBURN (1965) hat beide Vorgänge in Nordost-Grönland im gleichen Profil verwirklicht gefunden und voneinander unabhängig messen können; er unterscheidet begrifflich "frost creep" von "solifluction".

HÖGBOM (1914, S. 331) diskutiert auch die Möglichkeit der Wirkung der Tjäle als "Gleitbahn". In der Ziegeleigrube Goslar konnte eine en-bloc-Bewegung einer mächtigen Bodenmasse beobachtet werden, die in diesem Sinne gedeutet werden kann. In allen Fällen mit stetigem Übergang des Anstehenden in die Bewegungszone ("Hakenschlagen") jedoch kann die Oberfläche des Dauerfrostbodens keine direkte Wirkung auf die Bewegung gehabt haben. Die Abb. 30 aus einem Trochitenkalk ($mo_1$) - Steinbruch östlich von Edesheim (nördl. Northeim) demonstriert besonders gut, daß laminare Solifluktion nicht durch passive Schleppung, Korrasion oder sogar Druck einer hangenden Solifluktionsdecke entstanden sein kann, sondern eine selbständige Hangabbewegung des zerbrochenen und damit bewegungsfähig gewordenen dickbankigen Trochitenkalkes darstellt (vgl. HÖVERMANN 1953, S. 22, BÜDEL 1962, S. 366). Da-

---

1) Querschnitte durch plattig-schichtigen Löß (z. B. Abb. 29b) zeigen durch die Glattheit der Flächen einen deutlichen Unterschied gegenüber der reinen, durch Eisblätter hervorgerufenen Absonderung, die stets ein sehr viel unregelmäßigeres Erscheinungsbild aufweist (vgl. Abb. 1-16 bei CZERATZKI 1956).

bei entstand durch die mit dem Eindrehen der Platten in die Hangrichtung (etwa 135°!) verbundene Aufwärtsbewegung gegenüber dem nach oben folgenden Hang sogar ein Wulst, was erst recht gegen einen von oben nach unten wirkenden Druck spricht. Die flache Hohlform wurde später durch Flugsand und Löß ausgekleidet. An anderer Stelle wurden mehrere Beispiele angeführt, in denen ebenfalls laminare Bewegungen bis zur Oberfläche des Solifluktionsprofils auftreten (ROHDENBURG 1965b, S. 58, vgl. auch SEMMEL 1966). In der Regel haben sich allerdings im am weitesten transportierten obersten Abschnitt des Fließerdeprofils die stets beobachtbaren Abweichungen von der laminaren Bewegungsweise schon so weit addiert, daß eine turbulent erscheinende Struktur entstanden ist.

Wie Abb. 30 beweist, ist laminare Solifluktion keinesfalls auf tonreiche Substrate beschränkt, sie kann ebenfalls - allerdings seltener - in tonfreien Sanden und feinmaterialfreien Schottern beobachtet werden. In Abb. 2 aus dem schon oben angeführten Profil von Unterrieden (Werra) ist zu sehen, wie zwei Bodenkomplexe (Altwürm + Eem) miteinander verlagert worden sind; dabei besteht der obere Bodenkomplex und die Zwischenschicht aus sandigem Material. Obwohl infolge späterer fluvialer Erosion der unterste Teil dieser Fließerde ausgeräumt worden ist, geht aus der Abbildung doch hervor, daß die Ausdünnung nur einen mittleren Abschnitt betraf, dort also sehr wahrscheinlich eine Fließerdezunge mit Stirnwulst vorgelegen hat. Eine Parallelbeobachtung dazu konnte in Ungarn (Abb. 31) gemacht werden.

Die hier dargestellten Beobachtungen können zwar einen großen Teil der gefundenen Solifluktionsprofile charakterisieren, aber sie dürfen keinesfalls verallgemeinert werden, denn das Phänomen "Solifluktion" ist zu vielschichtig, um auf einen kurzen Nenner gebracht werden zu können. Dazu noch zwei weitere Beispiele: Abb. 32 zeigt einen Ausschnitt aus dem Stirnbereich einer tonreichen Muschelkalksolifluktionsdecke inner-

Abb.29c Kirchberg, Mittelwürm-Löß, vergl. Abb. 29a.

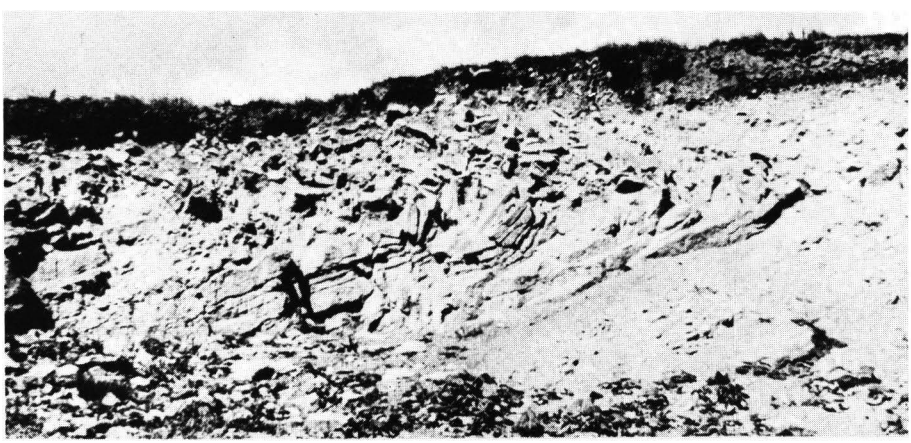


Abb.30 Laminare Solifluktion im Trochitenkalk ( $mo_1$ ), Steinbruch östl. von Edesheim ( ne Northeim).

halb einer Flugsandserie (Sandgrube bei Stetten, nördl. Karlstadt/Main). Über eine längere Erstreckung besitzt die Fließerdedecke etwa gleichbleibende Mächtigkeit (rechte Bildhälfte und rechts außerhalb der Abb.) von 60 cm. Eine mehrere Meter weiter abwärts reichende und ohne Stirnwulst endende Zunge besitzt nur 20 cm Mächtigkeit. Wie bei dem Parallelbeispiel von Göttingen - Am Toppe (ROHDENBURG 1965b, Abb. 10), so ist auch hier anzunehmen, daß kräftige Solifluktion schon in relativ dünnen Lagen erfolgen konnte; die 60 cm Fließerdemächtigkeit oberhalb der Stirn in der Bildmitte würden danach schon eine Akkumulation bedeuten, was aber aus der Struktur der Fließerdedecke selbst nicht erkennbar ist (vgl. auch BARTELS 1966). Spätere Solifluktionsvorgänge zerstören nämlich in der Regel die Strukturen des Liegenden. Das Stokken der Solifluktionsbewegung bei gleichzeitiger, kräftiger Flugsandanwehung am Hang wird ganz besonders deutlich durch die beiden kurzen Fließerdespitzen.

Das zweite Beispiel (Abb. 33a) zeigt das würmhochglaziale Tuffband innerhalb des wj3$_{\gamma}$ -Lösses am 25° steilen, westexponierten Hang des Hoh-Berges bei Großen-Buseck (östl. Gießen) in einem hangparallelen Anschnitt. In der Regel liegt es - selbst bei dieser Hangneigung! - als ein nur wenig deformiertes einfaches dunkles Band vor. Auf mehrere Meter Wandlänge trat jedoch eine Verdopplung, bzw. im Randbereich eine mehrfache Überlagerung auf (oberhalb des Messers). Ein in diesem Bereich in die Wand hineingelegter Anschnitt zeigt, daß eine im einzelnen nicht mehr aufzulösende vielfältige Verschuppung sehr dünner Lagen zu dieser Struktur führte (Abb. 33b).

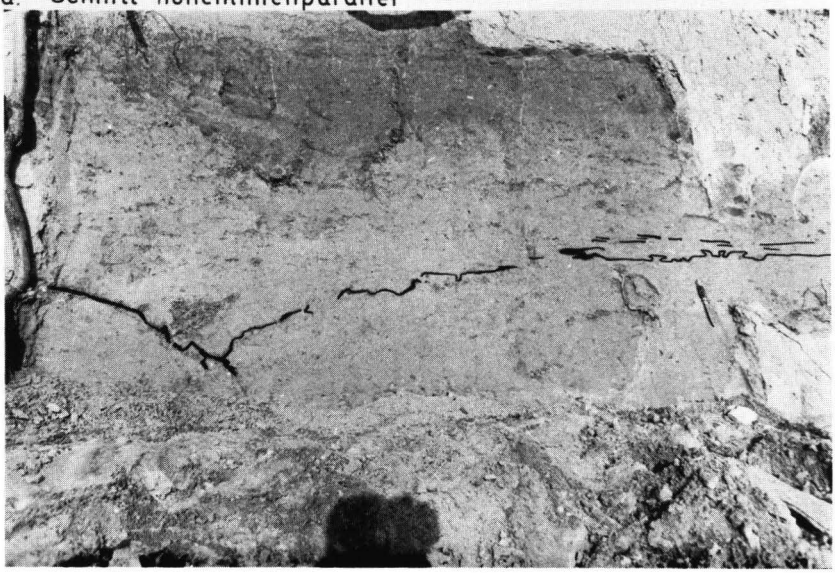
Die von Dreihausen dargestellten Blockschuttdecken stellen eine nur korngrößenmäßig bedingte Variante der Solifluktionsschuttdecken dar; Wanderblöcke konnten nur in Einzelfällen beobachtet werden. Neben diesen in einer Lößgrundmasse liegenden Blöcken treten im Eltersberg-Steinbruch auch feinerdearme und sogar vollständig feinerdefreie Wanderblockmassen

Abb.31 Laminare Fließerdeschleppe mit Stirnwulst aus Eem-Boden mit Humuszone; Szakály südlich des Balaton-Sees.

Abb.32 Stetten nörl. Karlstadt/Main. Fließerde aus ob.Muschelkalk in Flugsand.

Abb. 33 HOH-BERG bei GROSSEN-BUSECK

a. Schnitt höhenlinienparallel



b. Ausschnitt aus Abb. 33a, dazu m. senkrechtem Anschnitt

auf. Dieser Steinbruch bietet also die Möglichkeit zu beweisen, daß es sowohl primär feinmaterialfreie wie auch sekundär - wenn auch noch nicht vollständig - ausgespülte[1] Blockwanderdecken gibt.

Geomorphologisch wichtig wäre eine Unterscheidung von Orten mit solifluidaler Abtragung von solchen mit Akkumulationstendenz. Wichtig ist hier die Beziehung der Solifluktionsdecke zum Anstehenden. Laminare Solifluktion mit Hakenschlagen von Strukturen des Anstehenden ist ein eindeutiges Indiz für Abtragung. Oft ist in Solifluktionsdecken jedoch neben diesem parautochthonen Solifluktionshorizont eine allochthone Wanderschuttdecke im Hangenden vorhanden. HÖVERMANN (1953, Fig. 1) bezeichnet eine solche Abfolge als "Normalprofil der Wanderschuttdecke" (über vergrustem Granit im Harz) und SCHÖNHALS (1956) betont die weite Verbreitung dieser Abfolge in den hessischen Mittelgebirgen. Die Untersuchungen von SCHILLING u. WIEFEL (1962), SEMMEL (1964, 1966), ROHDENBURG (1965a, b) und BARTELS (1966) zeigen eindeutig, daß hier nicht e i n Solifluktionsprofil, wie oft angenommen wird (z. B. HÖVERMANN 1953, BÜDEL 1959), sondern eine Folge altersverschiedener Solifluktionsdecken vorliegt. ROHDENBURG (1965a), BARTELS (1966) und SEMMEL (1966) konnten nämlich zeigen, daß sich in ausgesprochenen Akkumulationslagen in diese Normalabfolge weitere Lockersedimentserien (Solifluktionsdecken, Schwemmsedimente, Löß) einschalten. Für die morphogenetische Auswertung bedeutet dies, daß dieses Normalprofil i n W i r k l i c h k e i t e i n A k k u m u l a t i o n s p r o f i l ist, daß die Abtragung des Anstehenden mit der Überdeckung durch die allochthone Schuttdecke im wesentlichen abgeschlossen war, daß die "Zone des Hakenschlagens" und die "Zone der Schleppschichtung" (BÜDEL 1959) also n i c h t von der Oberfläche des allochthonen Schuttes aus gebildet worden sind. Dabei soll nicht geleugnet werden,

1) vgl. die spätglaziale Blockdecke (Abb. 11)

daß während der Wanderung der obersten Schuttdecke in deren Liegendem nicht gewisse Bewegungen stattgefunden haben könnten; die parautochthone Schuttdecke selbst kann durch diese möglichen Nachbewegungen jedoch keinesfalls erklärt werden[1]. Das unscharfe Ausklingen der Solifluktionsbewegungen nach unten verwischt leider oft die Grenzflächen einzelner Fließerdedecken soweit, daß sie nicht mehr voneinander getrennt werden können (vgl. Abb. 32), daß also im Einzelfall bei gleichartigem Material oft nicht entschieden werden kann, wo eine Abtragungsdiskordanz vorliegt, ob es sich um eine Akkumulationsfolge dünner Solifluktionsdecken oder um ein einheitliches mächtigeres Bewegungsprofil handelt (vgl. ROHDENBURG 1965b).

### 4.1.2 Abspülung

Im Abtragungsbereich von Hängen dokumentieren sich wesentliche Wirkungen des fließenden Wassers in Diskordanzen. In dieser Arbeit, sowie bei ROHDENBURG (1965a, b), BARTELS (1966) und SEMMEL (1966) wurden Beispiele für das Auftreten von Diskordanzen gegeben, die nicht durch Solifluktion entstanden sein können, wodurch also eine bedeutende Wirkung der Abspülung erwiesen ist. Nicht immer lassen sich Aussagen über die Wertigkeit der Diskordanzen machen; das gelingt nur in größeren Aufschlüssen, in denen die Sedimentfolge im ausgeräumten Bereich mit der des nicht ausgeräumten Gebietes verglichen werden kann. Sehr oft werden - wie oben schon für die Grenzen von Solifluktionsdecken ausgeführt - Diskordanzen durch nachfolgende Solifluktion unkenntlich, da diese auch ins Liegende hineingreifen kann.

Hinweise für Ausspülung ergaben sich bei der Untersuchung der Basaltblockschuttdecken, wo basaltisches Feinmaterial

---

1) Das Fehlen von Deformationen an kleinen Keilspalten kann in Einzelfällen beweisen, daß keine Nachbewegungen erfolgten (ROHDENBURG 1965a, S. 56).

entweder schon vor dem Blocktransport (Dreihausen) oder danach (Eltersberg, spätgl. Schuttdecke) ausgespült worden ist.

Auch im Akkumulationsbereich der Hänge gibt es durch fließendes Wasser abgelagerte Sedimente, die gegenüber Solifluktionsdecken aus gleichem Material oft in der Weise sortiert sind, daß sowohl die feinsten Fraktionen[1] wie auch größere Gesteinsbruchstücke als 2 - 5 cm Kantenlänge fehlen. Auffallend ist, daß fast alle Schwemmsedimente der Hänge eine deutliche Lößkomponente besitzen, wodurch sie sich nach DYLIK (1960) von den grèzes litées bzw. éboulis ordonnés Frankreichs unterscheiden. Wesentliche Ausnahmen bilden nur der jungtundrenzeitliche Schwemmschutt (z. B. im Kondertal) und altwürmzeitliche Sedimente, wie z. B. die Basaltgruslage in Dreihausen oder die besonders in Süddeutschland verbreiteten Abspülsedimente aus dem Material von Altwürmhumuszonen[2]. Das deckt sich mit den Ergebnissen der Lößstratigraphie, daß nämlich Lößanwehung in fast allen Phasen des Mittel- und Jungwürms (bis auf das jüngere Spätglazial) stattfand, im Altwürm jedoch auf kürzere Phasen beschränkt war.

Die zu Löß-Schwemmsedimenten führende Abspülungsintensität muß nicht immer sehr groß gewesen sein, denn in der Regel blieb die Ton-Eisen-Hülle der Schluffkörner erhalten und Saigerungserscheinungen fehlen. Diese Schwemmsedimente enthalten oft in geringmächtigen Lagen Fremdmaterialeinlagerungen vom Oberhang und können zudem schwach solifluidal bewegt sein (vgl. Abb. 33). Für die Geomorphologie sind auch diese schwachen Vorgänge insofern wichtig, als sie zeigen, daß d i e s e L ö ß p a k e t e v o l l k o m m e n i n d i e f l u v i a l - s o l i f l u i d a l e

1) Bei lößbürtigen Sedimenten ist zwar meist ein beträchtlicher Tongehalt vorhanden, aber die Tonpartikel waren beim Transport nicht frei beweglich, sondern bildeten Hüllen um Schluffkörner.
2) Diese entsprechen den "Lehmbröckelsanden" der ČSSR (LOŽEK (1964) und den Semipedolithen Ungarns (PECSI 1962). Sie sind zwar aus Löß hervorgegangen, besitzen aber kein Löß-Zwischenmittel - nur das ist an dieser Stelle wichtig.

Hangformung miteinbezogen waren und ihnen bei der Deutung von Hangformen kein Sonderstatus zugebilligt werden muß.

### 4.1.3 Äolische Formung

Innerhalb der Lößgebiete sind für Deflation und korrasive Windwirkung sprechende Hinweise selten. In der Nähe der Flußtäler tritt Löß zwar stets in Talrandfazies (SCHÖNHALS 1953), d. h. in Wechsellagerung mit Flugsand auf, aber Steinsohlen mit Windkantern etc. fehlen im Lößgebiet meistens. Im Göttinger Raum (Baugrube der Volksschule Rosdorf) konnte jedoch ein Beispiel für erhebliche Sturmwirkung gefunden werden. Auf einem isolierten Lößrücken liegt dort nämlich im Löß eine Lage bis zu 1 cm großer Sandsteinstückchen, die nur aus dem etwa 200 m entfernten Talgrund der Leine durch Ostwinde auf den Rücken heraufgeweht sein können. An dieser Stelle ließ sich nicht entscheiden, ob bzw. wieviel Löß bei der Bildung dieser "Sturmsedimente" verweht worden ist. In der naheliegenden Ziegeleigrube der Fa. Meurer konnte dazu beobachtet werden, daß hier Kissenbodenstrukturen gekappt sind, ohne daß etwa Schwemmsedimente darüber folgten. Darin wird ebenfalls eine Deflationserscheinung gesehen werden dürfen.

Im Akkumulationsbereich treten Eigengesetzlichkeiten der äolischen Formung nur dann rein hervor, wenn das äolisch sedimentierte Material nicht in den Prozeß der fluvial-solifluidalen Hangformung miteinbezogen war. Zur Beurteilung der Formungstendenzen müssen also bei einem großen Teil der Lößserien sowohl die Gesetze der Anlieferung als auch die der Hangformung in Rechnung gestellt werden. Das wird aber erst möglich sein können, wenn beide Prozesse für sich ausreichend bekannt sind. Für das Studium der Eigengesetzlichkeiten der äolischen Formung wird man nur die Lößpakete heranziehen können, bei denen die ursprüngliche Ablagerungsstruktur möglichst wenig zerstört ist. Damit wird auch bei der äolischen Formung

wie schon bei Solifluktion und Abspülung der Fragenkreis des Zusammenspiels und der Datierung der einzelnen Prozesse angeschnitten, der nun im folgenden Abschnitt im Mittelpunkt stehen soll.

## 4.2 DATIERUNG, ABFOLGE UND ZUSAMMENWIRKEN DER PROZESSE

Seit längerer Zeit ist es Allgemeingut, daß die Würmkaltzeit klimatisch nicht einheitlich war. Aber erst seit wenigen Jahren wird auch in Deutschland zusammen mit dem Bemühen um eine Verfeinerung der stratigraphischen und paläoklimatischen Vorstellungen die Frage verfolgt, wie sich der klimatische Wandel auf die Hangformung ausgewirkt hat (ROHDENBURG 1965a, b; BARTELS 1966, 1967; SEMMEL 1966). Nur der Versuch der genaueren Datierung kann der Forderung der klimagenetischen Geomorphologie nach möglichst vollständiger Kenntnis der Umweltbedingungen am ehesten entsprechen, während jede summierende Betrachtung über zu lange Zeitabschnitte bei der großen klimatischen Differenzierung des Jungpleistozäns zu einer Zusammenfassung genetisch nicht zusammengehöriger Formen bzw. Prozesse führt und somit die im einzelnen vorhandenen klaren Abhängigkeiten verwischt. Die in den angeführten Arbeiten beabsichtigte Feingliederung ist deshalb nicht nur Selbstzweck, sondern dient vor allem dem Bestreben, die Genauigkeit in der Zuordnung von Umwelt und Prozeß zu vergrößern. Datierung ist ebenfalls nicht nur Selbstzweck, sondern oft die einzig mögliche Chiffre für noch nicht näher bekannte Umweltverhältnisse.

In den bisher untersuchten Profilen hat sich kein Hinweis für wesentliche Formung innerhalb des letzten Interglazials erbringen lassen. Wie schon bei ROHDENBURG u. MEYER(1966, S. 30) ausgeführt wurde, reichen die von BRUNNACKER (1958, S. 134/35) angeführten Kriterien für die Annahme einer inner-

eemzeitlichen Rutschungsperiode nicht aus.

Das Altwürm (vgl. ROHDENBURG u. MEYER 1966, S. 27, S. 119) ist ein reich gegliederter Abschnitt, in dem morphodynamische Ruheperioden mit deutlicher Bodenbildung abwechselten mit Phasen sehr kräftiger Morphodynamik. Deren früheste ist die in Bilshausen (ROHDENBURG u. MEYER 1966, S. 24, 25; Straten 2-4) gefundene Solifluktionsphase, bei der die Fließerde zum großen Teil aus dem andernorts nicht erhaltenen $A_1$-Hor. des Eembodens besteht. Sehr weit verbreitet ist dann eine oft durch Stein- und Holzkohlelagen gekennzeichnete Umlagerungszone an der Basis des charakteristischen, nur scheinbar dem Eem-$B_t$-Hor. zugehörigen Bleichhorizontes, durch die der Bilshäuser Bodenkomplex generell gegliedert werden kann (vgl. auch SEMMEL 1966, BARTELS u. ROHDENBURG 1968).

SEMMEL (1966) beobachtete im Wiesbadener Dyckerhoff-Steinbruch kräftige Abtragung schon vor Bildung der untersten Altwürm-Humuszone, während derer der interglaziale Boden teilweise ausgeräumt wurde. Auch an anderen Stellen konnte festgestellt werden, daß zwar der Eemboden infolge Ausräumung fehlt, aber eine Altwürm-Humuszone ausgebildet ist - wahrscheinlich die untere des wa2 - z. B. in höheren Hangabschnitten der Nordflanke des Profils Kirchberg, in beiden Tälchen des Eltersberg-Steinbruches sowie in Frankenbach (Tälchen 1); weitere Beispiele in ROHDENBURG 1965b, Abb. 3 und Abb. 7 aus dem Göttinger Stadtgebiet. Anzeichen für erhebliche - z. T. mehrphasige - Morphodynamik vor Bildung einer Humuszone fanden sich auch im Profil Witzenhausen, im Tagebau Treue bei Helmstedt (ROHDENBURG u. MEYER 1966, Abb. 2), in Isingerode (ROHDENBURG u. MEYER 1966, Abb. 4) und Albaxen (ROHDENBURG u. MEYER 1966, Abb. 7).

Da die stratigraphisch dem tschechischen Pedokomplex III entsprechende Bodenfolge im Arbeitsgebiet reichhaltiger entwickelt ist als im südöstlichen Mitteleuropa, haben sich vermutlich in den ersten Kältespitzen der Würmkaltzeit die

Verlagerungsvorgänge hier wesentlich stärker ausgewirkt als in den kontinentaleren Räumen (ROHDENBURG u. MEYER 1966, S. 28). Im auch bei uns kontinentaleren oberen Teil des Altwürms (wa2) sind die Unterschiede weniger groß, aber doch insofern deutlich erkennbar, als in Südniedersachsen und Nordhessen keine "Lehmbröckelsande" (=Schwemmsedimente aus Bodenaggregaten der Altwürm-Humuszonen) auftreten, während diese in süddeutschen, tschechischen u.a. Profilen sehr häufig vorhanden sind. Daraus kann aber weniger auf quantitative als auf qualitative Formungsunterschiede geschlossen werden: Während in den kontinentaleren Gebieten die Abspülung dominierte, lassen sich in den ozeanischeren Gebieten stärkere Auswirkungen der Solifluktion feststellen.

Gegenüber dem Altwürm zeigt das Mittelwürm in seiner Dynamik große Unterschiede. Zum ersten Mal tritt hier in unseren Lößserien nicht pedogen überprägter, heller, lockerer Löß auf, der allerdings in der Regel in seiner Grundmasse schwemmgeschichtet bzw. laminarsolifluidal verlagert ist und oft außerdem Schwemmstreifen von Fremdmaterial enthält, wobei aber deren maximale Korngröße oft nur 1 - 2cm beträgt. Im Gegensatz zum Altwürm sind Einschaltungen von größerem Fremdmaterial selten. Infolge der zumindestens für die Feinmaterialverlagerung recht bedeutenden Morphodynamik sind Mittelwürmlösse in nordhessischen und südniedersächsischen Lößprofilen meist nur geringmächtig. Dagegen können in Süddeutschland oft bedeutende Mittelwürmlöß-Mächtigkeiten festgestellt werden (z. B. BRUNNACKER 1957), womit korrespondiert, daß z. B. im Rhein-Main-Gebiet im Gräselberger Boden und mehreren schwachen Böden in seinem Hangenden eine autochthone Bodenfolge entwickelt ist, wie sie sich im Norden nur im Jungwürm findet (SCHÖNHALS, ROHDENBURG u. SEMMEL 1964, SEMMEL 1966). Allerdings zeigen einige Profile in Nordhessen und Südniedersachsen ebenfalls größere Mittelwürmmächtigkeit (Kirchberg, Lohne, sowie Breinum nach BARTELS u. ROHDENBURG 1968), so daß die großen Unterschiede gegenüber dem Süden nicht in

grundsätzlich geringerer Lößanwehung zu suchen sind, sondern - die stets vorhandenen Anzeichen für kräftige Verlagerung zeigen es deutlich - eher durch stärkere Morphodynamik verursacht sein werden.

Ein ähnlicher Unterschied besteht auch im frühen Jungwürm, denn der Boden des Paudorfer Interstadials ist in Hessen nur im Rhein-Main-Gebiet locker (Hainerberger Boden[1]), im Norden stets stark solifluidal verlagert[2] und plattig-fest (Lohner bzw. Hahnstätter Boden[1]). Eine Solifluktionsphase im frühen Jungwürm läßt sich auch durch Fremdmaterial-Fließerdeeinlagerungen mehrfach nachweisen, z. B. in Freiendiez und Kriftel (SEMMEL 1966) sowie in Kirchberg, in einer Baugrube in Wulften (nördl. Eichsfeld) und evtl. in Oetmannshausen (vgl. auch SEMMEL 1966). Diese Phase ist auch in ausgesprochenen Akkumulationslagen oft durch Abtragung gekennzeichnet, wie eine häufig sehr lückenhafte und geringmächtige Ausbildung des wj1-Abschnittes belegt. Als Beispiel sei hier nur das Profil Vollmarshausen angeführt (ROHDENBURG 1966, Abb. 17), wo zwar sämtliche bisher aufgefundenen Jungwürmböden auftreten, das wj1 aber nur wenige Dezimeter mächtig ist und wj1$\alpha$ - wie so oft - ganz fehlt. SEMMEL (1966) beobachtete eine früh-jungwürmzeitliche Diskordanz in der Albus-Hohl bei Wiesbaden; im Profil Berstadt reicht die Schichtlücke bis dicht unter das wj3-Tuffband; in der Ziegeleigrube an der Kahlen Mühle (Wiesbaden), in Hahnstätten sowie weiteren Profilen im Rhein-Main-Gebiet sind nach dem Paudorfer Interstadial und vor dem wj2$\beta$ -Boden Dellen gebildet worden; in der Ziegeleigrube am Hainerberg (Wiesbaden) ist als g r o ß a r t i g e s  B e i s p i e l  f ü r  s t r e n g  p h a s e n b e g r e n z t e  F o r m u n g  eine Delle

1) SCHÖNHALS, ROHDENBURG u. SEMMEL 1964

2) Fließerdezungen an der Oberkante des vermutlich gleichaltrigen Breinumer Bodens sind bei BARTELS u. ROHDENBURG (1968) dargestellt.

aufgeschlossen, die während der kurzen Phase zwischen den beiden wj2$\beta$-Böden sowohl gebildet als auch plombiert wurde.

Gegenüber dem Mittelwürmlöß enthält der Jungwürmlöß jedoch allgemein sehr viel weniger Verlagerungserscheinungen, wie die in sehr vielen Aufschlüssen keine Diskordanzen enthaltende Bodenfolge beweist (SCHÖNHALS, ROHDENBURG u. SEMMEL 1964, ROHDENBURG u. MEYER 1966, SEMMEL 1966). Die Erhaltung des wj3-Tuffbandes in Südniedersachsen bei nur noch 1/2 mm Dicke weist ebenfalls auf verbreitete F o r m u n g s r u h e in diesem Zeitabschnitt hin. Ein ebenso beweiskräftiger Beleg dafür sind die außerordentlich schwachen solifluidalen Deformationen dieses Tuffbändchens am steilen Westhang des Hohen Berges bei Großen-Buseck (Abb. 33), wo trotz mehrfacher Einlagerung von basaltischen Steinchenlagen und durchgehend vorhandener Schwemm- und Solifluktions-Schichtigkeit die Formung äußerst gering war. Während sie sich hier in der Lößschürze des Unterhanges zumindestens noch als deutliche Lößakkumulation äußerte, fand im Basalt kaum mehr statt als die Abtragung des angewehten Lösses. Ebensogut wird die zeitweilige Formungsruhe im Anstehenden durch das Profil im Kondertal (Abb. 19) bewiesen, wo unter einem Schiefer-Steilhang inmitten von Löß-Schutt-Serien auch ein reines Lößpaket liegt. Es ist leicht verständlich, daß sich in diesen Abschnitten mit äußerst geringer aquatisch-solifluidaler Hangformung Vorgänge äolischer Formbildung durchsetzen konnten. In besonderem Maße trifft dies nur für die Lößpakete des wj2, und besonders des wj3 zu, die recht häufig auf Hangpartien übergriffen, die vorher lößfrei waren. Die noch jüngeren Lösse sind nach den wenigen vorliegenden Befunden zu schließen wieder mehr auf "Schutzlagen" beschränkt bzw. nur dort mächtiger. Dies zeigte sich z. B. sehr schön in der Hersfelder Ziegeleigrube, wo die beiden Böden über dem Tuffbändchen nur am Rand eines kleinen Tälchens auftreten.

Wie es auch SEMMEL (1966) zur Darstellung bringt, sind diese Böden in Hersfeld allerdings im Bereich der Tälchenachse in

einer spätglazialen Erosionsphase noch vor Beginn der holozänen Bodenbildung wieder ausgeräumt worden. Beispiele für spätglaziale Tälchenbildung konnten vielfach beobachtet werden. So ist der Einschnitt der Lutter (Göttinger Stadtgebiet) in ihren Schwemmfächer schon prä-allerödzeitlich (ROHDENBURG 1965b, S. 63). Der jüngere Einschnitt in Bischhausen (Abb. 18) ist als Wiederbelebung der Erosion nach solifluidaler Plombierung im älteren Spätglazial(?) aufzufassen, wobei allerdings noch vor oder im Alleröd eine erneute Plombierung - jetzt aber mit Löß - erfolgte. Auch in der Jüngeren Tundrenzeit fand fluviale Abtragung statt, wie im Buntsandstein anhand des Profils Rauschenberg gezeigt werden konnte, wo in einer älteren flachen Mulde in der Jüngeren Tundrenzeit eine Rinne gebildet und wieder gefüllt wurde. Allerdings fand in drei weiteren älteren Mulden keine Ausräumung statt. Ganz besonders deutlich ist diese Phase der fluvialen Formung im Neuwieder Becken ausgeprägt, wo im allerödzeitlichen Laacher Bims ein gut ausgeprägtes Tälchensystem neu entstand (Abb. 20) bzw. stellenweise engständige Zerrunsung stattfand (Abb. 23), wobei die Tälchen und Runsen gegen Ende der morphodynamisch aktiven Phase z. T. wieder aufgefüllt wurden. SEMMEL (1966) berichtet, daß "Bimsgräben" im Limburger Becken mehrfach auftreten, d. h. steilwandige Einschnitte mit einer Füllung aus Laacher Bims, wobei Einschneiden und Auffüllung in der Jüngeren Tundrenzeit erfolgt sein soll - eine Parallele zu dem vom Neuwieder Becken geschilderten Formungsablauf.

Der Vergleich der Formungsintensität in verschiedenen Substraten zeigt eine Begünstigung des Laacher Bimses, die in seiner leichten Verlagerbarkeit begründet liegt. Im Buntsandstein erfaßte die Wiederbelebung der Erosion durchaus nicht alle präexistenten Hohlformen. Auch in Tälern war die jungtundrenzeitliche Aktivität sehr begrenzt, wie sich daraus erkennen läßt, daß in kleineren Tälern über Laacher Bims kein jungtundrenzeitlicher Schotterkörper auftritt, z. B. im Luttertal in Göttingen (ROHDENBURG 1965b, S. 64) oder im Tälchen bei

der Mangangrube Gießen-Klein Linden (DAHM, GUENTHER, JAECKEL, WEILER, WEYL u. WIERMANN (1961),und da in größeren Tälern auf der Niederterrasse auf größeren Flächen Laacher Bims liegt, z. B. im Leinetal (ROHDENBURG 1965b, Abb. 37) und im Lahntal (Dipl.Arb. von R. MÄCKEL, Gießen 1967), woraus man zumindestens schließen darf, daß jungtundrenzeitliche Flußaktivität keinesfalls in voller Breite wie bei der Aufschüttung der Niederterrasse erfolgte.

In der Jüngeren Tundrenzeit fanden, wie besonders SEMMEL (1964, 1966) und PLASS u. SEMMEL (1965) hervorgehoben haben, auch an Hängen verbreitet periglaziale Bodenverlagerungsvorgänge statt. Wie man an der Obergrenze von Unterhang-Lößschürzen feststellen kann, hat diese Solifluktionsphase - im Vergleich zu älteren - an nicht zu steilen Hängen keine sehr große Wirksamkeit besessen, denn Fließerden aus Oberhangmaterial haben den Löß oft nur 5 - 20, maximal 50 m überwandert. Bei der Beurteilung der Solifluktionsintensität muß natürlich die Kürze der Jüngeren Tundrenzeit in Rechnung gestellt werden[1]. Jungtundrenzeitliche Feinmaterialverlagerung scheint größeren Umfang erreicht haben zu können, wie dem von WORTMANN (in V.D. BRELIE, REIN, KLUSEMANN, TEICHMÜLLER u. WORTMANN 1956, Abb. 7) beschriebenen Profil der Ziegeleigrube der Zeche Wolfsbank in Essen-Bergeborbeck zu entnehmen ist. Spätglaziale,von Tälchen ausgehende Hangabtragung - leider zeitlich nicht näher aufgliederbar -, die zum großen Teil für die Ausformung der Unterhangflanken verantwortlich ist, konnte auch im Profil Frankenbach (Abb. 26) festgestellt werden. Spätglaziale Hangsedimente werden auch aus der Tschechoslowakei (LOŽEK 1964), Polen (MARUSZCZAK 1965) und Ungarn (PECSI 1962, 1965) beschrieben. Hier sei noch nachgetragen, daß in einigen Lößprofilen, so z. B. innerhalb der Basaltbrüche vom Eltersberg und von Dreihausen auch unter dem jungtundrenzeitlichen Deckschutt stellenweise eine Blocklage im

1) nur 500 Jahre nach V.D. HAMMEN, MAARLEVELD, ZAGWIJN u. VOGEL (1967)

obersten Löß beobachtet wurde, die vermutlich ebenfalls spätglazial ist (vgl. Nachtrag).

Anschließend an diese Übersicht soll versucht werden, die einzelnen stratigraphischen Einheiten in ihrer morphodynamischen Wirksamkeit vergleichend zu charakterisieren. Infolge der außerordentlichen Standorts-Vielfalt läßt sich keine einfache Regel aufstellen, aber einige Tendenzen drängen sich von vornherein auf. Da ist einmal die kräftige Abtragung bzw. Morphodynamik in mehreren Phasen des Altwürms an Standorten, die im Mittel- und Jungwürm überwiegend Lößakkumulation aufwiesen; das Profil Eltersberg I (Abb. 9) ist ein modellhaft schönes Beispiel dafür. Beim Vergleich von Mittel- und Jungwürm ergibt sich für die gesamte Mittelwürmfolge eine stärkere Durchsetzung mit Verlagerungserscheinungen, besonders für seinen basalen, mehrfach Schwemmsedimente enthaltenden Abschnitt. Wegen zu geringer Bodenerhaltung konnte keine weitere Aufgliederung in Einzelphasen vorgenommen werden. Im Jungwürm weist nur der erste Abschnitt nach der relativen Formungsphase während des Paudorfer Interstadials stärkere Aktivität auf. Zu beachten ist, daß diese Phase an einigen Standorten an Wirksamkeit sogar das Altwürm übertraf, wofür SEMMEL (1966) einige Beispiele bietet. Allerdings äußert auch SEMMEL (1966), daß stärkere solifluidale Einlagerungen von Tälchenrändern in die Lößserien nur zu Beginn der Kaltzeit erfolgten. Das obere Jungwürm ist durch große, phasenweise sogar extreme Formungsruhe gekennzeichnet, gegenüber der sich die im Vergleich zu älteren Phasen recht schwache Solifluktionsphase der Jüngeren Tundrenzeit noch deutlich abhebt[1]. In Übereinstimmung mit dieser Charakterisierung hat sich nach den vielen von SEMMEL (1966) gesammelten Beobachtungen bei der Tälchenbildung neben dem Altwürm besonders das frühe Jungwürm ausgewirkt. Auch hier konnte vom Profil Frankenbach

1) Bei der Beurteilung spielt außerdem eine Rolle, daß die jungtundrenzeitlichen Schuttdecken auch deshalb so stark ins Blickfeld treten, weil sie im Gegensatz zu älteren Schuttdecken durch jüngere Vorgänge nicht gestört worden sind.

(Tälchen 2 in Abb. 26) dafür ein Beispiel gegeben werden. In den südlicher gelegenen Gebieten hat sich wahrscheinlich auch im frühen Jungwürm[1] die Abspülung stärker ausgewirkt als die Solifluktion, so daß dort in den Aufschlüssen mehr Anzeichen für Tälchenbildung gefunden werden können als in Nordhessen und Südniedersachsen. Bei den Tälchen müssen mit SEMMEL (1966) mindestens zwei verschiedene Gruppen unterschieden werden. Die kleineren ("Dellen") wurden zu unterschiedlichen Zeitpunkten inaktiv und mehr oder weniger vollständig durch Löß plombiert (Beispiel Frankenbach Abb. 26, Tälchen 2); in größeren Tälchen nahm die Aktivität im oberen Jungwürm zwar auch stark ab, es war aber stets so viel Abfluß vorhanden, daß zumindest im Tälchengrund noch Durchtransport herrschte und stellenweise im Spätglazial eine Wiederbelebung der Erosion erfolgen konnte. Weitere Beispiele für beide Gruppen sind in ROHDENBURG (1965b) und SEMMEL (1966) enthalten. SEMMEL (1966) führt aus, daß die Inaktivierung der Dellen häufig zu Beginn des oberen Jungwürms - also etwa mit dem j2$\beta$ - erfolgte, doch gibt es auch viele abweichende Beispiele, wie z. B. das Tälchen M2 in Breinum (BARTELS u. ROHDENBURG 1968), wo die Aktivitätsphase nur auf das Alt- und evtl. auch das frühe Mittelwürm beschränkt war. Nach den vielen vorliegenden Beobachtungen (vgl. auch BARTELS 1967) war bei der Tälchenvertiefung stets die A b s p ü l u n g d e r w e s e n t l i c h s t e V o r g a n g (vgl. dazu PECSI 1965, SZILARD 1965); bei der teilweisen Verfüllung zu Muldentälchen oder der vollständigen Plombierung war daneben auch die Solifluktion oft wesentlich beteiligt.

Auch KLATKOWA (1965) hat mehrere Phasen sehr verschiedener Formungstendenzen im Ablauf der letzten Kaltzeit an Tälchen im Gebiet um Łódź feststellen können (Abb. 34). Hervorgehoben sei bei den kleineren und steileren vallons en berceau Erosion im Altwürm und im frühen Jungwürm, was vollkommen den Verhältnissen in Südniedersachsen und Hessen entspricht. Ebenfalls

1) Für das Altwürm wurde dies schon oben ausgeführt.

Abb. 34 — Evolution des vallées sèches et des vallons en berceau — Tableau VII

| | | Climat | Vallées sèches: dépôts, surfaces de discordance, interruptions de la sédimentation | Vallées sèches: processus morphogénétiques | Vallées sèches: tendance du développement | Vallons en berceau: dépôts, surfaces de discordance, interruptions de la sédimentation | Vallons en berceau: processus morphogénétiques | Vallons en berceau: tendance de l'évolution |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| HOLOCENE | | conditions climatiques actuelles | couvertures sableuses et limoneuses, accumulations de l'humus | dénudation des versants, l'activité des eaux épisodiques sur les thalwegs accumulation sur les fonds des ravins | accumulation | accumulations de l'humus sur les thalwegs | dénudation des versantes, l'activité des eaux épisodiques sur les thalwegs | accumulation |
| | | humide, plus chaud | dissection des sables supérieurs à la lamination fine | érosion | dissection | | | |
| WÜRM | supérieur | humide, frais | sables supérieurs à la lamination fine<br>coulées de l'argile de congélifluxion | accumulation des dépôts de ruissellement congélifluxion aux versants > 5°<br>éboulements sur le pergélisol | accumulation | dans les secteurs inférieurs de certaines formes: sables supérieurs à la lamination fine | accumulation des dépôts de ruissellement | accumulation |
| | | humide, froid | l'horizon supérieur de cailloux<br>surfaces d'érosion dans sérfe sablo-limoneuse | transport des cailloux sur les thalwegs<br>érosion | dissection | dans les secteurs inférieurs de certaines formes: l'horizon supérieur de cailloux | transport des cailloux sur les thalwegs | dissection |
| | moyen | sec, très froid | éboulis de gravité pierreux aux pieds des versants | formation des fentes de gel épigénétiques<br>mouvement de gravité des cailloux à la surface du pergélisol<br>éolisation des cailloux | accumulation | | formations des fentes de gel épigénétiques<br>mouvement de gravité des cailloux sur le pergélisol<br>éolisation des cailloux | accumulation |
| | inférieur | un peu plus sec, froid humide, froid | série sablo-limoneuse | formation des structures dues au gel syngénétiques<br>accumulation des dépôts de ruisselement | | surface d'érosion sur le substratum | ruissellement | dissection |
| | | humide, frais, cycles de gel-dégel fréquents | | désagrégation des cailloux dans le cailloutis inférieur | | | | |
| EEMIEN | | plus sec, chaud | interruption de la sédimentation, changements chimiques dans le cailloutis inférieur | altération chimique | | — | — | — |
| | | humide, chaud | cailloutis inférieur | érosion organisation de l'écoulement | dissection | | | |
| RISS | | humide, frais | série de déglaciation | accumulation locale dans les dépressions érosion des eaux de fonte | | | | |

stimmt überein die Erosion im frühen Jungwürm und im Spätglazial bei den größeren vallées séches; abweichend ist allerdings, daß deren Entwicklung im Altwürm durch Akkumulation und nicht auch durch Erosion gekennzeichnet gewesen sein soll. Dagegen hält STARKEL (1964, vgl. seine hier als Abb. 35 wiedergegebene Fig. 3) in noch größeren Tälern das Altwürm, das

Abb. 35

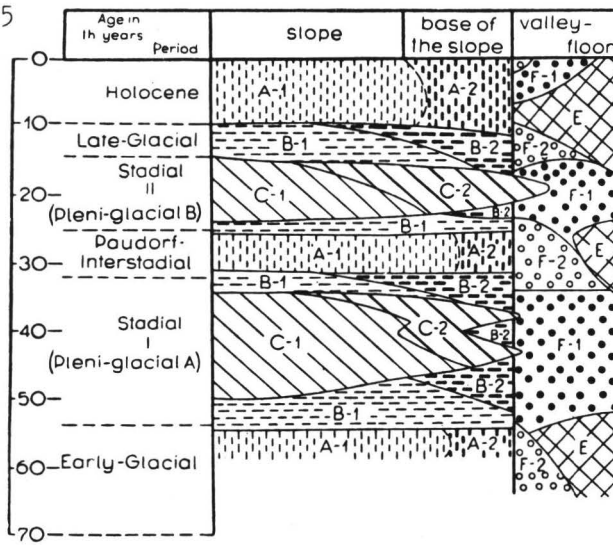



**Fig. 3. Variability and sequence of processes on slopes and valley floors of the Carpathians during the last glaciation.**

A-1 period of chemical weathering and weak downwash, A-2 period of chemical weathering and weak accumulation (deluvial, proluvial), B-1 period of strong downwash — degradation, B-2 period of strong downwash — accumulation of proluvial covers, C-1 period of soil-flow degradation, C-2 period of accumulation of soil-flow covers, E- predominance of deep erosion in valley bottom, F-1 predominance of fluvial accumulation in stream-bed facies, F-2 predominance of fluvial accumulation in terrace facies.

Paudorfer Interstadial sowie das Spätglazial und den größten Teil des Holozäns für Abschnitte mit starker Erosion.

Abschließend soll noch auf Fragen der Fließerde-Stratigraphie eingegangen werden. In diese Zusammenstellung sind bis jetzt nur Befunde aufgenommen worden, die gut in die detaillierte Boden- und Tephro-Stratigraphie des jüngeren Pleistozäns eingeordnet werden können, d. h. nur Befunde aus Profilen mit zumindest zeitweiliger Formungsruhe und außerdem vorwiegender Akkumulation. Völlig entgegengesetzt sind die Standorte mit bis zum Ende der Kaltzeit andauernder aquatisch-solifluidaler Abtragung. Die Mehrzahl der untersuchten Aufschlüsse zeigt zwischen beiden Extremen vermittelnde Eigenschaften, d.h. oft so starke Morphodynamik, daß fast keine fossilen Böden erhalten sind, aber zeitweilig Akkumulation, so daß stets ein Formungswandel nachgewiesen werden kann, wenn auch seine Datierung oft Schwierigkeiten bereitet.

So tritt im südniedersächsischen Bergland im Vorland der Muschelkalk/Röt-Schichtstufen bzw. Schichtkämme sehr oft die Standardfolge (von unten nach oben) Rötfließerde-Muschelkalkfließerde-Löß auf, worin eine standörtlich bedingte Erweiterung der von BÜDEL (1950) für Mitteleuropa als charakteristisch herausgestellten Abfolge Fließerde-Löß gesehen werden kann, und die der von SCHÖNHALS (1956) aus dem hessischen Bergland mitgeteilten Aufeinanderfolge autochthone Fließerde/allochthone Fließerde/Löß entspricht. Wie oben schon ausgeführt wurde, ist diese Fließerdefolge keine einphasig entstandene Solifluktionsdecke mit zwei nur qualitativ verschiedenen Bewegungshorizonten, sondern es liegen zwei voneinander unabhängige Fließerdedecken unter dem Löß. Aufgrund detaillierter Untersuchungen an der Weper, der Muschelkalk-Schichtstufe am Ostrand des Sollings (ROHDENBURG 1965a), ließ sich nämlich eine erweiterte Folge $R_1$-($M_1$)-($L_1$)-($R_2$)-$M_2$-$L_2$ [1] aufstellen, die zweizyklisch aufgebaut ist, wie die Indizierung erkennen läßt. Die Untersuchungen ergaben zudem, daß die basale Rötfließerde der Standardfolge dem ersten, die mächtige Muschel-

1) R = Rötfließerde, M = Muschelkalkfließerde, L = Löß, geringmächtige Schichtglieder in ()

kalkfließerde und die hangende Lößdecke dem zweiten Zyklus angehören[1], woraus für die Standardfolge die Formel $R_1$-$M_2$-$L_2$ abzuleiten ist, wodurch der Hiatus zwischen den mächtigen Röt- und Muschelkalkschuttdecken der Standardfolge dokumentiert wird. BARTELS (1966, 1967) beweist anhand von Untersuchungen aus dem Hildesheimer Wald, dem Göttinger Wald und bei Salzgitter (aus dem Keuper), daß der oben dargestellten Gliederung a l l g e m e i n e r e B e d e u t u n g zukommt. Natürlich sind - wie stets in der "Fließerde-Stratigraphie" - wegen der im Periglazialbereich großen standörtlichen Differenzierung fazielle Abwandlungen und Schichtlükken zu berücksichtigen. So kann in Hangmulden $R_1$ gegliedert werden in eine basale Rötfließerde ($R_{1a}$) - im Muldentiefsten nicht ausgebildet oder ausgeräumt - , eine mächtige Schwemmschuttserie aus Röt, Muschelkalk und Löß ($R_{1b}$) sowie eine abschließende Rötfließerde ($R_{1c}$), die etwas Muschelkalk enthalten kann; am Rückenhang verschmilzt sie mit der basalen Rötfließerde ($R_{1a}+R_{1c}=R_1$). Da die Muschelkalkschuttdecken $M_1$ und $M_2$ z. T. lobenförmig den Hang hinunterziehen, sind sie oft nur im Kernbereich rein, im Randgebiet dagegen lößvermischt, sofern es sich nicht um zu steile Hänge handelt, auf denen der obere Löß sehr oft nicht fixiert worden bzw. nicht erhalten geblieben ist. Während die strenge Parallelisierung der Schuttdecken des oberen Zyklus keinerlei Schwierigkeiten bereitet, ist diese, wenn man ins Detail geht, bei den älteren Sedimenten nur mit Vorbehalt durchzuführen. So wäre z. B. möglich, daß die von BARTELS (1967) gefundenen Schwemmsedimente (Grabungsreihe 1, Strate e) mit den Schwemmsedimenten an der Weper ($R_{1b}$) gleichaltrig wären und im Hildesheimer Wald eine der Rötfließerde $R_{1c}$ entsprechende Strate fehlte.

Abgesehen von diesen Einzelheiten kann festgehalten werden, daß sowohl die Grabungsreihen an der Weper (ROHDENBURG 1965a) wie diejenigen am Hildesheimer Wald (BARTELS 1966, 1967) eine

---

1) Die Rötfließerde der Standardfolge besteht im wesentlichen aus der basalen Rötfließerde $R_1$, ist allerdings zu Beginn des zweiten Zyklus (Bildung von $R_2$) z.T. weiterbewegt worden.

ausgeprägte Abtragungsphase zwischen dem 1. und 2. Zyklus[1] ergeben haben und daß vorher schon lößhaltige Sedimente bzw. ein reines Lößpaket gebildet waren.

Eine vergleichbare Abfolge wurde nun im Göttinger Stadtgebiet mehrfach gefunden, und zwar besonders unterhalb des markanten Abfalls des Göttinger Waldes zum Leinetalgraben im Gebiet zwischen Brüder-Grimm-Allee und Klausberg (ROHDENBURG 1965b, Abb. 2). In ROHDENBURG 1965b sind einige Profile aus diesem Gebiet näher beschrieben, aus denen sich die grundsätzlich wichtigen Züge ableiten lassen. Im Profil der Abb. 5 von der Grotefendstraße liegt ein brauner, verlehmter Löß über einer autochthonen Tongesteins-Fließerde aus Gesteinen des Grabeninneren (Keuper bzw. Lias). Dieser Löß kann seiner pedogenen Ausbildung nach nur dem Mittelwürm[2] angehören, evtl. handelt es sich sogar um verlagertes Material des Lohner Bodenkomplexes (Paudorfer Interstadial). In benachbarten Baugruben konnte dieser Mittelwürmlöß durchweg unter den hangenden, vom Göttinger Wald stammenden allochthonen Muschelkalkwanderschuttdecken angetroffen werden, z. T. mit Mächtigkeiten bis zu 60 - 70 cm, z. T. in die basalen Partien der Muschelkalkfließerde eingearbeitet, wie z. B. in Abb. 3 vom Georg-Dehio-Weg (ROHDENBURG 1965b). Die Einstufung dieses Lösses wird durch Funde von Altwürm-Humuszonen im Liegenden gestützt. Die allochthonen Muschelkalkschuttdecken sollen hier, wie in ROHDENBURG 1965b, S. 10 schon angedeutet ist, ins Jungwürm und zwar besonders in dessen basalen Abschnitt, gestellt werden. Bemerkenswert dazu

---

[1] BARTELS (1966) hat eine Beziehung zwischen der Sedimentfolge eines Tälchens, dessen Schwemmfächer und des angrenzenden Hanges ableiten können, die diese These bestätigt. Der basalen Rötfließerde des 2. Zyklus ($R_2$) entspricht nämlich im Schwemmfächer ein Schwemmschutt und im Tälchen eine Schichtlücke, während die folgende Muschelkalkfließerde $M_2$ an allen 3 Standorten verbreitet ist und somit eindeutig eine Akkumulation bei verringerter Formungsintensität darstellt.

2) bzw. dem oberen Altwürm (Niedervellmarer Bodenkomplex), eine Einstufung, die aus zusätzlichen Beobachtungen in der Umgebung aber unwahrscheinlich ist

ist, daß anhand des Profils Schinkelallee (ROHDENBURG 1965b, Abb. 4) Einzelvorstöße der allochthonen Fließerde mit der Naßbodenfolge des Jungwürms in Beziehung gesetzt werden konnten und somit sicher klimatisch induziert sind. Dieses Profil zeigt aber auch, daß die G r e n z e F l i e ß e r d e - L ö ß a n v e r s c h i e d e n e n S t a n d o r t e n n i c h t g l e i c h a l t r i g ist, d. h. nicht eine stratigraphische Grenze ersten Ranges ist, sondern nur zwei Faziesbereiche der Hangformung voneinander trennt.

Nach hier nur kurz zusammengefaßten Befunden aus dem Göttinger Stadtgebiet wird die dort verbreitete Folge allochthoner Schutt - oberer Löß (z. T. mit mehrfacher Wechsellagerung) mit dem Zyklus 2 der Muschelkalk/Röt-Schichtstufen gleichgesetzt und ins Jungwürm gestellt. Wie BARTELS (1967) ausführt, korrespondiert das Auftreten von mächtigen Schwemmschuttserien in den Sedimenten des ersten Zyklus (an der Weper $R_{1b}$) mit der besonders starken Beteiligung von Schwemmsedimenten in den Alt- und Mittelwürmserien der Lößprofile. Da heller, pedogen nicht überprägter Löß bei uns zuerst im Mittelwürm auftritt und der $R_{1b}$-Schwemmschutt stets hellen Löß enthält, ist er m. E. ins Mittelwürm zu stellen. Aus dem Altwürm stammende, humose Sedimente wurden am steilen Schichtstufenhang nicht gefunden. Das Altwürm dürfte hier durch eine Schichtlücke (BARTELS 1967) und evtl. auch in der basalen Rötfließerde $R_{1a}$ vertreten sein.

Aus Polen haben STARKEL (1964) und SOBOLEWSKA, STARKEL u. ŚRODON (1964) eine im Prinzip vergleichbare, da ebenfalls zweizyklische, Schuttdeckengliederung vorgelegt (vgl. Abb. 35 aus STARKEL 1964, Fig. 3), wobei - was Einzelheiten anbetrifft - natürlich noch einige Fragen der Parallelisierung offenbleiben.

Die Gliederung SEMMELs (1966) in Basisschutt, lößhaltigen Mittelschutt und Deckschutt scheint zunächst völlig abzuweichen, da weder im Göttinger Stadtgebiet noch an den Schicht-

stufen ein den Löß überziehender Muschelkalkwanderschutt angetroffen wurde. Gelöst wird das Rätsel durch die quantitativen Aussagen SEMMELS (1966), daß der jungtundrenzeitliche Deckschutt in der Regel nur 30 - 40 (- 70) cm Mächtigkeit besitzt, zwar an lößfreien Hangpartien überall vorhanden ist, aber nur eine geringe Wanderweite (5 - 20, maximal 50 m) besaß, wie man an der Obergrenze der Unterhang-Lößschürzen immer wieder feststellen kann. Eine Schuttdecke dieser geringen Intensität ist auch im Niedersächsischen Bergland feststellbar (frdl. mdl. Mitt. der Herren Dr. G. Bartels und Prof. Dr. B. Meyer), allerdings nicht dort, wo Bodenerosion die obersten Dezimeter des natürlichen Profils gekappt hat, wie es im Göttinger Stadtgebiet und auch an der Weper die Regel ist. SEMMELs (1966) Schuttdeckengliederung trifft vor allem auf Standorte zu, die sehr lange Abtragungsgebiet waren und wo auch Lößablagerung erst spät und auch dann nur lückenhaft einsetzte, während sich die Untersuchungen an den Schichtstufen und im Göttinger Stadtgebiet meist auf Standorte mit schon frühzeitiger Akkumulation konzentrierten. So dürfte SEMMELs (1966) Mittelschutt dem oberen Lößpaket $L_2$ zeitlich entsprechen und der Basisschutt ein Äquivalent der basalen Fließerdefolge des 2. Zyklus ($R_2$+$M_2$) sein, deren Stellung ins Jungwürm mit SEMMELs (1966) Auffassung übereinstimmt. Auch SEMMEL (1966) betont, daß - mit Ausnahme des Deckschuttes - die Grenzen der einzelnen Schuttdecken an verschiedenen Standorten nicht ohne weiteres für gleichzeitig gehalten werden dürfen.

SCHILLING u. WIEFEL (1962) haben in der ersten, detaillierten Schuttdeckenarbeit des deutschen Mittelgebirgsraumes aus Thüringen und dem Harz vier in Materialeigenschaften und stratigraphischer Stellung unterschiedliche Schuttdeckenfolgen ausgeschieden:

| | | |
|---|---|---|
| Jüngere Deckschichten | 3. Deckfolge | ähnlich wie Basisfolge, Feinmaterial oft gröber, geringmächtig |
| | 2. Hauptfolge | Skelettanteil stärker verwittert, Farbe (gelb bis bräunlich-gelb) und Korngrößenzusammensetzung der Feinerde (Maximum im Staubanteil) ohne Beziehungen zum Ausgangsmaterial |
| | 1. Basisfolge | ± skelettreiche Solifluktionsbildungen, Farbe wird vom Ausgangsmaterial bestimmt |
| Ältere Fließerde, überwiegend aus umgelagertem Gesteinszersatz | | |

Da die "Ältere Fließerde" als prä-würmzeitlich eingestuft wird, soll hier nur die Zuordnung der würmzeitlichen "Jüngeren Deckschichten" diskutiert werden. Die Deckfolge entspricht dem Deckschutt der hessischen Mittelgebirge (SEMMEL 1964, 1966) und kann somit in die Jüngere Tundrenzeit eingestuft werden. Die gelbe bis bräunlichgelbe Farbe sowie das Korngrößenmaximum im Staubanteil in der Hauptfolge entsprechen SEMMELs (1966) Mittelschutt und dürften zwar z. T. auf Frostverwitterung in situ, im wesentlichen wohl aber auf Lößbeimischung zurückgeführt werden können[1]. Die Basisfolge kann ihren Eigenschaften nach mit SEMMELs (1966) Basisschutt gleichgesetzt werden. Da der wesentlichste Unterschied zwischen Basisfolge/Basischutt und Hauptfolge/Mittelschutt in der Lößbeimischung zu sehen ist und da die Lößfixierung zwar im großen klimatisch bedingt ist, der genaue Zeitpunkt ihres Einsetzens am jeweiligen Standort aber zu sehr verschiedener Zeit erfolgte, ist eine generelle stratigraphische Einordnung dieser Schuttdecken nicht möglich, zumal diese einzyklisch erscheinende Folge durch einen Hiatus aus einer zweizyklischen entstanden sein könnte, wie es an Muschelkalkschichtstufen

1) Vgl. auch NEUMEISTER, H.: Die Bedeutung äolischer Prozesse für die Eigenschaften periglazialer Sedimente im ostthüringer Schiefergebirge. Wiss. Z. Karl-Marx-Universität Leipzig, Math.-Naturw. R. 15. Jg. H.4, S. 721-727.

regelmäßig gefunden wird. Sehr häufig wird die Basisfolge bzw. der Basisschutt bis ins untere Jungwürm gebildet bzw. früher entstanden und nur in dieser Phase weiterbewegt worden sein und den Solifluktionsdecken des zweiten Zyklus der Muschelkalkschichtstufen entsprechen, während die Hauptfolge bzw. der Mittelschutt dem oberen Löß $L_2$ des oberen Jungwürms (wj3 und aufwärts?) gleichzusetzen sind.

Viele Aussagen über pleistozäne Formung in Mitteleuropa gründen sich auf Ergebnisse, die nur an den hier ausführlich behandelten jungwürmzeitlichen Schuttdecken gewonnen worden sind,und die somit auch nur für das Jungwürm Geltung besitzen. Wie schon in früheren Arbeiten betont wurde und hier sowie durch die Untersuchungen von BARTELS (1966, 1967), GOEDECKE (1966) und SEMMEL (1966) durch neue Befunde ausdrücklich gestützt werden kann, besaßen Alt- und Mittelwürm für die Hangabtragung weitaus größere Bedeutung als das Jungwürm. Das beweist besonders das vollständige Fehlen des interglazialen Bodens und altwürmzeitlicher Serien an den Muschelkalkschichtstufen, sowie die Bedeutung der Abspülung im Mittelwürm.

## 4.3 FORMUNGSWANDEL UND FORMEN

Am Beispiel der Muschelkalk/Röt-Schichtstufe ist schon früher ausgeführt worden, wie der Formungswandel sich geomorphologisch ausgewirkt hat (ROHDENBURG 1965a, S. 67 - 69), so daß sich hier eine ausführliche Darstellung erübrigt. Wichtig erscheint jedoch zu wiederholen, daß bestimmte Formen bestimmten Phasen zugeordnet werden konnten. Bei überwiegendem Rötabtrag, besonders im Alt- und Mittelwürm ($R_1$), erfolgte Ausbildung des gestreckt-konkaven Röthanges, des konkaven Verbindungshanges unterhalb der Schichtgrenze, des konkaven Hangknickes an der Schichtgrenze sowie des steilgeraden Muschelkalkoberhanges. Überwiegender Muschelkalkabtrag, besonders im Jungwürm ($M_1$, $M_2$), verwischte den konkaven Hangknick an der Schichtgrenze und bewirkte zugleich Zurundung des Stufen-

firstes. In der Gesamttendenz ist die von unten gesteuerte, zur Stufenversteilung führende Abtragung sehr viel höher zu bewerten als die unmittelbare Abtragung von oben im Jungwürm. Dieses Ergebnis wird durch die Untersuchungen von BARTELS (1966), GOEDECKE (1966) und SPÖNEMANN (1966) gestützt. Auch im Göttinger Stadtgebiet konnte vor der jungwürmzeitlichen Akkumulation verbreitet vorangegangene, von unten gesteuerte Abtragung nachgewiesen werden, allerdings ohne daß nun wie an der Schichtstufe einzelnen Phasen charakteristische Formen hätten zugeordnet werden können.

Eng verknüpft mit den Fragen der Hangformung ist die Formung der die Hänge begrenzenden Hohlformen. Die hier dargestellten Untersuchungen in Lößprofilen sowie ebenfalls die Befunde SEMMELs (1966) und BARTELS' (1966) stützen das schon im Göttinger Stadtgebiet gewonnene Ergebnis, daß die oft als Dellen und Trockentäler bezeichneten Muldentälchen (vgl. SPÖNEMANN 1966, S. 106) in der Regel durch fließendes Wasser gebildet worden sind. Jetzt kann ergänzt werden, daß es im Altwürm und evtl. im frühen Mittelwürm, sowie nach dem Paudorfer Interstadial und stellenweise auch im Spätglazial Phasen mit deutlich ausgeprägter Erosionstendenz gegeben hat. Wie bei Tälern, so muß auch bei den Muldentälchen zur Deutung der Form die Entwicklungsgeschichte berücksichtigt werden. Die heutige Muldenform ist - unter Mitwirkung von zu Oberhang- und Unterhangverrundung führender Solifluktion - fast stets das Ergebnis teilweiser Verfüllung einer noch zu Beginn des Jungwürms tieferen Hohlform[1], wobei deren Form kerbenförmig oder auch muldenförmig war. Sogar die im Laacher Bims bei Niedermendig ausgebildeten Muldentälchen aus der kurzen Jüngeren Tundrenzeit zeigen diese zweiphasige Entwicklung (Abb. 20, 21). Die Muldenform ist vermutlich charakteristisch für Standorte, an denen ausreichend Lockermaterial für schnelle Formveränderungen zur Verfügung stand, wie es bei Vorhandensein

1) Das betrifft nur im Holozän unveränderte Muldentälchen.

von Löß und Solifluktionsdecken gegeben ist,und wo somit die Hangformung beim Ausklingen der fluvialen Prozesse in der Tiefenlinie rasch dem veränderten Verhältnis zwischen Tälchen und Hang angepaßt werden konnte. Die verbreitete Anschauung, Muldentälchen seien gebildet worden durch ein stationäres Gleichgewicht zwischen Hangformung und Materialabfuhr in der Tiefenlinie,muß also aufgegeben werden zugunsten einer Vorstellung, die das in der Regel vorhandene U n g l e i c h g e w i c h t beider Prozesse verknüpft mit dem W e c h s e l v o n T i e f e n a r b e i t z u V e r s c h ü t t u n g innerhalb einzelner kaltzeitlicher Zyklen, also den Formenwandel in der Zeit voll berücksichtigt. Ähnliches ist auch für die Erklärung der Relief-Asymmetrie zu beachten. Anhand der Profile Kirchberg und Felsberg[1)] konnte nämlich gezeigt werden, daß auch die unterschiedliche Dauer des lateralen Angriffs gegenüber verschieden exponierten Hängen wesentlich zur Asymmetrie-Ausbildung beitragen kann. Im Einzelfall kann also zwischen expositionssymmetrischen und expositions-asymmetrischen Formungsperioden unterschieden werden, wobei in den genannten Beispielen im Altwürm sowohl nord- als auch südexponierte Hänge steilgehalten wurden, während später nur an südexponierten Hängen Abtragung, an nordexponierten Akkumulation herrschte. Daß diese Tendenzen sich auch in der Form so deutlich auswirken konnten, liegt natürlich auch daran, daß hier im Löß genügend leicht verlagerbares Feinmaterial zur Verfügung stand. Die Beobachtungen reichen aber bei weitem nicht aus, jetzt schon aus Aufschluß- und Schuttdeckenuntersuchungen eine Konzeption aufstellen zu können, die alle Befunde über Reliefasymmetrie umfassen würde. Aber nur durch Einbeziehung des zeitlichen Ablaufes der Formung und nur durch eingehenden Vergleich der Formungswirkung verschiedener Hänge in streng gleichzeitigen Abschnitten wird das Problem der Reliefasymmetrie gelöst werden können. Im heutigen Oberflächenbild sind die Auswirkungen

---

1) vgl. dazu auch das Profil Breinum (BARTELS u. ROHDENBURG 1968)

verschiedener, einander sich z. T. entgegenwirkender Prozesse und Formungsperioden so sehr miteinander verwoben, daß allein aufgrund hangstatistischer Untersuchungen keine vollständige Erklärung der Relief-Asymmetrie-Phänomene zu erwarten ist.

Dieses sowohl im Räumlichen wie im Zeitlichen so vielschichtige Ineinandergreifen der einzelnen Prozesse hat es in der Regel nicht zur Ausbildung reiner, nur auf einen Vorgang zurückzuführender Formen kommen lassen. Formen der äolischen Abtragung und Ablagerung finden sich praktisch nur im Sandgebiet; in den Lößgebieten konnten nur einzelne Eigenschaften des Reliefs durch Eigengesetzlichkeiten der äolischen Formung erklärt werden, z. B. die asymmetrische Lößanlagerung an das präexistente Relief, Ausbildung von Scheitelflächen mit zum Lee vorgebauten Kanten ("Lößwächte"), wie sie auch in Polen häufig auftreten (loess-edges nach JAHN 1956 und MARUSZCZAK 1965). Die damit verbundene Rückenverlagerung hat aber bei uns - wohl infolge der Kürze der Abschnitte mit rein äolischer Formung bzw. der geringeren Lößanwehungsintensität - nicht so großen Umfang[1] erreicht wie in Südosteuropa. In Abb. 36 wird ein Beispiel dafür gegeben, daß sich in Ungarn durch die äolische Formung besonders im Jungwürm "Lößdünen" gebildet haben[2], deren Form und Lage nur noch einen gerin-

---

1) Ein gut aufgeschlossenes Beispiel mit größerer Rückenverlegung in Deutschland konnte ich im April 1966 unter frdl. Führung von Herrn Dr. W. Paas, Krefeld, im Gelände der Ziegelei Düsseldorf-Gerresheim kennenlernen - in einem nahe am Rhein gelegenen Gebiet mit außerordnetlich hoher Lößakkumulation. Die Rückenverlegung erfolgte von Nord nach Süd, was auf Nord- bzw. Nordwestwinde schließen läßt. Auch in der Ziegelei Daseburg bei Warburg konnte die Südverlagerung eines Rückens festgestellt werden. Vgl. auch SCHOTTMÜLLER 1961, Abb. 1 - 3.

2) Beachtenswert die auch hier sich ausprägende Erosionsphase im frühen Jungwürm, in der der paudorfinterstadiale Boden z. T. ausgeräumt wurde.

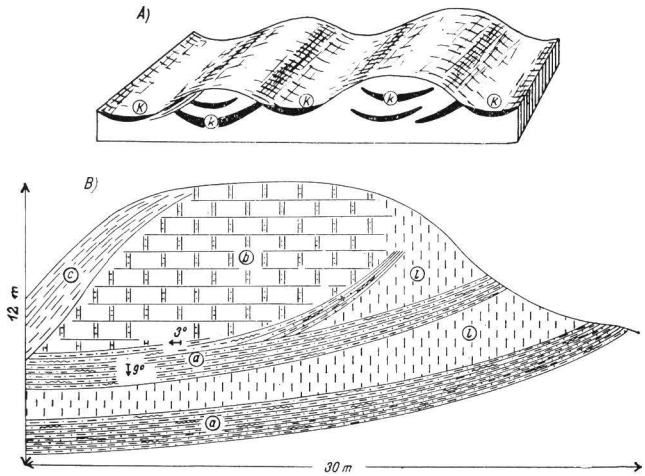
Abb. 36 *RÜCKENVERSCHIEBUNG bei VIGÁNDPETEND zwischen VESZPRÉN und TAPOLCA*

*( Bakony-Wald , UNGARN )*

FOTO : H. ROHDENBURG 1965

① STILLFRIED-B-AQUIVALENT ( Paudorf-Interstadial ) ② EEM-BODEN mit hangenden Humuszonen ③ VORLETZTINTERGLAZIALER BODEN

gen Zusammenhang mit dem präexistenten Relief aufweist[1]. Die von PECSI (1962) und Mitarbeitern vielfach gefundenen Beispiele für "Reliefinversion" (Abb. 37) werden ebenfalls




Korrasionslöß in der Ausfüllung ehemaliger Korrasionstäler. Ziegelei von Tolnanémedi. — K = Korrasionstäler mit 1—2 begrabenen Schwarzerdeschichten an ihrer Sohle; k = augenfällige Spuren von älteren, einem früheren, höheren Niveau angepaßten Korrasionstälern; a = feingeschichtete (0,5 bis 1 cm mächtige Bänder) Feinsand- und Schlufffraktion, mit fein welliger Fältelung; b = kaum wahrnehmbar und fast waagrecht geschichtetes, örtlich durch Sand gegliedertes lößartiges Gestein; c = Gehängelöß von kaum wahrnehmbarer Schichtung, mit sehr steilem Einfallen; l = ungeschichtet aussehende Gehängelößschichten

durch Rückenwanderung erklärt werden können, nur daß hier aufgrund noch größerer Wanderweite gar keine Beziehungen mehr zum präexistenten Relief vorhanden sind. Großartige Beispiele für Lößrückenbildung und Verlagerung gibt es auch verbreitet im Mittleren Westen der USA[2].

---

1) Herrn Dr. L. Góczán und Dr. S. Somogyi möchte ich für Exkursionen durch NW-Ungarn herzlich danken.

2) Beobachtungen während einer Exkursion nach dem INQUA-Kongreß 1965 unter Führung von Prof. T.M. Stout, Prof. C.B. Schultz und Herrn R. Eisele durch Nebraska.

Dort - das sei hier als Kontrast zu den Verhältnissen in Mitteleuropa kurz angeführt - war Solifluktion fast bedeutungslos, äolische Formung und Abspülung dominierten - wahrscheinlich jedoch nicht gleichzeitig, sondern alternierend. Es treten Formen auf, die rein auf die Tätigkeit oberflächlich abfließenden Wassers zurückgeführt werden können; so bietet z. B. die Abb. 38 aus der Lößstufe südlich des Platte River ein Beispiel für - wahrscheinlich spätglaziale - Pedimentation. Als Anzeichen für sehr schwache Pedimentation in Mitteleuropa könnte evtl. die Ausweitung der schwach geneigten Muldenflanken gegen die höheren Hänge im Spätglazial gesehen werden (z. B. bei Frankenbach, Abb. 26, Profil A, Nordflanke der Mulde 1 bis zum Hangknick zwischen den Punkten

Abb. 38 Pedimentation im Fußbereich der großen Lößstufe südl. des Platte-River in Mittel-Nebraska, USA

A3 und A4). Trotz des häufigen Auftretens von Schwemmschichtung in Alt- und Mittelwürmserien der Lößprofile hat die Abspülung jedoch keine so große formende Wirkung besessen, daß es zu Pedimentation gekommen wäre. Allerdings sind mehrfach

Beispiele angeführt worden, die für pleistozäne Fußflächenbildung sprechen (BÜDEL 1937, DYLIK 1957, HAGEDORN 1964, ROHDENBURG 1965b, STARKEL 1966), wobei aber deren genauere stratigraphische Einstufung offengeblieben ist.

Nach den Beobachtungen in Aufschlüssen und Grabungsreihen hat die Abspülung auch außerhalb der Lößprofile erhebliche Wirksamkeit besessen. Allerdings lag der Schwerpunkt im Verhältnis zwischen Abspülung zu Solifluktion in Oberhangabschnitten im Durchschnitt über das Pleistozän sicher auf Seiten der Solifluktion. Während im Mittelmeergebiet mit sicher überwiegender Abspülung[1] im Pleistozän nämlich scharfe Verschneidungen gerader Hänge die Regel sind, dominiert in Mitteleuropa die konvexe Oberhangform, die nach LOUIS (1961, Abb. 17) als Gleichgewichtsprofil bei Verbundtransport (hier also: Solifluktion) aufzufassen ist[2], da nur bei nach unten zunehmender Hangneigung neben dem Durchtransport des von oben stammenden Schuttes noch Abtragung gegenüber dem Anstehenden erfolgen kann. Bei geraden Mittelhangabschnitten, wie sie besonders bei höherer Reliefenergie, also vor allem im Mittelgebirge, auftreten (NEEF 1955, FLIEDNER 1957, SANDNER 1956, BLENK 1960), muß deshalb ein zusätzliches Transportmedium mit nach unten steigender Transportwirkung mitbeteiligt gewesen

---

1) Vgl. BUTZER (1964), sowie eigene Beobachtungen in Katalonischen Löß- und Hangschuttserien.

2) Der Untersuchung der Bodendecke, die LOUIS (1961, S. 53) zur Prüfung dieser Anschauung vorschlägt, kann bei der Anwendung auf jungpleistozäne Verhältnisse keine Beweiskraft zukommen, da nicht mit stationären, sondern nur mit sich ständig wandelnden Verhältnissen gerechnet werden darf.

sein, wofür nur die Abspülung in Betracht kommt[1].

Dominanz der Abspülung kann sogar konkave Unterhänge im Anstehenden schaffen (SCHMITTHENNER 1932 u. a., z. B. STARKEL 1966), im Extrem Pedimentation bewirken. In der Regel sind aber die konkaven Unterhänge in Mitteleuropa auf solifluidale Unterhangverschüttung im Jungwürm bzw. dessen oberen Abschnitt[2] infolge nachlassender Materialabfuhr in den Tiefenlinien zurückzuführen (vgl. BLENK 1960, ROHDENBURG 1965b). Dies zeigt, daß sich die heutigen Hangformen - für die Muldentälchen wurde es schon ausdrücklich betont - nur aus ihrem Formenwandel in Abhängigkeit vom Klimagang verstehen lassen.

---

1) Wie BLENK (1960) beweist, konnten diese steilgeraden Hänge nur bei starker Steuerung der Abtragung "von unten" entstehen. Allerdings wäre trotz der intensiven mittelbaren Abtragung bei alleiniger Dominanz der Solifluktion ein steiles, konvexes Hangprofil zu erwarten. Nach den Untersuchungen in der heutigen Periglazialzone (BÜDEL 1960, 1962, JAHN 1961, CZEPPE 1965) ist neben der Solifluktion stets auch die Abspülung wirksam, ihre Bedeutung steigt jedoch mit wachsender Hangneigung (BÜDEL 1959). Die Steuerung von unten würde also direkt nur die Steilheit der Hänge bedingen und nur indirekt - über die Abspülung - auch deren Geradheit. Dies ist insofern wichtig, als dem Übergangsbereich vom geraden zum konvexen Hang nicht die ihm von BLENK (1960) zugedachte Abgrenzung vom periglazial überformten Bereich zukommen würde. Dies findet auch in den Beobachtungen BLENKs (1960) eine Stütze, als sie nachwies, daß auch Verflachungen im Pleistozän entweder neu entstanden sind oder erheblich tiefergelegt werden konnten. Schließlich ist solifluidale Abtragung an einem konvexen Hang stets von unten, d. h. von steileren Hangpartien, abhängig, auch wenn es sich nicht immer um Steuerung vom Vorfluter her handelt.

2) Nach den Ergebnissen der Lößprofiluntersuchungen und der Schuttdeckenstratigraphie ist zu erwarten, daß auch vor der Wiederbelebung der fluvialen Tätigkeit im frühen Jungwürm vielerorts eine Unterhangverschüttung erfolgt war.

## 5 ZUSAMMENFASSUNG

Die letzte Kaltzeit läßt sich in Lößprofilen anhand von charakteristischen Böden in drei größere Abschnitte gliedern (Altwürm, Mittelwürm, Jungwürm; vgl. Abb. 1).

Das Altwürm ist ein klimatisch sehr heterogener Abschnitt mit mehreren kurzen, ausgeprägt kalten Phasen (kräftige Abspülung und Solifluktion, etwas Lößanwehung, Bildung schmaler Eiskeile) und z. T. sehr warmen (vgl. Brørup-Interstadial), relativ trockenen Warmphasen (Schwarzerden, Sand-Parabraunerden, Podsole).

Im Mittelwürm überwiegen die ausgeprägt kalten Phasen mit Eiskeilbildung, Lößanwehung, Solifluktion und Abspülung; kurze, etwas wärmere Intervalle sind repräsentiert durch relativ schwache Böden vom "Naßboden"-Typus und - mindestens - einem etwas deutlicheren, jedoch geringmächtigen Boden ("Kirchberger Boden") mit Entkalkung und Verbraunung. Bodenverlagerungsprozesse waren im älteren Mittelwürm wirksamer als in dessen jüngeren Abschnitt. Das Mittelwürm wird abgeschlossen durch ein ausgeprägtes zweigeteiltes Interstadial (Stillfried B-Interstadial = Paudorfer Interstadial), repräsentiert durch den Lohner Bodenkomplex mit Entkalkung, Verbraunung und kräftiger Tonbildung in einem bis zu 1 m mächtigen Lößpaket bei guten Dränageverhältnissen infolge tiefgründigen - oder völligen - Auftauens des Dauerfrostbodens.

Das Jungwürm ist der kälteste und trockenste Abschnitt der letzten Kaltzeit mit der geringsten Bodenverlagerungsintensität abgesehen von einer anfänglichen stärkeren Abtragungsphase. Mindestens 5 Kaltphasen mit Dauerfrostboden (Eiskeilbildung) und starker Lößanwehung wechselten ab mit wärmeren Intervallen und tiefgründigem Auftauen des Dauerfrostbodens (Eiskeilfüllung) und Bildung schwacher, nicht

entkalkter Böden. Spätglaziale Böden (in der Regel aus dem Alleröd-Interstadial) sind wesentlich schwächer ausgeprägt als die Böden der warmen Altwürm-Interstadiale. Die Jüngere Tundrenzeit ist eine sehr kurze Kaltphase mit zwar verbreiteten aber relativ schwachen Bodenverlagerungserscheinungen und Dauerfrostboden (Eiskeilbildung).

In Zeiten mit starker Bodenverlagerung (mehrere Phasen im Altwürm und frühen Mittelwürm sowie direkt nach dem Paudorfer Interstadial) erfolgte in vielen Tälern und Tälchen Tiefenerosion durch fließendes Wasser und an Hängen von unten gesteuerte Abtragung mit Tendenz zur Ausbildung gerader Hänge infolge starker Abspülung neben der Solifluktion. Geringere Intensität der Bodenverlagerung in trockeneren Phasen ging einher mit verstärkter äolischer Aktivität (z. B. Lößanwehung in Lößgebieten), geringerer Solifluktionsintensität und besonders starkem Nachlassen der Abspülungsintensität,was in Tälchen zu einem Aufhören der Tiefenerosion führte. Die Folge war Akkumulation durch vom Hang stammende Abspülungssedimente oder bei sehr geringer Wirksamkeit oberflächlich abfließenden Wassers in der Tiefenlinie Plombierung von Tälchen durch Fließerden. Damit ging in der Regel eine Unterhangverschüttung (Bildung konkaver Unterhänge, "Dellen"bildung!) durch Solifluktionsmaterial einher, während Oberhänge weiterhin zum Bereich solifluidaler Abtragung mit Tendenz zur Ausbildung eines konvexen Hangprofils gehörten. Bei einem Überwiegen der Lößanwehung über Feinmaterialabtragung, wie es besonders für trockenere Perioden charakteristisch ist, erfolgte am Hang, in Tälchen und stellenweise auch auf verlassenen Niederterrassenflächen von Flüssen Lößakkumulation. Im einzelnen hängt das "Umkippen" von Abtragung zu Akkumulation, oft einhergehend mit dem Wechsel von überwiegender Abspülung zu überwiegender Solifluktion und das "Umkippen" von Solifluktion zu Lößablagerung neben dem Klimagang in sehr großem Maße von Standortsfaktoren (Gestein, Gefälle, Exposition, Hangform, Position des Betrachtungspunktes im Hang usw.) ab. Deshalb konnten zu

(fast) allen Abschnitten der letzten Kaltzeit (fast) alle Prozesse im Relief nebeneinander stattfinden, andererseits aber auch alle Prozesse in Abhängigkeit von dem komplizierten Klimawandel an einem Standort nacheinander, und zwar oft in mehrfacher Abfolge.

Da im Verlaufe der letzten Kaltzeit im großen ein Wandel von starker zu geringer Intensität der Abtragung erfolgte, und da im Abtragungsbereich überwiegend aquatische Abtragung bei nachfolgend überwiegender Solifluktion ohnehin sehr schwer bzw. gar nicht festzustellen ist, sind Profile mit Löß über Fließerde sehr häufig. Je nach dem Standort erfolgte der Wechsel von Solifluktion zu Lößakkumulation schon im Altwürm (z. B. an Unterhängen kleinerer Tälchen) oder in verschiedenen jüngeren stratigraphischen Positionen bis zum ausgehenden Jungwürm (Oberhänge, Talgründe). Die stratigraphische Analyse zeigte, daß, wenn eine Verdopplung der Folge Fließerde-Löß auftritt, der untere Löß wahrscheinlich im oberen Mittelwürm abgelagert wurde, während die obere Fließerde und der hangende Löß dem Jungwürm angehören. In selteneren Fällen kann allerdings dieselbe bzw. eine noch reicher gegliederte Folge auch vollständig im Jungwürm gebildet sein. In der Nähe der oberen Lößgrenze eines Hanges kann über dem oberen Löß noch spätglazialer Deckschutt folgen.

## 6 N A C H T R A G

Durch einen Fund von Laacher Bims (B in Abb. 39) im Steinbruch Eltersberg (Kap. 3.4) konnte im Januar 1968 die oben vermutete Datierung des Deckschuttes der Abb. 11 nachträglich bewiesen werden. Wie oben auch für andere Aufschlußpartien erwähnt wurde, liegt hier zwischen dem liegenden Löß (L) und dem Bims (B) ebenfalls ein älterer Deckschutt (äD), der, da jünger als das Hochglazial, in das ältere Spätglazial gestellt werden kann. Da hier nachweislich nicht nur in der Jüngeren Tundrenzeit, sondern auch im älteren Spät-

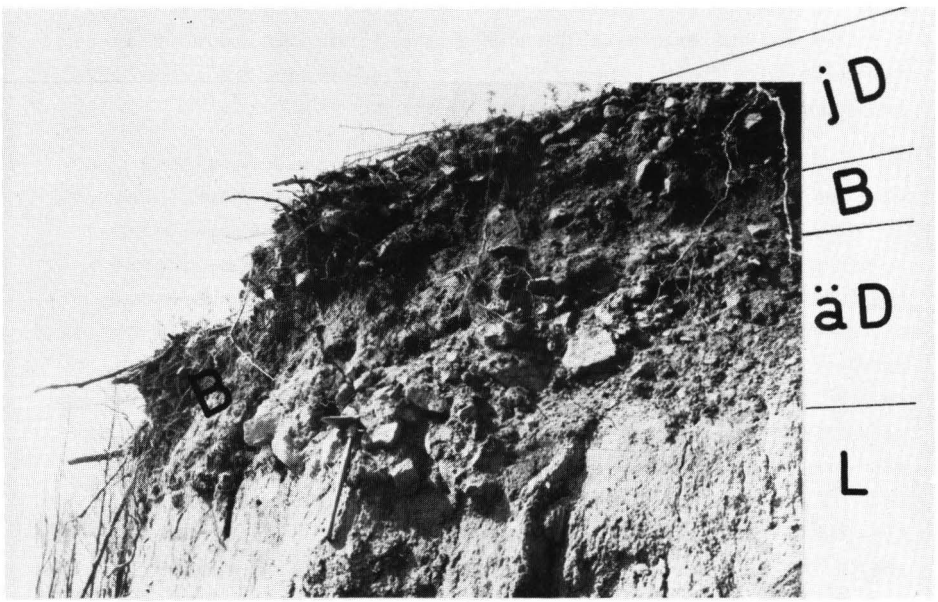



Abb. 39 Eltersberg nordöstl. Giessen

jD = jüngerer Deckschutt äD = älterer Deckschutt
B = Laacher Bims L = Löß

glazial (Älteste und Ältere Tundrenzeit) ein Deckschutt gebildet worden ist und es in Profilen ohne Bimslage schwer oder nicht möglich sein wird, älteren und jüngeren Deckschutt zu trennen, sollte in solchen Fällen der D e c k s c h u t t insgesamt als s p ä t g l a z i a l angesprochen werden. Obwohl auch im Aufschluß Eltersberg der jüngere Deckschutt die größere Bedeutung (Wanderweite) besitzt, kann also von einer generellen Einordnung von Deckschutt-Vorkommen in die Jüngere Tundrenzeit keine Rede sein, zumal auch das Profil aus dem Kondertal ebenfalls eine Mehrgliedrigkeit der spätglazialen Schuttdecken belegt (Kap. 3.7, Abb. 19).

# 7 LITERATURVERZEICHNIS


Andersson, J.G. (1906): Solifluction, a component of subaérial denudation. The Journal of Geology 14

Bartels, G. (1966): Geomorphologie des Hildesheimer Waldes. Diss.Math.-Nat.Fak. Göttingen, gedruckt als H. 41 der Göttinger Geographische Abhandl., Göttingen 1967

-- (1967): Stratigraphische und geomorphologische Auswertung von Schuttdecken vor Muschelkalkschichtkämmen und -schichtstufen im niedersächsischen Bergland. Eiszeitalter und Gegenwart, Bd. 18, 76 - 81

-- u. Rohdenburg, H. (1968): Fossile Böden und Eiskeilhorizonte in der Ziegeleigrube Breinum (Niedersächsisches Bergland) und ihre Auswertung für die Reliefentwicklung im Jungquartär. in diesem Band

Blenk, M. (1960): Morphologie des nordwestlichen Harzes und seines Vorlandes. Göttinger Geogr. Abhandl. 24

Brelie, G.v.d.; Rein, U., Klusemann,H., Teichmüller, R. u. Wortmann, H. (1956): Pleistozän-Profile im Essener Raum. N. Jahrb. Geol. Pal., Mhe. 1956, 113 - 132

Brunnacker, K. (1956): Das Lößprofil von Kitzingen. Ein Beitrag zur Chronologie des Paläolithikums. Germania 34, 3 - 11

-- (1957): Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän in Bayern. Geologica Bavarica 34

-- (1960): Zur Kenntnis des Spät- und Postglazials in Bayern. Geologica Bavaria 43, 74-150

-- (1963): Die Sedimente in der Höhlenruine von Hunas (Nördliche Frankenalb) Eiszeitalter u. Gegenwart 14, 117-120

Butzer, K. (1964): Pleistocene Geomorphology and Stratigraphy of the Costa Brava Region (Catalonia) Akad. Wiss. Lit. Mainz, Abh. Math.-Nat.Kl. Jg. 1964, Nr. 1

Büdel, J. (1959): Periodische und episodische Solifluktion im Rahmen der klimatischen Solifluktionstypen. Erdkunde 13, 297-313

-- (1960): Die Frostschutt-Zone Südost-Spitzbergens. Colloquium Geographicum 6, 105 S.

-- (1962): Die Abtragungsvorgänge auf Spitzbergen im Umkreis der Barentsinsel. Verh. Dtsch. Geographentages 33, 337-373

-- (1963): Klima-genetische Geomorphologie. Geogr. Rundsch. 15, 269-285

Czeppe, Z. (1965): Activity of running water in South-Western Spitsbergen. Geographia Polonica 6, 141-150

Czeratzki, W. (1956): Zur Wirkung des Frostes auf die Struktur des Bodens. Zeitschr. Pflzern. Düngg., Bodenkde. 72, 15-32

Czudek, T. (1964): Periglacial slope development in the area of the Bohemian Massif in Northern Moravia. Biutletyn Periglacjalny 14, 169-193

-- (1964): Asymmetrische Täler im Nizký Jesenik (Gesenke) in der Tschechoslowakei. Rep.VIth.Intern.Congr.Quatern. Warsaw 1961, Vol. IV, 29-40

-- , Demek, J., Panoš, Vl. u. Seichterova, H. (1962): Vorläufiger Bericht über die Untersuchung der pleistozänen rhythmisch geschichteten Hangsedimente im Marchbecken. Zprávy vlastivédného ústava volomouci 101, 6-8

Dahm, H., E.W. Guenther, Jaeckel, S., Weiler, W., Weyl, R., Wiermann, R. (1961): Eine spätglaziale Schichtfolge aus der Grube Fernie bei Gießen-Klein-Linden. Notizbl. Hess.L.-Amt Bodenforsch. 89, 332-359

Demek, J. (1963): Hangforschung in der Tschechoslowakei. Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, II. Math.-Phys. Kl. 1963, Nr. 9, 99-138

-- (1964): Pleistozäne periglaziale Vorgänge und ihr Einfluß auf das Tieflandsrelief in Mähren (Tschechoslowakei). Rep. VIth. Int. Congr. Quatern. Warsaw 1961, Vol. IV, 41-54

Dylik, J. (1957): Tentative comparison of planation surfaces occuring under warm and under cold semi-arid climatic conditions. Biuletyn Periglacjalny 1957, S. 175-186

-- (1960): Rhytmically stratified slope waste deposits. Biuletyn Peryglacjalny 8, 31-41

Dziewanski, J. u. Starkel, L. (1962): The Quaternary San Valley between Solina and Zwierzyń. Praca Geogr. 36

Fezer, F. (1953): Schuttmassen, Blockdecken und Talformen im nördlichen Schwarzwald. Göttinger Geogr. Abh. 14, 45-77

-- (1957): Eiszeitliche Erscheinungen im nördlichen Schwarzwald. Forsch. z. Dtsch. Landeskde. 87

Fliedner, D. (1957): Geomorphologische Untersuchungen im nördlichen Odenwald. Forsch. z. Dtsch. Landeskde. 92

Freising, H. (1949): Löße, Fließerden und Wanderschutt im nördlichen Württemberg. Diss. T.H. Stuttgart

Garleff, K. (1966): Beitrag zur Deutung der Terrassen im unteren Werratal. Eiszeitalter u. Gegenw. 17, 118-124

Goedecke, R. (1966): Die Oberflächenformen des Elm. Göttinger Geogr. Abhandl. 35

Hagedorn, H. (1964): Geomorphologie des Uelzener Beckens. Göttinger Geogr. Abhandl. 31

Hammen, T. van der, Maarleveld, G. Vogel, J. u. Zagwijn, W. (1967): Stratigraphy, Climatic succession and Radiocarbon Dating of the Last Glacial in the Netherlands. im Druck

Helbig, K. (1965): Asymmetrische Eiszeittäler in Süddeutschland und Ostösterreich. Würzburger Geogr. Abr. 14

Herz, K. u. Andreas, G. (1966): Untersuchungen zur Morphologie der periglazialen Auftauschicht im Kongsfjordgebiet (Westspitzbergen). Peterm. Geogr. Mitt. 1966, 190-198

Högbom, B. (1914): Über die geologische Bedeutung des Frostes. Bull. of the Geol. Inst. of Upsala XII, 255-390

Hölting, B. u. Stengel-Rutkowski, W. (1964): Beiträge zur Tektonik des nordwestlichen Vorlandes des basaltischen Vogelsberges, insbesondere des Amöneberger Beckens.
Abh. Hess. L.-Amt Bodenforsch. 42, 37 S.

Höllermann, P. (1964): Rezente Verwitterung, Abtragung und Formenschatz in den Zentralalpen am Beispiel des oberen Suldentales (Ortlergruppe).
Zeitschr. f. Geomorph., Suppl.bd. 4

Hövermann, J. (1953): Die Periglazialerscheinungen im Harz.
Göttinger Geogr. Abh. 14, 7-44

Jahn, A. (1961): Quantitative Analysis of some periglacial processes in Spitsbergen.
Uniwersytet Wrocławski IM. Bolesława Bieruta, Zeszyty Naukowe, Seria B Nauki Przyrodnicze Nr. 5

-- (1956): Wyzyna Lubelska (Sum. Geomorphology and Quaternary history of Lublin Plateau).
Prace geogr. IG PAN, 7, 453 S.

Jersak, J. (1965): Stratigraphie et genese des loess aux environs de Kunów.
Acta Geografica Lodziensia 20

Kukla, J. (1961): Quaternary Sedimentation Cycle.
Inqua Warszawa 1961, 145-154

Klatkowa, H. (1965): Vallons en berceau et vallées sèches aux environs de Łódź.
Acta Geographica Lodziensia 19

Louis, H. (1961): Allgemeine Geomorphologie.
Berlin, 2. Aufl.

Ložek, V. (1964): Quartärmollusken der Tschechoslowakei.
Rozpravy ústředního ústavu geologického Svazek 31, 374 S.

Marosi, S. (1965): Über die Derasionstäler.
Földrajzi Értesitö XIV, 229-242

Maruszcak, H. (1961): Le Relief des terrains de loess sur le plateau de Lublin.
Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska Lublin-Polonia, Vol. XV, 8, Sect. B 1960, 93-122

-- (1965): Development conditions of the relief of loess areas in East-Middle Europe.
Geographia Polonica 6, 93-104

Mensching, H. (1953): Die periglaziale Formung der Landschaft des unteren Werratales. Göttinger Geogr. Abhandl. 14, 79-128

-- (1960): Periglazial-Morphologie und quartäre Entwicklungsgeschichte der Hohen Rhön und ihres östlichen Vorlandes. Würzburger Geogr. Arb. 7

Meyer, B., Kalk, E. u. Fölster, H. (1962): Parabraunerden aus primär carbonathaltigem Würm-Löß in Niedersachsen. I. Profilbilanz der ersten Folge bodengenetischer Teilprozesse: Entkalkung, Verbraunung, Mineralverwitterung. Zeitschr. f. Pflanzenern., Düng., Bodenkde. 99, 37-55

Mortensen, H. (1955): Die "quasinatürliche" Oberflächenformung als Forschungsproblem. Wiss. Zeitschr. Ernst-Moritz-Arndt-Univ. IV, Greifswald 1954/55, Math.-Nat. R., 625-28

Neef, E.(1955): Hanggestaltung und flächenhafte Abtragung in kristallinen Mittelgebirgen. Dt. Geographentag Essen 1953. Tagungsber. u. wiss. Abhandl. Wiesbaden 1955, 164-169

Paas, W. (1962): Rezente und fossile Böden auf niederrheinischen Terrassen und deren Deckschichten. Eiszeitalter u. Gegenw. 12, 165-230

-- (1967): (Veröffentlichung im Druck in Decheniana über neuere Untersuchungen an niederrheinischen Lößprofilen)

Pecsi, M. (1962): Die pleistozänen Gehängeablagerungen in Ungarn und ihre Entstehung. Földrajzi Értesitö XI, 19-39

-- (1965): Die Gehängelösse und ihre Entwicklung in Ungarn. Agrokémia és Talajtan, 14, 279-294

Péwé, T. (1966): Paleoclimatic significance of fossil ice wedges. Biuletyn Peryglacjalny 15, 65-73

Plass, W. u. Semmel, A. (1965): Über ein Vorkommen von allerödzeitlichem Bimstuff bei Odersbach (Bl. 5515 Weilburg). Notizbl. d. Hess. L.A. f. Bodenforsch. 93, 346-47

Poser, H. (1950): Die Niederterrassen im Okertal als Klimazeugen. Abh. Braunschw. Wiss. Ges. II, 109-122

Rohdenburg, H. (1965a): Die Muschelkalk-Schichtstufe am Ostrand des Sollings und Bramwaldes. Göttinger Geograph. Abhandl. 33

-- (1965b): Untersuchungen zur pleistozänen Formung am Beispiel der Westabdachung des Göttinger Waldes. Giessener Geograph. Schr. 7

-- (1966): Eiskeilhorizonte in südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. Mitt. d. Dtsch. Bodenkdl. Ges. 5, 137-170; auch in Biuletyn Periglacjalný 16, 225-245, 1967

-- (1967): Jungpleistozäne Hangformung in der Umgebung von Göttingen. L' Évolution des Versants, Symposium international de géomorphologie Liège-Louvain, 8-16 juin 1966; Les Congr. et Colloques de Liège, vol. 40, 245-257

-- (1968): Observations concerning lateglacial slopedynamics in Central Europe. im Druck in Biuletyn Periglacjalny 18

-- u. Meyer, B. (1963): Über rezente Mikroformung in Kalkgebieten durch inneren Abtrag und über die Rolle der periglazialen Gesteinsverwitterung (Eine geomorphologische Auswertung von Bilanzanalysen an Bodenprofilen). Zeitschr. f. Geomorphologie 7, 120-146

-- -- (1966): Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. Mitt. d. Dtsch. Bodenkdl. Ges. 5, 1-137, erscheint auch als Göttinger Bodenkdl. Ber. 2

-- -- (1968): Zur Datierung und Bodengeschichte mitteleuropäischer Oberflächenböden (Schwarzerde, Parabraunerde, Kalksteinbraunlehm): Spätglazial oder Holozän? in diesem Band

Rother, K. (1965): Ein Beitrag zum Blockmeerproblem. Zeitschr. f. Geomorph., N.F. 9, 321-331

Sandner, G. (1956): Der Kellerwald und seine Umrahmung. Marburger Geogr. Schr. 4

Semmel, A. (1961): Beobachtungen zur Genese von Dellen und Kerbtälchen im Löß. Rhein-Mainische Forschungen 50, 138-140

-- (1964): Junge Schuttdecken in hessischen Mittelgebirgen. Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. 92, 275-85

-- (1966): Studien über den Verlauf jungpleistozäner solifluidaler und verwandter Formung in Hessen. Masch.-Schr. Manuskr. 1966, erschienen 1968 mit dem Titel "Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen", Frankfurter Geogr. H. 45

-- (1967): Über Prä-Würm-Lösse in Hessen. im Druck (Zeitschr. Dtsch. Geol. Ges.)

-- u. Plass, W. (1966): Spätkaltzeitliche Umlagerungen in Parabraunerde-Profilen. Mitt. d. Dtsch. Bodenkdl. Ges. 4, 33-39

Sobolewska, M., Starkel, L. u. Środoń, A. (1964): Late-Pleistocene deposits with fossil flora at Wadowice (West Carpathians). Folia Quaternaria 16, 64 S.

Sonne, V. u. Stöhr, W. (1959): Bimsvorkommen im Flugsandgebiet zwischen Mainz und Ingelheim. Jber. u. Mitt. Oberrh. geol. Ver., N.F. 14, 103-116

Spönemann, J. (1966): Geomorphologische Untersuchungen an Schichtkämmen des Niedersächsischen Berglandes. Göttinger Geogr. Abhandl. 36

Szilard, J. (1965): Some problems of the formation of periglacial derasional valleys in Hungary. Földrajzi Közlemények XIII, 225-237

-- (1965): Periglacial derasion and Quaternary valley sculpture in Hungary. Acta Geologica Hung. IX, 95-105

Schilling, W. u. Wiefel, H. (1962): Jungpleistozäne Periglazialbildungen und ihre regionale Differenzierung in einigen Teilen Thüringens und des Harzes. Geologie 11, 428-460

Schmitthenner, H. (1932): Landformen im außertropischen Monsungebiet. Beobachtungen und Untersuchungen in China. Veröff. d. Städt. Museums f. Länderkunde zu Leipzig II Wissensch. Veröff., N. F. H. 1, S. 81-103

Schönhals, E. (1953): Gesetzmäßigkeiten im Feinaufbau von Talrandlößen mit Bemerkungen über die Entstehung des Lößes. Eiszeitalter u. Gegenw. 3, 19-36

-- (1956): Über den Aufbau der Solifluktionsdecken in den hessischen Mittelgebirgen (vorläufige Mitteilung). Umdruck zur Deuqua-Tagung Marburg

-- , Rohdenburg, H. u. Semmel, A. (1964): Ergebnisse neuerer Untersuchungen zur Würmlöß-Gliederung in Hessen. Eiszeitalter u. Gegenw. 15, 199-206

Schottmüller, H. (1961): Der Löß als gestaltender Faktor in der Kulturlandschaft des Kraichgaus. Forsch. z. Dtsch. Landeskde. 130

Starkel, L. (1964): Chronology of denudation processes in the last glacial period in the Flysch Carpathians. Geographia Polonica 2, 61-67

-- (1966): Evolution of the relief of the Polish East Carpathians in the Quarternary (with the Upper San Basin as example). Geographia Polonica 10, 89-114

Stöhr, W. (1963): Der Bims (Trachyttuff), seine Verlagerung, Verlehmung und Bodenbildung (Lockerbraunerden) im südwestlichen Rheinischen Schiefergebirge. Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. 91, 318-337

-- u. Benecke, P. (1966): Verlagerungsvorgänge in prae- und postalleröden Böden auf Löß, Bims (Trachyttuff) und Staublehm. Mitt. Dtsch. Bodenkdl. Ges. 4, 41-52

Ullmann, R. (1960): Verwitterungsdecken im südlichen Schwarzwald. Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. 50, 197-246

Washburn, A. (1965): Instrumental observations of mass-wasting in the Mesters Vig District of Northeast Greenland. Inqua VII Intern. Congr., Abstracts, S. 491

Washburn, A.L. (1967): Instrumental observations of mass-wasting in the Mesters Vig District, Northeast Greenland. Meddelelser om Grønland 166, Nr. 4, 296 S.

Weidenbach, F. (1956): Über Frostblätterigkeit in Lössen und ihre Entstehung. Eiszeitalter u. Gegenw. 7, 113-118

Manuskript abgeschlossen: April 1967, einzelne Nachträge im November 1968

Göttinger Bodenkundliche Berichte 6, 109-126, 1968

Bartels, G. und Rohdenburg, H.

# Fossile Böden und Eiskeilhorizonte in der Ziegeleigrube Breinum (Niedersächsisches Bergland) und ihre Auswertung für die Reliefentwicklung im Jungquartär.

## 1 EINLEITUNG

Die Kenntnis der Kleinformengenese ermöglicht einerseits manche Schlußfolgerungen über die Entstehung größerer Reliefeinheiten, andererseits kann sie unter Umständen als Modellvorstellung für die Entstehung der Meso- und Makroformen dienen. Die Verfeinerung der geomorphologischen Fragestellung mag bedingen, daß die Kleinformen bei geomorphologischen Untersuchungen in den letzten Jahren wieder häufiger Beachtung fanden. So wurden die Probleme, die mit der Bildung trockener Muldentälchen, die seit der Bearbeitung durch SCHMITTHENNER (1925/26) meistens als Dellen bezeichnet werden, von BLENK (1960), SEMMEL (1961), DEMEK (1964), PECSI (1962), KOSMOWSKA (1963), ROHDENBURG (1965a und b), KLATKOWA (1965), SPÖNEMANN (1966) und BARTELS (1967) erneut aufgeworfen. Ein Teil dieser Autoren befaßte sich mit den Prozessen, welche die Tälchen entstehen ließen, andere bemühten sich mit Hilfe einer verbesserten Stratigraphie um eine zeitliche Fixierung einzelner Entwicklungsstadien. In dieser Mitteilung wird versucht, mit Hilfe fossiler Böden die Entstehungsphasen eines Tälchens zu erfassen. Die bodenstratigraphischen Horizonte ermöglichen außerdem eine Trennung verschiedener Eiskeilgenerationen, die sich u. a. als Indikator für die wechselnde Intensität solifluidaler Vorgänge verwenden

Das Studienobjekt liegt im südlichen Vorland des Hildesheimer Waldes (Meßtischbl. Sibbesse, Nr. 3925). Im Bereich des Blattes Sibbesse werden die Schichten des Keupers, des Juras und der Unterkreide zwischen den Sackbergen und dem Hildesheimer Wald von einer Bergfußfläche geschnitten, die von HERRMANN (1936) und LÜTTIG (1960) als jungtertiär bis altquartär datiert wurde. Im Unteren und Mittleren Keuper ausgebildete und verschieden weit umgeformte Riedel dieser Fußfläche haben sich nördlich des Almetales erhalten. Sie sind mit einer Grundmoränendecke überzogen, der nördlich des Ortes Breinum Löß mit wechselnder Mächtigkeit aufliegt (Abb. 1). Ein System von gegenwärtig nur episodisch

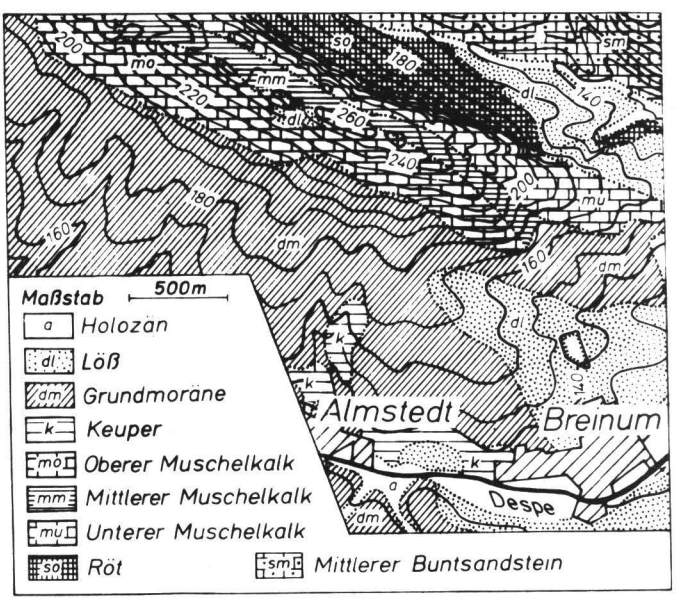



Abb. 1 Geologie der Umgebung von Breinum (nach dem geol. Bl. Sibbesse, geringfügig verändert).

durchflossenen Muldentälchen durchzieht diese Lockersedimente. Ein Rücken zwischen den Ursprüngen zweier etwa in Ost-West-Richtung verlaufender flacher Muldentälchen wird durch die Lößgrube der Ziegelei Breinum angeschnitten, so daß sich die Lockersedimente stratigraphisch gliedern lassen. Von dieser Grube aus wurde der Verlauf einiger Horizonte mit Hilfe von Bohrungen in die benachbarten Tälchen hinein verfolgt, um weitere Aufschlüsse über das Paläorelief zu gewinnen.

## 2 STRATIGRAPHIE

In der Ziegeleigrube traten im Sommer 1964 folgende Sedimente auf (Abb. 2): Im Südteil der nach Osten exponierten Baggerwand waren als älteste Schicht Mergel des anstehenden Unteren Keupers (1) zu beobachten, die von einer geringmächtigen Keuperfließerde (2) überdeckt wurden. Darüber lag Grundmoräne, die im südlichen Teil durch einen hohen Gehalt an Buntsandstein rot gefärbt war (3a), im nördlichen Teil aber infolge eines höheren Gehaltes an Keuperbröckchen eine mehr grünliche Farbe besaß (3b). Dieser Grundmoräne war im nördlichen Teil der Wand ein grünlich-brauner Staubeckenton (4) mit deutlicher Bänderung eingeschaltet. Die Moräne wurde von einem Sediment überlagert, das einerseits eine starke Lößkomponente aufwies, andererseits aber auch sandige Bestandteile und kleinere Steine enthielt, die aus der Grundmoräne stammen; hierbei handelt es sich um solifluidal umgelagerten Löß. Dieser Solifluktionshorizont war fast in seiner ganzen Mächtigkeit von einer kräftigen Bodenbildung erfaßt, deren pseudovergleyter $B_t$-Horizont (5) sich in einer Mächtigkeit von 1 bis 1,5 m erhalten hatte. Ein darüber folgender Bleichhorizont (7) wurde durch eine Lage mit plattigem Gefüge, die Holzkohlen und bis 3 mm große schwarze und orangerote Mangan-Eisen-Konkretionen enthielt (6), von dem $B_t$-Horizont des kräftigen Bodens getrennt. Holzkohlebröckchen traten auch

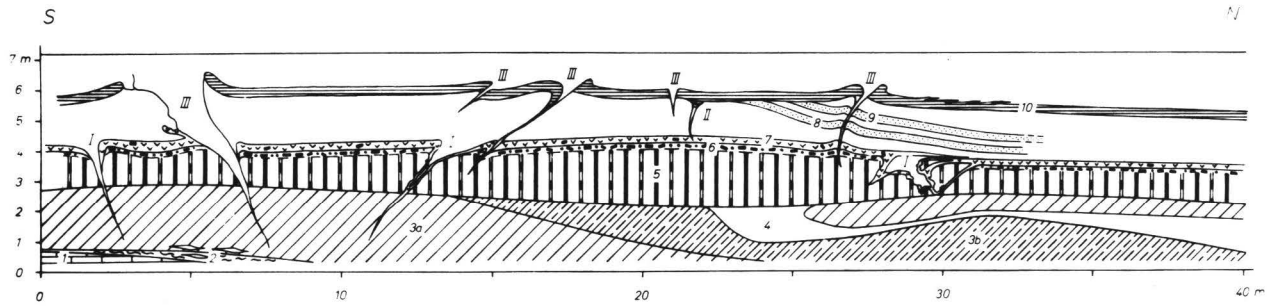



Abb. 2 Westwand der Ziegeleigrube Breinum. 1=anstehender Unterer Keuper; 2=Keuperfließerde; 3=Grundmoräne; 4=Staubeckenton; 5=pseudovergleyter $B_t$-Horizont des letztinterglazialen Bodens; 6=holzkohlereiche "Zwischenschicht"; 7=altwürmzeitlicher Bleichhorizont; 8 und 9=helle blau-graue Horizonte; 10="Breinumer Boden"; I,II,III=Eiskeilhorizonte.

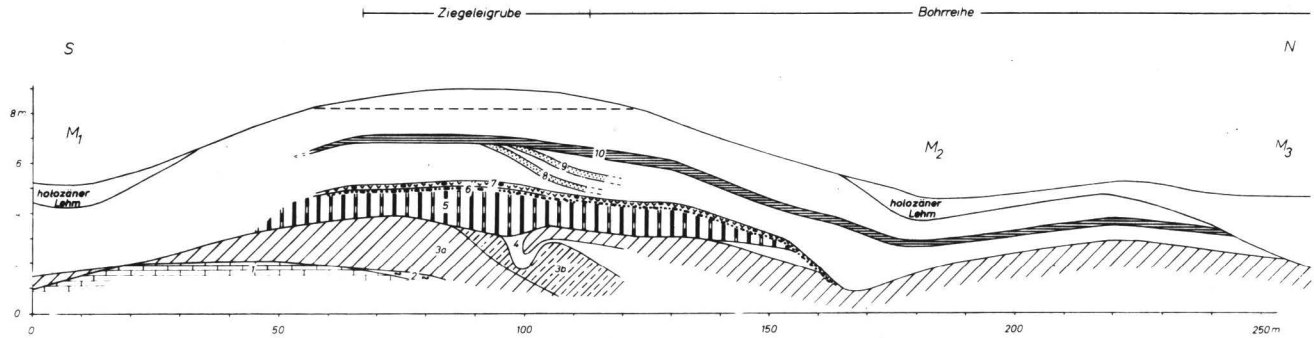



Abb. 3 Profil durch einen Lößrücken und 3 Muldentälchen (M1,M2,M3), bestehend aus der Westwand der Ziegeleigrube und einer Bohrreihe (Zustand 1964); linker Teil (m 0-65) durch Grubenerweiterung (1966) ergänzt. 1=anstehender Unterer Keuper; 2=Keuperfließerde; 3=Grundmoräne; 4=Staubeckenton; 5=pseudovergleyter $B_t$-Horizont des letztinterglazialen Bodens; 6=holzkohlenreiche "Zwischenschicht"; 7=altwürmzeitlicher Bleichhorizont; 8 und 9=helle blau-graue Horizonte; 10="Breinumer Boden".

in dem Bleichhorizont auf, sie waren in der Zwischenschicht jedoch angereichert. In dem Löß, der den Bleichhorizont überlagerte, fanden sich zwei helle, blaugraue Horizonte (8 und 9), die nach der Fingerprobe einen höheren Tongehalt hatten als der ohnehin recht dichte,zwischengelagerte Löß und sich bodentypologisch nicht näher charakterisieren lassen. Der Profilabschnitt oberhalb des Bleichhorizontes wurde durch einen etwas kräftigeren Boden von graubrauner Farbe abgeschlossen (10), dessen unterer Teil stark rostgefleckt war. Dieser Boden, den wir nach dem locus typicus "Breinumer Boden" nennen wollen, ließ sich jedoch im Gegensatz zu den blaugrauen Horizonten (8 und 9) während der ganzen Beobachtungszeit sowohl an der gesamten Grubenwand als auch in den Bohrkernen feststellen, so daß ihm größerer Leitwert zukommt. Über diesem Horizont folgte relativ lockerer und nach der Fingerprobe feinsandiger Löß, aus dem sich der holozäne Boden (11) entwickelt hat. Vor dem Abbaggern des Lösses war von dem Rücken jedoch eine Schicht von 1/2 bis 1 m Mächtigkeit abgeschoben worden, so daß nur der basale Teil der holozänen Bodenbildung an der Aufschlußwand in Erscheinung trat.

In den glazigenen Sedimenten,auf der die Lößfolge mit den eingeschalteten Böden liegt, konnte LÜTTIG (1954, S. 77) ein elsterzeitliches Geschiebespektrum feststellen. Für die weitere Umgebung des Aufschlusses gab er jedoch flächenhafte Verbreitung von Saale-Grundmoräne an (1954, Tafel 2). Danach wäre zu erwarten, daß auch in der Ziegelei-Grube Saale-Grundmoräne aufgeschlossen ist. Da die glazigene Schichtfolge unter den gegenwärtigen Aufschlußverhältnissen mehrphasig ist, kann es sich hierbei sowohl um Elster- als auch um Saale-Grundmoräne handeln. Mißt man der obersten Grundmoräne ein saalezeitliches Alter bei, so kann der $B_t$-Horizont innerhalb der Lößfolge, den wir seiner kräftigen Ausbildung wegen in ein Interglazial stellen, nur der Eem-Warmzeit entstammen. Für diese Einordnung spricht auch, daß es sich bei dem $B_t$-Horizont um den obersten im Profil auftretenden Boden mit interglazialem Habitus handelt.

Diese Vermutung läßt sich durch eine Einbeziehung des über dem interglazialen $B_t$-Horizont folgenden Bleichhorizontes (7) stützen. Beide Horizonte verlaufen zwar überwiegend parallel, werden jedoch meistens durch die holzkohlereiche Lage (6)[1] voneinander getrennt, die man wegen ihres Fließgefüges als Fließerde deuten muß. Auf eine zwischen dem Ende der warmzeitlichen Bodenbildung und der Entstehung des Bleichhorizontes eingeschaltete Phase kaltzeitlicher Verlagerung deutet auch hin, daß der interglaziale Boden im nördlich benachbarten Tälchen $M_2$ in Form einer Solifluktionsschleppe ausdünnt, während sich der Bleichhorizont noch weiter in das Tälchen hinein verfolgen läßt (Abb. 3). Schließlich ist stellenweise zu beobachten, daß Bleichbahnen an der Oberkante des pseudovergleyten $B_t$-Horizontes infolge solifluidaler Verlagerung seitlich verschoben wurden, während daneben ungestörte Bleichbahnen aus dem Bleichhorizont nach unten hervorgehen. Diese Beobachtungen zeigen, daß der Bleichhorizont genetisch nicht zu dem $B_t$-Horizont gehört, sondern nach einer solifluidalen Abtragungsphase neu gebildet wurde. Er gehört demnach schon in die folgende Kaltzeit und bildet zusammen mit dem interglazialen $B_t$-Horizont einen Bodenkomplex. Ein derartiger Komplex, bestehend aus einem teilweise abgetragenen warmzeitlichen Bodenprofil und einem darüber folgenden Bleichhorizont, wurde von ROHDENBURG und MEYER (1966, S. 26 ff.) in südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen beobachtet und konnte nach vergleichend morphologischen Kriterien in die Eemwarmzeit (einschließlich des frühen Altwürms) eingestuft werden. Die große Ähnlichkeit der Breinumer Horizonte 5 und 7 mit diesem "Bilshäuser Bodenkomplex" spricht ebenfalls für eine Stellung des $B_t$-Horizontes in das Riß-Würm-Interglazial. Der Bleichhorizont gehört folglich in das Altwürm.

---

1) Es handelt sich um nicht näher bestimmbares Koniferenholz

In dem darüber folgenden Würmlöß ist nur noch der "Breinumer Boden" (10) in dem gesamten Profil zu verfolgen. Er stellt oberhalb des altwürmzeitlichen Bleichhorizontes (7) die kräftigste Bodenbildung innerhalb des Würmlösses dar und soll mit Vorbehalt in das Paudorfer Interstadial gestellt werden. Eine strenge Parallelisierung mit dem Lohner Boden, der in den nordhessischen Lößprofilen dieses Interstadial vertritt (SCHÖNHALS, ROHDENBURG und SEMMEL 1964, ROHDENBURG und MEYER 1966), aufgrund bodentypologischer Merkmale ist nicht möglich, da die Lößprofile des Kasseler Beckens infolge standörtlicher Trockenheit aus kalkhaltigem Löß bestehen, während der Löß in der Ziegeleigrube Breinum kalkfrei und feucht überprägt ist.

## 3 E I S K E I L H O R I Z O N T E

Mit Hilfe der beschriebenen Böden lassen sich die in größerer Zahl in dem Profil zu beobachtenden Eiskeilpseudomorphosen zu Horizonten zusammenstellen.

I. Eine Gruppe von Keilen tritt im unteren Teil der Lößserie auf. Diese Formen besitzen an der Keilschulter eine Breite von 4 bis 7 dm und messen von der Schulter bis zur Spitze etwa 1,5 bis 2,5 m. Die Keile haben den altwürmzeitlichen Bleichhorizont und den interglazialen $B_t$-Horizont durchstoßen und reichen mit ihren Spitzen bis in die Grundmoräne hinab. Die hellen, blaugrauen Horizonte ziehen jedoch ungestört über die Keilschultern hinweg. Die Keile sind in dieser Größe und Ausbildung als Kennformen des Dauerfrostbodens anzusehen (POSER 1948, S. 53). WASHBURN, SMITH und GODDARD (1963) beschreiben zwar unter 45° nördlicher Breite in einem sehr schneearmen Winter rezent gebildete Frostspalten, diese können jedoch wegen ihrer geringen Breite nicht mit den Eiskeilen verglichen werden. Die Keile des untersten Horizontes sind mit dem Material des Bleichhorizontes (7) und dem unmittelbar darüber liegenden Löß gefüllt. Eine

Fließerdeschleppe des Bleichhorizontes schließt die Füllung nach oben hin ab. Die Eiskeile müssen also während oder kurz nach der Anwehung des untersten Lösses über dem Altwürm-Bleichhorizont durch mindestens 3 m tiefes Auftauen ausgeschmolzen sein. Eine erneute Solifluktionsphase ließ die Schleppen des Bleichhorizontes entstehen und deutet damit eine schon wieder stärkere Wirksamkeit des Dauerfrostbodens an. Eine Aufpressung der durchstoßenen Schichten fehlt bei diesen Keilen, was aber darauf zurückzuführen sein kann, daß die Keilschultern durch die folgende Solifluktionsphase geringfügig umgeformt wurden.

II. Im Sommer 1964 wurde in dem Löß zwischen dem Bleichhorizont (7) und dem Breinumer Boden (10) ein nur etwa 1 m tiefer und an seiner Oberkante 3 dm breiter, sich nach unten schnell verjüngender Keil beobachtet, der unmittelbar unter dem Breinumer Boden ansetzte, mit seiner gekrümmten Spitze aber noch den Bleichhorizont erreichte. Die randlichen Schichten waren auch hier nicht aufgepreßt. Die oberen Lagen der Keilfüllung waren lediglich bei dem Tauen des Eises muldenförmig eingesunken. Diese ineinander geschachtelten 2 bis 3 dm breiten Sackungsmulden zeigen, daß die Sedimentation während des Ausschmelzens anhielt, denn die Tiefe der Mulden nimmt nach oben hin ab. Von dem Breinumer Boden werden sie nicht mehr nachgezeichnet, so daß der Prozeß des Tauens offensichtlich schon vor der Entwicklung dieses Bodens beendet war. Ein erheblich größerer Keil dieses Horizontes, dessen Spitze bis in die Grundmoräne hinabreichte, war im Herbst 1966 aufgeschlossen (Abb. 4). An seiner linken Flanke waren der Eemboden (5) und der Bleichhorizont (7) so stark aufgepreßt worden, daß beide in inverser Lagerung auftraten. Das obere Ende dieses Keiles lag unmittelbar unter dem Breinumer Boden. Das Eis dieses Keiles muß also ebenfalls vor der Entstehung des graubraunen Bodens geschmolzen sein. Vermutlich macht sich darin schon die Klimaverbesserung bemerkbar, die kurz darauf zu der Bodenbildung führte.

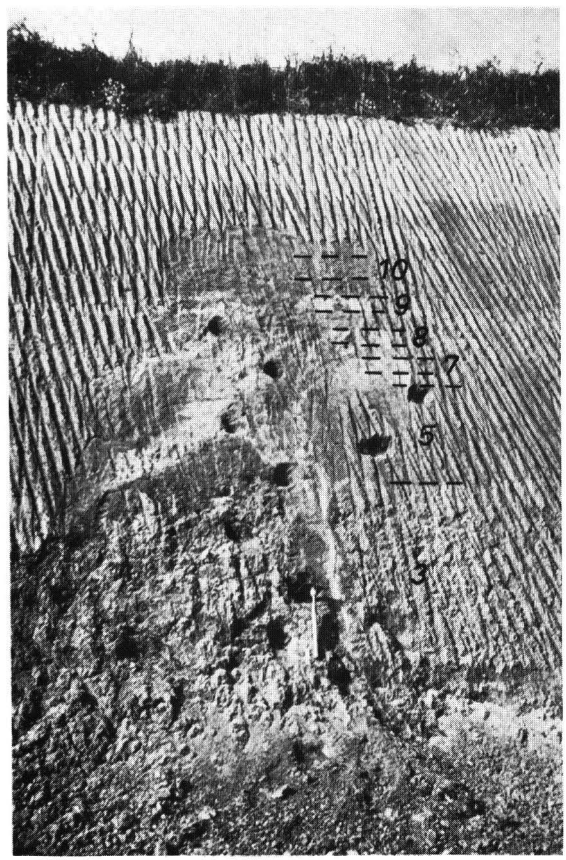



Abb. 4 Eiskeil des Horizontes II. (Signaturen wie in Abb. 2).

III. Über diesem nur in zwei Exemplaren beobachteten Horizont tritt eine Gruppe von 2 bis 6 m tiefen und oben bis 1,5 m breiten Keilen auf. Ihre Spitzen liegen teilweise an der Ba-

sis des Aufschlusses in der Grundmoräne. Sie haben den Breinumer Boden durchstoßen und teilweise aufgebogen und sind mit dem über dem Breinumer Boden folgenden relativ lockeren Löß und mit Material der älteren Horizonte gefüllt. Das oberste Lößpaket muß also wenigstens schon teilweise angeweht gewesen sein, bevor das Eis dieser großen Keile wieder schmolz. Da in der Breinumer Grube jungwürmzeitliche Böden fehlen, eine genauere stratigraphische Einordnung in einen bestimmten Abschnitt des Jungwürms also nicht möglich ist, können sich in dieser jüngsten Gruppe mehrere Eiskeilgenerationen verbergen. Hierauf deuten z. B. der sehr unterschiedliche Horizontalabstand der Keile und die verschiedene Keiltiefe hin, denn die jungwürmzeitlichen Eiskeilgenerationen der nordhessischen Lößprofile (ROHDENBURG 1966) unterscheiden sich durch die verschiedene Dichte ihres Netzes und durch ihre unterschiedliche Größe.

Es läßt sich nicht feststellen, ob die ältesten Breinumer Keile (I) einem der von LIEBEROTH (1962) in Sachsen und RUSKE und WÜNSCHE (1964, Abb. 4) in Thüringen beobachteten altwürmzeitlichen Keilhorizonten entsprechen oder wie im Kasseler Becken (ROHDENBURG 1966) in das Mittelwürm einzuordnen sind, denn es fehlen in Breinum Altwürm-Humuszonen, die eine Trennung der beiden Abschnitte ermöglichen. Die Abfolge der Breinumer Keilgenerationen ähnelt aber der der nordhessischen Profile, denn die kleineren Formen, die außerdem teilweise einen recht großen Polygondurchmesser haben, treten hier wie dort in den unteren Horizonten auf, während die größten Keile - eine richtige Datierung des Breinumer Bodens vorausgesetzt - ausnahmslos in das Jungwürm zu stellen sind. Wenn man mit LEFFINGWELL (1915), TROLL (1944, S. 639) und POSER (1948, S. 62 ff.) Keiltiefe und obere Öffnungsbreite als Maß für Intensität und Dauer der Frostzerrung ansieht, dann muß das Lößpaket oberhalb des Breinumer Bodens dem kältesten Abschnitt der Würmkaltzeit entstammen. Diese Deutung stimmt mit den paläoklimatologischen Schlußfolgerungen PROŠEKS

und LOŽEKs (1957), WOLDSTEDTs (1962) und FRENZELs (1964) gut überein, die aus anderen Klimaindikatoren gezogen wurden.

## 4 GEOMORPHOLOGISCHE AUSWERTUNG

Die fossilen Böden lassen sich in dem Bohrgut des verwendeten Schraubenbohrers gut wiedererkennen[2], so daß die alten Oberflächen in das nördlich benachbarte Muldentälchen $M_2$ hinaus verfolgt werden können. Damit ergeben sich Leitmarken für die Entwicklung des Rückens und der Tälchen.

Der $B_t$-Horizont des interglazialen Bodens bildet an dem Südhang der Mulde $M_2$ eine Fließerdeschleppe, fehlt aber an ihrem Grunde. Der Bleichhorizont des Altwürms erstreckt sich jedoch weiter in das Tälchen hinein. Der warmzeitliche Boden muß also in dem Tälchen abgetragen worden sein, bevor sich der Bleichhorizont bildete. Diese frühe Abtragungsphase führte zu einer ersten Eintiefung[3]. Da sich eine Fließerde nur am Hang, aber nicht am Grunde der Mulde findet, ist es wahrscheinlich, daß das Tälchen weniger durch Solifluktion als durch fließendes Wasser vertieft wurde[4]. Außerdem spricht für eine stärkere aquatische Formung, daß die Solifluktion in gleichem Material bei einem erheblich geringeren Gefälle (in der

---

2) Die Bohrkerne eines Schraubenbohrers besitzen einen hinreichend großen Durchmesser, während der Bohrstock nach Pürkhauer zu wenig Bohrgut liefert, um eine sichere Zuordnung zu im Aufschluß unterschiedenen Horizonten zu ermöglichen.

3) Es läßt sich nicht entscheiden, ob vor der Entstehung des interglazialen Bodens bereits eine leichte Mulde vorhanden war.

4) Dieses Ergebnis entspricht der früher von SALOMON (1924), PHILIPPSON (1931) und POSER (1936) vermuteten Genese von Muldentälchen, die in jüngster Zeit durch weitere Beobachtungen von HAGEDORN (1964, S. 125f.), ROHDENBURG (1965 a und b), SPÖNEMANN (1966, S. 106 ff.) und BARTELS (1967) bestätigt wurde.

Längsrichtung des Tälchens) nicht stärker wirken kann als bei einer größeren Neigung (der des Hanges).

Die stärkere Abtragung in der Tiefenlinie der Mulde $M_2$ fand nach der Bildung des Bleichhorizontes ihren Fortgang, denn der Bleichhorizont dünnt unmittelbar vor der Muldenmitte ebenfalls aus. Nur wenig später entstanden auf dem Rücken die Fließerdefahnen, die nach dem Ausschmelzen der ältesten Eiskeile deren Füllung überfuhren. Auf der flachen Schwelle zwischen den beiden Mulden $M_2$ und $M_3$ fehlen der Eemboden und der Bleichhorizont. Dieser Bereich wurde folglich zunächst ebenfalls kräftig abgetragen.

Die hellen, blaugrauen Horizonte (8 und 9) zeigen, daß der Rücken in der folgenden Zeit zunächst durch Lößanwehung erhöht wurde. Vor der Bildung des Breinumer Bodens wurde der oberste Teil des Rückens jedoch wieder abgetragen, denn der Breinumer Boden schneidet die grauen Horizonte diskordant ab. Gleichzeitig wurde am Nordhang des Rückens und in der Mulde $M_2$ kräftig Löß akkumuliert. Vermutlich ist ein Teil dieses Lösses umgelagert und stammt von dem Rücken.

Der Breinumer Boden verläuft schon etwa parallel zur heutigen Oberfläche. Er besitzt also eine Eigenschaft, die typisch für die Böden des Paudorfer Interstadials ist (vgl. PROŠEK und LOŽEK 1957, Abb. 1, 3 und 5; LOŽEK 1964, Abb. 3). Der Boden hat sich sowohl auf dem Rücken als auch in der Mulde $M_2$ und auf der flachen Schwelle zwischen den beiden Mulden $M_2$ und $M_3$ erhalten. Die Solifluktionsphase, die durch nur wenige cm dicke Fließerdefahnen und Fremdmaterial an der Oberkante des Breinumer Bodens in Erscheinung tritt, hat demnach die Mulde kaum umgestaltet. Lediglich nach Abschluß der Lößakkumulation wurde der Löß in der Mulde $M_3$ bis unter den Breinumer Boden ausgeräumt und die Hohlform später mit humosem, holzkohlehaltigem Lehm, einem Produkt der holozänen Bodenabspülung, wieder verfüllt. Die Mulde $M_2$ weist eine schwächere Lehmakkumulation auf.

Während sich die fossilen Böden an der Nordseite des Rückens relativ gut erhalten haben, fehlen sie in der südlich benachbarten Mulde $M_1$ vollständig. Der Löß ist dort in seiner ganzen Mächtigkeit solifluidal verlagert. An dem Südhang des Rückens fehlen außerdem, wie eine neue Erweiterung der Grube nach Süden im Herbst 1966 zeigte, jegliche Eiskeile. Die letzten Keile treten dort auf, wo die fossilen Böden auszudünnen beginnen. Diese Keile sind aber in ihrem oberen Teil durch Solifluktion hangabwärts verschleppt. Offensichtlich ist das Material an dem Südhang des Rückens immer so stark bewegt worden, daß sich darin keine Eiskeile bilden oder Spuren von ihnen erhalten konnten. Auf eine intensive Abtragung deutet auch hin, daß die Grundmoräne an dem Südhang des Rückens stellenweise völlig beseitigt worden ist, so daß Schmitzen der unterlagernden Keupermergel in den Löß hineinziehen. Da die Oberfläche durch Erdbewegungen stark verändert wurde, läßt sich nicht mehr nachprüfen, ob die Mulde $M_1$ durch die stärkere Abtragung an dem Südhang des Rückens ein asymmetrisches Querprofil bekommen hat.

## 5 ZUSAMMENFASSUNG UND DISKUSSION

Mit Hilfe des fossilen Bodens der Eemwarmzeit, des altwürmzeitlichen Bleichhorizontes und des Breinumer Bodens läßt sich die Morphogenese des Muldentälchens $M_2$ und des Lößrückens rekonstruieren.

Während des letzten Interglazials existierten möglicherweise schon sehr flache Mulden und Rücken. Im Altwürm wurde das Muldentälchen $M_2$ unter starker Mitwirkung aquatischer Vorgänge eingetieft. Völlig entgegengesetzt verlief die Morphodynamik des Mittelwürms. Durch Lößablagerung wurde ein Rücken aufgebaut, so daß nicht die Hohlformen, sondern die Vollformen durch äolische Sedimentation weitergebildet wurden. Es ist jedoch fraglich, ob der Lößrücken - wie eine Sanddüne - völlig unabhängig von der fluvialen Formung entstand, zumal in unmittel-

barer Nähe des Rückens eine fluviale Abtragungslinie verlief. Vor der Ausbildung des Breinumer Bodens stagnierte die Abtragung in der Tiefenlinie. Die Mulde wurde bei gleichzeitiger Abflachung des Rückens, also durch "von oben" gesteuerte Prozesse aufgefüllt. Auch im Jungwürm wurde in der Tiefenlinie kaum Material abtransportiert, so daß auf dem Rücken und in der Mulde $M_2$ Löß in gleicher Mächtigkeit abgelagert werden konnte. Danach fanden stärkere Veränderungen erst wieder durch "quasinatürliche" Vorgänge (MORTENSEN 1954/55) im Holozän statt.

Bei gleicher Tiefe der Mulden $M_1$ und $M_2$ wurde der südexponierte Hang des Rückens stärker angegriffen als der Nordhang. Außerdem ist bemerkenswert, daß die Abtragung an dem Südhang länger anhielt, während sich die Tiefenlinie der Mulde $M_2$ durch Akkumulation an dem Nordhang des Rückens um etwa 20 m nordwärts verlagerte.

Diese Ergebnisse lassen sich nur unter Heranziehung ähnlicher Beobachtungen werten. SEMMEL (1963, S. 362, Fußnote 3), DEMEK (1964, Fig. 1 und 2), ROHDENBURG (1965b, S. 8 ff. und S. 16 ff.) und ROHDENBURG und MEYER (1966, S. 12 ff.) konnten ebenfalls feststellen, daß sich Muldentälchen schon im Altwürm gebildet hatten, wobei das fließende Wasser einen bedeutenden Teil der Arbeit leistete. Alle Tälchen wurden in der späteren Würmkaltzeit durch Solifluktion und Lößakkumulation teilweise wieder verfüllt. Dabei setzte die Akkumulation an einigen Punkten schon vor der Bildung der altwürmzeitlichen Humuszonen ein (SEMMEL 1963, S. 362; ROHDENBURG und MEYER 1966, S. 12 ff.), stellenweise wurden auch diese noch wieder ausgeräumt (ROHDENBURG 1965 b, S. 8 ff.). Obwohl alle untersuchten Tälchen während einer frühen Phase der Würmkaltzeit entstanden und die periglazialen Prozesse erst später nivellierend auf das Relief einwirkten, erfolgte die Eintiefung nicht überall gleichzeitig und die Akkumulation setzte zu verschiedenen Zeitpunkten ein. Diese Beobachtungen zeigen, daß die Auswirkungen der großen klimatischen Veränderungen durch Sekundäroszillationen (ROHDENBURG 1965 b) und durch standörtliche Unterschiede modifiziert wurden.

## 6 LITERATUR


Bartels, G. (1967): Geomorphologie des Hildesheimer Waldes.
Göttinger Geogr. Abh. 41

Blenk, M. (1960): Morphologie des nordwestlichen Harzes und seines Vorlandes.
Göttinger Geogr. Abh. 24

Brunnacker, K. (1958): Zur Parallelisierung des Jungpleistozäns in den Periglazialgebieten Bayerns und seiner östlichen Nachbarländer.
Geol. Jb. 76, S. 129-150

Büdel, J. (1944): Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet.
Geol. Rdsch. 43, S. 482-519

-- (1950): Die Klimaphasen der Würmeiszeit.
Die Naturwissenschaften 37, S. 438-449

Czudek, T., Demek, J., Panoš, V. u. Seichterová, H. (1962): Periglaziale Erscheinungen im Löß des mittleren Teiles von Hornomoravský úval (Obermarchbecken).
Anthropozoikum 11, S. 185-196

Demek, J. (1964): Pleistozäne periglaziale Vorgänge und ihr Einfluß auf das Tieflandsrelief in Mähren (Tschechoslowakei).
Report 6th Internat. Congr. Quaternary Warsaw 1961, 4, S. 41-54, Łódź

Frenzel, B. (1964): Zur Pollenanalyse von Lössen.
Eiszeitalter und Gegenw. 15, S. 5-39

Hagedorn, J. (1966): Geomorphologie des Uelzener Beckens.
Göttinger Geogr. Abh. 35

Herrmann, R. (1936): Die Formenentwicklung in der Schichtkammlandschaft des Leineberglandes.
Z.f. Erdke. 2, S. 673-677

Kaiser, Kh. (1961): Klimazeugen des periglazialen Dauerfrostbodens in Mittel- und Westeuropa.
Eiszeitalter u. Gegenw. 11, S. 121-141

Klatkowa, H. (1965): Niecki I Doliny Denudacyjne w okolicach Łodzi.
Acta Geographica Lodziensis 19

Kosmowska, D. (1963): The Paleomorphology of Loess Gullies.
Report 6 th Internat. Congr. Quaternary Warsaw 1961, 3, S. 181-186, Łódź

Leffingwell, E. de K. (1915): Ground-Ice Wedges: The Dominant Form of Ground-Ice on the North Coast of Alaska. J. Geol. 33, S. 635-654

Lieberoth, I. (1962): Die jungpleistozänen Lösse Sachsens im Vergleich zu denen anderer Gebiete. Petermanns Mitt. 106, S. 188-198

Ložek, V. (1964): Quartärmollusken der Tschechoslowakei. Praha

Lüttig, G. (1954): Alt- und mittelpleistozäne Eisrandlagen zwischen Harz und Weser. Geol. Jb. 70, S. 43-125

-- (1960): Neue Ergebnisse quartärgeologischer Forschung im Raum Alfeld-Hameln-Elze. Geol. Jb. 77, S. 337-390

Pécsi, M. (1962): Die pleistozänen Gehängeablagerungen in Ungarn und ihre Entstehung. Földr. Közl. 85, S. 19-39

Philippson, A. (1931): Grundzüge der Allgemeinen Geographie. II. Bd., 2. Halbbd. (Morphologie), 2. Aufl., Leipzig

Poser, H. (1936): Talstudien aus Westspitzbergen und Ostgrönland. Z. f. Gletscherkde. 24, S. 43-98

-- (1947): Auftautiefe und Frostzerrung im Boden Mitteleuropas während der Würmeiszeit. Die Naturwissensch. 34, S. 10-18

-- (1948): Boden- und Klimaverhältnisse in Mittel- und Westeuropa während der Würmeiszeit. Erdkunde 2, S. 53-68

-- u. Müller, Th. (1951): Studien an asymmetrischen Tälern des niederbayerischen Hügellandes. Ein Beitrag zum Problem der klimabedingten asymmetrischen Vorzeittäler. Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, Math. Phys. Kl.

Prošek, F. u. Ložek, V. (1957): Stratigraphische Übersicht des tschechoslowakischen Quartärs. Eiszeitalter u. Gegenw. 8, S. 37-90

Rohdenburg, H. (1965a): Die Muschelkalkschichtstufe am Ostrand des Sollings und Bramwaldes. Göttinger Geogr. Abh. 33

-- (1965b): Untersuchungen zur pleistozänen Formung am Beispiel der Westabdachung des Göttinger Waldes. Gießener Geogr. Schr. 7

Rohdenburg, H. (1966): Eiskeilhorizonte in südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. Mitt. Dt. Bodenkdl. Ges. 5. S. 137-170. Auch in Biuletyn Periglacjalny 16, 225-245, Łódź 1967

-- u. Meyer, B.(1966): Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. Mitt. Dt. Bodenkdl. Ges. 5. Erscheint auch als Göttinger Bodenkundl. Berichte 2, 1968

Ruske, R. u. Wünsche, M. (1964): Zur Gliederung des Pleistozäns im Raum der unteren Unstrut. Geol. 13, S. 211-222

Salomon, W. (1924): Die Intensitäten alluvialer und diluvialer geologischer Vorgänge und ihre Einwirkung auf die pliozäne Rumpffläche des Kraichgaues und Odenwaldes. Sitzungsber. Heidelberger Akad. Wiss. Math. Nat. Kl.

Schmitthenner, H. (1925/26): Die Entstehung der Dellen und ihre morphologische Bedeutung. Z. f. Geomorph. 1, S. 3-28

Schönhals, E., Rohdenburg, H. u. Semmel, A. (1964): Ergebnisse neuerer Untersuchungen zur Würmlöß-Gliederung in Hessen. Eiszeitalter u. Gegenw. 15, S. 199-205

Semmel, A. (1961): Beobachtungen zur Genese von Dellen und Kerbtälchen im Löß. Rhein-Mainische Forsch. 50, S. 135-140

-- (1963): Mitteilung über ein Pleistozän-Profil bei Hahnstätten (Limburger Becken). Notizbl. hess. L-Amt Bodenforsch. 91, S. 359-365

Spönemann, J. (1966): Geomorphologische Untersuchungen an Schichtkämmen im niedersächsichen Bergland. Göttinger Geogr. Abh. 36

Troll, C. (1944): Strukturboden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. Geol. Rdsch. 34, S. 454-694

Washburn, A.L., Smith, D.D. u. Goddard, R.H. (1963): Frost Cracking in a Middle Latitude Climate. Biuletyn Peryglacjalný 12, S. 175-189, Łódź.

Woldstedt, R. (1962): Über die Gliederung des Quartärs und Pleistozäns.
Eiszeitalter u. Gegenw. 13, S. 115-124

Nach Abschluß des Manuskriptes (März 1967) erschien:

Semmel, A. (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen.
Frankfurter Geogr. Hefte 45

Göttinger Bodenkundliche Berichte 6, 127-212, 1968

Rohdenburg, H. und Meyer, B.

# Zur Datierung und Bodengeschichte mitteleuropäischer Oberflächenböden (Schwarzerde, Parabraunerde, Kalksteinbraunlehm): Spätglazial oder Holozän?

INHALTSVERZEICHNIS


1 EINLEITUNG . . . . . S. 128

2 LÖSSBÖDEN . . . . . 132

2.1 Das Sediment . . . . . 132
2.1.1 Das Ende der Lößsedimentation . . . 132
2.1.2 Eigenschaften des oberen Lösses . . 135
2.2 Spätglaziale Bodenentwicklung . . . . . 136
2.2.1 Keine Bodenbildung, Neuwieder Becken 136
2.2.2 Pararendsina, Neuwieder Becken . . . 137
2.2.3 schwachhumoser Gley, Wetterau . . . 137
2.2.4 humose Schwemmsedimente, Leinetal . 141
2.2.5 Pararendsina Schadeleben, östl. Harzvorland . . . . . 141
2.2.6 Spätglaziale Braunerden und Parabraunerden im Neuwieder Becken? . . . . . 142
2.3 Zur Datierung der Schwarzerden . . . . . 148
2.3.1 Schwarzerdebildung im Spätglazial? . 148
2.3.2 Holozäne Schwarzerdebildung . . . . 151
2.4 Die Datierung der Parabraunerden . . . . . 157
2.4.1 Die Schwarzerde-Parabraunerde-Reihe 157
2.4.2 Die Parabraunerden ohne erkennbare Schwarzerde-Vorstufen . . . . . 164

3 BÖDEN AUS KALKGESTEINEN . . . . . 170

4 SANDBÖDEN . . . . . 174

4.1 Sonderstellung der Sandböden . . . . . 174
4.2 Nordwestdeutschland . . . . . 175
4.3 Nördliches Oberrheingebiet . . . . . 177
4.4 Niederrheingebiet . . . . . 181
4.5 Ungarn . . . . . 184

5 WEITERE VORSTELLUNGEN ZUR BODENDATIERUNG . . . . . 184

6 ZUSAMMENFASSUNG . . . . . S. 192
7 NACHTRAG . . . . . 195
8 LITERATURVERZEICHNIS . . . . . 199

## 1 E I N L E I T U N G

Als fundamentbildende Schritte in der Entwicklung der wissenschaftlichen Bodenkunde sind erstens die Aufstellung des H o r i z o n t b e g r i f f e s und zweitens die Erkenntnis des B o d e n p r o f i l s als genetisch begründete Horizontkombination - gegenüber dem S c h i c h t b e g r i f f der Geologie - anzusehen. Die begriffliche Bewältigung der Unzahl von Horizontkombinationen geschah auf dem Wege der Typisierung ( B o d e n t y p ) und nachfolgender Klassifizierung in ein hierarchisch aufgebautes System (vgl. KUBIENA 1953, MÜCKENHAUSEN 1962).

Recht früh wurde festgestellt, daß die Verbreitung von Bodentypen sowohl gesteins- als auch klimaabhängig ist. Man könnte angesichts der heute in großem Umfange durchgeführten Bodenkartierungen erwarten, daß die B o d e n g e o g r a p h i e - zudem Arbeitsüberschneidungsbereich von Bodenkundlern und Geographen - in besonderer Blüte stehe. Aber es ist eher das Gegenteil der Fall; dementsprechend wird die Bodengeographie in SCHEFFERs (1962) Übersicht über "Die Hauptgebiete der Bodenkunde" nur kurz gestreift und zu Recht als "noch zu sehr in der mehr oder weniger beschreibenden Entwicklungsphase verharrende Wissenschaft" charakterisiert.

Die Schwierigkeiten bei der zu fordernden kausalen Deutung der Bodenverbreitung bestehen vor allem darin, daß Böden keine statischen Bildungen sind, sondern geschichtliche, die in

der Zeit einer Umformung unterliegen können, und zwar sowohl bei veränderten wie bei gleichbleibenden Umweltverhältnissen (STEBUTT 1930: Bodenmetamorphose; LAATSCH 1934: Typengeschichte, Bodentypenumwandlungen; MÜCKENHAUSEN 1936: Bodentypenwandlungen). Eine erste größere Darstellung dieser Arbeitsrichtung erfolgte in KUBIENAs "Entwicklungslehre des Bodens" (1948).

Bei gleichen sonstigen Voraussetzungen (Gestein, Vegetation, Lokalklima) können also in Abhängigkeit von der Entwicklungsdauer sehr verschiedene Bodentypen nebeneinander vorliegen. Bei der Untersuchung der Bildungszeit von Böden werden in Mitteleuropa Beginn und Ende zweckmäßigerweise getrennt diskutiert, da sie in der Regel verschiedene Ursachen haben und in verschiedene Abschnitte der Klimaentwicklung fallen.

A. 1) Der Bodenbildungsbeginn unserer Böden wurde überwiegend durch das Aufhören periglazialer und glazialer Umlagerungen und Akkumulation (Löß, Flugsand, Flußschotter, Moräne) bestimmt.
   2) Durch unmittelbar bzw. mittelbar (quasinatürlich, vgl. MORTENSEN 1955) menschlich bedingte Eingriffe wurden durch Abtragung wie durch Akkumulation (Flugsand, Auenlehm, Wallanlagen) neue Oberflächen geschaffen, von denen aus die Bodenentwicklung erfolgen konnte.

B. Die Bodenentwicklung reicht entweder bis zur Gegenwart (1) oder wurde (2) durch kulturbedingte, quasinatürliche bzw. seltener auch natürliche Vorgänge beendet, wobei nur Fälle mit Beendigung durch Akkumulation voll auswertbar sind, da nur dann das gesamte Bodenprofil zur Beobachtung zur Verfügung steht.

Bodenentwicklungsstudien betrafen längere Zeit hindurch nur Fälle, in denen der Beginn der Pedogenese nicht oder nach A2 festgelegt werden konnte. Ebenso fehlte eine strengeren Ansprüchen standhaltende Zuordnung zwischen Bodenentwicklung

und Klimageschichte. Es galt weithin als selbstverständlich, daß unsere Oberflächenböden rein holozänen Alters sind[1]. Das Verdienst, hier einen Wandel herbeigeführt zu haben, kommt vor allem SCHÖNHALS (1955, 1957, 1960) und BRUNNACKER (1954, 1957, 1959) zu, indem von diesen Autoren auf die Bedeutung der spätglazialen Bodenentwicklung hingewiesen wurde. Im letzten Jahrzehnt wurden viele Befunde veröffentlicht, die mit den Vorstellungen der traditionellen Bodenkunde bzw. dem Klimagang des Holozäns nicht vereinbar zu sein schienen und die deshalb ins Spätglazial gestellt wurden. Das führte z. T. so weit, daß die spätglaziale Pedogenese für wichtiger als die holozäne gehalten wurde. Weitere Untersuchungen ließen sogar Zweifel daran aufkommen, daß der $A_1$-Horizont der Löß-Parabraunerden ein Horizont im bodenkundlichen Sinne und daß die Horizontfolge $A_1/B_t$ eine Horizontkombination nach den Vorstellungen der genetischen Bodenkunde vom Typ "Parabraunerde" sei (SEMMEL 1964; SEMMEL u. PLASS 1966). Das Problem wird dadurch noch dringender, daß bisher in der bodenkundlichen Literatur unseres Wissens keine Belege für eindeutig holozänes Alter von Löß-Parabraunerden vorhanden sind! Das gleiche betrifft Löß-Schwarzerde sowie Kalkstein-Braunlehme.

Wie schon aus dem Titel zu ersehen ist, soll deshalb das Spätglazial-Holozän-Problem den Schwerpunkt dieser Veröffentlichung bilden. Die Entwicklung der Böden im Laufe des Holozäns wird nur kurz referiert, da sie von Mitgliedern des Göttinger bodenkundlichen Institutes für den südniedersächsischen Bereich schon mehrfach dargelegt wurde (SCHEFFER u. MEYER 1959; MEYER 1960; SCHEFFER, WELTE u. MEYER 1961; SCHEFFER, WELTE u. MEYER 1962; ROHDENBURG u. MEYER 1963;

---

1) vgl. MÜCKENHAUSEN (1954, S. 502): "Oft hat man dabei aus dem räumlichen Nebeneinander der verschiedenen Entwicklungsstufen die Entwicklungsreihe als eine zeitliche Folge bestimmter Bodenformen angenommen ...."

SCHEFFER u. MEYER 1965). Bei diesen Studien waren datierbare Ereignisse nach den Kategorien A2, B1 und B2 ausgewertet worden, wobei nur für die unter Kategorie A1 fallenden Böden keine sicheren Angaben über den Entwicklungsbeginn gemacht werden konnten.

Es tauchte die Schwierigkeit auf, wie die Böden, die bislang (auch von unserer Seite) ohne weiteres als "holozän" oder "rezent" apostrophiert worden sind, nun unter Berücksichtigung der hier im Mittelpunkt stehenden Themenstellung zusammengefaßt werden sollten, da ja nach der Zeitstellung gefragt ist und die Anwendung der genannten Begriffe sich somit verbietet. Als gemeinsame Eigenschaft kommt nur in Betracht, daß diese Böden sich im wesentlichen von der heutigen - oder einer nur um wenige Dezimeter davon abweichenden älteren - Oberfläche her gebildet haben. Das führt zu dem Terminus "Oberflächenböden", der abgrenzen soll gegenüber begrabenen (fossilen) Böden ohne größere Bedeutung für die von der heutigen Oberfläche ausgehende Bodenbildung. Er schließt aber sowohl Materialverlagerung im Dezimeterbereich wie auch eine durch Umweltsveränderungen bedingte Folge recht verschiedenartiger Bodenbildungsprozesse ein.

Im Hauptteil soll die Bodenentwicklung nach verschiedenen Ausgangssubstraten getrennt behandelt werden, weil sich schon aus der Entstehungsgeschichte des Ausgangsmaterials und dessen besonderen Materialeigenschaften bestimmte gemeinsame Eigenschaften der aus ihnen hervorgegangenen Böden ergeben, was aber nicht bedeuten soll, daß das Ausgangsmaterial unserer Meinung nach etwa klassifikatorischen Wert für die Bodensystematik hätte. Getrennt behandelt werden Böden aus Löß, Kalkstein und Sand (Flugsand), wobei allerdings die Lößböden ihrer besonderen Problematik und großen Aussagekraft wegen am ausführlichsten behandelt werden sollen.

Wie wir bei der Verfolgung der in dieser Arbeit behandelten

Fragestellung immer wieder feststellen konnten, sind in den verschiedenen Teilgebieten Mitteleuropas infolge unzureichenden Erfahrungsaustausches zwischen den Bearbeitern bei der Untersuchung durchaus vergleichbarer Bildungen sehr verschiedene, z. T. konträre Vorstellungen zur Bodengenese und Bodendatierung entwickelt worden. Wir haben versucht, nicht nur anhand der Literatur, sondern vor allem im Gelände[1], Material für eine alle Beobachtungen umfassende Konzeption zu sammeln und beabsichtigen mit dieser Arbeit vor allem, zur Kommunikation beizutragen und einen Beitrag zur Korrelierung der verschiedenen bodengenetischen Auffassungen, die leider oft beziehungslos nebeneinanderstehen, zu liefern.

## 2 L Ö S S B Ö D E N

### 2.1 DAS SEDIMENT

#### 2.1.1 Das Ende der Lößsedimentation

In erster Näherung ist zu erwarten, daß der Beginn der Bodenbildung mit dem Aufhören der Lößsedimentation einsetzte, war doch nach Aussage von Pollenanalysen stets Vegetation vorhanden. Es gilt also zunächst, das Ende der Lößsedimentation zu erfassen.

Holozäner Löß ist in Tieflagen, abgesehen vom Rheintal oberhalb des Bodensees (LAUTERBORN 1912), in Mitteleuropa nicht bekannt. Dort ist dieser Löß zudem an Flußnähe gebunden, also nicht allgemein verbreitet.

Auch für die Jüngere Tundrenzeit fehlen Nachweise für erheb-

1) Folgenden Kollegen möchten wir für Führungen im Gelände herzlich danken: Dr. W. Baumann, Dr. K. D. Jäger, Dr. D. Kopp, Dr. V. Ložek, Dr. D. Mania, Dr. S. Müller, Dr. W. Paas, E. Pyritz, Dr. A. Semmel, Dr. V. Toepfer, Prof. Dr. R. Tüxen.

liche Lößanwehung. Der durch Gehalt an Laacher Bims als jungtundrenzeitlich datierte Deckschutt der hessischen Mittelgebirge (PLASS u. SEMMEL 1965) enthält zwar oft, ebenso wie die jungtundrenzeitlichen Verwehungsprodukte des Laacher Bimses in der Eifel[1] oder die den Bims überlagernde Deckschicht (Kap. 3) im Göttinger Wald, einen gewissen Schluffgehalt. Dieser würde aber, wenn man ihn isolierte, in der Regel nur eine Mächtigkeit von 0 - 10 (15) cm ergeben.

Außerdem enthalten die bisher untersuchten pollenführenden Spätglazialprofile keinen Löß, der sicher an den Stellen hätte sedimentieren müssen (wenn vorhanden), wo sich im oberen Alleröd der Bimsstaub aus dem Laacher See-Ausbruch niederschlug.

Im Gebiet westlich des ehemaligen Ascherslebener Sees liegt ein Raum mit langanhaltender äolischer Sedimentation vor. Vor der präallerödlichen Sedimentationspause wurde Löß abgelagert. Über dem die Bodenbildung im Löß abschließenden Laacher Bims folgt kein Löß mehr, sondern nur Flugsand (Profil Schadeleben, vgl. Abschn. 2.25). Über einen gleichartigen Sedimentationswechsel von Löß bzw. Sandlöß vor und Flugsand nach dem Alleröd berichtet AHRENS (1964, S. 136). WORTMANN (in v. d. BRELIE et al. 1956, S. 129) stellte für die Jüngere Tundrenzeit nur hangverlagerten und sekundär äolisch verlagerten Löß fest.

Das Alleröd selbst ist eine Zeit der Sedimentationsruhe und Bodenbildung (Ausnahme: Laacher Bims).

Für den gesamten Abschnitt von der Ältesten Tundrenzeit bis zum Beginn des Alleröds kann, was die pollenanalytisch unter-

---

1) Es ist hier nicht lediglich nahtransportiertes Schluffmaterial gemeint, wie es SCHÖNHALS (1959) vom Kraterwall des Laacher Sees erwähnt, sondern solches, daß auch der mineralogischen Zusammensetzung des normalen ferntransportierten Lösses entspricht, also Quarzdominanz besitzt, was für das von SCHÖNHALS erwähnte Sediment nicht zutrifft (SCHÖNHALS 1959, S. 339).

suchten Profile betrifft, nur dasselbe ausgesagt werden wie für die Jüngere Tundrenzeit: für eine kräftigere Lößanwehung findet sich kein Beleg. Für diese Sachlage ist wichtig, daß Löß durchaus in den pollenanalytisch bearbeiteten Spätglazialprofilen gefunden werden kann, jedoch unterhalb der Sedimente der Älteren Tundrenzeit (MÜLLER 1953, Abb. 7 und Profil A6, S. 16).

Während die meisten Magdalénien-Freilandstationen innerhalb des mitteleuropäischen Lößgebietes a u f dem letztkaltzeitlichen Löß gefunden wurden, gibt es doch auch einzelne Magdalénien-Funde unter Lößbedeckung, so in BARNERs Fundstelle am Selter (Hilsmulde) im südniedersächsischen Bergland. Dies zeigt an, daß die Lößanwehung nicht sehr früh vor dem Alleröd aufgehört hat.

Auch LOŽEK[1] stellte fest, daß die Lößanwehung das Ende des malako-zoologisch bestimmten kalten Hochglazials überdauerte und ins wärmere Spätglazial hineingereicht hat.

Aus Lößprofilen lassen sich leider keine sicheren Altersbestimmungen zu dieser Frage entnehmen. Für einen etwa 4 m unter der heutigen Oberfläche gelegenen schwachen Boden des in besonderer Akkumulationslage liegenden Profils Dolni Vestonice (Unterwisternitz, Mähren) ergaben Altersbestimmungen nach dem $C^{14}$-Gehalt der Humus-Substanz ein Alter von 14800 $\pm$ 1200 Jahren B. P. (KLIMA, KUKLA, LOŽEK u. DE VRIES 1962). Es ist bei dieser Bestimmung möglich, daß infolge der Oberflächennähe eine Beeinflussung von der heutigen Oberfläche (Pflanzenwurzeln, Regenwürmer u. Nager erreichen z. T. erheblichen Tiefgang) her eingetreten ist, so daß das wahre Alter größer wäre.

Aus Untersuchungen von Kryoturbationen und Eiskeilen ergeben sich ohne weiteres keine näheren Altershinweise, da diese

---

1) briefl. Mitt. über das Profil Stetý

Frostbodenformen nicht mit dem Hochglazial/Spätglazial-Übergang enden, sondern noch in der Jüngeren Tundrenzeit auftreten (vgl. FRECHEN u. ROSAUER 1959, SEMMEL 1964).

Unter Berücksichtigung aller hier diskutierten Beobachtungen muß es für wahrscheinlich gelten, daß die Lößanwehung erst kurz vor dem Alleröd-Interstadial abgeschlossen war[1]. Über mögliche regionale Differenzierungen ist beim heutigen Kenntnisstand keine Aussage möglich.

### 2.1.2 Eigenschaften des oberen Lösses

Es ist mehrfach die Auffassung geäußert worden, das oberste Lößpaket könne schon bei der Anwehung andere Eigenschaften besessen haben als der "typische", hochglaziale Löß, wobei hier die Gebiete nahe der südlichen bzw. der Höhen-Grenze des Lösses mit ihren Deck- und Staublehmen außer acht bleiben sollen. So haben z. B. SCHEFFER, MEYER u. FÖLSTER (1961, S. 206) die außergewöhnlich stark versauerten "Braunen Waldböden" - z. B. des Göttinger Waldes - durch die Annahme eines kalkfrei abgelagerten jungen Lösses als Ausgangsmaterial zu erklären versucht (s. u.). Neben anderen Möglichkeiten zur Deutung des Nichtvorhandenseins von Carbonat in der sogenannten Lamellenfleckenzone erwägt LIEBEROTH (1959, S. 152) ebenfalls das primäre Fehlen von Carbonat im oberen Löß. LIEBEROTH betont 1963 diese Deutung und erkennt demgemäß der Lamellenfleckenzone stratigraphischen Wert zu.

Unsere feinstratigraphischen Untersuchungen im südniedersächsischen und nordhessischen Raum (ROHDENBURG u. MEYER 1966) haben demgegenüber ergeben, daß alle jungwürmzeitlichen Straten bzw. Horizonte, soweit sie als selbständige Einheiten unter der Homogenisierungszone des Oberflächenbodens überhaupt erfaßt werden konnten, primär kalkhaltig waren. Umge-

---

1) In die gleiche Richtung weisen neuere Beobachtungen am Profil Kondertal (ROHDENBURG 1968).

kehrt konnte für keinen jungwürmzeitlichen Abschnitt die Anwehung kalkfreien Lösses nachgewiesen werden. Über die allerobersten Dezimeter lassen sich allerdings bisher durch keine Methode irgendwelche Aussagen machen. Da für die erwähnten Phänomene noch andere, gut belegbare Erklärungsmöglichkeiten bestehen (s. u.), soll als Ausgangsmaterial der Pedogenese generell kalkhaltiger Löß angenommen werden.

## 2.2 SPÄTGLAZIALE BODENENTWICKLUNG

Nach dem Ende der Lößanwehung konnte, da Vegetation nach Aussagen der Pollenanalysen stets vorhanden war, die Bodenentwicklung beginnen. Eindeutig datierbare Böden liegen für das jüngere Spätglazial, und zwar das Alleröd, vor. Nach ersten Erwähnungen, z. B. durch MORDZIOL(1913),aus denen nicht viel mehr als nur die bloße Existenz eines Bodens unter dem mächtigen spätallerödzeitlichen Laacher Bims in der Eifel bzw. dem Neuwieder Becken hervorging, wurde von SCHÖNHALS (1960) eine genauere Darstellung gegeben. Außerdem sollen hier die Arbeiten von STÖHR (1963), SEMMEL (1964), SEMMEL u. PLASS (1966), STÖHR u. BENECKE (1966) sowie umfangreiche eigene Beobachtungen aus den Jahren 1962 - 1966 (östl. Harzvorland, Südniedersachsen, Nordhessen, Wetterau, Limburger Becken, Eifel) herangezogen werden.

### 2.2.1

Stellenweise findet man im Gebiet des Neuwieder Beckens bzw. der Vorderen Eifel, daß unter dem dort verbreiteten Trachyt-Tuff (Laacher Bims) keine makroskopisch erkennbare Bodenbildung vorhanden ist. Bei Vorkommen an mittelsteilen bis steileren Hängen ($> 10^{o}$) könnte man zunächst damit rechnen, daß hier infolge ständiger Abtragung sich kein Boden hätte ausbilden können. Da Böden unter Bims aber auch in Steillagen gefunden werden und andererseits bei recht flachen Hangneigungen fehlen, ist hier - wohl episodische - Abtragung im Alleröd nach vorangegangener Bodenbildung anzunehmen.

2.2.2

Als schwächste Bodenbildungen unter Bims sind im Neuwieder Becken mittelgraue, in der Regel kaum über 20 cm mächtige Pararendsinen mit ausgeprägt gut erhaltener Regenwurmlosungs-Struktur vorhanden. Durch die intensive, auch in den Unterboden hineingegangene Wurmtätigkeit ist die Untergrenze des $A_h$-Horizontes sehr diffus, ähnlich wie bei rezenten Pararendsinen (bzw. auch Schwarzerden). Näher untersucht wurden Vorkommen dieses Bodentyps im "Lava-Bruch" der Fa. Weil im nördlichen Eiterkopf nördlich von Ochtendung. Der Carbonatgehalt des Lösses unter der Entkalkungsgrenze liegt bei 11 - 14 %, ist also größenordnungsmäßig dem der von uns näher studierten südniedersächsisch-nordhessischen Lösse vergleichbar(vgl. ROHDENBURG u. MEYER 1966, S. 71). Ohne Abhängigkeit von der A/C-Horizontgrenze durchzieht diese Böden bzw. ihr Liegendes eine von oben ausgehende, im Dekameterbereich wellig verlaufende Entkalkungsgrenze mit einer Amplitude von über 60 cm; z. T. liegt sie an der Oberkante des A-Horizontes, teilweise sinkt sie bis auf 60 cm oder mehr ab, ohne daß mit der Entkalkung eine stärkere profilmorphologisch erkennbare Erscheinung, etwa kräftigere Verbraunung, verknüpft wäre. Im kalkhaltigen Bereich innerhalb des A-Horizontes sind keine Anzeichen für Aufkalkung erkennbar; deshalb wird angenommen, daß bis zum oberen Alleröd, d. h. bis zur Bimsüberdeckung, diese Pararendsinen bis zur Oberfläche kalkhaltig waren. Die heute feststellbare unterschiedlich tiefgreifende Entkalkung muß als holozäner Vorgang angesehen werden, der durch die 2 - 3 m mächtige Bimsdecke hindurch in den Untergrund hinein wirksam war. Diese Erscheinung bezeichnen wir als Durchgriff holozäner Prozesse auf fossile Böden.

2.2.3

Ebenfalls bis zur Bimsüberdeckung noch an der Oberfläche kalkhaltig waren Böden, die in Braunkohlengruben im Horloff-talgraben (Wetterau) gefunden wurden, z. B. bei Wohnbach

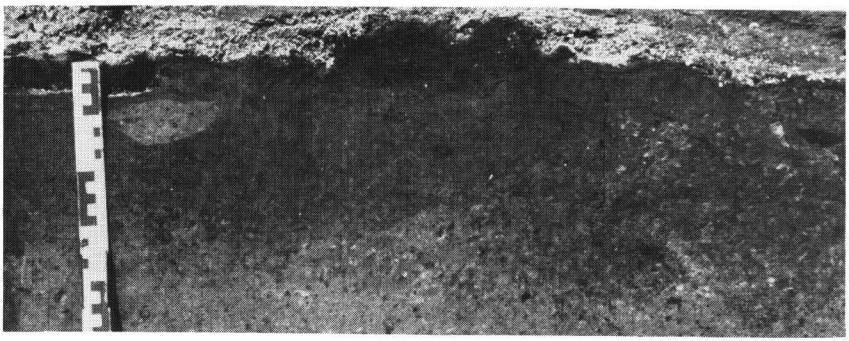


Abb. 1 noch kalkhaltige Pararendsina unter Bims mit gut erhaltener Regenwurmstruktur und Krotowinen; Eiterkopf ne Ochtendung

Abb. 2 Pararendsina unter Bims mit Entkalkung und Sackung (engmaschiges Schrumpfrißnetz) des obersten A-Hor.-Abschnittes
Eiterkopf ne Ochtendung

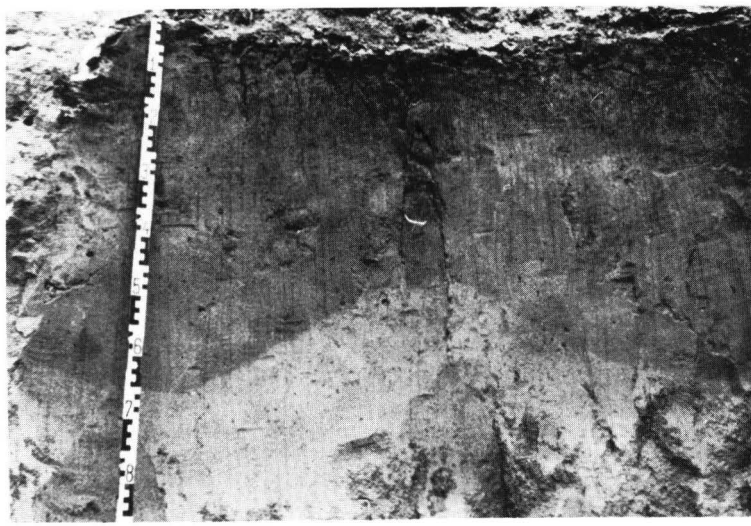


Abb. 3 Pararendsina unter Bims mit unterschiedlich tiefreichender holozäner Entkalkung (Carbonatgrenze am Maßstab in 65 cm Tiefe); starke Sackung des A-Hor. mit ausgeprägtem Schrumpfrißnetz
Eiterkopf ne Ochtendung

(Abb. 4). Unter staunassen Bedingungen lag hier nur ein sehr geringmächtiger, nicht aber farbintensiver Humushorizont von 15 - 20 cm Mächtigkeit über aufgehelltem und darunter marmoriertem Löß vor. Gleiche Verhältnisse zeigte ein etwa 7 km entfernt gelegener zweiter Aufschluß bei Heuchelheim, wo an der allerödzeitlichen Bodenoberkante sogar noch reichlich Schnecken vorkamen (Succinea). Wie aus Analysen des Profils Wohnbach hervorgeht, hat die spätglaziale Bodenbildung schon zu einer Carbonatgehaltsverminderung in der Bodenmasse (< 60 µ) von ursprünglich 10 - 12 % auf mindestens 4 - 5 % geführt, die jedoch nicht unter die $A_h$-Hor.-Grenze hinunterreicht. Diese Carbonatwerte können nicht durch spätere Einflüsse erklärt werden, da der spätglaziale Boden im Holozän im Auf-

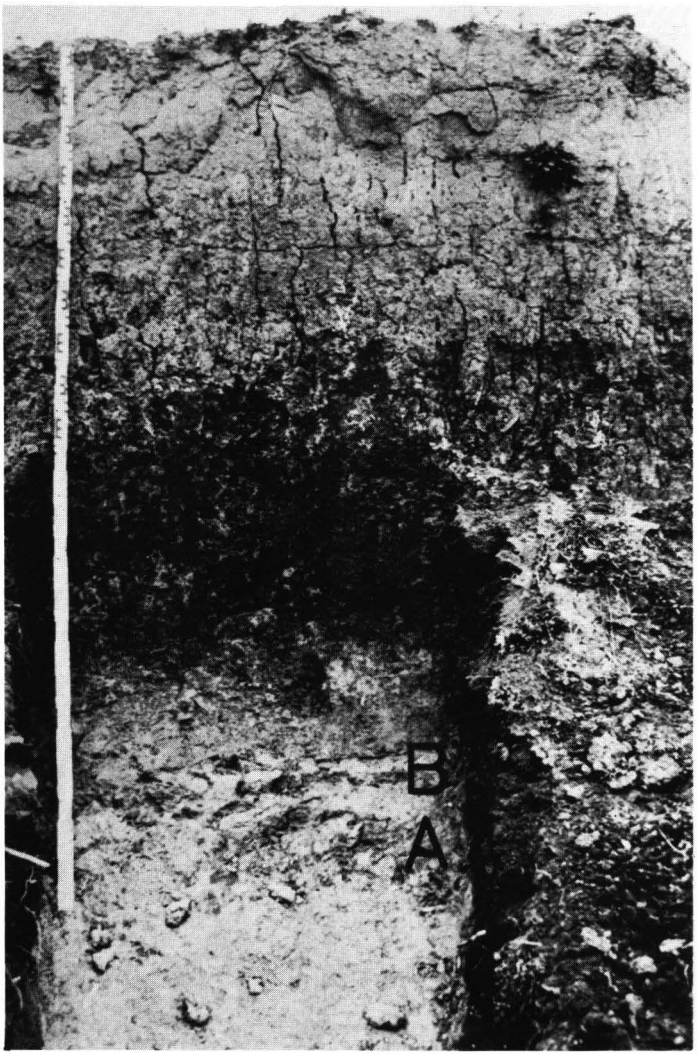



Abb. 4 Allerödboden (A = geringmächtiger, nicht sehr farbintensiver Humushor.) unter Laacher Bims (B); darüber holozäne Schwarzerde aus Schwemmlehm; über der Schwarzerde mittelalterlicher bis neuzeitlicher Schwemmlehm. Braunkohlentagebau zwischen Wohnbach und Berstadt

kalkungsbereich des Oberflächenbodens lag. Die Unterboden-Carbonatanreicherung fand im Einklang mit den staunassen Standortsverhältnissen in Form von Grobcarbonat (ROHDENBURG u. MEYER 1966, S. 52), und zwar makroskopisch gut erkennbar, sogenannter Naßkindl statt, wodurch die Bodenmasse unter 60µ wenig beeinflußt wurde, was natürlich für Aussagen über spätglaziale Bodenbildung Voraussetzung ist.

2.2.4

Im Talgrund der Lutter (bei Göttingen) als auch der Leine (westl. Edesheim, nnw Northeim) wurde Laacher Bims gefunden (ROHDENBURG 1965b, S. 48 und Abb. 37). Im Luttertal wurde unter dem Bims kein autochthoner Boden angetroffen, sondern nur lößbürtige, mäßig humose, kalkhaltige Schwemmsedimente. Bei Edesheim ist auf weite Strecken bei konkordanter Lagerung des Alleröd-Bimses keine liegende Bodenbildung in dem sandstreifigen Löß (oder Schwemmlöß), der die Niederterrasse bedeckt, zu erkennen. Nur in einer wenige Meter breiten Rinne, die nach ihrer deutlich erhöhten Bimsmächtigkeit zu urteilen, im Alleröd (bzw. dessen Endabschnitt) aktiv gewesen sein muß, fanden sich wie im Luttertal mäßig humose Schmitzen in kalkhaltigem, infolge von Reduktion bläulichgrauem Schwemmlößmaterial. Nach diesen beiden Funden sollte man erwarten, daß autochthone Böden vom Entwicklungsgrad des Typs Wohnbach vorhanden gewesen sein können, wobei es sich ebenfalls um hydromorphe Böden gehandelt haben würde.

2.2.5

Ein spätglazialer Boden auf trockenem Standort konnte unter freundl. Führung von Dr. V. Toepfer und Dr. D. Mania im östlichen Harzvorland am Ostufer des ehemaligen Aschersleben er Sees bei Schadeleben studiert werden. Da eine weitere Bearbeitung von Halle, bzw. Tharandt aus vorgesehen ist, soll hier nur erwähnt werden, daß typologisch eine Pararendsina mit 20 cm Mächtigkeit vorliegt. Die Entkalkung dieses Bodens,

die teilweise auch einige Dezimeter ins Liegende hinabgreift, wird auf Durchgriff von einer jüngeren, holozänen Oberfläche zurückgeführt, da kein kräftiger B-Horizont ausgebildet ist. Die Pararendsina enthält in ihrem obersten Abschnitt helles Tuffmaterial, das der von H. MÜLLER (1953) in unmittelbarer Nachbarschaft gefundenen vulkanischen Asche entspricht, die pollenanalytisch als Alleröd datiert werden konnte und die nach den von FRECHEN ausgeführten mineralogischen Untersuchungen dem Material des Laacher See-Gebietes entspricht (H. MÜLLER 1953, S. 20). Im Hangenden folgt das Flugsandpaket, das schon in Abschnitt 2.1.1 erwähnt wurde.

### 2.2.6 Spätglaziale Braunerden und Parabraunerden im Neuwieder Becken?

Als weit verbreitet unter mächtigerer Bimsbedeckung in der Eifel hat SCHÖNHALS (1960) Braunerden beschrieben, die nach seinen Profilbeschreibungen von Niedermendig (Michels) oder Saffig (Auf der Heide) etwa 40 cm Gesamtmächtigkeit besitzen. Die gleiche Mächtigkeit (z. T. bis 60 cm) kann nach STÖHR u. BENECKE (1966) sowie eigenen Beobachtungen als sehr häufig angesehen werden. Durch makroskopische Beobachtungen im Aufschluß schon ist festzustellen, daß diese Braunerden von den oben erwähnten Pararendsinen (Kap. 2.2.2) abstammen. Der wichtigste, diese Bodenentwicklung steuernde Prozeß war - normalerweise - Entkalkung bis unter die $A_h$-Hor.-Untergrenze in den liegenden Löß hinein, der Verbraunung und Tonbildung folgten. Im $A_h$-Hor. hatte ohnehin (vgl. ROHDENBURG u. MEYER 1966, S. 72) schon Tonbildung auch im carbonathaltigen Milieu sowohl durch kryoklastische als auch durch chemische Verwitterung erfolgen können. Nach der Entkalkung fand im $A_h$-Horizont eine beträchtliche Verminderung des Humusgehaltes statt, so daß bis auf die obersten Zentimeter das Humusgrau von einem matten Braun abgelöst wurde. Zudem erfolgte fleckenhaft auch vollständiger Humusabbau in Art des "Gefleckten Horizontes" (vgl. ROHDENBURG 1964); allerdings war hier wegen des auch

vorher geringen Gehaltes an festgebundenem Humus der Farbwechsel wesentlich geringer als bei Schwarzerden (Abb. 5). Nach vollständigem Humusabbau durch Zusammenwachsen der zunächst isolierten Einzelflecken sind sowohl die direkt als B-Hor. entwickelten als auch die aus dem A-Hor. hervorgegangenen Profilabschnitte rein mittelgrau und nicht voneinander zu unterscheiden. Solche Übergangsformen sind wahrscheinlich gemeint, wenn STÖHR u. BENECKE (1966) für das Neuwieder Becken Pararendsina-Braunerden erwähnen.

Bei näheren Untersuchungen größerer Aufschlüsse wurden nun mehrere Beobachtungen gemacht, die mit dem oben entworfenen Bild einer einfachen Pararendsina-Braunerde-Entwicklungsreihe nicht in Einklang zu bringen sind: Einmal wurde festgestellt, daß auch bei mächtiger Bimsbedeckung in flachem Relief die Carbonatgrenze in ihrer Tiefenlage stark schwankt (Abb. 6) und dann ein kleinräumiger Wechsel von Pararendsina und Braunerden vorliegt, wofür bei den untersuchten Beispielen aus den Bedingungen der Prä-Bimszeit (Hangneigung, Exposition etc.) keine Erklärung gegeben werden kann. Wie oben (Kap. 2.2.2) könnte dieser kleinräumige Wechsel aber auf Entkalkung durch die Bimsdecke hindurch erklärt werden; denn vertikale Wasserbewegungen in Grobsedimenten erfolgen in der Regel nicht gleichmäßig, sondern sind auf einzelne Schläuche konzentriert. Daß dies auch für den Bims, und zwar ganz ausgeprägt, zutrifft, beweisen sackförmige "Verwitterungstrichter", die bis zu 6 oder mehr Meter in den unverwittert erscheinenden Bims hinunterreichen. Von diesen Trichtern gehen nach allen Seiten horizontale braune Tonverlagerungsbänder aus, die nach einigen Dezimetern bis zu wenigen Metern dünner werden und dann ganz aufhören. Diese Tonverlagerungsbänder wachsen nach MEYER u. MOSHREFI (1969) vor allem bei horizontaler Wasserführung, die nur von den genannten Trichtern ausgehen kann und in ihnen eine stark konzentrierte vertikale Wasserbewegung voraussetzt.

Der auf die Entkalkung folgende Prozess des Humusabbaues in der

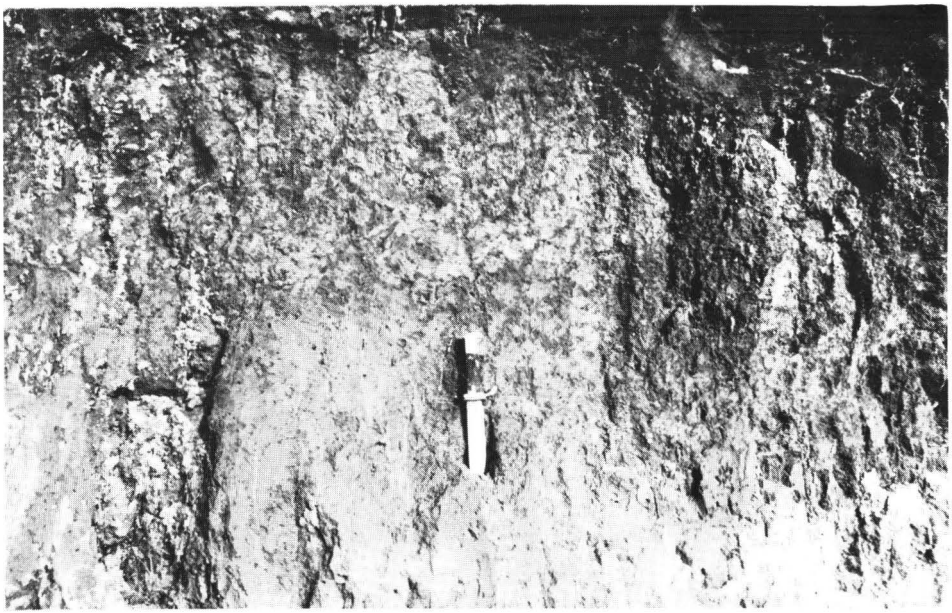


Abb. 5 Humusabbau-Fleckung im entkalkten oberen Teil des hier überdurchschnittlich mächtigen A-Horizontes einer Alleröd-Pararendsina unter Laacher Bims; Hoh-Berg bei Großen-Buseck ne Giessen.

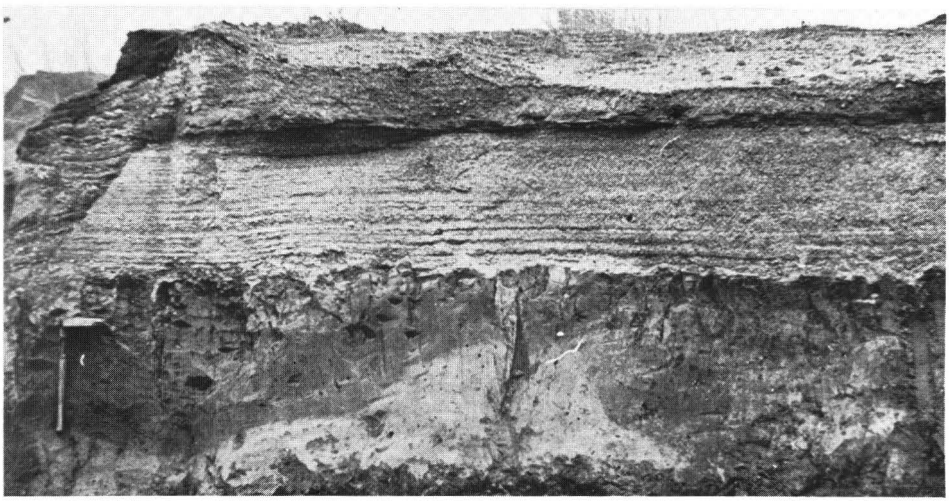


Abb. 6 Stark undulierende Entkalkungsgrenze in Lößdecke unter mächtigem Bims am Karmelenberg, ne Ochtendung.

Art des "Gefleckten Horizontes" ist mit großer Sicherheit erst nach der Bimsbedeckung abgelaufen, denn dieses Erscheinungsbild hätte sich in einem Boden mit starker bodenbiologischer Aktivität, wie es die allerödzeitliche Pararendsina war, niemals entwickeln können, sondern deutet stets auf "postmortale" Vorgänge (ROHDENBURG 1964).

Weiterhin ließ sich mehrfach feststellen, daß auch nur 20 - 30 cm mächtige B-Horizonte, allerdings deutlicher bei tieferreichender Entkalkung, nicht homogen sind, sondern aus einer dichten Folge breiter Tonverlagerungsbänder bestehen[1], die schon unmittelbar unter der Bodenoberkante beginnen. Auch diese Bänder können nicht in einem biologisch aktiven Boden so dicht unter der Oberfläche gebildet werden, sondern erst nach der Bimsüberdeckung entstanden sein. Unter dem Bims haben sich bezeichnenderweise - natürlich außer der sicher allerödzeitlichen $A_h$-Hor.-Bildung - nur solche Prozesse ausgewirkt, wie sie für die tieferen Abschnitte etwa von Parabraunerden charakteristisch sind, also Entkalkung, schwache Verbraunung sowie Tonverlagerung in Bänderform. Mächtige Tonverarmungs-Bleichhorizonte, wie sie nur in Oberflächennähe entstehen können, sind dementsprechend in den Böden unter Bims nicht zu finden. Allerdings sind kräftige Bleichungen der obersten 2 - 10 cm, oft auch sackartig mehrere Dezimeter tiefreichend, nicht selten. Schon SCHÖNHALS (1960) hat dieses Phänomen festgestellt und beschreibt es in seinen Profilen 1 - 3 als $gA_{11}$-Horizont, der nach Aussage der in SCHÖNHALS' Tabelle 1 niedergelegten Korngrößenanalysen k e i n e n L e s s i v i e r u n g s h o r i z o n t[2] - keine Tongehaltsver-

---

1) erkennbar oft nur bei einer Profilglättung mit dem Messer und bei günstigem Wassergehalt des Bodens.

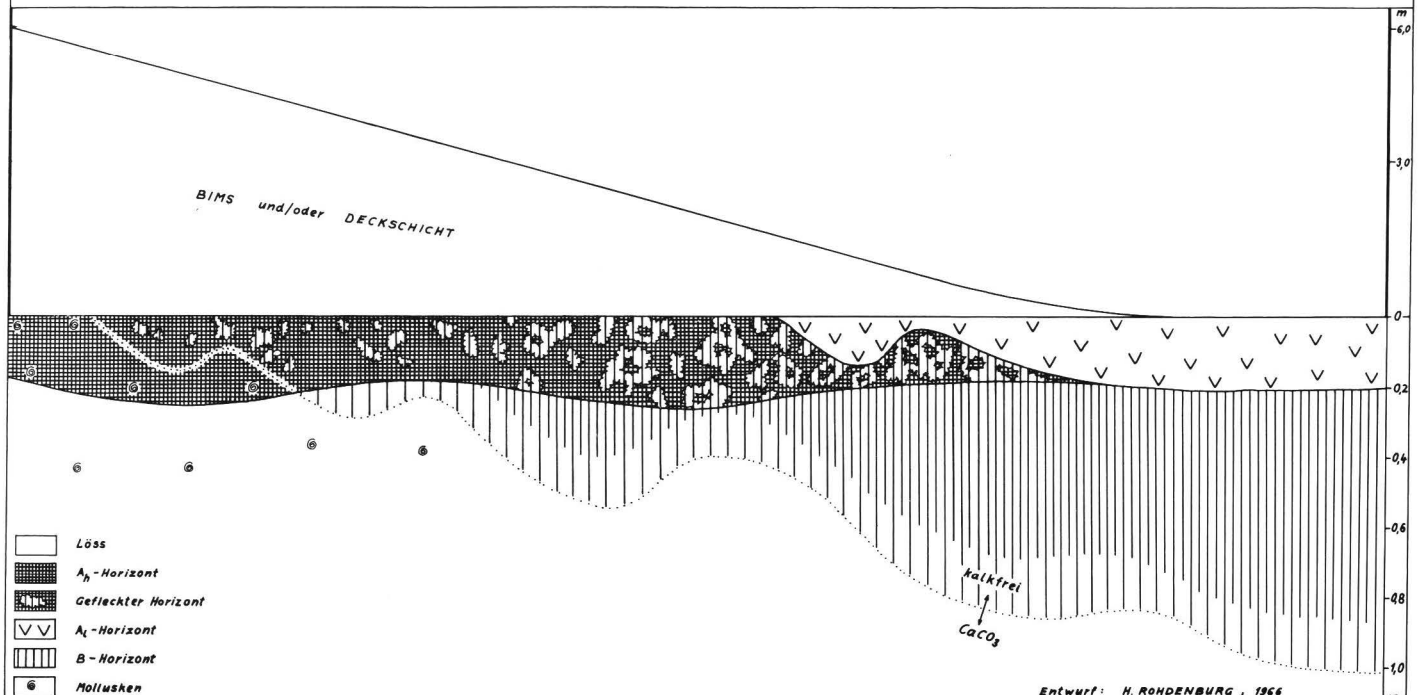
2) Die von uns anfänglich erwogene Vermutung, diese Bleichung und die erwähnten Toninfiltrationsbänder, die zunächst nur unter kompakten B-Horizonten beobachtet worden waren, könnten genetisch im Sinne eines $A_l$-$B_t$-Profils zusammengehörig sein, hat sich schon deshalb nicht bestätigt, da beide Phänomene in ihrer Verbreitung voneinander unabhängig sind, also auch getrennt voneinander auftreten.

minderung - darstellt, sondern im Einklang mit den Dünnschliffauswertungen ALTEMÜLLERs wahrscheinlich durch Staunässe entstanden ist. Die Bleichung ist sehr wahrscheinlich durch Hangwasser an der Untergrenze des lockeren Bimspaketes entstanden, nachdem der $A_h$-Hor. entkalkt worden war und daraufhin einen Strukturzerfall erfahren hatte. Das Vorhandensein von Hangwasser im Bereich der Bimsunterkante äußert sich auch in dem Auftreten kräftiger Toninfiltrationsbänder in Profilen, in denen direkt darüber - wie häufig bei mächtigen Bimspaketen - ein bänderloser Bereich vorhanden ist.

Bei mächtigerer Bimsdecke ist nach den hier und in Abschnitt 2.2.2 erwähnten Beobachtungen fast überall eine Entkalkung des liegenden Lösses erfolgt, die aber in der Regel nicht tiefer als 40 - 60 cm reichte. In der Tongrube Lonnig beobachteten wir eine Möglichkeit, wie auch scheinbar stärker entwickelte Profile entstehen können. Dort war nämlich ein oberes kalkhaltiges Lößpaket vorhanden von stellenweise so geringer Mächtigkeit, daß es im Holozän vollständig entkalkt werden konnte und dort dann mit liegenden kalkfreien, braunen Lehmen (wahrscheinlich Alt- bis Mittelwürm) ein morphologisch nicht trennbares, recht mächtiges Profil bildete.

Noch größere Entwicklungstiefe und auch das ganze Profil erfassende große Ähnlichkeit mit normalen Lößparabraunerden - mächtiger $A_1$-Horizont und kompakter $B_t$-Hor. - fanden wir nur an Standorten mit geringmächtiger Bimsdecke ($< 0{,}5$ m) ausgebildet. In oberen Aufschlußteilen des Karmelenberges, südwestlich von Ochtendung, konnten wir z. B. einen Hang untersuchen, an dem die Bimsmächtigkeit von 4 m kontinuierlich bis auf 0 abnahm und eine eindeutige Korrelation zwischen der Bimsmächtigkeit und den im liegenden Löß entwickelten Böden herstellen. Bei mächtiger Bimsdecke war eine Pararendsina zu finden, die nur mäßig tief - allerdings charakteristischerweise wieder mit undulierender Carbonatgrenze - entkalkt war. Bei zwei Meter Bimsmächtigkeit reichte die Entkalkung häufig schon einen Meter tief, der $A_h$-Hor. war bis auf geringe Reste

Abb. 7 SCHEMA DER HOLOZÄNEN WEITERBILDUNG DER ALLERÖD-PARARENDSINA BEI UNTERSCHIEDLICHER BIMSMÄCHTIGKEIT



fleckenartig aufgezehrt und auch in den humosen Restflecken war der Humusgehalt schon zum wesentlichen Teil abgebaut; stellenweise traten die erwähnten Bleichflecken und -säcke auf. Bei einer Bimsmächtigkeit unter 50 cm war der B-Hor. noch etwas mächtiger und auf Quellungs-Schrumpfungsflächen etwas stärker toninfiltriert, vor allem aber hatte sich hier ein geschlossener Bleichhorizont ausgebildet, der von Bleichhorizonten benachbarter bimsfreier Parabraunerden nicht zu unterscheiden war (vgl. Abb. 7). Nach diesen Beobachtungen dürften auch diejenigen Parabraunerde-Merkmale, auf die SCHÖNHALS (1960) bei der Besprechung der Profile Jochem & Sauer/Bassenheim und Müller/Brey hinweist, auf holozänen "Durchgriff" durch eine geringmächtige Bimsdecke (25 cm beim Profil Müller/Brey[1]) zu erklären sein.

## 2.3 ZUR DATIERUNG DER SCHWARZERDEN

### 2.3.1 Schwarzerde-Bildung im Spätglazial?

Die jüngste, umfangreiche Stellungnahme zu diesem Thema (E. KOPP 1965, S. 103 ff.) teilt die bisher in der deutschen Literatur geäußerten Auffassungen in zwei Gruppen ein:

a) Beginn der Schwarzerdebildung im Spätglazial;
b) rein holozäne Schwarzerdeentstehung, Optimum in der postglazialen Wärmezeit.

Ein entscheidender Mangel in der bisherigen Literatur wird bei der kurz dargestellten Motivierung für die einzelnen Auffassungen deutlich: es gibt keine Funde, die eine sichere Entscheidung aus bodeneigenen Kriterien ermöglichen würden. Alle Hypothesen beruhen bislang auf indirekten Argumenten, die vorwiegend von der Pollenanalyse geliefert wurden, wobei

---

1) An anderen Stellen desselben Aufschlusses ist die Bimsmächtigkeit wesentlich größer als an dem von SCHÖNHALS (1960) untersuchten Punkt. Dort ist im Einklang mit unseren Beobachtungen vom Karmelenberg die Bodenentwicklung im liegenden Löß sehr viel geringer; stellenweise ist der $A_h$-Hor. der Alleröd-Pararendsina noch gut erhalten.

diese wie unten noch ausgeführt wird, unserer Meinung nach grundsätzlich keine Beweisführung bezüglich der Datierung von Schwarzerden gestattet.

Es lag nahe, dem Vorgehen von SCHÖNHALS (1960) zu folgen und spätglaziale Böden unter Laacher Bims-Bedeckung zu untersuchen, und zwar, der besonderen Fragestellung angepaßt, in einem Schwarzerde-Verbreitungsgebiet. Nach der von OSTENDORFF (1954, S. 77) veröffentlichten Karte "Steppenschwarzerden und steppenartige Böden in Süddeutschland" gibt es nur im nördlichen (niederschlagsärmsten) Bereich der Wetterau noch größere zusammenhängende Schwarzerde-Areale. Da in der Gießener Umgebung noch mit häufigem Auftreten von Laacher Bims gerechnet werden kann (vgl. auch DAHM, GUENTHER, JAECKEL, WEILER, WEYL u. WIERMANN 1961), erschien die nördliche Wetterau das geeignetste Untersuchungsgebiet zu sein.

Es zeigte sich sehr rasch, - wie aus Niedersachsen gut bekannt war (MEYER 1960) - , daß vor allem an staunassen Standorten infolge von Hemmung der Carbonat-Auswaschung noch heute reine A/C-Böden auftreten, während bei besserer Drainage, d. h. bei abgesunkenem Carbonatspiegel, verbraunte oder noch weiterentwickelte Schwarzerde-"Nachfolger" verbreitet sind. Feuchte Standorte bieten also gute Erhaltungsbedingungen für Schwarzerden; zugleich ist anzunehmen, daß hier auch optimale Bildungsumstände gegeben waren.

Das schon oben (Kap. 2.2.3) beschriebene Profil Wohnbach (vgl. Abb. 4) liegt in einer solchen als optimal für Schwarzerde-Bildung und -Erhaltung gekennzeichneten Situation. Über dem Laacher Bims ist in (jungtundrenzeitlichem?) lößbürtigem Schwemmsediment innerhalb einer äußerst flachen Delle eine Schwarzerde von etwa 40 cm Mächtigkeit entwickelt; schon 10 - 15 m außerhalb des Dellenzentrums war festzustellen, daß sowohl Bims wie Schwemmsedimente auskeilen, so daß die Schwarzerde dort, wie in der Regel, aus normalem Würmlöß entwickelt ist. In der Delle ist die Schwarzerde deutlich hydromorph

(große Sesquioxyd-Konkretionen), und der Carbonatspiegel liegt an der A-Horizont-Unterkante. Etwa 50 m außerhalb der Dellenachse ist in 2 - 3 m höherer Lage festzustellen, daß der Carbonatspiegel bis zu 30 cm unter die A-Hor.-Unterkante abgesunken ist, hier also eine verbraunte Schwarzerde mit $A_h$-$B_v$-C-Profil vorliegt. Der $A_h$-Horizont ist im obersten Teil ($A_p$-Hor.) stark aufgehellt. Diese Aufhellung fehlt bei dem hydromorphen Profil vollständig; zur Erklärung bieten sich dort der hochliegende Carbonat-Spiegel und die junge Überdekkung mit Schwemmlehm an.

Der schon oben (Kap. 2.2.3) erwähnte spätglaziale Boden ist im Vergleich mit der heutigen bzw. subrezenten Schwarzerde unverhältnismäßig schwächer ausgebildet. Es ist kaum stark färbende, d. h. fest gebundene Humussubstanz vorhanden; die Profiltiefe beträgt nur 20 cm. Außerdem war schon eine beträchtliche Kalkgehaltsverminderung erfolgt, die nicht für große biologische Aktivität spricht. Es ist andererseits nicht anzunehmen, unter den anderen großklimatischen Verhältnissen des Alleröds könne dieser Standort etwa für Schwarzerdebildung zu feucht gewesen sein, denn dann würde ja - etwa in Form eines Carbonat-Anmoores - gerade s t ä r k e r e Humusakkumulation zu erwarten sein. Außerdem spricht die Carbonatgehaltsverminderung ja durchaus für nach unten gerichtete Wasserbewegung im Alleröd. Der einzig mögliche Schluß ist, daß die Umweltverhältnisse (Klima, Vegetation) im Spätglazial nicht für Schwarzerde-Bildung ausreichten. Für unsere Schlußfolgerung hat, daran sei erinnert, eine besondere Bedeutung, daß es sich bei Wohnbach um einen für Schwarzerde-Bildung und -Erhaltung optimalen Standort handelt.

A l l e anderen uns bekannt gewordenen Gelände-Befunde stützen unsere These. In Kap. 2.2.3 war erwähnt worden, daß 10 km südlich von Wohnbach ein weiterer sehr schwacher Spätglazialboden unter Bims angetroffen wurde. Auch hier sind als heutige Oberflächenböden Schwarzerden bzw. deren Nachfolgeböden verbreitet.

Auch die in der Eifel auftretende Pararendsina (Kap. 2.2.2) beweist, daß es trotz der starken biologischen Aktivität nicht zu einer stark humosen, tiefgründigen Bodenbildung im Alleröd gekommen ist.

Für die gleiche Aussage läßt sich auch das Profil Schadeleben (2.2.5) am Rande des ehem. Aschersleben er Sees heranziehen, liegt es doch (vgl. Abb. 1 bei **H. MÜLLER** 1953) im Kernbereich des mitteldeutschen Trockengebietes - des Gebietes mit der größten Schwarzerdeverbreitung in Deutschland. Auch hier war im Spätglazial keine tiefgründige, stark humose Schwarzerde vorhanden, sondern nur eine flachgründige (20 cm) Pararendsina. Dazu kommt, daß in direkter Nachbarschaft, wo die allerödzeitliche Bodenbildung wegen Auskeilen des Lösses in Flugsand entwickelt ist, ein geringmächtiger Humus-Podsol auftritt. In einem spätglazialen "Schwarzerde-Klima" hätte man auch auf Sand einen AC-Boden (Para-Tschernosem) erwarten müssen!

Auch in der direkten Umgebung der schwach humosen, nur wenig transportierten Bodensedimente, die im Luttertal (Göttingen) und Leinetal (Edesheim) gefunden wurden (vgl. Kap. 2.2.4), sind jetzt Schwarzerden bzw. deren Derivate weit verbreitet (im Luttertal auf Schwemmlehm unter Kalksinter, im Leinetal auf spätglazialem oder altholozänem Auenlehm).

### 2.3.2 Holozäne Schwarzerde-Bildung

Aus allen im vorhergehenden Kapitel belegten Beispielen geht hervor, daß zumindest dort die Schwarzerde im Holozän entstanden sein muß. Aus den besonderen Standortseigenschaften der besprochenen Profile folgern wir, daß die uns im östl. Harzvorland, Niedersachsen und Hessen bekannten Schwarzerden sämtlich holozänen Alters sind. Wir halten es zudem für wahrscheinlich, daß auch in anderen Teilen Deutschlands die Schwarzerde (s. 1.) nicht ins Spätglazial, sondern g e n e r e l l

i n s  H o l o z ä n  gestellt werden muß.

Nun sind nach BRUNNACKER (1960), FIRBAS (1952, S. 99), S. MÜLLER (1951) und WILHELMY (1950) und auch vielen Befunden an Grabungen in Niedersachsen (SCHEFFER u. MEYER 1958, MEYER 1960, MEYER u. WILLERDING 1961) schon im Neolithikum gut entwickelte Schwarzerden verbreitet vorhanden gewesen. Genauere Zuordnungen ergaben in Verbindung mit Radiocarbon-Datierungen (MEYER, MÜNNICH u. WILLERDING 1963), daß die Leinetal-Schwarzerden mindestens zur Zeit der Älteren Linienbandkeramik, d. h. um 4500 v. Chr. ausgebildet waren. Ähnliche Befunde liegen für andere Gebiete Deutschlands vor.

Aus den umfangreichen pollenanalytischen Arbeiten der letzten Jahrzehnte (vgl. die zusammenfassende Darstellung bei FIRBAS 1949, 1952) ist die Vegetationsgeschichte des Holozäns gut bekannt. Aber gerade die Tatsache, daß die vegetationsgeschichtlichen Untersuchungen auch für die Trockengebiete mit der größten Schwarzerdeverbreitung[1] (vgl. H. MÜLLER 1953) bis zum Einsetzen der menschlichen Besiedlung (Neolithikum) für Wald als natürliche Vegetation sprechen, hat die Datierung der Schwarzerden so umstritten gemacht.

H. MÜLLER gibt folgende Zusammenfassung (1953, S. 63): "Vor der neolithischen Besiedlung bleiben die NBP[2] im Gaterslebener See meist unter 7 % des Gesamtpollengehalts[3] und sind damit nur wenig häufiger als etwa im Federsee und im Alpenvorland. Es muß also wenigstens die nähere Umgebung des Sees von ausgedehnten Wäldern bedeckt gewesen sein[4]. Daß daneben auf den Schwarzerden offene Steppen bestanden haben, ist

---

1) Nach einer Kurzmitteilung von LANGE u. SCHULTZ (1965) ist auch für das Schwarzerdegebiet des zentralen Thüringer Beckens kein Zweifel an holozäner Waldverbreitung möglich.

2) Nichtbaumpollen

3) Auch LANGE u. SCHULTZ (1965, S. 68) schreiben von recht geringem Nichtbaumpollenanteil im zentralen Thüringer Becken.

4) Hier befinden sich jedoch heute ausgedehnte Schwarzerde-Vorkommen!

trotzdem möglich, aber durch Pollenuntersuchungen nicht sicher nachzuweisen. Noch weniger läßt sich das Ausmaß der vermutlich gehölzfreien Gebiete bestimmen." Die Äußerungen MÜLLERs über möglicherweise vorhanden gewesene, aber nicht nachweisbare offene Steppen rühren offensichtlich nur aus der nicht bewiesenen These der Bodenkunde her, Schwarzerden könnten nur unter Steppe entstanden sein. Für das mittlere Leinetal mit ähnlichen bodengeschichtlichen Verhältnissen ist an einer vollständigen Waldbedeckung der Gebiete ehemaliger oder auch noch gegenwärtiger Schwarzerdeverbreitung nicht zu zweifeln.

Nach allen bodengeschichtlichen Geländebefunden und den bekannten Tatsachen über die Vegetationsgeschichte Mitteleuropas kann nicht mehr daran festgehalten werden, alle Schwarzerden (und schwarzerdeartigen Böden) seien Steppenböden (vgl. FRANZ 1955, S. 126, S. 130). In vielen Veröffentlichungen wird diese Hypothese ohne jegliche Diskussion als bewiesen betrachtet, obwohl - und das muß ausdrücklich hervorgehoben werden - für Mitteleuropa nie ein Beweis dafür vorgelegt worden ist! FRENZEL (1960, S. 103) äußert nach einer Diskussion der südrussischen Verhältnisse folgendes: "Es scheint besser zu sein, von paläopedologischen Befunden keine allzugenauen Hinweise auf die ehemalige Vegetation zu verlangen, wenn die Mutmaßungen nicht auf anderem Wege in ihrer Richtigkeit bestätigt werden können." FRENZEL (1964) stellte durch pollenanalytische Untersuchungen fest, daß zumindestens eine der altwürmzeitlichen Humuszonen Niederösterreichs einem subalpinen Nadelwald zuzuordnen ist. Auch für die Altwürm-Humuszonen unseres engeren Arbeitsgebietes (ROHDENBURG u. MEYER 1966) ist Waldvegetation anzunehmen, da noch weiter nördlich in Torfen Wald nachgewiesen ist. SCHROEDER (1954, S. 71) konnte keine Schwarzerdeumwandlung unter Wald feststellen, FRANZ (1955) fand im nördlichen Burgenland Tschernoseme unter Wald (S. 126) und stellt auf S. 130 zusammenfassend fest, daß

"klimabedingte AC-Böden auch unter Waldvegetation beständig sind" und auf S. 131, daß "die Bezeichnung 'Steppenboden' unzutreffend" ist. Auch E. KOPP (1965, S. 107) bezeichnet Schwarzerden als indifferente Klimazeiger, nimmt aber trotzdem für die von ihm gefundenen "tiefhumosen" Böden Steppenvegetation als Bildungsvoraussetzung an. T. MÜLLER (1952) schließlich weist auf das besonders häufige Vorkommen von Schwarzerden in bodenfeuchten Lagen hin: Wenn man neben Wald auch Steppeninseln konzedieren würde, was nach den Pollenanalysen nicht ganz ausgeschlossen ist, dann wird man diese aber gerade nicht auf den am besten durchfeuchteten Standorten suchen, sondern an trockenen Standorten; aber an diesen finden sich oft keine Schwarzerden, sondern Parabraunerden - eine Schwierigkeit, die von der Steppen-Hypothese nicht erklärt werden kann. MOLL (1959, S. 29 - 31) berichtet über "Basenreichen A-C-Silikatboden" unter Laubwald vom Kaiserstuhl mit mächtigem Humushorizont, sehr stabiler Humusform und engem C:N-Verhältnis, "wie man es sonst nur von Steppenböden gewohnt ist, ..."!

Von B. MEYER und Mitarbeitern sind umfangreiche und erst zum geringen Teil veröffentlichte[1] Untersuchungen ausgeführt worden, die sich eingehend mit den bislang von der Feldbodenkunde so wenig beachteten Fragen der Ökologie der Huminstoffsynthese sowie das des Huminstoffabbaues befassen, die ja erst das Problem der Nigrifizierung[2] und ihres Tiefganges, also der Bildung von Schwarzerden s. l. oder N i g r o s o l e n , im weltweiten Rahmen verständlich werden lassen.

Daraus ergab sich, daß - mit nur wenigen Ausnahmen - alle Graslandtypen der Erde eine Melanisierung[3] des Bodens bewir-

---

1) SCHEFFER, MEYER, NIEDERBUDDE (1959), SCHEFFER, FÖLSTER, MEYER (1960), HESS (1965).

2) eine Art der Melanisierung (s. u.) "bei der die Umhüllung der Ton- bis Feinschluff-Fraktion mit schwer zu extrahierenden oder aufzuoxidierenden Huminstoffen s e h r a u s g e p r ä g t ist (HESS 1965, S. 15).

3) Endohumus-Bildung, bei der überhaupt eine dunkelfärbende Mull k o m p o n e n t e entsteht, unabhängig davon wie stark die Tendenz zur Mullbildung ist (nach WILDE 1962).

ken, unabhängig von der Niederschlagshöhe, unabhängig vom Bodenmilieu (kalkhaltig oder kalkfrei: sauer) und in allen Bodenarten (Sand bis Ton). Bei Waldvegetation dagegen ist die Nigrifizierung auf ein Milieu mit Bicarbonat-Metabolik (SCHEFFER, FÖLSTER u. MEYER 1960) beschränkt. Beispiele für schwarzerdeartige A-Horizonte unter Wald in Mitteleuropa sind: Mullrendsinen auf Kalkstein, Pararendsinen auf erodiertem Löß in Hanglagen nach Wiederbewaldung, "forest chestnut soils" in der Carbonat-Tschernosem-Zone Rumäniens, Feuchtschwarzerden der Kalk-Auenwälder, Rendsina-Pelosole aus Mergeltonen. Sobald aber durch ein Absinken des Carbonat-Spiegels die Bicarbonat-Metabolik an Bedeutung verliert bzw. entfällt, unterbleibt weitere Melanisierung und bereits nigrifizierte Böden unterliegen wieder einer Aufhellung.[1)]

Die traditionelle Schwarzerde-Theorie geht davon aus, daß in den "Schwarzerde-Klimaten" der A b b a u der anfallenden organischen Substanz durch zumindestens jahreszeitlich ungünstige Klimaverhältnisse stark gehemmt sei (z. B. Sommerruhe und Kältestarre) und es deshalb zwangsläufig zur Anreicherung von organischer Substanz kommen müsse. Eine moderne Schwarzerde-Theorie hat aber zunächst einmal die Bedingungen herauszuarbeiten, unter denen ein A u f b a u schwer zu extrahierender oder aufzuoxidierender Huminstoffe gewährleistet ist; dabei haben sich schwach alkalische bis neutrale Bodenreaktionen sowie wechselnder Wasserhaushalt mit dadurch bedingtem Wechsel von reduzierenden und oxidierenden Phasen als besonders günstig erwiesen. Außerdem ist unter vielen Gräsern die Huminstoffsynthese durch Wurzelausscheidungen begünstigt.

Die diskutierten bodengeschichtlichen Befunde erfordern die Vorstellung einer Schwarzerde-Bildung in Mitteleuropa unter nur sehr kurzfristig offener, dann rasch geschlossener Walddecke, zumindest im ersten Abschnitt des Holozäns. Die erörterten Untersuchungen über den Nigrifizierungs-Prozeß stützen

---

1) im wesentlichen nach HESS (1965, S. 26 - 28)

diese These; llerdings nur für den Fall, daß im oberflächennahen Bereich Calciumcarbonat für die Bicarbonat-Metabolik zur Verfügung stand.

Wie der Überblick über die Spätglazialböden gezeigt hat, ist zu erwarten, daß in den Lößgebieten zu Beginn des Holozäns generell kalkhaltiges Material die Oberfläche bildete. Außerdem haben in der Jüngeren Tundrenzeit verbreitet Bodenumlagerungen stattgefunden, so daß vielfach die holozäne Bodenbildung in frischem Löß oder Umlagerungssedimenten begonnen haben wird und nicht vom Allerödboden aus einsetzte. Bei den im Neolithikum verbreiteten, d. h. im wesentlichen vor nennenswerter Beeinflussung der Landschaft durch den Menschen gebildeten Schwarzerden muß generell eine Entstehung unter Wald angenommen werden. Das setzt Standorte voraus, an denen die im humiden Klima generell eintretende Entkalkung stark gehemmt war. Das sind erstens die kontinentalen Räume mit geringerer Carbonatabfuhr der ganzen Landschaft - also die Räume, für die irrigerweise das Vorhandensein von holozänen Steppen postuliert worden ist - und zweitens ist die Entkalkung in den humiden Gebieten örtlich gehemmt, und zwar (s. o.) in Reliefdepressionen mit Stauwassereinfluß. Außerdem spielen natürlich auch unterschiedliche Substrateigenschaften eine wichtige Rolle, z. B. der sehr unterschiedliche Carbonatgehalt des Lösses, die Mächtigkeit des gut durchlässigen Jungwürmlösses etc..Klima-, Substrat- und Standortseinflüsse überlagern einander, so daß einfache Abhängigkeiten wie etwa von bestimmten Niederschlagsmengen etc. von vornherein nicht erwartet werden können, da zudem alle genannten Faktoren Komplexfaktoren sind.

Daß es nach dem Einsetzen starker menschlicher Beeinflussung der Naturlandschaft auf durch Bodenerosion neu geschaffenen Oberflächen oder neu abgelagerten Sedimenten zur Bildung von nigrifizierten Böden unter sehr verschiedenen Bildungsumständen in vielen Abschnitten des Holozäns kam, ist in der Literatur vielfach belegt und bedarf keines neuen Nachweises. Nur ein Beispiel aus Böhmen sei erwähnt: SMOLIKOVA u. LOŽEK (1964)

konnten zeigen, daß ein gut ausgeprägter Carbonat-Tschernosem sich in 1500 Jahren zwischen Hallstatt- und Slawen-Zeit unter offener Vegetation entwickeln konnte.

Gerade die Erwähnung dieses Beispiels soll darauf hinweisen, daß unsere Ausführungen nicht so ausgelegt werden sollten, als wollten wir für sämtliche Schwarzerden Mitteleuropas Entstehung unter Wald annehmen. In der vom Menschen seit dem Neolithikum in oft starkem Maße umgestalteten Landschaft gerade der Trockengebiete sind sicher viele nigrifizierten Böden auch unter offener Vegetation entstanden. Waldvegetation möchten wir allerdings für alle die Fälle voraussetzen, in denen die Bodenbildung ohne menschlichen bzw. natürlichen Eingriff sich vom Ende des Spätglazials her ableiten läßt.

## 2.4 DIE DATIERUNG DER PARABRAUNERDEN

Bei den Löß-Parabraunerden sind generell zwei Abstammungsmöglichkeiten zu unterscheiden, und zwar erstens Parabraunerden mit und zweitens ohne Schwarzerde-Vorstufen.

### 2.4.1

Besonders die Schwarzerde-Parabraunerde-Reihe konnte in Südniedersachsen in ihrer morphologischen Entwicklung eingehend untersucht werden, wobei es zudem gelang, Aussagen zur Datierung sowie zur Entwicklungsgeschwindigkeit einzelner genetischer Teilprozesse zu machen (MEYER 1960, SCHEFFER u. MEYER 1963). Da die Ergebnisse jedoch an nicht leicht zugänglicher Stelle niedergelegt sind, sollen sie hier zusammenfassend kurz referiert werden, wobei auch einige neuere Befunde berücksichtigt werden können (vgl. Abb. 8).

"Zwischen dem A-Horizont und der absinkenden Entkalkungsgrenze (Ca = Kalkanreicherungshorizont) bildet sich ein brauner B-Horizont aus, in dem die Mineralsubstanz des Lösses zunächst durch die Eisenfreisetzung verbraunt ($B_v$) und dann durch die

einsetzenden Tonbildungsprozesse, Zerfließvorgänge der Tonkomponente sowie verstärkte Quellungs- und Schrumpfungserscheinungen zur Ausbildung eines polyedrisch (oben)-prismatischen Absonderungsgefüges veranlaßt wird ($B_t$-Hor.). Gleichzeitig vollzieht sich im A-Horizont ein Zusammenbruch des lockeren Schwammgefüges, wobei die schwärzliche,durch Humate umhüllte Tonsubstanz zu einem großen Teil in die Schrumpfrisse und Leitbahnen des B-Horizontes abzuwandern beginnt. Der Schwarzerde-A-Horizont verarmt dadurch an Ton, zeigt Kornscheidung, schwemmt dicht und hellt zu einem schmutzigen Graubraun auf ("Vergrisung", Stufen III u. IV). In der Griserde (V) ist schließlich außer den schwarzen Fließplasmafüllungen der Poren im $B_t$-Horizont, die noch auf die Schwarzerdeabkunft des Bodens hinweisen, nichts mehr von den ursprünglichen Schwarzerdeeigenschaften vorhanden. Die intensive Abdichtung der Poren im B-Horizont kann schließlich in extremen Fällen dazu führen, daß der gesamte obere Profilabschnitt unter den Einfluß stauender Nässe gerät, wodurch Pseudogley-Merkmale (VI) in Form von Wurzelbahnbleichungen, Rostmänteln und -flecken und Eisen-Mangan-Konkretionen entstehen." (SCHEFFER u. MEYER 1963, S. 13).

Aus vergleichenden bodengenetischen Untersuchungen an neolithischen,eisenzeitlichen und mittelalterlichen Siedlungsprofilen konnten in der näheren Umgebung Göttingens für bestimmte Geländepositionen - abgesehen von Fall a - drei Entwicklungs/Zeit-Kurven b, c und d für den Ablauf der Bodenbildung aus Würmlöß abgeleitet werden.

Wenn in der Einleitung zu Kapitel 2.4 von nur zwei Entwicklungsreihen zur Parabraunerde gesprochen wurde, so muß das nicht heißen, alle in Deutschland auftretenden Varianten ließen sich in zwei eindimensionale Reihen einordnen. Für die Parabraunerden mit Schwarzerde-Vorstufe gibt es u. a. noch große morphologische Abwandlungen durch die Länge der Schwarzerde-Phase, die sich in der eindimensionalen Darstellung der Profile I - VI nicht unterbringen ließ. Böden mit recht kurzem

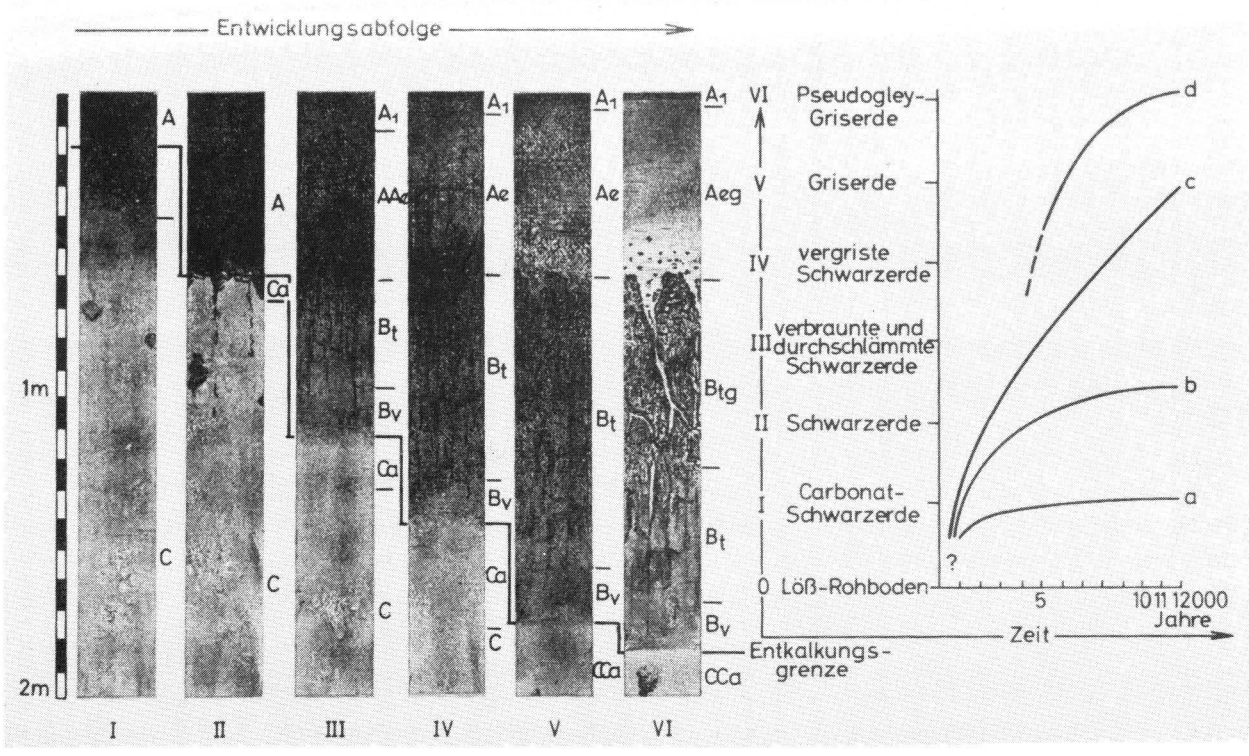



Abb. 8 Die Schwarzerde- Griserde- Entwicklungsreihe im südniedersächsischen Raum und ihr zeitlicher Ablauf ( b, c, d ), rekonstruiert anhand präborealer , neolithischer , eisenzeitlicher und mittelalterlicher Vergleichsprofile .

und evtl. auch wenig ausgeprägtem Nigrosol-Stadium zeigen schon insofern andere morphologische Eigenschaften, als bei ihnen der aus dem A-Horizont auf Klüften in den B-Horizont infiltrierte Ton nicht schwarz ist wie bei dem "reinen Typ" der Griserde, sondern daß Mischfarben zwischen schwarz und braun auftreten. Weiter sei noch an große Verschiedenheiten durch unterschiedliche Art, Intensität und Dauer der vom Menschen unmittelbar bzw. mittelbar bedingten Eingriffe erinnert. Es ist hier jedoch nicht der Ort, die Vielfalt der schon bekannten sowie der noch nicht genügend untersuchten Varianten zu behandeln, da hier die Veränderungen im zeitlichen Ablauf im Mittelpunkt stehen sollen - nicht nur als Selbstzweck, sondern weil unserer Ansicht nach auch eine bodengeographische Untersuchung nicht ohne die Kenntnis des Entwicklungsganges und seiner Gesetze auskommen kann.

Wie mehrfach dargelegt wurde, sehen wir nicht in einer unmittelbaren Wirkung der Vegetationsgeschichte, sondern in der Carbonat-Abfuhr den entscheidenden "Schrittmacher" für die holozäne Bodenentwicklung auf Löß (und auch anderen Substraten). Es muß also das Ziel sein, Vorstellungen über den zeitlichen Ablauf der Carbonat-Abfuhr (für die Bodengeographie: deren räumliche Differenzierung) zu gewinnen. An anderer Stelle gaben wir schon einmal einen Überblick (ROHDENBURG u. MEYER 1963, S. 140-142) über die Möglichkeiten, zu Meßwerten für die "Carbonatbilanz der Landschaft" zu gelangen. Es wurde gezeigt, daß bis dahin sehr wenig Werte für die gesamtholozäne Carbonatabfuhr für bestimmte Substrate[1)] vorlagen. Auch nach jetzt vermehrten Kenntnissen erscheint es bei dem Wunsch nach einer Aussage für frühere Abschnitte des Holozäns zu anspruchsvoll, auf Meßwerte zu rechnen. Möglich sind höchstens qualitative Aussagen über unterschiedliche Effektivität verschiedener Perioden.

Bei den von Göttingen aus durchgeführten bodengeschichtlichen

---

1) nicht gemeint sind Werte über ganze Flußgebiete mit komplexer Substratzusammensetzung

Untersuchungen häufen sich Befunde, daß im Neolithikum noch dort Schwarzerden als Oberflächenböden vorlagen, wo jetzt die Carbonatgrenze sehr weit abgesunken ist. In einer früheren Mitteilung (MEYER, KALK u. FÖLSTER 1962) war als Extremwert für holozäne Entkalkung noch ein Wert von 1,80 m angegeben worden. Tiefer entkalkte Böden zeigten nämlich stets das Erscheinungsbild der von LIEBEROTH (1939) entdeckten Lamellenfleckenzone, deren Entstehung mit LIEBEROTH zunächst als "pleistozän-verdächtig" galt. Diese Böden wurden folglich bei den Untersuchungen zur holozänen Bodenentwicklung zunächst nicht berücksichtigt.

Die erst später begonnenen lößstratigraphischen und paläopedologischen Untersuchungen, besonders nach Miteinbeziehung des Kasseler Beckens in den Untersuchungsraum, zeigten eindeutig, daß die Lamellenfleckenzone holozäner Entstehung ist (ROHDENBURG u. MEYER 1966), wobei allerdings eine gewisse pleistozäne Vorprägung vorliegen kann, die jedoch auf die rein ins Holozän zu stellende Entkalkung keinen Einfluß gehabt hat. Nach Berücksichtigung dieser Ergebnisse für unsere Untersuchungen zur holozänen Bodengeschichte ergab sich, daß der B-Horizont der Parabraunerden nicht nur zwei ($B_t$, $B_v$) sondern vier verschiedene Subhorizonte besitzt (1. homogener $B_t$; 2. gefleckter $B_t$; 3. Toninfiltrations-Bänderzone; 4. bänderloser $B_v$-Hor.; vgl. Abb. 9). Die holozäne Entkalkung erreicht recht häufig Werte über 2 m; uns sind viele Fundpunkte mit Beträgen über 3 m bekannt; der bisherige Extremwert (bei wellenförmiger Entkalkungsgrenze in Entkalkungsmulde gemessen) beträgt 4,60 m (Ziegeleigrube Großenritte)[1]. Und gerade für das Profil Großenritte muß aufgrund archäologischen Fundmaterials als Oberflächenboden für das Neolithikum eine Schwarzerde angenommen werden![2]

---

1) Diese Ergebnisse sind in Abb. 8 noch nicht enthalten.

2) Postneolithische Lessivierung (zwischen älterer Bronzezeit und früher Eisenzeit) mit Bleich- und $B_t$-Horizont-Bildung ist auch von BAUMANN, CZERNEY u. FIEDLER (1964) nachgewiesen worden.

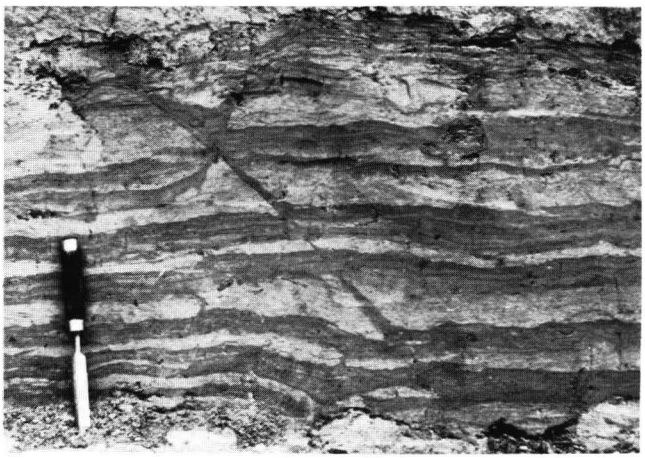


Abb. 9 Toninfiltrationsbänder im 3. Abschnitt des Parabraunerde-B-Horizontes: Ziegeleigrube Großenritte südwestl. Kassel ( Baunatal).

Das Verhältnis Beginn des Holozäns → Neolithikum : Neolithikum → Gegenwart beträgt für die Zeit etwa 1:1,5; für die Entkalkungstiefe ergeben sich jedoch recht häufig Werte um 1:3, im Extrem 1:7! Das heißt: die präneolithische Entkalkung war an vielen Standorten 2(4)mal langsamer als die postneolithische.

Diese Aussage befindet sich in Übereinstimmung mit vielen aus der Kenntnis der Vegetationsgeschichte gewonnenen Vorstellungen über den holozänen Klimagang. Danach können die ersten Jahrtausende des Holozäns mit ihren z. T. lichten Kiefern- und Haselwäldern sowie dem Eichenmischwald als bodenklimatisch kontinentaler angesehen werden als das Mittel der späteren Abschnitte des Holozäns. Dieses Prädikat "kontinentaler" bedeutet für unsere Betrachtungen: geringere

Carbonat-Abfuhr, dadurch auch bessere Bedingungen für die Erhaltung der Bicarbonat-Metabolik und ganz allgemein günstige Bedingungen für Nigrifizierung auch unter Wald, zumal wenn dieser anfangs noch als relativ licht charakterisiert werden kann. Bei einem Erklärungsversuch für die postneolithisch verstärkte Carbonat-Abfuhr sind neben den klimatischen ("Klimaverschlechterung") nun auch authropogene Einflüsse zu berücksichtigen, zudem bei beiden Faktoren zeitliche und räumliche Differenzierung.

Die Carbonat-Abfuhr ist - abgesehen vom regional unterschiedlichen, absoluten Kalkgehalt des Lösses - vor allem vom Wasserhaushalt des Bodens abhängig. Es ist nun bei den gegenwärtig noch zu geringen Kenntnissen nicht leicht, die Auswirkungen der neolithischen Waldrodung bzw. Waldauflichtung, der gebietsweisen Wiederbewaldung und der erneuten und jetzt endgültigen Rodung auf den Entkalkungsvorgang zu beurteilen.

Wenn auch aus den Geländebefunden und deren Auswertung das präneolithische Holozän als schwarzerde-günstig und das postneolithische Holozän als parabraunerde-günstig bezeichnet werden kann, so sind damit zunächst nur besonders auffällige Entwicklungstendenzen aus dem weiteren Göttinger Raum beschrieben. Bei gehemmter oder fehlender Entkalkung konnte natürlich Schwarzerde bis zur Gegenwart weitergebildet werden bzw. erhalten bleiben. Aber bei - aus welchen Gründen auch immer - früh entkalkten Standorten ist schon frühholozäne, zur Parabraunerde hinführende Entwicklung anzunehmen. Über genauere Datierung bestimmter Entwicklungsstadien oder Horizonte liegen für den präneolithischen Zeitraum keine Funde vor.

Für das folgende Kapitel über Parabraunerden ohne Schwarzerde-Vorstufe sind folgende Ergebnisse dieses Abschnittes wichtig: Es konnten sowohl typische Bleichhorizonte, als auch mächtige $B_t$-Horizonte rein holozäner Entstehung beschrieben werden. Unter dem kompakten B-Horizont befindet sich im Bereich geringer Tonbildung bei sehr tiefreichender Entkalkung oft ein

Tonbänder-Horizont (ebenfalls holozän). Für quantitative Angaben über Entkalkung, Verbraunung, Mineralverwitterung, Tonbildung, Tonverlagerung, Gefügeverdichtung und Tonumwandlung sei auf die Bilanzierung des Profils Einbeck verwiesen (MEYER et al. 1962, FÖLSTER et al. 1962).

### 2.4.2 Die Parabraunerden ohne erkennbare Schwarzerde-Vorstufe

Von Göttingen aus wurden einige hierhergehörende Profile genau untersucht (z. T. vollständige Bilanzanalysen) z. B. das Profil Frellstedt (MEYER, KALK u. FÖLSTER 1962; FÖLSTER, MEYER u. KALK 1962). Schon vorher war an anderen Profilen dieser Gruppe das Phänomen der Aluminiumfixierung aufgefallen (FÖLSTER 1961; SCHEFFER, MEYER u. FÖLSTER 1961). GEBHARDT (1964) ergänzte diese Studien durch umfassende Untersuchungen an dem schon in früheren Arbeiten erwähnten Profil "Saure Parabraunerde Herberhausen" (Göttinger Wald). Alle genannten Untersuchungen haben für viele Fragen der Lößboden-Genese, der Mineralverwitterung sowie der Tonmineraldiagnostik z. T. grundlegende Ergebnisse gebracht. Für die hier im Mittelpunkt stehende, sehr spezielle Frage nach Datierung, bzw. Entwicklungs-Dauer und -milieu lassen sich jedoch aus den Untersuchungen keine weitergehenden Aussagen treffen.

Vor der Kenntnis von der Existenz spätglazialer Böden unter Laacher Bims (SCHÖNHALS 1960) und bis zum Abschluß unserer lößstratigraphischen Untersuchungen bestand ab 1955 in Göttingen die Arbeitshypothese, die dünnen Lößdecken im Göttinger Wald, Solling, Hils usw. seien carbonatfrei angeweht worden; und zwar wurde im Anschluß an die von SCHÖNHALS (1957) in den hessischen Mittelgebirgen als jungtundrenzeitlich datierten äolischen Matrialumlagerungen an eine Entstehung dieser Lößdecken in der Jüngeren Tundrenzeit gedacht (vgl. auch WINTERHOFF 1962, S. 24). Das vermutete primäre Fehlen von Carbonat diente zur Erklärung der bemerkenswerten bodengeographischen

Situation, daß im Göttinger Raum Parabraunerden mit Schwarzerde-Vorstufe und die hier diskutierten sehr sauren "Braunen Waldböden" mit überwiegender Aluminiumfixierung der Tonminerale in nur geringer Entfernung und unter fast gleichen großklimatischen Bedingungen auftreten. Für die in der Regel in orographisch tieferen Lagen verbreiteten basenreicheren Böden mit Schwarzerde-Vorstufe wurde entsprechend an kalkhaltigen Jungwürmlöß als Ausgangsmaterial gedacht.

Doch nach unserer heute auf mehr Befunden beruhenden Konzeption über das Ende der Lößanwehung (vgl. Kap. 2.1.1) und über spätglaziale Bodenbildung (vgl. Kap. 2.2.4) kann diese These nicht aufrechterhalten werden, wenn sie auch nicht direkt widerlegt werden kann.

Neue Lösungsansätze zu diesem Problem stammen wiederum aus dem hessischen Mittelgebirgsbereich (SEMMEL 1964, PLASS u. SEMMEL 1965, SEMMEL u. PLASS 1965) und basieren auf Schuttdecken-Untersuchungen mit kombiniert geomorphologisch-bodenkundlicher Arbeitsweise. Die genannten Autoren stellten fest, daß ein - aufgrund der Lagebeziehungen zu Laacher Bims - als sicher jungtundrenzeitlich datierter Deckschutt von durchschnittlich 40 cm Mächtigkeit generelle Verbreitung besitzt und außerdem innerhalb des in den Schuttdecken entwickelten Bodenprofils dem $A_1$-Horizont von Parabraunerden entspricht. Außerdem wurden im Liegenden des Deckschuttes (bzw. $A_1$-Horizontes) B-Horizonte gefunden, die - ebenfalls nach ihrer Lagebeziehung zum Laacher Bims - in der Regel den oben behandelten spätglazialen "Braunerden" entsprechen[1].

Verbreitet wurde aber unter dem $A_1$-Horizont bzw. Deckschutt kein Toninfiltrations-$B_t$-Horizont gefunden. Dann kann natürlich dort der bisher generell als $A_1$-Horizont angesprochene Bodenhorizont kein Tonauswaschungs-Horizont sein, da keine Toninfiltration in den Unterboden stattgefunden hat. Daraus

1) SEMMEL u. PLASS (1965) erwähnen neben Braunerden auch "stratigraphisch nicht einwandfrei" zu fixierende $B_t$-Horizonte: vgl. dazu Kap. 2.2.6

erwuchsen grundsätzliche Zweifel an der Horizont-Qualität des sogenannten $A_1$-Horizontes, den SEMMEL und PLASS eher als geomorphologisch bedingte Schicht auffassen möchten und deshalb ebenfalls Zweifel an der Gültigkeit der genetischen Definition der Parabraunerde als eines Bodentyps nämlich, der vorwiegend durch Tonverlagerung aus dem A- in den B-Horizont entstanden sein soll. SEMMEL u. PLASS (1965) wollten allerdings die Existenz von "echten Parabraunerden" "nicht mit Sicherheit ausschließen". Im Hinblick auf die hier besonders interessierende Altersfrage ist wichtig, daß SEMMEL (1964, S. 284) Böden, die nach der Deckschutt-Ablagerung, also im Holozän, eine Profildifferenzierung zeigen, "die durch Tonverlagerung entstanden sein kann", als "schwächer ausgeprägt" bezeichnet im Gegensatz zu den "älteren Parabraunerden, deren Entwicklung schon im Präholozän begann".

Nach den in Göttingen durchgeführten Untersuchungen kann die von SEMMEL u. PLASS (1965) geäußerte Kritik an der Deutung des sogenennten $A_1$-Horizontes - als vorwiegend durch Tonverarmung entstanden - für die erwähnten "sauren Parabraunerden" nachdrücklich gestützt werden, jedoch n i c h t für den Fall der basenreichen Parabraunerden (vgl. Tab. 2 in FÖLSTER, MEYER u. KALK 1962). An der Auffassung des in Frage gestellten Bleichhorizontes[1] als Bodenhorizont überhaupt müssen wir

1) Die Bezeichnung $A_1$-Hor. ist sicher nicht zweckmäßig, da ja der Lessivierung eine quantitativ sehr verschiedene Bedeutung zukommt. Wir werden vorläufig auf eine genetische Nomenklatur verzichten müssen und einfach beschreibend von "Bleichhorizont" sprechen, wobei natürlich oft eine nähere Charakterisierung erfolgen muß. Diese absichtlich wenig spezifische Bezeichnung ist wie die meisten Begriffe leider vorbelastet und zwar in der Art, daß hier unwillkürlich an einen Gegensatz zu brauner em Unterboden (B-Hor.) gedacht wird. So kann z. B. in einer schluffreichen "periglazialen Deckzone" über Sand der Bleichhorizont brauner als das Liegende sein, so daß dieser dort als Verbraunungshorizont bezeichnet wird (D. KOPP 1965, S. 764). In Anbetracht der dargestellten Problemlage, daß nämlich der Bleichhorizont oft auch ohne liegenden B-Hor. auftritt, sollte von Zusatz-Assoziationen möglichst abstrahiert werden.

jedoch festhalten, da ja noch andere an Oberflächennähe gebundene Prozesse wirksam geworden sind, wie z. B. Humusabbau und Eisenmobilisierung, auch wenn infolge schneller Versauerung Hemmung und "Überspringen" von Tonbildung und Tonverlagerung erfolgte (vgl. GEBHARDT 1964, S. 73). Die dies betreffenden näheren Fragen der Metabolik des A-Horizontes werden in einer anderen Arbeit noch eingehend behandelt werden; hier interessiert mehr der Geländebefund und die sich unmittelbar daraus ergebende Problematik.

Unseres Erachtens stehen die Beobachtungen von SEMMEL und PLASS nicht im Widerspruch mit der hier vorgelegten Konzeption von schwacher spätglazialer und starker holozäner Bodenentwicklung. Die Zwei-(oder oft ja Mehr-)phasigkeit der Sedimententstehung widerspricht nicht der Vorstellung von einer einphasigen, insgesamt postsedimentären Bodenentwicklung. Unter dem Bleichhorizont auftretende braune, kompakte B-Horizonte können nicht ohne weiteres als fossile Böden angesprochen werden, schließlich liegen sie doch nur 40 - 50 cm unter der heutigen Oberfläche. Auch das Auskeilen solcher B-Horizonte unter dem Bleichhorizont ist weder ein Hinweis auf deren Fossilität noch für eine teilweise Ausräumung des angeblich fossilen Bodens. In allen bekannt gewordenen Fällen lassen sich die geschilderten Verhältnisse nämlich auch durch substratspezifisch unterschiedliche Bodenbildung erklären. Es wurde nie ein Fall gefunden, daß in Löß unter einem "Deckschutt-Bleichhorizont" kein B-Horizont ausgebildet wäre! Dagegen hat die holozäne Bodenentwicklung in silikatarmem Buntsandsteinmaterial oder schwer verwitterbarem Schieferschutt in entsprechender Tiefe nur zu so geringfügiger B-Hor.-Bildung geführt, daß ein Fehlen jeglicher Bodenbildung vorgetäuscht werden kann. Auch die auffällige Koinzidenz von Bleichhorizontmächtigkeit und Deckschutt-Tiefe darf nicht für eine Kausalbeziehung gehalten werden, denn es konnten sowohl Fälle beobachtet wer-

den, in denen die Bleichung tiefer reichte als der Deckschutt[1], als auch solche, bei denen in überdurchschnittlich mächtigem Deckschutt sowohl ein Bleichhorizont von 40 cm Tiefe als auch ein deutlicher $B_t$-Horizont entwickelt war, wie z. B. an steilen Hängen des Kondertales (Hunsrück) entlang der Straße Waldesch-Mariaroth. Gerade diese Straßenaufschlüsse machten eindeutig klar, daß der Bleichhorizont ein erdoberflächenparalleler Bodenhorizont ist und keine stratigraphische Einheit und daß bei der B-Hor.-Bildung eine außerordentliche Materialabhängigkeit besteht, denn der in der Nachbarschaft bei wieder abnehmender Deckschuttmächtigkeit aus Löß gebildete B-Hor. ist wesentlich kräftiger entwickelt als der gleichaltrige B-Hor. im Schieferschutt.

In den bodengeschichtlichen Veröffentlichungen des letzten Jahrzehnts ist die Bedeutung des Spätglazials so sehr betont worden, daß eine Durchsicht der Literatur keinen einzigen Nachweis für rein holozäne Parabraunerdebildung aus Löß ergab. Wir konnten jedoch in mehreren Fällen eindeutig Beweise für holozäne Parabraunerdebildung auffinden und so belegen, daß in dieser Hinsicht kein grundlegender Unterschied zwischen Parabraunerden mit oder ohne erkennbare Schwarzerde-Vorstufe besteht.

Untersuchungen im Leinetal und im Eichsfeld an lößbürtigen mittelalterlichen bis neuzeitlichen Tilkenfüllungen zeigten, daß dort in einem ursprünglich kalkhaltigen, schluffreichen Sediment sowohl die Bildung eines Bleichhorizontes (15 - 20 cm) als auch Tonverlagerung in Bänderform[2] in relativ kurzer Zeit erfolgt ist.

---

1) vgl. auch Kap. 5, Abschn. periglaziäre Deckzone, bes. Variante 1, bei D. KOPP (1965)

2) Oben wurde schon ausgeführt, daß in der Ziegeleigrube Großenritte ein postneolithischer Tonbänder-Horizont festgestellt werden konnte.

Anhand des Profils Bischhausen (vgl. ROHDENBURG 1968, Abb. 18) kann zudem gezeigt werden, daß neben einem gut ausgeprägten B l e i c h h o r i z o n t von normaler Mächtigkeit (50 - 60 cm) auch ein mächtiger k o m p a k t e r b r a u n e r $B_t$ - H o r . mit mäßiger Toninfiltration auf den Flächenporen e i n d e u t i g h o l o z ä n e r E n t s t e h u n g ist (vgl. Abb. 10). In diesem Profil liegen nämlich

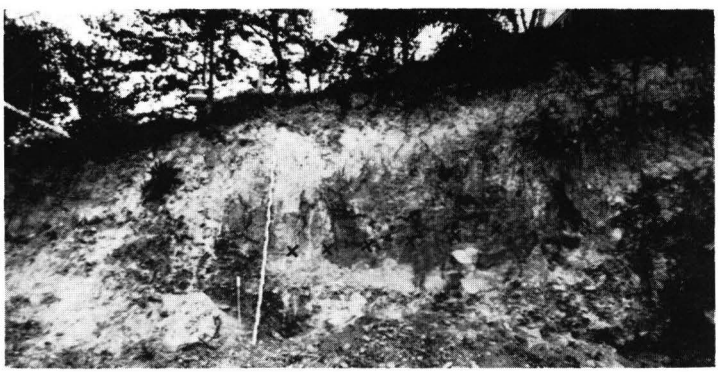


Abb. 10 Holozäne Parabraunerde mit normal kräftig ausgeprägtem $A_l$- und B-Horizont aus spätglazialem Schwemmlöß mit Band aus Laacher Bims ( x x ); Aufschluß hinter Aral-Tankstelle Bischhausen (sw Eschwege); vgl. Abb. 18 bei ROHDENBURG 1968 (in diesem Band).

die den oberen Teil des Bodenprofils bildenden Sedimente über Laacher Bims und sind somit erst im höheren Alleröd bzw. in der Jüngeren Tundrenzeit abgelagert worden, so daß die Bodenbildung frühestens im Holozän einsetzen konnte.

E i n e n w e i t e r e n k o m p a k t e n $B_t$ - H o r . e i n d e u t i g h o l o z ä n e n A l t e r s fanden wir in dem Lößaufschluß am westexponierten Hang des Hoh-Berges bei Großen-Buseck (vgl. ROHDENBURG 1968, Abb. 33) in postalleröd zeitlichem Schwemmlöß über Laacher Bims. Der Alleröd-

Boden unter dem Bims ist dagegen eine Pararendsina von allerdings außergewöhnlich großer A-Hor.-Mächtigkeit von 40 cm. Möglicherweise handelt es sich hier um eine Akkumulation von A-Hor.-Material in Muldenposition eines sehr steilen Hanges ($> 20^{o}$).

Ein besonderes Merkmal der Parabraunerden ohne Schwarzerde-Vorstufe ist, daß der in grobe Poren und auf Kluftflächen in den B-Hor. infiltrierte Ton keine Überschattung durch Humus zeigt, sondern reine Tonfarben aufweist. Allerdings treten auch oft rötlich-braune Farbtöne (7,5 YR) auf, so z. B. bei den Vorkommen im Göttinger Wald ("Saure Parabraunerde Herberhausen") und auch in Bischhausen. In den großen Basaltbrüchen von Dreihausen (südöstl. Marburg, vgl. ROHDENBURG 1968, Abb. 12 - 17) konnten wir feststellen, daß hier auch eine Parabraunerde mit heute rötlicher Tondurchschlämmung früher dunkle Toninfiltration besessen hat, also aus einer Schwarzerde hervorgegangen ist. Dies zeigt, daß keine scharfe Trennung von Parabraunerden mit bzw. ohne Schwarzerde-Vorstufe ist. Wahrscheinlich sind alle Lößböden zu Beginn des Holozäns kalkhaltig gewesen und unterscheiden sich nur durch die Länge ihrer A-C-Profil-Phase, wobei im Extrem die Versauerung so schnell erfolgte, daß die Bleichhorizontbildung nicht von Tondurchschlämmung begleitet war wie bei den basenreicheren Profilen.

## 3 B Ö D E N  A U S  K A L K G E S T E I N E N

KUBIENA (1948) hat die Rendsina-Terra fusca-Entwicklungsreihe aus Kalkgestein ausführlich dargestellt. Die spezifischen Verhältnisse des niedersächsisch-nordhessischen Berglandes wurden besonders in den fünfziger Jahren in einer Reihe von Arbeiten genauer untersucht. In der Mitteilungsreihe "Die Rendsinen der mitteldeutschen Berg- und Hügellandschaften" (SCHEFFER, WELTE u. MEYER 1960; SCHEFFER, WELTE u.

MEYER 1962; KLINGE, PUFFE, SCHEFFER u. WELTE 1962) wurde ein Überblick über die wichtigsten Ergebnisse gegeben. Das in diesen Arbeiten nur kurz gestreifte Endglied der Entwicklungsreihe, die Terra fusca, wurde von SCHMIDT-LORENZ (1957, unveröff.) näher untersucht. Einzelfragen wurden bei KALK u. MEYER (1960); ROHDENBURG u. MEYER (1963); ZIMMERMANN (1962); FÖLSTER, MEYER u. ZIMMERMANN (1964) behandelt. Bei "vegetationskundlichen Untersuchungen im Göttinger Wald" hat WINTERHOFF (1962) auch die Beziehungen zwischen Pflanzengesellschaft und Bodentyp bearbeitet und aufgrund von 250 Profilaufnahmen statistisch ausgewertet (Tab. 4, S. 60/61). Der hier besonders interessierende Aspekt der Datierung wurde neben der erwähnten Arbeit von SCHMIDT-LORENZ (1957) besonders von SCHEFFER u. MEYER (1959), MEYER (1960) sowie zusammenfassend von SCHEFFER u. MEYER (1963) berücksichtigt. Der Einfachheit halber wird aus der letztgenannten Arbeit die Abbildung "Entwicklungsgang und Zeitabhängigkeit der Entwicklung bei Böden aus Kalkstein in Südniedersachsen" übernommen (Abb. 11). Die hier notwendigen Ergänzungen betreffen nur Einzelheiten wie Ausgangsmaterial, spätglaziale Vorstufe usw.

Die Bedeutung des Ausgangsmaterials ist stets betont worden. In der Abbildung sind nur Entwicklungshöhen/Zeit-Kurven für Kalke (Unterer Muschelkalk) und Kalk-Mergel (Mittlerer Muschelkalk) angegeben worden; bei beiden Gesteinen ist die Entstehung aus Frostschuttdecken vorausgesetzt, wie bei den Stufen 0 - II erkennbar ist. Man sollte sich jedoch nicht vorstellen, die Stufe VIII oder IX sei auch nur aus einer 25 cm geringmächtigen Frostschutt-Decke hervorgegangen. Eine im Holozän bis zur Terra fusca fortgeschrittene Entwicklung setzt schon präholozän tiefgründige Kalksteinaufbereitung mit hohem Nichtcarbonat-Anteil voraus. Bei den Untersuchungen nicht berücksichtigt wurden Profile mit beträchtlichem Lößanteil in den allerobersten Dezimetern, die dem nach SEMMEL (1964) weitverbreiteten "Deckschutt" entsprechen könnten. Geringe Lößbeimischung ist allerdings häufig; gerade bei der Terra

fusca fiel es schwer, völlig lößfreie Vorkommen zu finden.

In den ablaufenden und z. T. einander ablösenden bodengenetischen Teilprozessen sind sich Kalkstein- und Lößböden (mit Schwarzerde-Vorstufe) sehr ähnlich. Modifizierend bei den Kalksteinböden wirken vor allem der in der Regel sehr viel höhere Carbonatgehalt des Ausgangsmaterials, der höhere Tongehalt und der vor allem in den Anfangsstadien völlig andersartige Bodenwasser-Haushalt. In vielen Eigenschaften entsprechen sich Parabraunerde- und Terra fusca-B-Horizonte, z. B. in der Strukturdynamik, Beweglichkeit der Tonsubstanz etc. (FÖLSTER, MEYER u. ZIMMERMANN 1964), wobei allerdings aufgrund des höheren Tongehaltes in der Terra fusca manche Vorgänge höhere Intensität besitzen. In der Horizontfolge bestehen allerdings Unterschiede: die Terra fusca besitzt keinen tonarmen, gebleichten A-Horizont wie die Parabraunerde. Einmal liegt das an dem primär wesentlich höheren Tongehalt, und zweitens der davon abhängigen geringeren vertikalen Wasserbewegung und folglich geringeren Durchschlämmung.

Sehr häufig treten schwere, braunlehmartige B-Horizonte in sowohl aus Kalkstein als aus Löß stammenden Lockersedimentdecken auf. Oft sind diese Sedimente im wesentlichen zweischichtig. Dann kann auch unter einem Lößschleier - in der Regel als Bleichhorizont ausgebildet - aus Kalkstein-Verwitterungslehm (evtl. etwas Lößbeimischung) ein Braunlehm-B-Horizont entstanden sein. Ein Teil der von SCHMIDT-LORENZ (1957) als fossil bezeichneten Kalkstein-Braunlehme könnte bei dieser Vorstellung doch holozän entstanden sein. BRUNNACKER (1958, S. 28, 55) hat die Konzeption entwickelt, bei oberflächlich anstehendem braunlehmartig schwerem $B_t$-Hor. könne der hohe Tongehalt nur durch Infiltration aus einer ehemals im Hangenden vorhanden gewesenen Lößdecke zu erklären sein, die später abgetragen worden wäre. Nach HOFMANN (1966) und auch unseren Beobachtungen ist diese Annahme jedoch unnötig, da genügend Hinweise für die Entstehung schwerer B-Horizonte aus Kalkstein-Verwitterungsmaterial vorliegen.

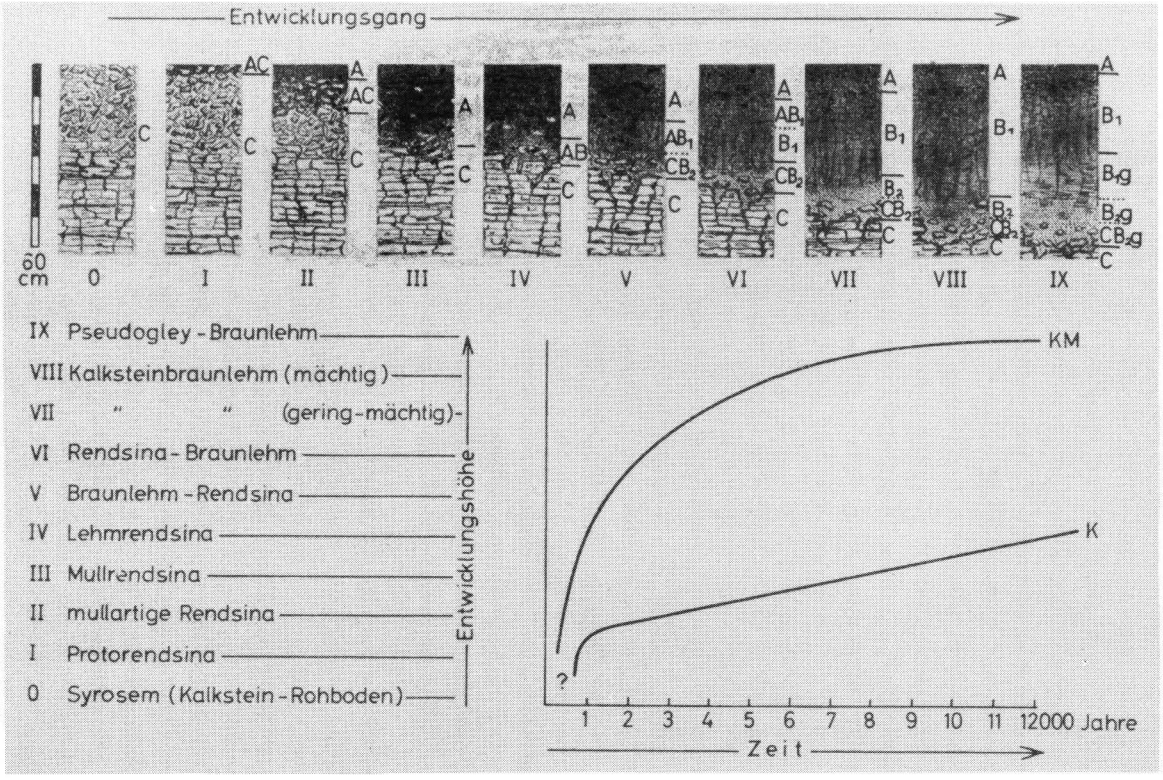



Abb. 11 Entwicklungsgang und Zeitabhängigkeit der Entwicklung bei Böden aus Kalkstein in Südniedersachsen.

Da keine Funde vorlagen, mußte in früheren Arbeiten die Frage der spätglazialen Bodenbildung auf Kalkgesteinen, bzw. deren periglazialen Aufbereitungsprodukten offengelassen werden. Diese Lücke kann jetzt durch ein Profil aus dem Göttinger Wald (Wellenkalk) geschlossen werden, in dem in Muschelkalk-Frostschutt unter Laacher Bims-Bedeckung nur eine sehr geringmächtige Protorendsina als Alleröd-Boden angetroffen wurde, während als Oberflächenböden in der Umgebung des Profils relativ tiefgründige Mull- bis Braunlehm-Rendsinen verbreitet sind! Danach darf angenommen werden, daß alle Glieder der Rendsina-Terra fusca-Entwicklungsreihe rein holozänes Alter besitzen können.

# 4 SANDBÖDEN

## 4.1 SONDERSTELLUNG DER SANDBÖDEN

Löß- und Kalksteinböden haben gemeinsam, daß die sie bildenden Sedimente präholozän entstanden sind, daß also Sedimentation und Pedogenese im wesentlichen in zwei völlig verschiedenen klimatischen Abschnitten des Quartärs erfolgten.

Bei Sandböden ist das grundsätzlich anders, denn Flugsande gibt es nicht nur aus dem Pleistozän, sondern in weiter Verbreitung auch als holozäne Bildungen. Im Pleistozän hat die Flugsandanwehung länger angehalten als die Lößanwehung, und zwar nach Untersuchungen in den Niederlanden und Norddeutschland (z. B. DÜCKER u. MAARLEVELD 1957, ERBE 1958) und dem Rhein-Main-Gebiet (BECKER 1965) in der Regel bis in die Jüngere Tundrenzeit. Schön zeigt dies auch das Profil Schadeleben (vgl. Abschn. 2.2.5), wo über dem Lößpaket, in dem der Alleröd-Boden unter Laacher Bims entwickelt ist, als nächstes äolisches Sediment Flugsand folgt. In der Regel folgt dann vom Präboreal ab eine längere Sedimentationspause, denn die

holozänen Sandbewegungen sind an die oft erst im jüngeren Holozän einsetzende anthropogen bedingte Entwaldung gebunden.

Die Sandanwehung verlief im Spätglazial nicht kontinuierlich, sondern in den Interstadialen (z. B. Alleröd, Bölling) gab es Sedimentationspausen, in denen Bodenbildung erfolgen konnte. Das Studium dieser Böden ist für die Kenntnis des Spätglazials von Bedeutung, außerdem ist ein Vergleich von spätglazialer und holozäner Bodenbildungsintensität interessant für die bei der Besprechung der Löß- und Kalksteinböden gewonnenen Ergebnisse (vgl. Kapitel 6).

Im Gegensatz zu Kalkstein- und besonders zu Lößböden sollte man annehmen, daß bei den Flugsandböden das Problem der spätglazialen Vorstufe keine große Bedeutung besitzt, da wegen der jungtundrenzeitlichen Sandanwehung der Holozänboden aus neuem Material gebildet wurde. Aber vor allem bei kalkfreien Sanden ist die Profiltiefe mancher holozäner Böden sehr groß, so daß wegen des von den Löß- und Kalksteinböden bekannten "Durchgriffes" der holozänen Bodenbildung auf den Spätglazialböden manchmal nicht mit Sicherheit zu entscheiden ist, welche Bodenmerkmale spätglazial und welche holozän sind. Besonders wichtig ist diese Frage natürlich bei nicht aus Flugsanddecken hervorgegangenen Sandböden.

4.2 In NORDWESTDEUTSCHLAND ist der Alleröd-Boden nach ERBE (1958, S. 106, 107) in der Regel als Nano-Podsol-Ranker ausgebildet. Und zwar wird häufig ein geringmächtiger Humushorizont über einem geringmächtigen Bleichhorizont gefunden; die Horizontmächtigkeiten liegen in der Größenordnung um 5 (-10, sehr selten 15) cm. Nur einmal fand ERBE einen geringmächtigen $B_s$-Horizont; hier kann dann von einem allerödzeitlichen Nano-Podsol die Rede sein (ERBE 1958, S. 107).

Unter Laubwald entwickelten sich im Holozän Böden mit einer der Löß-Parabraunerde entsprechenden Horizontfolge. Unter-

schiedlich ist lediglich, daß der B-Horizont stets in Ton-Bänder-Fazies ausgebildet ist. Besonders TÜXEN hat eingehende profilmorphologische Studien durchgeführt und stets auf die Bedeutung des Vegetationstyps für das Bodenprofil hingewiesen (z. B. TÜXEN 1939, 1957). Bei Ablösung des Laubwaldes durch Calluna-Heide (stets anthropogen bedingt) wurde die Sand-Parabraunerde in einen Eisen-Humus-Podsol ("Calluna-Podsol") umgewandelt, wobei aber im tieferen Teil des B-Horizontes die braunen Bänder der Sand-Parabraunerde - und damit die Vorgeschichte des Podsols - erkennbar bleiben (TÜXEN 1957). Gegenüber der farblich nur schwach ausgebildeten und auch nur schwach differenzierten Sand-Parabraunerde tritt der Podsol im Erscheinungsbild sehr stark hervor. Bilanzanalysen BOSSEs (1964) zeigten aber, daß im Verwitterungsgrad im Podsol keine Steigerung gegenüber der Sand-Parabraunerde festzustellen ist, sondern nur geringfügige Eisenabfuhr (durch Lösung) und deutliche Humusanreicherung. Ein Podsol kann also nach BOSSEs Untersuchungen auch bei sehr geringer Verwitterungsintensität durch die stark färbende Wirkung der organischen Substanz farblich sehr deutlich differenziert sein.

Auf basenarmen, feuchten Standorten treten nach den gegenwärtigen Kenntnissen primäre Humus-Podsole auf, die nach TÜXEN (1957) unter natürlichem Ericetum tetralicis (TÜXEN 1937) entstanden sein sollen (zur Ericetum-Frage vgl. MENKE 1963), an noch feuchteren Standorten auch Gley- und Torf-Podsole. Die von BOSSE (1964) durchgeführten Eisenbilanzen ergaben eine klare Abgrenzung dieses Humus-Podsols gegenüber den Sand-Parabraunerden und Eisen-Humus-Podsolen der trockenen Standorte: BOSSE konnte hier einen starken an Humus gebundenen Lösungstransport von Eisen feststellen, zudem einen hohen Eisenverlust durch Abfuhr ins Grundwasser.

Die jungholozänen Flugsanddecken tragen auch auf trockenen Standorten primäre Podsole, die unter Calluna-Heide entstanden sind. Bei mehrfach unterbrochener Anwehung können Stockwerkprofile mit mehreren begrabenen Podsolen auftreten (vgl.

LÜDERS 1961, RICHTER 1967); ein farblich gut entwickelter Heide-Podsol benötigt nämlich nur wenige hundert Jahre Bildungszeit.

4.3 Für das NÖRDLICHE OBERRHEIN-GEBIET hat BECKER (1963)[1] eine in einigen Punkten abweichende Konzeption vorgelegt. Und zwar rechnet BECKER im Rhein-Main-Gebiet (kalkfreie Flugsande) mit einer schon spätglazialen Sand-Parabraunerde mit Tonbänder-B-Horizont. In jungtundrenzeitlichem Flugsand ist eine oft sehr tiefgründige, intensiv verbraunte Braunerde (S. 80) als holozäner Boden entwickelt. In jungholozänen "jüngsten Decksanden" erfolgte nur schwache Verbraunung und geringe Bänderbildung. Wo Laacher Bims abgelagert wurde, erfolgte nach BECKER noch im oberen Alleröd eine Verwitterung des mit Flugsand vermengten Bims-Tuffs zu einem braunerdeartigen, gelbbraunen Boden.

Im Rhein-Neckar-Gebiet beschreibt BECKER (S. 109 ff) als älteste Bodenbildung einen "Zapfenboden", der sich nach näheren Beschreibungen als Sand-Parabraunerde mit rötlichbraunem B-Horizont, der bei geringer Entkalkungstiefe kompakt und bei größerer Entkalkungstiefe in Bänder-Fazies entwickelt ist, erweist (S. 114, 115). Die Bezeichnung Zapfenboden (S. 109) oder Taschenboden (S. 121) rührt von dem stark welligen "zapfenartigen" Verlauf der Entkalkungsgrenze und - davon abhängig - auch des B-Horizontes her. BECKER (1963, S. 121/122) erwähnt zwei für die Datierung dieses kräftig entwickelten Bodens wichtige Beobachtungen: 1.) Von WAGNER (1952) mitgeteilte Beobachtungen sprechen für postbronzezeitliche Bildung des "Verlehmungshorizontes". 2.) Nach anderen Beobachtungen - ebenfalls im Zusammenhang mit vorgeschichtlichen Funden - war ein präneolithisches Alter des Bodens festzustellen. BECKER (S. 121/122) tendiert trotz der Befunde WAGNERs (1952) mehr zu einem schon spätglazialen Alter der kräftig entwickelten Sand-Parabraunerden, da an einer Stelle solifluidale Schuttdecken im Hangenden (s. 122) gefunden wurden (spätere Bildung wird allerdings

1) gedruckt in Eiszeitalter und Gegenwart 18, 1967, S. 5-50

nicht ausgeschlossen). Im Hangenden findet sich in jüngeren Flugsanden eine schwach entwickelte Braunerde mit deutlicher Durchschlämmung (Bänder an der Basis des $B_v$-Hor.). Darüber können noch jüngere, geringmächtige Flugsande folgen, die nur gelegentlich eine deutliche Bodenbildung aufweisen.

Bei vergleichender Betrachtung der von ihm untersuchten Gebiete kommt BECKER (1963, S. 122) zu dem - auch aus unserer Kenntnis naheliegenden - Schluß, daß die (für spätglazial gehaltene) Sand-Parabraunerde des Rhein-Main-Gebietes ("Bänderflugsande") und die Sand-Parabraunerde des Rhein-Neckar-Gebietes ("Zapfenboden", "Taschenboden") genetisch vergleichbar sind und "sich auch stratigraphisch teilweise entsprechen" werden.

Da heute NW-Deutschland und Oberrheingebiet verschiedenes Klima besitzen, würde eine unterschiedliche Ausbildung der Spätglazial-Böden beider Gebiete an für sich nicht überraschen. Nach FIRBAS (1949, 1952) bestehen auch Unterschiede in der allerödzeitlichen Vegetation beider Gebiete; diese sind jedoch nicht so groß, daß sich der Unterschied zwischen Nano-Podsol-Ranker - NW-Deutschland und Sand-Parabraunerde - Oberrhein-Gebiet dadurch erklären ließe!

Bei näherer Prüfung ergab sich, daß weitere Befunde für eine a n d e r e A l t e r s e i n s t u f u n g der von BECKER ins Spätglazial gestellten Böden sprechen und daß die von BECKER für spätglaziales Alter der Sand-Parabraunerden vorgebrachten Argumente nicht ausreichend sind. SONNE u. STÖHR (1959, S. 115) haben nämlich bei ihren Untersuchungen in der Mainzer Umgebung gefunden, daß "der typische rostbraune B-Horizont mit seinem z a p f e n f ö r m i g e n F o r t s ä t z e n i n d e n C - H o r i z o n t [1] ...immer nur über dem Bimstuffband anzutreffen " ist. "Er ist wesentlich jünger als diese Zeitmarke ". In völliger Übereinstimmung damit konnten wir in einer anderen, nicht von SONNE u. STÖHR (1959) unter-

1) von uns gesperrt

suchten Sandgrube südwestlich von Mainz-Gonsenheim feststellen, daß hier aufgrund der Lagerungsverhältnisse zum Laacher Bims in kalkreichem, post-allerödzeitlichem Flugsand eine kräftig ausgeprägte Sand-Parabraunerde ausgebildet ist. Der B-Horizont ist rötlich-braun und in einigen Aufschlußpartien kompakt, in anderen in einzelne Tonbänder aufgelöst (vgl. auch BECKER 1963, Abb. 28). Nach den eingehenden Beschreibungen BECKERs (1963, S. 109 ff) ist kein Zweifel an der Identität mit dem "Zapfen-Boden" des Rhein-Neckar-Gebietes möglich! Die in Gonsenheim e i n w a n d f r e i auf h o l o z ä n e E n t s t e h u n g des Bodens weisende Datierung befindet sich durchaus im Einklang mit den oben erwähnten - in Zusammenhang mit vorgeschichtlichen Funden angestellten - Beobachtungen zur Datierung des "Zapfenbodens", die auf holozäne (postbronzezeitliche bzw. präneolithische) Entstehung schließen ließen. Gegen diese Umdatierung spricht nur die Beobachtung einer geringmächtigen "Solifluktionsdecke über dem "Zapfenboden" (BECKER 1963, S. 122), doch möchten wir dieses Argument wegen der vielen Konvergenzmöglichkeiten im Einzelfall sehr viel geringer einschätzen als die einwandfrei beobachtete Lagerung des Bodens über dem Tuff in Mainz-Gonsenheim. Außerdem wäre ein holozäner "Durchgriff" durch eine g e r i n g m ä c h t i g e Solifluktionsdecke nicht ausgeschlossen.

Für die Datierung einer Sand-Parabraunerde ins Spätglazial (Rhein-Main-Gebiet) zog BECKER die Beobachtung heran, daß eine Flugsandfolge, die braune Toninfiltrationsbänder enthält, von Laacher Bims abgeschlossen wird. Nach Beobachtungen in Norddeutschland sowie in Mainz-Gonsenheim (und auch BECKERs über den "Zapfenboden") setzt die Tonbänderfolge einer Sand-Parabraunerde erst in einer beträchtlichen Tiefe (oft 1 m) unter der Erdoberfläche zur Zeit der Bodenbildung an, bei Einschaltung eines kompakten B-Horizontes vergrößert sich dieser Wert noch. Bei dem von BECKER dargestellten Profil Raunheim liegt jedoch nur ein Bleichhorizont mit einer Mäch-

tigkeit um 20 cm unter dem Bims vor, der zudem stark gebleicht ist und damit typologisch nicht den Verarmungshorizonten der Sand-Parabraunerden entspricht, die eher als V e r f a h l u n g s h o r i z o n t e (BOSSE 1964) anzusprechen sind. Für die Frage: Von welcher Oberfläche aus erfolgte die Ausbildung der Toninfiltrationsbänder? ist die Beobachtung wichtig, daß die mächtige und intensiv verbraunte, holozäne Braunerde einen stets vorhandenen unmittelbaren Übergang zu dem "Tuffboden" aus Bims besitzt (BECKER 1963, S. 79) und damit auch zu der Tonbänder-Folge, da der Bims dieser unmittelbar aufliegt - abgesehen von der häufigen Einschaltung des erwähnten geringmächtigen Bleichhorizontes[1].

---

1) Diese Ansicht findet in folgenden Beobachtungen am Profil Rauschenberg (vgl. ROHDENBURG 1968, Abb. 25; in diesem Band) eine entscheidende Stütze: Dort treten ebenfalls Tonbänder nur unter dem Bims auf, der hier sicher jungtundrenzeitlich umgelagert ist und durchziehen eine Rinnenfüllung, die an ihrer Basis mit ebenfalls umgelagertem Bims ausgekleidet ist. Mehrere Meter westlich davon wurde festgestellt, daß die Tonbänder auch eiskeilartige Ausstülpungen von Laacher Bims ins Liegende durchziehen, also jünger als diese sind. Wenn Toninfiltrationsbänder nur unterhalb einer bestimmten Schicht auftreten, ist also keinesfalls der Schluß erlaubt, die Bänder seien älter! Stets ist auch die Möglichkeit materialspezifischer Bodenausprägung zu berücksichtigen, durch die sehr viele angeblich spätglaziale Phänomene zu erklären sind. Das holozäne Alter kräftiger Toninfiltrationsbänder in sandigem Schotter unter Bims geht auch aus Beobachtungen in einer Kiesgrube südöstlich von Saffig (Straße nach Bassenheim) hervor: Dort sind auch im Bims deutliche Toninfiltrationsbänder der holozänen Parabraunerde entwickelt, die sich stellenweise durch den allerödzeitlichen schwachen Humus- bzw. örtlich auch Bleichhorizont verfolgen lassen - hierin also nicht wie in BECKERs Aufschluß Raunheim fehlen - und außerdem mit den im Liegenden ausgebildeten Bändern in Beziehung stehen. Daß diese Verknüpfung nicht die Regel ist, findet eine Parallele darin, daß ja grundsätzlich die Ausbildung von Toninfiltrationsbändern stark material- und strukturabhängig ist.

Wir kommen deshalb zu der Auffassung, daß die Tonbänder-Folge der untere Abschnitt des holozänen Bodens ist, während dessen oberer Teil in der Regel kompakt ausgebildet ist. Die Verwitterung des Bims-Materials ist wahrscheinlich auch erst im "Durchgriff" von der holozänen Oberfläche her erfolgt. In dieser Auffassung werden wir durch die Beobachtung bestärkt, daß sich in den obersten Tonbändern des Profils Raunheim auch aus dem hangenden Bims durchgeschlämmtes vulkanisches Material befand. Als Allerödboden ist nach unserer Auffassung nur die von BECKER erwähnte, geringmächtige Bleichzone unter dem Laacher Bims aufzufassen, die - wie in Nordwestdeutschland - oft Holzkohlenstücke enthält. Eine wesentliche Stütze erblikken wir in der Aussage von SONNE u. STÖHR (1959) und in unseren Feststellungen in Mainz-Gonsenheim, daß hier in den kalkhaltigen Flugsanden unter dem Laacher Bims nur - neben Holzkohle - eine sehr geringmächtige humose Anreicherung und Bleichzone zu finden ist mit höchstens geringfügiger Kalkabfuhr. Dies spricht - wie die Verhältnisse in Nordwestdeutschland - für eine g e r i n g m ä c h t i g e s p ä t g l a z i a l e B o d e n b i l d u n g , aber eine t i e f g r ü n d i g e , s t a r k a u s g e p r ä g t e S a n d - P a r a b r a u n e r d e i m H o l o z ä n . Zur Altersfrage der Toninfiltrationsbänder ist nachzutragen, daß im mehrfach erwähnten Profil Schadeleben im Flugsandpaket über dem Bims ein gut ausgeprägter Tonbänder-B-Horizont entwickelt ist - eine eindeutige Parallele zu den Feststellungen im Oberrheingebiet und in NW-Deutschland.

4.4

Wichtige Beobachtungen zu dieser Frage sind auch der Untersuchung von PAAS (1962, S. 170-172) aus dem NIEDERRHEINGEBIET zu entnehmen. Die Tonbänder sind dort in Kiesen der Jüngeren Niederterasse ausgebildet, die wegen ihrer Bimsführung in die Jüngere Tundrenzeit gestellt wird. Daraus ergibt sich eine Einstufung der Toninfiltrationsbänder ins Holozän. Dafür spricht auch, daß im Profil Moers (Abb. 3) die Tonbänder

nicht nur im NT-Schotterkörper, sondern auch im hangenden Flugsand auftreten. PAAS (1962) hat diese Böden mit Tonbändern aus Hochflutlehm bzw. Flugsand über Niederterrassenschotter als Parabraunerden aufgefaßt. Gegen diese typologische Profilansprache wendet sich E. KOPP (1964), der anhand von Korngrößenanalysen die Mehrschichtigkeit der Böden aus Hochflutlehm betont und folgert (S. 85): "Die petrographischen Untersuchungsergebnisse schließen die Einstufung als Parabraunerde auf Grund petrographischer Merkmale aus". E. KOPP (1964) möchte dagegen die im Dünnschliffbild auftretenden Tonverlagerungs-Anzeichen als syngenetisch ansehen (S. 86): "Im Gegensatz zur Parabraunerde wird die Tonverlagerung nicht erst nach der Verbraunung, sondern unmittelbar mit der Auflandung, also syngenetisch, beginnen". Wenn man mit PAAS (1962, S. 171) annimmt, der Hochflutlehm sei ursprünglich kalkhaltig gewesen und postsedimentär, d. h. holozän, entkalkt - auch E. KOPP (1964) schließt sich dieser Auffassung ausdrücklich an -, dann kann E. KOPPs Schlußfolgerung nicht überzeugen. Denn nach umfangreichen Feldbeobachtungen und Laboruntersuchungen (vgl. ZIMMERMANN 1962; FÖLSTER, MEYER u. ZIMMERMANN 1964) gibt es Tonverlagerung nur im k a l k f r e i e n Solum. Auch die niederrheinischen Hochflutlehm-Böden bilden keine Ausnahme, wird doch ihre heutige Kalkfreiheit hervorgehoben! Auch mikromorphologische Untersuchungen ergaben nichts vom bisherigen Bild Abweichendes, denn nach E. KOPP (1964, S. 86/87) kann im Dünnschliffbild nicht zwischen "mechanischer Tondurchschlämmung der Parabraunerde" und "syngenetische(r) mechanische(r) Durchschlämmung bei der Sedimentation" unterschieden werden! Letztere kann also nicht bewiesen werden und ist auch wegen des primären Kalkgehaltes unwahrscheinlich. Als einzige Möglichkeit bleibt, die Verlagerungserscheinungen als postsedimentär und nach der Entkalkung entstanden aufzufassen. Daraus folgt aber nicht zwangsläufig, die Verlagerungserscheinungen mit einer Parabraunerde herkömmlicher Deutung in Beziehung zu bringen - nur dagegen wendet sich E.KOPP (1964) eigentlich und darin müssen wir ihm zustimmen!

Nach unseren Untersuchungen (vgl. auch ALTEMÜLLER[1]) ist die Entstehung von auf Verlagerung hinweisenden Dünnschliffbildern nicht nur auf Toneinschlämmung aus einem $A_3$-Hor. zurückzuführen, sondern zu einem wesentlichen Teil durch die besondere Strukturdynamik kohärenter Bodenmassen bedingt, also durch Verlagerungsprozesse im Mikrobereich. Wenn man alle in letzter Zeit vorgebrachte Kritik am Parabraunerde-Begriff (Vgl. auch SEMMEL u. PLASS 1965) bei einer Neudefinition dieses Bodentyps berücksichtigt, dann sind die Beobachtungen von E. KOPP (1964) und PAAS (1962) nicht so gegensätzlich, wie es zunächst scheinen könnte. Denn der Befund "Mehrschichtiges Ausgangsmaterial" widerspricht nicht der Typansprache "Parabraunerde", wenn man nicht bei diesem Bodentyp voraussetzt, der im B-Hor. vorhandene Ton müsse überwiegend aus dem A-Hor. stammen. Außerdem spricht der Befund E. KOPPs (1964, S. 85): "Wie Vergleiche ergaben, wechselt die Textur auch innerhalb der genetischen Horizonte beträchtlich", durchaus f ü r die Existenz von Horizonten und nicht nur von Schichten!

Auch die Argumentation gegen die "Parabraunerde-Natur" der Toninfiltrationsbänder im Niederterrassen-Schotter wendet sich gegen eine überholte Vorstellung. Denn der in den Bändern konzentrierte Ton kann aus sämtlichen Horizonten des Profils stammen, und zwar auch aus dem Bänder-$B_t$-Hor. selbst. Schon LIEBEROTH (1959) spricht sich für diese Möglichkeit bei der Behandlung der Lamellenfleckenzone aus. Aus unseren Beobachtungen und Analysen an entsprechenden Horizonten läßt sich der sichere Nachweis führen, daß in der Tonbänderzone von Löß-Parabraunerden kein allochthoner Ton vorhanden zu sein b r a u c h t . Dicht unterhalb einer geringmächtigen Buntsandsteinschutt-Einlagerung innerhalb der Bänderzone einer Löß-Parabraunerde im Reinhäuser Forst (südöstl. Göttingen) haben die Tonbänder rötliche, einige Zentimeter tiefer wieder rein braune Farbe. Daraus ergibt sich eine nur kleinräumige Tonverlagerung durch einen Entmischungsvorgang. Auch BECKER (1963, S. 141) betont: " Die in den Bändern ange-

1) Vortrag, Tagung der DBG in Würzburg

reicherte Ton-Eisensubstanz entstammt zu großen Teilen dem Sediment selbst und nicht, wie vielfach angenommen, in erster Linie den rezenten und fossilen $B_v$-Horizonten. Wir können also die Tonbänderung nicht mit E. KOPP (1964, S. 87) als "Produkt der spezifischen Wasser- und Bodenverhältnisse in einer Aue" und deshalb auch nicht als altersgleich mit dem Aufbau der Terrasse ansehen. Auch die Schlußfolgerung "Das Auftreten der tonigen Bänder setzt keine überlagernden lehmigen Böden oder gar Parabraunerden voraus" kann nicht allgemeingültig sein, denn PAAS (1962, S. 171, Abb. 2) konnte im Profil Nievenheim feststellen, daß Tonbänderung auftritt, wo die Entkalkung des Hochflutlehms den Terrassenkörper erreicht hat, daß die Bänderung aber fehlt, wenn dies nicht der Fall ist und noch kalkhaltiger Auenlehm im Hangenden des Schotters vorhanden ist. Die Tonbänderung muß also auch danach holozänen Alters sein.

4.5

Auch in UNGARN, wo mehrere Autoren zunächst an pleistozäne Bildung der "Kovárvány-Bänder" dachten, wird jetzt von MAROSI (1966) holozäne Entstehung im Zusammenhang mit Parabraunerde-Bildung betont.

Aus anderen Gebieten als den hier behandelten fehlen leider sichere Alterskriterien für unsere wichtigste Frage: Spätglazial oder Holozän? Auf Datierungsversuche, die auch Sandböden betreffen, die nicht aus Flugsanddecken hervorgegangen sind, werden wir im nächsten Kapitel eingehen.

## 5 WEITERE VORSTELLUNGEN ZUR BODENDATIERUNG

Zur Lösung der Frage: Spätglazial oder Holozän? haben wir in den speziellen Kapiteln über Löß-, Kalkstein- und Sandböden nur Böden behandelt, bei denen durch Pollenanalysen oder ihre Lagebeziehung zu Laacher Bims eine einwandfreie Datierung möglich ist. In der Literatur sind noch andere Kriterien

zu Altersbestimmungen verwandt worden, deren Diskussion nun in diesem Kapitel erfolgen soll. Ebenfalls wird hier auf Datierungen von Böden in anderen Sedimenten eingegangen.

Etwa gleichzeitig mit SCHÖNHALS (1955, 1957, 1960) hat BRUNNACKER (1954, 1955, 1957, 1959) eine große Zahl von Befunden dargelegt, aus denen auf eine schon deutliche spätglaziale Bodenbildung geschlossen wurde. BRUNNACKER (1957, S. 66/67) fand bei der geologischen und bodenkundlichen Kartierung des Blattes Straßkirchen "auf einem als 'älterer Schwemmlöß' bezeichneten, im Spätglazial verlagerten Löß" "eine nur 45 cm mächtige, schwach entwickelte Braunerde". Da aus "oberem Löß" 70 - 80 cm mächtige, stark verlehmte Braunerden mit starker Tondurchwaschung (nach heutiger Nomenklatur: Parabraunerden) verbreitet sind, ergibt sich daraus ein deutlicher Entwicklungsvorsprung gegenüber den rein holozänen Böden durch spätglaziale Bodenbildung in Form des entkalkten "Braunen Verwitterungshorizontes". Damit entwickelte BRUNNACKER schon sehr früh (1956) eine Vorstellung, die später von SCHÖNHALS (1960) durch Funde von Braunerden unter Laacher Bims näher ausgeführt wurde, die aber von uns in Frage gestellt wird (Kap.2.2.6).

Aus den dargestellten Befunden darf allerdings nicht geschlossen werden, wie es oft bei Zitaten der Arbeiten BRUNNACKERs geschieht, holozäne Parabraunerdebildung erfordere in jedem Fall eine spätglaziale Braunerde-Vorstufe. Das Straßkirchener Gebiet ist nämlich nach den Angaben BRUNNACKERs ein Raum mit sehr geringer Entkalkungstiefe. Es ist also kein Widerspruch, wenn in Gebieten mit wesentlich größerer Entkalkungstiefe Befunde über rein holozäne Parabraunerdebildung ohne spätglaziale Braunerde-Vorstufe vorliegen (Kap. 2.4). Außerdem könnten standörtliche Ursachen (Wasserstau) für die geringere Entkalkungstiefe der Böden aus "älterem Schwemmlöß", dessen spätglaziales Alter zudem nicht sicher belegt ist, verantwortlich sein, liegen sie doch im Auenbereich tiefer als die mit ihnen verglichenen Böden aus "oberem Löß". In diesem Zusammenhang ist die Beobachtung BECKERs (1963, S. 93) sehr wichtig, daß

nämlich im nördlichen Oberrheintal (ebenfalls Trockengebiet!) aus kalkhaltigem, spätglazialem Hochflutlehm des Mains rein holozäne, stark verlehmte Böden mit "Blutlehm"-Charakter entstanden sind.

Hierzu können Beobachtungen aus der Leineaue herangezogen werden, die schon bei ROHDENBURG (1965b) dargestellt sind und auf die schon oben (Kap. 2.2.4) kurz eingegangen wurde. Westlich von Edesheim liegen 50 - 70 cm sandstreifiger Löß auf dem Niederterrassenschotter der Leine; nur stellenweise ist in Rinnen ausgeprägte Schwemmschichtung festzustellen. Da dieser Löß Eiskeile füllt, die in den Schotterkörper hineingreifen, muß man annehmen, daß im Spätglazial dieser Niederterrassenabschnitt dem terrestrischen und nicht dem Auen-Bereich angehörte. Für die Datierung des Profils wichtig ist die flächenhafte Überlagerung des Lösses durch Laacher Bims. Im Löß ist nur eine undeutliche pedogene Überprägung im Alleröd festzustellen; nur in einer Rinne konnten, wie oben (Kap. 2.2.4) schon ausgeführt wurde, schwach humose, parautochthone Sedimente gefunden werden. Über dem Bims folgt zunächst ein älterer, jungtundrenzeitlicher bis altholozäner Auenlehm[1] mit einer kräftigen Bodenbildung und darüber der weitverbreitete mittelalterliche bis neuzeitliche Auenlehm. Wesentlich ist an dieser Stelle, daß sich in dem sicher präneolithischen Auenlehm eine kräftig ausgeprägte Parabraunerde entwickelt hat, deren Ausbildung allerdings bis zur mittelalterlich-neuzeitlichen Bedeckung weitergegangen sein kann.

Mehrfach äußerte sich BRUNNACKER (1959b, 1960) auch zur Datierung "schwarzer Böden". Leider stehen ihm sichere Alterskriterien nicht zur Verfügung, so daß wir uns der Einstufung "schwarzer Böden" ins Alleröd (BRUNNACKER 1960, vgl. Tab. 10 mit Tab. 3) bzw. vom Bölling bis einschließlich Alleröd (BRUNNACKER 1960, Tab. 12) nicht anschließen können (vgl. Kap. 2.3.1).

---

1) auf jeden Fall präneolithisch abgelagert

Einen beträchtlichen Entwicklungs-Unterschied stellte BRUNNAKKER bei der Untersuchung von Böden aus kalkreichen Schottern auf Niederterrassenfeldern mit verschiedenem Alter schon früher (1954, S. 85/86; vgl. auch BRUNNACKER 1957, S. 58-62) fest. Wie an moorbedeckten Niederterrassenabschnitten gezeigt wurde, beruht der Entwicklungs-Vorsprung älterer Böden auf dem Vorhandensein einer 20 - 30 cm mächtigen Schotter-Zersatzzone mit verringertem Kalkgehalt[1]. Für unsere Fragestellung sehr wichtig ist, daß die weiter entwickelten Böden zwar spätglaziale Verwitterung voraussetzen, aber in ihrer Profilentwicklung post-spätglazial, d. h. holozän sind, denn unter Moorbedeckung fanden sich im Gegensatz zur Gegenwart noch k e i n e B ö d e n der Rendsina-Kalksteinbraunlehm-Reihe.

Auch für Sandböden fordert BRUNNACKER (1955, 1959) eine gewisse spätglaziale Bodenbildung. Leider kann die Alterseinstufung der Flugsanddecken nicht als völlig gesichert gelten (BRUNNACKER 1955, S. 75). Der zwischen dem unteren und dem oberen Dünenstockwerk BERGERs(1951) von BRUNNACKER (1955, S. 71) beschriebene schwach entwickelte Podsol (Nano-Podsol) mit 5 cm $A_h$-, 15 - 20 cm $A_e$- und 5 cm $B_s$-Horizont ist, gemessen an der Skala der sicher allerödzeitlichen Sandböden, zwar als gut ausgeprägt zu bezeichnen, fällt jedoch typologisch nicht aus dem bekannten Rahmen.

Nach umfangreichen Untersuchungen an Sand- und Geschiebelehm-Profilen im nordostdeutschen Flachland vermutet D. KOPP (1965) für "Böden der Braunerde-Gruppe auf Sand" ein schon spätglaziales Alter. D. KOPP stellte nämlich fest, daß in zahlreichen Aufschlüssen die Verbraunungsgrenze den buchten- und keilförmigen, durch Steine markierten Ausstülpungen der "periglazialen Deckzone" (früher: Geschiebedecksand) folgt. D. KOPP (1965, S. 764) erwägt zwei Deutungsmöglichkeiten:

---

1) vgl. dazu die bilanzanalytisch nachgewiesene kaltzeitliche (interstadiale?) Entkalkung bei ROHDENBURG u. MEYER (1963).

a) die periglaziäre Deckzone bot günstigere Bedingungen für eine ± rezente Verbraunung,
b) die Verbraunung ist gleichzeitig mit der Deckzone entstanden bzw. vorher.

Gegen rezente Verbraunung nach a) spricht, daß sich nach D. KOPP (1965, S. 764) in den letzten 3000 Jahren auf allen bisher geprüften Sandsubstraten kein Verbraunungshorizont, sondern nur Podsole und Ranker gebildet haben. Bei einem gemeinsamen Profilbesuch, für dessen Ermöglichung wir Herrn Dr. Kopp herzlich danken möchten, konnten wir feststellen, daß der erwähnte "Verbraunungshorizont" unserer Ansicht nach dem Bleichhorizont - und zwar in der Ausbildung des charakteristisch gelb-braunen Verfahlungshorizontes - einer Sand-Parabraunerde entspricht. Im Liegenden des "Verbraunungs"- oder Bleichhorizontes tritt nämlich ein $B_t$-Horizont in der charakteristischen Fazies der braunen Tonbänder[1] auf (gut erkennbar in Abb. 1, andeutungsweise auch in Abb. 21 bei D. KOPP 1965). Dies entspricht auch den Ergebnissen von NEBE, ALTERMANN u. FIEDLER (1962), die solche Profile (vgl. bes. Fig. 3) als durch Lessivierung entstanden auffassen. Daß - wie in Nordwestdeutschland - im jüngeren Holozän nur Podsole und Ranker entstanden, spricht unseres Erachtens nicht gegen eine Einstufung ins Holozän. Nach den Erfahrungen in NW-Deutschland ist nämlich die Vegetation für die Art der Bodenentwicklung in hohem Maße bestimmend. Unter den mitteleuropäischen Klimaverhältnissen wird man unter Coniferen- bzw. Ericaceen-Dominanz - wie sie zumindestens in jüngster Zeit für viele Gebiete Nordostdeutschlands bezeichnen ist - keine Entwicklungstendenz zur Parabraunerde, sondern stets zum Podsol erwarten. Für das ältere und mittlere Holozän ist jedoch auch in Nordostdeutschland eine bedeutende Laubwald-Komponente nachgewiesen (FIRBAS 1952, S. 224 - 226). Die

1) Nach den Erfahrungen am Löß- bzw. Hangschuttprofilen (vgl. SEMMEL 1964) würde auch nicht überraschen, wenn stellenweise im Liegenden nur ein undeutlicher oder gar kein $B_t$-Hor. ausgebildet ist.

räumliche Bindung des Verfahlungshorizontes an die periglaziäre Deckschicht ist wahrscheinlich durch die von D. KOPP (1965) ausführlich erläuterte andersartige petrographische Zusammensetzung der Deckzone (oft höherer Schluffgehalt) bedingt. Wichtig ist natürlich auch, daß beide Phänomene - Deckzone und Bleichhorizont - einen etwa gleichen Tiefgang besitzen, so daß eine Anpassung des Horizontes an die Schicht nicht so sehr überraschen kann[1]. Das gilt nicht nur für Sand- sondern auch für "Geschiebelehm-Böden". Neben dem Fall der Anpassung (Variante 2, D. KOPP 1965, S. 748) tritt hier aber auch verbreitet die Variante 1 (D. KOPP, l. c.) auf, bei der der Bleichhorizont noch 10 - 20 cm unter die Untergrenze der Deckzone ins Liegende hinunter greift (vgl. Abb. 9 bei D. KOPP 1965), also n i c h t a n s i e g e b u n d e n ist.

Auch ROESCHMANN (1963) verknüpft periglaziale und pedologische Phänomene und leitet daraus eine Vorstellung "zur Entstehungsgeschichte von Parabraunerden und Pseudogleyen aus Sandlöß" ab. ROESCHMANN fand, daß die $B_t$-Horizonte der Sandlöß-Parabraunerden oft von senkrechten, hellen Spalten durchzogen werden. Diese Spalten sind oft 2 - 4 cm, seltener 6 - 8 cm breit, und bilden im Grundriß ein "netzartiges Aderwerk". Bei Böden, deren Bleichhorizont aus anderem Material entstanden ist als der B-Horizont, konnte ROESCHMANN zeigen, daß das Material in den Spalten innerhalb des B-Horizontes dem

---

1) Sozusagen als Bestätigung dieser Ansicht konnten wir im Spätherbst 1966 am Wannenberg,ne Ochtendung (ROHDENBURG 1968, Abb. 24; im gleichen Band) folgende Beobachtung machen: dort wird der allerödzeitliche grobe Bims von einer etwa 50 cm mächtigen jungtundrenzeitlichen Deckschicht überlagert, die im wesentlichen ebenfalls aus Bimsmaterial besteht, sich aber vom Liegenden deutlich durch den viel höheren Feinmaterialgehalt unterscheidet. Von der Oberfläche her hat nun Bodenbildung eingesetzt, und zwar eine fahle Verbraunung ($A_l$), die streng auf die Deckschicht begrenzt ist, also nicht ins Liegende hinuntergreift. Daß hier die Materialunterschiede und nicht etwa zeitliche Relationen die Ursache dieser engen Bindung von Bodenhorizont- und Schicht-Untergrenze sind, geht daraus hervor, daß die Verbraunung dort tiefer (70 - 80 cm) hinabreichte, wo Deckschichtmaterial eine ehemalige Eiskeilspalte ausfüllte. Darunter folgte dann dort ein Tonbänder-$B_t$-Horizont.

Material des Bleichhorizontes entspricht, also wahrscheinlich als periglaziale Spaltenfüllung zu deuten ist. Da die Spalten genau so stark gebleicht sind wie der Bleichhorizont, schließt ROESCHMANN (1963, S. 294) daraus, die Profildifferenzierung in $B_t$- und Bleichhorizont habe zur Zeit der Spaltenentstehung schon bestanden; er nimmt allerdings keine nähere Alterseinstufung vor. Für holozän hält ROESCHMANN (1963, S. 297) eine als sekundär gedeutete Oberboden-Verbraunung im oberen Abschnitt des "mehr oder weniger fossilen" $A_3$-Horizontes. Wir können uns diesen Vorstellungen zur Entstehungsgeschichte von Parabraunerden nicht anschließen. Der Nachweis, daß die Spalten mit von oben stammendem Material gefüllt sind, beweist nämlich noch nicht, daß sowohl der Oberboden als auch die Spalte schon gebleicht gewesen sein müssen. ROESCHMANN (1963, S. 293) selbst erwähnt die Möglichkeit von Spaltenbleichung im B-Horizont unter staunassen Bedingungen. Aber auch an trockenen Standorten sind Bleichungsvorgänge in Anpassung an pleistozäne Strukturen verbreitet (Lamellenfleckenzone oder Fleckenbänderzone!). Die "Oberboden-Verbraunung" sehen wir nicht als sekundären Vorgang an, sondern halten den $(B)A_3$-Hor. ROESCHMANNs für den ursprünglichen, gelbbraunen Verfahlungshorizont der holozänen Parabraunerde. Sekundär erfolgt dann - staunässebedingt? - direkt oberhalb des bodenartlich schwereren $B_t$-Horizontes bzw. in den diesen Horizont durchziehenden Spalten die auffallende "Kornscheidungs"-Bleichung (Entfernung der Hüllen um die Schluffkörner). Diese Auffassung wird durch die Untersuchungen an der Schwarzerde-Parabraunerde(Griserde)-Entwicklungsreihe gestützt, wonach die "Vergrisung" ebenfalls direkt oberhalb des $B_t$-Horizontes beginnt (vgl. Abb. 8).

Offensichtlich die gleichen Verhältnisse liegen bei den von REUTER (1962) in Mecklenburg untersuchten Profilen mit "Lessivé-Braunerde-Interferenzen auf Geschiebemergel" vor (z. B. Abb. 2). Die dort gegebenen Entwicklungs- und Datierungs-Vorstellungen können nicht überzeugen, da sie von einem zu star-

ren und zu wenig differenzierten Bild vom Aufbau bestimmter Bodentypen und ihrer Entstehungsbedingungen ausgehen und für Datierungen keine induktiv gewonnene Anhaltspunkte zur Verfügung stehen.

Bei den Kalksteinböden gibt es keinen Zweifel daran, daß die Rendsinen holozäne Bodenbildungen sind. Aber die Terra fusca wird oft als ein Bodentyp angesehen, der nicht unter heutigen Klimaverhältnissen gebildet werden kann (z. B. KUBIENA 1953, MÜCKENHAUSEN 1957[1]). Nach den Untersuchungen WERNERs (1958) ergibt sich jedoch, daß die Terra fusca unter den heutigen klimatischen Bedingungen eine harmonische Bodenbildung ist. SMOLÍKOVÁ u. LOŽEK (1962) stützen diese Auffassung: "Die Terra fusca ist eine bezeichnende Bildung der pleistozänen Interglaziale, während im Postglazial nur eine sehr "beschränkte, lokale Entstehung dieses Bodens anzunehmen ist". Dabei spielt sicher eine große Rolle, daß das Holozän gegenüber den wohl wesentlich längeren Interglazialen erst 10000 Jahre alt ist. Dementsprechend fanden sich Kalkstein-Braunlehme im Göttinger Gebiet nur auf nichtcarbonatreichen Kalkgesteinen, während auf reineren Kalken die Entwicklung erst zum Mullrendsina-Stadium fortgeschritten ist. Für die Kalkstein-Braunlehme auf reinen Kalken fordert WERNER (1958) demgemäß ein höheres Alter. Ungeklärt erscheint uns jedoch, daß auf der Schwäbischen Alb bei höherem Nichtcarbonatgehalt des Ausgangsgesteins keine Kalkstein-Braunlehme auftreten sollen (WERNER 1958, S. 67). Wir möchten betonen, daß wir die Datierung von Terra fusca-Vorkommen als holozän nicht auf alle Kalkstein-Braunlehme Mitteleuropas erweitern wollen. Gerade die mächtigeren Kalkstein-Braunlehme dürften eine längere Entwicklungszeit als 10000 Jahre benötigen. Für junge Terra fusca-Bildung sprechen sich auch MOLL (1959) und HÄDRICH (1966) aus. Auch die holozänen "Schotterlehme" BRUNNACKERs (1960) - mit spät-

1) Nach MÜCKENHAUSEN (1962) soll unter bestimmten Voraussetzungen auch im Holozän die Entstehung Terra fusca-ähnlicher Böden möglich sein.

glazialer Schotterzersatzzone - sind vermutlich unter die flachgründigen Braunlehme einzuordnen.

## 6 ZUSAMMENFASSUNG

Als gemeinsamer Oberbegriff der hier zur Diskussion stehenden Böden wird der Begriff "Oberflächenböden" verwandt, um in der Benennung jede zeitliche Einstufung zu vermeiden (z. B. rezent, holozän etc.).Zur Datierung der Bodenentwicklung wurden nur Böden aus jungquartären Sedimenten mit bekannter Alterseinstufung herangezogen, und zwar aus Löß, Flugsand und Kalkstein-Frostschutt. Löß und Kalkstein-Frostschutt sind rein pleistozäne Sedimente. Sedimentation und Bodenbildung fallen bei ihnen in zwei klimatisch völlig verschiedene Abschnitte des Jungquartärs und lassen sich somit gut voneinander trennen; allerdings gibt es im Spätglazial eine gewisse Interferenzperiode beider Grundvorgänge. Flugsand gibt es dagegen außer im Pleistozän auch im jüngeren Holozän, ausgelöst durch anthropogene Waldvernichtung.

Der Beginn der Entwicklung der Oberflächenböden fällt ins Spätglazial. Unter Sedimenten des oberen Alleröds (Laacher Bims) oder der Jüngeren Tundrenzeit (sekundär verwehter Bims, Flugsand, Hochflutlehm) blieben spätglaziale Bodenentwicklungsstadien erhalten und konnten somit untersucht werden. Die Datierung erfolgte durch Pollenanalysen (Usselo-Boden des Alleröds in Flugsand) oder aufgrund der Lageverhältnisse zu allerödzeitlichem Laacher Bims. In Löß wurden geringmächtige Pararendsinen (20 cm) und Gleye (A-Hor. 10 cm) gefunden. Stellenweise fehlt unter Laacher Bims eine Bodenbildung; in diesen Fällen wird Bodenabtrag kurz vor der Bimsablagerung angenommen. In Kalkstein-Frostschutt konnte eine geringmächtige Proto-Rendsina (5 cm) als spätglazialer Boden festgestellt werden. In kalkfreiem Flugsand treten im Spätglazial Nano-Podsol-Ranker und Nano-Podsole (sowohl Humus- wie Eisen-Podsole) mit

Gesamtmächtigkeiten von 10 (-20) cm auf, in kalkhaltigem Flugsand sehr geringmächtige Proto-Pararendsinen (1 - 2 cm). Ein übereinstimmendes Merkmal dieser Böden ist die geringe Profilmächtigkeit, die jedoch für subarktische Klima- und Vegetationsverhältnisse, wie sie aus Pollenanalysen für das Spätglazial erschlossen wird, charakteristisch ist.

In der Jüngeren Tundrenzeit erfolgte allgemein, also nicht nur in Flugsandgebieten, ein Wiederaufleben kaltzeitlicher Materialverlagerungsprozesse. Die Intensität der Schluff-(Löß-)Anwehung, der Abspülung und auch der periglazialen Bodenfrostprozesse, z. B. der Solifluktion, war zwar nicht sehr groß, aber wegen ihrer weiten Verbreitung (Deckschutt, periglaziäre Deckzone) müssen sie bei Untersuchungen zur Bodenentwicklung stets beachtet werden. Leider ist ihre Bedeutung in reinen Lößgebieten gegenwärtig nicht zu beurteilen, da eine evtl. vorhandene Deckschicht ohne Hangschutt- oder Laacher Bims-Komponente nicht feststellbar ist.

Das frühe Holozän konnte als relativ kontinentale Periode mit geringer Carbonatauswaschung charakterisiert werden. Nigrosole konnten, solange der Boden infolge von Bicarbonat-Metabolik basenreich blieb, auch unter Waldvegetation entstehen, und zwar nicht nur an bodenfeuchten, sondern auch an trockenen Standorten. Nigrosole waren, wie im Zusammenhang mit neolithischen Bodenfunden immer wieder gezeigt werden kann, in Mitteleuropa sehr weit verbreitet, und zwar auch in heute sehr ozeanisch getönten Gebieten (Vgl. E. KOPP 1965). Sobald die Nigrosole entkalkten, begann ihre Weiterentwicklung zu Parabraunerden. Die Intensität der Carbonat-Abfuhr ist neben dem Kalkgehalt des Ausgangmaterials in erster Linie vom Wasserhaushalt abhängig; Lage im Gelände, Vegetation und Klima sind also nur mittelbar von Bedeutung. Es wird somit verständlich, daß die Parabraunerde-Entwicklung nicht überall gleichzeitig begann, sondern in Abhängigkeit von den Standortsverhältnissen zu verschiedenen Zeiten einsetzte. Allerdings förderte das weniger kontinentale postneolithi-

sche Klima die Entkalkung, so daß in den meisten Gebieten Mitteleuropas an trockenen Standorten keine Schwarzerden mehr erhalten sind, sondern nur noch in feuchten, die Kalkabfuhr hemmenden Geländepositionen. Sowohl Tonbildung als auch Tonverlagerung sind vom Milieu der Bodenlösung abhängige Vorgänge, die bei stark sauren pH-Werten stagnieren. So findet man oft, daß Parabraunerden ohne Schwarzerde-Vorstufe infolge zu schneller Versauerung weniger ausgeprägte $B_t$-Horizonte besitzen als die Parabraunerden mit Schwarzerde-Vorstufen bei deren zumeist besserer Basenversorgung. In extremen Fällen ist zwar eine Oberboden-Bleichung bzw. -Verfahlung wie bei Parabraunerde-A-Horizonten erfolgt, aber keine oder nur geringfügige Tonverlagerung, so daß ein $B_t$-Horizont vollständig fehlen kann. Parabraunerden entstanden im Holozän sowohl in spätglazialem Hochflutlehm, als auch in kalkfreiem sowie kalkhaltigem Flugsand. Unter Ericaceen- oder Coniferen-Dominanz in der Vegetation konnten aus Sand-Parabraunerden sekundär Podsole entstehen bzw. primäre Podsole in neuen Flugsanddecken des jüngeren Holozäns. In Kalkstein-Frostschutt führte die Bodenentwicklung bei günstigem Substrat (hoher Nichtcarbonatanteil) über Rendsinen zu Kalkstein-Braunlehm von geringer Mächtigkeit (40 - 60 cm).

Nach der - an sich sehr wichtigen - "Entdeckung des Spätglazials" für die Bodenkunde bestand die Tendenz, viele neu entdeckte Phänomene durch spätglaziale Vorgänge zu erklären und die Bedeutung des Holozäns für die Entwicklung der Oberflächenböden in starkem Maße zu unterschätzen.[1] Unsere Untersuchungen zeigten demgegenüber, daß zwar eine spätglaziale Bodenbildungsphase festzustellen ist, die in ihr entwickelten Böden in der Regel aber recht geringmächtig sind; die kräftig entwickelten Oberflächenböden, also Schwarzerden, Parabraunerden (auch mit Tonbänder-$B_t$-Hor.), Kalkstein-Braun-

1) Dieses wissenschaftsgeschichtlich interessante Phänomen ist nicht auf Mitteleuropa beschränkt, sondern findet sich sehr ausgeprägt auch im Mittelmeergebiet (vgl. ROHDENBURG u. SABELBERG 1969).

lehme und Podsole sind in Übereinstimmung damit als e i n d e u t i g h o l o z ä n e Bildungen aufzufassen. Die S c h w a r z e r d e n Mitteleuropas erweisen sich damit bis auf wenige Ausnahmen aus dem jüngeren Holozän nicht als Steppen-, sondern als W a l d b ö d e n .

Dieser große Unterschied zwischen den Böden des Spätglazials und des Holozäns ist vor allem durch die noch geringe Wärme während des Alleröds sowie dessen geringe Dauer zu erklären. Denn wäre es klimatisch den wesentlich wärmeren Altwürm-Interstadialen (vgl. FRENZEL 1967) ähnlich gewesen, dann hätte man verbreitet sowohl in Löß als auch in Sand Schwarzerden und z. T. auch Parabraunerden erwarten müssen (vgl. ROHDENBURG u. MEYER 1966; ROHDENBURG 1968: Stratigraphische Vorbemerkungen), die sich von den Böden des Holozäns, und darin besonders des älteren Abschnitts, nach Typologie und Intensität kaum hätten unterscheiden lassen.

## 7 N A C H T R A G

Ein sehr schöner Beleg für eine nachträgliche Bleichhorizontbildung in einer begrabenen Lößdecke in allerdings nicht zu großer Tiefe ($\sim$ 1 m) konnte im Januar 1968 im Basaltsteinbruch Eltersberg (nordöstl. von Gießen-Wieseck) gefunden werden (Abb. 12). Dort liegen über Würmlöß (L) ein älterer Deckschutt aus dem älteren Spätglazial (in Abb. 12 im Bereich des Klappspatenblattes), darüber Laacher Bims (B) und an der Oberfläche der bekannte jüngere Deckschutt aus der Jüngeren Tundrenzeit (vgl. ROHDENBURG 1968, Ab. 39; in diesem Band). In Abb. 12 ist sehr gut zu sehen, wie der Löß (L) an der Stelle mit der größten Bimsmächtigkeit (bei B) stark von Hangwasser durchnäßt ist. Und nur in diesem Sickerwassersack ist der Löß - ebenfalls in einem sackförmigen Bereich - stark gebleicht, während seitlich davon ein $B_t$-Hor. ausgebildet ist. Dieser $B_t$-Hor. ist nicht etwa ein begrabener Boden aus dem älteren

Spätglazial, sondern durch die gut wasserdurchlässige Decksedimentserie von der heutigen Oberfläche aus im Holozän gebildet worden. Das beweist z. B. die gut ausgebildete Polyede struktur im Übergangsbereich von Löß zum älteren Deckschutt, während im Falle eines fossilen $B_t$-Horizontes dort Strukturzerstörung und Solifluktionserscheinungen in der Bodenmasse hätten auftreten müssen. Außerdem wäre, wenn statt der Decksedimente Löß vorgelegen hätte, in 1 m Tiefe ohnehin ein $B_t$-Hor. zu erwarten gewesen! Dieses Beispiel zeigt noch einmal

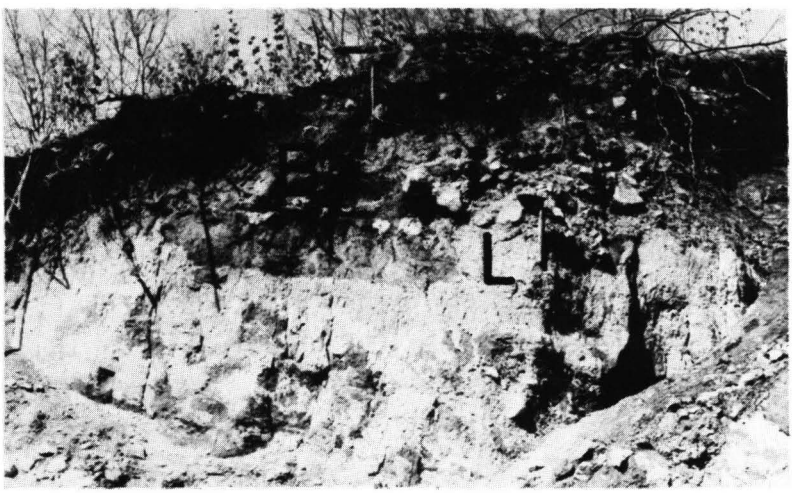



Abb. 12 Eltersberg ne Giessen; Löß (L) mit älterem Deckschutt, Laacher Bims (B) und jüngerem Deckschutt. Unter B sekundärer sackförmiger Bleichhorizont in von Hangwasser durchnäßtem Löß.

eindrucksvoll, daß eine Überdeckung von 1 m k e i n e F o s s i l i s i e r u n g des Liegenden, also keinen "Schutz vor holozäner Bodenbildung" bedeutet! Außerdem beweist dieses Profil mit einem $B_t$-Hor. ohne darüberfolgenden Bleichhorizont (z. B. im Bereich der Eintragung L in Abb. 12), daß die Ausbildung eines - typischen - $B_t$-Horizontes nicht an eine Parabraunerde-Horizontfolge gebunden ist, sondern daß dieser in Bezug auf den Tongehalt ein rein autochthoner

Horizont sein k a n n (nicht sein m u ß ) . Im Hangenden ist hier nämlich von der Oberfläche her im Basalt-Bims-Gemisch ein schwarzerdeartiger Boden mit nur wenige Dezimeter mächtigem A-Hor. und schwarzer Tondurchschlämmung im mittleren und in geringem Maße auch im unteren Teil der Decksedimente ausgebildet worden. So steht die holozäne Bodenbildung in beiden Sedimenten zwar in einem genetischen Zusammenhang, ist aber jeweils m a t e r i a l - u n d t i e f e n a b h ä n g i g u n t e r s c h i e d l i c h a u s g e p r ä g t . A- und B-Horizont-Bildung sind selbständige Prozesse, wenn sie sich auch in einem Profil gegenseitig beeinflussen und deshalb nicht vollständig isoliert voneinander betrachtet werden können. Wesentlich wichtiger als verfrüht ganzheitliches Denken in Bodentypen ist die Untersuchung der einzelnen bodenbildenden Prozesse, die innerhalb eines weiten Rahmens frei miteinander kombinierbar sind.

Nach Abschluß des Manuskripts erhielten wir die Arbeit von E. LANGE (1966) über die Vegetationsgeschichte des zentralen Thüringer Beckens, deren wesentliche Ergebnisse uns allerdings schon vorher aus der Kurzmitteilung von LANGE u. SCHULTZ (1965) bekannt waren. In dieser Arbeit diskutiert E. LANGE ausführlich die Steppenfrage (S. 36 - 48) und kommt zu einer eindeutigen Ablehnung aller vegetationskundlichen Vorstellungen, die sich auf den vermeintlich sicheren Indikator der Schwarzerde als eines angeblichen Steppenbodens stützen. In mehreren briefl. Mitt. vom Februar und April 1967 weist E. LANGE zusätzlich daraufhin, daß nicht nur die Pollenanalyse, sondern auch faunistische Untersuchungen eindeutig für eine frühholozäne Waldbedeckung des thüringischen Schwarzerdegebietes sprechen. So wurde an Mollusken n i c h t e i n e Steppenart, dafür aber m e h r e r e W a l d a r t e n (u. a. vertigo pusilla) gefunden. Bei den Wirbeltieren ist als Steppentier "nur der Hamster belegt, und der kann mit dem Getreidebau der Bandkeramiker (wieder) in das Gebiet gekommen sein. Jedenfalls ist aus seinem Nachweis (3 x) nicht mit zwingender

Notwendigkeit auf natürliche Steppen zu schließen. Das Wildschwein steht mit 82 Nachweisen an erster Stelle, dies dürfte aber wiederum recht eindeutig für Eichenmischwald sprechen." Die genannten Befunde sollen in einer Arbeit von E. LANGE u. D. v. KNORRE "Das Alperstädter Ried" veröffentlicht werden; für die Erlaubnis zu einer Erwähnung dieser außerordentlich wichtigen Ergebnisse danken wir beiden Autoren verbindlichst.

# 8 LITERATURVERZEICHNIS


Altemüller, H.-J. (1957): Bodentypen aus Löß im Raume Braunschweig und ihre Veränderungen unter dem Einfluß des Ackerbaues. Diss. Bonn, Ldw. Fak.

Arens, H. (1964): Zur Altersdatierung der Flugsande am Westrand des Münsterschen Kreidebekkens. Decheniana 117, 133-140

Baumann, W., Czerney, P. u. Fiedler, H.-J. (1964): Archäologische und bodenkundliche Untersuchungen an einem bandkeramischen Siedlungsprofil bei Dresden-Prohlis. Arbeits- und Forschungsber. z. sächs. Bodendenkmalpflege 13, 7-50

Becker, E. (1963): Stratigraphische und bodenkundliche Untersuchungen an jungpleistozänen und holozänen Ablagerungen im nördlichen Oberrheintalgraben. Diss. Frankfurt, Naturw. Fak. erschienen in Eiszeitalter und Gegenwart 18, 5-50, 1967

Berger, K. (1951): Die Dünen im Raum von Nürnberg und Erlangen. Geol. Bl. NO-Bayern 1, 70-74

Bosse, I. (1964): Verwitterungsbilanzen von charakteristischen Bodentypen aus Flugsanden der nordwestdeutschen Geest (Mittelweser-Gebiet). Diss. Göttingen, Ldw. Fak.

Brelie, G. v. d., Rein, U., Klusemann, H., Teichmüller, R. u. Wortmann, H. (1956): Pleistozän-Profile im Essener Raum. N. Jb. Geol. Paläont., Mhe 1956, 113-132

Brunnacker, K. (1954): Löß und diluviale Bodenbildungen in Südbayern. Eiszeitalter u. Gegenw. 4/5, 83-86, S. 86

-- (1955): Die Böden der Terrassen und der Flugsande im Regnitz-Tal. Geol. Bl. NO-Bayern 5, 71-77, Erlangen 1955

-- (1956): Geolog. Karte von Bayern 1:25000. Nr. 7/42 Straßkirchen mit Erläuter. München 1956

Brunnacker, K. (1957a): Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän in Bayern. Geologica Bavarica 34

-- (1957b): Erläuterungen zur Bodenkarte von Bayern 1:25000, Blatt Nr. 7142 Straßkirchen. München

-- (1958): Erläuterungen zur Bodenkarte von Bayern 1:25000, Bl. Nr. 6125 Würzburg Nord. München (Bayer. Geol. LA)

-- (1959a): Bemerkungen zur Parabraunerde. Geol. Jahrb. 76, 561-576

-- (1959b): Junge Deckschichten und "schwarzerdeähnliche" Böden bei Schweinfurt. Geol. Bl. NO-Bayern 9, 2-14 Erlangen 1959

-- (1960): Zur Kenntnis des Spät- und Postglazials in Bayern. Geologica Bavarica 43, 74-150

-- (1965): Die Lockerbraunerde im Bayerischen Wald. Geol. Bl. NO-Bayern 15, 65-76

Dahm, H.-D.; Guenther, E., Jaeckel, S., Weiler, W., Weyl, W. u. Wiermann, R. (1961): Eine spätglaziale Schichtfolge aus der Grube Fernie bei Gießen-Klein-Linden. Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch. 89, 332-359

Dücker, A. u. Maarleveld, G.C. (1957): Hoch- und spätglaziale äolische Sande in Nordwestdeutschland und in den Niederlanden. Geol. Jb. 73, 215-234

Erbe, J. (1958): Spätglaziale Ablagerungen im Emsland und seinen Nachbargebieten. Geol. Jb. 76, 103-128

Fiedler, H., Altermann, M. u. Nebe, W. (1963): Bemerkungen zum Geschiebedecksand Teil II. Wiss. Zeitschr. der TU Dresden 12, 755-756

Fink, J. (1961): Die Südostabdachung der Alpen. Mitt. d. Österr. Bodenkdl. Ges., H. 6, 123-183

Firbas, F. (1949,1952): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen.
Bd 1: Allg. Waldgeschichte, Jena (Fischer) 1949
Bd 2: Waldgesch. d. einzelnen Landschaften, Jena (Fischer) 1952

-- (1954): Die Vegetationsentwicklung im Spätglazial von Wallensen im Hils.
Nachr. d. Akad. d. Wiss. in Göttingen, Math.-Phys. Kl., IIb. Biol.-Physiol.-Chem. Abt., Jg 1954, Nr. 5, 37-50

Fölster, H. (1961): Aluminiumfixierung und Tonmineralverwitterung in sauren Mineralböden.
Kali-Briefe, 9. Folge, 1-7

--, Meyer, B. u. Kalk, E. (1963): Parabraunerden aus primär carbonathaltigem Würm-Löß in Niedersachsen.
II. Profilbilanz der zweiten Folge bodengenetischer Teilprozesse: Tonbildung, Tonverlagerung, Gefügeverdichtung, Tonumwandlung.
Zeitschr. f. Pflanzenern., Düng., Bodenkde. 100, 1-12
I: siehe Meyer u. a. (1962)

--, Meyer, B. u. Zimmermann, H. (1964): Untersuchungen über die Teilchenmobilität in kohärenten Bodenmassen.
Scheffer-Festschr., Göttingen 1964, 1-40

Franz, H. (1955): Zur Kenntnis der "Steppenböden" im pannonischen Klimagebiet Österreichs.
Die Bodenkultur 8, 125-132

Frechen, J. u. Rosauer, E. (1959): Aufbau und Gliederung des Würm-Löß-Profils von Kärlich im Neuwieder Becken.
Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 4, 267-282

Frenzel, B. (1959, 1960): Die Vegetations- und Landschaftszonen Nord-Eurasiens während der letzten Eiszeit und während der postglazialen Wärmezeit.
I. Teil: Allgemeine Grundlagen. Abhandl. d. Math.-Naturwiss. Kl. Jg. 1959, Nr. 13 der Akad. d. Wiss. u. Literatur, Wiesbaden (Steiner) 1959
II. Teil: Rekonstruktionsversuch der letzteiszeitlichen und wärmezeitlichen Vegetation Nord-Eurasiens.
Abhandl. usw. Jg. 1960, Nr. 6

Frenzel, B. (1964): Zur Pollenanalyse von Lössen. Eiszeitalter u. Gegenw. 15, 5-39

-- (1967): Die Klimaschwankungen des Eiszeitalters. Braunschweig

Ganssen, R. (1957): Bodengeographie mit besonderer Berücksichtigung der Böden Mitteleuropas. Stuttgart

Gebhardt, H. (1964): Bilanzanalytische Untersuchungen zur Silikatverwitterung und zum Stofftransport in feuchten und nassen Holozänböden aus Löß mit besonderer Berücksichtigung der Feldspatverwitterung. Diss. Göttingen, Ldw. Fak.

Haase, G. (1963): Stand und Probleme der Lößforschung in Europa. Geographische Berichte 27, 97-129

Hädrich, F. (1966): Die Böden der Emmendinger Vorbergzone (Südliches Oberrheingebiet). Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. 56, 27-76

Hammen, van der T., Maarleveld, G.C., Vogel, J.C. u. Zagwijn, W.H. (1967): Stratigraphy, Climatic succession and Radiocarbon Dating of the Last Glacial in the Netherlands. Geol. en Mijnb. 46, 79-95

Hess, C. (1965): Über die Natur der Bindung des Humus in Schwarzerden und schwarzerdeartigen Böden, insbesondere in den Tirsen Marokkos. Diss. Göttingen, Ldw. Fak.

Hofmann, W. (1966): Laubwaldgesellschaften der fränkischen Platte. Abhandl. Naturwiss. Ver. Würzburg 5/6, 1-195

Jäger, K.-D. (1965): Beobachtungen und Untersuchungen zum Übergang vom Pleistozän zum Holozän im Thüringer Becken. Wiss. Zeitschr. Friedr.-Schiller-Univ. Jena, Math.-Naturwiss. R., Jg 14, 59-72

Kaiser, K. (1966): Eiszeitforschung in Mitteldeutschland. Zeitschr. f. Geomorph., N.F. 10, 183-190

Kalk, E. u. Meyer, B. (1960): Progressive Bio-Opal→Quarz-Umwandlung bei der Terra fusca-Entstehung aus Kalkgestein. Zeiss-Mitt. 2, 103-112

Klima, B., Kukla, J., Ložek, V. u. Vries, H. de (1961): Stratigraphie des Pleistozäns und Alter des paläolithischen Rastplatzes in der Ziegelei von Dolni Věstonice (Unter-Wisternitz). Anthropozoikum XI, 93-145

Klinge, H., Puffe, D., Scheffer, F. u. Welte, E. (1962): Die Rendsinen der mitteldeutschen Berg- und Hügellandschaften (Leine-Weser-Bergland) 3. Mitt.: Humus und Stickstoff in den Rendsinen unter verschiedenen Standortsbedingungen. Zeitschr. f. Pflanzenernähr., Düng., Bodenkde. 96, 46-62

Kopp, D. (1965): Die periglaziäre Deckzone (Geschiebedecksand) im nordostdeutschen Tiefland und ihre bodenkundliche Bedeutung. Ber. geol. Ges. DDR 10, 739-771

Kopp, E. (1964): Zur Genese der Böden aus Hochflutlehm auf der Niederterrasse im Raume Bonn-Köln-Krefeld. Eiszeitalter u. Gegenw. 15, 81-91

-- (1965): Über Vorkommen "degradierter Steppenböden" in den Lößgebieten des Niederrheins und Westfalens und ihre Bedeutung für die Paläobodenkunde und Bodengenese. Eiszeitalter u. Gegenw. 16, 97-112

Kubiena, W. (1948): Entwicklungslehre des Bodens. Wien (Springer)

-- (1953): Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas. Stuttgart (Enke)

-- (1956): Zur Mikromorphologie, Systematik und Entwicklung der rezenten und fossilen Lößböden. Eiszeitaler u. Gegenw. 7, 102-112

-- (1964): Zur Mikromorphologie und Mikromorphogenese der Lößböden Neuseelands. aus: Jongerius, A. (Editor): Soil Micromorphology, Amsterdam (Elsevier) 1964, 219-235

Kubitzki, K. (1961): Zur Synchronisierung der nordwestdeutschen Pollendiagramme (mit Beiträgen zur Waldgeschichte Nordwestdeutschlands). Flora 150, 43-72

Laatsch, W. (1934): Die Bodentypen um Halle (Saale) und ihre postdiluviale Entwicklung. Jahrb. d. Halleschen Verb. f. d. Erforschung der mitteldeutschen Bodenschätze u. ihrer Verwertung 13, 57-112

Lange, E. (1966): Zur Vegetationsgeschichte des zentralen Thüringer Beckens. Drudea 5, 3-58

-- u. Schultz, A. (1965): Pollenanalytische Datierung spätglazialer und holozäner Sedimente im zentralen Thüringer Becken. Wiss. Zeitschr. Friedr.-Schiller-Univ. Jena, Math.-Naturw. R., Jg 14, 55-58

Lauterborn, R. (1912): Über Staubbildung aus Schotterbänken im Flußbett des Rheins - Ein Beitrag zur Lößfrage. Verh. Naturhist.-Med. Ver. Heidelberg , N.F. XI, 359-368

Lieberoth, I. (1959): Beobachtungen im nordsächsischen Lößgebiet. Zeitschr. Pflanzenern., Düng., Bodenkde. 86, 141-155

-- (1960): Über die Bodenentwicklung auf Löß in Nordsachsen. Sbornik CAZV 6, 875-880

-- (1963): Lößsedimentation und Bodenbildung während des Pleistozäns in Sachsen. Geologie 12, 149-187

Ložek, V. (1964): Die Umwelt der vorgeschichtlichen Gesellschaft nach neuen Ergebnissen der Quartärgeologie in der Tschechoslowakei. Jahresschr. f. mitteldeutsche Vorgesch. 48, 7-24, Halle

-- (1964): Quartärmollusken der Tschechoslowakei. Rozpravy, ústředního ústavu geologického, Svazek 31, Praha (Verl. d. Tschechosl. Akad. d. Wiss.)

Lüders, R. (1961): Altersbestimmung an einem doppelten Podsolprofil aus dem Emsland. Zeitschr. f. Pflanzenernähr., Düng., Bodenkde. 94, 47-53

-- (1965): Eine Entwicklungsreihe von der Parabraunerde über den Pseudogley zum Podsol im Goldenstedter Flottsandgebiet. Zeitschr. f. Pflanzenernähr., Düng., Bodenkde. 110, 126-134

Marosi, P. (1966): Zusammenhänge der "Kovárvány"-Schichten mit den periglazialen Erscheinungen im Flugsand des Inner-Somogy. Földrajzi Értesitö XV, 27-40

Menke, B. (1963): Beiträge zur Geschichte der Erica-Heiden Nordwestdeutschlands. Flora 153, 521-548

Meyer, B. (1960): Zeitmarken in der Entwicklung mitteldeutscher Löß- und Kalksteinböden. 7th Intern. Congr. Soil Sci., V. 25, 177-183

-- (1966): Bodenkundliche Untersuchungen an der Grabungsfläche 1965 in Rosdorf, Kreis Göttingen. Neue Ausgrabungen und Forschungen in Niedersachsen 3, 70-81

-- u. Willerding, U. (1961): Bodenprofile, Pflanzenreste und Fundmaterial von neuerschlossenen neolithischen und eisenzeitlichen Siedlungsstellen im Göttinger Stadtgebiet (Mit Beiträgen zur Herstellungstechnik der Keramik und zur Frage der Auenlehmgenese). Göttinger Jahrb. 1961, 21-38

--, Raddatz, K. u. Rohdenburg, H. (1963): Eine eisenzeitliche Siedlung in Rosdorf bei Göttingen - ihre stratigraphische Stellung zum Kalksinter-Auenlehm-Komplex und ihr keramischer Fundinhalt. Göttinger Jahrb. 1963, 33-42

--, Münnich, K. u. Willerding, U. (1963): $C^{14}$-Daten zur prähistorischen Besiedlung des Leinetalgrabens bei Göttingen. Göttinger Jahrb. 1963, 5-6

-- u. Kalk, E. (1964): Verwitterungs-Mikromorphologie der Mineralspezies in mitteleuropäischen Holozän-Böden aus pleistozänen und holozänen Lockersedimenten. aus: A. Jongerius (Editor): Soil Micromorphology, Amsterdam (Elsevier), 109-130

-- u. Moshrefi, N. (1969): Experimente zur Entstehung von Einwaschungs-Tonlamellen in Böden und Sedimenten durch Fließvorgänge im ungesättigten Feuchtzustand. Göttinger Bodenkdl. Berichte 7

Moll, W. (1959): Bodentypen im Kreis Freiburg i. Br. Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. 49, 5-58

Mordziol, C. (1913): Geologische Wanderungen durch das Diluvium und Tertiär der Umgebung von Koblenz (Neuwieder Becken). Die Rheinlande Nr. 5, Braunschweig und Berlin (Westermann)

Mortensen, H. (1955): Die "quasinatürliche" Oberflächenformung als Forschungsproblem. Wiss. Zeitschr. d. Ernst-Moritz-Arndt-Univ. IV, Greifswald 1954/55, Math.-Nat.-R., 625-628

Mückenhausen, E. (1936): Die Bodentypenwandlungen des norddeutschen Flachlandes und besondere Beobachtungen von Bodentypenwandlungen in Nordniedersachsen. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. Berlin 56, 460-516

-- (1954): Über die Geschichte der Böden. Geol. Jb. 69, 501-516

-- (1962): Entstehung, Eigenschaften und Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland. Frankfurt (DLG-Verl.)

Müller, H. (1953): Zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte des mitteldeutschen Trockengebietes. Nova Acta Leopoldina, N.F. 110, Bd.16, 1-67

Müller, S. (1951): Schwarzerderelikte in Stuttgarts Umgebung. Jh. Geol. Abt. Württemb. Statist. LA 1, 79-80

Müller, Th. (1952): Ostfälische Landeskunde. Braunschweig (Waisenhaus-Buchdruckerei)

Nebe, W., Altermann, M. u. Fiedler, H.J. (1962): Bemerkungen zum Geschiebedecksand. Jahrb. Staatl. Mus. Mineral. u. Geol. Dresden 1962, 147-155

Ostendorff, E. (1954): Fossile Schwarzerden und Waldböden in Südwestdeutschland und ihre Bedeutung für die Diluvialgeschichte. Zeitschr. f. Pflanzenernähr., Düng., Bodenkde. 65, 62-80

-- (1964): Über erste postglaziale Bodenbildung, nach einem Vergleich der Bodenbildung in Skandinavien und im deutschen Raum. Eiszeitalter u. Gegenw. 15, 54-65

Paas, W. (1962): Rezente und fossile Böden auf niederrheinischen Terrassen und deren Deckschichten. Eiszeitalter u. Gegenw. 12, 165-230

Plass, W. (1966): Braunerden und Parabraunerden in Nordhessen. Zeitschr. f.Pflanzenern., Düngg., Bodenkde. 114, 12-26

-- u. Semmel, A. (1965): Über ein Vorkommen von allerödzeitlichem Bimstuff bei Odersbach (Bl. 5515 Weilburg). Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. 93, 346-47

Rau, D. (1965): Untersuchungen zur Morphologie und Genese der Lößböden im Thüringer Becken. Abh. zentr. geol. Inst. 4, 1-71, Berlin

Reuter, G. (1962): Lessivé-Braunerde-Interferenzen auf Geschiebemergel. Zeitschr. f. Pflanzenern., Düng.,Bodenkde. 98, 240-246

-- (1964): Zur Mikromorphologie lessivierter Böden in verschiedenen Klimagebieten. aus: Jongerius, A. (Editor): Soil Micromorphology Amsterdam (Elsevier) 1964, 213-218

Richter, G. (1967): Kaiserzeitliche Waldverwüstung in der Schleswiger Geest. Mitt. d. Florist.-Soziol.Arbeitsgem., N.F. 11/12, 223-229

Roeschmann, G. (1963): Zur Entstehungsgeschichte von Parabraunerden und Pseudogleyen aus Sandlöß südlich von Bremen. N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 117, 286-302

Rohdenburg, H. (1964): Ein Beitrag zur Deutung des "Gefleckten Horizontes". Eiszeitalter u. Gegenw. 15, 66-71

-- (1965): Untersuchungen zur pleistozänen Formung am Beispiel der Westabdachung des Göttinger Waldes. Giessener Geogr. Schr. 7

-- (1968): Jungpleistozäne Hangformung in Mitteleuropa - Beiträge zur Kenntnis, Deutung und Bedeutung ihrer räumlichen und zeitlichen Differenzierung. Göttinger Bodenkdl. Ber. 6 (im gleichen Band), S. 3 - 107

Rohdenburg, H. u. Meyer, B. (1963): Über rezente Mikroformung in Kalkgebieten durch inneren Abtrag und die Rolle der periglazialen Gesteinsverwitterung. Zeitschr. f. Geomorph. 7, 120-146

--,-- (1969): Nano-Parabraunerden in Alaska. Göttinger Bodenkdl. Ber. 7

-- u. Sabelberg, U. (1969): "Kalkkrusten" und ihr klimatischer Aussagewert - neue Beobachtungen aus Spanien und Nordafrika. Göttinger Bodenkdl. Ber. 7

Scheffer, F. (1962): Die bodenkundliche Forschung und ihre Aufgaben im Rahmen der Schwesterdisziplinen. Zeitschr. f. Pflanzenern., Düng., Bodenkde. 98, 18-29

--, Meyer, B. u. Kalk, E. (1958): Mineraluntersuchungen am Würm-Löß südniedersächsischer Lößfluren als Voraussetzung für die Mineralanalyse verschiedener Lößbodentypen. Chemie der Erde 19, 338-360

-- u. Meyer, B. (1959): Bodenkundliche Untersuchungen an neolithischen Siedlungsprofilen des Göttinger Leinegrabens. Göttinger Jahrb. 1958; Göttingen 1959

--, Meyer, B. u. Niederbudde, E. (1959): Huminstoffbildung unter katalytischer Einwirkung natürlich vorkommender Eisenverbindungen. Zeitschr. f. Pflanzenernähr., Düng., Bodenkde. 87, 26-44

--, Fölster, H. u. Meyer, B. (1960): Zur Entstehung von Schwarzerden und schwarzerdeartigen Böden. I. Mitt.: Der indische Regur als Beispiel für tropische Schwarzerdebildung. Chemie der Erde 20, 302-330

-- u. Meyer, B. (1960): Ein bodenkundlicher Beitrag zur Grabung im Muschelkalkgebiet des Hünstollens bei Göttingen. Göttinger Jahrb. 1959, 3-8

-- u. Ulrich, B. (1960): Humus und Humusdüngung. Stuttgart, 266 S.

Scheffer, F., Welte, E. u. Meyer, B. (1960): Die Rendsinen der mitteldeutschen Berg- und Hügellandschaften (Leine-Weser-Bergland). 1. Mitt.: Genese und Verbreitungsbedingungen der Rendsinen. Zeitschr. f. Planzenernähr., Düng., Bodenkde. 90, 18-36

--, Fölster, H. u. Meyer, B. (1961): Zur Diagnostik und Systematik von Dreischicht-Tonmineralen in Böden und pedogenen Sedimenten. Chemie der Erde 21, 210-238

--, Meyer, B. u. Fölster, H. (1961): Dreischicht-Tonminerale mit Aluminium-Zwischenschichtbelegung in mitteldeutschen sauren Braunen Waldböden. Zeitschr. f. Pflanzenernähr., Düng., Bodenkde. 92, 201-207

--, Welte, E. u. Meyer, B. (1962): Die Rendsinen der mitteldeutschen Berg- und Hügellandschaften (Leine-Weser-Bergland). 2. Mitt.: Fraktur, Nichtcarbonatgehalt und spezifische Auflösungsgeschwindigkeit des Kalkgesteins als bestimmende Größen der Bodenentwicklungsgeschwindigkeit. Zeitschr. f. Pflanzenernähr., Düng., Bodenkde. 98, 1-17

-- u. Meyer, B. (1963): Berührungspunkte der archäologischen und bodenkundlichen Forschung. Neue Ausgrabungen und Forsch. in Nieders. 1, 1-18

--,-- (1965): Ergebnisse pedologischer Untersuchungen an der Grabungsfläche: Pedogenetische und stratigraphische Phasengliederung und weitere Beiträge zur Herkunft dunkler Grubenfüllungen in Lößgebieten. Neue Ausgrabungen und Forschungen in Niedersachsen 2, 72-88

Schlichting, E. u. Blume, H.-P. (1961): Das typische Bodenprofil auf jungpleistozänem Geschiebemergel in der westbaltischen Klimaprovinz und seine grundsätzliche Deutung. Zeitschr. f. Pflanzenernähr., Düng., Bodenkde. 95, 193-208

Schmidt-Lorenz, R. (1957): Ein Beitrag zur Kenntnis der Terra fusca im südniedersächsischen Bergland. Diss. Göttingen, Ldw. Fak.

Schönhals, E. (1957): Spätglaziale äolische Ablagerungen in einigen Mittelgebirgen Hessens. Eiszeitalter u. Gegenw. 8, 5-17 (Vortr.Deuqua-Tagung Lauffen 1955).

-- (1957): Eine äolische Ablagerung der Jüngeren Tundrenzeit im Habichtswald. Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. 85, 380-386

-- (1959): Ein äolisches Sediment der jüngeren Dryas-Zeit auf dem Laachersee-Tuff. Fortschr. Geol. Rheinland u. Westf. 4, 337-340

-- (1960): Spät- und nacheiszeitliche Entwicklungsstadien von Böden aus äolischen Sedimenten in Westdeutschland. Proc. 7th Intern. Congr. of Soil Sci, Madison, Wisc., U.S.A. V. 40, 283-290

Schroeder, D. (1954): Untersuchungen über Verwitterung und Bodenbildung an Lößprofilen. Hannover 1954

Schweitzer, H.-J. (1958): Entstehung und Flora des Trasses im nördlichen Laachersee-Gebiet. Eiszeitalter u. Gegenw. 9, 28-48

Semmel, A. (1964): Junge Schuttdecken in hessischen Mittelgebirgen. Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. 92, 275-85

-- u. Plass, W. (1965): Spätkaltzeitliche Umlagerungen in Parabraunerde-Profilen. Mitt. d. Dtsch. Bodenkdl. Ges. 4, 33-39

Smoliková, L. u. Ložek, V. (1962): Zur Altersfrage der mitteleuropäischen Terrae calcis. Eiszeitalter u. Gegenw. 13, 157-177

--,-- (1964): The Holocene Soil Complex of Litoměřice. Anthropozoikum řada A, sv. 2, 41-56

Sonne, V. u. Stöhr, W. (1959): Bimsvorkommen im Flugsandgebiet zwischen Mainz und Ingelheim. Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N.F. 14, 103-116

Stebutt, A. (1930): Lehrbuch der allgemeinen Bodenkunde. Berlin 1930

Strautz, W. (1962): Auelehmbildung und -gliederung im Weser- und Leinetal mit vergleichenden Zeitbestimmungen aus dem Flußgebiet der Elbe. Beiträge z. Landespflege I, 273-314.

Stremme, H. (1960): Bodenbildung auf Geschiebelehmen verschiedenen Alters in Schleswig-Holstein. Zeitschr. dtsch. Geol. Ges. 112, 299-308

Stöhr, W. (1963): Der Bims (Trachyttuff), seine Verlagerung, Verlehmung und Bodenbildung (Lockerbraunerden) im südwestlichen Rheinischen Schiefergebirge. Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. 91, 318-337

-- u. Benecke, P. (1965): Verlagerungsvorgänge in prae- und postalleröden Böden auf Löß, Bims (Trachyttuff) und Staublehm. Mitt. d. Dtsch. Bodenkdl. Ges. 4, 41-52

Tüxen, R. (1939): Pflanzensoziologie und Bodenkunde in ihrer Bedeutung für die Urgeschichte. Urgeschichtsstudien beiderseits der Niederelbe, Hildesheim (Lax) 1939, 18-37

-- (1957): Die Schrift des Bodens. Angew. Pflanzensoziol. 14, (Stolzenau/Weser)

Wagner, W. (1952): Der geologische Aufbau an der Fundstelle der Hügel-Bronzegräber 1200 m südöstlich Wixhausen bei Darmstadt. Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. V, 3, S. 171-175

Werner, J. (1958): Zur Kenntnis der Braunen Karbonatböden (Terra fusca) auf der Schwäbischen Alb. Arb. aus d. Geol.-Paläont. Inst. T.H. Stuttgart N. F. 16

Wilde, S. (1962): Forstliche Bodenkunde. Hamburg-Berlin (Parey)

Wilhelmy, H. (1950): Das Alter der Schwarzerden und der Steppen Mittel- und Osteuropas. Erdkunde 4, 5-34

Willerding, U. (1960): Beiträge zur jüngeren Geschichte der Flora und Vegetation der Flußauen. Flora 149, 435-476

Winterhoff, W. (1962): Vegetationskundliche Untersuchungen im Göttinger Wald. Nachr. d. Akad. d. Wiss. in Göttingen, II. Math.-Phys. Kl., Jg. 1962, Nr. 2, 21-79

Zakosek, H. (1962): Zur Genese und Gliederung der Steppenböden im nördlichen Oberrheintal. Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch. 37

Zimmermann, H. (1962): Die Ursachen der Tonverlagerung und Gefügeveränderungen in Parabraunerden und mitteleuropäischen Kalkstein-Braunlehmen. Diss. Göttingen, Ldw. Fak.

Zürl, K. (1957): Verbreitung, Gliederung und Alter der Lösse und Lehme auf den Fildern bei Stuttgart. Arb. aus d. Geol.-Paläont. Inst. T.H. Stuttgart N. F. 10

Das Manuskript wurde im Oktober 1966 abgeschlossen; einzelne Nachträge November 1968.

FOTO-DRUCK LENZ · 63 Gießen · Riegelpfad 32/Ecke Ludwigstraße · Telefon 0641 - 77449