

# **GEOLOGICA** **BAVARICA**

Herausgegeben  
vom

**BAYER. GEOLOGISCHEN LANDESAMT**

Nr. 34

## Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän in Bayern

von

Karl Brunnacker

Mit 11 Abbildungen, 3 Tabellen und 2 Tafeln

M Ü N C H E N 1 9 5 7

## An die Verfasser von Aufsätzen und Mitteilungen

Die der Schriftleitung der „Geologica Bavarica“ eingereichten *Manuskripte sollen satzfertig sein*, d. h. den „Anweisungen für die Verfasser naturwissenschaftlicher Arbeiten (Die Bonner Anweisungen)“ entsprechen. Demnach sind Satzänderungen entgegen der Niederschrift, soweit sie 10 % der Satzkosten überschreiten, vom Verfasser zu bezahlen. Im einzelnen ist folgendes zu beachten:

### Aufbau

*Titel:* kurz und bezeichnend.

*Name des Verfassers:* in der Überschrift mit ausgeschriebenem Vornamen.

*Gliederung:* klar und übersichtlich; bei längeren Arbeiten Inhaltsverzeichnis.

*Zusammenfassung:* bei größeren Arbeiten erforderlich.

### Äußere Form

*Text:* in Maschinenschrift, einseitig, 1<sup>1</sup>/<sub>2</sub>-zeilig, handgeschriebene Verbesserungen in Druckschrift. Unterscheiden zwischen Bindestrich (- kurz) und Gedankenstrich (— lang), zwischen ss und ß (Masse und Maße).

*Angabe der Schriftart:* Molasse wird **Molasse** (fett, für Überschriften); Hauptverwerfung wird **Hauptverwerfung** (gesperrt, für wichtige Angaben); Müller, K. wird **MÜLLER, K.** (Kapitälchen, für Autorennamen); Ceratites wird *Ceratites* (Kursiv, für Fossilnamen mit lateinischer Endung); § senkrechte Schlangenlinie am Rand für Kleindruck (Petit, bei Tabellen, Schichtenverzeichnissen von Bohrungen, Synonyma, Zitaten, Textabschnitten von untergeordneter Bedeutung u. a.).

*Fußnoten (Petit):* fortlaufend beziffern, nachträgliche alphabetisch zwischenschalten, z. B. 6a).

*Literaturzitate:* durch Nennung des Verfassers, des Erscheinungsjahres und evtl. der betr. Seite; bei mehreren Arbeiten eines Verfassers im gleichen Jahr a, b, usw. hinzufügen (z. B. 1953 b). Bei mehreren Autoren einer Arbeit Namen in alphabetischer Folge und durch „&“ verbinden.

*Schriftumsverzeichnis:* am Schluß der Arbeit und alphabetisch geordnet. Beispiele für Literaturangaben

a) bei Zeitschriften:

LEUCHS, K.: Tektonische Untersuchungen im Wettersteingebirge. — Z. deutsch. geol. Ges., 87, S. 703—719, 3 Abb., Berlin 1935.

b) bei Büchern:

RINNE, F.: Gesteinskunde. 12. Aufl., 428 S., 589 Abb., Leipzig (Max Jännecke) 1940.

### Bebilderung

Bilder im Text sind „Abbildungen“, auf Tafeln stehen „Figuren“ oder „Bilder“ (bei Photographien).

Auf jeder Vorlage notwendig: Name und Anschrift des Verfassers, Nummer der Abbildung bzw. Tafel, gewünschte Verkleinerung (Satzspiegelgröße berücksichtigen!), Hinweis für „oben“ bzw. „unten“.

Alle *Vorlagen druckfertig* einreichen und zwar im Original. Vorlagen gegebenenfalls größer als ihre endgültige Wiedergabe zeichnen; nach Möglichkeit für einfarbigen Druck. Maßstab und Himmelsrichtung nicht vergessen. Beschriftung in magerer Blockschrift, keine Kunstschrift. Photos hochglänzend, weiß. Jede Vorlage mit kurzem erläuternden Text (Petit) versehen (z. B.: Abb. 11. Querprofil der . . .), der im Manuskript dort stehen muß, wo die Vorlage eingefügt werden soll. Bei reichlichem Bildmaterial frühzeitig mit der Schriftleitung in Verbindung treten.

Alle Druckangelegenheiten sind mit der Schriftleitung zu erledigen, *in keinem Fall unmittelbar mit der Druckerei.*

Sonderdrucke werden in unveränderter Form gedruckt, nur mit Zitate versehen.

Der Verfasser erhält 50 Exemplare seiner Arbeit kostenfrei. Bei zwei und mehr Verfassern einer Arbeit erhöht sich die Gesamtzahl der Freixemplare auf 75.

Die Schriftleitung

# **GEOLOGICA** **BAVARICA**

Herausgegeben  
vom  
**BAYER. GEOLOGISCHEN LANDESAMT**

Nr. 34

## **Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän in Bayern**

von  
**Karl Brunnacker**

Mit 11 Abbildungen, 3 Tabellen und 2 Tafeln

**M Ü N C H E N 1 9 5 7**

**Gesamtherstellung: Akademische Buchdruckerei F. Straub, München**

# Inhaltsverzeichnis

	Seite
Einleitung . . . . .	5
I. Teil: Die jungpleistozäne Bodenentwicklung in Bayern . . . . .	10
I. Die würmeiszeitliche Bodenentwicklung . . . . .	10
A. Der würmeiszeitliche Löß in Südbayern . . . . .	12
1. Der mittlere Faziesbezirk Südbayerns . . . . .	13
a. Die Periglazialabfolge bei München . . . . .	13
b. Die Periglazialabfolge bei Straubing . . . . .	15
c. Die Feingliederung der würmeiszeitlichen Periglazialabfolge . . . . .	18
2. Der südliche Faziesbezirk Südbayerns . . . . .	20
a. Der Löß bei München . . . . .	20
b. Der Löß zwischen Wertach und Lech südlich Augsburg . . . . .	29
c. Der Löß im Illergebiet . . . . .	32
d. Der Löß im Inngebiet . . . . .	32
e. Der Verlauf der Grenze zwischen mittlerem und südlichem Faziesbezirk . . . . .	32
3. Der nördliche Faziesbezirk Südbayerns . . . . .	33
4. Zusammenfassung der räumlichen und zeitlichen Gliederung des würmeiszeitlichen Lößes in Südbayern . . . . .	39
B. Der würmeiszeitliche Löß in Mainfranken . . . . .	40
C. Vergleich mit dem würmeiszeitlichen Löß in benachbarten Gebieten . . . . .	42
D. Die Ursachen der regionalen Bodendifferenzierung im Ablauf der Würmeiszeit . . . . .	46
E. Die frühglaziale Bodenentwicklung . . . . .	49
1. Der Bodenzustand am Ausgang des Riß/Würm-Interglazials . . . . .	49
2. Die frühglaziale Klimaverschlechterung . . . . .	50
3. Der frühglaziale Klimaablauf . . . . .	51
F. Zusammenfassung der früh- und hochglazialen Boden- und Klimaentwicklung . . . . .	52
1. Die Zeit des gleyartigen Bodens . . . . .	52
2. Das Frühglazial . . . . .	54
3. Das Hochglazial . . . . .	54
II. Die spätglaziale Bodenentwicklung . . . . .	56
A. Die spätglaziale Bodenbildung auf Niederterrassenschotter . . . . .	56
1. Die Schotterlehme als Zeugen einer spätglazialen Bodenbildung . . . . .	57
2. Die Böden der Münchener würmeiszeitlichen Schotterflur . . . . .	58
a. Die Altstadtstufe . . . . .	58
b. Die Giesinger Terrasse . . . . .	60
c. Die Grünwalder und Perlacher Geräumt-Terrasse . . . . .	60

	Seite
d. Das Hauptniveau der Niederterrasse . . . . .	60
e. Das Tal des Hachinger Baches . . . . .	61
f. Der ehemalige Abflußbereich nördlich vom Mangfallknie . . . . .	61
g. Die Gautinger Stufe . . . . .	61
h. Die moornahen Fazies der Schotterböden . . . . .	61
Anhang: Die Böden innerhalb des Jungmoränenkranzes . . . . .	62
3. Der Einfluß der heutigen regionalen Klimadifferenzierung auf die Aus- bildung des Schotterlehms . . . . .	63
4. Die Bodenverhältnisse auf den würmeiszeitlichen Schotterfluren des Alpen- vorlandes . . . . .	64
5. Die Bodenentwicklung auf kalkgeröllreichen Schottern . . . . .	64
a. Die Rendzina-Bildung . . . . .	64
b. Die Schotterlehm-Bildung . . . . .	65
6. Zusammenfassung der spätglazialen Bodenentwicklung auf Schotter . . . . .	66
B. Die Spätglaziale Bodenentwicklung auf Löß . . . . .	66
C. Zusammenfassung der spätglazialen Boden- und Klimaentwicklung . . . . .	67
III. Die Bodenentwicklung des frühen Postglazials . . . . .	68
IV. Die Einordnung des würmeiszeitlichen Glazialgeschehens in den Ablauf der Boden- entwicklung . . . . .	69
V. Die absolute Dauer der Würmeiszeit . . . . .	69
VI. Die Entwicklung des Lebens . . . . .	69
II. Teil: Die interglazialen Böden und die Großgliederung des jüngeren Pleistozäns in Bayern . . . . .	71
I. Der interglaziale Boden- und Klimaablauf . . . . .	71
A. Basenarmer Terrassensand . . . . .	71
B. Löß . . . . .	72
1. Mainfränkisches Lößgebiet . . . . .	73
2. Niederbayerische Lößplatte . . . . .	75
C. Diluviallehm . . . . .	75
D. Kalkgeröllreicher Schotter . . . . .	78
II. Die Großgliederung des Mittel- und Jungpleistozäns . . . . .	78
A. Die Rißeiszeiten . . . . .	78
1. Die Jungrißeiszeit . . . . .	82
2. Die Altrißeiszeit . . . . .	85
B. Das Mindel/Riß-Interglazial . . . . .	85
C. Der großklimatische Ablauf des mittleren und jüngeren Pleistozäns . . . . .	88
Zusammenfassung . . . . .	88
1. Teil . . . . .	88
2. Teil . . . . .	90
Schrifttum . . . . .	91

## Einleitung

Durch die Beschreibung pleistozäner Böden in Bayern soll der Kenntnisstand hinsichtlich der Ausbildung und Verbreitung der fossilen Böden sowie der sich daraus ergebenden paläoklimatischen Folgerungen erweitert werden. Ein derartiger Beitrag scheint vor allem geeignet, den eiszeitlichen Geschehnisablauf in manchen Einzelheiten näher kennenzulernen. Dennoch kann es nicht dessen Aufgabe sein, die Stratigraphie des jüngeren Diluviums in allen Punkten zu klären, sondern lediglich einen bodenkundlichen Baustein der koordinierenden Quartärgeologie zu bieten, dessen Wert vor allem in der geschlossenen zeitlichen Entwicklung liegen dürfte.

Andererseits wird die Quartärgeologie in Zukunft ohne stärkere Heranziehung von Hilfswissenschaften, insbesondere der Bodenkunde und Pollenanalyse<sup>1)</sup>, nicht mehr zu völlig befriedigenden Ergebnissen hinsichtlich der Gliederung und des Klimaablaufes des Eiszeitalters wie seiner Untergliederung kommen können; denn die Zeugnisse, worauf sich die Quartärgeologie ursprünglich gestützt hat — die fluvioglazialen Schotter und deren Verknüpfung mit Moränen und Verwitterungshorizonten — repräsentieren nur die Großglieder des Eiszeitalters, lassen aber deren Feinstratigraphie weitgehend offen.

Daneben ist es für die Bodenkunde von Interesse, die Ausgangssituation der postglazialen Bodengenese kennenzulernen, um einen Hinweis zwischen „fossilen“ und „rezenten“ Erscheinungen im heutigen Bodenbild zu finden. Hinzu kommt die Vergleichsmöglichkeit des Ablaufes der postglazialen Bodenentwicklung mit der interglazialen Bodenentwicklung.

Derartige bodenkundlich-erdgeschichtliche Untersuchungen sind deshalb von besonderem Interesse, weil sich immer mehr zeigt, daß unser Boden größtenteils das Produkt jungdiluvial-kaltzeitlicher und postglazial-warmzeitlicher Klima- und Verwitterungsbedingungen ist. So sei nur ein Ergebnis von D. C. VAN DIJK (1951, S. 46) über die Gesteinsverwitterungsböden im Stromberg-Gebiet (Nordwürttemberg) angeführt: „Die rezente Verwitterung konnte das Bodenartenprofil nicht vertiefen, sondern praktisch nur das Bodentypenprofil ausbilden“. Darüber hinaus wurden die heutigen Bodentypen zumindest teilweise bereits im Spätglazial entscheidend vorgeformt. Das ergibt sich u. a. aus diesem Beitrag. Diese noch kaltklimatische Anlage der Böden muß auch bei interglazialen Böden berücksichtigt werden.

Es war nicht möglich, sämtliche Lößaufschlüsse Bayerns aufzunehmen, deshalb wurden nach Aufstellung einer Grundgliederung des würmeiszeitlichen Lößes in Südbayern (1953 b) nur die Gebiete systematisch nach genügend weit aufgeschlossenen Profilen abgesehen, die eine Erweiterung der Kenntnis über die faziellen Differenzierungen einzelner geologischer Horizonte erwarten ließen. Aber auch aus den übrigen bayerischen Lößgebieten sind genügend Aufschlüsse bekannt, um die Ergebnisse verallgemeinern zu können. Insgesamt wurde hier die Kenntnis von mehr als hundert größeren Lößaufschlüssen in Bayern verwertet.

Bedingt durch die klimatischen Verhältnisse, treten in Bayern kaum natürliche Lößaufschlüsse auf. Die Profilaufnahme war deshalb vor allem auf künstliche Aufschlüsse (wie Ziegeleigruben u. dgl.) angewiesen.

In ähnlicher Weise wurde den Bodenverhältnissen auf den südbayerischen Niederterrassen, die Wesentliches über das Spätglazial auszusagen vermögen, nachgegangen. Aus-

<sup>1)</sup> Mit Hilfe der Pollenanalyse ist vor allem eine Feingliederung der Warmzeiten möglich, während — wie gerade hier gezeigt wird — die Bodenkunde für die Feingliederung der Kaltzeiten wichtige Kriterien liefern kann, die Warmzeiten im wesentlichen aber nur als „Einheit“ zu erfassen vermag.

gehend von den um München gewonnenen Gesichtspunkten, wurden die Schotterfluren des Inn, des Lech und der Iller untersucht. Weitere Ergebnisse brachte die geologische und bodenkundliche Kartierung des Blattes Straßkirchen/Ndb.

Entscheidend für die Auswertung fossiler Böden ist die Unterscheidung autochthon lagernder Böden von als Fließerden umgelagerten Böden (s. H. FREISING 1949, 1951). Dafür wiederum ist Voraussetzung die Kenntnis der Bodentypen, ihrer Entstehungsbedingungen und ihres Profilaufbaues (W. LAATSCH 1938; W. L. KUBIENA 1948, 1953; G. W. ROBINSON 1939).

Folgende Bodenbildungen sind in Süddeutschland zu berücksichtigen:

**Braunerde:** Sie bildet sich auf einigermaßen basenreichem Gestein unter Klimabedingungen, wie sie heute in Mitteleuropa vorliegen. Kommt eine fossile Braunerde — autochthon oder umgelagert — vor, dann liegt ein Hinweis auf interglazial-warmzeitliche Klimabedingungen vor (Laubwaldklima). Die auf Löß gebildeten, rezenten wie fossilen, Braunerden zeigen eine starke Tondurchwaschung aus dem Oberboden in den Unterboden („Parabraunerde“ — nach einem Vorschlag von E. MÜCKENHAUSEN).

**Profilaufbau:** A-Horizont: Humushaltiger Oberboden  
 (B)- „ : Prismatisch-bröckeliger, braun gefärbter Verwitterungshorizont  
 C- „ : Ausgangsgestein (hier Löß).

Auf den kalkgeröllreichen Schottern Südbayerns entspricht dieser Braunerde ein rötlich gefärbter Schotterlehm (AB-Horizont in den aufgeführten Profilen). Dem interglazialen Schotterlehm fehlt im Gegensatz zum postglazialen ein humushaltiger Oberboden.

Gleyartiger Boden (Pseudogley) hat vielfach die interglaziale Braunerde überprägt bzw. vertreten. Es handelt sich dabei einerseits um eine Folge der Entbasung und Tonauswaschung aus dem Oberboden und der damit verknüpften Verdichtung des (B)-Horizontes und andererseits eines bestimmten Klimarhythmus, der eine jahreszeitlich wechselnde Durchnässung und Austrocknung des Bodens (= Staunässe!) verursacht und der vor allem auch durch Fichtenbestockung begünstigt wird. Selbstverständlich kann sich dieser Boden nur dort entwickeln, wo wasserstauender Untergrund vorliegt, somit nicht auf flacheren Schotterböden und seltener in Hanglagen. In ebenen oder muldigen Lagen ist in Bayern die R/W-Braunerde so gut wie immer durch den gleyartigen Boden des ausgehenden R/W überprägt. Darüber liegt dann recht häufig in Form einer Fließerde Braunerdematerial, das von Hanglagen abgetragen wurde, wo sich kein gleyartiger Boden bilden konnte, die Braunerde somit erhalten geblieben ist (vgl. Abb. 8).

**Profilaufbau:** A<sub>g</sub>-Horizont: Grauer Oberboden, besonders unten mit bis schussergroßen Eisenmangankonkretionen  
 B<sub>g</sub>- „ : Grau und braun „marmorierter“ Unterboden  
 C- „ : Ausgangsgestein.

Neben diesem durch Basenauswaschung und die spätinterglaziale Klimaverschlechterung bedingten sekundären, aus einer Braunerde hervorgegangenen Pseudogley gibt es auch primäre Pseudogleye, die teils ebenfalls eine interglaziale Warmzeit repräsentieren (Pseudogley I. Ordnung), teils aber auch bei Ausgang einer Warmzeit auf Fließerden liegend entstanden sind (Pseudogley II. Ordnung). Diese primären Pseudogleye II. Ordnung lassen sich jedoch bisher kaum stratigraphisch eindeutig erfassen, da sie vor allem am Rand und außerhalb der großen Lößgebiete zu suchen sind, dort aber der periglaziale Abtrag besonders intensiv war.

Ausgesprochen kaltklimatische Bodenbildungen sind dagegen „Fließerde“, „Tundren-Naßboden“ und „Brauner Verwitterungshorizont“. In der angeführten Reihenfolge repräsentieren sie eine bei eiszeitlichem Klima durch abnehmende Bodendurchnässung gekennzeichnete Reihe.

Die „Fließerde“ (S-Horizont = Solifluktionshorizont) ist durch Einlagerungen von Fremdmaterial, körnige Struktur usw. gekennzeichnet (s. H. FREISING 1949, 1951).

Der „Tundren-Naßboden“ (G-Horizont) zeichnet sich durch graue Färbung (= Vergeleyung) infolge Reduktion des Eisens bei Sauerstoffmangel infolge Wasserübersättigung aus. Derartige Naßböden können in bestimmten Zeitabschnitten entstanden sein, sie können aber auch standortbedingt — nämlich in wasserstauenden Geländeeintiefungen — vorkommen. Anderer-

seits kann der Naßboden in hängigen Lagen auch durch Fließerdeabtrag und an anderen Stellen durch Fließerdeantrag vertreten sein. Dieses angetragene Bodenmaterial kann vergleyst sein, nach Ablagerung noch vergleyst werden, es kann aber auch eine Vergleyung fehlen. Die Schnecken-Fauna der Tundren-Naßböden ist sowohl arten- wie individuenmäßig besonders reichhaltig (M. BRUNNACKER & K. BRUNNACKER 1956).

Der „Braune Verwitterungshorizont“ ((A)-Horizont) entsteht dagegen bei etwas trockeneren Bodenverhältnissen. In Südbayern ist dieser Boden durch nur teilweise Wegführung des Kalkes gekennzeichnet, in Mainfranken dagegen wurde er praktisch vollständig entkalkt.

Bei den Profilbeschrieben ist zu beachten, daß das Bodenprofil ein zuvor abgelagertes Sediment überprägt (Ausnahme: S-Horizont).

Kalkumlagerungen im Löß und seinen Böden erschweren unter Umständen die Deutung der Lößprofile und machen ein allein auf Laboratoriumsuntersuchungen aufgebautes Ergebnis recht problematisch (K. BRUNNACKER 1956 b und c). Aus diesem Grund wurde hier von Laboratoriumsuntersuchungen weitgehend abgesehen, zumal sich erst in neuerer Zeit Methoden herauschälen, die eine Ergänzung der im Gelände gefundenen Ergebnisse darstellen können (W. FAULER 1936; E. SCHOENHALS 1952; E. W. GÜNTHER 1954; H. HOLZER 1952).

Nachdem H. FREISING (1949, 1951) die Kriterien zusammengestellt hat, die ein Bodenmaterial als umgelagert zu erkennen geben, seien hier die wesentlichsten Punkte genannt, die einen fossilen Boden als anstehend anzeigen:

Bei Braunerden ist meistens nur noch der (B)-Horizont (= Unterboden) anstehend erhalten. Er zeigt bröckelig-prismatische Struktur und säulige Absonderung. Teilweise kommen Humuseinwaschungen in den Spalten vor.

Auf Steppenboden weisen Krotowinen. Damit ist aber nicht immer ein interglaziales Bildungsalter des Bodens zu beweisen; denn Krotowinen kommen auch innerhalb eindeutig kaltzeitlicher, nicht humoser Ablagerungen vor (K. BRUNNACKER 1956 b). Manchmal treten auch in humushaltigen, dunkelgefärbten Fließerden runde braune Lehmbatzen auf, wodurch eine Schwarzerde mit Krotowinen vorgetäuscht werden kann. Ob diese humosen Fließerden manchmal eine autochthone Humusbildung im Verlauf ihrer Ablagerung mitgemacht haben, bedarf noch der Klärung.

Der auf kalkgeröllreichen Hochterrassen liegende rötliche Schotterlehm zeigt bröckelig-prismatische Struktur. Bei anstehendem Boden befinden sich die Gerölle, auch wenn stark zermürbt, wenigstens im liegenden Teil meistens noch im Verband. Diesem Schotterlehm geht entwicklungsmäßig eine rendzinaartige Bodenbildung voraus. Ein sicheres Kennzeichen für den autochthonen Schotterlehm bilden die Verwitterungstaschen an seiner Basis, die nicht mit Frostkeilen oder Brodelerscheinungen verwechselt werden dürfen. Sie stehen in einem bestimmten Größenverhältnis zur ursprünglichen Mächtigkeit des jeweiligen Schotterlehms. Die bei Schotterböden in Südbayern vorkommenden, scherbig zerfallenden Gerölle dürfen außerdem nicht vorbehaltlos als Produkt einer Frostverwitterung gedeutet werden. So zerfallen Flyschsandsteingerölle auch bei beginnender chemischer Verwitterung zuerst längs alter, wieder verheilte Klufsysteme.

Der (B)-Horizont der Braunerde ist meistens rötlich-braun gefärbt. Diese Bodenfarbe ist jedoch kein eindeutiges Kriterium für einen Interglazial-Boden, da auch die Eigenfarbe des Lößes mit hereinspielen kann (z. B. rötlicher Löß bei Nördlingen). Außerdem ist die rötliche Farbe, deren Ursache bei den Böden nicht immer ganz geklärt ist, allein ein Zeichen für eine verhältnismäßig scharfe sommerliche Austrocknung. Diese wiederum ist aber kein Beweis für ein interglazial-warmzeitliches Klima.

Der  $A_g$ -Horizont (Oberboden) des gleyartigen Bodens ist grau gefärbt und mit bischussergroßen Eisenmangan Konkretionen vor allem in seinem unteren Teilhorizont durchsetzt. Der darunter liegende  $B_g$ -Horizont (Unterboden) zeigt beim sekundären Pseudogley noch etwas die prismatisch-bröckelige Reliktstruktur des Braunerde-(B)-Horizontes, jedoch ist dieser Horizont grau „marmoriert“, wobei die grauen Verfärbungen vor allem entlang den Schwundrissen des ehemaligen Braunerde-(B)-Horizontes verlaufen. In manchen Fällen ist es aber recht schwer, Relikte des vorangegangenen „Braunerde-Stadiums“ zu erkennen, da bei der Entbasung und Verdichtung des (B)-Horizontes die typische Braunerdestruktur weitgehend verlorengegangen ist. Manchmal kommen auch schwarze, günstigenfalls dendritenartig ausgebildete Manganausscheidungen als Bezug der Bodenkörperchen vor. Sie dürfen nicht mit Humuseinwaschungen verwechselt werden. Sie scheinen auch in Fließerden, ohne an eine bestimmte Bodenbildung gebunden zu sein, auftreten zu können.

An der Basis des innerwürmeiszeitlichen Tundren-Naßbodens liegen öfter horizontal-plattige Strukturen (s. 1955 a). Der Naßboden selbst ist grau gefärbt, soweit er auf frischem Lößmaterial liegt. Bildet dagegen interglaziales Verwitterungsmaterial das Ausgangsgestein für diesen Typ, dann kommt nur eine Aufhellung der braunen Farbe und Graufleckigkeit vor. Soweit entlang von Wurzelkanälen Luftsauerstoff in den Naßboden Zutritt hatte, sind konzentrischschalige Eisenröhren und Eisenflecken entstanden. Die Eisenröhren können aber auch jüngsten Datums sein, wenn der Sauerstoff von der heutigen Landoberfläche aus zugeführt wird. Eindeutig an die Landoberfläche des Tundren-Naßbodens sind die Eisenröhren nur dann gebunden, wenn sie nach dieser Landoberfläche hin in Schlieren übergehen oder ein kryptobater Frostboden den Abschluß im Hangenden bildet.

Der faziell diesen Naßboden vertretende „Braune Verwitterungshorizont“ ist allein mehr oder weniger stark entkalkter Löß. Er zeigt teilweise die Spuren stärkerer Durchwurzelung oder Grabgänge von niederen Tieren in Form zahlreicher, rd. 3—5 mm dicker Kanälchen, wie sie vereinzelt auch im Oberen Löß Südbayerns vorkommen. Manchmal besitzt er auch eine ganz schwache, säulige Absonderung (z. B. in Köfering). Zumindest in den bayerischen Vorkommen dieses Typs fehlen Lößkindel an der Basis, jedoch ist in Mainfranken (z. B. Schweinfurt) der unmittelbar darunter liegende Löß mit Kalk-Pseudomyzel durchsetzt, insbesondere im Bereich horizontal-plattiger Absonderungsflächen an der Basis.

Mit einer derartigen Zusammenstellung kann selbstverständlich kein Rezept zum Erkennen autochthonlagernder fossiler Böden gegeben werden. Letzten Endes kommt es immer auf das Gesamtbild innerhalb des Aufschlusses und einen Vergleich mit den heutigen Bodenverhältnissen an.

Meistens ist es außerdem unmöglich, aus dem Mächtigkeitsverhältnis der fossilen Böden die relative Dauer der Bildungszeiten herauszulesen; wer dies versuchen will, muß wenigstens bei Berücksichtigung des Ausgangsgesteins, des Bodentypes und dessen Bildungsbedingungen von einem bestimmten Bodenhorizont — etwa dem (B-)Horizont einer Braunerde — ausgehen, da das Gesamtprofil der Braunerde in den allermeisten Fällen doch nicht erhalten ist, muß ferner die Standortverhältnisse berücksichtigen und muß möglichst einen Vergleich mit den heutigen Böden suchen. Dabei ist dann aber wiederum zu bedenken, daß unser rezenter Boden durch die menschlichen Einwirkungen hinsichtlich der Mächtigkeit wie manchmal auch der typologischen Ausprägung von einem entsprechenden Interglazialboden letztlich doch sehr verschieden sein kann.

Es ist verhältnismäßig einfach, aus der typologischen Ausformung der eiszeitlichen Böden die Umstände ihrer Entstehung wenigstens in großen Zügen zu rekonstruieren. Sehr schwer ist es dagegen bei den Entstehungsbedingungen, insbesondere bei den Tundren-Naßböden und Fließerden, zu entscheiden, ob standortbedingte Ursachen, wie Geländelage des Profils und Geländeausformung der näheren Umgebung, oder die Auswirkungen großklimatischer Ursachen vorliegen (vgl. Abb. 8). Gerade bei Fließerden und Naßböden als Hilfsmittel zur Rekonstruktion der eiszeitlichen Klimabedingungen ist weiter zu berücksichtigen, daß derartige auf graduelle Nässewirkungen zurückführende Erscheinungen eine Funktion von Temperaturablauf und Niederschlagsverteilung in Beziehung zur Tiefe des sommerlichen Auftaubodens darstellen. Es können somit unter Umständen bei geringeren Sommertemperaturen und recht wenig Niederschlägen die gleichen Wirkungen hinsichtlich der Bodendurchnässung erzielt werden wie bei etwas höheren Sommertemperaturen und höheren Niederschlagsmengen. Als sicher darf aber gelten, daß die Fließerden, die die Eiszeiten einleiten, nicht allein eine Folge der klimabedingten Entwaldung und der Bodendurchfeuchtung darstellen, sondern gerade in ihren Anfangsphasen zusätzlich durch die Reliefunterschiede mitbedingt sind. Diese gleichen sich infolge des Bodenfließens mehr oder weniger weitgehend aus.

Bei einer Rekonstruktion des eiszeitlichen Klimaablaufes ist es deshalb nötig, die stratigraphische Stellung der herangezogenen Horizonte so gut wie möglich festzulegen, die Standort-

verhältnisse zu berücksichtigen und die Möglichkeiten der faziellen Differenzierung infolge regionalklimatischer Änderungen mit Hilfe eines möglichst großen und weiträumigen Beobachtungsnetzes auszuwerten. Und dennoch wird es nicht immer gelingen, zu einem einwandfreien, aus dem Bodenaufbau erschlossenen Gesamturteil bezüglich des jeweiligen Klimabildes zu kommen.

Die im folgenden gebrauchten stratigraphischen Bezeichnungen (z. B. W I, W I/II) sind als Arbeitsbezeichnungen innerhalb der hier behandelten Zeitfolge zu werten. Sie stehen — abgesehen vom R/W-Interglazial (im Sinne von I. SCHAEFER & H. GRAUL 1953 als letzte Warmzeit) — in keinem direkten Zusammenhang mit den bisher üblichen, in so verschiedenartigem Sinne gebrauchten und schließlich so oft miteinander verwechselten stratigraphischen Bezeichnungen des Jungpleistozäns. Eine derartige Nomenklaturfrage scheint hier unwichtig, da zuerst einmal eine wirklich in sich geschlossene zeitliche Reihe des Jungpleistozäns entwickelt und bewiesen werden muß und dann erst an eine Diskussion bezüglich der Namengebung gedacht werden kann. Bei der Vielzahl der Auffassungen sind wir heute so weit, daß es nötig ist, der stratigraphischen Bezeichnung den Namen des Autors beizufügen, in dessen Sinne sie gebraucht wird.

Unter einem Interglazial wird hier eine Warmzeit verstanden, die wenigstens während ihres Höhepunktes in den großen süddeutschen Lößgebieten durch Laubwaldklima und damit durch Braunerdebildung auf Löß — entsprechend dem bisherigen Postglazial — gekennzeichnet war. Ein Glazial (= Kaltzeit) war in der gleichen Gegend durch klimatisch bedingte Entwaldung (Temperaturminderung) ausgezeichnet. Ein Interstadial war eine kleine, etwas wärmere, zeitlich recht kurze Klimaoszillation, die normalerweise keine Wiederbewaldung in den genannten Gebieten mit sich brachte, und wenn Wald hier aufkommen konnte, dann nur temperatur-anspruchsloser Nadelwald. Ein Glazial begann — ebenfalls von den süddeutschen Lößgebieten ausgehend — mit der endgültigen Entwaldung; es endete nach unserer Definition mit der ersten Wiederbewaldung.

## I. Teil

**Die jungpleistozäne Bodenentwicklung in Bayern****I. Die würmeiszeitliche Bodenentwicklung**

In neuerer Zeit wurde in zahlreichen Beiträgen zur Lößgliederung im südlichen Mitteleuropa die Kenntnis der pleistozänen Bodengeschichte erheblich erweitert, so vor allem durch die Arbeiten von E. SCHOENHALS (1950, 1951 a und b), H. FREISING (1949, 1951, 1953, 1954), F. BRANDTNER (1950 und 1954), R. LAIS † (1951, 1954) und J. FINK (1954). Aus Bayern, einem der Ausgangsgebiete der Quartärforschung, fehlte bisher, abgesehen von älteren Lößbearbeitungen meist allgemeineren oder sehr speziellen Inhalts (O. M. REIS 1920, 1922, 1926, 1927; J. STADTLER 1916; W. KOEHNE 1921; F. MÜNICHSDORFER 1926; S. CLESSIN 1904; J. SCHWIND 1927) und einigen Teilbeobachtungen jüngerer Datums (G. PRIEHÄUSSER 1930 und 1953; H. LÖBER 1932; L. KRUMBECK 1941 und 1950; F. TRUSHEIM 1935; F. KOHL 1951) eine zusammenfassende Behandlung des Lößes. Diese Lücke soll hier, nachdem bereits Teilfragen behandelt und ein erster Überblick über den bayerischen Löß gebracht wurden, geschlossen werden, und zwar vor allem unter Berücksichtigung der regionalklimatischen und standortbedingten Bodendifferenzierung, die bei rezenten Böden zu berücksichtigen eine Selbstverständlichkeit darstellt, bei fossilen Böden dagegen bisher offensichtlich oft zu wenig Beachtung gefunden hat (vgl. Literaturverzeichnis K. BRUNNACKER).

Das Riß-Würm-Interglazial war die letzte Warmzeit (s. I. SCHAEFER & H. GRAUL 1953). Es war — um ein Beispiel herauszugreifen — auf dem rißeiszeitlichen Löß im niederbayerischen Donaugebiet durch Braunerdebildung vertreten, war damit durch ein Klima ausgezeichnet, das weitgehende Übereinstimmung mit dem heutigen gezeigt hat. Demnach kommen auf den jüngeren südbayerischen Hochterrassen (z. B. um München, südlich Augsburg, bei Dillingen, Ingolstadt, Regensburg und Straubing) über dem zeitlich entsprechenden Schotterverwitterungshorizont allein die durch keine weitere derartige interglazial-warmzeitliche Bodenbildung mehr unterbrochene würmeiszeitliche Fließerde und Löß vor (1953 b).

Ein an sich naheliegender Einwand, nämlich, daß in der Nähe der alpinen und voralpinen Vergletscherung einst die periglazialen Sedimente nur lückenhaft abgelagert wurden und daß hier eine besonders starke Solifluktion zwischendurch unkontrollierbare Diskordanzen geschaffen hat, gilt nicht; denn es ist beispielsweise möglich, die von H. FREISING (1949) für Nordwürttemberg dargelegte Periglazialabfolge der „letzten Kaltzeit“ (also nach H. FREISING 1949, „Würm II“, jedoch nach unserer Auffassung „Würm“) nicht nur wiederzufinden, sondern sogar noch weiter zu differenzieren (vgl. Abb. 10), und zwar sowohl im zeitlichen Ablauf wie in der räumlichen Verteilung (K. BRUNNACKER 1956 a).

An sich sollten an Hand der in Tabelle I zusammengestellten Klimadaten die „klimazonal“ bedingten Verschiedenheiten in der heutigen Verteilung der Bodentypen auf Löß besprochen werden. Solange dieser als Ausgangsgestein angesehene Löß aber nicht eindeutig zeitlich datiert ist, besteht die Möglichkeit, daß Bodenbildungen auf altersverschiedenen Lössen und Fließerden in einen unzulässigen Zusammenhang miteinander gebracht werden; denn vorläufig wissen wir ja nicht einmal, wann der jüngste Löß in Bayern abgelagert wurde und ob es

sich dabei auch wirklich um einen Zeugen des letzten eiszeitlichen Stadiums in Mitteleuropa handelt.

So kann die Bedeutung der heutigen regionalen Klimadifferenzierung für die heutige Bodenbildung auf Löß kaum erkannt werden, wenn z. B. einmal jüngster Löß und das andere Mal ein Löß als Ausgangsgestein genommen wird, der vorher schon einmal eine Bodenbildung mit entsprechender Basenverarmung erlebt hat; z. B. ist bekannt, daß nicht nur in manchen Gebieten Südbayerns der würmeiszeitliche Löß älterem Löß „dachziegelartig“ aufliegt (J. STADLER 1916). Somit müssen bei Untersuchung rezenter Lößböden unter Umständen auch stratigraphische Gesichtspunkte herangezogen werden — ein Gesichtspunkt, der in Zukunft noch einige Bedeutung erlangen wird.

Den folgenden Ausführungen sei wegen besserer Übersichtlichkeit eine Gesamtgliederung vorweggenommen, die sich eigentlich erst am Schluß der regionalen Untersuchung ergibt:

Postglazial		Postglazial i. e. S. Jüngere Tundrenzeit Alleröd	
Spätglazial (Ält. Tundrenzeit)	SpW <sub>c</sub>	Endgültiger Gletscherrückzug in den Alpen	
	SpW <sub>b</sub>	Bildungszeit der jüngeren Schotterflächen	
	SpW <sub>a</sub>	Bildungszeit der älteren Schotterflächen (z. T. auch noch W <sub>II</sub> )	
Hoch-(Würm-) Glazial	W <sub>II</sub>	Oberer Löß (fällt in Lößgebieten nur lokal aus)	} z. T. Basisfließerde
	W <sub>I/II</sub>	Tundrenboden (Brauner Verwitterungshorizont bzw. Tundren-Naßboden)	
	W <sub>I</sub>	Unterer Löß (fällt z. T. aus)	
Frühglazial	FW <sub>c</sub>	z. T. Tundrenboden (ähnlich W <sub>I/II</sub> )	} z. T. Basisfließerde
	FW <sub>b</sub>	(z. T. Sandlöß)	
	FW <sub>a</sub>	z. T. „Schwemmschicht“ z. T. Schichtlücke	
R/W-Interglazial	R/W <sub>b</sub>	Gleyartiger Boden (= Pseudogley), (bei geeignetem Gestein und Relief)	
	R/W <sub>a</sub>	Braunerde (Parabraunerde)	
Vorletzte Kaltzeit		„Älterer Löß“ mit Tundren-Naßböden und Fließerden (ungegliedert)	

Auf Grund der im folgenden aus Südbayern angeführten Profile könnte die Auffassung entstehen, daß die Basisfließerde eine auf das Frühglazial beschränkte Erscheinungsform darstellt. An Hand der Verhältnisse in Mainfranken wurde jedoch gezeigt (1955), daß sowohl bei standörtlich dafür günstig gelagerten Fällen wie bei bestimmten regional-klimatischen Bedingungen das Bodenfließen bis zum Ende des W<sub>I/II</sub> und darüber hinaus anhalten konnte. Hiermit muß selbstverständlich der Begriff der „Basisfließerde“ erweitert werden zu einem Faziesbegriff. Bei dieser Basisfließerde-„Fazies“ ist oft eine zeitliche Einordnung unsicher; denn infolge intensiven Bodenfließens können Schichtlücken oder

Erosionsdiskordanzen besonders zu Anfang der Eiszeit entstehen. Dies muß hier noch eigens betont werden; denn Profile, die aus Basisfließerde und überlagerndem Oberem Löß oder nur aus letzterem bestehen, sind allgemein weit häufiger verbreitet, als solche mit differenzierterer Untergliederung (Abb. 8).

Tabelle I:

Südbayerische Klimadaten (M. MANIG 1950; Reichsamt für Wetterdienst 1939)

		a) Niederschlag in mm;				b) Temperatur in °C.								
	Seehöhe in m	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Regensburg	340	a 39	31	32	41	59	68	83	71	50	39	35	43	591
		b -2,4	-0.6	3.3	7.6	12.9	15.9	17.6	16.6	13	7.5	2.4	-1.0	7.7
Landshut	398	a 44	34	40	50	68	92	92	84	61	46	39	48	698
		b -2.2	-1.1	3.3	8.1	13.1	16,0	17.6	16.5	13.1	7.6	2.5	-1.1	7.8
München	529	a 50	37	53	82	99	121	134	105	91	59	49	56	935
		b -2.3	-0.8	2.9	6.9	12.9	15.1	17	16.1	12.6	7.6	2.4	-0.9	7.4
Sauerlach	620	a 62	50	63	88	118	151	161	127	105	72	60	71	1128

### A. Der würmeiszeitliche Löß in Südbayern

Die südbayerischen Klimadaten (Tabelle I) lassen eine nach S zunehmende Bodendurchfeuchtung — insbesondere infolge Zunahme der Niederschläge — erwarten. Dabei handelt es sich einmal um die Folge der zunehmenden Höhenlage gegen die Alpen hin und dann um das Resultat der Stauwirkung der Alpen selbst.

Mit gleicher oder sehr ähnlicher Klimadifferenzierung muß in den pleistozänen Warmzeiten gerechnet werden. Aber auch in den pleistozänen Kaltzeiten hat sich diese Klimadifferenzierung in Südbayern bemerkbar gemacht. Auf Grund deren Auswirkungen hinsichtlich der Bodenausbildung in der Würmeiszeit können drei Faziesbezirke in Südbayern ausgegrenzt werden (Tafel I):

1. Der „südliche Faziesbezirk“, heute mit Niederschlagsmengen über rd. 900 mm. Seine N-Grenze verläuft etwa von Memmingen über München nach Mühl-dorf/Inn.
2. Der „mittlere Faziesbezirk“, heute mit Niederschlagsmengen zwischen rd. 650 und 900 mm. Er schließt nach N am südlichen Faziesbezirk an und reicht dort bis etwa an die Donau.  
Nördlich der Donau folgt das praktisch lößfreie Gebiet von Mittelfranken, Oberpfalz und Oberfranken. Allein die Gegend um Regensburg ist aus diesem Faziesbezirk herausgekommen.
3. Der „nördliche Faziesbezirk“, heute mit Niederschlagsmengen unter rd. 650 mm. Er beschränkt sich auf Teile des Donautales als dem trockensten Bereich Südbayerns.

## 1. Der mittlere Faziesbezirk Südbayerns

Dieser mittlere Faziesbezirk wird zuerst behandelt, weil hier eine Ausbildung vorliegt, die für den größten Teil Südbayerns kennzeichnend (1953 b) wie auch im Prinzip für ganz Süddeutschland typisch ist:

Postglazial:	Braunerde, z. T. gleyartig (pseudovergleyt)
W <sub>II</sub> :	rd. 100—200 cm „Oberer Löß“ Frostbodenhorizont: Spitzenartige Aufbrüche des Untergrundes
W <sub>I/II</sub> :	Interstadialer „Tundren-Naßboden“
W <sub>I</sub> :	Bis rd. 100 cm „Unterer Löß“; durch W <sub>I/II</sub> -Naßboden vergleyt, häufig entkalkt Frostbodenhorizont wie oben
Frühglazial:	Bis rd. 200 cm „Basisfließerde“
Riß/Würm:	Bis rd. 100 cm erhalten Interglazialer rötlicher lehmiger „Schotterverwitterungshorizont“
Riß (ungegliedert):	„Hochterrassenschotter“; kalkgeröllreich

### a. Die Periglazialabfolge bei München

Östlich München zieht an der Isar ein schmaler, die würmeiszeitliche Schotterfläche etwas überragender Hochterrassenriedel entlang. Seine meist nur 150 cm mächtige Löß- und Lößlehmauflage wird seit alters in einer Reihe von Ziegeleien verarbeitet. Die dabei entstandenen Aufschlüsse zeigen das obige Normalprofil. Als Beispiel sei ein Profil herausgegriffen:

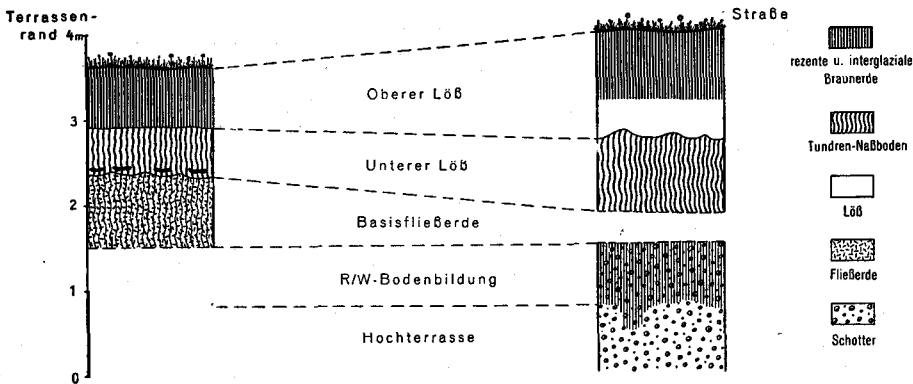


Abb. 1. Die Lößprofile von Unterföhring, östlich von München (mit Zeichenerklärung für die folgenden Abbildungen).

Das Lößprofil Unterföhring (Zgl. Poschinger), östlich München:

(Abb. 1)

Seehöhe:	500 m	Aufnahme:	1950—1953
Lage:	eben	Literatur:	F. KOHL (1951, S. 167)
Untergrund:	Terrassenschotter		

O-Seite des Aufschlusses, unmittelbar an der Straße München—Ismaning:

Postglazial:	Schwach gleyartige Braunerde auf Oberem Löß:		
W <sub>II</sub> :	A	20 cm	Braungrauer, humushaltiger, bröckeliger bis krümeliger, schwach kiesiger (Kulturschotter) Lößlehm

A (B) <sub>g</sub>	15 cm	Schokoladebrauner, schwach humushaltiger, bröckeliger Lößlehm mit stecknadelkopfgrößen Eisenmangankonkretionen
(B) <sub>g</sub>	35 cm	Schokoladebrauner, bröckeliger bis brockiger, senkrechtsäuliger Lößlehm mit stecknadelkopfgrößen Eisenmangankonkretionen
C	35 cm	Kalkreicher, ockerbrauner, grau gestreifter Löß mit vielen Succineenschalen

Frostbodenhorizont:

mit schwachen Fließerscheinungen von W nach O

W<sub>I/II</sub>: Tundren-Naßboden auf Unterem Löß:

W<sub>I</sub>: G 80 cm erschl. Grauer Lößlehm, unten mit rostbraunen, röhrenförmigen, konzentrischschaligen Eisenausscheidungen (bis 3 cm Ø), welche nach oben zu in Schlieren übergehen

Unmittelbar am Terrassenrand zur Isar (50 m weiter westlich) wurde im gleichen Aufschluß das folgende Profil aufgenommen:

Postglazial: Braunerde auf Oberem/Unterem Löß:

A + (B) 70 cm Lößlehm

W<sub>I/II</sub> C<sub>G</sub> 50 cm Sehr schwach kalkhaltiger Lößlehm mit horizontal ausgezogenen Eisenflecken, unten mit dünnplattiger, horizontal verlaufender Struktur, an der Basis mit handgroßen, unregelmäßig geformten, meist horizontal liegenden Kalkkonkretionen (im W<sub>I/II</sub> vergleyt)

Frostbodenhorizont

Frühglazial: G? 70 cm Basisfließerde: hellbrauner Lehm mit grauen und braunen Flecken, die dünnplattige Struktur ist hier auf die obersten Dezimeter beschränkt [(B)]<sup>2)</sup>

S 10 cm erschl. Brauner Lehm mit körniger Struktur [(B)].

An diesen beiden Profilen läßt sich folgender Ablauf der Würmeiszeit ablesen:

1. Frühglazial: Zuerst wurde über dem (in einem Sickerschacht erschlossenen) R/W-interglazialen Schotterverwitterungshorizont von W her die Basisfließerde abgelagert. Sie zeigt im Hangenden schwache Nässebeeinflussung in Form der grauen Flecken (= Vergleyung) und im Verlust der körnigen Fließerdestruktur.

Bei dieser Vergleyung der Basisfließerde handelt es sich nicht immer, wie ursprünglich angenommen (1953 b), um eine Tiefenwirkung des W<sub>I/II</sub>-Naßbodens, sondern wenigstens teilweise um eine eigene, noch frühglaziale Bodenbildung vor Ablagerung des Unteren Lößes (= FW<sub>0</sub>).

Die im hangenden Abschnitt der Basisfließerde vorkommenden plattigen Strukturen gehören dagegen genetisch schon zu dem über dem Unteren Löß folgenden W<sub>I/II</sub>-Naßboden.

Derartige Strukturen kommen unabhängig vom Ausgangsgestein im Unteren Löß, in Fließerden (hier sicherlich durch Schichtung begünstigt) und sogar in autochthonem Schotterverwitterungsmaterial als Bildung an der Basis dieses Naßbodens vor.

<sup>2)</sup> Mit [ ] wird hier umgelagertes Bodenmaterial auf Grund seines ursprünglichen Bodenhorizontes gekennzeichnet.

2.  $W_I$ : Darauf wurde der bis 90 cm mächtige Untere Löß angeweht. Er erreicht in Südbayern im Gegensatz zu anderen Gebieten meistens eine nur geringe Mächtigkeit und ist hier deshalb von vornherein ziemlich kalkarm ausgebildet.
3.  $W_{III}$ : Unter dem Einfluß des Tundren-Naßbodens hat der Untere Löß seinen restlichen Kalkgehalt verloren und seine Vergleyung (Graufärbung) erhalten. Damit im Zusammenhang sind die Eisenflecken und -röhren entstanden.  
Bei diesen Eisenausscheidungen nach Art der LIESEGANGSchen Röhren handelt es sich um Oxydationserscheinungen längs ehemaliger Wurzelröhren. Diese Röhren sind teilweise im Zentrum den Eisenröhren als millimeterdünne Hohlräume erhalten. Schwache Fließerscheinungen haben in diesem Aufschluß die Eisenröhren in Oberflächennähe zu nach O ausgezogenen Schlieren umgebildet.
4.  $W_{II}$ : Die Anwehung des Oberen Lößes erfolgte anfangs auf einem Untergrund, der wegen seiner starken Durchnässung noch eine geringe Tendenz zum Bodenfließen zeigte. Darauf weisen die durch Frostbodenbewegungen erzeugten und dann fahnenartig nach O ausgezogenen, spitzenartigen Aufbrüche des Unteren Lößes hin.
5. Spät- und Postglazial: Im Verlauf der Ausformung des heutigen Isartales und der Entwaldung wurde der Obere Löß in Hangnähe wieder weitgehend abgetragen, so daß die heutige Bodenbildung in diesem Aufschluß diskordant auf Oberem und Unterem Löß liegt.

#### b. Die Periglazialabfolge bei Straubing

Weil man — mit einem gewissen Recht — in den Unterföhringer Profilen schon atypische Übergangsglieder zur würmeiszeitlichen „Frostschutt-Tundra“ sehen könnte (hier heute rd. 900 mm Niederschlag), werden jetzt die Straubinger Verhältnisse (heute rd. 650 mm Niederschlag) als Beispiel für ein alpenferneres und trockeneres Gebiet behandelt.

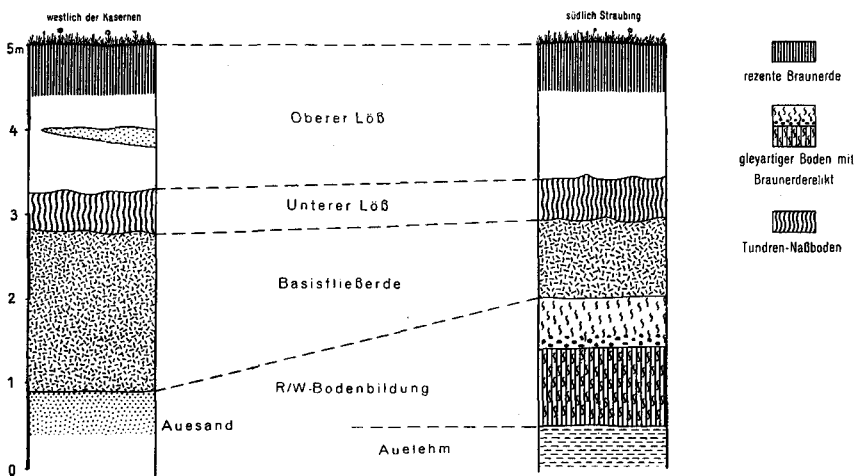


Abb. 2. Die Lößprofile von Straubing.



Das Lößprofil südlich Straubing (westlich der Straße Straubing—Salching)  
(Zgl. Jungmeier):  
(Abb. 2)

Seehöhe: 335 m Aufnahme: 1953  
Lage: Sehr schwach geneigte N-Exposition Literatur: C. PRIEHÄUSSER (1930, 1953)  
Untergrund: Hochterrasse

Postglazial:			Braunerde auf Oberem Löß:
W <sub>II</sub> :	A + (B)	60 cm	wie vorhergegangenes Profil
	C	100 cm	Hellockerbrauner bis hellgraubrauner kalkreicher Löß
			Frostbodenhorizont, mit schwachen Fließfahnen nach N
W <sub>I/II</sub> :			Tundren-Naßboden auf Unterem Löß:
W <sub>I</sub> :	G	20—50 cm	Grauer, eisenfleckiger, schwach kalkhaltiger Löß mit Schnecken- schalen
			Frostbodenhorizont wie oben
Frühglazial:	S	0—100 cm	Basisfließerde: graubrauner, körniger Lößlehm mit zahlreichen bis erbsengroßen Eisenmangankonkretionen, im unteren Teil mit Schneckenschalen [B <sub>g</sub> ]
R/W:			Gleyartiger Boden (Pseudogley) auf verbrauntem Auelehm
Vorletzte	Ag <sub>1</sub>	30 cm	Hellbraungrauer, sandiger Lehm
Kaltzeit:	Ag <sub>2</sub>	30 cm	Hellbraungrauer, stark lehmiger Sand bis sandiger Lehm mit sehr vielen schussergroßen (1 cm $\phi$ ) Eisenmangankonkretionen
	B <sub>g</sub>	100 cm	Rötlichbrauner, grau „marmorierter“, prismatisch-bröckeliger Lehm
	C	50 cm	erschl. Graubrauner, eisenfleckiger Lehm.

Dieses Profil läßt folgenden Ablauf erkennen:

1. R/W: Als bodentypologisches Endglied des ausklingenden R/W-Interglazials hat sich auf dem zuvor verbrauchten Auelehm ein gleyartiger Boden gebildet. Diese Feststellung ist deshalb wichtig, weil — wie unten zu zeigen ist — der postglaziale Schotterverwitterungslehm bis zu einem gewissen Grad bereits im Spätglazial vorbestimmt wurde und somit der gleichartige Lehm der Hochterrasse als echte interglaziale Bildung in Zweifel gezogen werden könnte.
2. Frühglazial: Im unteren Teil der Basisfließerde kommen nicht selten Succineenschalen, teilweise zerbrochen, vor. Sie stammen von im Frühglazial lebenden Schnecken.
3. W<sub>I</sub> bis W<sub>II</sub>: Der aus den anderen Profilen des mittleren Faziesbezirkes bekannte Profilaufbau tritt hier in gleicher Weise auf. Dieses Profil zeigt außerdem, daß der gleyartige Boden, der schon genetisch etwas ganz Anderes darstellt (zeitweise Staunässe, Waldboden) als der Tundren-Naßboden (in Auftauperiode ständig naß, Tundra), in einem viel tieferen stratigraphischen Horizont liegt als der Tundren-Naßboden des W<sub>I/II</sub>. Die Intensität der Vergleyung und ihre Mächtigkeit im W<sub>I/II</sub> nimmt innerhalb dieses Faziesbereiches gegen die Donau hin ab. Darin ist ein erstes An-

zeichen der nach dorthin auch im  $W_{I/II}$  abnehmenden Bodendurchfeuchtung zu sehen. Weitere wichtige Lößprofile aus dem östlich anschließenden Bereich (Blatt Straßkirchen) sind bereits veröffentlicht (K. BRUNNACKER 1956 e). Dort ist der Untere Löß so mächtig, daß er nicht vollständig vom  $W_{I/II}$ -Boden überprägt werden konnte.

### c. Die Feingliederung der würmeiszeitlichen Periglazialabfolge

Die bisher beschriebene zeitliche Reihenfolge: „Basisfließerde — (z. T. Tundren-Naßboden) — Unterer Löß — Tundren-Naßboden — Oberer Löß“ zeigt besonders im mittleren Faziesbezirk Südbayerns einige Feinheiten, die der Übersichtlichkeit wegen jeweils mit der entsprechenden Variante des nördlichen bzw. des südlichen Faziesbezirkes behandelt werden.

Die Basisfließerde liegt immer mit scharfer Grenze und mit in sich schichtig-ebener Lagerung auf dem Untergrund. Allein im Übergangsbereich zum südlichen Faziesbezirk kann die Grenze Basisfließerde zu Untergrund durch Frostbodenbewegungen disloziert sein — aber hier nur als Folge nachträglicher, tief in den Boden hinabreichender Frostbodenbewegungen.

Die Frostbodenhorizonte treten als im Profilschnitt spitzenartige Aufbrüche des Untergrundes in Erscheinung. Sie fehlen im nördlichen Faziesbezirk und im mittleren werden sie nach S zu immer kräftiger. Bei vorhandenem Gefälle sind die Spitzen in Gefällrichtung durch ausklingendes Bodenfließen etwas ausgezogen. Die dadurch entstandenen Fahnen (s. Abb. 3) zeigen jedoch, daß die Hauptzeit der Fließerdebildung hier vor Beginn der Ablagerung des Lößes zu Ende gegangen war. Anderenfalls müßte der „Fließlöß“ die Spitzen des Frostbodens viel weiter und im Extremfall sogar zu Bändern ausgezogen haben.

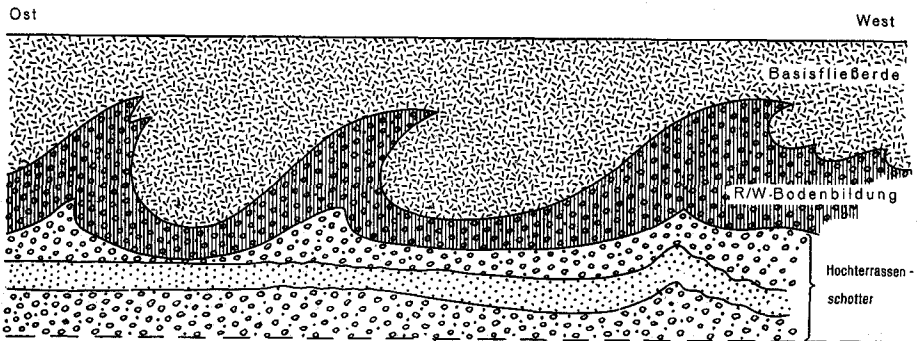


Abb. 3. Frostbodenerscheinungen in den Deckschichten der Hochterrasse von Lochhausen (Höhe des Aufschlusses: rd. 1,5 m).

Die in den Löß des mittleren Faziesbezirkes manchmal eingeschalteten, heute noch eben lagernden Flugsandlinsen (z. B. Profil Schwaig) zeigen weiter, daß diese Frostbodenbewegungen jeweils auf die Zeit der beginnenden Lößanwehung beschränkt waren.

Je weiter südlich die Profile liegen, desto weiter reichen außerdem die Frostbodenbewegungen nach oben in den Löß hinauf, wobei vielfach sogar die Lößmächtigkeit abnimmt. Die Frostbodenbewegungen halten also zeitlich um so länger an, je weiter das Profil im S liegt. Im südlichen Faziesbezirk scheinen sie

sogar den ganzen Löß, der hier aber besser als „Decklehm“ zu bezeichnen ist, zu erfassen.

Auf der Hochterrasse westlich von Lochhausen (westlich München) war im Frühjahr 1953 ein sehr bezeichnendes Profil (Abb. 3) erschlossen, auf welches mich Herr F. KRIEGLSTEINER, Gröbenzell, dankenswerterweise aufmerksam gemacht hat. Über dem interglazialen Verwitterungshorizont der Hochterrasse folgt dort — wie auch sonst üblich — die Basisfließerde. Die darüberliegende, heute abgezeigte, von W. KOEHNE (1916 a) beschriebene Lößauflage war dieser Beschreibung nach zweifellos würmeiszeitlichen Alters.

Der erhaltene Teil des Profils (Abb. 3; vgl. auch die von W. KOEHNE 1916 a farbig dargestellten Ausschnitte) zeigt deutlich an der nachträglichen Verstellung der Grenze des interglazialen Schotterbodens zur Basisfließerde, daß erst bei Erlahmen der horizontalen Fließbewegungen sehr tief hinabreichende (100 cm und mehr) Frostbodenerscheinungen entstehen konnten.

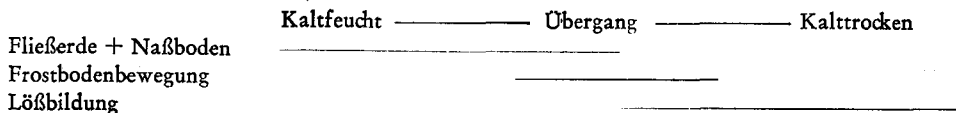
Der an der Basis des Unteren Lösses liegende Frostboden ist normalerweise schwächer ausgebildet als der an der Untergrenze des Oberen Lösses.

Im zeitlichen Wechsel von Fließerde bzw. Naßboden zu Lößbildung zeigt sich ein Wandel von feuchten Bodenverhältnissen zu trockeneren, der letzten Endes seine Ursache in einer Änderung der großklimatischen Bedingungen hat. In die beginnende Lößzeit, wo die Böden noch verhältnismäßig stark durchfeuchtet waren, sind die Frostbodenerscheinungen des mittleren Faziesbezirkes einzuordnen. Wo der Boden aber zu Beginn der Lößbildung schon trocken war, wie im nördlichen Faziesbezirk, fehlen diese Frostbodenerscheinungen, und wo die Durchfeuchtung des Bodens länger angehalten hat und der Klimaumschwung (in seiner Auswirkung auf den Boden) zu „trocken“ erst sehr spät oder vielleicht gar nicht gekommen ist, wie im südlichen Faziesbezirk, da treten sie am kräftigsten und am längsten zeitlich anhaltend auf.

Voraussetzung für das Aufkommen derartiger Frostbodenerscheinungen ist einmal eine Durchfeuchtung des Bodens, und zum andern ein ganz bestimmter Klimarhythmus. In den feuchteren Zeiten war — wenigstens in Südbayern — das nötige Wasser im Boden vorhanden, nicht aber der geeignete Klimarhythmus. Allein in den Übergangszeiten von Feucht zu Trocken waren in Südbayern außer dem südlichen Faziesbezirk beide Voraussetzungen gleichzeitig erfüllt.

Die Mechanik der Frostbodenbewegungen ist umstritten (s. H. POSER 1948; A. STEEGER 1944). Bei kühlzoanischem Klima, wie es J. BUDEL (1949, 1950) für das Frühglazial erschließt, ist die jährliche wie die tägliche Temperaturschwankung gegenüber kontinentalem Klima verhältnismäßig gering. Kontinentales Klima soll aber für die hochglazialen Lößbildungszeiten kennzeichnend sein. Nach den Feststellungen von C. TROLL (1944) ist bei ozeanischem Klima nur mit sehr wenig ausgeprägten, engräumigeren Frostbodenbewegungen gegenüber den intensiven, weitmaschigen Frostböden des kontinentalen Klimas zu rechnen. Die Durchfeuchtung des Bodens nimmt mit zunehmender Kontinentalität — wenigstens soweit es sich um die beiden würmeiszeitlichen Lößbildungsstadien handelt — ab. Damit müssen auch derartige Frostbodenbewegungen mangels entsprechender Durchfeuchtung des Bodens zum Erliegen kommen. Das spricht dafür, daß die innerzeitlichen „Naßzeiten“ tatsächlich einen mehr ozeanischen und die „Trockenzeiten“ einen mehr kontinentalen Klimacharakter besessen haben.

Es liegt somit im Ablauf der Würmeiszeit zweimal folgender, vor allem für den mittleren Faziesbezirk Südbayerns typischer Entwicklungsgang vor (von oben nach unten zu lesen):





Dieser Obere Löß liegt in nächster Nähe des Abbruches zur Niederterrasse. Deshalb ist er, wie die Flugsandlinsen zeigen, auch nur sehr wenig beim aeolischen Transport sortiert worden. Auch die ungewöhnlich hohe Mächtigkeit von 500 cm und stellenweise sogar noch mehr (gegenüber einer Durchschnittsmächtigkeit von 100 bis 200 cm) weist in die gleiche Richtung, nämlich auf eine Ablagerung in unmittelbarer Nähe des Ausblasungsgebietes.

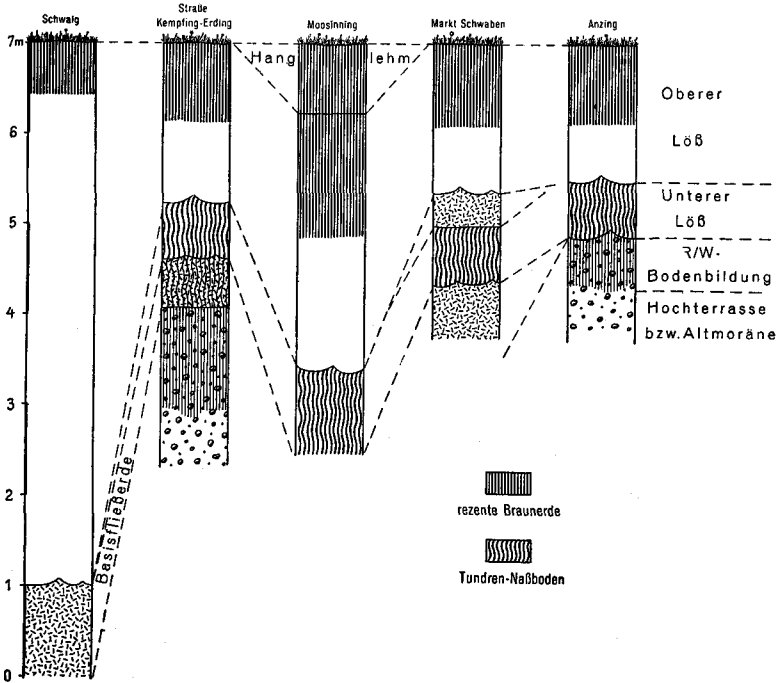


Abb. 4. Die Lößprofile östlich der Münchener Schotterfläche.

Dieser Löß ist — von seiner Mächtigkeit und den Flugsandlinsen sowie von sehr hohem Kalkgehalt abgesehen — typisch in seiner Ausbildung für den Oberen Löß, so in seiner mehr graugelben Farbe und den kleinen Eisenflecken, die aber nur für den südbayerischen Oberen Löß in solch großer Zahl kennzeichnend zu sein scheinen.

Die Lehmgrube südlich der Straße Kempfing—Erding:  
(Abb. 4)

Seehöhe: 465 m  
Lage: eben Aufnahme: 1952—1953  
Untergrund: Hochterrasse  
Postglazial: Schwach gleyartige Braunerde auf Oberem Löß:

W <sub>II</sub> :	A	30 cm	Braungrauer, humushaltiger, bröckeliger Lößlehm
	(B) <sub>g</sub>	55 cm	Schokoladebrauner, bröckeliger bis brockiger, senkrecht-säuliger Lößlehm mit stecknadelkopfgroßen Eisenmangan-konkretionen
	C	90 cm	Gelbgrauer, kalkreicher, schwach eisenfleckiger (kleinfleckig) Löß
Frostbodenhorizont			

$W_{III}$ :	Tundren-Naßboden auf Unterem Löß:	
$W_I$ :	G	rd. 60 cm Grauer, schwach eisenfleckiger Lößlehm Frostbodenhorizont
Frühglazial:	G	bis 40 cm Basisfließerde: gelbgrauer bis graugelber, stark eisenfleckiger Lößlehm [(B)]
	S	10 cm erschl. Hellbrauner, schwach eisenfleckiger Lößlehm
	In einem Sickerschacht der Lehmgrube wurde folgendes, nach der Tiefe fortsetzendes Profil aufgenommen:	
	rd. 100 cm	Unterer Löß, vergleyt, unten mit einzelnen Restgeröll
	rd. 100 cm	Braune, lehmige Hochterrassenverwitterung (R/W-Interglazial)
	100 cm	Grauer, sandiger, kalkgeröllreicher Schotter (bis faustgroß)
	50 cm	Graues, grobes Geröll (bis kinderkopfgroß, nach oben scharf abgesetzt)
	rd 200 cm	Braungrauer, eisenfleckiger Lehm
	50 cm	erschl. Kalkgeröllreicher, grauer Schotter.

Der Obere Löß ist hier etwas stärker eisenfleckig als in Schwaig.

Recht auffällig ist die durch graue Flecken und die Eisenfleckigkeit angezeigte Vergleyung der hangenden Teile der Basisfließerde. Hier handelt es sich um eine Vergleyung, die unabhängig von der Ausbildung des  $W_{III}$ -Naßbodens abgelaufen ist (im  $FW_c$ ). Die durch die Oxydation längs der Wurzelkanälchen erzeugten Eisenflecken kommen hier in der vergleyten Basisfließerde viel häufiger vor, als im vergleyten Unteren Löß. Die Vergleyung der Basisfließerde stammt, wie schon bei Unterföhring hervorgehoben, aus der Schlußzeit des Frühglazials. Die Ablagerung der Basisfließerde war hier also zu Ende gegangen, bevor die Anwehung des Unteren Lößes begonnen hat. In der Zwischenzeit kam es zur Vergleyung der zuvor abgelagerten Basisfließerde.

Dieses vorzeitige Ende der frühglazialen Fließerbewegungen kann die Folge eines Reliefausgleiches darstellen, in dem jetzt die Geländeoberfläche so weit eingeebnet war, daß keine Umlagerungen durch Bodenfließen mehr stattfinden konnten. Da die Fließerde in diesem Profil von dem westlich davon gelegenen Tertiärrücken stammt, kann — etwa wie in Unterföhring — das Herkunftsgebiet inzwischen nicht durch die frühglaziale Erosion beseitigt worden sein. Außerdem können die Klimaverhältnisse in Südbayern, und das scheint der wesentlichste Grund gewesen zu sein, gegen Ende des Frühglazials so beschaffen gewesen sein, daß die Fließerbildung zum Erliegen kam, bevor Löß angeweht wurde.

Jedenfalls werden im  $FW_c$  damit ähnliche Klimabedingungen geherrscht haben wie im  $W_{I/II}$  — also eine entsprechende Durchfeuchtung bzw. Durchnässung des Bodens muß vorgelegen haben, sowie die Voraussetzungen für das Aufkommen von etwas reichlicherer Vegetation. Genau genommen war also das Klima im eigentlichen Frühglazial, speziell im  $FW_b$ , anders als im  $W_{I/II}$ . Lediglich gegen Ende des Frühglazials ( $FW_c$ ) haben vergleichbare Klimabedingungen bestanden.

## Die Lößgrube von Moosinning (nordwestlicher Ortsausgang):

(Abb. 4)

Seehöhe: 490 m Aufnahme: 1953  
 Lage: Flache SW-Exposition Literatur: F. KOHL (1951)  
 Untergrund: Tertiär  
 Postglazial: Degradierete „Schwarzerde“ auf Oberem Löß:

	A	65 cm	Grauschwarzer, bröckeliger Lößlehm mit einzelnen Geröllen (Hanglehm)
W <sub>II</sub> :	A	75 cm	Schwarzer, krümeliger Lößlehm, oben mit neolithischen Scherben
	(B)	70 cm	Brauner, humusfleckiger Lößlehm mit bröckeligsäuliger Struktur
	C	rd. 150 cm	Graugelber bis gelbgrauer, sehr kalkreicher, sehr schwach eisenfleckiger (kleinfleckig) Löß, mit Schneckenschalen (insbesondere von <i>Succinea oblonga</i> )
Frostbodenhorizont			
W <sub>I/II</sub> :	Tundren-Naßboden auf Unterem Löß		
W <sub>I</sub> :	G	100 cm	ersch. Grauer Lößlehm, in den obersten 30 cm mit zahlreichen Eisenröhren (wie in Unterföhring) und Eisenflecken.

Der Obere Löß hält sich im Rahmen der bisher kennengelernten Ausbildung. In seiner Schneckenfauna dominiert, wie auch sonst, *Succinea oblonga* (s. J. SCHWIND 1927; M. BRUNNACKER & K. BRUNNACKER 1956). Die etwas nach Grau tendierende Färbung des Oberen Lößes darf nicht mit einer beginnenden Vergleyung verwechselt werden; sie ist fast allgemein für ihn bezeichnend.

Im Bereich des W<sub>I/II</sub>-Naßbodens halten sich die Eisenröhren überwiegend an die obersten 30 cm des Unteren Lößes. Darunter hat demnach, da vergleyt, ständig Wasser während der sommerlichen Auftauperiode gestanden, während die obersten 30 cm den Schwankungsbereich des Wassers oder den Durchwurzelungsbereich der Vegetation anzeigen.

## Der Ziegeleiaufschluß nordwestlich von Markt Schwaben:

(Abb. 4)

Seehöhe: 510 m Aufnahme: 1952—1953  
 Lage: Flache O-Exposition  
 Untergrund: Altmoräne  
 Postglazial: Schwach gleyartige Braunerde auf Oberem Löß:

W <sub>II</sub> :	A	30 cm	Braungrauer, humushaltiger, bröckeliger bis brockiger Lößlehm
	(B) <sub>g</sub>	60 cm	Brauner, schwach graufleckiger, schwach humushaltiger, brockiger Lößlehm, mit stecknadelkopfgroßen Eisenmangankonkretionen und schwarzen Humuseinwaschungen auf den Spalten
	C	70 cm	Graugelber, stark graufleckiger (kleinfleckig) kalkreicher Löß
Frostbodenhorizont			

$W_{I/II}$ :	Tundren-Naßboden und Fließerde auf Unterem Löß:	
	S	40 cm Fließerde: braun und grau gestreifter, eisenfleckiger Lößlehm
	G	bis 70 cm Grauer, eisenfleckiger Lößlehm
$W_I$ :	Frostbodenhorizont	

---

Frühglazial:	G	50 cm erschl. Basisfließerde: braungrauer, stark eisenfleckiger Lößlehm, mit plattig-körniger Struktur [(B)].
	S	

---

Der Obere Löß zeigt, wenn auch noch kalkreich, in seinen vielen grauen Flecken auf eine beginnende synsedimentäre Vergleyung. Schneckenschalen wurden hier nicht mehr gefunden. Sie sind schon bei der Lößablagerung aufgelöst worden.

Neben der üblichen Vergleyung ist das  $W_{I/II}$ -Interstadial hier durch eine schwache Fließerdebildung vertreten. Dies ist ein Hinweis dafür, daß die zunehmende Durchnässung auch im  $W_{I/II}$  nach S hin sich bemerkbar gemacht hat. Derartige Fließerdeerscheinungen im  $W_{I/II}$  sind jedoch in Südbayern viel seltener als etwa in Mainfranken, und allgemein setzen sie ein geeignetes Relief voraus.

Im hangenden Teil des autochthonen Unteren Lößes sind hier nach O ausgezogene Eisenflecken zu sehen. Die Fließbewegungen haben also eine gewisse Tiefenwirkung besessen.

#### Der Ziegeleiaufschluß westlich von Anzing:

(Abb. 4)

Seehöhe:	520 m	Aufnahme: 1952
Lage:	eben	
Untergrund:	Altmoräne oder Hochterrasse	
Postglazial:	Gleyartige Braunerde auf Oberem Löß:	

---

$W_{II}$ :	$A_g$	35 cm	Hellgrauer, schwach humushaltiger, bröckeliger Lößlehm mit einzelnen stecknadelkopfgroßen Eisenmangankonkretionen
	(B) <sub>g</sub>	55 cm	Gelbbrauner, graufleckiger, brockiger Lößlehm, mit schwarzen Humuseinwaschungen auf Spalten und vielen stecknadelkopfgroßen Eisenmangankonkretionen
	C	60 cm	Gelbgrauer bis grauer, eisenfleckiger, noch kalkhaltiger Löß, oben mit einzelnen schmalen grauen Streifen
	Frostbodenhorizont		

---

$W_{I/II}$ :	Tundren-Naßboden auf Unterem Löß:	
$W_I$ :	G	60 cm Grauer Lößlehm mit Eisenflecken und Eisenröhren in den obersten 20 cm
	Frostbodenhorizont	

---

R/W:	AB	50 cm erschl. Rötlichbraune, lehmig verwitterte Altmoräne oder HochterrasSENSchotter.
------	----	---

---

Eine stärkere Vergleyung des Oberen Lößes wird hier durch die Graustreifigkeit, die großen Eisenflecken, das Fehlen von Schneckenschalen und auch durch den verminderten Kalkgehalt angezeigt.

Beim weiteren Abbau 1953—1954 hat sich in Anzing gezeigt, daß sich nach O und S zu zwischen interglazialen Boden und Unterem Löß immer mächtiger die Basisfließerde aus Material des Älteren Lößes einschiebt, wobei die Mächtigkeit des würmeiszeitlichen Lößes zusehends abnimmt.

Die Aufschlüsse südlich Anzing sind heute verfallen. Dagegen findet sich in Argelsried, westlich München, ein ergänzender Aufschluß, dessen Bedeutung als Glied in der regionalen Lößentwicklungsreihe allerdings vorsichtig bewertet werden muß, weil es sich um eine in einer Geländeeintiefung liegende Ablagerung handelt — die Vergleyung hier aklimatisch durch die speziellen Geländebeziehungen bedingt sein kann. Ein weiteres, entsprechendes Profil wurde aus Hörlkofen beschrieben (K. BRUNNACKER 1956 c); die von dort angeführte Analysenreihe läßt starke Kalkverlagerungen innerhalb des Profils während der Lößablagerung erkennen.

### Das Ziegeleiprofil von Argelsried: (Abb. 5 a)

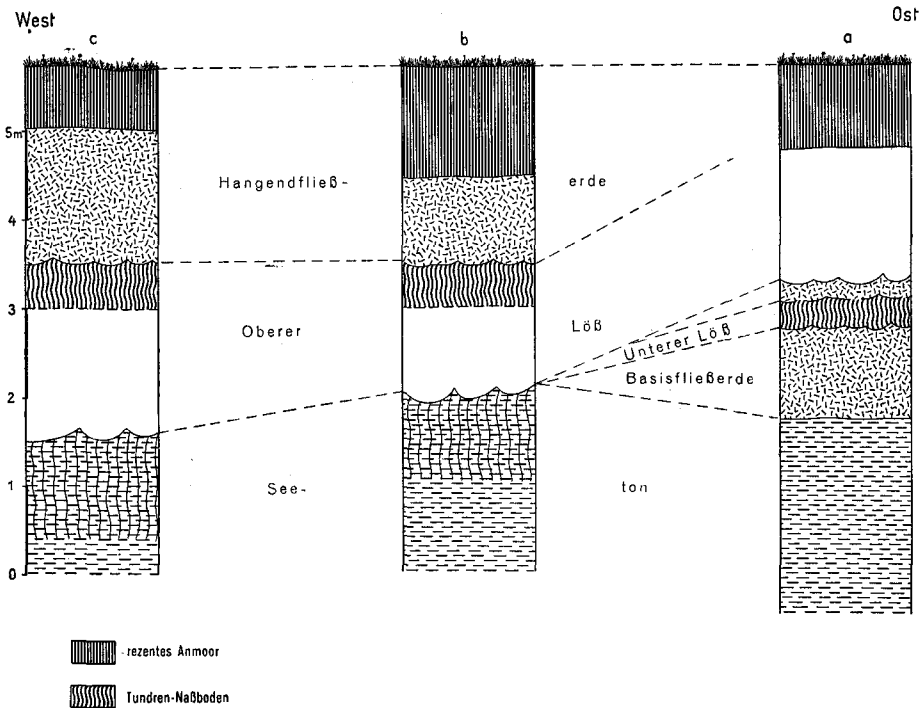


Abb. 5. Das Ziegeleiprofil von Argelsried.

Seehöhe: 560 m Aufnahme: 1952—1953  
 Lage: Geländeeintiefung  
 Untergrund: Seeton, randlich Altmoräne  
 Postglazial: Anmoor auf Oberem Löß (verbraunt):

W <sub>II</sub> :	A	bis 40 cm	Schwarzer, anmooriger, brockiger Lößlehm
	(B)	bis 50 cm	Gelbbrauner Lößlehm
	C	rd. 150 cm	Gelbgrauer, kalkreicher Löß, eisenfleckig, z. T. konzentrisch-schalige Eisenröhren
Frostbodenhorizont			

$W_{I/II}$ :	Fließerde und Tundren-Naßboden auf Unterem Löß:	
	F	bis 10 cm Hellbraune, sandige Kleinkieslage
$W_I$ :	G	30—50 cm Grauer, sehr stark eisenfleckiger Lößlehm und teilweise kalkhaltiger Löß, oben mit kiesigen Sandschlieren, unten teilweise mit dünnplattiger horizontaler Absonderung
	Frostbodenhorizont	
Frühglazial:	F	bis 10 cm Basisfließerde: hellgrauer bis blaugrauer Seeton [(A)]
	G	
	S	bis 10 cm Dunkelbraunes anmooriges bis torfiges Lehmband (FW <sub>c</sub> ?)
		bis 100 cm Braungrauer, z. T. humoser Seeton, mit einzelnen anmoorigen Bändern (mit unregelmäßig-schlierigem Verlauf [(A)])
R/W:	G	100 cm erschl. Seeton: blaugrauer feinsandiger toniger Lehm.

Nach W hin keilt die Basisfließerde und der Untere Löß aus, so daß — bei schwach ansteigender Tendenz — die  $W_{I/II}$ -Landoberfläche auf den Seeton übergreift. (Abb. 5 b):

Postglazial:	Anmoor auf „Hangendfließerde“ (verbraunt):	
Spätglazial:	A	bis 90 cm Schwarzgrauer, anmooriger, brockiger Lößlehm
	(B)	rd. 40 cm Gelbbrauner Lößlehm
	C	bis 10 cm Humushaltiger, sandiger Lehm, dunkelgraubraun und eisenfleckig [(A)]
	S	bis 20 cm Gelbgrauer, eisenfleckiger Lößlehm, mit kleinbrecciöser Struktur, auf den Spältchen schwarze Humuseinwaschungen, im Hangenden und Liegenden kleingefältelt [(A—G)]
Spätglazial:		bis 50 cm Grauer, kalkreicher Löß, eisenfleckig und mit schwach humosen Lagen durchsetzt, oben etwas Kleinkies (diese Lage keilt nach W hin aus) [(C)]
		rd. 10 cm Hellgraues Lehmband, schwach eisenfleckig, in sich kleingefältelt (keilt nach O hin aus) [(C)]
	Frostbodenhorizont	
Spätglazial:	Gley auf synsedimentär vergleytem Oberem Löß:	
$W_{II}$ :	G <sub>2</sub>	rd. 150 cm Gelbgrauer, kalkreicher Löß, oben grau und eisenfleckig
	G <sub>1</sub>	
	Frostbodenhorizont	
$W_{I/II}$ :	Tundren-Naßboden auf Seeton:	
R/W:	G	bis 150 cm Grauer, toniger Lehm mit Eisenröhren, die nach oben zu in Schlieren übergehen.

Im obigen Profilausschnitt liegt über dem Oberen Löß noch eine „Hangendfließerde“, die nach W zu noch mächtiger wird (Abb. 5 c):

Postglazial:	Anmoor auf Hangendfließerde:	
Spätglazial:	A	bis 50 cm Dunkelgrauer, anmooriger, brockiger Lößlehm
	B <sub>G</sub>	rd. 30 cm Grauer Lößlehm, infolge zahlloser kleiner Eisenflecken scheinbar braungelb gefärbt

Spätglazial:	C <sub>2</sub>	bis 100 cm	Grauer, eisenfleckiger Lößlehm, mit Humusinfiltrationen in millimeterdünnen Spältchen, dadurch kleinbrecciöses Aussehen; in sich — an dunkelbraunen Lagen erkennbar — kleingefältelt [A]
	S	25—70 cm	Braungrauer, humushaltiger eisenfleckiger, schwach kiesiger, sandiger Lehm mit streifenweiser dunkelbrauner Humusanreicherung und mit humosen Infiltrationen als Spaltenfüllung (wie oben) [A]
	Frostbodenhorizont?		

Spätglazial: Gley auf Oberem Löß:

W <sub>II</sub> :	G <sub>2</sub>	50 cm	Grauer, kalkreicher, sehr stark eisenfleckiger Löß
	G <sub>1</sub>	bis 150 cm	Gelbgrauer, kalkreicher, eisenfleckiger Löß
	Frostbodenhorizont		

W<sub>I/III</sub>: Tundren-Naßboden auf Seeton:

R/W:	G	bis 150 cm	Grauer, toniger Lehm mit einzelnen Restgeröllen, unten mit konzentrischen Eisenröhren, die nach oben zu in Schlieren übergehen.
------	---	------------	---

Daraus ergibt sich folgender Ablauf:

1. R/W: Im Seeton liegen in einstiger Ufernähe Restgerölle der interglazialen Moränenverwitterung. Demnach gehört der hangende Teil des Seetons in das ausklingende R/W-Interglazial.
2. Frühglazial: Im östlichen Aufschlußteil liegt als Basisfließerde umgelagerter, z. T. humoser Seeton mit kleinen Torfschmitzen im Hangenden. Diese Torfschmitzen dürften ein Äquivalent zu der oben genannten Vergleyung am Ausgang des Frühglazials (FW<sub>0</sub>) darstellen.

Praktisch den gleichen Ablauf kann man in Hörlkofen, östlich München finden (K. BRUNNACKER 1956 c).

3. W<sub>I</sub> und W<sub>I/III</sub>: Der bis 50 cm mächtige Untere Löß ist stellenweise noch kalkreich. Die Kleinkieslagen in seinem Hangenden gehören bereits als periglaziale Einschwemmungen zum W<sub>I/III</sub>. Wie die zu dieser W<sub>I/III</sub>-Landoberfläche gehörenden Eisenröhren an Hand ihrer Tiefenerstreckung zeigen, lag damals die Tiefe des Auftaubodens mindestens 100—130 cm unter der Oberfläche.
4. W<sub>I</sub>: Auch der bis 200 cm mächtige Obere Löß ist etwas vergleyt. Hinweise auf solifluktuive Einschwemmungen fehlen in ihm. In diesem Fall ist die Vergleyung nicht allein eine Folge dieser klimatischen Breite, sondern auch der Lage im Gelände und des dadurch bedingten Wasserstaus. Deshalb ist hier auch der Kalk sowohl des Unteren wie auch des Oberen Lößes weitgehend erhalten geblieben.
5. Hangendfließerde (Jüngere Tundrenzeit?): Ausnahmsweise liegt in Argelsried über dem Oberen Löß noch eine Fließerde, die sich durch an submarine Gleitfaltung erinnernden welligen Verlauf der Lehmblätter, sowie durch einen kleinbrecciösen Strukturboden mit humosen Einwaschungen, ferner an der Basis durch eine Frostspalte, auszeichnet.

Nach Ablagerung des Oberen Lösses wurde hier also einmal dieser Löss abgesehen von seiner synsedimentären Vergleyung noch entlang seiner endgültigen Oberfläche vergleyt, soweit die Geländelage dies gestattet hat. In anderen Standorten wurde dagegen Humus gebildet (Stabilitätszahl 2—3 nach A. HOCK 1943 a = verhältnismäßig schlechte Humusform, vgl. jedoch K. BRUNNACKER 1956 f). Dann wurde dieses Bodenmaterial als Fließerde in das Innere der Senke zusammengetragen (vermutlich in der Jüngeren Tundrenzeit, s. C. RATHJENS 1952).

Erstaunlich ist bei diesem Profil, daß trotz einer Höhenlage von 560 m und Niederschlagsmengen von etwa 950 mm noch keine Verzahnung von Löss und Fließerde im Hochglazial zu erkennen ist, sondern daß vielmehr die zusätzlich auftretende Fließerde im Hangenden (bisher als Einzelerscheinung) durch einen deutlichen Hiatus mit eigener Bodenbildung davon abgegrenzt ist.

In Nordbayern sind dagegen Profile in einer derartigen und auch schon viel weniger extremen orographischen bzw. standörtlichen und klimatologischen Situation wegen der starken Wechsellagerung von Löss und Fließerden nicht mehr stratigraphisch gliederbar (s. 1955 a).

In Laufzorn, südlich München, liegen in 600 m Höhe in Form einer vom Liegenden nach dem Hangenden hin abnehmenden Gerölldurchsetzung des dort auftretenden „Decklehms“ Anzeichen von im Hochglazial neben der Lösseinwehung noch stattgefundenen Frostbodenbewegungen und auch von Solifluktionen vor. Dieser Decklehm ist aber zeitlich nicht eindeutig zu datieren. Er ist außerdem durch den darauf im Postglazial entstandenen, gleyartigen Boden völlig überprägt.

In Münchens Umgebung ist somit folgende klimabedingte Entwicklungsreihe des Oberen Lösses im Übergangsbereich vom mittleren zum südlichen Faziesbezirk erkennbar:

- Löss: Kalkreich, gelbgrau, vorwiegend Succineen, kleine Eisenflecken —  
 Übergang: Kalkhaltig, gelbgrau, graufleckig und -streifig, große Eisenflecken —  
 Noch kalkhaltig, gelbgrau, graufleckig und -streifig, große Eisenflecken —  
 Schwach kalkhaltig, grau, Schneckenschalen aufgelöst, Eisenflecken —  
 Decklehm: Entkalkt, vergleyt (graugefärbt), sehr stark eisenfleckig (mit viel Fremdmaterial).

Diese gegen den südlichen Faziesbezirk hin zunehmende Vergleyung des Oberen Lösses könnte, soweit es sich allein um die bodenkundlichen Erscheinungsformen im Profilbild handelt, vielleicht auch als Folge der heute nach der gleichen Richtung zunehmenden Nässeeinwirkung auf den Boden und seinen tieferen Untergrund angesehen werden (entsprechend: Braunerde — gleyartige Braunerde — gleyartiger Boden). Jedoch spricht einmal die verhältnismäßig scharfe Grenze zwischen der rezenten Bodenbildung und dem Oberen Löss als Untergrund dagegen, wobei selbstverständlich der gleyartige Boden auf Decklehm eine Ausnahme darstellt. Der gegen den südlichen Faziesbezirk hin abnehmende Kalkgehalt des Oberen Lösses scheint auf den ersten Blick das deutlichste Kriterium für eine Nässeeinwirkung während seiner Ablagerung zu sein. Dabei ist aber zu berücksichtigen, daß der Kalkgehalt bei der Vergleyung nicht aus dem Löss entfernt werden konnte, wenn infolge der Geländeausformung ein seitlicher Wasserabzug gehemmt war (K. BRUNNACKER 1956 c).

Innerhalb einer nur 15 km breiten Übergangszone vollzieht sich bei einem Geländeanstieg von nur etwa 30 m der Wechsel vom Löss der Ausbildung des mittleren Faziesbezirkes zum Decklehm des südlichen Faziesbezirkes in Form

einer zunehmenden synsedimentären Vergleyung. Dieser Wechsel könnte die Folge abnehmender Temperaturen bei etwa gleichbleibenden Niederschlagsmengen sein. Bei einer derart schmalen Übergangzone (nur 15 km) wird die Ursache jedoch nicht allein in einer Temperaturminderung, sondern zumindest mit — wie auch heute — in zunehmenden Niederschlägen gelegen haben, so daß in dieser Übergangzone eine zunehmend starke sommerliche Bodendurchfeuchtung vorgelegen hat und zum andern die Vegetation in ihrer Entwicklung aber kaum durch abnehmende Sommertemperaturen behindert war, ja daß sie eher bei dem an sich hochglazialen „Steppenklima“ durch zunehmende Niederschläge bzw. durch stärkere Bodendurchfeuchtung während der Vegetationsperiode in ihrer Entwicklung gegenüber trockeneren Gebieten gefördert wurde.

Der fast sprunghafte Wechsel in der Lößausbildung vom mittleren zum südlichen Faziesbezirk wird demnach auf das Überschreiten eines klimatologischen Schwellenwertes, insbesondere durch Zunahme der Niederschläge bei für die Vegetationsentwicklung noch verhältnismäßig günstigen Sommertemperaturen, zurückgeführt.

#### b. Der Löß zwischen Wertach und Lech südlich Augsburg

Nach der Bodenschätzungs-Übersichtskarte von Schwaben (A. Hock 1943 b) springt der ackerbaulich genutzte Löß zwischen Gennach—Wertach und Lech weit nach S vor. Seine Zustandsstufe, die als Gradmesser seines Entwicklungszustandes gilt, liegt um 3, obwohl auch hier die Durchfeuchtung nach S hin stark zunimmt:

	Seehöhe:	Niederschlag:
Schwabmünchen	560 m	rd. 800 mm
Buchloe	630 m	rd. 950 mm
Kaufbeuren	700 m	1000—1100 mm

#### Das Ziegeleiprofil östlich Schwabmünchen:

(Abb. 6)

Seehöhe: 560 m                      Aufnahme: 1953  
 Lage: eben  
 Untergrund: Hochterrasse  
 Postglazial: Braunerde auf Oberem Löß:

W <sub>II</sub> :	A	25 cm	Dunkelbrauner, humushaltiger, bröckeliger Lößlehm
	(B)	50 cm	Schokoladebrauner, schwach humushaltiger, bröckeliger Lößlehm
	C	rd. 100 cm	Graugelber, kalkreicher Löß mit sehr kleinen Eisenflecken und mit Schneckenschalen
Frostbodenhorizont			

$W_{I/III}$ :	Tundren-Naßboden und Fließlöß auf Unterem Löß:	
	S	50 cm Fließlöß: grauer, durch sehr viele Eisenflecken und Kleinkieschmitzen gebänderter, an Succineenschalen reicher, kalkreicher Löß, mit welligem Verlauf der Bänderung [G]
$W_I$ :	G	50—120 cm Grauer, kalkreicher Löß, mit vielen Succineenschalen und konzentrischschaligen Eisenröhren, im unteren Teil des Horizontes ein weißes, sehr stark eisenfleckiges Lößband mit faseriger Ober- und Untergrenze
	Frostbodenhorizont	
Frühglazial:	G	bis 80 cm Basisfließerde: gelbbrauner, schwach eisenfleckiger Lößlehm, mit einzelnen Geröllen und streifig eingelagerten bis erbsgroßen Eisenmangankonkretionen [B <sub>g</sub> ]
	S	
	Frostbodenhorizont (sekundär entstanden als Tiefenwirkung des Frostbodens an der Basis des Unteren Lößes)	
R/W:	R/W-Interglazialboden auf Hochterrassenschotter:	
	AB	60 cm erschl. Rötlichbrauner grusig-lehmiger Verwitterungshorizont.

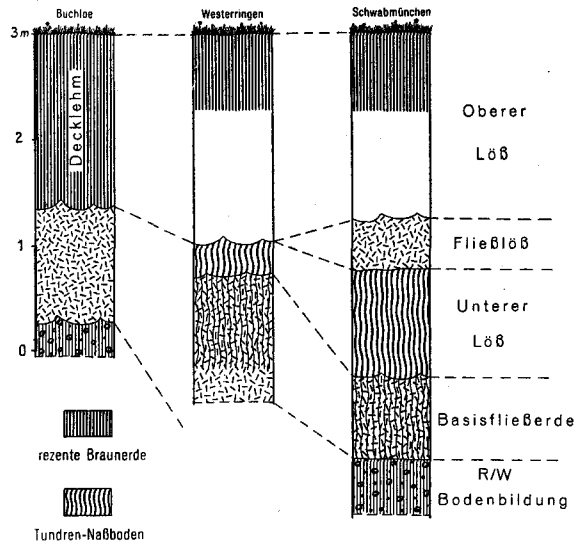


Abb. 6. Die Lößprofile im Lechgebiet.

In einer Seehöhe von 550 m zeigt hier der Obere Löß noch seine für den mittleren Faziesbezirk normale Ausbildung.

Für südbayerische Verhältnisse ist der Untere Löß noch verhältnismäßig mächtig und kalkreich entwickelt. Auch kommt in ihm *Succinea oblonga schumacheri* ANDREAE in größerer Menge vor. Ihre Schalen können nicht in allen Fällen sekundär in den Unteren Löß eingebracht worden sein. Das ist von Bedeutung, weil diese Schnecke vor allem an feuchten Standorten vorkommt. Dies gilt als Hinweis für ein verhältnismäßig feuchtes Klima im  $W_I$ . Hinzu kommt in Nordbayern öfters eine Wechsellagerung von Unterem Löß mit Fließerden, in anderen Aufschlüssen Südbayerns dagegen eine eindeutig syngedimentäre Vergleyung des Unteren Lößes.

Der Ziegeleiaufschluß von Westerringen:  
(Abb. 6)

Seehöhe: 570 m Aufnahme: 1953  
Lage: eben  
Untergrund: Hochterrasse  
Postglazial: Braunerde auf Oberem Löß:

W <sub>II</sub> :	A	25 cm	Dunkelbrauner, humushaltiger, bröckeliger Lößlehm
	(B)	50 cm	Schokoladebrauner, bröckeliger bis brockiger, senkrecht-säuliger Lößlehm
	C	120 cm	Gelbgrauer, sehr schwach eisenfleckiger, kalkreicher Löß.

Frostbodenhorizont

W<sub>I/II</sub>: Tundren-Naßboden auf Unterem Löß:

W <sub>I</sub> :	G	30 cm	Grauer, sehr stark eisenfleckiger, kalkreicher Löß
------------------	---	-------	--

Frostbodenhorizont

Frühglazial:	G	120 cm	erschl. Basisfließerde: gelbbrauner, schwach eisenfleckiger Lößlehm, mit bis erbsengroßen Eisenmangankonkretionen, oben mit sehr schwachen Kalkinfiltrationen, rd. 100 cm unter der Oberfläche horizontalplattige und körnige Struktur [B <sub>g</sub> ].
	S		

Bei diesem nur 5 km weiter südlich liegenden Aufschluß ist im Oberen Löß bereits der Farbumschlag nach Grau eingetreten. Sein Kalkgehalt ist aber noch immer beträchtlich, andererseits fehlen in ihm aber schon Schneckenschalen. Damit liegen hier erste Anzeichen des Überganges zum Decklehm des südlichen Faziesbezirkes vor.

Der Ziegeleiaufschluß südlich Buchloe:  
(Abb. 6)

Seehöhe: 620 m Aufnahme: 1953  
Lage: eben  
Untergrund: Hochterrasse  
Postglazial: Mäßig gleyartiger Boden auf Decklehm:

W <sub>I/II</sub> :	A	25 cm	Dunkelbrauner, humoser Lößlehm
	B <sub>g</sub>	110 cm	Decklehm aus würmeiszeitlichem Löß: unten dichter, braungrauer Lößlehm mit Eisenflecken und vielen kleinen bis erbsgroßen Eisenmangankonkretionen, Bleichung entlang von Schwundrissen und Wurzelkanälchen, an der Basis wellig verlaufendes einige Zentimeter dickes Band

Frostbodenhorizont

Frühglazial:	S	110 cm	Basisfließerde: brauner, körniger Lößlehm mit einzelnen Geröllen und vielen bis erbsgroßen Eisenmangankonkretionen [B <sub>g</sub> ]
--------------	---	--------	--

Frostbodenhorizont (sekundär entstanden)

R/W:	R/W-Interglazialboden auf Hochterrassenschotter:
	AB 30 cm erschl. Rötlichbrauner kiesig-lehmiger Verwitterungshorizont.

In diesem Aufschluß tritt bereits der Decklehm des südlichen Faziesbezirkes auf. — Im Verhältnis zum Münchener Gebiet liegt südlich Augsburg der Übergang zum südlichen Faziesbezirk in einer um rd. 50 m höheren Geländelage.

#### c. Der Löß im Illergebiet

Auf die Lößauflage des würmeiszeitlichen Weißenhorner Tales wurde früher schon hingewiesen (I. SCHAEFER 1940, 1951; A. HOCK 1943 b; K. BRUNNACKER 1953 a). Dort liegt auf der Niederterrasse bei Weißenhorn in 480—490 m Höhe der Obere Löß in seiner für den mittleren Faziesbezirk typischen Ausbildung. Jedoch ist dieser Löß großenteils bei dem im Postglazial sehr oberflächennahen Grundwasserstand nachträglich vergleyt worden.

Das südlichste Vorkommen von noch normal entwickeltem Löß befindet sich auf dem Fellheimer Feld in 575 m Höhe. Das mit 605 m Höhe teilweise noch kalkreiche Lößprofil im Ziegelstadel der Gemeinde Steinheim bei Memmingen hat I. SCHAEFER (1951) beschrieben. Hier kommt vergleyter Löß mit vielen Schalen von *Succinea oblonga schumacheri* über Fließerde vor.

Die jährliche Niederschlagsmenge liegt in dieser Gegend um 900 mm.

#### d. Der Löß im Inngebiet

Hier mangelt es an für unsere Zwecke brauchbaren Aufschlüssen, weshalb dieses Gebiet erst jetzt behandelt wird.

In der Lehmgrube von Winhöring, in rd. 395 m Höhe, war im Frühjahr 1953 der Obere Löß an einem verhältnismäßig steilen nach W exponierten Hang über mehreren Fließerdehorizonten liegend erschlossen. Der Obere Löß zeigt verhältnismäßig starke Vergleyung, ist aber noch kalkhaltig.

Weiter südlich befindet sich rd. 300 m südlich von Polling in rd. 440 m Höhe an einem ziemlich steilen nach O exponierten Hang der Obere Löß in seiner für den mittleren Faziesbezirk üblichen Ausbildung.

Nach dem heutigen Kenntnisstand müßten die Verhältnisse gerade umgekehrt liegen, nämlich die nicht vergleyte normale Ausbildung am nach W exponierten Hang und die vergleyte am nach O exponierten Hang.

Durch die früheren geologischen Kartenaufnahmen aus dem Inngebiet (W. KOEHNE 1916 b; F. MÜNICHSDORFER 1921, 1922 b, 1932 a) ist bekannt, daß dort die Grenze zwischen Löß und Decklehm in rd. 450 m Höhe, quer über die Hochterrassenriedel hinweglaufend, liegt.

#### e. Der Verlauf der Grenze zwischen mittlerem und südlichem Faziesbezirk

Die Ausbildung des Oberen Lösses in der Übergangszone zwischen mittlerem und südlichem Faziesbezirk zeigt in ihrer nach S hin zunehmenden synsedimentären Vergleyung, daß auch während des Hochglazials (in diesem speziell herausgegriffenen Fall im „WII“) eine nach S hin zunehmende Bodendurchfeuchtung bestanden hat.

Die Übergangszone zum südlichen Faziesbezirk lag den obigen Ausführungen zufolge in Schwaben in rd. 600 m, im Inngebiet jedoch bei nur 450 m Höhe. Dagegen zeigen sich gute Übereinstimmungen mit Klimadaten (s. Tafel I):

	Seehöhe:	Niederschlag:
Memmingen/Schwaben	600 m	912 mm
München	529 m	935 mm
Rott/Inn	438 m	981 mm.

Der Verlauf der Übergangszone fällt somit annähernd mit der heutigen 900 mm-Niederschlagslinie zusammen, die sich als Faziesgrenze nach Oberösterreich fortsetzt (L. WEINBERGER, 1954).

Im Inngbiet scheint die Übergangszone gegenüber dem Illergebiet im Bereich etwas höherer Niederschlagsmengen gelegen zu haben. Der Grund dafür dürfte in einem dort schon etwas mehr als im westlichen Südbayern ausgeprägten, kontinentalen Klimacharakter gelegen haben, nämlich in dem dadurch bedingten trockeneren Auftauboden. Auch im  $W_{I/II}$  kommt im östlichen Südbayern eher der Tundren-Naßboden als Fließerde vor, während schon im westlichen Südbayern Fließerde etwas häufiger auftreten kann und damit zu Nordbayern überleitet (z. B. sandig-lehmige Deckschicht des Weißenhorner Tales, 1953 a). Auch die Südgrenze des Decklehms nähert sich von W nach O immer mehr dem Bereich der Jungendmoräne (sie liegt im W etwa auf Höhe von Memmingen).

Im Bereich des Decklehms trifft damit der heutige Angriff der chemischen Verwitterung auf ein primär basenärmeres und dichter gelagertes Gestein als beim kalkreichen Löß. Das muß zu einer Beschleunigung des Verwitterungsablaufes auf Decklehm gegenüber dem Löß führen, zumal im südlichen Faziesbezirk noch die Basenauswaschung begünstigende rezente Klimabedingungen hinzukommen.

Im Inngbiet ist der Decklehm sehr feinkörnig entwickelt (s. W. KOEHNE 1916 b; F. MÜNICHSDORFER 1921, 1922 b, 1932 a). Das ist nicht die Folge einer äolischen Korngrößen-sortierung des Löß/Decklehm, sondern das Resultat der im südlichen Faziesbezirk häufigen Beimischung von Fremdmaterial und der dort gesteigerten eiszeitlichen Frostverwitterung, die sich auch noch auf den Löß bzw. Decklehm nach seiner Ablagerung ausgewirkt hat. Vielleicht spielt weiter die Art des Ausgangsmaterials (z. B. viel Kristallin bzw. viel Flysch und Molasse) bei der Korngrößenverteilung und der nachträglichen Frostverwitterung im südlichen Faziesbezirk eine Rolle. So tritt beispielsweise in oberschwäbischen Lößlehmen eine relativ hohe Schluffkomponente auf (s. G. KRAUS 1953). Möglicherweise liegt auch im Einflußbereich des  $W_{I/II}$ -Naßbodens eine feinere Körnung vor, als sie für normalen Löß bzw. durch rezente Verwitterung darauf entstandenen Lößlehm typisch ist.

Auf den Decklehm und vor allem auf seine vielfach nachweisbare Komponente aus Material eines Lößes der Rißeiszeit hier näher einzugehen, wäre verfrüht.

### 3. Der nördliche Faziesbezirk Südbayerns

Dieser nördliche Faziesbezirk umfaßt das Gebiet an der Donau zwischen Regensburg und Neuburg/Donau.

Die trockensten Gebiete Südbayerns liegen mit Niederschlagsmengen zwischen 600 und 650 mm an der Donau zwischen Regensburg und Ulm.

Das Kiesgrubenprofil südwestlich Steinheim bei Dillingen/Donau:

(Abb. 7)

Seehöhe:	425 m	Aufnahme:	1952
Lage:	eben	Literatur:	O. WITTMANN (1940)
Untergrund:	Hochterrassenschotter		
Postglazial:	Braunerde auf Oberem Löß:		

$W_{II}$ :	A	30 cm	Dunkelbraunschwarzer, humushaltiger, krümeliger Lößlehm
	(B)	30 cm	Rötlichbrauner, bröckelig-säuliger Lößlehm
	C	120 cm	Gelblicher, kalkreicher Löß mit Schneckenschalen
	Frostbodenhorizont		

$W_{III}$ :	Tundren-Naßboden auf Unterem Löß:		
$W_I$ :	(A)	rd. 30 cm	Brauner Lößlehm mit Kalkspuren
	G	bis 35 cm	Grauer, schwach eisenfleckiger Lößlehm, mit rostbraunen Restgeröllen, schwach kalkhaltig
	Frostbodenhorizont		
-----			
R/W:	R/W-Interglazialboden auf Hochterrassenschotter:		
Vorletzte Kaltzeit:	AB	rd. 80 cm	Rostbrauner, sandig-lehmiger Verwitterungshorizont
	C	rd. 600 cm	Grauer, sandiger, kalkgeröllreicher Schotter, oben stellenweise bis 20 cm mächtiger Horizont von mit Eisen und Mangan umkrusteten Geröllen.

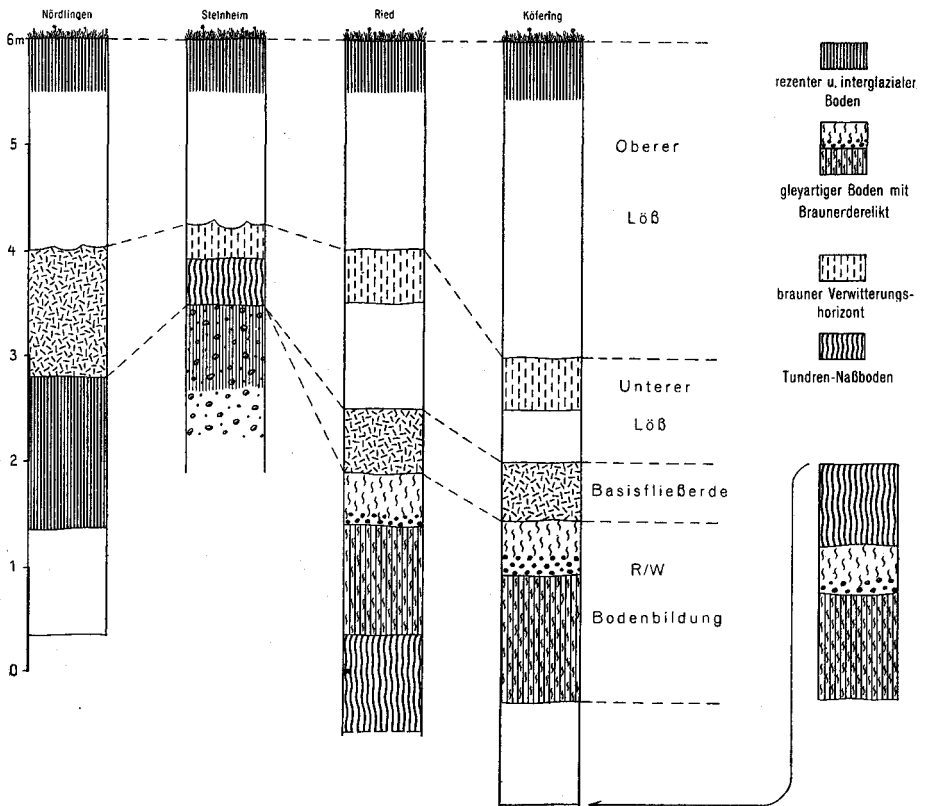


Abb. 7. Die Lößprofile im nördlichen Faziesbezirk Südbayerns.

Hier zeigt der würmeiszeitliche Löß noch den vom mittleren Faziesbezirk her bekannten Aufbau. Allerdings liegt teilweise über dem vergleyten Unteren Löß ein brauner Lößlehm ((A)-Horizont), von dem vorläufig nicht sicher ist, ob es sich um eine Fließerde handelt oder um einen zum  $W_{III}$  gehörigen Bodenhorizont. Die Profile des eigentlichen nördlichen Faziesbezirkes sprechen aber für eine Übergangsbodenbildung von Tundren-Naßboden zu einer trockeneren Fazies des  $W_{III}$ -Bodens (s. 1955 a).

Verhältnismäßig sandig ist in der Dillinger Gegend der interglaziale Verwitterungshorizont des Hochterrassenschotters ausgebildet. Das liegt an der dortigen Zusammensetzung des Schotters.

Im obersten Teil dieses Hochterrassenschotters und manchmal auch in dessen interglazialen Verwitterungshorizont hineinreichend kommt bei Dillingen eine Grundwassermarken als bandförmige Eisenmanganumkrustung der Gerölle vor. Diese Marke muß im wesentlichen jünger sein als der interglaziale Verwitterungshorizont; sie weist somit auf einen zeitweisen schwachen Anstieg des Grundwasserspiegels innerhalb des R/W-Interglazials hin.

In Südbayern liegen die Voraussetzungen für die Entwicklung einer auf den Löß und die fossilen Böden aufbauenden Stratigraphie des Jungpleistozäns insofern recht günstig, als hier von den Hochterrassenschottern und deren interglazialer Bodendecke ausgegangen werden kann. Analog den heutigen Bodenverhältnissen entspricht dem mächtigen R/W-interglazialen Verwitterungshorizont der Hochterrassen eine mächtige Bodenbildung auf rißeiszeitlichem Löß.

Zuerst sei eines der in Bayern sehr seltenen vollständigen R/W-interglazialen Braunerdeprofile angeführt:

Das Ziegeleiprofil von Toten-Berg südwestlich Nördlingen:  
(Abb. 7)

Seehöhe:	440 m	Aufnahme:	1953
Lage:	schwache SW-Exposition	Literatur:	H. NATHAN (1935)
Untergrund:	tertiärer Süßwasserkalk (?)		
Postglazial:	Braunerde auf Oberem Löß:		
W <sub>II</sub> :	A	30 cm	Dunkelbrauner, humushaltiger, krümeliger, sandiger Lößlehm mit kleinen, an der Oberfläche angereicherten Toneisensteingeröllen
	(B)	bis 20 cm	Rötlichbrauner, bröckelig-säuliger, sandiger Lößlehm
	C	rd. 150 cm	Rötlichbrauner, kalkreicher Sandlöß mit Succineenschalen, kleinen Hornsteingeröllen, kleinen Dogger Beta-Limonit-schwarten und Toneisensteingeröllchen (bis 0,5 cm $\phi$ )
	Frostbodenhorizont (sehr schwach ausgebildet)		
Frühglazial: bis W <sub>I/II</sub> :	S	rd. 120 cm	Basisfließerde: humusstreifiger, graubrauner, sandiger Lößlehm mit einer 5 cm mächtigen schwarzen, sehr humusreichen Lage an der Basis, mit streifenweise eingelagerten Geröllchen (wie oben zusammengesetzt) und stecknadelkopfgroßen Eisenmangankonkretionen [A—(B) u. B <sub>g</sub> ]
R/W:	Braunerde auf rißeiszeitlichem Löß:		
vorletzte Kaltzeit:	A	rd. 50 cm	Schwarzbrauner, humushaltiger Lößlehm, mit von hellgrauem Lehm gefüllten Grabgängen (rd. 2 cm $\phi$ , Oberfläche z. T. abgetragen)
	(B)	95 cm	Rötlicher Lößlehm, bröckelig mit säuliger Struktur, einzelne Toneisensteingeröllchen sind eingelagert
	C	100 cm	erschl. Hellbrauner Lößlehm.

In der Basisfließerde, die den Zeitabschnitt bis zum Ende des W<sub>I/II</sub> vertritt, liegt viel Krümmenmaterial der umgelagerten Braunerde (= [A]). Derartiges findet man in Südbayern nur selten.

Die Farbe des Lößes wie die Zusammensetzung der darin liegenden kleinen Gerölle weist auf einen hohen Anteil an Doggersandsteinmaterial, somit auf eine Herkunft vom NW des Rieses (vielleicht durch die Eger nähergeführt).



die Braunerde erzeugenden Laubwaldzone gelegene Nadelwaldzone ohne zeitlichen wie räumlichen Übergang ausgefallen. Derartiges ist undenkbar. Es muß sich hierbei vielmehr um einen Boden handeln, der noch im Tundren-Bereich als fazieller Vertreter des Tundren-Naßbodens entstanden ist.

5. W<sub>II</sub>: Der Obere Löß zeigt die für ihn übliche Ausbildung ohne Frostbodenerscheinungen an seiner Basis.

Zur Genese des als Bodentyp hier neu hinzukommenden Braunen Verwitterungshorizontes wäre noch zu bemerken:

Die Entkalkung ist nach E. BLANCK (1949) die kennzeichnende Form der an sich geringen chemischen Verwitterung in den arktischen Gebieten, die auch bei weitgehend verminderter Vegetation stattfinden kann. Dagegen ist die Lösung und Wegführung des Eisens vom Vorhandensein einer Pflanzendecke abhängig, sei es, daß die Humussäuren die Schutzkolloidwirkung für das Eisenhydroxyd übernehmen oder daß organische Stoffe auf das Eisen reduzierend (Vergleyung) wirken und damit das Eisen in seine zweiwertige Form überführen, womit es ionar löslich wird. Aber gerade diese Mobilisierung des Eisens tritt in Kaltgebieten mangels einer stärkeren Vegetation im Verhältnis zu einem Naßboden des gemäßigten Klimabereiches zurück. Fehlt dazu eine entsprechend starke Durchnässung des Tundrenbodens, dann kann sich nur ein derartiger Brauner Verwitterungshorizont bilden. Außerdem kann in einem solchen Boden praktisch nur das Eisen färbend wirken, das bei der Lösung und Wegfuhr des Kalkes frei wird; denn mangels eines entsprechend starken, ebenfalls letztlich durch die Vegetation bedingten Säureangriffes auf die Primärsilikate kann daraus kaum Eisen frei werden.

Aus diesen Gesichtspunkten ergibt sich auch die räumliche Beschränkung des Braunen Verwitterungshorizontes auf das verhältnismäßig trockene Donaugebiet in Südbayern (nördlicher Faziesbezirk): Hier fielen im W<sub>III</sub>, wie auch heute, weniger Niederschläge als weiter südlich. Die Temperatur lag hier andererseits etwas höher als im übrigen Südbayern. Damit war einmal die Auftautiefe größer als andernorts, die Lebensbedingungen für die Pflanzen den Gesamtverhältnissen entsprechend recht günstig und durch das Zusammenwirken dieser Faktoren die Bodendurchfeuchtung verhältnismäßig gering. Es konnte hier also praktisch allein Kalk aus dem Boden ausgewaschen werden. Diesem Bodentyp entspricht in Niederösterreich der Typ „Stillfried B“ (J. FINK 1954). In der heutigen Tundra kommt in trockenen Bereichen ein brauner Boden vor, der dem hier beschriebenen zumindest verwandt sein dürfte (Arctic brown soil — J. C. F. TEDROW & D. E. HILL 1955).

Jedoch kann bei dem Profil von Ried eingewendet werden, daß das Alter des Interglazialbodens als R/W nicht bewiesen und damit auch das Alter des Braunen Verwitterungshorizontes als W<sub>III</sub> nicht gesichert ist. Ergänzend sei deshalb ein weiteres Profil angeführt, in welchem die kennzeichnende zwischen dem R/W- und dem vorletzten Interglazial gelegene Abfolge der vorletzten Kaltzeit erhalten ist.

Die Ziegeleigrube Köfering, südlich Regensburg:  
(Abb. 7)

Seehöhe: 355 m Aufnahme: 1953  
 Lage: teils eben, teils schwache N-Exposition  
 Untergrund: sandiger Kleinkies (Diluvium?)  
 Postglazial: Braunerde auf Oberem Löß:

W <sub>II</sub> :	A	30 cm	Schwarzbrauner, humoser, krümeliger Lößlehm
	(B)	30 cm	Rötlicher, bröckeliger, säuliger Lößlehm
	C	250 cm	Graugelber, kalkreicher Löß mit Schneckenschalen
W <sub>I/II</sub> :	Brauner Verwitterungshorizont auf Unterem Löß:		
W <sub>I</sub> :	(A)	50 cm	Hellbrauner, schwach bröckeliger Lößlehm
	C	50 cm	Braugelber, kalkhaltiger Löß mit stecknadelkopfgroßen Kalkkonkretionen
Frühglazial:	S	60 cm	Basisfließerde: dunkelbrauner bis rötlicher, oben grauer, körniger Lößlehm, im Hangenden zahlreiche schussergroße Eisenmangankonkretionen (an der Oberfläche z. T. angereichert) [A <sub>g</sub> —B <sub>g</sub> ]
R/W:	Gleyartiger Boden mit Braunerderelikt:		
vorletzte Kaltzeit:	A <sub>g</sub>	50 cm	Hellgrauer Lößlehm, in der unteren Hälfte viele bis schussergroße Eisenmangankonkretionen
	B <sub>g</sub>	120 cm	Rötlicher Lößlehm mit bröckelig-säuliger Struktur, auf Schwundflächen teilweise schwarze Humuseinwaschungen, oben grau gefleckt und z. T. an Schwundrissen gebleicht
	S	100 cm	Brauner Lößlehm mit Eisenmangankonkretionen, an der Basis hühnereigroße Lößkindel [B <sub>g</sub> ]
	G	70 cm	Grauer, sehr stark eisenfleckiger Lößlehm
vorletzte Warmzeit:	Gleyartiger Boden auf Braunerde (vorletzte Warmzeit):		
Warmzeit:	A <sub>g</sub>	40 cm	Grauer Lehm mit sehr vielen schussergroßen Eisenmangankonkretionen (Löß- oder Auelehm?)
	B <sub>g</sub>	rd. 100 cm	Rötlicher, brockiger Lehm, grau gefleckt (Löß- oder Auelehm?).

Weiter ist in diesem Zusammenhang auf das unten zu erörternde Lößprofil von Mauern zu verweisen, das ebenfalls in W<sub>I/II</sub> einen Braunen Verwitterungshorizont hervorgebracht hat, sowie auf das etwas weniger deutlich ausgeprägte Profil von Eitensheim (nordwestlich Ingolstadt), ferner die von Pfelling und Niederwinkling (K. BRUNNACKER 1956 e). Weiter kommt dieser Bodentyp im mainfränkischen Trockengebiet (s. 1955 a u. 1956 b) vor, sowie — wie hier anfangs vermutet — und inzwischen durch die Angaben von H. FREISING (1954) bestätigt — im Bereich des trockenen Rheingaaues.

#### 4. Zusammenfassung der räumlichen und zeitlichen Gliederung des würmeiszeitlichen Lößes in Südbayern

Die würmeiszeitliche Abfolge läßt sich in Südbayern den obigen Ausführungen zufolge gliedern (vgl. Abb. 11):

	Südl. Faz.-Bez. derzeit. Niederschl.: über 900 mm	Mittl. Faz.-Bez. 900—650 mm	Nördl. Faz.-Bez. unter 650 mm
$W_{II}$ :	Decklehm ungegliedert (Übergang zum mittl. Faz.Bez.: hochglaziale Vergleyung)		Oberer Löß
		stark .....	Frostbodenbewegung .....
			schwach bis 0
$W_{I/II}$ :		z. T. Fließerde Tundren-Naßboden	Brauner Verwitterungshorizont
$W_I$ :			
			Unterer Löß
			(geringmächtig, schwach primär kalkhaltig)
	sehr stark .....	stark .....	Frostbodenbewegung .....
			schwach bis 0
Frühglazial:	$FW_c$ :	z. T. Tundren-Naßboden (z. T. noch Basisfließerde)	z. T. Brauner Verwitterungshorizont
	$FW_b$ :	Basisfließerde	
R/W:	b: z. T. Gleyartiger Boden a: Braunerde (auf Löß)	} Schotterverwitterungshorizont (auf Hochterrasse)	

Der würmeiszeitliche Fazieswechsel von Trocken zu Feucht ist in Südbayern also an einem von N nach S verlaufenden Wandel in der Ausbildung des  $W_{I/II}$ -Bodens vom „Braunen Verwitterungshorizont“ zum gleichen Typ mit schwacher Vergleyung im Unterboden, weiter zu einem Tundren-Naßboden mit schwacher und schließlich mit starker Vergleyung zu erkennen. Endlich zeigt er sich auch in einer synsedimentären Vergleyung des Oberen Lößes und dem als Decklehm ausgeschiedenen Endtyp, der meist ein Gemisch von Fließerden, Löß, Frostboden- und Naßbodenerscheinungen darstellt.

Der Abschnitt  $FW_a$  wird erst später in seiner Eigenschaft als Schichtlücke behandelt werden.

Während es als sicher gelten kann, daß stellenweise zwischen Basisfließerden und Unterem Löß ein Hiatus liegt, somit die Ausgliederung der  $FW_c$  berechtigt ist, ist es erst nach Abschluß des Manuskriptes bei der Kartierung des Gradabteilungsblattes Straßkirchen im Donautal zwischen Straubing und Isareinmündung gelungen diese  $FW_c$ -Bodenbildung eindeutig zu fassen, weil dort der Untere Löß so mächtig entwickelt ist, daß unveränderter Löß den  $FW_c$ -Naßboden von dem des  $W_{I/II}$  trennt (K. BRUNNACKER 1956 e u. f). Dieser  $FW_c$ -Boden zeigt dort übrigens jeweils eine etwas stärkere Nässebeeinflussung als der  $W_{I/II}$ -Boden. Die einschlägigen Profile werden im Rahmen der Erläuterungen zum Blatt Straßkirchen beschrieben.

Entsprechend dem teilweise auf der Basisfließerde vermuteten und bei Straßkirchen nachgewiesenen Tundren-Naßboden des FW<sub>6</sub> hat sich bei geeigneten Umständen im nördlichen Faziesbezirk ein Brauner Verwitterungshorizont gebildet. Doch ist dessen Existenz noch viel schwerer zu beweisen, da hier die Basisfließerde fast immer nur aus Lößlehm besteht und somit der Braune Verwitterungshorizont nicht durch Entkalkung angezeigt werden kann, sondern nur durch eine Massierung von Grabgängen in diesem Horizont (z. B. in Mauern).

## B. Der würmeiszeitliche Löß in Mainfranken

An der stratigraphischen Gliederung der würmeiszeitlichen Abfolge hat sich in Mainfranken gegenüber Südbayern nichts geändert. Dagegen treten eine Reihe fazieller Modifikationen auf (s. 1955 a):

Der Untere Löß ist in Mainfranken in O-Exposition mindestens ebenso mächtig entwickelt wie der Obere Löß. In den Randgebieten der Lößverbreitung fehlt der Obere Löß vielleicht sogar eher als der Untere Löß. Frostbodenbewegungen fehlen in Mainfranken an der Basis der Löße. Dagegen kommt Fließerdebildung und Frostspalten viel häufiger als in Südbayern vor.

Zwischen dem spätinterglazialen gleyartigen Boden (R/W<sub>b</sub>) und der frühglazialen Basisfließerde (FW<sub>b</sub>) liegt teilweise eine Erosionsdiskordanz. In diese Lücke gehört bei Aschaffenburg vielleicht eine aus lehmigem, sandigem und z. T. kiesigem Material bestehende Schwemmschicht (FW<sub>a</sub>). Die Basisfließerde wird in Mainfranken weit öfter als in Südbayern durch das humushaltige umgelagerte Krümmenmaterial der interglazialen in Hanglage bodentypologisch „stabilen“ Braunerde eingeleitet (vgl. Abb. 2 in K. BRUNNACKER 1956 b). Nach oben geht die Basisfließerde in Form einer feinen Wechsellagerung meist ohne Vergleyung in den Unteren Löß über. Sehr häufig und fast ohne die in Südbayern als dafür gültig erkannten klimatischen Schwellenwerte zu berücksichtigen, tritt Fließerde im W<sub>I/II</sub> auf, dann folgen Fließerdeinschaltungen im Unteren Löß und schließlich können auch im Oberen Löß Mainfrankens Fließerden vorkommen.

Sehr bezeichnend ist ferner die fazielle Ausbildung des W<sub>I/II</sub> in Mainfranken. Der Tundren-Naßboden ist hier viel flacher als in Südbayern entwickelt, außerdem noch kalkreich. Manchmal lassen sich auch zwei Phasen im W<sub>I/II</sub> erkennen, nämlich nachträglich vergleyter Brauner Verwitterungshorizont oder Tundren-Naßboden und darüber dann Fließerdeauflagerung bzw. selbstverständlich auch -abtrag. Dann kommen im W<sub>I/II</sub> als nächste Fazies vergleyter Fließlöß und schließlich Fließlöß (aus Material des Unteren Lößes) ohne Vergleyung vor.

Während in Südbayern bei heutigen Niederschlägen um 900 mm (Übergangsbereich zum südlichen Faziesbezirk) sogar im Hochglazial Vergleyung bei praktisch fehlender Fließerdebildung typisch ist, tritt eine entsprechende Endfazies in Mainfranken schon bei rd. 700 mm Niederschlag auf, die jedoch nur aus Fließerdebildung besteht, wobei eine Vergleyung fehlt, obwohl die Fließerde auf noch stärkere Durchnässung des Bodens weist als der Tundren-Naßboden. Die mangelnde Vergleyung muß hier somit mit der unterschiedlichen damaligen Vegetation in Zusammenhang gebracht werden. Hier tritt der Ein-

fluß des Standortes zudem viel mehr in Erscheinung als in Südbayern, nämlich durch eine viel größere Neigung zum Bodenfließen, soweit dafür die Geländegestaltung einigermaßen geeignet ist.

Für das mainfränkische Trockengebiet ist das folgende Profil besonders typisch:

Der Ziegeleiaufschluß von Estenfeld (an der Straße nach Würzburg):

Seehöhe: 250 m

Aufnahme: 1953

Lage: flache 0-Exposition

Untergrund: Lettenkohlenkeuper

Postglazial: Braunerde auf Oberem Löß:

W <sub>II</sub> :	A	25 cm	Dunkelgraubrauner, humushaltiger, krümeliger Lößlehm
	(B)	30 cm	Schokoladebrauner, bröckeliger Lößlehm
	C	100 cm	Graugelber, kalkreicher Löß mit taubeneigroßen Lößkindeln

Brauner Verwitterungshorizont auf Unterem Löß:

W <sub>III</sub> :	(A)	rd. 40 cm	Brauner, sehr schwach kalkhaltiger Löß, mit Spuren sehr starker Durchwurzelung, oben schwach eisenfleckig
W <sub>I</sub> :	C	rd. 50 cm	Brauner, kalkreicher Löß, unten teilweise mit horizontal-plattiger Struktur
Frühglazial: S		rd. 80 cm	Basisfließerde: grauer, kalkreicher Löß, in den obersten 30 cm mit Bändern von körnigem, rötlichbraunem bis dunkelbraunem Lößlehm durchzogen, mit Pseudomyzel [(B), G] (umgelagerter Naßboden?)
		rd. 100 cm	Gelbgrauer bis dunkelbrauner, kalkreicher Löß mit vielen Schneckenschalen und mit Pseudomyzel, unten hühnereigroße Lößkindel [C]
		80 cm	Schokoladebrauner bis rötlichbrauner, körniger, sehr schwach kalkhaltiger Lößlehm mit Geröllen [(B)]
		bis 100 cm	Dunkelgraubrauner, humushaltiger, körniger, sehr schwach kalkhaltiger Lößlehm, mit bis erbsgroßen Eisenmangan-konkretionen [A—Ag].

Die Basisfließerde bringt hier in umgekehrter Reihenfolge das Bodenprofil des R/W-Interglazials. Unten liegt humoses Krumenmaterial mit Eisenmangan-konkretionen des spätinterglazialen gleyartigen Bodens. Darüber folgt der ehemalige Unterboden und darüber das umgelagerte Ausgangsgestein dieser Bodenbildung mit Lößkindeln — jetzt als „Fließlöß“. Der hangende Teil dieses Fließlößes ist vergleyt, und zwar vermutlich vor seiner Umlagerung. Nach den obigen Ausführungen würde diese Vergleyungsphase die Bodenbildung des FW<sub>c</sub> in Südbayern darstellen.

In Estenfeld setzen entlang der W<sub>III</sub>-Landoberfläche einige Frostspalten an, die oben bis 25 cm breit sind und bis 2,0 m tief reichen. Der Braune Verwitterungshorizont des W<sub>III</sub> wurde gegen Ausgang dieses Abschnittes noch einmal durch etwas größere Nässeeinwirkung schwach beeinflusst in Form der Eisenflecken. Ein entsprechendes Profil kommt auch in Kitzingen vor (K. BRUNN-ACKER 1956 b).

### C. Vergleich mit dem würmeiszeitlichen Löß in benachbarten Gebieten

Die im westlichen Süddeutschland aufgestellten Lößgliederungen hängen bezüglich ihrer stratigraphischen Einstufung so lange in der Luft, wie es nicht gelingt, eine Parallelisierung mit der südbayerischen, von den Hochterrassen ausgehenden Gliederung herzustellen. Auf dem Umweg über Mainfranken ist dies möglich. An anderer Stelle wurde versucht, das Differenzierungsprinzip darzustellen (1956 a).

Der Aufbau des nordwürttembergischen Lößes ist in neuer Bearbeitung durch H. FREISING (1949, 1951, 1953) eingehend bekannt geworden. Außerdem konnte ich auf der DEUQUA-Tagung in Stuttgart 1953 einige besonders eindrucksvolle Profile auf den Exkursionen unter Führung von Herrn Dr. FREISING kennenlernen.

In Nordwürttemberg liegt praktisch der gleiche Aufbau des Lößes wie in Mainfranken vor:

Die Bodenbildung der „letzten Warmzeit“ entspricht unserem R/W-Interglazial. Es handelt sich um eine Braunerde.

Der spätinterglaziale gleyartige Boden scheint nach den bisherigen Veröffentlichungen in Nordwürttemberg nicht in solchem Maße wie in Bayern in Erscheinung zu treten. Er ist aber auch dort vorhanden. Das zeigen beispielsweise graue Verfärbungen, die H. FREISING (1953) aus der Bodenbildung der letzten Warmzeit in Steinheim an der Murr erwähnt. Außerdem kommen „Eisenhydroxydkügelchen“ in der unserer Basisfließerde entsprechenden Fließerde vor.

Der Löß III a entspricht unserem Unteren Löß.

Der Naßboden III b entspricht unserem  $W_{I/II}$ -Boden.

Der Löß III b entspricht unserem Oberen Löß.

Außerdem zeigt die würmeiszeitliche Abfolge in Nordwürttemberg die gleichen speziellen Eigenschaften, wie wir sie in Mainfranken kennengelernt haben. So kippt auch dort die Bodenentwicklung in unserem  $W_{I/II}$  leicht in die Fließerdefazies um. Der Tundren-Naßboden des  $W_{I/II}$  ist auch in Nordwürttemberg ziemlich flachgründig ausgebildet, ist kalkreich, führt Schneckenschalen und an seiner Basis treten dünne horizontal-plattige Strukturen auf. Ferner fehlen Frostbodenerscheinungen (oder treten zumindest stark zurück) und die Grenze der Basisfließerde zum Löß ist als Wechsellagerung entwickelt. Außerdem verhält sich das Mächtigkeitsverhältnis von Unterem zu Oberem Löß ähnlich dem von Mainfranken. Jedoch scheint in Nordwürttemberg im  $W_{I/II}$  die Naßbodenfazies gegenüber Mainfranken, wo einerseits der Braune Verwitterungshorizont und andererseits die Fließerdefazies in den Vordergrund tritt, weitere Verbreitung zu besitzen.

Aus Nordwürttemberg ist außerdem eine Veröffentlichung von E. OSTENDORFF (1954) erschienen, die die Ergebnisse von H. FREISING (1949) bestätigt. Interessant ist neuerdings die Feststellung von Lehmändern im gleichen Gebiet durch W. KÄSS (1955), die die dortigen Tundren-Naßböden faziell vertreten sollen. Falls es sich hierbei wirklich um den gleichen Boden handeln sollte, den wir als Braunen Verwitterungshorizont bezeichnet haben und nicht um Fließerde, wäre dies eine Folge günstigerer Standortbedingungen in einem großklimatisch dafür ungünstigen Gebiet, wie beispielsweise auch in Pfelling (Blatt Straßkirchen/Nby. K. BRUNNACKER 1956 e).

Bereits gegen Ende des vergangenen Jahrhunderts — also zu einer Zeit, wo man sich kaum über die aeolische Herkunft des Lößes, geschweige über den Bildungscharakter der mittel-

europäischen Löße in einer Kältesteppe, noch über die Entstehungsbedingungen und die Ursachen der Typenausbildung der Böden im klaren war — wurden die Löße im Oberrheingebiet und im Mainzer Becken in einer auch heute noch gültigen Weise in einen Älteren und Jüngeren Löß gegliedert mit einer dazwischenliegenden mächtigen Bodenbildung, deren teilweiser Charakter als Umlagerungsprodukt damals ebenfalls schon erkannt wurde. Die Geologen, die sich zu dieser Zeit mit der Lößgliederung in Deutschland befaßt haben — nämlich C. CHELIUS & C. VOGEL (1891), G. STEINMANN (1893), E. SCHUMACHER (s. W. WAGNER 1940) — konnten aber noch weiter untergliedern, so innerhalb des Jüngeren Lösses, der uns im Rahmen dieser Arbeit besonders interessiert, in einen Jüngeren Löß 1 und Jüngeren Löß 2 (bzw. in einen Unteren und Oberen Jüngeren Löß) bzw. in eine Rekurrenzzone und einen Jüngeren Löß.

Vor allem durch O. WITTMANN (1936 b, 1938) sind Einzelheiten über die Ausbildung des Jüngeren Lösses bekannt geworden. Danach ist die Bodenbildung zwischen Älterem und Jüngerem Löß „zweigeteilt“, nämlich in einen unteren, etwas heller gefärbten und teilweise humushaltigen Teil und in einen darüberliegenden, rötlich gefärbten und teilweise mit Eisenmangankonkretionen durchsetzten Teil. Unter Berücksichtigung der aus Mainfranken beschriebenen Ausbildung handelt es sich bei einer derartigen Doppelung auch im Oberrheingebiet wohl um die Basisfließerde. Der Jüngere Löß 1 entspricht wenigstens teilweise unserem Unteren und der Jüngere Löß 2 unserem Oberen würmeiszeitlichen Löß. Auch über das Wesen der Rekurrenzzone sind wir durch die Arbeiten von O. WITTMANN unterrichtet. Danach ist diese Rekurrenzzone teilweise zweigeteilt und liegt dann an der Basis des Jüngeren Löß 1 und z. T. zwischen diesem und dem Jüngeren Löß 2. Es handelt sich bei der bzw. den Rekurrenzonen um eine Wechsellagerung von Löß, Fließlöß und Fließerde, wie sie in den entsprechenden Horizonten auch in Mainfranken gefunden wurde und wie sie bei den Klimabedingungen des Oberrheingebietes ebenfalls zu erwarten ist. In Bereichen mit schwächerer Durchfeuchtung — klima- oder standortsbedingt — tritt oberhalb der Basisfließerde im  $W_{I/II}$  Fließerdefazies erneut auf und bei stärkerer Durchfeuchtung kam es durchgehend vom Frühglazial bis zum Ende des  $W_{I/II}$  zu Bodenfließen.

Nicht ganz so eindeutig ist die Stellung des „Jüngeren Sandlöß“ (C. CHELIUS & C. VOGEL 1891 und E. SCHUMACHER nach W. WAGNER 1940). Er liegt sicher unter unserem Unteren Löß und kann der Beschreibung nach identisch sein mit unserer „Schwemmschicht“; demnach würde er sogar unterhalb der Basisfließerde liegen, er könnte aber auch dem  $FW_b$ -Sandlöß auf Blatt Straßkirchen entsprechen.

Von Bedeutung sind die Lößaufschlüsse von Achenheim—Hangenbieten bei Straßburg (E. SCHUMACHER in W. WAGNER 1940) wegen ihrer Artefaktenfunde. Nach der Auffassung von H. FREISING (1949) liegt dort seine „letzte Warmzeit“, wo SCHUMACHER die Grenze zwischen Jüngerem Löß 1 und 2 — der Beschreibung nach eine geringmächtige Fließerde — hingelegt hat.

Man sollte vorläufig keine Artefakten als Ersatz für Leitfossilien verwenden, sondern erst einmal versuchen, zu einer Einstufung der Artefakten (in Frage kommt Moustérien, Aurignacien und Magdalénien) in das vollständig gegliederte Profil zu kommen. Vorläufig müssen wir uns deshalb mit den bisher bekannt gemachten faziellen Erscheinungen bei der Gliederung und stratigraphischen Einstufung der einzelnen Horizonte behelfen. Und da wäre den langjährigen Beobachtungen von E. SCHUMACHER — auch wenn sie aus dem vergangenen Jahrhundert stammen — mehr Gewicht beizumessen als einer auf weiträumigen Parallelisierungen von Einzelprofilen fußenden Stratigraphie.

Vor allem durch E. SCHOENHALS (1950, 1951 a und b) wurde die im Rheingau und benachbarten Gebieten auftretende Lößausbildung beschrieben:

$W_3$ :	Löß 3
$W_{2/3}$ :	Braunerde bis unentwickelter Boden
$W_2$ :	Löß 2
$W_{1/2}$ :	Braunerde bis unentwickelter Boden
$W_1$ :	Löß 1
R/W:	Degradierte Schwarzerde.

Diese auf den ersten Blick so abweichende Gliederung kann nach den in Mainfranken gemachten Erfahrungen ebenfalls eingliedert werden.

Es ist bei allen diesen, in der Literatur zitierten Lößprofilen aber zu bedenken, daß heute großenteils Gesichtspunkte für eine Gliederung entscheidend sind, die noch vor wenigen Jahren vernachlässigt werden durften, und daß es deshalb mandmal recht schwer ist, die in der Literatur angeführten Profile ohne entsprechende Ortskenntnis zu deuten. Deshalb werden hier auch nur die jüngeren Arbeiten zitiert.

Unsere R/W-Braunerde kann nur der degradierten Schwarzerde im Rheingau entsprechen, zumal dort auch heute eine Entwicklungstendenz zum Steppenboden vorliegen soll.

Der Löß 3 ist mit unserem Oberen Löß zu parallelisieren; denn zumindest in Süddeutschland hat es nach Ablagerung dieses Lößes keine merkliche Lößbildung mehr gegeben.

Die unter dem Löß 3 liegende Bodenbildung entspricht sicherlich teilweise unserem Braunen Verwitterungshorizont im  $W_{I/II}$  (vgl. auch H. FREISING 1954). Das kann auf Grund der heutigen Klimadaten erwartet werden.

Jedoch fehlen im mainfränkischen Lößgebiet Hinweise für mehr als ein darunter liegendes würmeiszeitliches Lößglied.

Es handelt sich hierbei vielleicht um unseren Unteren Löß und einen darunter liegenden, zur würmeiszeitlichen Basisfließerde gehörenden „Fließlöß“ aus Material der vorletzten Kaltzeit. Die dazwischen liegende Bodenbildung würde dann als Fazies in Form eines Braunen Verwitterungshorizontes der Bodenbildung entsprechen, die wir in Südbayern teilweise im  $FW_c$  gefunden haben.

Allerdings wurde in Mainfranken für eine derartige Bodenbildung kaum ein Hinweis erbracht; die Fließerde geht hier vielmehr normalerweise (abgesehen von Estenfeld) selbst im mainfränkischen Trockengebiet ohne Vergleyung in Form einer Wechsellagerung in den Unteren Löß über. Wenn im Rheingau gegen Ende des Frühglazials die Verhältnisse hinsichtlich der Bodenentwicklung so sehr von den mainfränkischen verschieden gestaltet waren, dann dürfte dies einmal mit der speziellen klimatischen Stellung dieses Gebietes zusammenhängen und im Einzelfall auch an den Standortsverhältnissen gelegen haben.

Auf die von der Auffassung von E. SCHOENHALS abweichende neuere Deutung der Profile im Rheingau durch H. FREISING (1954) kann nicht weiter eingegangen werden, da eine entsprechende Ortskenntnis — und diese ist immer entscheidend — fehlt. Doch bestätigt sich die Auffassung, daß dort in trockeneren Gebieten ein Brauner Verwitterungshorizont vorkommt (Eltville, Wiesbaden). Für meine Überlegungen ist dabei von sekundärer Bedeutung, ob dort im  $FW_c$  eine weitere Bodenbildung auftritt oder nicht. Wesentlich ist, daß ein Brauner Verwitterungshorizont im  $W_{I/II}$  in Nordbayern und in nach Westen anschließenden Gebieten vorkommen kann, wenn es sich um Gegenden handelt mit heute rd. 600 mm Niederschlag und weniger. In Südbayern und in Böhmen (s. E. SCHOENHALS 1951) kommt dagegen der gleiche Boden bei bis 650 mm Niederschlag vor.

Das durch seine Moustérienfunde bekanntgewordene Profil von Wallertheim (Rheinhessen) zeigt in seiner Lößlage eine Fließlößeinschaltung (s. W. FAULER 1938), die unserem  $W_{I/II}$  in der Fließerdefazies entspricht. Die humosen Schichten an der Basis stellen wenigstens in ihren oberen Teilen ein Äquivalent unserer Basisfließerde dar. Im hangenden humosen Teil befinden

sich Steppenklimate anzeigende Krotowinen. Krotowinen kommen außerdem in der (frühglazialen) Basisfließerde bei Straubing, nach H. FREISING (1949) bei Böckingen sowie in Willendorf (nach F. BRANDTNER 1950) und in Kitzingen und anderen Orten vor. Sie müssen jünger sein als die Basisfließerde (FW<sub>b</sub>) und z. T. wenigstens älter als der auflagernde Löß. Ein entsprechendes Profil, ebenfalls mit Moustérien-Funden an der Basis, liegt in Kitzingen (K. BRUNNACKER 1956 b). Das früheste Auftreten des Aurignaciens dürfte dagegen im FW<sub>c</sub> gelegen haben (K. BRUNNACKER 1956 d). Dagegen zeigen die auf den Exkursionen der DEUQUA-Tagung 1956 von E. SCHOENHALS in Nordhessen gezeigten Profile den nämlichen Aufbau, wie er in Mainfranken vorliegt.

Für Westdeutschland finden sich neuerdings auch Angaben über den Löß und seine fossilen Böden bei E. MÜCKENHAUSEN (1954). Sie bestätigen das Vorkommen gleyartiger Böden auf „Braunlehm“ für dieses Gebiet. Ein W<sub>I/II</sub>-Boden, wie wir ihn in Süddeutschland kennengelernt haben, ist von dort bisher aber nicht bekannt geworden, was vermutlich die Folge eines zeitlich länger anhaltenden Bodenfließens (bis Ende W<sub>I/II</sub>) infolge großklimatischer Differenzierungen ist (vgl. E. H. MÜLLER 1954). Abgesehen von den jeweiligen standörtlichen Verhältnissen umfaßt die Basisfließerde nämlich noch umso jüngere stratigraphische Glieder, je weiter die Profile im Westen bzw. Norden Mitteleuropas liegen (K. BRUNNACKER 1956 a).

Im gesamten Rhein-Maingebiet liegt den obigen Ausführungen zufolge eine verwandte Lößausbildung vor, die sich insgesamt vor allem von der südbayerischen Ausbildung unterscheidet. Andererseits zeigen aber die bisherigen Vergleiche, daß man zwangsläufig zu ganz verschiedenartigen Auffassungen über die Gliederung der Würmeiszeit und deren klimatologische Unterteilung kommen muß, wenn man von einem regional zu sehr begrenzten Arbeitsgebiet und dann bei Vergleichen mit anderen Gebieten nur von noch dazu sehr standortsabhängigen Einzelprofilen ausgeht. Die folgende Zusammenstellung soll einen vorläufigen Parallelisierungsversuch darstellen.

	Mainfranken	Nordwürttemberg	Rheingau	Oberrhein	
		H. FREISING (1949, 1951)	E. SCHOENHALS (1950, 1951 a)	G. STEINMANN E. SCHUMACHER in W. WAGNER (1940), O. WITTMANN (1936b, 1938)	
W <sub>II</sub>	Oberer Löß	Löß III b	Löß 3	Ob. Jüng. Löß — Jüng. Löß	Jüng. Löß
W <sub>I/II</sub>	Braun. Verwitt.- horizont Tundren- Naßboden	Naßboden III	„Braunerde“ bis unentwickelter Boden	Rekurrenz- zone 2	
W <sub>I</sub>	Unterer Löß	Löß III a	Löß 2	Unt. Jüng. Löß — Jüng. Löß	Rekurrenz- zone
Früh- glazial	z. T. Boden- bild.? Basisfließerde z. T. Schwemm- schicht	Fließerde	? Löß 1?	Rekurrenz- zone 1 zweigegliederte Verlehmungs- rinde	

R/W<sub>a</sub> Gleyartiger Boden (bei geeigneter Geländeform und Ausgangsgestein)

R/W<sub>b</sub> Braunerde — (im Rheingau) degradierte Schwarzerde.



Im einzelnen sind die Beziehungen noch viel komplizierter. Wir greifen als Beispiel die Bodenentwicklung im  $W_{VII}$  heraus: Hier tritt innerhalb Bayerns folgende fazielle Bodendifferenzierung auf: Brauner Verwitterungshorizont — Tundren-Naßboden — Fließerde mit Vergleyung — Fließerde ohne Vergleyung.

Die Vergleyung in den Naßböden ist eine Folge der Reduktion des dreiwertigen Eisens im nicht durchlüfteten Bodenbereich infolge reduzierend wirkender organischer Bestandteile. Demnach weisen die Verhältnisse in einem Tundren-Naßboden schon einmal auf geringere Vegetation als sie etwa bei einem Gleyboden des gemäßigt humiden Klimas vorliegt. Wenn dann die Vegetation sich bei noch etwas ungünstigeren Temperaturbedingungen entwickeln mußte, dann war die Möglichkeit einer Vergleyung trotz vielleicht noch stärkerer Durchnässung des Auftaubodens noch mehr eingeschränkt.

Die Vegetation ist bei eiszeitlichem Klima vor allem von folgenden äußeren Umständen ihrer Entwicklung abhängig: möglichst lange Vegetationszeit mit möglichst hohen Temperaturen und eine gesicherte Wasserversorgung. Ausgehend von gleicher jährlicher Durchschnittstemperatur war damit bei kontinentalem Klima die Vegetation in ihrer Entwicklung mehr begünstigt als bei ozeanischem Klima.

Doch allein mit einer derartigen Differenzierung von ozeanisch zu kontinental kann man nicht den gesamten Erscheinungskomplex der würmeiszeitlichen Böden Bayerns erklären. So liegen im  $W_{VII}$  in Südbayern bei heutigen Niederschlagsmengen um rd. 900 mm noch Tundren-Naßböden und kaum Fließerden vor, in Mainfranken dagegen treten bereits bei heute etwa 700 mm Niederschlag Fließerden ohne Vergleyung auf. Aber auch dann, wenn man davon ausgeht, daß bei eiszeitlichem Klima die Niederschläge gegen die Alpen hin unverhältnismäßig mehr als allgemein abgenommen haben, kann man derartige Unterschiede nicht deuten; denn hierbei handelt es sich im wesentlichen um Verschiedenheiten der sommerlichen Temperatur, die von einer gleichmäßigen Absenkung der heutigen Durchschnittstemperaturen ausgehend (Tabelle II) nicht erklärt werden können. Hinzu kommt noch im Alpenvorland bei eiszeitlichem Klima der abkühlende Einfluß der alpinen Eiskalotte auf die unmittelbare Umgebung als zusätzlicher Faktor. Der Bodendifferenzierung nach muß es jedoch in Südbayern in der sommerlichen Vegetationsperiode im  $W_{VII}$  unverhältnismäßig wärmer gewesen sein als in Mainfranken und anscheinend auch wärmer als im übrigen Südwestdeutschland. Das wiederum läßt sich nicht allein durch eine deutlichere Ausprägung des Gegensatzes zwischen dem mehr ozeanischen und dem mehr kontinentalen Klimabereich erklären, sondern man muß in Mainfranken allgemein mit unverhältnismäßig tieferen Durchschnittstemperaturen gegenüber Südbayern rechnen. Anscheinend hängt das mit der viel größeren Kälteausstrahlung des nordeuropäischen Inlandeises gegenüber der des alpinen Eiskörpers zusammen.

Diese auf den ersten Blick recht merkwürdige thermische Differenzierung findet eine einfache Erklärung, wenn man mit H. FLOHN (1952) während der Würmeiszeit mit einer maximalen Temperaturerniedrigung von  $4^{\circ}$  C in den Tropen rechnet und die restliche Temperaturerniedrigung im eisnahen Mitteleuropa als Folge des abkühlenden Einflusses der Vereisungsgebiete (insbesondere des nordeuropäischen Inlandeises) ansieht. Unter diesem Blickwinkel ist m. E. auch der Verlauf der nördlichen Lößgrenze in Mitteleuropa zu erklären (vgl. H. POSER 1951).

Tabelle II: Klimadaten Süddeutschlands (nach Reichsamt f. Wetterdienst 1939,  
M. MANIG 1950)

Ort	Seehöhe (m)	Temperatur (° C)				Niederschlag (mm)				
		Jan.	Juli	Jahr. M.	(Diff.) Juli -Jan.	Jahr	Max	Min.		
München	rd. 530	-2.3	17.0	7.4	19.3	935	Juli 134		Febr. 37	
Landshut	rd. 400	-2.2	17.6	7.8	19.8	698	Juni 92	Juli 92	Febr. 34	
Regensburg	rd. 350	-2.4	17.6	7.7	20.0	591	Juli 83		Febr. 31	März 32
Schweinfurt	rd. 200	-0.4	18.5	9.0	18.9	514	Juli / Aug. 59 60		Febr. 27	März 30
Heilbronn/ Württ.	rd. 180	0.7	18.6	9.6	17.9	675	Juli / Aug. 72 69		Febr. 38	
							Sept. 70			
Eßlingen/ Württ.	rd. 240	0.0	17.9	9.0	17.9	690	Juni / Juli 81 88		Jan. 35	Febr. 33
Bad Kissingen	rd. 200	-0.8	17.5	8.2	18.3	711	Juli 74	Aug. / 74	Jan. 46	Febr. 48
									März 48	
Geisenheim/ Rheinessen	rd. 100	0.9	18.4	9.6	17.5	517	Juni / Juli / 54 53		Jan. 35	Febr. 32
							Aug. 52		März 33	

Es fragt sich damit, ob das  $W_{III}$  tatsächlich einen wesentlich wärmeren Abschnitt innerhalb der Würmeiszeit dargestellt hat: Es hat sich vor allem durch größere Bodendurchfeuchtung bemerkbar gemacht. Außerdem hat es sich um einen verhältnismäßig ozeanischen Zeitabschnitt gehandelt. Auf Grund der im  $W_{III}$  gefundenen Böden in Beziehung zur Bodenbildung im Oberen Löß im Übergangsbereich vom mittleren zum südlichen Faziesbezirk Südbayerns ist zu erwarten, daß in Mainfranken die Sommertemperatur im  $W_{III}$  nur unwesentlich höher war als im  $W_{II}$  im Übergangsbereich zum südlichen Faziesbezirk.

Das Jahresmittel wird im  $W_{III}$  eine Erhöhung erfahren haben gegenüber dem  $W_I$  und  $W_{II}$ , nur hat sich das auf die für die Bodenentwicklung entscheidenden Sommertemperaturen wegen des gleichzeitigen Wandels von kontinental zu ozeanisch hinsichtlich der Temperatur nur wenig ausgewirkt. Dagegen hat sich dieser Wandel zu ozeanisch vor allem durch die stärkere Bodendurchfeuchtung infolge höherer Niederschläge (?) und einer dafür günstigeren jahreszeitlichen Verteilung ausgezeichnet.

Im kontinentalen Südbayern waren die Bedingungen für die Bodenentwicklung infolge der höheren Sommertemperaturen selbst innerhalb des

Hochglazials für eine Vergleyung günstig, soweit eine entsprechende Bodendurchfeuchtung dazu gekommen ist. Das sieht man an der Bodenentwicklung des Oberen Lösses im Übergangsbereich zum südlichen Faziesbezirk Südbayerns.

Die regionale Klimadifferenzierung modifiziert damit auch den zeitlichen Klimaablauf weitgehend. Nach dem ozeanischen Bereich hin nimmt allgemein und verstärkt in den ozeanischen Zeitabschnitten die Tendenz zum Bodenfließen zu, dafür nimmt nach dem kontinentalen Bereich hin die Tendenz zur Bildung von Tundren- und Kältesteppeböden zu.

Man sieht nach diesen Ausführungen, daß derartigen Tundren-Naßböden nicht nur einige Bedeutung als stratigraphische Leithorizonte zukommt, sondern daß sie und ihre regionale Differenzierung den wesentlichsten Beitrag zur Entwirrung der eiszeitlichen räumlichen Klimaverteilung liefern. Als „Leithorizont“ ist der  $W_{III}$ -Naßboden sogar nur sehr wenig brauchbar; denn nur dann, wenn drei Naßböden eingeschaltet sind, wissen wir in Süddeutschland mit Sicherheit, daß es sich um den Löß der vorletzten Kaltzeit handelt (s. H. FREISING 1949; 1951).

Im Inngbiet zeigte sich (s. S. 32), daß dort im Oberen Löß gerade die Hanglage, die trockener war — nämlich die W-Exposition — stärkere Vergleyung mit Entkalkung aufweist als die theoretisch feuchtere Lage — nämlich die O-Exposition. Diese war durch standortsbedingte Temperaturverschiedenheiten in Verbindung mit der dadurch ausgelösten unterschiedlichen Vegetation bedingt: Die O-Exposition hat sicherlich die stärkere Bodendurchfeuchtung erhalten, das zeigen allgemein die dort bevorzugt auftretenden Fließerden. Jedoch haben im Inngbiet wenigstens dort die sommerlichen Temperaturverhältnisse nicht ausgereicht, stärkere Vegetation aufkommen zu lassen. Die W-Exposition dagegen mag einen etwas trockeneren Standort dargestellt haben. Hier war es aber wärmer und das war für die Vegetation entscheidend. Sie konnte somit viel besser Fuß fassen, und weil auch hier noch genügend Wasser zur Verfügung gestanden hat, die Gleybildung auslösen. Die partielle Entkalkung des Lösses in dieser Lage stellt eine zusätzliche Erscheinung dar: Die stärkere Erwärmung brachte größere Auftautiefen mit sich. Damit konnte sich das Wasser im Auftauboden besser bewegen und den gelösten Kalk auch leichter wegschaffen als in der O-Exposition. Hinzu kommt die erhöhte Lösungsfähigkeit des Wassers für Kalk bei dem vergleyten Boden wegen des höheren Wasserstoffionenanzahles. In der O-Exposition lag dagegen der Auftauboden oberflächennaher. Damit zog dort das Wasser gerne mit dem aufgetauten Boden als Fließerde oder Fließlöß ab.

## E. Die frühglaziale Bodenentwicklung

Um zu einer Vollgliederung der Würmeiszeit zu kommen, ist es nötig, alle Lücken im zeitlichen Ablauf der Bodenentwicklung zu schließen oder zumindest als Lücken zu kennzeichnen. Eine derartige Gliederung ist jedoch auch dann noch solange unzureichend, als eine Verbindung zum eiszeitlichen Glazialgeschehen, das sich in der Ausbildung der Moränen und Schotterflächen zu erkennen gibt, fehlt.

Im Ablauf der würmeiszeitlichen Bodenentwicklung gibt es nach den bisherigen Ausführungen noch folgende lückenhafte Abschnitte:

1. Die Zeit nach Ablagerung des Oberen Lösses. Darauf wird in einem eigenen Abschnitt eingegangen werden („Spätglazial“).
2. Die Zeit zwischen gleyartigem Boden ( $R/W_b$ ) und des ausgedehnten Interglazials und Basisfließerde ( $FW_b$ ) als dem ersten Sediment der beginnenden Eiszeit.

### 1. Der Bodenzustand am Ausgang des Riß/Würm-Interglazials

Im R/W-Interglazial hat sich, wie schon mehrfach erwähnt, auf Löß eine Braunerde (Parabraunerde) gebildet. Gegen Ausgang dieses Interglazials wurde an den Stellen, wo ein Wasserstau möglich war, diese Braunerde in einen gleyartigen Boden (Pseudogley) umgebildet (Abb. 9).

## 2. Die frühglaziale Klimaverschlechterung

An sich ist es naheliegend, in der Basisfließerde das Produkt der frühglazialen Klimaverschlechterung zu sehen (s. z. B. 1953 b), also einer Temperaturminderung bei verhältnismäßig hohen Niederschlägen bzw. günstiger Verteilung in einer Zeit mit ozeanischen Klima-Charakter, wobei die starke Fließerdebildung durch das infolge der damit gekoppelten Entwaldung instabil gewordene Oberflächenrelief begünstigt wurde. Aber schon die Frostspalten in der Basisfließerde des Gaustatter Profils (1955 a) zeigen, daß es in der Bildungszeit der Basisfließerde wenigstens manchmal recht tiefe Wintertemperaturen gegeben haben muß.

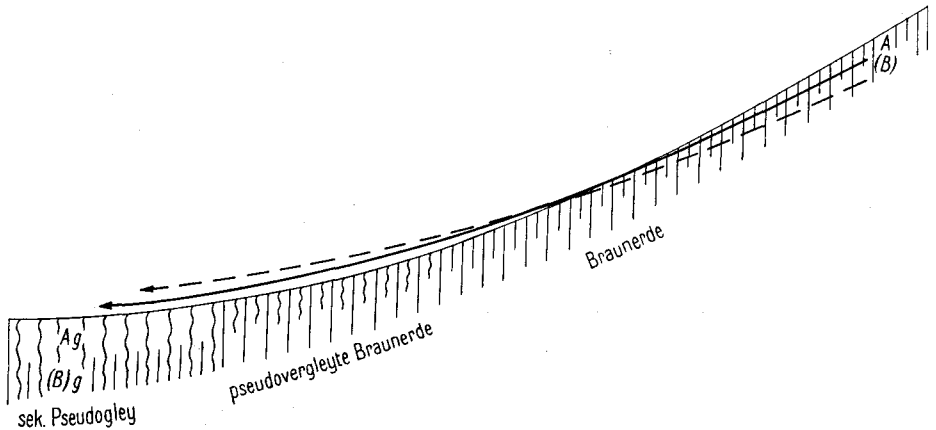


Abb. 9. Die Beziehung zwischen Relief und Bodenausbildung am Ausgang des R/W-Interglazials und Umlagerungsmechanismus durch Bodenfließen zu Beginn der Würmeiszeit.

Als Fortsetzung der durch den gleyartigen Boden repräsentierten spätinterglazialen Klimaverschlechterung kam es zunächst zur Entwaldung und damit zum Beginn der Bodenverlagerungen, die durch die vorangegangene warmzeitliche Bodenbildung und die labile Geländeoberfläche begünstigt wurden. Der sich bildende Dauerfrostboden hat schließlich das Bodenfließen weiter begünstigt.

Die Entstehung des Dauerfrostbodens wird auf eine Temperaturminderung auf und unter  $-2^{\circ}\text{C}$  des Jahresmittels zurückgeführt. Im Einzelfall spielt aber auch der Klimatyp eine entscheidende Rolle. So tritt bei ozeanischem, schneereichem Klima der Dauerfrostboden erst bei tieferen Temperaturen als bei kontinentalem, schneearmem Klima auf. Wir haben festgestellt, daß im Rhein-Maingebiet ein gegenüber Südbayern mehr ozeanischer Klimatyp vorgelegen hat. Am Beginn des Frühglazials wird aber die Durchschnittstemperatur auch in Mainfranken kaum unverhältnismäßig mehr abgesenkt worden sein, wie es für später festgestellt werden konnte ( $\text{FW}_c$  und  $\text{W}_{\text{I/II}}$ ). Damit ist in Mainfranken der Dauerfrostboden vielleicht erst etwas später entstanden als in Südbayern. In dieser ersten Zeit des Frühglazials ( $\text{FW}_a$ ) hat in Mainfranken sich stellenweise die lineare Erosion ausgewirkt, der anscheinend an geeigneten anderen Orten die Schwemmschicht als Ablagerungsprodukt entsprochen hat (vgl. die Beobachtungen von E. W. GUENTHER 1954). In den Lößgebieten des kontinentalen Südbayerns dagegen kam es zu diesem Zeitpunkt bereits zu ausgedehntem flächenhaftem Abtrag durch Abspülung und Bodenfließen wegen des



Die frühglaziale Klimaverschlechterung begann mit der Entwaldung; sie hat in einer Temperaturminderung bei verhältnismäßig feuchtem Gesamtklima bestanden: Kühlfeucht — Kaltfeucht. In dieser Zeit ist der Dauerfrostboden entstanden, vielleicht etwas eher in Südbayern, und etwas später in Mainfranken (FW<sub>a</sub>); der Bodenabtrag war sehr kräftig.

Dann folgte weitere Abkühlung: sehr kalt (und verhältnismäßig wenig Niederschlag? Frostspalten). Jetzt ist die Basisfließerde abgelagert worden (FW<sub>b</sub>) als Folge nur noch „lokaler“ Bodenverlagerungen, wobei aber neben dem Klima auch noch das nicht ausgeglichene Relief Verlagerungen begünstigt hat. In besonders gelagerten Fällen konnte hier erstmals Sandlöß angeweht werden (Blatt Straßkirchen).

Darauf kam es anscheinend zu leichter Erwärmung, aber noch immer mit verhältnismäßig starker Bodendurchfeuchtung: Es war dies die Zeit gegen Ausgang des Frühglazials, wo in Südbayern erstmals ein Tundren-Naßboden entstanden ist. Im Rhein-Maingebiet vertreten dagegen noch Fließerden diesen Teilabschnitt (FW<sub>c</sub>) (Abb. 10).

## F. Zusammenfassung der früh- und hochglazialen Boden- und Klimaentwicklung

Abgesehen von der zeitlichen Klimaentwicklung muß auch die regionale Differenzierung Berücksichtigung finden. Dabei ist zu unterscheiden zwischen der mehr ozeanischen Klimatönung im Rhein-Maingebiet und der mehr kontinentalen in Südbayern. Innerhalb dieser Bereiche muß dann weiter gegliedert werden nach der durch die regionalen und lokalen Klimabedingungen ausgelösten mehr feuchten oder mehr trockenen Entwicklung. Hinweise dafür geben die heutigen Klimadaten, insbesondere die Niederschlagsverhältnisse. Genau genommen muß dann selbstverständlich auch noch der jeweilige Standort Berücksichtigung finden.

Innerhalb des zeitlichen Ablaufes wechselt das Klima zwischen mehr ozeanisch-feuchten und mehr kontinental-trockenen Abschnitten, wobei die Allgemeinentwicklung von Feucht zu Trocken verlief (FW<sub>a</sub>—W<sub>II</sub>). Innerhalb dieser Entwicklung waren die Abschnitte FW<sub>a</sub>, FW<sub>c</sub> und W<sub>I/II</sub> verhältnismäßig feucht und die Abschnitte FW<sub>b</sub>, W<sub>I</sub> und W<sub>II</sub> verhältnismäßig trocken, bei einer Steigerung von Abschnitt zu Abschnitt (Abb. 11).

### 1. Die Zeit des gleyartigen Bodens

Die Klima- und Bodenverschlechterung des ausgehenden R/W-Interglazials wird durch den gleyartigen Boden angezeigt. Er ist selbstverständlich nicht überall gleichzeitig schlagartig entstanden, sondern — den örtlichen Verhältnissen entsprechend — hier früher und dort etwas später. Unter Zugrundelegung der schon genannten Literatur und der Angaben von K. G. SCHMIDT (1941) sowie L. WEINBERGER (1953) tritt ein derartiger gleyartiger Boden zumindest in Umlagerungsprodukten von Westdeutschland über das Elsaß und ganz Süddeutschland bis nach Oberösterreich hinüber auf, wenn der Standort Wasserstau zuließ (Abb. 9). Diese fossilen gleyartigen Böden werden an anderer Stelle noch eingehender behandelt werden (S. 73).

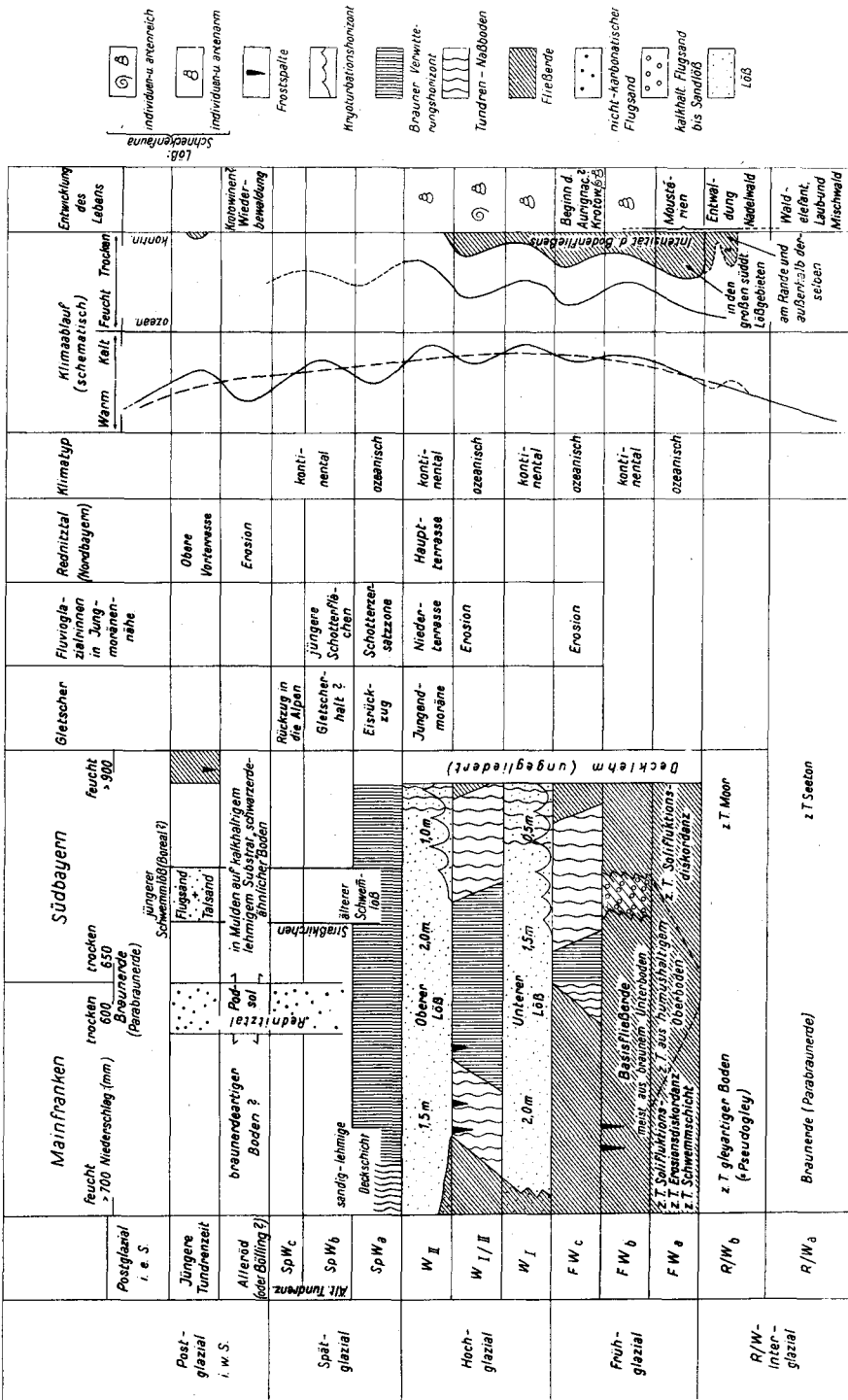


Abb. 11. Gliederung und Fazies der Würmezeit im Periglazialbereich Bayerns.

## 2. Das Frühglazial

Bei der weiteren Klimaverschlechterung zu Beginn des  $FW_a$  ist dann die Tundra an die Stelle des Waldes getreten. In diese Zeit fällt die Ausbildung des Dauerfrostbodens mit sehr starkem Bodenabtrag durch Solifluktion. Der Klimacharakter war allgemein feucht-ozeanisch.

Es ist weiter festzustellen, daß anfänglich fast allgemein das abgetragene Bodenmaterial in die Flüsse abtransportiert wurde. Dagegen liegt das später durch das Bodenfließen bewegte Material z. T. auf zuvor geköpftem Boden oder einer Erosionsdiskordanz — und zwar in Mainfranken häufig mit dem Material des Braunerde-A-Horizontes und in Südbayern bevorzugt mit dem Material des Braunerde-(B)-Horizontes (abgesehen vom nördlichen Faziesbezirk) beginnend. Daraus ist zu schließen, daß innerhalb des Frühglazials die Tendenz zum Bodenfließen (vom  $FW_a$  zum  $FW_b$ ) abgenommen hat, bzw. an die Stelle einer Abspülung ist echtes solifluktives Bodenfließen getreten. An dafür günstigen Stellen hat das Bodenfließen aber auch länger angedauert. An diesen zeitlichen Unterschieden sind in erster Linie klimatische Ursachen schuld, in zweiter Linie aber auch ein sich anbahnender Reliefausgleich, verbunden mit einem Anwachsen der Fließerde-Akkumulationsmächtigkeiten und damit ein Übergreifen der Fließerdeablagerung auch auf zuvor geköpfte Hangprofile.

Das  $FW_b$  war noch kälter, wobei es noch verhältnismäßig feucht geblieben ist (frühglaziale Kältespitze). Jetzt wurde die Hauptmasse der Basisfließerde abgelagert. Eine Bestätigung dieser Kältespitze hat ganz unerwartet die Kartierung des Blattes Straßkirchen/Ndbay. erbracht. Dort tritt nämlich entlang dem Donautal kalkhaltiger Flugsand bzw. Sandlöß im  $FW_b$  auf (K. BRUNNACKER 1956 e). Diese äolischen Sedimente wechsellagern, überlagern oder vertreten die Basisfließerde. Die Basisfließerde ist dort außerdem meistens durch eine Solifluktionsdiskordanz (im  $FW_a$ ) vom Hochterrassenschotter getrennt; deshalb fehlt hier großenteils der interglaziale Boden. Auch die Molluskenuntersuchungen einiger dieser Profile haben diese Gliederung bestätigt (M. BRUNNACKER & K. BRUNNACKER 1956).

Schließlich wurde es im  $FW_c$  wieder etwas wärmer, dafür mögen die Niederschläge etwas zugenommen haben. Die Folge war in Südbayern ein vorzeitiges Ende des Bodenfließens und teilweise eine Vergleyung der bis dahin abgelagerten Fließerde bzw. die Bildung eines Braunen Verwitterungshorizontes, und in Mainfranken, wo sich eine unverhältnismäßig stärkere Abkühlung als in Südbayern herausgebildet hat, ein Weitergehen der Fließerdebildung, die schließlich durch Wechsellagerung in den Unteren Löß überleitet.

## 3. Das Hochglazial

Im  $W_1$  wandelte sich der Klimatyp mehr nach Trocken. Der Untere Löß wurde angeweht, jedoch in geeigneten Standorten in Mainfranken noch in Wechsellagerung mit Fließerde. Infolge ungünstiger Ausblasungsmöglichkeiten aus den südbayerischen Schotterflächen bildete sich dort nur verhältnismäßig wenig Löß, der deshalb auch nur primär schwach kalkhaltig ist; denn je kräftiger der Löß angeweht wurde, je mächtiger er also ist, desto kalkreicher ist er auch (K. BRUNNACKER 1957).

Darauf folgte im  $W_{III}$  wieder ein mehr feucht-ozeanischer Klimaabschnitt mit nur unwesentlich wärmerem Sommerklima als im  $W_{II}$ .

In trockeneren Gebieten kam es dabei in Mainfranken zu starker und im Donautal zu schwächerer Entkalkung des Unteren Lösses unter Annahme einer sich von der Lößfarbe kaum abhebenden bräunlichen Bodenfarbe (Brauner Verwitterungshorizont), weshalb dieser Boden (z. B. in Kitzingen) früher übersehen wurde. Wo die Klimabedingungen dagegen eine stärkere Durchnässung des Bodens bei noch verhältnismäßig reichem Pflanzenbestand begünstigten, da bildete sich ein Tundren-Naßboden. Wurden die Klimabedingungen zunehmend kälter, dann entstand bei geeignetem Standort Fließerde, anfangs noch mit Vergleyung, bei zunehmender Kälteeinwirkung — somit bei Verminderung der Vegetation — ohne diese.

Im Rhein-Maingebiet ist es in diesem Abschnitt eher als in Südbayern zur Fließerdebildung gekommen. Dort hat der Auftauboden wegen des mehr ozeanischen Regionalklimas und auch wegen der unverhältnismäßig stärkeren Abkühlung nicht so tief in den Untergrund gereicht wie im mehr kontinentalen Südbayern. Deshalb tritt im Rhein-Maingebiet, bezogen auf die heutigen Klimadaten, dort längst Fließerde ohne Vergleyung auf, wo in Südbayern noch ein ausgeprägter Tundren-Naßboden allein vorkommt (Abb. 10).

Das Klima wandelte sich im  $W_{II}$  dann wieder zunehmend zu kaltkontinental und trocken. Jetzt wurde der Obere Löss gebildet. Für Südbayern läßt sich hier feststellen, daß in zunehmend feuchten Lagen eine synsedimentäre Vergleyung des Oberen Lösses auftritt, während in Mainfranken dann allein Fließerden, vor allem im liegenden Teil, eingeschaltet sind.

Insgesamt aber sind im  $W_{II}$  Fließerdeeinlagerungen am seltensten innerhalb des gesamten würmeiszeitlichen Ablaufes, so daß die Tendenz zum Bodenfließen im Frühglazial am stärksten in Erscheinung getreten ist; dem folgte das  $W_{III}$  mit regionalem Bodenfließen, vor allem im feuchten Mainfranken, dann das  $W_I$  mit lokalem Bodenfließen in Mainfranken und schließlich das  $W_{II}$  mit von unten nach oben weiter abnehmender Tendenz. Überträgt man diese Gesetzmäßigkeit auf die nördlichen Lößgebiete Mittel- und Westeuropas und berücksichtigt die für die Bildung von Naßböden gültigen Voraussetzungen (genügend Vegetation), dann wird bei Fortführung des von Südbayern zu Mainfranken festgestellten Fazieswechsels verständlich, daß die Feingliederung des würmeiszeitlichen Lösses auf Süddeutschland beschränkt bleiben muß, weil nach Norden und vielleicht auch nach Westen hin bis in das  $W_{II}$  hinein das Bodenfließen die Oberhand hatte (K. BRUNNACKER 1956 a). Andererseits ist es möglich, daß entlang der Löss-Nordgrenze ein weiteres Lößglied im Spätglazial aufgetreten ist.

## II. Die spätglaziale Bodenentwicklung

Das Spätglazial umfaßt hier — gegenüber der meist üblichen Definition etwas eingeschränkt — den Zeitraum von Beginn des endgültigen Eisrückzuges von den Jungendmoränen bis zum Beginn der ersten Wiederbewaldung im Alleröd (möglicherweise handelt es sich hierbei auch um das Bölling; die folgenden Ausführungen wären dann sinngemäß auf dieses zu übertragen).

Eiszeitliche Klimabedingungen haben noch gegen Ende des Spätglazials im südlichen Teil des Alpenvorlandes bestanden. Das zeigen einmal die Vorkommen von Buckelwiesen (?), und dann vor allem asymmetrische Nebentälchen, die die Niederterrassen zu zertalen beginnen (s. C. RATHJENS 1952).

### A. Die spätglaziale Bodenbildung auf Niederterrassenschotter

Bisher waren fossile, begrabene Böden das Untersuchungsobjekt. Hier müssen dagegen die Böden der heutigen Landoberfläche zu Rate gezogen werden. Damit kommt es vor allem darauf an, Unterschiede in der heutigen Bodenausbildung auf verschiedenalterigem Untergrund zu finden. Am deutlichsten läßt sich der Grad und die Wirkungsweise einer spätglazialen Boden- und Klimageschichte an der Bodenausbildung der Niederterrassenschotter und der beim Eisrückzug entstandenen Vorterrassenflächen erkennen.

Mit dem beginnenden Rückzug der Gletscher nach den Stammbecken hin hat die Zertalung der zuvor aufgeschütteten, von den überhöhten Endmoränen ausgehenden Niederterrassenflächen eingesetzt. Diese mit dem Eisrückzug unmittelbar verknüpfte Zertalung hat ihr Ende gefunden, als die Gletscher beim Rückzug die Zentraldepression der Stammbecken erreicht hatten (s. I. SCHAEFER 1940, S. 80).

Von den mit dem Gletscherrückzug unmittelbar verknüpften Erosionsflächen der Niederterrasse werden diejenigen zusammen mit dem Hauptniveau der Niederterrassen als „ältere Schotterflächen“ bezeichnet, die heute eine mächtige Bodendecke tragen, während die ebenfalls noch mit dem Eisrückzug verknüpften Flächen mit nur sehr flacher Bodendecke als „jüngere Schotterflächen“ bezeichnet werden. Auch diese haben noch eiszeitliche Klimabedingungen erlebt. Das zeigen beispielsweise die auf die hierher gehörige Gautinger Stufe ausmündenden asymmetrischen Seitentälchen.

Innerhalb der älteren Schotterflächen ist es teilweise möglich, eine weitere Untergliederung vorzunehmen, da stellenweise eine, meist nur einige Dezimeter mächtige, Lößlehmauflage vorkommt (s. J. KNAUER 1931, S. 37; F. MÜNICHSDORFER 1932 b). Der Verbreitung dieser Lößlehmdecke nach scheidet eine Herkunft als Fließerde von benachbarten höheren Lagen aus. Es muß sich bei dieser Auflage also um das Ausklingen der Lößbildung im WII handeln, wo auch einzelne, inzwischen trocken gefallene moränennahe Teilflächen der Niederterrassen noch eine geringe Lößauflagerung erhalten konnten.

Für unsere Überlegungen ist es belanglos, ob und wo an die Stelle einer Ausräumung in den überhöhten moränennahen Niederterrassenbereichen beim Eisrückzug in mehr peripheren Gebieten eine Schotterakkumulation getreten ist (C. TROLL 1926; I. SCHAEFER 1940), zumal es sich bei den hier angeführten Beispielen vorwiegend um Böden handelt, die auf durch Erosion entstandenen Vorterrassenflächen liegen. Allein diese moränennahen Teile der Niederterrasse und ihrer Vorterrassen sind geeignet, Unterschiede im zeitlichen Bodenaufbau erkennen zu lassen, weil talabwärts immer mit sehr jungen Um- und Auflagerungen der ursprünglichen Niederterrasse gerechnet werden muß (s. H. GRAUL & P. GROSCHOFF 1952).

## 1. Die Schotterlehme als Zeugen einer spätglazialen Bodenbildung

Die Unterschiede in der Bodenbildung der einzelnen, aus kalkgeröllreichen Schottern aufgebauten Terrassenflächen hat E. KRAUS (1922), jedoch nicht unwidersprochen, paläoklimatisch auszuwerten versucht. Er bezeichnet den auf den älteren Schotterflächen heute vorkommenden Boden als „Blutlehm“. Diesem entwicklungsmäßig weiter vorgeschrittenen Boden stehen die weniger entwickelten, rendzinaartigen Böden auf den jüngeren Schotterflächen gegenüber.

Im Inn-Gebiet konnte E. KRAUS (1922) folgende Gliederung aufstellen:

Ampfinger Stufe (= Hauptniveau der Niederterrasse) Rauschinger Stufe	Blutlehm kräftig entwickelt	
Ebinger Stufe Wörther Stufe	Reste von Blutlehm vorhanden	Kalk fehlt im Boden
Pürtener Stufe Gwenger Stufe	graubrauner lehmiger Sandboden	ziemlich kalkreich
Niederndorfer Stufe	sehr geringe schwach lehmige Decke	kalkreich
Jüngstes Alluvium	Boden fehlt	kalkreicher Sand

In dieser Arbeit versucht E. KRAUS den Nachweis zu erbringen, daß die auf den Niederterrassen und älteren Schotterflächen liegenden, von ihm als Blutlehm bezeichneten, Schotterverwitterungslehme Zeugen eines postglazialen Klimaoptimums oder sogar mehrerer derartiger Optima darstellen. Unerheblich ist dabei, daß es sich auf Grund der zeitlichen Stellung der betreffenden Terrassenflächen um Klimafolgen des frühen Spätglazials handeln müßte. Dagegen sieht H. HARRASSOWITZ (1926) im Blutlehm das Resultat rezenter Verwitterung. Um diese beiden Ansichten gruppieren sich alle übrigen, meist nur gelegentlich gemachten Äußerungen über die Entstehung des Blutlehms.

Um zu einer Klärung dieser Frage zu kommen, wird hier das Problem der „Lehm“-Bildung von dem der Färbung getrennt. Nach E. KRAUS war die Blut-„Lehm“-Bildung mit dem Ende des jeweiligen Klimaoptimums abgeschlossen. Hier wird dagegen die Auffassung vertreten, daß die Lehmbildung so lange andauert, als lösungsfähiges, in den Schottern versickerndes Wasser an der Obergrenze des frischen Schotters kalklösend wirksam ist und das ist auch heute noch der Fall.

Die nach rötlich tendierende Färbung des Blutlehms ist in erster Linie dafür verantwortlich, daß diese Böden teilweise als subfossile warmzeitliche Bildungen angesprochen werden. H. HARRASSOWITZ (1926) hat die Farbe des Blutlehms als „kreßfarben“ bezeichnet.

Da die Bezeichnung „Blutlehm“ durch die Arbeit von E. KRAUS (1922) mit dem Begriff eines Klimaoptimums verknüpft ist und sie überhaupt nach den Regeln der Nomenklatur zu streichen und durch die ursprünglichere Bezeichnung „Rotlehm“ (s. F. MÜNICHSDORFER 1932 a, S. 36) zu ersetzen wäre, dieser Begriff aber wiederum für bestimmte tropische Böden vergeben ist (s. W. KUBIENA 1948), wird hier neutral von „Schotterlehm“ gesprochen, wenn das Bodenprofil auf kalkgeröllreichem Untergrund folgenden Aufbau zeigt:

A Humushaltige Krume

(B) Schokoladebrauner bis rötlichbrauner oder kreßfarbener Schotterlehm, mit mehr oder weniger stark zersetzten Kristallingeröllen, frei von karbonati-

schem Kalk, mit trichterförmigen Verwitterungstaschen in den Schotteruntergrund greifend.

- C Frischer, kalkgeröllreicher Schotter, in den obersten Dezimetern ist die Oberfläche der Gerölle meist gelbbraun gefärbt.

Für unsere Zielsetzung ist es im übrigen unerheblich, ob es sich beim Schotterlehm um eine Bildung handelt, die der Braunerde, dem Kalksteinbraunlehm oder einem sonstigen Bodentyp nähersteht.

## 2. Die Böden der Münchener würmeiszeitlichen Schotterflur

Längs der Isar sind nach J. KNAUER (1938, S. 37) folgende in die Hauptniederterrasse eingetieft Vorterrassenflächen auszuscheiden (Tafel II):

Perlacher Geräumt-Terrasse  
Grünwalder Terrasse  
Giesinger Terrasse  
Altstadtstufe  
Hirschauer Stufe.

Davon kann die Hirschauer Stufe als alluviale Bildung außerhalb des Rahmens unserer Untersuchungen bleiben. Nach I. SCHAEFER (in F. KOHL 1951, S. 177) beträgt der nicht-karbonatische Geröllanteil im Münchener Gebiet 20 bis höchstens 30 %. Abgesehen von Moränen-nähe ist der Schotter meist gut sortiert und etwas sandig ausgebildet. Mögliche, durch die Transportstrecke bedingte Unterschiede im Geröllbestand spielen für die Bodenausbildung hier kaum eine Rolle, zumal die Vergleiche möglichst jeweils in O—W-Richtung durchgeführt wurden.

### a. Die Altstadtstufe

Bei der am wenigsten weit vorangeschrittenen Bodenbildung auf der Altstadtstufe ist die etwa 15 cm mächtige Krume noch kalkhaltig, außerdem sind die darin enthaltenen Gerölle vielfach nur wenig und zwar etwas mechanisch verwittert. Es handelt sich hierbei um A/C-Profile, also um Böden, bei denen die Krume (A-Horizont) unmittelbar auf dem frischen Ausgangsgestein liegt. Bodenartlich sind dies somit sehr flachgründige sandig-lehmige Schotterböden. Typologisch gehören derartige Bildungen zu den Rendzinen und Pararendzinen (s. W. KUBIENA 1948).

Folgender durchschnittlicher Profilaufbau ist hier kennzeichnend:

- |     |   |          |   |
|-----|---|----------|---|
| (I) | A | 10—15 cm | Humushaltiger, schwärzlichbrauner, schwach bis stark kalkhaltiger, krümeliger, sandig-lehmiger Boden mit sehr viel Grus und Schotter durchsetzt |
|     | C |          | Frischer, kalkgeröllreicher, grauer Schotter.   |

Oft ist aber die Verwitterung auf den Böden der Altstadtstufe etwas weiter vorangeschritten:

- |      |                |           |  |
|------|----------------|-----------|--|
| (II) | A              | 10—15 cm  | Humushaltiger, dunkelbrauner, bröckeliger, grusig-sandiger Lehm, mit Geröllern und Geröllscherben durchsetzt, darunter Kalkgerölle |
|      | (B)            | bis 10 cm | Brauner, schwach humushaltiger, bröckeliger, grusig-sandiger Lehm, mit Geröllern wie oben  |
|      | C <sub>1</sub> | bis 20 cm | Gelbbrauner, stark kalkhaltiger, sandiger Schotter   |
|      | C <sub>2</sub> |           | Frischer, stark kalkhaltiger, grauer Schotter.   |

Manchmal treten an der Basis des hier mit Lehm schon etwas angereicherten Bodens kleine muldenförmige oder spitztrichterförmige, mit rötlichbraunem Rückstandslehm gefüllte Verwitterungstaschen auf.

Dieser Profilaufbau ist auf der Altstadtstufe am weitesten verbreitet. Typologisch handelt es sich dabei um eine „verbraunte“ Pararendzina. Ist die Bodenentwicklung auf der Altstadtstufe noch weiter vorangeschritten, so ist der karbonatische Kalk gänzlich aus dem Boden entfernt und mit der zunehmenden Vertiefung des Profils bildet sich ein kräftig gefärbter (B)-Horizont heraus:

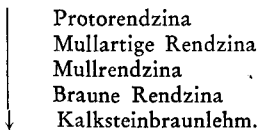
(III) A	10—15 cm	Humushaltiger, dunkelbrauner, bröckeliger, grusig-sandiger Lehm, mit Restgeröllen durchsetzt
(B)	bis 10 cm	Rötlichbrauner, brockiger, grusig-sandiger, toniger Lehm, mit Restgeröllen durchsetzt
C <sub>1</sub>	rd. 20 cm	Gelbbrauner, kalkgeröllreicher Schotter
C <sub>2</sub>		Frischer, kalkgeröllreicher, grauer Schotter.

Damit hat die Bodenentwicklung die Stufe des Schotterlehms erreicht. Auch jetzt liegt seine Mächtigkeit um 20 cm oder nur wenig darüber. Jedoch kommen an der Untergrenze des Schotterlehms die kleinen spitztrichterförmigen, in den frischen Schotter eingesenkten, Verwitterungstaschen häufiger vor. Um sie herum liegt manchmal eine weiße Ausfällungszone von Kalk.

Derartige Profile sind vor allem für den südlichen und westlichen Teil der Altstadtstufe kennzeichnend (Autobahn München—Ingolstadt als Grenze), östlich davon kommt eher der als Profil (II) beschriebene Boden vor.

Nach dem Trockenfallen der Altstadtstufe hat sich somit durchaus ein, wenn auch geringmächtiger Schotterlehm darauf bilden können. Auf Grund dieser geringmächtigen und meist nur wenig weit vorangeschrittenen Bodenausbildung gehört die Altstadtstufe zu den jüngeren Schotterflächen. Die Böden der älteren Schotterflächen zeigen im Prinzip den gleichen Aufbau wie Profil (III). Lediglich der (B)-Horizont ist dann mächtiger entwickelt und die in den frischen Schotter hineinlaufenden Verwitterungstaschen sind stärker ausgeprägt.

Für die Böden auf Kalkgestein hat W. KUBIENA (1948) folgende Entwicklungsreihe aufgestellt:



Die Bodenentwicklung auf festen Kalkgesteinen ist in den Anfangsstadien durch eine sehr flachgründige Bodenschicht gekennzeichnet, deren Vertiefung zuerst besonders durch die Intensität der physikalischen Verwitterung bestimmt wird, soweit es sich dabei nicht um Akkumulationsböden handelt. Dem entspricht Profil (I).

Mit zunehmender Profiltiefe tritt die chemische Verwitterung immer stärker in Erscheinung. Es kommt jetzt zu einer verhältnismäßig stärkeren Auswaschung des Kalkes, da die innere Oberfläche des Bodens durch die mechanische Verwitterung vergrößert wurde und die zunehmende Profiltiefe verhindert, daß das Wasser ganz einfach in den frischen Schotter „hindurchfällt“. In diesem Stadium wird dann auch der Rückstandston im Boden angereichert. Dem entspricht Profil (II).

Der Entwicklungshöhepunkt der Rendzina ist damit aber auch überschritten, denn nun bildet sich bei der weiteren Profilvertiefung infolge chemischer Verwitterung im lehmig-tonigen Lösungsrückstand des Bodens ein (B)-Horizont heraus. Bei den Schotterverwitterungsböden zeigt dieser eine kräftige rötlichbraune Färbung. Diesem Entwicklungszustand entspricht Profil (III).

Bei der Schotterverwitterung wird die Bodenentwicklung dadurch beschleunigt, daß einmal an Stelle eines kompakten Ausgangsgesteines grobklastisches Lockermaterial vorliegt, was sich von vornherein auf die Größe der inneren Oberfläche des sich bildenden Bodens günstig auswirkt, und weil neben den Rückständen der Kalkgeröllverwitterung die im Schotter vorhandene, nichtkarbonatische Komponente die Bildung eines Rückstandes beschleunigt. Für derartige Böden auf nicht weitgehend karbonatischem Material hat W. KUBIENA (1948) die Bezeichnung Pararendzina geprägt.

#### b. Die Giesinger Terrasse

Auf der Giesinger Terrasse, die etwa 10 m über dem Niveau der Altstadtstufe liegt, ist die Mächtigkeit des Schotterlehms erheblich größer. So wurde dort z. B. folgendes Profil aufgenommen:

A	15 cm	Schwach humushaltiger, dunkelgraubrauner, schwach kiesiger, grusig-sandiger, kräftiger Lehm
(B) <sub>1</sub>	5—10 cm	Sehr schwach humushaltiger, dunkelbrauner bis rötlichbrauner, grusig-sandiger Lehm, mit Restgeröllen
(B) <sub>2</sub>	10—35 cm	Rötlichbrauner, grusiger, toniger Lehm, mit sehr vielen Restgeröllen
C		Kalkreicher, grauer, oben gelbgrauer, sandiger Schotter.

Auf dieser Terrassenfläche liegt die Bodenmächtigkeit zwischen 30 und 50 cm. Allein schon auf Grund der Bodenausbildung kann deshalb die Giesinger Terrasse nicht mit der Altstadtstufe altersgleich sein. Sie gehört ihrer Bodenausbildung nach bereits zu den älteren Schotterflächen.

#### c. Die Grünwalder und Perlacher Geräumt-Terrasse

Die Bodenbildung dieser Flächen ordnet sich sowohl der Entwicklungsstufe wie der Mächtigkeit nach in die auf der Giesinger Terrasse festgestellte Größenordnung ein.

#### d. Das Hauptniveau der Niederterrasse

Die durchschnittliche Mächtigkeit des Schotterlehms liegt auf der Niederterrasse ebenfalls um 35—40 cm, soweit es sich um die klimatische Breite zwischen München und Grünwald handelt. Auf diesen Terrassenflächen kommt teilweise auch eine Lößlehmauflage vor. So wurde westlich Taufkirchen folgendes Profil aufgenommen:

A	15 cm	Dunkelbrauner, humushaltiger, bröckeliger Lößlehm mit einzelnen Restgeröllen
A (B)	15 cm	Brauner, schwach humushaltiger, kleinbrockiger Lößlehm mit einzelnen Restgeröllen
(B) <sub>1</sub>	10 cm	Hellbrauner, brockiger, grusig-kiesiger Lößlehm
(B) <sub>2</sub>	15—30 cm	Rötlichbrauner, brockiger, stark grusig-kiesiger, toniger Lehm
C		Hellgrauer, kalkgeröllreicher Schotter, oben durch weiße sekundäre Kalkausscheidungen leicht verkittet.

Die Verwitterungstaschen reichen hier bis etwa 50 cm in den frischen Schotter hinein. An solchen Stellen ist oben der helle Lößlehm nachgesackt. Die Verwitterungstaschen können demnach zumindest im wesentlichen erst nach Auflage des Lößes und dessen Verwitterung entstanden sein. Wo diese Lößlehmdeckschicht vorkommt, scheint die Verwitterungsdecke insgesamt etwas mächtiger zu sein als auf den von Lößlehm freien Flächen.

### e. Das Tal des Hachinger Baches

Das Tal des Hachinger Baches ist beim Rückzug des Eises durch die aus dem Deininger Lappen des Isargletschers durch das Gleißental abziehenden Schmelzwässer entstanden.

Der Talboden zeigt eine geringmächtige, etwa der Altstadtstufe entsprechende Boden-  
decke. Diese geringmächtige Bodenausbildung könnte hier aber auch die Folge eines in jüngerer  
Zeit noch verhältnismäßig hochstehenden Grundwasserstandes sein. Jedoch schon etwas oberhalb  
des Talbodens treten auf einer Zwischenterrasse bereits wieder 30—45 cm mächtige Schotter-  
lehme auf.

Würde sich mit Sicherheit feststellen lassen, ob der Talboden des Hachinger Baches zu  
den jüngeren Schotterflächen gehört, dann würde sich auch die Lage der damaligen Gletscher-  
stirn festlegen lassen. Das Gleißental verlor nämlich seinen Wasserzufluß, als sich der Gletscher  
in den Bereich südlich Dettenhausen—Egling zurückzog.

### f. Der ehemalige Abflußbereich nördlich vom Mangfallknie

Im O der Münchener Schotterebene sind beim Eisrückzug ebenfalls einige Erosions-  
terrassen entstanden. Mit Eintiefung des Teufelsgraben fiel dieser Abfluß trocken.

Auf die tiefste Fläche münden dort ebenfalls einige asymmetrische Tälchen aus.

Die Böden besitzen im Bereich westlich Aying eine Tiefe um 70 cm. Unterschiede im  
Hinblick auf die Bodenausbildung der einzelnen Terrassenflächen sind nicht zu erkennen. Nach  
N zu werden die Böden flachgründiger. Das ist eine Folge der noch zu behandelnden regional-  
klimatischen Differenzierung.

### g. Die Gautinger Stufe

Auch die Gautinger Stufe läuft nach N hin auf das Niveau der Münchener Schotterfläche  
aus. Auf sie münden eine Reihe kleiner asymmetrischer Tälchen, die C. RATHJENS (1952) der  
Jüngeren Tundrenzeit zuordnet.

Die Bodenverhältnisse entsprechen denen der Altstadtstufe. Auch die Schuttkegel der  
kleinen, auf die Gautinger Stufe ausmündenden Seitentälchen lassen keinen Unterschied in der  
Bodenausbildung gegenüber der restlichen Terrassenfläche erkennen.

### h. Die moornahe Fazies der Schotterböden

Die Mächtigkeit des diluvialen Gesamtschotters nimmt im Münchener Gebiet nach N hin  
ab (s. H. TILLMANN 1953). Infolgedessen tritt das nach N abziehende Grundwasser dort im  
Bereich der Schotterfläche zutage, wo es vom Schotter nicht mehr gefaßt werden kann. Darauf  
beruhen die ausgedehnten Moorbildungen im nördlichen Bereich der Münchener Schotterfläche.

Nach W. KOEHNE (1922, S. 23) tritt am Rande dieser Moorgebiete in  
einem bis kilometerbreiten Grenzbereich eine eigene „moornahe“ Fazies der  
Schotterböden auf. In dieser verschwindet die rötliche Färbung des (B)-Hori-  
zontes der Schotterlehme zugunsten einer mehr graubraunen Farbe.

Zuerst beginnt bei den Böden der älteren Schotterflächen die rötliche Fär-  
bung des (B)-Horizontes bei Annäherung an die Moorgebiete einer braunen  
und dann mehr grauen Farbe Platz zu machen. Auch wird jetzt die Krume  
mächtiger und infolge Zunahme des Humusgehaltes dunkler. Schließlich ver-  
schwindet der (B)-Horizont gänzlich und die Bodenbildung geht aus dieser  
moornahen Fazies des Schotterlehms in ein moornahes Rendzinastadium über,  
an welches sich dann noch ein kalkhaltiges Anmoor anschließen kann. Zuletzt  
legt sich eine Moorauflage auf den Schotter. Der Schotter wird dann im Han-  
genden durch eine Zersatzdecke abgeschlossen; es findet also beim Übergang  
aus der moornahen Fazies eine Trennung im Bodenprofil in eine mineralische  
Schotterzersatzzone und darauf liegende Moorauflage statt.

Soweit die älteren Schotterflächen von Moor bedeckt sind, kommt diese Schotterzersatzzone vor. Dabei handelt es sich um eine rd. 30 cm mächtige, etwas humose graue Zone, die aus splitterig zerfallenen Geröllgrus sowie aus in ihrer Form noch erhaltenen Geröllen besteht, die in eine lehmige, aber noch kalkhaltige Grundmasse eingebettet sind.

Bei Überdeckung jüngerer Schotterflächen durch eine Moorauflage ist diese Zersatzzone viel weniger deutlich ausgeprägt. Sie ist hier nur bis 20 cm mächtig, die Gerölle sind kaum zerfallen, außerdem ist das Zwischenmittel weniger lehmig und viel kalkreicher.

Die Schotterzersatzzone kann nicht das Resultat einer Einwirkung der Moorwässer auf den Schotteruntergrund sein; denn einmal zeigt wenigstens ein Teil der splitterig zerfallenen Gerölle auf eine mechanische Verwitterung in der Zeit vor der Moorüberdeckung und zum anderen kann die chemische Einwirkung der Moorwässer nicht sehr groß sein, weil das aus den Schottern herausdrückende, mit Kalk gesättigte Grundwasser eine Neutralisierung der sauren Moorwässer bedingt.

Die Unterschiede in der Ausbildung der Schotterzersatzzone zeigen die Bodenausbildung an, wie sie auf den einzelnen Schotterflächen vor Anstieg des Grundwassers im Postglazial vorgelegen hat. Demnach ist vor allem für die älteren Schotterflächen eine verhältnismäßig intensive Verwitterung vor der Moorbildung kennzeichnend. Die Schotterzersatzzone zeigt ferner, daß auch auf den älteren Schotterflächen sich der Schotterlehm aus einem rendzina-ähnlichen Vorstadium entwickelt hat, daß er also nicht unmittelbar aus dem frischen Schotter durch Lösungsverwitterung entstanden ist.

Bei der Schotterzersatzzone kann es sich nicht um einen Fazieswechsel infolge einer regionalen Klimadifferenzierung handeln, da diese Zersatzzone auch auf Höhe von Lochhausen, somit in einer Breite, wo sonst etwa 40 cm mächtige Schotterlehme vorkommen, auftritt.

Nach den Untersuchungen von H. PAUL & S. RUOFF (1932) hat im Dachauer Moos die Moorbildung im Präboreal eingesetzt. Die in der Schotterzersatzzone erhalten gebliebene Bodenbildung ist demnach für die spätglaziale Bodenentwicklung typisch.

### Anhang: Die Böden innerhalb des Jungmoränenkranzes

Auf den würemeiszeitlichen Endmoränen fehlt normalerweise eine dem Schotterlehm entsprechende Bodenbildung. Das hängt wenigstens z. T. mit der Oberflächenausbildung im Moränenbereich zusammen. So ist in Hanglagen die Abtragsgeschwindigkeit vielfach größer als die Bodenbildung, oder sie hält wenigstens mit ihr Schritt. Damit ist die Entwicklung des Bodens hier nicht über ein rendzinaartiges Stadium hinausgekommen. In den das Erosionsmaterial aufnehmenden Geländeeintiefungen verhindert dagegen großenteils hochstehendes Grundwasser eine entsprechende Entwicklung. Nur manchmal kann man schotterlehmartige Bildungen im Jungmoränenbereich finden. So liegt auf den verhältnismäßig flachen nach West exponierten Hängen der Dumlins bei Eberfing ein geringmächtiger Schotterlehm, auf den steileren Ost exponierten Hängen dagegen ein rendzinaartiger Boden. Es bleibt offen, ob dieser Unterschied durch die Hangrichtung oder durch die Hangneigung bedingt wird.

Am Südenende des Würmsees liegt die Seeshaupter Randterrasse (s. J. KNAUER 1943, C. TROLL 1937). Obwohl für diese Gegend mit etwa 1100 mm Jahresniederschlag bereits eine recht starke Durchfeuchtung des Bodens kennzeichnend ist, ist die Bodenbildung hier ein noch recht flachgründiger Schotterlehm (40 cm).

### 3. Der Einfluß der heutigen regionalen Klimadifferenzierung auf die Ausbildung des Schotterlehms

Bisher wurden im Münchener Gebiet die Böden möglichst parallel der klimatischen Breite — also in WO-Richtung — verglichen, um den Einfluß des Faktors „Zeit“ auf die Böden der einzelnen Terrassenflächen erkennen zu können. Jetzt erfolgt eine Beschreibung der Bodenbildung senkrecht dazu, weil die Durchfeuchtung nach S zu immer größer wird.

Bei Feldmoching ist der Schotterlehm im Bereich des Hauptniveaus der Niederterrasse rd. 35 cm mächtig, bei einem Jahresniederschlag von 850 mm. In der Breite zwischen München und Grünwald liegt auf den älteren Schotterflächen die Mächtigkeit des Schotterlehms in der gleichen Größenordnung oder etwas darüber bei rd. 900 mm Jahresniederschlag. Noch weiter südlich macht sich dann der Einfluß der zunehmenden Niederschläge in der Ausbildung des Schotterlehms recht deutlich bemerkbar. So ist bei Straßlach und Sauerlach mit rd. 1100 mm Niederschlag der Schotterlehm auf den älteren Schotterflächen 70—80 cm mächtig. Ferner ist dort die Krume an Ton verarmt. Dies kann nicht die Folge einer Zweischichtigkeit des Bodenprofils sein, sondern nur die Folge einer Auswaschung der tonigen Komponente, wie sie W. KUBIENA (1948) als Kennzeichen skelettreicher Kalksteinbraunlehme erwähnt, zumal die gleiche Erscheinung auf den übrigen Niederterrassen des Alpenvorlandes auftritt. Weiter kommt ein Nachlassen der Farbintensität der (B)-Horizonte hinzu. An Stelle von rötlichbraun tritt braun bis ockerbraun. Lediglich die untersten Dezimeter sind manchmal noch etwas kräftiger gefärbt.

In diesem Zusammenhang sei aber darauf hingewiesen, daß die Zusammensetzung des Ausgangsgesteins ebenfalls einen Einfluß auf die Farbe der (B)-Horizonte der Schotterlehme ausübt. So tritt in Oberschwaben, wo bräunlich gefärbtes Molasse- und Flyschgeröll in größerer Menge in den Schottern vorkommt, auch in den (B)-Horizonten die braune Farbe mehr in Erscheinung.

Vielleicht ist auch im Bereich der jüngeren Schotterflächen eine ähnliche Differenzierung angedeutet. So kommt auf der Altstadtstufe die Profilausbildung (I) und (II) besonders im N-Teil und Profil (III) mehr im südlichen Teil dieser Fläche vor.

Die Mühlthalstufe auf der Höhe von Straßlach wird auf Grund ihrer Lage, ihrer Ausbildung und ihres Bodens ein südlich gelegenes Reststück der Altstadtstufe darstellen (F. MÜNICHSDORFER 1922 a). Auf ihr liegen Schotterlehme mit einer Mächtigkeit von rd. 30 cm. Wegen der welligen Oberfläche dieses Terrassenstückes ist es aber schwierig, einen brauchbaren Durchschnittswert anzugeben. Es zeigt sich aber auf alle Fälle damit auch im Bereich der jüngeren Schotterflächen die Tendenz einer zunehmenden Bodenmächtigkeit bei zunehmender Durchfeuchtung.

Jedoch war diese sicherlich das ganze Postglazial über vorhandene, regional-klimatisch bedingte, nach S hin zunehmende Durchfeuchtung nicht in der Lage, den im Spätglazial geschaffenen Vorsprung in der Bodenentwicklung der älteren Schotterflächen aufzuholen.

#### **4. Die Bodenverhältnisse auf den würmeiszeitlichen Schotterfluren des Alpenvorlandes**

Die Geländebeobachtungen im Münchner Gebiet, die sich auf den anderen Niederterrassenflächen des Alpenvorlandes (im Inn-, Lech- und Illergebiet) bestätigen lassen, haben folgendes ergeben:

1. Es ist eine zeitliche Unterteilung der Terrassenflächen auf Grund der Bodenausbildung in ältere und jüngere Schotterflächen möglich. Die Unterschiede in der Bodenausbildung innerhalb der älteren Schotterflächen sind hinsichtlich der Mächtigkeit geringer als die der älteren gegenüber den jüngeren Schotterflächen. Im Bereich des Hauptniveaus kommt in Moränennähe teilweise ein Lößlehmschleier vor, der aus der ausklingenden Ablagerungszeit des Oberen Lößes stammt.

Soweit innerhalb der jüngeren Schotterflächen eine zeitliche Untergliederung möglich ist (z. B. durch Schuttkegel der asymmetrischen Tälchen auf der Gautinger Stufe), fehlen ebenfalls prinzipielle Unterschiede in der Bodenausbildung.

2. Die rezente Bodenentwicklung durchläuft auf den kalkgeröllreichen Schottern zunächst ein Rendzinastadium, aus dem sich bei zunehmender Entkalkung und Lehmanreicherung ein Schotterlehm entwickelt.

3. Das Vorkommen einer Schotterzersatzzone unter den bei Beginn des Postglazials einsetzenden Moorbildungen zeigt, daß im Spätglazial eine deutliche Bodenbildung stattgefunden hat.

4. Die nach S zunehmende Durchfeuchtung bedingt bei den Schotterlehmen eine Profilvertiefung, eine Durchschlammung der tonigen Substanz aus dem Oberboden und im (B)-Horizont einen Farbwechsel von rötlichbraun zu braun bis ockerbraun.

5. Daraus ergibt sich folgendes: Die älteren Schotterflächen haben im Spätglazial eine Zeit der Verwitterung erlebt, die deren Bodenentwicklung einen so großen Vorsprung gegeben hat, daß die postglaziale, bevorzugt chemische Verwitterung auf den jüngeren Schotterflächen denselben nicht mehr einzuholen in der Lage war.

#### **5. Die Bodenentwicklung auf kalkgeröllreichen Schottern**

Wie gezeigt wurde, geht der Bildung eines Schotterlehms ein rendzinaartiges Stadium voraus. Die zeitliche Dauer dieses Stadiums wird vor allem durch die Intensität der mechanischen Verwitterung bestimmt. Die Schotterlehmbildung dagegen ist eine Sache vor allem der chemischen Verwitterung. Auf den älteren Schotterflächen fiel anscheinend das rendzinaartige Stadium in das Spätglazial und die Schotterlehmbildung in das Postglazial.

##### **a. Die Rendzina-Bildung**

Die mechanische Verwitterung ist eine Folge der Einwirkung des Frostes und der Insolation auf das Gestein. In unserem Falle spielt die Verwitterung durch den Wurzeldruck keine Rolle. Es handelt sich also darum, ob die spätglaziale Verwitterung bevorzugt durch Frost- einwirkung oder durch Insolation auf den Schottern bestimmt war.

Die Insolationsverwitterung ist heute in den arktischen Gebieten nicht zu unterschätzen. Ihre Bedeutung für die Bildung einer flächenhaften autochthonen feinkörnigen Decke auf den

würmeiszeitlichen Schotterflächen kann aber nicht besonders groß gewesen sein, da die Extreme der Temperaturschwankungen nur in den obersten Zentimetern des Bodens bzw. Gesteins voll zur Wirkung kommen kann, zumal die Wärmeleitfähigkeit eines derartigen grobporigen Lockergesteins von vornherein gering ist.

Es muß deshalb überlegt werden, ob nicht der Spaltenfrost für die Gesteinsaufbereitung von größerer Bedeutung war. Außerdem wäre eine Kombination der beiden Verwitterungsarten denkbar. Aber dann tritt auf jeden Fall eine davon in den Hintergrund. Ist nämlich das Gestein durchfeuchtet, dann reagiert es infolge gehemmter Wärmeleitfähigkeit verhältnismäßig langsam auf Temperaturschwankungen, sind dagegen die Hohlräume im Gestein nicht weitgehend mit Wasser erfüllt, dann kann das Eis nicht sprengend wirken.

Da die Insolation nur auf die Oberfläche des Schotters einwirken konnte, die Verwitterung aber bis etwa 30 cm in den Schotter hineingereicht hat, kann nur eine Frostverwitterung als bevorzugte mechanische Verwitterungsart für das Spätglazial in Frage kommen, wobei aber auch noch eine gewisse Entkalkung mitgewirkt haben kann.

Es ist natürlich nicht so, daß sämtliche oberflächennahen Gerölle damals eine Vergrusung erfahren haben. Sicher haben die verschiedenen Schotterkomponenten verschieden reagiert, das zeigt auch die Zusammensetzung der Schotterzersatzzone. Ein grobklastisches Skelett war im Spätglazial wohl auch notwendig; denn die noch vegetationsarmen Flächen boten dem Wind günstige Ansatzpunkte zum Ausblasen der feineren Bestandteile, wogegen die eingelagerten, gegen die mechanische Verwitterung widerstandsfähigeren Gerölle und eine beginnende Anreicherung des lehmigtonigen Rückstandes einen wirksamen Schutz bildeten.

Auch die Böden der jüngeren Schotterflächen müssen noch dieses vorwiegend durch mechanische Verwitterung gekennzeichnete Rendzina-Entwicklungsstadium durchlaufen, bevor sich die weitere Entwicklung der Bildung eines Schotterlehms zuwendet. Gleichgültig ist dabei, ob das Postglazial für eine derartige, bevorzugt mechanische Verwitterung günstige oder ungünstige Voraussetzungen bietet. Der Zeitpunkt, an welchem das Rendzina-Stadium von der dann vorwiegend durch die chemische Verwitterung gesteuerten Bildung eines Schotterlehms abgelöst wird, hängt von der Ablaufgeschwindigkeit des Rendzinastadiums ab. Diese wiederum wird einmal durch die speziellen Klimabedingungen und die Zusammensetzung des Ausgangsgesteins bestimmt. Andererseits ist es aber auch für die nachfolgende Bildung eines Schotterlehms gleichgültig, ob die Zeit dafür günstige klimatische Voraussetzungen bietet oder nicht.

## **b. Die Schotterlehm-Bildung**

Obwohl die Schotterlehm-Bildung eine postglaziale Bodenbildung darstellt, wird sie hier, um den Zusammenhang zu wahren, gleich anschließend behandelt.

Auf die Mächtigkeit des sich aus der Rendzinavorstufe entwickelnden Schotterlehms nehmen eine ganze Reihe von Faktoren Einfluß:

Viefach bestimmt schon allein das Relief die Bodenentwicklung auf kalkgeröllreichen Schottern. So kann man auf schwach gewellten Terrassenflächen häufig beobachten, daß auf erhöhten Stellen der Schotterlehm fehlt oder geringmächtiger entwickelt ist als in der Umgebung. Dem kann eine Akkumulation von an solchen Stellen abgetragenem Bodenmaterial an geeigneten Stellen in der Umgebung entsprechen, wodurch dann dort das Bodenprofil eine zusätzliche Vertiefung erfährt.

Ein weiterer Gesichtspunkt ergibt sich aus der talgeschichtlichen Entwicklung. So setzt in Moränennähe die phasenweise Tieferlegung des Talbodens beim Rückzug des Eises zuerst ein. Hier konnte also die Verwitterung des Schotters früher als weiter talabwärts beginnen.

Als nächstes sind die zur Einwirkung zur Verfügung stehende Zeit und die jährliche Niederschlagsmenge, wie der jährliche Klimaablauf, wichtig. Die darauf beruhenden Unterschiede in der Mächtigkeit des Schotterlehms wurden schon behandelt.

Die Geröllzusammensetzung ist nach F. WEIDENBACH (1939) insofern sehr wichtig, als ein hoher Anteil nichtkarbonatischer Gerölle die Mächtigkeit des Schotterlehms gegenüber kalkgeröllreicheren Schottern erhöht.

Dieser Punkt ist für die Schotterlehm-Bildung wohl der wesentlichste: Eine auf dem Schotterlehm liegende Lehmdecke, sei dies ein Auelehm, eine Lößlehm-auflage, ein bereits entstandener Schotterlehm oder eine durch mechanische Verwitterung entstandene Deckschicht steuert die Geschwindigkeit der Schotterlehm-Bildung, weil bei deren Vorhandensein das Niederschlagswasser langsamer versickert und damit mehr Zeit zu einer Einwirkung auf die obersten frischen Gerölle zur Verfügung steht, als dies bei einem bis an die Oberfläche reichenden frischen Schotter der Fall wäre.

Diese Entwicklung zum Schotterlehm wird im Einzelfall teilweise sehr weitgehend modifiziert. So werden bei zunehmender Mächtigkeit des Schotterlehms die Lebensbedingungen für den Regenwurm zunehmend günstiger, weil er dann leichter bei Kälte und Trockenheit nach der Tiefe hin ausweichen kann. Solange aber keine zu große Mächtigkeit des Schotterlehms erreicht ist, wird durch diese vorwiegend vertikal verlaufende Arbeitsweise der Würmer und anderer Tiere immer wieder frisches, kalkreiches Material in den eigentlichen Boden eingebracht und damit dessen Reaktion gehoben.

#### 6. Zusammenfassung der spätglazialen Bodenentwicklung auf Schotter

Man kann auf Grund der heutigen Bodenausbildung zwei große Gruppen von würmeiszeitlichen und spätglazialen Terrassenflächen unterscheiden:

1. Ältere Schotterflächen, heute mit tiefgründigem Schotterlehm.
2. Jüngere Schotterflächen, heute mit flachgründiger rendzinaartiger Vorstufe.

Diese Unterschiede im Bodenaufbau sind durch eine als Schotterzersatzzone bezeichnete Bodenbildung auf den älteren Schotterflächen während des beginnenden Spätglazials bedingt. Dieser Boden war in erster Linie durch starke Frostverwitterung, aber auch durch eine gewisse Entkalkung gekennzeichnet. Offen bleibt dabei vorläufig, ob darin verschiedenartige Klimabedingungen innerhalb des Spätglazials oder verschieden lange Verwitterungszeiten innerhalb des Spätglazials — eventuell mit einem langsamen Klimawandel verbunden — zum Ausdruck kommen.

Da zur Entstehungszeit der zu den jüngeren Schotterflächen gerechneten Ebinger Stufe (Inngebiet), Altstadtstufe und Gautinger Stufe (Münchener Gebiet) und Epfacher Stufe (Lechgebiet) noch die Gletscher vor dem Alpenrand gestanden haben (C. RATHJENS 1952, J. KNAUER 1929, C. TROLL 1955), handelt es sich bei der Schotterzersatzzone sicherlich um eine vorallerödzeitliche (oder vorböllingzeitliche) Bildung, zumal im Alleröd die Alpen bereits weitgehend eisfrei waren (F. FIRBAS 1949).

#### B. Die spätglaziale Bodenentwicklung auf Löß

Über das Ausmaß der spätglazialen Bodenentwicklung auf Löß war bisher kaum etwas bekannt. Man durfte lediglich damit rechnen, daß eine geringfügige Bodenbildung im Rahmen einer zunehmenden dichteren Vegetationsdecke entstanden ist. Erst die Kartierung des Blattes Straßkirchen (K. BRUNNACKER 1956 e u. f) hat dazu weitere Gesichtspunkte erbracht. Der heutige Boden des Oberen Lößes ist dort eine 70—80 cm mächtige, stark verlehmtete, teilweise sehr

schwach pseudovergleyte Braunerde mit starker Tondurchwaschung. Auf einem als „älteren Schwemmlöß“ bezeichneten, im Spätglazial verlagerten Löß liegt dagegen eine nur 45 cm mächtige schwach entwickelte Braunerde.

Dieser Unterschied in der heutigen Bodenausbildung kann im wesentlichen ebenfalls nur durch die Bodenbildungszeit bedingt sein, die den Unterschied in der Ausbildung der Schotterböden ausgelöst hat. Beim Löß kann dies außerdem nur eine weitgehende Entkalkung gewesen sein, wie sie für den als Braunen Verwitterungshorizont bezeichneten Boden typisch ist (K. BRUNNACKER 1956 b). Demnach muß die Fazies des Braunen Verwitterungshorizontes, die in den feuchteren Abschnitten der Würmeiszeit ( $FW_e$  und  $W_{I/II}$ ) zunehmend weiter verbreitet aufgetreten ist, zum Beginn des Spätglazials noch einmal in weitester Verbreitung vorgekommen sein (Abb. 11). Die Fazies des Tundren-Naßbodens war (mit weniger starker Entkalkung) — und zwar in Mainfranken noch etwas häufiger als in Südbayern — auf einzelne kleinere Geländeeintiefungen beschränkt. Diese Örtlichkeiten waren dann im frühen Postglazial (Alleröd oder Bölling?) die Stellen, wo die meistens als „schwarzerdeartigen“ Böden bezeichneten Bildungen entstehen konnten; denn wenn auch deren Genese noch problematisch erscheint, so zeigte sich wiederum auf Blatt Straßkirchen, daß dieser schwarze Boden ein kalkreiches lehmiges Substrat und eine bestimmte Bildungszeit, anscheinend mit Wechselfeuchtigkeit, zur Voraussetzung hat, da er im Bereich des „jüngeren Schwemmlößes“ — auf dem neolithische Fundstellen liegen — fehlt.

Es ist vorläufig noch nicht eindeutig zu sagen, ob entlang der Löß-Nordgrenze (vgl. K. BRUNNACKER 1956 a, Abb. 3) die Bildung des Oberen Lößes länger angehalten hat als in Süddeutschland oder ob nach einer Unterbrechung im Spätglazial die Lößbildung dort noch einmal eingesetzt hat. Diese Frage ist deshalb besonders schwer zu entscheiden, weil die Fließ-erdefazies dort zeitlich länger angehalten hat, und man damit nicht weiß, wo ihre zeitliche Obergrenze wirklich liegt.

Vielfach liegt in den lokalen mittelfränkischen Lößvorkommen auf durch einen Tundren-Naßboden vergleyten Löß eine sandig-lehmige Deckschicht. Die Vergleyung und die Deckschicht wurden ursprünglich in das  $W_{I/II}$  eingestuft (1955 a). Heute erscheint es jedoch als wahrscheinlicher, daß es sich hierbei ebenfalls um spätglaziale Bildungen handelt, die Oberem Löß auflagern; denn Sande wurden im Spätglazial noch vertragen, als die Schuttfuhr in die periglazialen Flüsse bereits beendet war. Das zeigt die etwa 50 cm mächtige nicht karbonatische Sandauflage auf sandigem Niederterrassenschotter im Rednitz- und Maintal.

### C. Zusammenfassung der spätglazialen Boden- und Klimaentwicklung

Mit Hilfe der erwähnten Bodenbildung zu Beginn des Spätglazials und deren Verknüpfung mit dem Eistrückzug kann das Spätglazial folgendermaßen gegliedert werden:

Das Spätglazial beginnt mit dem endgültigen Eistrückzug von der Jungendmoräne. In dieser Zeit hat sich die Fazies des Braunen Verwitterungshorizontes in weitester Verbreitung ausgebildet. Sie hat auf Löß eine weitgehende Entkalkung und bei Schotter eine starke mechanische Aufbereitung und eine gewisse Entkalkung mit sich gebracht. Dieser Abschnitt wird als  $SpW_a$  bezeichnet. Er

zeigt gegenüber dem vergleichbaren  $W_{III}$  eine weitere Steigerung in der Erwärmung.

In den allgemeinen Eisrückzug war ein Rückzugshalt eingeschoben (Ammerseestadium?). Von diesem gingen die „jüngeren Schotterflächen“ aus. Dieser Abschnitt, als  $SpW_b$  bezeichnet, war anscheinend wieder etwas trockener und kälter. Er deutet — soweit sich das heute übersehen läßt — gegenüber dem vergleichbaren  $W_{II}$  wenigstens hinsichtlich der Erwärmung eine gewisse Steigerung an. In dieser Zeit scheint auch die mit der Pollenanalyse erfaßbare Überlieferung einzusetzen (ältere bzw. älteste Tundrenzeit).

Es läßt sich dann noch ein durch den Rückzug der Gletscher in die Alpen hinein gekennzeichnete Abschnitt als  $SpW_c$  ausscheiden, der eine weitere Klima-verbesserung mit Überleitung in das Alleröd (oder Bölling?) gebracht hat.

### III. Die Bodenentwicklung des frühen Postglazials

Die älteren Flugsande des Rednitztales zeigen eine stärkere Podsolierung, die jüngeren Flugsande sind dagegen als unreife Sandbraunerde mit höchstens schwacher Podsolierung entwickelt. Diese beiden Flugsande werden durch einen Podsol im Alleröd (oder Bölling) getrennt (K. BRUNNACKER 1955 b). Entsprechend sind auch die Sandböden der Niederterrasse des Rednitztales von den Böden der Oberen Vorterrasse unterschieden.

Die Einstufung des jüngsten Flugsandes in die Jüngere Tundrenzeit geht von allgemeinen Ergebnissen der Pollenanalyse aus. Eine konsequente Weiterführung der Gliederung des Spätglazials, die sich auf den Löß aufbaut, deutet aber vielleicht darauf hin, daß der ältere Flugsand zeitlich als Fazies dem Oberen Löß entspricht? Der Podsolierungsabschnitt auf Flugsand würde dann in den Beginn des Spätglazials ( $SpW_a$ ) fallen und der jüngere Flugsand im Main-, Rednitz- und Donautal sowie der Talsand auf Blatt Straßkirchen würden dann als an die Ablagerung des älteren Schwemmlößes unmittelbar anschließende Bildungen in das  $SpW_{b-c}$  gehören. Damit würde der bisher schwer unterzubringende jüngere Schwemmlöß auf Blatt Straßkirchen, der durch eine deutliche Erosionsperiode vom Talsand getrennt ist, in die Jüngere Tundrenzeit bzw. zwischen Bölling und Alleröd einzuordnen sein. Endgültiges läßt sich wohl erst dann sagen, wenn die Genese der postglazialen Parabraunerde auf Löß einigermaßen bekannt ist. Es ist nämlich denkbar, daß diese Parabraunerde nicht nur durch einen Boden vom Typ des Braunen Verwitterungshorizontes im Spätglazial vorbestimmt wurde, sondern vielleicht sogar durch eine Art Podsolierung. Dieser Parabraunerdecharakter fehlt den Böden auf älterem und jüngerem Schwemmlöß (echte schwach- bis mäßig entwickelte Braunerde bzw. verbrauchte Pararendzina). Die nähere Definierung eines derartigen spätglazialen Podsolierungsvorganges bleibt außerdem noch offen. Damit würde die Jüngere Tundrenzeit allerdings als Kälterückschlag im südlichen Bayern außerhalb der Alpen erheblich an Bedeutung verlieren. An der Einstufung der übrigen spätglazialen Bildungen würde sich damit nichts Wesentliches ändern.

Auf jeden Fall ist hinsichtlich der Bodengenese wichtig, daß die Böden in der Zeit zwischen Eisrückzug und Alleröd in entscheidender Weise vorgeformt wurden: Schotterlehm auf kalkreichem Niederterrassenschotter ( $SpW_a$ ), Parabraunerde auf Löß ( $SpW_a$ ), Podsol auf basenarmem Flugsand (Alleröd, Bölling oder früher?). Inwieweit der gleyartige Boden (Pseudogley) auf Diluviallehm ebenfalls im Spätglazial vorgeformt wurde, bedarf noch der Untersuchung. Das Vorkommen „schwarzerdeartiger Böden“ hängt u. a. davon ab, ob im späteren Spätglazial ein dafür geeignetes kalkreiches lehmiges Substrat vorgelegen hat (z. B. auf älterem Schwemmlöß — Blatt Straßkirchen, aber bereits nicht mehr auf jüngerem Schwemmlöß).

## IV. Die Einordnung des würmeiszeitlichen Glazialgeschehens in den Ablauf der Bodenentwicklung

Auf der einen Seite wurde der Ablauf der jungpleistozänen Bodenentwicklung mit dem daraus erschlossenen Klimaablauf zusammengestellt. Die hinsichtlich der geschlossenen zeitlichen Folge recht lückenhaften Zeugen des glazialen Geschehens — also die Jungmoränen und die damit verknüpften Niederterrassen — sind in diesen Gesamtablauf einzuordnen.

Die frühglaziale Erosion (I. SCHAEFER 1950) hat sich im beginnenden Frühglazial noch nicht entscheidend ausgewirkt; denn es sind Basisfließerden bekannt, deren Herkunftsgebiet nachträglich ausgeräumt wurde (Unterföhring, Lechtal-Hochterrasse). Dagegen war das ausgehende Frühglazial (FW<sub>c</sub>) und das W<sub>I/II</sub> durch Ausräumung gekennzeichnet. Dies zeigt beispielsweise auch die Entwicklung der Nebentälchen auf Blatt Straßkirchen. Demnach waren die feuchteren Abschnitte durch Erosion (zumindest in den Nebentälchen) gekennzeichnet, soweit sehr starke Materialzufuhr durch Solifluktion nicht eine Ausräumung verhindert hat. In den trockeneren Abschnitten hat dagegen eine Aufschotterung stattgefunden, insbesondere im W<sub>II</sub>. Die Ausführungen von I. SCHAEFER & H. GRAUL (1953) über die Würmeiszeit im Illergebiet müssen auf das Hochglazial der Würmeiszeit eingeschränkt werden. Für das Spätglazial, wo anscheinend wegen des Eisrückzuges dieses Wechselspiel nicht so deutlich ist, muß mit Einschränkungen sowohl der Erosion wie der Akkumulation wegen des zunehmend trockener werdenden Klimas gerechnet werden.

Schließlich muß bei derartigen Parallelisierungen auch mit einem gewissen Nachhinken des Gletschergeschehens hinter dem allgemeinen Klimaablauf gerechnet werden, das heute ebenfalls in seinen Auswirkungen noch zu wenig bekannt ist.

## V. Die absolute Dauer der Würmeiszeit

Den Tundren-Naßböden würde man entsprechend ihrer geringmächtigen Ausbildung etwa einige hundert Jahre zubilligen. Soweit die Fazies des Braunen Verwitterungshorizontes mit seiner kräftigen Entkalkung vorkommt muß man mit wesentlich höheren bei einer bis einigen tausend Jahren liegenden Zeitdauer rechnen. Beide Böden haben aber selbstverständlich als verschiedene Fazies innerhalb der einzelnen Abschnitte gleichlange bestanden. Aber auch der Lößbildung und den durch Bodenfließen gekennzeichneten Zeiten kann man keine allzu langen Zeiteinheiten zugestehen. Für die Dauer der Würmeiszeit kommt man damit schätzungsweise auf 20 bis 30 Tausend Jahre (Früh-, Hoch- und Spätglazial).

## VI. Die Entwicklung des Lebens

In Großweil wurde im Seeton nach R. DEHM (1937) der Rest eines Waldelfanten gefunden. Dieser Seeton gehört nach den pollenanalytischen Untersuchungen von H. REICH (1952) in das R/W-Interglazial. Er wird hier dem wärmeren Abschnitt (R/W<sub>a</sub>) entsprechend, den Seetonen von Hörlkofen und Argelsried zugeordnet. Das ausgehende Interglazial (R/W<sub>b</sub>) war im Bereich dieser Seetone jeweils durch mehr oder weniger starke Moorbildung vertreten.

Dem Waldelefanten hat mit der Verschiebung der Vegetationszonen im R/W<sub>b</sub> (Nadelwald anstelle von Laubwald) die Nahrungsgrundlage gefehlt. Damit ist er aus Mitteleuropa verschwunden. Der Mensch dieses ausgehenden Interglazials und der beginnenden Würmeiszeit war der des Moustériens (K. BRUNNACKER 1956 b). Der Aurignac-Mensch scheint dagegen in Süddeutschland gegen Ende des Frühglazials erstmals aufgetreten zu sein (K. BRUNNACKER 1956).

Krotowinen, die Grabgänge von Steppennagern, finden sich in der Basisfließerde (FW<sub>b</sub>). Später erst wieder im frühen Postglazial. Die Schneckenfauna spiegelt ebenfalls neben den standörtlichen Gegebenheiten den Gesamt Ablauf wieder, indem der Löß normalerweise eine arten- und individuenarme Succineenfauna führt, die Naßböden jedoch sich durch Arten- und Individuenreichtum auszeichnen (M. BRUNNACKER & K. BRUNNACKER 1956).

## II. Teil

### Die interglazialen Böden und die Großgliederung des jüngeren Pleistozäns in Bayern

Die interglazialen Böden und damit die Großgliederung des jüngeren Pleistozäns werden in diesem Abschnitt behandelt. Ein Interglazial ist als verhältnismäßig warmer Zeitabschnitt auf einigermaßen basenreichen Gesteinen mit Laub- und Mischwald während seines Klimaoptimums und damit durch Braunerdebildung gekennzeichnet. Der Klimaablauf eines Interglazials entspricht etwa dem bisherigen postglazialen Ablauf. Die Dauer eines derartigen Interglazials war von erheblicher Länge. Auf Grund der Bodenausbildung lassen sich für das letzte und für das vorletzte Interglazial, die sich ihrer Bodengeschichte nach einigermaßen entsprechen, etwa 20 Tausend Jahre veranschlagen. Der in einem Interglazial gebildete Boden wurde in seiner typologischen Ausbildung (Bodentyp) durch folgende Faktoren bestimmt: Das Klima und dessen Wandel im Ablauf des Interglazials (von kühl-trocken zu warm und schließlich zu kühl-feucht), ferner das Ausgangsgestein, das Relief und die Vegetation, die sich während des Interglazials ebenfalls mehrfach geändert hat. Keinen Einfluß hat dagegen damals der Mensch genommen, der heute durch seine Bodennutzung den Bodentyp z. T. sehr stark beeinflusst (dies ist zu berücksichtigen bei einem Vergleich rezenter und fossiler Böden). Gegen Ausgang eines Interglazials verschoben sich die Klima-, Vegetations- und Bodenzonen. Der interglaziale Boden alterte also nicht allein infolge der in humiden Gebieten mit der Zeitdauer der Verwitterung zunehmenden Basenauswaschung, sondern zusätzlich gegen Ausgang des Interglazials infolge des kühler werdenden Klimas und des Vegetationswandels.

Der Beginn einer Eiszeit wird, wie eingangs ausgeführt (I. Teil), durch den Beginn des Bodenfließens in den klimagünstigen Lößgebieten Süddeutschlands gekennzeichnet. Dies war der Zeitpunkt, wo infolge weiterer Abkühlung die Waldvegetation auch aus diesen relativ warmen Bereichen verdrängt wurde und damit die Tundra mit solifluktuiver Bodenverlagerung an die Stelle des Waldes trat.

Dem Großablauf von Warm- und Kaltzeiten waren kleinere Klimaschwankungen aufgelagert, die als kurzfristige Oszillationen den Feinablauf bestimmt haben. Sie werden als Interstadiale bezeichnet. Derartige Kleinschwankungen lassen sich bodenkundlich normalerweise nur während der Kaltzeiten nachweisen (z. T. als Fließerde, als Tundren-Naßboden und als brauner Verwitterungshorizont). Nur ausnahmsweise gelingt es derartige Oszillationen während der ausgehenden interglazialen Waldzeiten noch als Waldboden zu fassen, wenn in ungünstigen (kalten) Klimabereichen eine sehr frühzeitige Fließerdebildung aufgetreten ist.

#### I. Der interglaziale Boden- und Klimaablauf

Die Rekonstruktion der interglazialen Bodengeschichte muß in erster Linie das Ausgangsgestein und die Geländelage des auszuwertenden Bodens berücksichtigen. In Zukunft muß außerdem noch das spätglaziale Element in der Bodenbildung stärkere Beachtung erfahren.

##### A. Basenarmer Terrassensand

Im Rednitztal liegt heute auf der Niederterrasse, die normalerweise aus Quarzsanden aufgebaut ist, ein relativ schwach podsolierter Boden (Profile: vgl. z. B. Erläut. zur Geol. Karte 1 : 25 000 Blatt Fürth). Auf der Oberterrasse der Rednitz (= Hochterrasse) wurde dagegen das folgende Profil eines begrabenen, mächtig entwickelten Podsols bei gleichartiger Gesteinsausbildung gefunden:

## Fossiler Podsol auf Sanden der Oberterrasse in der Sandgrube nordwestlich Unterfarnbach bei Fürth i. B. (Aufnahme 1955):

Postglazialer Boden (Braunerde) auf würmeiszeitlicher bis spätglazialer Deckschicht:

- |     |       |  |
|-----|-------|--|
| A   | 15 cm | Dunkelgraubrauner, schwach humushaltiger Sand, schwach gebleicht |
| (B) | 30 cm | Rostbrauner, schwach verbackener Sand.                           |

Interglazialer Podsol:

- |                |          |  |
|----------------|----------|--|
| A <sub>1</sub> | 10 cm    | Dunkelgrauer, schwach humushaltiger Sand   |
|                | 15 cm    | Hellgrauer, sehr schwach humushaltiger Sand  |
| A <sub>2</sub> | 50— 80cm | Gebleichter Sand mit einzelnen Geröllen. In den obersten 30 cm nach unten abnehmend hellgelb gefärbt (sekundär). Untergrenze mit topfartigen Eintiefungen.   |
| BC             | 500 cm   | Gelblicher und grauer Sand mit Geröllen, in Schrägschichtung, von oben nach unten abnehmend von zentimeterstarken rostbraunen, schwach verfestigten Eisenbändern vor allem entlang den Schichtungsflächen durchzogen, in den obersten 200 cm außerdem schwache wolkige, rostbraune Eiseninfiltration. Rd. 300 cm unter Obergrenze befindet sich eine horizontale 10 cm starke Kleinkieslage, die durch Manganumkrustung der einzelnen Geröllchen schwarz gefärbt ist (alte Grundwassermarken). |

Auf den Sanden der Oberterrasse liegt in diesem Profil ein mächtiger fossiler Podsol. Dort, wo in der Sandgrube die darüberliegende Deckschicht auskeilt, liegt der fossile Podsol an der heutigen Oberfläche; wo auch der fossile Boden abgetragen ist, hat sich heute auf den Sanden der Oberterrasse eine podsolige Braunerde — wie auf der Deckschicht — gebildet. Die Bodenausbildung entlang der heutigen Landoberfläche spricht dafür, daß die heutige Oberfläche durch Abtrag während der jüngeren Tundrenzeit entstanden ist.

Der Podsol muß aber interglazialen Alters sein, denn er ist wesentlich kräftiger entwickelt als die rezenten Vergleichsböden der Niederterrasse. Er kann aber auch nicht allerödzeitlichen Alters sein, denn zu diesem Zeitpunkt haben sich auch auf der Rednitzniederterrasse bereits podsolige Verwitterungsböden gebildet, aus denen der heutige Podsol hervorgegangen ist. Die den Podsol bei Burgfarnbach überlagernde sandige Deckschicht gehört demnach in die Würmeiszeit (entsprechend der Basisfließerde) und der fossile Podsol damit in das R/W-Interglazial.

Die kräftige Ausbildung des fossilen interglazialen Podsoles läßt sich nur entweder damit erklären, daß die Verwitterungsbedingungen, wie sie heute vorliegen, in diesem Interglazial wesentlich länger angedauert haben oder damit, daß gegen Ende des Interglazials Bedingungen vorgelegen haben, die zu einer Intensivierung der Podsolierung führten, also Nadelwald und kühlfeuchtes Klima.

### B. Löß

Bei den interglazialen Lößböden wurden einmal Unterschiede gefunden, die landschaftsgebunden sind, und zum andern solche, die vom Relief abhängen (ebene Lage — Hanglage). Diese Böden sind als Braunerde (Parabraunerde) entwickelt bzw. haben diesen Typ durchlaufen.

### 1. Mainfränkisches Lößgebiet

Die bodenkundlichen Untersuchungen im Bereich des mainfränkischen Lößgebietes (Blatt Würzburg-Nord 1 : 25 000) mit 600 mm Jahresniederschlag und weniger, zeigten an durch menschliche Betätigung nicht gestörten Stellen, daß die Braunerde etwa 90—100 cm mächtig ist. Außerdem ist dort eine deutliche Tondurchwaschung aus dem Ober- in den Unterboden zu erkennen („Parabraunerde“ — im Sinne von E. MÜCKENHAUSEN). Klima und geringe Bodenverdichtung lassen in diesem Gebiet heute eine Gleyartigkeit (Pseudovergleyung) infolge zeitweiliger stauender Nässe auch in dafür günstiger Geländelage praktisch nicht aufkommen, abgesehen von solchen Stellen, wo unter einer ganz flachen Lößdecke ein wasserstauender Ton liegt.

Bei den interglazialen Lößbraunerden dieses Gebietes tritt die Tondurchwaschung ebenso deutlich auf (z. B. Kitzingen, 1956 b). Damit sind diese interglazialen Böden mit den rezenten durchaus vergleichbar. Braunerdereste sind jedoch aus den Interglazialen nur in Hanglage erhalten geblieben. Und selbst diese sind jeweils mehr oder weniger stark geköpft, weil an solchen Stellen der frühglaziale Bodenabtrag besonders stark zur Wirkung kam (z. B. in Schweinfurt — K. BRUNNACKER 1955 a). Auch in ebenen Lagen hat sich ursprünglich eine Braunerde gebildet. Diese wurde jedoch gegen Ausgang des Interglazials, wie schon erwähnt, in einen gleyartigen Boden (sekundärer Pseudogley) umgewandelt. Dabei hat sich der ursprüngliche Braunerde-Oberboden noch mehr grau verfärbt, als es bereits für Parabraunerden typisch ist, und darin haben sich zahlreiche, meist aber nur stecknadelkopfgroße Eisenmangankonkretionen gebildet. Der Braunerde-Unterboden wurde bei diesen Vorgängen kaum verändert, lediglich entlang einzelner Spalten verlaufen graue Verfärbungen und teilweise überziehen schwarze Manganbesteige die Bodenkörper (z. B. in Kitzingen — K. BRUNNACKER 1956 b). Dieser durch Umwandlung der Braunerde entstandene pseudovergleyte Boden ist auf folgende Ursache zurückzuführen: An die Stelle des Braunerde-Klimas trat gegen Ende des Interglazials ein kühlfeuchtes Klima mit Nadelwald (insbesondere Fichte), das eine jahreszeitlich bedingte, lang anhaltende Oberflächenvernässung mit sich brachte. In Hanglage konnte sich diese Oberflächenvernässung nicht voll auswirken, weil hier das überschüssige Wasser oberflächlich abzuziehen vermochte.

Auf Grund dieses Bodentypenwandels in ebenen Geländelagen kann das letzte (R/W) und auch das vorletzte Interglazial in zwei Abschnitte gegliedert werden. Der Abschnitt „a“ umfaßt jeweils die Bodenentwicklung bis zum Ende der interglazialen Laubwaldzeit mit Braunerdebildung, der Abschnitt „b“ dagegen vertritt die spätinterglaziale relativ feuchte Nadelwaldzeit, die in ebenen Lagen zur Pseudovergleyung auf Lößböden in Mainfranken führte. Die mächtige Ausbildung des Podsolis bei Unterfarrnbach geht ebenfalls auf diese spätinterglaziale Nadelwaldzeit, die sich auch pollenanalytisch heraushebt (H. REICH 1952), zurück. Die Klima-, Vegetations- und Bodenverhältnisse dieses Abschnittes darf man am ehesten mit denen der heutigen nordrussischen Nadelwaldzone vergleichen (vgl. H. WALTER 1943). Das Feuchtklima, das den Beginn der Würmeiszeit kennzeichnet (J. BÜDEL 1949), hat also bereits gegen Ende des Interglazials eingesetzt (R/W b).

Manchmal ist an Stelle dieses Pseudogleyes mit sehr langer nasser Phase auf undurchlässigem Substrat ein Boden entstanden, den man am ehesten noch als Oberflächengley bezeichnen kann, also ein Boden, der infolge einer Durchfeuchtung von oben her ständig naß war (auch in der Ziegelei Straßkirchen auf sandigem Auelehm):

Das Deckschichtenprofil in der Ziegelei Wenzel in Wörth a. M. (hinter dem Transformatorenhaus):

Würmeiszeitliche Deckschicht:

- bis 250 cm Ockerbrauner, lehmiger Sand
- 50 cm Grauer, lehmiger Sand
- 5—10 cm Rostbrauner, lehmiger Sand

Oberflächenvernäßter Boden (G) einen Aueboden (G<sub>0</sub> und G<sub>r</sub> erhalten) überprägend:

- G 40—60 cm Grauer, sandiger Lehm mit welliger Untergrenze, im unteren Teil mit einzelnen rostbraunen Reliktflecken; sekundäre große (bis 10 cm  $\phi$ ) konzentrisch-schalige Eisenflecken
- G<sub>0</sub>  $\left\{ \begin{array}{l} 100 \text{ cm Ockerbrauner und grau gefleckter, sandiger Lehm mit zahlreichen senkrecht verlaufenden Eisenhydroxydröhren längs ehemaliger Wurzelröhren} \\ 30—50 \text{ cm Grau und rotsbraun gefleckter, lehmiger Sand, mit Eisenröhren längs ehemaliger Wurzelbahnen} \end{array} \right.$
- G<sub>r</sub> 400 cm Gelb und grau gebänderter Terrassensand.

Zuerst hat sich ein Auewaldboden bei einem hohen vertikalen Schwankungsbereich des Grundwasserspiegels gebildet. Darauf sind die konzentrischschaligen Eisenröhren zurückzuführen, die infolge Sauerstoffzutrittes auf alten Wurzelbahnen bei zeitweise abgesenktem Grundwasserspiegel zu einer Oxydation des im Grundwasser gelösten Eisens geführt haben.

Der gleiche Vorgang wurde schon von den südbayerischen Tundren-Naßböden beschrieben. Doch zeigen diese nie eine derart große Profiltiefe und nie derart starke Durchwurzelungsspuren. In Wörth a. M. handelt es sich also nicht um die Reste eines Tundren-Naßbodens, sondern eines Auewaldbodens des gemäßigt-humiden Klimas.

Die nachträgliche Graufärbung im G-Horizont ist auf eine spätere ständige Nässeinwirkung unter kühlfeuchtem Klima zurückzuführen, denn hier handelt es sich um die Folgen eines Überschusses des Niederschlagswassers im Boden, der über dem Horizont G<sub>0</sub> gestaut wurde. Außerdem befinden sich im unteren Teil dieses „sekundären“ Gleyhorizontes (G) noch Relikte des ursprünglichen Auewaldbodens, die bis zu Beginn des Bodenfließens, d. h. der Entwaldung, der Vergleyung widerstehen konnten und damit erhalten geblieben sind.

Die großen konzentrischschaligen Eisenflecken in diesem Horizont, die im Prinzip auf die gleichen Bildungsbedingungen zurückzuführen sind wie die des Horizontes G<sub>0</sub> — nämlich Sauerstoffzutritt entlang von Wurzelröhren — können aus der sekundären Vergleyungsperiode stammen, sie können aber genau so gut — und dafür spricht m. E. ihre extreme Größe (10 cm  $\phi$ ) — auch aus jüngster Zeit stammen, als am Hang von der heute abgeräumten Seite her Wurzeln in diesen Horizont vorgedrungen sind, die später nach ihrer Verrottung zur Bildung von Kanälen Anlaß gegeben haben, in denen Luftsauerstoff eindringen und ungestört durch Grundwasserschwankungen den näheren und schließlich auch den weiteren Umkreis aufoxydieren konnten.

## 2. Niederbayerische Lößplatte

Wie vor allem die bodenkundliche Aufnahme des Blattes Straßkirchen gezeigt hat (K. BRUNNACKER 1956), liegt dort bei rd. 650 mm Jahresniederschlag auf würmeiszeitlichem Löß ebenfalls eine Braunerde. Sie zeichnet sich wie in Mainfranken durch eine starke Tondurchwaschung aus dem Oberboden in den Unterboden hinein aus. Dadurch ist der Unterboden bereits heute so sehr verdichtet, daß in muldigen, teilweise aber auch schon in ebenen Lagen infolge der etwas geänderten klimatischen Bedingungen zeitweilige Staunässeerscheinungen vorkommen (graue Fleckung im Unterboden, Eisenmangankonkretionen).

Die interglazialen Lößböden ebener Lagen zeigen auch hier, daß sie eine Braunerde-Phase durchlaufen haben. Sie sind jedoch durch eine nachträgliche sehr starke graubraune Marmorierung des Unterbodens gekennzeichnet und schussergroße Eisenmangankonkretionen sind im unteren Teil des Oberbodens angereichert. Viele stecknadelkopfgroße Konkretionen sind außerdem über den gesamten Oberboden verteilt.

Aus den heutigen Bodenverhältnissen und der verschiedenen Ausbildung der Interglazialprofile in Mainfranken und in Niederbayern ist zu schließen, daß in Niederbayern die Staunässe sich jeweils etwas früher auswirkt als in Mainfranken und zwar zuerst mit einer ausgeprägten Trocken-Phase im jahreszeitlichen Ablauf (große Konkretionen entlang der Untergrenze des Oberbodens und starke Marmorierung des Unterbodens in Südbayern). Später war dann — parallel dazu wie in Mainfranken — eine lange nasse Phase im Ablauf der Jahreszeiten als Folge des spätinterglazialen Klimawandels bevorzugt (kleine, diffus im Oberboden verteilte Konkretionen, nur schwache Marmorierung des Unterbodens — nur in Mainfranken zu erkennen; z. T. ständige Oberflächenvernässung). In Niederbayern hat also die Pseudovergleyung (klima- und bodenbedingt) früher als in Mainfranken (klimabedingt) eingesetzt. Die klimabedingte Oberflächenvernässung war eine regionale Erscheinung wenigstens im gesamten Bereich nördlich der Alpen.

### C. Diluviallehm

Besteht das eiszeitliche Solifluktionsmaterial aus entbastem warmklimatisch verwittertem Bodenmaterial, so spricht man von Diluviallehm, Hang- oder Gehängelehm, wenn dieses ohne Lößüberdeckung die heutige Oberfläche bildet. Dieser Lehm ist vorwiegend bräunlich gefärbt und meistens auch ziemlich tonig entwickelt. Er tritt häufig außerhalb der großen Lößgebiete am Fuß der Gehänge, als Füllung von Geländeeintiefungen und öfter auch in flach nach Osten geneigten Hanglagen auf. Manchmal überzieht er auch eine kuppige Geländeoberfläche, ohne daß sich eine erste Verlagerung des Lehms durch Bodenfließen während der Würmeiszeit immer befriedigend erklären läßt. Es lassen sich zwei Gruppen unterscheiden, nämlich einmal Diluviallehme aus weitgehend entbastem Material, wie sie aus den Juratonen, denen des Tertiärs und dem Löß entstehen, und ferner weniger stark verwitterte und dabei entbaste Ablagerungen aus kalkreicheren, mergeligen Gesteinen, wie sie besonders im Bereich des Gipskeupers vorkommen. Die weiteren Ausführungen behandeln die erste Gruppe, also die Diluviallehme aus stark verwittertem basenarmem Material.

Daneben gibt es noch solifluktive Verlagerungen in mergelreichen Kalkgesteinen, die zusammen mit der Frostverwitterung der Kalkbänke zu einer Durchmischung der oberflächennahen Gesteinspartien führen. Sie treten in geeigneten Horizonten des Muschelkalkes und des Malms häufig auf. Derartige Solifluktionsdecken werden nicht zum Diluviallehm gerechnet wie auch die sicherlich größtenteils periglazial verlagerte, im wesentlichen im Tertiär als Kalksteinbraunlehm gebildete Albüberdeckung der Frankenalb.

Der heute auf (basenarmen) Diluviallehm (entsprechend auch auf Decklehm im südlichen Südbayern) liegende Boden zeigt eine noch viel größere Neigung zur Bildung von Pseudogleyen als der erwähnte Boden aus würmeiszeitlichem Löß in Niederbayern, weil die Dichtlagerung dieses Lehms den vertikalen Wasserabzug noch viel stärker hemmt. Hinzu kommt neben primärer Basenarmut auch eine gewisse Ungunst des Klimas, da der Diluviallehm vor allem außerhalb der verhältnismäßig trockenen und warmen Gebiete, die vielfach eine Lößdecke tragen, verbreitet ist. Übergangsbildungen zwischen Pseudogley und Braunerde finden sich heute auf Diluviallehm im wesentlichen nur in den trockeneren Gegenden, oder an sehr steilen Hängen oder bei relativ sandiger Ausbildung des Lehmes. In diesen Fällen ist das Aufkommen von Staunässe etwas gehemmt.

Fossile Böden, die aus Diluviallehm entstanden sind, sind verhältnismäßig selten, weil dieser Lehm größtenteils nur in kühleren und feuchteren Gebieten den Löß vertritt, in diesen Gebieten sich aber das Bodenfließen und damit der Abtrag und die vollständige Wegführung des Bodens noch viel kräftiger ausgewirkt hat als in den klimagünstigeren Bereichen. Die Folge davon ist eine ganz besonders große Lückenhaftigkeit in der Überlieferung von fossilen Diluviallehmprofilen. Ein wichtiges Diluviallehmprofil liegt in Amberg.

#### Ziegelei Müller, Amberg:

Pseudovergleyte Braunerde auf Diluviallehm:

A	10 cm	Schwach humushaltiger, fahlbrauner, feinsandiger Lehm
	30 cm	Gelbbrauner, feinsandiger Lehm
(B) <sub>g</sub>	70 cm	Rötlichbrauner, prismatischsäuliger Lehm, z. T. mit senkrecht verlaufenden grauen Verfärbungen
C <sub>1</sub>	100—200 cm	Brauner, körniger, sandig-feinsandiger Lehm, z. T. horizontal-plattig.

Pseudogley (II. Ordnung) auf Fließerde (Diluviallehm):

A <sub>g</sub>	50 cm	Gelbgrauer, feinsandiger Lehm mit kleinen Eisenmangan Konkretionen, entlang der Obergrenze fahnenartig ausgezogen und sich mit dem Hangendlehm dabei verzahnend
C <sub>g</sub>	50 cm	Hellgraubrauner Lehm mit einzelnen grauen Verfärbungen, horizontalplattig und körnig.

Pseudogley (I. Ordnung) auf Fließerde (Diluviallehm):

A <sub>g</sub>	30 cm	Grauer Lehm, in den untersten 10 cm viele bis schussergroße Eisenmangan Konkretionen
(B) <sub>g</sub>	100 cm	Rötlichbrauner Lehm, prismatischbröckelig, z. T. Manganbestege auf den Bodenkörpern. Dieser Horizont und der darüberliegende wird von zwei Frostspalten durchsetzt
C	bis 50 cm	Gelbbrauner Lehm, unten schussergroße Eisenmangan Konkretionen als dichte Packung
	bis 100 cm	Rötlichbrauner, feinsandiger Lehm, körnig.

In diesem Profil kommen zwei fossile gleyartige Böden vor. Der untere davon hat eine, wenn vielleicht auch nur sehr kurze, Braunerdephase durchlaufen. Er vertritt also ein Interglazial. Darüber folgt ein weiterer gleyartiger Boden ohne Braunerdemerkmale und ohne die Anzeichen, die ein stärkeres Wechselspiel zwischen Austrocknung und Wasserübersättigung anzeigen (Marmorierung des Unterbodens, Anreicherung großer Eisenmangankonkretionen entlang der Untergrenze des Oberbodens), jedoch mit den Hinweisen auf eine Bildung mit verhältnismäßig langer nasser Phase (Marmorierung fehlt fast ganz, kleine Konkretionen liegen diffus verteilt im Oberboden). Der gleiche Bodentyp war sonst für den Ausgang der Interglaziale kennzeichnend (Abschnitt b), nur hat er da eine vorangegangene Bodenbildung überprägt (Braunerde in Mainfranken, gleyartige Braunerde in Niederbayern). Hier ist dieser Typ jedoch vom eigentlichen Interglazialboden durch eine Fließerdeinschaltung getrennt. Im Amberger Profil liegt damit eine Abfolge vor, die durch eine erste, noch interglaziale Bodenverlagerung gekennzeichnet ist. Wahrscheinlich hat eine sehr frühzeitige kleinere kalte Klimaschwankung in Amberg den spätinterglazialen Nadelwald zeitweilig vernichtet und damit das Bodenfließen ausgelöst. Darauf folgt ein Abschnitt mit für die Waldvegetation wieder etwas günstigeren Klimadaten (Erwärmung) und damit Wiederbewaldung. Entsprechende kleinere Schwankungen sind auch pollenanalytisch nachgewiesen (H. REICH 1952 in Großweil, E. SCHÜTRUMPF in A. BOHMERS 1951 in Mauern). Diese noch spätinterglaziale Waldoszillation hat den oberen gleyartigen Boden erzeugt, der hier vorläufig als „Pseudogley II. Ordnung“ bezeichnet wird. Ein entsprechendes Profil liegt bei Hammelburg. In den großen Lößgebieten wurde jedoch bisher noch kein Hinweis auf diese erste noch interglaziale Fließerdeoszillation gefunden, wohl weil es sich hierbei um temperaturgünstigere Gegenden handelt, in denen sich der Wald bis zur endgültigen klimabedingten Entwaldung zu Beginn der Würmeiszeit halten konnte. Schließlich ist noch zu bedenken, daß die Grenze der den Nadelwald immer mehr zurückdrängenden Tundra eine Faziesgrenze war, die sich unter Oszillationen großklimatischer, aber auch örtlicher Art in die temperaturgünstigeren Bereiche vorgeschoben hat.

Werden die großen bayerischen Lößgebiete, auf die sich unsere Gliederung des jüngeren Pleistozäns aufbaut, den klimagünstigeren Bereichen gleichgesetzt und die peripheren Gebiete (z. B. Nordostbayern) mit nur lokalen Lößvorkommen, häufiger aber mit Diluviallehm als klimaungünstiger (im wesentlichen als kälter) angesehen, dann ist folgende Parallelisierung möglich:

	trockenere u. wärmere Gebiete:	kühlere u. feuchtere Gebiete:
Würmeiszeit (Tundra, Kältesteppe)	Löß Basisfließerde	Diluviallehm (Fließerde)
		Pseudogley II. Ordnung, b 3
		Fließerde z. T., b 2
R/W	b) Nadelwald sek. Pseudogley	b 1
	a) Laub- u. Mischwald als Höhepunkt Braunerde	a Pseudogley (I. Ordnung), sekundär aus Braunerde entstanden
vorletzte Kaltzeit	Löß Basisfließerde	Diluviallehm

Der Abschnitt R/W b (= spätinterglaziale Nadelwaldzeit) kann demnach gelegentlich bodenkundlich unterteilt werden in den Abschnitt 1 als den Beginn dieser spätinterglazialen Klimaverschlechterung, den Abschnitt 2 als eine bisher erste bodenkundlich nachweisbare „eiszeitliche“ Schwankung mit Entwaldung und Solifluktion in klimaungünstigen Gebieten und den Abschnitt 3 mit wieder etwas günstigeren Verhältnissen, die noch einmal eine etwas weitere Ausbreitung des Waldes ermöglichten. Es darf weiter erwartet werden, daß die dann folgende endgültige Entwaldung in den kühleren Gegenden etwas früher eingesetzt hat als in den relativ wärmeren Gebieten.

#### D. Kalkgeröllreicher Schotter

Auf den aus kalkgeröllreichen Schottern aufgebauten Hochterrassen liegen interglaziale Schotterlehme, die in der Ausbildung den postglazialen Schotterlehmen der Niederterrassen sehr ähnlich sind. Infolge periglazialen Abtrages ist die Oberfläche dieser interglazialen Böden mehr oder weniger weit geköpft. Jedoch zeigen die an der Basis dieses Bodens auftretenden Verwitterungstaschen mit einer Tiefe von bis mehreren Metern eine ursprünglich sehr mächtige Bodenbildung an. Auch im ausgehenden Interglazial waren diese Schotterlehme keiner Pseudovergleyung ausgesetzt.

Die Schotterlehme des R/W sind — unter Berücksichtigung der im I. Teil genannten Gesichtspunkte — etwas rötlicher gefärbt als die des Postglazials. Dadurch wird eine etwas größere sommerliche Austrocknung der Böden in der Laubwaldzeit des R/W-Interglazials (Abschnitt a) gegenüber dem Postglazial angedeutet. Die wenigen geeigneten Beobachtungen über den Schotterlehm des vorletzten Interglazials lassen die Vermutung zu, daß, wegen der mehr bräunlichen bis ockerigen Färbung des Lehmes, dieser Zeitabschnitt verhältnismäßig feucht ausgebildet war.

## II. Die Großgliederung des Mittel- und Jungpleistozäns

Die Großgliederung des mittleren und jüngeren Pleistozäns wird bestimmt durch das wechselweise Auftreten von Eiszeiten und Interglazialen. Im periglazialen Bereich ist eine Verknüpfung von Bodenbildungen interglazialen Charakters mit den fluvioglazialen Terrassen und damit eine Einordnung in den Großablauf des Pleistozäns möglich.

#### A. Die Rißeiszeiten

Vor allem von H. GRAUL (1952) wurde neuerdings eine tiefgreifendere Untergliederung der Rißeiszeit in Süddeutschland vertreten. Zur Klärung dieser, wie auch anderer Fragen ist das Gebiet des Wellheimer Trockentales bei Mauern besonders gut geeignet.

## Das Ziegeleiprofil von Mauern (Tabelle III):

Seehöhe: 410 m

Aufnahme: 1954 und 1956

Lage: leicht nach W geneigter Hang (Hangfuß)

Untergrund: ältere Hochterrasse (vgl. H. GRAUL 1943)

Postglazial: Braunerde auf Oberem Löß:

W <sub>II</sub> :	A	30 cm	Dunkelgrauer, krümeliger, humushaltiger Lößlehm
	(B)	30 cm	Rötlichbrauner, prismatisch-bröckeliger, säulig abgesonderter Lößlehm
	C	60 cm	Gelbgrauer, kalkreicher Löß mit vielen Schneckenschalen

W<sub>I/II</sub> — Brauner Verwitterungshorizont auf Unterem Löß:

W <sub>I</sub> :	(A)	0—50 cm	Brauner, kalkhaltiger Löß mit einzelnen Schneckenschalen und vielen senkrecht verlaufenden Röhren (3 mm $\phi$ ), oben braungrau und schwach eisenfleckig
	C	40 cm	Gelbbrauner, kalkreicher Löß mit vielen Schneckenschalen

Basisfließerde (z. T. mit braunem Verwitterungshorizont im Hangenden):

FW <sub>c</sub> :	A	30 cm	Graubrauner Lößlehm mit Spuren ehemaliger starker Durchwurzelung (wie W <sub>I/II</sub> ), in Hangnähe (Osten) fehlend
FW <sub>a + b</sub> :		50 cm	Brauner Lößlehm mit horizontalplattiger Struktur, in Hangnähe mit Unterem Löß im Übergangsbereich in Wechselagerung
		60 cm	Rötlichbrauner Lößlehm, oben horizontalplattige Struktur

R/W-Boden (Typenwechsel von verbrauntem Boden zu Boden mit Obervernässung bzw. Pseudogley mit langer Phase), auf Ablagerungen der vorletzten Kaltzeit:

A <sub>g</sub>	}	50 cm	Braungrauer, sandiger Lehm mit kleinen Eisenmangankonkretionen (vielleicht schwach vorgelagert)
		40 cm	Grauer, sandiger Lehm mit zahlreichen bis erbsengroßen Eisenmangankonkretionen
	(B) <sub>g</sub>	120 cm	Grau und schokoladebraun gefleckter, brauner, unten körniger, lehmiger Ton bis toniger Lehm mit Krotowine (gefüllt mit Material der frühwürmeiszeitlichen Basisfließerde)

Diskordanz

Vorletztes Interglazial (Aueboden auf Donauschotter, geköpft):

G	30 cm	erschl. Rostbrauner eisenverkitteter Schotter mit Manganbändern.
---	-------	--

Hinsichtlich der würmeiszeitlichen Abfolge bietet dieses Profil nichts neues mehr (von unten nach oben): Basisfließerde (FW<sub>a + b</sub>) — Brauner Verwitterungshorizont (FW<sub>c</sub>) — Unterer Löß (W<sub>I</sub>) — Brauner Verwitterungshorizont (W<sub>I/II</sub>), weitgehend entkalkt, oben durch Nässe leicht eisenfleckig geworden gegen Ende des W<sub>I/II</sub>, aus dieser Zeit stammen auch Succineenschalen (entsprechend Profil Niederwinkling W<sub>I/II</sub> — M. BRUNNACKER & K. BRUNNACKER 1956) — Oberer Löß (W<sub>II</sub>). Von Herrn ECKSTEIN, Neuburg/Donau, wurden 1954, wie die mir übergebenen Proben sehr wahrscheinlich zeigen, aus dem Liegendteil der Basisfließerde Knochen geborgen. Diese Knochen wurden von Herrn Prof. Dr. F. HELLER, Erlangen, freundlicherweise bestimmt:

- oben: Rentier, Geweihstange, Metapodium eines Boviden? (Bison?) Aritodactyle (Phalanx I)
- mitte: *Rhinoceros tichorhinus* (zwei rechte Unterkieferzähne, ein linker Unterkieferzahn, ein rechter Oberkieferzahn, rechtes Humusfragment mit Fragment der Gelenkrolle)
- unten: *Rhinoceros tichorhinus* (rechter Molar<sup>3</sup>, linker Molar (M<sup>1</sup> oder M<sup>2</sup>), Oberkieferzahnfragmente).

Der unter der wärmeiszeitlichen Folge liegende R/W-interglaziale Boden ist aus einer gegen Ende der vorletzten Eiszeit gebildeten Aueablagerung oder einer Fließerde der vorletzten Eiszeit aus solchem Auematerial hervorgegangen. Dieser Boden hat eine Verbraunungsphase, also eine braunerdeartige Entwicklung durchgemacht und wurde, wie oben als allgemeingültig für solche Lagen herausgestellt, gegen Ende des Interglazials (R/W<sub>b</sub>) durch Oberflächenvernässung verändert. Die große Tiefenwirkung dieses Nässeinflusses scheint durch das Substrat bedingt zu sein; denn hier liegt sandiger Lehm, der vollständig grau verfärbt ist über verbrauntem tonigem Lehm. Bemerkenswert ist aber für den Vernässungsbereich, daß er oben wiederum schwach bräunlich verfärbt ist. Diese nachträgliche bräunliche Verfärbung des hangenden Teiles der Vernässungszone kann in Zusammenhang mit deren besonders großer Mächtigkeit stehen; vielleicht handelt es sich hierbei auch schon um Fließerdeauflagerung. Eine Krotowine im (B)<sub>g</sub>-Horizont dieses interglazialen Bodens zeigt, daß nach dem R/W<sub>b</sub> entsprechend anderen Beobachtungen (z. B. in Kitzingen) im FW<sub>c</sub> steppenartige Verhältnisse vorgelegen haben (die Krotowine liegt im östlichen Aufschlußteil, wo die Basisfließerde geringere Mächtigkeit besitzt).

Tabelle III: Korngrößen (mm  $\phi$ ) und Kalkgehalt im Lößprofil von Mauern

	2-1	1-0,5	0,5-0,2	0,2-0,1	0,1-0,05	0,05-0,02	0,02-0,01	0,01-0,006	0,006-0,002	< 0,002	CaCO <sub>3</sub> %
Oberer Löß	0,1	0,1	1,0	1,0	3,5	39,3	22,5	9,5	5,2	17,7	30,3
	1,2			43,8			37,2				
W <sub>I/II</sub> (Brauner Verwitterungshorizont)	0,1	0,4	2,0	2,0	2,9	29,3	19,9	7,6	9,1	26,9	7,1
	2,5			34,2			36,6				
Unterer Löß	0,1	0,1	1,5	1,6	3,5	37,4	22,1	9,1	4,6	20,2	22,4
	1,7			42,5			35,8				
Basisfließerde (FW <sub>c</sub> )	0,1	0,3	2,9	2,9	5,3	23,0	17,5	9,8	7,2	31,5	0
	3,3			31,2			34,5				
Basisfließerde (FW <sub>b</sub> )	0,3	0,8	3,8	2,6	3,2	24,5	16,8	10,3	6,6	31,2	0
	4,9			30,3			33,7				
Vorletzte Kaltzeit (B <sub>g</sub> -Horizont des (R/W-Bodens)	—	0,3	7,4	6,5	5,0	10,4	8,6	7,4	7,7	46,5	0
	7,7			21,9			23,7				

Durch eine Sedimentationslücke, oder noch wahrscheinlicher durch eine Abtragsdiskordanz davon getrennt, liegt unter dieser Folge der Rest eines weiteren Interglazialbodens auf Schotter, der durch seine limonitschwartenartigen Eisenaussfällungen typologisch einen Grundwasserboden anzeigt (entsprechende Beobachtungen auf der wohl gleichaltrigen Terrasse südlich Sünching im Tal der Großen Laber).

Die Talgeschichte dieses alten Donaulaufes im Wellheimer Trockental wurde durch H. GRAUL (1943) eingehend untersucht. Demnach gehört der das Profil unten abschließende Schotterrest in eine ältere Rißeiszeit und der untere interglaziale Boden in der Ziegelei von Mauern liegt zwischen einer Altriß- und einer Jungriß-Eiszeit (AR u. JR). Von E. SCHÜTRUMPF (1951) wurden außerdem die geologischen und pollenanalytischen Verhältnisse in der Aue des Wellheimer Trockentales (Treidelheimer Bach) untersucht. Dort liegt unten Schotter, darüber Waldtorf mit Übergang zu Tundra (mit einer schwachen Wärmeoszillation = entsprechend R/W<sub>b3</sub>). Darüber folgen grauer Ton und schließlich Löß. Damit kann der Ablauf des jüngeren Pleistozäns bei Mauern rekonstruiert werden (I = Ziegelei Mauern, II = Talaue):

Altriß: I: Schotterakkumulation

AR/JR-Interglazial:

Donauanzapfung (H. GRAUL 1943), II: geringe Ausräumung im Wellheimer Tal, I: Limonitschwarten-Aueboden

JR: Rennertshofener - Steppberger - Hochterrasse (entsprechend Rainer-HT — H. GRAUL 1943), I: schwacher Abtrag, anschließend Lehmlagerung (Auelehm, aus dem Trockental stammend?, oder Solifluktionslehm)

R/W-Interglazial:

a: II: Weitere Ausräumung des Tales bei Mauern (durch Treidelheimer Bach?) oder derzeit nicht nachweisbare Bodenbildung

I: Braunerdebildung

b: II: Vermoorung, I: Oberflächenvernässung (in beiden geringe Wärmeschwankung nachweisbar?)

W: I und II: Basisfließerde, darüber Löß.

Demnach liegt bei Mauern folgende Großgliederung vor:

Postglazialer Boden

würmeiszeitlicher Löß und Fließerde.

Interglazialer Boden (R/W)

Jungrißeiszeitlicher Lehm

Interglazialer Boden

Altrißeiszeitlicher Schotter.

Profile, bei denen zwei interglaziale Böden über altrißeiszeitlichem Schotter liegen, sind sehr selten, weil mit höherem Alter die Lückenhaftigkeit der Überlieferung zunimmt. Lediglich in der Ziegelei von Köfering bei Regensburg kommt ein entsprechendes weiteres Profil vor (vgl. I. Teil). Dort läßt sich der Hochterrassenschotter des Altriß entlang dem Donautal bis über die Einmündung der Isar hinab verfolgen. Dieser Schotter liegt etwa 10 m über dem Niveau des

jungrißeiszeitlichen Hochterrassenschotters, der — in zahlreichen Gruben erschlossen — nur einen interglazialen Boden und darüber allein die kennzeichnende würmeiszeitliche Folge trägt.

Daneben gibt es entlang dem Donautal noch einen weiteren Schotter, der wesentlich höher als der Altrißschotter liegt und der deshalb und wegen seines starken Verwitterungsgrades zum Deckenschotter gestellt wird:

Deckenschotter bei Münichshöfen (Schotterunterkante rd. 360 m):

- 20 cm Humushaltiger, stark kiesiger, dunkelbrauner, sandiger Lehm
- bis 50 cm Braunroter, sandig-lehmiger (bis 5 cm  $\phi$ ) bis sandig-kiesiger Lehm mit dezimeterdicken Manganbändern
- bis 70 cm Grau und braun gebänderter Ton mit zentimeterdicken Manganbändern und mit Grobsandlagen

Tertiär: 500 cm grauer Feinsand, oben mit zentimeterdicken Eisenbändern, an Obergrenze periglaziale (?) Stauchungserscheinungen.

Selbst wenn dieser Schotterrest ungelagert sein sollte, so zeigt er doch eine intensive Verwitterung, wie sie den jüngeren Schottern in diesem Gebiet fehlt.

Auf Grund dieser Befunde wird hier eine Untergliederung der Rißeiszeit in zwei durch ein Interglazial getrennte Eiszeiten (Alt- und Jungriß) vertreten. Diese beiden Kaltzeiten dürften dem Alt- und Mittelriß von H. GRAUL (1952) entsprechen. Hinweise auf ein Jungriß im Sinne von H. GRAUL (also auf einen dritten nur lokal im Rheingletschergebiet ausgebildeten Abschnitt) haben sich bei meinen bodenkundlichen Untersuchungen nicht finden lassen. Die von H. GRAUL (1952) angegebenen Kriterien hinsichtlich der Bodenunterschiede zwischen seiner Mittel- und Jungrißterrasse lassen sich m. E. auch durch eine ähnliche Altersbeziehung der Terrassen erklären wie sie für das Hauptniveau der jungmoränennahen Niederterrasse und den jüngeren, bei Eisrückgang entstandenen Schotterflächen gilt (s. I. Teil). Nach den bisherigen Erkenntnissen ist es außerdem sehr unwahrscheinlich, daß dieses Jungriß (im Sinne von H. GRAUL) einer frühesten Kältespitze der Würmeiszeit (FW<sub>b</sub>) entspricht.

### 1. Die Jungrißeiszeit

Ein sehr wichtiges, heute leider stark verfallenes Lößprofil liegt im Süden der Stadt Regensburg am Unterislinger Weg:

Löß

Humose Zone

Löß, mit Schädel von Moschusochsen und Steinwerkzeugen  
(Micoquien nach L. ZOTZ 1951).

Zeitlich kann es sich beim unteren Lößabschnitt nur um eine Ablagerung der Jungrißeiszeit handeln; denn die überlagernde humose Zone zeigt nach Schürfungen eine Ausbildung entsprechend der frühwürmeiszeitlichen Basisfließerde (der R/W-Boden wäre demnach zuvor abgetragen worden). Die Höhenlage (dem Niveau des oberen Hochterrassenschotters aufgesetzt) läßt eine noch frühere Einstufung nicht zu. Dieser Jungriß-Löß steht damit neben gleichartigen Lößresten im Profil Strobel (s. unten) in Südbayern einzigartig da; denn sonst ist diese Eiszeit in Südbayern nur durch Lehme vertreten (Diluviallehm, stark verwitterter geringmächtiger Löß, Komponente im Decklehm). Diese Lehme zeigen

manchmal Andeutungen von Tundren-Naßböden, z. B. in Möding bei Landau (auch in Köfering, vgl. I. Teil):

#### Ziegelei Möding bei Landau/Isar:

Postglazialer Boden (Braunerde): 50 cm mächtig auf würmeiszeitlichem Löß:

bis 100 cm Graugelber, kalkreicher Löß, mit Schneckenschalen

Kryoturbationshorizont

bis 100 cm Brauner, eisenfleckiger Lößlehm mit Eisenmangankonkretionen (Basisfließerde)

bis 100 cm Gelblichgrauer Lößlehm, unten streifig angeordnete Eisenmangankonkretionen

Solifluktionsdiskordanz

R/W-Interglazial: pseudovergleyte Braunerde (geköpft) auf Jungrißlöß:

120 cm Rötlichbrauner Lößlehm, oben graue Verfärbungen entlang den Schwundrissen

bis 250 cm Hellgrauer Lößlehm, unten eisenfleckig (z. T. streifig) und mit Sandschmitzen  
(= durch Bodenfließen verzogener Tundrennaßboden)

Wellig verlaufende Diskordanz

bis 150 cm Grauer Lößlehm mit großen konzentrischschaligen Eisenröhren (= Tundren-Naßboden).

Indirekt läßt sich aber der Jungrißlöß, der inzwischen stark verwittert und z. T. auch verlagert ist, im Decklehm bzw. als Basisfließerde unter würmeiszeitlichem Löß im Altmoränenbereich Südbayerns sehr häufig nachweisen (z. B. in Hörlkofen — K. BRUNNACKER 1956 c). Diese Lehme müssen ursprünglich im äußeren Bereich der Altmoräne als Löß abgelagert worden sein, denn das Fehlen eines anderen angrenzenden Herkunftsgebietes schließt eine Zufuhr durch Bodenfließen von anderen, höher gelegenen Gebieten her aus.

Entweder gehört die unterlagernde Altmoräne in die Altrißeiszeit, dann liegt ein Interglazial zwischen ihr und dem Löß, oder es handelt sich um Jungrißmoräne, die durch Eisrückzug freigelegt wurde und dabei, gegen Ende dieser Eiszeit, noch von einer schwachen Lößauflagerung eingedeckt wurde.

Es liegt in Südbayern damit die merkwürdige Situation vor, daß — wenn auch verwittert — Jungrißlöß sich in weiterer Verbreitung im Altmoränenbereich findet, sonst aber bis auf Spuren fehlt (im trockenen Regensburger Raum). Auch die Naßböden, von denen H. FREISING (1949) in Nordwürttemberg drei Stück in ihm (= Löß der vorletzten Kaltzeit) nachweisen konnte, sind nur in ganz wenigen Fällen, und ihrer Zahl nach keinesfalls vollständig erhalten. Demgegenüber kommt dieser Löß in Mainfranken und anscheinend auch in Nordwürttemberg viel häufiger als in Südbayern vor. Nachdem die Jungrißeiszeit demnach im periglazialen Südbayern überwiegend nur durch Fließerden vertreten ist, wurde ursprünglich daran gedacht, daß diese Eiszeit feuchter entwickelt war als die Würmeiszeit. Dem steht aber entgegen, daß sich die Spuren dieses Lößes einerseits in dem während der Würmeiszeit als relativ feucht erkannten Altmoränenbereich und dem gleichfalls feuchteren Mainfranken und Nordwürttemberg finden. Unwahrscheinlich ist eine Umkehrung dieser großräumigen Klimaverteilung während der Jungrißeiszeit. Andererseits zeigen die Profile im trockenen Niederösterreich großenteils ein Fehlen der hangenden Lagen des würmeiszeitlichen Lößes infolge Deflation während des Hochglazials oder Hemmung der Ablagerung (vgl. K. BRUNNACKER 1956 a). Außerdem besaß die Jungrißeiszeit den prinzipiellen gleichen Ablauf wie die Würmeiszeit, nämlich zuerst Fließerdebildung, dann Lößablagerung (H. FREISING 1949). Des-

halb wird diese Jungrißeiszeit heute nicht als feuchter, sondern in ihrem Höhepunkt trockener als die Würmeiszeit gedeutet, so daß die Deflationsfazies in dieser Eiszeit nicht allein auf Niederösterreich beschränkt blieb, sondern sogar noch auf die trockeneren Bereiche Südbayerns übergreifen konnte; denn auch die andere Ursache für großräumiges Fehlen von Löß, nämlich eine sehr starke Temperaturerniedrigung und damit wie bei zu großer Trockenheit mangelnde, den Lößstaub haltende Vegetation, muß hier ausscheiden (Löß auf Altmoräne).

Die Miquocien-Funde von Unterisling gehören demnach in die Jungrißeiszeit. In der Ziegelei Korbacher in Kitzingen (K. BRUNNACKER 1956 b, entsprechend in Estenfeld) liegt das Mousterien im beginnenden Frühglazial (FW<sub>a</sub>) der Würmeiszeit. Eine gesicherte Verbindung mit den z. T. sehr fundreichen Höhlensedimenten scheidet bis heute daran, daß diese Sedimente früher kaum Beachtung und Bearbeitung erfahren haben. Eine Ausnahme machen bisher lediglich die Profile in den Weinbergshöhlen von Mauern (L. ZOTZ 1955). Hinzu kommen einige auswertbare Angaben über die Höhlen des Lonetales durch R. WETZEL (1954). Grundsätzliches über die Bedingungen der Sedimentbildung in Höhlen wurde bereits an anderer Stelle gesagt (K. BRUNNACKER 1956 d). Es handelt sich nun darum, ein als interstadial oder interglazial diskutiertes geringmächtiges Lehmband zu deuten, das in den Höhlen immer wiederkehrt. Dieses Band schließt häufig, aber nicht immer, das Altpalaeolithikum im Hangenden ab. Dieser fundarme Lehm enthält nach R. WETZEL (1954) nur spärliche Knochenreste, die vielleicht zum Teil von oben her eingesunken sind. Eine ähnliche lehmreiche Lage mit kalter Fauna wurde in den Weinbergshöhlen zwischen dem Praesolutréen I und II durch L. ZOTZ (1955) gefunden und als interstadial gedeutet. Eine interglaziale Bodenbildung scheidet für dieses Lehmband aus, zumal auch bei unseren Kalksteinen heute die Lösungsverwitterung so gering ist, daß beispielsweise bisher die Bodenentwicklung auf Werkkalk des Malm-Beta nicht über die mullartige Rendzina hinausgehen konnte. Damit wird eine interstadiale Lösungsverwitterung als Ursache noch unwahrscheinlicher. Dieses Lehmband wird deshalb als Residualton einer Höhlenvereisung gedeutet, die unter Oszillationen abgelaufen ist und die damit zu einer Anreicherung toniger, mit den Oberflächenschmelzwässern und mit Schnee in Nähe des Höhleneinganges eingebrachter Trübe bzw. Staub geführt hat. Entsprechend den heutigen Eishöhlen im Gebirge ist eine solche Vereisung bei einem Jahresmittel von rd. 0° C möglich gewesen (G. ABEL 1953 a, 1953 b). Höhere Temperatur führte zum Abschmelzen, niedrigere zur vollständigen Vereisung. Zeitlich waren diese Bedingungen zu Beginn der Würmeiszeit gegeben (etwa gegen Ende des FW<sub>a</sub>), z. T. vollständiger Verschluss im FW<sub>b</sub> und Abschmelzen im FW<sub>c</sub> oder z. T. auch später, je nach den örtlichen Gegebenheiten, die sich durch äußere Veränderungen, wie Vergrößerung des Einganges durch Abwitterung, verändert haben. Damit kommt man auch auf diesem Wege zu dem Ergebnis, daß das Altpalaeolithikum in die Würmeiszeit (= letzte Kaltzeit) hineingereicht hat. Das Praesolutréen II von Mauern scheint damit in das FW<sub>c</sub> zu gehören.

Ein Vergleich mit den Lößprofilen von Mähren, wo mit einer vollständigeren Feingliederung der Lößprofile als in Niederösterreich zu rechnen ist (K. BRUNNACKER 1956 a), zeigt ebenfalls, daß die in Bayern mögliche, auf bodenkundlicher Grundlage entwickelte Vollgliederung der Würmeiszeit zwanglos übertragen werden kann, wenn die als „Brauner Verwitterungshorizont“ bezeichneten Böden den als „schwach ausgebildete Braunerde“ bezeichneten Böden in Mähren gleichgesetzt werden und die in verschiedenartigem Sinne gebrauchten stratigraphischen Bezeichnungen sinngemäß angewendet werden, wobei allerdings auch unterschiedliche Deutungen innerhalb der einzelnen Profile Berücksichtigung finden müssen, so daß die folgende Gegenüberstellung nur das Grundsätzliche der Parallelisierung zeigen kann (vgl. PROŠEK & V. LOŽEK, 1955):

Bayern:	Mähren:
W <sub>II</sub>	W <sub>III</sub>
W <sub>I/II</sub>	W <sub>II/III</sub>
W <sub>I</sub>	W <sub>II</sub>
FW <sub>c</sub> (R/W <sub>bs</sub> —FW <sub>c</sub> ?)	W <sub>I/II</sub>
FW <sub>b</sub> }	W <sub>I</sub>
FW <sub>a</sub> } (R/W <sub>bs</sub> ?)	

R/W

Noch immer ist es damit aber nicht möglich, die Verbindung zu Niederösterreich herzustellen. Es wäre aber denkbar, daß hier wie in Mähren die „eiszeitliche Lößfazies“ früher eingesetzt hat als in Süddeutschland. Die wechselweise Ablagerung von Humus- und Lößzonen im Stillfrieder Bodenkomplex (J. FINK 1954) würde damit eine Folge autochthoner Humusbildung, der Abspülung infolge Entwaldung, der Solifluktion (infolge Dauerfrostboden), kombiniert mit erster Lößanwehung ( $FW_b$ ) darstellen. Dieser sehr labile Zustand hat vielleicht noch bis in das  $FW_c$  hinein angehalten, so daß der Boden „Stillfried B“, der in Niederösterreich normalerweise (wenn überhaupt) nur einmal im Löß auftritt, unserem  $W_{I/II}$ -Boden entspricht. Wenn auch diese Überlegungen bis zum Bekanntwerden weiterer Beobachtungen nur eine Diskussionsgrundlage bilden können, so sei dennoch eine vorläufige Parallelisierung versucht:

$W_{II}$	:	Löß
$W_{I/II}$	:	Stillfried B
$W_I$	:	Löß
$FW_c$	:	Humuszonen
$FW_b$	:	z. T. Löß, z. T. Abtrag
R/W	:	brauner Basisboden (Abtragsrest?)

Eine derartige Einstufung würde auch der Chronologie des Palaeolithikum Rechnung tragen ( $FW_c$ : jüngstes Palaeolithikum in Süddeutschland, in Niederösterreich Aurignacien — in den Humuszonen! —;  $W_{I/II}$ : Gravetien).

## 2. Die Altrißeiszeit

Über die Bodenentwicklung der Altrißeiszeit liegt bisher kein Beobachtungsmaterial vor. Es ist auch nicht zu erwarten, daß für diesen Zeitabschnitt jemals eine so eingehende Untersuchung in Bayern möglich sein wird wie für die Würmeiszeit. Jedoch zeigt der Gesamtverlauf der Eiszeiten immer wieder die gleichen Züge, nämlich Beginn mit relativ feucht-ozeanischem Klima und anschließend — unter Oszillationen — Wandel zu trockenkontinentalem Klima. Hierbei dürfte ein Zusammenhang mit der Ausdehnung der Gletschervorstöße bestanden haben; denn der über die Würmeiszeit hinausgehende Gletschervorstoß der Jungrißeiszeit hat eine vermutlich trockenere Bodenausbildung und damit Hemmung der Lößablagerung mit sich gebracht. Ähnliches darf auch für die Altrißeiszeit vermutet werden (vgl. H. GRAUL 1952).

## B. Das Mindel / Riß-Interglazial

Die Bedeutung der näheren Umgebung von Regensburg für die Geologie und Prähistorie verleihen diesem Bereich über Süddeutschlands Grenzen hinaus eine einmalige Stellung (vgl. L. ZOTZ 1954/55). Im Norden der Stadt Regensburg befindet sich zudem in der Ziegelei Strobel das reichhaltigste Periglazialprofil Bayerns. Dieses Profil gewinnt umso mehr Interesse, als in ihm noch Böden des Mittelpleistozäns erschlossen sind, die normalerweise sonst längst dem Abtrag zum Opfer gefallen sind.

### Ziegeleiprofil Strobel nördlich Regensburg (Aufnahme 1954—1956):

Postglazial: Braune Pararendzina auf würmeiszeitlichem Löß (Hanglage):

A	25 cm	Humushaltiger, graubrauner, schwach kalkhaltiger, schwach steiniger, krümeliger, feinsandiger Lehm
(B)	5 cm	Brauner, krümeliger, schwach kalkhaltiger, feinsandiger Lehm
C	100 cm	Gelblicher, kalkreicher Löß mit Schneckenschalen
	bis 50 cm	Brauner, z. T. körniger Lößlehm mit Kalk in Spuren (Basisfließerde)

R/W: Braunerde (geköpft) auf Löß über Fließerde der Jungrißzeit:

- |                  |       |   |
|------------------|-------|---|
| (B) <sub>1</sub> | 30 cm | Prismatischbrockiger, dunkelbrauner, feinsandiger Lehm mit säuliger Absonderung und schokoladebraunen Einwaschungen längs der Spalten   |
| (B) <sub>2</sub> | 50 cm | Brauner, feinsandiger Lehm, wie oben, entlang der Untergrenze kleine, z. T. plattige Lößkindel  |
| C                | 30 cm | Feinsandiger, kräftiger Lehm, sattbraun, körnig, einzelne Schneckenschalen, Kalk in Spuren, einzelne Gerölle (Fließerde, oben Lößreste) |

AR/JR: Sekundärer Pseudogley eine Braunerde überprägend, aus Diluviallehm des Altriß entstanden:

- |                 |        |  |
|-----------------|--------|--|
| A <sub>g</sub>  | 50 cm  | Grauer, feinsandiger Lehm, oben 5 cm dicke, an Holzkohlesplittern reiche Lage, im unteren Teil bis schussergroße Eisenmangankonkretionen, sonst stecknadelkopfgroß |
| AB <sub>g</sub> | 40 cm  | Grau und braun gefleckter, feinsandiger, kräftiger Lehm, prismatischbrockig  |
| B <sub>g</sub>  | 50 cm  | Rotbrauner, prismatischbrockiger, feinsandig-kräftiger Lehm, schwarze Manganbestege entlang der Spalten  |
| C               | 300 cm | Brauner, schwach feinsandiger, kräftiger Lehm, z. T. körnig, mit einzelnen Geröllen  |

Pseudogley (II. Ordnung) auf Lehm:

- |                |       |   |
|----------------|-------|---|
| A <sub>g</sub> | 60 cm | Gelbgrauer, grau- und eisenfleckiger, feinsandiger, kräftiger Lehm, mit stecknadelkopfgroßen Eisenmangankonkretionen            |
| C <sub>g</sub> | 50 cm | Schokoladebrauner Lehm mit einzelnen Geröllen, unten z. T. körnig, einzelne senkrechte Risse, Manganbestege entlang der Spalten |
|                | 50 cm | Brauner, kräftiger Lehm   |
|                | 80 cm | Gelbgrauer Lehm   |

Pseudogley (I. Ordnung) auf Lehm (geköpft):

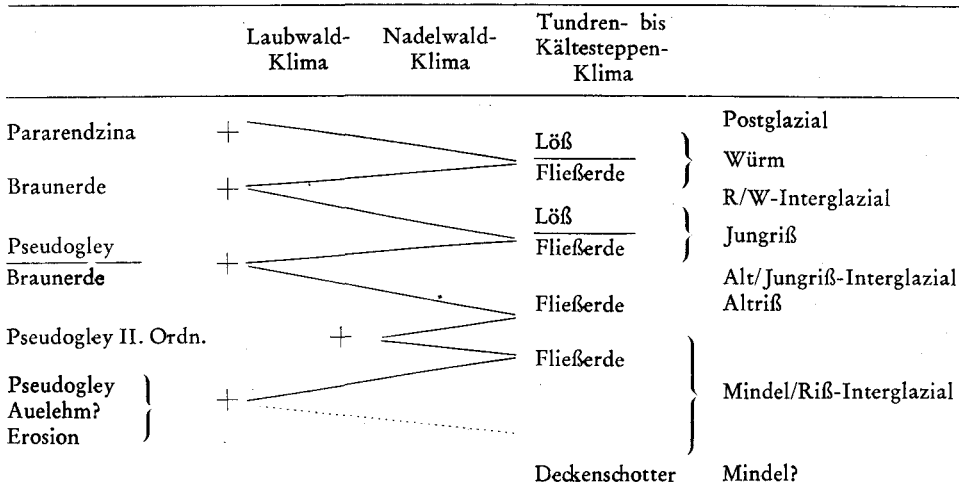
- |                |        |  |
|----------------|--------|--|
| A <sub>g</sub> | 10 cm  | Dicke Packung aus bis schussergroßen Eisenmangankonkretionen (selektive Lesedecke) |
| g              | 100 cm | Grau und braun gefleckter Lehm mit einzelnen Geröllen                              |
| C <sub>g</sub> | 150 cm | Grauer, braun gefleckter, sandig-toniger Lehm mit Geröllen                         |
| Tertiär:       | 350 cm | Grauer Ton, oben gelbfleckig.  |

Dieses Profil zeigt von oben nach unten folgende Böden: Der heutige Oberflächenboden ist eine Pararendzina, die entsprechend den Beobachtungen in anderen Gebieten aus einer Braunerde infolge Entwaldung und der dadurch ausgelösten Erosion entstanden ist. Sie liegt auf würmeiszeitlichem Löß. Darunter folgt infolge Hanglage frühglazial geköpft Braunerde. Diese vertritt das R/W-Interglazial. Die nächsttiefere Bodenbildung ist auf Diluviallehm entstanden. Es handelt sich um einen Pseudogley, dem (begünstigt durch das relativ trockene Regensburger Klima und eine Lage an einem Hang) eine Braunerdephase vorausgegangen ist. Das Altriß/Jungriß-Interglazial wird dadurch vertreten.

Darunter sind noch zwei weitere Böden zu erkennen. Der untere davon, ein mächtig entwickelter Pseudogley, hat sicherlich Bildungsumstände erlebt, die denen eines Interglazials entsprechen. Der obere Pseudogley dagegen zeigt eine Ausbildung wie der R/W<sub>b<sub>3</sub></sub>-Boden in Amberg. Gegen seine Deutung als Bildung auf einem lokalen interglazialen Hangrutsch spricht die Packung von Konkretionen über dem unteren Boden, die auf eine mechanische Anreicherung, d. h.

Abspülung der feineren Bodenbestandteile, also Entwaldung, zurückgeht. Es muß sich damit um einen ähnlichen, jedoch noch etwas ausgeprägteren klimatischen Einschnitt handeln als er vom Ende des R/W-Interglazials (R/W<sub>b9</sub>) erwähnt wurde, denn dieses Profil liegt im trockensten und wärmsten Bereich Südbayerns. Es muß damit zwischen diesem Boden und dem darunterliegenden eine echte Eiszeit (Definition: Entwaldung der klimagünstigsten Bereiche Süddeutschlands) gelegen haben. Andererseits kann dieser obere Boden kein volles Interglazial vertreten, da er — wie in Amberg ausgebildet — keinen zur Braunerdebildung geeigneten Zeitabschnitt, sondern lediglich einen überwiegend nassen Abschnitt mit Nadelwald vertritt.

Das Profil in der Ziegelei Strobel zeigt zusammengefaßt folgenden Ablauf:



Der Deckenschotter steht südlich Regensburg etwa in 370—380 m Seehöhe an. Die Untergrenze des Ziegeleiprofiles Strobel liegt dagegen bei 355 m. Die Obergrenze des altrißeiszeitlichen Hochterrassenschotters liegt bei Köfering in rd. 340 m Höhe. Wenn auch zur Frage tektonischer Verstellungen vorläufig kein Urteil abgegeben werden kann, so spricht doch alles dafür, daß die Ablagerungsfolge im Profil Strobel jünger ist als der Deckenschotter. Andererseits lassen sich aber die beiden letzten Interglazialböden in Verbindung mit den beiden Donauhochterrassen bringen. Dies bedeutet, daß das „große“ Interglazial zwischen Mindel und Riß durch einige Schwankungen untergegliedert war, die sich bisher kaum fassen lassen. Andererseits fehlen, abgesehen vielleicht vom Laerberg bei Wien (H. KÜPPER 1955), bodenkundliche Hinweise für eine derartige Untergliederung des großen Interglazials. Soweit es sich um den das Mindel/Riß-Interglazial im hangenden abschließenden Boden handelt, ist es möglich, daß dieser nach W zu regional gesehen, bereits durch Fließerden infolge einer dort etwas früher einsetzenden Entwaldung vertreten wird. Der zwischen den beiden Böden des Mindel/Riß-Interglazials liegende Lehm vertritt eine Eiszeit. Dieser Lehm gibt keinerlei Hinweise darauf, ob er eine sehr große Eiszeit, ähnlich den Rißeiszeiten oder nur eine ganz kleine Schwankung, bei der die Entwicklung nicht einmal bis zur Lößverwehung gegangen ist, widerspiegelt. Gegen eine größere Eiszeit spricht das Fehlen von zeitlich dazugehörigen großen Terrassen-

flächen und ein entsprechend weiter Gletschervorstoß. Man muß daraus den Schluß ableiten, daß das Mindel/Riß-Interglazial durch einige kleinere Klimaschwankungen untergliedert war, die wegen der geringen Ausdehnung der Eisvorstöße bisher nicht näher faßbar sind (vgl. H. GRAUL 1955). Es darf mit mehreren solchen kleinen Schwankungen gerechnet werden, da zwischen der Ablagerung des Deckenschotters (südlich Regensburg) und dem Sedimentationsbeginn bzw. dem Beginn der Bodenbildung (unterer Pseudogley) im Profil Strobel noch eine Zeit mit erheblichen Erosionswirkungen liegt.

### C. Der großklimatische Ablauf des mittleren und jüngeren Pleistozäns

Im Ablauf einer Eiszeit, die mit der klimatisch bedingten Entwaldung einsetzt, lassen sich bei Beschränkung auf eine Landschaft verschiedene Ausprägungsgrade erkennen: Bodenfließen, anschließend Lößablagerung, bei stärkster Ausprägung sogar Deflation. Ausgehend vom niederbayerischen Donaauraum nimmt die Würmeiszeit eine Mittelstellung ein; denn bei ihr geht die Entwicklung bis zur Lößablagerung. Die Rißeiszeiten dagegen haben eine Entwicklung bis zur Deflation durchlaufen. Die kleine kalte Schwankung gegen Ende des großen Interglazials im Profil Strobel ging jedoch nur bis zum Bodenfließen.

Auch innerhalb der Interglaziale lassen sich Unterschiede erkennen. Gegenüber dem Postglazial war das R/W-Interglazial während seines Klimaoptimums mit Laubwald etwas trockener und das AR/JR-Interglazial anscheinend etwas feuchter ausgebildet. Der Ausgang eines Interglazials dagegen ist jeweils durch eine stärkere Neigung zur Oberflächenvernässung — also feuchtes und kühles Klima — gekennzeichnet. Im ausgehenden Mindel/Riß-Interglazial kommt daneben noch eine kleinere wärmere Klimaschwankung vor (Nadelwald, kühlfeucht), die keinen interglazialen Charakter erreicht, sondern nur eine Oszillation in etwas deutlicherer Ausprägung darstellt, wie sie vom Ausgang des R/W-Interglazials in Amberg erwähnt wurde. Diese kleine, wärmere Schwankung und die davor liegende kleine Eiszeit leiten vom großen Interglazial, das insgesamt anscheinend einen etwas wärmeren Charakter besessen hat, zu den Rißeiszeiten mit ihren weiten Gletschervorstößen über. Eine ähnliche Verbindung zwischen großem Interglazial und den großen Donauseiszeiten stellten anscheinend die Günz- und Mindelzeit mit ihren weniger weiten Vorstößen her. Andererseits müßte damit auch erwartet werden, daß vor den großen Donauseiszeitvorstößen einige kleinere, einleitende Schwankungen gelegen haben.

## Zusammenfassung

### I. Teil

Die zeitliche und räumliche Differenzierung der jungpleistozänen Bodenentwicklung in Bayern wird besprochen und mit anderen Gebieten verglichen:

1. Das Riß/Würm-Interglazial war die letzte Warmzeit mit einem dem heutigen Klima etwa entsprechenden Charakter.

2. Die Würmeiszeit war die letzte Kaltzeit. Sie wurde bereits im ausgehenden R/W-Interglazial (R/W<sub>b</sub>) durch die Verschiebung der Klima-, Vegetations- und damit auch der Bodenzonen eingeleitet.

3. Die Würmeiszeit wird in Früh-, Hoch- und Spätglazial gegliedert (FW, W und SpW). Jeder dieser Abschnitte ist mehrfach unterzugliedern. Insgesamt

ging die Bodenentwicklung von Feucht zu Trocken (ozeanisch zu kontinental), wobei die Abschnitte FW<sub>a</sub>, FW<sub>c</sub>, W<sub>I/II</sub> und SpW<sub>a</sub> relativ ozeanisch-feucht und die Abschnitte FW<sub>b</sub>, W<sub>I</sub>, W<sub>II</sub>, SpW<sub>b</sub> und wahrscheinlich SpW<sub>c</sub> relativ kontinental-trocken ausgebildet waren. In jeder der beiden Reihen ist eine Steigerung nach der trockenen Seite hin erkennbar. Diese Gliederung deckt sich weitgehend mit der von J. BÜDEL (1953).

4. Das Früh- und Hochglazial ist eine Fließerde-/Lößfolge, wobei die Fließerdefazies umso länger zeitlich anhält, je weiter die Profile vom SO Deutschlands nach W und N hin entfernt sind. Die relativ trockenen Abschnitte werden durch die Fließerdefazies (im FW<sub>b</sub>) und besonders die Lößfazies (im W<sub>I</sub> und W<sub>II</sub>) vertreten. Die feuchteren Abschnitte sind durch Bodenfließen gekennzeichnet. An dessen Stelle kann ein Tundren-Naßboden oder in klimagünstigeren Gegenden ein Brauner Verwitterungshorizont (= brauner Tundrenboden) vorkommen. Der letztere Boden ist mehr oder weniger stark entkalkt. Diese kaltklimatischen Böden haben in ihrem zeitlichen Ablauf manchmal einen Bodentypenwandel von einer etwas trockeneren Ausbildung zu einer feuchteren erlebt (z. B. Brauner Verwitterungshorizont überprägt von Tundren-Naßboden im W<sub>II</sub>).

5. Die Auswertung der Fließerde-/Lößprofile zeigt, daß bei den einzelnen Aufschlüssen die örtliche, durch die Geländelage bedingte Situation Berücksichtigung finden muß. In Südbayern läßt sich ferner eine Differenzierungsreihe von der trockenen Landschaft des Donautales zur feuchten des Altmoränengebietes mit zunehmender synsedimentärer Vergleyung nachweisen, ebenso in Mainfranken von Trocken zu Feucht, jedoch dort mit zunehmender Tendenz zum Bodenfließen. Ein Vergleich Südbayerns mit Mainfranken zeigt eine allgemein stärkere Bevorzugung Mainfrankens durch Bodenfließen. Darin kommt der Einfluß einer mehr ozeanischen Klimaprovinz in Mainfranken und eine unverhältnismäßig stärkere Temperaturminderung als in Südbayern zum Ausdruck.

6. Die Entwicklung des Spätglazials kann mit Hilfe eines Vergleiches der heutigen Böden auf der Niederterrasse und der beim Eisrückzug entstandenen Vorterrassen sowie des Lößes und des spätglazialen (älteren) Schwemmlößes gegliedert werden. Demnach war die Bodenbildung des beginnenden Spätglazials bei karbonatreichen Lockergesteinen ausschlaggebend für die Ausbildung des heutigen Bodentypes; denn im SpW<sub>a</sub> ist die Fazies des Braunen Verwitterungshorizontes mit seiner Entkalkung des Lößes und der starken Frostverwitterung mit Entkalkung der Schotter weitflächig aufgetreten.

7. Die Bodenbildung des Alleröd (oder Bölling?) war auf Flugsand ein Podsol. Hier liegt die entscheidende Zeitmarke für die Ausbildung der heutigen Böden auf nichtkarbonatischen Lockergesteinen (ältere Sandböden sind podsolisiert, Böden auf sandigem Substrat der Jüngeren Tundrenzeit bestehen aus wenig entwickelten Braunerden).

8. Die Jüngere Tundrenzeit war noch einmal durch relativ schwache Flugsandbildung gekennzeichnet, im feuchtesten Teil des Alpenvorlandes auch vereinzelt durch Bodenfließen und asymmetrische Tälchen. Insgesamt bedürfen aber die der Jüngeren Tundrenzeit zugeordneten Bildungen noch weiterer Untersuchung hinsichtlich der Alterstellung (noch älter?).

9. Die Zeitdauer der Würmeiszeit liegt der Bodenausbildung nach in der Größenordnung von rd. 25 000 Jahren. Das ältere Paläolithikum ging in der beginnenden Würmeiszeit zu Ende, das Jungpaläolithikum hat gegen Ende des Frühglazials eingesetzt. Der Waldelefant ist nur im R/W<sub>a</sub> aufgetreten.

10. Die Parallelisierung dieses Ablaufes mit dem Glazialgeschehen bereitet noch Schwierigkeiten. Das Ende der Lößbildung fällt in Süddeutschland mit dem Gletscherrückzug von den Jungendmoränen zusammen. Die frühglaziale Erosion ist jünger als die frühglaziale Basisfließerde. Die Haupterosionszeiten waren das FW<sub>e</sub> und das W<sub>III</sub>. Die Hauptaufschotterung der Niederterrasse hat im W<sub>II</sub> stattgefunden. Das SpW<sub>b</sub> könnte dem „Ammerseestadium“ ungefähr entsprechen.

Ein Gesamtüberblick ist in Abb. 11 enthalten (die relative Zeitdauer der einzelnen Horizonte ist nur angenähert: R/W<sub>b</sub> ist sicherlich länger und Spätglazial kürzer als angegeben).

## II. Teil

1. Bodenkundlich ist das Riß/Würm-Interglazial (letzte Warmzeit) auf einigermaßen basenhaltigen Gesteinen durch Braunerdebildung (Parabraunerde) gekennzeichnet (Abschnitt R/W<sub>a</sub>). Gegen Ende des Interglazials wurde die Braunerdebildung in dafür geeigneten Geländelagen infolge Oberflächenvernäsung bei kühlfeuchtem Klima durch Pseudovergleyung (Gleyartigkeit) abgelöst (Abschnitt R/W<sub>b</sub>). Gleichzeitig trat an die Stelle des hochinterglazialen Laubwaldes der Nadelwald. Gesteinsbedingt (z. B. Diluviallehm) oder regional bedingt (z. B. in Südbayern) hat die Pseudovergleyung — entsprechend der Ausbildung der rezenten Böden — teilweise schon früher eingesetzt. Eine kleinere Kälteoszillation deutet sich im ausgehenden R/W-Interglazial an.

Das Altriß/Jungriß-Interglazial (vorletzte Warmzeit) zeigte einen ähnlichen Ablauf.

2. Innerhalb der Eiszeiten lassen sich entsprechend dem Grade der Vergletscherung verschiedene Entwicklungsstufen unterscheiden, die nacheinander durchlaufen wurden, die aber auch jeweils den Höhepunkt einer Eiszeit darstellen konnten: Eine Eiszeit begann mit Bodenfließen, darauf folgte die Lößanwehung. Bei einer weiteren Steigerung dieser von ozeanisch-feucht zu kontinental-trocken gerichteten Entwicklung konnte es dann zu einer Hemmung der Lößanwehung bzw. zu einer Deflation infolge durch Trockenheit bedingten Vegetationsmangel kommen.

Eine Eiszeit mit einer Entwicklung nur bis zum Bodenfließen hat am Ausgang des Mindel/Riß-Interglazials gelegen. In der Würmeiszeit ging die Entwicklung bis zur Lößablagerung. In den Rißeiszeiten hat eine Steigerung bis zur Hemmung der Lößablagerung bzw. Deflation vorgelegen.

3. Die Beziehungen zwischen den großen eiszeitlichen Schottersträngen, den interglazialen Böden und den Fließerden und Löß zeigen, daß das Riß/Würm-Interglazial das letzte Interglazial (letzte Warmzeit) war. Ein weiteres Interglazial hat zwischen der Alt- und Jungrißeiszeit gelegen. Das Mindel/Riß-Interglazial war durch mehrere Schwankungen untergliedert, von denen sich gegen Ausgang des Interglazials eine kleine Eiszeit und eine Zeit mit Wiederbewaldung vom Typ eines ausgehenden Interglazials fassen lassen.

## Schrifttum

- ABEL, G.: Höhleneismessungen in den Jahren 1924—1953. — Mitt. d. Höhlenkommission Jg. 1953, S. 36—40, 1953. — [1953 a].
- Températures et formation de glace dans les Grottes du Salzbourg (Autriche). — Premier Congrès international de Spéléologie-Tome II — Section 2, S. 1—4, Paris 1953. — [1953 b].
- AMMON, L. v.: Die Gegend von München. München 1894.
- BLANCK, E.: Einführung in die genetische Bodenlehre. Göttingen 1949.
- BRANDTNER, F.: Über die relative Chronologie des jüngeren Pleistozäns Niederösterreichs. — *Archaeologia Austriaca*, 5, S. 101—113, Wien 1950.
- Jungpleistozäner Löß und fossile Böden in Niederösterreich. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 4/5, S. 49—82, Oehringen 1954.
- BRUNNACKER, K.: Die bodenkundlichen Verhältnisse der würmeiszeitlichen Schotterfluren im Illergebiet. — *Geologica Bavarica*, Nr. 18, S. 113—130, München 1953. — [1953 a].
- Der würmeiszeitliche Löß in Südbayern. — *Geologica Bavarica* Nr. 19, S. 258—265, München 1953. — [1953 b].
- Löß und diluviale Bodenbildungen in Südbayern. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 4/5, S. 83—86, Oehringen 1954. — [1954 a].
- Über fossile gleyartige Böden im bayerischen Löß. — *Z. Pflanzenern., Düngung u. Bodenkde.*, 65 (110), S. 103—107, Weinheim u. Berlin 1954. — ([1954 b].
- Würmeiszeitlicher Löß und fossile Böden in Mainfranken. — *Geologica Bavarica*, Nr. 25, S. 27—43, München 1955. — [1955 a].
- Die Böden der Terrassen und der Flugsande im Regnitztal. — *Geol. Bl. NO-Bayern*, 5, S. 71—77, Erlangen 1955. — [1955 b].
- Regionale Bodendifferenzierungen in Mitteleuropa während der Würmeiszeit. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 7, S. 43—48, Oehringen 1956. — [1956 a].
- Das Lößprofil von Kitzingen. Ein Beitrag zur Chronologie des Paläolithikums. — *Germania*, 34, S. 3—11, 1956. — [1956 b].
- Das Lößprofil von Hörlkofen/Obb. — *Neues Jb. Geol. Paläontol., Mh.*, 11, S. 424—433, Stuttgart 1956. — [1956 c].
- Die Höhlensedimente im Hohlen Stein bei Schambach. — *Geol. Bl. NO-Bayern*, 6, S. 21—32, Erlangen 1956. — [1956 d].
- Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000 Nr. 7142, Straßkirchen mit Erläuterungen. — München 1956. — [1956 e, ersch. 1957].
- Bodenkarte von Bayern 1 : 25 000 Nr. 7142 Straßkirchen mit Erläuterungen. — München 1956. — [1956 f, ersch. 1957].
- Über einige begrabene und nachrömerzeitliche Böden in Südbayern. — Manuskript. — [1956 g].
- BRUNNACKER, M. & BRUNNACKER, K.: Die Molluskenfauna einiger Lößprofile im Donautal. — *Geol. Bl. NO-Bayern*, 6, S. 91—106, Erlangen 1956.
- BÜDEL, J.: Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet. — *Geol. Rdsch.*, 34, S. 482—519, Stuttgart 1944.
- Die räumliche und zeitliche Gliederung des Eiszeitklimas. — *Naturwissenschaften*, 36, S. 105—112, S. 133—1139, Berlin 1949.
- Die Klimaphasen der Würmeiszeit. — *Die Naturwissenschaften*, 37, S. 438—449, Berlin 1950.
- Die „periglazial“-morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas auf der ganzen Erde. — *Erdkunde*, 7, S. 249—266, Bonn 1953.
- CHELIUS, C. & VOGEL, C.: Zur Gliederung des Löß. — *N. Jb. Mineral. usw.*, 1, S. 104—107, Stuttgart 1891.
- CLESSIN, S.: Die Conchylien des „Löß“ der Umgebung Regensburgs. — *Ber. Naturwiss. Ver.*, Jg. 1903—1904, S. 1—23, Regensburg 1904.
- CRAMER, H.: Eiszeitliches Stauchungsprofil an der Reichsautobahn bei Blech (Ofr.). — *Cbl. Mineral.*, Abt. B, S. 388—394, Stuttgart 1937.

- DEHM, R.: Ein Waldelefanten-Vorkommen in zwischeneiszeitlichen Ablagerungen am Alpenrand. — Bayer. Vorgesch. Bl., H. 14, S. 27—28, München 1937.
- DIJK, D. C. van: Forstliche Bodenkartierungen im Keupergebiet des Strombergs in Württemberg. — Mitt. geol. Abt. Württ. Statist. L.-Amt, **22**, Stuttgart 1951.
- FAULER, W.: Der Löss und Lösslehm des Schwarzwaldrandes zwischen Achern und Offenburg. — N. Jb. Mineral. usw., Beil.-Bd. **75**, Abt. B, S. 191—230, Stuttgart 1936.
- FAULER, W.: Das Deckschichtenprofil und das geologische Alter der Moustierstation von Waltherheim (Rheinessen). — Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **27**, S. 116—140, Stuttgart 1938.
- FEICHTMAIER, O., LEBLING, CL. & WEITHOFER, K. A.: Geologische Ausgabe Blatt Tölz 1 : 100 000 mit Erl., München 1923.
- FINK, J.: Die fossilen Böden im österreichischen Löss. — Quartär, **6**, S. 85—107, 1954.
- FIRBAS, F.: Waldgeschichte Mitteleuropas. Bd. I: Allgemeine Waldgeschichte. Jena 1949.
- FLOHN, H.: Allgemeine atmosphärische Zirkulation und Paläoklimatologie. — Geol. Rdsch., **40**, S. 153—178, Stuttgart 1952.
- FREISING, H.: Löss, Fließerden und Wanderschutt im nördlichen Württemberg. Diss. TH, Stuttgart 1949.
- Neue Ergebnisse der Lössforschung im nördlichen Württemberg. — Jh. geol. Abt. Württ. Statist. L.-Amt, **1**, S. 54—59, Stuttgart 1951.
  - Die Deckschichten der eiszeitlichen Flußkiese von Steinheim an der Murr (Landkreis Ludwigsburg). — Jh. geol. Abt. Württ. Statist. L.-Amt, **2**, S. 66—72, Stuttgart 1953.
  - Gibt es in Hessen drei Löss?. — Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **35**, S. 54—66, 1953, Stuttgart 1954.
- GRAUL, H.: Morphologie der Ingolstädter Ausräumungslandschaft. — Forsch. z. deutsch. Landeskd., **43**, 1943.
- Zur Gliederung der mittelpleistozänen Ablagerungen in Oberschwaben. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **2**, S. 133—146. Öhringen 1952.
  - Bemerkungen zu einer geologischen Übersichtskarte des Iller-Riß-Gebietes. — Z. deutsch. geol. Ges., **105**, S. 517—524, Hannover 1955.
- GRAUL, H. & GROSCHOFF, P.: Geologische und morphologische Betrachtungen zum Illerschwemmkegel bei Ulm. — 5. Ber. nat.forsch. Ges. Augsburg, 1952, S. 3—27, Augsburg 1952.
- GUENTHER, E. W.: Feinstratigraphische Studien IV. Feinstratigraphische Untersuchungen eines Lössprofils von Riegel am Kaiserstuhl. — N. Jb. Geol. u. Paläontol., Mh. 1953, S. 369—385, Stuttgart 1954. — [1954 a].
- Feinstratigraphische Untersuchung eines Lössprofils von Murr. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **4/5**, S. 147—157, Öhringen 1954. — [1954 b].
- HARASSOWITZ, H.: Studien über mittel- und südeuropäische Verwitterungsfragen. Klima- und Verwitterungsfragen 3. Teil. — Geol. Rdsch., **17 a** (Steinmann-Festschrift), S. 122—210, Berlin 1926.
- HOCK, A.: Beitrag zum Humusproblem in der Bodenkunde. — Jb. Reichsamt Bodenforsch. f. 1942, **63**, S. 296—320, Berlin 1943. — [1943 a].
- Bodenschätzungsübersichtskarte vom Regierungsbezirk Schwaben. — Blatt II. Reichsamt f. Bodenforsch., Zweigst. München, 1943. — [1943 b].
- HOLZER, H.: Ein Beitrag zur Frage nach der Herkunft des Lösses. — Z. Gletscherkd. u. Glazialgeologie, **2**, S. 80—90, Innsbruck 1952.
- KÄSS, W.: Chemische Untersuchungen im nordwürttembergischen Löss. — N. Jb. Geol. u. Paläontol., Mh., 1954, S. 249—255, Stuttgart 1955.
- KNAUER, J.: Geognostische Karte von Bayern 1 : 100 000 Teilbl. Landsberg mit Erl., München 1929.
- Geognostische Karte von Bayern 1 : 100 000 Teilbl. München—Starnberg mit Erl., München 1931.
  - Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt München 692 mit Erl., München 1938.
  - Über das Bühl-Stadium bzw. Ammersee- und Stephanskirchner Stadium im Inn- und Isargletscher-Gebiet Südbayerns. — Jb. Reichsamt f. Bodenforsch. f. 1942, **63**, S. 176—184, Berlin 1914.

- KOEHNE, W.: Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Gauting 712 mit Erl., München 1916. — [1916 a].
- Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Ampfing 675 mit Erl., München 1916. — [1916 b].
- Alter und Entstehung der Gesteine der Lößgruppe in Oberbayern. — Z. deutsch. geol. Ges., **73**, S. 69—76, Berlin 1921.
- Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Pasing 691 mit Erl., München 1922.
- KOHL, F.: Bodenkundliche Exkursion in die Umgebung von München. — *Geologica Bavarica*, Nr. 6, S. 167—183, München 1951.
- KRAUS, E.: Der Blutlehm auf der süddeutschen Niederterrasse als Rest des postglazialen Klimaoptimums. — *Geogn. Jh.*, **34**, S. 169—221, München 1922.
- KRAUSS, G.: in: V. MOOSMAYER: Zeil-Standort, Wald und Waldwirtschaft im Fürstl. Waldberg-Zeil'schen Forst. — *Mitt. Ver. f. Forstl. Standortkartierung*, **3**, Stuttgart 1953.
- KRUMBECK, L.: Löß und Lias auf dem Keil-Berg (östl. Regensburg). — *Z. deutsch. geol. Ges.*, **93**, S. 459—465, Berlin 1941.
- Das Quartär von Erlangen (Mittelfranken). — *N. Jb. Geol. u. Paläontol., Abh.*, **92**, S. 1—30, Stuttgart 1950.
- KUBIENA, W. I.: Entwicklungslehre des Bodens. Wien 1948.
- Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas. Stuttgart 1953.
- KÜPPER, H.: Exkursion im Wiener Becken südlich der Donau mit Ausblicken in den pannonischen Raum. Beiträge zur Pleistozänforschung in Österreich. — *Verh. Geol. Bundesanst., Sonderheft D*, S. 127—136, Wien 1955.
- LAATSCH, W.: Dynamik der deutschen Acker- und Waldböden. Leipzig 1938.
- LAIS, R.: Über den jüngeren Löß in Niederösterreich, Mähren und Böhmen. — *Ber. Naturforsch. Ges. Freiburg i. Br.*, **41**, S. 119—168, Freiburg 1951.
- Über den Löß von Unterwisternitz (Mähren). — *Palaeohistoria*, **II**, S. 135—170, Groningen 1954.
- LÖBER, H.: Zur Kenntnis der Lößvorkommen in Mittelfranken. Diss. Univ. Erlangen, Nürnberg 1932.
- MANIG, M.: Monatsmittel der Lufttemperatur in Deutschland für die Periode 1881—1940. Teil I. — *Mittl. Dt. Wetterdienst i. d. US-Zone*, Nr. 4, Bad Kissingen 1950.
- MÜCKENHAUSEN, E.: Über die Geschichte der Böden. — *Geol. Jb.*, **69**, S. 501—516, Hannover 1954.
- MÜLLER, R. H.: Über die Herkunft des Lösses im Rheinland und im südlichen Westfalen. — *Geol. Jb.*, **69**, S. 401—406, Hannover 1954.
- MÜNICHSDORFER, F.: Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Mühldorf 676 mit Erl., München 1921.
- Das geologische Querprofil von München. — *Geogn. Jh.*, **34**, S. 125—132, München 1922. — [1922 a].
- Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Neuötting 677, München 1922. — [1922 b].
- Der Löß als Bodenbildung. — *Geol. Rdsch.*, **17**, S. 321—332, Berlin 1926.
- Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Taufkirchen 699 mit Erl., München 1932. — [1932 a].
- Bayerns Boden. — Bd. I: Südbayern. München 1932. — [1932 b].
- OSTENDORFF, E.: Fossile Schwarzerden und Waldböden in Südwestdeutschland und ihre Bedeutung für die Diluvialgeschichte. — *Z. Pflanzenern., Düngung, Bodenkd.*, **65** (110), S. 62—80, Weinheim u. Berlin 1954.
- NATHAN, H.: Geologische Untersuchungen im Ries: Das Gebiet des Blattes Ederheim. — *Abh. Geol. Landesunters. a. Bayer. Oberbergamt*, H. 19, München 1935.
- PAUL, H. & RUOFF, S.: Pollenstatistische und stratigraphische Mooruntersuchungen im südlichen Bayern. I. Teil. — *XX. Ber. Bayer. Botan. Ges.*, München 1932.
- POSER, H.: Aeolische Ablagerungen und Klima des Spätglazials in Mittel- und Westeuropa. — *Die Naturwissenschaften*, **35**, S. 269—276, S. 307—312, Göttingen 1948.
- Die nördliche Lößgrenze in Mitteleuropa und das spätglaziale Klima. — *Eiszeitalter und Gegenwart*, **1**, S. 27—55, Oehringen 1951.

- PROŠEK, FR. & LOŽEK, V.: Vyzkum proasového profilu v Zamarovce u. Trenčina. — *Anthropozoikum* 4, S. 181—212, Prag 1955.
- PRIEHÄUSSER, G.: Die Eiszeit im Bayerischen Wald. — *Abh. Geol. Landesunters. a. Bayer. Oberbergamt*, H. 2, München 1930.
- Ortsfremde Gesteinsblöcke im diluvialen Schotter der Donaulandschaft bei Straubing. — *Geologica Bavarica*, Nr. 19, S. 281—196, München 1953.
- RATHJENS, C.: Asymmetrische Täler in den Niederterrassen des nördlichen Alpenvorlandes. — *Geologica Bavarica*, Nr. 14, S. 140—150, München 1952.
- REICH, H.: Zur Vegetationsentwicklung des Interglazials von Großweil. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 2, S. 108—111, Oehringen 1952.
- Reichsamt für Wetterdienst: Klimakunde des Deutschen Reiches. Bd. II. Berlin 1939.
- REIS, O. M.: Einzelheiten über Gesteinsarten, Schichtung und Aufbau des niederbayerischen Tertiärs rechts der Isar. — *Geogn. Jh.*, 31 u. 32, S. 93—118, München 1920.
- Über einzelne Beobachtungen im Diluvium der Umgebung von München. — *Geogn. Jh.*, 34, S. 143—168, München 1922.
- Über das Lößprofil und einen altsteinzeitlichen Fund im Löß bei Haßfurt. — *Geogn. Jh.*, 38, S. 279—286, München 1926.
- Über Dünenande, Sandlöße und Windschliffe in Franken. — *Geogn. Jh.*, 40, S. 151—157, München 1927.
- ROBINSON, G. W.: Die Böden. Ihre Entstehung, Zusammensetzung und Einteilung. — 3. Aufl., Berlin 1939.
- SCHAEFER, I.: Die Würmeiszeit im Alpenvorland zwischen Riß und Günz. — *Abh. Naturkde.-u. Tiergartenver. f. Schwaben*, H. 2, Augsburg 1940.
- Die diluviale Erosion und Akkumulation. — *Forsch. z. deutsch. Landeskd.*, 49, Landshut 1950.
- in: GRAUL, H., SCHAEFER, I. & WEIDENBACH, F.: Quartärgeologische Exkursion durch die Riß-Lechplatte. — *Geologica Bavarica*, Nr. 6, S. 91—117, München 1951.
- SCHAEFER, I. & GRAUL, H.: Zur Gliederung der Würmeiszeit im Illergebiet. — *Geologica Bavarica*, Nr. 18, München 1953.
- SCHMIDT, K. G.: Über bohnerzführendes Tertiär und Diluvium im Kraichgau. — *Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, N. F., 30, S. 48—91, Stuttgart 1941.
- SCHOENHALS, E.: Über einige wichtige Lößprofile und begrabene Böden im Rheingau. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, VI. Folge, S. 244—259, Wiesbaden 1950.
- Über fossile Böden im nichtvereisten Gebiet. — *Eiszeitalter und Gegenwart*, 1, S. 109—130, Oehringen 1951. — [1951 a].
- Fossile gleiartige Böden des Pleistocän im Usinger Becken und am Rand des Vogelsbergs. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, VI. Folge, S. 160—183, Wiesbaden 1951. — [1951 b].
- Gesetzmäßige Beziehungen zwischen Körnung und Kalkgehalt des Lößes und die Erkennung von Verwitterungszonen mit Hilfe der typischen Streubereiche. — *Geol. Jb.*, 66, S. 291—304, Hannover 1952.
- SCHRÖDER, R.: Die Conchylien des Münchner Gebiets vom Pleistocän bis zur Gegenwart. — *Nachbl. Dt. Malakozoolog. Ges.*, H. 3, 1915.
- SCHÜTRUMPF, E.: in A. BOHMERS: Die Höhlen von Mauern. Teil I: Kulturgeschichte der altsteinzeitlichen Besiedelung. — *Palaeohistoria*, 1, Groningen 1951.
- SCHWIND, J.: Mollusken aus dem Löß im Münchener Gebiet. — *Arch. Molluskenkde.*, 62, S. 334—340, 1927.
- STADLER, J.: Der Löß und sein Vorkommen um Passau. Passau 1916.
- STEEGER, A.: Diluviale Bodenfrosterscheinungen am Niederrhein. — *Geol. Rdsch.*, 34, S. 520—538, Stuttgart 1944.
- STEINMANN, G.: Über die Gliederung des Pleistocän im badischen Oberlande. — *Mitt. Großherz. Bad. Geol. L.-Amt*, 2, S. 743—791, Heidelberg 1893.
- TEDROW, J. C. F. & HILL, D. E.: Arctic brown soil. — *Soil. sci*, 80, S. 265—275, 1955.
- TILLMANN, H.: Geologisch-hydrologische Karte von München 1 : 50 000, Bayer. Geol. L.-Amt, München 1953.

- TROLL, C.: Die jungglazialen Schotterfluren im Umkreis der deutschen Alpen. — Forsch. z. Deutsch. Landeskd., **24**, 1926.
- Die jungeiszeitlichen Ablagerungen des Loisach-Vorlandes in Oberbayern. — Geol. Rdsch., **28**, S. 599—611, Stuttgart 1937.
  - Strukturböden, Solifluktion und Frostklimata der Erde. — Geol. Rdsch., **34**, S. 544—694, Stuttgart 1944.
  - Über Alter und Bildung von Talmäandern. — Erdkunde, **8**, S. 286—302, Bonn 1954.
- TRUSHEIM, F.: Zur Morphologie und Flußgeschichte des Mains im Tertiär und Diluvium. — Z. deutsch. geol. Ges., **87**, S. 603—607, Berlin 1935.
- WAGNER, W.: Die Diluvialaufschlüsse von Achenheim-Hangenbieten bei Straßburg. — Oberrhein. Geol. Abh., **11**, S. 4—16, 1940.
- WALTER, H.: Die Vegetation Osteuropas. 2. Aufl. Berlin 1943.
- WEIDENBACH, F.: Grundsätzliche Bemerkungen zur Ausdeutung eiszeitlicher Erscheinungen. — Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **28**, S. 99—108, Stuttgart 1939.
- Gedanken zur Lößfrage. — Eiszeitalter und Gegenwart, **2**, S. 25—36, Oehringen 1952.
- WEINBERGER, L.: Über glazifluviatile Schotter bei Mauerkirchen und deren Löße. — Geologica Bavarica, Nr. 19, S. 231—257, München 1953.
- Die Periglazial-Erscheinungen im österreichischen Teil des eiszeitlichen Salzach-Vorlandgletschers. — Götting. Geograph. Abh., **15**, S. 11—84, Göttingen 1954.
- WETZEL, R.: Quartärforschung im Lonetal. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **4/5**, S. 106—141, Öhringen 1954.
- WITTMANN, O.: Diluvialprofile mit periglazialen Erscheinungen bei Immenstadt. — Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **25**, S. 93—120, Stuttgart 1936. — [1936 a].
- Über das Diluvium der Lahrer Randhügelzone. — Mitt. Bad. L.-Amt, **11**, Freiburg 1936. — [1936 b].
  - Tektonik und diluviale Sedimentation im Oberrheintal. — Bad. Geol. Abh., **9**, S. 78—126, Karlsruhe 1938.
  - Diluvialprofile mit periglazialen Erscheinungen aus der näheren Umgebung von Dillingen an der Donau. — Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **29**, S. 56—78, Stuttgart 1940.
- ZOTZ, L.: Altsteinzeitkunde Mitteleuropas. Stuttgart 1951.
- Die Bedeutung des Regensburger Raumes für die Altsteinzeitforschung. — Acta Albertina Ratisbonensia, **21**, S. 70—75, Regensburg 1954/55.
  - Das Paläolithikum in den Weinberghöhlen bei Mauern. — Quartärbibliothek, **2**, Bonn 1955.

