

## Jungpleistozäner Löß und fossile Böden in Niederösterreich

Von Friedrich Brandtner, Wien. Mit 7 Abb.

**Zusammenfassung.** In Niederösterreich wurden bisher 82 durch fossile Böden gegliederte jungpleistozäne Lößprofile näher untersucht (Abb. 1). Hierbei konnte festgestellt werden, daß die einzelnen Lößablagerungen (Stockwerke) durch das Vorherrschen eines regional-lokal bedingten Staubanteiles sowohl in ihrer Zusammensetzung (Mineral- und Kalkgehalt, Korngrößenaufbau etc.) als auch durch ebensolche klimatische Unterschiede in ihrem Habitus schon primär voneinander differenziert sind.

Die Lössen im Gebiet östlich des Höhenzuges des Mannhartsberges (Weinviertel, Marchfeld, Wiener Becken), auf meist kalkreichem tertiärem Untergrund, standen zu allen jungpleistozänen Phasen unter dem Einfluß eines extrem kontinentalen Trockenklimas, während die Lößbildungen im Bereich der moldanubischen Masse westlich des Mannhartsberges, im Kamp-, Kremstal, Wachau und im Gebiet südlich der Donau um und östlich des Dunkelsteiner Waldes (südl. Tullner Becken) unter etwas niederschlagsreicheren Verhältnissen entstanden sein dürften. Daher hat hier auch die Erosion und infolge der stärkeren Durchfeuchtung insbesondere die Solifluktion ein größeres Ausmaß erreicht als im östlichen Teil Niederösterreichs. Diese regionalen Unterschiede lassen sich auch z. T. in einer schon primär verschieden gegebenen faziellen Ausprägung der fossilen Bodenbildungen erkennen und haben sich vor allem in der Erhaltung derselben bestimmend ausgewirkt.

Es konnten drei deutlich voneinander zu unterscheidende begrabene Landoberflächen festgestellt werden, deren älteste als **Krems er Bodenbildung** bezeichnet wurde. Die Entstehung dieses durch eine intensive und tiefgründige Verlehmung charakterisierten fossilen Bodens mit mächtigem rotbraunen bis ziegelroten B-Horizont ist nur unter Wald in einer ausgesprochenen Warmzeit unter Klimabedingungen, die ähnlich denen der heutigen Mittelmeerländer beschaffen gewesen sein mußten, denkbar. Dagegen konnten die beiden darüberfolgenden jüngeren Bodenbildungen nur unter weitaus gemäßigeren, mehr oder minder subglazialen Klimateinflüssen kontinentalen Charakters entstanden sein, d. h. in Wärmezeiten, in denen die Steppe herrschte. Die **Krems er Bodenbildung** ist damit als letzte echte Waldzeit aufzufassen, in der das letzte Klimaoptimum lag, das auch von dem des Postglazials nicht annähernd erreicht wurde. Diese Warmzeit umfaßte zweifellos einen ungleich längeren Zeitraum, als für die Entstehung der beiden jüngeren Bodenbildungen als notwendig angenommen werden kann und dürfte auch die Dauer des Postglazials bei weitem übertroffen haben. Sie kann somit und auch auf Grund ihrer eindeutigen morphologischen Position auf Hochterrassenschottern mit dem letzten Interglazial (Riß-Würm), d. h. mit der **E-Warmzeit** parallelisiert werden.

Die nächstjüngere Landoberfläche ist gekennzeichnet durch einen sehr viel schwächer ausgeprägten basalen Verlehmungshorizont (rotbrauner Steppenboden), der durch eine Kälteschwankung (Lößakkumulation) von der darüberliegenden Schwarzerdebildung — diese wiederum durch 2 Oszillationen mit vorherrschender Lößbildung dreigeteilt — getrennt wird (vgl. insbes. Abb. 2, Fig. 1, Abb. 4 und 6). Diese als **Fellabrüner Bodenbildungskomplex** bezeichnete Landoberfläche entstand unter sehr schwankenden, mäßig warmen kontinentalen Klimabedingungen und ist als erstes Interstadial der Würmvereisung aufzufassen. Der damit synonyme Begriff „Göttweiger Verlehmungszone“ ist, da der namengebende Aufschluß kein vollständig erhaltenes Profil zeigt, am besten zu eliminieren.

Der jüngste, nur sehr schwach ausgeprägte begrabene Boden, vorläufig als **Paudorfer Bodenbildung** bezeichnet, ist als Ausdruck einer gewiß nur ganz kurzfristigen Wärmezeit aufzufassen (Interstadial Würm II/III), die sich weder im Gletscherhaushalt noch terrassenmorphologisch deutlicher ausgewirkt haben konnte. Dieser subglaziale Steppenboden fiel wie das darüberliegende Lößstockwerk (W III) häufig der spät- und nacheiszeitlichen Denudation und Erosion zum Opfer und ist daher seltener anzutreffen als die beiden älteren Bodenbildungen.

In Niederösterreich konnte somit nach allen bisherigen Untersuchungsergebnissen eine Dreigliederung der Würmvereisung festgestellt werden, während sich morphologisch vorerst nur eine Zweiteilung derselben deutlich abzeichnet.

**Summary.** Up to now in Lower Austria 82 Upper Pleistocene loess sections with fossil soils were examined. It has been found out that the individual loess deposits

(layers) are already primarily differentiated in their lithologic character by prevailing dust contents due to regional and local conditions and by similar climatic differences in their general habitus.

The loess deposits in the area east of the Mannhartsberg (in the Weinviertel, Marchfeld, Wiener Becken), mostly lying on a calcareous tertiary basis, were formed by extreme continental and dry climates. The loess deposits in the vicinity of the granitic Moldanubian Mass west of the Mannhartsberg, in the Kamp- and Krems-Valley, in the Wachau and in the region south of the Danube, around and east of the Dunkelsteiner Wald (southern Tullner Becken), were formed under more moist climatic conditions. Therefore destructive activity of erosion and especially solifluction, attained a more dominating extent as in the eastern parts of Lower Austria and presented bad chances for the perfect preservation of fossil soils, which show, at least in part, also an already primarily multifarious facial appearance, due to the different regional conditions.

Three stratigraphic horizons of fossil soils could be distinguished. The oldest one has been called *Krems er Bodenbildung*. The development of the soil formation of Krems, characterized by an intensive deep weathering with a wide red-brown to brick-red B-horizon, is conceivable only beneath forest vegetation during a pronounced warm period. The climatic conditions seem to have been similar to those in the present Mediterranean countries. On the other side the two younger fossil soils must have been developed during mild and temperated, more or less subglacial and continental climatic conditions, that means in phases with predomination of steppe vegetation.

Therefore, the soil formation of Krems has to be regarded as the last true forest period, the last climatic maximum, which has not been attained by the Postglacial Optimum. This warm period doubtless lasted unequally longer as may be assumed for the two younger buried soils and, at all probability, it may have exceeded by far the duration of the Postglacial. Therefore, and by reason of its plain morphological position on the High Terrace the soil formation of Krems corresponds to the Last Interglacial (Riß-Würm), t.i. to the „E-Warmzeit“.

The next younger fossil soil is marked by a far less intensive weathering basic horizon (red-brown steppe soil) separated by a cold oscillation with accumulation of true eolian loess from the succeeding Chernozem formation, which, in turn, is divided into three distinct phases by two short oscillations with predominant deposition of loess. This buried surface called *Fellabrunner Bodenbildungskomplex*, developed under strongly fluctuating, moderately warm and continental climatic conditions and can be interpreted as the First Interstadial of the Würm Glaciation. The synonymous designation „Göttweiger Verlehmungszone“ should be eliminated, because this important stratigraphic horizon is not complete and not typical at the section from which its name is derived.

The youngest buried soil, preliminarily called *Paudorfer Bodenbildung*, characterized only by a scarcely recognizable slightly weathering, must be regarded as the expression of a very short temperated climatic phase (Interstadial W II/III). The effects of this mild intervall could not have been strong neither in the area of the glaciers (by retreat of those) nor with regards to the morphology of terraces. This subglacial steppe soil, as well as the following thin last loess layer (W III) often was replaced by Late- and Postglacial denudation and erosion and is therefore more rarely found as the two older buried soils.

All these results confirm the threefold division of the Last Glaciation, which, from the pedological standpoint, shows three separate glacial phases, interrupted by two Interstadials; but morphologically there is evidence of two phases of glacial aggradation only.

#### Inhalt: I. Einleitung

#### II. Der Löß und seine Eigenschaften

#### III. Die fossilen Böden, ihre Merkmale und Entstehungsbedingungen

#### IV. Stratigraphische Auswertung

#### Anmerkungen

#### Literaturhinweise

### I. Einleitung

Die in den letzten Jahren auf allen Gebieten der Quartärgeologie gesammelten Beobachtungstatsachen haben den früher oft mit unzureichenden Mitteln unternommenen Versuchen zu einer Gliederung des Pleistozäns neue Impulse

gegeben und rückten insbesondere die Frage der Abfolge der letzten Vergletscherungsperiode in den Vordergrund der Diskussionen. Eine genauere Kenntnis des Ablaufes der Würmvereisung liegt jedoch nicht allein im Interessengebiet der Quartärgeologie, sondern ist namentlich für die Urgeschichte, d. h. die Paläolithforschung, von grundsätzlicher Bedeutung und entscheidender Wichtigkeit. So ist es auch verständlich, daß gerade von Seiten dieser Forschungsdisziplin eine klare Würmgliederung, zumindest in relativchronologischer Hinsicht, stets gefordert wurde.

In Niederösterreich, einem Gebiet, das nicht nur mit zu den reichsten Fundprovinzen des jüngeren Paläolithikums zählt, sondern auch zu den, ich möchte sagen, klassischen Lößverbreitungsräumen gehört, war schon vor dem ersten Weltkrieg mit der Aufdeckung immer weiterer eiszeitlicher Freilandstationen die Forderung nach einer naturwissenschaftlichen Alterseinstufung derselben dringend geworden. Dieser Forderung konnte jedoch von Seiten der Geologie damals in keiner Weise befriedigend entsprochen werden, und das hatte zur Folge, daß sich die Paläolithforschung selbst einschaltete und sich im Zuge ihrer eigenen Feldarbeiten in erhöhtem Maße um die Lösung der Probleme bemühte. So kam es, daß sich J. BAYER, zweifellos ein Urgeschichtsforscher von Format und ungewöhnlich scharfer Beobachtungsgabe, aber ohne ausreichende geologische Schulung und ein notwendiges Maß an Selbstkritik, insbesondere der Lößstratigraphie widmete.

Eine Stratigraphie, fußend auf einem völlig verfehlten biglazialen System, einem einer vorgefaßten Meinung entsprungenen Schema, in das an sich richtige Beobachtungen förmlich hineingezwängt wurden, mußte notgedrungen zu Fehlinterpretationen führen. BAYER's allgemeinen Auffassungen wurde schon zu seinen Lebzeiten von verschiedenen Seiten her heftig widersprochen, was aber nicht daran hinderte, daß die von ihm geprägten Begriffe, insbesondere der Terminus „Göttweiger Verlehmungszone“, allgemeinen Eingang fanden und selbst bis zum heutigen Tage, wenn auch etwas modifiziert, zum festen Sprachschatz der Lößstratigraphie gehören.

Damit muß dieser in vieler Hinsicht sehr hellsichtige Urgeschichtsforscher, der jedenfalls als Erster den regionalen und stratigraphischen Wert fossiler Bodenbildungen an sich richtig erkannte und auch pedologisch zu deuten versuchte (1), als Begründer der Lößstratigraphie angesehen werden. G. GÖTZINGER hatte später die von BAYER gegebene Gliederung wohl um einige wesentliche Gesichtspunkte ergänzt, die „Göttweiger Verlehmungszone“ aber unverändert, und dies auch in ihrer zeitlichen Einstufung, übernommen. BAYER's unglückliche Parallelisierung dieser Bodenbildung, seiner „Aurignac-Schwankung“, mit dem Riß-Würm-Interglazial im Sinne PENCK's — was einzig durch die starre Aufrechterhaltung seines biglazialen Schemas zwingend war — erfuhr durch G. GÖTZINGER eine Übertragung in das 4-Stufen-System PENCK-BRÜCKNER's und damit eine scheinbare geologische Untermauerung.

Gegen die von GÖTZINGER vertretene Gliederung (2) und deren geologisch-morphologische Argumentation hatte schon GRAHMANN 1937 einige Bedenken geäußert, doch konnte eine Ergänzung bzw. Richtigstellung ganz offensichtlicher Beobachtungslücken und Fehlinterpretationen nur durch neue Untersuchungen erfolgen. Über das Ergebnis dieser z. T. gemeinsam mit J. FINK unternommenen Neuaufnahme der niederösterreichischen Lößprofile habe ich 1950 einen vorläufigen Bericht gegeben bzw. die von GÖTZINGER gegebenen Alterseinstufungen der fossilen Böden eingehender diskutiert, so daß sich hier eine weitschweifigere Wiederholung erübrigt, zumal zwischenzeitlich auch eine nachgelassene Arbeit von R. LAIS (1951) erschienen ist, die eine Anzahl weiterer Berichtigungen, aber

auch einige Flüchtigkeiten und Fehlschlüsse enthält. Es wird darauf, so weit dies notwendig erscheint, weiter unten noch zurückzukommen sein.

Im Folgenden soll ein Überblick über den gegenwärtigen Stand der Untersuchungen gegeben werden, die zwischenzeitlich in enger Zusammenarbeit mit J. FINK (3) fortgeführt wurden und eine sehr beträchtliche Erweiterung des Belegmaterials erbrachten, so daß heute bereits ein weitaus gesicherteres und vollständigeres Bild über den Ablauf bzw. eine Feingliederung des Jungpleistozäns des niederösterreichischen Periglazialraumes gegeben werden kann, als dies in meiner Arbeit 1950 möglich war.

Bevor aber zum eigentlichen Thema übergegangen werden soll, erscheint es notwendig, jenes Substrat näher ins Auge zu fassen, aus dem die zu besprechenden fossilen Bodenbildungen hervorgegangen sind, sowie einige grundsätzliche methodische Fragen kurz zu behandeln.

## II. Der Löß und seine Eigenschaften

Die äolische Entstehung des Lösses darf heute entgegen aller immer wieder vorgebrachten Einwände, wie solche z. B. noch 1946 von V. G. BONDARCHUK ins Treffen geführt wurden, als absolut gesichert gelten, was auch jüngst von H. HOLZER (1952) auf sedimentpetrographischem Wege erneut schlüssig bewiesen werden konnte. Diese Feststellung erfährt auch durch die Tatsache keinerlei Einschränkung, daß nicht immer primär gelagerter Löß vorliegt. Ganz abgesehen von sekundären Veränderungen, wie etwa Vergleyung oder gelegentliche fluviatile Umlagerung, Solifluktion usw., haben Höhenlage, Durchfeuchtung, insbesondere aber Neigung und Exposition zu allen Zeiten lokale Besonderheiten mehr oder minder stark hervortreten lassen und dem Löß einen multiformen Habitus verliehen. Von besonderer Bedeutung ist jedoch die geographische Lage, die eine mitunter beträchtliche regionale Unterschiedlichkeit des Lösses bedingt und schon primär keine uniforme Ausprägung zuließ, was freilich nur in den seltensten Fällen mit unbewaffnetem Auge wahrgenommen werden kann. Damit wird auch eine unmittelbare, d. h. direkte Parallelisierung der einzelnen Lößstockwerke, wenn diese räumlich weiter auseinander liegen, sehr erschwert, wenn nicht gar unmöglich gemacht.

Die namentlich in Lehrbüchern immer wieder behauptete Gleichartigkeit des Lösses, den eine ganz extreme Hypothese sogar als kosmischen Ursprunges oder doch wenigstens als das Produkt einer innigen Durchmischung in der Stratosphäre betrachtet, ist, jedenfalls was Niederösterreich betrifft, nicht gegeben. Gewiß ist der Anteil weittransportierten gleichartigen Materials besonders in der feinsten Staubfraktion groß, doch dominiert, wie die Untersuchungen ganz zweifelsfrei ergeben haben, der regional-lokale Anteil bei weitem. So kommt es, daß die Lösses östl. des Manhartsberges, im sogenannten Weinviertel, insbesondere im Hügelland um Hollabrunn, dort wo das unter dem Löß Anstehende von tertiären Kalkgesteinen und Mergeln gebildet wird, im allgemeinen einen durchschnittlich zwischen 20—30% liegenden, maximal aber bis über 40% reichenden Kalkgehalt aufweisen. Ebenso zeichnen sich auch im Wiener Becken die Lösses durch einen relativ hohen Kalkgehalt aus. In Gebieten jedoch, wo im wesentlichen tertiäre Dünen- und Wellsande oder sandige Schotter und Tegel das Liegende bilden, kann der Kalkgehalt einzelner Lößstockwerke bis auf die Hälfte des Normalwertes und darüber herabgedrückt sein. Der durchschnittliche Kalkgehalt ist also nicht nur gebietsweise sehr unterschiedlich, sondern kann auch örtlich bedingt in den Stockwerken eines Lößprofiles stark wechseln, wie z. B. im Profil von Schleinbach-Ulrichskirchen (vgl. Abb. 3, Fig. 2), wo sich der lie-

gende Löß durch einen geringen Kalkgehalt auszeichnet (maximal knapp über 10%), während die beiden oberen Lößstockwerke den für das Gebiet üblichen Wert von über 20% haben. Der Grund für diese Erscheinung liegt darin, daß während der ersten hier faßbaren Lößablagerungsperiode der damals überall oberflächlich anstehende tertiäre Dünensand — dieser wurde wohl während einer vorausgegangenen Erosionsphase bloßgelegt — z. T. aufgearbeitet und mit ferntransportiertem Lößstaub akkumuliert, schließlich aber zur Gänze wieder begraben wurde.

Dieses eine Beispiel möge hier genügen, um die Bedeutung der lokalen Bedingungen darzutun und zeigt gleichzeitig, daß ein bestimmtes Profil nicht für sich isoliert, sondern im Rahmen der regional-lokalen Verhältnisse gesehen werden muß, um es richtig deuten zu können. Das genannte Beispiel, aus einer Reihe vieler anderer herausgegriffen, lehrt aber auch, daß der Wechsel der Lößfazies u. a. als ein wichtiges Kriterium, vielleicht sogar als Beweis für einen längeren Unterbruch der Sedimentation, d. h. für ein eingeschaltetes Interglazial oder Interstadial aufgefaßt werden muß, auch wenn eine solche Wärmezeit nicht in Form eines fossilen Bodens im Profil erhalten sein sollte.

Doch nicht allein der Kalkgehalt ist es, der die Löss regional mehr oder minder stark differenziert erscheinen läßt, sondern auch der gebietsweise wechselnde Gehalt an Schwermineralien. Die Löss westlich und nördlich vom Höhenrücken des Manhartsberges, im sogenannten Waldviertel, die somit im unmittelbaren Bereich der moravischen und moldanubischen Masse liegen, weisen andere Komponenten als jene östlich derselben auf. Die Löss der „Horner Bucht“ und der Wachau zeigen ebenso wie die im Gebiet um den Dunkelsteiner Wald, hauptsächlich in der Schluff- und Feinsandfraktion, ein unverkennbares regional-lokal bedingtes Kolorit. Der Löß im tief eingeschnittenen Krems- und oberen Kamptal ist ganz besonders durch seinen relativ hohen Gehalt an feinst zerriebenem Gneis und Amphibolit charakterisiert und damit auch extrem kalkarm; er bleibt selbst mit seinen Maximalwerten meist unter 10% (vgl. hierzu das Teilprofil Kamegg, Abb. 3, Fig. 4).

Dieser starke, oft schon mit freiem Auge sichtbare Anteil an Urgesteinsmehl, besonders in den Basislössen des oberen Kamptales, drückt sich natürlich auch im Korngrößenaufbau aus, der ja noch viel mehr als Kalk- und Mineralgehalt von den unmittelbaren örtlichen Bedingungen abhängt. Der Schlämmanalyse kommt damit nur ein sehr beschränkter Aussagewert zu; sie ist überhaupt nur dann sinnvoll angewandt, wenn es sich um die Klärung bestimmter, rein örtlicher Belange handelt. Für die Beurteilung eines Verwitterungsvorganges, also für genetisch-paläopedologische Zwecke, ist die Schlämmanalyse in vielen Fällen nahezu wertlos und sogar irreführend.

Der prozentuelle Anteil der einzelnen Korngrößen schwankt selbst innerhalb eines einheitlichen Lößstockwerkes oft sehr beträchtlich, was ja insoferne leicht verständlich ist, da dies zur Gänze von den höchst veränderlichen Windstärken abhängt. Einmal kam feiner toniger Staub zur Ablagerung, wenige Zentimeter darüber konnten jedoch wieder etwas gröbere Fraktionen zum Absatz kommen und umgekehrt. Dieser Wechsel der Fraktionen ist besonders stark in Lößablagerungen enger Täler ausgeprägt, wo es häufig sogar zur Ausbildung richtiger Sandbänder kommen kann, wie dies kürzlich erst von SCHÖNHALS (1953) von Talrandlössen gezeigt wurde, kann aber auch stets in offener Landschaft beobachtet werden, wenn man sich die Mühe nimmt, Lupendiagramme aufzustellen. Es sind hier aber — das sei betont — nicht die mehr oder minder deutlich ausgeprägten Wechsellagerungen von Normal- und Sandlöß gemeint, sondern die relativ geringen Schwankungen des Korngrößenaufbaues, denn sie verhindern die exakte Erfas-

sung des Umfanges eines Verwitterungsvorganges vermittelt der Schlämmanalyse. Der Verwitterungsgrad drückt sich u. a. durch eine Korngrößenverringerng, d. h. in einer Abwanderung hauptsächlich aus dem Größenbereich des Feinschluffes in den des Tones aus. Da jedoch der primäre Korngrößenaufbau infolge der besagten Variabilität als unbekannt gelten muß, d. h. eine Feinkörnigkeit bzw. ein hoher Tongehalt des von der Bodenbildung erfaßten Lößpaketes schon zufällig primär gegeben sein kann und nicht die Folge des Bodenbildungsprozesses zu sein braucht, darf den Ergebnissen der Schlämmanalyse nicht jener unbedingte Aussagewert über den Grad des Verwitterungsvorganges zugemessen werden, wie dies häufig geschehen ist.

Die hier so kategorisch behauptete Unzuverlässigkeit, ja Unbrauchbarkeit der Schlämmanalyse hat jedoch noch einen weiteren Grund. Wie im Folgenden noch näher auszuführen sein wird, ist der Umfang der Entkalkung in den fossilen Böden auch innerhalb ein und desselben Bildungszeitraumes lokal etwas verschieden. Die sorgfältigen Untersuchungen J. FINK's — diesen soll hier aber nicht mehr als unbedingt nötig vorgegriffen werden — haben gezeigt, daß neben völlig entkalkten oder fast kalkfreien „Verlehmungszonen“ auch solche mit, wenn auch geringem, Kalkgehalt vorliegen, der verschiedenen Ursprungs sein kann. Es muß grundsätzlich zwischen einem primären Kalkanteil, d. h. „Restkalk“ und einem sekundären Anteil unterschieden werden, wobei natürlich auch die Art, d. h. Ausprägung, des Kalkes verschieden sein kann, worauf hier aber nicht näher eingegangen werden soll. Wichtig in diesem Zusammenhange ist lediglich die Feststellung, daß der in „Verlehmungszonen“ enthaltene Kalk sehr häufig in Form von Kalzitkristallen, und zwar in der Größenordnung der Schluff-Fraktion gegeben ist. In der Schlämmanalyse, ohne Vorbehandlung der Vergleichsproben, täuschen diese Kristalle natürlich einen Wert vor, der im unveränderten Löß von der entsprechenden Fraktion hauptsächlich des Quarzes gebildet wird. Da nur gleiches mit gleichem verglichen werden kann, ist daher eine Aufbereitung mit Salzsäure notwendig. Dieser Vorgang, gleichgültig in welcher Konzentration, und ob kalt oder warm angewandt, ruft jedoch Umwandlungen hervor, die zwischen Löß und „Verlehmungszone“ graduell verschieden sind und gerade jene Komponente besonders treffen, die für die Beurteilung der Verwitterungsintensität am wichtigsten ist, nämlich den Kolloidton.

Der Verlehmungsgrad einer fossilen Bodenbildung kann meist viel besser, neben den Kalkwerten sowie den Werten der Oxyde, an der Unterschiedlichkeit des Porenvolumens gegenüber dem des unverwitterten Liegendlösses ermittelt werden. Doch auch hierbei muß vor schematischer Auswertung gewarnt werden, da das Porenvolumen innerhalb eines Lößstockwerkes ebenfalls schon primär unterschiedlich gegeben sein kann. Neben der „Normalfazies“ des autochthon gelagerten Lösses, die sich durch absolute Ungeschichtetheit charakterisiert und von zahlreichen mit Kalk ausgekleideten Wurzelröhrchen wirr durchzogen und von Schneckenschalen durchsetzt ist, treten auch andere äolische Ausbildungen auf. Wie schon R. LAIS (1951, S. 124) ausführte, konnte durch ein lokales Fehlen der glazialen Rasendecke auch ein etwas dichter gelagerter Löß ohne Röhrchenstruktur gebildet worden sein, der dann von der Bodenbildung zufällig erfaßt worden war. Damit kann mitunter eine Verwitterungsintensität vorgetäuscht werden, die in Wirklichkeit aber nicht gegeben ist. Es sind hier also ähnliche Kriterien zu berücksichtigen, wie sie bei der Besprechung der Aussagefähigkeit von Werten der Schlämmanalyse bereits genannt wurden, d. h. für den Korngrößenaufbau zutreffen, von dem ja auch das Porenvolumen abhängt oder zumindest beeinflußt wird.

Daß fossile Bodenbildungen auf vergleytem Löß oder gar anderen Ablagerungen anders beurteilt werden müssen und nur bei direkt verfolgbarem Zusam-

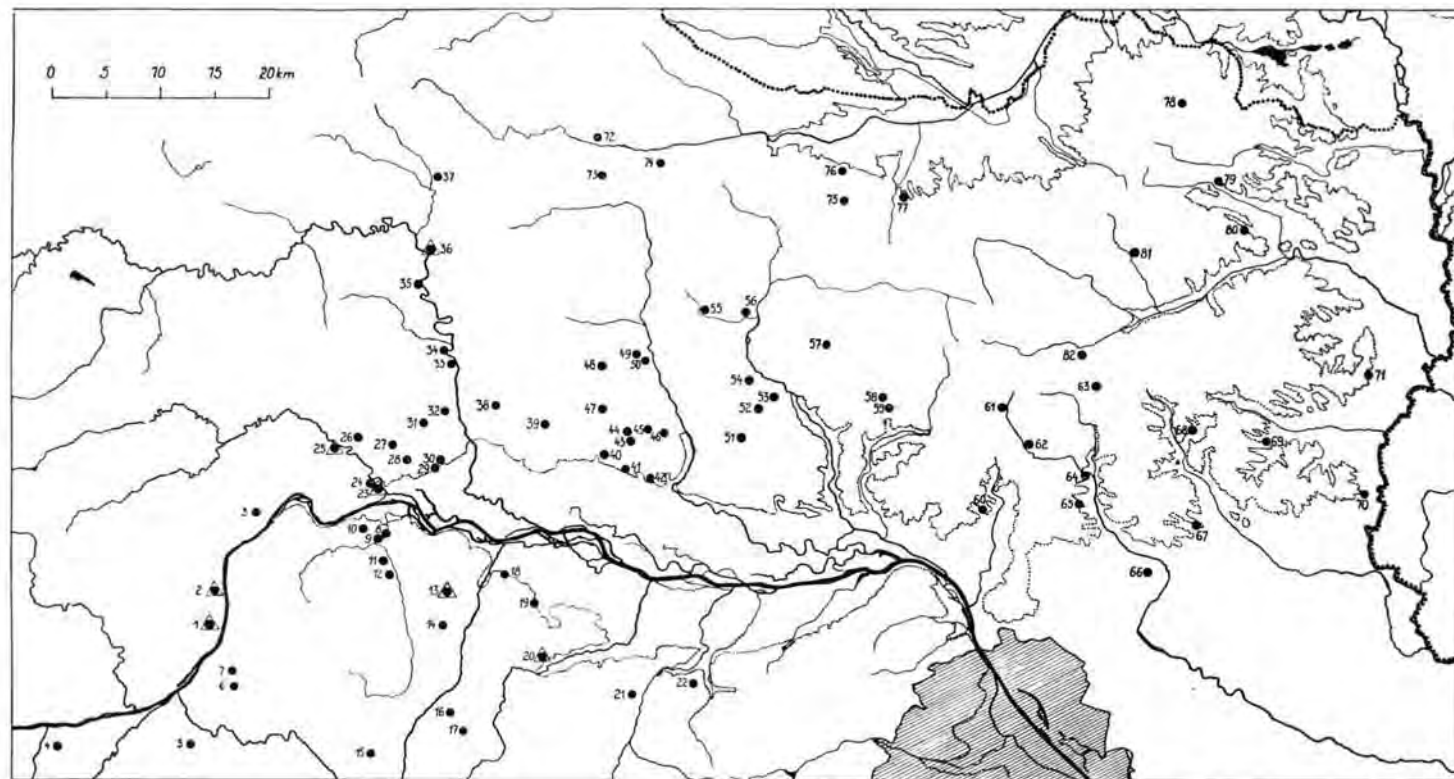
menhang stratigraphisch verwertbar sind, ist selbstverständlich und bedarf keiner weiteren Ausführung. Ihre Untersuchung ist aber deshalb nicht weniger aufschlußreich, denn sie lehren, wie ausschlaggebend ein oft nur wenig anders gartetes Muttergestein für ihre Ausprägung sein kann.

### III. Die fossilen Böden, ihre Merkmale und Entstehungsbedingungen

Die schon primär gegebene Verschiedenartigkeit des Lösses hinsichtlich seines Kalk- und Mineralgehaltes, Korngrößenaufbaues und Porenvolumens, d. h. Struktur, die, wie gezeigt wurde, z. T. regional oder lokal beobachtet werden kann, läßt schon von vornherein nicht erwarten, daß die daraus hervorgegangenen Böden völlig ident seien. Und dies um so weniger, als ihre Entstehung noch viel mehr als die Lößbildung von unterschiedlichen regional-lokalen Bedingungen abhängen mußte. Kann jede Lößbildungszeit wenigstens noch als eine im wesentlichen großräumig gleichgeartete Klimaphase mit ziemlich uniformen Vegetationsverhältnissen angenommen werden, so mußten in einer Warmzeit nicht nur jene schon genannten örtlichen Besonderheiten, also Höhenlage, Durchfeuchtung, Neigung und Exposition, die Bodenbildung in viel stärkerem Ausmaße beeinflussen haben, sondern darüber hinaus mußten sich auch die bedeutend differenzierteren Klimaverhältnisse und die sich daraus rekrutierende Pflanzenbedeckung bestimmend ausgewirkt haben. Es kann daher a priori angenommen werden, daß die während einer Warmzeit gebildeten Böden, ähnlich wie in der geologischen Gegenwart, durch keinen einheitlichen Bodentyp repräsentiert werden und daß auch jede Warmzeit, entsprechend der nur ihr eigenen Klima- und Vegetationsverhältnisse, durch bestimmte Bodentypen ausgezeichnet sein wird. So muß es daher möglich sein, die einzelnen Wärmezeiten auf Grund der spezifischen Eigenschaften der in ihnen gebildeten Böden auseinander zu halten.

Erst wenn diese Merkmale eindeutig feststehen, kann eine Reihung und Parallelisierung vorgenommen werden, d. h. eine stratigraphische Auswertung erfolgen. Deshalb sollen hier auch die pedologischen Unterscheidungsmerkmale der jungpleistozänen Böden (4) Niederösterreichs zuerst behandelt, d. h. als Basis für die stratigraphische Interpretation bzw. für eine Gliederung der Würmvereisung herangezogen werden.

Die in Zusammenarbeit mit J. FINK bisher durchgeführten Untersuchungen (5) haben (vgl. die Karte in Abb. 1), wie ich schon 1950 kurz skizzierte, eine Reihe von Bodenbildungen von z. T. sehr abweichendem Habitus erkennen lassen. Auch GÖTZINGER hatte, ebenso wie LAIS, einige Bodenbildungen oder, vielleicht besser gesagt, Leithorizonte unterschieden, aber für deren Parallelisierung keine schlüssigen Beweise erbracht. Beiden Autoren stand nur ein relativ geringes Beobachtungsmaterial zur Verfügung und jeder bemühte sich, von seiner Warte aus, die gefundenen Bodenbildungen in eine bereits mehr oder minder festgelegte subjektive Gliederung einzuordnen. Die fossilen Böden, d. h. ihre pedologischen Merkmale, wurden aber — leider auch bei LAIS — nur sehr cursorisch beschrieben und offensichtlich auch nicht näher studiert; jedenfalls muß festgestellt werden, daß sehr wesentliche Verwechslungen unterlaufen waren, die einer Richtigstellung bedürfen. Es ist hier jedoch nicht der Platz, um im Detail darauf einzugehen, und es kann hier auch nicht das Ergebnis aller bisherigen Untersuchungen an 82 Profilen wiedergegeben werden. Ich möchte mich daher auf einen allgemeinen Überblick beschränken, halte es aber für notwendig, einige „Standardprofile“ etwas ausführlicher zu behandeln, vor allem die sogenannte „Göttweiger Verlehmungszone“, die in der Tat nicht nur einen wichtigen Leithorizont, sondern auch die am häufigsten anzutreffende Bodenbildung darstellt.



Brandtner 1933

Abb. 1

Das niederösterreichische Untersuchungsgebiet. Die mit Nummern versehenen Punkte bezeichnen die bisher aufgenommenen, durch jungpleistozäne Bodenbildungen gegliederten Lößprofile. Die in ein Dreieck gesetzten Punkte bezeichnen Profile mit eingeschalteten jungpaläolithischen Kulturschichten. Die Landesgrenze zur CSR ist durch eine punktierte Linie gekennzeichnet; die feingepunktete Linie stellt die 200 m-Höhenlinie dar, die schraffierte Fläche das Stadtgebiet von Wien.



Der vielzitierte Aufschluß im Hohlweg von Furth-Göttweig zeigt, wie ich schon 1950 (S. 103) ausführte und wie auch von FREISING (1951) richtig erkannt wurde, keine komplett erhaltene Bodenbildung, sondern nur mehr den Rest einer solchen. Über einem rötlichbraunen „Lößlehm“ folgt zumeist mit etwa 1 m Mächtigkeit ein atypischer, graustichiger Schwemmlöß, dem stellenweise dünne Linsen eines dunkelbraunen humosen Materials eingelagert sind. Die obersten Partien der ehemaligen Bodenbildung wurden also zu Beginn der folgenden Lößbildungsphase erodiert und haben sich nur noch in spärlichen Resten erhalten. Die gleiche Ausprägung findet sich auch in einem Hohlweg bei Steinaweg und ist mit geringen Variationen in der gesamten näheren und weiteren Umgebung anzutreffen, worauf noch zurückzukommen sein wird.

Diesen Restboden von Furth-Göttweig als namengebend für einen wichtigen stratigraphischen Leithorizont zu wählen, war zumindest höchst unglücklich. Anders verhält es sich mit der sogenannten „Hollabrunner Humuszone“, die von GÖTZINGER ebenso wie von LAIS mit der „Göttweiger Verlehmungszone“ parallelisiert wurde, ohne aber für diese Koordinierung eine pedologische Beweisführung zu erbringen. Im Gegenteil, die von GÖTZINGER und insbesondere die von LAIS (S. 136ff.) gegebene Beschreibung des namengebenden Profiles läßt eine solche Parallelisierung für jeden Fernstehenden sogar höchst vage erscheinen. Damit haftet auch diesem von GÖTZINGER geprägten Terminus, abgesehen davon, daß dieser irreführend ist und den tatsächlichen Gegebenheiten in keiner Weise gerecht wird, ein schwerer Mangel an und ist zu eliminieren, obwohl die schöne und komplett ausgeprägte Bodenbildung im Ziegeleiaufschluß von Ober-Fellabrunn, 5,5 km westlich von Hollabrunn (in Abb. 1 mit Nr. 55 eingetragen) durchaus geeignet ist, als Leithorizont zu gelten. Das Profil von Ober-Fellabrunn hätte zu einer klaren Parallelisierung führen müssen, wenn hier nicht geradezu Be-

Die bisher untersuchten Lößprofile (Stand 1953), regional geordnet nach der Eintragung in der Karte Abb. 1:

1 Aggsbach	29	Gedersdorf	57	Porrau
2 Willendorf	30	Gedersdorf	58	Groß-Mugl
3 Joching	31	Langenlois	59	Roseldorf
4 Erlauf	32	Langenlois	60	Rückersdorf
5 Roggendorf	33	Schönberg	61	Wetzleinsdorf
6 Schönbühel	34	Stiefern	62	Weinsteig
7 Berging	35	Buchberg	63	Neubau
8 Furth-Göttweig	36	Kamegg	64	Unter-Olberndorf
9 Steinaweg	37	Horn	65	Schleinbach-Ulrichskirchen
10 Baumgarten	38	Straß	66	Groß-Engersdorf
11 Paudorf	39	Gösing	67	Auersthal
12 Hörfarth	40	Engelmansbrunn	68	Klein-Harras
13 Getzersdorf	41	Kirchberg a. Wagram	69	Spannberg
14 Wielandsthal	42	Unter-Stockstall	70	Stillfried
15 St. Pölten	43	Ober-Stockstall	71	Jedenspeigen
16 Pottenbrunn	44	Ottenthal	72	Pulkau
17 Zwischenbrunn	45	Ruppersthal	73	Röschitz
18 Stollhofen	46	Ruppersthal	74	Zellerndorf
19 Thallern	47	Groß-Riedenthal	75	Klein-Weikersdorf
20 Langmannersdorf	48	Ebersbrunn	76	Mailberg
21 Asperhofen	49	Ziersdorf	77	Groß-Harras
22 Sieghartskirchen	50	Ziersdorf	78	Stützenhofen
23 Krems-Hundssteig	51	Nieder-Rußbach	79	Poysdorf
24 Krems-Schießstätte	52	Eitzersthal	80	Großkrut
25 Senftenberg	53	Göllersdorf	81	Siebenhirten
26 Droß	54	Breitenwaida-Kleedorf	82	Ladendorf
27 Stratzing	55	Ober-Fellabrunn		
28 Gneixendorf	56	Hollabrunn		

obachtungsfehler gemacht worden wären. Auch LAIS schreibt unverständlicher Weise auf S. 134: „Nur in einem Aufschluß, Oberhollabrunn im Wiener Weinviertel, ist die Humuszone allein ohne die Göttweiger Verlehmungszone ausgebildet“. LAIS dürfte m. E. nicht an Ort und Stelle gewesen sein, sonst wäre es seiner sonst so scharfen Beobachtung nicht entgangen, daß hier keineswegs eine „Humuszone“ allein vorliegt, abgesehen von dem Lapsus der Ortsbezeichnung.

Vielmehr handelt es sich bei diesem Profil, das in Abb. 2, Fig. 1, etwas schematisiert und in einem Ausschnitt wiedergegeben ist, um eine sehr deutlich in sich gegliederte Bodenbildung, die aus einer 50—70 cm mächtigen Verlehmung des basalen Lösses besteht, über der, nach einer geringmächtigen Lößlage, eine in drei Schichten aufgelöste „Humuszone“ folgt, die — einschließlich der Zwischenschichten — eine Mächtigkeit von durchschnittlich 100—120 cm (maximal 150 cm) erreicht. Es ist unrichtig, wenn LAIS (S. 136) eine Mächtigkeit von 0.8 m angibt, und es entspricht auch nicht den Tatsachen, daß dort, wo „auffallend starke Mächtigkeiten auftreten, wie etwa in Zellerndorf und Kleedorf . . . dies auf Zusammen-

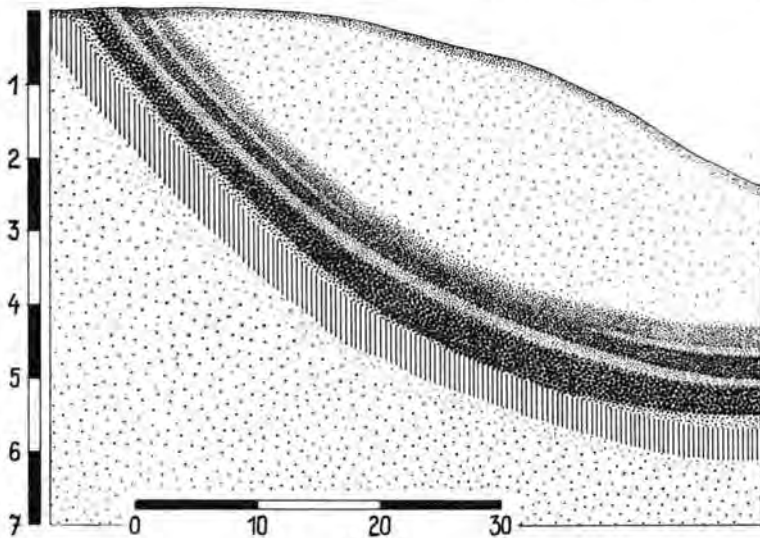


Fig. 1

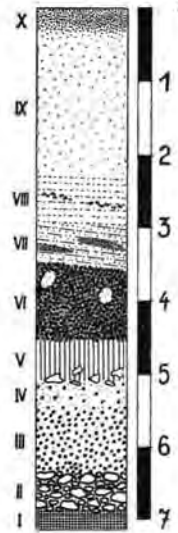


Fig. 2

## Abb. 2

Fig. 1: Ausschnitt aus dem Lößprofil des Ziegeleiaufschlusses von Ober-Fellabrunn (leicht schematisiert, stark überhöht gezeichnet). Beschreibung des Schichtenaufbaues im Text.

Fig. 2: Profil aus dem Ziegeleiaufschluß von Hollabrunn. Schichtenabfolge (von unten nach oben): I = graublauer tertiärer Tegel; II = tertiärer Schotter mit grünlichgrauem Quarzsand vermengt, z. T. starke Mangan-einlagerungen und -überzüge; III = gelber bis rostfarbener rescher tertiärer Grobsand, nach oben allmählicher Übergang zu IV = leicht kalkhaltiger, hellgrauer Feinsand (tertiärer Dünen- oder Flugsand); V = rotbraune bis rostrote Verlehmung des liegenden Feinsandes mit zahlreichen kreidigen Konkretionen vorwiegend an der Unterkante; VI = Schwarzerdebildung, im bergfeuchten Zustand intensiv dunkelbraun, Schnittflächen etwas speckig glänzend, im Gegensatz zur sandigen Verlehmungszone feines, schluffiges Material, Lößstruktur mit Kalkauskleidungen der Kapillarröhrchen, im oberen Teil lößgefüllte Krot-towinen; VII = leicht bräunlich gefärbter feinsandiger Schwemmlöß (Fließerde) mit linsenförmigen Einlagerungen aufgearbeiteter Schwarzerde; VIII = grauer, feinsandiger Schwemmlöß, darin lagenweise Holzkohlenreste; IX = ockerfarbener, leicht graustichiger primär gelagerter typischer Löß mit Kalkauskleidungen der Kapillaren; X = rezenter Boden, „Rest-Tschernosem“.

schwemmung humoser Erden zurückzuführen“ ist, wie LAIS an gleicher Stelle meint. Weder in Ober-Fellabrunn, noch in Zellerndorf (Abb. 3, Fig. 1) oder Breitenwaida-Kleedorf (Abb. 3, Fig. 3) ist — ebenso wie in anderen Profilen, von denen noch zu sprechen sein wird — die Mächtigkeit der „Humuszone“ und die Gliederung derselben auf Zusammenschwemmungen zurückzuführen. Bei fast allen derartigen Abfolgen, die in vielen Aufschlüssen des Weinviertels und des Marchfeldes beobachtet werden können, handelt es sich um autochthone äolische Bildungen! Diese weit verbreitete, gleichförmig ausgeprägte und charakteristische Bodenbildung, die durch ihren spezifischen Aufbau eine Gesetzmäßigkeit, d. h. einen bestimmten Klimarhythmus, erkennen läßt, kann daher zusammenfassend behandelt werden.

Zu unterst liegt eine im Durchschnitt 50 cm (maximal 1 m) mächtige „Verlehmungszone“ von rötlichbrauner Färbung. Die ursprüngliche Lößstruktur ist meist noch sehr gut erhalten; in allen Profilen können in dieser Verlehmungszone noch deutlich die zarten Wurzelröhrchen des primären Lösses festgestellt werden! Die im bergfeuchten Zustand meist ziemlich intensive Verfärbung wechselt beim Austrocknen von einem satten Rotbraun zu einem helleren, mehr ockerfarbenen Farbton über, wobei das Gefüge jedoch nicht verändert wird, d. h. keine Zerklüftung durch Trockenrisse eintritt. Das Porenvolumen, das in der Normalfazies des liegenden Lösses meist zwischen 44 und 46% liegt, ist in dieser Verlehmungszone — soweit darüber bereits genaue Daten vorliegen — etwas über 10% geringer und kann mit 31—35% angegeben werden. Die Bestimmungen des Gehaltes an  $Fe_2O_3$  sind leider noch nicht in dem Umfange durchgeführt — das gleiche gilt für die vergleichenden Nachweise an  $Al_2O_3$  und anderer Oxyde — daß gültige Durchschnittswerte angegeben werden könnten. Dennoch dürfte nicht fehlgegangen werden, wenn der durchschnittliche Gehalt an  $Fe_2O_3$  mit 6.6% (im liegenden Löß um 4.5%) bezeichnet wird. Eine Anreicherung von  $Al_2O_3$  scheint gegenüber dem unveränderten Basislöß nicht oder nur in einem höchst geringen Umfange eingetreten zu sein. Diese Verlehmungszone unterscheidet sich — das werden zukünftige Analysen noch unter Beweis zu stellen haben — von dem Löß, aus dem sie hervorgegangen ist, trotz der auffallenden Verfärbung, verhältnismäßig wenig, denn die Verdichtung des Gefüges, die Anreicherung von  $Fe_2O_3$  wie auch die Korngrößenverfeinerung muß, im Vergleich zu anderen Bodenbildungen, als minimal bezeichnet werden. Der markanteste Unterschied liegt lediglich im Kalkgehalt.

In Ober-Fellabrunn beträgt der Kalkgehalt der Verlehmungszone im Durchschnitt nur 1.2%, während der unveränderte liegende Löß einen solchen von rund 36% aufweist. Es hat somit eine völlige Entkalkung eines 50—70 cm mächtigen sehr kalkreichen Lößpaketes stattgefunden. Demgemäß ist auch die Ausprägung des Ca-Horizontes, der in Form einer weißen, kreidigen Schichte deutlich sichtbar diese Verlehmungszone unterlagert und einen Kalkgehalt von rund 54% aufweist. Der geringe Kalkgehalt in der Verlehmungszone ist hier durchwegs sekundärer Herkunft. Die gleichen Verhältnisse sind in nahezu allen derartigen Verlehmungen anzutreffen; auch in der „Göttweiger Verlehmungszone“, die sich von der des Profiles von Ober-Fellabrunn durch nichts unterscheidet! Dies herauszustreichen, erscheint insofern wichtig, da WIESENER (1933) diese Verlehmung als fossile Bodenbildung in Abrede zu stellen versuchte, und zwar mit der Begründung, daß der Kalkmangel dieser Verlehmungszone als ursprünglich aufgefaßt werden müsse, da ein Ca-Horizont fehle. Diese absolut irrierte Meinung hier im Detail zu widerlegen, erübrigt sich, nachdem bereits LAIS (S. 135ff.) dazu ausführlicher Stellung nahm. Ergänzend sei hierzu jedoch bemerkt, daß LAIS, wenn er (S. 135, 137) das von WIESENER behauptete Fehlen des Kalkilluviums als „einen

Ausnahmefall“ ansieht, insofern irrt, da dies nicht der Fall ist. Die Verlehmungszone wird im Hohlweg bei Furth-Göttweig ebenso wie bei Steinaweg stets von einem gut ausgeprägten Ca-Horizont unterlagert. Dieser fehlt scheinbar nur an jenen Stellen, wo die Verlehmungszone nicht auf Löß, sondern unmittelbar auf Flußschottern liegt. Infolge der größeren Durchlässigkeit dieser Schotter konnte der nach unten abgeführte Kalk viel tiefer wandern und sich besser verteilen. Wie ich schon 1950 (S. 109) ausführte, fehlt im Hohlweg gegen Furth zu der überall nur geringmächtige Basislöß vollständig, so daß dort die oberste sandig-kiesige Partie der liegenden Schotterbank „verlehmt“ wurde. Dieser Verwitterungshorizont führt natürlich auf Grund des primären Kalkmangels des sandigen Kieses kein Kalkilluvium.

Die Ausprägung des Ca-Horizontes ist vom Kalkreichtum des von der Verlehmung erfaßten Substrates abhängig, d. h. ist nur dort deutlich wahrnehmbar, wo primär hoher Kalkgehalt vorlag. Im Profil des Ziegeleiaufschlusses bei Hollabrunn (Abb. 1, Nr. 56) wurde ein schwach kalkhaltiges tertiäres Feinsandpaket von dem gleichen Verlehmungsvorgang erfaßt, der 5 km weiter östlich in der Ziegelei von Ober-Fellabrunn den kalkreichen Liegendlöß in der kurz beschriebenen Art veränderte. Der primäre Kalkmangel ist auch der Grund, warum im Profil von Hollabrunn (vgl. Abb. 2, Fig. 2) kein Ca-Horizont in der Art wie in Ober-Fellabrunn und allen anderen Profilen ähnlicher Beschaffenheit ausgeprägt ist. Das Fehlen des Ca-Horizontes ist hier also lokal bedingt. Das Vorhandensein kalkiger Konkretionen in der Verlehmungszone, d. h. vorwiegend an deren Unterkante, ist auf sekundäre Infiltration von oben her zurückzuführen, wie weiter unten noch darzulegen sein wird.

Die besprochene Verlehmungszone wird in allen ungestörten und komplett erhaltenen Profilen stets von einer geringmächtigen Lage typischen Lösses bedeckt. Über dieser Lößlage folgt dann erst die „Humuszone“, d. h. Schwarzerdebildung. Diese ist in vielen Profilen deutlich gegliedert, und zwar derart, daß sich zwei schwach humose mehr oder minder lößartige Zwischenschichten einschalten, wobei der Humusgehalt und auch die Farbintensität von unten nach oben, sozusagen von Etage zu Etage, allmählich abnimmt, bis zu oberst schließlich wieder der helle Löß folgt. Verlehmungs- und Humuszone sind eindeutig durch eine Lößzwischenlage von ebenso eindeutiger äolischer Entstehung getrennt! Häufig ist jedoch diese dünne Lößauflage von der darüber folgenden Schwarzerdebildung mit einbezogen, d. h. erfaßt worden, so daß die Schwarzerde unmittelbar der Verlehmungszone aufzuliegen scheint, wie dies auch in einem kurzen Profilabschnitt in Ober-Fellabrunn beobachtet werden kann (vgl. Abb. 2, Fig. 1) und insbesondere im Profil von Hollabrunn (Abb. 2, Fig. 2) in Erscheinung tritt. Bei flüchtigerer Betrachtung kann dadurch der Eindruck entstehen, daß die Verlehmungszone mit der darüberliegenden Humuszone in einem genetischen Zusammenhang steht, d. h. den B-Horizont der Schwarzerdebildung darstellt, wie bisher ziemlich allgemein angenommen wurde. Dies ist jedoch absolut unrichtig. Das wird nicht nur durch das Profil von Ober-Fellabrunn bewiesen, wo die hangende Schwarzerdebildung auf weite Strecken durch einen noch erhaltenen Rest der Lößauflage, auch in Hanglagen, von der basalen Verlehmung getrennt wird, sondern auch durch das nahe gelegene und klar verknüpfbare Profil von Hollabrunn. Wie schon erwähnt und wie auch aus der Abb. beigefügten Legende hervorgeht, wurde dort ein kalkarmer tertiärer Feinsand (Dünen- oder Flugsand) verlehmt, d. h. restlos entkalkt. Über dieser Verlehmungszone sitzt nun eine Schwarzerdebildung auf, die aus Löß entstanden ist und auch alle typischen Merkmale desselben noch weitgehendst bewahrt. Diese Schwarzerde ist besonders in ihren mittleren Partien etwas stärker entkalkt. Ein beträchtlicher Teil des ursprünglichen Kalkgehaltes des Lösses

wurde somit nach unten abgeführt und in der sandigen Verlehmungszone in Form der bereits erwähnten Konkretionen angereichert. Diese Konkretionen bestehen demnach aus jenem Kalk, der durch die Verlehmung aus dem schwach kalkigen Tertiärsand abgeführt wurde, und dem später während der Schwarzerdebildung nach unten abgewanderten Kalk der Lößauflage.

Die fossile Bodenbildung erfolgte demnach in drei aufeinander folgenden Phasen: Verlehmung (auf Sand) — Lößakkumulation — Schwarzerdebildung. (Weitere Phasen sind hier durch spätere Solifluktionvorgänge verwischt worden.) „Daraus ergibt sich“ — wie bereits LAIS (S. 140) ausführte — „deutlich, daß der Entstehung des rotbraunen Lehmes ein zweiter von ihr unabhängiger bodenbildender Vorgang gefolgt ist, die Schwarzerdebildung“. Der „Unterboden“ — um im Sinne FREISING's zu sprechen — ist also nicht durch Degradation des „Oberbodens“ entstanden. Das läßt sich nahezu ausnahmslos an allen Profilen des Weinviertels und des Marchfeldes nachweisen, auch wenn — wie bereits gesagt — die Schwarzerdebildung der Verlehmung unmittelbar aufzusitzen scheint. Ein geringerer Rest des auf die Verlehmungszone akkumulierten Lösses, der zu einer Schwarzerde umgewandelt wurde, ist fast immer noch mehr oder minder unverändert erhalten geblieben; zumindest aber läßt sich diese Lößzwischen-schichte mit Hilfe der Karbonat-Kurve belegen. Als Beispiel dafür sei insbesondere das Profil von Schleimbach-Ulrichskirchen (Abb. 3, Fig. 2) gegeben. Jeder weitere Kommentar erübrigt sich. Das gleiche gilt auch für die in Abb. 3 wieder gegebenen Profile von Zellerndorf (Fig. 1) und Breitenwaid-Kleedorf (Fig. 3), die auch deshalb als Beispiele gewählt wurden, da beide Bodenbildungen schon seit längerer Zeit bekannt sind und bereits von GÖTZINGER

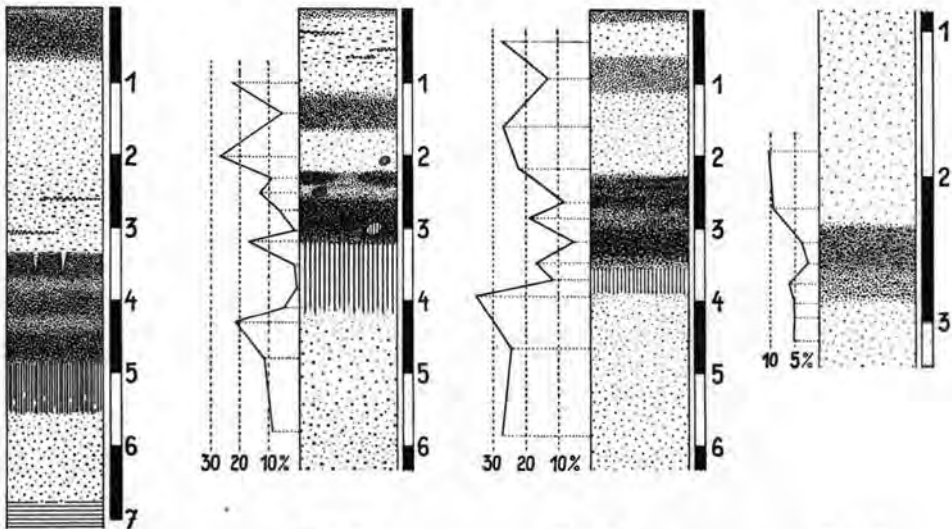


Fig. 1

Fig. 2

Fig. 3

Fig. 4

Abb. 3

Fig. 1: Profil aus dem Ziegeleiaufschluß von Zellerndorf (Pulkautal).

Fig. 2: Profil aus dem Hohlweg zwischen Schleimbach und Ulrichskirchen (Marchfeld).

Fig. 3: Profil aus dem Ziegeleiaufschluß s.ö. der Straße zwischen Breitenwaid und Kleedorf (Weinviertel).

Fig. 4: Profilausschnitt eines Aufschlusses bei Kamegg am Hang hinter der aufgelassenen Ziegelei Gasselseder (Waldviertel, Kamptal).

(Kalkwerte nach Chr. Lumbe, Inst. f. Geol. u. Bodenkunde der Hochschule für Bodenkultur, Wien.)

beschrieben, aber leider nicht voll ausgewertet wurden. Breitenwaida-Kleedorf gibt gleichzeitig auch ein Beispiel für eine, allerdings nicht sehr häufig anzutreffende Variante dieses Verlehmungshorizontes. Er ist durch eine schwächere Verfärbung, kaum verändertes Lößgefüge, einen relativ hohen, aber sehr ungleichmäßig verteilten Kalkgehalt und durch eine geringe Mächtigkeit gekennzeichnet. Der trotz des deutlich ausgeprägten Ca-Horizontes verhältnismäßig hohe Kalkgehalt dürfte mit der geringmächtigen Ausbildung in einem ursächlichen Zusammenhang stehen. Eine Deutung soll weiter unten versucht werden.

Was nun die bereits kurz beschriebene Dreigliederung der „Humuszone“ betrifft, die, wie betont, auf autochthone Lößakkumulationen zurückzuführen ist, welche die Schwarzerdebildung unterbrachen, so ist diese selbstverständlich nicht in allen Profilen deutlich sichtbar ausgeprägt. Spätere Vorgänge, wie Denudation, Erosion und Solifluktion haben in vielen Profilen die ursprüngliche Abfolge zerstört und oft nur geringe Reste davon belassen. Durch lokale und, wie noch auszuführen sein wird, regionale Bedingungen konnte dieser Rhythmus der bodenbildenden Vorgänge auch gewiß nicht überall zur gleichförmigen Ausprägung gelangen. Komplette Abfolgen sind uns jedoch im gesamten Untersuchungsgebiet östlich des Mannhartsberges in guter Verteilung erhalten, im nördlichen Pulkautal (z. B. Zellerndorf, Abb. 1. Nr. 74) sowohl wie im Gebiete des Wagrams östlich der Schmida (Rupperthal, Nr. 45, 46) als auch im zentral gelegenen Hügelland um Hollabrunn (Ober-Fellabrunn, Nr. 55) und im Osten an der March (Stillfried, Nr. 70), so daß der mögliche Einwand von zufälligen konvergenten lokalen Erscheinungen absolut entkräftet wird (6).

Die mächtigste und eindrucksvollste Ausprägung dieses eben behandelten Bodenbildungskomplexes ist in einem Aufschluß bei Stillfried zu beobachten. Eine genaue Wiedergabe und exakte Beschreibung wird von J. FINK (1954) gegeben. Hier sei dieses Profil in etwas schematisierter Form in Abb. 4 als Idealausprägung hingestellt.

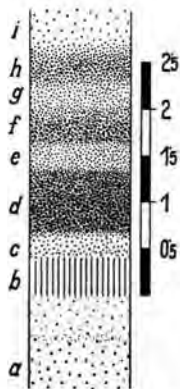


Abb. 4. Leicht schematisierter Ausschnitt des Lößaufschlusses beim Haus Nr. 6 in Stillfried a. d. March als Idealprofil des wärmezeitlichen Bodenbildungskomplexes (Zonen b—h).

Die charakteristische Abfolge dieses fossilen Bodenbildungskomplexes zwingt mehr oder minder zu folgendem Deutungsversuch: Nach einer Lößablagerung während einer Kaltzeit folgte eine Wärmephase, in deren Verlauf die obersten Partien des Lösses oder eines anderen die damalige Landoberfläche bildenden Gesteines verlehmt wurden (bis zu einer Tiefe von maximal 1 m), wobei u. a. der ursprüngliche Kalkgehalt nach unten abgeführt und in Form eines Inkrustationshorizontes angereichert wurde. Da dieser Verlehmungshorizont aber stets ein noch deutlich erhaltenes Lößgefüge aufweist, kann dieser, trotz Ähnlichkeit in Farbe und allgemeinem Habitus, nicht etwa mit den unteren, d. h. B-Horizonten

podsolierter Lehme der Waldsteppe gleichgesetzt werden, noch kann er, wie bereits ausführlicher dargelegt, als Degradationshorizont der Schwarzerde betrachtet werden. Auch der von FLOROV und PELISEK vertretenen Auffassung, die den rotbraunen Verlehmungshorizont als Ergebnis einer Degradation eines ursprünglichen Schwarzerdehorizontes und den darüberliegenden humosen Horizont als erneute Schwarzerdebildung, als „Regradation der Schwarzerde“ ansahen (7), kann nicht zugestimmt werden. Wie schon LAIS (S. 140) sagt, ist es „nicht gelungen, Beweise dafür zu finden, daß der rotbraune Lehm durch die Degradation eines ursprünglich vorhanden gewesenen Schwarzerdebodens entstanden ist... Die Entstehung eines rötbraunen Bodens kann sich in der Tat auch unabhängig von einem Schwarzerdeboden, das heißt aus dem Muttergestein unmittelbar vollziehen.“ Hierin stimme ich LAIS absolut zu, doch vermag ich nicht seiner Meinung beizupflichten, wenn er diese Verlehmungszone als unter Waldbedeckung unmittelbar entstandene Braunerdebildung auffaßt. Die kaum veränderte Lößstruktur dieser Verlehmungszone, die lediglich zarte Röhrrchen ehemaliger Wurzeln einer Gras- und Kräuterflora, bestenfalls die Wurzelröhrrchen einer Halbstrauchvegetation erkennen lassen, sprechen absolut dagegen. Damit soll freilich nicht geleugnet werden, daß zur Bildungszeit dieser Verlehmung Gehölzbestände — vielleicht auch Wälder — existierten, doch dürften diese nur auf günstigen Standorten, vorwiegend in Talniederungen und Auen entlang der Flüsse gestockt haben. Für die verlehnten Lößkuppen des Weinviertels und Marchfeldes ließen sich jedenfalls keinerlei Belege für eine Gehölzbestockung finden. Die Wurzelröhren einer Koniferenart (*Pinus sp.*) im Löß knapp unterhalb des fossilen Bodens (vgl. Abb. 5) bei Groß-Engersdorf (Nr. 66 der Karte in Abb. 1) stellen eine aus-



Abb. 5. Mit Schwarzerde gefüllte Baumwurzelröhren im Löß unterhalb der fossilen Bodenbildung bei Groß-Engersdorf. Die in der linken Bildhälfte nach unten ziehende ehemalige Wurzel (die dunkle Röhrenfüllung ist kalküberzogen) windet sich in der Bildmitte um einen älteren Wurzelgang. Im Bilde rechts unten die Ausmündung eines durch die Erosion unterirdisch abfließender Wasser entstandenen röhrenartigen Kanals inmitten (!) der Lößwand. Aufn. v. Verf.

gesprochene Rarität dar (8), besagen jedoch nicht viel, da vereinzelte Vorkommen von Gehölzen auch während der glazialen Lößbildungszeit gewiß vorhanden waren, wie u. a. auch die zahlreichen Holzkohlefunde in jungpaläolithischen Kulturschichten beweisen. Fest steht m. E. nur, daß diese Verlehmung unter dem Einfluß eines warmen und wohl auch niederschlagsreicheren Klimas entstanden ist. Die Niederschläge dürften jedoch nur auf bestimmte Jahreszeiten beschränkt ge-

wesen sein und dazwischen dürften Zeitspannen arider Klimabedingungen geherrscht haben, welche die auffallende Rotfärbung bedingten. Diese Verlehmungszone ist m. E. mit der Schwarzerdebildung sehr nahe verwandt und unterscheidet sich von dieser lediglich durch einen anderen jahreszeitlichen Klimagang.

Die fossile Schwarzerde dürfte unter Klimabedingungen gebildet worden sein, die kurz folgendermaßen charakterisiert werden können: Die Hauptmenge der im ganzen Jahre etwa 400 bis höchstens 600 mm messenden Niederschläge fiel im Frühling und Frühsommer, so daß ein üppiger Graswuchs gedeihen konnte, der während des extrem niederschlagsarmen heißen Sommers infolge der starken Verdunstung, d. h. Austrocknung des Bodens, abstarb, aber nur mangelhaft zersetzt wurde. Der strenge, niederschlagsarme und auch wegen des Frostes trockene Winter verhinderte weiterhin den Abbau der Humussubstanzen und die Destruktion des Bodens. Die Bildung der besagten Verlehmungszone könnte so gedacht werden, daß durch die winterliche Durchfeuchtung des Bodens eine dichte Gras-, Kräuter- und Halbstrauchflora wohl existieren konnte, welche aber bald abstarb bzw. bis auf trockenheitsbeständige Arten eingeschränkt wurde, da sehr früh im Jahr ausgesprochen aride Bedingungen einsetzten, die lediglich von kurzfristigen, durch monsumartige Winde hervorgerufene Regen im Mittsommer unterbrochen worden sein dürften. Die Wirkung eines solchen Sommerregens auf die Bodenfeuchtigkeit wurde infolge der hohen Temperaturen durch die Verdunstung mehr als ausgeglichen und verhinderte das Aufkommen eines anspruchsvolleren Pflanzenwuchses. Eine Destruktion des Bodens fand dadurch nicht statt, wohl aber eine Abfuhr des primären Kalkanteiles nach unten und eine weitgehende Zersetzung der organischen Substanzen, die auch während der vermutlich relativ milden und wohl auch etwas niederschlagsreicheren Wintermonate weiter vor sich gegangen sein dürfte.

So entstand ein ganz spezifischer und in seiner Art einmaliger pleistozäner Bodentyp, der sich mit postglazialen Bodenbildungen kaum wirklich vergleichen läßt. Die auffallende Ähnlichkeit mit kastanienbraunen Steppenböden der süd-russischen Halbwüste ist nur eine äußere und besteht lediglich hinsichtlich Färbung und Struktur. Der fossile Boden unterscheidet sich jedoch grundlegend durch seine Entkalkung, die bei dem genannten rezenten Bodentyp nicht gegeben ist. Eine derartige Entkalkung bei ähnlicher Rotfärbung und wenig veränderter Struktur des Mutterbodens ist mir nur von rezenten Bodentypen der argentinischen Pampa und der südafrikanischen Savanne bekannt.

Nach dieser Wärmephase folgte eine gewiß nur kurzfristige Kälteoszillation, in der die vorher gebildete Verlehmung mit einer neuerlichen Lößbildung bedeckt wurde (die durchschnittliche Mächtigkeit dieser äolischen Auflage kann mit etwa 0,5 m angegeben werden). In Gebieten, die unter weniger trocken-kontinentalen Bedingungen standen oder an Stellen, die durch lokale Verhältnisse eine stärkere Durchfeuchtung des Bodens erlitten, kann diese Lößbildung durch Solifluktionshorizonte gekennzeichnet sein, d. h. durch Fließerden oder durch „gefleckte Horizonte“ (wahrscheinlich eine durch Frostsprengung und leichtes Bodenfließen entstandene Vermengung mit der liegenden Verlehmungszone) ersetzt sein.

Dieser kurzfristigen Kälteschwankung folgte wieder eine wärmere Klimaphase, in deren Verlauf der größte Teil des akkumulierten Lösses — häufig auch das ganze Schichtpaket — in eine Schwarzerde verwandelt wurde. Diese Wärmephase umfaßte zweifellos einen längeren Zeitraum, da sich an verschiedenen Profilen eine leichte Degradation nachweisen läßt, die vor allem durch eine mitunter weitgehende Entkalkung der unteren Partien des Schwarzerdepaketes gekennzeichnet ist (vgl. hierzu Abb. 3, Fig. 2). Auch das Profil von Stillfried ist hier typisch, wie die von J. FINK (1954) gegebene Karbonatkurve zeigt. Während dieses



Vorganges wurde der darunterliegenden Verlehmungszone zweifellos durch Infiltration etwas Kalk zugeführt, und auch der mitunter sehr beträchtliche Kalkgehalt in der die Verlehmungszone von der Schwarzerdebildung trennenden, d. h. erhaltenen Lößzwischenlage dürfte wohl z. T. durch einen sekundären Kalkanteil bedingt sein. Das kontinentale Steppenklimate zur Zeit der Schwarzerdebildung mit seiner im trockenen Spätsommer starken Verdunstung verursachte eine lebhaft bewegte Bodenwassers, wodurch zweifellos auch der ursprüngliche Inkrustationshorizont, der sich an der Basis der Verlehmungszone bei manchen Profilen in Form von lößkindelartigen Konkretionen gebildet hatte, wieder angegriffen und aufgelöst, d. h. zu kreidigen Konkretionen (Biologlaska) umgewandelt wurde (z. B. in Zellerndorf), wobei auch, insbesondere bei geringmächtigen Verlehmungszonen, aufgelöster Kalk in diese hochgehoben wurde (wie z. B. in Breitenwaida-Kleedorf). Als Folge dieser heftigen und mehrmaligen Kalkwanderungen traten auch Umwandlungen ein, d. h. es kam zur Ausbildung von Kalzitkristallen in der Verlehmungszone.

Auf diese erste Schwarzerdebildung, die sich durch eine sehr intensive Färbung charakterisiert (die Kapillaren des noch gut erhaltenen Lößgefüges sind stets mit Kalk ausgekleidet; das Porenvolumen liegt im Durchschnitt bei 37%), folgte zweifelsfrei eine nochmalige rückläufige Klimaschwankung, in deren Verlauf wiederum eine Akkumulation von Löß vorherrschend wurde. Die danach abermals einsetzende Schwarzerdebildung, die aber gegenüber der ersten nicht nur durch einen geringeren Humusgehalt und eine hellere Färbung, sondern auch durch ein meist noch besser erhaltenes Lößgefüge unterschieden ist, scheint überhaupt unter Mitwirkung einer schwachen, aber ständigen Staubanwehung entstanden zu sein. Der Kalkgehalt ist meist bedeutend höher, als in der darunterliegenden ersten Schwarzerdebildung, und auch das Porenvolumen liegt schon näher dem des Lösses (in Ober-Fellabrunn 40%). Degradationserscheinungen sind bisher nirgends festzustellen gewesen.

Diesen beiden Zyklen folgte nun ein dritter und letzter. Wiederum wurde nach einer Phase mit vorherrschender Lößbildung eine Schwarzerde oder, vielleicht besser gesagt, ein schwarzerdeähnlicher Boden gebildet, der vermutlich unter stärkerer Beteiligung von stetig aufgewehtem Lößstaub stand, die allmählich zunahm und schließlich zu der typischen Lößbildung der neuen Kaltzeit überleitete.

Die fossilen Schwarzerdebildungen der beiden oberen Horizonte (*f* und *h* in Abb. 6) unterscheiden sich von dem unteren Schwarzerde-Horizont (*d*) durch geringeren Humusgehalt (daher auch die hellere Färbung), höheren Kalkanteil und durch ihr typisches Lößgefüge. Damit sind sie auch deutlich von rezenten Schwarzerden differenziert, die alle auch ein ausgesprochen krümeliges Gefüge aufweisen, worauf auch LAIS (S. 138) hinwies. Der Grund für diese morphologischen Unterschiede liegt m. E. in der verschiedenartigen Genetik: die fossilen Schwarzerdebildungen sind z. T. unter äolischer Staubzufuhr bei gleichzeitiger Erhöhung der Landoberfläche entstanden!

Die Übergänge zwischen den Schwarzerdebildungen und den Phasen mit vorherrschender Lößbildung sind allmähliche, und es handelt sich hierbei ganz gewiß nicht um stark differenzierte Klimaschwankungen, sondern um relativ geringfügige Oszillationen um einen Schwellenwert, der einmal die Lößbildung und dann wiederum die Schwarzerdebildung begünstigte. Die allgemeine Klimatendenz ist zweifellos eine abfallende, d. h. sich glazialen Bedingungen allmählich, besser gesagt, stufenweise nähernde. Das kann an den nach oben zunehmenden Werten des Porenvolumens und des Kalkgehaltes bei gleichzeitiger Abnahme des Humusgehaltes und der Farbintensität deutlich erkannt werden. Den Rhyth-

mus der bodenbildenden Vorgänge möchte ich in folgender Klimakurve (eigentlich Temperaturkurve) zusammenfassen (Abb. 6).

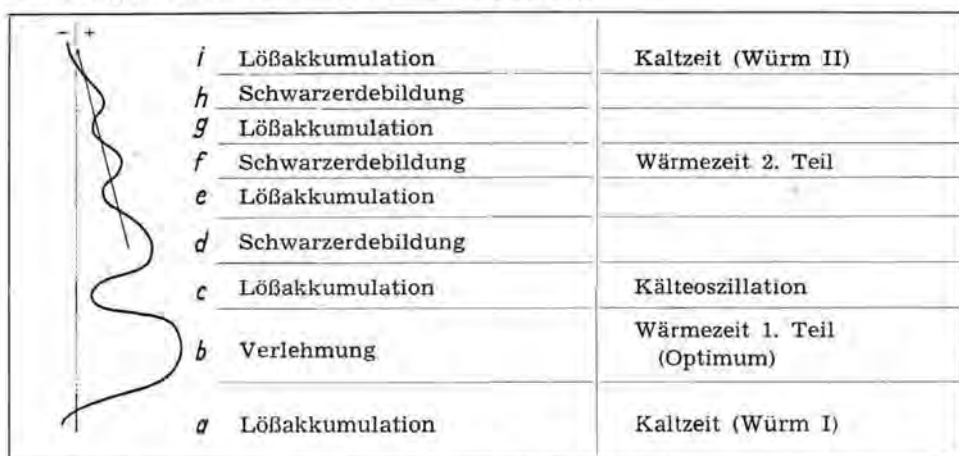


Abb. 6. Schematische Darstellung des Klimaablaufes (Wärmeganges) und der bodenbildenden Vorgänge während der F-Wärmezeit. Die Kurve ist auf einen theoretischen thermischen Grenzwert bezogen.

Die Ergebnisse verschiedener palynologischer Untersuchungen, welche die hier vertretene Auffassung weitgehendst zu unterstützen und zu ergänzen vermögen, seien hier übergangen und einer gesonderten Arbeit vorbehalten, die auch eine Neubearbeitung der jungpleistozänen Ablagerungen von Roggendorf (vgl. BRANDTNER 1949) beinhalten wird.

Wie schon betont, tritt die Dreigliederung der „Humuszzone“ nicht immer voll in Erscheinung. Einmal können die geringmächtigen Lößauflagen zur Gänze von den stets danach folgenden Schwarzerdebildungen erfaßt worden sein, zum anderen können spätere Vorgänge Störungen des primären Aufbaues bewirkt haben oder durch besondere lokale Bedingungen von vornherein nicht zur Ausprägung gekommen sein. Das zeigen auch die auf Abb. 2 und 3 wiedergegebenen Profile, insbesondere das von Hollabrunn. Und in ganz besonderem Maße gilt dies für den „Restboden“ im Hohlweg bei Furth-Göttweig und nahezu alle damit analogen fossilen Bodenbildungen der näheren und weiteren Umgebung.

Die komplette oder zumindest einigermaßen vollständige Ausprägung dieses ausführlicher beschriebenen wichtigen Leithorizontes ist nur im östlichen Teil Niederösterreichs nördlich der Donau erhalten geblieben, während sie im Gebiete westlich des Höhenzuges des Mannhartsberges (in der Wachau, im Kamp- und Kremstal sowie im Gebiet um den Dunkelsteiner Wald und südlich des Tullner Beckens) nicht beobachtet werden kann. Es läßt sich ferner feststellen, daß die Mächtigkeit der „Humuszzone“ von Osten gegen Westen hin zusehends abnimmt und schließlich überhaupt nicht mehr in der typischen östlichen Form ausgebildet worden zu sein scheint. Solifluktionerscheinungen verschiedenster Art haben zumeist eine völlige Abtragung der humosen Bildungen bewirkt, die nur in spärlichen Resten — linsenförmigen Einlagerungen in der Fließerde — erhalten geblieben sind, so daß über die Beschaffenheit der westlichen Ausprägung dieser humosen Bodenbildungen nichts ausgesagt werden kann. In einigen wenigen Profilen, z. B. in Paudorf (vgl. FINK 1954), lassen sich überhaupt keine Anhaltspunkte für die ehemalige Existenz humoser Bodenbildungen finden; die Verlehmungszone scheint unmittelbar in typischen Löß überzugehen. Das kann m. E. freilich

auch dadurch vorgetäuscht sein, daß ein Fließerdehorizont später wiederum durch eine äolische Abtragung entfernt wurde, so daß Verlehmung und Löß unmittelbar, aber mit zeitlichem Abstand, aufeinander folgen. Die Mächtigkeit der Verlehmungszone nimmt dagegen im allgemeinen nach Westen hin zu, ohne dabei aber ihren Habitus wesentlich zu verändern.

Es drängt sich hierbei die Erklärung auf, daß diesen Erscheinungen klimatische Ursachen zu Grunde liegen, die regional bedingt sind. Auch heute sind das Weinviertel und das Marchfeld durch geringere jährliche Niederschlagsmengen gekennzeichnet. Dieser Raum, der dem pannonischen Florenbereich angehört, ist gegenüber dem Waldviertel, einschließlich der Wachau und dem Gebiet um und östlich des Dunkelsteiner-Waldes, die dem baltischen Florenbereich angehören, auf Grund der klimatischen Differenzierung auch heute durch andere Bodentypen charakterisiert, wie u. a. die neue Bodentypenkarte von J. FINK (1953) klar vor Augen führt. Es kann angenommen werden, daß die derzeit bestehende Klimagrenze auch während der fraglichen pleistozänen Wärmezeit in ihrer wesentlichen Linienführung bestand. Nur so sind diese faziellen Unterschiede erklärbar. Eine ähnliche, aber etwas weiter gegen Süden und Westen verschobene Klimagrenze muß auch für die darauffolgende Kaltzeit angenommen werden. Der Löß im Osten Niederösterreichs ist zweifellos unter extrem kontinentalen Bedingungen gebildet worden, denn er ist, im allgemeinen gesehen, locker gelagert, aber relativ stark verfestigt und meist sehr schneckenarm. Die Lössen südlich des Tullner Beckens und der oberen Wachau sind dagegen dichter gelagert, aber weich, häufig auch braunstichig und reicher mit Schnecken durchsetzt. Auffallend ist ferner die oft regellose Einlagerung zahlreicher Lößkindeln von mitunter bedeutender Größe, die in den Lössen des Weinviertels und des Marchfeldes fehlen.

Im niederschlagsreicheren westlichen und südwestlichen Teil Niederösterreichs hat, vermutlich während aller jungpleistozänen Perioden, die Erosion und infolge der stärkeren Durchfeuchtung auch die Solifluktion ein größeres Ausmaß erreicht und sich auf die Erhaltung fossiler Bodenbildungen bestimmend ausgewirkt. Im kontinental-trockenen Weinviertel und insbesondere im Marchfeld haben Solifluktionserscheinungen im Löß nur eine sehr untergeordnete, lokale Rolle gespielt und sind nur in wenigen Profilen zu beobachten. Eiskeile, wie sie im Profil von Weinstein (vgl. FINK 1954) festgestellt werden konnten, haben — außer den Frostspalten im Profil von Zellerndorf (siehe Abb. 3, Fig. 1), das unter ähnlichen Durchfeuchtungsverhältnissen stand — bisher noch keine weiteren Entsprechungen gefunden. Die von J. BÜDEL (1951, S. 25) erkannte Gesetzmäßigkeit in der Abfolge von Fließerde und Lößbildung ist auch im niederösterreichischen Untersuchungsgebiet klar zu erweisen, doch hat hier infolge der mangelnden Durchfeuchtung dieser Rhythmus nicht immer in Erscheinung treten können, so daß zwischen Bodenbildung und nachfolgender Lößbildung tatsächliche allmähliche Übergänge festzustellen sind und nicht bloß solche, die durch Verschleppungen durch Fließerden vorgetäuscht sind. Man wird vielmehr in vielen Fällen schwach geköpfter Bodenprofile sogar Denudation, äolischen Abtrag, dafür verantwortlich machen können. Naßböden, wie sie H. FREISING (1951) in württembergischen Lößprofilen nachweisen konnte, fehlen in Niederösterreich, anscheinend auch im Westen, völlig! Ein unmittelbarer Vergleich der Untersuchungsergebnisse oder gar eine Übertragung der in Niederösterreich festgestellten Gliederung auf andere Gebiete und umgekehrt ist daher schlechtweg unmöglich. Wenn sich schon in einem relativ so eng begrenzten Raume ein derartiger Wechsel der Fazies — dieser sonst so gangbare geologische Begriff hat m. E. in der Lößforschung bisher noch zu wenig allgemeinen Eingang gefunden — feststellen läßt, um wie viel mehr müssen bei der klimatischen Differenzierung weit voneinander gelegener Ge-

biete fazielle Unterschiede in der Bodenausbildung zum Ausdruck kommen; und das gilt nicht bloß für den eben ausführlicher besprochenen Leithorizont.

Neben diesem kann — durch ein Lößstockwerk getrennt — eine zweite Bodenbildung unterschieden werden, die überall, wo sie aufgeschlossen ist, denselben unterlagert, also älter ist. Es handelt sich hierbei um jenen fossilen Boden, der erstmals in einem Aufschluß am Hundssteig bei Krems a. d. Donau erkannt und von GÖTZINGER als „Kremser Verlehmungszone“ bezeichnet wurde. Diese Verlehmungszone unterscheidet sich von dem Verlehmungshorizont des zuerst beschriebenen Bodenbildungskomplexes vor allem durch eine größere durchschnittliche Mächtigkeit und weitaus intensivere Rotfärbung. Das völlig vernichtete ursprüngliche Lößgefüge und die restlose Entkalkung lassen nicht nur auf einen stärkeren Verwitterungsgrad, sondern auch auf einen weitaus längeren Zeitraum der Bodenbildung schließen, die unter wesentlich anderen klimatischen Bedingungen vor sich gegangen sein mußte. Die im bergfeuchten Zustande oft ziegelrot gefärbte Verlehmungszone behält auch nach Austrocknung ihren Farbwert, zerfällt dabei jedoch in scharfkantige Tonerdeaggregate. Die speckig glänzenden Spaltflächen zeigen Mangananflüge. Durch die tiefgreifende Verwitterung hat eine sehr wesentliche Veränderung des Korngrößenaufbaues des ursprünglichen Lösses stattgefunden, die sich durch eine markante Dominanz des Kolloidtones ausdrückt. Die Verwitterungsintensität gibt sich ferner auch durch eine bedeutendere Anreicherung von Eisen- und Aluminiumoxyd zu erkennen.

Die Verlehmungszone geht fast immer nach oben hin allmählich in eine sepia-braune, leicht humose Ausprägung über (der Humusgehalt ist jedoch nur in Spuren nachweisbar), die meist aber nur wenige Dezimeter mächtig ist und sich im Gefüge durch nichts von dem basalen Verlehmungshorizont unterscheidet. Mitunter weist diese humose Schichte auch einen minimalen Kalkgehalt auf. Dieser ist in Form eines Pseudomyceliums auf den Spaltflächen zu beobachten und zweifellos sekundären Ursprungs. Der humose Horizont im Hangenden der häufig bis zu 2 m mächtigen Verlehmung hat somit mit einer Schwarzerdebildung, wie sie weiter oben beschrieben wurde, nichts gemein und kann auch mit einer solchen nicht verwechselt werden!

Im gesamten Untersuchungsgebiet ist der mächtig entwickelte fossile Boden von sehr uniformem Habitus, und es konnten bisher keinerlei regionale, d. h. fazielle, Unterschiede festgestellt werden. Daraus kann geschlossen werden, daß während der Bildungszeit dieses Bodentyps, für den sich nur im mediterranen Raum Entsprechungen finden lassen, ganz Niederösterreich unter einheitlichen klimatischen Bedingungen stand, die ähnlich denen der heutigen Mittelmeerländer beschaffen gewesen sein mußten. Die Kremser Bodenbildung unterscheidet sich demnach von dem darüberliegenden jüngeren Bodenbildungskomplex in jeder Beziehung. Ähnlich ist lediglich die Ausbildung des Ca-Horizontes, der ebenfalls vorwiegend in Form einer leicht zerreibbaren weißen, kreidigen Schichte die „Verlehmungszone“, d. i. der mächtig entwickelte B-Horizont dieser Bodenbildung, unterlagert; lößkindelartige Konkretionen, wie sie in der Regel in den westdeutschen Lößgebieten unter den Verlehmungshorizonten anzutreffen sind, konnten bisher weniger häufig beobachtet werden. Daraus ist wohl zu schließen, daß auch diese ausgesprochene Warmzeit in Niederösterreich unter gewissen kontinentalen oder wenigstens zeitweise semiariden Klimateinflüssen stand.

Neben diesen beiden voneinander deutlich zu unterscheidenden Horizonten fossiler Bodenbildung tritt in niederösterreichischen Lößablagerungen noch eine dritte, allerdings seltener anzutreffende Bodenbildung in Erscheinung, die stets über dem zuerst beschriebenen Bodenbildungskomplex beobachtet werden kann, also den jüngsten fossilen Boden darstellt. Es ist das unbestreitbare Verdienst

G. GÖTZINGER's, diese ziemlich unauffällige Bodenbildung erstmals in einem Aufschluß bei Paudorf südlich von Göttweig erkannt zu haben. Der von ihm eingeführte Terminus „Paudorfer Verlehmungszone (bzw. Leimenzone)“ wird den tatsächlichen Gegebenheiten freilich nicht ganz gerecht. Ich habe 1950 (S. 104) von einer „durch Humusanreicherung dunkel gefärbten Lößzone“ gesprochen, muß aber heute zugeben, daß diese Definition nicht ganz zutreffend ist.

Die P a u d o r f e r B o d e n b i l d u n g ist ein pedologisch schwer faßbarer, zu meist schwach und keineswegs einheitlich ausgebildeter Horizont (9). Die Ausprägung desselben variiert nicht nur regional, sondern — wie vor allem die Aufschlüsse von Stillfried zeigen — auch lokal auf engstem Raum. Auf eine Wiedergabe der Profile kann hier verzichtet werden, da von J. FINK (1954) eine präzise Darstellung gegeben wird. Hier sei nur festgestellt, daß sich diese fossile Bodenbildung als eine schwach braun gefärbte, leicht humose, dünne Lage im Löß zeigt. Das Lößgefüge ist vollständig erhalten. An einer Stelle ist dieser gewiß nur unter sehr gemäßigten klimatischen Bedingungen entstandene Boden durch eine geringe Entkalkung gekennzeichnet, in einem anderen, benachbarten Aufschluß ist er, trotz absolut gleichem Habitus, nach den Angaben FINK's (1954) fast zur Gänze entkalkt. Eine Deutung dieser Tatsache fällt schwer, denn eine solche wie in Stillfried beobachtete Kalkfreiheit konnte bisher noch an keinem anderen Aufschluß festgestellt werden und scheint auch im Widerspruch zu dem völlig erhaltenen Lößgefüge und der kaum merkbaren Verfärbung zu stehen. Die Bodenbildung geht nach oben und unten allmählich in primär gelagerten Löß über, Störungen durch Solifluktion sind nicht feststellbar — es könnte bestenfalls äolischer Abtrag angenommen werden; ein Ca-Horizont ist nicht sichtbar ausgeprägt. Ob diese seltsame Ausprägung vielleicht mit den eingelagerten Holzkohlefitterchen und kleinen angebrannten Knochenstückchen, die einen in unmittelbarer Nähe gelegenen paläolithischen Lagerplatz vermuten lassen (10), in einem ursächlichen Zusammenhange steht, läßt sich, zumindest vorderhand, wohl kaum entscheiden.

Im Profil von Breitenwaida-Kleedorf (Abb. 3, Fig. 3) ist die Paudorfer Bodenbildung in Form einer rd. 50 cm mächtigen, schwach rötlich getönten ockerbraunen Schichte im Löß ausgebildet. Auch hier hat das primäre Lößgefüge keine Veränderung erfahren. Die den Boden wirr durchziehenden Kapillaren sind — ähnlich wie in den darunter liegenden Schwarzerdebildungen des älteren Bodenbildungskomplexes — mit Kalksinter ausgekleidet. Der Kalkgehalt beträgt in der ganzen Bodenbildung rund 12%, ist jedoch ungleichmäßig verteilt. Der Kalkanteil des Lösses unter- und oberhalb der Bodenbildung liegt gleichbleibend bei 28%; es ist somit eine 58%ige Reduzierung des primären Kalkgehaltes gegeben, was m. E. auf eine etwa 70%ige ursprüngliche Entkalkung schließen läßt. Von dem jetzt nachweisbaren Kalkgehalt von 12% ist also etwa ein Drittel als Neubildung anzusehen, die mit der Zirkulation des Bodenwassers sekundär in den Kapillaren abgesetzt wurde; der vom Verwitterungsvorgang belassene primäre Kalkanteil — „Restkalk“ — ist mit  $\pm 8\%$  anzusetzen. Dieser genügte — insbesondere bei Annahme gemäßigter Klimabedingungen —, um die alkalische Reaktion des Bodens zu erhalten und damit seine Auswaschung zu verhindern. Diese Bodenbildung nimmt sonach in ihren Eigenschaften sozusagen eine typologische Mittelstellung zwischen Verlehmung und Schwarzerdebildung des tiefer gelegenen Komplexes ein, ähnelt und unterscheidet sich zu etwa gleichen Teilen von dieser und jener. Wichtig erscheint auch die Feststellung, daß dieser Boden durch keinen nachweisbaren Ca-Horizont unterlagert wird und nach oben sowohl als auch nach unten ganz allmählich in den primär gelagerten typischen Löß übergeht.

Im Profil von Schleinbach-Ulrichskirchen (Abb. 3, Fig. 2) liegt zu oberst dagegen ein Boden vor, der seinem ganzen Habitus nach einer Schwarzerdebildung

viel näher steht. Seine Farbe ist im bergfeuchten Zustand ein sattes Braun, das jedoch bei Austrocknung wesentlich heller wird und eine etwas rötliche Nuance erhält. Der ebenfalls rund 50 cm mächtige Boden führt keinen Ca-Horizont, sondern geht nach unten allmählich in den typischen primär gelagerten Löß über. Auch nach oben hin ist ein ebensolcher allmählicher Übergang festzustellen, der ganz besonders durch die Spuren starker Regenwurm-tätigkeit charakterisiert wird und jeden Zweifel an einer autochthonen Bildung ausschließt. Der schwarz-erdeähnliche Boden zeigt in seinem vorzüglich erhalten gebliebenen Lößgefüge jedoch keine nennenswerten Kalkauskleidungen.

In einem Aufschluß bei Röschitz (Nr. 73 in Abb. 1) ist in gleicher Position eine ganz ähnliche, aber schwächer ausgeprägte Bodenbildung zu beobachten. Der im bergfeuchten Zustand hellbraun verfärbte, an der ausgetrockneten Lößwand jedoch mehr rötlich erscheinende, nur etwa 30 cm mächtige Boden, hebt sich vom Löß nur sehr undeutlich ab. Auch hier ist das Lößgefüge völlig erhalten, aber ohne sichtbare Kalkauskleidungen. Der ungleichmäßig verteilte Kalkgehalt beträgt rund ein Drittel von dem des darunterliegenden Lösses. Ein Ca-Horizont ist nicht ausgebildet.

Die klimatischen Bedingungen, unter denen die hier beschriebenen Böden gebildet worden waren, können sich gegenüber der glazialen Lößbildungszeit m. E. nur durch eine relativ geringe Wärmezunahme und Steigerung der Niederschlagsmengen ausgezeichnet haben. Eine Wiederbewaldung auf den Böden ist undenkbar; der Bewuchs bestand ziemlich gewiß nur aus Gräsern und Halbsträuchern und dürfte sich von dem der glazialen Lößsteppe kaum wesentlich unterscheiden haben. An günstigen Standorten dürften aber wohl geschlossene, jedoch keineswegs dichte Baumbestände anspruchsloserer Arten existiert haben.

Etwas anders geartet ist dieser Bodenbildungshorizont (9) im westlichen Teil Niederösterreichs. In Kamegg (Nr. 36 in Abb. 1) zeigt die „Paudorfer Bodenbildung“ eine gewisse Gliederung (vgl. Abb. 3, Fig. 4): Über einer rötlichbraunen, rund 20 cm mächtigen Schichte folgt mit ziemlich raschem Übergang eine rund 30 cm mächtige, im bergfeuchten Zustand intensiv sepiabraun gefärbte, leicht humose Ausbildung, die nach oben allmählich in einen primär gelagerten Löß übergeht. Das Lößgefüge scheint in beiden Horizonten etwas verändert. Der Boden erscheint im Vergleich zu den Ausprägungen im Weinviertel und Marchfeld dichter, doch liegt dieser Erscheinung die hier etwas abweichende primäre Lößstruktur zu Grunde. Der Löß des oberen Kamptales ist, wie schon erwähnt, dichter gelagert, leicht feinsandig und weist, wie auch aus der gegebenen Abbildung hervorgeht, einen auffallend geringen Kalkgehalt auf. Daher dürfen die absoluten Kalkwerte der Bodenbildung nicht als eine intensivere Verwitterung, d. h. Entkalkung, aufgefaßt werden; der Entkalkungsgrad ist im Verhältnis keineswegs höher, im Gegenteil sogar niedriger. Wie aus der gegebenen Karbonat-Kurve deutlich wird, führt auch diese einer „Verlehmungszone“ äußerlich so ähnliche Bodenbildung keinen Ca-Horizont. Der rötlichbraune Unterteil des Bodens mit einem sehr ungleichmäßig verteilten, aber konstanten Kalkwert von 6.3% (es wurden mehrere Proben aus dem gleichen Bodenhorizont untersucht) erweist sich kalkreicher als der liegende Löß. Dagegen weist der humose Bodenoberteil auffallend geringe Kalkwerte auf: zu oberst 3.6% (ebenfalls sehr ungleichmäßig verteilt), unten sogar nur 2.4%. Diese merkwürdige Kalkverteilung ist wohl nur so zu erklären, daß der Kalkgehalt des rötlichbraunen Unterteils sekundärer Herkunft ist, d. h. zum Teil aus dem humosen Oberteil stammt. Es ist daher vom pedologischen Standpunkt aus kaum vertretbar, diesen rötlich gefärbten Unterteil als B-Horizont des humosen Oberteils anzusehen; jedenfalls kann eine solche Erscheinung an keinem rezenten Boden wahrgenommen werden. Da die Entste-

hung dieses rotbraunen Unterteiles der fossilen Bodenbildung nur unter weitgehenderer Abfuhr des primär vorhanden gewesenen Kalkgehaltes gedacht werden kann, der in einem dem Entkalkungsumfange adäquaten Ca-Horizont angereichert worden war, muß der im rotbraunen Unterteil nachzuweisende relativ hohe Kalkanteil eine Neubildung sein. Er wird wohl aus dem ursprünglich vorhanden gewesenen, aber infolge der geringen Kalkmengen kaum ausgeprägten Kalkilluvium stammen, das unter der Einwirkung starker Verdunstung während der Bildungszeit des humosen, schwarzerdeähnlichen Bodenoberteils hochgehoben und im rotbraunen Unterteil wieder — ungleichmäßig — verteilt wurde. Da der Kalkgehalt des von der Bodenbildung erfaßten Lösses aber primär nur  $\pm 5,3\%$  betragen haben konnte, muß der im rotbraunen Unterteil heute feststellbare Kalk-„Überschuß“ von wenigstens  $1\%$  (das ist bei der Kalkarmut des liegenden Lösses immerhin ein Fünftel des Gesamtanteiles!) aus dem humosen Bodenoberteil stammen, der insbesondere in seinen unteren Lagen stärker entkalkt ist.

Aus alledem ist jedenfalls abzuleiten, daß der Entstehung des rotbraunen Horizontes, der seinem Habitus nach am ehesten mit dem eines rezenten kastanienbraunen Steppenbodens verglichen werden kann, ein zweiter bodenbildender Vorgang gefolgt sein mußte, der zur Ausbildung des humosen, schwarzerdeähnlichen Horizontes führte. Beide Horizonte bilden jedoch — im Gegensatz zum darunter liegenden Bodenbildungskomplex — insofern eine Einheit, da der humose Horizont nicht als eine unabhängige, etwa aus einer Lößauflage hervorgegangene Neubildung aufgefaßt werden kann, sondern ziemlich zweifelsfrei aus dem ursprünglich rund 50 cm mächtigen rotbraunen Steppenboden (11) durch eine Art von „Regradation“ hervorgegangen sein dürfte, die unter dem Einfluß geänderter klimatischer und floristischer Bedingungen die obersten 30 cm des Bodens schwach humifizierte. Dieser Vorgang führte mit einer lebhafteren Aufwärtsbewegung des Bodenwassers dem mäßig entkalkten rotbraunen Bodenunterteil wieder Kalk zu. Durch eine später einsetzende leichte Degradation der humosen „Bodensekundärbildung“ wurde aber wieder etwas Kalk nach unten abgeführt, wodurch der rotbraune „Primärboden“, d. i. Bodenunterteil, „übersättigt“ wurde. Die fossile Bodenbildung von Kamegg stellt somit, trotz der visuellen Ähnlichkeit mit degradierten Schwarzerdeböden, sozusagen ein „umgekehrtes Profil“ im pedologischen Sinne dar, was aber durch die vermutliche Temperaturabnahme bzw. durch die rückläufige Klimaentwicklung in der zweiten Hälfte dieser Wärmezeit verständlich erscheint.

So problematisch dieser Deutungsversuch auch sein mag, so wird doch eines klar unter Beweis gestellt: diese fossile Bodenbildung unterscheidet sich in allen ihren Merkmalen deutlich von den älteren Bodenbildungen und ist ohne jeden Zweifel unter dem Einfluß eines die glaziale Lößakkumulation unterbrechenden wärmezeitlichen Klimas autochthon entstanden. Die von FREISING mit Nachdruck (12) verfochtene Meinung, die „Paudorfer Bodenbildung“ sei durch Aufarbeitung und Verschleppung der „Göttweiger Bodenbildung“ entstanden, d. h. werde durch Fließerden bloß vorgetäuscht, ist irrig. Eine derartige Argumentation widerlegt sich überdies selbst, weil das Vorhandensein eines durch Fließerden gekennzeichneten Horizontes mitten im primär gelagerten Löß allein schon einen klimatischen Unterbruch der glazialen Bedingungen anzeigen würde, ganz abgesehen von verschiedenen anderen Einwänden, die erhoben werden können, hier aber übergangen seien, da die tatsächlichen Gegebenheiten im Gelände, die Herr FREISING zuerst hätte prüfen müssen, deutlich genug für sich sprechen und nur eine Interpretation in der hier vertretenen Art zulassen.

Das wird auch durch das Bodenprofil des namengebenden Aufschlusses unterstrichen. Wie die sorgfältigen Untersuchungen J. FINK's (1954) zeigen, kann auch

im Profil von Paudorf von keinem durch Fließerden vorgetäuschten Horizont (9) die Rede sein. Die Gliederung dieses fossilen Bodens in einen schwach humosen, bräunlich gefärbten Oberteil und einen mehr rötlichbraunen Unterteil mit einem dazwischen geschalteten „gefleckten Horizont“, d. h. einer wahrscheinlich durch Einwirkung von Bodenfrost entstandenen Vermischungszone, lassen, ebenso wie der hier ausnahmsweise vorhandene, aber kaum sichtbare Ca-Horizont, keinen Zweifel hinsichtlich seiner autochthonen Entstehung offen. Die hier zu beobachtende Gliederung des Bodens weicht wohl etwas stärker ab und die Entstehung des „gefleckten Horizontes“ ist — sollen nicht rein lokale Ursachen angenommen werden — schwer deutbar und soll vorderhand auch gar nicht versucht werden, doch im allgemeinen Habitus fügt sich auch dieser Boden zwanglos in die Reihe der anderen dem gleichen stratigraphischen Horizont angehörenden Bildungen ein. Das völlig erhaltene Lößgefüge, die schwache Färbung des Bodens, der sich damit nur undeutlich vom liegenden und hangenden Löß abhebt und die geringe Mächtigkeit sind typische Merkmale, ebenso wie die schon erwähnte und stets zu beobachtende Eigenschaft des humosen Oberteiles, nämlich bei Austrocknung, insbesondere in gegen Osten exponierten Aufschlüssen, durch Oxydation der Humuskolloide den gleichen rötlichen Farbton wie der Bodenunterteil anzunehmen.

Dieses Erscheinungsbild ist überall, wo die „Paudorfer Bodenbildung“ aufgeschlossen ist, mehr oder minder das gleiche, wenn auch im Hinblick auf Kalkgehalt, Fleingliederung etc. gewisse lokale und anscheinend auch regionale Differenzierungen zu beobachten sind. Die nicht ganz uniforme Ausprägung kann bei weniger eingehenden Untersuchungen, die sich noch dazu auf ein nur geringes Beobachtungsmaterial stützen können, zu Verwechslungen führen, wie solche in der Tat auch unterliefen. Der zur Verfügung stehende Raum verbietet es, hier im Detail darauf einzugehen; es sei daher nur kurz vermerkt, daß die Paudorfer-Bodenbildung im Profil des Laaerberges bei Wien sowie im Ziegeleiaufschluß von Groß-Mugl und Weisteig nicht vorliegt. Die von LAIS (S. 147, 148) gemachten Angaben beruhen, wie auch aus dem Text entnommen werden kann, nicht auf Autopsie.

Die Paudorfer Bodenbildung ist seltener anzutreffen als der ältere Bodenbildungs-komplex, aber immerhin häufiger, als es bisher den Anschein hatte. Im Gebiet zwischen Eggenburg und Straning konnte ich mehrmals diesen fossilen Boden knapp unterhalb der rezenten Krume, an günstigen Stellen noch von etwas Löß bedeckt, antreffen (diese Vorkommen sind noch nicht näher untersucht und in der Karte Abb. 1 nicht eingetragen), ebenso zwischen Klein-Weikersdorf und Mailberg. Diese fossile Bodenbildung ist stets sehr nahe der heutigen Oberfläche und nur selten von einer mächtigeren Lößschichte bedeckt; oft ist sie durch die restlose Abtragung der Lößdecke bloßgelegt und bildet somit stellenweise den heutigen Boden, d. h. täuscht eine rezente Bodenbildung vor. Dies ist insbesondere an stark geneigten, regelmäßigen Winden ausgesetzten Hängen mit pleistozänem Feinrelief festzustellen. Weder die Quartärgeologie noch die Bodenkunde haben sich bislang mit dieser Erscheinung näher befaßt; man betrachtet im allgemeinen jeden Boden, der heute oberflächlich ansteht, als rezente beziehungsweise postglaziale Bildung, was aber keineswegs immer zutrifft. In vielen Gebieten Niederösterreichs — das werden zukünftige Untersuchungen noch unter Beweis zu stellen haben — stellen fossile Böden, insbesondere die Paudorfer Bodenbildung, einen nicht unwesentlichen Anteil des rezenten Ackerbodens.

Daraus ergibt sich eine beachtliche Abtragung während des Holozäns, die bis heute anhält, ja im Gegenteil durch die Inkulturnahme immer weiterer Geländeteile und die Vernichtung der schützenden Rasendecke, besonders im Weinviertel und Marchfeld, ein Maximum erreicht hat. Und daraus ergibt sich des weiteren,



daß das oberste Lößstockwerk nicht immer das letzte und jüngste zu sein braucht und in den meisten Fällen auch tatsächlich nicht ist.

#### IV. Stratigraphische Auswertung

Wie aus den obigen Darlegungen hervorgeht, können in Niederösterreich (neben anderen, hier nicht behandelten älteren Bodenbildungen) drei fossile Böden deutlich voneinander geschieden werden, die vorläufig als Kremser, Fellabrunner und Paudorfer Bodenbildung bezeichnet werden sollen. Ihre Bedeutung und ihr Aussagewert für die Pleistozänstratigraphie braucht hier nicht näher begründet zu werden. Umstritten ist lediglich ihre Altersstellung, d. h. ihre Einordnung in die allgemeine Eiszeitabfolge. Da eine allgemein gültige und anerkannte Stratigraphie jedoch nicht existiert, im Gegenteil die verschiedensten Auffassungen und Meinungen vertreten werden, die eine zwanglose Ein- oder Zuordnung verhindern, muß eine Neuordnung versucht werden, gilt es, vom Gegenstand der Untersuchung her eine Gliederung zu treffen.

Die relativchronologische Stellung der fossilen Landoberflächen ist durch das Lagerungsverhältnis eindeutig gegeben. Die Kremser Bodenbildung ist, im Rahmen der hier aufgeworfenen Fragestellung, der älteste, zugleich auch mächtigste und am stärksten ausgeprägte Horizont (9). Wie dargelegt, ist die Entstehung nur in einer Warmzeit denkbar, und zwar unter Klimabedingungen, die ähnlich denen der heutigen Mittelmeerländer beschaffen gewesen sein mußten. Die beiden jüngeren Bodenbildungen können dagegen nur unter weitaus gemäßigteren Klimaeinflüssen kontinentalen Charakters entstanden sein, d. h. in Wärmezeiten, in denen die Steppe herrschte; dichtere Baumbestände sind nur an günstigen Standorten denkbar, lockere, lichte Wälder lediglich entlang der Flüsse und in feuchten Talniederungen.

Die Kremser Bodenbildung ist als Ausdruck einer ausgesprochenen Waldzeit aufzufassen, sie ist somit die letzte, der Nacheiszeit vorangegangene, echte Waldzeit; in ihr lag das letzte Klimaoptimum, das auch von dem des Postglazials nicht annähernd erreicht worden war. Diese Warmzeit umfaßte zweifellos einen ungleich längeren Zeitraum, als für die Entstehung der beiden jüngeren Bodenbildungen als notwendig angenommen werden kann, und dürfte vermutlich auch die Dauer des Postglazials bei weitem übertroffen haben.

Daraus ist mit großer Sicherheit zu schließen, daß während der Bildungszeit dieses Bodens ein allgemeiner Gletscherrückgang erfolgte, die Schneegrenze noch höher lag, als zur Zeit des postglazialen Klimaoptimums.

Der Fellabrunner Bodenbildungskomplex, charakterisiert durch einen deutlichen Kälteeinbruch und zwei Oszillationen mit vorherrschender Lößbildung, umfaßte — wie schon betont — einen gewiß weitaus geringeren Zeitraum. Diese F-Wärmezeit, wie ich sie kurz bezeichnen möchte, stand unter sehr schwankenden Klimabedingungen, die weit unter den optimalen Klimaverhältnissen der vorangegangenen Warmzeit gelegen haben mußten und auch nicht die der postglazialen Wärmezeit erreichten. Der kontinentale Klimacharakter und die mehrmaligen Klimarückschläge verhinderten eine allgemeine Wiederbewaldung. Die Dauer der einzelnen Wärmephasen war außerdem vermutlich viel zu gering, um anspruchsvolleren Pflanzenarten eine Einwanderung und Ausbreitung zu gestatten. Es ist daher anzunehmen, daß sich die F-Wärmezeit auch im Gletscherhaushalt ähnlich ausdrückte. Die einzelnen Wärmephasen konnten infolge der relativen Kurzfristigkeit und der teilweisen Aufhebung durch die stets darauffolgenden Kälteoszillationen gewiß nicht richtig zur Auswirkung kom-

men, so daß es nur zu einem relativ geringen Gletscherrückzug gekommen sein dürfte.

Die Paudorfer Bodenbildung, die, wie dargelegt, als Ausdruck einer sicherlich nur ganz kurzen Wärmezeit aufgefaßt werden kann, die keine Wiederbewaldung, sondern nur an günstigen Standorten lockere Gehölzbestände zuließ, mochte sich dagegen vielleicht bloß in Form einer minimalen Gletscherschwankung ausgewirkt haben. Ein stärkerer Gletscherrückzug ist kaum anzunehmen, denn ehe die Gletscher auf die veränderten Klimaverhältnisse reagierten, waren diese — zumindest in ihrer maximalen Wirksamkeit — bereits vorbei.

Ist es von vornherein gar nicht zu erwarten, daß sich eine im Periglazialraum nachweisbare Gliederung in ebensolcher Deutlichkeit auch im Bereiche der glazialen Vergletscherung abzeichnet, so gilt dies in viel höherem Maße für die gletscherferne niederösterreichische Lößlandschaft, die besser als ein „Distoglazialraum“ zu bezeichnen wäre; hier wurden alle klimatischen Vorgänge viel genauer registriert und können, auch bezüglich ihrer graduellen Unterschiedlichkeit, besser abgelesen werden. Die grundsätzliche Frage, was unter einem „Interglazial“ und was unter einem „Interstadial“ zu verstehen sei, kann daher nur unter Berücksichtigung der Perspektiven entschieden werden, die sich aus dem Studium der Bedingungen in gletscherfernen Gebieten ergeben. Die einseitige Betrachtung der geomorphologischen Untersuchungsergebnisse an Moränen und fluvioglazialen Ablagerungen vermag kein objektiv richtiges Bild zu ergeben.

Aus diesem Grunde ist auch die seinerzeit von A. PENCK mehr theoretisch gegebene und jüngst wieder von I. SCHAEFER (1953) wiederholte Definition zu einseitig und wird dem heutigen Forschungsstande nicht mehr gerecht — ganz abgesehen davon, daß die Begriffe im allgemeinen praktischen Gebrauch längst einen Bedeutungswandel erlitten haben. Nach SCHAEFER ist unter einem Interglazial (S. 95) „die Zeit einer großen Gletscherschwankung innerhalb einer Eiszeit“ (mit Bodenbildung und Wiederbewaldung), unter einem Interstadial (S. 7), „die Zeit einer großen Gletscherschwankung, jedoch ohne Wiederbewaldung und damit zusammenhängender Bodenbildung“ zu verstehen. Eine langatmige Diskussion sei hier vermieden; ich möchte nur folgende Gegenfragen aufwerfen:

Wie soll eine Warmzeit, d. h. eine große Gletscherschwankung mit Bodenbildung und Wiederbewaldung bezeichnet werden, die zwischen zwei verschiedenen Vergletscherungsperioden, d. i. Glazialen, liegt? Wie soll eine Wärmezeit bezeichnet werden, die eine Gletscherschwankung innerhalb eines Glazials bedingte und in der auch eine Bodenbildung, aber keine Wiederbewaldung erfolgte, sondern nur die Ausbreitung einer üppigen Steppenflora, und wie soll eine kurze Wärmezeit, in der wohl (ohne Wiederbewaldung) eine Bodenbildung erfolgte, die aber keine größere, d. h. morphologisch deutlich faßbare, Gletscherschwankung verursachte (ein solcher Vorgang ist a priori nur innerhalb eines Glazials denkbar), genannt werden?

Welche Ursachen können denn überhaupt eine „große Gletscherschwankung“ auslösen? Doch wohl nur veränderte Klimaverhältnisse! Selbst Gletscherschwankungen geringen Umfanges wird man (bis auf gelegentliche lokale Ausnahmen) auf eine Wärmezeit zurückführen müssen. Eine solche brauchte wohl keine Wiederbewaldung mit sich zu bringen, mußte aber unbedingt eine Bodenbildung verursacht haben. Eine Gletscherschwankung, noch dazu eine große, ohne Bodenbildung ist eine widersinnige theoretische Annahme und konnte nie existiert haben! Wohl kann aber der Nachweis einer Bodenbildung fehlen; das besagt jedoch etwas ganz anderes. Im unmittelbaren Einflußbereich des Gletschers konnte, insbesondere bei kurzfristigen Wärmezeiten, oft gar kein Boden gebildet werden, weil die Entwicklung des Gletschers, d. h. das Abschmelzen desselben, dem Klima-

gange zeitlich stark nachhinkte. Ehe das Gebiet für eine Bodenbildung überhaupt frei wurde, war zumindest ein Teil der Wärmezeit bereits verstrichen und dann verhinderten noch kalte Fallwinde, in deren Gefolge Nachtfrost, Ausblasung etc. auftraten, eine Zeit lang die Einwanderung der Pionierflora und damit auch die Bodenbildung. Auch heute zeigen noch viele alpine Schuttfluren keine oder höchstens nur Anfangsbodenbildungen!

Für eine so weittragende Frage, wie die nach der Feingliederung des Pleistozäns darf nicht allein von glazialmorphologischen Ergebnissen ausgegangen werden, denn sie können nur einen Teil der Phänomene widerspiegeln und somit ein nur lückenhaftes Bild vermitteln. Die PENCK'sche Definition kann heute als überholt betrachtet werden; an ihre Stelle muß — wie dies praktisch schon lange geübt wird, insbesondere von seiten der Palynologie — eine andere treten: Unter einem Interglazial ist, wie schon der Name sagt, eine Zwischeneiszeit zu verstehen, d. h. eine Warmzeit, die zwei Vergletscherungsperioden, d. i. Glaziale, voneinander trennt. Die einzelnen Vergletscherungsphasen eines Glazials werden als Stadiale bezeichnet. Dementsprechend ist unter einem Interstadial eine Wärmezeit innerhalb eines Glazials, d. h. zwischen zwei Stadialen, zu verstehen. Eine Bodenbildung (zumindest in den gletscherfernen Gebieten) versteht sich für alle Warm- bzw. Wärmezeiten von selbst, während eine allgemeine Wiederbewaldung nicht immer gegeben zu sein braucht und vor allem für die Wärmezeiten, Interstadiale, schon theoretisch kaum gefordert werden kann.

Nachdem die Abfolge der in Frage stehenden Böden zweifelsfrei gegeben ist, die klimatischen und floristischen Verhältnisse der einzelnen Bildungszeiten in den wesentlichsten Zügen als gesichert gelten dürfen und die mit großer Sicherheit erschließbare relative Dauer derselben auch eine Rekonstruktion der wahrscheinlichen Auswirkungen auf den Gletscherhaushalt gestattet, zeichnet sich bereits ein recht deutliches Bild ab. Es kann nunmehr — im Sinne der festgelegten Begriffe — die Fragestellung ganz eng gefaßt werden: welche der drei in Niederösterreich anzutreffenden Bodenbildungen ist mit dem Riß-Würm-Interglazial zu identifizieren?

Die letzte Zwischeneiszeit ist in zahlreichen über das ganze extramediterrane Europa verteilten Pollendiagrammen klar erfaßt (13) und eindeutig als eine ausgesprochene Waldzeit ausgewiesen. Die gut bekannte und charakteristische Zusammensetzung und Ausbreitung der Arten läßt optimale, mehr oder minder mediterrane Klimabedingungen (jedoch mit deutlichen kontinentalen Einflüssen) erkennen, die in den gleichen Gebieten während des Postglazials nicht mehr erreicht worden waren. Das nach der gleichzeitigen Transgression des Eem-Meeres am besten einheitlich als E-Warmzeit zu bezeichnende Riß-Würm-Interglazial (WOLDSTEDT 1953) ist zweifellos auch die, dem Postglazial vorangegangene letzte echte Waldzeit. Jedenfalls konnten von seiten der Palynologie bis jetzt noch keine jüngeren Ablagerungen nachgewiesen werden, die auf eine auch nur annähernd ähnliche Walddichte hätten schließen lassen können. Die jungpleistozänen Torflager in der Grube Marga bei Senftenberg in der Niederlausitz (FIRBAS & GRAHMANN 1928) haben, ebenso wie die Ablagerungen von Roggendorf bei Melk a. D., Niederösterreich (BRANDTNER 1949), Petrosawodsk an der Neglinka (POKROWSKAJA 1937), Nevlje bei Stein, nördlich von Laibach (BUDNAR-LIPOGLAVSEK 1943, 1944) — um nur einige wichtige Beispiele zu nennen —, lediglich eine relativ dürftige, d. h. artenarme und anspruchslose Flora ergeben, die nur auf sehr gemäßigte, mehr oder minder subglaziale Klimaverhältnisse hinweist. Nur an bodenfeuchten Orten und in niederschlagsreicheren, insbesondere in ozeanisch beeinflussten Gebieten ist es, aber nur kurzfristig, zu Mischwaldbeständen gekommen, aber auch diese standen unter dem Zeichen einer absoluten Dominanz der anspruchslosen

Kiefer. Bezeichnend für diese auf die E-Warmzeit folgende F-Wärmezeit ist, daß *Pinus Cembra* noch 45 km nördlich der äußersten Würmmoränen in der Lößlandschaft um Roggendorf stockte, d. h. dort in Form von Holzresten inmitten des wärmezeitlichen Torfes nachgewiesen werden konnte (HOFMANN 1949)!

Hält man sich allein diese Tatsachen vor Augen, dann erscheint es nahezu unmöglich, eine andere als die Kremser Bodenbildung mit der E-Warmzeit zu parallelisieren, denn nur diese Bodenbildung allein kann, wie aus allem Gesagten hervorgeht, unter jenen Klima- und Vegetationsbedingungen entstanden sein, die für das Riß-Würm-Interglazial palynologisch eindeutig belegt sind. Daraus ergibt sich zwingend die Existenz von zwei Wärmezeiten, d. h. Interstadialen, welche durch den Fellabrunner Bodenbildungskomplex und die Paudorfer Bodenbildung markiert werden, innerhalb des letzten Glazials. Eine Dreigliederung des Würms stößt jedoch bei einigen Quartärgeologen heute noch auf absolute Ablehnung, so daß es notwendig erscheint, die Richtigkeit der hier vertretenen Interpretation durch weitere Argumente zu erhärten.

Die reichen paläontologischen und prähistorischen Funde im Löß gestatten es, diesen selbst zur Klärung der umstrittenen Gliederungsfrage heranzuziehen. Die Feststellung, daß im Löß über dem Fellabrunner Bodenbildungskomplex (im westlichen Teil Niederösterreichs ersetzt durch eine Ausprägung vom Typus Furth-Göttweig) stets Kulturschichten des Aurignaciens und Gravettiens mit der für diesen Zeitabschnitt typischen Begleitfauna angetroffen werden können, soll hier nur festgehalten, aber nicht zur Beweisführung herangezogen werden, obwohl sich daraus sehr wohl Perspektiven ergeben, die durchaus im Sinne der hier vertretenen Auffassung sprechen (vgl. BRANDTNER 1950). Hier sei vielmehr die Tatsache herausgestellt, daß sich der Löß (abgesehen von den schon eingangs dargelegten lokal bedingten Differenzierungen) über der Kremser Bodenbildung in keinem wesentlichen Gesichtspunkt von dem über dem Fellabrunner Bodenbildungskomplex liegenden Lößstockwerk unterscheidet, wohl aber stark vom Habitus des Lösses unterhalb der Kremser Bodenbildung, wenn ein solcher überhaupt erhalten ist.

Die Kremser Bodenbildung sitzt bis auf wenige Ausnahmen unmittelbar Schottern oder gewachsenem Fels bzw. tertiären Ablagerungen auf, welche nur eine geringmächtige Lößdecke aufweisen, die von der Bodenbildung restlos erfaßt wurde. Gelegentlich ist auch das Liegende in die Bodenbildung mit einbezogen worden, wobei sich mitunter zwischen den liegenden, meist tertiären Schichten und dem Boden eine Diskordanz ergibt. Der Bodenbildung ist also zweifellos — sehr zum Unterschied zu den jüngeren Bodenbildungen — eine ungemein starke Abtragung vorausgegangen, der alle älteren Lößablagerungen zum Opfer fielen. Nur an wenigen Stellen haben sich durch günstige lokale Bedingungen ältere Löss- und Böden erhalten. Mit der Kremser Bodenbildung ist somit ein geologischer Schnitt gegeben, der klar Älteres von Jüngerem trennt. Oberhalb dieser Bodenbildung, die somit zumeist die unterste erhaltene pleistozäne Landoberfläche darstellt, ist mit einer so auffälligen Regelmäßigkeit keine derartige Zäsur festzustellen. Im Gegenteil, die Löss- über der Kremser Bodenbildung sind nicht nur im allgemeinen Habitus — generell gesehen — gleich geartet, sondern führen auch die absolut gleiche Vergesellschaftung der typischen *Primigenius*-Fauna. Unter den zahlreichen Funden aus dem Löß unmittelbar über der Kremser Bodenbildung konnte noch nie auch nur ein einziges Fragment gefunden werden, das paläontologisch ein rißeiszeitliches Alter hätte auch nur andeuten können! Wohl aber haben sich bei Senftenberg (Nr. 25 in Abb. 1) in einem Löß unterhalb dieses markanten Horizontes einige Belege ergeben, die für eine solche rißeiszeitliche Altersstellung sprechen (14).

Die Tatsache, daß Rißblöße nur selten erhalten sind — das gleiche gilt auch für rißeiszeitliche Höhlensedimente — ist ja nicht neu, sondern immer wieder festgestellt und diskutiert worden. Diese Erscheinung hat eine so weite Verbreitung, daß darin eine Gesetzmäßigkeit erkannt werden kann, die wohl auch für das niederösterreichische Lößgebiet anzunehmen ist. Die Abtrennung des Jungpleistozäns ist nicht bloß eine methodische Konvention, sondern ist stratigraphisch vorgezeichnet.

Es wäre daher geradezu widersinnig, wenn der über der Kremser Bodenbildung liegende Löß etwa unter der Bezeichnung „Jung-Riß“ vom Löß oberhalb des Fellabrunner Bodenbildungskomplexes getrennt werden würde. Auch die schon vorgeschlagene Bezeichnung „Prä-Würm“ ist unmotiviert und wäre nichts anderes als eine Kompromißlösung, ein durch nichts begründetes Zugeständnis einer Auffassung zuliebe, die eine Mehrgliederung des Würmglazials aus hypothetischen Gründen oder infolge etwas einseitiger Betrachtung nicht wahrhaben will, die aber umgekehrt eine Mehrgliederung des Rißglazials ohne weiteres als gegeben betrachtet, obwohl eine solche in keiner Weise besser belegt oder pollenanalytisch nachgewiesen werden konnte.

Die Einheitlichkeit der über der Kremser Bodenbildung folgenden Serie (= Würm) von 3 Lössen mit 2 eingeschalteten fossilen Steppenböden kann auch morphologisch durchaus schlüssig bewiesen werden, obwohl gerade in diesem Punkte die Verhältnisse insofern etwas ungünstig liegen, da der weitaus überwiegende Teil der bisher untersuchten Lößprofile überhaupt nicht mit Flußterrassen in Beziehung gesetzt werden kann. Die meisten und gerade paläopedologisch aussagefähigsten Aufschlüsse im östlichen Teil Niederösterreichs befinden sich in verhältnismäßig hoher Lage auf tertiärem Untergrund, und die kleinen Fließchen, welche dieses Hügelland („außeralpines Wiener-Becken“) zerschneiden, haben keine nennenswerten und gliederungsfähigen Terrassen gebildet. Auch das tief in Urgestein eingeschnittene enge Kamp- und Krems-Tal weisen nur stellenweise schwach differenzierte kleinere Schotterkörper auf, deren Einordnung naturgemäß schwierig ist. Lediglich in der Wachau und im Traisen-Tal ist eine eindeutige Verknüpfung einiger Lößprofile mit Terrassenschottern möglich. Es würde jedoch den Rahmen vorliegender Arbeit, die lediglich einen allgemeinen Überblick geben soll, bei weitem sprengen, wollte hier eine detailliertere Darstellung der Terrassengliederung auch nur versucht werden. Dies sei einer gesonderten Arbeit vorbehalten.

Hier sei lediglich kurz festgehalten, daß der über der Kremser Bodenbildung folgende Löß fast ausnahmslos auf Hochterrassenschottern liegt. Ein Übergreifen dieses Lößpaketes auf Deckenschotter ist selten und kann fast als Ausnahme gelten. Die Deckenschotter führen zumeist nur eine sehr geringmächtige Lößdecke und diese ist fast stets jüngeren Datums und entstammt jener Akkumulationsphase, die nach der F-Wärmezeit folgte. Dies mag vorerst widersinnig erscheinen, hat jedoch eine recht einfache Erklärung.

Die ursprünglich wohl auf Deckenschottern gelegene ältere Lößdecke wurde während der langen E-Warmzeit anscheinend zur Gänze erodiert. Das danach einsetzende Bodenfließen, womit die folgende Kaltzeit (Würm I) eingeleitet wurde, vollendete vermutlich die Abtragung und zerstörte alle älteren Bildungen. Dieser nunmehr praktisch bloßgelegte Schotterkörper wurde von der die Solifluktion ablösenden Lößakkumulation mehr oder minder gemieden, was darauf zurückzuführen sein dürfte, daß eine den Lößstaub festhaltende Pflanzendecke fehlte oder zumindest nur sehr kümmerlich entwickelt war. Fest steht jedenfalls, daß nur auf der tiefer gelegenen Hochterrasse eine mächtigere Lößablagerung stattfand, die schließlich auch den Erosionsabfall zwischen Deckenschotter und

Hochterrasse etwas ausglich. Die schwache Lößdecke, die sich hierbei auch auf den Deckenschottern gebildet hatte, wurde während der F-Wärmezeit in den Bodenbildungsprozeß gewiß mit einbezogen, doch müssen gleichzeitig — wenigstens stellenweise — auch Abtragungsvorgänge angenommen werden. Sicher ist, daß solche während der folgenden Solifluktuationsperiode stattfanden, der diese Bodenbildungen wieder zum Opfer gefallen sein dürften; jedenfalls ist fast stets ein Auskeilen dieses fossilen Bodens gegen die Oberkante des Deckenschotterabfalles zu beobachten. Der Erosionsabfall wurde damit so weit ausgeglichen und planiert, daß die nunmehr einsetzende Lößakkumulation (Würm II) ungehindert übergreifen konnte und alle ursprünglichen Reliefunterschiede entdecken konnte. Die Paudorfer Bodenbildung und die letzte Lößdecke (Würm III) ist aber — wie schon weiter oben hervorgehoben wurde — zumeist wiederum den Abtragungsvorgängen während der geologischen Gegenwart zum Opfer gefallen.

Diesen Vorgang kurz zu schildern, erschien mir notwendig, einerseits um die etwas ketzerisch anmutende Behauptung, daß auf Deckenschottern meist nur Würm II-Löß anzutreffen sei, etwas näher zu begründen, andererseits um darzutun, wie leicht es bei weniger eingehenden, die Gesamtsituation nicht erfassenden Untersuchungen, zu Fehldeutungen kommen kann.

Ein gelegentliches Vorkommen der Bodenbildung vom Typus Furth-Göttweig (F-Wärmezeit) oder der Kremser Bodenbildung (E-Warmzeit) auf Deckenschottern ist selbstverständlich durchaus möglich, wurde aber bisher noch nicht angetroffen (15).

Ein wichtiger und wohl auch absolut schlüssiger Beweis für das riß-würm-interglaziale Alter der Kremser Bodenbildung ist ihre eindeutige Lagerung auf Hochterrassenschottern, wie dies am klarsten bei Willendorf a. d. Donau (Nr. 2 in Abb. 1) festgestellt werden kann. Die Kremser Bodenbildung liegt dort an einer Stelle mit rund 1 m Mächtigkeit und typischer Ausprägung auf dem Schotter der deutlich und zweifelsfrei ausgeprägten Hochterrasse der Donau. Dies wurde schon von BAYER 1912 absolut richtig gesehen (1), fügte sich jedoch in keiner Weise in sein subjektives Schema und wurde in seiner späteren Publikation (1927) nicht mehr erwähnt und fand auch leider von GÖTZINGER keine Beachtung.

Das Vorhandensein der Kremser Bodenbildung auf der Donau-Hochterrasse zwingt gleichzeitig zu dem Schluß, daß sofort nach dem Aufhören der Schotterakkumulation eine Tieferlegung der Erosionsbasis erfolgt sein mußte, die das Trockenfallen zumindest der obersten Partien des Schotterkörpers bedingte und eine Auflage lößartigen Materials (16) von mindestens 1 m Mächtigkeit gestattete. Man wird alle diese Vorgänge wohl zur Gänze in die E-Warmzeit stellen müssen, und zwar gar nicht so sehr an den Beginn derselben, sondern in einen klimatisch schon etwas fortgeschritteneren Zeitraum, da die Tiefenerosion erst nach Aufhören der Schotterzufuhr einsetzen konnte, was ganz von der etwas langsamer vor sich gehenden rückläufigen Gletscherbewegung abhing.

Über der Kremser Bodenbildung folgt in Willendorf etwas über 2 m typischer Löß (Würm I), auf dem die Bodenbildung der F-Wärmezeit liegt, und zwar in einer ähnlichen Ausprägung wie in Furth-Göttweig, jedoch mit einem Ca-Horizont in Form von lößkindelartigen Konkretionen. Die über der rund 1 m mächtigen rotbraunen Verlehmung ursprünglich gelegenen humosen Bodenbildungen sind nur mehr in Resten erhalten geblieben, und zwar in Form von etwa 10—15 cm dicken Schwarzerdebändern, die mehr oder minder linsenförmig einem fast 1 m starken Fließerdepaket eingeschaltet sind, welches auch reine Sandlagen führt. In diesem Umlagerungshorizont fanden sich in 4 Straten Kulturreste des Aurignaciens. Die gewiß an sekundärer Lagerstätte angetroffenen Artefakte (17) be-

weisen, daß das Aurignacien bereits in der zweiten Hälfte der F-Wärmezeit (= Interstadial Würm I/II) in Niederösterreich auftrat. Über diesem Solifluktionshorizont folgt dann, ziemlich scharf aufsitzend, der typische Löß der zweiten Würm-Vergletscherung, in dem (nach BAYERR) 5 Kulturschichten des Gravettiens mit ungewein reichem Inventar — u. a. die bekannten Venus-Statuetten — angetroffen worden waren und die bis heute noch nicht restlos ausgegraben wurden. Weitere Würmphasen sind hier nicht mehr erhalten; der rezente Rohboden liegt nur wenige Dezimeter über der letzten Fundschicht.



Abb. 7. Kryoturbate Bildungen im „Niederterrassenschotter“ bei Gänserndorf (Marchfeld). In den bis zu 2 m tiefen „Taschen“ ist ein mit Fließerde (Schwemmlöß) vermengter fossiler Boden (im Bilde an der dunklen Farbe erkennbar) eingewürgt. Aufn. v. Verf.

Die in Willendorf anzutreffende Abfolge — und wäre sie auch die einzige dieser Art — kann wohl kaum noch einen Zweifel offen lassen. Die Parallelisierung der Kremser Bodenbildung mit dem Riß/Würm-Interglazial (E-Warmzeit) darf als gesichert angesehen werden und damit auch die Dreigliederung der Würmeiszeit, denn die beiden darüberfolgenden Bodenbildungen sind nicht weg zu diskutierende Gegebenheiten und lassen keinen anderen Schluß zu.

Für die hier postulierte Dreigliederung des Würm kann noch ein weiteres morphologisches Argument ins Treffen geführt werden. Die bisher als Ausdruck der letzten pleistozänen Schotterakkumulation aufgefaßte Niederterrasse zeigt im Gebiet des Marchfeldes verschiedene Erscheinungen, die eine solche Deutung absolut widerlegen. So ist z. B. bei Bockfließ eine Überlagerung des Niederterrassenschotter mit typischem Löß von nahezu 2 m Mächtigkeit zu beobachten. An der Basis des Lösses ist ein dünner Fließerdehorizont wahrnehmbar und die obersten Partien des sonst sehr schön horizontal geschichteten Schotter zeigen kryoturbate Störungen. Kryoturbation konnte fast in allen Schottergruben des gesamten Gebietes von H. MAIDAN festgestellt werden. Am eindrucksvollsten sind solche in einer Schottergrube bei Gänserndorf ausgebildet. Alle Abbauwände, in einer Gesamtlänge von mehr als zweihundert Metern, weisen dicht nebeneinander liegende, bis zu 2 m tiefe „Taschen“ auf (vgl. Abb. 7), in die ein mit Schwemmlöß bzw. Fließerde vermengter fossiler Boden eingewürgt ist, und ich glaube kaum fehl zu gehen, wenn ich diesen als Rest des ursprünglich über den Niederterrassenschottern liegenden Fellabrunner Bodenbildungskomplexes identifiziere. Damit kann dieser Schotter aber nur als Akkumulationsniveau des Würm I gedeutet werden und die rund 4 m tiefer gelegenen Schotter des sogenannten „Fluß-Alluviums“ müssen, zumindest in der Hauptmasse, noch als Ablagerungen des

späteren Würm angenommen werden. Der Niveau-Unterschied zwischen „Niederterrasse“ und „Fluß-Alluvium“ ist somit als Ausdruck der während der F-Wärmezeit erfolgten Erosion aufzufassen! Zu im wesentlichen gleichen Ergebnissen gelangte auch H. KÜPPER im Gebiete östlich von Wien (vgl. PAPP-THENIUS 1949, H. KÜPPER 1950, 1952), und die von J. FINK gemeinsam mit H. MAIDAN durchgeführten jüngsten Untersuchungen, deren Veröffentlichung in Kürze erfolgen dürfte, werden zweifellos diese Auffassung bestätigen und eine weitgehendste Klärung erbringen.

Damit dürfte wenigstens in den wesentlichen Zügen die Vollgliederung des jüngeren Pleistozäns in Niederösterreich erreicht sein. Das kurze und auch klimatisch nur schwach ausgeprägte Interstadial Würm II/III wird freilich kaum morphologisch nachgewiesen werden können, und es steht auch gar nicht zu erwarten, daß sich diese Wärmezeit durch deutliche erosive Vorgänge ausdrückte. Dem paläopedologischen Nachweis (Paudorfer Bodenbildung) darf jedoch hinlängliche Beweiskraft zugemessen werden, und damit kann auch die hier vertretene Dreigliederung der Würmeiszeit wohl als ein genügend gefestigtes Ergebnis gelten, das aber durch Detailuntersuchungen noch zu vervollständigen und weiter zu untermauern sein wird.

#### Anmerkungen

- (1) Dies geht vor allem aus seinen z. T. unpubliziert gebliebenen, im Naturhist. Mus. i. Wien (Prähist. Abteilung) erliegenden Tagebuchaufzeichnungen (insbes. Tagebuch Nr. 28 vom Jahre 1912/13) hervor, die heute noch eine wahre Fundgrube darstellen.
- (2) Vgl. die Zusammenstellung in BRANDTNER 1950, Abb. 2, Seite 106.
- (3) Ich möchte nicht versäumen, hier auch Herrn Dr. H. HOLZER zu nennen, der vor allem sedimentpetrographische Untersuchungen durchführte, nun aber, einem Rufe folgend, in der Türkei weilt.
- (4) Die wenigen bislang in N.-Österr. beobachteten älteren Bodenbildungen seien hier völlig übergangen.
- (5) Es sei hier nicht verabsäumt, vor allem Herrn H. MAIDAN für seine wertvolle Mitarbeit im Gebiete des Marchfeldes sowie Herrn L. PIFFL für die Hinweise auf mehrere sehr aufschlußreiche Profile zu danken und allen jenen, hier nicht namentlich aufgeführten Herren der Finanzlandesdirektion, Abt. Bodenschätzung, die durch ihre Unterstützung mit dazu beitrugen, daß dieses ansehnliche Untersuchungsmaterial zustande kam.
- (6) Nach einer mündlichen Mitteilung von J. FINK konnte eine gleiche Abfolge kürzlich auch in einem Lößaufschluß bei Linz a. Donau, Ober-Österr., beobachtet werden.
- (7) Zitiert nach LAIS 1951, S. 139.
- (8) Dieser interessante Beleg ist in Form eines herausgeschnittenen Blockes im Inst. f. Geol. u. Bodenkunde d. Hochschule f. Bodenkultur, Wien, aufbewahrt. Unter den aus der erdigen Röhrenfüllung gewonnenen Ligninresten konnten Koniferen-Tracheiden mit Hoftüpfel bestimmt werden.
- (9) Hier ist der Begriff „Horizont“ nicht im pedologischen, sondern im geologisch-stratigraphischen Sinne gebraucht.
- (10) Vereinzelt Artefaktfunde (vgl. L. FRANZ: Die paläolithischen Funde von Stillfried a. d. March. In: „Studien zur vorgeschichtlichen Archäologie“, Alfred Götze zu seinem 60. Geburtstag, hrsg. v. H. Mötefindt, Verl. Curt Kabitzsch, Leipzig 1925, S. 19—23), welche jüngst auch in der nächsten Umgebung des besagten Aufschlusses gemacht werden konnten und dem jüngeren Gravettien angehören dürften, rechtfertigen diese Vermutung.
- (11) Der von LAIS (1951) vertretenen Meinung, die in diesem Horizont ebenfalls eine zumindest braunerdeartige Bodenbildung unter Waldbedeckung sieht, vermag ich nicht zuzustimmen.
- (12) H. FREISING: Der Klimaablauf im jüngeren Eiszeitalter; Vortrag, gehalten am 18. 9. 1953 und Exkursionsvortrag am 20. 9. 1953 bei der DEUQUA-Tagung in Stuttgart.
- (13) Es kann hier nur generell auf das als bekannt vorausgesetzte einschlägige Schrifttum verwiesen werden.



- (14) Das durch drei fossile Bodenbildungen gegliederte Lößprofil des Ziegeleiaufschlusses von Senftenberg wird im Rahmen einer Monographie mit allen Funden, insbesondere denen, die bei der von Verf. durchgeführten Freilegung der Aurignacien-Kulturschichte zutage traten, eine eingehende Darstellung erfahren.
- (15) Die diesbezüglichen Angaben GÖTZINGER's sind, wie ich schon an anderer Stelle (1950) feststellte, unrichtig.
- (16) Es könnte sich hier auch um Hochflutlehm handeln; die durch die Bodenbildung hervorgerufenen starken Veränderungen lassen die primäre Beschaffenheit des Substrates nicht mehr erkennen.
- (17) BAYER's Angabe von 4 „Kulturschichten“ ist zweifelsohne unrichtig; lediglich der oberste auf der Fließerde liegende Fundhorizont (der allein reicheres Material barg) konnte eine in situ angetroffene Kulturschichte darstellen.

## Literaturhinweise

- BAYER, J.: Der Mensch im Eiszeitalter; I. und II. Teil, Wien 1927.
- BONDARCHUK, V. G.: Physical Geographical Conditions of the Formation of Loess and Humus Horizons in the South of USSR. - *Transact. Inst. Geography* 37, Problems of Quaternary Paleogeography, Acad. Sci. USSR, Moskau-Leningrad 1946, S. 195-206 (russ. mit engl. Untertiteln).
- BRANDTNER, F.: Die bisherigen Ergebnisse der stratigraphisch-pollenanalytischen Untersuchung eines jungeszeitlichen Moores von interstadialem Charakter aus der Umgebung von Melk a. Donau, N.-Ö. - *Archaeologia Austriaca* 2, S. 5-32. Wien 1949. - - Über die relative Chronologie des jüngeren Pleistozäns Niederösterreichs. - *Ebenda* 5, S. 101-113. Wien 1950.
- BÜDEL, J.: Die Klimazonen des Eiszeitalters. - *Eiszeitalter und Gegenwart* 1, S. 16-26. Öhringen 1951.
- BUDNAR-LIPOGLAVSEK, A.: Rastlinski ostanki neveljskega paleolitskega najdišča. - *Zbornik Prirodoslovnega društva* 3, Laibach 1943. - - Rastlinski ostanki in mikrostratigrafia mamutovega najdišča v Nevljah. - *Prirodoslovna izvestja* 1, S. 93-188. Laibach 1944 (mit deutscher Zusammenfassung).
- FINK, J.: Die Bodentypen Österreichs. - „Österr. Landwirtschaft in Bild und Zahl“, hrsg. v. Statistischen Zentralamt, S. 15-18. Wien 1953. - - Die fossilen Böden im österreichischen Löß. - *Dzt. im Druck* („Quartär“, 1954); Text nicht eingesehen.
- FIRBAS, F. & GRAHMANN, R.: Über jungdiluviale und alluviale Torflager in der Grube Marga bei Senftenberg (Niederlausitz). - *Abh. math.-phys. Kl. sächs. Akad. Wiss.* 15, Nr. IV, 1928.
- FLOROV, N.: Die Untersuchung der fossilen Böden als Methode zur Erforschung der klimatischen Phasen der Eiszeit. - *Die Eiszeit* 4, 1927. - - Über Lößprofile in den Steppen am Schwarzen Meer. - *Ztschr. f. Gletscherkunde* 15, 1927.
- FREISING, H.: Neue Ergebnisse der Lößforschung im nördlichen Württemberg. - *Jahreshefte geol. Abt. württemberg. statist. Landesamtes* 1, S. 54-59. 1951.
- GÖTZINGER, G.: Zur Gliederung des Lösses. Leimen- und Humuszonen im Viertel unter dem Manhartsberge. - *Verhandl. geol. Bundesanstalt*, Nr. 8/9, Wien 1935. - - Das Lößgebiet um Göttweig und Krems an der Donau. - *Führer f. d. Quartär-Exkursionen in Österr.*, I. Teil, S. 1-11. Wien 1936. - - Quartärgeologische Beobachtungen und Wegbeschreibungen. - *Ebenda*, S. 45-58. - - Exkursion am 7. und 8. September 1936 in das Lößgebiet des niederösterreichischen Weinviertels und angrenzenden Waldviertels. - *Verh. d. III. Int. Quartär-Konferenz* i. Sept. 1936, S. 333-338. Wien 1938.
- GÖTZINGER, G. & HASSINGER, H.: Exkursion am 3. September 1936, Wien-Herzogenburg-Göttweig-Spitz-Krems-Wien. - *Ebenda*, S. 325-328.
- GRAHMANN, R.: Die dritte Internationale Quartärkonferenz (INQUA) und ihre Belehungsreisen in Österreich, September 1936. - *Ztschr. f. Gletscherkunde* 25, S. 241-280. 1937.
- HOFMANN, E.: Die Holzreste aus dem Moor von Roggendorf. - *Archaeologia Austriaca* 5, S. 30-31. 1949.
- HOLZER, H.: Ein Beitrag zur Frage nach der Herkunft des Lösses auf sedimentpetrographischer Grundlage. - *Ztschr. f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie* 2, S. 80-90. Innsbruck 1952.
- KÜPPER, H.: Eiszeit Spuren im Gebiet von Wien. - *Sber. österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., Abt. I*, 159, S. 199-206. Wien 1950.
- KÜPPER, H. (mit Beiträgen von PAPP, A., PLÖCHINGER, B. u. WOLETZ, G.): Neue Daten zur jüngsten Geschichte des Wiener Beckens. - *Mitt. d. geograph. Ges.* 94, Wien 1952.

- KÜPPER, H. (mit Beiträgen von BRANDTNER, F., PAPP, A. u. PLÖCHINGER, B.): Kalk- und Quarzschotter im Pleistozän aus dem Bereich des unteren Fische-Tales (NÖ.). - Anz. math.-nat. Kl. österr. Akad. Wiss., Jg. 1951, Nr. 7, S. 171-179. Wien 1952.
- LAIS, R.: Über den jüngeren Löß in Niederösterreich, Mähren und Böhmen. - Ber. naturf. Ges. Freiburg i. Br. **41**, S. 119-178. 1951.
- PAPP, A. & THENIUS, E.: Über die Grundlagen der Gliederung des Jungtertiärs und Quartärs in Niederösterreich unter besonderer Berücksichtigung der Mio-Pliozän- und Tertiär-Quartär-Grenze. - Sber. österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., Abt. I, **158**, S. 763-787. Wien 1949.
- POKROVSKAJA, I. M.: Ergebnisse der Analyse des Pollens der Baumarten aus den submoränen Ablagerungen am Fluß Neglinka (Stadt Petrosawodsk). - Travaux de la section soviétique de l'Association internationale pour l'étude du Quaternaire (INQUA), Lief. III, Leningrad-Moskau 1937 (S. 119-129, russ. mit deutscher Zusammenfassung).
- POSER, H.: Die nördliche Lößgrenze in Mitteleuropa und das spätglaziale Klima. - Eiszeitalter und Gegenwart **1**, S. 27-55. 1951.
- SCHAEFER, I.: Zur Gliederung der Würmeiszeit im Illergebiet, Stellungnahme zu den Ausführungen H. Graul's. - Geologica Bavarica **18**, S. 49-112, Vorwort S. 5-9. München 1953.
- SCHÖNHALS, E.: Über fossile Böden im nichtvereisten Gebiet. - Eiszeitalter und Gegenwart **1**, S. 109-130. 1951. - - Gesetzmäßigkeiten im Feinaufbau von Talrandlössen mit Bemerkungen über die Entstehung des Lösses. - Eiszeitalter und Gegenwart **3**, S. 19-36. 1953.
- WIEGERS, F.: Über die Fossilführung und Gliederung der Lößformation im Donautal bei Krems. - Z. deutsch. geol. Ges. **66** (M.Ber.), S. 379-383. 1915.
- WIESENEDER, H.: Zur Frage der fossilen Verwitterungshorizonte im Löß Niederösterreichs. - Centralbl. f. Min., Geol. u. Pal., Abt. B, 1933, S. 199-209.
- WOLDSTEDT, P.: Über die Benennung einiger Unterabteilungen des Pleistozäns. - Eiszeitalter und Gegenwart **3**, S. 14-18. 1953.

Manusk. eingeg. 8. 2. 1954.

Anshr. d. Verf.: Dr. Friedrich Brandtner, Wien XIX, Diemgasse 6.