

**MITTEILUNGEN
DER
ÖSTERREICHISCHEN
BODENKUNDLICHEN
GESELLSCHAFT**

WIEN XVIII, GREGOR-MENDELSTRASSE 33

HEFT 3 (JÄNNER 1959)

SCHRIFTLEITUNG

Prof. Dr. J. FINK

Prof. Dr. Ing. H. FRANZ

INHALTSVERZEICHNIS

J. FINK: Leitlinien der quartärgeologischen und pedologischen Entwicklung am süd-östlichen Alpenrand	2
L. JAKLITSCH: Zur Untersuchung-oststeirischer Böden, insbesondere jener auf Terrassen des Ritscheintales	15
CHR. LUMBE-MALLONITZ: Untersuchungen über den Zurundungsgrad der Quarzkörner in verschiedenen Sedimenten und Böden Österreichs	31

Leitlinien der quartärgeologischen und pedologischen Entwicklung am südöstlichen Alpenrand

Von JULIUS FINK, Wien

Im folgenden Aufsatz dieser Zeitschrift gibt Dr. Ing. L. JAKLITSCH, z. Zt. beim Soil Conservation Survey in Rhodesien, einen Auszug seiner Dissertationsarbeit, welche chemisch-physikalische Untersuchungen an einzelnen Böden der Oststeiermark zum Inhalt hat.

Als Einführung in die weitere Landschaft, aus der seine untersuchten Böden stammen, sind die folgenden Ausführungen gedacht. Es ist ein an Problemen reicher Raum und es wäre eigentlich notwendig, ihn ausführlich zu behandeln. Hier steht aber nur wenig Platz zur Verfügung, sodaß bloß die großen Zusammenhänge aufgezeigt werden können; es ist beabsichtigt, in absehbarer Zeit eine eingehende, mit allen erforderlichen Details ausgestattete Arbeit an anderer Stelle herauszubringen.

Wenn auch die Pleistozänforschung derzeit, wie überall in der Welt, auch in Österreich sehr stark in Fluß ist, kann doch die Landschafts- und Bodenentwicklung der letzten geologischen Erdperiode in großen Zügen überschaut werden. Der während des Pleistozäns unvergletschert gebliebene Raum (das periglaziale Gebiet) weist eine Fülle von Erscheinungen auf, deren einzelne früher fast nicht beachtet wurden. Vor allem durch den Einbau der Bodenkunde in die Feldforschung sind aber viele Phänomäne erst richtig erkannt, bzw. überhaupt erst gefunden worden.

Ein instruktives Beispiel für Möglichkeit und Anwendung moderner Forschung bietet der Raum der Südostabdachung. Abb. 1 zeigt den südöstlichen Alpenrand und sein Vorland. Der Alpenrand wird gebildet von den kristallinen Randbergen der Zentralalpen: Poßruck (1), Koralpe (2) und Stubalpe (3); dem (altpaläozoischem) Grazer Bergland (4), dem Kristallin von Rabenwald (5), Wechsel (7), Bucklige Welt (8) und Brennborg (9), denen das Serpentinegebiet von Bernstein (10) und die (paläozoische) Schieferinsel von Rechnitz (11) vorgelagert sind. Das Vorland ist in Buchten und Becken aufgegliedert. Während das Becken von Oberpullendorf (im mittleren Burgenland) im Osten direkt mit der Kleinen Ungarischen Tiefebene in Verbindung steht, ist das Grazer Becken (und die weit in den Gebirgsrand eingreifende Bucht von Friedberg) durch eine von der Rechnitzer Schieferinsel gegen Radkersburg ziehende („Südburgenländische“) Schwelle, gebildet durch Auftragungen und Durchspießungen des kristallinen Untergrundes, von der Kleinen Ungarischen Tiefebene etwas getrennt.

Ein wechselvolles geologisches Geschehen — über das wir durch zahlreiche Arbeiten WINKLER-HERMADENS (1957 u. a.) bestens unterrichtet sind — hat diesen Raum gestaltet. Gegen O und S tauchen die Schollen der Zentralalpen unter eine jungtertiäre und quartäre Sedimentdecke. Der im Laufe des Tertiärs stets wechselnde Grenzsaum Land-See hat die Entstehung einer Fülle von limnischen, paralischen, marinen und auch terrestrischen Ablagerungen bedingt, wobei generell gebirgsnah die ältesten Sedimente zu Tage treten und weiter im Vorland immer jüngere Schichten anzutreffen sind. Mit wenigen Ausnahmen (Leithakalke) sind die tertiären Ablagerungen als Lockersedimente ausgebildet (Mergel, Sande, Tone, auch Schotter). Ein für Österreich fremdes Element stellen die Zeugen vulkanischer Tätigkeit dar, die zwei Zeitperioden entstammen:

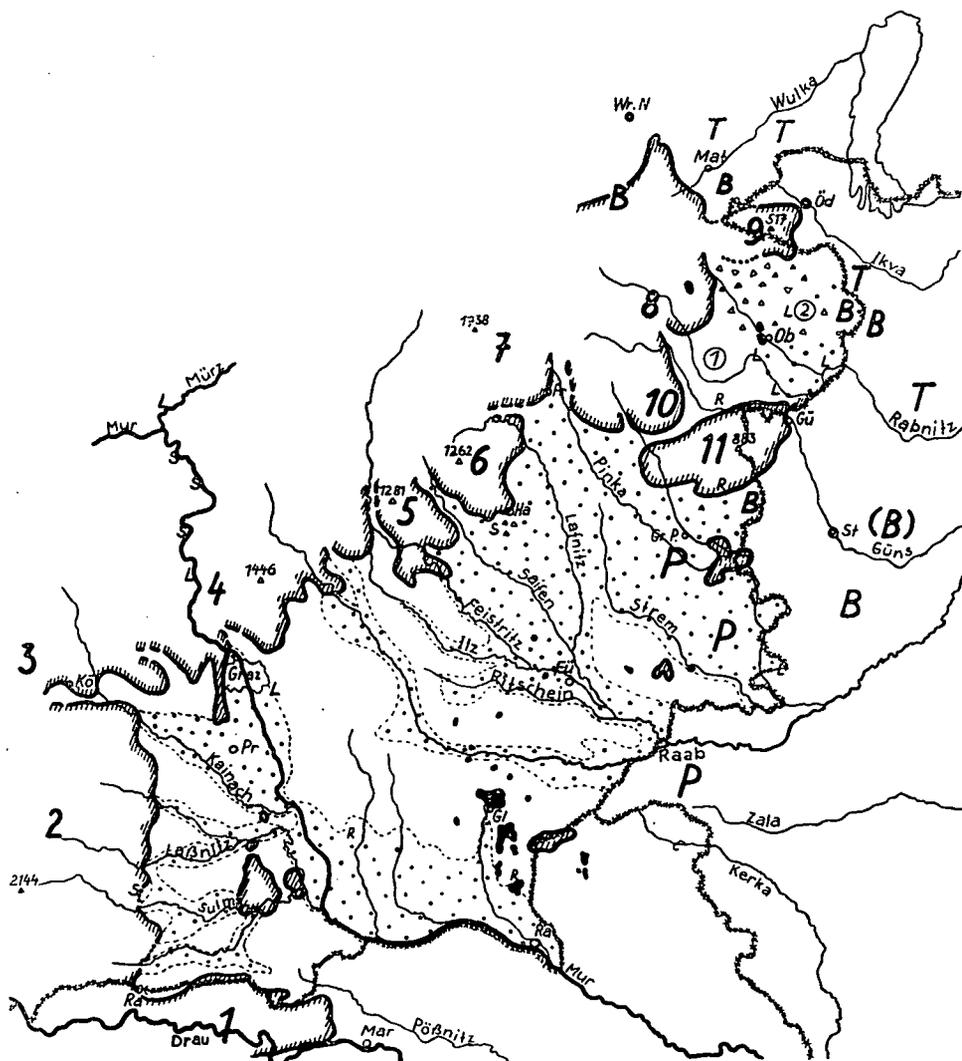


Abb. 1. Skizze des Gebirgsrandes und seines Vorlandes; Schwarz vulkanische Erhebungen. Fr... Friedberg, Fü... Fürstenfeld, Gl... Bad Gleichenberg, Gr.P... Großpetersdorf, Gü... Güns, Ha... Hartberg, Kö... Köflach, Mar... Marburg, Mat... Mattersburg, Ob... Oberpullendorf, Öd... Ödenburg, Pr... Premstetten, Ra... Radkersburg, Ra (mit Paßsignatur) ... Radlpaß, St... Steinamanger, Wr.N... Wiener Neustadt. Weitere Erklärungen im Text.

Miozänen Alters sind die Andesite und Trachyte Gleichenbergs, während die Basalte (und Tuffe) spätpliozänen Alters sind. Besonders die aus den weichen tertiären Sedimenten herauspräparierten Vulkankegel und -plateaus verleihen der Landschaft einen großen Reiz.

Für unsere Fragestellung gewinnt erst jene Zeit des Jungtertiärs besondere Bedeutung, in der das Gebirge nicht mehr vollständig abgetragen wurde (und seine ehemaligen

Formen nur mehr aus den korrelierten Sedimenten erschlossen werden können), sondern als bereits — heute sehr hoch liegende und nur mehr undeutlich erkennbare — Formen erhalten blieben. Es würde hier viel zu weit führen, auf die unterschiedlichen Ansichten bezüglich des Alters dieser ersten, erhaltenen Formen in unseren Alpen einzugehen. WINKLER-HERMADEN (1955) gehört jenem Kreis von Forschern an, der ein relativ geringes Alter dieser Formen annimmt; die ältesten Landflächen würden an die Wende Mio-Pliozän zu stellen sein. Er steht damit im Gegensatz zu vielen Morphologen, die ein weit höheres Alter (mittleres Miozän) vertreten zu können glauben. Durch die stete (gedankliche) Verbindung mit den Sedimenten des Vorlandes erhalten die Vorstellungen WINKLER-HERMADENS sehr an Gewicht, wenn auch exakte Beweise (etwa zeitlich bestimmbare Sedimentdecken auf bestimmten Niveaus) nicht vorhanden sind.

Für die Art und Gruppierung der Altformen am Gebirgsrand und im Vorland ist die Koralpe ein gutes Beispiel. So zeigt ein Blick vom Radpaß gegen N mehrere W-O-streichende breite Rücken, die als Zwischentalscheiden senkrecht vom Hauptkamm der Koralpe gegen das Vorland ziehen. Jeder dieser Rücken bildet eine deutliche Treppe, da langgedehnte Verebnungen jeweils durch markante Steilstufen getrennt sind. Jede dieser Verebnungen stellt eine (Fuß-) Fläche dar, deren zugehöriger (innerer) Steilrand annähernd parallel zum N-S-streichenden Hauptkamm der Koralpe verläuft. Dieser Steilrand hängt nicht mit den heutigen Tälern (Sulm und Laßnitz) zusammen, welche zentripetal von der Hebungsachse weg in das Vorland ziehen und die Altflächentreppe in die oben erwähnten Zwischentalscheiden aufgelöst haben.

Der größte Teil der Altflächen des Gebirgsrandes entspricht dieser Formung, wobei über weite Strecken der Rand des Kristallins gleichzeitig die äußerste Steilstufe („Knick“) bildet. Die tertiären Sedimente des Vorlandes stellen mit Ihrer höchsten Flur so die äußerste und tiefste Fußfläche dar. Inwieweit Niveaus von schon im Vorland liegenden Aufragungen des Untergrundes (Südburgenländische Schwelle, Sausal) und von flächenmäßig größeren vulkanischen Erhebungen mit höheren Fußflächen in den Randmassiven verbunden werden können, soll hier nicht behandelt werden. Der petrographische Gegensatz zwischen hartem Kristallin und weichen tertiären Sedimenten hat auch in späterer Zeit, während anderer Klimabedingungen, die erste Anlage verstärkt, sodaß heute an langen Abschnitten das Kristallin „kliffartig“ die „Gipfelfur“ des Vorlandes überragt. In die höchste Vorlandflur, welche auch bei WINKLER-HERMADEN (1955, Seite 79) als „morphologische Ausgangsform für die Modellierung der heutigen Landschaft im oststeirischen Tertiärbereich“ angesehen wird, sind über weite Flächen jüngsttertiäre und quartäre Terrassen eingeschnitten; diese Räume sind in Abb. 1 mit Schottersignatur dargestellt.

Die am Gebirgsrand beginnende höchste Vorlandflur zeigt beträchtliche Unterschiede im Bezug auf Höhe und Aufbau. So ist im mittleren Burgenland eine Zweiteilung zu beobachten. Der auf Abb. 1 mit (1) bezeichnete Raum trägt eine Fußfläche, die mit dem Taltrichter aus dem Kirchbacher Raum korrespondiert. Sie erstreckt sich ungefähr über den Bereich der miozänen Sedimente. Von N, aus dem Raum Kobersdorf, tritt eine tiefere Fußfläche (mit (2) bezeichnet) in das Vorland, die einen besonders ausgeprägten Knick, der hier teilweise schon in tertiären Sedimenten liegt, im N und NW aufweist (vergl. hiezu die quartärgeologisch-bodenkundliche Karte 1:100.000 bei FINK 1957).

Um den Hartberger Sporn (Masenbergmassiv) oder im Bereich der soeben genannten Fußfläche (2) des Oberpullendorfer Beckens ist zu beobachten, daß diese Fußflächen eine mächtige Schuttdecke tragen, die z. T. kryoturbar gestaut ist. Während sie am Hartberger Sporn bei Schildbach nur 1,5 m Dicke erreicht (dort ist tertiärer Kalksandsteinschutt frostgestaucht), hat sie am Nordrand des Oberpullendorfer Beckens eine

Mächtigkeit von mehreren Metern. Bzgl. ihrer Frosterscheinungen siehe FINK (1957, Tafel VIIa, Abb. 4). Sie streicht von Weppersdorf-Lackenbach, allmählich verdünnend, weit nach S und wird schließlich bei Kroatisch-Geresdorf von Flußschottern der Rabnitz abgelöst. (Auch hiezu FINK 1957). Dieser Schuttmantel besteht fast ausschließlich aus scharfkantigen Quarziten (vom Brennborg), die über kopfgroß werden und nahe der Oberfläche mitunter zu Windkantern umgeformt sind. Im Bereich der mächtigen Schuttdecke (und dem liegenden pannonen Quarzsand) kommt es örtlich zur Ausbildung (substratgebundener) Podsole. Wo die Schuttdecke über tonigem Tertiär — das eine ideale Gleitbahn darstellt — ausdünn, treten (geologische) Zweischichtenprofile auf, wie etwa im Ziegelwerk Markt St. Martin:

0–15 A, humoser, stark steiniger (Quarzschutt) lehmiger Sand
 15–30 A, hellgrauer, stark steiniger (Quarzschutt) schwach lehmiger Sand
 ab 30 cm S stark vergleyter, dichter, toniger Lehm bis lehmiger Ton.

Das Auftreten von Kryoturbationen in dem Schuttmantel, vielleicht auch die Verzahnung mit Flußschottern (der Rabnitz) sprächen für pleistozänes Alter dieser Vorlandflur(en), die Kappung des Basaltes bei Oberpullendorf hingegen eher für ein älteres. Wir gehen nicht fehl, wenn wir hier die Anlage der Form älter stellen als die Überarbeitung des Schuttmantels.

In den meisten Teillandschaften des Vorlandes sind hingegen die tertiären und quartären Formelemente nicht so eng verknüpft. Fast immer läßt sich eine Dreigliederung erkennen:

1. Getreppte Randgebirge mit ihnen vorgelagerter oberster Vorlandflur.
2. Oberste Vorlandflur, aufgelöst in einige gegeneinander nicht sehr deutlich abgesetzte Niveaus.
3. Darunter, wieder ohne deutliche Grenze, quartäre Terrassen.

Es hat somit ein allmählicher Klimawandel stattgefunden, dessen Nachweis schon durch viele Beobachtungen aus anderen Räumen gegeben ist. Trotzdem ist es in unserem Falle verfrüht, zu entscheidenden klimamorphologischen Fragen, wie sie erst vor kurzem von MENSCHING (1958) aufgeworfen wurden, Stellung zu nehmen, obwohl ich überzeugt bin, daß die Südostabdachung in den Kreis der aussagefähigen Landschaften einbezogen werden muß und daß gerade von der Paläopedologie hiezu wichtige Mitteilungen gemacht werden können (s. u.).

Die zeitliche Fixierung der Formen kann nie ganz exakt sein, besonders nicht für jene der Wende Plio-Pleistozän. Der Nachweis (syngenetischer) Kryoturbationen und damit eines gesicherten pleistozänen Alters ist für alt- und ältestquartäre Terrassen sehr schwierig¹. Meist sind die Schotterdecken sehr dünn oder überhaupt nur Überstreuungen vorhanden, sodaß allfällige Frosterscheinungen auch aus jüngeren Kaltzeiten stammen können. WINKLER-HERMADEN (1955) geht daher sicher zu weit, wenn er neben den Begriffen „Präquartär“, „präglazial“ und „Villafranca“ auch noch „Daz“ und „Levantin“ verwendet. Abgesehen davon, daß Daz und Levantin selbst in den südosteuropäischen Ländern verschiedendartig verwendet werden und daher eine Neufassung, wie sie PAPP (1958) vorgeschlagen hat, dringend erforderlich ist, wird eben das Alter der einzelnen Fluren nie so genau festgelegt werden können. Ein Ausweg wäre, den Begriff „Präquartär“ für jene Formen des ausklingenden Tertiärs zu belassen, die denen des Quartärs schon ähnlich sind, in unserem Falle jenen aus der obersten Vorlandflur herausmodellierten Niveaus, die allein schon wegen ihrer relativen Höhe über dem (heutigen) Talboden des Vorlandes (100 bis teilweise 150 m) ein vorquartäres Alter ausweisen müssen, andererseits aber nicht mehr mit dem Zeitabschnitt, in dem die (letzte) Fußfläche geformt wurde, zusammenhängen.

¹ Auf die Tatsache, daß alle pleistozänen Schotter dieses Raumes kaltzeitlich akkumuliert wurden, wird später noch eingegangen.

Zusammenfassend kann also gesagt werden: Der Wandel in der Morphogenese dieses Raumes liegt im Klima begründet — wenngleich die Höferschaltung des Gebirges und andere tektonische Einflüsse selbstverständlich ihre Bedeutung besitzen. Die Randgebirge sind getreptt, die äußerste Stufe (Knick) fällt meist mit der Grenze Kristallin zu Tertiär zusammen, sodaß sie besonders markant ist. Die tiefste Fußfläche² (= oberste Vorlandflur) ist zu einigen, sehr undeutlichen Niveaus modelliert, welche in das ausklingende Tertiär zu setzen sind und die ohne scharfe Grenze in die quartären Terrassen übergehen.

Die Verbreitung der Bodentypen spiegelt die petrographisch-morphologischen Verhältnisse wider. Die Böden der Randgebirge lassen sich streng in zwei Gruppen trennen. 1) Auf den Verebungen und teilweise in (kleineren) Tälern liegen die Reste alter Verwitterung und 2) auf den steileren Hängen die postglazialen Böden. Letztere sind zu der normalen Catena auf saurem, festem Gestein geordnet: (Magere) silikatische Braunerden gehen in der Höhe in Semipodsole über. Nur in den höchsten Lagen der Randgebirge (die aber nicht mehr zur Bodenprovinz der SO-Abdachung gehören) treten auch klimatisch bedingte Podsole auf. Substratbedingte Podsole finden sich dagegen schon in geringer Höhe, etwa auf unterostalpinen Quarziten. Der Übergang Braunerde: Semipodsol liegt im hier behandelten Raum erst um 1400 m, während er sich im Pinzgau noch bei 800—900 m befindet³. Dies erklärt sich aus dem starken Einfluß des illyrischen Klimas in den Randgebirgen, welches durch eine dem pannonischen Klimas sehr ähnliche Temperatur, dagegen aber höhere Niederschläge ausgezeichnet ist; weitere Angaben bzgl. Klima siehe im folgenden Aufsatz.

Die Reste alter Verwitterung treten als Reliktböden oder Bodensedimente auf. Bewußt wird vorläufig der Sammelname „Alte Verwitterungsdecken“ verwendet. Wir können diese für die Paläopedologie besonders wichtigen Formen noch ausgedehnter im Wald- und Mühlviertel finden, weil sie dort noch weniger der späteren Abtragung zum Opfer gefallen sind (Rumpflandschaft); aber auch die SO-Abdachung ist — entsprechend dem Auftreten alter Landoberflächenformen — noch relativ reich an ihnen. Wir vermögen bereits eine gewisse typologische Gliederung durchzuführen, doch fehlen noch chemische und vor allem röntgenographische Untersuchungen. Generell muß die tertiäre Verwitterung von der des Pleistozäns unterschieden werden; was aber auf Schwierigkeiten stößt, da pleistozäne Solifluktionsschuttdecken oft tertiäres Material beinhalten. Die ortständige pleistozäne Verwitterung ist aber stets von der tertiären abtrennbar.

Auch hier ist der Begriff „Tertiär“ sehr weit gezogen und umfaßt verschiedene Klimabedingungen. Kaolindecken (die noch den Kontakt mit der Unterlage aufweisen) sind in geologisch ältere Zeitperioden zu stellen als mehrere Meter tief zermürbte, mit dem Messer schneidbare, aber nicht kaolinisierte Aufwitterungen, wie sie in den Randgebirgen und im Raum der Fußfläche (1) des mittleren Burgenlandes (beim derzeitigen Straßenbau Dörf—Piringsdorf) anzutreffen sind⁴. Dieser jüngsttertiären (?) Verwitterung gehören auch Aufschlüsse im Raum Althodis westl. Rechnitz (z. B. unmittelbar hinter der Kirche) an, in denen ein bis in zwei Meter Tiefe entkalkter Kalkglimmerschiefer von dezimeterdicken Rotlehmadern durchzogen ist (der autochthone Boden ist längst abgetragen, findet sich aber im ganzen Raum zwischen 500 und 450 m flächenhaft weit verbreitet). Die Position dieser Rotlehme entspricht etwa den „präquartären“ Fluren⁵ (= R in Abb. 1).

² Der Begriff „Fußfläche“ ist hier rein morphographisch und nicht -genetisch verwendet.

³ Dem Übergang fehlt ein Lessivé-Stadium, weil es sich um bodenartlich leichte Formen handelt; dieses ist nur in bindigen Böden anzutreffen (vergl. FINK 1958).

⁴ Diese Fußfläche kappt auch über weite Strecken Kristallin des Untergrundes.

⁵ Hier darf kein voreiliger Schluß bezüglich der von MENSCHING (1958) aufgeworfenen Frage: Rumpffläche oder Fußfläche gezogen werden. Das Ausgangsmaterial der hier erwähnten Rotlehme ist kalkig. Kalkverwitterungsböden nehmen aber stets eine Sonderstellung ein; ihr Alter (besser ihre jüngste

Bei den pleistozänen, kalt- und warmzeitlichen Bodenbildungen handelt es sich meistens um Braunlehme und Pseudogleye. Freilich sind diese durch die Solifluktion meist stark gestört. Immer scheinen sehr enge Beziehungen zwischen Braunlehmen, die eine Durchschlämmung (Lessivage) mitgemacht haben – und dadurch gebleicht sind – und Pseudogleyen vorhanden zu sein⁶.

Im Bezug auf Oberflächenform und Böden können im Vorland zwei Teillandschaften unterschieden werden: In der einen treten die tertiären Sedimente unmittelbar an die Oberfläche (in Abb. 1 weiß gelassene Räume), in der anderen (in Abb. 1 mit Schotter-signatur) bilden jene den Sockel für Terrassenschotter und Deckschichten. Im erstgenannten Raum sind durch die Wechsellagerung von sandig-schottrigen und tonig-mergeligen Schichten starke Rutschungen vorhanden, die so häufig sind, daß sie dieser Teillandschaft das Gepräge geben. Besonders charakteristisch sind die Räume beiderseits des Raabtales und Teile der Weststeiermark. Von kleinen Abrisfnischen bis zu den in den zirkusartigen Talschlüssen auftretenden Großrutschungen sind alle Übergänge vorhanden. Die Böden solcher Räume sind äußerst schwer zu kartieren. OSWALD (1955) hat eine Kartierung der forstlich genutzten Flächen nördlich Fehring versucht und dabei Kolluvien verschiedenster Zusammensetzung und unterschiedlichen Alters, welche mehr oder minder stark grundwasservergleyt sind, neben autochthonen Braunerden und Rohböden unterschieden. Dem Straßenbauer ebenso wie dem Siedlungsplaner erwachsen große Schwierigkeiten in diesem Landschaftsraum. WINKLER-HERMADEN hat immer wieder (zuletzt 1955, Abb. 4) auf diese Rutschungen hingewiesen, die oftmals die Anlage von Obstgärten verhindern und sogar zu Rißbildungen in und dem Einsturz von Häusern führen können.

Von entscheidender Bedeutung für unsere Fragestellung ist die zweitgenannte Teillandschaft, in welcher die einzelnen Terrassen meist modellartig ausgebildet sind. In letzter Zeit ist durch Straßenbauten, vergrößerte Schottergruben und Ziegelwerke, nicht zuletzt durch die detaillierte Bodenkartierung (der landwirtschaftlich genutzten Fläche) für einzelne Terrassentreppen ein gesichertes Bild entstanden, das stets für jede Terrasse beinhaltet:

1. Eine Abfolge Tertiärsockel-Schotter-Deckschichten
2. Eine scharfe Grenze zwischen Schotter und Deckschichten (auch zwischen Tertiär und Schotter)
3. Die Deckschichten sind überwiegend als stark tagwasservergleyte Lehme ausgebildet. Ihre Mächtigkeit schwankt, beträgt aber meist mehrere Meter.

Eine Differenzierung besteht im Bezug auf die Ausbildung der untersten Elemente der Terrassentreppen zwischen Mur (und Drau) einerseits und den autochthonen Flüssen (= jene Gerinne, die während der Kaltzeit nicht von einem Gletscher gespeist wurden) andererseits. An der Mur ist eine mächtige würmeiszeitliche Niederterrasse entwickelt, welche nur geringmächtige sandig-lehmige Deckschichten trägt (beispielsweise im Grazer Feld). Die Bodenbildungen darauf sind Braunerden. In diese Niederterrasse ist die holozäne Austufe (= „Zone der rezenten Mäander“) als eigentliches Alluvium eingesenkt. Auf ihr findet sich die normale Catena der Auböden. An den autochthonen Gerinnen ist hingegen nur ein Talboden ausgebildet, dort fällt die Niederterrasse (als stratigraphischer Begriff) mit der Austufe zusammen. Der oft kilometerbreite Talboden

Entstehung) in unserem Raum ist noch nicht geklärt, reicht aber sicher ins Pleistozän hinein. Anders ist dies bei silikatischen Rotlehmen.

Wir erkennen, welche Bedeutung in der Verbindung von Bodentyp und Landschaftsform liegt und wo die moderne bodentypologische Forschung anzusetzen hat!

⁶ Das Lessivé-Stadium ist stets der Vorläufer für den Pseudogley, der nur auf bindigen (oder dichtgelagerten) Substraten auftritt und das Gegenstück zu dem – ebenfalls streng klimagebundenen – Podsol auf leichten Böden darstellt (vergl. FINK 1958).

ist durch die Lateralerosion während der letzten Kaltzeit entstanden ⁷, ebenso die Aufschotterung über dem tertiären Untergrund. Über den Schottern (der Niederterrasse) liegen holozäne Sande und Aulehne, weil die Austufe nur wenig in den Talboden eingesenkt ist (sodaß auch heute noch bei größeren Überschwemmungen im Frühjahr weite Flächen des Talbodens überschlickt werden). Das aufgelandete Bodenmaterial ist — entsprechend dem Einzugsbereich der autochthonen Gerinne — meist sehr bindig, weshalb der Talboden fast ganz von Grundwassergleyen eingenommen wird. Nur ein schmaler Streifen an den Gerinnen wird von Auböden gebildet.

Diese Verschiedenheit erklärt sich daraus, daß an großen Strömen die Möglichkeit für eine holozäne Erosion besteht, während die Kraft der autochthonen Gerinne viel zu gering ist; (auch dies ein Beweis dafür, daß die breiten Talsohlen derselben nicht holozän sein können.)

Die übrigen Elemente der Terrassentreppen zeigen hingegen sowohl an der Mur als auch an den autochthonen Gerinnen das gleiche, bereits unter 1) bis 3) charakterisierte Bild. Nicht nur jede Terrasse für sich, sondern die ganze Abfolge (Treppe) entspricht der Situation des (nördlichen) Alpenvorlandes. Man geht daher nicht fehl, auch für die Terrassen der SO-Abdachung die gleichen formenden Kräfte, nämlich Akkumulation während der Kaltzeiten und nachfolgende Zerschneidung infolge allmählich Hebung des Gebirges ⁸, anzunehmen. Nur die Kaltzeiten haben durch ihr periglaziales Klima eine mächtige Schuttanlieferung gebracht, gleichzeitig standen genügend Wassermengen zur Verfügung, um den Transport durchzuführen. Es waren somit auch hier wieder klimatische Faktoren für die Profilierung der Landschaft maßgebend. WINKLER-HERMADEN (1955), dessen Argumente wir nun öfters kritisch beleuchten müssen, nimmt hingegen für die Terrassen der autochthonen Gerinne ein interglaziales Alter an, während er im Bereich der Mur (und Drau) an eine Ineinanderschachtelung von glazialen und interglazialen Terrassen denkt. Die interglazialen (warmzeitlichen) Terrassen wären eustatisch bedingt, indem ein Rückstau der Donau bis in die ungarische Tiefebene wirksam gewesen sein soll (obwohl das Eiserne Tor eine abschirmende Wirkung ausüben mußte), während die glazigenen kaltzeitlich-klimatisch angelegt wurden. Daß derart heterogene Faktoren eine Terrassenfolge erzeugen sollten, die über viele Kilometer verfolgt werden kann — ein Konvergieren ist nur bei der Niederterrasse mit der Austufe vor dem Ende von Beckenabschnitten zu beobachten — erscheint schon theoretisch unwahrscheinlich, ist auch im Umkreis der Alpen nirgends anzutreffen. Wie nachfolgend noch bewiesen wird, sind alle quartären Terrassen der SO-Abdachung kaltzeitlichen Alters. Den Unterschied in den Auffassungen zeigt die folgende Gegenüberstellung:

Mur	WINKLER- HERMADEN	FINK	autochthone Gerinne	WINKLER- HERMADEN	FINK
Austufe	holozän	holozän	Aulehne	holozän	holozän
Nieder- terrasse	teilweise würmeiszeit- lich (ohne Flur Straß- Radkersburg)	würmeiszeit- lich	Talboden- schotter (und For- mung)	holozän	würmeis- zeitlich

⁷ Wenn auch die tektonischen Eiriftüsse keineswegs unterschätzt werden dürfen, so ist doch die (allgemeine) Schrägstellung des Vorlandes, welche für WINKLER-HERMADEN (1955, Seite 133) die Ursache für die breiten Talböden ist, nicht das entscheidende Moment; wohl ist aber das teilweise einseitige Auftreten von Terrassentreppen auf die Tektonik zurückzuführen.

⁸ Die genaue zeitliche Fixierung der Erosion bleibt hier ohne Belang.

Mur und autochthone Gerinne

WINKLER-H. FINK

Erste lehmbedeckte Schotterterrasse = Helfbrunner Terrasse = Untere Terrassen(gruppe)	R/W	rißeiszeitlich
(Mehrere) lehmbedeckte Schotterterrassen = Schweinsbachwald, Rosenbergtterrasse = Mittlere Terrassengr.	ältere Inter-glaziale	ältere Kaltzeiten
Nur mehr teilweise lehmbedeckte Schotterterrassen (starker solifluidaler Abtrag) = Obere Terrassengruppe	älteste Inter-glaziale	älteste Kaltzeiten

Wenn auch die meisten (Gegen)argumente von der bodenkundlichen Seite her erbracht werden, muß zumindest auf eine wichtige morphologische Beobachtung hingewiesen werden: Als „Modellfall“ der lehmbedeckten Terrassen gilt die Helfbrunner Terrasse im Raum St. Veit am Vogau-Pichla-Ratschendorf (N von Mureck). Ihr Rand weist mehrere Dellen (Trockentälchen) auf, die auf die tiefere Flur (Straß-Radkersburg) hinunterziehen. Diese tiefere Terrasse ist somit eine (würmeiszeitliche) Niederterrasse, weil eben die Dellen nur auf einen noch eiszeitlich entstandenen Schotterkörper ausmünden können. Außerdem sind noch deutliche Kryoturbationen (westl. Wagendorf) vorhanden. Die gleiche Argumentation, mit der im Wiener Raum das würmeiszeitliche Alter der Praterterrasse und das rißeiszeitliche der Gänserndorfer- (und Stadt-)terrasse bewiesen wurde (vergl. FINK und MAJDAN 1954), gilt auch hier.

Setzen wir die im obigen Terrassenschema auftretenden Terrassen den einzelnen Kaltzeiten des Pleistozäns gleich, so kommen wir zu einer größeren Zahl von Eiszeiten als bisher — nach der Nomenklatur PENCK-BRÜCKNERS (1909) — angenommen wurde. Dies hat auch WINKLER-HERMADEN (1955) ins Treffen geführt, um gegen die kaltzeitliche (oder überhaupt klimatische) Entstehung der Terrassen argumentieren zu können. Nun sind aber im Umkreis der Alpen an vielen Flüssen Terrassentreppen studiert worden, die ebenfalls weit mehr Glieder enthalten, als nach der „klassischen“ Vorstellung möglich wäre. Nur einige Beispiele seien hier angeführt:

1. Nördlich des Kobernaußer Waldes und im Mattigtal (im Vorland des Salzachgletschers) sind über den älteren Deckenschottern noch mehrere kaltzeitlich gebildete Schotterfluren vorhanden. Diese wurden von WEINBERGER (1955) Eichwaldschotter genannt. Eine spezielle Arbeit hierüber ist von diesem Autor in Bälde zu erwarten.

2. Hohe Terrassen der Donau im Kremser Raum (auf dem Kremfeld) haben im Schotter eine quartäre Fauna eingeschlossen (vergl. GRILL 1957); Darunter folgt noch eine reich gegliederte Terrassentreppe, wobei erst tiefere Elemente von PENCK (1909) als Äquivalente der Deckenschotter bezeichnet wurden. Eine diesbezügliche Arbeit von L. PFFL ist derzeit im Druck.

3. Ebenso verhält es sich im Wiener Raum (vergl. FINK u. MAJDAN 1954), wo ebenfalls eine reiche Gliederung gegeben ist.

Mit Absicht wird hier nicht auf die — schon vor längerer Zeit erfolgte — Aufgliederung (oder besser Angliederung) von prä-günzeiszeitlichen Schotterfluren im bayerischen Raum verwiesen; auch der ungarische Donauabschnitt könnte herangezogen werden. Auch der eben erschienene regionale Band von WOLDSTEDT (1958) bietet hinreichend Beispiele für selbständige, vor der Günzeiszeit liegende Kaltzeiten aus dem Umkreis der Alpen. Es fügt sich also das (reiche) Terrassenschema der SO-Abdachung harmonisch in den Aufbau der übrigen Terrassenlandschaften ein. Es werden sogar — bei eingehender Untersuchung — hier noch bessere Ergebnisse als in anderen Räumen erzielt werden können, da die Terrassentreppen an den autochthonen Gerinnen rein periglaziär bedingt sind.

Fast in allen Schotterkörpern der SO-Abdachung sind Kryoturbationen zu finden, wodurch die Kaltzeitnatur gesichert ist. Freilich ist die Aufschlußdichte (insbesondere

innerhalb der Terrassentreppen der autochthonen Gerinne) nicht allzu groß und auch in dieser Richtung noch nicht genügend durchforscht. Abgesehen davon liegt aber der wichtigste Hinweis für die Entstehung dieser Terrassen in der Genese der Deckschichten.

Diese Deckschichten liegen mit einer Mächtigkeit von mehreren Metern den Schottern auf, bilden eine völlig ebene Oberfläche und sind (im größten Teil des hier behandelten Raumes) durchgehend vergleyt. Die charakteristischen Erscheinungen der Tagwasservergleyung liegen vor: Eisen und Mangan sind sowohl in Form von Punkt-konkretionen, als auch (überwiegend) in Form von Bestegen auf den deutlich strukturier-ten Aggregatflächen anzutreffen. Die Struktur selbst ist grobprismatisch, läßt sich jedoch — und das ist besonders wichtig — innerhalb der großen Prismenkörper auch in plattige, 6—8 mm dicke scharfkantig begrenzte Aggregate aufgliedern. Die Plattigkeit wird oft verdeckt durch einen allgemein scharfkantig-blockigen Zerfall, doch ist stets auch die horizontale Ablösung zu erkennen. Neben den starken Manganabsätzen sind es die besonders die großen Prismen kenntlich machenden Fahrwinden, die in extremen Fällen sogar cm-Dicke erreichen.

Es wäre — rein gedanklich — unvorstellbar, diese intensive Tagwasservergleyung als das Werk eines pedogenetischen Prozesses anzusehen, der von oben her die Lehme erfaßt und auf eine Tiefe von manchmal 6—8 m umgewandelt hätte⁹. Diese Vergleyung ist primär bei der Sedimentation entstanden, *in situ*, und da es sich um eine äolische Sedimentation handelte (s. u.), waren es somit die Phänomäne der Tagwasservergleyung.

Nur bei geübtem Blick zeigen die Profilwände mehrere Bildungsabschnitte: Zonen starker Punkt-konkretionen, vereinzelt auch schmale linsenförmige Einlagerungen von Grundwassergleybildungen treten bei genauer Betrachtung hervor. Dennoch bleibt — im großen gesehen — das Bild einer einheitlich marmorierten Lehmdecke vorhanden. Nur in den peripheren Gebieten, im O und NO des hier behandelten Raumes, geht die Vergleyung der Deckschichten allmählich zurück (ebenso wie die der rezenten Böden), das Gefüge wird lößähnlich und zwischengeschaltete fossile Böden treten deutlicher hervor. Ebenso wie heute die Niederschläge gegen den Gebirgsrand zu allmählich ansteigen, war auch zur Zeit der äolischen Sedimentation dieser Deckschichten eine (klimatische) Zonengliederung vorhanden, die von der trockenen Lößlandschaft über die feuchte Lößlandschaft bis in die Region der Decklehme gereicht hat. Eine ähnliche Faziesdifferenzierung ist auch in anderen mitteleuropäischen Räumen zu erkennen; auf sie wird später noch eingegangen.

Von besonderem Wert sind somit die zwischengeschalteten fossilen Böden, welche eindeutig die äolische Natur der Lehme (= Staublehme) beweisen. Das bisher wichtigste Profil, das deshalb auch hier genannt sein soll, ist in der Abbauwand des Ziegelwerkes von Groß-Petersdorf aufgeschlossen. Es liegt in einer markanten morphologischen Position: Auf dem Rücken zwischen Tauchenbach und Pinka, der hier zu einer Terrasse, die ca 70 m über den Talauen liegt, modelliert ist. Bezüglich der Abfolge in diesem Aufschluß sei auf Abb. 2 verwiesen.

Während die 70 m-Terrasse, die zur oberen Terrassengruppe gehört, (zumindest) drei fossile Böden aufweist, ist in den Decklehmern der Terrasse von Premstetten südlich Graz (etwa 20 m-Terrasse = mittlere Terrassengruppe) ein kräftiger fossiler Boden eingeschlossen¹⁰.

Bei den fossilen Böden handelt es sich meist (auch) um Pseudogleye, seltener Grund-wassergleye, — wodurch eben die Auffindung innerhalb der primär tagwasservergleyten

⁹ Wie dies WINKLER-HERMADEN (1955, Seite 55) annimmt.

¹⁰ Es würde zu weit führen, auch auf andere, z. T. schon bekannte Aufschlüsse, wie jene der Ziegelwerke St. Peter bei Graz, die ebenfalls sehr instruktiv sind, näher einzugehen. Dies soll einer mono-graphischen Bearbeitung vorbehalten bleiben.

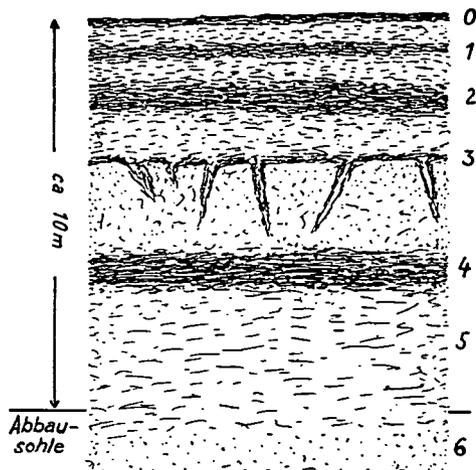


Abb. 2. Schematisiertes Profil der Abbauwand des Ziegelwerkes Großpetersdorf. 0 ... rezenter (mäßiger) Pseudogley, 1... Unterboden eines mäßigen Pseudogleys, 2... extremer, teilweise anmooriger Pseudogley, 3... Zone starker Trockenrisse (?) mit stärksten vergleyten Spalten, 4... Grundwassergley, teilweise anmoorig; zwischen 0 bis 4 mehr oder weniger vergleyte Staublehme, 5... tertiärer Tegel, 6... tertiärer Sand.

Staublehme sehr erschwert wird. Wir dürfen daraus ableiten, daß die Bildungsbedingungen in den einzelnen Warmzeiten des Pleistozäns in diesem Raum ungefähr die gleichen wie im Holozän waren. Das heißt weiter, daß im Pleistozän eine ähnliche klimatische Differenzierung wie heute vorlag (was nicht nur für die Warmzeiten, sondern in modifizierter Form auch für die Kaltzeiten des Pleistozäns zu gelten hat).

Über die Korngrößenverteilung dieser Staublehme braucht hier nicht viel gesagt zu werden. L. JAKLITSCH gibt in seinem Aufsatz Analysen, aus denen hervorgeht, daß der Staubanteil entsprechend hoch ist, der Sandgehalt sich in den möglichen Grenzen hält und entsprechend der Feuchtsedimentation der Rohthongehalt bedeutend höher als bei Lössen liegt.

All dies berechtigt, die Deckschichten als äolische Bildungen anzusprechen. Dort, wo die primäre Tagwasservergleyung der kaltzeitlich sedimentierten äolischen Schichten nicht zu stark war, d. h. wo sich der Biotop dem einer Lößlandschaft genähert hat, treten auch die dazwischenliegenden warmzeitlichen fossilen Böden deutlich hervor. Dort, wo hingegen der Staub primär zu Staublehm und zu Pseudogley umgewandelt wurde, blieb eben der oben geschilderte Eindruck einer homogen vergleyten Wand, der bis heute alle Bearbeiter dazu verleitet hatte, in diesen Deckschichten fluviatile Sedimente, nämlich Aulehme, zu sehen. Ich selbst habe mich erst nach ausgedehnten Feldbeobachtungen von dieser Ansicht lösen können (FINK 1958), nachdem ich früher (FINK 1951) auch von Aulehmen gesprochen hatte und sogar noch kürzlich (FINK 1957) das mittlere Burgenland als einen „Übergangsraum zwischen Löß- und Aulehmbereich“ auffaßte¹¹. Anlässlich eines Vortrages auf der Tagung der Ungarischen Geologischen Gesellschaft in Szeged im Sommer 1958, der unter anderem die Bildung der Decklehme behandelte — bereits im Sinne der neuen Auffassung — wurde ich auf die Arbeiten SÜMEGHYS (1951,

¹¹ Auch der folgende Aufsatz von L. JAKLITSCH war noch nicht von dem neuen Gesichtswinkel aus abgefaßt und wurde daher in dieser Richtung überarbeitet.

1952) aufmerksam gemacht, in denen bereits die (neue) Auffassung niedergelegt ist. Der leider schon verstorbene ungarische Geologe hat — in der überschauenden Betrachtung eines weiten Raumes — erkannt, daß die quartären Sedimente und die aus ihnen hervorgegangenen rezenten Böden eine zonale Anordnung zeigen: In der großen Lößtafel Transdanubiens zwischen Donau und Plattensee finden sich über typischem, strohgelbem, kalkreichem Löß Tschernoseme, weiter westlich unter einem verlehnten, bräunlichen Löß die Braunerden und schließlich ganz im W, schon an der Landesgrenze gegen Österreich, an mehreren Stellen die „Fahlerden“. Der zonale Aufbau der südrussischen Landschaft wiederholt sich hier um 90° gedreht. Und damit ist für SÜMEGHY, der seine Betrachtung von der trockenen Lößlandschaft aus anstellte, nie ein Zweifel an der äolischen Natur der Deckschichten im niederschlagsreicheren Raum erwachsen.

Die Faziesdifferenzierung äolischer Sedimente sowie fossiler und holozäner Böden kann kurz durch andere Beispiele aus mitteleuropäischen Räumen bewiesen werden:

1. Elsaß: Von der Trockeninsel bei Kolmar bis zum niederschlagsreichen Sundgau ist die gleiche Abfolge festzustellen, wenn auch am trockenen Ende dieser klimatischen Catena nur sehr satte Braunerden (statt der Tschernoseme) vorhanden sind; dann folgen die Parabraunerden und schließlich die Pseudogleye (FINK 1957).

2. BRUNNACKER (1955, 1956) hat für den bayerisch-fränkischen Raum eine exakt belegte Faziesdifferenzierung nachgewiesen. Der unter großen Niederschlägen stehende Alpenrand weist die „Decklehmfazies“ auf, während gegen N oder etwa im trockenen Mainfranken Sedimente und fossile Böden auftreten, die nahe an die des österr. Trockengebietes heranreichen.

3. Im österr. Teil der Nordabdachung wurde sowohl in den fossilen als auch den rezenten Böden eine deutlich erkennbare Faziesdifferenzierung nachgewiesen (FINK 1956a, b). Der Übergang von der trockenen in die feuchte Lößlandschaft von O gegen W ist aber ebenso auch bei einem N-S-Schnitt im nördl. Alpenvorland (wie in Bayern) anzutreffen. Die Sedimente, welche gebirgsnah an der Nordabdachung liegen, unterscheiden sich morphologisch oft kaum von jenen der SO-Abdachung! An die Stelle der Löss treten Staublehne, die eine plattige Struktur, stärkste Häutchen von Mn und Fe und starke Fahlrinden aufweisen. Die holozänen Böden sind allerdings — vom landwirtschaftlichen Gesichtspunkt aus — etwas „besser“, was darauf zurückzuführen ist, daß das ausgeblasene Material der Nordabdachung primär viele Kalkteilchen enthielt, während das der SO-Abdachung nur aus den mageren Verwitterungs- und Abtragsprodukten der Randgebirge stammt.

Eine gewisse Schwierigkeit bei der Gruppierung der rezenten Böden auf äolischen Sedimenten muß hier kurz besprochen werden (vergl. hierzu FINK 1958, Abb. 5): Insbesondere auf höheren Terrassen kann die letzteiszeitliche Staubablagerung fehlen oder nur so dünn sein, daß praktisch die Böden der letzten Warmzeit — theoretisch auch noch ältere — an der Oberfläche liegen. Eine genaue Abtrennung solcher Reliktböden von holozänen, unter dem heutigen Klima gebildeten Böden auf letzteiszeitlichem Staub ist nur möglich, wenn die jeweiligen Bildungsbedingungen sehr verschieden waren. Da aber gezeigt wurde, daß die fossilen Böden ebensolche Pseudogleye wie die holozänen waren, ist eine Differenzierung sehr schwierig. Daß die holozänen ebenfalls Pseudogleye sind, geht aus Böden auf letztkaltzeitlichen Staublehnen, nämlich solchen auf der Helfbrunner Terrasse, hervor! Dieses Beispiel zeigt, daß der quartärgeologische Unterbau für (eine) Bodentypensystematik auch nicht überschätzt werden darf, denn wie bei jedem Faktor eines Einteilungs- oder Kartierungsschemas sind auch hier Grenzen gesetzt!

In Abb. 1 sind durch die Großbuchstaben T, B bzw. (B) und P Hinweise auf die rezenten Bodentypen enthalten. Die zonale Anordnung ist deutlich erkennbar: Im östlichen Teil des Oberpullendorfer Beckens liegen Braunerden-(auf Löß), die ihre Fort-

setzung in Ungarn haben¹³, dort aber sehr bald von Tschernosemen abgelöst werden. Ein kleines inselförmiges Tschernosemvorkommen bei Groß-Warasdorf — durch Ing. PALATA im Zuge der Bodenkartierung aufgedeckt — ist auf einer Übersichtskarte nicht darstellbar. Im Raum südlich Rechnitz vollzieht sich ebenfalls ein Übergang, und zwar von Parabraunerden zu Pseudogleyen, während östlich Steinamanger sehr reife Braunerden mit mächtigen A-Horizonten (mit dem Symbol (B) ausgewiesen) den Übergang in die Steppenregion vermitteln. Weiter westl., bzw. südlich des Rechnitzer Raumes sind dann nur mehr Pseudogleye entwickelt¹³, die aber nur in einem schmalen Streifen in den ungarischen Raum hineinreichen.

Die gleiche Anordnung zeigen auch die pleistozänen Windsedimente. Auf Abb. 1 sind die äußersten Verbreitungsgrenzen des Lösses mit L festgehalten. Im östlichsten Teil des mittleren Burgenlandes liegt noch eine geschlossene Lößdecke, die aber sehr rasch ausdünn und am Gebirgsrand nur mehr durch inselförmige Vorkommen ersetzt ist. Eine Lößinsel findet sich auch südlich Graz, aufgeschlossen in und um die Ziegelwerke von St. Peter (die schon bei der Besprechung der fossilen Böden erwähnt wurden). MOHR (1910) hat bereits Holzkohlen aus diesen Lössen beschrieben. Die Lössen hängen mit den Vorkommen im Mur- (und Mürz)tal zusammen; der Nähe des Ausblasungsgebietes (Schotterfelder der Mur) und einem trockeneren Biotop verdanken sie ihre Entstehung. Sie zeigen in ihrem Habitus und der Art der eingelagerten fossilen Böden schon deutlich den Übergang in die feuchteren Staublehm-Sedimentationsräume. Ein schönes Beispiel des schrittweisen Überganges bietet (neben anderen Aufschlüssen im mittleren Burgenland) ein Hohlweg in Mannersdorf an der Rabnitz (von der Ortschaft nach SW), in welchem eine mehrmalige Verzahnung von Lössen und Staublehmen zu beobachten ist. Sehr interessant sind auch Staubsande, welche an der SO Abdachung eine große Verbreitung aufweisen (auf Abb. 1 mit S bezeichnet). Auch sie stellen meist ortsnaher Verlagerungen dar.

Diese flächenhaft verbreiteten äolischen Sedimente, die als solche teils leicht, teils nur schwer zu erkennen sind, zeigen, daß das Vorland der SO-Abdachung während des Pleistozäns nicht Rückzugsgebiet des Waldes war — wie stets auf den paläogeographischen Karten zum Ausdruck gebracht wird — sondern genau wie die Nordabdachung der Alpen ausgesehen haben muß.

Wir sind daher zu grundsätzlich anderen Auffassungen als WINKLER-HERMADEN (1955) berechtigt, der nach wie vor¹⁴ in den Deckschichten Aulehme zu erkennen glaubt. Ihn führten Beobachtungen in den Talböden der autochthonen Gerinne zu seiner Vorstellung. Dort liegen echte Aulehme, gebildet aus den Zusammenschwemmungen der an Schluffen und Tonen reichen Landschaft. Der aulehmüberdeckte und in weiterer Anlandung befindliche Talboden hat WINKLER-HERMADEN veranlaßt, per analogiam auch die Lehme der höheren Terrassen als fluviatile Sedimente, gebildet in Warmzeiten, aufzufassen. Hingegen sieht er in Schotterfluren ohne Lehrdecke (die an österreichischen Flußabschnitten sehr selten, an angrenzenden ungarischen dagegen häufiger sind) kalzeitliche Bildungen. Die Bedeckung mit Staub ist aber kein Kriterium für die Bildungszeit einer Terrasse. Es gab immer windexponierte Schotterfelder, auf denen sich (infolge Vegetationsarmut) der Staub nicht halten konnte und die daher keine Deckschichten tragen. Ein instruktives Beispiel bieten hierfür die Ribterrassen des Wiener Raumes: Während die Stadterrasse bis zu 8 m (äolische) Deckschichten trägt, ist die wind- und

¹³ Die Angaben über den ungarischen Raum nach STEFANOVITS und SZÜCS (1956) sowie freundlichen persönlichen Mitteilungen des erstgenannten Autors.

¹³ Sehr genau sind wir über die Böden des Bezirkes Radkersburg durch die Kartierungen ORNIGS (1952) unterrichtet.

¹⁴ Zuletzt Vortrag auf der Tagung der DEUQUA in Überlingen im September 1958, vorher bei einer größeren Exkursion im Frühjahr 1958, die Herr Professor Dr. WINKLER-HERMADEN veranstaltet hatte und auf der vom Verf. mehrmals verschiedene Gegenargumente vorgebracht wurden.

sturmexponierte Gänserndorfer Terrasse in der Verbindungslinie der eine Düsenwirkung ausübenden Wiener und Hainburger Pforte nur mit einer (spätglazialen) Flugsandhaut überdeckt. (vergl. FINK und MAJDAN 1954).

Wie einleitend festgestellt wurde, kann hier nur ein kurzer Überblick für einen Raum gegeben werden, der bisher stets aus einer anderen Schau betrachtet wurde. Wir glauben aber, daß der Einbau bodenkundlicher Forschungsmethoden ermöglicht, das Gestaltungsbild dieser Landschaft anders — und richtiger — zu sehen, müssen aber bewußt bleiben, daß nicht überall die pedologische Forschung zu elementaren Aussagen berechtigt. Die Aufgabe der nächsten Jahre wird sein, mit dem Gesichtswinkel, aus dem obige Auffassungen geschrieben wurden, den Raum nach neuem Material zu durchsuchen und damit das Bild zu verfeinern, bzw. für die dieser Arbeitsrichtung ferner stehenden Quartärforscher, sich auch dieser Methoden zu bedienen. Die Bodenkunde ist eine Disziplin innerhalb jener Naturwissenschaften, welche sich die Erforschung des Quartärs zur Aufgabe gemacht haben und ohne sie kann schwerlich ein gesichertes Bild gewonnen werden.

Das Ritscheintal, welches im nächsten Aufsatz näher behandelt wird, ist eines jener autochthonen Gerinne der SO-Abdachung (vergl. Abb. 1), welches den oben skizzierten Bauplan zeigt. So wie die anderen weist es eine breite Talsohle auf, die vom heute sehr unscheinbaren Bächlein in vielen Mäandern durchfressen wird. Derzeit findet eine größere Melioration in den Grundwassergleyen des Talbodens statt. Während das rechte Ufer ungliedert ist (südlich des Tales beginnt das typische Rutschgebiet), weist der linke Hang eine deutliche Treppung auf. Die einzelnen Terrassen sind gut entwickelt, ihre relativen Höhenunterschiede vielleicht etwas geringer als an den größeren Gerinnen. Die Terrassen haben einen eigenen Schotterkörper (über dem modellierten Tertiärsockel) sowie eine charakteristische Staublehmbedeckung, die bei höheren Terrassen auch teilweise schon fehlt. Die Böden auf diesen Staublehmen waren Gegenstand der Untersuchungen von L. JAKLITSCH.

Literatur

- BRUNNACKER K., Würmeiszeitliche Löss- und fossile Böden in Mainfranken; Geol. Bavarica 25, 1955.
 — Regionale Bodendifferenzierung in Mitteleuropa während der Würmeiszeit. Eiszeitalter und Gegenwart 7, 1956.
 FINK J., Die Bodenverdichtungen im südöstlichen Österreich und ihre praktischen Auswirkungen; „Die Bodenkultur“ 5/2, 1951.
 — Zur Systematik fossiler und rezenter Lössböden in Österreich; Vh. VI. Int. Bod. Kongreß Paris 1956 (a).
 — Zur Gliederung der Terrassen und Löss- in Österreich; Eiszeitalter und Gegenwart 7, 1956 (b).
 — Das Quartär zwischen Wr. Neustädter Pforte und Rechnitzer Schieferinsel; Erl. z. Geol. Karte Mattersburg-Deutschkreuz. GBA Wien 1957.
 — Die österreichischen Böden (mit einer Bodenkarte 1 : 1.000.000); Mitt. Geogr. Ges. Wien 100/III, 1958.
 FINK J. u. MAJDAN H., Zur Gliederung der pleistozänen Terrassen des Wiener Raumes, Jb. GBA Wien 1954.
 GRILL, R.: Aufnahmebericht; Vh. GBA Wien 1957/1.
 MENSCHING, H.: Glacis — Fußfläche — Pediment. Zschft. f. Geomorphologie 2 Heft 3 1958.
 MOHR, H.: Über Funde von Holzkohle im Lösslehm von St. Peter bei Graz; Vh. GBA 1919/12.
 ORNIG, F.: Auswertung der österr. Bodenschätzung für eine Bodenkartierung; Diss. Hochschule für Bodenkultur Wien 1953.
 OSWALD, H.: Eine forstliche Standortskartierung nach Waldvegetationstypen; Diss. Hochschule für Bodenkultur Wien 1955.
 PAPP, A.: Handbuch der stratigraphischen Geologie, herausgegeben von F. LOTZE; Bd. III, Teil 1: Tertiär. Grundzüge regionaler Stratigraphie; Enke Stuttgart (im Erscheinen).
 PENCK, A., und BRÜCKNER E., Die Alpen im Eiszeitalter, 3 Bde.; Tauchnitz Leipzig 1909.
 PENCK, A.: Die Eiszeiten in den nördlichen Ostalpen (erster Bd. hiervon).
 STEFANOVITS, P. und SZÜCS, L.: Les principes de la classification employée pour la rédaction de la carte génétique des sols de la Hongrie; Vh. VI. Int. Bod. Kongreß Paris 1956.
 SÜMEGHY, J.: Medencéink pliocén és pleistocén rétegtam kérdései; Jahresbericht d. Ung. Geol. Anstalt, Budapest 1951.
 — Ujabb földtani adatok a nyugatmagyarországi modenécből; Jahresbericht d. Ung. Geol. Anstalt, Budapest 1952.
 WEINBERGER, L.: Abschnitt Salzach — Lambach; Beiträge zur Pleistozänforschung in Österreich; Vh. GBA-Wien, Sonderheft D 1955.
 WINKLER-HERMADEN, A.: Ergebnisse und Probleme der quartären Entwicklungsgeschichte am östlichen Alpenraum außerhalb der Vereisungsgebiete; Denkschriften Akad. Wiss. Wien 110 Bd., 1. Abh. 1955 (dort weitere Literaturhinweise).
 — Geologisches Kräftepiel und Landformung; Springer-Wien 1957 (dort weitere Literaturhinweise).
 WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter, Zweiter Band; Enke-Stuttgart 1958.

Zur Untersuchung oststeirischer Böden, insbesondere jener auf Terrassen des Ritscheintales

Von LUDWIG JAKLITSCH, z. Zt. Rhodesien

In großen Teilen der Ost-Steiermark und des mittleren und südlichen Burgenlandes sind über weite Flächen extrem dicht gelagerte, stärkst vergleyte Böden anzutreffen. Sie sind stets an die Decklehme auf Schotterterrassen gebunden. Über deren genetische und quartärgeologische Stellung und Bedeutung wurde im vorherigen Bericht (FINK 1958) berichtet. Hier hingegen soll über chemische und physikalische Untersuchungen eines speziellen Gebietes berichtet werden, in welchem die Proben nach genauer Kartierung der Terrassen entnommen wurden.

Bevor das engere Arbeitsgebiet beschrieben wird, müssen einige allgemeine Bemerkungen über die klimatische Situation der Ost-Steiermark gemacht werden.

Das Klima dieses Raumes ist typisch für die Südostabdachung, in der neben der „normalen“ von Westen kommenden Zugbahn der Wetterfronten insbesondere die von der Adria über den Karst kommende Vb-Straße wirkt, deren Einfluß bekanntlich noch bis weit nach Norden (Schlesien) zu registrieren ist. Dadurch ergibt sich gegenüber dem pannonischen Teil Österreichs (Trockengebiet) ein deutlicher Unterschied, da bei gleichen (Jahres)temperaturen an der Südostabdachung weit höhere Niederschläge fallen, die die Möglichkeit für einen Zwischenfruchtbau gestatten. Die im pannonischen Raum häufigen und heftigen Winde fehlen in der Südostabdachung, sodaß auch dadurch die Niederschläge noch wirksamer werden.

Die Werte der Station Fürstenfeld, entnommen den Jahresberichten der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien:

Monatsmittel für die Temperatur:

Jan.	Feb.	Mrz.	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
-1,8	-1,5	2,2	11,8	13,8	18	21	20,7	12,8	8,8	2,1	-0,9

Wintertemperatur im Durchschnitt zwischen $-1,5^{\circ}$ und $-2,5^{\circ}$, Jahrestemperatur im Durchschnitt $8,9-9,4^{\circ}$.

Bewölkung (1949-53):

Jan.	Feb.	Mrz.	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
6,5	5,9	5,2	5,0	5,5	5,3	4,4	4,2	5,2	5,9	6,4	7,3
Durchschnitt 5,6.											

Niederschläge:

Jan.	Feb.	Mrz.	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
42	30	27	36	83	102	87	82	61	65	85	38

Jahresdurchschnitt 767 mm. Gegen W Zunahme der Niederschläge, im Quellgebiet der Ritschein etwas über 800 mm.

Verteilung der Niederschläge auf Jahreszeiten:

Frühling	Sommer	Herbst	Winter
183	250	199	104

Die Gewittertätigkeit ist gering. Sie betrug 1949—1953:

Jan.	Feb.	Mrz.	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
0	0	0,2	1,8	3,6	6	5	1,8	0,8	0,8	0,2	0

Der Durchschnitt ergibt 20 Gewitter im Jahr.

Zur geologisch-morphologischen Situation folgende Charakterisierung: Die Ritschein, die in zwei Quellbächen in der Nähe von Hartmannsdorf ihren Ursprung hat, verläuft W-O parallel zur Ilz und mündet 10 km südlich von Fürstenfeld bei Königsdorf in die Lafnitz. Das Ritscheintal ist infolge junger tektonischer Bewegungen asymmetrisch gebaut mit einem durchschnittlich 2,5 km breiten südschauenden Gleithang und einem nur wenige 100 m breiten, daher sehr steilen nordschauenden Prallhang. Die Talsohle verbreitert sich ziemlich gleichmäßig von 400 m bis auf 1,5 km bei Fürstenfeld.

Am Gleithang konnten 6 Terrassen ausgeschieden werden (vergl. Abb. 1) Zwischen Alluvium = Talboden und erster Terrasse sind an manchen Stellen schwach ausgeprägte Teile einer „Zwischenterrasse“ vorhanden, die ihre stärkste Ausprägung bei St. Kind und Söchau hat. Es ist aber fraglich, ob man diesen oft aussetzenden schmalen Saum, der sich 3—5 m über der Talau erhebt, als „Zwischenterrasse“ bezeichnen darf. Es dürfte sich viel eher um kleine Schwemmkegel der von N kommenden Bäche handeln, welche die ehemals durchgehenden Terrassen des Gleithanges zerschnitten haben. Gegen den Talboden zu sind die Schwemmkegel unterschritten. Sie tragen keine primäre Lehmdecke, sondern nur allochthones Material.

10 m über dem Talboden erstreckt sich in leicht gegen S geneigter Lage die erste Terrasse in einer durchschnittlichen Breite von 200 m. Der Anstieg ist relativ sanft. Die Böden auf dieser Terrasse sind typische Pseudogleye. An manchen Stellen tritt in einer Tiefe von 50—70 cm ein verhärteter Horizont auf, der aber noch keinen richtigen Ortstein darstellt. Auch noch in größerer Tiefe zeigen die tagwasservergleyten Decklehme eine prismatische Struktur; ferner Eisenabscheidungen an den Aggregatflächen; stets dominieren die Punktkonkretionen. Trotz des wenig luft- und wasserdurchlässigen Bodens wird die erste Terrasse fast ausschließlich landwirtschaftlich genutzt. Je nach der Hangneigung und Mächtigkeit der Krume findet man Bifang- oder Ebenbau.

Nach einem weiteren sanften Anstieg von 15 m erstreckt sich 25 m über dem Talboden die zweite Terrasse in einer durchschnittlichen Breite von 400 m. Nur nördlich von Übersbach im „Übersbacher Wald“ hat die Terrasse eine Breite von rund 900 m (Terrassensporn gegen Fürstenfeld). Die Böden dieser Terrasse sind Pseudogleye extremer Ausbildung und werden bis auf ganz geringe Flächen nur forstwirtschaftlich genutzt. Stellenweise kommt es zur Bildung von Ortsteinbänken, wie z. B. in Ottendorf, wo sich eine solche Bank in einer Tiefe von 90 cm befindet. Dort interessanterweise auch Acker- nützung. 30 m westlich am Waldrand keilt im eingeschnittenen Wegrand die Ortseinbank aus. Diese ist nicht einheitlich, sondern 3—5 cm mächtige Ortsteinbänke wechseln mit 5 cm breiten Schichten losen graugelben bindigen Materials.

Nach einem etwas steileren Anstieg erstreckt sich in ca. 35 m über der zweiten Terrasse und damit ca. 60 m über dem Talboden in einer durchschnittlichen Breite von 500 m die dritte Terrasse. Diese ist nicht einheitlich, sondern ein sanfter Anstieg — etwa in der Mitte ihrer vollen Breite — teilt sie in zwei Ebenheiten. Dieser Anstieg ist jedoch nicht so markant, daß man von zwei Terrassen sprechen könnte, sondern so allmählich, daß der Eindruck einer einzigen Terrasse besteht. Diese Terrasse ist mit Ausnahme des letzten Teilstückes vor Fürstenfeld fast ausschließlich mit Wald bestanden. Auch sie trägt eine Lehmdecke, doch finden sich im Verhältnis zu den Decken auf den unteren Terrassen nur wenige runde und sehr kleine Eisenkonkretionen. Da das Substrat völlig dicht gelagert ist und in der Tiefe keine Struktur zeigt, fehlen fleckige Eisenab-

scheidungen. Die Durchwurzelung reicht nur 50–60 cm tief, entlang abgestorbener Baumwurzeln finden sich starke Ausbleichungen, die diese Waldböden wie „marmorierte Böden“ (WINKLER-HERMADEN 1943) erscheinen lassen.

Nach einem sanften Anstieg von 10 m erstreckt sich ungefähr 80 m über dem Talboden in einer durchschnittlichen Breite von 450 m die vierte Terrasse. Ihre Böden sind vorwiegend sandig-schottrig und nur an manchen Stellen sind noch (spärliche) Reste einer ehemaligen Lehmdecke erhalten. Das bindige Material ist aber schon so stark mit Schotter und Sand vermischt, daß nicht mehr von Staublehm gesprochen werden kann. Die Böden werden daher ausschließlich landwirtschaftlich genutzt. Als besonderes Substrat tritt lokal an der Westflanke der vierten Terrasse nördlich von Übersbach ein roter, toniger Basalttuff-Verwitterungslehm auf. Er markiert den östlichsten Punkt eines ehemaligen, wahrscheinlich am „Hofberg“ zwischen Söchau und Übersbach gelegenen basaltischen Eruptionszentrums.

Über einen nur mäßig geneigten Anstieg von rund 20 m Höhe gelangt man schließlich zur ca. 105 m über dem Tale liegenden fünften (und hier obersten) Terrasse. Sie wird ausnahmslos landwirtschaftlich genutzt. Die Böden sind durchwegs sandig schottrig, nur 500 m östlich Söchau findet sich wieder roter, sehr bindiger Basalttuff-Verwitterungslehm (s. o.).

Nördlich der Wasserscheide zur Ilz bzw. Feistritz fällt der Hang sehr steil ab. Durch die Seitenerosion der Ilz bzw. Feistritz wird der Prallhang ständig unterwaschen und große Teile des Tertiärs rutschen und bröckeln ständig ab. Deshalb ist eine landwirtschaftliche Nutzung des Prallhanges nicht möglich.

Abschließend sei eine Gegenüberstellung der Terrassen des Ritscheintales mit der Terrassenfolge im steirischen Grabenland (linkes Murufer) erlaubt, weil dort die Terrassenfolge am besten und eingehendsten erforscht ist (WINKLER-HERMADEN 1943, 1955, WIESBÖCK 1943, FINK 1951).

Die Talau des Ritscheintales, auf der vorwiegend als Grünland genutzte Grundwassergleye auftreten, ist mit dem Alluvialgebiet der Mur gleichzustellen.

Die 3–5 m über dem Talboden liegende „Zwischenterrasse“ umfaßt die rezent durchschnittlichen Schwemmkegel der Seitenbäche. Sie trägt eine kolluviale Lehmdecke. WINKLER-HERMADEN (1943, 1955) hat in der Murniederung die wenige Meter über der Austufe liegende Schotterterrasse, welche ebenfalls Lehmschwemmkegeln der Seitentäler trägt, auch Zwischenterrasse genannt.

Die erste Terrasse, 10 m über dem Talboden, trägt bereits eine Lehmdecke; bei WINKLER-HERMADEN (1943, 1955) als untere Terrassengruppe beziehungsweise Helfbrunner Terrasse bezeichnet.

Die zweite Terrasse, 25 m über dem Talboden, weist eine Lehmdecke extremster Vergleyung auf; sie entspricht der Schweinsbachwaldterrasse im Murgebiet bzw. der mittleren Terrassengruppe nach WINKLER-HERMADEN (1943, 1955).

Die dritte Terrasse, 40 m über dem Talboden, mit ausgedehnter, stärkst vergleyter, fast vollkommen strukturloser Lehmdecke ist an manchen Stellen deutlich in zwei Niveaus geteilt, jedoch im Großen als eine Einheit aufzufassen. Sie entspricht der Rosenbergterrasse (?) bzw. auch der mittleren Terrassengruppe.

Die vierte Terrasse, 80 m über dem Talboden, hat nur mehr Reste einer Lehmdecke, daher meist sandig-schottrige Böden. Nach WINKLER-HERMADEN (1955) müßte sie der oberen Terrassengruppe angehören.

Der fünften Terrasse, 105 m über dem Talboden, fehlt die Lehmdecke vollständig, sie hat daher nur sandig-schottrige Böden. Noch obere Terrassengruppe oder schon eine an der Plio-Pleistozänangrenze liegende Terrasse.

Auf den einzelnen Terrassen wurden die im Folgenden beschriebenen und auf dem Kärtchen (Abb. 1) festgehaltenen Profile geöffnet, beschrieben und die für die Untersuchungen erforderlichen Proben entnommen.

Profil 1 Ottendorf

Das Profil wurde auf einem auf der 1. Terrasse, 300 m nördlich der Straße nach Fürstenfeld liegenden Acker aufgedigelt. Da der Acker in Bifängen gepflügt wird, besitzt die Krume in der Furche eine Mächtigkeit von 5–7 cm und in der Mitte des Beetes eine solche von 20 cm.

Ap	0–20 cm	Humoser, schwach gekrümelter schluffiger Lehm, geringe Regenwurmtätigkeit, Farbe ¹ 10 YR 3/2–3/3, pH 7.0, scharf abgesetzt gegen
B _{1g}	20–45 cm	dicht gelagerter toniger Lehm, mit wenigen stecknadelkopfgroßen Eisenkonkretionen. Diese sind dunkelrostbraun bis schwärzlich gefärbt (zum Teil Mn-hältig) und lassen sich beim Schneiden des Bodens strichartig verschmieren ² . Farbe 2,5 Y 4/4, pH 6.8
B _{2g}	45–80 cm	stark rostfleckiger und stark bleichfleckiger toniger Lehm mit einzelnen runden Eisenkonkretionen und wenigen flächigen Eisenabscheidungen in den Klüften entlang der Strukturelemente. Struktur großprismatisch. Farbe 2,5 Y 5/6, pH 6.6
B _{3g}	ab 80 cm	Struktur prismatisch mit Ausbleichungen entlang von Rissen und Klüften.

Profil 2 Ottendorf

Das Profil liegt auf einer Wiese der 1. Terrasse, 200 m westlich Profil 1. Im Ritscheintal gibt es auf den Terrassen kein Dauergrünland, da die im Lauf der Jahre immer geringere Erträge liefernden Äcker vielfach ohne Graseinsaat automatisch zu Wiesen werden. Dauergrünland findet sich nur im vergleyten Alluvium des Ritscheinsbaches. Aus diesem Grunde unterscheidet sich das Profil nur sehr wenig von den Ackerprofilen.

A ₁	0–20 cm	Humoser bis schwach humoser, gut durchwurzelter schluffiger Lehm; in den oberen 10 cm gute Krümelstruktur durch gesteigerte Regenwurmtätigkeit. Farbe 10 YR 3/4, pH 6.5
A ₂	20–35 cm	schwächst humoser schluffiger Lehm, nur mehr von einzelnen Wurmgängen und Wurzelkanälen durchzogen und mit sehr wenigen, stecknadelkopfgroßen Eisenkonkretionen durchsetzt. Farbe 2,5 Y 4/4, pH 6.1
B _{1g}	35–55 cm	stark rost- und bleichfleckiger toniger Lehm mit wenigen runden Eisenkonkretionen und geringen Fe-Mn-Abscheidungen in den Klüften, Struktur großprismatisch. Farbe 2,5 Y 5/4–5/6, pH 5.8
B _{2g}	ab 55 cm	stark rost- und bleichfleckiger toniger Lehm, keine runden Konkretionen und keine flächigen Fe-Mn-Abscheidungen, Struktur großprismatisch, entlang den Klüften blaugraue Ausbleichungen, Farbe 2,5 Y 5/4–5/6, pH 5.4.

Profil 3 Ottendorf

Das Profil wurde auf einem Acker der 2. Terrasse 500 m nördlich vom östlichen Ortsende von Ottendorf aufgedigelt. Leicht geneigte Hanglage, daher Ebenbau.

Ap	0–15 cm	Humoser, schluffiger Lehm mit sehr geringer Krümelstruktur, Farbe 2,5 Y 4/4, pH 6.8 scharf abgesetzt gegen
B _{1g}	15–40 cm	sehr dicht gelagerter toniger Lehm, mit sehr vielen runden Eisenkonkretionen, Farbe 2,5 Y 4/4, pH 5.8
B _{2g}	40–90 cm	stark rost- und wenig bleichfleckiger sehr stark verhärteter toniger Lehm mit sehr starken flächigen Fe-Abscheidungen entlang den Klüften. Struktur großprismatisch, Farbe 10 YR 4/4, pH 5.9
D	ab 90 cm	Schotter, durch dunkelrostbraunem Eisenortstein verkittet.

Profil 4 Ottendorf

Das Profil wurde in einem auf der 4. Terrasse liegenden Wald 60 m westlich vom Profil 3 aufgedigelt. Standort: 7 Föhre, 3 Eiche. Da der Wald stark streugenutzt wird, ist eine ursprüngliche Gliederung des A₀-Horizontes nicht mehr zu erkennen.

A ₀	2–0 cm	Insekten-Grob- und Feinmoder, zum Teil schwach von Pilzhyphen durchzogen.
A ₁	0–12 cm	schwach bis schwächst humoser schluffiger Lehm, mit runden erbsengroßen Eisenkonkretionen durchsetzt, Farbe 2,5 Y 4/4, pH 4.9
B ₁	12–17 cm	schluffiger Lehm mit vielen erbsengroßen Eisenkonkretionen, leicht verhärtet. Farbe 10 YR 4/4, pH 5.3
B _{2Fe}	17–50 cm	Lagen von Eisenortstein wechselnd mit 5 cm mächtigen Schichten von hellgelbem, locker gelagertem lehmigem Ton;
B _{3Fe}	ab 50 cm	Eisenortstein mit hohem Schotteranteil.

Profil 5 Ottendorf

Das Profil liegt in einem auf der 3. Terrasse, 1500 m nördlich der Kirche von Ottendorf liegenden Wald. Holzartenzusammensetzung: 7 Föhre, 2 Buche, 1 Eiche. Da der Wald sehr stark streugenutzt wird, ist die ursprüngliche Gliederung des A₀-Horizontes nicht mehr zu erkennen.

¹ Zur Bestimmung der Farbe wurden die Munsell Soil Color Charts, Company Inc., Baltimore 2, Maryland, USA verwendet.

² Die Benennung der staunassen Horizonte erfolgt hier (noch) mit dem Symbol Bg.

A _o	1 - 0 cm	Pilzmoder;
A ₁	0 - 10 cm	mäßig verdichteter toniger Lehm mit sehr wenigen runden stecknadelkopfgroßen Fe-Mn-Konkretionen. Farbe 2,5 Y 4/4, pH 5.2
B ₁	10 - 40 cm	dicht gelagerter toniger Lehm mit einzelnen dichten Nestern von erbsengroßen runden Fe-Mn-Konkretionen. Farbe 2,5 Y 5/4 - 5/6, pH 5.0
B _g	ab 40 cm	sehr dicht gelagerter, strukturloser schluffiger Ton mit schwachblauen Reduktionsflecken und rostigen Anflügen, Farbe 2,5 Y 5/6, pH 4.9

Profil 6 Ottendorf

Das Profil stammt von einem auf der 4. (nur mehr selten mit Lehm bedeckten) Terrasse, 400 m nördlich Profil 5 liegenden Acker.

Ap	0 - 15 cm	Derzeit bearbeitete Krume, humoser lehmiger Feinsand mit geringer Krümelstruktur, mäßige Regenwurmtätigkeit, Farbe 10 YR 3/4, pH 5.6
AB	15 - 40 cm	allmählich übergehend in sandiger Lehm mit Klösschnüren und wenigen stecknadelkopfgroßen Eisenkonkretionen, geringe Regenwurmtätigkeit bis in eine Tiefe von 50 cm, Farbe 10 YR 4/4, pH 5.7
B	40 - 60 cm	schottrig sandiger Lehm mit stecknadelkopfgroßen Eisenkonkretionen, 10 YR 4/4, pH 5.5
CD	ab 60 cm	mäßig verhärteter Quarzschotter mit tonigem Lehm als Bindemittel, in dem viele stecknadelkopfgroße erbsengroße Eisenkonkretionen, Farbe 10 YR 4/4, pH 5.2

Profil 7 St. Kind

Das Profil wurde auf einem auf der 1. Terrasse, ca. 400 m nordöstlich der Kirche von St. Kind liegenden Acker aufgetragen.

Ap	0 - 20 cm	Derzeit bearbeitete humose Krume mit geringer Regenwurmtätigkeit, schluffiger Lehm, Farbe 10 YR 4/4, pH 6.7
B ₁	20 - 40 cm	scharf abgesetzt gegen dicht gelagerter toniger Lehm mit vielen stecknadelkopfgroßen Eisenkonkretionen, keine Regenwurmtätigkeit, Farbe 10 YR 5/6 - 5/8, pH 6.2
B _g	40 - 70 cm	allmählich übergehend in stark rost- und bleichfleckiger toniger Lehm mit vielen bis erbsengroßen Eisenkonkretionen und starken flächigen Eisenabscheidungen entlang der Strukturelemente, Struktur großprismatisch, Farbe 10 YR 5/6 - 5/8
B _g	ab 70 cm	stark verhärteter lehmiger Ton mit flächigen Eisenabscheidungen in den Klüften, Struktur großprismatisch, Farbe 10 YR 5/6 - 5/8, pH 6.2.

Profil 8 St. Kind

Das Profil liegt auf einem auf der 2. Terrasse, 400 m nordwestlich von Profil 7 liegenden Acker.

Ap	0 - 15 cm	Derzeit bearbeitete humose Krume mit sehr geringer Regenwurmtätigkeit, schluffiger Lehm, Farbe 10 YR 4/2 - 4/3, pH 6.5
B _g	15 - 35 cm	scharf abgesetzt gegen strukturloser lehmiger Ton mit vielen stecknadelkopfgroßen Eisenkonkretionen, Farbe 2,5 Y 4/4, pH 5.5
B _g	35 - 75 cm	Substrat stark rost- und bleichfleckig, mit Eisenkonkretionen durchsetzt, flächige Eisenabscheidungen entlang den Klüften; Struktur prismatisch. Farbe 2,5 Y 4/4, pH 5.1
B ₁	ab 75 cm	Eisenortstein.

Profil 9 St. Kind

Das Profil ist in einem auf der 3. Terrasse, 50 m nordöstlich Kote 323 liegenden Wald. Holzartenzusammensetzung: 7 Föhre, 2 Eiche, 1 Buche. Da der Wald stark streugennutzt wird, ist eine Gliederung des A_o-Horizontes nicht mehr zu erkennen.

A _o	3 - 0 cm	Grobmoder
A ₁	0 - 15 cm	mäßig verdichteter toniger Lehm mit sehr wenigen runden stecknadelkopfgroßen Eisenkonkretionen, Farbe 2,5 Y 4/4, pH 4.8
B ₁	15 - 25 cm	dicht gelagerter lehmiger Ton mit sehr vielen nadelstichtartigen Eisenkonkretionen. Farbe 2,5 Y 5/4, pH 4.7
B _g	25 - 70 cm	dicht gelagerter fahlgrauer toniger Lehm mit rostbraunen Flecken. Das Substrat ist von vielen sehr kleinen Eisenkonkretionen durchsetzt. Farbe 10 YR 4/4, pH 4.6
B _g	ab 70 cm	strukturloser, dicht gelagerter toniger Lehm, stark fahl- und stark rostfleckig, mit wenigen Eisenkonkretionen, Farbe 2,5 Y 5/4 - 5/6, pH 4.5

Profil 10 St. Kind

Das Profil liegt auf einem Acker der 4. (nur mehr selten lehmbedeckten) Terrasse, 1900 m nördlich von St. Kind.

Ap	0 - 20 cm	Derzeit bearbeitete humose Krume, lehmiger Sand mit starker Regenwurmtätigkeit, Farbe 10 YR 4/3 - 4/4, pH 6.7
AB	20 - 40 cm	schwächst humoser lehmiger Ton mit sehr schwachen Rostflecken, von sehr wenigen kleinen Eisenkonkretionen durchsetzt; geringe Regenwurmtätigkeit. Farbe 10 YR 5/8, pH 5.1
B ₁	40 - 70 cm	dicht gelagerter toniger Lehm mit einzelnen stecknadelkopfgroßen Eisenkonkretionen. Farbe 10 YR 5/8, pH 4.6
D	ab 70 cm	gelber Sand.

Profil 11 Übersbach

Das Profil wurde auf einem auf der 1. Terrasse, 700 m östlich der Bahnstation Übersbach liegenden Acker aufgedigelt.

Ap	0-25 cm	Derzeit bearbeitete humose Krume, schluffiger Lehm, sehr geringe Regenwurmtätigkeit, Farbe 2,5 Y 4-2-4/4, pH 5.6 scharf abgesetzt gegen
B _{1g}	25-60 cm	dicht gelagerter toniger Lehm mit schwachen Rostflecken und wenigen runden stecknadelkopfgroßen Eisenkonkretionen, Farbe 2,5 Y 5/4-5/6, pH 5.4
B _{2g}	60-70 cm	zunehmende Anzahl von Eisenkonkretionen, stark rostfleckig, Bodenart wie oben, Struktur prismatisch, Farbe 10 YR 5/6-5/8, pH 5.6
B _{2g}	ab 70 cm	stark rost- und stark bleichfleckig, stark verhärteter toniger Lehm mit flächigen Eisenabscheidungen entlang der Strukturelemente, Struktur prismatisch. Farbe 10 YR 4/4, pH 5.8.

Profil 12 Übersbach

Das Profil stammt aus einem auf der 2. Terrasse liegenden Wald, 500 m nördlich „Waldwirth“ Holzartenzusammensetzung: 8 Föhre, 1 Eiche, 1 Buche. Da der Wald stark streugenutzt wird, ist eine Gliederung des A₀-Horizontes nicht mehr zu erkennen.

A ₀	3-0 cm	Grobmoder
A ₁	0-15 cm	schwach humoser schluffiger Lehm, dicht gelagert, Farbe 2,5 Y 4/4, pH 4.8
B _{1g}	15-30 cm	dicht gelagerter toniger Lehm mit geringen Rostflecken und sehr wenigen, sehr kleinen Eisenkonkretionen. Farbe 2,5 Y 5/4, pH 4.4
B _{2g}	30-65 cm	zunehmende Rost- und Bleichflecken, Bodenart wie oben, strukturlos. Farbe 2,5 Y 5/6, pH 4.5
B _{2g}	ab 65 cm	stark rost- und stark bleichfleckiger lehmiger Ton mit geringen bläulichen Anflügen, fast keine Eisenkonkretionen. Farbe 2,5 Y 5/6, pH 4.5.

Profil 13 Übersbach

Das Profil wurde auf einem auf der 2. Terrasse liegenden Acker 100 m südlich Profil 12 aufgedigelt.

Ap	0-15 cm	Derzeit bearbeitete humose Krume, geringe Regenwurmtätigkeit, Bodenart schluffiger Lehm. Farbe 10 YR 4/2-4/3, pH 5.2 scharf abgesetzt gegen
B ₁	15-30 cm	dicht gelagerter toniger Lehm, mit wenigen stecknadelkopfgroßen Eisenkonkretionen, Farbe 2,5 Y 5/4, pH 4.9
B _{2g}	30-55 cm	dicht gelagerter strukturloser toniger Lehm mit geringen Rostflecken, sehr wenig Eisenkonkretionen, Farbe 2,5 Y 5/4, pH 4.7
B _{2g}	55-65 cm	zunehmende Rostfleckigkeit, Bodenart wie oben
B _{2g}	ab 65 cm	strukturloser lehmiger Ton, dicht gelagerter Boden, mit starken Rostflecken und einzelnen bläulichen Anflügen. Farbe 2,5 Y 4/4, pH 4.6

Profil 14 Übersbach

Das Profil liegt auf einem Acker der 3. Terrasse, 900 m nördlich der Kirche von Übersbach.

Ap	0-17 cm	Derzeit bearbeitete humose Krume, geringe Regenwurmtätigkeit, schluffiger Lehm. Farbe 2,5 Y 4/4, pH 5.0 scharf abgesetzt gegen
A ₁ B ₁	17-30 cm	dicht gelagerter toniger Lehm mit sehr wenigen stecknadelkopfgroßen Eisenkonkretionen, Farbe 2,5 Y 5/4, pH 5.0
B _{2g}	30-50 cm	bleich- und rostfleckiger lehmiger Ton mit wenigen runden Eisenkonkretionen. Farbe 2,5 Y 5/6, pH 4.8, Struktur großprismatisch
B _{2g}	ab 50 cm	stark-rost- und stark fahlfleckiger, verhärteter lehmiger Ton mit flächigen Eisenabscheidungen entlang der Aggregatflächen, Struktur großprismatisch, Farbe 2,5 Y 5/6, pH 4.6.

Profil 15 St. Kind

Das Profil wurde auf einem Acker auf der Zwischenterrasse in St. Kind aufgedigelt. Wie oben ausgeführt wurde, sind die Deckschichten dieser Terrasse kolluvialer Entstehung.

Ap	0-20 cm	Schwach humoser, sandiger Lehm bis Lehm mit schlechter Krümelstruktur. Farbe 10 YR 3/4, pH 5.7
B _{1g}	20-35 cm	schwach rostfleckiger, fahlfleckiger feinsandiger Lehm. Farbe 10 YR 4/3-4/4, pH 5.0
B _{2g}	35-90 cm	schwach rostfleckiger und bleichfleckiger schluffiger Lehm mit stecknadelkopfgroßen Eisenkonkretionen. Farbe 2,5 Y 4/4, pH 5.6
B _{2g}	ab 90 cm	schwach rostfleckiger und stark bleichfleckiger toniger Lehm, Farbe 2,5 Y 4/4, pH 5.2.

Um eine bessere Übersicht zu ermöglichen, wurden die in der Tabelle (Abb. 2) angeführten Analysenergebnisse in graphischer Form dargestellt. Die einzelnen Untersuchungsmethoden sind im Anhang beschrieben.

Schlämmanalyse

a) Ackerprofile (Abb. 3).

Aus dem Kurvenbild ist ersichtlich, daß der Gehalt an Abschlämbbarem (Schluff + Roh-ton) bis in eine Tiefe von rund 50 cm zunimmt und ab 90 cm wieder sinkt. Die

Abb. 2

in % des Feinbodens:

Tiefe in cm	Schluff + Rohton (kleiner als 20 μ)		Feinschluff + Rohton (kleiner als 6 μ)		S-T-V-Werte in mval pro 100 g Feinboden				
	Schluff (20 - 2 μ)		Rohton (kleiner als 2 μ)		T-S in mval	S in mval	T in mval	V in %	pH
Profil 1 Acker 1. Terrasse Ottendorf									
10	42.6	29.2	23.2	13.4	5.62	11.22	16.84	66.5	7.0
30	37.2	22.6	19.6	14.6	4.34	6.95	11.29	61.5	6.8
70	65.8	32.7	45.8	33.1	4.49	13.07	17.56	74.5	6.6
Profil 2 Wiese 1. Terrasse Ottendorf									
10	47.7	32.3	26.3	15.4	8.67	9.44	18.11	52.1	6.5
25	57.0	31.4	35.4	25.6	6.26	6.62	13.24	50.0	6.1
40	60.9	28.3	43.1	32.6	6.73	9.45	16.20	58.4	5.8
65	62.2	29.6	43.9	32.6	6.26	11.17	17.43	64.0	5.4
Profil 3 Acker 2. Terrasse Ottendorf									
10	50.4	33.9	30.0	16.5	3.88	14.82	18.60	79.7	6.8
25	59.5	31.8	38.3	27.7	5.24	13.27	18.51	71.7	5.8
45	60.2	33.5	37.6	26.7	5.24	17.32	22.56	76.9	5.8
Profil 4 Wald 2. Terrasse Ottendorf									
10	53.7	37.2	29.8	16.5	24.58	2.05	26.63	7.7	4.9
35					8.51	9.30	17.81	52.2	5.3
Profil 5 Wald 3. Terrasse Ottendorf									
10	60.0	39.4	37.5	20.6	17.49	0.82	18.31	4.5	5.2
20	61.4	32.7	44.8	28.7	17.49	2.47	19.96	12.4	5.0
60	86.1	36.3	70.2	49.8	25.18	8.02	33.20	24.2	4.9
Profil 6 Acker 4. Terrasse Ottendorf									
10	45.9	30.6	28.7	15.3	7.55	10.40	17.95	58.0	5.6
20	46.1	27.2	29.4	18.9	6.26	7.95	14.21	55.9	5.7
40	44.3	24.9	28.2	19.4	6.43	6.37	12.80	49.7	5.5
70	55.0	29.7	38.9	25.3	8.50	6.37	14.87	42.7	5.2
Profil 7 Acker 1. Terrasse St. Kind									
10	48.2	31.6	29.5	16.6	4.82	13.00	17.82	73.0	6.7
30	61.5	33.4	41.6	28.1	4.08	11.73	15.81	71.9	6.2
80	66.2	35.5	47.3	30.7	4.65	16.00	20.65	77.5	6.2
Profil 8 Acker 2. Terrasse St. Kind									
10	56.1	40.8	29.9	15.3	9.30	8.47	17.77	47.7	6.5
20	54.7	36.8	32.9	17.9	9.12	5.17	14.29	36.1	5.5
50	65.7	37.9	41.8	27.8	7.44	7.17	14.61	49.1	5.1
Profil 9 Wald 3. Terrasse St. Kind									
10	55.7	36.5	30.4	19.2	17.23	1.22	18.45	6.6	4.8
20	50.6	32.7	27.8	17.9	12.37	1.22	13.59	9.0	4.7
50	48.7	29.2	29.4	19.5	10.49	2.03	12.52	16.4	4.6
80	58.9	34.2	36.7	24.7	9.13	3.47	12.60	27.6	4.5
Profil 10 Acker 4. Terrasse St. Kind									
10	42.3	25.9	27.5	16.4	6.74	9.46	16.20	58.4	6.7
30	68.1	32.8	50.7	35.3	9.95	10.52	20.47	51.3	5.1
70	63.6	31.0	45.0	32.6	12.90	11.22	24.12	46.6	4.6
Profil 11 Acker 1. Terrasse Übersbach									
10	55.1	36.3	34.5	18.8	3.21	20.40	32.61	86.5	5.6
30	63.9	34.9	44.5	29.0	4.96	12.30	17.26	70.5	5.4
50	65.0	33.8	47.6	31.2	4.82	13.80	18.62	74.3	5.3
70	57.4	28.6	42.3	28.8	4.34	15.00	19.34	77.6	5.6
90	51.5	25.9	38.1	25.6	3.85	15.50	19.35	80.2	5.8
Profil 12 Wald 2. Terrasse Übersbach									
10	59.3	39.9	33.1	19.4	18.77	0.57	19.34	2.9	4.8
30	64.0	36.9	41.4	27.1	16.77	2.25	19.02	11.7	4.4
70	70.7	37.5	51.1	33.2	10.91	12.75	23.66	53.9	4.5
Profil 13 Acker 2. Terrasse Übersbach									
10	55.6	39.2	32.5	16.4	9.00	7.95	16.95	46.9	5.2
30	63.9	40.1	40.2	23.8	7.71	4.47	12.18	36.6	4.9
50	67.8	38.4	44.3	29.4	9.00	4.60	13.60	33.8	4.7
70	68.0	32.4	50.6	35.6	12.20	13.17	25.37	52.0	4.6
Profil 14 Acker 3. Terrasse Übersbach									
10	52.6	35.2	32.1	17.4	8.45	5.72	14.17	40.0	5.0
30	66.4	39.7	39.8	26.7	7.44	3.72	11.16	33.4	5.0
50	71.5	38.6	47.6	32.9	10.81	6.72	17.53	38.3	4.8
70	69.9	38.3	43.2	31.6	11.80	11.37	23.17	48.8	4.6
90	67.9	36.4	44.7	31.5	10.31	10.97	21.28	51.5	4.6
Profil 15 Acker (Zwischenterrasse) St. Kind									
10	46.8	33.2	25.1	13.4	5.62	11.74	17.36	67.3	5.7
30	45.2	30.4	24.7	14.8	5.46	5.85	13.31	59.0	5.0
50	56.1	37.3	31.0	18.8	6.74	4.90	11.46	42.1	5.6
100	59.3	33.0	37.5	26.3	7.70	5.05	12.75	39.6	5.2

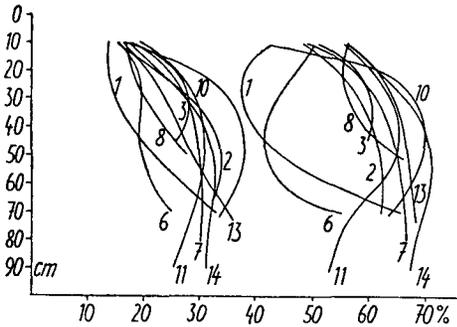


Abb. 3.

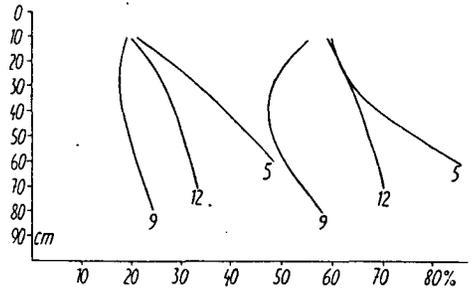


Abb. 4.

Abb. 3. Graphische Darstellung der Rohton- (linke Kurvenschar) und Rohton + Schluffwerte (rechte Kurvenschar) der Ackerprofile.

Abb. 4. Graphische Darstellung der Rohton- (linke Kurven) und Rohton + Schluffwerte (rechte Kurven) der Waldprofile.

Kurven für den Rohton geben das Bild des Abschlämbaren modifiziert wieder: Bis in eine Tiefe von 20 cm ist ein rasches, dann von 20—50 cm ein allmähliches Zunehmen, während ab 90 cm ein Abnehmen zu beobachten ist. Das gleiche Verhalten zeigt der Feinschluff, der aber nicht graphisch dargestellt ist. Während also die Krumen verarmt sind, ist im Unterboden eine Anreicherung erfolgt.

b) Waldprofile (Abb. 4).

Hier liegen zu wenige Beobachtungen vor, um zu allgemeinen Schlüssen zu kommen. Trotzdem darf gesagt werden, daß die gleichen Erscheinungen wie in den Ackerprofilen auftreten. Wir sind somit berechtigt, eine Durchschlämmung anzunehmen, die aber nicht der einer Podsolierung entspricht, sondern einer mechanischen Verlagerung, für

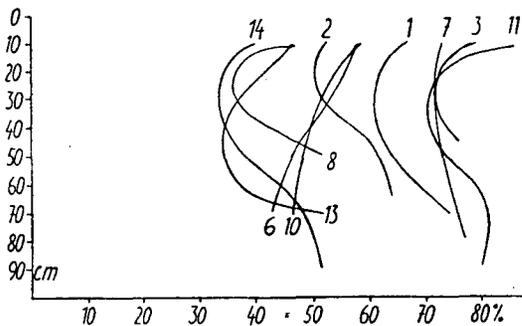


Abb. 5.

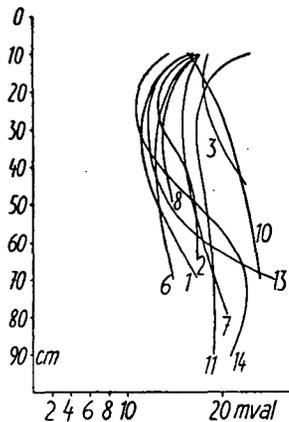


Abb. 6.

Abb. 5. Graphische Darstellung der Basensättigung (V-Wert) der Ackerprofile.

Abb. 6. Graphische Darstellung der Kationenaustauschkapazität (T-Wert) der Ackerprofile.

welche in neuester Zeit der Begriff „Lessivage“ verwendet wird (vergl. DUDAL 1953); auch die pH-Werte in der Tabelle (Abb. 2) zeigen, daß keine Destruktion des Tones vorliegen kann.

Basensättigung (S-, T- u. V-Wert)

a) Ackerprofile

Betrachtet man die Kurvenbilder der V-Werte (Abb. 5) so lassen sich in großen Zügen drei Einheiten erkennen:

Die auf der zweiten Terrasse liegenden Böden haben in der Krume eine Basensättigung von 70–90%, die auf der dritten Terrasse liegenden eine solche von 48–55% und die auf der vierten Terrasse die geringste von rund 40%. Die Böden der fünften Terrasse besitzen eine Basensättigung von 60% in der Krume, die gegen unten konstant abnimmt (diese Profile sind aber auch nicht als „typisch“ anzusehen, weil dieser Terrasse die Lehmedecke fast fehlt). Bei allen lehmbedeckten Terrassenböden hingegen ist eine Abnahme der Basensättigung um 7% bis zu einer Tiefe von 30 cm festzustellen, während dann wieder eine Zunahme um ungefähr 10% zu beobachten ist.

Die T-Werte (Abb. 6) zeigen allgemein das gleiche Bild, nur eine auf engeren Raum zusammengerückte Kurvenschar. Eine Differenzierung in jüngere und ältere Terrassen, wie dies noch bei den V-Werten möglich war, ist hier nicht gegeben. In 30 cm Tiefe ist wie bei den V-Werten das Minimum,

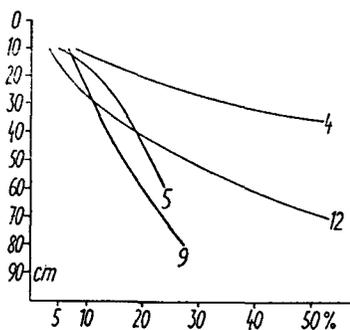


Abb. 7.

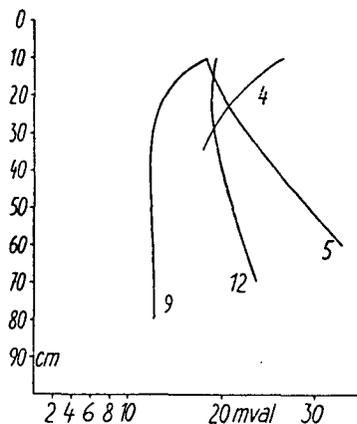


Abb. 8.

Abb. 7. Graphische Darstellung der Basensättigung (V-Wert) der Waldprofile.

Abb. 8. Graphische Darstellung der Kationenaustauschkapazität (T-Wert) der Waldprofile.

Die Ergebnisse der Schlämmanalyse haben eine Anreicherung von Rohton in den B-Horizonten von 13% gezeigt. Die Basenaustauschkapazität (T-Wert) zeigt aber in den B-Horizonten die kleinsten Werte. Eine Erklärung hierfür könnte sein, daß in den Illuvial-Horizonten Tone der Kaolinit-Gruppe und in dem A-Horizonten aktivere Tone der Illit-Gruppe vorherrschen. Doch um Sicheres aussagen zu können, müßten röntgenmikroskopische Untersuchungen durchgeführt werden. Sicher ist aber, daß die in den A-Horizonten vorhandenen Humuskolloide Träger der größeren Austauschkapazität gegenüber den B-Horizonten sind.

b) Waldprofile

Während bei den Ackerprofilen in der Krume ein V-Wert von 40–90% festgestellt werden konnte, liegt bei den A-Horizonten der Waldprofile eine extreme Entbasung vor (Abb. 7). Die Basensättigung in den A-Horizonten beträgt nur 3–8%. Sie nimmt gegen die Tiefe rasch zu und erreicht 50% im Unterboden. Die etwas abweichende Kurve von Profil 4 scheint mit der Ortsteinschicht in mittlerer Tiefe zusammenzuhängen.

Die T-Werte (vergl. Abb. 8) zeigen ein ähnliches Bild wie jene der Ackerprofile, nämlich ein schwaches Abnehmen der Kationenaustauschkapazität in einer Tiefe von 30 cm und ein sanftes Ansteigen gegen unten. Wieder bietet Profil 4 infolge der Ortsteinbank ein abweichendes Bild.

Die auffallende Erscheinung, daß die A-Horizonte der Waldprofile extrem entbast sind (V-Werte von 3–8%), die Ackerprofile hingegen auf demselben Substrat eine hohe Basensättigung von durchschnittlich 50% besitzen, kann ihre Erklärung nur darin finden: Die Wälder werden stark streugenutzt. Die gesamte anfallende Laub- und Nadelstreu wird aus dem Wald entfernt und wandert auf den Bauernhof. Von dort, vermehrt um die organischen Abfallprodukte der Tierhaltung, kommt die Streu in mehr oder minder gut verrottetem Zustand auf die Äcker. Dieser jahrzehntelang geübte Vorgang entzieht dem Waldboden den Großteil seiner Basen. Man kann also sagen, daß die Äcker auf Kosten des Waldes mit Basen angereichert werden.

Zusammenfassung

Am Gleithang des Ritscheintales wurden die einzelnen Terrassen flächenmäßig und ihrem Aufbau nach kartiert und mit denen des steirischen Grabenlandes parallelisiert. Über der mit kolluvialen Lehmen bedeckten Zwischenterrasse folgen übereinander drei mit mächtigem Lehm bedeckte Schotterterrassen, während die vierte nur mehr stellenweise eine Lehmdecke trägt; meist liegen Sande und Schotter bereits an der Oberfläche. Die fünfte Terrasse schließlich ist völlig frei und trägt örtlich auch rote Lehme, die stellenweise auch schon auf der vierten Terrasse zu finden sind.

Die besondere Eigenheit der Decklehme ist ihre dichte Lagerung und die daraus resultierende Behinderung der Luft und Wasserbewegung. Als Folge davon tritt eine starke Tagwasservergleyung mit Ausfällung des Fe und Mn in Konkretionen und an Aggregatflächen ein. Gleichzeitig bilden sich Fahlflecken und -flächen an den Schwundrissen. Sowohl der ganze Lehmkomplex als auch der Boden auf ihm entsprechen den von KRAUS u. a. (1928) als „gleyartige Böden“ und den von KUBIENA (1953) als „Pseudogley“ bezeichneten Formen.

Die Bodenart ist stets ein schwerer, lehmiger Ton mit einem durchschnittlichen Rohton Gehalt von 25%. Verschlechternd außerdem der relativ hohe Schluffgehalt von durchschnittlich 30%.

Von der Oberfläche her wirkt ferner noch eine Durchschlammung. Der meist gegen den Unterboden scharf abgesetzte A₁-Horizont ist an Rohton verarmt, welcher dann im Unterboden angereichert ist. Manchmal kann die Durchschlammung und gleichzeitige Eisenausfällung in Konkretionsform zur Entstehung von Eisenortstein führen. Diese Ortsteine liegen durchschnittlich in 70–90 cm Tiefe; ausnahmslos wurden sie nur auf der zweiten Terrasse gefunden. Ob es sich hierbei um eine regionale oder rein lokale Erscheinung handelt, kann nicht beurteilt werden. Ebenso wenig die Tatsache, daß im hier behandelten Raum die Lehme auf der dritten Terrasse in der Tiefe nicht mehr die prismatische Struktur aufweisen, sondern äußerst dicht und völlig strukturlos sind. Die Eisenausscheidungen in Form von Konkretionen treten hier gegenüber denen der Böden auf der ersten und zweiten Terrasse stark zurück.

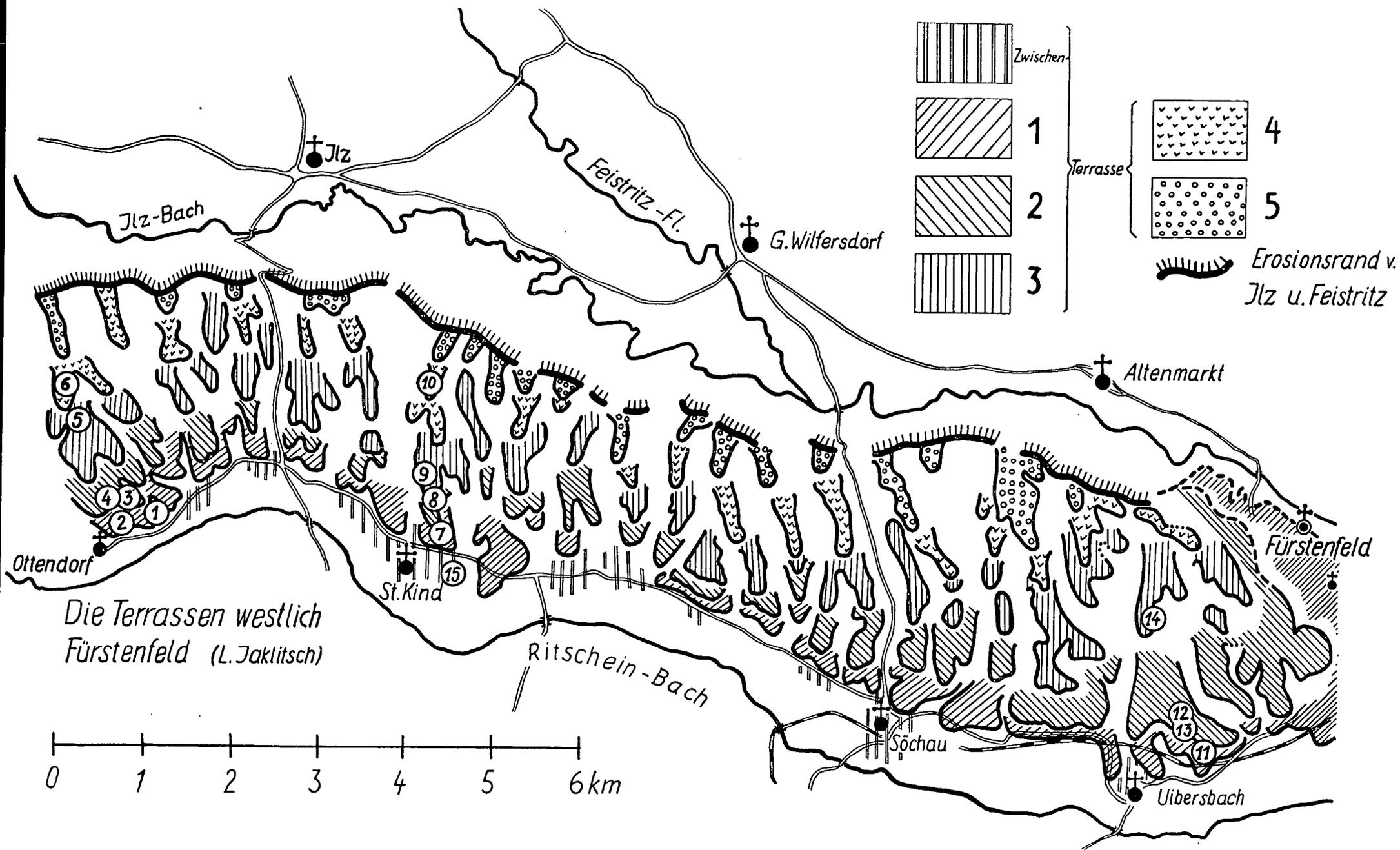


Abb. 1.

Eine Zerstörung der Tonminerale, wie sie bei der Podsolierung auftritt, kann hier bei einer Basensättigung der Ackerprofile von durchschnittlich 50% und bei einem T-Wert von ungefähr 20 mval/100 g kaum vorliegen. Man kann daher, im Hinblick auf das Klima (ungefähr 9° mittlere Jahrestemperatur und 780 mm jährliche Niederschlagsmenge) feststellen, daß die Böden einer Lessivierung im Sinne von DUDAL (1953) unterliegen.

Die extreme Entbasung der A-Horizonte der Waldprofile (V-Wert 3–9%) ist wohl ausschließlich auf die intensive Streunutzung der Wälder zurückzuführen. Die Kationenaustauschkapazität ist aber auch in den oberen Horizonten durchwegs erhalten und beträgt selbst in den basenärmsten Horizonten durchschnittlich 20 mval/100 g.

Freies Kalziumkarbonat ist in keinem Falle nachzuweisen gewesen, daher sinkt die pH (mit Ausnahme in der Ackerkrume) unter 6, in den total entbasten A-Horizonten der Wälder sogar unter 5. Die höhere pH in den Krumen ist auf die regelmäßige Düngung der Äcker mit organischer Substanz (Wirtschaftsdünger) zurückzuführen.

Für die Tatsache, daß die 2. und 3. Terrasse zum Großteil mit Wald bestanden sind, finden sich zwei Erklärungen:

- a) Ihre Böden sind stärker entbast als die der ersten Terrasse.
- b) Ihre vollkommen ebene Lage.

Daher ist es nur möglich, die erste, teilweise sanft geneigte Terrasse in Ackerkultur zu nehmen.

Der seinerzeitige Vorschlag WINKLER-HERMADENS (1948), die ebenen Flächen in Ackerkultur zu nehmen, ist nicht durchführbar. Dies hatte die Bevölkerung schon lange richtig erkannt, denn im oststeirischen Grabenland finden sich immer wieder Spuren ehemaligen Bifangbaues im Wald (vergl. ORNIG 1953), die zeigen, daß eine Inkulturnahme versucht worden, aber zum Scheitern verurteilt war.

Im Hinblick auf Besitzgröße und Wirtschaftsform dieses Raumes (Zwergbesitz, oft nur primitive Geräte, schwächster Maschineneinsatz) ist der Bifangbau aus zweierlei Gründen berechtigt:

In fast ebener Lage zieht sich das Niederschlagswasser in die Furchen zurück, wenn dadurch auch ein Verlust an nutzbarer Fläche bis zu 25% die Folge ist, so gedeiht doch auf dem erhöhten Beet soviel an Feldfrüchten, daß eine Ackernutzung solcher Flächen gerechtfertigt erscheint.

Die humose Krume auf den Äckern ist meist so gering, daß der gare Boden von links und rechts in die 1.5 bis 2 m breiten Bifangbeete zusammengekratzt werden muß. Die Krume besitzt dann in den Furchen eine Mächtigkeit von 5–7 cm und in der Mitte des Beetes eine solche von 20–25 cm.

Drei Faktoren sind ausschlaggebend für eine Bodenverbesserung:

1. richtige Bodenbearbeitung
2. richtige Düngung
3. richtige Nutzung durch eine entsprechende Fruchtfolge.

Die Bodenbearbeitung muß darauf abzielen, den Oberboden zu durchlüften und die obersten Schichten des Untergrundes mit der Wühlschar aufzulockern. Wenn kein geeignetes Gerät zur Verfügung steht, kann auch mit dem Wendepflug die Krume vertieft werden. Dieses Vertiefen der Krume mit dem Pfluge hat aber vorsichtig und allmählich zu erfolgen und zwar in der Form, daß alle Jahre oder in jedem zweiten Jahr der Unterboden in sehr dünnen Schichten der Krume beigemischt wird. Wenn zuviel toter Unterboden eingepflügt wird, sind in den folgenden Jahren empfindliche Rückschläge in der Ernte zu erwarten. Eine Lockerung des Untergrundes allein zeigt wenig Erfolg, wie dies FINK (1951) beim Bodenmeißel bewiesen hat.

Gleichzeitig mit der Einpfügung des Unterbodens muß die Krume mit humusbildenden Stoffen versorgt werden. Dies kann geschehen, indem nicht zuviel, aber sehr häufig mit organischer Substanz gedüngt wird. Besonderes Augenmerk ist darauf zu richten, daß der Wirtschaftsdünger nur in gut verrotteter Form auf das Feld kommt, da sonst der erwartete Erfolg gänzlich ausbleiben kann.

Hand in Hand mit der Versorgung der Äcker und Wiesen mit Wirtschaftsdünger muß eine Versorgung mit Mineraldünger gehen. Sicher lassen sich durch regelmäßige Kunstdüngergaben auch auf diesen extrem ungünstigen Böden wesentliche Ertragssteigerungen erzielen.

Unter allen Umständen muß der Garezustand der Krume verbessert und dann erhalten werden. Von dem vielerorts noch geübten Anbau von Buchweizen als Zwischenfrucht ist abzugehen. Das günstige Klima gestattet fast in allen Jahren einen Zwischenfruchtbau, an Stelle des Buchweizens müssen aber garefördernde Pflanzen wie Leguminosen und Kreuzblütler treten. Das kräftige Wurzelsystem dieser Pflanzen lockert die Krume, und die den ganzen Sommer währende Beschattung des Bodens durch die Blattmasse wirkt einer Austrocknung durch direkte Sonnenbestrahlung entgegen. Der zu Gareverschlechterung führende Getreidebau ist nur im ständigen Wechsel mit Hackfrucht vorzunehmen. Mehrjähriger Getreidebau ohne dazwischengeschaltete Hackfrucht kann die mühsam geschaffene Bodengare einschneidend verschlechtern.

Der in neuerer Zeit oftmals geübte Wechsel zwischen Ackerland und Grünland hat seine Erklärung darin, daß durch die ständige Durchwurzelung und Beschattung des Bodens in der Grünlandperiode der Garezustand wesentlich gefördert wird. So konnte unter Wiese eine bedeutend regere Regenwurmtätigkeit festgestellt werden als unter Ackerland (vergl. hiezu FRANZ 1949).

Anhang

Zur Durchführung der vorher mitgeteilten Untersuchungen waren eine Reihe von Vorarbeiten erforderlich. Eine Vororientierung hatte nämlich ergeben, daß zwischen den ATTERBERGSCHEM Konstanten Klebrigkeit, (Ausrollbarkeit und Lineare Schrumpfung) und dem Fraktionierungsergebnis nach der internationalen Methode B (HERRMANN, KNICKMANN 1955) keine Übereinstimmung herrscht, vielmehr die durch Fraktionierung gewonnenen Werte für Schluff und Rohton viel zu niedrig waren. Der Grund hiefür schien allein in der Aufbereitung zu liegen. Um eine bessere Dispersion der Bodenteilchen zu erzielen, wurde eine Versuchsreihe aufgestellt, in der mehrere Böden nach verschiedenen Methoden aufbereitet wurden.

Zur Untersuchung gelangten verschiedene Bodenproben, die anlässlich verschiedener Bereisungen und Exkursionen von Prof. FINK, Dipl. Ing. OSWALD und dem Verf. gesammelt worden waren. Da es sich um Proben aus sehr wichtigen Profilen und natürlichen Aufschlüssen handelt, welche für den weiteren Raum der Südostabdachung von Wichtigkeit sind, werden ihre Untersuchungen und jeweils eine kurze Beschreibung der quartärgeologischen Situation hier mitgeteilt³.

Während die Proben aus dem Ziegelwerk Neudau nach sechs verschiedenen Möglichkeiten (s. u. 1—6) untersucht wurden, sind die nachfolgenden Proben nur mehr nach der Methode 1 und 5 durchgearbeitet worden. Schließlich ergab sich, daß die unter 7 genannte Methode (für diese Böden) am gangbarsten erschien, weshalb sie zuerst noch mit der Methode 1 in Vergleich gesetzt wurde und dann bei allen in der Tabelle (Abb. 2) angeführten Proben angewendet wurde.

³ Die Positionangaben der einzelnen Profile sowie ihre quartärgeologische Einordnung wurden nachträglich von J. FINK vorgenommen.

1. Internationale Methode B (siehe Methodenbuch HERRMANN, KNICKMANN 1955).
 2. Vorbereitung wie bei 1), doch statt Kochen zwei Stunden Schütteln.
 3. Methode nach Prof. TILL. Diese Untersuchungen wurden von Frau Dipl. Ing. LUMBE wie folgt durchgeführt: 20 g Feinboden werden mit einer beliebigen Menge Wasser unter Zusatz einiger Tropfen konzentrierte Li_2CO_3 -Lösung in einer Porzellanschale (unter Nachfüllen des verdampfenden Wassers) zwei Stunden lang gekocht. (Messungen ergaben, daß der Zusatz von Li_2CO_3 die pH der Suspension auf 12–13 verschob).

4. 20 g Feinboden werden mit 200 ccm 1%iger Li_2CO_3 -Lösung, deren pH vorher mit konzentrierter Schwefelsäure auf 8 eingestellt wird, zwei Stunden lang gekocht.

5. Wie 3), jedoch an Stelle des Kochens zwei Stunden lang Schütteln.

6. Wie 1), jedoch Zusatz von 10 ccm 1/10 HCl, aber ohne Kochen.

7. 20 g lufttrockener, auf 2 mm gesiebter Feinboden werden in 250 ccm n/100 Li_2CO_3 -Lösung 24 Stunden eingeweicht und anschließend 2 Stunden lang unter Ersatz des verdampfenden Wassers gekocht. Die Bodensuspension wird sorgfältig ohne Verlust von Substanz mit destilliertem Wasser in den KÖHN-Zylinder gespült und mit destilliertem Wasser zur Marke aufgefüllt. Mit der Pipettapparatur von KUBIENA werden 20 ccm der aufgeschlammten Suspension aus dem KÖHN-Zylinder in eine konstant geglühte Porzellanschale gebracht und im Trockenschrank bei einer konstanten Temperatur von 105°C zur Trockene eingedampft. Die Schalen werden dann sofort aus dem Trockenschrank in einen Exsikkator zur Abkühlung gebracht und nach genau 1 Stunde möglichst ohne Zeitverlust — um die Anziehung von Wasserdampf zu verhindern — auf der analytischen Waage auf 1 mg genau gewogen. Die festgestellten Mengen Rohton bzw. Schluff werden in Prozentgehalt des Feinbodens umgerechnet.

Bezüglich der Absetzzeiten liegen verschiedene Angaben in der Literatur vor. Von HERRMANN und KNICKMANN (1955) wird für Teilchen unter 0,02 mm bei einer Fallhöhe von 10 cm eine Absetzzeit von 7 min 30 sek angegeben. WIEGNER, PALLMANN (1938) und SCHEFFER-SCHACHTSCHABEL (1952) fordern eine Zeit von 4 min 38 sek. Auf grund mikroskopischer Messungen hat sich letztere Angabe bestätigt. Ebenso mußten die Absetzzeiten für Rohton: 8 Stunden nach HERRMANN und KNICKMANN (1955) auf 7 h 43min, wie sie die anderen zitierten Autoren verlangen, geändert werden, weil auch hier die mikroskopische Nachmessung es erforderte. Die Schlämmanalysen wurden daher mit folgenden Absetzzeiten durchgeführt:

4 min 38 sec	für Teilchen kleiner als 200 Mikron
1 h	für Teilchen kleiner als 60 Mikron
7 h 43 min	für Teilchen kleiner als 2 Mikron

Bestimmung der S-, T- und V-Werte nach KAPPEN (1929).

a) Hydrolytische Azidität (T- S-Wert): Zur Bestimmung der hydrolytischen Azidität wurden 100 g lufttrockenen Feinbodens in 250 ccm n Kalziumazetat-Lösung (deren pH mit einigen Tropfen verdünnter NaOH so eingestellt wurde, daß gegen Phenolphthalein eine schwache Rosafärbung auftritt) eine Stunde lang geschüttelt und 125 ccm des Filtrates mit n/10 NaOH gegen Phenolphthalein titriert. Dieser y_1 Wert wurde mit dem Faktor 6.5 multipliziert und der T-S Wert in mg- Äquivalent/100 g Feinboden angeführt.

b) Bestimmung der absoluten Neutralisationskraft (S-Wert).

Zur Bestimmung des S-Wertes wurden 50 g lufttrockener Feinboden mit 250 ccm n/10 HCl versetzt und nach 1-stündigem Schütteln über Nacht stehen gelassen. 125 ccm der überstehenden klaren Flüssigkeit wurden abfiltriert und gegen Phenolphthalein als Indikator mit n/10 NaOH titriert. Aus der durch den Boden verbrauchten Menge Säure wurde auf die dazu nötige Menge an Basen zurückgerechnet; diese Menge wurde in mg-Äquivalent auf 100 g Feinboden umgerechnet.

c) Kationenaustauschkapazität (T-Wert): Die Summe aus S + (T-S) ergibt den T-Wert, welcher die gesamte Menge der aufnehmbaren Kationen angibt.

d) Basensättigung (V-Wert): wird errechnet aus dem Verhältnis S zu T und in Prozenten angegeben.

Bestimmung der pH: Ungefähr 10 g des noch naturfeuchten Bodens wurden in 20 cm n KCl-Lösung suspendiert und nach 24 Stunden die pH auf 0.1 pH genau auf elektrometrischem Wege mit einer Chinhydron-Elektrode bestimmt. Um einen eventuellen Suspendierungseffekt auszuschalten, wurde die Ablesung der pH erst nach einigen Minuten vorgenommen.

Die pH Werte für die einzelnen Proben sind in Tabelle A angeführt.

* * *

Ziegelwerk Neudau:

Neudau liegt 15 km N Fürstenfeld, das Ziegelwerk etwa 1 km W an der Straße nach Limbach. Abgebaut werden die Decklehme der zweiten Terrasse, welche eine durchschnittliche Mächtigkeit von 4 m aufweisen. Die Sohle des Aufschlusses fällt (zwangsweise) mit der Schotteroberkante zusammen. Infolge der starken Vergleyung der Decklehme ist der ungefähr in mittlerer Höhe eingeschlossene fossile Boden, der konstant durchzieht, nicht leicht zu erkennen. Er stellt lediglich eine besonders intensiv tagwasservergleyte Zone von ungefähr 50 cm dar, die nach oben und unten kontinuierlich übergeht. Bei der am 3. 8. 1950 erfolgten Probenahme wurde auf die paläopedologischen Momente noch keine Rücksicht genommen. Die Probe aus 1,70 m Tiefe stammt aus dem fossilen Boden.

Tiefe	Rohton + Schluff in % Feinboden				Rohton in % Feinboden			
	10 cm	50 cm	100 cm	170 cm	10 cm	50 cm	100 cm	170 cm
Meth. 1	45.6	47.2	15.4	44.4	11.1	10.3	5.4	12.1
Meth. 2	40.3	40.4	20.1	32.1	6.0	7.2	5.6	8.1
Meth. 3	46.9	48.9	50.6	45.4	22.7	18.0	19.5	26.5
Meth. 4	47.9	52.9	56.6	51.6	18.1	18.5	17.5	14.5
Meth. 5	46.1	47.6	53.3	53.9	16.1	12.1	19.0	24.0
Meth. 6	00.0	00.0	00.0	00.0	00.0	00.0	00.0	00.0
pH	6.7	5.9	5.5	6.0				

Durch den Zusatz von HCl trat bei Methode 6 eine sofortige Koagulation ein; die Koagulate setzten sich am Boden ab und die darüber stehende Flüssigkeit war nach einigen Sekunden ohne die geringste Trübung vollkommen klar.

Schottergrube Pichla bei Mureck:

Der Aufschluß liegt am Abfall der Helfbrunner Terrasse (erste lehmbedeckte Terrasse) zur Niederterrasse der Mur, unmittelbar südlich des Ziegelwerkes Pichla. Über schwach kreuzgeschichteten Schottern und Kiesen mit Sandlagen folgt eine ca 3 m mächtige Lehmdecke. Die Vergleyung ist sehr stark (Fe u. Mn-Konkretionen sowie Flecken), ebenso ist die Strukturierung (großprismatisch, feinblockig) sehr ausgeprägt. Anzeichen eines fossilen Bodens sind nicht vorhanden, nur die tiefsten Lagen der Decklehme sind stark Mn-fleckig.

Tiefe:	Rohton + Schluff in % Feinboden				
	15 cm	50 cm	70 cm	130 cm	180 cm
Meth. 1	47.3	46.5	37.2	5.5	4.9
Meth. 5	42.6	46.6	48.6	57.3	72.1

Tiefe	Rohton in % Feinboden				
	15 cm	50 cm	70 cm	130 cm	180 cm
Meth. 1	12.4	14.6	13.9	2.3	2.4
Meth. 5	12.6	18.2	18.6	20.6	30.7
pH:	4.9	4.4	5.5	5.7	6.1

Bei der Int. Methode B zeigte sich bei der Schlämmanalyse im Zylinder bereits nach wenigen Minuten bei den Proben aus 130 und 180 cm Tiefe eine deutliche Absetzung der Teilchen.

Aufschluß Hainersdorf:

An der nach N führenden Straße von Hainersdorf (NW Fürstenfeld) nach Hohenbrugg liegt ca 1 km von der Ortschaft entfernt zwischen zwei Bildstöcken ein kleiner Aufschluß. Er markierte den Abfall der zweiten zur ersten Terrasse, der hier sehr un- deutlich ist. Der unterlagernde Schotterkörper wurde nicht angefahren, bei der Probe- nahme wurde nur der (rezente) Boden, ein typischer Pseudogley, erfaßt, der folgenden Aufbau aufweist:

0—20 cm ehemalige Ackerkrume mit geringer Regenwurmtätigkeit in den ersten 10 cm. Darunter bis 50 cm Aufhellung, Eisenverarmung, fast keine Strukturierung. Ab einer Tiefe von 70 cm starke Oxydations- und Reduktionsflecken mit vereinzelt kleinen Konkretionen.

Tiefe	Rohton + Schluff in % Feinboden			Rohton in % Feinboden		
	10 cm	40 cm	85 cm	10 cm	40 cm	85 cm
Meth. 1	42.2	52.4	46.1	12.6	17.6	16.9
Meth. 5	40.6	54.6	45.3	13.3	26.0	28.6
pH	5.6	5.4	4.9			

Ziegelofen Hohenbrugg:

Am nördlichen Ortsende von Hohenbrugg liegt am Waldrand ein alter Ziegelofen, an dessen Abbauwand die Proben entnommen wurden. Der Aufschluß liegt in ca. 395 m Seehöhe und damit rund 100 m über den Talböden der Feistritz und des Safenbaches. Auf der fast ebenen Flur sind in den Decklehmen extremste Pseudogleye zur Ausbildung gekommen. Die Schotteroberkante kann nach Berücksichtigung von Aufschlüssen in der Umgebung in 3 m Tiefe angenommen werden.

Tiefe	Rohton + Schluff in % Feinboden				Rohton in % Feinboden			
	10 cm	35 cm	60 cm	150 cm	10 cm	35 cm	60 cm	150 cm
Meth. 1	46.1	47.6	49.2	44.4	14.3	14.8	16.7	17.6
Meth. 5	46.4	40.6	55.9	58.6	18.9	20.3	28.9	29.3
pH	4.7	5.6	4.9	6.6				

Literaturverzeichnis

- DUDAL, R.: Études morphologique et génétique d'une sequence de sols sur limon loessique; Extrait de *Agricultura*, Gent 1953.
- FINK, J.: Die Bodenverdichtungen im südöstlichen Österreich und ihre praktischen Auswirkungen; „Die Bodenkultur“ 5. Jg., Heft 2, Wien 1951.
- Leitlinien der quartärgeologischen und pedologischen Entwicklung am südöstlichen Alpenrand; ds. Zsft., gleiches Heft.
- FRANZ, H.: Probleme der Bodenverbesserung in der Steiermark; Mitt. der Landwirtschaft, 91. Jg., Nr. 6—9, Graz, 1949.

- HERRMANN, R. u. KNICKMANN, E.: Die Untersuchung von Böden: Handbuch der landwirtschaftlichen Versuchs- und Untersuchungsmethodik (Methodenbuch). 3. Aufl. Neumann-Berlin 1955.
- KAPPEN, H.: Die Bodenazidität; Berlin 1929.
- KRAUS, G., MÜLLER u. GARTNER: Standortgemäße Durchführung der Abkehr von der Fichtenwirtschaft im nordwestsächsischen Niederland; Thar. Forstl. Jn. 20, Heft 7/9, 1928.
- KUBIENA, W.: Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas; Enke-Stuttgart 1953.
- ORNIG, F.: Auswertung der österr. Bodenschätzung für eine Bodenkarterung; Diss. Hochschule für Bodenk. Wien 1953.
- SCHAEFFER, F. u. SCHACHTSCHABEL, P.: Lehrbuch der Agriculturchemie und Bodenkunde, I. Teil; Stuttgart 1952.
- WIEGENER, G. u. PALLMANN, H.: Anleitung zum quantitativen agrikulturchemischen Praktikum; Berlin 1938.
- WIESBÜCK, T.: Die Terrassen des unteren Murtales; Mitt. Geogr. Ges. Wien 86, Bd. 1943.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Ergebnisse und Probleme der quartären Entwicklungsgeschichte am östl. Alpensaum außerhalb der Vereisungsgebiete. Denkschrift. Akad. d. Wiss. (Wien) 110 Bd. 1. Abh. 1955.
- Terrassenbildungen des Grabenlandes; Mitt. Geogr. Ges. Wien, 86 Bd., 1943.

Untersuchungen über den Zurundungsgrad der Quarzkörner in verschiedenen Sedimenten und Böden Österreichs

Von CHRISTA LUMBE-MALLONITZ

(aus dem Institut für Geologie und Bodenkunde der Hochschule
für Bodenkultur in Wien)

Vorwort

Die vorliegende Arbeit ist das Ergebnis von Untersuchungen, welche die Verfasserin während ihrer Tätigkeit am Institut für Geologie und Bodenkunde in Wien durchgeführt hat. Es war ursprünglich beabsichtigt den Zurundungsgrad einer wesentlich größeren Zahl von Sedimenten und Böden zu untersuchen, um festzustellen, ob und unter welchen Voraussetzungen sich daraus Rückschlüsse auf die Herkunft und einen allfälligen Ferntransport des untersuchten Materiales ziehen lassen. Dieser Plan konnte dann nicht verwirklicht werden, da sich die Verfasserin vor Beendigung der Arbeiten einer anderen beruflichen Tätigkeit zuwandte. Zu dem Zeitpunkt, als die Arbeit abgebrochen werden mußte, war jedoch bereits ein so umfangreiches Tatsachenmaterial zusammengetragen, daß die Veröffentlichung der gewonnenen Ergebnisse gerechtfertigt erscheint. Der Unterfertigte hat darum die vorhandenen Unterlagen in die vorliegende Form gebracht und für ihre Veröffentlichung gesorgt. Am Fortschritt der Arbeiten selbst haben auch die Herren Prof. Dr. J. FINK und Doz. Dr. G. FRASL beratend Anteil genommen.

H. FRANZ

Problemstellung und Methodik

Jeder Körper, der rollt bzw. in einem bewegten Medium transportiert wird, bewegt sich so, daß sein Schwerpunkt den kleinsten Weg zurücklegt. Dies bedeutet, daß an einem unregelmäßig geformten Körper die vorstehenden Ecken und Kanten abgenützt und zugeschliffen werden, so daß sich als Endform im Idealfall die Kugel, bei gestreckten Ausgangsformen dagegen Gestalten ergeben, die dem Ellipsoid ähnlich sind.

Nach BENDEL (1944) hängt der Grad der Zurundung von Mineralkörnern bei einem Transport von ihrer Größe, Dichte und Härte sowie von der Länge des zurückgelegten Weges ab. BENDEL drückt dies in der Beziehung aus:

$$\text{Zurundung} = \frac{\text{Größe} \cdot \text{Dichte} \cdot \text{Weg}}{\text{Härte}}$$

Diese Formel ist unvollständig, denn es ist nicht berücksichtigt, daß die Zurundung auch von der Beschaffenheit des bewegenden Mediums und der Ausgangsform der Körner abhängig ist. Man hat gefunden, daß von fließendem Wasser transportierte Sande im Durchschnitt wesentlich weniger zugerundet werden als windbewegte, da das Wasser die Teilchen, die es mit sich fortführt, bis zu einem gewissen Grad gegen mechanische Beanspruchung schützt. Dies ist dadurch bedingt, daß die Körner im Wasser durch den Auftrieb an Gewicht verlieren, was den Aufprall aufeinander und auf die Unterlage mildert. Darüber hinaus bilden sich durch Adhäsion um die festen Teilchen Wasserhäutchen, die gleichfalls eine gewisse Schutzwirkung ausüben. Demzufolge müssen,

gleiche Transportentfernung und gleiches Ausgangsmaterial vorausgesetzt, windtransportierte (äolische) Sedimente einen stärkeren Abrollungsgrad aufweisen als von fließendem Wasser verlagerte. Man hat diesen Umstand in den letzten Jahren zur Unterscheidung fluviatiler und äolischer Ablagerungen heranzuziehen versucht und zu diesem Zweck verschiedene Methoden zur Bestimmung des Abrollungsgrades von Mineralkörnern ausgearbeitet.

Um den Einfluß von Dichte, Härte und Größe der Mineralkörner bei einem Vergleich verschiedener Substrate auszuschalten, untersucht man jeweils nur Körner eines einzigen Minerals und einer bestimmten Größenkategorie. Am besten geeignet ist Quarz, weil er in klastischen Sedimenten weit verbreitet und zumeist häufig ist, von Chemikalien nicht angegriffen wird und wegen des Mangels einer ausgeprägten Spaltbarkeit einer mechanischen Zerteilung erheblichen Widerstand entgegensetzt.

Sehr viel schwieriger ist es die Ausgangsform und die Transportentfernung hinsichtlich ihres Einflusses auf die Zurundung der transportierten Körner in Rechnung zu stellen, da beide zumeist unbekannt sind. Dies begrenzt denn auch, wie später gezeigt werden wird, die Leistungsfähigkeit der Methode.

Unabhängig von dieser Schwierigkeit ist die Aufgabe zu lösen, den Abrollungsgrad in einer methodisch einwandfreien Weise zu bestimmen. Von den Autoren, die sich damit befaßt haben, sind in der Hauptsache zwei Wege beschritten worden. Der eine geht von der Krümmung der Oberfläche aus und setzt diese zum größten oder dem mittleren Durchmesser des Kornes in Beziehung. Der andere Weg hält die Kornform in einer Umrißzeichnung fest und benützt das Verhältnis der konvexen, konkaven und geraden Teilstrecken derselben als Maß für die Abrundung.

Um den in dieser Arbeit beschrrittenen Weg verständlich zu machen ist es notwendig, die wichtigsten bisher angewandten Methoden kurz zu besprechen. WENTWORTH (1921) hat sich als erster um eine exakte Definition und Messung der Abrundung von Geröllen

und Mineralkörnern bemüht. Er geht vom Rundungsindex (Rundness Ratio) $\frac{r}{R}$ aus,

worin r den Radius der stärksten Krümmung des Kornes, R den mittleren Radius desselben bedeutet. Bei Geröllen bestimmt er überdies die Flachheit (Flatness Ratio) $\frac{r_2}{R}$,

wobei r_2 der Radius der stärksten Wölbung an der flachsten Seite des Steines ist. r_1 und r_2 sind die Radien derjenigen Kreise, die an den betreffenden Stellen der Umrißlinie des Kornes oder Gerölles eingeschrieben werden können. Die Bestimmung des mittleren Radius ist schwierig; WENTWORTH berechnet ihn für Sandpartikel als

$R = \frac{D_1 + D_2}{4}$, wobei D_1 die größte geradlinige Entfernung zweier Punkte der Umriß-

linie, D_2 die längste darauf senkrechte Verbindungslinie zweier Punkte des Umrisses bedeutet. Die Methode von WENTWORTH ist wie schon COX (1927) gezeigt hat, ungenau und liefert deshalb keine reproduzierbaren Werte, sie ist von CALLEUX (1952) für die Ausmessung von Schottern verbessert worden. CALLEUX mißt die Krümmungen der Schotter mit Hilfe eines Krümmungsmessers, den er für diesen Zweck selbst konstruiert hat. Derselbe besteht aus einer Kreisscheibe aus durchsichtigem Papier, auf der Kreise von 1–150 mm Radius aufgetragen sind. Die Kreisscheibe wird auf einer von hinten beleuchteten Glasplatte über die gleichfalls auf durchsichtiges Papier gezeichneten Umrißbilder der Schotter gelegt und durch Verschieben der Kreise festgestellt, welcher davon der kleinsten Krümmung der Umrißzeichnung entspricht. Die Radien aller Kreise sind auf der Kreisscheibe ablesbar. Es wird in jedem Falle derjenige Querschnitt des Gerölles projiziert, der durch dessen größte Länge (L) und Breite (l) bestimmt ist. Mit

der Kreisscheibe wird sodann der Radius der kleinsten (r_1) und der nächstkleinsten Krümmung (r_2) gemessen. Zwischen den Punkten der Umrißlinie, an denen r_1 und r_2 gemessen werden, muß eine konkave Strecke oder eine solche mit stärkerer Krümmung liegen. Das Verhältnis von r_1 bzw. r_2 zu L bezeichnet CALLEUX als „Indice d'émoussé“, den Zurundungsindex, und zwar ist $2r_1 : L$ der Index erster, $2r_2 : L$ der Index zweiter Ordnung. Im Grenzfall der Kugel ergibt sich der höchste Indexwert. Es ist dann $2r_1 : L = 2r_2 : L = 1$, da r_1 und r_2 gleich lang zusammen gleich L sind. Je mehr die Gestalt des Gerölles von der Kugelgestalt abweicht, um so mehr sinkt der Zurundungsindex, um bei einem Vieleck den Wert Null zu erreichen. Die Methode der Abrollungsmessung nach CALLEUX hat sich bei grobklastischem Material, für das sie ausgearbeitet wurde, gut bewährt, sie ist für die Untersuchung von Sandkörnern schon deshalb nicht anwendbar, weil es kaum gelingt dieselben im Querschnitt der größten Länge und Breite zu projizieren und überhaupt ihre größte Länge und Breite exakt zu ermitteln. Aus diesem Grund erweist sich der erste der beiden aufgezeigten methodischen Wege für die Untersuchung der Abrollung von Sanden wenig geeignet.

Der zweite Weg ist vor allem von SZADECZKY-KARDOSS (1933) beschrritten worden. Der Genannte verzichtet vollständig auf die Messung von Achsen und Krümmungsradien und beschränkt sich darauf an den Umrißlinien der auf die Zeichenebene projizierten Körner die konvexen, konkaven und geraden (planen) Teilstrecken zu messen und miteinander in Beziehung zu setzen. Die Projektion kann durch einen beliebigen Hauptschnitt des Kornes gehen, wobei alle Schnitte, die durch den Mittel- oder Schwerpunkt des Kornes geführt sind, als Hauptschnitte bezeichnet werden. Die konkaven und planen Abschnitte der Umrißlinien werden von SZADECZKY-KARDOSS in der Weise gegen die konvexen abgegrenzt, daß er vorstehende Ecken oder Wölbungen durch Tangenten verbindet und die dazwischenliegende Strecke, wenn sie innerhalb der Tangente liegt, als konkav, wenn sie mit ihr zusammenfällt, als plan bezeichnet. An konvexe Abschnitte kann keine Tangente angelegt werden, die die Umrißlinie an zwei Punkten berührt.

Nach dem Anteil konkaver, planer und konvexer Strecken am Gesamtumriß des Kornes wird dieses nach seinem „Abrollungsgrad“ einer bestimmten Gruppe wie folgt zugeteilt:

0. Grad: Keine Spur der Abrollung, ausschließlich unabgerollte, konkave Flächen.
1. Grad: Konkave Flächen herrschen allein (also in absoluter Weise) über die Gesamtausdehnung der ebenen und konvexen Flächen vor.
 - Dieser Grad wird nach dem Verhältnis der ebenen und konvexen Flächen untergeteilt in:
 - Grad 1a: Ebene herrschen über konvexe Flächen vor.
 - Grad 2a: Konvexe herrschen über ebene Flächen vor.
2. Grad: Weder konvexe noch konkave Flächen herrschen allein (also in absoluter Weise) vor, die konkaven Flächen sind aber gegenüber den konvexen im Übergewicht.
 - Grad 2a: Ebene Flächen nicht im absoluten Übergewicht.
 - Grad 2b: Ebene Flächen im absoluten Übergewicht.
3. Grad: Weder konvexe noch konkave Flächen herrschen allein vor, die konvexen sind aber gegenüber den konkaven überwiegend.
 - Grad 3a: Ebene Flächen im absoluten Übergewicht.
 - Grad 3b: Ebene Flächen nicht im absoluten Übergewicht.
4. Grad: Konvexe Flächen sind allein (also absolut) im Übergewicht.
 - Grad 4a: Konkave Flächen herrschen über ebene vor.
 - Grad 4b: Ebene Flächen herrschen über konkave vor.

5. Grad: Konkave und ebene Flächen sind nicht mehr vorhanden, das Korn ist vollständig konvex.

Da mit dem Wort „Abrollung“ eine Aussage über den Mechanismus des Transportes verbunden ist, die ohne Kenntnis der Ausgangsform der Mineralkörner, wie schon CORRENS (1939) betont hat, nicht gemacht werden kann, sollte besser der Ausdruck Abrundung verwendet werden. Aus dem gleichen Grund sollte die Bezeichnung „Grad“ vermieden werden.

Ein Mangel der von SZADCEZKY-KARDOSS entwickelten Methode besteht darin, daß die Messung der einzelnen Teilstrecken umständlich und sehr zeitraubend ist. Ein weiterer Mangel besteht in der Gruppeneinteilung. Er beruht darauf, daß, wie von SCHNEIDERHÖHN (1953) hervorgehoben worden ist, Körner mit vorwiegend ebenen Begrenzungsflächen, die den mittleren Gruppen angehören würden, in der Natur relativ selten sind. Man bekommt dementsprechend in Diagrammen, in denen auf der Abszisse die Abrollungsgruppen, auf der Ordinate die Prozentanteile der Körner in den einzelnen Abrollungsgruppen eingetragen sind, stets zweigipfelige Kurven.

Die bisher genaueste Bestimmungsmethode der Zurundung von Mineralkörnern hat, wie von SCHNEIDERHÖHN (1954) gezeigt wurde, WADELL (1932) ausgearbeitet. Er stimmt in Anlehnung an WENTWORTH den Grad der Rundung (P) auf Grund aller nach außen gebogenen Krümmungen der Umrißlinie nach der Formel:

$$P = \frac{\frac{\sum r}{R}}{N}$$

Darin bedeutet r den Radius des einer Krümmung eingeschriebenen Kreises, R den Radius des größten dem Korn eingeschriebenen Kreises und N die Anzahl der nach außen gebogenen Krümmungen. Dazu ist zu sagen, daß auch die scharfen Spitzen bei der Bestimmung von N mitgezählt werden.

Außer der Zurundung bestimmt WADELL auch die Sphericity, die man am besten mit „Kugeligkeit“ übersetzen kann. Er definiert sie als: s/S , wobei S das Volumen des Kornes oder Steines, s das Volumen einer Kugel ist, die das gleiche Volumen hat, wie der zu untersuchende Körper. Um an der Projektion arbeiten zu können und weil es schwierig ist, das Volumen eines Sandkornes zu bestimmen, führt WADELL eine weitere Formel ein: dc/Dc . Darin bedeutet dc den Durchmesser eines Kreises mit gleichem Flächeninhalt wie die Kornprojektion und Dc den Durchmesser des kleinsten Kreises, den man der Kornprojektion umschreiben kann.

Die Sphericity hängt nicht mit dem Grad der Abrollung der Mineralkörner zusammen sondern mit deren ursprünglicher Form; sie hat großen Einfluß auf die Fortbewegung des Materiales. Körner von hoher Sphericity haben eine im Verhältnis zum Volumen kleine Oberfläche, sinken daher in einem strömenden Medium früher zu Boden als unregelmäßig geformte. Dafür werden sie infolge ihrer runden Gestalt leichter am Boden fortgerollt als unregelmäßig geformte Körper, sie rollen voraus, während diese zurückbleiben.

Von den angeführten Methoden sind die von WENTWORTH und CAILLEUX angegebenen für die Bestimmung der Abrundung kleiner Körner zu ungenau und schieden daher für eine vergleichende Untersuchung des Zurundungsgrades der Mineralkörner in verschiedenen Sedimenten und Böden von vornherein aus. Die Methode von WADELL ist zwar die exakteste, zugleich aber derart zeitraubend, daß es unmöglich gewesen wäre nach ihr eine größere Anzahl von Proben zu untersuchen. So blieb nur das von SZADCEZKY-KARDOSS entwickelte Verfahren übrig.

Es wurde in folgender Weise vorgegangen. Zur Untersuchung gelangten stets nur Quarzkörner des feineren Anteiles der Grobsandfraktion (1,0–0,2 mm) und der Feinsandfraktion. Diese beiden Fraktionen werden in der Folge einfach als Grob- bzw. Feinsand bezeichnet. Sie wurden nach trockener Siebung des Feinsedimentes bzw. der Feinerde durch ein Sieb von 1 mm Maschenweite und nach Aufbereitung der Bodenproben in der üblichen Weise im Schlämverfahren gewonnen. Von jedem Substrat wurden von beiden Fraktionen Streupräparate gemacht, für die als Einbettungsmittel Kollolith Verwendung fand. Von den Quarzkörnern wurden unter dem Mikroskop unter Zuhilfe-

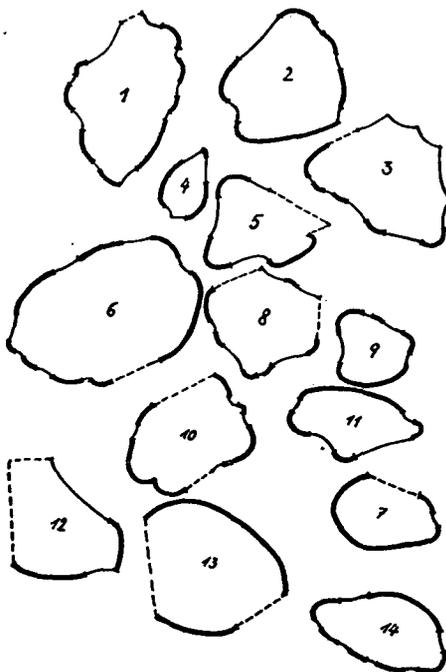


Abb. 1.

Abb. 1. Umrißzeichnungen von Quarzkörnern, in denen durch Querstriche die Abschnitte markiert sind, die als konvex, plan bzw. konkav gewertet wurden.

nahme eines Zeichenprismas Umrißzeichnungen angefertigt und an diesen die konvexen, planen und konkaven Stellen gegeneinander abgegrenzt. Die Abgrenzung erfolgte nicht wie bei SZADECKY durch Zeichnen von Tangenten, sondern in Anlehnung an HOLZER (1952) in der Weise, daß einfach visuell die konvexen, planen und konkaven Partien der Umrißlinie durch Striche gegeneinander abgegrenzt wurden¹⁾. Die Ausmessung erfolgte durch Anlegen eines flexiblen Maßstabes an die Umrißzeichnung. Entsprechend dem dabei gefundenen Verhältnis der konvexen, planen und konkaven Umrißabschnitte wurden die ausgemessenen Körner den von SZADECKY-KARDOSS aufgestellten Gruppen zugeteilt. Obwohl auf diese Weise nur Gruppen von Körnern verschiedener Zurundung gebildet werden, ist die mengenmäßige Aufteilung der Körner auf die verschiedenen Gruppen doch in Kurvenform graphisch dargestellt worden. Dies geschah in der Weise,

¹⁾ vergleiche Abb. 1.

daß die Korngruppen SZADECKYS auf der Abszisse, die Prozentanteile der Körner in den einzelnen Gruppen auf der Ordinate aufgetragen wurden. Die Kurven der Grobsand- und Feinsandfraktion wurden für dasselbe Substrat stets gemeinsam zur Darstellung gebracht, der Grobsand durch eine voll ausgezogene, der Feinsand durch eine strichlierte Linie. Infolge des Umstandes, daß plane Abschnitte in den Umrißlinien der Quarzkörner selten auftreten, sind die mittleren Gruppen SZADECKYS spärlich vertreten, so daß sich, wie schon erwähnt, zweigipfelige Kurven ergeben.

Das Untersuchungsmaterial

Alle Arbeiten, die sich bisher mit der Frage der Zurundung von Mineralkörnern durch Transport befaßten, haben sandige Sedimente, nämlich Gletschersande, Dünen- sände und Flußsande zum Gegenstand gehabt. Die amerikanische Forschung beschäftigt sich vorwiegend mit den letzteren, da die langen Flußläufe in USA mit ihren sandigen Ablagerungen ein vorzügliches Beobachtungsmaterial liefern. Mit Böden wurde in dieser Richtung noch nicht gearbeitet und es wurde darum in der vorliegenden Studie der Versuch unternommen, diese Lücke zu schließen. Nicht immer ist der Boden das Verwitterungsprodukt des ihn unterlagernden Gesteines, er kann auch ganz oder teilweise aus Material gebildet worden sein, das durch Wasser oder Wind als dünne Decke über das Grundgestein gelagert worden ist. Solche Beimengungen können unter Umständen die Eigenschaften des betreffenden Bodens maßgebend beeinflussen und, wenn sie an verschiedenen Punkten in verschiedener Menge zur Bodenbildung beigetragen haben, auf gleichem Grundgestein ein buntes Mosaik voneinander mehr oder weniger abweichender Bodenprofile erzeugt haben. Solche Profile können genetisch nur verstanden werden, wenn man die Fremdbeimengungen von den aus dem Grundgestein stammenden Mineralen trennen kann. Dies ist häufig auf Grund des verschiedenen Bestandes von Gestein und Boden an Schwermineralien möglich, es wäre aber gerade bei Beimengung äolisch transportierten Materiales sehr erwünscht, wenn man auch aus dem verschiedenen Zurundungsgrad der Mineralkörner in den Sandfraktionen einen sicheren Schluß auf äolischen Transport ziehen könnte.

Um prüfen zu können, ob und in welchem Ausmaß aus der Ermittlung des Zurundungsgrades von Mineralkörnern Schlüsse auf die Herkunft des Primärmineralbestandes von Böden gezogen werden können, wurden zunächst Sedimente und Böden mit genau bekannter Genese untersucht. Dabei mußte es sich zeigen, ob und in welchem Ausmaß diese eine charakteristische Zurundung der Mineralkörner aufweisen und ob die Unterschiede groß und konstant genug sind, um bei Materialien zweifelhafter Herkunft etwas darüber aussagen zu können, ob ein Ferntransport durch Wind oder Wasser erfolgt ist. Daneben wurden auch Materialien untersucht, bei denen wie bei gewissen Kalksteinbraunlehmen und Aulehmen Verdacht bestand, daß sie äolisch transportiertes Material enthalten.

Es wurden die folgenden Sedimente und Böden untersucht:

1. Äolische Sedimente

- a) Würmzeitlicher Löß von Großriedental b. Kirchberg a. Wagram, Nied. Österreich.
- b) „Löß“ von der Praterterrasse bei Süßenbrunn im Marchfeld.
- c) „Älterer Flugsand“ von Seyring am Westrand des Marchfeldes.
- d) „Älterer Flugsand“ von der Schloßhofer Platte im östlichen Marchfeld.
- e) „Älterer Flugsand“ vom Sandberg bei Oberweiden im Marchfeld.
- f) Düne bei Schönfeld im Marchfeld, älterer, wieder beweglich gewordener Flugsand.
- g) Jüngerer Flugsand von Fuchsenbigl auf der Praterterrasse im westlichen Marchfeld.

- h) Junger Flugstaub, kolluvial verlagert, Leithagebirge bei Großhöflein, Mulde oberhalb des Weißen Kreuzes, Pseudogley.
2. Rezente fluviatile Sedimente
- Flußsand der Etsch aus der Sammlung des Institutes für Geologie und Bodenkunde der Hochschule für Bodenkultur in Wien ohne genaue Fundortangabe.
 - Flußsand der Tulln von Plankenberg 8 km oberhalb Sieghardskirchen, Nied.-Österreich.
3. Pseudogleye aus pleistozänen Decklehmen
- Sugaritzwald auf der Helfbrunner Terrasse im oststeirischen Grabenland. Im Volksmund „Opok“ genannter Pseudogley.
 - Zwischenterrasse südlich Hainersdorf, 245 m, im oststeirischen Grabenland. Auch in diesem Fall handelt es sich um einen „Opok“.
 - Lehmdecke auf altem Schuttfächer, Ziegelei von St. Stefan i. Lavanttal.
4. Kalksteinbraunlehme (Terra fusca)
- Anninger bei Mödling, Weg am Osthang von der Breiten Föhre zum Richardshof auf der Richardshofterrasse (gelbbraunes Material z. T. kolluvial).
 - Anninger Osthang, auf der Richardshofterrasse unweit Standort 4a) (rötliches Material z. T. kolluvial).
 - Anninger, Höhe des Buchkogels, auf Rhätkalk.
 - Klauswald bei Puchenstuben, Niederösterreich, Gschwendtboden, Probe aus dem Auswaschungshorizont (A₂) eines Sol lessivé aus Kalksteinbraunlehm.
 - Klauswald, gleiches Bodenprofil wie 4d), Probe aus dem Illuvialhorizont.
 - Buchberg bei Mailberg (niederösterr. Weinviertel), Kalksteinbraunlehm aus Lithothamnienkalk.
5. Autochthone Verwitterungsdecken aus silikatischen Gesteinen
- Alte Kristallinverwitterung aus Augengneis, Edlitz, Niederösterreich.
 - Reliktbraunlehm aus Glimmerschiefer nächst St. Andrä i. Lavanttal.

Untersuchungsergebnisse

Bei der Besprechung der Untersuchungsergebnisse sollen die angeführten Gruppen von Substraten nacheinander behandelt werden.

Wir beginnen mit dem äolisch transportierten Sedimenten, bei denen auf Grund der starken Korrosionswirkung des Windtransportes theoretisch ein Vorherrschen stark zugerundeter Körner erwartet werden muß.

Abb. 2 stellt als unterstes Paar die Kurven dar, die sich aus der prozentuellen Aufteilung der untersuchten Quarzkörner der Grob- und Feinsandfraktion des Würmlösses von Großriedental ergeben. In beiden Fraktionen überwiegen erwartungsgemäß die Gruppen 3b, 4a und 4b, die starker Zurundung entsprechen, weitaus. Es handelt sich um ein offenbar durch starke Korrosion intensiv abgerundetes Material.

Abb. 2 oben stellt die Kurven des Quarzsandanteiles aus dem „Löß“ von Süßenbrunn dar. Es handelt sich dabei um ein Material, welches nach Auffassung von FINK (1955) durch ortsnahe äolische Umlagerung von Schlamm- und Feinsandabsätzen der Donau auf der Praterterrasse sedimentiert wurde, das also nach einem fluviatilen Transport nur eine Verlagerung durch Wind auf kurze Distanz erfahren hat. Dementsprechend haben die Kurven ein ganz anderes Aussehen als die des Lösses von Großriedental. Sie zeigen stark und schwach abgerollte Körner in nahezu gleichem Mengenverhältnis, es liegt demnach keine generelle starke Abrundung vor. Schon diese Kurven lassen erkennen, daß Windtransport auf kurze Entfernung nicht genügt, um eine allgemeine starke Zurundung von Quarzkörnern zu bewirken.

Abb. 3 stellt oben die Zurundungskurven für alten Flugsand von Seyring am Westrand des Marchfeldes dar. Es handelt sich um das ehemals von Professor TILL mit dem Arbeitsbegriff „Älterer Flugsand“ bezeichnete Substrat, das verfestigt und meist zur Gänze in einen Paratschernosem verwandelt ist (FRANZ 1955). Die Herkunft dieses Flugsandes ist noch ungeklärt, die Kurven zeigen übereinstimmend einen hohen Anteil stark zugerundeter, aber auch einen gewissen Anteil wenig abgeschliffener Körner an.

In der Mitte der Abb. 3 sind die Kurven des „älteren Flugsandes“ von der Schloßhofer Platte am Ostrand des Marchfeldes dargestellt. Der Kurvenverlauf unterscheidet sich in bemerkenswerter Weise von dem des darüber dargestellten Flugsandes von Seyring, denn es überwiegen hier die Gruppen mit geringer Kornabrundung.

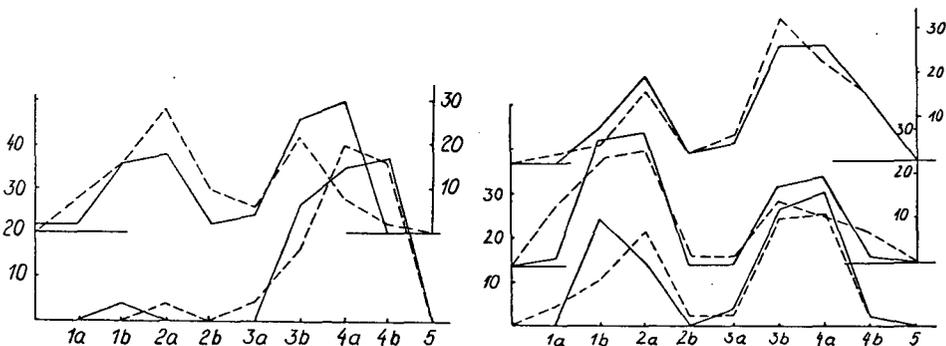


Abb. 2.

Abb. 3.

Abb. 2 unten: Würmlöß von Großriedental, N.Öst.; oben: Würmlöß von der Praterterrasse bei Süßenbrunn, N.Öst.

Abb. 3 oben: „Älterer Flugsand“ von Seyring, N.Öst.; Mitte: „Älterer Flugsand“ von der Schloßhofer Platte, N.Öst.; unten: „Älterer Flugsand“ vom Sandberg im Marchfeld, N.Öst.

Die Abb. 2—9 stellen die Zurundungskurven dar, die für Quarzkörner der Grobsandfraktion (voll ausgezogene Kurve) beziehungsweise der Feinsandfraktion (strichlierte Kurve) nach der im Text beschriebenen Methode erhalten wurden.

Abb. 3 unten bringt die Kurven von einem weiteren Vorkommen älteren Flugsandes am Sandberg im Marchfeld, der Kurvenverlauf ähnelt dem des Flugsandes von der Schloßhofer Platte.

Abb. 4 stellt unten den Kurvenverlauf für den Sand einer Düne bei Schönfeld dar. FINK vermutet, daß es sich um wieder mobil gewordenen älteren Flugsand handelt. Es fällt auf, daß noch stärker als im nächsten Beispiel die Gruppen mit geringer Zurundung überwiegen.

Darüber sind die Kurvenbilder des jüngeren Flugsandes auf der Praterterrasse bei Fuchsenbigl wiedergegeben. Der Kurvenverlauf ähnelt dem des „Lösses“ von Süßenbrunn. Beide Sedimente sind auf der Praterterrasse nur auf geringe Distanz verlagert worden, wodurch der hohe Anteil an wenig zugerundeten Mineralkörnern verständlich ist. Die Zurundung ist beim Sand noch etwas geringer als beim „Löß“.

Zu oberst ist in Abb. 4 das Untersuchungsergebnis eines weiteren nur auf geringe Distanz verlagerten äolischen Sedimentes, eines spät-bis postglazial im Leithagebirge abgelagerten Flugstaubes veranschaulicht. Derselbe enthält, wie FRASL (1957) gezeigt hat, so gut wie ausschließlich Schwerminerale, die aus Gesteinen des Leithagebirges

stammen, kann demnach gleichfalls nur eine englokale Verwehung erfahren haben. Dem entspricht der außerordentlich hohe Anteil wenig gerundeter Mineralkörner an dem untersuchten Material.

Die insgesamt neun untersuchten, zweifellos äolisch transportierten Substrate zeigen, wie der Vergleich der Kurvenbilder auf den ersten Blick erkennen läßt, keineswegs alle eine gleichmäßig starke Zurundung ihres Quarzsandanteiles. Neben sichtlich starker Korrosion unterlegenen Sedimenten, wie dem würnzeitlichen Löß von Großriedental, gibt es solche mit ziemlich gleichem Anteil stark und schwach zugerundeter Quarzkörner und solche, bei denen nur eine geringe Abrundung zu verzeichnen ist. Daraus muß geschlossen werden, daß äolischer Transport allein noch keine starke Rundung des bewegten Materiales bedingt, sondern, daß die Länge des Transportweges dafür entscheidend ist, ob eine sehr vollkommene oder nur eine geringe Zurundung der Mineralkörner eintritt. Eine geringe

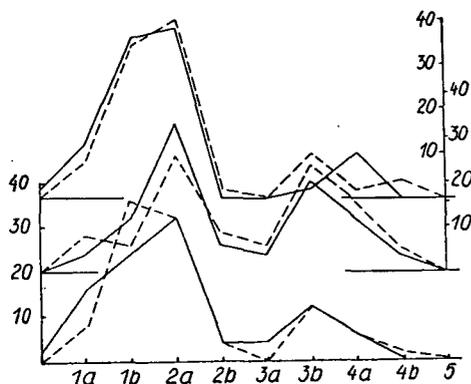


Abb. 4.

Abb. 4 unten: Sand von einer Düne bei Schönfeld, N.Öst. Mitte: Jüngerer Flugsand von der Praterterrasse bei Fuchsenbigl, N.Öst. oben: Junger Flugstaub, Leithagebirge.

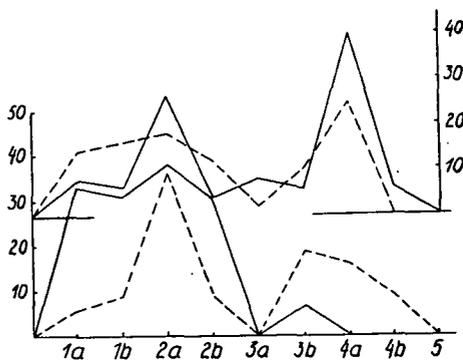


Abb. 5.

Abb. 5 unten: Flußsand der Etsch, Südtirol. oben: Flußsand der Tulln von Plankenberg, N.Öst.

korrosive Abschleifung der Mineralkörner kann demnach nicht als Beweis dafür angesehen werden, daß ein Lockersediment keinerlei äolische Verfrachtung erfahren hat.

Von fluviatil transportierten Sedimenten wurden nur zwei untersucht.

Abb. 5 veranschaulicht im unteren Kurvenpaar die Verteilung der Quarzkörner auf die verschiedenen Abrundungsgruppen bei einem fluviatil abgelagerten Sand an der Etsch. Es handelt sich um ein Material, welches in früheren Jahren eingesammelt worden ist und bei dem leider genaue Angaben über die Fundstelle fehlen. Es wurde trotzdem untersucht, da es wünschenswert schien das wenig weit transportierte Sediment eines aus den Kristallgebieten der Alpen kommenden Flusses zu prüfen. Die Kurven entsprechen den Erwartungen, indem sowohl im Grob- wie im Feinsand Körner mit geringer Zurundung sehr stark überwiegen.

Das obere Kurvenpaar der Abb. 5 zeigt demgegenüber einen ganz anderen Verlauf. Derselbe entspricht der Verteilung der Quarzkörner auf die von SZADÉCZKY-KARDOSS aufgestellten Abrundungsgruppen im Flußsand der Tulln bei Plankenberg unweit oberhalb Sieghardskirchen in Niederösterreich. Hier ist ein auffallend hoher Anteil von Körnern mit hoher Zurundung vorhanden, obwohl die Strecke vom Quellgebiet der Tulln bis zur

Stelle, von der die Sandprobe entnommen wurde, kaum 40 km beträgt. Der zunächst überraschende Befund wird verständlich, wenn man folgendes berücksichtigt. Die Tulln ist ein Gewässer, dessen Einzugsgebiet ausschließlich in der Flyschzone der Alpen liegt, das demnach ausschließlich Geschiebematerial klastischer Sedimente führt. Diese haben schon vor ihrer Verfestigung einen vielleicht zum Teil recht weiten Transport mitgemacht, können demnach schon weitgehend abgerundet gewesen sein, bevor sie von der Tulln transportiert und abgelagert wurden. Weiters befindet sich die Stelle, an der die Sandprobe eingesammelt wurde, in einem Gebiet, in dem die das Flußtal begrenzenden Anhöhen z. T. von Löß bedeckt sind. Solcher Löß kann bei starken Niederschlägen durch Hangabspülung und durch kleine Seitenbäche der Tulln zugeführt werden und gelangt dann in die Flußablagerungen. Auch auf diese Weise können somit stark gerundete Quarzkörner in den Flußsand gelangen.

Dieses Beispiel zeigt, besonders wenn man ihm das des Etschandes gegenüberstellt, daß fluviatile Sedimente keineswegs immer eine geringere Zurundung aufweisen müssen als äolische. Der Zurundungsgrad von Flußsanden ist ja nicht bloß durch den Transport bedingt, den sie im Fluß mitgemacht haben, sondern auch durch die Verlagerung, der sie schon vorher unterworfen waren. Trümmergesteine können unter Umständen Körner widerstandsfähiger Minerale enthalten, die schon mehrere Male umgelagert und dabei immer mehr zugerundet worden sind. Dies läßt klar erkennen, daß bei Rückschlüssen, die aus dem Zurundungsgrad der Mineralkörner eines Substrates auf dessen Herkunft und Transport gezogen werden sollen, kritisch vorgegangen werden muß.

Als nächste Gruppe von Substraten sind Pseudogleye aus pleistozänen Decklehnen zu besprechen. In der Oststeiermark und im angrenzenden burgenländischen Gebiet nehmen Lehmdecken auf Terrassenschottern große Flächen ein. Dieselben sind in verschiedenen Perioden des Pleistozäns gebildet worden und weisen ähnlich den Lössen einen hohen Feinsand- und Schluffanteil auf. Man könnte daher vermuten, daß sie in größerer Menge äolisch transportiertes Material enthalten. Um dies zu prüfen, wurden zwei Proben solcher Decklehme untersucht.

Abb. 6 zeigt unten und in der Mitte die Kurven, die man bei Verteilung der in der Grob- und Feinsandfraktion enthaltenen Quarzkörner nach ihrem Prozentanteil auf die einzelnen Zurundungsgruppen erhält. Beide Kurvenpaare lassen in der Tat einen hohen Anteil stark zugerundeter Körner erkennen, was auf starke Korrosion schließen läßt. Mehr kann allerdings ohne Heranziehung anderer Fakten nicht ausgesagt werden.

Die in Abb. 6 oben dargestellte Kurve, die auf Grund der Untersuchung der Grobsandfraktion eines Decklehmes über einem alten Schuttkegel am Fuße der Koralpe im unteren Lavanttal gewonnen wurde, ist recht aufschlußreich. Der Decklehm erreicht am Ende des Schuttkegels eine Mächtigkeit von etwa zwei Metern und wird von einem Ziegelwerk bei St. Stefan für die Ziegelerzeugung abgebaut. Die untersuchte Probe stammt von der Abbauwand, das Material hat dort ein den pleistozänen Decklehmen der Oststeiermark ähnliches Aussehen, umso mehr als wie dort durch Tagwasserstau ein Pseudogley entstanden ist. Im Gegensatz zu den steirischen Decklehmen zeigen die Quarzkörner des St. Stefaner Materiales jedoch eine sehr geringe Zurundung, die Gruppen stärkster Abschleifung fehlen gänzlich, was bei keinem andern im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Substrat der Fall ist. Es kann daraus geschlossen werden, daß der Decklehm keinen weiten Transport erfahren hat, er leitet sich offenbar in der Hauptsache vom Kristallin der Koralpe ab.

Einen erheblichen Anteil an den untersuchten Proben haben die von KUBIENA (1943) als Kalksteinbraunlehme bezeichneten Verwitterungsdecken. Dieselben sind nicht immer ausschließlich aus den sie unterlagernden Kalken hervorgegangen, sondern enthalten manchmal auch äolisch transportiertes Material (FRANZ 1954). Durch Bestimmung des

Zurundungsgrades der in verschiedenen Kalksteinbraunlehmen enthaltenen Quarzkörner sollte geprüft werden, ob auf diesem Wege Hinweise auf einen äolischen Transport erhalten werden können. Die Ergebnisse der Untersuchung sind in Abb. 7 bis 9 kurvenmäßig dargestellt.

Die in Abb. 7 unten und in der Mitte dargestellten Kurvenpaare beziehen sich auf zwei Proben von Kalksteinbraunlehmen, die auf der Richardshofterrasse am Osthang des Anningers bei Mödling eingesammelt wurden. Beide Proben wurden neben dem Fahrweg entnommen, der von der Breiten Föhre zum Richardshof führt; die erste hatte die normale braungelbe Farbe, die zweite war, obwohl an einer nur 50 bis 100 m von der

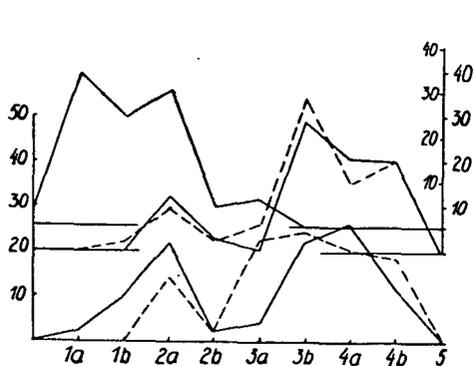


Abb. 6.

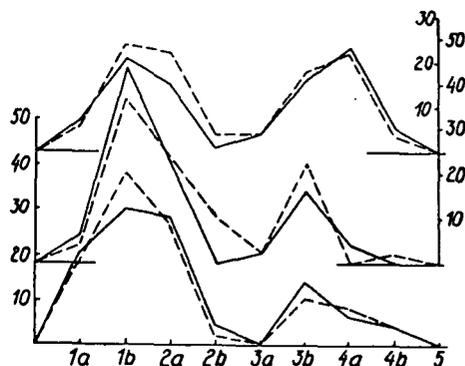


Abb. 7.

Abb. 6 unten: Lehmdecke auf der Helfbrunner Terrasse im Sugaritzwald, Oststeiermark; Mitte: Lehmdecke auf der Zwischenterrasse südlich Hainersdorf, Oststeiermark; oben: Decklehm auf altem Schuttfächer der Koralpe. Ziegelei bei St. Stephan i. Lav., Kärnten.

Abb. 7 unten: Kalksteinbraunlehm, braungelb, vom Anninger-Osthang, N.Öst.; Mitte: Kalksteinbraunlehm, rötlich, vom Anninger-Osthang, N.Öst.; oben: Kalksteinbraunlehm, Buchkogel am Anninger, N.Öst.

ersten entfernten Stelle eingesammelt, auffällig rötlich gefärbt. Es muß damit gerechnet werden, daß das zur Untersuchung gelangte Material nicht ausschließlich aus den anstehenden Kalken ausgewittert, sondern mit kolluvialem Kalksteinbraunlehm von höheren Hangpartien des Anninger vermischt ist. Beide Kurvenpaare zeigen ein starkes Überwiegen von Quarzkörnern mit geringer Abrundung.

Das oberste Kurvenpaar der Abb. 7 bezieht sich auf eine Probe, die am Kamm des Buchkogels, der sich nur unwesentlich über das Anningerplateau erhebt, entnommen worden ist. Die Stelle war absichtlich am Kamm des Berges gewählt worden, um sicher zu sein, daß dem Braunlehm kein kolluviales Material beigemischt ist. Die Tatsache, daß die im anstehenden Rhätkalk in großer Menge eingeschlossenen Nadeln von Kieselschwämmen massenhaft in der untersuchten Braunlehmprobe wiedergefunden wurden, bezeugt, daß diese tatsächlich vorwiegend, wenn nicht ausschließlich aus dem unterlagernden Gestein hervorgegangen ist. Das abgebildete Kurvenpaar zeigt eine sehr gleichmäßige Verteilung der untersuchten Quarzkörner auf die Gruppen mit geringer und starker Abrundung.

Das untere und das mittlere Kurvenpaar der Abb. 8 beziehen sich auf Proben aus zwei Horizonten eines Profiles, das auf dem Gschwendtboden, einer weiten und flachen Einmündung im Plateau des Klauswaldes bei Puchenstuben, geöffnet wurde und von dem

außer einer von R. DUDAL im Gelände angefertigten Beschreibung auch Untersuchungen über die Korngrößenzusammensetzung und den Schwermineralbestand vorliegen (FRANZ 1954). Die letzteren wurden von G. FRASL durchgeführt und ergaben einen vom Kalk verschiedenen Mineralbestand, was daran denken läßt, daß dem Braunlehm aus größerer Entfernung angewehtes Material beigemischt ist. Das Profil zeigt die für Sols lessivés charakteristische mechanische Verlagerung der Tonsubstanz aus den oberen in tiefere Horizonte. Die von G. CHIZZOLA durchgeführte mechanische Analyse brachte das folgende Ergebnis:

	Grobsand	Feinsand	Schluff	Rohton
A ₁ 0—7 cm	5,0	53,2	34,7	6,7
A ₂ 7—35 cm	1,0	37,0	49,4	12,6
B ₁ 35—65 cm	1,4	26,8	52,4	19,1
B ₂ 65—80 cm	1,4	13,0	38,0	47,0

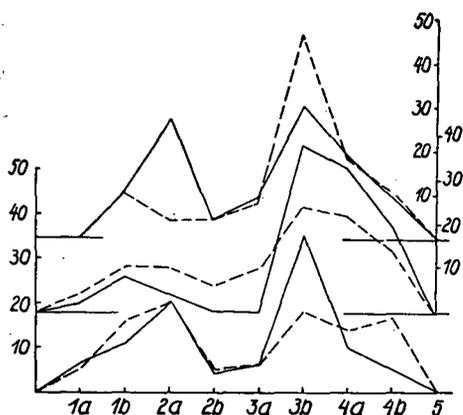


Abb. 8.

Abb. 8 unten: Kalksteinbraunlehm vom Klauswald bei Puchenstuben, N.Öst, A₂-Horizont;
Mitte: Kalksteinbraunlehm vom Klauswald bei Puchenstuben, N.Öst, B₂-Horizont;
oben: Kalksteinbraunlehm, Buchberg bei Mailberg, N.Öst.

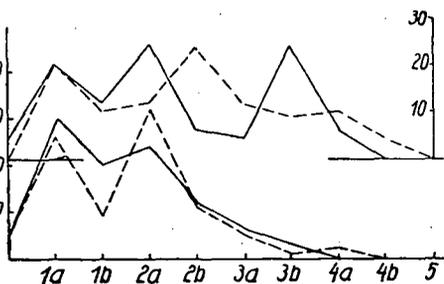


Abb. 9.

Abb. 9 unten: Verwitterungsdecke aus Augengneis, Edlitz, N.Öst.; oben: Silikatischer Braunlehm aus Glimmerschiefer, St. Andrä i. Lav., Kärnten.

Das untere Kurvenpaar bezieht sich auf Material aus dem A₂-Horizont, das mittlere auf solches aus dem B₂-Horizont. Beide zeigen ein Überwiegen der Körner mit starker Zurundung.

Auch das oberste Kurvenpaar der Abb. 8 zeigt vor allem in der Feinsandfraktion einen hohen Anteil stark abgerundeter Körner. Es entspricht dem Quarzsand in einem Braunlehm vom Buchberg bei Mailberg. Der Kalksteinbraunlehm ist dort rötlichbraun gefärbt, er stellt das Verwitterungsprodukt des anstehenden Lithothamnienkalkes dar, enthält aber höchst wahrscheinlich auch eine äolische Komponente, da die Flanken des Berges allseits von Löß verkleidet sind.

Ein Vergleich der in Abb. 7 und 8 dargestellten Kurven zeigt, daß sich ebenso Kalksteinbraunlehme mit sehr geringer, als auch solche mit vorwiegend starker Zurundung der in ihnen enthaltenen Quarzkörner finden. Das letztere ist vor allem dort der Fall, wo auch andere Indizien dafür sprechen, daß dem Material eine äolische Komponente beigemischt ist. Aus dem Grad der Zurundung allein würde eine teilweise äolische Herkunft

von Kalksteinbraunlehm nur in solchen Fällen nachgewiesen werden können, wo sicher keine kolluviale Materialzufuhr stattgefunden hat und sich die Zurundung der Körner im Braunlehm als eine sehr viel stärkere erweist als im Muttergestein. Eine Untersuchung der Quarzkörner der die Braunlehme unterlagernden Kalke war geplant, konnte aber wegen des vorzeitigen Abschlusses der Arbeit nicht mehr durchgeführt werden.

Es steht nun noch die Besprechung einer letzten Gruppe von Proben aus, nämlich derjenigen, die aus alten autochthonen Verwitterungsdecken silikatischer Gesteine stammen.

Abb. 9 zeigt unten die Kurven, die sich bei Untersuchung der Quarzkörner in einer alten Verwitterungsdecke aus Augengneis ergaben. Es handelt sich um einen bei Edlitz in der Buckligen Welt anstehenden Augengneis, der geologisch der Semmeringserie angehört. In dem völlig aufgemürbten, weißlich verfärbten Gestein waren die Quarzkörner unverändert erhalten geblieben, d. h. sie lagen in dem verwitterten Substrat offenbar in derselben unrunder Form vor, die sie im festen Gestein gehabt hatten. Dementsprechend mußten die Körner nahezu ausnahmslos den Gruppen mit geringer Zurundung zugeteilt werden.

Darüber sind in Abb. 9 die Kurven veranschaulicht, die sich bei Untersuchung eines silikatischen Braunlehmes aus Glimmerschiefer der Umgebung von St. Andrä im Lavanttal ergaben. Es handelt sich um einen Reliktboden, der sich auf nahezu ebenem Gelände in dem das Lavanttal im Westen begrenzten Hügelland fand. Auch in diesem Fall liegt autochthones oder paraautochthones Material vor, das keinem weiten Transport ausgesetzt war. Die Kurven zeigen eine ziemlich gleichmäßige Verteilung der Quarzkörner über alle Zurundungsgruppen, nur die Gruppe mit stärkster Abrundung ist fast nicht vertreten.

Schlußfolgerungen

Das in dieser Arbeit behandelte Material ist zwar nicht so umfangreich wie ursprünglich vorgesehen, umfaßt aber doch neben Wind- und Flußsedimenten auch autochthone Verwitterungsdecken und polygene Substrate. Es läßt klar erkennen, daß sich aus dem Grad der Zurundung der Mineralkörner in einem Sediment oder Boden keineswegs immer sichere Schlüsse darauf ziehen lassen, ob dieselben einen Transport mitgemacht haben und welcher Art dieser gewesen ist.

Dies ist einerseits dadurch bedingt, daß die Zurundung von Mineralkörnern in hohem Maße von ihrer ursprünglichen Form im Gestein abhängig ist. Liegen von vornherein annähernd isodiametrische Körner vor, so werden diese viel rascher einen hohen Rundungsgrad erreichen, als wenn die Ausgangsform plattig oder stengelig gewesen ist. Andererseits ist bei Untersuchung widerstandsfähiger Minerale, wie z. B. des Quarzes, zu berücksichtigen, daß diese nicht bloß aus primären sondern auch aus sekundären und tertiären Vorkommen in die Sedimente gelangen können. Das bedeutet, daß die Zurundung unter Umständen nicht durch einen einzigen Transport bewirkt ist, sondern auf Transportvorgänge zurückgeht, die viel älter sind als das zu untersuchende Substrat. Dies muß vor allen dort bedacht werden, wo Trümmergesteine aus älteren Sedimenten hervorgegangen sind. Schließlich hat die Untersuchung äolisch transportierter Materialien deutlich gezeigt, daß neben der Transportart die Transportentfernung das Ausmaß der Korrosionswirkung entscheidend bestimmt. Auf große Entfernung durch fließendes Wasser verfrachtete Sedimente können viel stärker zugerundete Quarzkörner aufweisen als auf kurze Distanz durch Wind verlagertes Material.

All dies läßt erkennen, daß die Unterscheidung äolisch und aquatisch transportierter Sedimente auf Grund des Zurundungsgrades der Mineralkörner keineswegs so einfach ist, wie sie Holzer (1952) auf Grund eines kleineren Vergleichsmaterials geschienen hat.

Auf Grund des Zurundungsgrades allein wird man nur in seltenen, besonders günstig gelagerten Fällen ein sicheres Urteil darüber abgeben können, ob ein Substrat durch Wind- oder Wasser transportiert worden ist. Noch am ehesten wird sich autochthones Verwitterungsmaterial im Vergleich mit seinem Ausgangsgestein als solches erkennen lassen. Man wird daher stets auch andere Kriterien, so das Schwermineralspektrum, die makroskopische Beschaffenheit, Lagerung und Verbreitung des zu untersuchenden Materiales mitberücksichtigen müssen. Mit diesen Kriterien zusammen kann die Bestimmung des Zurundungsgrades der Mineralkörner einen wertvollen Beitrag zur Erforschung der Genese von Sedimenten und Böden liefern. Sie bedeuten allerdings eine mühsame und zeitraubende Arbeit, der man sich in Zukunft nur in jenen Fällen unterziehen sollte, wo nicht schon einfachere Methoden eine klare Antwort auf die Herkunft des betreffenden Materiales geben.

Literatur

- BOEKMAN, J.: Clastic quartz particles as indices of provenance. *J. Sed. Petr.* 22, 1952, 17–24.
- CAILLEUX, A.: Morphoskopische Analyse der Geschiebe und Sandkörner und ihre Bedeutung für die Paläo-Klimatologie. *Geol. Rundschau* 40, 1952, 11–19.
- L'indice d'éroussé des grains de sable et grès. *Rev. Géomorphol. dynamique* 3, 1952, 78–87.
- CORRENS, C. W.: Die Sedimentgesteine in: BARTH-CORRENS-ESCOLA, Die Entstehung der Gesteine, Berlin 1939.
- COX, E. P.: A method of assigning numerical and percentage value to the degree of roundness. *J. Pal.* 1, 1927, 179–183.
- ENGELHARDT, W. v.: Die Unterscheidung wasser- und windsortierter Sande auf Grund der Korngrößenverteilung. *Chemie d. Erde* 12, 1940, 445–465.
- FINK, J. Das Marchfeld in: Beiträge zur Pleistozänforschung in Österreich; *Vh Geol. B.A. Wien.* 1955, Sonderheft D.
- FRANZ, H.: Die Verschmelzung von Bodenkunde und Ökologie in der wissenschaftlichen Erfassung des Gesamtstandortes. *Angew. Pflanzensoziologie Festschr. AICHINGER* 1, 1954, 255–273.
- Zur Kenntnis der „Steppenböden“ im pannonischen Klimagebiet Österreichs. *Die Bodenkultur* 8, 1955, 125–132.
- FRASL, G.: Schwermineraluntersuchungen in jungquartären Ablagerungen und Böden im Leithagebirge und im Raum von Retz. *Verh. Geol. Bundesanst.* 100, 1957, 184–193.
- HÄUSLER, H.: Zur Bestimmung des Abrollungsgrades. *Zbl. f. Geol., Paläont., Mineral. Abt. B.* 1940, 1–5.
- HOLZER, H.: Ein Beitrag zur Frage nach der Herkunft des Lösses. *Ztschr. f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie* 2, 1952, 80–90.
- KRUMBEIN, A.: Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. *J. Sed. Petr.* 11, 1941, 64–72.
- W. C.: Thin-section mechanical analysis of indurated sediments. *Journ. Geol.* 43, 1935, 489–496.
- KRUMBEIN, A. u. F. J. PETTIJOHN: *Manual of Sedimentary Petrography.* New York 1938, XIV u. 549 S.
- KUBIENA, W.: Beiträge zur Bodenentwicklungslehre: Der Kalksteinbraunlehm (Terra fusca) als Glied der Entwicklungsreihe der mitteleuropäischen Rendzina. *Bodenk. u. Pflanzenern.* 35, 1944, 22–45.
- PETTIJOHN, F. J.: *Sedimentary Rocks.* New York 1949.
- RITTERHOUSE, G.: Measuring intercept sphericity of sand grains. *Amer. Sci.* 241, 1943, 109–116.
- RUSSEL, R. D. u. R. E. TAYLOR: Roundness and shape of Mississippi River sands. *J. Geol.* 45, 1937, 225–276.
- SCHNEIDERHÖHN, P.: Eine vergleichende Studie über Methoden zur quantitativen Bestimmung von Abrundung und Form an Sandkörnern. (Im Hinblick auf die Verwendbarkeit an Dünnschliffen.) *Heidelberger Beitr.* 4, 1954, 172–191.
- SCHUMANN, H.: Zur Korngestalt der Quarze in Sanden. *Chemie d. Erde* 14, 1941, 131–151.
- SEDLACEK, A. M.: Sande und Gesteine aus der Südlichen Lut und Persisch-Belutschistan. *Sitzber. österr. Akad. Wiss. math. nat. Kl. Abt. I.* 164, 1955, 607–658.
- SHERZER, W.: Criteria for the recognition of the various types of sandgrains. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 21, 1910, 389–401.
- SZADECKY-KARDOSS, E. v.: Die Bestimmung des Abrollungsgrades. *Zbl. Geol., Paläont., Mineral. Abt. B.* 1933, 389–401.
- TESTER, A. E.: The measurement of the shapes of rock particles. *J. Sed. Petr.* 1, 1931, 1–11.
- WADDELL, H.: Volume, shape and roundness of rock particles. *J. Geol.* 40, 1932, 443–451.
- Sphericity and roundness of rock particles. *J. Geol.* 41, 1933, 310–331.
- Volume, shape and roundness of quartz particles. *Journ. Geol.* 43, 1935, 250–280.
- WENTWORTH, Ch. K.: The shapes of pebbles. A method of measuring and plotting the shapes of pebbles. *U.S. Geol. Surv. Bull.* 730 C, 1921, 91–102.
- The shapes of rock particles: a discussion. *J. Geol.* 41, 1933, 306–309.
- ZIEGLER, K.: Factors influencing the rounding of sandgrains. *Journ. of Geol.* 19, 1911.

Gedruckt mit Unterstützung der Stadt Wien aus Mitteln des Kulturgröschens 1957 auf Antrag des Notrings der wissenschaftlichen Verbände Österreichs.