

VERHANDLUNGEN

DER

GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

Sonderheft D

1955

BEITRÄGE

ZUR PLEISTOZÄNFORSCHUNG

IN ÖSTERREICH

EXKURSIONEN ZWISCHEN

SALZACH UND MARCH

Abschnitt Salzach-Lambach

Bearbeiter: L. Weinberger, S. Prey

Abschnitt Lambach-Linz-Krems

Bearbeiter: H. Kohl, R. Grill

Weitere Beiträge: F. Brandtner

Abschnitt Krems-Wien

Bearbeiter: L. Piffl, R. Grill

Abschnitt Wien-Marchfeld-March

Bearbeiter: J. Fink

Weitere Beiträge: E. Frasl, F. Brandtner

Abschnitt Wien-Neusiedler See

Bearbeiter: H. Küpper

Weitere Beiträge: H. Küpper, A. Papp

WIEN, AUGUST 1955

EIGENTÜMER, HERAUSGEBER UND VERLAG: GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT, WIEN III,
RASUMOFSKYGASSE 23 · DRUCK: GESELLSCHAFTSBUCHDRUCKEREI BRÜDER HOLLNEK

Inhalt

	Seite
Vorwort	5
Wegübersicht Tafel I	
Abschnitt Salzburg—Lambach (Tafel II, III)	
Ludwig Weinberger: Exkursion durch das österreichische Salzachgletschergebiet und die Moränengürtel der Irrsee- und Attersee-Zweige des Traungletschers	7
Siegmund Frey: Die Exkursion zwischen Vöcklabruck und Lambach	34
Abschnitt Lambach—Linz—Krems (Tafel I, III, IV)	
Hermann Kohli: Die Exkursion zwischen Lambach und Enns	40
I. Das Trauntal zwischen Lambach und Linz	40
II. Das Donautal zwischen Linz und Enns	49
III. Beilagen: Detailbeschreibungen	56
Rudolf Grill: Exkursionsweg Enns—Krems	63
Friedrich Brandtner: Willendorf	66
Abschnitt Krems—Wien (Tafel I, V, VI)	
Ludwig Piffel: Die Exkursion von Krems bis Absberg	70
Rudolf Grill: Exkursionsweg Absberg—Stockerau—Wien	78
Abschnitt Wien—Marchfeld—March (Tafel VII, VIII)	
Julius Fink: Wegbeschreibung Wien—Marchfeld—Stillfried	82
Julius Fink: Das Marchfeld	88
Elfi Frasl: Schwermineraluntersuchungen an quartären Deckschichten des Marchfeldes	116
Friedrich Brandtner: Palynologische Untersuchungen	123
Abschnitt Wien—Neusiedler See (Tafel IX, X, XI, XII)	
Heinrich Küpper: Exkursion im Wiener Becken südlich der Donau mit Ausblicken in den pannonischen Raum	127
Heinrich Küpper: Ausblick auf das Pleistozän des Raumes von Wien	136
Adolf Papp: Über quartäre Molluskenfaunen aus der Umgebung von Wien	152

Redaktion: J. Fink, R. Grill, H. Küpper.

Vorwort

Die vorgelegten Beiträge zur Pleistozänforschung sind in der Form von Exkursionsbeschreibungen und diesen zugeordneten selbständigen Bearbeitungen entlang einer Route aufgereiht, die Österreich von der Salzach bis zur March quert. Sie fußen auf den Grundlagen vorhergehender Forschungen von Penck und Brückner bis Göttinger. Jene Geländepunkte, für die 1936 erstmalig durch G. Göttinger ein geschlossenes quartärgeologisches Bild entworfen wurde, sollen diesmal nur berührt werden, um so das damals gegebene Bild weiter auszubauen.

Die Aufrollung von Fragen der Pleistozänforschung in ihrer ganzen Breite in einem mitteleuropäischen Periglazialbereich, welches in seiner geographischen Erstreckung von West nach Ost, von feuchteren in mehr trockene Regionen sich erstreckt haben dürfte, ist Anlaß, die Tatsache der zugegebenermaßen errungenen Sonderstellung der Geologie des Quartärs gegenüber der Geologie der übrigen geologischen Zeitabschnitte nach unserer heutigen Einsicht zu streifen:

Wenn wir fragen, was gibt die Pleistozänforschung der Geologie? so möchten wir voranstellen und anerkennen, daß die vom heutigen Geschehen noch vielfach ableitbare Einsicht in Details von Klima, Boden, Geländeformung und Lebensentwicklung eines zeitlich relativ wenig komprimiert überlieferten Zeitabschnittes — obendrein mit einem klimatischen Sondergeschehen und belebt durch die ersten Spuren des Menschen — dem Geologen eine perspektivische Bewertung seines Kenntnisstandes der weiter zurückliegenden Epochen gestattet.

Andererseits empfängt wohl auch die Pleistozänforschung weiterhin von der Geologie, insoferne man von vor dem Pleistozän liegenden Formationen kommend, im Detail vollständiger übersehbares Geschehen vor sich sieht. Aus dieser Blickrichtung vom komprimierten zum zeitlich in größerer Vollständigkeit aufgerollten geologischen Zeitabschnitt mag manche Anregung ableitbar sein, Details unseres Kenntnisbestandes über das Pleistozän ebenfalls perspektivisch zu bewerten.

ABSCHNITT SALZACH — LAMBACH

Exkursion durch das österreichische Salzachgletschergebiet und die Moränengürtel der Irrsee- und Attersee-Zweige des Traungletschers

Mit Tafel II.

Von L. Weinberger

Vorwort

Da die beschriebene Exkursion vornehmlich auf den würmzeitlichen Löß und dessen Gliederung abgestimmt ist, quert sie nur flüchtig das Glazial- und Periglazialgebiet obiger Gletscher. Es ist daher bei dieser Exkursion nicht möglich, ein Bild von der Vielfalt der Erscheinungen und Probleme zu bekommen oder gar die nachstehende Darstellung in bezug auf ihre Verifikation zu untersuchen. Trotzdem wurde versucht, im Nachstehenden ein ungefähres Bild der hiesigen Erscheinungen zu entwerfen, nicht nur in Form einer Beschreibung des Exkursionsweges allein, sondern auch im Hinblick auf eine Gesamtübersicht.

An dieser Stelle sei auch der geziemende Dank ausgesprochen: Herrn Direktor Dr. K ü p p e r, dem die Drucklegung von Karte und Text zu verdanken ist, Herrn Dr. A b e r e r und den anderen Herren der Rohölgewinnungs-AG. für die Überlassung der Bohrprofile, den Herren Dozent Dr. F i n k und Dr. B r a n d t n e r für die Untersuchung und exakte Beschreibung der Lößprofile.

An Abkürzungen wurden verwendet:

W = Würm; R = Riß; M = Mindel; G = Günz; Nt = Niederterrasse; Ht = Hochterrasse; JD = Jüngerer Deckenschotter; AD = Alterer Deckenschotter.

Nördlich von Salzburg liegt das Salzburger Vorland mit seinen waldgekrönten Flyschkuppen. Diese Flyschzone reicht etwa bis zur salzburgisch-oberösterreichischen Landesgrenze (Haunsberg—Tannberg), von wo an nordwärts die Molassezone sich erstreckt, der das obere Innviertel angehört. Dieses gliedert sich landschaftlich 1. in das Moränen- und Schottergebiet zwischen Salzach und der Mattig im Osten, das dem eiszeitlichen Salzachgletscher sein Dasein verdankt, 2. in die eiszeitliche Schotterflur längs des Inn und 3. in das Tertiärbergland östlich der Mattig, von dem der Kobernaußerwald hervorzuheben ist. An seinen Südrand stoßen die Altmoränen des Traungletschers, die wir bis gegen Timelkam verfolgen.

I. Der Untergrund.

Der Salzach- und Traun-Gletscher durchfloß am Alpensaum die Flyschzone (G. Götzinger, 1951; E. Kraus, 1944; M. Richter und G. Müller-Deile, 1940). Der Flysch wird in Unterkreide- und Oberkreideflysch aufgegliedert. Der Unterkreideflysch ist vertreten durch den

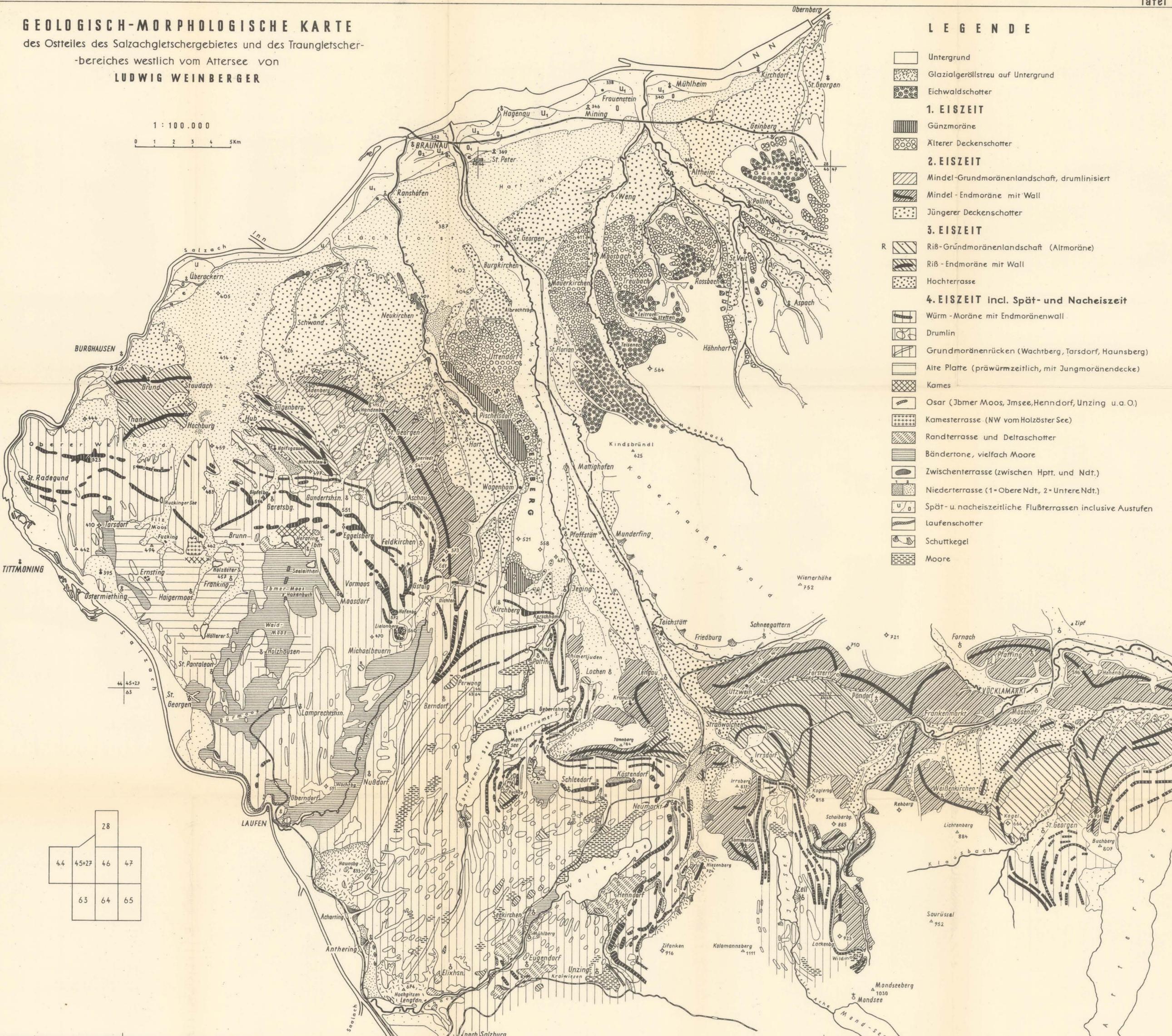
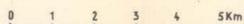
GEOLOGISCH-MORPHOLOGISCHE KARTE

des Ostteiles des Salzachgletschergebietes und des Traungletscher-

-bereiches westlich vom Attersee von

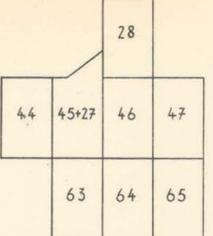
LUDWIG WEINBERGER

1 : 100.000



LEGENDE

- Untergrund
- Glazialgeröllstreu auf Untergrund
- Eichwaldschotter
- 1. EISZEIT**
- Günzmoräne
- Älterer Deckenschotter
- 2. EISZEIT**
- Mindel-Grundmoränenlandschaft, drumlinisiert
- Mindel-Endmoräne mit Wall
- Jüngerer Deckenschotter
- 3. EISZEIT**
- Riß-Grundmoränenlandschaft (Altmoräne)
- Riß-Endmoräne mit Wall
- Hochterrasse
- 4. EISZEIT incl. Spät- und Nacheiszeit**
- Würm-Moräne mit Endmoränenwall
- Drumlin
- Grundmoränenrücken (Wachtberg, Tarsdorf, Haunsberg)
- Alte Platte (präwürmzeitlich, mit Jungmoränendecke)
- Kames
- Osar (Jbmer Moos, Jmsee, Henndorf, Unzing u.a.O.)
- Kamesterasse (NW vom Holzöster See)
- Randterrasse und Deltaschotter
- Bändertone, vielfach Moore
- Zwischenterrasse (zwischen Hptt. und Ndt.)
- Niederterrasse (1-Obere Ndt, 2-Untere Ndt.)
- Spät- u. nacheiszeitliche Flußterrassen inclusive Austufen
- Laufenschotter
- Schuttkegel
- Moore



Gaultflysch (schwarze und rote Schiefer, kieselige Sandsteine, dunkle Quarzite, Breccien) und den Neokomflysch = Tristelschichten von Richter und Müller-Deile (Kalksandsteine, kieselige Mergel und Schiefer, Brecciansandsteine mit Aptychen). Zum Oberkreideflysch gehören die cenomanen Reiselsberger Sandsteine (grobkörnige Sandsteine) und die Obere Zementmergelgruppe (Mergel- und Kalksandsteine) mit der kalkig-mergeligen Leimernfacies, die nach N bis zum Tannberg vorgreift. Gegen den Nordrand der Flyschzone häufen sich die Breccien mit Komponenten aus Diabas, rotem Granit u. ä., die im Oberndorfer Graben vorkommen, aber auch am Tannberg nordfuß (L. Weinberger, 1938). W. Del-Negro (1933) nimmt daher eine Schwelle zwischen den helvetischen und ultrahelvetischen Decken an.

Der Flyschzone gehören die bewaldeten Kuppen an, deren Höhen meist unter 1000 m bleibt. Am Haunsberg (833 m) wird an dessen Nordfuß Gault von Neokom überschoben, ebenso ist dies am Buchberg (796 m) der Fall, wie auch am Tannberg (796 m). Am Irrsberg (837 m) tritt vorwiegend Oberkreideflysch auf. Nach Richter und Müller-Deile weist die Flyschdecke regelmäßigen Faltenbau auf, wobei die Sättel von den oberkretazischen Zementmergeln, die Mulden von Eozän gebildet werden. Vereinzelt trete unter dem Flysch das Helvetikum als Fenster zutage (Mitte des Atterseeraumes). E. Kraus (1944) bezweifelt dies, wie auch E. Spengler (1942, 1951), und sie denken vielmehr an ein Übergreifen der helvetischen Facies in den Ablagerungsraum der Flyschzone. E. Kraus zerlegte den Flysch in 3 Teildecken (Wildflysch, Sigiswanger und Oberstdorfer Decke); Richter und Müller-Deile folgten dem jedoch nicht.

Auffallend ist, daß der Tannberg gegenüber dem Koglerberg um 2 km vorgestaffelt liegt. Es ist da an eine Blattverschiebung zu denken, die damit die tektonische Vorbedingung für die Anlage des Mattigtals und wohl auch für die Irrseefurche wäre.

Die Flyschdecke wurde im Posteoazän auf die helvetische Decke aufgeschoben. Das Helvetikum folgt dem Nordsaum der Flyschzone und erscheint besonders ausgeprägt am Osthang des Oichtentales und bei den Trumer Seen, wo die harten eozänen Nummulithenkalksandsteine und Lithothamnienkalk glazial herauspräparierte Härtlingsrippen bilden. In jüngerer Zeit konnten F. Aberer und Braumüller (1947) die Fortsetzung der helvetischen Zone nach E finden, indem sie am Ostfuß des Tannberges bei Roithwalchen (wnw. P. 576) Pattenuer Mergel fanden. Ihre Spuren lassen sich aber noch weiter gegen E verfolgen, denn L. Weinberger fand 1946 im Bachbett der Großen Ach südlich Frankenmarkt Gerölle von Nummulithenkalksandstein.

Die helvetische Decke fällt steil SSE unter die Flyschdecke ein. Quer über die Trumer Seen verläuft eine Blattverschiebung (G. Götzinger, 1934), da das Eozän des Teufelsgrabens um $\frac{1}{4}$ — $\frac{1}{2}$ km gegenüber dem Wartstein verschoben ist. Damit ist eine Schwächezone für die eiszeitliche Ausräumung des Beckens der Trumer Seen gegeben. Ferner nimmt F. Traub (1938) eine Querstörung am NW-Fuß des Haunsberges an, die sich südwärts bis ins Salzachtal fortsetze, womit eine tektonische Anlage des Oichtentales gegeben wäre; dementsprechend sprechen Aberer und Braumüller (1947) den steilen Abfall des Haunsberges als Erosionsform an.

Von der helvetischen Decke überfahren, lagert darunter die Molasse, die den Untergrund des nördlich anschließenden Vorlandes bildet (R. Grill, 1951; H. Bürgl, 1946, 1948; G. Göttinger, 1917—1939 u. a.).

Das Liegende der Molasse bildet der Schlier, ein grauer, stark sandiger Mergel. Da er ziemlich weich ist, bildet er ein welliges Hügelland, das im mittleren Innviertel das Landschaftsbild bestimmt. Die tiefsten Schichten des Schliers gehören dem Oligozän an, wie die Tiefbohrungen bei Neukirchen/E. zeigten, wo in 1172 m Tiefe ein brauner bis dunkelgrauer Schlier mit bituminösen Lagen angetroffen wurde (G. Göttinger, 1925, 1938). Über diesem Oligozänschlier folgt mit einer Diskordanz der Miozänschlier, dessen tieferes Stockwerk dem Burdigal angehört (Haller Schlier). Über dem Burdigalschlier folgt nach einer schwachen Transgression der Helvetschlier, der mehrere Ausbildungen zeigt (H. Bürgl, 1948; R. Grill, 1951). Der Ottnanger Schlier ist eine feinschichtige Folge von feinen, glimmerreichen Quarzsanden und blaugrünen bis grünlichen Tonmergeln mit einer charakteristischen Foraminiferenfauna (*Robulus inornatus* d'Orb.). Er tritt im Raume zwischen Ottwang—Haag—Gallspach, s. Hausruck (n. Frankenburg, w. Schwanenstadt, n. Attnang) auf. Über dem Ottnanger Schlier folgt der Vöcklaschlier, das sind feinkörnige, tonige, grob gebankte Sande mit etliche Millimeter dicken Sandsteinlagen und bis 20 cm dicken platten- oder brotlaibartigen Sandsteinkalkkonkretionen. In der Mikrofauna tritt *Robulus* zurück, dafür herrschen *Cibicides*-Arten vor. Der Vöcklaschlier findet sich im Vöcklatal zwischen Vöcklamarkt und Attnang und fällt besonders durch seine Steilwände längs der Vöckla zwischen Timelkam und Attnang auf.

Die obersten Partien des Schlierstockes werden gebildet durch die *Oncophora*-Sande (Atzbacher Sande), die bereits die Ausfüllung des Schliermeeres anzeigen. Sie treten auf als feine, oft rotbraun gebänderte, glimmerige Quarzsande in Diagonalschichtung mit dünnen Lagen von Tonmergel-Plattelschottern. Das Verbreitungsgebiet liegt zum Teil n. des Kobernauserwaldes (Leitrachstetten—Höhhart), zum Teil aber s. des Hausruckes (Zipf-Bachmanning).

Besondere Verhältnisse zeigt das Miozän im Oichtental (G. Göttinger, 1934, 1936; F. Traub, 1938, 1949; F. Aberer und Braumüller, 1949). Über dem Burdigalschlier mit Geröllen aus Quarz und alpinen Kalken liegt konkordant die „Sand-Schottergruppe“ (Aberer und Braumüller) = „Sandstein-Sandmergelgruppe“ (Traub) aus Feinsanden, Feinschottern, Sandsteinbänken und Mergellagen, welche das Oichtental längs des Wachtberg—Steinbach-Zug durchziehen und sich über den Immersberg—Lielenberg bis Thal ssö. Auerbach fortsetzen. Auch am Osthang dieses Tales treten sie zwischen Nußdorf und Lauterbach auf. Sie besitzen eine marine Fauna und werden als Schwemmkegel eines alpinen Flusses aufgefaßt, der während des Burdigals bis Unter-Helvet hier ins Schliermeer mündete. Infolge des Vorschubes der helvetischen Decke wurde der Schlier mit der Sand-Schottergruppe in etwa 1 km Breite steil gestellt.

Der Molassetrog sinkt in Oberösterreich gegen W ab. So liegt die Oligozänoberkante in Wels in NN 230 m, in Eisenhub bei Neukirchen/E. aber in NN 762 m. Die gravimetrischen Messungen (H. Bürgl, 1949; H. Reich, 1949) weisen Schweredefizite im Raume Braunau—Ried—Vöcklamarkt auf. Bürgl nimmt eine „Rieder Bruchzone“ an, an der sich die „Braunauer Mulde“ ab-

setze. Doch ist über die Tektonik der Molasse derzeit noch zu wenig Sicheres bekannt.

Dem Schlier und dessen hangenden Sanden folgt eine scharfe Diskordanz. Dem muldig erodierten Schlieruntergrund liegen die Liegendschotter des Kobernauserwaldes und Hausrucks auf. Die Schottersohle fällt von E (630 m) nach W um $5,7\text{‰}$ (H. Graul, 1937): Harlochen bei Mattighofen 454 m, Friedburg 525 m, Hollersbach am Salzachufer 391 m.

Die Liegendschotter zeigen regelmäßige Schichtung mit Sandlagen, aber keine Konglomeratbänke; seine Herkunft ist fluviatil. Den Liegendschottern sind schwache Kohlenflöze eingelagert. Mächtiger sind diese in der folgenden Kohlentonserie, die eine lignitische Braunkohle liefert (Abbau im Wolfsegg—Thomasroither Gebiet), Pramet n. des Hausrucks). Die Flöze von Trimmelkam an der Salzach (und Wildshut) gehören einem tieferen Niveau an. Über den Flözen liegen bis zu 50 m blaue Tone, die als Quellhorizont fungieren und zu Rutschungen Anlaß geben. Auf Grund der Funde von *Dinotherium* aff. *giganteum* aus Schalchen, *Mastodon longirostris* und *Anchitherium aurelianense* aus Straß (s. Lohnsburg), *Hipparion gracile*, *Chalicotherium* sp. aus dem Hausruck hat diese Formation unterpliozänes Alter (basales Pannon) (E. Thenius, 1952).

Die Kohlentonserie wird überlagert von den Deckschottern des Hausrucks und Kobernauserwaldes, die wegen der Funde von *Mastodon grandinivus*, *M. longirostris/avernensis*, *Dorcatherium naui*, *Dicerorhinus* cfr. *schleiermayeri*, *Hipparion gracile* in Haag/Hausruck nach T. Kerschner und E. Thenius (1952) ein oberpannonisches Alter haben. Die Deckschotter sind unregelmäßiger geschichtet; Kalkkonglomerate bilden größere Höhen. Mitunter treten schwache Kohlenschmitze und Tonlagen auf, welche Denudationsterrassen bilden. Aus diesen Schottern besteht außer Kobernauserwald und Hausruck auch der südliche Teil des Siedelberges, der durch die Mattig vom Hauptschotterkörper abgetrennt wurde. Sie bestehen zumeist aus Quarz, Gneisen, Glimmerschiefern, daneben auch aus Dolomiten (nach H. Graul, 1937, bei Munderfing), im S auch mit Flyschkomponenten u. ä. Die Deckschotter wurden abgelagert als der Schuttkegel von Alpenflüssen (Inn, Salzach, eventuell auch Traun). Der Schwemmkegel wurde später gehoben, wobei die Flüsse seitlich abglitten und es zu Flußverlegungen kam. Im Oberpliozän wurden Schotter mehrfach umgelagert und zu Schotterterrassen aufgeschüttet (G. Götzinger, 1935; H. Graul, 1937; E. Seefeldner, 1935, 1937), die von H. Graul als Geiersberger, Federnberger und Aichberg-Geinberger Verschotterung beschrieben wurden.

Die Molasse spielte während des Eiszeitalters eine besondere Rolle. Die Gesteine sind weich und leicht ausräumbar, weshalb die Gletscher darin leicht Becken eintiefen konnten. Der Schlier bildet unter den glazifluviatilen Schottern den Grundwasserhorizont, wie man längs Salzach—Inn an den Quellaustritten an der Schlier-Schotter-Grenze ersehen kann. Auch für das periglaziale Geschehen war die Molasse von besonderer Bedeutung. Der große Anteil an Feinmaterial und die lockere Beschaffenheit ermöglichte in verstärktem Ausmaße die Solifluktion, Kryoturbation und Kryoplanation, die hier wesentlich stärker waren, als westlich der Mattig, wo glazigenes Material vorherrscht. In der weichen Schlierlandschaft war es auch möglich, daß sich dort die asymmetrischen Täler so dominierend ausbilden konnten.

II. Die eiszeitlichen Ablagerungen

Die pleistozänen Ablagerungen des Exkursionsgebietes gehören 2 Gletschern an: 1. dem Salzachgletscher im W, der bis zur Mattigtalfurche im E reicht, und 2. dem Traungletscher im E, von dem die Altmoränen zweier Zweigbecken (Irrsee- und Attersee-Gletscher) gequert werden.

1. Der Salzachgletscher

Er ist der letzte der großen nordalpinen Vorlandgletscher nach E (Gesamtareal nach E. Brückner 7510 km²). Er reicht im W über die Salzach nach Bayern hinaus (dieser Anteil bleibt bei dieser Darstellung unberücksichtigt); im E bildet die Mattig die Grenze und im Raume Straßwalchen stößt er mit dem Traungletscher zusammen.

Die Mächtigkeit seiner Ablagerungen übersteigt nach den Ergebnissen der zahlreichen Bohrungen der Rohölgewinnungs-AG u. a. nur selten das Ausmaß von 50—100 m, ja erreicht oft kaum 25 m. Lokal aber kommen doch bedeutend größere Mächtigkeiten vor. So wurden schon 1877 beim Kurpark in Salzburg 76 m Lehme und Schotter erbohrt, ohne den Felsgrund anzufahren. 2 km westlich vom Mönchsberg konnte in 177 m Tiefe noch kein Untergrund erbohrt werden (E. Stummer, 1947). Dies zeigt eine erhebliche Eintiefung des Salzburger Stammbeckens, an dessen Entstehung tektonische Kräfte, wie sie 1953 O. Gans aus dem Berchtesgadener Gebiet, 1954 M. Schlager im Gebiete von St. Kolomann und E. Seefeldner (1954) im Paß Lueg zeigen konnten, außer fluviatiler und glazialer Ausräumung doch bestimmend mitwirkten. Dazu kommt noch ein Absinken des Beckens infolge Belastung mit den Eiszeitgletschern nach dem Prinzip der Glazialisostasie (R. v. Klebelsberg, 1949, 1951, 1953). Aber auch das Vorland zeigt lokal erhebliche Eintiefungen, wie die Bohrungen der Rohölgewinnungs-AG aufzeigten. Auf die Bohrung bei Wimpassing (NW Oberndorf), wo die quartären Schotter und Tone in 127,75 m Tiefe noch nicht durchörtert werden konnten, wird bei der Besprechung des Laufener Salzachdurchbruches noch zurückzukommen sein. Noch auffallender sind die Verhältnisse im Oichtental, wo in der Bohrung Nußdorf 248,80 m Tone, Sande und Schotter gefunden wurden, während eine andere Bohrung, die 625 m entfernt auf der gegenüberliegenden Talseite lag, nur 6,30 m Sande und Schotter brachte. L. Weinberger (1951) dachte in letzterem Fall an ein verschüttetes subglaziäres Rinnensystem. Inwieweit bei diesen auffallenden Eintiefungen im Vorland tektonische und glazialisostatische Vorgänge, wie sie H. Reich (1955) aus dem bayrischen Vorlande beschreibt, mitwirkten, können die laufenden geophysikalischen Untersuchungen klären helfen.

Vom Salzburger Stammbecken schoben sich die Eisströme radial ins Vorland vor, wobei die Auftragungen der Flyschzone um- und zum Teil überflossen wurden. Der 833 m hohe Haunsberg wurde zur M-Eiszeit vom Eise überschritten, da sich auf dessen Gipfel eratisches Material findet, wie bereits 1881 A. Penck feststellte; zur W-Eiszeit reichte das Eis nur mehr bis etwa 780 m. Ähnliches läßt sich vom Buchberg (796 m) feststellen. An ihm reichten die W-Moränen bis knapp 700 m, die R-Moränen bis 758 m und zur M-Eiszeit wurde sein Gipfel gleichfalls überflossen. Am Tannberg (784 m) steigen die Jungmoränen bis 704 m und die Altmoränen bis 722 m an. Daraus ersieht man das Abfallen der Eisstromhöhen ins Vorland, über die wenigstens zur W-Eiszeit, die Flyschgipfel als Nunatakr aufragten.

Das Salzburger Stammbecken wird im Vorland von den Zweigbecken halbkreisförmig umkränzt. Beim Salzachgletscher sind dies vom W her die Zweigbecken des Surtales und Waginger Sees, längs der Salzach das Tittmoninger Becken; auf der österreichischen Seite liegen die Becken des Ibmer Moores, des Oichtentales, der Trumer Seen, des Wallersees, ferner die von Unzing-Kraiwiesen und Guggental. Um die Zweigbecken schlingen sich außen die Endmoränen, während stammbeckenwärts die Grundmoränenlandschaft liegt, die namentlich auf den Höhen zwischen den Zweigbecken drumlinisiert ist und damit die Strömungsrichtung des Eises erkennen läßt (Vergleiche auf der Karte das Gebiet s. der Trumer Seen).

Die zeitliche Gliederung wurde in letzter Zeit einer Revision unterzogen (L. Weinberger, 1950, 1955), die auch dieser Darlegung und der Karte zugrunde gelegt wurde.

A. Die Eichwaldschotter. Vom Mattigtal an nordostwärts erstrecken sich in einer Stufe über dem AD ältere Schotter, die sich größtenteils mit den Aichberg—Geinberger-Schottern Grauls (1937) decken, aber keine umgelagerten Kobernaüßerwaldschotter (G. Götzinger, 1935) sind, sondern, wie die Einregelung anzeigt, eine eigene, quer am Kobernaüßerwald-Nordrand durchziehende Schotterdecke sind. Sie erstrecken sich vom Eichwald (542 bis 532 m) über Teiseneck (535—493 m)—Leitrachstetten (485—472 m)—Aichberg (482—464 m)—Geinberg (461—458 m), also parallel zu den pleistozänen Schotterterrassen längs des Inn. Morphologisch lassen sie sich in eine höhere und tiefere Stufe gliedern. Sie weisen anscheinend Froststrukturen (Kryoturbationen, Eiskeile, im Schotter schwimmende eckige Sandeschollen, Steinversetzungen) auf, weswegen ich geneigt bin, diese Schotter als kaltzeitlich anzusprechen. Da sie höher liegen als der AD und auch einen noch älteren Eindruck machen, sind sie als prägünzzeitlich anzusprechen. Sie wären mit den donauiszeitlichen Schottern von B. Eberl (1930) und J. Schaefer (1953) zu vergleichen, doch sind zur Klarstellung noch weitere Untersuchungen nötig.

B. Die Günz-Eiszeit. Die Moränennatur des nördlichen Siedelberges ist seit E. Brückner (1886) unbestritten. L. Weinberger konnte 1950 nachweisen, daß es sich hierbei um eine G-Moräne handelt. Da ein G-Endmoränenwall ein gewiß seltener Fall ist, seien die Gründe für seine Altersstellung kurz erwähnt: a) Die M-Moräne mit dem JD bildet einen geschlossenen Bogen, der noch beschrieben wird. Der Siedelberg liegt gänzlich isoliert, weit außerhalb der M-Endmoräne, kann daher nicht mit ihr verknüpft werden. b) Der Tertiärsockel, der im allgemeinen mit dem Alter der pleistozänen Ablagerungen ansteigt, liegt beim Siedelberg höher (so bei Engelharding um 20 m gegenüber der JD von Hart). c) Aus der M-Endmoräne geht der JD hervor, der gegen den Siedelberg abfällt (vergleiche Profil). Durch das Engelbachtal getrennt, steigt der Siedelberg um ca. 35 m über die projizierte Gefällskurve empor, kann also nicht in Zusammenhang damit gebracht werden. d) Aus dem Siedelberg geht vielmehr durch Wechsellagerung ein Schotter hervor, der um 20 m höher liegt, als der am Nordende des Siedelberges vorbeiziehende JD und ist von ihm durch einen deutlichen Steilhang getrennt. Der Siedelbergsschotter muß daher als AD angesprochen werden, wie es auch H. Graul (1937) von ganz anderem Zusammenhang her bereits getan hat. Da nun dieser Schotter durch Wechsellagerung aus der Siedelbergmoräne hervorgeht, muß diese G-Alter haben. e) Auch längs des Mattigtals zieht,

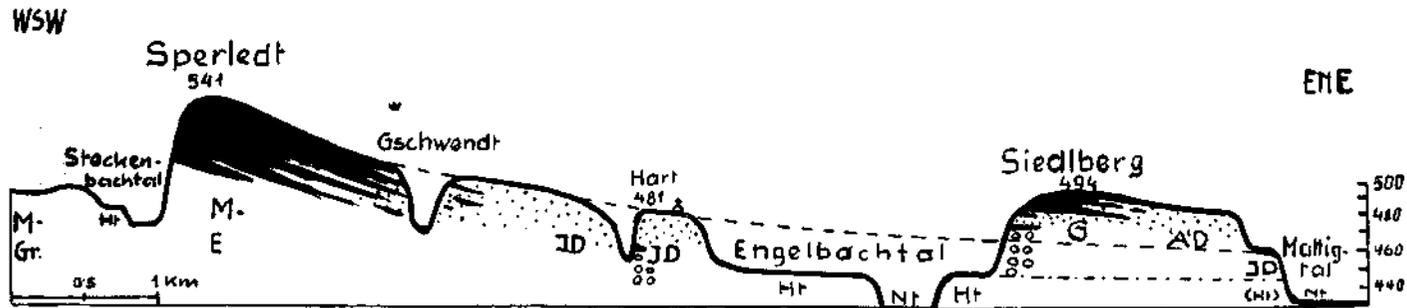


Abb. 1. Profil durch die Hohen Altmoränen von der Mindelmoräne von Sperledt zur Günzmoräne des Siedelberges bei Capellen. Längensmaßstab 1 : 50.000, 12 x überhöht. G = Günzmoräne, AD = Älterer Deckenschotter, M-Gr = Mindel-Grundmoränenlandschaft, M-E = Mindel-Endmoräne, JD = Jüngerer Deckenschotter, Ht = Hochterrasse, Nt = Niederterrasse. Schwarz = Moräne, Punkte = Deckenschotter, Ringel = Tertiärsockel. Zu beachten ist, wie aus der Mindelmoräne der Jüngere Deckenschotter hervorgeht und dieser bis zum schmalen JD-Streifen im Mattigtal allmählich abfällt. Darüber ragt der Siedelberg mit dem Älteren Deckenschotter deutlich heraus, woraus dessen Sonderstellung hervorgeht. (Aus L. Weinberger 1950)

durch eine Stufe getrennt, der JD entlang, der sich mit dem Siedelberg keinesfalls verknüpfen läßt, wohl aber mit den M-Moränen im Raume Straßwalchen. f) Unter der M-Moräne tauchen Fetzen von Lehm auf, unter der wieder eine Moräne entsteht (Handenberger Durchbruchstal, Hart s. Adenberg). Auch diese Liegendmoränen müssen als G-Moräne angesprochen werden. g) Die periglaziale Landschaftsanalyse ergab für den Siedelberg eine erheblich stärkere Zerschneidung (L. Weinberger, 1954, S. 82) als bei den M-Moränen. Diese „Periglaziale Landschaftsprägung“ ist erheblich älter als die der M-Ablagerungen, so daß man nicht von einem älteren Stadium der M-Eiszeit, sondern von einer eigenen älteren Eiszeit sprechen muß. h) Der Höhenunterschied von AD und JD liegt durchaus im Ausmaß des Unterschiedes von Nt zu Ht, von HT zu JD, also im Ausmaß richtiger Eiszeiten und keiner Stadien. i) Die Verwitterung des AD ist erheblich weiter vorgeschritten, als die des JD, wie noch beschrieben wird. j) Die Lößdecke auf dem AD zeigt in ihrer außerordentlich starken Verlehmung und wegen der typischen blauen Basistone ein anderes Bild als die Lößlehme der JD.

Wenn auch hier der Siedelberg die äußerste Moräne des Salzachgletschers ist, so ist das nur örtlich bedingt. Das Oichtertal ist wahrscheinlich das präglaziale Salzachtal (L. Weinberger, 1951b), das dann zu einer bequemen Gleitbahn für die Eiszeitgletscher wurde, und zwar für die ältesten, da dann das Tal weitgehend verrammelt wurde. In gerader Fortsetzung des Oichtertales und des oberen Enknach (= Engelbach)-tales liegt der Endmoränenwall des Siedelberges und der AD östlich des Mattigtals (Rücken s. Mauerkirchen, Lindlau, Schacher- und Gaugshamerwald, Geinberg).

C. Die Mindel-Eiszeit. Als M-Endmoräne wurde seit A. Penck und A. E. Forster (1903) der Adenberg angesprochen. Sie setzt sich stratigraphisch und morphologisch als einheitlicher Bogen über Handenberg—St. Georgen/Fillmannsbach—Sperledt nach SE fort (L. Weinberger, 1950). Weiter gegen E taucht die M-Moräne unter jüngeren Moränen unter und guckt nur stellenweise hervor (n. Kerschham, nö. Schimmerljuden). Über den Sattel des Tannberges beim Hallerbauer (676 m) schob sich eine Eiszunge längs des Kittgrabens nach N herunter und lagerte den Moränenkegel von Gutferding ab. Auch die hohen Altmoränen auf der Südseite des Tannberges (Schwabenedt—Paternedt—Kühberg s. Gottswinden) sind wahrscheinlich M-Ufermoränen, wie auch isoliert liegende Moränen auf dem Gais- und Hiesenberg ssö. Neumarkt. Westlich des Adenberges wurde die M-Endmoräne durch spätere Erosion entfernt und sie setzt sich erst nach einer großen Lücke westlich der Salzach fort (Hechenberg, Eschlberg usw.). An der Salzach bei Burghausen liegen unter R-Schottern Moränen mit Übergang zu Seeton, die F. Traub (1953) der M-Eiszeit zuweist. An der Basis geht die M-Moräne in Schotter über, die als Vorstoßschotter anzusehen sind; das gleiche gilt auch für die G-Moräne.

Innerhalb der M-Endmoränen liegt s. Fillmannsbach eine drumlinisierte Grundmoränenlandschaft, die im S mit den R- bzw. W-Endmoränen abbricht. Aus der M-Endmoräne geht der JD hervor, der den M-Wall an der Außenseite ringsum umsäumt. Der JD ist von der Ht durch einen scharf ausgeprägten Steilabfall getrennt, wobei der JD in die Luft ausstreicht, also mit der Ht in keiner Weise zu verknüpfen ist. Der JD zieht am Nordrand des AD gegen NE dahin, ist aber nur in kleineren Resten erhalten geblieben.

D. Die Riß-Eiszeit erreichte nach Ausdehnung und Höhenlage der

Moränen nicht mehr die Ausmaße der M-Eiszeit, die in unserem Raume die größte Vereisung darstellt. Ja, stellenweise blieb die Ausdehnung der R-Endmoränen sogar hinter der der W-Moränen zurück, wobei dann die W-Moränen die R-Moränen überfahren haben. Die R-Endmoränen lassen sich beim Salzachgletscher, wie auch bei allen Zweiggletschern des Traungletschers in 2 Wälle gliedern. Der äußere R-Wall zieht von Ach/Salzach bis Staudach n. Hochburg, wird dann von der Erosionslücke des Weilharts unterbrochen und zieht weiter über Gilgenberg bis Hinterklamm, wo er sich mit dem inneren R-Wall vereinigt, der über Hub — durch die Lücke des Weilharts ebenfalls unterbrochen — über Hochburg bis Thann westwärts weiterläuft und schließlich unter den W-Endmoränen verschwindet. Ab Hinterklamm zieht der vereinigte R-Wall südostwärts und taucht nw. Gundertshausen unter den Jungmoränen unter, um erst weit im E bei Steindorf wieder aufzutauchen (von einem fraglichen Altmoränenrest n. des Niedertrumers abgesehen).

Aus der R-Endmoräne geht die Hochterrasse hervor, und zwar aus jedem der 2 Wälle eine eigene Ht, die sich aber alsbald zu einer einheitlichen Ht vereinigen. Nur n. Auerbach ist die Ht des Enknachtales zweigeteilt. Die R-Endmoränen zwischen Hochburg und der Salzach schütteten die Ht westlich des Unteren Weilharts auf. Aus den R-Moränen von Hinterklamm—Gilgenberg geht die Ht westlich des Adenberges hervor. Aus den von Jungmoränen begrabenen R-Moränen n. und ö. Gundertshausen entspringen die Ht-Säume, welche die M-Grundmoränenlandschaft s. Fillmannsbach umschütteten und dann n. des Handenberger Durchbruchtales einen breiten Schwemmkegel als Ht aufschütteten, wie die Isohypsen schön anzeigen (L. Weinberger, 1950, Fig. 1). Dieser beweist, daß die Ht w. Neukirchen/Enknach nicht aus den hohen Altmoränen ö. Handenberg hervorgegangen sein kann, was deren M-Alter belegt. Die Ht zieht dann parallel zu den Deckenschottern an deren Nordrand nö. weiter in Richtung Altheim. Auch längs der kleineren Flußtäler ziehen Ht-Streifen dahin, so längs der Enknach (Pischelsdorf, Auerbach), der Mattig (St. Florian, Mattighofen, Pfaffstätt) und des Scheiterbaches (Teichstätt) und s. Lengau.

E. Der Würm-Eiszeit gehören die Jungmoränen und Niederterrassen an. Es ist hier nicht der Ort, sich mit dem außerordentlich schwierigen Problem der Würmgliederung auseinanderzusetzen; es seien hier nur die bisherigen Beobachtungen im hiesigen Gebiet mitgeteilt.

Es liegen hier 3 Würmwälle vor, an denen die beiden äußeren (vom Becken her gesehen) scharf ausgeprägt sind und einheitlich durchziehen, ferner mit einer eigenen Stufe der Nt verbunden sind. Aus dem äußeren Würmwall geht über einen Übergangskegel eine höhere Nt (N_1) hervor und aus dem mittleren Würmwall eine etwas tiefer eingeschnittene Nt (N_2), die zuerst zwischen den äußeren Wall durchbricht und als Trompetentälchen (C. Troll, 1926) sich in die höhere Nt einschneidet. Völlig abweichend von diesen beiden Wällen ist der innere Würmwall. Während die beiden ersten Wälle kleinkuppig sind, ist der innere Wall oftmals breitrückig und zeigt ausgeglichene Formen, wie besonders schön in der Umrahmung des Wallersees zu sehen ist. Ich bin deshalb geneigt, diesen inneren Wall mit B. Eberl und J. Knauer als ein überfahrenes W I-Stadium anzusehen. Stratigraphisch zeigt sich dies durch eine diskordante Überlagerung einer älteren W-Moräne durch eine jüngere Moränendecke,

wie es z. B. bei Moosdorf beobachtet werden kann. W. Del-Negro machte dieselbe Beobachtung bei Oberschönberg s. Heindorf und E. Ebers im bayerischen Anteil des Salzachgletschers. Streckenweise ist der innere W-Wall allerdings unkenntlich oder gar ganz zerstört worden oder er ist von Bildungen des Eiszerfalls beim Gletscherrückzug maskiert worden, was man z. B. am Nordrand des Ibmer Moores sehen kann, wo Kames u. ä. den Wallcharakter verwirren. Die Eiszerfallsbildungen heften sich zwar oftmals an diesen inneren W-Wall an, müssen aber nicht damit zusammenfallen und bilden dann eine Eiszerfallsphase, wie sie L. Weinberger 1938 für den Nordrand des Ibmer Moores ausgeschieden hat. Am Beckenrand liegen auch mitunter ältere Kerne vor, die mit Jungmoräne ummantelt sind. Zu all diesen Problemen sind noch weitere Beobachtungen nötig und es kann daher nur eine vorläufige Darstellung gegeben werden.

Der äußere W-Wall zieht über Schwabenland an der Salzach durch den Oberen Weilhart über Heimhausen (n. Gundertshausen)—Weilbuch—Aschau—ö. Feldkirchen—Gsteig—Kirchberg—Kerschham—Schimmerljuden. Dann umschlingt er den Niedertrumersee an der N- und E-Seite (ö. Wichenhham—Dirnham—Reitsham—Schalkham), den Südfuß des Tannberges (Himmelberg—Reisinger- s. Thannham). Ab der Bahnstation Neumarkt-Kösten-dorf biegt der äußere W-Wall nach S um (Sieghartstein— w. Haslach—Kienberg) und zieht am Nord- und Westfuß der Henndorfer Berge über Heising—Grub—ö. Hof—Fuchshof—Aigenstuhl, womit er bereits in die äußere W-Moräne des Thalgaauer Zweiggletschers übergeht.

Ähnlich verläuft der mittlere W-Wall. Dieser zieht von der Salzach bei Radegund herein und verläuft n. Tarsdorf (Hörndl) zum Huckinger See und macht gegen Holzöster einen scharfen Knick nach S, der mit dem subglaziären Rinnensystem zusammenhängt (L. Weinberger, 1952), springt aber gleich wieder nordwärts vor. Dann streicht der Wall über den Gipfelberg bei Geretsberg—Eggelsberg—Oppelhausen bis Otterfing, quert bei den Kames von Oichten das Tal, kerbt wiederum bis P. 561 nw. Perwang nach SW ein, was hier durch die Kerbwirkung des hoch aufragenden Haunsberggrückens bedingt wird, und zieht weiter über Weikertsham—Mödenham zum Westhang des Schimmerljuden (ö. Palting). Von dort umschlingt er wieder die N- und E-Seite des Niedertrumersees (Wichenham— ö. Gebertsham—Oberberg), lehnt sich an die W- und S-Seite des Tannberges an (Wallsberg—Berg—Gramling). Ab Neumarkt vereinigt sich der äußere mit dem mittleren Wall bis Ebnat, von wo er sich wieder aufspaltet und der mittlere Wall über Berg—Hiesenbauer—Hölzelgrub—Sulzberg verläuft. Dort komplizieren sich die Jungmoränenwälle, da von E der Thalgaauer und Fuschlseer Zweig des Traungleterschers und von W die Gletscherzunge von Unzing—Kraiwiesen und der Guggenthaler Zweig des Salzachgletschers zusammenstoßen.

Der innere W-Wall ist, wie gesagt, nur lückenhaft entwickelt und stark durch Eiszerfallsformen maskiert. Der Wall verläuft s. Radegund— n. Tarsdorf zum Holzöster See — Nordrand des Ibmer Moores (s. Geretsberg— s. Eggelsberg)—Vormoos—Lielenberg. Jenseits des Oichtentales kann man ihn weiterverfolgen von Perwang über Eidenham bis Palting. In schöner Ausprägung umschlingt er das Wallerseebecken (Schleedorf—Köstendorf; Schalkham—Wankham—Olling—Friembichler—Hub). Wo der innere Wall wenig verändert wurde, zeigt er verschliffene Formen, wo er mit Eiszerfalls-

bildungen maskiert ist, weist er Kames und beckeneinwärts gerichtet girlandenförmige Einbuchtungen auf.

An Toteisformen kommen in diesem Gebiete vor: 1. Kames bei Ibm, w. des Holzöstersees, bei Werberg (w. Geretsberg) und bei Oichten. 2. Oser: Hackenbuch (im Ibmmer Moos, von H. Gams entdeckt), Zeltsberg n. Oberndorf, ssw. Stoiberer (nnö. Henndorf) bis Olling, n. des Imsees bei Paltig, Queros ö. Kraiwiesen. 3. Toteislöcher und Sölle sind im Jungmoränengebiet weit verbreitet. 4. Auch bei den Seebecken wirkte Toteis mit. Es wirkte einesteils die Seebecken schaffend (Heratinger See, Huckinger See), andernteils die Becken konservierend, indem es deren Zuschüttung verhinderte, wie am Wallersee. Bei Eugendorf zieht beiderseits der Fischach eine Quermoräne durch, die wegen ihrer Lage zwischen dem Wallersee-Zweigbecken und dem Salzburger Stammbecken mit dem Ammersee-Stadium C. Trolls (1925) verglichen werden kann. Diese Eugendorfer Moräne schüttete eine ausgedehnte Schotterflur rings um das W-Ende des Sees (Eugendorf, Halberstätten, Grünberg, Henndorf, Oberschreiberg) in einer Höhe von 550 m auf. Diese Schotter wurden „paraglazial“ (R. v. Klebelsberg) um einen Toteiskörper aufgeschüttet, wie Toteiskessel, Ränderterrassen, Kames bezeugen. Der zentrale Toteiskörper schützte den See vor weiterer Zuschüttung im Sinne von R. Staub, 1938.

Aus den W-Moränen gehen die Niederterrassen hervor. Sie sind zweifacher Herkunft: 1. als glazifluviale Nt aus den Jungmoränen hervorgehend, 2. als nichtglazigene Nt autochthonen Ursprungs im Periglazialgebiet (z. B. Altmoränen, Altschotter, Kobernauserwald und sein Vorland). Das gleiche gilt natürlich auch für die älteren pleistozänen Schotter.

Am Salzachufer geht aus den äußeren W-Wällen die Nt hervor, welche die Salzach flußab begleitet. Das nächste große Schotterfeld ist die des Weilhartes. Sie wurzelt zum Teil im äußeren und mittleren W-Wall und ist daher im oberen Teil zweigestuft. Die andere Wurzel liegt im subglazialen Rinnensystem (L. Weinberger, 1952) des Pongatales, das hervorgeht aus den Zweigrinnen von Huckling, Winham, Fücking, Gumpling, die sich im Filzmoos und Huckinger See vereinen, ferner denen des Holzöster und Höllerer Sees, die daher als Rinnenseen anzusehen sind. Dieses Rinnensystem ist eingeschnitten in eine alte Platte, die aus konglomerierten Schottern besteht und nach oben in Moräne übergeht. Wegen ihrer hohen Lage (475—494 m) darf sie nicht mit den Laufener Schottern (ca. 400—420 m) in Zusammenhang gebracht werden, sondern ist älter (präißzeitlich?). Nach oben gehen die Schotter in Moräne über, weshalb man sie als Vorstoßschotter ansehen darf.

Dem großen Sander des Weilhartes an der Stirn des Salzachgletschers folgen nach E nur kleinere Nt-Stränge, so die des Fillmanns- und Steckenbachtals, die im Raume Gundertshausen, Aschau, Feldkirchen wurzeln, des Erknachtales, der bei Oichten und Sauldorf aus Jungmoränen hervorgeht. Ferner folgt die Nt des Mattigtals, die einesteils aus den Moränen des Beckens der Trumer Seen hervorgeht, andernteils aber aus denen des Wallersees und Irrsees. Im Oberlauf ist die Nt wieder zweigestuft, was sich hier aber nicht auf 2 Würmwälle zurückverfolgen läßt, sondern ihre Ursache anscheinend im Auslaufen des spätglazialen Wallersees hat. Die Nt ö. der Mattig sind sämtlich nichtglazigen.

Es tritt nun die Frage auf, wie weit sich die Nt-Stufen mit den W-

Moränen verknüpfen lassen. Die Nt ist im unteren und oberen Verlauf zweigestuft. Im ersteren Falle rührt sie von der spätglazialen Eintiefung des Inn her, die infolge der rückschreitenden Erosion auch den Unterlauf der Nebentäler ergriff. Im letzteren Falle sahen wir sie als Folge einestils der Zerschneidung beim Auslaufen der spätglazialen Seen, andernteils aber aus dem äußeren und mittleren W-Wall hervorgehen. Dem inneren Wall entspricht keine Nt. Es ist aber auffällig, daß sich an manchen Orten zwischen der Nt und der Ht eine Zwischenterrasse einschaltet. Sie ist besonders am Nordrand der Schwander. Ht recht ausgeprägt und zieht sich als Talleiste auch in die autochthonen Täler hinein. Da diese Täler in der Ht wohl erst während der W-Eiszeit entstanden sind, und zwar vor der Aufschüttungszeit der Haupt-Nt, die aus dem äußeren und mittleren W-Wall hervorgeht, geht meines Erachtens mit großer Wahrscheinlichkeit hervor, daß sie dem inneren (W I)-Wall entsprechen. Diese Zwischenterrasse konnte sich nur im Strömungslee, also am Nordrand der Ht, erhalten und wurde ansonst von der Haupt-Nt ausgeräumt. Leider fehlen Aufschlüsse, so daß über eine eventuelle Lößdecke nichts ausgesagt werden kann.

Während der Kaltzeiten stand der Umkreis des Salzachgletschers unter dem Einfluß des kaltzeitlichen Klimas. Dieses Periglazialgebiet wurde kürzlich untersucht und kartographisch dargestellt (E. Ebers und L. Weinberger, 1954).

Aus einer noch nicht veröffentlichten Auswertung der Ergebnisse seien einige Klimadaten für das W-Hochglazial herausgegriffen. Temperaturdepression: Jänner 10°, Juli 13,6°, Jahresmittel 12,4°. Die Auftautiefen der kryoturbaten Strukturböden liegen zumeist um 8 dm und liegen im Rahmen der übrigen bekannten Auftautiefen Österreichs mit 7,7, > 14 und 20 dm (G. Göttinger, 1936; F. Kümel, 1937; E. v. Szadecky-Kardoss, 1936; J. Büdel in H. Poser, 1948). Gegenüber den großen Auftautiefen Ungarns und NW-Deutschlands fallen sie stark ab, was man bei Erhärtung durch weiteres Beobachtungsmaterial im Sinne von kühleren Sommern auslegen könnte. Die Frostzerrung, das ist das Aufreißen des gefrorenen Bodens durch Kontraktion bei tiefen Temperaturen (H. Mortensen) wurde an Eis- und Lehmkeilen untersucht. Deren Höhen betragen durchschnittlich 10—25 dm, gegenüber 80 dm in Mitteldeutschland (H. Poser), was auf ein weniger extremes Winterklima hindeutet. A. Klein hat 1951 eine Karte des prozentuellen Anteils der W-Niederschläge gegenüber den heutigen veröffentlicht, nach der bei uns 40—50% der heutigen Niederschlagsmenge (von rund 1000 mm) gefallen sei. Dieser Wert erscheint zu gering zu sein, denn aus der starken Verlehmung der Löße und dem großen Anteil von Fließerden zu schließen, erscheint sie doch größer gewesen zu sein, jedenfalls größer als in Niederösterreich, wo die Verlehmung und die Fließerden auffällig zurücktreten. Zu den Windverhältnissen läßt sich auch einiges sagen. Bei uns fehlen Dünen, Flugsanddecken, Steinsohlen, Windkanter u. a. Zeugen erheblicher Windtätigkeit. Dies läßt sich einestils petrographisch erklären (Mangel an freien Sanden, Vorherrschen grober Schotter), aber auch meteorologische Ursachen sind heranzuziehen (Antizyklone über dem alpinen Eiskuchen?).

Als Indikatoren für Dauerfrostbodenklima liegen vor: 1. Eiskeile, die in Lehmen auf dem AD (Sonnleithen), im AD (Käfermühl), epigenetisch in präglazialen Schottern (Schweikersreuth, Hochstraß),

aber auch bemerkenswerterweise in Jungmoränen (Brunn bei Franking) gefunden wurden. Letzterer Fund steht aber nicht mehr vereinzelt da. Nach freundlicher Mitteilung von Dozent Dr. J. Fink fand er einen weiteren bei Ihm und auch E. Ebers (1954) beschreibt einen Eiskeil aus älteren W-Schottern am SE-Ende des Waginger Sees. Als Bildungszeit kommt für die beiden erstgenannten am ehesten die Jüngere Dryaszeit in Frage, für die nunmehr auch bei uns ein erheblicher Temperaturrückgang durch die sorgfältigen palynologischen Untersuchungen von E. Lürzer (1954) in den Mooren der Egelseen bei Mattsee belegt ist. 2. Am Geinberg wurde eine vereinzelt Steinversetzung gefunden. 3. Würge- und Taschenböden fanden sich im Löß des AD bei Sonnleithen. 4. Als weiteres Kennmal für Dauerfrostboden gelten die klimabedingten asymmetrischen Täler (J. Büdel, 1944; H. Poser und T. Müller, 1951), die im ganzen Periglazialgebiet des Salzachgletschers sehr verbreitet sind, besonders im Kobernaufwäldvorland und Schlierhügelland.

Die periglazialen Täler gliedern sich in die glazigenen und in die autochthonen Täler, die mit den Gletschern in keinem Zusammenhang standen. Die glazigenen Täler zeigen nur Kastentalform, während die autochthonen Täler im obersten Teil als Muldental, dann als asymmetrisches Schlepptal und erst im Unterlauf als Kastental ausgebildet erscheinen. Dabei ergibt sich, daß diese Regel für alle Täler, gleich in welche pleistozäne Ablagerung sie eingeschnitten sind, gelten. Eine Abhängigkeit der Talform vom Alter derselben hat sich nicht ableiten lassen, wohl aber eine vom Gefälle: Bei steilerem Gefälle nimmt der Anteil der Kastentalform auf Kosten der übrigen zu.

Während der Kaltzeiten war die Abtragung sehr stark. Mächtige Schuttkegel an den Talausgängen des Kobernaufwäldes zeugen davon. Durch die Kältewirkung entstand scharfkantiger Frostschutt, der sich u. a. an der Lößbasis regelmäßig findet. Formen der Solifluktion wurden gleichfalls mehrfach festgestellt, vor allem der Hangsolifluktion an Hängen mit 4—27° Neigung. Hierbei liegt über Wanderschutt ein Lößband, woraus sich schließen läßt, daß die Solifluktion des feuchtkühlen Frühglazials im trockenkalten Hochglazial, in dem der Löß zur Ablagerung kam, aufhörte.

Aus dem Zusammenspiel von Frostverwitterung, Frostsprengung, Kryotur-bation und Solifluktion ergibt sich eine Einebnung der Landschaftsformen, die Kryoplanation (K. Bryan, C. Troll, 1948). Diese bewirkte die ausgeglichenen Formen der Altmoränenlandschaft gegenüber der unruhigen Jungmoränenlandschaft.

Aus der Zusammenarbeit von Kryoplanation und der Zertalung resultiert die periglaziale Landschaftsprägung (L. Weinberger, 1954), die an den Schotterfluren klar abzulesen ist. Die Nt bietet in ihrer unzerschnittenen Oberfläche noch durchwegs das ursprüngliche morphologische Bild. Die Ht hingegen ist bereits von glazigenen und autochthonen Tälern, Dellen, Randkerben zerschnitten. Die Zertalung ist noch linear, d. h. sie schneidet nur Talfurchen ein, zwischen denen noch größere Teile der ursprünglichen Oberfläche erhalten geblieben sind. Beim JD ist die Zertalung noch mehr fortgeschritten, wobei die Täler wesentlich größere Stücke aus der einstigen Schotterplatte herauschneiden als bei der Ht. Die Kryoplanation ist viel wirksamer gewesen, Moränenkuppen wurden eingeebnet, die Hangschultern verflacht. Beim AD ist die Intensität der Zertalung nochmals gesteigert, denn

die Täler sind tiefer und ausgreifender, auch die Rücken wurden stärker erniedrigt.

Ein typisch periglaziales Sediment ist der Löß, der, wenigstens im W, aus den glazigenen Schotterfluren ausgeweht wurde. Daher fehlt der Nt wie auch den Jungmoränen der Löß. Auf der Ht liegt bis zu 8 m Löß, auf den Deckenschottern bis zu 12 m. Er ist durchwegs verlehmt. An der Lößbasis treten Frostschutt, Fließ- und Gleyzonen mit Fließerde und Wanderschutt auf, die mit J. Büdel (1950) für ein feuchtkühles Frühglazial sprechen. Im Würmlöß ist mindestens ein interstadialer Bodenhorizont ausgebildet, wie bei der Beschreibung der Exkursionsroute noch näher ausgeführt wird.

2. Der Traungletscher

Da dieser nur im Nordsaum von der Exkursion berührt wird, soll er nur kursorisch behandelt werden.

Aus dem Trauntal kommend, gabelte und vereinigte er sich wiederholt, so ein Eisstromnetz bildend. Während der Salzachgletscher sich nördlich der Alpenausgänge noch zu einem geschlossenen Vorlandgletscher vereinigte, erreichte der Traungletscher mit seinen Eismassen gerade noch die Alpentore und schüttete um sie halbkreisförmige Moränenbogen auf, welche die Stirn der Zweigbecken umgrenzen. Am Alpenrand sind es 3 Zweige des Traungletschers, die in Erscheinung treten, und zwar der Irrsee-, Attersee- und Traunsee-Zweigletscher. Die Exkursion berührt nur die beiden ersten.

A. Der Irrsee-Zweigletscher

Vom Mondseeal zweigte nach N der Irrsee-Zweigletscher ab, das Tal eines präglazialen Zuflusses der Mattig als Bahn benützend. Zur M-Eiszeit floß der Gletscher über Sättel weg in die Flyschtäler hinein. So strömte ein Gletscherarm zwischen Mondsee- und Lackenberg ins obere Vöcklatal, zu dem im Sattel zwischen Lacken- und Schoiberberg ein weiterer Zustrom kam und diese vereinigten Eismassen schoben sich längs der Vöckla gegen Frankenmarkt ins Vorland hinaus. Im W des Beckens drängte sich ein Eisstrom über den Sommerholzer Sattel zwischen Hasenkopf und Irrsberg, wo sich beiderseits Ufermoränen an die Hänge lehnen, westwärts und vereinigte sich mit dem Salzachgletscher. Dadurch bildeten der Irrsberg, Koglerberg und Schoiberberg Nunatakr.

Bei Steindorf vereinigten sich die Eismassen des Irrsee-Gletschers mit dem Wallersee-Gletscher und lagerten den Moränenrücken ab, der an der Ostseite des Tannberges über die Ortschaft Tannberg—Kranzing—w. Lengau zieht und dann jenseits des Lengauer Tales über den Krenwald—Pöndorf—Hohenwarth zum Vöcklatal verläuft. Dabei zeigt der Endmoränenwall bei Forstern eine auffallende Einkerbung, die dadurch entstand, daß der ins Vorland fließende Gletscher durch den Schoiber- und Koglerberg in 2 Arme zerlegt wurde, in den des Irrsees und den des Vöcklatales, die sich dann im Vorland zwar wieder vereinten, aber durch die Einkerbung ihre Selbständigkeit als 2 Loben kundgeben. Beim Vöcklatal w. Frankenmarkt berührt sich die M-Moräne des Irrsee-Gletschers mit der des Attersee-Gletschers, bleibt jedoch ganz selbständig und schwenkt s. des Vöcklatales über Schwertfern—Reittern—Staferbauer gegen SW zurück.

Innerhalb des M-Endmoränenwalles liegen die R-Moränen. Sie gliedern sich so wie beim Salzachgletscher in 2 Wälle. Beim äußeren R-Wall ist

der Wallersee- noch mit dem Irrsee-Zweiggletscher vereint. Der äußere R-Wall zieht sw. Roithwalchen—Latein—Watzlberg—Haberpoint, schwenkt gegen Ederbauer nach S um und streicht über Hochfeld zum Nordfuß des Koglerberges. Beim inneren R-Wall erfolgte bereits eine Aufgliederung in die 2 Zweigbecken. Der innere R-Wall des Wallersee-Gletschers zieht am SE-Fuß des Tannberges über Thanham—Enharting—sö. Steindorf und taucht ö. Neumarkt unter den Jungmoränen unter. Der innere R-Wall des Irrsee-Gletschers liegt etwas asymmetrisch gegen das Straßwalchener Tor zu gerichtet. Er setzt s. Thalhau am Irrsberg an und zieht über Huckling—n. Innerroid—Bodenberg—Stockham zum Westfuß des Koglerberges. Aus jedem R-Wall geht eine Ht hervor, die sich aber sogleich auf eine einheitliche Ht vereinen. Sie zieht einesteils von Straßwalchen—Roithwalchen nordwärts ins Lengauer Tal, andererseits über einen ausgedehnten Übergangskegel ostwärts in Richtung der Westbahn und durchbricht w. Frankenmarkt die M-Endmoräne und zieht, oftmals unterbrochen, vöcklaabwärts.

Die W-Moränen sind wiederum ein erhebliches Stück zurückgeblieben. Immerhin steigen sie zwischen Mondsee- und Lackerberg noch auf über 800 m an, bilden ein kleines Zungenbecken, in dem das Wildmoos liegt. Ferner machen sie bei Haslau eine breite Ausfüllung nach E. Sie reichen im N bis Rabenschwand. 2 Wälle sind deutlich ausgeprägt, während ein innerer Wall nur schwer verfolgbar ist. Aus den W-Moränen und einem um 20 m höheren spätglazialen Seestand entspringt die Nt, die über Irrsdorf—Straßwalchen zum Lengauer Tal nordwärts zieht. Den Loben des Wildmooses und von Haslau entspringt eine Nt, die vöcklaabwärts nach NE abfließt. Von G. Göttinger (1942, S. 171) liegt in zum Teil anderer Auffassung eine Karte des Nordendes des Irrseer-Zweigbeckens vor, in der u. a. Toteislöcher von Interesse sind.

B. Der Attersee-Zweiggletscher

schließt sich nach E an und bietet ein ähnliches Bild.

Die M-Endmoränen berühren sich sw. Frankenmarkt mit denen des Irrsee-Zweiggletschers. Die M-Endmoräne setzt im W bei Weissenkirchen am Nordfuß des Lichtenberges an, zieht nach NW zum Frankenmarkter Tor und trennt sich im Frankenmarkter Wald von den Irrsee-Moränen. Die Attersee-M-Endmoräne verläuft dann jenseits des Rößlbaches sö. Fornach über Frieding zur Rohrwies und nach der Unterbrechung durch das Vöcklatal bei Redl nach SE zum Höheberg (502 m), wo eine scharfe Einkerbung nach S erfolgt. Diese erklärt sich durch eine Hemmwirkung des Buchberges beim Attersee (der anschließend bei Berg eine M-Moräne besitzt), der als Flyschunatakr sich dem Gletscher entgegenstemmte und noch in 9 km Entfernung zur Einkerbung führte. Nach dieser Endmoränenkerbe schwingt der Wall wieder nach N vor und zieht über Fischham—Koberg—Hohberg. Jenseits der breiten Lücke des Agertales streicht er weiter über Obereck—Roith—Kalaberg—Aurach—Wesaurach. Während an der Nordflanke des M-Walles der JD fluviatil weggeräumt wurde, hat sich der JD an der Ostflanke erhalten (s. Oberregau, ö. Aurach). Hier erfolgt am Aubachtal die Berührung mit dem JD des Traunsee-Gletschers.

Gegenüber diesem geschlossenen M-Bogen erscheinen die Rißwälle viel differenzierter. Für den schwächtigen R-Gletscher macht sich der Buchbergunatakr einschneidend bemerkbar. War es beim M-Wall nur eine Einkern-

bung, die er bewirkte, so steigerte sich beim R-Gletscher diese zu einer Aufteilung in 2 Loben: in den St. Georgener-Lobus im NW und in den Schörflinger-Lobus im N. Die R-Endmoränen umkränzen diese Loben in 2 Wällen.

a) **St. Georgener Lobus:** Die äußere R-Moräne lehnt sich bei Pössing an den Lichtenberg an und zieht über Mühlreith—n. Schmidham—Walchen, biegt gegen Reichenthalheim nach S zum Buchbergunatak um. Der innere R-Wall verläuft über Thannheim—w. Walsberg—ö. Schmidham und biegt gegen Brandham nach S zum Buchberg.

b) **Schörflinger Lobus:** Der äußere R-Wall setzt an der Buchbergnaht an, zieht über Rübenstorf—P. 556—s. Gampern—s. Weiterschwang und biegt östlich der Ager nach S um. Parallel dazu streicht der innere R-Wall wieder vom Buchberg ausgehend n. Staudach—n. Steindorf—Reichersberg, um ebenfalls ö. der Ager südwärts einzuschwenken.

Aus diesen R-Moränen gehen Ht hervor, die zunächst peripher verlaufen, zum Teil auch den äußeren R-Wall durchbrechen, dann die M-Grundmoränenlandschaft um- und überschütten, weiter die M-Endmoränenwälle durchbrechen und vöcklawärts abziehen.

Innerhalb der R-Moränen liegen die W-Endmoränen von St. Georgen, Seewalchen, Schörfling, die gleichfalls in mehreren Bögen ausgebildet sind. Die darin wurzelnde Nt zieht längs der Täler der Dürren Ager und der Ager durch die erwähnten Moränen und Schotterssysteme zur Vöckla nach N ab.

III. Exkursionsbeschreibung

Laufen und das auf österreichischem Ufer der Salzach gegenüberliegende Oberndorf liegen am Nordende des Salzburger Stammbeckens. Gegen E, N und W umrahmt die W-Grundmoränenlandschaft das Becken. Nach N durchfließt die Salzach die Moränen in einem Durchbruch und gelangt in das Zweigbecken von Tittmoning. Dieses Laufener Durchbruchstal bietet instruktiven Einblick in dessen Aufbau und Entstehung. Zuunterst steht bis in eine Höhe von rund 397 m der Schliersockel an, der als Quellhorizont fungiert. Darüber folgt eine Moräne, die namentlich am österreichischen Ufer unterhalb Bichlhaiden ansteht und tonige Lagen mit gekritzten Geschieben zeigt. Darüber folgen 20—30 m zum Teil schräg geschichtete Schotter, die eine Verfestigung aufweisen, die nach L. Simon (1925) auf den Einfluß des Grundwassers zurückzuführen ist. Darüber liegt schließlich mit einer deutlichen Diskordanz eine 3 und mehr m mächtige Grundmoräne, die besonders an einer Schottergrube kurz vor dem Aufstieg von Oberndorf nach Gastag schön zu sehen ist. Der Schotter zwischen den Moränen ist der „Lauffener Schotter“ (A. Penck und E. Brückner, 1908, S. 1165; 1909, S. 157), den A. Penck ursprünglich einer Oszillation der W-Vergletscherung während ihres größten Standes zuschrieb („Lauffener Schwankung“), später (1920) aber von dieser Auffassung Abstand nahm und ihn ins R/W-Interglazial stellte. Seither ist er ein strittiges Objekt der Würmstratigraphie geblieben. J. Knauer (1935, S. 41/42) reiht ihn dem „Unteren Würmschotter“ ein, „der beim Vorrücken des würmzeitlichen Gletschers oder in der Riß-Würm-Interglazialzeit ausgebreitet wurde“. G. Götzinger (1936, S. 129) schreibt die Liegendmoräne „am ehesten dem Spät-Riß zu“, den Laufener Schotter als R/W-interglazial und die Hangendmoräne als „Rückzugsmoräne von Würm“.

H. Gams hat mehrfach auf die Laufener Schotter Bezug genommen, zuletzt 1953, und reihte sie einem W-Interstadial ein, für das er den Namen

„Laufener Schwankung“ wieder eingeführt sehen möchte, änderte aber letztlich (1954) seinen Standpunkt und teilte, den dänischen Auffassungen von K. Jessen und V. Milthers folgend, das letzte Interglazial in eine wärmere (E) und in eine weniger warme und kürzere Apezeit (F), zwischen denen eine Kaltzeit liegt, die sonst entweder dem R III („Jungriß“) oder W I zugeschrieben wird, und nun es ihm am richtigsten erscheint, sie als eigene Eiszeit „Prä-Würm“ (PW) zu bezeichnen. So wäre nach H. Gams die Liegendmoräne „Prä-Würm“-eiszeitlich und der Lauffener Schotter dem F-Interglazial zuzuordnen. E. Ebers, die den Laufener Schotter besonders auf der bayerischen Seite erforschte, ist geneigt, den Laufener Schotter ebenfalls dem W I/II-Interstadial zuzuordnen, nicht zuletzt auf Grund des Fundes eines Zahnes von *Elephas primigenius* bei Laufen, dessen Schmelzfurchen ein Aurignacienalter ergeben. Der Laufener Schotter ist zu vergleichen mit dem Münsingen Schotter von P. Beck (1932), der gleichfalls zwischen 2 Moränen liegt („Spiezer Schwankung“). Auch L. Weinberger (1953, S. 245) vergleicht das Alter des Laufener Schotters am ehesten mit dem W I/II-Interstadial („Großes Würm-Interstadial“). Nach dieser Auffassung hat der W-Gletscher nach dem W I-Vorstoß einen erheblichen Rückzug, mindestens bis ins Stammbecken, erlitten, und hat mit dem erneuten Vorstoß bis zu den äußeren und mittleren W-Wällen die Hangendmoräne des Laufener Schotters abgelagert.

Der Laufener Salzachdurchbruch hat eine wechselvolle Vergangenheit hinter sich. Die Bohrungen der Rohölgewinnungs-AG ergeben hierzu lehrreiche Aufschlüsse. Die Bohrung CFN 14 am Salzachufer w. des Totenberges ergab 7·20 m Schotter, eine andere (CFN 15) sö. Vollern in ca. 1·5 km Entfernung hingegen mehr als 127·75 m pleistozäne Sande, Schotter und Tone, eine weitere etwa 500 m salzachabwärts hingegen wieder nur 2·60 m Lehme. Es gibt also hier auf kurze Entfernung einen mehr als 120 m tiefen Einschnitt, den man am besten als eine verschüttete Talrinne auffaßt, im Sinne eines zum heutigen Salzachtal quer (etwa N—S) verlaufenden präwürmzeitlichen Salzachengtales. Demnach hätte schon sehr früh ein solches bestanden. Es wurde später von Moränen verbaut, von den Laufener Schottern verschüttet und von den Jungwürmmoränen verdeckt. Diese steigen hier bis zu einer Höhe von 430—440 m an. Der spätglaziale Stammbeckensee (G. Götzinger, 1934, 1936, 1949; E. Seefeldner, 1954) erreichte aber eine Höhe von 465 m, wie die Randterrassen der Fischach bei Leiharting, Viehausen und Lengfelden bezeugen (die noch höhere von Diebering sw. Eugendorf mit 550 m ist eine lokale Randterrasse kurz nach dem Ammersee-Stadium, als sich noch kein einheitlicher Seespiegel im Stammbecken herausgebildet hatte). Dazu passen die Ausflüsse des spätglazialen Sees im Schotterfeld des Oberen Weilhart (462—467 m), Filzmoos (462 m), Oichtental (464—465 m), n. Schwabenland (ca. 460—470 m). Im frühen Spätglazial reichte also der Stammbeckensee bis an die Jugendmoränen, durch die er an etlichen Stellen abfloß. Dieser See muß daher die Moränen um Oberndorf um 30—40 m überragt haben. Dann erfolgte eine stufenweise Absenkung des Sees auf 450 m (Deltaschotter im Oichtental, Lengfelden), 440 m (Bändertone von Bürmoos, Terrassen im Oichtental) und damit gelangen wir auf das Niveau der Oberndorfer Moräne, dem meines Ermessens kein eigener Seestand entspricht. Erst der Höhe von 420—425 m entspricht wieder ein solcher, wie die ausgedehnten Tonterrassen n. und nö. Oberndorf bezeugen. Zu diesem Zeitpunkt muß aber bereits eine

Aufgliederung des Sees in den restlichen Stammbeckensee und in den Tittmoninger Zweigbeckensee erfolgt sein, der sich in der Folge immer mehr durch die W-Endmoränen durchschnitt und schrittweise entleerte. Dadurch stand dieser bald tiefer (um rund 10 m) als der Stammbeckensee und gab Anlaß zur Entleerung des letzteren und damit zur Eintiefung des Laufener Durchbruchstales. Das erfolgte entgegen E. Ebers (1932) noch im Spätglazial, denn die nächst tiefere Seespiegelhöhe (415 m) ist beiden Becken wieder gemeinsam und durch Deltas (St. Georgen/Salzach) und Bändertonlagen (Obereching, St. Georgen, Ostermiething im Tittmoninger Becken und Oichtental im Stammbeckensee) belegt. Eine kleine Terrasse im Durchbruchstal (P. 414 w. des Totenberges) wie auch die Terrassen zwischen Laufen und dem Bahnhof gehören dem Durchbruch an. Im Zuge des weiteren Einschneidens durch die W-Endmoränen entleerte sich der See völlig und nun treten Flußterrassen an Stelle der Seeterrassen. An Flußterrassen finden wir eine obere in einer Höhe von rund 400 m (Stadt Laufen und Neu-Oberndorf) und eine untere in ca. 394 m Seehöhe (Alt-Oberndorf)¹⁾. Nach E. Seefeldner (1929, S. 81) entspricht der 400 m-Terrasse die Salzburger Aufschüttungsfläche („Friedhofsterrasse“), die er neuestens (1954) mit den Schlernmoränen von Melleck am Steinpaß in Verbindung bringt, und ist daher noch spätglazial. Erst die unterste (394 m)-Terrasse ist postglazial.

In Oberndorf verlassen wir die unterste Flußterrasse und steigen über den Laufener Schotter und die Hangendmoräne bei Gastag auf eine Hochfläche mit einer Seehöhe von 426 m, die aus Seetonen gebildet wird, wie uns schon der Ortsname „Ziegelhaiden“ verrät. Die Seetonebene reicht bis zur Kreuzung von Bahn und Straße. Eine Bohrung der Rohölgewinnungs-AG. ergab unter 2 m Humus und Lehm 9 m Seeton. Diese Ebene wird umrahmt von einem schwach kuppigen Moränenbogen (Weiler Loipferding, Buchach), auf dem die Kirche von Maria Biehl (434 m) steht und sich nach E. Seefeldner nach Bayern fortsetzt. E. Seefeldner (1929, S. 87) und G. Göttinger (1936, u. a. O.) weisen diesen Moränenbogen einem Gletscherhalt zu, den sie mit dem „Stephanskirchner Stadium“ C. Troll's identifizieren. Leider fehlen Aufschlüsse, um entsprechende Schotter nachweisen zu können. 3 km nw. bei Zeltsberg (P. 437 m) ist ein Os aufgeschlossen.

Gegen Arnsdorf und Lamprechtshausen wird eine drumlinisierte Grundmoränenlandschaft durchfahren, die nach E 2 Innenmoränen Platz macht (Ehringsdorf—Hausmanning; Bulharting—Riedelkam). Diese wurden im Lee des Tertiärspornes des Wachtberges (P. 483 und P. 511) abgelagert („Cray and tail“). Die S—N-Erstreckung gibt die Strömungsrichtung des Gletschers an, der hier zwischen den Zweigbecken des Oichtentales und des Ibmer Moores anstieg, was im Verein mit der Bremsung durch den Wachtbergsporn zur Ausfällung des Moränenmaterials führte. Diese verstärkte Bremsung bewirkte die Aufschüttung der langgestreckten Innenmoränenrücken, während die geringe an den Seiten zur Drumlinisierung führte. In Höhe von Lamprechtshausen gabeln sich die Innenmoränenrücken in mehrere Drumlinreihen auf, deren Richtung sich aus der Interferenz der durch die beiden Becken vorgeschobenen Eismassen ergibt. Bohrungen ergaben bei

¹⁾ „Als 1899 der Großteil des auf der tiefsten Terrasse und zudem an der Prallstelle eines Mäander gelegenen Oberndorf durch Hochwasser zerstört wurde, erfolgte eine Verlegung desselben auf die etwa 1 km weiter flüßaufwärts gelegene 400 m-Terrasse“ (E. Seefeldner, 1929, S. 83/84).

Lamprechtshausen < 20—30 m verfestigten Schotter. In den Aufschlüssen steht meistens die Hangendmoräne, zum Teil mit viel Flyschblöcken, an.

Im W liegt in der Niederung das B ü r m o o s, das die südliche Fortsetzung des Ibmer Moores bildet. Dieses liegt auf Bändertonen (Seehöhe 440 m), die leichte Störungen (subaquatische Quellungen?) zeigen und zur Ziegelfabrikation Verwendung finden.

N. Lamprechtshausen queren wir kurz vor Schwerting ein hier nur schwach eingetieftes Trockental, das einen Abfluß des spätglazialen Ibmer Sees (Seehöhe 445 m) nach E ins Oichtental darstellt, welches durch das Enknach (= Engelbach) -tal zentrifugal entwässerte. (Ein anderer Abfluß des Ibmer Moores erfolgte später durch die Moosach nach W ins Salzachtal, wo den Bändertonen von St. Georgen [Seehöhe 411—415 m] ein schöner spätglazialer Schuttkegel aufsitzt).

Bei Schwerting steigt das Gelände steiler an, denn wir fahren auf die mit jungen Moränen zugedeckte „Alte Platte“ (L. Weinberger, 1952), die aus mittel- oder altpleistozänen, konglomerierten Schottern besteht, die im Westen nach oben in Moräne übergehen. Ein Aufschluß bei Schwerting zeigt unten die verfestigten Schotter der „Alten Platte“ mit viel Kristallin und darüber die lockere Jungmoräne in 2 m Mächtigkeit.

In diese „Alte Platte“ eingesenkt liegt das I b m e r M o o s, das größte Moor Österreichs (H. G a m s, 1947). Im N wird es umrahmt von den Kameshügeln von Im. Auffallend sind im S die vermoorten Talzüge (Roßmoos, Waidmoos, Ewigkeit und Weichsee), die alle nach N ins Zentrum des Ibmer Moores konvergieren. Sie sind in die „Alte Platte“ eingeschnitten. Dies gibt Anlaß, hier ein altes subglaziäres Rinnensystem zu sehen, das dann vom W-Gletscher überfahren und ausgeweitet wurde. An der Konvergenzstelle bildete sich das Becken des Ibmer Moores. Damit läge hier ein älteres, umgeformtes Gegenstück zum würmzeitlichen Rinnensystem vor, das weiter im W liegt (Höllerer See, Holzöster und Huckinger See usw.). Bei Weichsee liegt ein Hügel (P. 466). Er besteht aus tonigschottriger W-Grundmoräne, die u. a. ältere Glazialkonglomerate als Geschiebe enthält. An den Hängen zeigt sich eine gewisse Schichtung mit vielen Faltungen, so daß man hier von einer Stauchmoräne sprechen kann. Oberflächlich liegt an den Hängen abgerutschtes Moränenmaterial. An der Südseite des Hügels stehen Bändersande und -tone an, die hangwärts viele Rutschungsstrukturen zeigen, u. a. auch eine mit Sand gefüllte Zerrspalte, die Anlaß zur Verwechslung mit einem Eiskeil geben könnte („Pseudokeil“). Gegen den Gipfel verflacht sich die Schichtung und die Rutschungsstrukturen hören auf. Die Bändersande und -tone entsprechen in der Höhe dem spätglazialen Stammbeckensee mit der Spiegelhöhe von 460—465 m, der also bis hierher reichte.

Bei M o o s d o r f zieht ein breiter Rücken nsw. bis Wannersdorf, dem eine Reihe von Moränenkuppen aufgesetzt sind, welche bis zu 510 m ansteigen. Sie bestehen aus tonigschottriger W-Grundmoräne. Bei dem Aufschluß an der Südseite des Hügels von Seeleithen liegt außen ein Mantel von rund 2 m Mächtigkeit aus lockerer Moräne, darunter, durch ein 1 m starkes Tonband getrennt, eine in einzelnen Bänken stärker verfestigte Moräne mit hangparalleler Schichtung. Diese Liegendmoräne und das Tonband sind deutlich gestaucht. Beckenwärts liegt bei Seeleithen gleichfalls tonigschottrige W-Grundmoräne mit Konglomeraten aus tertiären Quarzschottern und Tonlagen, die gleichfalls Stauchungen vom Zweigbecken her zeigen. Der erste Aufschluß

zeigt, daß hier unter Jungwürmmoränen ein älterer Kern steckt, der gestaucht wurde und wohl dem Altwurm zuzuweisen ist. Das Verhältnis des Moosdorfer Rückens zum inneren W-Wall (W I) bedarf noch näherer Klärung.

U. Wannersdorf durchfahren wir eine Talebene, die vom Schädinger Bach aufgeschüttet wurde und wieder dem spätglazialen Stammbeckensee von 460—465 m entspricht. Bei Höppling geht es hinauf auf den inneren W-Wall (P. 504), der beckeneinwärts girlandenförmige Vorsprünge aufweist und als Eiszerfallsbildung (Randspaltenfüllung) angesehen wird.

Alsbald erreichen wir den mittleren W-Wall, auf dem Eggelesberg thronen und von dessen Friedhof wir eine prachtvolle Rundschau genießen können. Im S liegt das Ibmer Moos ausgebreitet, entlang dessen ein Os zieht. Vor uns am N-Rand des Mooses die Eiszerfallsbildungen: das Kamesgebiet von Ibmer und die Randterrasse von Dörfibm (430 m). Die Seen (Heratinger-, Ibmer- und Leithensee) sind als Toteiskessel anzusehen. Auch die Jungmoränen sind in der Umgebung stark verkesselt.

N. Eggelesberg überqueren wir bei Weinberg den mittleren W-Wall und entlang eines Übergangskessels kommen wir in das breite periphere Schotterfeld von Gundertshausen, das zwischen dem mittleren und dem äußeren W-Wall liegt. Es ist stark verkesselt; so sind unmittelbar nö. Gundertshausen breite Sölle, die aber trocken liegen.

Der n. Gundertshausen dahinziehende äußere W-Wall zeigt bei Weilbuch eine auffallende Einkerbung nach S, die durch den großen M-Grundmoränenrücken von Haselreith bedingt ist. Die peripheren Schotter brechen immer wieder durch den äußeren W-Wall nach N durch, so nö. und n. Gundertshausen. Die Mächtigkeit der pleistozänen Ablagerungen beträgt hier 74 m.

Wir durchfahren das periphere Schotterfeld, über den mittleren W-Wall und erreichen im Revier Heimhausen die interessante Stelle, wo die R-Endmoräne unter der Jungmoräne untertaucht. Bei günstigen Verhältnissen ist dies schon an der Farbe der Äcker erkenntlich: Die gelbliche, lehmhaltige Krume der R-Moräne sticht schön von der dunklen Erde der W-Moräne ab. Aus dem äußeren W-Wall geht über einen Übergangskessel eine höhere N_t (N_{t1}) hervor, die in der Talung zwischen R- und W-Moränen nordwestwärts abzieht.

Bei Hoißgassen liegt um eine Stufe niedriger (ca. 5 m) die tiefere N_t (N_{t2}), die im mittleren Wall n. Geretsberg wurzelt.

Hier, wie auch im Weilhart, zeigt die N_t folgende Verhältnisse: Oben 50 cm Verwitterungsschichte, in einzelnen Taschen tiefer greifend, leicht podsoliert. Auch die Vegetation zeigt Versäuerung des Bodens an (Preißel- und Heidelbeeren, *Sphagnum*, *Hypnum schreberi*, Bärlapp). Der Boden zeigt Übergang von Braunerde zu Semipodsol. Der Schotter, der hier ca. 30 m mächtig ist, weist auf Moränennähe hin (kantengerundete Geschiebe), er zeigt lockere Lagerung und Eisenmanganfällungen. O. Heimhausen zeigt die N_t eine etwas ausgeprägtere Bodenbildung. Die Verwitterungsschichte ist wieder 50 cm mächtig, in Taschen tiefer greifend. In A_2 finden sich frostschuttähnliche Komponenten. B ähnelt einer fossilen Bodenbildung. Da in dieser Gegend die Lage der N_t in ihrem Verhältnis zum äußeren W-Wall klar ist, erscheinen die Bodenbildungen von Bedeutung. Bemerkenswert ist das Fehlen einer Lößdecke.

Dann geht die Fahrt zurück und über den äußeren W-Wall, unter dem R-Moräne aufgeschlossen ist, längs des Fillmannsbachtals nach N.

Es ist dies heute ein Trockental und zeigt 2 Nt-Stufen. Nt₁ wurzelt wieder im äußeren W-Wall und Nt₂ im mittleren W-Wall. Dieses Tal durchzieht eine drumlinisierte M-Grundmoränenlandschaft, die im N und E von den M-Moränen (Adenberg 530 m, Sperledter Rücken 491, 541, 573 m), im W von den R-Endmoränen (495 m) und im S von den W-Endmoränen begrenzt wird. Die aus den begrabenen R-Moränen hervorgehende Ht umschüttete die M-Grundmoränenlandschaft, so daß an den Talleisten Ht-Streifen entlang ziehen, so namentlich ö. der Straße gegen Fillmannsbach. Dort mündete das von S kommende Steckenbachtal mit gleichen Verhältnissen wie das Fillmannsbacher Tal.

Nun schließt uns das enge Handenberger Durchbruchstal ein, das die M-Endmoräne durchbricht. Unten stehen Schotter an, die als M-Vorstößschotter angesehen werden können und die von der Moräne überlagert werden. Weiter gegen N zeigen sich am rechten Talhang zuunterst grobblockige Ablagerungen, die den Eindruck einer Moräne machen, obwohl bislang keine geschrammten Geschiebe gefunden werden konnten. Sie sind älter als die M-Moräne, zumal am N-hang des Adenberges s. Spiegeln sie durch ein lehmiges Zwischenmittel getrennt erscheinen. Auch ein neuer Aufschluß im Durchbruchstal zeigt ein lehmiges Zwischenmittel, das taschenförmig ins Liegende greift. Demnach ist sehr wahrscheinlich, daß die Liegendmoräne der Günseiszeit zuzuweisen ist. Die Hangendmoräne ist seit A. Penck und E. Brückner (1909) und A. E. Forster (1903) als mindeleiszeitlich angesehen worden. Aus dieser Moräne gehen Schotter hervor, die am ganzen Moränenaußenrand, vom Adenberg bis zum Oichtental, deutlich über die Ht in die Luft ausstreichen. Es kann daher über das M-Alter des ganzen Moränenbogens kein Zweifel bestehen. A. Penck und E. Brückner, A. E. Forster, G. Göttinger faßten nur den Adenberg als M-Moräne auf, während sie den östlich anschließenden Sperledter Rücken als R-Moräne ansahen. Nun bilden aber beide einen stratigraphisch, wie morphologisch einheitlichen, schön geschlossenen Bogen, aus dem überall der über die Ht ausstreichende JD hervorgeht, so daß man den ganzen Endmoränenwall als mindeleiszeitlich ansehen muß. Die Göttingersche Grenze zwischen den M- und den R-Moränen bei Handenberg ist willkürlich, da dort nur ein Erosionstächen vorliegt.

Nach der Einmündung der Straße, die von Handenberg herunter kommt, zieht eine Zone von JD beiderseits der Straße vorbei, womit das den Mindelkomplex durchbrechende Engtal endet. Nun verläuft die Straße in einem Nt-tal, das in die Ht eingeschnitten ist. Diese ist eigentlich der Schuttkegel, der um die Ausmündung des Handenberger Durchbruchstales aufgeschüttet wurde (L. Weinberger, 1950, S. 183, Fig. 1). Dieser beweist anschaulich, daß die Ht nicht hervorgeht aus den hohen Altmoränen des Adenberg-Sperledter Rückens.

Mit der Einfahrt in das Enknach (= Engelbach) - tal setzt wieder die Zweistufung der Nt ein. Die Nt₁ ist stark zerschnitten worden und stellenweise, so s. Neukirchen/Enknach, nur mehr als Terrasseninseln erhalten geblieben. N. Neukirchen verliert sich die Zweistufung immer mehr und die 2 Nt bilden dann die einheitliche Hauptniederterrasse. Nö. Neukirchen und besonders am Nordrand der Schwander Ht-Platte wird die Ht von einer schmalen Zwischenterrasse umsäumt, die in ihrer Höhe zwischen Nt und Ht liegt und möglicherweise mit dem W I-Stadium in Ver-

bindung zu bringen ist. Jedenfalls steht sie in keinem Zusammenhang mit den 2 R-Wällen und auch nicht mit dem äußeren und mittleren W-Wall.

Die Rohölgewinnungs-AG. brachte längs des Enknachtals eine Reihe von Bohrungen nieder. Aus diesen geht hervor, daß die Mächtigkeit der Nt flußaufwärts ständig abnimmt (Pischelsdorf 30 m, Wagenham 20 m, Höring 12 m), flußab aber zunimmt (Einmündung des Handenberger Gießgrabens 29 m, Neukirchen 39.5 m, Lachforst um 30 m).

Nach der Überquerung der weiten Fläche der Haupt-Nt, auf der der Lachforst liegt, führt die Straße über einen schmalen Streifen der Ht, der in der Fortsetzung des Siedelberges liegt und damit vor der Erosion durch die von S kommenden Mattigschmelzwässer geschützt war. Dann öffnet sich der Blick über das breite Mattigtal zu den altpleistozänen Schotterterrassen ö. des Mattigtales und zur pliozänen Schotterplatte des Kobernaußeraldes. Die Nt des unteren Mattigtales ist zweigestuft (Nt₁ 393—406 m, Nt₂ 391 m), wie man bei Burgkirchen feststellen kann. Die Zerschneidung erfolgte durch rückschreitende Erosion vom Inn her und verliert sich gegen Mauerkirchen, steht somit in keinem Zusammenhang mit den Moränen.

O. St. Georgen/Mattig zieht parallel zum Inn ein Streifen der Ht (406—408 m). Sie ist mit Lößlehm bedeckt, der bis zu 8 m mächtig wird und stellenweise Kuppen, die als Lößdünen angesehen werden können, bildet (Bergfeld). Ein Aufschluß an der Straße auf das Bergfeld bietet folgendes Bild (vgl. auch L. Weinberger, 1953, S. 233, 240/41):

Bergfeld, ö. St. Georgen/Mattig, Seehöhe etwa 405 m, WSW-Hang, auf Hochterrasse	
0,00—0,20 A	Rezenter Boden; A-Horizont: stark schluffiger Lehm, stark krümelnd, locker gelagert, mit HCl nicht aufbrausend, Lößgefüge, biologisch tätig. Farbe: 10 YR 3/2.
0,20—0,50 A (B)	schwach humoser bis schwächst humoser, schluffiger Lehm, bei leichtem Druck krümelig auftretend; schwach grobplattige Struktur, Lößgefüge, mit HCl nicht aufbrausend, biologisch tätig. Farbe: 10 YR 4/3,5
0,50—0,80 B (g)	schwach bis mittel lockere Struktur, bei leichtem Druck feinblockig aufbrechend; an Aggregatflächen deutlich dunkle Bestege; stark schluffiger Lehm, nicht aufbrausend; vereinzelt stecknadelgroße Konkretionen, vereinzelt Kiesel, noch von Regenwürmern belebt. Farbe: 10 YR 4/4.
I 0,80—1,40 C (1)	stark lehmiger Schluff, Lößstruktur, schwache Konkretionen, ganz schwache Rost- und Gleyflecken, schwach grobblockig aufbrechend, an Aggregatflächen dunkle Bestege wie B, nicht aufbrausend. Farbe: 10 YR 5/4.
II 1,40—1,60 C (2)	Lößgefüge erkennbar, lehmiger Schluff, gleyfleckig, vereinzelt nadelstichartige Konkretionen. Mischfarbe 10 YR 5/4. Übergehend in
III 1,60—1,95	Fließerde, gleyfleckig, streifig gelagert, nicht aufbrausend, schwach lehmiger Schluff. Mischfarbe 10 YR 5/3
IV 1,95—3,00	stark gleyiger, schwach lehmiger Schluff; Lößschnecken, feinschichtig gelagert, durchgehend stark kalkhaltig. Mischfarbe 5 YR 5/3
V 3,00—3,60	wie oberhalb. Schwächst lehmiger Schluff, intensivere Rost- und Reduktionsfarben, schwächer aufbrausend, sehr schlechtes Lößgefüge, dünnplattige Struktur.
VI 3,60—4,00	dünnblättrige Struktur, sehr schlechtes Gefüge

- VII 3,60—4,50 etwas dunklerer, vergleyter Löß, schwach plattige Struktur.
Farbe: 2,5 Y 5/4.
Ganz allmählicher Übergang in:
Lehmigen Schluff. Oben fein, unten gröber schichtig gelagert;
scharfkantige grobblockige Struktur; vereinzelt nur mm-große
Konkretionen, kalkfrei.
Farbe: 2,5 X 5/4
- VIII 4,50—5,70 Fließerde, grobplattig, immer gröber werdend.
Allmählicher Übergang in:
schwach kiesigen Solifluktionsschutt, schluffigen Lehm, kalkfrei.
Farbe: 10 YR 4,5/3
- X 6,20—
Verwitterungszone im Ht-Schotter in kräftiger Lehmpacking,
dichter gelagert, schwache Vergleyung, kalkfrei.
Farbe: 7,5 YR 4/4.

Der hier sicher würmzeitliche Löß zeigt eine mehrfache Gliederung. Der Ausdeutung soll nicht vorgegriffen werden. Es muß aber bemerkt werden, daß das Profil nicht vollständig ist, da im Hangenden eine Lößschichte fehlt, wie die anderen Lößaufschlüsse auf der Ht in der Altheimer Gegend und auch bei Mauerkirchen bezeugen.

Beachtenswert ist auch die Zerschneidung der Ht zu autochthonen Tälern (Mulden, Schleppen- und Kastentäler) und Randkerben, an denen sich Schuttkegel ansetzen, die sich auf die Nt ausbreiten. Die Talbildungsvorgänge scheinen sich daher bis ins Spätglazial fortgesetzt zu haben.

Ö. der Kreuzung von Straße und Bahn steigt über der Ht der JD (427 m) an, dessen Abfall flacher ist als der der Ht und der außerdem stärker zertalt ist. Er bildet beiderseits der Mattig einen schmalen Saum, den ehemaligen Mündungstrichter der Mattig darstellend. Aufschlüsse längs der Straße gegen Mauerkirchen geben Einblick in den Aufbau des JD. Er ist in wechselnder Stärke konglomeriert und besteht hier durchschnittlich aus 27% Sedimenten und 73% Kristallin + Quarzen. Die Lößdecke ist an den Hängen zum Teil abgetragen, darunter liegt Frostschutt. Die Verwitterung greift von oben ca. 3 m taschenförmig ein. Die Ansätze zu den Geologischen Orgeln sind derzeit zerstört. Bezüglich der Ergebnisse der Schotteranalysen (Geschiebezählung, Einregelung, Morphometrie) muß auf L. Weinberger, 1953, S. 234/36, verwiesen werden.

Auf dem JD liegen die Lößaufschlüsse der Ziegeleien Bösch und Raschofer (vgl. L. Weinberger, 1953, S. 241/48, hier auch Abbildungen):

Ziegelei Bösch, nördlich Mauerkirchen, auf Jüngerem Deckenschotter, Seehöhe ca. 425 m.

- I 0,00—0,20 Humoser, krümeliger, schluffiger Lehm, mit HCl nicht aufbrausend
A
- II 0,20—0,40 schwach humoser, stark schluffiger Lehm, in scharfkantige, blockige Aggregate aufbrechend, nicht aufbrausend.
A (B)
Farbe: 10 YR 4/3,5 (in feuchtem Zustand)
- III 0,40—0,80 lehmiger Schluff, Lößgefüge erkennbar, kleine Konkretionen, nicht aufbrausend, etwas dichter, bei starkem Druck undeutlich blockig aufbrechend.
B
Farbe: 10 YR 2,5, YR 5/4
- IV 0,80—1,20 lehmiger bis schwach lehmiger Schluff, schwache Konkretionen, nicht aufbrausend.
Farbe: 10 YR 5/4
- V 1,20—1,30 Übergangshorizont, schwach plattige Struktur; schwache, schwarze Konkretionen (Fließerde!).
Farbe: YR 5/5

- VI 1,30—1,90 schichtig, kleine Konkretionen, undeutlich blockig bis krümelig, leicht gleyfleckig.
Farbe: 10 YR 4/4.
- VII 1,90—8,00 stark plattiger Schluff, stärker vergleyst; nach unten hin etwas grobblockiger und stärker vergleyst, Manganbesteige.
Farbe: YR 4,5/4 (Mischfarbe)
- VIII 8,00—9,50 marmorierter Gleyboden.

Mit den Aufschlußverhältnissen wechselt auch das Bild. Jedenfalls zeigt sich eine reiche Gliederung, deren Deutung durch die starke Solifluktion erschwert ist und altersmäßig nicht so sicher ist wie auf der Ht.

Die Ziegelei Raschhofer bietet ein ähnliches Bild, nur sind dort die Aufschlußverhältnisse nicht so günstig.

Nach S anschließend folgt mit einem flacheren ($3-4^\circ$) Anstieg der AD (444—458 m), der in einem 7 km langen Rücken sich bis zu einem neuerlichen Anstieg des präglünzeitlichen Eichwaldschotter nach S erstreckt. Knapp über der Straße s. Mauerkirchen steht der Untergrund (Kohlenserie-schotter) an, der sich bis St. Florian nach S erstreckt und die dortigen Quellteiche staut. Der AD besteht zu 37% aus Sedimenten und 63% aus Kristallin + Quarzen. Morphometrisch ist bemerkenswert, daß er gegenüber dem JD seine Indizes zu kleineren Werten verschoben zeigt (L. Weinberger, 1953, Abb. 3), was gut mit seinem kürzeren Transportweg (von der Siedelbergmoräne her) übereinstimmt. Die Verwitterung des AD ist erheblich weiter fortgeschritten. Zuerst liegt eine ca. 3 m mächtige dunkelrotbraune Verwitterungsschicht, die aber am Hang sicher reduziert erscheint. Von dieser greifen tiefe und breite Verwitterungstrichter nach unten, an denen die Geologischen Orgeln ansetzen. Die Verwitterung greift aber partienweise auch erheblich (10 m) tiefer, zwischen denen wieder frischere Partien lagern. Das kalkige Zwischenmittel des Konglomerates ist meistens fester als die mürberen Gerölle. Dieser „Alte Verwitterungstyp“ unterscheidet den AD deutlich vom JD.

Auf dem AD liegen die Lehmaufschlüsse von Sonnleithen (L. Weinberger, 1953, S. 248—252). Die Lößlehme und fossilen Böden sind dort noch stärker verflossen und kryoturbar beeinflusst (Würge- und Wickelböden). Andernorts finden sich Eiskeile und Stiche ohne Diaklase.

Den noch höheren Stufen des Kobernaußeraldes fehlt eine geschlossene Lößdecke, denn die Regionen ab 530 m gehören der „Frostschuttstufe“ (J. Büdel, 1949, 1951) an.

Die Straße überquert wieder die Nt des Mattigtals, die hier keine Stufen zeigt und verläuft längs des Siedelberges nach S. Der Siedelberg besteht an der Mattigtalseite aus AD, der n. Uttendorf prachttvolle Geologische Orgeln zeigt. Sie bildeten sich aus den von oben kommenden Verwitterungstrichtern, wozu aber an den Hangaufschlüssen die Ausräumung von unten kommt, welche erst die Röhren freilegt. Hiefür sprechen die Nachsturzkegel unter den Röhren und nach oben blind endigende Orgeln (L. Weinberger, 1938).

In der Umgebung von Mattighofen bietet die Nt das Bild einer „Fontanili-Zone“ (C. Troll, 1937, S. 270). Der Markt Mattighofen liegt in Schutzlage auf einem Sporn der Ht. Die Nt gabelt sich hier in das obere Mattigtal, das über Pfaffstätt zurückreicht zu den W-Moränen des Trumerseebeckens, und in das Scheiter- oder Schwemmbachtal, das über Munderfing

hinaufzieht zu den Moränen des Wallersee- und Irrseebeckens. Bei M u n d e r f i n g nähern wir uns den pliozänen Quarzschottern des Kobernaufewaldes und sehen an Aufschlüssen neben der Straße die Schotter und Tone der Kohlenserie mit dünnen Kohlenflözen. Die Kohlenserie begleitet uns bis F r i e d b u r g, wie das durchnäßte Rutschgelände aussagt. An den Ausgängen der autochthonen Täler des Kobernaufewaldes bauen sich Schuttkegel auf die Nt vor.

Bei Friedburg verlassen wir das Schwemmbachtal, das als peripheres Tal zwischen den M-Moränen des Krenwaldes und dem Kobernaufewald glazigen angelegt wurde, später jedoch als autochthones Tal fungierte. Es geht über eine Ht an den M-Endmoränen des Krenwaldes vorbei, die jenseits des L e n g a u e r T r o c k e n t a l e s s. Lengau ihre Fortsetzung finden. Die Moräne zeigt in einem Aufschluß bei Köpfstätt schöne Schuppenstruktur mit Lagen eines gelben Sandes. Eine Verknüpfung der Ht mit den Moränen von Lengau besteht nicht, diese ziehen vielmehr weiter bis n. Steindorf. Die Nt zeigt nunmehr wieder eine Zerteilung, die aber nichts zu tun hat mit der Stufung im Unterlauf. Hier im Oberlauf läßt sich diese verfolgen bis zum Bahnhof Neumarkt-Köstendorf, wo sich zwar die Nt₁ bis zu den Jungmoränenwällen verfolgen läßt, nicht jedoch die Nt₂, die in einem Schotterfeld in Richtung des Wallersees endigt und daher mit dem spätglazialen Auslaufen des Wallersees in Verbindung gebracht wurde (L. Weinberger in Del Negro, 1950, S. 29).

Damit nehmen wir Abschied vom Salzachgletscher und kommen in den Bereich des Traungletschers, und zwar des Irrsee-Zweigletschers. Deswegen gebelt sich bei S t r a ß w a l c h e n die Nt in einen Arm, der vom Wallersee kommt, und einen südwärts zum Irrsee ziehenden. Die Nt ist hier wasserlos, alle Zuflüsse versiegen.

Die Ht ö. der Straße wurzelt in 2 R-Wällen, wie besonders von der Bahn aus schön zu sehen ist. Aus der nördlicheren R-Endmoräne wurzelt bei W i m p a s s i n g eine Ht, aus der s. Straßwalchen liegenden R-Moräne ebenfalls eine Ht. Letztere zieht n. Straßwalchen neben der Straße noch am Hang etwas dahin, den R₁-Wall dabei ausschneidend, läuft jedoch sogleich in dessen Ht aus, somit eine einheitliche Ht bildend. Ö. Straßwalchen steigt die Straße an und verläuft in der peripheren Talung zwischen den beiden R-Wällen, steigt dann bei Pfenninglanden auf den äußeren (R₁)-Wall hinauf. Von W a t z l b e r g aus bietet sich ein schöner Blick in das Irrseebecken. Im Vordergrund die von den R-Wällen umsäumte R-Grundmoränenlandschaft, die im S von den Jungmoränenwällen abgegrenzt wird und hinter denen die Flyschkuppen herüberschauen, zwischen denen die M-Moränenreste liegen. Ab der salzburgisch-österreichischen Grenze biegen sich die R-Wälle nach S zum Koglerberg um. Wir fahren über einen ausgedehnten Übergangskegel (Mühlham 557 m) hinunter zur Ht (547—550 m). Diese wurde mehrfach von Nt-Strängen zerschnitten.

Im N begleitet uns der M-Endmoränenwall, den wir w. F r a n k e n m a r k t (Schwertfern) queren. Bei Frankenmarkt führt die Straße auf diesen hinauf. Dieser Teil gehört jedoch bereits dem Attersee-Zweigletscher an. S der Bahn breitet sich die Ht-fläche des Haidewaldes aus, unter der längs der Bahn M-Grundmoräne angeschnitten ist. Entlang der Straße steht geschichtete Nagelfluh und darunter M-Moräne mit Geologischen Orgeln an. In tieferen Lagen steht eine feinkörnige Nagelfluh an, die G. Göttinger (1936,

S. 115) als aufgearbeiteten tertiären Quarzschotter anspricht.

Bei Mösendorf ragt über die Ht und die s. anschließende breitwellige R-Moräne von Walchen und Reichenthalheim die M-Moräne empor (P. 560 m). Der Straßenbau bot 1935 Einblick in die M-Grundmoräne mit großen erratischen Blöcken u. a. einen (günzeitlichen) Nagelfluhblock (G. Götzing, 1935, 1936). C. Troll (1936, S. 263) beschrieb von hier eine Deckschicht von Fylschschutt, die wohl als Solifluktsstrom oder Mure auf den die Fylschzone querenden Gletscher niederging und dann verfrachtet wurde. (Das gleiche fand C. Troll am Wolfgangstein bei Kremsmünster und ich auf der M-Moräne von Kranzing bei Lochen.)

Nach einem von Ht-Leisten umsäumten Abstieg in die Nt des Bahnhofes Vöcklamarkt, wo unter M-Moränen Vorstoßschotter liegen, führt die Straße wieder auf die M-Moräne hinauf, deren Wall beim Höheberg eine auffallende Kerbe bildet, die durch den Fylschnunatak des Buchberges bei St. Georgen bedingt ist, wie bereits ausgeführt wurde. Die breitrückigen, massigen M-Moränen stehen in scharfem Gegensatz zu den schmälere, zarteren R-Moränen. S. der Straße sieht man die R-Moränen des Attersee-Gletschers mit ihren flachen Übergangskegeln (z. B. Gampern) und der anschließenden Ht, die den M-Endmoränen peripher entlang zieht und längs der Dürren Ager durchbricht.

Laut den Bohrprotokollen beträgt die Mächtigkeit der pleistozänen Ablagerungen auf der Linie Redl—Reichenthalheim: Nt des Vöcklatales 8-5 bis 10-5 m, der M-Moräne 49—62 m, der R-Ablagerungen > 24 m.

Bei Koberg—Bergham übersteigt die Straße den M-Wall und führt hinunter in die Nt der vom Attersee kommenden Ager, deren Tal wir bei Timelkam erreichen.

Karten:

Topographische Karten:

Neue österreichische Karten 1:25.000: Blätter 63/1/2 (Salzburg); Blätter 64/1/2 (Straßwalchen); Blätter 66/1/2 (Gmunden).

Alte Landesaufnahme 1:25.000: 4749/2/4 (Ostermiething); 4750/1/2/3/4 (Ranshofen, Mauerkirchen, Feldkirchen, Mattighofen); 4650/3/4 (Braunau, Altheim); 4751/3/4 (Frankenburg, Vöcklabruck).

Osterreichische Karte 1:50.000: 63 (Salzburg); 64 (Straßwalchen); 65 (Attersee); 66 (Gmunden).

Geologische Karten 1:75.000: Z. 14, Kol. VIII (Salzburg von Fugger; Neubearbeitung von G. Götzing, im Erscheinen); Z. 13, Kol. VIII (Mattighofen von G. Götzing); Z. 13, Kol. VII (Tittmoning von G. Götzing); Z. 14, Kol. IX (Gmunden—Schafberg von O. Abel).

Literaturauswahl.

Aberer, F. und Braumüller, E.: Die miozäne Molasse am Alpennordrand im Oichten- und Mattigtal nördlich Salzburg. — Jb. Geol. B.-A., 92, 1947.

Aigner, D.: Die geographischen und geologischen Verhältnisse in der Umgebung von Lauffen. — Das Salzfaß, Lauffen 1928.

Brückner, E.: Die Vergletscherung des Salzachgebietes. — Pencks Geogr. Abh. I, 1, 1886.

Büdel, J.: Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet. — Geol. Rundschau 1944 (Klimaheft 1).

Büdel, J.: Die räumliche und zeitliche Gliederung des Eiszeitklimas. — Naturwiss., 36, 1949.

Büdel, J.: Die Klimaphasen der Würmeiszeit. — Naturwiss., 37, 1950.

- Bürgl, H.: Zur Stratigraphie und Tektonik des oberösterreichischen Schliers. — Verh. Geol. B.-A., 1946.
- Bürgl, H.: Der Untergrund der Molasse im bayerisch-österreichischen Grenzgebiet. — Jb. Geol. B.-A., 93, 1949.
- Del-Negro, W.: Beobachtungen in der Flyschzone und am Kalkalpenrand zwischen Kampenwand und Traunsee. — Verh. Geol. B.-A., 1933.
- Del-Negro, W.: Geologie von Salzburg. — Innsbruck 1950.
- Ebers, E.: Über erloschene Seen im Salzachgletscher-Gebiet. — Mitt. Geogr. Ges. München, 25, 1932.
- Ebers, E. und Weinberger, L.: Die Periglazial-Erscheinungen im Bereich und Vorfeld des eiszeitlichen Salzach-Vorlandgletschers im nördlichen Alpenvorland. — Göttinger Geogr. Abh., 15, 1954.
- Ebers, E.: Hauptwürm, Spätwürm, Frühwürm und die Frage der älteren Würmschotter. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 6, 1955 (Konnte nicht mehr benützt werden).
- Forster, A. E. in Penck-Richter: Glazialexkursion in die Ostalpen. — Führer für den Internat. Geologenkongreß, 12, Wien 1903.
- Gams, H.: Das Ihmer Moos. — Jb. O.-Ö. Musealverein, Linz 1947.
- Gams, H.: Die relative und absolute Chronologie des Quartärs. — Geol. Bavarica, 19, 1953.
- Gams, H.: Neue Beiträge zur Vegetations- und Klimageschichte der nord- und mitteleuropäischen Interglaziale. — Experientia X/9, 1954.
- Göttinger, G.: Aufnahmsberichte. — Verh. Geol. B.-A., 1917—1939.
- Göttinger, G.: Zur nacheiszeitlichen Talbildung der Salzach und des Inn oberhalb Braunau. — Braunauer Heimatkunde, 1925.
- Göttinger, G.: Ein geologisches Naturdenkmal in der Mündelmoräne an der Bundesstraße bei Frankenmarkt, O.-Ö. — Verh. Geol. B.-A., 1935.
- Göttinger, G.: Führer für die Quartärexkursionen in Osterreich. Bd. 1, Wien 1936.
- Göttinger, G.: Neue bemerkenswerte Zeugen und Naturdenkmale der Eiszeit im Berchtesgadner-, Saalach-, Salzach- und Traungletschergebiet. — Ber. d. R.-A. f. Bodenf., 1942.
- Göttinger, G.: Zur Morphologie der Salzburger Flyschberge. — Geogr. Studien. Sölich-Festschrift, Wien 1951.
- Graul, H.: Untersuchungen über Abtragung und Aufschüttung im Gebiet des unteren Inn und Hausruok. — Mitt. Geogr. Ges. München, 30, 1937.
- Grill, R. und Schaffer, F. X.: Die Molassezone. In Schaffer, Geologie von Österreich, 2. Aufl., Wien 1951.
- Kleibelsberg, R. v.: Die Tiefe der Alpentäler. — Die Alpen, 1949, und Almanach der Österr. Akademie der Wiss., 102, 1952.
- Knauer, J.: Die Ablagerungen der älteren Würm-Eiszeit (Vorrückungsphase) im süddeutschen und norddeutschen Vereisungsgebiet. — Abh. Geol. Landesuntersuch. Bayer. Oberbergamt, 21, 1935.
- Kraus, E.: Über den Flysch und den Kalkalpenbau von Oberdonau. — Jb. Ver. f. Landeskd., Linz 1944.
- Lürzer, E.: Das Spätglazial im Egelseegebiet. — Z. f. Gletscherkde. u. Glazialgeol., 3, 1954.
- Penck, A.: Die Vergletscherung der deutschen Alpen. — Leipzig 1881.
- Penck, A. und Brückner, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. — Leipzig 1901—1909.
- Penck, A. und Richter, E.: Glazialexkursion in die Ostalpen. Führer f. d. Internat. Geologenkongreß. — Wien 1903.
- Penck, A.): Die Höttinger Breccie und die Inntalerrasse nördlich Innsbruck. — Abh. Akad. Wiss., Berlin 1920.
- Poser, H.: Boden- und Klimaverhältnisse in Mitteleuropa während der Würmeiszeit. — Erdkunde, 2, 1948.
- Poser, H. und Müller, T.: Studien an den asymmetrischen Tälern des Niederbayerischen Hügellandes. — Akad. d. Wiss., Göttingen, 1951.
- Reich, H.: Senkung des bayerischen Alpenraumes. — Naturwiss. Rundschau, 8, 1955.
- Richter, M. und Müller-Deile, G.: Zur Geologie der östlichen Flyschzone zwischen Bergen und der Enns. — Z. deutsch. geol. Ges., 1940.
- Seefeldner, E.: Salzburg, Alpen und Vorland. — Sammlg. geogr. Führer, 3, Berlin 1929.
- Seefeldner, E.: Hausruok und Alpen. — Z. d. Ges. f. Erdkde. Berlin, 1935.

- Seefeldner, E.: Entstehung und Alter der Salzburger Ebene. — Mitt. Ges. f. Salzburger Landeskde., 94, 1954.
- Simon, L.: Kleine Beobachtungen am Laufen-Schotter des Salzachgletschers. — Abh. geol. Landesuntersuchung, München, 18, 1925.
- Staub, R.: Prinzipielles zur Entstehung der alpinen Randseen. — Ecl. Geol. Helv., 31, 1938.
- Stummer, E.: Die interglazialen Seen von Salzburg. — Verh. Geol. B.-A., 1936.
- Stummer, E.: Der Aufbau des Salzburger Zungenbeckens. — Mitt. Ges. f. Salzburger Landeskde., 86/87, 1947.
- Thenius, E.: Die Säugetierreste aus dem Jungtertiär des Hausrucks und Kobernaufserwaldes und die Altersstellung der Fundschichten. — Jb. Geol. B.-A., 95, 1952.
- Traub, F.: Beitrag zur Kenntnis der miozänen Meeresmolasse ostwärts Laufen/Salzach... Neues Jb. f. Min. usw., B, 1945—48.
- Traub, F.: Quartärgeologische Beobachtungen zwischen Alz und Salzach. — Geol. Bavarica, 19, 1953.
- Traub, F.: Die Schuppenzone im Helvetikum von St. Pankraz am Haunsberg, nördlich von Salzburg. — Geologica Bavarica, 15, 1953.
- Troll, C.: Die Rückzugsstadien der Würmeiszeit im nördlichen Vorland der Alpen. — Mitt. Geogr. Ges. München, 18, 1925.
- Troll, C.: Die jungglazialen Schotterfluren im Umkreis der deutschen Alpen. — Forschg. zur deutsch. Landes- u. Volkskde., 24, 1926.
- Troll, C.: Die Große INQUA-Exkursion durch die Ostalpen, 1: Wien—Salzburg. — Z. f. Gletscherkde., 25, 1937.
- Troll, C.: Der subnivale oder periglaziale Zyklus der Denudation. Erdkde., 2, 1948.
- Weinberger, L.: Der geologische Bau des oberen Innviertels. — Mitt. f. Erdkde., 7, 1938.
- Weinberger, L.: Gliederung der Altmoränen des Salzach-Gletschers östlich der Salzach. — Z. f. Gletscherkde. u. Glazialgeol., 1, 1950.
- Weinberger, L.: Neuere Anschauungen über den Salzach-Vorlandgletscher. — Mitt. naturwiss. Arbeitsgemeinschaft, Salzburg, 2, 1951.
- Weinberger, L.: Ein Rinnensystem im Gebiet des Salzach-Gletschers. — Z. f. Gletscherkunde u. Glazialgeol., 2, 1952.
- Weinberger, L.: Über glazifluviale Schotter bei Mauerkirchen und deren Löße. Geol. Bavarica, 19, 1953.
- Weinberger, L.: Die Periglazialerscheinungen im österreichischen Teil des eiszeitlichen Salzach-Vorlandgletschers. — Göttinger Geogr. Abh., 15, 1954.
- Weinberger, L.: Überblick über die Eiszeit im Lande Salzburg und in den angrenzenden Teilen Oberösterreichs. — Salzburger Heimatatlas (im Erscheinen).

Die Exkursion zwischen Vöcklabruck und Lambach

Hiezu Tafel III, Glazialgeologisch-morphologische Übersichtskarte des Gebietes Vöcklabruck—Linz—Enns

Von S. Prey

Bemerkung: Das Gebiet berührende geologische Kartenblätter 1:75.000 : 4851 (Gmunden—Schafberg), 4852 (Kirchdorf), 4752 (Wels—Kremsmünster), 4753 (Enns—Steyr), 4652 (Linz—Eferding).

Originalbeiträge einzelner Autoren zur Karte:

Gebiet der Ager zwischen Attnang und Lambach und das Traungebiet oberhalb Lambach von S. Prey (nach Kartierungen oder Übersichtsbegehungen); Trauntal zwischen Lambach und Horsching von R. Grill; Traun—Ennsplatte südlich Wels und Gebiet Linz—Enns von H. Kohl; Teilentwürfe an verschiedenen Stellen von J. Fink.

Gebiet Attersee—Vöcklabruck ergänzt nach Unterlagen.

Weitere benützte Unterlagen: G. Götzinger, Führer für die Quartärexkursionen in Österreich, Wien 1936; J. Röhrhofer, Die eiszeitlichen Ablagerungen im Alpenvorland zwischen der Traun und der Enns. — Mitt. f. Erdkunde, Linz 1938 (Traun—Ennsplatte); H. Graul, Untersuchungen über Abtragung und Aufschüttung im Gebiet des unteren Inn und des Hausruck. — Mitt. d. Geogr. Ges., München, Bd. XXX, 1937 (Gebiet N Vöcklabruck—Attnang).

Der Exkursionsweg

Südöstlich von Vöcklabruck vereinigen sich die Flüsse Vöckla und Ager. Die Ager kommt aus dem Attersee, in dessen Becken in den Eiszeiten Zungen des Traungletschers gelegen waren.

Den Rahmen des Agertales unterhalb von Vöcklabruck bilden im Süden hauptsächlich ältere eiszeitliche Ablagerungen. Im Gebiete von Oberegg und des Regauer Waldes sind es Moränen und Schotter der Mindel-eiszeit, ostwärts anschließend von Rutzenmoos bis zur Aurach bei Wankham und weiter von Sicking bis zum Ende des die Täler der Ager und Traun trennenden Riedels bei Eglau rißeiszeitliche Schotter (Hochterrassen).

Der Rahmen des Agertales im Norden ist ein aus miozänen Schichten aufgebautes Tertiärhügelland, auf dessen Kuppen Erosionsreste höher gelegener älterer Schotterdecken vorkommen. An den Hängen Sand- und Schliergruben (Sande und Tonmergel des Helvets). Der höchste Teil dieses Hügellandes wird von der pliozänen Schotterdecke des Hausruck gebildet, die einem kohlenführenden Schichtkomplex aufruht (Obere Süßwassermolasse). Die höchste Erhebung ist der Göbelsberg (800 m). Am Talrand, vor allem unterhalb Schwanenstadt, liegen Hochterrassen.

Die Füllung des Agertales besteht vor allem aus würmeiszeitlichen Schottern.

Aus dem Gebiet der mehrfach gestaffelten Niederterrassenfluren bei Vöcklabruck führt die Straße über einen von Schottern verbauten sanften Sattel in das Tal des Kollaichbaches, das auf der Niederterrasse bei Attnang ausmündet. Von Puchheim bis Schwanenstadt sind links der Ager breite Niederterrassenfluren erhalten, während rechts der Fluß bis südlich Schwanenstadt Hochterrassen unterschritten hat. Bei Attnang umschließen die Niederterrassen eine auffällige schmale Insel von Hochterrassenschottern (rechts der Bundesstraße). Der Redl- oder Röthlbach hat Schwemmaterial auf der Niederterrasse ausgebreitet und fließt in zwei Erosionstälern der Ager zu. Der nachwürmeiszeitliche Erosionseinschnitt reicht ca. 2 km taleinwärts. Auch bei Schwanenstadt haben die Bäche bis 2 km lange Erosionstäler in die Niederterrassen eingetieft. Bei Tuffetsham und Einwarting (links der Straße) kleben am Tertiär kleine Hochterrassenreste.

Ostlich von Schwanenstadt erreicht die Straße in kurzem Anstieg die Fläche der Hochterrasse, das Breitenschützingler Feld. Ihr Schliersockel erhebt sich wenige Meter über die Sohle des Agertales. Die aus dem Tertiärhügelland austretenden Bäche sammeln sich am Nordrand im Schwaigbach. Die Sohle dieses Tales senkt sich allmählich auf Niederterrassenhöhe und weiter in steilerem jüngerem Einschnitt zur Traun bei Lambach. Im Westteil des Ortes Lambach führt die Straße wieder zur Niederterrasse hinab, auf der das Zentrum des Ortes und das Stift gelegen ist.

Bei Schwanenstadt beginnen nun Niederterrassen den südlichen Talrand zu begleiten, während im Norden die Hochterrasse von der Ager unterschritten wird.

Im bisherigen Talabschnitt sind auch niedrigere Fluren in kleinen Resten bisweilen erhalten.

Nordöstlich Eglau enden die Niederterrassen der Ager. Ihre Hauptflur stößt hier mit einer Stufe an die etwa 8 m höher gelegene breite Niederterrassenflur des unteren Trauntales. Die Würmschotter des Trauntales

sind also schwemmkegelartig gegen das Agertal vorgebaut. Die Würmschotter des Agertales unterscheiden sich von denen des Trauntales durch häufigere Quarzgerölle, die zum größeren Teil aus dem Tertiärhügelland stammen dürften.

Der Ausblick von der Terrasse des Stiftes Lambach

Das Stift Lambach liegt auf einem Niederterrassenriedel zwischen der Traun im Süden und dem Schwaigbach im Norden. Unter den Niederterrassenschottern tritt Schlier zutage. Jenseits vom Schwaigbach erhebt sich auf hohem Schliersockel eine Platte von Deckenschotter.

Von der Stiftsterrasse bietet sich ein schöner Ausblick nach Süden über die Traun hinweg auf die Terrassenlandschaft der Traun-Ennsplatte und des SW—NO gerichteten Trauntales. Gleich gegenüber ist der Abfall der Niederterrasse des Langholzes in eine Anzahl von Stufen aufgelöst, die ihre Entstehung jedenfalls der Wechselwirkung der beiden Flüsse Ager und Traun verdanken. Sie vereinigen sich etwa 1 km WSW unseres Aussichtspunktes. Rechts vom Trauntal zieht sich der schmale Hochterrassenriedel zwischen Ager- und Trauntal gegen SW hin, links breiten sich weite Flächen der Deckenschotter. Dahinter erheben sich niedrige Hügelrücken, die Rißmoränen, diejenigen bei Ohlstorf durch die am Berg stehende Kirche weithin bezeichnet (537 m). Dahinter erheben sich über niedrigere bewaldete Flyschvorberge die Kalkalpen. Zwischen dem klotzigen Traunstein (1691 m), dem Wahrzeichen Oberösterreichs, und der langgestreckten Mauer des Höllengebirges (1862 m) ist die Bresche des Traunseebeckens deutlich wahrzunehmen. Ganz im Hintergrund die noch höheren Gipfel des Toten Gebirges (Hoher Priel, 2540 m).

Die Terrassen des Trauntales und ihre Verknüpfung mit den Moränen

Der vorquartäre Untergrund, auf dem die eiszeitlichen Ablagerungen ausgebreitet sind, besteht im Norden aus miozäner Molasse und südlich des bei Reinthal (ONO Ohlstorf) gelegenen Alpenrandes aus Gesteinen der Flyschzone. Bei Ohlstorf sind begrabene Berge von Helvetikum und Flysch vorhanden. Südlich Ohlstorf ragt ein kleiner Flyschberg (555 m) aus den quartären Bildungen.

Auf dieser Unterlage liegen zunächst quarz- und kristallinreiche Nagelfluhbildungen, z. B. östlich Ohlstorf, die ins Günz eingestuft werden können.

Große Flächen sind von Ablagerungen der Mindelzeit bedeckt. Östlich Ohlstorf liegen auf der genannten Nagelfluh Mindelmoränen, die nach Norden in ein etwa dreieckiges Deckenschotterfeld übergehen, das nordwärts bis Desselbrunn reicht (früher fälschlich als Hochterrasse angesprochen). Östlich vom Trauntal breitet sich von Laakirchen nach Norden und Osten die weitläufige Deckenschotterplatte der Traun—Enns-Platte aus. Bei Laakirchen ist Moränenmaterial erkennbar und A. Penck spricht von Moränen östlich Roitham (die Grube ist heute vollkommen verwachsen).

Diesen Moränen und Schottern mit ihren oft mächtigen Verwitterungsdecken und Lehmdecken sind Rißmoränen (Riß I) wallförmig aufgesetzt. Ein solcher Wall zieht überaus deutlich von Preinsdorf (im Aurachtal) über Hafendorf nach Ohlstorf und in scharfem Winkel, gerafft am

Flyschberg (P. 555 m), weiter nach Peiskam. Östlich Ohlstorf liegen die Moränen auf einige Meter tief verwitterten Mindelmoränen. Der Wallkranz setzt sich östlich der Traun bei Stötten fort und zieht im Bogen über Loitersberg—Oilling—Eisengattern nach Rabersberg. Lokale Schmelzwasserrinnen durchbrechen die Moränen und überqueren die vorgelegerten Deckenschotter, und zwar eine bei Hafendorf führt über Desselbrunn nach Norden, eine bei Irrsberg, die über Nathal weiterzieht, und eine dritte beginnt bei Gmös und läßt sich über Lindach, Neydharting und Wimsbach zur Alm verfolgen. Eine weitere Eintiefung zur Würmeiszeit reicht in ihnen nur ein kürzeres Stück taleinwärts.

Weiter innen besteht noch ein zweiter Moränenzug (Riß II) bei Gschwandt und Oberthalham, der rechts der Traun nach Norden in ein Schotterfeld übergeht, das bei Laakirchen spitz zulaufend endet. Weitere Hochterrassenfelder liegen NW Hildprechting, NO Steyrermühl, zwischen Roitham und Wimsbach und im schon oft erwähnten Riedel zwischen Traun und Ager, von Viecht nach NNO.

Im Verhältnis zu den Erosionsleistungen in den früheren Zwischeneiszeiten war die Eintiefung der Täler vor der Würmeiszeit eine bedeutendere. Das unmittelbar vor der Würmvereisung erodierte Trauntal ist durchschnittlich 1—15 km breit und nimmt erst unterhalb Roitham an Breite zu.

Die in diese Talrinnen eingeschütteten Würmschotter gehen bekanntlich von Moränen aus, die um das nördliche Ende des Traunsees hauptsächlich zwei Wallzüge bilden. Ein dritter, sehr sanfter Wall scheint sich im See bei Schloß Ort und von hier nach SSW ziehend abzuzeichnen. G. Götzing (1936) hat die Moränen eingehend dargestellt.

Durch diese Wälle bahnten sich die Gletscherwässer an verschiedenen Stellen Wege nach außen. Einer dieser Bäche schuf das Tal, das knapp nördlich Altmünster in einer Höhe von ca. 495 m beginnt und das die Bahn benützt. Es mündet auf die breite Terrassenfläche von Straßmörtel. Bei wenig über 480 m Seehöhe beginnt das südlicher gelegene Trockental der Satorianlagen, das als schmale Terrassenleiste bis an die Traun westlich Marienbrücke verfolgt werden kann. Diese Terrasse wird steil unterschritten durch ein drittes Tal, das westlich vom Kogl die Moränen bei knapp 460 m Höhe durchbricht — die elektrische Bahn zum Bahnhof benützt diese Bresche — und auch gleichsohlig mit der Bresche zwischen Kogl und Kalvarienberg verbunden ist. Bei Punkt 462 m NNW Kalvarienberg scheint ein Rest einer dazwischenliegenden Staffel erhalten zu sein. Den heutigen Traunlauf beim Durchbruch durch die Moränen begleiten schließlich Terrassenreste am Westufer, die etwa 440—445 m hoch gelegen sind. Östlich der Traun zieht am Rande der Moränen das markante Trockental von Engelhof mit dem höchsten Punkt 472 m durch, durch das die Bahn Gmunden—Lambach geführt ist.

Die Täler vom Bahnhof, den Satorianlagen und von Engelhof münden schließlich auf Terrassenflächen, deren Höhen sich untereinander nur unwesentlich unterscheiden, so daß eine getrennte Verfolgung nicht möglich ist, zumal dann noch die Möglichkeit zu berücksichtigen ist, daß solche Flächen wenig verschiedener Höhe etwa als Austufe und Flußbett zusammengehört haben. Am linken Ufer enden sie zunächst bei Kleinreith und setzen nur mehr in spärlichen Resten talabwärts fort: Holzhäuseln, unterhalb der „Grotte“ bei Hildprechting, S Steyrermühl. Am rechten Tal-

rand hingegen zieht sich die aus dem Engelhofer Trockental entspringende Flur bis Laakirchen hin. Die schmale Randleiste, die von der „Sandgasse“ (SO Viecht) bis ca. 1 km SSW Roitham verfolgt werden kann, dürfte ihr entsprechen.

Eine ca. 5—10 m tiefer liegende Terrassenfläche mit gelegentlichen kleinen Abtreppungen scheint der zerstörten Flur von P. 462 m zu entsprechen. Sie findet sich beim Sportplatz SO Theresiental und an der Straße N vom Wasserlosen Bach am linken Traunufer W Oberweis, ferner in einer langgestreckten Flur zwischen Gütelbauer (NW Oberweis) und dem Ostende von Steyermühl, schließlich in der Au (N Steyermühl) bis zum „Sonntagbauernhügel“ an der Bundesstraße.

Dem Tal W Kogl (457 m) zuzuordnen sind Terrassenflächen, die gegenüber Theresiental, am linken Ufer WNW Oberweis, bei Reinthal, in der Hildprechtingerau, im Ort Steyermühl, am linken Ufer NW der Papierfabrik Steyermühl, ferner rechts der Traun längs der Straße etwa von der Traunfallbrücke bis W Roitham und schließlich in zunehmender Breite im Mitterbergholz und Langholz beobachtet werden können. Diese Flur ist durch die Rinnen alter Flußläufe stärker modelliert und ist im unteren Abschnitt des Traunales etwa zwischen Traunfallbrücke und Lambach fast allein die Hauptflur. Hinter der Engstelle bei Steyermühl teilte sich die damalige Traun und umfloß einen höheren Flächenrest oder eine hohe Schotterbank bei Ehrenfeld.

Neben diesen Hauptstufen gibt es öfter noch kleine Abtreppungen. Unterhalb der genannten Fluren sind auch noch eine Anzahl tiefer liegender Terrassenreste erhalten, die nur schmale Leisten in dem fast immer schluchtartigen, steilwandigen Traunale bilden. Die schluchtartige Eintiefung erfolgte jedenfalls, nachdem der Traunsee den Fluß durch Auffangen des Geschiebes entlastet hatte. Immerhin macht der Traun auch heute noch die Überwindung mancher Stufen Schwierigkeiten. So ist die Steilstufe des 12 m hohen Traunfalles erhalten geblieben; hier erodiert das Wasser die Schlierunterlage einer fester konglomerierten Schotterbank, die steil abbricht.

Im Untergrund des vorwürmeiszeitlichen Tales sind tiefere Rinnen nachgewiesen worden. So wird die Schluchtstrecke des Traunfalles im Osten durch eine tiefere Rinne umgangen, die überdies von lockeren Schottern — im alten Stromstrich — erfüllt ist.

Die Würmschotter sind teils unverfestigt, teils durch mehr minder große Mengen eines an der Luft erhärteten lehmig-mergeligen Bindemittels, das aus Gletschertrübe stammt, verkittet. Eben solche verkittete Schotter bilden die Traunfallstufe. Die besser gewaschenen Schotter aus dem Stromstrich lassen sich längs des Laakirchner und Steyermühler Talrandes, dann längs des Westrandes, schließlich die Traun südlich der Traunfallbrücke querend und die Traunfallschlucht östlich umgehend weiter verfolgen.

Soweit Beobachtungen vorliegen, handelt es sich bei den verschiedenen Terrassenfluren nicht um selbständige Schotterkörper, die getrennten größeren Eisvorstößen zuzuschreiben sind, sondern um Erosionsterrassen. Dabei wurden bisweilen auch ältere Schotterkörper mit eingeebnet. Das ist z. B. bei Reinthal der Fall, wo an Quarz- und Kristallingeröllen reiche alteiszeitliche Nagelfluh auf Niederterrassenhöhe eingeebnet worden ist und auch ähnlich W Roitham am linken Traunufer.

In großen Zügen lassen sich also hier etwa drei deutliche Niederterrassen-

stufen unterscheiden, ferner einige spätglaziale Stufen. Für ihre Entstehung sind also offenbar nicht Gletschervorstöße stadialen Ausmaßes sondern eher geringe Schwankungen der Gletscherzunge beim Höchststand der Würmvereisung maßgebend.

Einige wichtigste Schriften.

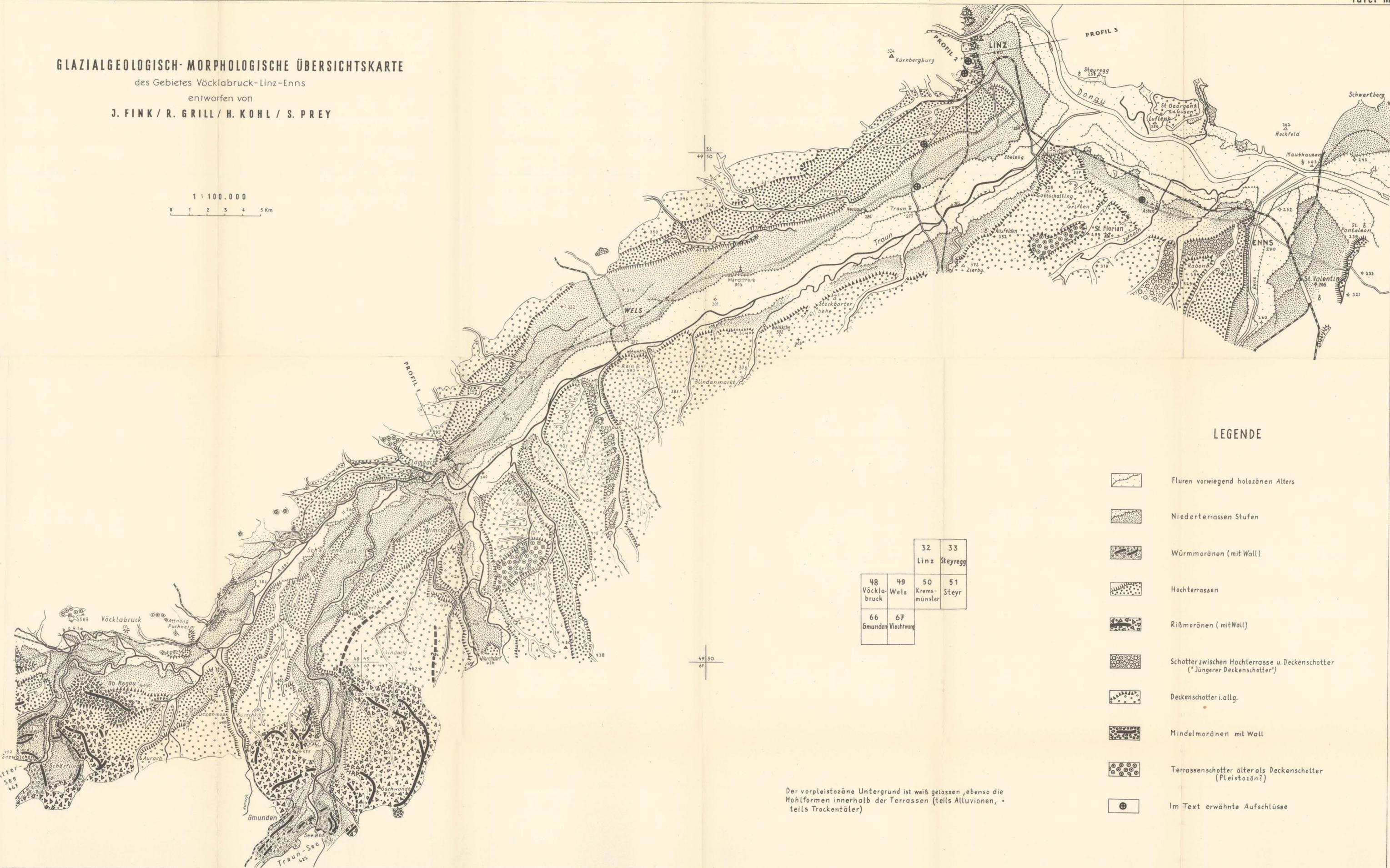
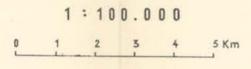
- Göttinger, G.: Führer für die Quartärexkursionen in Österreich. — III. internat. Quartärkonferenz, Wien 1936. — Hier ältere Literatur.
- Graul, H.: Untersuchungen über Abtragung und Aufschüttung im Gebiet des unteren Inn und des Hausruck. — Mitt. d. Geogr. Ges. München, Bd. XXX, 1937.
- Prey, S.: Zur Gliederung der eiszeitlichen Ablagerungen im Trauntal östlich Ohlstorf (Oberösterreich). — Verh. Geol. B.-A., Wien 1947.
- Prey, S.: Geologischer Führer aus Anlaß der Wiederaufbau- u. Hundertjahrfeier der Geol. Bundesanstalt, Wien 1951, Absehn. II/2.
- Rohrhofer, J.: Die eiszeitlichen Ablagerungen im Alpenvorland zwischen der Traun und der Enns. — Mitt. f. Erdkunde, Linz 1938.

GLAZIALGEOLOGISCH-MORPHOLOGISCHE ÜBERSICHTSKARTE

des Gebietes Vöcklabruck-Linz-Enns

entworfen von

J. FINK / R. GRILL / H. KOHL / S. PREY



LEGENDE

- Fluren vorwiegend holozänen Alters
- Niederterrassen Stufen
- Würmmoränen (mit Wall)
- Hochterrassen
- Rißmoränen (mit Wall)
- Schotter zwischen Hochterrasse u. Deckenschotter ('Jüngerer Deckenschotter')
- Deckenschotter i. allg.
- Mindelmoränen mit Wall
- Terrassenschotter älter als Deckenschotter (Pleistozän?)
- Im Text erwähnte Aufschlüsse

		32 Linz	33 Steyregg
48 Vöcklabruck	49 Wels	50 Kremsmünster	51 Steyr
66 Gmunden	67 Viechtwang		

Der vorpleistozäne Untergrund ist weiß gelassen, ebenso die Hohlformen innerhalb der Terrassen (teils Alluvionen, teils Trockentäler)

ABSCHNITT LAMBACH — LINZ — KREMS

Die Exkursion zwischen Lambach und Enns

Mit Tafel III und IV

Von H. Kohl

I. Das Trauntal zwischen Lambach und Linz

a) Der Exkursionsweg

Wir folgen der von Salzburg kommenden Bundesstraße, die von Lambach an annähernd in NE-Richtung über die linksseitigen Niederterrassenflächen durch das untere Trauntal führt, das die Traun-Enns-Platte im SE vom oberösterreich. Tertiärhügelland im NW trennt.

Am westlichen Markteingang fällt die Straße von der Hochterrasse des Breitenschützinger Feldes auf die Niederterrasse (NT) im Markt Lambach ab und weiter, dem Nordabfall des NT-Spornes folgend, der das Stift Lambach trägt, bis zur Talsohle des Schwaiger Baches, der hier zwischen Straße und Bahn der Traun zuströmt. Unmittelbar über dem Bahndamm erhebt sich der breite Deckenschottersporn mit der Kapelle K 407 m. Beim Bahnhof Lambach erreichen wir wieder die Fläche der NT, der „Welser Heide“, und folgen dieser etwa 10 km lang, bis wir kurz vor Wels auf eine niedrigere Stufe herabgelangen, auf der die Stadt Wels liegt. Etwa 3 km unterhalb Wels erreicht die Bundesstraße wieder das Hauptfeld der NT („Welser Heide“). Auf dieser Fläche führt die Straße, nur zweimal, bei Marchtrenk und Neubau, den Rand der Terrasse berührend, bis Linz, wo die beiden NT der Traun und der Donau ineinander übergehen. — Besichtigung eines NT-Aufschlusses bei Neubau oder an der Kremstal-Bundesstraße bei Traun und des Lößaufschlusses am HT-Rand beim Weingartshof an der Kremstal-Bundesstraße. (Vgl. Beilagen 2 und 3, und Tafel IV.) Eine Abkürzungsstraße, die Hanuschstraße, der die Obuslinie St. Martin—Linz folgt, überquert das N-Ende der Traun-Hochterrasse (HT), auf der die Wohnsiedlungen Bindermühl und Spallerhof liegen. Der Großteil der Stadt Linz breitet sich über der Donau-NT aus. Vor der Einfahrt in die Landeshauptstadt bietet sich ein prächtiger Blick auf die massiven Berge des Linzer Waldes. Zwischen dem Kürnberg (524 m) im W und dem Pfenningberg (615 m) im E erheben sich aus dem Hintergrund der in den kristallinen Bereich der Böhmisches Masse vorgeschobenen Linzer Bucht über dem Haselgraben und der Wallfahrtskirche des Pöstlingberges (537 m) die höchsten Gipfel dieser Gruppe, der Lichtenberg (Giselawarte) 926 m und der 955 m hohe Schauer Wald. — In Linz Besichtigung des über Deckenschottern gelegenen Löß-Lehm-Aufschlusses beim Stadion oder der Ziegelei Reisetbauer in der Grabnerstraße. (Vgl. Beilagen 4 und 5, und Tafel IV.)

b) Quartärgeologischer Überblick über das untere Trauntal

Zwischen Lambach und Linz bilden der rezente Talboden der Traun, die NT (oberhalb Wels mit ihren verschiedenen Stufen) und die Reste der HT gewissermaßen einen 4—8 km breiten Gesamttalboden höherer Ordnung. Im Vergleich zur flächenhaften Ausdehnung erscheinen die Stufenunterschiede gering. Im SE wird dieser Talboden durch den 65—80 m hohen Steilrand der größtenteils aus Deckenschottern aufgebauten Traun-Enns-Platte begrenzt, einem Prallhang, an dessen Weiterbildung die in seiner Nähe fließende Traun an einigen Stellen, bei Wels und oberhalb, heute noch beteiligt ist. Im NW schließt an die breit entwickelten Talbodenterrassen, im allgemeinen deutlich abgesetzt, aber flach und unregelmäßig ansteigend, der Rand des Tertiärhügellandes mit noch einigen alteiszeitlichen Terrassenvorlagen an (4, S. 81). Erst unmittelbar vor Linz bilden auf dieser Seite der SE-Abfall des kristallinen Kürnbergspornes (524 m) und die Ausläufer der Gneisrücken des Freinberges und der Turmlinie die Begrenzung des Trauntales.

c) Die Niederterrasse und ihre Schotter

Die unterste als selbständige Aufschotterung erkennbare und gleichzeitig dem tertiären Schlier aufliegende Schotterflur stellt die würmeiszeitliche Niederflur dar, deren Reste uns in der Niederterrasse entgegenreten. Diese setzt linksseitig beim Bahnhof Lambach ein und reicht als geschlossener Streifen bis in das Werksgelände der VOEST bei Linz hinein. Rechtsseitig setzt ein wesentlich schmälere Streifen zwischen Wels und Weißkirchen ein, der sich nach kurzer Unterbrechung an der Kremsausmündung bis Ebelsberg fortsetzt.

Das breitere nördliche NT-Feld ist bekannt unter der Bezeichnung „Welser Heide“, in der die aus dem benachbarten Tertiärhügelland stammenden Bäche (Zeilinger Bach, Grünbach, Perwendter Bach, Heidebach) versiegen (vgl. 13, S. 122, 182) und die wegen der tiefen Lage des Grundwasserspiegels und der geringen Mächtigkeit der Verwitterungsdecke unter der raschen und ständigen Austrocknung leidet (vgl. 9).

Vom NT-Hauptniveau bei Lambach können wir bis zum Fluß herab 5 bis 10 Stufen zählen (vgl. Profil 1 auf Taf. IV). Unterhalb Wels ist im allgemeinen nur eine 5—7 m hohe NT-Stufe vorhanden. Das jeweilige oberste Niveau erweckt bei Lambach südlich der Traun und bei Wels nördlich davon den Anschein, als ob eine Verschneidung mit der nächst tieferen Stufe eintreten würde. Bei Wels spaltet sich der NT-Rand. Der obere Teil weicht vom niedrigeren Rand in NE-Richtung zurück, keilt über der Flur aus und das etwas niedrigere Niveau scheint zur Hauptflur zu werden. Es liegt hier ein trompetentalartiger Abschluß im Sinne Troils vor (14). Bei Lambach vollzieht sich, schon südlich der Traun beginnend, eine rasche Niveauabnahme, die hier mit dem Zusammenmünden von Ager, Alm und Traun erklärt werden kann. Auch die starke Stufung ist eine Lokalerscheinung, die zweifellos damit zusammenhängt. Deutlich kann man gegenüber der Almmündung an den Erosionsterrassen das Zusammenspiel zwischen Traun und Alm herauslesen. Alle diese Lokalstufen verlieren sich sehr schnell in einem Hauptrand der NT. Bei Wels fehlt jedoch die Ausmündung eines entsprechenden Schotterzubringers. Hier ist nur ein bescheidener Richtungswechsel in die ENE-Rich-

tung mit einer entsprechenden Talverbreiterung festzustellen, wodurch vielleicht auch eine Änderung in den Akkumulations- und Erosionsbedingungen eingetreten sein kann, die einerseits eine Stufung, andererseits auch den trompetentalartigen Abschluß nördlich Wels hervorgerufen haben kann. So scheint die NT der Welsler Heide unterhalb Wels der jüngste Teil einer Reihe sich ablösender und sich verschneidender Schwemmkegel zu sein, wie dies bereits Troll angenommen hat (14, 15). In den zahlreichen Schottergruben der Welsler Heide kann man tatsächlich häufig bis zu mehreren Metern Tiefe Diskordanzerscheinungen feststellen (mit Sand ausgekleidete Rinnen, über denen wieder Schotter folgt, oder einfach durch eine Diskordanz getrennte Kreuz- und Horizontalschichtung). Laut Mitteilung Dr. Schadlers wurde in einer dieser Gruben bei Wegscheid 3 m unter der Oberfläche an einer solchen Grenzfläche ein Mammutzahn gefunden.

Bei keiner der Erosionsstufen konnte bisher eine selbständige Aufschotterung nachgewiesen werden. Die Stufen sind auch im tertiären Untergrund nicht abgezeichnet, obwohl sich hier, aber unabhängig von ihnen, eine tiefere Rinne nachweisen läßt, die vom heutigen Traunlauf stellenweise stärker abweicht, besonders zwischen Lambach und Wels, und die ohne Rücksicht auf die Terrassenränder quer über sie hinwegzieht. Diese Rinne muß also schon vor Ablagerung der NT-Schotter im Riß-Würminterglazial entstanden sein. Da auch von den Seitentälern heraus, besonders von Süden her, solche Rinnen in die Hauptrinne ausmünden, haben wir es mit einem fossilen Erosionsrelief zu tun, in das die Würmschotter eingelagert sind.

So ergibt sich, bezogen auf das jeweils höchste NT-Niveau, eine maximale Schottermächtigkeit von etwa 40—45 m bei Lambach, 30 m bei Wels und 15 m bei Kleinmünchen. Die Abnahme der Schottermächtigkeit ist nicht gleichmäßig. Sie vollzieht sich auf der wesentlich kürzeren Strecke Lambach—Wels (12 km) wesentlich rascher als unterhalb Wels (25 km), wodurch ein Gefällsknick bei Wels entsteht, was wiederum mit den oben erwähnten Erscheinungen zusammenhängt.

Die heutige Traun hat sich in diesen Schotterkörper an der Almmündung unterhalb Lambach 25 m, bei Wels 18 m und bei Ebelsberg 8 m eingeschnitten. Es sei hier nur kurz bemerkt, daß durch die Traunregulierung und durch die starke Schotterentnahme aus dem Traunbett bei Ebelsberg eine starke rezente Eintiefung des Flusses stattgefunden hat, die an mehreren Stellen bei Wels bereits zum Einschneiden in den Schlier geführt hat und die dort für die Zeit von 1885 bis 1943 4·55 m betrug (vgl. 13, S. 214).

Es gibt somit weder eine durchlaufende Terrassengliederung, die auf klimatische Schwankungen innerhalb der Würmeiszeit zurückgeführt werden könnte, noch gibt es im Schotterkörper selbst Anhaltspunkte für eine derartige Gliederung, wenn man nicht in den sich ablösenden Schwemmkegeln Anhaltspunkte dafür suchen will.

Bezüglich der Bodenprofile vgl. Profil 1 auf Taf. IV und Beilage 1. Dar- aus geht hervor, daß die Stufen bei Lambach bodenmäßig bis zum Niveau III herab, das ist von 30—18 m über der Traun, kaum zu unterscheiden sind (Braunerden und braune Rendsinen). Es ist bestenfalls eine bescheidene Abnahme der Mächtigkeit festzustellen. Erst das Niveau IV (14 m über der Traun) tritt deutlich mit seinen dunklen Rendsinaböden auf Kalkschotter hervor. Das Talbodenniveau V (bis 6 m über der Traun) zeigt leicht verbraunten, in den jüngsten Mulden auch grauen Auboden. Die höheren Terrassen scheinen

noch in die Zeit des Spätglazials zu fallen, da noch vereinzelt im Verwitterungsschutt auch splittiger Schutt (Kalke, Hornsteine und Quarze — der Flysch, der bei jeder Verwitterung splittig zerfällt, wurde nicht berücksichtigt) vorkommt, der wahrscheinlich als Frostschutt zu deuten sein wird. Bei Niveau III wurden keine derartigen Anzeichen mehr gefunden.

Unterhalb Wels schaltet sich zwischen dem NT-Rand und dem jüngsten Aubodenniveau ziemlich durchlaufend ein bescheidener Erosionsrand ein, der das Anniveau begrenzt, die unterste Siedlungsreihe: Kappern—Holzleiten—Rutzing—Frindorf trägt und durch verbrauchte, graue Auböden und teilweise Rendsinaböden gekennzeichnet ist. Es scheint sich um die in bezug auf die Höhe hier sehr bescheiden gewordene Fortsetzung des Niveaus IV von Lambach zu handeln, also auf alle Fälle um eine postglaziale Bildung.

Die Bodenbildungen auf der NT der Welser Heide überschreiten im allgemeinen kaum 50 cm Mächtigkeit. Doch treten wiederholt Muldenauffüllungen bis zu 1.50 bzw. 1.70 m Tiefe auf, wie sie in Beilage 2 beschrieben sind. Das Kennzeichnende dieser Mulden ist ein fossiler Boden in 1.30—1.50 m Tiefe, über dem diskordant zuerst eine schluffig-lehmige, dann eine lehmig-schottrige Auffüllung liegt. Der fossile Boden ist durch seinen Humusgehalt belegt, die besondere Individualität der darüberliegenden Horizonte ist durch die Bodenart, die verschiedene pH-Zahl und den verschiedenen Kalkgehalt gegeben. An der Basis der schluffigen Lehmzone und zum Teil auch in ihr konnte vereinzelt splittiger Schutt gefunden werden. Die schluffige Lehm-schicht ist durch einen braunen Schotterhorizont vom fossilen Boden getrennt. Sie kann auf alle Fälle erst nach der Bodenbildung in die Mulde gelangt sein und kann daher nicht primär sein. Möglicherweise ist sie durch eine nochmalige Überschwemmung hineingelangt — dies setzt aber eine erst geringe Eintiefung der Traun voraus — oder es handelt sich um eine Solifluktionsercheinung — dafür sprechen die vereinzelt splittigen Kiesstücke an der Basis. In diesem Falle müßten also nach Ablagerung der NT-Schotter die klimatischen Bedingungen für eine Humusbildung bestanden haben, auf die dann nochmals eine kurze Kaltzeit folgte, durch die die Möglichkeit der Muldenauffüllung durch Solifluktion gegeben war. Abgesehen davon, daß die Kryoturbationserscheinungen bei Asten (vgl. Abschnitt II) für einen solchen Kälterückfall sprechen, wären auch die flächenhaft über ebenes Gelände weit verschleppten Lößlehmdecken über der NT längs des gesamten HT-Randes durch einen solchen Kälterückfall leichter verständlich.

Der fossile Boden tritt auch oberhalb Wels in der Schottergrube am Terrassenabfall von der oberen zur unteren NT-Stufe hervor, ebenso in fast horizontaler Lage bei der Ortschaft Wagram am HT-Rand bei Traun.

In den Bodenbildungen der jeweiligen obersten NT-Niveaus besteht oberhalb und unterhalb Wels kein Unterschied. Zwischen den einzelnen NT-Schwemmkegelfolgen nach Troll können also größere Altersunterschiede nicht bestehen. Auch die jüngsten Glieder, wie die Welser Heide unterhalb Wels, müssen noch in der Würmkaltzeit aufgeschüttet worden sein.

d) Die Hochterrasse

Die Hochterrasse ist, abgesehen von dem kleineren Rest bei Ebelsberg, nur noch in zwei großen Teilfeldern auf der linken Talseite erhalten, und zwar bis zu $1\frac{3}{4}$ km breit vom Bahnhof Lambach bis Grünbach (Vitzing) und bis zu $2\frac{3}{4}$ km breit zwischen Puchberg bei Wels und ihrem Nordende bei Linz,

das durch den 20 m hohen Steilrand beim Versorgungshaus der Stadt gegeben ist.

Während die NT durchwegs lößfrei ist, trägt die HT an ihrem Nordende eine 8—10 m mächtige Löß-Lehmdecke, die aber talaufwärts an Mächtigkeit ständig abnimmt und östlich Lambach kaum mehr $\frac{3}{4}$ m erreicht. Somit nimmt auch die Stufenhöhe zur NT von 20 m bei Linz auf 7 m bei Lambach ab.

Die im Gegensatz zur NT als bestes Ackerland geschätzte HT zeigt bereits eine mäßige Zerschneidung durch die aus dem benachbarten Schlierengebiet kommenden Bäche und außerdem eine Zerdellung des Terrassenrandes.

Bei Linz wurde 1941 längs der Pyhrnbahn eine Mächtigkeit der HT-Schotter von 14—15 m erhoben. Der tertiäre Untergrund liegt hier mit 254—257 m nur wenig höher als unter den Würmschottern (253 m). Die unmittelbar am Terrassenrand aufragende Gneisklippe von Bergern bei Wegscheid trennt den Grundwasserbereich der HT von dem der NT (vgl. Profil 2 auf Taf. IV). Die Bohrprofile geben auch Auskunft über eine 1—1,5 m mächtige Verwitterungsschicht der Schotter, über der in einer Gesamtmächtigkeit von 7—10 m zuerst Lehm, dann kalkreicher Löß und darüber die 1—1½ m mächtige rezente Verwitterungsschicht folgt, die in den Dellen auch größere Mächtigkeit erreicht¹⁾.

Bei den Verbreiterungsarbeiten an der Kremstal-Bundesstraße wurde am Terrassenrand der HT beim Weingartshof in diesem Jahre an einigen Stellen die Verwitterungsschicht der HT-Schotter angeschnitten. Es fällt hier ihre intensiv rotbraune Färbung auf.

An dieser Stelle liegt auch ein etwa 7 m hoher Aufschluß, der nahezu die gesamte Schotterüberdeckung zeigt (vgl. Beilage 3 und Taf. IV). Der Aufschluß bietet ein ähnliches Bild, wie es aus den Bohrprofilen gewonnen wurde, darüber hinaus sind hier noch weitere Feststellungen möglich: Die Horizonte V und VI stellen eine fossile Kryoturbationszone dar mit deutlicher Schichtaufbiegung in den hangenden Löß hinein. Nach 150 m Löß im Liegenden folgt mit den Horizonten (IX) X und XI eine ähnliche Serie, die durch teilweise sehr starke Entkalkung und nur leicht kryoturbante Verbiegungen auffällt. Darunter folgt, 3—4 m mächtig, nach unten immer dichter werdend, schichtiger, blockig aufbrechender, stark vergleyter Lehm mit vereinzelt Kiesen. Lößschnecken gibt es nur noch in den oberen 30 cm. Es scheint sich um eine sehr mächtige Solifluktionszone zu handeln, die bis zur Verwitterungszone der Schotter hinunterreicht.

Das gesamte Schichtpaket muß, da es über Rißschottern liegt und durch eine Verwitterungszone auf den Schottern von diesen getrennt wird, würmeiszeitlich sein. Innerhalb dieses Würmschichtpaketes gibt es keine Verwitterungszone, die auch nur annähernd der rezenten Braunerde an der Oberfläche oder der Verwitterungszone auf den Schottern gleichen würde. Es sind solche Zonen auch von den übrigen Teilaufschlüssen auf der HT nicht bekannt. Gewisse Schwankungen klimatischer Art werden wohl durch den Wechsel der Schichtfolge auf der HT angedeutet; ausgeprägt warmzeitliche Unterbrechungen können jedoch aus dem Profil nicht herausgelesen werden. Die erste fossile warmzeitliche Verwitterungszone ist somit die Verwitterungs-

¹⁾ Herrn Dr. Schadler sei an dieser Stelle für die Einsichtnahme in die Bohrprofile und in sein nicht veröffentlichtes Gutachten der Dank ausgesprochen.

schicht der Schotteroberfläche, die wohl in das Riß-Würminterglazial zu stellen ist.

Eine Parallelisierung der Kryoturbationserscheinungen in den Gleyzonen des HT-Profiles mit den Frosterscheinungen der NT (Kryoturbationen bei Asten — vgl. II — und möglicherweise Solifluktionerscheinungen bei Traun) ist nicht möglich, da, vielleicht auch materialbedingt, keine übereinstimmenden Bodenbildungen vorliegen und der NT jede echte Lößbildung fehlt. Sollte etwa der obere Frostboden des HT-Profiles mit den Frosterscheinungen auf der NT zeitlich gleichgestellt werden, müßte wohl auch auf der dem Ausblasungsgebiet näher gelegenen NT die Lößschicht des Horizontes IV zu finden sein. Demnach müssen die Frosterscheinungen der NT — sofern es sich um solche handelt — noch jünger sein als die durch Frostwirkung veränderten Gleyböden des HT-Profiles.

e) Ältere quartäre Schotter- und Terrassenreste.

Höhere und damit ältere fluvioglaziale Schotter- und Terrassenreste begleiten zu beiden Seiten das untere Trauntal. Die geschlossenste Erscheinung dieser Art ist die Schotterdecke („Älterer Deckenschotter“ Penck [10]) der Traun-Enns-Platte, die mit ihrem 65—80 m hohen Steilrand von der Ausmündung des Almtales an bis zum Kremstal das Trauntal begrenzt. Östlich der Krems tritt durch die miozänen Schlierauftragungen bei Ansfelden eine Unterbrechung ein. Der Zirnberg, 372 m, und der Radberg, 378 m, überragen etwa 30 m das Deckenschotterniveau und erst bei Ebelsberg finden wir dessen Fortsetzung im Schiltenberg; hier mit einer bis über 10 m mächtigen Löß- bzw. Lößlehmkomponente²⁾.

Eine dem Stand der Quartärforschung entsprechende zusammenfassende Arbeit über die Traun-Enns-Platte liegt nicht vor. Es können daher neben den von A. Penck (10) und J. Rohrhofer (12), ferner in den Karten von Forster (11) und Abel (1) gebrachten Einzelheiten nur einzelne Ergänzungen hinzugefügt werden, die einer erst begonnenen Arbeit größeren Umfangs entnommen werden (8).

Die im vergangenen Jahre im SW-Teil der Traun-Enns-Platte vom Verfasser zusammen mit dem hydrographischen Dienst der Landesbaudirektion begonnene Untersuchung hat auch die genauere Kartierung der Tertiäroberfläche zum Ziele, deren jeweilige Höhenlage hier mittels Grundwassermessungen in Brunnen im Vergleich mit den wenigen Schlierabzissen verhältnismäßig leicht festgestellt werden kann (vgl. 8, Kartenskizze). So konnte eine mit Hochterrassenschottern erfüllte, 35—40 m tiefe Schlierinne längs des Pettenbaches festgestellt werden, die am Alpenrand bei Pettenbach von Almtal abzweigt und bei Fischlham ins Trauntal ausmündet. — Die Rinne entspricht einem alten Almlauf. Die Schotter sind bei Forster und Rohrhofer (11, 12) schon ausgeschieden, zeigen dort aber eine viel größere Verbreitung als ihnen tatsächlich zukommt. Dem bei Wels ausmündenden Aiterbach folgt eine nur im Unterlauf 5—10 m in die Schlieroberfläche eingesenkte Rinne, die mit Schottern erfüllt ist, deren Alter nach Höhenlage und auf Grund der Verwitterungsverhältnisse höher sein muß als das der Rißschotter am Pettenbach oder auch der Traun-HT-Schotter. Der Ursprung dieser Rinne liegt im Bereich des Kremsmünsterer Moränenkranzes und der

²⁾ Auf Tafel III ist entsprechend östlich der Kremstalausmündung bei Ansfelden statt des Deckenschotters Schlier einzusetzen.

Verlauf ist zum Teil anders, als bei den sich im Alter sehr widersprechenden älteren Kartierungen angegeben wird (vgl. 11, 1, 12). Den Ausmündungen dieser beiden Schotterstreifen ins Trauntal sind Terrassenreste im NT-Niveau vorgelagert, die aber in den Seitentälern sehr rasch im jeweiligen Talboden auslaufen.

Die bisherigen Untersuchungen im SW-Raum der Traun-Enns-Platte ergaben ferner, daß selbst unter dem der Oberfläche nach recht einheitlich erscheinenden sogenannten „Älteren Deckenschotter“ ein leichtes Schlierrelief besteht und daß es auch Schwankungen in der Mächtigkeit der Schotter gibt. Diese Mächtigkeitsschwankungen lassen sich nicht allein mit verschiedenen mächtiger Lößüberdeckung erklären — sie ist in diesem Bereich auf den Talrand beschränkt und im allgemeinen bescheiden —, sondern haben ihre Ursache in der verschiedenen hohen Schlierunterlage und in der Vereinigung des Traun-Schuttfächers mit den flachen Schwemmkegeln des Altmoränengebietes südlich von Wels (8), wo auch im Altdiluvium die Vergletscherung der Donau am nächsten kam³⁾.

Das beherrschende Deckenschotterniveau der Traun-Enns-Platte wird, abgesehen von den bereits erwähnten Schlierhöhen von Ansfelden, bei Sankt Florian auch von einem ca. 30 m höheren Schotterriedel, dem Forstholz (365—370 m) überragt. Rohrhofer stellt diese Schotter bereits ins Tertiär (12, S. 65). Das sich vom Anfang an in zahlreichen Bombentrichtern des Forstholzes stauende Wasser läßt auf einen sehr hohen Schliersockel schließen, der auf alle Fälle weit über der Oberfläche der Deckenschotter liegt.

Ein ähnlicher Schotterriegel, SW—NE-streichend, liegt nordwestlich von Eberstallzell in der südwestlichen Traun-Enns-Platte. Dieser Riedel überragt nur 20 m seine Umgebung und ist ebenfalls durch einen höheren Schliersockel gekennzeichnet. Er dürfte aber wegen seiner geringen relativen Höhe jünger sein als die Forstholzschotter, muß aber andererseits älter sein als die ihn umgebenden sogenannten „Älteren Deckenschotter“ (vgl. 8).

Längs des flachen linken Trauntalgehänges des Tertiärhügellandes zieht sich eine bis zu 2 km breite, flachere, schotterreiche Fußzone entlang, die bei Lambach unmittelbar über dem Steilabfall nördlich der Bahn beginnt (Kapelle, K 407 m), nordwestlich Wels nahezu auskeilt, dann neuerdings breiter einsetzt, bei Linz über die kristallinen Sporne von Gaumberg hinwegzieht und schließlich über oligozänem „Linzer Sand“ mit den Bauernberg-schottern ihr Ende findet. Diese in zahlreiche Riedel und Sporne aufgelöste Randzone entspricht zum Teil gut den „Älteren Deckenschottern“ der Traun-Enns-Platte (z. B. bei Lambach), zum Teil bilden diese Terrassenreste aber mehr oder weniger deutlich ein Zwischenniveau, das höhenmäßig zwischen den Traun-Enns-Plattenschottern und der Traun-HT liegt. Diese Randzone ist sehr arm an Aufschlüssen und im unteren Teil des Tales wird sie überdies durch eine zunehmende Lößdecke stark verwischt. Sie gab daher bisher wenig Anreiz für eine genauere Untersuchung.

Im Profil von Linz haben wir aber den Beweis für mindestens eine Zweigliederung dieser quartären Randzone gegeben. Die oligozänen Sande des Bauernberges werden genau in 300 m von 10—11 m mächtigen quartären Schottern überlagert, über denen bis zu 10 m Lößlehm und Löß liegt. Die

³⁾ Die Mächtigkeiten schwanken von der Almausmündung bis Wels zwischen 30 und 23 m. Am Schiltenberg bei Ebelsberg liegen über 10 m Schotter, 10—12 m Löß und Lößlehm.

Schotteroberfläche liegt 60 m über dem Donaumittelwasser. Der Mächtigkeit nach und der allerdings absoluten Höhe nach entsprechen diese Bauernbergschotter genau den Schiltensbergschottern der Traun-Enns-Platte bei Ebelsberg. A. Penck hat sie daher ebenfalls als „Älteren Deckenschotter“ bezeichnet (10, S. 97).

Am SE-Ende der Limonisandgrube in der Hopfengasse haben wir am Fuße des Bauernberges einen weiteren, etwas tiefer liegenden Schotterkörper aufgeschlossen, dessen Oberfläche in ca. 295 m und dessen Unterlage aus oligozänem Sand in ca. 280 m liegt. Der Schotterkörper keilt bergwärts aus und über ihn schließt sich, noch gut sichtbar, der Bauernbergschotter an. Die Konglomeratbänke der unteren Schotter lassen sich als Leisten längs der zahlreichen Deckenschotterriedel verfolgen — nach N über die Anlagen des Kapuzinerklosters bis zum Römerberg — nach S hin über das Bergschloßel nach Niederreith, wo sie noch vor wenigen Jahren sehr gut aufgeschlossen waren (vgl. dazu die Profile 2 und 3 auf Taf. IV). Commanda hat diese Schotter als HT-Schotter betrachtet (3, S. 127). Dies ist jedoch zumindest im Vergleich zu der an der Traun ausgebildeten HT nicht zulässig, weil diese mehr als 2 km südlicher bei Abzug der Lößdecke in 270 m endet.

Über den Deckenschottern des Bauernberges liegt in der Ziegeleistraße beim Stadion Linz der in der Beilage 4 und Taf. IV beschriebene Löß-Lehmaufschluß. Er zeigt deutlich eine mehrfache Gliederung durch Verwitterungszonen. Für seine Erklärung erscheint es zweckmäßig, auch den 400 m südlicher gelegenen Löß-Lehmaufschluß in der Ziegelei Grabnerstraße heranzuziehen (vgl. Beilage 5 und Taf. IV), der ebenfalls über Deckenschottern liegt. Hier haben wir die Möglichkeit, den Würmlöß einwandfrei von den älteren, mächtig verlehnten Ablagerungen zu trennen.

Der bis gegen 4 m mächtige Würmlöß ist gekennzeichnet durch seine helle, olivgelbe Farbe, seine lockere Lagerung und das typische Lößgefüge. In ihm gibt es keine Anzeichen einer ausgeprägt warmzeitlichen Verwitterung, die etwa der rezenten Verwitterungsrinde oder den im Liegenden folgenden fossilen Verwitterungszonen ähnlich wäre. Diese Tatsache finden wir im HT-Aufschluß beim Weingartshof bestätigt. Dagegen ist aber auch in der Grabnerstraße die Würmauflage durchaus nicht einheitlich: An der Basis liegt eine Solifluktionszone, die deutlich die Auflösung der liegenden Verlehmungszonen erkennen läßt und deren Oberfläche sich mit dem Hangenden verzahnt; — vereinzelt ist in sie feiner Kies als Fremdmaterial eingelagert. Nach der schmalen Verzahnungszone folgt bereits Löß, der in seinem unteren Teil noch Fließerscheinungen erkennen läßt — schwache Schichtung, schwaches, blockiges Aufbrechen und fleckige Verfärbungserscheinungen —, sich aber in der Farbe bereits auffallend vom Basishorizont unterscheidet. Der Übergang vom Horizont VIII zu VII bzw. von VII zu VI ist sehr scharf ausgebildet. Innerhalb des im Hangenden folgenden typischen Lößes liegt, teilweise unterbrochen oder etwas verstellt, ein ca. 10 cm mächtiges, lehmiges Bändchen. Man würde ihm kaum eine Beachtung beimessen, wenn es nicht auch in ähnlicher Ausbildung im Aufschluß beim Stadion vorkommen würde.

Vergleichsweise können wir von oben herab auch beim Stadion die Würmserie eindeutig abgrenzen. Ihre Mächtigkeit beträgt in der Mitte, im höchsten Teil des Aufschlusses, nur 1 m, auf der SW-Seite ca. 2 m und auf der NE-Seite, bei Muldenlage, gegen 7 m. Sie umfaßt im Profil: Mitte des Horizonts bis einschließlich V, im Profil: NE-Ende bis einschließlich VIII.

Eine Deutung des Aufschlusses von unten her ist hier trotz des guten Hervortretens von mindestens 3 fossilen Verwitterungszonen unzuweckmäßig, weil die von Penck als „Ältere Deckenschotter“ bezeichneten Bauernberg-schotter (10, S. 97) möglicherweise schon vorher auskeilen, außerdem die Möglichkeit besteht, daß nicht alle Verwitterungszonen erhalten sind (noch vor wenigen Jahren war an Stelle der obersten Verwitterungszone bloß eine Erosionsdiskordanz angedeutet) und weil schließlich die Gliederung der älteren Eiszeiten noch viel zu unsicher ist, daß man, darauf aufbauend, sichere Folgerungen für die jüngste Serie ableiten könnte.

Im Schnitt 1 können wir eine basale Solifluktionsschicht, ein schmales, hellbraunes, lehmiges Bändchen, einen anscheinend schon leicht von oben her veränderten, aber sonst typischen Löß und das rezente Bodenprofil unterscheiden. Im Schnitt 2 erreicht infolge der Muldenlage die Würmserie eine wesentlich größere Mächtigkeit. Bei Erhaltung des Kalkreichtums zeigen alle Horizonte — die unteren stärker, die oberen schwächer — Fließerscheinungen, die in den Basishorizonten bis zur Bänderung führen. Gewisse Änderungen der Sedimentationsbedingungen zeigen hier anscheinend der außerordentlich helle Horizont VII und der hellbraune Horizont IV an, über dem dann erst der typischste Löß dieser Serie folgt.

Vergleichen wir nun die Profile des Stadionaufschlusses und der Grabnerstraße mit dem Profil der HT beim Weingartshof, so zeigen sich auffallende Parallelerscheinungen: Eine mehr oder weniger mächtige basale Solifluktionsschicht schließt scharf nach oben hin ab; zum Teil schalten sich im Hangenden ein oder auch mehrere, wechselnde Zwischenhorizonte mit geringer Mächtigkeit ein, bevor darüber der unten noch stark durch Fließerscheinungen gekennzeichnete, eigentliche Löß einsetzt. Er wieder ist durch ein bescheidenes, hellbraunes, lehmiges Bändchen oder auf der HT durch eine Krypturbationszone unterbrochen.

Beim Stadionaufschluß sei ergänzend noch auf die schönen Solifluktionsercheinungen im Rißlöß hingewiesen, wo sich breite Solifluktionsschlingen über einer Erosionsmulde mit Löß verzahnen (vgl. Beilage 4 und Taf. II).

Aus dem Aufschluß der Ziegelei Grabnerstraße sind sowohl Fossilfunde als auch prähistorische Funde bekannt. Den Aufzeichnungen Dr. Schadlers kann diesbezüglich folgendes entnommen werden⁴⁾: Auf der NNW-Seite des Aufschlusses wurden in 6-50 m Tiefe, das ist ca. 2 m über der Schotteroberfläche, in den älteren, lehmigen Horizonten ein paläolithischer Schaber und ein Röhrenknochen, in der Mitte, in 6 m Tiefe — im Bereich einer feinen Granitgruslage innerhalb des Lehmes (die Lage ist heute noch feststellbar) — ein Mammutstoßzahn gefunden. Auf der SSE-Seite konnte man in 15 m Tiefe einen Pferdefund, an der Oberfläche des älteren Lehmes in ca. 3 m Tiefe Renntierreste und nur wenig über der Abbausohle, also auch im alten Lehm, Holzkohlenreste sicherstellen.

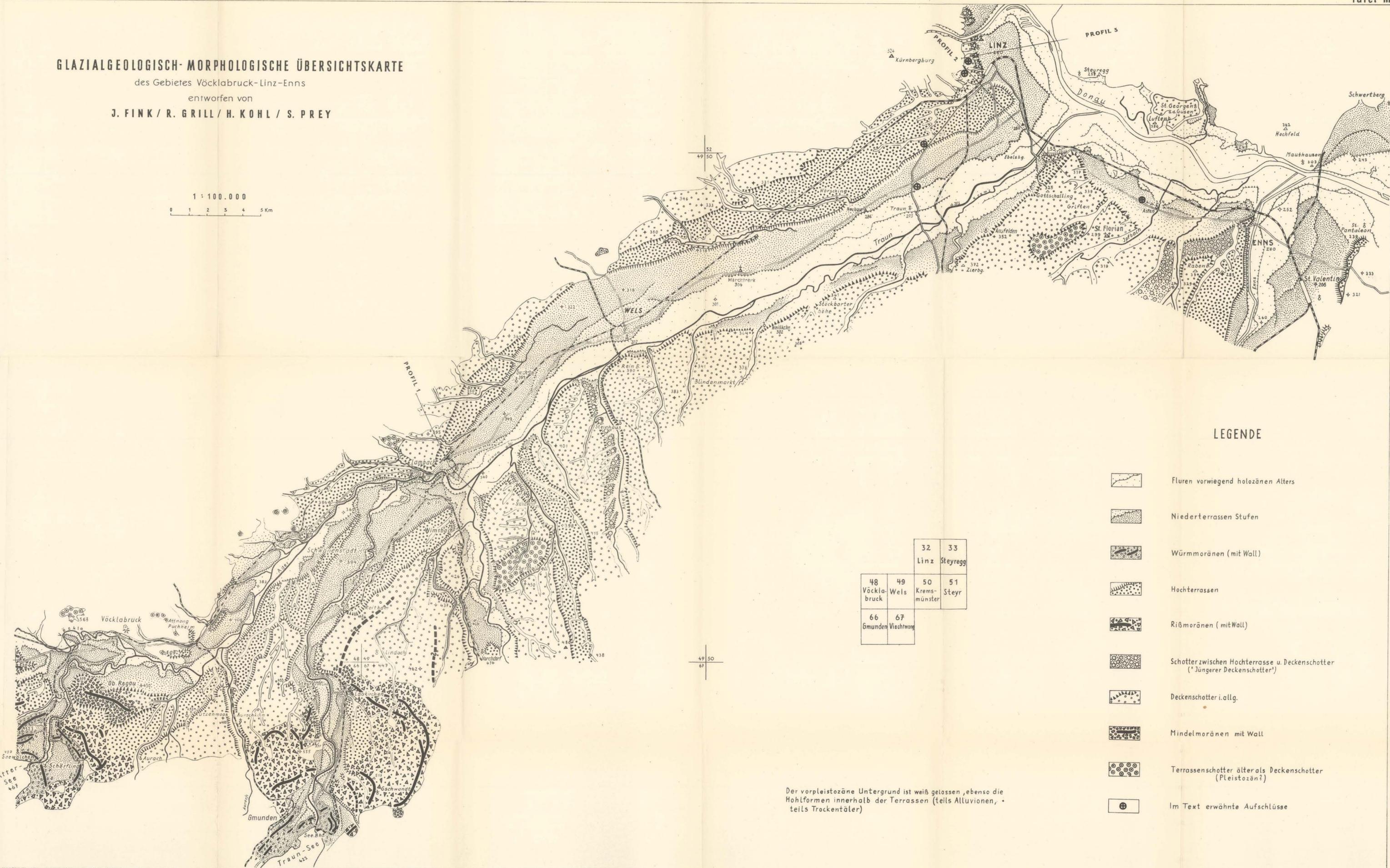
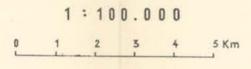
⁴⁾ Die Aufzeichnungen stammen aus dem Jahre 1931. Herrn Dr. Schadler sei an dieser Stelle für die Einsichtnahme in seine Unterlagen herzlich gedankt.

GLAZIALGEOLOGISCH-MORPHOLOGISCHE ÜBERSICHTSKARTE

des Gebietes Vöcklabruck-Linz-Enns

entworfen von

J. FINK / R. GRILL / H. KOHL / S. PREY



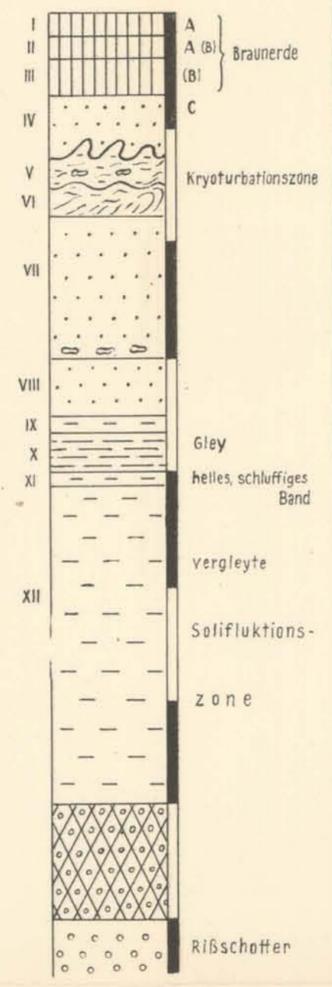
LEGENDE

- Fluren vorwiegend holozänen Alters
- Niederterrassen Stufen
- Würmmoränen (mit Wall)
- Hochterrassen
- Rißmoränen (mit Wall)
- Schotter zwischen Hochterrasse u. Deckenschotter ('Jüngerer Deckenschotter')
- Deckenschotter i. allg.
- Mindelmoränen mit Wall
- Terrassenschotter älter als Deckenschotter (Pleistozän?)
- Im Text erwähnte Aufschlüsse

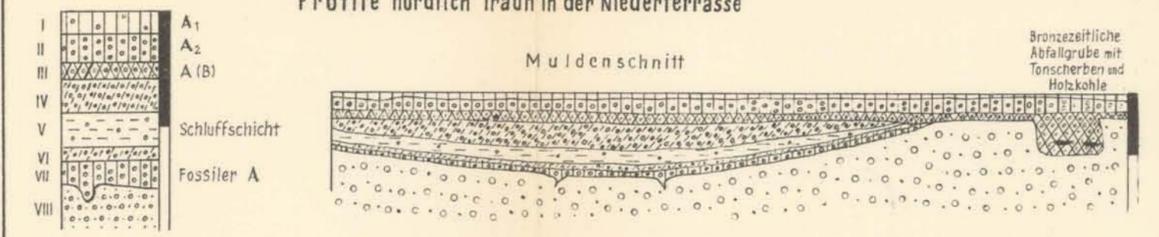
		32	33
		Linz	Steyregg
48	49	50	51
Vöcklabruck	Wels	Kremsmünster	Steyr
66	67		
Gmunden	Viechtwang		

Der vorpleistozäne Untergrund ist weiß gelassen, ebenso die Hohlformen innerhalb der Terrassen (teils Alluvionen, teils Trockentäler)

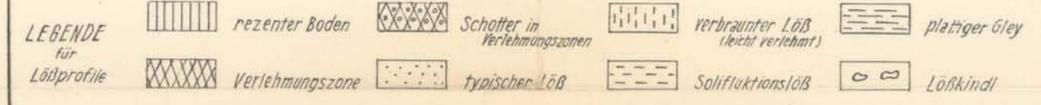
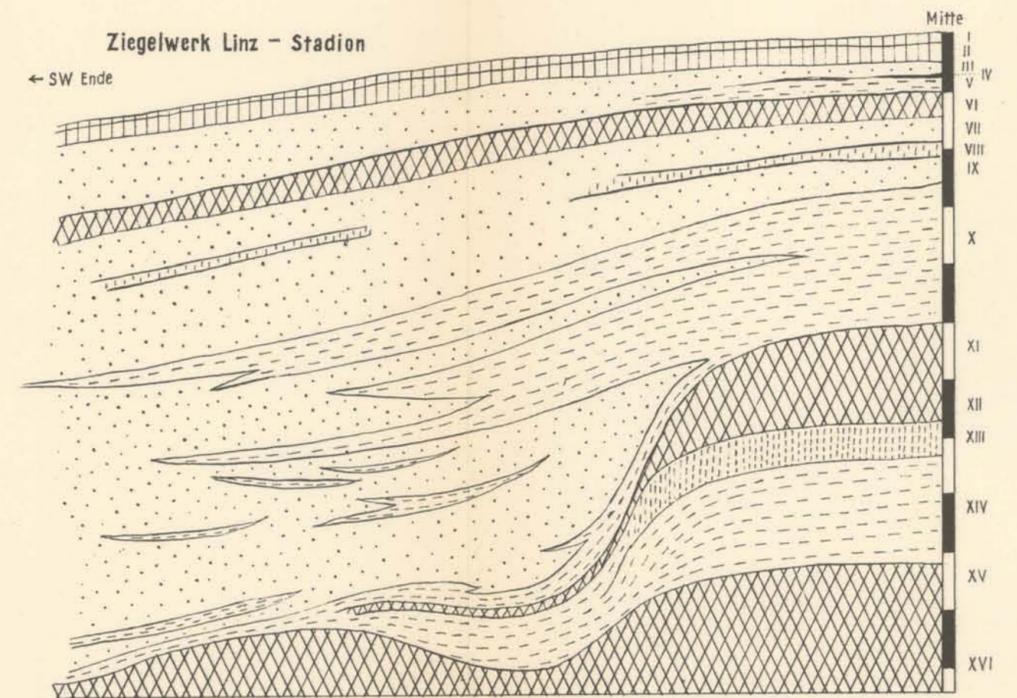
Weingartshof



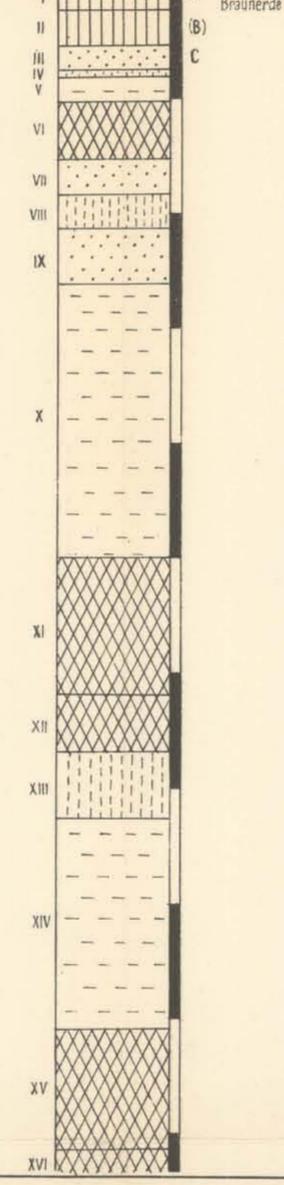
Profile nördlich Traun in der Niederterrasse



Ziegelwerk Linz - Stadion

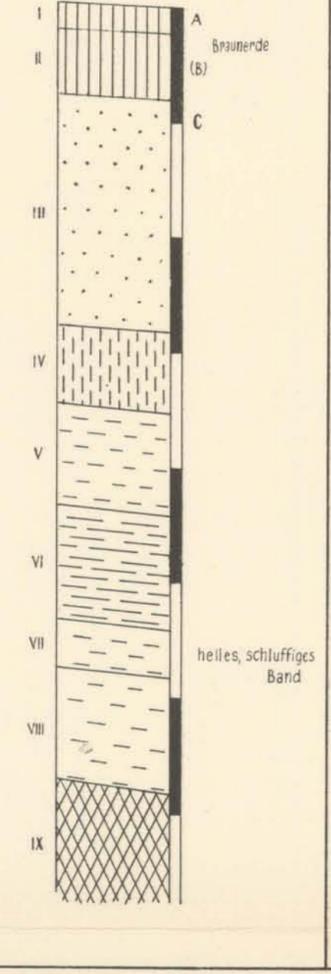


Mitte



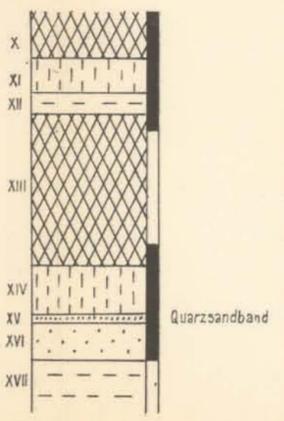
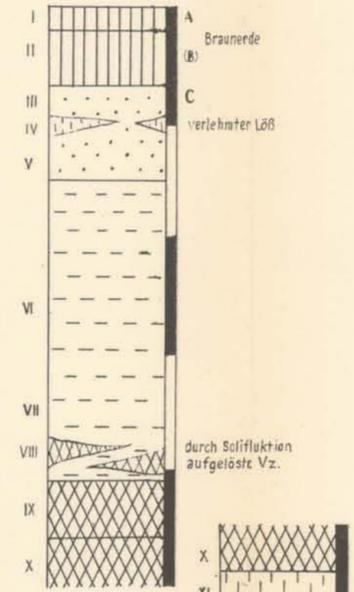
Stadionprofile

NE Ende
NE des Stadionaufschlusses (Muldenlage)

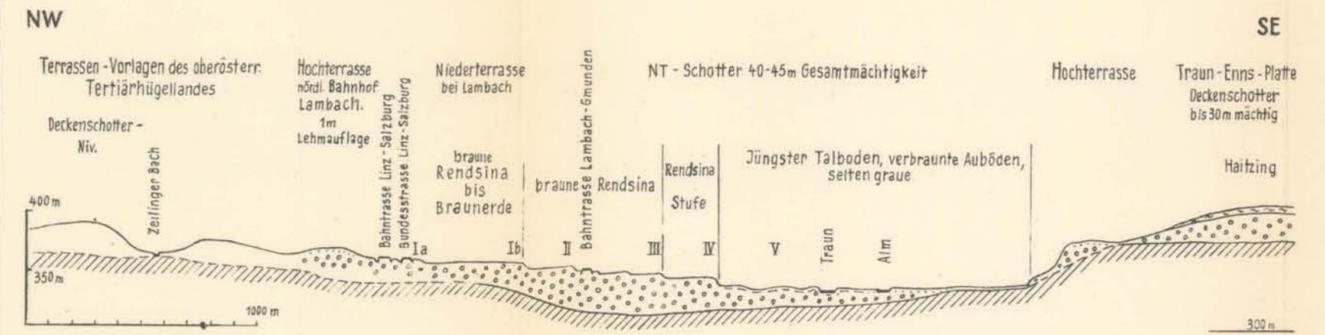


Ziegelwerk Linz

Grabnerstrasse



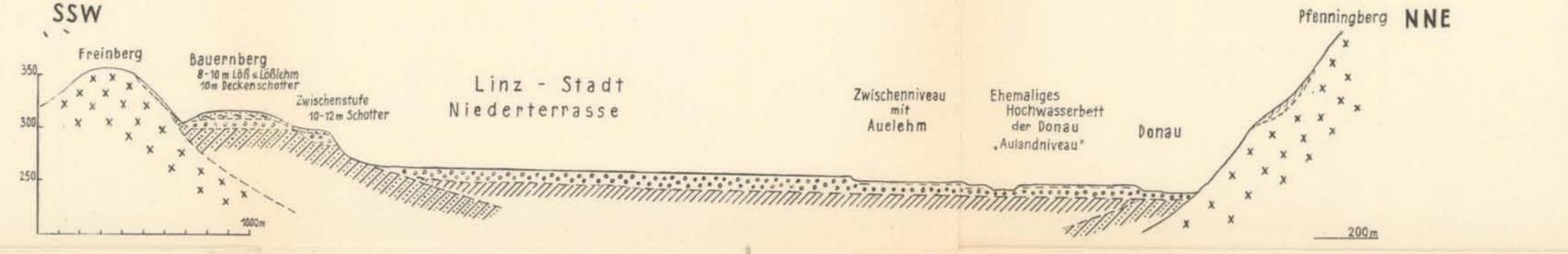
Profil 1



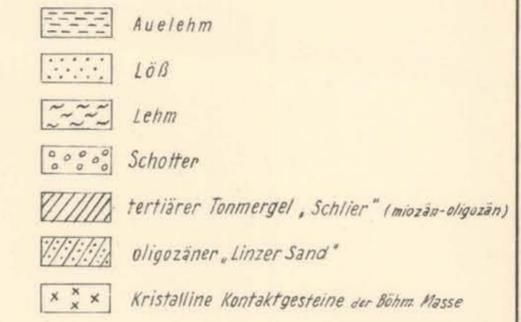
Profil 2



Profil 3



LEGENDE



Maßstab hor. 1:25000, vert. 1:5000

II. Das Donautal zwischen Linz und Enns

a) Der Exkursionsweg

Die Wiener Bundesstraße führt von Linz nach Querung des ausmündenden Trauntales annähernd in ESE-Richtung über den breiten rechten Donautalboden hinweg nach Enns und gewährt einen freien Blick auf die beiden Donautalgehänge, den Südrand des Böhmisches Massivs im Norden und den Nordabfall der Traun-Enns-Platte im Süden.

Die bedeutendste Ausfallstraße von Linz, die Wiener Reichsstraße, geleitet uns über das Niederterrassenniveau der Stadt hinweg — nahe dem nordöstlichen Steilabfall der Traun-Hochterrasse vorbei, die das Versorgungshaus trägt — zu dem kurz vor dem Bahnhof Kleinmünchen gelegenen, durch die Verbauung stark verwischten Terrassenrand. Wir überqueren dann die 1-6 m breite, um 4—6 m tiefere Talsohle der Traun, die längs des Werkskanals der Spinnerei durch eine bescheidene Stufe zweigeteilt wird, und erreichen nach der Brücke in Ebelsberg den letzten Ausläufer der rechtsseitigen Traun-Niederterrasse. Am Ortsausgang geleitet die Straße auf die Höhe der Ebelsberger Traun-Hochterrasse hinauf und führt bei Ufer um den nach Norden vorspringenden Deckenschottersporn des Schiltenerberges herum, dessen NE-Abfall wir bis zur Haltestelle Pichling der St. Florianer Lokalbahn folgen. Über die Niederterrasse hinweg geht die Fahrt nun bis Lorch einem teilweise deutlich ausgebildeten, aber nur selten mehrere Meter hohen Erosionsrand entlang, der die Terrasse in zwei verschieden hohe Niveaus gliedert. — Knapp vor Asten Besichtigung der Kryoturbaionserscheinungen auf der NT. — Bei Enns wird in einer leichten Einsattelung der nach Norden vorspringende Sporn der Enns-Hochterrasse überquert, der die Stadt Enns trägt. Unmittelbar vor der Brücke erreichen wir den jüngsten Talboden der Enns. Gegenüber reicht bei Ennsdorf ein im allgemeinen hochwasserfreies, etwas höheres Zwischen-niveau an den Fluß heran. Nach etwa 2 km folgt über diesem Niveau der 6—8 m hohe Steilrand der Niederterrasse des Wagrammer Feldes, das durch einige Erosionsränder weiter gegliedert wird und nach dessen Querung die 60 m hohe Stufe der Breitfeldterrasse folgt.

b) Der Blick auf den Südrand der Böhmisches Masse (vgl. Lit. 6, 5, 7)

Von Ebelsberg an überblicken wir gut den Südrand der Böhmisches Masse. Es handelt sich dabei um den durch die Trefflinger Tertiärsenke und das Tertiärbecken von Gallneukirchen abgetrennten Kristallinsporn von Mauthausen, der durch N—S verlaufende Bruchlinien in nach W hin steil und nach E zu flach abfallende Keilschollen gegliedert ist. Mit dieser Tektonik stehen auch die rechtwinkeligen, gestaffelten Vorsprünge der jeweils östlich anschließenden Schollen in Zusammenhang. Besonders deutlich ist der Vorsprung des Pfenningberges (615 m) im W, der die Linzer Bucht abschließt und gleichzeitig den höchsten Gipfel der nach E hin abfallenden Erhebungsgruppe bildet. Ein kleinerer Absatz folgt bei Steyregg, dem sich dann mit der Hohenstein (521 m)—Luftenberg (396 m)-Scholle ein Vorsprung von 2-5 km anschließt. In der Linie St. Georgen a. d. Gusen ist durch die aus der Talsohle aufragenden Felsklippen von Gusen und Spielberg abermals ein solcher Vorsprung von 2—2-5 km angedeutet.

Diese Randzone zeichnet sich durch ihren großen Formenreichtum und

ihren ständigen Wechsel in den Boden- und Pflanzenverhältnissen aus. Neben den Gneis- und Granitfelsen (Steinbrüche im „Mauthausener Granit“) liegen in Kerben und Senken die Reste der oligozänen Sande und des oligozänen Schliers. Auf den Verebnungen finden sich Schotterkappen, deren Reste am Pfenningberg bis in eine Höhe von 500 m reichen. Gelegentlich überdeckt auch noch Löß und Flugsand die niedrigeren Teile dieser Zone.

Das mit der fortschreitenden Eintiefung verbundene Südwärtsabgleiten der Donau tritt uns besonders deutlich in dem 0,5—0,75 km breiten, in 300 m Höhe gelegenen alten Talboden zwischen dem Hohenstein und dem Luftenberg entgegen. Dieser Talboden, der von der Ortschaft Luftenberg gegen St. Georgen zieht, ist durchwegs mit Schottern ausgebettet, deren Oberfläche schwach 60 m über der Donau liegt. Der Talboden entspricht demnach dem Niveau der „Älteren Deckenschotter“ bei Linz. Dieses Niveau ist in Terrassenspornen und Leisten nahezu den ganzen Rand entlang angedeutet, besonders breit bei Mauthausen. Bei den sehr zahlreichen übrigen Terrassen ist es mit Ausnahme der Niederterrasse kaum möglich, sie mit den entsprechenden Vorlandterrassen sicher in Einklang zu bringen.

Die im Donaudurchbruch bei Linz an Hand besser erhaltener Donauterrassen gewonnenen Erkenntnisse haben den Anlaß gegeben, darauf hinzuweisen, daß im Donautal, wo ja auch streckenweise über den quartären Terrassen eine mannigfaltige Terrassierung der Gehänge festzustellen ist, die früher für die Terrassenbildung maßgebend gewesenen, wenigstens zum Teil tektonischen Faktoren, sicherlich auch während des Quartärs wirksam waren und daß wir daher an der Donau mit einer sehr komplizierten Interferenzerscheinung zwischen der wohl tektonisch bedingten Terrassenbildung und der klimabedingten Terrassenbildung rechnen müssen. Während die Vorlandtäler von der klimabedingten Terrassenbildung überwältigt wurden und somit in erster Linie das Bild des Klimawechsels widerspiegeln, war dies anscheinend an der Donau nur zum Teil der Fall. Es fehlen daher auch manchen Donautalstrecken Terrassen vollkommen, die an anderer Stelle wieder durchlaufend zu verfolgen sind (7, S. 153 ff.).

c) Der Donautalboden zwischen Linz und Enns

Die aus dem nahezu talbodenfreien Durchbruchstal oberhalb Linz heraus tretende Donau durchfließt von Linz abwärts in einem durchwegs regulierten Laufe den 3—5 km breiten, geschlossenen Talboden, der sich in dem großen, nach S ausholenden Bogen bei Asten bis auf 7 km verbreitert und der dann zwischen Enns und Mauthausen vorübergehend noch einmal auf 3 km eingeengt wird. Die Donau wird innerhalb dieses Talbodens hart an den Rand des Kristallins im N herangedrängt, so daß der breit entwickelte südliche Teil mit seiner deutlichen Staffelung den besseren Einblick in die jüngste Eintiefungsgeschichte der Donau gewährt.

Den südlichen Abschluß dieses Talbodens bilden bei Linz die dem kristallinen Felsrücken des Freinberges vorgelagerten Deckenschotterriedel des Bauernberges mit dem Felssporn des Römerberges an der Donau, über dessen äußerstem Ende sich das Schloß Linz erhebt. Nach der 6 km breiten Pforte des Trauntales folgt der einen breiten, weit nach S ausholenden Erosionsbogen darstellende, 40—80 m hohe N-Abfall der Traun-Enns-Platte, an den sich die ebenfalls 6 km breite Pforte des Ennstaales anschließt.

Der tiefere Teil des Tertiärsockels der nördlichen Traun-Enns-Platte wird

noch vom oligozänen Schlier aufgebaut, wie Aufschlüsse am W-Abfall der Ebelsberger Hochterrasse und an der Enns zeigen, während darüber bereits der miozäne Schlier folgt, der an der St. Florianer Straße bei Ebelsberg und in den Randtälern der Platte gelegentlich aufgeschlossen ist. Der Rand selbst ist größtenteils mit einer Löß- bzw. Lößlehmdecke verkleidet, so daß die Quartärschotter nur selten aufgeschlossen sind. Zwischen St. Florian und Enns bilden nach Forster und Abel „Jüngere Deckenschotter“ den Nordrand der Platte, die einem alten Steyrlauf zugeschrieben werden (11, Karte und S. 27; 1, S. 358)⁵⁾.

Auch der Talboden des Donautales stellt, so wie der des Trauntales, nicht eine einheitliche jüngste Talaue dar, sondern er wird durch Steilränder, die hier 5—8 m nicht übersteigen, und durch flache Gleithänge in 3—4 verschiedenen hohe Teile gliedert.

Wir können hier als jüngsten Teil etwa das Hochwasserbett vor der Regulierung unterscheiden, das durch die schluffig-sandigen Hochwasserablagerungen und somit die grauen Auböden gekennzeichnet ist, über denen sich wenigstens unterhalb der Stadt Linz noch größtenteils Auland ausbreitet. Die Oberfläche ist unruhig. Die alten Arme und „Hafen“, die Inseln der ursprünglich stark verwilderten Laufstrecke, sind noch gut erkennbar. Während mittlere Hochwässer heute im regulierten Donaubett abgeführt werden — die Donau hatte sich bei Linz wohl im Zusammenhang mit der Regulierung zwischen 1870 und 1932 um 162 m eingetieft (13, S. 217) —, haben die großen Hochwässer hier auch heute noch Gelegenheit sich auszubreiten.

Ein im allgemeinen von Linz an durchlaufender Erosionsrand von 1—3 m trennt von diesem ehemaligen Hochwasserbett der Donau einen etwas höheren Teil, der auch vor der Regulierung von den gewöhnlichen Hochwässern nicht mehr überschwemmt wurde, daher durchwegs Kulturland ist und alte Siedlungen trägt⁶⁾. Es findet sich auch hier eine Aulehmüberdeckung, die aber bereits größtenteils eine Verbraunung zeigt. Bei Linz ist dieser Rand noch in einigen Resten zwischen Hafen und Stickstoffwerk erhalten. Auf diesem Rand lag in der Nähe der Traunmündung auch der alte, heute durch die VOEST-Anlagen verschwundene Salzumschlagplatz Zizlau, der Ausgangspunkt der Pferdeisenbahn Linz—Budweis. Östlich der Traun folgen die Siedlungen Au, Posch, der frühmittelalterliche Handelsplatz Raffelstetten und bei Enns Englhagen diesem Rande. Zwischen Traunfluß und Raffelstetten wie auch in der Kronau haben wir noch besiedelte, aber schon stark vom Hochwasser gefährdete Zwischenstufen diesem Rande vorgelagert. Östlich der Enns ist diese Stufe besonders betont. Sie tritt beim Brückenkopf Ennsdorf an die Enns heran, schiebt sich dann nordwärts bei Pyburg und Albing mit einem bis 5 m hohen Steilrand fast bis an die Donau vor, engt somit deren Hochwasserbett sehr ein und begünstigt hier eine Überquerung des Stromes.

Nördlich der Donau tritt uns dieser Rand nicht so geschlossen entgegen. Er spaltet sich in den einspringenden Winkeln bei Katzbach, Steyregg, Pul-

⁵⁾ Auf Tafel III wäre die Deckenschotterinsel des Rabenberges, 334 m, südwestlich Enns wesentlich einzuschränken, sie ist im W. und S. von „Jüngeren Deckenschottern“ umgeben. Ob die Stadt Enns tatsächlich auf Hochterrassenschottern liegt, ist nicht sicher, möglicherweise handelt es sich materialmäßig um die Fortsetzung des Eichbergspornes bei Enns, der anscheinend der „Jüngeren Decke“ angehört.

⁶⁾ Com m e n d a weist bereits auf diese Stufe hin und unterscheidet ein älteres und jüngerer Alluvium, nur fand diese Scheidung später keine Beachtung mehr (2, S. 196; 3, S. 128).

garn und St. Georgen in mehrere, nicht durchlaufende Stufen auf, oder es gleitet der höhere Teil allmählich zum tieferen, jüngsten Talboden hin ab.

Die nächste, geschlossenste und auffallendste Stufe ist der 2—7 m hohe Erosionsrand der Niederterrasse (NT). Der in Linz beim Brückenkopf einsetzende, selbst im verbauten Stadtgelände deutlich erkennbare Steilrand, verflacht an der scharfen Umbiegungsstelle in der Nähe der Verbindungsbahn nach Urfahr und setzt dann bis zu 8 m Höhe gegen die Franckstraße zu wieder ein. Vor dem Bau der VOEST war er bis St. Peter zu verfolgen, das an seiner Umbiegungsstelle in das Trauntal hinein lag (der Ort wurde anlässlich des Baues der Eisenwerke abgetragen). Nach 3.5 km Unterbrechung durch die Traunauströmung setzt der Steilrand bei Traundorf nordöstlich Ebelsberg wieder ein und setzt sich, 4—5 Erosionsbogen bildend, durchwegs nördlich der Bundesstraße so bis Enns fort, daß die Westbahntrasse die jeweils nördlichsten Vorsprünge bei Pichling, beim Bahnhof Asten und bei Lorch abschneidet⁷⁾.

Von Pichling abwärts ist ungefähr längs der Wiener Bundesstraße über diesem Steilrand noch eine weitere Stufe (oberes NT-Niveau) von 1—3 m vorhanden, die zunächst nur bescheiden einsetzt, im Bereich der ausmündenden Bäche der Traun-Enns-Platte unterbrochen wird, zwischen Asten und Kristein aber vorübergehend sogar eine Höhe bis zu 6 m erreicht. Diese Stufe bildet bei Lorch einen besonders ausgeprägten Vorsprung nach N, auf dem das Römerlager Lauriacum und anschließend daran die römische Zivilstadt lagen.

Während bei Linz das NT-Niveau 10—13 m über dem Donaumittelwasser liegt, nimmt diese Höhe gegen die Enns hin auf 15 m zu. Das Gefälle ist somit geringer als das des heutigen Stromes. Die tieferen Niveaus teilen diese Eigenschaft nicht und liegen mit ca. 4 bzw. 7 m Abstand ungefähr parallel über dem heutigen Donaumittelwasser. Erst östlich der Enns wird ihre Stufenhöhe und damit der Abstand vom Mittelwasser größer.

Nördlich der Donau haben wir nur bei Urfahr eine breitere NT-Fläche, deren Erosionsrand zuerst nahe der Donau verläuft, dann zurücktritt an die Freistädter Straße und etwa bei Dornach östlich Urfahr auskeilt. Sonst blieben hier nur bescheidene Reste bei Katzbach, in der Bucht von St. Georgen und vor Langenstein erhalten. Erst östlich von Mauthausen setzt das ausgedehnte NT-Feld des Machlandes ein, in dem Troll einen spätwürmeiszeitlichen gemeinsamen Donau-Enns-Schwemmkegel sieht, der der NT-Zertalung an der unteren Enns entspricht (15).

Ein Gesamtüberblick über alle diese NT-Teilfelder verrät unschwer die Aufeinanderfolge einer Reihe von flachen Schwemmkegeln. So liegt der erste bei Linz am Austritt der Donau aus dem Durchbruchstal. Bevor dieser flache Kegel jedoch auskeilt, wird er aufgestaut und abgelöst durch den großen Schwemmkegel, den die Traun ins Donautal vorgebaut hat. An ihn schließt sich abermals ein Donauschwemmkegel an, der durch den gewaltigen Schuttfächer der Enns zurückgestaut wird, und auf diesen Ennsschuttfächer folgt der Donaufächer des Machlandes, der nach Osten hin stark an Mächtigkeit abnimmt, wogegen die Hochwässer vor der Enge des Strudengaus gestaut werden und daher im Katastrophenfalle wie 1954 auch den östlichen

⁷⁾ Die geologische Spezialkarte Bl. Enns—Steyr, 1913, scheidet die NT des Donautales weder westlich Enns noch im Machland aus.

Teil des Machlandes noch überschwenmen, während der westliche, etwa westlich Mitterkirchen, davor verschont bleibt. Dieses Überschneiden des NT-Niveaus mit dem Hochwasserniveau drückt sich auch in der bedeutenden Schluffbedeckung der NT-Schotter im östlichen Teil des Machlandes aus, während der westliche Teil Verwitterungs- und Bodenerscheinungen zeigt, wie sie sonst auf der NT des Donautales herrschen. Vielleicht haben wir hier in diesem Überschneiden der Niveaus einen Anhaltspunkt für Vorgänge, wie sie, der Darstellung Trolls entsprechend, ähnlich nach dem Überschreiten des kaltzeitlichen Höhepunktes der einzelnen Vereisungsperioden allgemein geherrscht haben.

Durch diese Aneinanderreihung mehrerer sehr flacher Schotterkegel entsteht ein ziemlich geschlossener mächtiger Schotterkörper, dessen Basis, diskordant über Tertiar und Kristallin hinwegstreichend, noch beträchtlich unter der Sohle des heutigen Donaubettes liegt. Vergleiche folgende Zusammenstellung⁸⁾:

Ort	Abs. Höhe der NT-Oberfläche	Schottermächtigkeit	Abs. Höhe der Schotterbasis
Linz, Brückenkopf Urfahr	260 m	38—32 m	222—228 m
Linz, Tabakfabrik	260 m	21.5 m	238.5 m
Linz, Hafen	264—58 m	18—24 m	240 m
Steyregg, Brücke	257 m	22—26 m	231—235 m
Mauthausen	250—54 m	19—23 m	231 m

Auffallend ist die tiefe Lage der Schotterbasis am Urfahrer Brückenkopf (am rechten Brückenkopf steht noch in 30 m Tiefe der Gneis des Römerbergspornes an⁹⁾). Die tertiären Schichten ermöglichten am Austritt aus dem Engtal eine tiefe Auskolkung durch den vor Ablagerung der Schotter tief erodierenden Strom. Von dieser Stelle abgesehen, beträgt die durchschnittliche Schottermächtigkeit 20 m. Man muß also durchlaufend mit noch mindestens 6—8 m Schotter unterhalb der heutigen Stromsohle rechnen. Die Schotter können wohl in dieser Mächtigkeit nicht mehr vom heutigen Strom bewegt werden. Wie an zahlreichen Aufschlüssen, besonders beim Bau der Eisenwerke, einzusehen war, liegen die jüngsten Ablagerungen der Donau — es handelt sich um rasch wechselnde, stark kreuzgeschichtete Sand- bis Schlufflagen mit Schotterlinsen —, nur selten mehrere Meter mächtig, flach über viel einförmigeren Schotter- und Sandlagen, wie sie auch die Niederterrassen aufbauen. Die Schotterbasis steigt hangwärts an, so daß der Schotterkörper, der oberflächlich eher eine entgegengesetzte Wölbung zeigt, dorthin auskeilt. Wenn heute trotzdem ein gleichförmiges Oberflächengefälle zum Strom hin besteht, so ist dies auf die Ausfüllung der zwischen Gehänge und Schotteroberfläche bestehenden Kerbe mit lehmigem, wohl solifluidal bewegtem Abtragungsmaterial zurückzuführen. Bohrprofile am Nordrand des Eferdinger Beckens liefern den Beweis dafür (7, S. 119). Bei Bohrungen zum Heilhamer Wasserwerk in Urfahr konnten an der Basis muldenförmige Vertiefungen festgestellt werden, die eine Fortsetzung der Kristallintäler des Dissenleiten- oder des Höhl-Mühlbaches darstellen¹⁰⁾. Die besprochenen NT-Schotter sind also auch an der Donau in ein Erosionsrelief eingelagert,

⁸⁾ Die Angaben sind Bohrprofilen entnommen, in die mir Herr Dr. Schädler Einblick gewährte.

^{9), 10)} Mitteilung Dr. Schädler.

das durchschnittlich 10—15 m unter der heutigen Erosionsbasis liegt und das vor Ablagerung der Schotter, also im Riß-Würm-Interglazial geschaffen wurde.

Die Verwitterungs- und Bodenverhältnisse der Donauniederterrassen sind sehr verschieden. Längs des gesamten Nordabfalles der Traun-Enns-Platte wie auch bei Linz zeigen sie bis maximal 1,5 km Breite eine 1—1,5 m mächtige lehmige Überdeckung, die aber im allgemeinen noch vor dem Terrassenrand auskeilt und längs der Bäche aus der Traun-Enns-Platte (Tager Bach, Ipfbach und Kristeiner Bach) greift diese Decke oft schwemmkegelartig auch bis an den Terrassenrand vor. Daß diese Ablagerung nichts mit primärem Löß zu tun hat, geht, abgesehen vom Material selbst, auch schon daraus hervor, daß sie gegen den Terrassenrand hin auskeilt, während bei Lößablagerungen gerade die Terrassenränder die größten Mächtigkeiten aufweisen (abgesehen von Muldenlagen).

Ein am Rande der Terrasse bei Pichling gelegenes lößähnliches Produkt hat sich bei der Analyse ebenfalls nicht als echter Löß erwiesen. Dazu ist sein Kalkgehalt mit 0,4%, der sich nicht von den benachbarten Horizonten unterscheidet, viel zu gering. Überdies konnten vereinzelt auch gröbere Einschwemmungsprodukte gefunden werden.

Es ist somit echter Löß weder auf der oberen noch auf der unteren Donauniederterrasse bekannt.

Westlich von Asten zeigt ein neben der Bundesstraße und noch auf der oberen NT gelegener Aufschluß bis zu 1 m tief eingreifende Kryotubationserscheinungen. Leider ist die Bodendecke entfernt, aber die einzelnen Taschen erwecken den Eindruck, daß ein Boden oberflächlich noch zum Teil in sie hineingezogen wurde, so daß zwischen der Ablagerung der Schotter und der Frostbildung wohl eine Zeit mit warmzeitlicher Bodenbildung liegt.

Die Zweiteilung der NT in diesem Bereich mag vielleicht dazu verlocken, in ihr eine morphologische Auswirkung dieser Frosterscheinung und der vorangehenden Bodenbildung zu sehen. Die Zweiteilung der NT ist aber zu sehr auf die Ennsmündung abgestimmt — sie setzt allmählich bei Pichling ein, nimmt bis östlich des heutigen Ennsflusses an Stufenhöhe zu und klingt auf der anderen Seite im Machland bereits in der Gegend von Schwertberg wieder aus —, als daß man ihr mehr als eine Lokalbedeutung in Zusammenhang mit der Ennsausmündung wird zuschreiben können. Der kräftige würmzeitliche Ennsschuttfächer hat zur Aufschüttungszeit das Donaugefälle vorübergehend verringert. Mit dem Nachlassen der Aufschotterung mußte aber die Donau zunächst ihr früheres Gefälle wiederherstellen, sie hat somit an den überhöhten Stellen eingeschnitten und einen Ausgleichsboden hergestellt, der dann im Spät- und Postglazial weiter zerschnitten wurde.

Dagegen sind aber die Kryotubationserscheinungen auf der NT bei Asten anscheinend eine Parallelerscheinung zu den Beobachtungen bei Traun auf der NT der Welser Heide. Sie setzen also nach einer kurzen Bodenbildungszeit noch einen Kälterückfall voraus, der nach Abschluß der Lößaufwehung auf die HT erfolgt sein muß.

d) Das Verhältnis der Traun- und Ennsterrassen

An sich müßte man erwarten, daß an der Ausmündung des Ennstales ähnliche Terrassenverhältnisse herrschen wie an der Ausmündung des Traun-

tales. Soweit wir bisher einen Einblick in den Aufbau und die Höhenlage der Ennsterrassen haben, trifft dies aber nicht zu.

Schon der unterste Erosionsrand ist an der Enns höher und das über ihm gelegene Niveau kaum mehr hochwassergefährdet. Die NT liegt fast in der gleichen absoluten Höhe (260 m) wie die NT an der Traunauströmung und somit 4—5 m höher über dem Donaumittelwasser. Die Schotteroberfläche der Enns-HT liegt überhaupt in der gleichen absoluten Höhe (270 m) wie die Traun-HT und damit um 7—8 m höher über dem heutigen Donaumittelwasser.

Zu einem ähnlichen Ergebnis kommen wir auch, wenn wir die Tertiärsockel der einzelnen Terrassen miteinander vergleichen. Die Traun hat bei Ebelsberg noch 10 m Schotter unter sich und auch dort, wo sie wie bei Wels, an den Rand gedrängt, den Schlier anschneidet, liegt nördlich von ihr eine tief unter ihr heutiges Niveau herabreichende Schotterrinne. Dagegen schneidet der Unterlauf der Enns durchwegs den tertiären Schlier an und in ihrem Bett liegen nur wenige Meter Schotter. Am Profil der Autobahnbrücke beträgt diese jüngste Sohleneintiefung der Enns in die höhere Schlier-sohle etwa 3 m. Eine 5—7 m hohe Schlierstufe ist dann ferner zur NT hinauf festzustellen. Der Unterschied zum HT-Sockel beträgt allerdings nur wenige Meter.

Es ist durchaus möglich, daß an der Enns genau so wie an der Traun eine tiefere, in die Tertiärunterlage eingegrabene und wieder verschüttete Erosionsrinne östlich des heutigen Ennsflusses besteht und daß sich die heutige Enns randlich eingeschnitten hat und so den Schlieruntergrund antraf, ähnlich wie die Traun bei Wels. Darüber können aber insofern keine weiteren Aussagen gemacht werden, als der tertiäre Untergrund unter dem Wagramer Feld (= NT der Enns östlich des Flusses) noch viel zu wenig bekannt ist. Die Unterschiede in der Höhenlage der Schotteroberfläche könnten aber auch damit nicht erklärt werden. Es besteht auch die Möglichkeit, diese auf verschieden alte Ablagerungen zurückzuführen. An der NT ist aber infolge des Zusammenhanges die Gleichaltrigkeit erwiesen; auch sind die Bodenbildungen durchaus die gleichen. Es ist also sehr wahrscheinlich, daß auch die Enns-HT die gleichaltrige Form zur Traun-HT darstellt. Es bedarf zwar noch einer Reihe exakter Einzeluntersuchungen, um die wahre Ursache für die Unterschiede zwischen Traun- und Ennstal angeben zu können, aber diese Unterschiede halten sich in solchen Grenzen, daß man für ihre Erklärung nicht unbedingt die Tektonik heranziehen muß. Wahrscheinlich sind die Unterschiede in den beiden Flüssen selbst und in ihrem Einzugsgebiet zu suchen. Das Problem konnte vorläufig hier nur aufgezeigt werden und es mag vielleicht neben der oben unter b) erwähnten Möglichkeit einer Interferenz auch noch andere Gründe für eine verschiedene Höhenlage gleichalter Donauterrassen geben, deren Entschleierung für eine Lösung des noch immer so gut wie vollkommen ungeklärten diluvialen Terrassenproblems an der Donau notwendig erscheint.

Literaturverzeichnis.

1. Abel, O.: Bericht über die Fortsetzung der kartogr. Aufnahme der Tertiär- und Quartärbildungen am Außensaum der Alpen zwischen der Ybbs und der Traun. — Verh. d. Geol. R.-A., Wien 1905, S. 353—360.
2. C o m m e n d a, H.: Materialien zur Geognosie Oberösterreichs. — Jb. d. Museums Franz. Car., Linz 1900, S. 1—205.

3. **Commenda, H.:** Linz und Umgebung. — Heimatgaue, Linz 1923, S. 121—134 und 343—352.
4. **Götzing, G.:** Führer für die Quartärexkursionen in Österreich, I. Teil. Wien 1936: a) Das Alpenvorland zwischen Ybbs und Enns und die Umgebung von Steyr, S. 66—74. b) Die Traun-Enns-Platte, S. 75—82.
5. **Grill, R.:** Das Oligozänbecken bei Linz und seine Nachbargebiete. — Mitt. d. Geol. Ges., Wien 1935, S. 37—72.
6. **Kinzl, H.:** Flußgeschichtliche und geomorphol. Untersuchungen über die Feldaisenschenke... — Sitzber. d. Heidelberger Akad. d. Wiss., math.-naturw. Kl., 1930, S. 1—48.
7. **Kohl, H.:** Geomorphologie des mittleren Mühlviertels und des Donaufales von Ottensheim bis Mauthausen. — Diss. Univ. Graz, 1952.
8. **Kohl, H.:** Altmoränen und pleistozäne Schotterfluren zwischen Laudach und Krems. — Die Arbeit wird im 100. Bd. d. Jahrbuches d. Oberöstr. Musealvereins im Laufe dieses Jahres in Linz erscheinen.
9. **Krol, O.:** Die Welser Heide als Wasserwirtschaftsraum. — Schriftenreihe der oberöstr. Landesbaudirektion Nr. 13, Wels 1954.
10. **Penck, A. — Brückner, E.:** Die Alpen im Eiszeitalter. I. Bd. — Leipzig 1909, S. 80—98.
11. **Penck, A. — Richter, E.:** Glazialexkursionen in die Ostalpen. — Führer für die Exkursionen zum IX. Int. Geologenkongreß, Nr. XII, Wien 1903.
12. **Rohrhofer, J.:** Die eiszeitlichen Ablagerungen im Alpenvorland zwischen Traun und Enns. — Mitt. f. Erdkde. Nr. 5, 6 und 9, 10, S. 50—68 und 97—122, Linz 1938.
13. **Rosenauer, F.:** Wasser und Gewässer in Oberösterreich. — Schriftenreihe d. oberöstr. Landesbaudirektion Nr. 1, O.-Ö. Landesverlag, Wels 1948.
14. **Troll, C.:** Die jungglazialen Schotterfluren im Umkreis der deutschen Alpen. — Forsch. z. dtsh. Lds.- u. Volkskde. XXIV., Stuttgart 1926.
15. **Troll, C.:** Die III. internat. Quartärkonferenz und ihre Belehrungsreisen in Österr. 1936. — Die große Exkursion durch die Ostalpen I. Wien-Salzburg. — Zeitschr. f. Gletscherkde. XXV, 1937, S. 252—270.

Karten:

16. **Provisor. Ausgabe der Österr. Karte 1:50.000.** Die Blätter: 32 Linz, 33 Steyregg, 49 Wels, 50 Kremsmünster, 51 Steyr.
17. **Alte österr. Landesaufnahme 1:25.000.** Die Blätter: 4652/4, 4653/3, 4752/1, 4752/2, 4752/3, 4753/1.
18. **Geologische Spezialkarte 1:75.000.** Die Blätter: Wels—Kremsmünster, Linz—Eferding und Enns—Steyr.
19. **Kohl, H. u. Zimmermann, J. A.:** Terrassen und Erosionsränder im Donaubecken Linz—Mauthausen. In: F. Pfeffer: Raffelstetten und Tabersheim. Jb. d. Stadt Linz, 1954.

III. Beilagen: Detailbeschreibungen.

Die in den Beilagen beschriebenen Aufschlüsse wurden bodenkundlich von Herrn Dipl.-Ing. Dr. V. Janik aufgenommen, die Analysen in entgegenkommenderweise von Herrn Dipl.-Ing. Dr. H. Schiller an der Landwirtschaftl.-chem. Bundesversuchsanstalt in Linz durchgeführt.

Für die Detailbeschreibungen Beil. 2, 3, 4, 5 wird außerdem auf Taf. IV verwiesen.

Beilage 1.

Bodenbeschreibungen zu den NT-Stufen bei Lambach (aufgenommen am 26. März 1955).

Ia, Bahnhofniveau (Aufschüttungsniveau der NT).

364—360 m

30 m über Traun **Bodentyp:** Braune Rendzina auf Kalkschotter bzw. Braunerde.

A 0—20 **Humoser, stark dunkelgraubrauner, schwächst kiesiger lehmiger Sand; locker gelagert, gut krümelnd, Farbe i. f. Z.: 10 YR 3/3—3/2; Kiese bis 2 cm Durchm., eckig, gelegentlich splittrig (Flysche, Quarzite, Kalke), allmählich übergehend**

- A (B) 20—40 schwächst humoser, dunkelbrauner, schwach kiesiger, lehmiger bis stark lehmiger Sand; locker gelagert, noch krümelnd, Farbe i. f. Z.: 10 YR 3/3—4/3; zunehmender Kiesgehalt, selten splittrig, aufsitzend
- (B) 40—60 Kies und Schotter in brauner, sehr geringer Sandpackung; dicht gelagert, strukturlos, Farbe der Packung i. f. Z.: 10 YR 4/2—4/3; Schotter bis 10 cm Durchm., kantengerundet oder gut abgerollt, allmählich übergehend
- C 60— unverwitterter Schotter und Kies.

Bem.: Gegen den Terrassenrand zu wird A plus A (B) bis 70 cm mächtig; stark lehmig.

II, Helmedgutniveau, Kote 358 m, Straße nach Kremsmünster.

358 m

25 m über Traun Bodentyp: Braune Rendsina auf Kalkschotter.

- A 0—20 Humoser, stark dunkelgraubrauner, in Spuren kiesiger lehmiger bis stark lehmiger Sand; locker gelagert, gut krümelnd, Farbe i. f. Z.: 10 YR 3/2—3/3; vereinzelt Kiese (Flysch, Mergel, Kalk), vereinzelt splittrige Stücke, allmählich übergehend
- A (B) 20—40 schwächst humoser, dunkelbrauner, schwächst kiesiger, lehmiger bis stark lehmiger Sand; etwas dichter gelagert, feinklockige Struktur, Farbe i. f. Z.: 10 YR 4/3; etwas zunehmender Kiesgehalt, sonst wie oben, aufsitzend
- (B) 40—60 Kiese und Schotter in sehr geringer, brauner Sandpackung; dicht gelagert, strukturlos, Farbe i. f. Z.: 10 YR 4/3; Schotter bis 20 cm Durchm. (Quarze, Kalke, Hornsteine, Quarzite), rasch übergehend
- C 60— unverwitterter Schotter und Kies.

III, Niveau über dem Gasthaus Graben.

351 m

18 m über Traun Bodentyp: Braune Rendsina auf Kalkschotter. Beschreibung wie Ia und II, kein splittriger Schutt, im (B)-Horizont Zunahme des Lehmgehaltes.

IV, Kropfing-Graben-Niveau.

347 m

14 m über Traun Bodentyp: Rendsina auf Kalkschotter.

- A 0—15 Humoser, stark dunkelgraubrauner, kiesiger, schwach schottriger lehmiger Sand; locker gelagert, gut krümelnd, Farbe i. f. Z.: 10 YR 2/2—3/2; Kiese gut gerollt, zumeist Kalke, wenig Flysch.
- A C 15—40 Kiese und Schotter in schwächst humoser (Humus koprogen eingebracht), sehr geringer Sandpackung. Kiese und Schotter kaum angewittert, Packung nicht verbraunt.
- C 40— Kiese und Schotter in sehr geringer Sandpackung, gänzlich unverwittert.

Va, Talbodenniveau bei Graben.

340 m

6 m über Traun Bodentyp: Leicht verbraunter grauer Auboden.

- A 0—15 Humoser bis schwach humoser, stark dunkelgraubrauner, lehmiger feiner Sand; locker gelagert, krümelnd, Farbe i. f. Z.: 10 YR 3/2—3/3; vereinzelt Kiese, rasch übergehend
- A (B) 15—25 schwächst humoser, dunkelbrauner, lehmiger feiner Sand; locker gelagert, noch schwach krümelnd, Farbe i. f. Z.: 10 YR 3/3; rasch übergehend
- C 25— graubrauner schwach lehmiger Sand; locker gelagert, strukturlos, Farbe i. f. Z.: 10 YR 4/4—2,5 Y 4/4.

Vb, Niveau der ehemaligen Traunarme.

Bodentyp: Grauer Auboden; Farbe des C-Horizontes: 2,5 Y 4/2—5/2.

Beilage 2.

Beschreibung des NT-Aufschlusses an der Křemstál-Bundesstraße bei Traun (aufgenommen im November 1954).

- I A₁ 0—20 Mullhumoser, stark dunkelgraubrauner, schwächst kiesiger, in Spuren schottriger, stark sandiger Lehm; locker gelagert, sehr gut krümelnd, Farbe i. f. Z.: 10 YR 3/2; Kiese rund, zum Teil plattig (Quarze und Kalke), allmählich übergehend
- II A₂ 20—45 schwächer mullhumoser, stark dunkelbrauner, schwach schottriger, stark sandiger Lehm; locker gelagert, feine, resistente Krümel bildend, Farbe i. f. Z.: 10 YR 2/2; etwas zunehmender Schottergehalt (bis 8 cm Durchm.), abgerollte Quarze und Kalke, rasch übergehend
- III A (B) 45—60 schwach mullhumoser, stark dunkelgraubrauner, kiesiger, schottriger, stark sandiger Lehm; mitteldicht gelagert, noch krümelnd, Farbe i. f. Z.: 10 YR 3/2—3/3; starke Zunahme des Kies- und Schottergehaltes, allmählich übergehend
- IV 60—90 dunkelbrauner, stark kiesig-schottriger und stark sandiger Lehm; mitteldicht gelagert, grobblockige Struktur, bei Druck Zerfall in scharfe, eckige, mittlere Aggregate, Farbe i. f. Z.: 10 YR 3/3; starke Zunahme des Kies- und Schottergehaltes (bis 8 cm Durchm.), Mergel und Kalke mit Sinterüberzug, oberflächlich zersetzt; Quarze, Quarzite und sehr viel Flyschsandsteine mit starker brauner Verwitterungsrinde; abgesehen vom Flysch, auch Nicht-flyschstücke (Kalke und Quarze) vereinzelt scharfkantig-splittrig zertrümmert, rasch übergehend
- V 90—120 dunkelgelbbrauner, schwächst kiesiger, in Spuren schottriger, stark lehmiger feiner Sand bis stark feinsandiger Lehm; dicht gelagert, grobblockige Struktur, bei Druck in eckige, feine Aggregate zerfallend, Farbe i. f. Z.: 10 YR 4/4—2,5 Y 4/4; starke Abnahme des Kies- und Schottergehaltes; hellere, stark sandige Partien durch Flyschverwitterung hellbraun gefärbt; splittriger Feinschutt bestehend aus Flysch, Hornstein und Quarz, übergehend
- VI 120—130 stark dunkelgraubrauner, stark kiesiger schwach toniger Lehm; sehr dicht gelagert, grobblockige Struktur bei starkem Druck in scharfkantige Aggregate zerfallend, Farbe i. f. Z.: 10 YR 3/2; Anreicherung von splittrigem Feinschutt (Gneise, Quarze, Kalke, Flysch), rasch übergehend bzw. aufsitzend
- VII 130—150 Humoser, stark dunkelgraubrauner, stark kiesiger und schottriger toniger Lehm; sehr dicht gelagert, scharfkantige, mittelblockige Struktur der Packung, Farbe i. f. Z.: 10 YR 2/2; Kiese und Schotter bis 10 cm Durchm., Überwiegen des Kalkes und Flysches, sehr stark angewittert, taschenförmiges und keilartiges Eingreifen in das Liegende, rasch übergehend
- VIII 150— Kiese und Schotter in gering eingelagerter, dunkelbrauner Sandpackung; dicht gelagert, strukturlos, Farbe der Packung i. f. Z.: 10 YR 4/3; sehr starke Zunahme des Kies- und Schottergehaltes (bis 15 cm Durchm.), Kalke, Quarze, Flysch, vereinzelt bänderartige Mn-Ausscheidungen.

Untersuchungsergebnis der Landwirtschaftl.-chem. Bundesversuchsanstalt in Linz (Dipl.-Ing. Dr. Schiller).

Horizont	CaCO ₃	Humus	pH-Zahl
I (A ₁)	0,6	2,6	6,6
IV	4,0	1,3	6,9
V	0,4	0,9	6,8
VII (Foss. A)	14,7	1,9	6,2

Beilage 3.

Beschreibung des Lößaufschlusses am HT-Rand beim Weingartshof (aufgenommen am 16. April 1955).

- I A 0—20 Humoser, stark dunkelgraubrauner, stark feinsandiger Lehm; locker gelagert, krümelnd, Farbe i. f. Z.: 10 YR 3/2; kalkhaltig, rasch übergehend
- II A (B) 20—40 schwach bis schwächst humoser, dunkelbrauner, stark feinsandiger Lehm; locker gelagert, schwächst krümelnd, Farbe i. f. Z.: 10 YR 3/3—4/3; kalkhaltig, allmählich übergehend
- III (B) 40—70 dunkelgelbbrauner, stark schluffiger, feinsandiger Lehm bis stark lehmiger Sand; locker gelagert, feinblockige Struktur, Farbe i. f. Z.: 10 YR 4/3—4/4; kalkhaltig, allmählich übergehend
- IV 70—1,30 lichtolivbrauner, stark kalkhaltiger, schluffiger feiner Sand; locker gelagert, strukturlos, Lößgefüge, Farbe i. f. Z.: 2,5 Y 5/6; reichlich Lößschnecken (Succ.), rasch übergehend
- V 1,30—1,50 lichtolivbrauner, stärkst kalkhaltiger Schluff; etwas dichter gelagert, Farbe i. f. Z.: 2,5 Y 5/4; Schichtaufbiegungen bis 25 cm hoch und 10 cm breit in den hangenden Löß hinein; an der Oberkante und zum Teil im Horizont selbst kleinere Kalkkonkretionen bis 3 cm Durchm. An der Oberkante selten Lößschnecken (Succ.), rasch übergehend
- VI 1,50—2,00 lichtolivbrauner, stark kalkhaltiger, schluffiger feiner Sand; mitteldicht gelagert, leicht geschichtet, Farbe i. f. Z.: 2,5 Y 5/6 (Mischfarbe); schichtweise hellgrau und braunfleckig, krypturbant durcharbeitet (weiter randwärts bis max. 1 m), ohne Lößschnecken, vereinzelt Lößkindl im Horizont verteilt, rasch übergehend
- VII 2,00—3,00 lichtolivbrauner, schluffiger feiner Sand, (einheitlich) Farbe i. f. Z.: 2,5 Y 5/6; etwas dichter gelagert, schwach schichtige Struktur; stark kalkhaltig, reichlich Lößschnecken (häufig Helix, seltener Succ.), an der Basis Lößkindl bis 5 cm Durchm., allmählich übergehend
- VIII 3,00—3,50 lichtolivbrauner, sehr stark kalkhaltiger Schluff; dicht gelagert, strukturlos, Farbe i. f. Z.: 2,5 Y 5/4; vereinzelt Lößschnecken (Helix), rasch übergehend
- IX 3,50—3,65 gelbbrauner, stark kalkhaltiger, schwach schluffiger feiner Sand; dicht gelagert, schwach geschichtet, Farbe i. f. Z.: 10 YR 5/6; Lößschnecken vorhanden, rasch übergehend
- X 3,65—4,00 lichtolivbrauner, stark schluffiger feiner Sand; dicht gelagert, schwach schichtig, kalkhaltig, Farbe i. f. Z.: 2,5 Y 5/4—5/6; Lößschnecken (Helix und Succ., zum Teil sehr große Succ.); Lößkindl im Horizont und an der Basis.
- XI 4,00—4,10 lichtolivbrauner, weiter randwärts graubrauner, stark schluffiger Sand; dicht gelagert, schwache Schichtung, stark kalkhaltig, gegen den Terrassenrand zu bei einer Mächtigkeit von 35 cm schwach kalkhaltig, Farbe i. f. Z.: 2,5 Y 5/4, gegen den Terrassenrand zu 2,5 Y 5/2; vereinzelt Kiese (Kalke und Quarze bis 1,5 cm Durchm.), teilweise leichte krypturbante Verbiegungen, rasch übergehend
- XII 4,10— dunkelgelbbrauner, stark lehmiger feiner Sand; dicht gelagert, nach unten noch dichter werdend, schichtig, Farbe i. f. Z.: 10 YR 4/4—5/4 (Mischfarbe); Vergleyung, Fe- und Mn-Ausscheidungen, in blockige Aggregate aufbrechend; in den oberen 30 cm noch, meist zertrümmerte Lößschnecken, schwächer kalkhaltig, gegen den Rand zu nicht mehr kalkhaltig; vereinzelt Quarze bis 2,5 cm Durchmesser.

Korngrößen und Kalkgehalt am HT-Band beim Weingartshof.

Horizont	Korngröße					CaCO ₃ %
	2,0— 0,1	0,1— 0,05	0,05— 0,01	0,01— 0,002	unter 0,002	
III	7,0	17,0	47,8	28,2	10,0	26,4
IV	6,2	8,6	59,4	25,8	5,9	32,6
V	1,2	6,6	68,4	23,8	5,0	31,5
VII	1,4	4,4	63,4	30,8	5,8	25,0
VIII	1,4	6,2	66,2	26,2	5,5	30,8
IX	3,2	6,0	61,8	29,0	5,6	23,1
XI	1,8	5,8	58,8	33,6	8,3	26,0
XII	1,2	4,0	50,2	44,6	12,1	0,8

Beilage 4.

Beschreibung des Löß- und Lehmaufschlusses beim Stadion Linz (aufgenommen am 31. März 1955).

- I A 0—25 Humoser, stark dunkelgraubrauner, schwächst kalkhaltiger, stark feinsandiger schluffiger Lehm; locker gelagert, gut krümelnd, Farbe i. f. Z.: 10 YR 3/3—4/3, allmählicher Übergang
- II A (B) 25—55 schwächst humoser, dunkelbrauner, schwach kalkhaltiger, stark feinsandiger schluffiger Lehm; locker gelagert, noch krümelnd, Farbe i. f. Z.: 10 YR 4/3—4/4, rasch übergehend
- III 55—75 lichtolivbrauner, stärkst kalkhaltiger, lehmiger, stark schluffiger feiner Sand (schwächst verwitterter primärer Löß); sehr locker gelagert, feinblockige Struktur mit schwachem Hüllengefüge, Farbe i. f. Z.: 10 YR 5/4—2,5 Y 5/4, allmählich übergehend
- IV 75—80 gelbbrauner, kalkhaltiger, stark feinsandiger schluffiger Lehm; dicht gelagert, mittelblockige Struktur, Farbe i. f. Z.: 5 YR 5/4, allmählich übergehend
- V 80—1,05 olivbrauner, kalkhaltiger, stark lehmiger schluffiger Sand; bedeutend dichter gelagert, mittelblockige Struktur, feinblättrig geschichtet, Farbe i. f. Z.: 10 YR 5/4—2,5 Y 5/4, aufsitzend
- VI 1,05—1,55 dunkelbrauner, schwach kalkhaltiger, oben schwach, unten stark feinsandiger Lehm; sehr dicht bis dicht gelagert, oben grobblockige, unten mittelblockige Struktur, Farbe i. f. Z.: 7,5 YR 4/4—10 YR 4/4, oben vereinzelte kleine Mn- und Fe-Konkretionen, vereinzelt etwas hellere Flecken, rasch übergehend
- VII 1,55—1,85 dunkelbrauner, schwach kalkhaltiger, stark lehmiger Sand; mitteldicht gelagert, feinblockige Struktur, Farbe i. f. Z.: 10 YR 4/4—2,5 Y 4/4, rasch übergehend
- VIII 1,85—2,15 dunkelgelbbrauner, schwach kalkhaltiger, stark feinsandiger Lehm; etwas dichter gelagert, mittelblockige Struktur, Farbe i. f. Z.: 10 YR 4/4, vereinzelt Kalkkonkretionen, allmählich übergehend
- IX 2,15—2,65 lichtolivbrauner, kalkhaltiger, stark lehmiger Sand, locker gelagert, blättrige Schichtung, Farbe i. f. Z.: 2,5 Y 5/4—5/6, reichlich Helix, seltener Succ., vereinzelt Pupa musc., allmählich übergehend
- X 2,65—5,05 lichtolivbrauner, schwach kalkhaltiger, stark feinsandiger Lehm; mitteldicht gelagert, mittelblockige Struktur, Farbe i. f. Z.: 2,5 Y 5/4—5/6, nach unten hin starke Abnahme der fossilen Schnecken, unten vereinzelte stecknadelgroße, schwarze Konkretionen, rasch übergehend
- XI 5,05—6,25 gelbbrauner, oben schwach, unten stark feinsandiger Lehm; sehr dicht bis dicht gelagert, grobblockige, unten mittelblockige Struktur, Farbe i. f. Z.: 10 YR 4/4—5/4 (Mischfarbe): in der oberen Hälfte zahlreiche dunkle Konkretionen und Ausscheidungen von Fe und Mn an den Gefügeflächen, in der unteren Hälfte rasches Abnehmen dieser Erscheinungen, allmählich übergehend

XII 6,25—6,75	gelbbrauner, stark lehmiger Sand bis stark feinsandiger Lehm; mitteldicht gelagert, blockige Struktur, bei Druck in kleine Aggregate zerfallend, Farbe wie XI, keine Konkretionen von Mn oder Fe, nur vereinzelt kleine Kalkkonkretionen, einzelne fossile Wurzelgänge, allmählich übergehend
XIII 6,75—7,35	gelbbrauner, stark lehmiger Sand; mitteldicht gelagert, feinkörnig geschichtet, feinst blockige Struktur, nur schwach verkittet, Farbe i. f. Z.: 10 YR 5/4, allmählich übergehend
XIV 7,35—9,20	lichtolivbrauner bis lichtolivgelbbrauner, kalkfreier, lehmiger bis stark lehmiger Sand, unten stark feinsandiger Lehm; oben etwas lockerer, unten mitteldicht gelagert, mittelblockige Struktur, bei Druck in kleine Aggregate zerfallend, Farbe i. f. Z.: 10 YR 5/6—2,5 Y 5/6; Dichte und blockige Struktur im unteren Teil zunehmend, oben vereinzelt Kalkkonkretionen bis 2 cm Durchmesser, unten vereinzelt stecknadelgroße dunkle Konkretionen.
XV 9,20—10,30	dunkelbrauner feinsandiger Lehm; dicht gelagert, grobblockige Struktur, bei stärkerem Druck in mittlere Aggregate zerfallend, Farbe i. f. Z.: 10 YR 4/4—7,5 YR 4/4, sehr starke Zunahme der Konkretionen und Ausscheidungen von Fe und Mn an den Gefügeflächen, aber geringer als in XI; bis 5 cm große Kalkausscheidungen an der Oberkante, nach unten geringe Schichtung, allmählich übergehend
XVI 10,30—	dunkelgelbbrauner, feinsandiger bis stark feinsandiger Lehm; etwas lockerer gelagert, mittel- bis feinkörnige Struktur, Farbe i. f. Z.: 10 YR 4/4, Abnahme der Konkretionen, Zunahme der Schichtung.

Korngrößen und Kalkgehalt im Löß-Lehmaufschluß beim Stadion Linz.

Horizont	Korngröße					CaCO ₃ %
	2,0— 0,1	0,1— 0,05	0,05— 0,01	0,01— 0,002	unter 0,002	
II 1,0	1,0	3,2	58,0	37,8	11,0	2,1
III 2,2	2,2	4,6	62,2	31,0	7,1	30,8
IV 3,8	3,8	6,2	56,0	34,0	9,2	8,1
V 2,2	2,2	4,8	55,6	37,4	9,0	5,2
VI 3,4	3,4	7,2	52,8	36,6	7,5	0,8
VII 1,6	1,6	6,8	59,2	32,4	6,8	0,6
VIII 1,4	1,4	6,6	61,0	31,0	8,5	0,2
IX 2,2	2,2	4,6	57,2	36,0	8,3	4,6
X						5,4 oben 0,8 unten
XI 5,2	5,2	4,8	43,6	46,4	12,2	0,6
XII 2,6	2,6	6,4	51,0	40,0	9,9	0,4
XIV 1,4	1,4	4,8	55,8	38,0	9,0	0
XV 2,6	2,6	4,2	48,2	45,0	12,0	0

Beilage 5.

Beschreibung des Löß- und Lehmaufschlusses der Ziegelei in der Grabnerstraße in Linz (aufgenommen am 23. April 1955).

I A 0—20	Humoser, dunkelgraubrauner, stark feinsandiger Lehm; locker gelagert, gut krümelnd, Farbe i. f. Z.: 10 YR 3/3—4/3; rasch übergehend
II (B) 20—70	dunkelgelbbrauner, stark feinsandiger Lehm; locker gelagert, feinkörnige Struktur, Farbe i. f. Z.: 10 YR 4/4; nicht kalkhaltig, oben noch Humus in Spuren, rasch übergehend
III 70—95	lichtolivbrauner, schluffiger, stark kalkhaltiger, lehmiger feiner Sand; locker gelagert, typische Lößstruktur, Farbe i. f. Z.: 2,5 Y 5/4—5/6; vereinzelt Verwitterungsstellen, rasch übergehend
IV 95—1,05	gelbbrauner, kalkhaltiger, stark feinsandiger Lehm; etwas dichter gelagert, feinkörnige Struktur, Farbe i. f. Z.: 10 YR 4/4—5/4; das Band ist teilweise aufgelöst, rasch übergehend

- V 1,05—1,50 lichtolivbrauner, stark kalkhaltiger, schluffiger, schwach lehmiger Sand; mitteldicht gelagert, Lößstruktur, Farbe i. f. Z.: 2,5 Y 5/4—5/6, allmählich übergehend
- VI 1,50—3,50 lichtolivbrauner, stark kalkhaltiger, schluffiger feiner Sand; die unteren 50 cm etwas dichter gelagert und nach unten hin allmählich blockig aufbrechend, Farbe i. f. Z.: 2,5 Y 5/4; schwache Schichtung erkennbar und leicht fleckig, rasch übergehend
- VII 3,50—3,60 Mischhorizont; gelbbrauner bis lichtolivbrauner, stark kalkhaltiger, lehmiger bis stark lehmiger feiner Sand; dicht gelagert, feinblockige Struktur, Farbe i. f. Z.: 10 YR 5/4—2,5 Y 5/4; schwache Fe- und Mn-Ausscheidungen, rasch übergehend
- VIII 3,60—4,10 gelbbrauner, schwach kalkhaltiger, stark lehmiger feiner Sand; sehr dicht gelagert, grobblockige Struktur, Farbe i. f. Z.: 2,5 Y 5/6—10 YR 5/6; zahlreiche kleine Mn- und Fe-Konkretionen (erbsengroß), vereinzelt kleine Kiese, Oberrand solifluidal zerfranst, allmählich übergehend
- IX 4,10—4,60 stark dunkelgelbbrauner, sandiger, schwach toniger Lehm; sehr dicht gelagert, grobblockige Struktur, Farbe i. f. Z.: 10 YR 4/4; zahlreiche Fe- und Mn-Konkretionen, erbsengroße Kalkausscheidungen, Pseudogley, allmählich übergehend
- X 4,60— dunkelbrauner, schwach sandiger Lehm; dicht gelagert, grobblockige Struktur, bei Druck schwach krümelnd (scheinbar fossiler Humus enthalten), Farbe i. f. Z.: 7,5 YR 4/4—10 YR 4/4; keine Mn- und Fe-Konkretionen und keine Gleyflecken, aber kleine Kalkausscheidungen.
- X 3,00—3,40 Fortsetzung des Profils ca. 5 m weiter östlich wie oben, schwach kalkhaltig, allmählich übergehend
- XI 3,40—3,70 dunkelgelbbrauner, feinsandiger, nicht kalkhaltiger Lehm; mitteldicht gelagert, feinblockige Struktur, Farbe i. f. Z.: 10 YR 4/4, rasch übergehend
- XII 3,70—3,90 gelbbrauner, nicht kalkhaltiger, stark lehmiger bis stark feinsandiger Lehm; etwas lockerer gelagert, fast strukturlos, Farbe i. f. Z.: 10 YR 4/4—5/4, der Horizont fällt als helleres Band auf, rasch übergehend
- XIII 3,90—5,20 dunkelbrauner bis dunkelgelbbrauner, unten schwächst kalkhaltiger, feinsandiger Lehm; oben dicht, unten mitteldicht gelagert, blockige, unten feinblockige Struktur, Farbe i. f. Z.: 7,5 YR 4/4—10 YR 4/4, unten nur 10 YR 4/4, unten schwache Schichtung erkennbar, dunklere Ausfüllungen in senkrechten Röhren und Wurzelgängen, allmählich übergehend
- XIV 5,20—5,60 gelbbrauner, schluffiger, schwächst kalkhaltiger, lehmiger feiner Sand; mitteldicht gelagert, lößartig, strukturlos, Farbe i. f. Z.: 10 YR 4/4—5/4, ganz schwache Schichtung, rasch übergehend
- XV 5,60—5,65 bzw. 5,70, dunkelbrauner, feiner bis grober Quarzsand; Farbe i. f. Z.: 7,5 YR 4/4 mit Fe- und Mn-Ausscheidung, im Bereich des feinen Sandes: 10 YR 4/4—2,5 Y 4/4, ohne Ausscheidungen, das Band erscheint leicht kryoturband gestaut, rasch übergehend
- XVI 5,65—6,00 olivbrauner, schluffiger feiner Sand; dicht gelagert, strukturlos, Farbe i. f. Z.: 2,5 Y 4/4; schwache Schichtung erkennbar, leicht fleckig, rasch übergehend
- XVII 6,00— lichtolivbrauner, kalkhaltiger Schluff; dicht bis sehr dicht gelagert; Farbe i. f. Z.: 2,5 Y 5/4; schwach gleyfleckig, zahlreiche Lößschneckenreste, sonst im ganzen Profil keine Schnecken.

Anmerkung zum Profil auf Tafel IV, Ziegelwerk Linz, Grabnerstraße: Die dort unter VIII gezeichnete Verzahnung gehört in den Horizont VII. VIII ist durch Solifluktion aufgelöstes Material des liegenden Bodens.

Exkursionsweg Enns—Krems

Hiezu Tafel I.

Von R. Grill

Östlich der Enns tritt die Exkursion in jenen Alpenvorlandsabschnitt ein, der sich streckenweise auf weniger als 10 km verschmälert. Der subalpina, gefaltete und geschuppte Molassestreifen steht hier in direkter tektonischer Beziehung zu den verschiedenen Bruchstrukturen der Böhmisches Masse, die als Untergrundsrücken bis nahe an den Flyschrand heran zu verfolgen sind. Sie fungierten als Widerlager gegen die faltenden Bewegungen.

Auf den Höhen der Strengberge bietet sich eine ausgezeichnete Übersicht über diesen regionalen Rahmen. Herzynisch streichende Brüche, wie sie in großer Zahl vom Südrand der Böhmisches Masse bekannt wurden, sind es vorwiegend, die das Gebiet östlich Linz a. d. D. in eine Becken- und Schollenlandschaft zerlegen, und es ist deutlich das Gallneukirchner Tertiärbecken mit der in SW begrenzenden Hohensteinscholle zu erkennen (Tafel I). Wie sich der Mairhoferberg-Rücken bei Eferding nach den seismischen Messungen und den verschiedenen Tiefbohrungen als begrabener Rücken gegen SE bis gegen Wels und vielleicht darüber hinaus verfolgen läßt, so findet die Hohensteinscholle eine südöstliche begrabene Fortsetzung bis über den Bereich der Ortschaft Strengberg hinaus (Rücken von Altenhofen-Strengberg) und ein Untergrundshoch N St. Peter—Seitenstetten kann als letzter Ausläufer davon gelten (Bohrung St. Johann 1, Tiefe des Kristallins 630 m), (R. Grill und L. Waldmann, 1951).

Inmitten des Tertiärhügellandes von Strengberg, wenige hundert Meter südlich der Bundesstraße, geht in einem Seitengraben des Engelbaches das Kristallin sogar zutage aus (J. Schädler, 1932). Auf einen nordöstlich benachbarten Untergrundsrücken bezieht sich der schon lange bekannte Kristallinausbiß von Wallsee, den die Donau umfließt, während sie unterhalb Mauthausen der Untergrundsrinne folgt, die den Rücken von Altenhofen—Strengberg im NE begleitet (tektonische Fortsetzung des Gallneukirchner Beckens).

Das Gebiet der Strengberge — der volkstümliche Name leitet sich von der Aneinanderreihung der von der Straße zu bewältigenden Höhen ab (A. Becker, 1946) — zwischen St. Valentin und Amstetten baut sich aus oligozänen und miozänen Schlierablagerungen auf, die auch längs der Bundesstraße wiederholt in Aufschlüssen entblüßt sind. Der auf den geologischen Karten verzeichnete Kristallsandstein von Wallsee liegt als Basisbildung des oligozänen Anteils der Beckenfüllung dem Kristallin auf und ist gleichaltrig mit den Linzer- bzw. Melker Sanden. Weite Strecken des tertiären Hügellandes werden von Deckenschottern überlagert, sowie von Löss und Lehm. Bedeutend höher noch als die erstgenannten Bildungen liegen vereinzelte gering mächtige Schotterkörper, u. a. um Oed (390 m) und den Galgenberg (390 m bzw. 407 m, rund 170 m über dem Strom). Die feinkörnigen Quarzschotter wurden in das Oberpliozän gestellt und sie sind dem System von Akkumulationsterrassen am Fuße des Hausruck, oberhalb des Deckenschotter anzuschließen. Reste dieser Terrassenschotter sind uns auch im Hügelland N und S der Traun begegnet.

In Amstetten steigt die Bundesstraße auf die Niederterrassenflur der Ybbs herab und verbleibt in deren Bereich bis südlich der gleichnamigen Stadt.

Bei Blindenmarkt berührt sie einen Ausläufer der Böhmisches Masse, der an einem SW-NE-streichenden Verwurf unter das Tertiär einsinkt. Den SW—NE-Brüchen kommt in diesen östlichen Teilen des Massivs dieselbe Bedeutung zu, wie den herzynisch streichenden weiter westlich. Morphologisch besonders auffällig ist der Hiesbergbruch, an dem sich die Granite und die Gneise des Hiesberges jäh herausheben und der sich in die Diendorfer Verwerfung fortsetzt, die sich durch den Dunkelsteinerwald über Krems nordostwärts verfolgen läßt.

Längs des Steilufers der Ybbs ist der Miozänschlier in mehreren Zehner Meter Höhe entblößt. Altpleistozäne, vorwiegend aus Quarzgeröllen aufgebaute Terrassenschotter mit mächtiger Lehmauflage nehmen die Höhe oberhalb ein (H. Vettters).

Auf der Höhe zwischen den Flüssen Ybbs und Erlauf bietet sich ein schöner Blick auf den Ausgang der Donaudurchbruchsstrecke des Strudengauges. Oberhalb der Stadt Ybbs das Schloß Persenbeug, auf einer Felsterrasse gelegen, und das in Bau befindliche Donaukraftwerk.

Ein Aufschluß unmittelbar nördlich der Straße bei Kilometerstein 100 NE Erlauf zeigt ein gegliedertes Lößprofil auf Hochterrassenschotter.

Auf der Weiterfahrt nach Melk öffnen sich wiederholt schöne Ausblicke auf die Donaulandschaft des Nibelungengauges. Ein besonders lohnender Haltepunkt ist die letzte Anhöhe vor Melk. Die voroberoligozäne Anlage der vom Stromabschnitt zwischen Ybbs und Melk benützten Rinne ist erwiesen durch die tiefgelegenen Melker Sande südlich Krummußbaum und durch fossilführende Tone und Sande bei Weitenegg, die unter der Stromsohle im Liegenden von blockführenden Schottern und dem Fels in 20 m Tiefe aufgelagert angetroffen wurden (L. Waldmann, 1951). Eine markante, bis in den Eingang der Wachau (Grimsing) verfolgbare Felsterrasse ist 40 m über dem Strom an dessen linkem Ufer entwickelt, deren Alter beleuchtet wird einerseits durch auflagernde Melker Sande bei Kleinpöchlarn und Emmersdorf, andererseits durch auflagernde altpleistozäne Schotter und Löß.

Bergwärts sind weitere Stufen zu erkennen. Maria Taferl, der Klosterberg und Henzing treten als alte Umlaufberge heraus.

Das Benediktinerstift Melk am rechten Donauufer ist auf einer Felsterrasse erbaut (SH ca. 240 m), die zum Deckenschotterniveau gerechnet wird. Die auffällige, von oligozänen Sedimenten erfüllte Pielachfurche könnte eine Fortsetzung der alten Flußrinne Ybbs—Melk gewesen sein.

Wir betreten nunmehr das Durchbruchstal der Wachau, dem wir bis Krems folgen. Auf einen im ganzen engeren Abschnitt bis Spitz folgt ein etwas weiteres Talstück bis Krems, das, wie man seit A. Penck (1903) weiß (Tertiär von Spitz), sicher vormiozän angelegt ist und die Fortsetzung des alten, heute nicht mehr einheitlich entwässerten Talzuges Laimbach—Pöggstall—Raxendorf—Spitz ist. Seit der Zeit des genannten Geologenkongresses hat man eine Reihe weiterer Tertiärvorkommen im unteren Teil der Wachau gefunden (Wösendorf, Weißenkirchen, Rossatz, Reisperbachtal u. a.), während solche in dem wahrscheinlich etwas jünger angelegten oberen Teilstück wie im Strudengau nach wie vor unbekannt sind.

Hinsichtlich der genaueren Altersstellung dieser Tertiärvorkommen sind die in der Arbeit von A. Papp (1952) gebrachten Hinweise auf ein tortonisches Alter der unter Löß liegenden Austern führenden Sande und Tone im Reisperbachtal bei Stein a. d. D. und von Tonmergeln südlich Furth bei Gött-

weig wesentlich. Während der zweitgenannte Fundort neu ist, bezieht sich der erste auf eines der durch J. Bayer (1927) bekannt gewordenen Vorkommen von „Ablagerungen der I. Mediterranstufe“. Papp stützt sich bei seiner stratigraphischen Zuordnung auf eine Landschneckenfauna in den Schichten des Reisperbachgrabens und auf eine Foraminiferenfauna, Korallen und Brachiopoden in den Ablagerungen von Furth.

Der Nachweis von marinem Torton in der Umgebung von Krems schließt sich der Reihe neuerer einschlägiger Beobachtungen im außeralpinen Becken nördlich der Donau an, wonach hier das Untertorton-*Meer* noch eine weite Verbreitung hatte. Das Obertorton dürfte hier wohl schon eine Zeit der Ausräumung gewesen sein.

Das Hollenburg—Karlstettener Konglomerat, das als weitere Tertiärablage-*ung* in Resten auch im Reisperbachtal gefunden wird, wird nach den Lage-*ungsverhältnissen* am Ostfuße des Dunkelsteiner Waldes ins Burdigal oder Helvet gestellt. Paläontologische Belege fehlen.

Melker Sande sind bei Stein anzutreffen, dem Kristallin wenig oberhalb der Talsohle angelagert.

Ein herrlicher Rundblick über die Kremser Landschaft bietet sich von der Höhe „Am Steindl“ NE der Stadt. Wenn uns unser Weg anschließend zunächst nordostwärts, unweit östlich des Manhartsberg-Zuges führt, der den Rand der Böhmisches Masse markiert, so mag noch festgehalten werden, daß nach den geophysikalischen Messungen und den diese bestätigenden ver-*schiedenen Bohrdaten* dieser Abschnitt des Ostabbruches des Kristallins eine Linie von tektonisch untergeordneter Bedeutung darstellt. Erst an einer generell SSW—*NNE-streichenden* Linie, die aus der Gegend von Absdorf über Hollabrunn und Mailberg zieht (Mailberger Abbruchzone), senkt sich das Außeralpine Wiener Becken in größere Tiefen, bis zu 3000 m, ab. Die Scholle westlich der genannten Linie weist Tertiärmächtigkeiten von nur wenigen hundert Metern auf (Bohrung Mailberg 1 z. B. Untergrund bei 360 m). Der wahre Ostabbruch der Böhmisches Masse zieht also mitten durch das außeralpine Becken. Einem älter angelegten östlichen Beckenteil mit marinem Oligozän und Miozän als Füllung steht der jünger nachge-*sunkene westliche* gegenüber, wo die Transgression erst mit dem Burdigal einsetzt (Eggenburger Schichten).

Angeführte Literatur.

- Bayer, J.: Entdeckung von Ablagerungen der I. Mediterranstufe in der Wachau. — Verh. Geol. B.-A., Wien 1927.
- Becker, A.: Hengstberg und Strengberg. In: Zur Landeskunde des Raumes von Strengberg in Niederösterreich. — Wiener Geographische Studien, 13, 1946.
- Grill, R. und Waldmann, L.: Zur Kenntnis des Untergrundes der Molasse in Österreich. — Jb. Geol. B.-A., 94, Wien 1951.
- Papp, A.: Zur Kenntnis des Jungtertiärs in der Umgebung von Krems a. d. Donau. — Verh. Geol. B.-A., Wien 1952.
- Penck, A.: Das Durchbruchstal der Wachau und die Lößlandschaft von Krems. — Führer Intern. Geol. Kongr. Wien 1903.
- Popp, K. A.: Morphologische Studien im Donautal zwischen Enns- und Melkmündung. — Geogr. Jahresber. aus Österr., 18, Wien 1935.
- Schadler, J.: Auftragung des kristallinen Grundgebirges im Schlierengebiet zwischen St. Valentin und Strengberg. — Verh. Geol. B.-A., Wien 1932.
- Vetters, H.: Aufnahmsberichte über das Tertiärgebiet des Blattes Ybbs (4754). — Verh. Geol. B.-A., Wien 1928—1930.
- Waldmann, L.: Das außeralpine Grundgebirge Österreichs. In: F. X. Schaffer, Geologie von Österreich. — Verlag Deuticke, Wien 1951.

Willendorf

Von F. Brandtner

Die Donau, die bei Melk allmählich nach Norden einbiegt, betritt knapp vor Aggsbach ein sehr enges, beidseits des Stromes ziemlich steil ansteigendes Talstück — die Wachau im engeren Sinne —, welches bis knapp vor Spitz a. d. D. in fast genau S—N-Richtung in das Kristallin der moldanubischen Masse eingeschnitten ist. Dieses Teilstück des Donautales wurde sicher schon im Tertiär angelegt, ist jedoch augenscheinlich bedeutend jüngeren Alters, als das bei und westlich von Melk anzutreffende präoberoligozän angelegte Talstück. Es kann angenommen werden, daß der Durchbruch bzw. die Verbindung der beiden Talstücke erst während des Miozäns erfolgte. Dies kann auch daraus geschlossen werden, daß die bei Melk deutlich ausgeprägte alttertiäre Felsterrasse, welche stellenweise von jüngerem Deckenschotter bedeckt wird, sich gegenüber von Schloß Schönbüchel verliert und im ganzen weiteren Tale nicht mehr auftritt. Wohl auch bedingt durch die Enge und Steilheit des Durchbruchstaies, sind nahezu in der gesamten Wachau keine pleistozänen Terrassenschotter erhalten geblieben; erst bei der Talweitung bei Krems a. d. Donau können wieder Deckenschotter erkannt werden.

Zwischen Aggsbach und Spitz a. d. Donau ist lediglich eine einzige tiefer gelegene Terrasse ausscheidbar, welche vorwiegend als Erosionsterrasse ausgebildet ist. Neuere Untersuchungen haben gezeigt, daß diese tief gelegene Felsterrasse, welche meist nur in Form einer schmalen Leiste auf ± 350 m Seehöhe liegt, stellenweise von Flußschottern überlagert wird oder, besser gesagt, an Stellen, wo die Felsterrasse zernagt ist oder wannenförmige Eintiefungen aufweist, von Terrassenschottern ersetzt bzw. aufgefüllt ist. Diese Terrassenschotter sind allerdings kaum wo natürlich aufgeschlossen, sondern stets unter Löß begraben, der den flacher ansteigenden und durch die Einmündung mehrerer Nebentälchen zerschnittenen und durch einige Talweitungen charakterisierten westlichen Talhang bedeckt. Nur an wenigen Stellen ist die Existenz dieser Terrassenschotter nachweisbar; so z. B. bei Aggsbach an der Sohle eines tief eingeschnittenen Hohlweges oder an der nördlichen Gemeindegrenze von Willendorf gegen Schwallenbach, wo bei der Ausmündung eines Grabens die dünne Flußschotterdecke von der Felsterrasse erodiert und auf das höchst gelegene Niveau oder Stufe der Niederterrasse verfrachtet wurde.

In Willendorf selbst wurde vor dem ersten Weltkrieg anlässlich des Bahnbau- und der von J. Bayer angesetzten Grabungen der damals neu entdeckten, mittlerweile berühmt gewordenen Paläolithstation unterhalb des derzeitigen Bahndammes, der über dem Terrassenabfall inmitten der dort ziemlich mächtigen Lößablagerungen liegt, Terrassenschotter angetroffen. Seine mit Skizzen versehenen Aufzeichnungen (J. Bayer, Tagebuch Nr. 28, 1912/13. Archiv Nat. Hist. Museum Wien, Prähist. Abt.) wurden jedoch später auch von ihm selbst nicht stratigraphisch ausgewertet (vgl. Brandtner, 1954, S. 78 ff.). Untersuchungen an dieser Stelle (Fundplatz Willendorf II, Parzelle 31/3) haben folgendes Ergebnis gezeigt, welches durch die für August 1955 angesetzte Nachgrabung eine endgültige Klarstellung erwarten läßt (vgl. Abb. 1).

Über den Flußschottern, welche vom Verf. als Akkumulationsniveau der

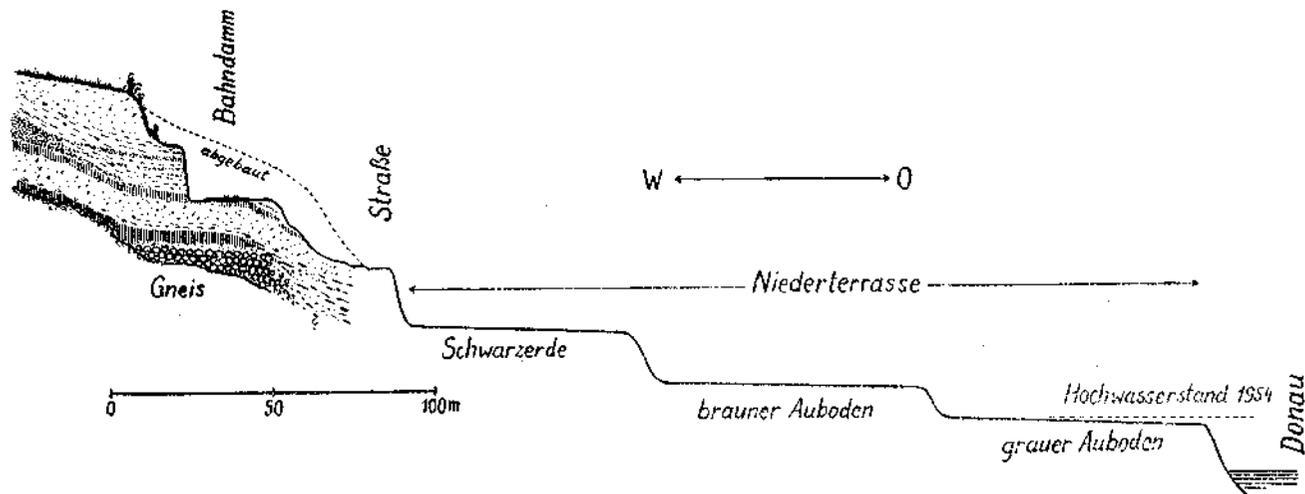


Abb. 1.
 Willendorf in der Wachau
 leicht schematisierter Profilschnitt W—O, stark überhöht gezeichnet
 (zum Teil nach Aufzeichnungen von J. Bayer).
 Fundplatz II liegt westlich des Bahndamms.

Hochterrasse gedeutet werden, folgt eine maximal 1 m mächtige \pm ziegelrot gefärbte fossile Bodenbildung. Dieser mit der „Kremser Bodenbildung“ zu identifizierende (Riß/Würm-Interglazial = E(em)-Warmzeit) Boden ist auch in der etwa 200 m weiter südlich gelegenen, heute aufgelassenen, ehemaligen Ziegelei Merkl zu beobachten, d. h. aufgeschlossen, wo er unmittelbar dem Kristallin, das dort einen über das Niveau der Felsterrasse aufragenden Sporn bildet, aufsitzt.

Über der Kremser Bodenbildung folgt ein Lößstockwerk (Würm I im Sinne der vom Verf. 1954 vertretenen Gliederung), welches beim Fundplatz II etwa 2 m mächtig ist. Diesem Lößpaket folgt eine geringmächtige und auch relativ schwach gefärbte Verlehmungszone (auch in der Ziegelei Merkl klar erkennbar), die ihrerseits von einem beträchtlichen Fließerdepaket, dem mehrere humose Bänder (solifluidal verlagerte Schwarzerde) eingelagert sind, bedeckt wird. Dieser nahezu 3 m mächtige Schichtkomplex barg 4 parautochthone paläolithische Fundstraten (J. Bayers „Kulturschichten“ 1—4) mit geringen und wenig aufschlußreichem Inventar. Die an der Fundstelle durch späteres Bodenfließen stark gestörte Bodenbildung läßt sich nach Westen in den steilen Lößhang hinein verfolgen, wo sie allmählich eine etwas typischere Ausprägung erhält und die normale Abfolge von Verlehmungs- und darüberliegendem Schwarzerde-Horizont zeigt. Es kann nach allen bisher gesammelten Beobachtungen kein Zweifel bestehen, daß es sich hierbei um ein Äquivalent des vom Verf. 1954 herausgestellten Fellabrunner Bodenbildungskomplexes („Stillfrieder Komplex“ nach J. Fink, 1954) handelt (Würm I/II-Interstadial = F-Wärmezeit).

Darüber folgt abermals ein Lößstockwerk, in welchem Kulturschichten des jüngeren Aurignaciens bzw. des Gravettien angetroffen wurden (J. Bayers Kulturschichten 5—9¹⁾). Dieses Lößpaket, welches zeitlich der zweiten trocken-kontinentalen Klimaphase der 2. Würmvergletscherung zuzuordnen ist, stellt an dieser Stelle, wie auch in Aggsbach, wo ebenfalls in gleicher Position über der Bodenbildung der F-Wärmezeit eine Kulturschichte des Gravettien angetroffen wurde (vgl. F. Felgenhauer, 1951), die jüngste erhaltene Lößakkumulation dar. Die Paudorfer Bodenbildung und die darüberfolgende letzte Lößbildung ist nicht erhalten geblieben, sondern zweifelsohne den spät- und nacheiszeitlichen Abtragungsvorgängen, die an diesen steilen Lößhängen besonders in Erscheinung treten mußten, zum Opfer gefallen.

Die Kremser Bodenbildung und mit ihr die schmale Leiste der Hochterrasse sind heute tief unter den jüngeren Lößschichten begraben.

Die Niederterrasse, die sonst im schmalen Stromtale nicht deutlich ausgeprägt ist, ist bei Willendorf gut entwickelt und zeigt eine deutliche Stufung, welche auch bodenkundlich gegeben ist. Zu unterst, nur wenige Meter über dem Normalwasserstand, liegt eine maximal 80 m breite Ebene, die bei Hochwässern gelegentlich überflutet wird (so zuletzt 1954); sie wird von grauen Auböden gebildet.

Die rund 2—3 m höher gelegene 2. Stufe wird von braunen oder schwarzerdeähnlichen Auböden eingenommen, während die um rund 3—4 m höher gelegene 3. und oberste Stufe durch tiefgründige Schwarzerden charakteri-

¹⁾ Ob tatsächlich eine Abfolge von 5 selbständigen Besiedlungsschichten vorliegt, bedarf einer objektiven Nachprüfung.

siert ist. Die Höhenlage der Niederterrassenschotter ist noch nicht geklärt, soll aber im Zuge der für August 1955 angesetzten Untersuchungen festgestellt werden.

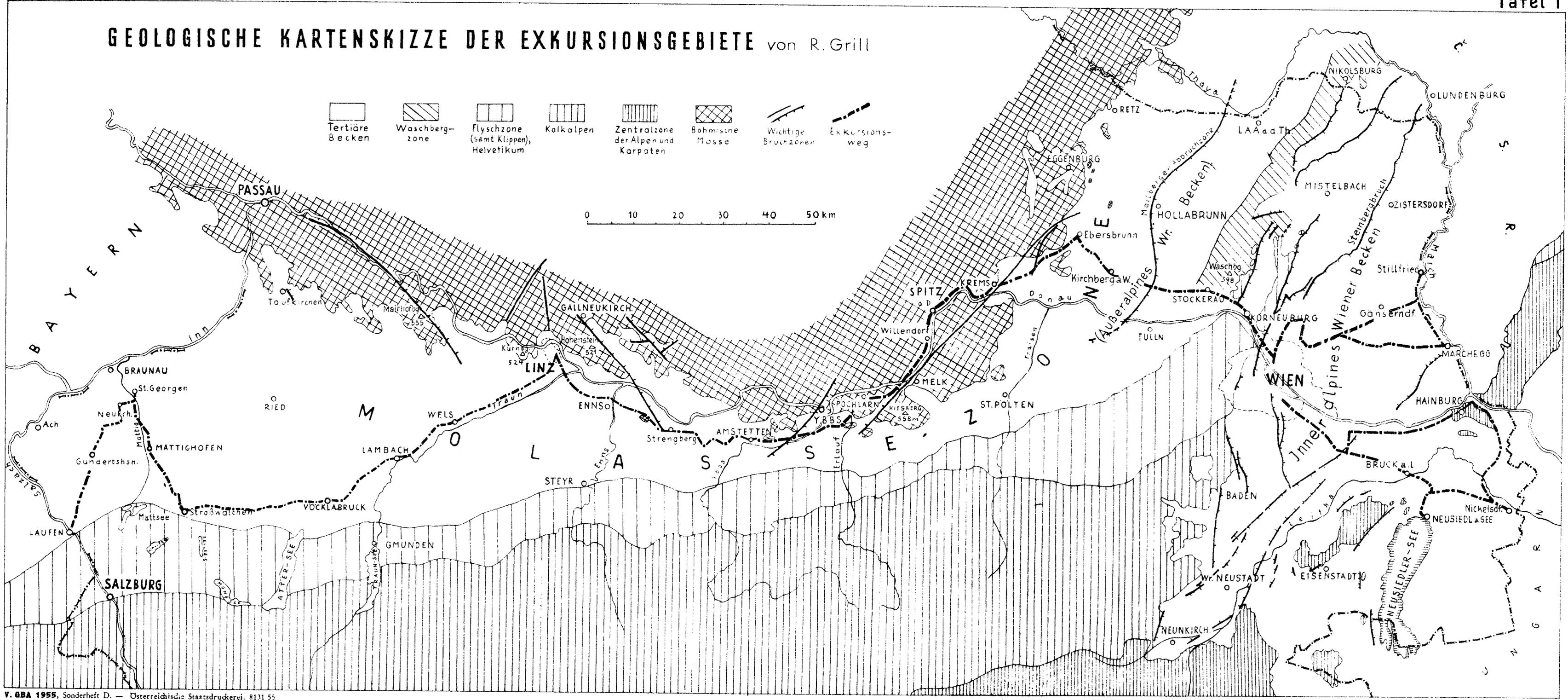
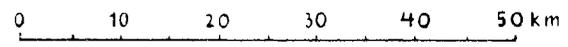
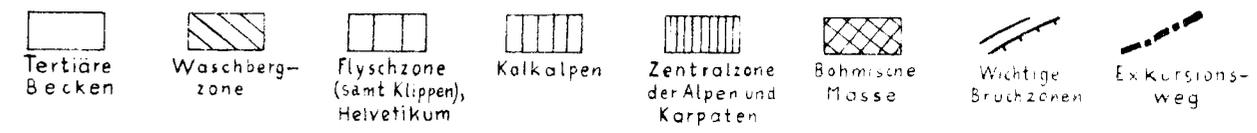
Als feststehend darf derzeit nur gelten, daß die oberste Stufe der Niederterrasse noch von Ablagerungen des mittleren Würm (II) bedeckt wird. Dies beweist die nahe gelegene paläolithische Kulturschichte in Spitz a. d. Donau („Singerriedl“) die auf diesem Niveau (340 m Seehöhe) unterhalb der Hochterrasse liegt und den relativ tiefst gelegenen paläolithischen Fundplatz darstellt (vgl. Felgenhauer, 1952).

Eine eingehende Darstellung wird im Rahmen der nach Abschluß der Grabungen vorgesehenen Monographie über Willendorf erfolgen.

Literaturhinweise.

- Brandtner, F.: Jungpleistozäner Löß und foss. Böden in Niederösterreich. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 4/5, 1954.
- Felgenhauer, F.: Aggsbach, ein Fundplatz des späten Paläolithikums in Niederösterreich. — Mitt. der Prähist. Kommission d. Ost. Akad. d. Wiss., II. Bd., Nr. 6, Wien 1951.
- Felgenhauer, F.: Die Paläolithstation Spitz a. d. Donau, N.-Ö. — Archaeologia Austriaca, Heft 9, 1952.
- Fink, J.: Die fossilen Böden im österreichischen Löß, Quartär, 6. Bd., 1954.
- Kromer, K.: J. Bayers „Willendorf II“-Grabung im Jahre 1913. — Archaeologia Austriaca, 5. Heft, 1950.

GEOLOGISCHE KARTENSKIZZE DER EXKURSIONSGEBIETE von R. Grill



ABSCHNITT KREMS—WIEN

Die Exkursion von Krems bis Absberg

Mit Tafel V und VI.

Von Ludwig Piffli

Das Lößgebiet von Krems.

Die Lößlandschaft um Krems ist durch ihre reichen Aufschlüsse schon oft der Mittelpunkt quartärgeologischer Untersuchungen gewesen und manchen neuen Erkenntnisse haben von hier ihren Weg genommen. Es ist daher verständlich, daß schon der Geologenkongreß 1903 und später die 3. Inqua 1936 diesen Raum bei ihren Exkursionen aufgesucht haben.

Die Fahrt von Krems nach Hadersdorf entlang des Abfalles des Kremsfeldes gewährt einen Einblick in eine der großartigsten Lößlandschaften Österreichs. Über einem Sockel von Hollenburger Konglomerat mit einer Oberkante um 295 m liegt ein auffallend grober Schotter. Diese weite Flur, die im Saubühel und Gobelsberg besonders hervortritt, wird seit *Hassinger* (1907) Kremsfeldniveau genannt. Diese Schotterflur bildet einen wichtigen Leithorizont durch die pliozänen Terrassen des Tullner Beckens.

Der Lößmantel am Südatbange des Kremsfeldes wird vom jüngsten Löß in einer wechselvollen Mächtigkeit gebildet. Während am Saubühel und Gobelsberg das Hollenburger Konglomerat in mächtigen Felsgebilden zu Tage tritt, ist der Löß an den ostseitigen Hängen besonders hoch angeweht worden. Der Wolfgraben weist diesen Gegensatz besonders deutlich aus. Die von der weinbautreibenden Bevölkerung vor Jahrhunderten geschaffene Terrassenlandschaft hat sich prächtig erhalten. Tiefe Hohlwege mit senkrechten Wänden durchfurchen diese Lößlandschaft und haben die Funktion der Täler übernommen. Besonders auffällig ist das Fehlen jeglicher Verlehmungszonen. Nur in einigen versteckten Winkeln haben sich Spuren derselben erhalten, die aber für eine Lößgliederung nur geringen Wert haben.

Hell leuchten die gelben Lößwände im Sonnenschein und verleihen dieser Landschaft ein eigenes Gepräge. Nach einem Ausspruche A. Pencks sieht diese Landschaft mit ihren Wänden und Terrassen in vieler Hinsicht der chinesischen Lößlandschaft täuschend ähnlich.

Die Stromebene davor ist in den Schottergruben von Landersdorf aufgeschlossen. Über typischem Donauschotter mit einer leicht gewellten Oberkante liegt mehrfach geschichtet Feinsand und graugelber Aulehm in Dezimeter starken Schichten. Darüber breitet sich eine 1 m starke Lößdecke mit zahlreichen Lößschnecken. Ein 0.6 m starker rezenter Boden schließt diese Profile ab. Nicht weit davon ist in dem Pumpwerk der Gemeinde Krems die gleiche Schichtenfolge erschlossen worden, dort ist der Schotter 13 m mächtig und in seinen unteren Lagen von großen Steinen durchsetzt; die Tegeloberkante liegt um 185 m.

Diese Ebene gehört der Niederterrasse an und fällt entlang eines Altufers ab, welches dem Niederwagram der Kirchberger Landschaft gleichgesetzt

werden kann. Es zieht von Landersdorf über Rohrendorf und Stratzdorf bis zum Kamp und wird durch zwei Dellungen beiderseits Stratzdorf zerschnitten.

Davor liegt die von flachen Mulden durchzogene Ebenheit von Theiß, die wieder mit einer etwa 2 m hohen Geländestufe zum Auland absetzt.

Diese Dreiteilung der Stromebene zeichnet sich im tertiären Sockel nicht ab, wie aus Bohrprofilen dieser Gegend entnommen werden kann.

Nicht unbedeutend für den Charakter des Pleistozän sind die übergroßen Kristallinblöcke, die unregelmäßig verteilt im Schotter liegen. Ihre Bruchform ist noch deutlich erhalten, aber die Oberfläche ist abgeschliffen. In Landersdorf liegen mehrere solche Blöcke, von denen einer mit den Ausmaßen $1.3 \times 1.7 \times 0.8$ m aus Weinsberger Granit ein Gewicht von etwa 2700 kg besitzt. Der Transport solcher Blöcke kann nur durch Triftung auf Eisschollen erklärt werden, wie dies K ü p p e r (1950) auch für den Wiener Raum nachgewiesen hat.

Zwischen Hadersorf und Straß wird das Kampthal gequert. Die Landschaft beherrscht der steile Abfall des kristallinen Grundgebirges. Die moldanubische und moravische Zone stoßen hier auf engstem Raume zusammen. Zwischen beiden liegt der langgestreckte Heiligenstein, eine mächtige Scholle des Perm. Im Hintergrunde ragt der Manhartsberg (536 m) empor. Das Kristallin fällt sodann südostwärts staffelförmig ab und steigt im Hengstberg nochmals gegen 360 m an. Die letzte Stufe bildet der lößverkleidete Wagram von Fels und Feuersbrunn.

Im Gautscherberg (360 m) wird die Höhe des Hollabrunner Schotterkegels erreicht, der zwischen den kristallinen Vorbergen, dem Hengstberg (Kote 363) und dem Mauthberg (Kote 376), letzterer bei Ronthal, eingeklemmt erscheint. Im Wolfgraben und Rabenstein sind diese Sand- und Schotterablagerungen vielfach aufgeschlossen. Sie werden einem Vorgänger der Donau zugeschrieben, wenn auch Alpenflüsse, wie die Traisen, unmittelbar an ihrer Aufschüttung beteiligt waren. Ihr pliozänes Alter ist aus Knochenfunden von Stettenhof und Hohenwarth abgeleitet worden. Bei der Fahrt über den Blickweg (Pleketen Weg, Bleckenweg) wird die höchste Aufschüttungsebene dieses Hollabrunner Schotterkegels erreicht, die sich von hier aus in einer weiten Höhenflur um 360 m bis gegen Hollabrunn zu verfolgen läßt.

An ihrem Südrande hat die erste pontische Eintiefung in neuen Schotfluren ihre Spuren hinterlassen. Im Silberberg, der Satzen und in der Sonnleithen sehen sie den Kremfeldschottern recht ähnlich. Sie weisen bereits auf einen neuen Mündungsraum hin. Die weitere Eintiefung ist zwar in den Eckfluren des Engabrunner Hag deutlich zu verfolgen, Terrassen in gleicher Höhe sind um Gösing und Groß Riedenthal unter der Lößdecke aber nur zu vermuten.

Der nächste Haltepunkt ist Hohenwarth mit der weithin sichtbaren Kirche (Gründung des hl. Bischofs Altmann, romanischer Turm, Gesimsmalerei, Schlitzfenster, alter gedeckter Stiegenaufgang). Von hier ergibt sich ein instruktiver Blick über die Aufschüttungsflächen des Hollabrunner Schotterkegels, die Kirchberger Landschaft und an klaren Tagen auch über die Stromebene der Donau hinweg bis zu der kulissenartig ansteigenden Alpenkette.

Das Lößprofil von Ebersbrunn (vgl. Taf. VI)

Am Nordrande des Hollabrunner Schotterkegels liegt östlich von Ebersbrunn zwischen der Grundleiten und dem Galgenberg das Maisthal. Der Hohlweg, welcher von Ebersbrunn aus in dieses Tal führt, schließt ein Lößprofil von seltener Mächtigkeit auf. Die eingelagerten fossilen Böden fallen mit 10—20° ostwärts ein und werden in der Gegend des Hohlweges von dem Talzirkus des Ebersbrunner Tales angeschnitten. Das Profil ist entlang des Hohlweges leicht zugänglich. Die genaue Abfolge ist in Tafel VI festgehalten. Die Aufnahme erfolgte durch Fink und Piffl am 22. Juli 1953 und durch Fink, Grill und Piffl am 16. April 1955. Karbonatbestimmungen wurden an der Geologischen Bundesanstalt durchgeführt.

Folgende Deutung des Profils wäre möglich: Die oberste Verlehmungszone und die ihr aufgesetzte mehrgeteilte Humuszone entsprechen dem Stillfrieder Komplex (Fink, 1954). Eine mächtige Lößschicht trennt diesen Komplex von einer mittleren Verlehmungszone, welche der Struktur und Farbe nach der Kremser Bodenbildung gleichzusetzen ist. Wenn letztere nun — im Sinne Brandtner (1954) — dem Riß-Würm Interglazial entspricht, so muß der darunter liegende (steinharte) Löß ein Rißlöß sein. Das Seltene an diesem Profil ist die mehrfach gegliederte, überaus mächtige Verlehmung unter dem Rißlöß. Ihre intensive Rotfärbung weist auf das große Interglazial. Der liegende Löß von eigenartiger Prägung muß dann dem Mindel entsprechen.

Der Löß im untersten Teil des Hohlweges kleidet den Talzirkus aus und ist wohl ein jüngerer Würmlöß. Demnach muß der Talzirkus glazialen Alters sein. Siehe die analogen Talbildungen von „Hinter der Au“ bei Groß Riedenthal und im Bodnertal bei Stettenhof.

Das Kirchberger Lößgebiet

Der Weg führt wieder nach Hohenwart zurück und auf der weiteren Fahrt wird das Kirchberger Lößgebiet von N nach S durchquert. Eine weite, leicht gewellte Flur um 250 m im Hochrain, Exlberg, Winkelberg und Mitterfeld beherrscht dieses Gebiet. Ihre Höhe und Ausdehnung ist schon Penck und Brückner (1909) aufgefallen, weshalb sie in ihr entweder einen Kern festen Gesteines oder eine Lößanwehung vermuteten. Götzingen (1936) hat diese Flächen dem pliozänen Terrassensystem der Donau eingegliedert.

Diese hohe Flur umfaßt also ein Gebiet vom Hochrain bis zur Schmida und sei nach ihrer markantesten Bildung Hochrainfläche genannt. In tiefen Hohlwegen bei Engelmannsbrunn und Ober Stockstall ist sie als eine ungewöhnliche Anhäufung von Löß erschlossen und trägt heute noch die Merkmale einer vorwiegend unter äolischen Verhältnissen geformten Landoberfläche.

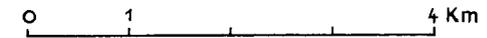
Auffällig ist der Raum um Groß Riedenthal. Der Auberg, 353 m, und der Spielberg, 346 m, bieten zunächst in ihrer gesamten Höhe einen idealen Querschnitt durch den Hollabrunner Schotterkegel, der an dieser Stelle mit Einschluß der 30 m tiefen Brunnenbohrungen eine Mächtigkeit von 110 m aufweist.

Die Hochrainfläche zieht sich nun in Lößebenenheiten bis zum Auberg; hinter demselben in „Hinter der Au“ weist der Talboden sogar einen zirkusartigen Prallhang auf, wie er in gleicher Art bereits bei Ebersbrunn zu beobachten

DIE MORPHOLOGISCHEN EINHEITEN der Landschaft um Kirchberg am Wagram

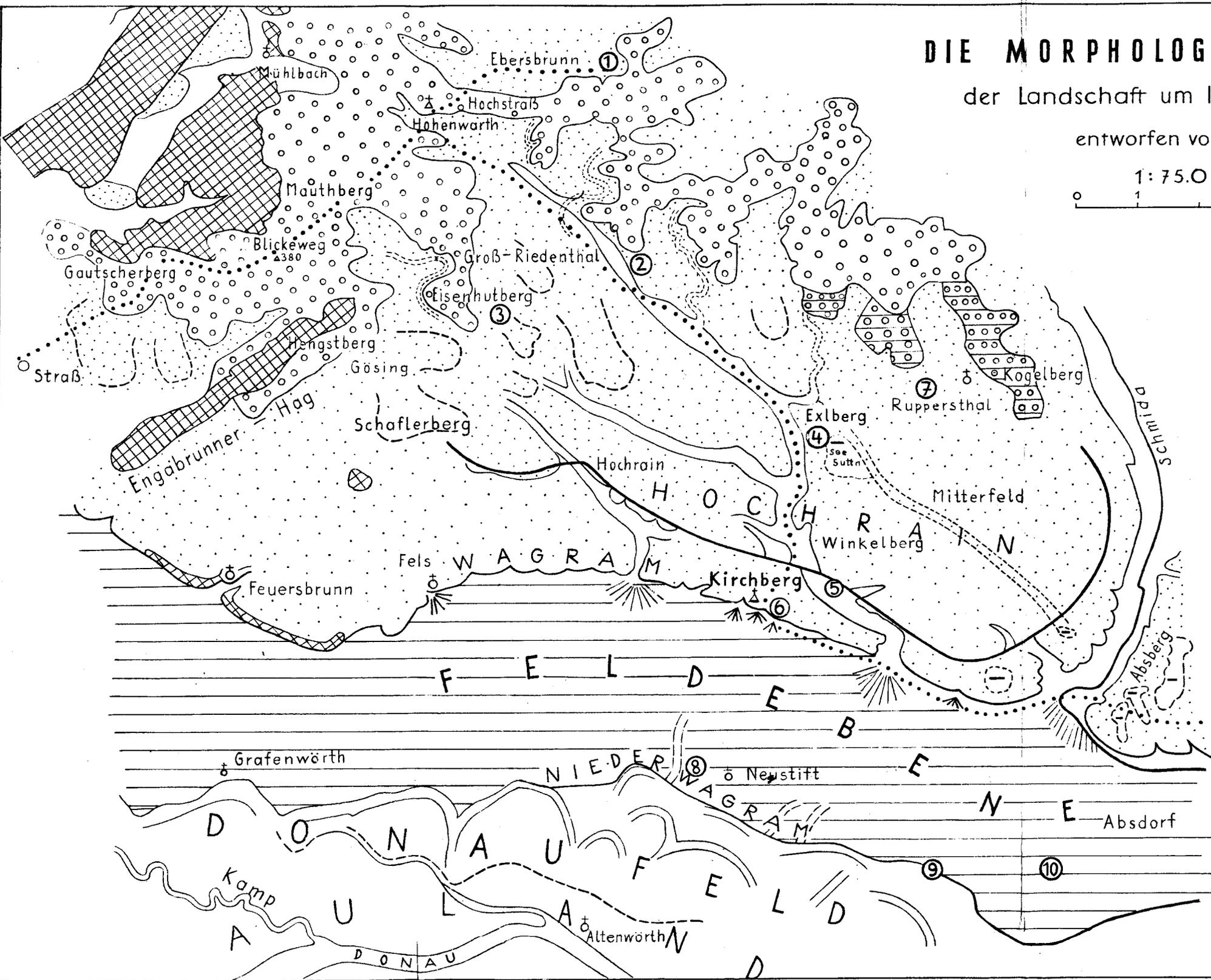
entworfen von L. PIFFL

1:75.000



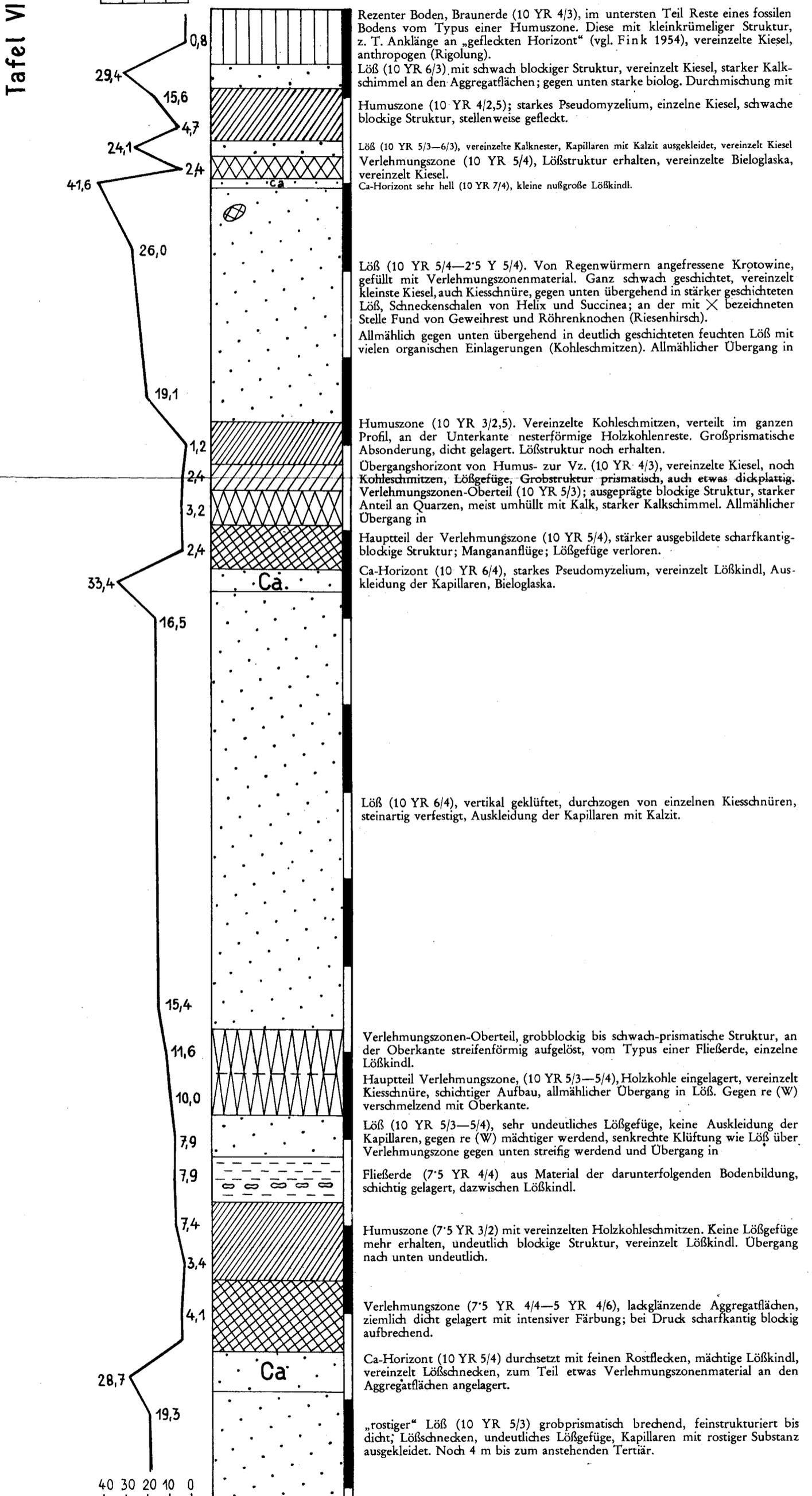
LEGENDE

-  Kristallines Grundgebirge
-  Hollabrunner Schotterkegel
-  Pliozäne Terrassen
-  Pliozäne Terrassen unter dem Löß undeutlich
-  Löß
-  eiszeitliche Täler
-  Hochrainfläche
-  Lößmulden
-  Wagram
-  STROMEbene
-  Feldebene mit Dellung
-  Niederwagram
-  Donau- oder Aufeld mit Altarmen
-  ④ Aufschlüsse im Text erwähnt
-  Reiseweg der Exkursion



Ebersbrunner Lößprofil

aufgenommen am 16. April 1955 von FINK, GRILL und PIFFL



war. Diese eigenartige Talbildung ist wohl nach Büdel (1944) darauf zurückzuführen, daß in der kalt-trockenen Lößzeit das Wasser der kurzen heftigen Regengüsse in relativ kurzer Zeit — bei dem Fehlen einer dichten Vegetation — ungehemmt abfließen und dadurch in den Tälern eine gewaltige morphologische Arbeit leisten konnte. Eine eigenartige Oberflächenbildung der Hochrainfläche sind die abflußlosen Mulden, von denen die „Seesutt“ an der Straße nach Ruppersthal von besonderer Weite ist. Die tiefen Hohlwege und Racheln entlang des Kampugrabens schließen die Lößdecken der Hochrainfläche auf. Ein Profil vom Exlberg ist in Abb. 1, Profil 4, dargestellt:

Einige Meter über dem Straßenniveau in 225 m liegt Kies mit einer Verlehmungszone an der Oberkante. Darüber sind Lößdecken insgesamt 25 m hoch anstehend, welche im unteren Teil von zahlreichen Kieslinsen durchzogen sind. Zwei weitere Bodenbildungen unterteilen die Lößdecke.

Auch bei Engelmansbrunn und Ottenthal sind gleiche Lößdecken aufgeschlossen, die auf gleichen, oberflächlich verlehmten Schottern um 225 m liegen. Die starke Durchsetzung mit Kies ist wohl auf das unmittelbare Hinterland (Schotterkegel) zurückzuführen.

Die hohe, mehrfach unterteilte Lößdecke der Hochrainfläche zieht sich auch in die Nebentäler hinein und ist dort in ihrer Ursprünglichkeit beinahe unverändert erhalten geblieben. Sie bieten dadurch sehr schöne Einblicke in die Gliederung des jüngeren Pleistozän. Einige Lößprofile werden nachfolgend herausgegriffen:

Der Lößaufschluß an der Straße von Groß Riedenthal nach Neudegg (Abb. 1, Profil 2). Dieser ist erstmalig von Piffel (1951) beschrieben worden, um an dem Wechsel von Löß, Verlehmungs- und Humuszonen die Gliederung der Eiszeit zu zeigen.

Fink (1953) hat diesen Aufschluß eingehend untersucht und auf Grund des Karbonatgehaltes der einzelnen Schichten feststellen können, daß der Komplex Humuszone—Verlehmung—Ca-Horizont dem Stillfrieder Komplex angehört. Mit dem Profil von Ebersbrunn (siehe Tafel VI) bestehen engste Beziehungen, wenn auch die tieferen Bodenbildungen hier nicht so ausgeprägt sind. Die Erosionsdiskordanz im obersten Löß zeigt eine Unterbrechung in der Lößakkumulation.

Der Lößaufschluß im alten Gösinger Weg, Gemeinde Groß Riedenthal, Abb. 1, Profil 3, weist nicht mehr jene Vollständigkeit auf. Wohl ist eine untere Bodenbildung vollständiger erhalten, die der Kremser Verlehmung entsprechen dürfte, die oberen fossilen Böden sind aber zum Teil abgetragen, so daß eine Zuordnung unsicher wird. Der Aufschluß liegt im Tale und damit ist auch die mächtige rezente Humusdecke, zum Teil kolluvial, zu erklären.

Lößaufschluß am Winkelberg bei Mitter Stockstall, Abb. 1, Profil 5. Unter einem überaus mächtigen und vollkommen ungliederten jüngsten Löß von über 10 m Mächtigkeit liegen zwei Verlehmungszonen, die von einem Löß geschieden werden. Zwischen der unteren Verlehmung und dem liegenden Schotter liegt eine Lößlage von recht eigenartigem Aussehen. Die Bodenbildungen sind teilweise nicht vollständig.

In der Schmiedgasse bei Ruppersthal, Tafel V, Punkt 7, und in den anschließenden Hohlwegen sind nur die oberen fossilen Böden zu sehen. Fink (1954) hat diese beschrieben und auch hier auf Grund des Karbonatgehaltes die Unterteilung in mehrere selbständige Humuszonen vornehmen können. Mit der unterlagernden Verlehmungszone sind diese dem Stillfrieder Komplex gleichzustellen.

Allgemein muß bei einem Vergleich der Lößprofile der Kirchberger Landschaft festgestellt werden, daß die unteren Löss geringmächtiger sind, oder zum Teil ganz fehlen, während der jüngste Löß die gesamte Landschaft einheitlich überhüllt und stellenweise von ganz besonderer Mächtigkeit ist.

Der Wagram

Am Süden dieser Lößlandschaft liegt Kirchberg am Wagram (Wallfahrtskirche, Urpfarre, 1014 als Sigemaresweret im heutigen Altenwörth an der Donau gegründet, mußte wegen der Überschwemmungen auf den Wagram verlegt werden. Hieß im Mittelalter St. Stephan ad oder super Wagrein).

Die Aussicht von diesem Orte bietet bei klarem Wetter ein herrliches Panorama bis zu den Gipfeln der Hochalpen mit Schneeberg und Ötcher im Hintergrunde. Auch der Blick in das westliche Tullner Becken ist in geologischer wie morphologischer Hinsicht äußerst aufschlußreich (vgl. Piffel, 1951, Rundblick von Kirchberg).

Die Geländebezeichnung *Wagram* geht auf das mittelhochdeutsche Wort *Wâc-rein* zurück, was soviel wie Wogenrein oder Wogenrand bedeutet hat, also einen Rain, bis an den die Wogen des ausgetretenen Hochwassers gereicht haben.

Eine Löß- und Schotterdecke von unterschiedlicher Dicke ruht auf einem vorwiegend aus tertiären Schichten bestehendem Sockel. Vettters (1929, 1932) hat diesen Sockel in seinen Aufnahmeberichten beschrieben. Danach besteht der Kirchberger Wagram aus *Oncophorasanden*, denen dünne Schlierschichten eingelagert sind, wodurch die vielen Quellen entstehen. Nächste Fels werden die *Oncophorasande* von rotbraunen, glimmerreichen Tönen abgelöst, die bereits dem älteren Tertiär angehören. Westlich Fels bildet das Kristallin den *Wagramsockel* (s. o.), das hier eine exhumierte vormiozäne Geländeform sein dürfte.

Die Schotterdecke besteht aus typischen Donauschottern, die an ihrer Basis eine Blockzone aufweisen. Große kantengerundete Kristallinblöcke (meist Granulite, Gneise und Granite), abgeschliffene Sandsteinplatten und über faustgroße Quarz- und Kalkschotter bilden diese Blockzone. Die große Masse der Schotter ist, von einigen eisenschüssigen Lagen abgesehen, unverwittert.

Die Oberkante der Schotter entlang des gesamten Wagrams ist hingegen besonders intensiv verwittert. Hiefür bietet die Gemeindegrotte unterhalb der Kirche in Kirchberg am Wagram ein typisches Beispiel:

Über den *Oncophorasanden* liegt Donauschotter 7 m hoch mit einer deutlichen Blockzone an der Basis. An der Oberkante ist der Schotter rotbraun verlehmt. Kalke, Sandsteine und Kristallin sind verwittert und fehlen beinahe ganz. Nur die Quarze sind erhalten geblieben und sind steilgestellt. Die Verlehmungszone ist unregelmäßig in den Schotter eingedrungen. Sie ist verbrodelt und in die Spalten ist brauner Sand eingewürgt. Darüber liegt sandiger Löß, der eine deutliche Kryoturbaionszone bildet. Über diesem folgt eine verlehnte Zone mit einer Abtragungsgrenze. Darauf liegt wieder eine Sandschicht mit Kieslinsen, die in 8 m hohen umgeschichteten Löß übergeht.

Allen Wagramprofilen ist die Verlehmung der Schotterdecke gemeinsam. Auch die Kryoturbaion ist überall nachzuweisen. An vielen Stellen sind in dieser Schicht Eiskeile festzustellen. Die Löß- und Verlehmungsschichten darüber sind meist verstümmelt und unvollständig.

Die Schotterdecke auf dem *Wagramsockel* ist seit *Penck* und *Brückner* (1909) wegen ihrer deckenartigen Lagerung als Älterer Deckenschotter aufgefaßt worden. Alle späteren Autoren haben diese Einteilung übernommen. Seit den Arbeiten von *Papp* und *Thenius* (1949), *Küpper* (1952), und *Fink* und *Majdan* (1954) werden aber die als pliozän angesehenen Arsenal- und Laaerbergsschotter in das Pleistozän gestellt. Damit müßte naturgemäß auch die Gliederung der (unteren) Terrassen des Tullner Beckens neu

geordnet werden. Nun haben Brandtner (1954) und Fink (1954) auf neue Möglichkeiten für eine Typisierung der Lössе und der in ihnen eingebetteten fossilen Böden hingewiesen. Die Parallelen der Wagram-Schotterverlehmung zu der Kremser Verlehmung Brandtners (1954) sind wohl unverkennbar. Der Wagramschotter kann demnach weitaus jünger sein.

Was nun die Wagram-Lößdecke selbst betrifft, ist sie wohl durch einen zweiten fossilen Boden unterteilt, der sich durch seine fahle graubraune Farbe von der unteren Verlehmung unterscheidet. Leider sind die zahlreichen Profile meist verstümmelt. Trotzdem bieten die tiefen kurzen Täler in den Wagram interessante Einblicke, denn Eiskeile, Kryoturbationen und Verlehmungszonen reihen sich dicht aneinander. Dabei kann auch noch festgestellt werden, daß vor der letzten Lößablagerung der Wagram bereits tief zertalt war, denn der jüngste Löß reicht in diese bis in das Niveau der Stromebene hinab. Alle diese Wagramtäler weisen eine gewisse Asymmetrie auf, die darin besteht, daß die ostseitigen Gehänge eine mächtige Lößdecke haben, die an den westseitigen Hängen beinahe ganz fehlt.

Die Stromebene

Mit dem Wagram endet die geschlossene Lößdecke und es beginnt die Schotterebene der Donau. Sie weist eine deutliche Stufung auf, die durch die allmähliche Eintiefung des Stromes entstanden ist. Jede entspricht einem eigenen Landschaftstyp, die der Heimatgeograph Hofrat Dr. Anton Becker mit Felde Landschaft, Aufelde Landschaft und Aulandschaft benannt hat.

Die Feldebene. Die weite baumlose Ebene vor dem Wagram wird von den Bewohnern das Feld genannt. Sie reicht bis zu einer deutlichen Geländestufe, die von Seebarn über Neustift gegen Bierbaum verläuft und Niedergaram geheißen wird. Bei Neustift und Sachsen Dorf fällt er stufenförmig ab, wogegen er an anderen Stellen noch die frische Form eines Altufers mit den halbrunden Prallhängen der Flußmäander besitzt. Eine Delle (Reintal) durchzieht die Feldebene bei Neustift. Sie ist langgestreckt und steht vielleicht irgendwie mit den Wagramtälern von Engelmannsbrunn in Zusammenhang. Auch die Dellen an der Straße gegen Bierbaum dürften in gleicher Weise mit dem Hinterlande in Beziehung stehen. Einer randlichen Dellung entsprechen sie nicht. Siehe auch die eingangs erwähnten Dellen bei Stratzdorf.

Der Aufbau der Feldebene ist in vielen Schottergruben erschlossen. Die Gemeindegrotte von Neustift P. 8 zeigt eine leichte Wellung der Schotteroberkante. Die Mulden dieser sind mit Feinsand und Aulehm ausgefüllt. Darüber liegt etwas Löß, der dann von 1 m rezentem Humus überdeckt wird. Auch in der Schottergrube nächst dem Friedhof von Bierbaum P. 9 liegt über dem Donauschotter 0,3 m Feinsand, 0,3 m Aulehm und eine 0,6 m starke Decke von rezentem Humus. Dieselbe Schichtung erbrachte eine 600 m lange Kanalgrabung bei Neustift, wobei der Sand gegen die Donau zu, der Löß gegen den Wagram zu überhand nahm.

Die Feldebene weist an manchen Stellen dünenartige Sandanwehungen auf, die als Leebühel, Fuchsbühel, oder Herzogbühel bezeichnet werden.

Die Tiefe der Schotter ist nur durch die Bohrungen von Absdorf erschlossen.

Absdorf I, nächst dem Orte (Punkt 10, Tafel V) Terrain 180,7 m
Tegeloberkante 170,2 m

Absdorf III, nächst dem Neuhof

Terrain 178.5 m

Tegeloberkante 168.9 m

Absdorf II, an der Straße nach Neuaigen

Terrain 179.3 m

Tegeloberkante 168.0 m

Der Schotter ist somit bis zur Tegeloberkante durchschnittlich 10 m mächtig. Gleiche Werte sind auch südlich der Donau bei den Sondierungen für den Fabriksbau im Raume von Erpersdorf und Pischelsdorf festgestellt worden. Auf einer Fläche von 6 km ist unter Humus und Feinsandlagern der Donauschotter bis zu 10 m mächtig und liegt auf Oncophorasanden. Auch Vetter hat 1932 berichtet, daß bei Zwentendorf 1.5 bis 3 m unter dem Donau-Niederwasser anstehendes Gestein, und zwar Oncophorasande, das Donaubett bilden. Beinahe alle Bohrungen stellten fest, daß der unterste Schotter große Steine enthält.

Vor den Ausgängen der Wagramtäler sind weite flache Schwemmkegel entstanden, die sich durch ihren Baumbestand deutlich von der Feldebene abheben. Am Rande dieser Schwemmkegel versiegen die Bäche im Schotter.

Diese Feldebene ist bisher zur Niederterrasse gerechnet worden. Ihrem Aufbau nach entspricht sie vollkommen dem Typus der Praterterrasse des Wiener Beckens, die Fink und Majdan (1954) eingehend beschrieben haben. Tatsächlich sinkt die Feldebene von Landersdorf bei Krems, 8—10 m über dem Donau-Niederwasser, auf 4—5 m bei Neustift und ist vor der Wiener Pforte nur mehr schwer von dem Aulande der Donau zu scheiden. Demnach ging sie auch höhenmäßig in die Praterterrasse über.

Das Donaufeld oder Aufeld breitet sich vor dem Niederwagram aus. Es ist jenes Gebiet, das bei allen größeren Überschwemmungen, zuletzt 1897, 1899, 1924 und 1954, beinahe restlos überflutet worden ist. Halbrunde verlandete Altarme und Mäander der Donau, dort und da mit Kopfweiden bestanden, geben diesem Donaufeld ein charakteristisches Aussehen. Manche dieser Altarme sind noch im frühen Mittelalter mit dem Strome in Verbindung gestanden, wie Slezak (1948) nachgewiesen hat. Heute sind diese Altarme schon längst verlandet und zu Sümpfen oder Wiesen geworden. Ihre Tümpel haben sich noch lange erhalten. Die alte Bezeichnung See für solche Lacken ist in den Flurnamen des Aufeldes häufig zu finden.

Unter einer verhältnismäßig dünnen Lage von Aulehm und Sand liegt der Donauschotter.

Das Auland. Eine ganz niedere Geländestufe scheidet dieses vom Donaufeld. Bis zur Donauregulierung war dieses Auland ein durchaus amphibischer Boden, wie uns ein Vergleich der Karten der letzten 150 Jahre zeigt. Hier unterscheidet das Volk zwischen Haufen, Häußl und Anschütt als den jungen Ablagerungen, während die alten bereits landfesten Auteile mit Werd oder Wörth bezeichnet werden. Nur wenige Siedlungen haben sich in diesem unbeständigen Gebiet erhalten.

Die Scheidung des Donaufeldes und Aulandes durch eine etwa 2 m hohe Geländestufe ist auch in anderen Teilen des Tullner Beckens deutlich ausgeprägt. Neben dem Beispiel von Theiß, das schon eingangs erwähnt wurde, ist auch das Land um Maria Ponsee, südlich der Donau, gestuft. Auch dort trennt eine solche Stufe entlang der Theisserin das Aufeld von Auland. Es liegt also zwischen diesen beiden Auteilen eine Eintiefungsphase vor, die erst in historischer Zeit entstanden sein dürfte.

Zusammenfassend muß festgestellt werden, daß die Kirchberger Landschaft von den Höhen des Hollabrunner Schotterkegels bis zur Donau einen Querschnitt durch eine periglaziale Landschaft bietet. Wenn Büdel (1944) im Hinblick auf die unberührten Formen der Jungmoränenlandschaft schrieb: „Die morphologischen Vorgänge der Nacheiszeit sind gering, hingegen prägt der eiszeitliche Formenschatz heute in allen wesentlichen Zügen das Antlitz der Landschaft“, so trifft dies im besonderen auch für die Kirchberger Landschaft zu.

Literatur.

- Brandtner, F., 1954: Jungpleistozäner Löß und fossile Böden in N.-Ö. — Eiszeitalter und Gegenwart, Bd. 4/5.
- Büdel, J., 1944: Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet. — Geol. Rundschau, Klimaheft.
- Fink, J., 1953: Prinzipielle Fragen bei der Erforschung fossiler Böden im Löß. — Verh. IV. INQUA Rom.
- Fink, J., 1954: Die fossilen Böden im österreichischen Löß. — Quartär, Bd. 6.
- Fink, J., und Majdan, H., 1954: Zur Gliederung der pleistozänen Terrassen des Wiener Raumes. — Jb. Geol. B.-A.
- Göttinger, G., 1936: Das Lößgebiet um Göttweig und Krems. Exkursionen in das Lößgebiet des n.-ö. Weinviertels. — Führer f. d. Quartärexkursionen i. Österreich.
- Hassinger, H., 1907: Geomorphologische Studien aus dem inneralpinen Wiener Becken. — Pencks Geogr. Abh. VIII.
- Küpper, H., 1950: Eiszeitspuren im Gebiet von Wien. — Sitzber. d. Ak. d. Wiss. Wien. Math.-naturw. Kl.
- Küpper, H., 1952: Neue Daten zur jüngsten Geschichte des Wiener Beckens. — Mitt. Geogr. Ges. Wien.
- Papp, A., und Thenius, E., 1949: Über die Grundlagen der Gliederung des Jungtertiärs und Quartärs in N.-Ö. — Sitzber. d. Ak. d. Wiss. Wien.
- Penck, A., und Brückner, E., 1909: Die Alpen im Eiszeitalter. — Leipzig.
- Piffli, L., 1951: Das Tullner Becken. — Tullner Heimatkalender.
- Slezak, F., 1948: Historische Veränderungen der Donaustromlandschaft im Tullner Becken. — Diss. Univ. Wien, Geogr. Inst.
- Vetters, H., 1929—1932: Aufnahmsberichte. — Verh. Geol. B.-A. Wien.

Exkursionsweg Absberg—Stockerau—Korneuburg—Wien

Hiezu Tafel I.

Von R. Grill

Bei Absberg ersteigt die Bundesstraße Krems—Wien die Höhe des Stettendorfer Wagrams (30 m über der Donau) und bewegt sich auf ihr bis gegen Gaisruck. Überall werden die früher allgemein mit dem Deckenschotter parallelisierten Schotter (siehe Abschnitt L. Piffli) von einer allerdings nicht mächtigen Lößhaube überlagert. Bei letztgenannter Ortschaft und auf der Weiterfahrt längs des Fußes des Wagrams über Hausleithen und Goldgeben sieht man sie wiederholt im Hangenden des tertiären Wagramsockels aufgeschlossen. Dieser baut sich vorwiegend aus stark sandigen Mergeln des Helvets, partienweise mit Zwischenlagen von graubraunem Feinsand vom Typus der Oncophorasande auf. Eine größere Grube findet sich u. a. an der Nordseite von Gaisruck.

SE Zissersdorf treffen wir nach einem kleinen Anstieg auf die Prager Bundesstraße, die hier auf eine Erstreckung von etwa 1 km über eine Terrasse führt, die den Göllersbach rechtsseitig begleitet und mit einer SH von ca.

185 m, das ist etwa 10—15 m über dem heutigen Talboden, der Gänserndorfer Terrasse im Marchfeld entsprechen dürfte. Wir treffen sie nach der Göllersbach-Niederung in Stockerau wieder, wo die Kirche und die östlich anschließenden Stadtteile auf ihr erbaut sind. Zwischen Stockerau und Spillern folgt die Straße dem hier sehr deutlich ausgeprägten Terrassenabfall, der sich dann bei der letztgenannten Ortschaft verliert. Im Norden schließt eine Reihe höherer Schotterterrassen an, die die Höhen zwischen Göllersbach und Mühlbach einnehmen und das Gebiet östlich desselben (H. Hassinger, 1905). Der Terrasse oberhalb des Wagrams entsprechende Fluren sind oberhalb Stockerau und Spillern entwickelt. Zwischen Leitzersdorf und Wiesen u. a. breitet sich eine Schotterflur (50 m über der Donau), die im inneralpinen Becken als Arsenalniveau wiederkehrt. Der Höbersdorfer Terrasse oberhalb der namengebenden Ortschaft, die auch um Leitzersdorf und SE Wiesen entwickelt ist (65 m rel. Höhe), entspricht die Wienerbergterrasse im Wiener Stadtbereich.

Diese Schotterterrassen bedecken einen kompliziert gebauten tieferen geologischen Untergrund. Wir haben bei Stockerau den als Außeralpines Wiener Becken bezeichneten Molassanteil verlassen und queren die Waschbergzone, die sich nördlich der Donau als neues Glied zwischen Molasse und Flyschzone einschaltet und in Südmähren in der Steinitzer Deckenserie ihre Fortsetzung findet (Tafel I). Ihre äußere Grenze wurde in den letzten Jahren von NW Stockerau nordostwärts bis zur tschechoslowakischen Grenze verfolgt (R. Grill, 1953). Im engeren Bereich unserer Route beißen an den Terrassenrändern nur die oberoligozänen bis vielleicht untermiozänen Auspitzer Mergel und ihre Äquivalente aus, welche als jüngstes Schichtglied die Waschbergzone in der Hauptmasse aufbauen. Mit ihnen verschuppt sind die größeren oder kleineren Vorkommen älterer Gesteine, die „Klippen“, die vom Untergrund emporgeschürft werden. Die untereoazänen Nummulitenkalke des aus der Gegend östlich Spillern gut sichtbaren Waschberges und des Michelberges und die oberjurassischen Ernstbrunner Kalke der Leiser Berge sind wohl die bekanntesten Vorkommen dieser Art.

In den großen, am Waschberg auftretenden Granitblöcken hat man früher eine Aufragung des kristallinen Untergrundes erblickt. Durch die neueren geologischen Aufnahmen und die seismischen Messungen ist aber eine bedeutende Tiefenlage desselben gesichert. Granit- wie Flyschblöcke als sedimentäre Einlagerungen in die Auspitzer Mergel sind wohl Zeugen eines ehemaligen kristallinen Rückens, der wahrscheinlich die Waschbergzone vom Flysch trennte und an den sich dieser heranschob und ihn schließlich überwältigte.

Bei Spillern streicht die Überschiebungsgrenze Flysch—Waschbergzone durch. Wie die südlichsten Teile der Waschbergzone sind auch noch die äußeren Randpartien des Flysches, Unter- und Oberkreide, durch die höheren Donauterrassen weitgehend verhüllt. Erst mit dem knapp an die Bundesstraße herantretenden Schlieflberg hebt sich eine nicht terrassierte Kulisse heraus, die sich vorzüglich aus dem paleozänen bis eoazänen Greifensteiner Sandstein aufbaut. Sie trägt als weithin sichtbare Marke die in den Jahren 1879—1906 nach den alten Plänen wiederaufgebaute Burg Kreuzenstein.

Mit einer an der Südflanke des Doblerberges (ebenfalls aus der Gegend östlich Spillern gut sichtbar) durchziehenden Querstörung schiebt sich der Greifensteiner Sandstein unter Zurücklassung der Unter- und Oberkreide bedeutend nach außen vor und es ist damit auch ein gewisser Wechsel im Bau-

stil gegeben; ein ruhigerer Bau im Norden steht im Gegensatz zur intensiven Schuppentektonik im Wienerwald und es ist damit eigentlich ganz klar die Grenze zum Karpatenflysch markiert.

Der mit der Anlage des Donaudurchbruches zwischen Greifenstein und Nußdorf wohl in ursächlichem Zusammenhang stehende, schon von F. X. Schaffer (1907) angenommene Donaubruch wurde in neuerer Zeit durch seismische Messungen exakt nachgewiesen. Es senkt sich das Korneuburger Becken im Süden an ihm ab. Im Bereiche der rechtsseitigen Donau-niederung (Kritzendorfer Au) liegen die jungen Schotter direkt dem Flysch auf.

Von den das Korneuburger Becken begrenzenden Längsbrüchen tritt besonders der westliche in der geradlinig abgeschnittenen Schließberg-Kulisse des Rohrwaldes morphologisch deutlich heraus. Die Brüche gegen die das Becken im Osten begrenzende Bisamberg-Kulisse haben nur geringe Sprunghöhe. Die einseitige, westgeneigte Bruchsenke des Korneuburger Beckens erreicht Tiefen um 600 m. Sie ist ausschließlich von den helvetischen Grunder Schichten erfüllt, während Torton, Sarmat und Pannon an der Beckenfüllung nicht teilnehmen. Die Absenkung dieses Beckens kam also schon mit Ende des Helvets zum Stillstand, während die Hauptabsenkung des Inneralpinen Wiener Beckens erst mit dem Torton einsetzte.

In beträchtlichem Ausmaße hat sich in der tertiären Niederung des Korneuburger Beckens der Löß angehäuft. Eine Reihe schöner Profile findet sich im INQUA-Führer 1936 beschrieben.

Nördlich der Stadt Korneuburg hebt sich über die jungpleistozäne, der Praterterrasse entsprechenden Schotterflur der Teiritzberg heraus, ein Umlaufberg, in dessen Bereich die Grunder Schichten aufgeschlossen sind. Eine Kappe höherer Terrassenschotter schließt das Profil nach oben zu ab.

Der weitere Weg führt uns am Fuße des Bisamberges entlang, dessen verfaltete oberkretazische Flyschgesteine (Kahlenberger Schichten) in großen Aufschlüssen von der Straße aus gut einzusehen sind. Eine von Langenzersdorf gegen NE ziehende Geländefurche ist durch einen Zug bunter Flyschschiefer des Eozäns bedingt, der den eigentlichen Bisamberg vom Lanerberg im SE trennt.

Die auf der Höhe des Bisamberges seit langem bekannten Schotter wurden in älterer Zeit als Donauschotter angesprochen, als Zeugen des Stromes, der sich, rechts drängend, noch im Unterpliozän hierher verschoben hatte (360 m Niveau), nachdem er, wie uns der mächtige vorwiegend unterpliozäne Hollabrunner Schotterkegel zeigt, vorher weiter in NE in den pannonischen See floß. Die Bisambergschotter sind aber lokale Flyschschotter und sie sind marin. Es sind Reste tortonischer Strandhalden, wie sie auch im Klausgraben NE Langenzersdorf erhalten sind. Jedenfalls aber hat sich die Donau im Verlaufe des höheren Pliozäns bereits kräftig zwischen Leopoldsberg und Bisamberg eingeschnitten. Eine eindrucksvolle pleistozäne Marke im Bereiche des Durchbruchstaales liegt in der lößbedeckten Terrasse in Klosterneuburg vor, auf der das Stift erbaut wurde (ca. 30 m über dem Strom, entsprechend der Terrasse oberhalb des Wagrams).

An der Steilflanke des Leopoldsberges zur Donau sind die Kahlenberger Schichten der Oberkreide wieder in einigen aufgelassenen Steinbrüchen entblößt. Beim Kahlenbergerdorf streicht ein Zug von Eozänschiefern durch, die sich, ähnlich wie bei Langenzersdorf, als Geländefurche bemerkbar machen. In der 360 m Ebenheit des dem Leopoldsberg vorgelagerten Nußberges findet

die Verebnungsfläche des Bisamberges ihr Gegenstück jenseits der Donau. Ob die als Brandungsterrasse des pannonischen Sees angesehene Form nicht schon älter angelegt wurde, ist noch umstritten. Die marinen Schotter am Bisamberg u. a. Beobachtungen würden für eine tortonische Anlage dieser Großform sprechen.

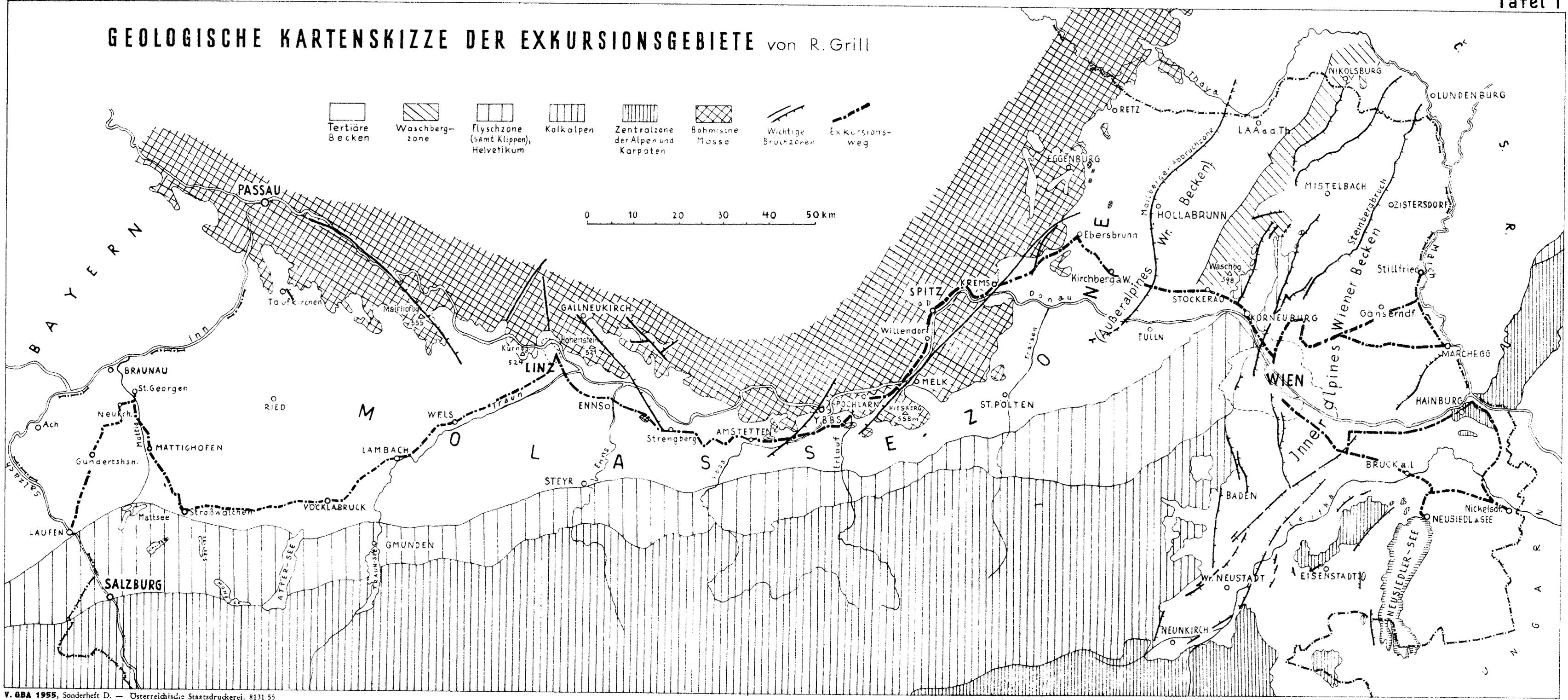
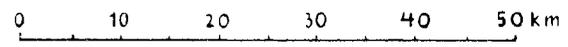
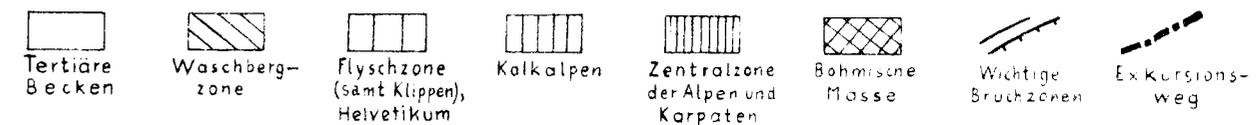
Eine Brunnenbohrung im Gelände des Trauzlwerkes (Bohrturm) an der Südseite der Bundesstraße zeigte die Donauschotter-Auflage auf dem Flysch zwischen Leopoldsberg und Bisamberg mit 10 m Mächtigkeit. Unweit östlich davon bewegten sich Erdöl-Schurfböhrungen in sarmatischen bzw. pannonischen Schichten. Es streicht der Bisambergbruch knapp östlich des Trauzlwerkes durch, einer jener Verwürfe, an denen sich das Inneralpine Wiener Becken absenkt. Er begleitet die Bisamberg-Kulisse in ihrer gesamten Längserstreckung im Osten und setzt sich südlich der Donau im Nußberg-Bruch fort, dem nördlichsten Ast des Thermenliniensystems.

In Floridsdorf am Spitz stoßen wir auf die Brünner Bundesstraße und über Donau und Donaukanal und die dazwischen gelegenen Stadtteile (Praterterrasse) erreichen wir die Innere Stadt.

Literatur.

- Götzing er, G., Grill, R., Küpper, H., Vetter s, H.: Geologische Karte der Umgebung von Wien, 1952. Dazu Erläuterungen, 1954.
 Grill, R.: Der Flysch, die Waschbergzone und das Jungtertiär um Ernstbrunn (N.-Ö.). — Jahrb. Geol. B.-A., 96. Wien 1953.
 Hassinger, H.: Geomorphologische Studien aus dem inneralpinen Wiener Becken und seinem Randgebirge. — Geogr. Abh. Wien, 8, 1905.
 Langer, Fr. J.: Geologische Beschreibung des Bisamberges. — Jb. Geol. B.-A., 59. Wien 1938.
 Schaffer, F. X.: Geologische Untersuchungen in der Gegend von Korneuburg. — Verh. Geol. B.-A. Wien 1907.

GEOLOGISCHE KARTENSKIZZE DER EXKURSIONSGEBIETE von R. Grill



ABSCHNITT WIEN—MARCHFELD—MARCH

Wegbeschreibung: Wien—Marchfeld—Stillfried

Von Julius Fink

Erreichen wir durch die Wiener Pforte zwischen Kahlengebirge (Leopoldsberg) und Bisamberg das Marchfeld, so haben wir mit dem Tullner Feld und dem Korneuburger Becken zwei dem Marchfeld sehr ähnliche Stromebenen hinter uns gelassen. Beide Becken werden durch jene beherrschende Terrasse aufgebaut, die ihre Fortsetzung in der Praterterrasse des Marchfeldes hat. Steil setzen die unterschrittenen Hänge des Leopolds- und Bisamberges an. Mehrere Bohrprofile innerhalb der Wiener Pforte haben gezeigt, daß der Flyschsockel zwischen beiden Bergen gleichmäßig in 8—10 m Tiefe durchzieht; eine vielleicht vermutete schmale Tiefenrinne ist somit nicht vorhanden. Der (letzt)eiszeitlichen Donau mit ihren gewaltigen Schottermassen stand also nur der gleiche Raum zur Verfügung, der auch noch im Mittelalter von gelegentlichen Hochwässern durchpulst wurde. Denn noch heute fließt die Donau nur wenige Meter in die Praterterrasse eingesenkt — wobei ein Großteil dieser Eintiefung auf die Flußbegradigung und -regulierung des letzten Jahrhunderts zurückgeht. Trotz Überschwemmungen bis in jüngste Zeit — die infolge der fehlenden holozänen Absenkung der Praterterrasse eintreten konnten — sind aber die pleistozänen Deckschichten auf den Schottern dieser Terrasse erhalten und fast nicht gestört worden (siehe unten). Nur im unmittelbaren Strombereich („Zone der rezenten Mäander“) sind pleistozäne Deckschichten und ein Teil der Schotter erosiv entfernt worden und durch jüngere Sande ersetzt.

Die pleistozänen Deckschichten bestehen aus kalkreichem Silt (Korngröße des feineren Feinsandes und des Schluffes umfassend) und Aulehm (vorwiegend in der Rohtonfraktion), über denen noch eine dünne Lösshaut liegt. Im folgenden Teil wird die Gesetzmäßigkeit dieser Deckschichten noch näher erläutert und durch Abb. 7 illustriert. Der unter den pleistozänen Deckschichten liegende Schotterkörper ist zur Gänze glazial aufgeschüttet, wie faunistische und morphologische Beweise bestätigen. Die durchschnittliche Mächtigkeit der Praterterrasse beträgt im Westteil des Marchfeldes rund 10 m, gegen O hingegen wird durch tektonische Absenkungen, die während der Akkumulation weiterwirkten, ein Mehrfaches an Mächtigkeit erreicht.

Die Schotteroberkante der Praterterrasse weist ein stark gegliedertes Mikrorelief auf, dessen Höhenunterschiede im allgemeinen nicht über 2 m hinausgehen. Die Deckschichten gleichen die Bodenoberfläche zu flachen Mulden und Kuppen aus.

Auf der Fahrt von Floridsdorf (XXI. Wiener Gemeindebezirk) nach Stammersdorf liegen entlang der Brünnerstraße links und rechts mehrere Schottergruben, in denen meist die Praterterrasse in ihrer normalen Ausbildung (vgl. Abb. 4 A) zu erkennen ist: Über dem Schotter Silt mit vereinzelt Aulehm-bändern, allmähliche Verzahnung mit Löß und dieser bedeckt mit Tschernosem. Letzterer hat eine durchschnittliche Mächtigkeit von 0,4—0,6 m und

ist völlig unbeeinflusst vom Grundwasser entstanden — denn dieses ist erst in 5—6 m unter der Schotteroberkante anzutreffen.

Knapp hinter Stammersdorf beginnt der Kleine Wagram (der Abfall der höheren gegen die Praterterrasse), der hier besonders hoch ist, weil die Donau bis zur Höheren Terrasse westlich Seyring lateral unterschritten hatte. Von den tieferen Terrassen sind nur Andeutungen vorhanden. So könnte der schmale Rest, auf dem die Kirche von Stammersdorf steht, der Gänserndorfer Terrasse zugerechnet werden. Links des Anstieges der Brünnerstraße liegt eine zur Zeit stark verfallene Schottergrube, die von Fink und Majdan als Punkt 30 näher beschrieben und auch schematisch festgehalten ist. 200 m rechts der Anhöhe liegen zwei große Schottergruben unmittelbar aneinander anschließend, die als Punkt 31 bei Fink und Majdan erwähnt wurden. Ihr Aufbau ist typisch für den Raum um das Herrenholz:

Den gegen SO abfallenden Sockel bildet Tertiärsand, darüber folgen durchschnittlich 3-5 m fluviatil gelagerte Schotter, die basal große Blöcke führen. Über dem Schotter folgt eine ca. 2 m mächtige „Maurer“-Schichte — Erklärung siehe folgender Teil — in der vorwiegend kolluvialer Löß mit girlandenförmig angeordneten Schottersehnüren zu beobachten ist. Auch Reste einer Verlehmungzone sind in die Maurerschichte einbezogen. Hangend folgen rund 2 m Löß, deutlich schichtig gelagert.

Der rezente Boden ist größtenteils ein Tschernosem, doch kommen auch Übergänge zu braunen Formen vor. Die Anordnung der Rubrifikaionszone im Profil (in der Mitte des A-Horizontes) scheint aber zu zeigen, daß dann verschieden alte Bildungen, bzw. kolluviale Störungen vorliegen.

Auf der Anhöhe der Brünnerstraße liegt das Gasthaus Rendezvous, ein historischer Ort, an dem 1805 Friedensverhandlungen zwischen Erzherzog Karl und Napoleon nach der Schlacht bei Austerlitz stattfanden — die Schanzen rechts der Straße sind aber aus dem Jahre 1809! Von den Schanzen bietet sich ein ausgezeichnete Rundblick über den westlichen Teil des Marchfeldes:

Im W bildet der Bisamberg jenen Rücken, hinter dem sich im Stromschatten die höheren Terrassen, gruppiert um das Herrenholz, erhalten konnten. Das Wüldchen des Herrenholzes (243 m) markiert den letzten, schon allseitig angelegten Rest der Lauerbergterrasse (die südlich der Donau eine größere Verbreitung besitzt). Morphologisch deutlich tritt die Kontur der nächst tieferen Wienerbergterrasse (um 220 m) hervor, während die südlich der Donau dominierende Flur der Arsenalterrasse (um 200 m) hier nur durch einen unbedeutenden Sporn am nordwestlichen Ende der Terrassengruppen um das Herrenholz vertreten ist.

Die weiteste Verbreitung — vor allem gegen N — hat die „Höhere Terrasse westlich Seyring“. Sie ist im Bereich unseres Standortes wenige Meter höher, weil ihr hier ein größtenteils kolluvialer, vom Herrenholz herabgespülter Löß aufgelagert ist (vgl. dazu auch die beiden oben beschriebenen Schottergruben), unmittelbar nördlich des Rendezvous beginnt aber die ebene Flur mit rund 180 m Höhe. Dort fehlt jede Lößbedeckung, dem stark verfärbten, kryoturbat gelagerten groben Schotter liegt eine durchschnittlich 0-4 m mächtige Decke von „Älterem Flugsand“ auf.

Auch die Tiefenausdehnung der höheren Terrassen des Marchfeldes kann von diesem Punkt aus gut erkannt werden. Der kleine Wagram liegt unmittelbar hinter uns — er erscheint von der Höhe aus undeutlich, da er stark von Dellen zerlappt ist — und im N und NO blicken die Lößrohböden des Großen Wagram herüber, der die Nordbegrenzung gegen das Weinviertel darstellt.

Weiter führt der Weg auf der Brünnerstraße nach NO, wobei besonders deutlich die Westbegrenzung des Marchfeldes (Bisambergzug mit den Einsattelungen) zu sehen ist. Entlang der Straße fällt die intensive Färbung der Böden auf; es ist die charakteristische rotbraune Farbe des Älteren Flugsandes.

Vor dem Neuwirtshaus verlassen wir die Brünnerstraße und biegen nach O

in Richtung Seyring ab. Unmittelbar nach der Abzweigung überqueren wir den „Terrassenrand“ von Höherer zu Tieferer Terrasse westlich Seyring, der aber fast nicht mehr in Erscheinung tritt, weil hier allmählich beide Schotterkörper ineinander verschmelzen (siehe auch Geol. Karte von Wien). Markant ist erst bald nachher der Abfall der Tieferen Terrasse westlich Seyring zur Gänserndorfer Terrasse, auf der die Ortschaft Seyring selbst liegt.

Bei Seyring biegen wir neuerdings nach rechts ab und fahren (über den aufgelassenen Flugplatz südlich des Ortes) auf der Straße nach Gerasdorf in genau südlicher Richtung. Den ganzen Weg begleiten uns die rotbraunen Böden des Älteren Flugsandes. Bald ist der Kleine Wagram erreicht, der hier die normale Sprunghöhe der Gänserndorfer Terrasse besitzt, und weiter geht der Weg wieder im Bereich der Praterterrasse. Ca. 1 km südlich Gerasdorf erreichen wir links der Straße die Schottergrube, welche als Punkt 39 bei Fink und Majdan (1954) kurz beschrieben ist:

Am nördlichsten Ende liegt etwa jene Situation vor, die in der schematischen Abb. 7 als A angegeben ist. Lediglich etwas mehr Feineinlagerungen finden sich im fluvial gelagerten Schotter (Verzahnungen von Siltlagen mit Schotter), das Silt + Aulehmpaket mit dem überlagernden Löß ist aber sehr typisch entwickelt. Hangend folgen ungefähr 0.6 m Tschernošem, zur Gänze im Löß liegend.

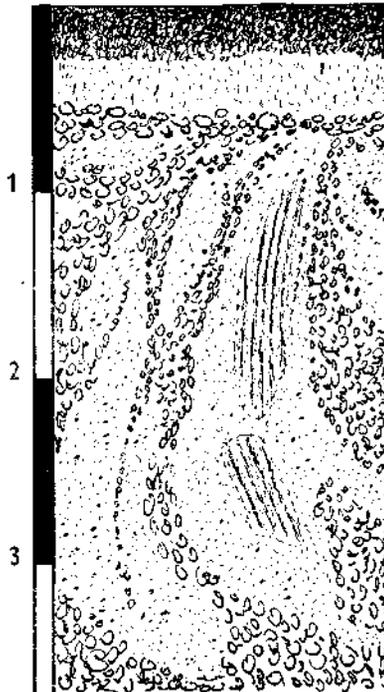


Abb. 1. Ausschnitt aus der Kryoturbationszone. Schottergrube südl. Gerasdorf.

Unter dem Löß, der Tschernošem trägt, beginnt die (3.5 m tiefe) Kryoturbationszone, in der Silt und Aulehm zum Teil noch im primären Kontakt eingewürgt sind (zwei senkrecht gestellte Schollen) sonst in der Kryoturbationszone nur Silt und Schotter.

An den beiden Abbauwänden gegen S ist eine Rinne in der Schotteroberkante angeschnitten, die aber oberflächlich durch mächtigere Deckschichten ziemlich ausgeglichen ist. In dieser Rinne erreicht der Tschernosem (mit starkem Pseudomyzel an den krümeligen Aggregatflächen) zum Teil über 1,5 m Mächtigkeit (vgl. Abb. 7 B).

Im vordersten, derzeit nicht abgebauten Teil der Grube liegt in der zur Straße am nächsten liegenden Wand die einzige bisher gefundene Kryoturbation innerhalb der Praterterrasse. Abb. 1 zeigt einen besonders wichtigen Ausschnitt dieser ca. 15 m langen Froststauchungszone. Auffallend das in die Kryoturbation steil eingewürgte Silt + Aulehmpaket, wie es charakteristisch für die (pleistozänen) Deckschichten der Praterterrasse ist; (eine Deutung, daß es sich dabei auch um eine im Schotterkörper selbst ehemals gelegene Feinschichte handelt, kann nicht ganz widerlegt werden. Dennoch ist das pleistozäne Alter der Deckschichten durch den hangend über der ganzen Praterterrasse liegenden Löß gegeben.)

Über der Kryoturbation und unter dem Löß liegt ein Paket horizontalen, wahrscheinlich fluvial darübergelagerten Schotters.

Der ganz im S liegende, verfallende Teil der Schottergrube ist mit Grundwasser gefüllt, das durch seine tiefe Lage zeigt, daß die Böden auf der Praterterrasse ohne Grundwassereinfluß entstanden sind.

Nun führt der Weg an zahlreichen Schottergruben — fast alle den Normalfall der Praterterrasse (Abb. 7 A) demonstrierend — über Leopoldau halb-links zurück über Süßenbrunn nach Aderklaa (Erdgasfeld) und weiter nach Deutsch-Wagram. Ab Süßenbrunn ist nördlich der Straße das allmähliche Niedersinken des Kleinen Wagram, der im „Stallinger Feld“ auf das Praterterrassenniveau ausläuft, zu verfolgen. Unmittelbar vor Deutsch-Wagram setzt die Gänserndorfer Terrasse mit normaler Sprunghöhe gegen die Praterterrasse wieder ein. Zwei Ränder stoßen hier im rechten Winkel zusammen: Der S-Rand, stark von einem alten Donauarm (den heute der Rußbach benützt) unterschritten, wird uns dann auf der Weiterfahrt lange Zeit begleiten. Der von N, von Bockfließ gegen Deutsch-Wagram ziehende Rand, der weit weniger ausgeprägt ist, da er nur vom Rußbach allein etwas unterschritten ist. Er trägt ebenso wie der S-Rand Dellen, was zeigt, daß die tektonische Absenkung der westlich Deutsch-Wagram liegenden Scholle zur Zeit der Akkumulation der Praterterrasse erfolgt war.

Wir bleiben am S-Rand der Gänserndorfer Terrasse, wo unmittelbar am Ortsausgang von Deutsch-Wagram an der Straße nach Parbasdorf in der Gemeindegrotte der Typus dieser Terrasse eindrucksvoll demonstriert wird. Auch dieser Aufschluß wurde bereits von Fink und Majdan (1954) (Punkt 46, Abb. 8) erwähnt und kann daher hier in der Beschreibung kurz gehalten werden:

Über dem basalen, schwach kreuzgeschichteten, stärkst durch Eisen- und Manganhydroxyd verfärbten Schotter folgt die 3,0—3,5 m mächtige Kryoturbationszone mit stärkster Durchwürgung. Wenn auch einzelne große Taschen besonders hervortreten, so ist doch der gesamte Schotterkörper miterfaßt. In den Taschen liegt viel sandiges bis grobsandiges, braunes Material eingebettet, ebenso wie Reste eines fossilen Bodens (vom Typus einer Verlehmungszone) vorhanden sind. Die Lagerung ist mitunter so, daß Pakete von fossilem Boden + dazugehörigem Ca-Horizont noch erhalten sind.

Die Kryoturbationszone schließt hangend mit einem horizontalen, ungestörten, 0,1—0,2 m mächtigen Schotterschleier ab. Über diesem folgt ein etwas sandiger Löß, der aber nur mehr schwer zu erkennen ist, weil er fast zur Gänze zu Boden (Tschernosem) umgeprägt ist.

Für die Genese der Gänserndorfer Terrasse, über die im speziellen Teil noch berichtet wird — dürfen aus diesem Aufschluß bereits wichtige Beobachtungen unternommen werden: 1. Es ist ein fossiler Boden eingewürgt. 2. Der braune Sand — Taschenfüllung — gehört zum größten Teil nicht dem Terrassenpaket an, sondern ist erst nachher, nach Entstehung des

fossilen Bodens und vor der Froststauchung, dorthin gelangt. 3. Die Kryoturbaionszone wird von einem horizontalen Schotterschleier abgeschlossen.

Auf der weiteren Fahrt über Parbasdorf nach Markgrafneusiedl entlang dem (südlichen) Terrassenrand tritt uns in mehreren in den Rand eingeschnittenen Schottergruben (meist an Dellenmündungen liegend) immer der gleiche Typus der Gänserndorfer Terrasse entgegen. Bedeutend für die Genese der Gänserndorfer Terrasse ist die Schottergrube östlich Parbasdorf:

Die Kryoturbaionszone ist von gleicher Mächtigkeit wie in dem vorher beschriebenen Aufschluß, auch die Verfärbung der Schotter ist vorhanden. Eine Tasche scheint (derzeit) so randlich angeschnitten zu sein, daß sie stark an einen Eiskeil erinnert. Wieder ist die Füllung der Tasche mit braunem Sand und fossilen Bodenresten. Hangend folgt wieder der horizontale Schotterschleier, darüber fast zur Gänze zu Tschernosem umgeprägter Löß.

Von großer Wichtigkeit ist aber ein kleiner, mit braunem Sand gefüllter Eiskeil, dessen Tiefe etwa 0.4—0.5 m beträgt, der randlich in die (eiskeilähnliche) große Tasche eingesenkt ist. Auch der kleine Eiskeil ist von dem horizontalen Schotterschleier abgeschlossen.

Bei Markgrafneusiedl springt der Rand der Gänserndorfer Terrasse unvermittelt nach NO zurück und markiert so den Verlauf der Siebenbrunner Bucht, die in der Querrichtung über Obersiebenbrunn bis Untersiebenbrunn durchfahren wird. Sie ist, ebenso wie die Scholle westlich Deutsch-Wagram durch tektonische Absenkung in der Zeit der Akkumulation der Praterterrasse entstanden. In die Bucht münden zahlreiche Dellen, von denen einige von der Straße aus beobachtet werden können. Im Hintergrund der Bucht liegt Alterer Flugsand in großer Mächtigkeit, meist zu Dünen zusammengeschopt, auf ihm wurden ausgedehnte Kiefernwälder angelegt. Im vorderen Teil der Bucht, entlang der Straße, tragen Böden und Schotter den Habitus der

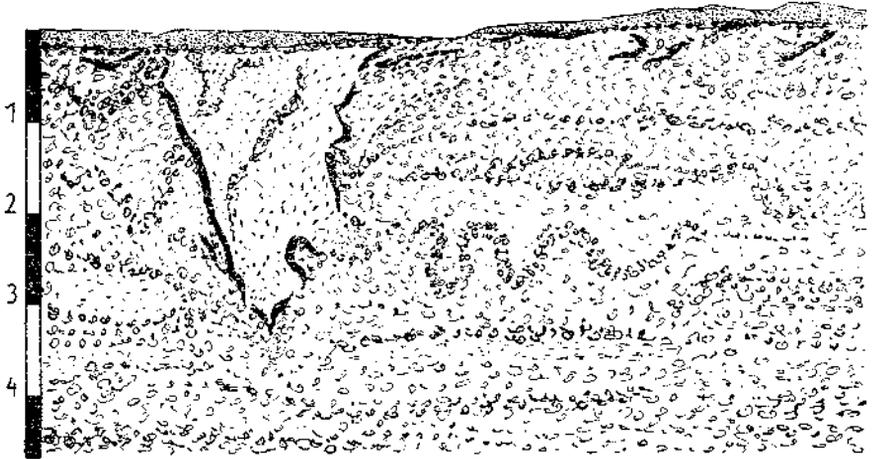


Abb. 2. Ausschnitt aus der Abbanwand Schottergrube Untersiebenbrunn.

Die Kryoturbaionszone ist hier in einzelne, große Taschen aufgelöst, der dazwischenliegende Schotterkörper trägt aber Spuren kaltzeitlicher Überprägung und kaltzeitlicher Akkumulation. Schwarz die eingewürgten Reste eines fossilen Bodens. Hell die Taschenfüllung (brauner Sand). Hangend der horizontale Schotterschleier und darüber (anthropogen gestört) Alterer Flugsand.

Praterterrasse. Erst zwischen Ober- und Untersiebenbrunn beginnen dunkle, sehr schwere Böden (Smonitza), die letzten Ausläufer des geschlossenen Gebietes der Lasseer Wanne (vgl. jeweils Taf. VIII).

In Untersiebenbrunn liegt in dem von NNO heranziehenden Gegenflügel, der auch zerdellt ist, unmittelbar am nördlichen Ortsende die große Gemeindeschottergrube eingesenkt, wobei die Gänserndorfer Terrasse nicht mehr eine durchgehende Kryoturbation zeigt, sondern die Frosterscheinungen auf isolierte, aber sehr große Taschen beschränkt sind:

Die Tiefe der Taschen erreicht das auf der Gänserndorfer Terrasse normale Maß von 3.0—3.5 m. Hangend ist wieder der horizontale Schotterfleier anzutreffen, über dem diesmal nicht der (Rand)löß, sondern Älterer Flugsand folgt.

Besonders deutlich tritt in den isolierten Taschen der (eingewürgte) fossile Boden hervor. Auch der braune Sand als Füllmaterial ist vorhanden (vgl. Abb. 2).

Im übrigen Schotter ist an einzelnen Stellen die normale fluviatile (schwache) Kreuzschichtung unterbrochen durch kryoturbate Lagen. Dies ist ein Beweis dafür, daß die Schotter der Gänserndorfer Terrasse zur Gänze kaltzeitlich aufgeschüttet wurden.

Die Straße führt nun weiter nach Schönfeld, wir befinden uns wieder auf der tektonisch nicht abgesenkten Gänserndorfer Terrasse. Im N sind ausgedehnte Schwarzkiefernwälder sichtbar, Dünen vor allem aus Älterem Flugsand bedeckend. Hinter Schönfeld auf dem Wege nach Marchegg wird ein größerer Dünenzug von der Straße angeschnitten. In diesem Raum liegen aber nicht nur Dünen aus Älterem Flugsand, sondern auch bereits solche vom „Typus March“ und im N (Sandberg) solche, die aus kolluvialen Deckschichten auf der Gänserndorfer Terrasse hervorgegangen sind (vgl. Teil Marchfeld). Insbesondere beim Bahnübergang fällt das unruhige Kleinrelief der Marchdünen auf, die uns dann südlich der Straße bis Marchegg begleiten.

In Marchegg, dem östlichsten Punkt unserer Fahrt, wenden wir nach S, in Richtung zum Bahnhof des Ortes, und erreichen 1 km nach der Ortschaft die Gemeindesandgrube östlich der Straße; ihre Beschreibung siehe Teil Marchfeld und Abb. 5. Von hier ergibt sich auch ein guter Überblick über den südlichen Teil der Marchniederung:

Im S liegt die Schloßhofer Platte, die nach allen Seiten steil abfällt. Die Sprunghöhe gegen die March zu ist größer als gegen W, da dort die Gänserndorfer Terrasse an die Schloßhofer Platte anschließt (der Rand der Gänserndorfer Terrasse ist durch die Bahntrasse etwas undeutlich), während gegen die March der Abfall bis zur Niederung reicht.

Im O, jenseits der breiten Marchniederung, sind verwaschene Terrassenreste erkennbar, die höhenmäßig mit der Schloßhofer Platte übereinstimmen.

Der eigene Standpunkt liegt im „Höheren Niveau der Marchniederung“, das nur mehr in kleinen Inseln erhalten ist. Südlich des Standpunktes verliert sich das Höhere Niveau mit Annäherung an die Schloßhofer Platte.

Wir fahren wieder nach Marchegg zurück, um über Baumgarten nach Zwerndorf zu gelangen. Auf halbem Weg zwischen Marchegg und Baumgarten liegt unmittelbar an der Straße eine Sandgrube im Höheren Niveau der Marchniederung:

Unter einer ca. 1 m mächtigen, stark humosen Smonitza wird reiner Marchsand, wieder in rhythmischer Sedimentation abgesetzt, sichtbar. Reste der Braunerde oder der zu dieser gehörenden braunen Bändern — wie sie in Abb. 5 und 6 festgehalten sind — fehlen hier.

Im W begleitet uns der hintere Abfall der Gänserndorfer Terrasse, der immer weiter nach NW zurückspingt. Er ist durch Dellen teilweise unterbrochen. Rechts der Straße liegt der breite Auwaldgürtel der March vom Charakter einer harten Au. Ein km südlich von Zwerndorf — mit Fahrzeug

nur auf dem Umweg über den Ort erreichbar — liegen wieder im Bereich des Höheren Niveaus der Marchniederung mehrere Sandgruben, deren Profil schematisch in Abb. 6 dargestellt ist. Im folgenden Teil wird die besondere Bedeutung dieser Aufschlüsse hervorgehoben, in denen an der Basis der Smontiza eine große Menge von Tonscherbenresten der Periode Hallstatt C zu finden sind. Es bietet dieser Platz die Möglichkeit, exakte Daten über die Erosionsleistung seit dieser Zeit sowie die zeitliche Stellung der die Kulturschicht bedeckenden Bodenbildung zu geben. Dies ist im gesamten Wiener Raum bisher nur sehr selten möglich.

Über Zwerndorf in nördlicher Richtung auf der Straße nach Angern fahren wir zuerst in der Marchniederung selbst, erkennen die schweren (schollenbildenden) Gleyauböden und Anmoorböden dieser Niederung, rechts begleitet uns weiter der Auwaldgürtel, links liegt der sehr verwaschene Rand der Hauptflur der Tallesbrunner Platte, auf die wir knapp vor Angern hinauffahren. Bis Mannersdorf an der March bleiben wir auf der Hauptflur, erkennen die relativ geringe Sprunghöhe gegen die (Niederung der) March und erst unmittelbar hinter Mannersdorf wird das höhere Niveau der Tallesbrunner Platte erreicht. Dieses ist aber flächenmäßig sehr klein, so daß unmittelbar nachher bereits der Anstieg auf den Großen Wagram erfolgt. Am Scheitelpunkt schneidet die Straße das Tertiär an — die Lößbedeckung ist hier sehr gering. Bei der Abfahrt in den Ort Stillfried erkennen wir aber die starke Zunahme der Lößmächtigkeit, einige Lößwände sind zu sehen. Am Ende des Grabens südlich des Kirchenberges beim Austritt in die Marchniederung sind dann links und rechts der Straße jene Aufschlüsse erreicht, die im folgenden Teil und Abb. 9 festgehalten sind. Damit ist der Endpunkt dieser Tagesstrecke erreicht.

Die Rückfahrt erfolgt unmittelbar auf der Hauptstrecke über Angern (Tallesbrunner Platte)—Gänserndorf—Deutsch-Wagram (Gänserndorfer Terrasse)—Kagran—Wien (Praterterrasse).

Das Marchfeld

Mit Tafel VII und VIII.

Von Julius Fink

Die Grenzen des rund 1000 km² großen Marchfeldes sind im W, N und S klar, im Osten hingegen durch die Staatsgrenze willkürlich gezogen. Der größte Teil des Marchfeldes ist eigentlich kein March-, sondern ein Donaufeld, weil der Raum des Marchfeldes sensu strictu fast zur Gänze auf dem Boden des Nachbarstaates liegt und nur ein kleiner, im folgenden Marchniederung genannter Teil auf österreichischem Gebiet verbleibt. Die Donau hat somit den entscheidenden Einfluß auf die Entstehung und Formung dieses Raumes. Ihre Sedimente wurden nach dem Austritt aus der Wiener Pforte in den weiten, tektonisch vorgezeichneten Senkungsraum des Wiener Beckens eingeschüttet. Im Rhythmus der Kalt- und Warmzeiten des Pleistozäns wurden die Schotterkegel vorgebaut, zerschnitten und in die älteren die neuen Schotterfluren eingeschachtelt. Terrassen verschiedenen Alters bestimmen die Landschaft des Marchfeldes.

MORPHOLOGISCHE KARTE DES MARCHFELDES UND SEINER UMRAHMUNG

unter Benützung der geol. Spezialkarte Blatt Gänserndorf (aufgenommen R.Grill), den Terrassenkarten des nordöstl. und südöstl. Wiener Raumes (nach J.Fink und H.Majdan 1954) sowie mündlichen Angaben von H.Majdan (Raum Fischamend - Hainburg)

entworfen **J.FINK** 1954

LEGENDE

- Alluvionen
- Übergang von Alluvionen zu pleistozänen Deckschichten
- Dünen
- "Alterer Flugsand" als bodenbildendes Substrat auf Terrassen
- Löss, auch kolluvial, auf Terrassen
- geschlossenes Lössgebiet mit mehreren pleio- und pleistozänen Niveaus
- Vorpleistozäner Rahmen, z.T. mit Erosionsterrassen und Flächen
- Deutlicher Akkumulationsterrassenrand
- Undeutlicher (verschliffener) Akkumulationsterrassenrand
- Deutlicher Erosionsterrassenrand
- Undeutlicher Erosionsterrassenrand
- Dellen und größere tote Hohlformen
- Erosionsrand der höheren gegen die tieferen Teile der Praterterr. (u.d. äquivalenten Flächen der March)
- Quartärgeologisch wichtige Aufschlüsse
- Aufschlüsse mit mehrgliederten Lössprofilen

Die in die Terrassenflächen gesetzten Buchstaben bedeuten:

- L** Laaerbergterrasse
- W** Wienerbergterrasse
- A** Arsenalterrasse
- Se** Höhere Terrassen westlich von Seyring
- G** Gänserndorfer Terrasse
- St** Stadterrasse
- P** Praterterrasse



BÖDEN
ZUSAMMENFASSUNG AUF BODENKUNDLICHER
UND QUARTÄRGEOLOGISCHER GRUNDLAGE
Auf Grund eigener Begehungen und mündlicher Angaben
von A. Stecker entworfen von J. Fink, 1954



-  meist Rohauböden sehr schwach humose reine Sande bis schwach lehmige Sande
-  meist graue Auböden schwach humose, schwach lehmige Sande bis lehmige Sande
-  Kolluvial- und Schwemmböden im allgemeinen, vorherrschend Smonitzta bei Smonitzta meist stark humose Lehme, z.T. tonige Lehme
-  Smonitzta und z.T. Tscherno-seme auf höheren, meist stärkst sandigen Teilen der Marchniederung stark humose, schwach lehmige Sande
-  Übergang von Smonitzta zu Tscherno-semen humose, sandige Lehme bis Lehme
-  Tscherno-seme auf Löß und Silt der „Praterterrasse“ humose, stark sandige Lehme
-  kräftige und humusreichere Tscherno-seme der „Praterterrasse“ stark humose Lehme
-  jüngerer, kalkreicher Flugsand der „Praterterrasse“, z.T. mobil Stark kalkiger Silt (feinerer Feinsand bis größerer Schluff)
-  vorwiegend Tscherno-seme auf Löß (auch kolluvial) und anderen kalkhaltigen Deck-schichten der „Gänserndorfer“ und älteren Terrassen schwach humose bis humose lehmige Sande
-  seichtgründige Böden auf älteren, braunen Flugsanden, kalkfrei schwach humose lehmige Sande auf Schotter
-  Dünen auf der „Gänserndorfer Terrasse“ und im Marchgebiet, z.T. mobil Sande bis Gröb-sande
-  Tscherno-seme auf tertiärem Sand, vorwiegend im Gebiet der Talles-brunner Platte humose, stark sandige Lehme
-  Rohböden, wechselnd mit blassen Tscherno-semen auf Terrassen-sporren, z.T. auf tertiärem Material, oft aber auch auf Löß schwach humose stark lehmige Sande
-  Großmulden innerhalb der Terrassen-sporre, kolluviales Lößboden-material, meist vergleyt humose Lehme
-  Tscherno-seme und Braunerden (letztere auf höheren Teilen um und über 200 m) in der Zone der geschlossenen Lößbedeckung humose, stark sandige Lehme
stärkst durchsetzt von Lößroh-böden schwach humose, stark lehmige Sande
-  meist Pararendzinen des Bisam-bergzuges humose lehmige bis schwach lehmige Sande

Maßstab 1:100.000

Raumordnungsplan Marchfeld
Arbeitsgemeinschaft für Raumforschung und Planung, Wien 1954
V. OBA 1955, Sonderheft D. — Österreichische Staatsdruckerei, 8131 55

Diese Karte wurde im Auftrage des Studienkomitees für die künstliche Bewässerung des Marchfeldes, Wien, B.M. für Land- und Forstwirtschaft entworfen und für die Belange des „Raumordnungsplan Marchfeld“ zur Verfügung gestellt.

Die Großgliederung wird somit durch generell W—O verlaufende Leitlinien bedingt, die gegen die Wiener Pforte zu gebündelt, gegen O weit auseinanderlaufen (vgl. Abb. 3). Im Norden ist es der Große Wagram, der gleichzeitig die Grenze gegen das Hügelland (Tertiär mit mächtiger Lößüberdeckung) darstellt. Er ist durch eine Reihe von Erosionsterrassen, die vor allem an den Spornen der schräg auslaufenden Seitenbäche (Rußbach, Weidenbach) gut erhalten sind, etwas zerlappt. Im Süden ist es die Donau selbst, deren Rechtsdrängen zu einer starken Unterschneidung der rechtsufrigen Terrassen geführt hat. Ungefähr die Mitte zwischen beiden Begrenzungslinien hält nun der Kleine Wagram, der die jüngstpleistozäne Praterterrasse von den verschiedenen höheren Terrassen trennt. Auf weite Strecken ist er aber nur der Abfall der Gänserndorfer Terrasse allein, die im Raum nördlich des Kleinen Wagram eine dominierende Stellung einnimmt.

Während die auf die Donau zurückgehenden Leitlinien W—O verlaufen, sind die NO—SW-streichenden Querlinien tektonischen Ursprungs. Das Wiener Becken als äußerst labiler Teil des Alpen- und Karpatenbogens hat mannigfache Aufwölbungen, Absenkungen und Verstellungen erlebt, die zum Teil sogar noch in das Postglazial weiterwirken. Unabhängig von den Erkenntnissen, die aus den zahlreichen Bohrungen gewonnen wurden, ermöglicht bereits das Studium der heutigen Oberfläche ein klares Bild. Die von W nach O vorgebauten einheitlichen Schotterfächer wurden in der Quer- richtung in einzelne Schollen zerstückelt, deren Sprunghöhen denen echter Terrassenränder entsprechen.

Die gitterförmige Anordnung aller dieser Linien zerlegt somit das Marchfeld in Teillandschaften, die in der unten angeführten Reihenfolge kurz behandelt werden sollen:

- Terrassen nördlich des Kleinen Wagrams
- Terrassengruppe östlich des Bisamberges
- Gänserndorfer Terrasse mit (tektonisch) abgesenkten Teilstücken
- Schloßhofer Platte
- Tallesbrunner Platte (mit den Erosionsterrassenresten am Großen Wagram)
- Praterterrasse (südlich des Kleinen Wagram)
- Nördlicher Teil mit erhaltenen pleistozänen Deckschichten
- Südlicher Teil = Zone der rezenten Mäander
- Marchniederung
- Höheres Niveau
- eigentliche Niederung.

Die Beschreibung der

Terrassengruppe östlich des Bisamberges

kann sehr kurz gehalten werden, weil darüber bereits eine Zusammenfassung von Fink und Majdan (1954) vorliegt (dort auch Kartenskizze im Maßstab 1:50.000). Geologisch ist dieser Raum ebenfalls erschöpfend von Grill (Geol. Karte von Wien 1:75.000, ausgegeben 1952) behandelt.

Die Erhaltung der treppenförmig ansteigenden Terrassen ist der Lage im Stromschatten des Bisamberges, der die Westgrenze des Marchfeldes bildet, zu danken. Das Herrenholz als höchstes Niveau ist bereits von allen Seiten durch die Solifluktion stark angenagt. Die nächst tiefere Wienerbergterrasse ist im Gegensatz zu der kleinen Erosionsrestfläche des Herrenholzes schon eine deutlich ausgebildete, ebene Schotterflur, nicht überläßt und trägt daher

sehr dürtigen Boden, der schon ähnlich dem auf der Gänserndorfer Terrasse ist (siehe unten). Nur an einer Stelle liegen in einem stark verwachsenen Aufschluß (Punkt 20 bei Fink und Majdan) über den durch Eisenhydroxyd stark verfärbten, kryoturbat gelagerten groben Quarzschottern kleine Nester aus reinem Kalkmehl, die stark an analoge Bildungen südlich der Donau erinnern: Rudolfsziegelöfen am Laaerberg (Wien XI), Ziegelwerk an der Triesterstraße, Wienerberg (Wien X) und Hungerberg (Wien XIX). Nur als Sporn im O und als kleine Rückfallskuppe im S des Herrenholzes ist die folgende Arsenalterrasse erhalten. Aufschlüsse fehlen, die gesicherte Vergleiche mit S der Donau zulassen würden. Die nächst tiefere Schotterflur hingegen beherrscht das Landschaftsbild. Grill (1949) hat diese Terrasse als „Höhere Terrasse westl. Seyring“ bezeichnet, Fink und Majdan haben diesen Namen übernommen, da keine Möglichkeit besteht, aus diesem Raum einen treffenden Flur- oder Ortsnamen heranzuziehen¹⁾. Man wäre versucht, die brettebene Aufschüttung dieser Terrasse nicht aus der Enge des Donaudurchbruches zwischen Bisamberg und Kahlenberg abzuleiten, sondern sie mit den vier Sätteln des Bisamberges zwischen Hagenbrunn und Enzersfeld in Verbindung zu bringen, deren beide äußere etwas tiefer als die beiden inneren sind. Neueste Kartierungen in diesem Raum haben aber die Feststellung Finks und Majdans (Seite 227) erhärtet, wonach die ausgedehnten Solifluktionsschutfächer — besonders der beiden inneren Sättel — und das Fehlen jeglichen Schotters die fluviatile Entstehung aller vier Sättel ausschließt.

Ein besonderes Problem dieser Teillandschaft stellt die Entstehung des den Ostrand des Bisamberges und einen Teil des Großen Wagrams begleitenden Abzuggrabens dar, eine schotterfreie Tiefenlinie, welche die Höhere Terrasse westlich Seyring dadurch auf drei Seiten isoliert. Im Abzugsgraben finden sich vorwiegend vergleyte Böden, die Vorflut ist sehr gering, so daß auch für die flachen Hänge um Enzersfeld große Meliorierungen erforderlich wurden.

Der südliche Teil der Terrassen um das Herrenholz ist überlöst. Größtenteils ist es ein umgelagerter, parautochthoner Löß, der zum Teil solifluidal gewandert war, wobei die oberste Schotterhaut mit Resten einer Verlehmungszone mit aufgearbeitet und girlandenförmig in den Löß eingewürgt wurde. Diese Form der Kryoturbation, in der vorwiegend Feinmaterial (Mauersand) und nur vereinzelt Schotter auftreten, wurde der technischen Nomenklatur angepaßt und als „Maurer“ bezeichnet. Der Maurer findet sich immer in Hanglage, wobei bereits eine geringe Neigung zu seiner Bildung genügt. So kommt es, daß der Maurer bis in den Raum nördl. Gerasdorf in den zahlreichen, in den Rand des Kleinen Wagrams eingesenkten Schottergruben nachzuweisen ist. Um das Herrenholz ist er besonders gut in den beiden großen Schottergruben östl. des Rendezvous (siehe Wegbeschreibung) aufgeschlossen. Die Nordgrenze des Maurer ist ziemlich scharf. Auffallend ist, daß der steile Abfall

¹⁾ In dieser Arbeit werden die von Grill (1949) — nur für den Raum nördlich der Donau gedachten — Bezeichnungen Höhere und Tiefere Terrasse westlich Seyring verwendet. Bei Fink und Majdan (1954) war auch der Raum südlich der Donau behandelt worden und daher eine Parallelisierung erforderlich gewesen. Dort ist die Simmeringer Terrasse der Tieferen Terrasse westlich Seyring gleichgestellt und die Stadterrasse (die aus der alten Zusammenfassung „Stadt- und Simmeringer Terrasse“ als eigene Einheit herausgeschält wurde) der Gänserndorfer Terrasse korrelat.

nordwestl. Stammersdorf und nördlich Strebersdorf keinen Maurer, sondern schon primären Löß trägt, in dem mehrere fossile Böden eingelagert sind (vgl. unten). Von einer Terrassentreppe kann am Südabfall aber infolge der starken Unterschneidung nicht gesprochen werden und deshalb sind die mehrgegliederten Lößprofile dieses Raumes auch nicht morphologisch datierbar.

Der Rand der Höheren gegen die „Tiefere Terrasse westlich Seyring“, der nahe dem Kleinen Wagram noch rund 10 m beträgt, verliert sich gegen N, so daß beide Schotterkörper ineinander übergehen (siehe auch Wegbeschreibung). Auch der Abfall der Tieferen Terrasse gegen die Gänserndorfer Terrasse ist nicht ganz so scharf, da viele Dellen ihn unterbrechen und auflösen. Die pultartige, tektonisch bedingte Absenkung der Gänserndorfer Terrasse (bis in das Praterterrassenniveau westlich Deutsch-Wagram) wird am besten am Kleinen Wagram selbst studiert, wo die normale Sprunghöhe von 6—8 m nördlich Gerasdorf allmählich abnimmt und im Stallinger Feld im Praterterrassenniveau sich verliert.

Die Böden dieser Teillandschaft sind ebenso wie alle anderen des Marchfeldes substratgebunden; verstärkend wirkte sich hier Relief und Höhenlage aus. Besonders die absolute Höhe ist für die Ausbildung der Bodentypen (im ganzen österreichischen Trockengebiet) von großer Bedeutung. Aus vielen Einzelbeobachtungen möchte ich ableiten, daß etwa mit der 200 m Isohypse der Wechsel von Tschernosom zu Braunerde zusammenfällt. Sofern nicht anthropogene Störungen und Erosion den (ursprünglichen) Boden zerstört haben, kann diese Anordnung beobachtet werden. Auch für den nördlich des Marchfeldes anschließenden Bereich des tertiären Hügellandes gilt diese Feststellung ebenso wie für den engeren Raum des Stadtgebietes, wo derzeit durch die vielen Baugruben diese Gesetzmäßigkeit gut zu beobachten ist.

So trägt auch der höchste Teil der Terrassentreppe — das eigentliche Herrenholz — keinen Tschernosom, sondern einen braunen Boden. Doch scheint hier eine gewisse Weiterentwicklung über die Braunerde hinaus bereits vorzuliegen:

- 0·1 m humoser bis schwach humoser, milder Lehm, auflagernd schwache Förnaschichte durch Eichenwald
 - 0·4 m intensiv braun gefärbter, im obersten Teil noch etwas humoser milder Lehm, blockige Struktur, die einzelnen Aggregate mit auffallenden karmesinrot gefärbten Häutchen (coatings) überzogen, kalkfrei
- scharfer Übergang in hellen, kalkreichsten Pannonsand (der einen allfälligen Ca-Horizont verwischt).

Die im Dünnschliff als petpisiertes Eisen erkennbaren coatings — vermutlich durch die starke Gerbsäurewirkung der Eichenwurzeln hervorgerufen — lassen hier somit keine Zuordnung zur Braunerde mehr zu, andererseits fehlen manche Merkmale eines Braunlehmes. Es wird hier vermutlich eine Zwischenform vorliegen.

Die (oben genannten) Braunerden der höheren Teile des Weinviertels hingegen sind echte Braunerden, durchgehend ist das Lößgefüge erhalten, lediglich eine Oxydation am Platz hat die sepiabraune Färbung bewirkt.

Rund um das (Wäldchen) des Herrenholzes schließen dann Tschernosome und — bei steileren Lagen — Rohböden an. Auch Übergänge zu verbräunten Formen können, insbesondere an Stellen, wo eine Verdickung des Bodenprofils vorliegt, beobachtet werden. Es wurde schon bei der Wegbeschreibung darauf hingewiesen, daß hier kolluviale Umlagerungen beteiligt sind.

Dort, wo der primäre und kolluviale Löß auf den verschiedenen Schottern

fehlt, ist einheitlich ein brauner, typisch gefärbter Flugsand (10 YR 3/3) mit einer mittleren Mächtigkeit von einem halben Meter den Schottern aufgelagert. Seine Hauptverbreitung liegt weiter östlich im Bereich der Gänserndorfer Terrasse, wo er auch näher besprochen werden soll. Auch die aus ihm hervorgegangen, immer morphologisch gleichen Böden werden in diesem (nächsten) Abschnitt behandelt. Dieser braune, kalkfreie Flugsand hat den Arbeitsbegriff „Älterer Flugsand“ erhalten.

Die Gänserndorfer Terrasse

ist neben der Praterterrasse das dominierende Element des Marchfeldes. Zahlreiche, besonders am Rand des Kleinen Wagram vorhandene Schottergruben lassen ebenso wie solche inmitten der Terrasse ein klares Bild ihrer Genese zu.

Durch NNO—SSW verlaufende Bruchlinien des Untergrundes, welche die Quartärschichten zum Teil als Bruch, zum Teil aber nur als Verbiegung widerspiegeln, sind Teile der (einheitlich durchgehenden) Gänserndorfer Terrasse versenkt und liegen heute im Niveau der Praterterrasse (vgl. Abb. 3).

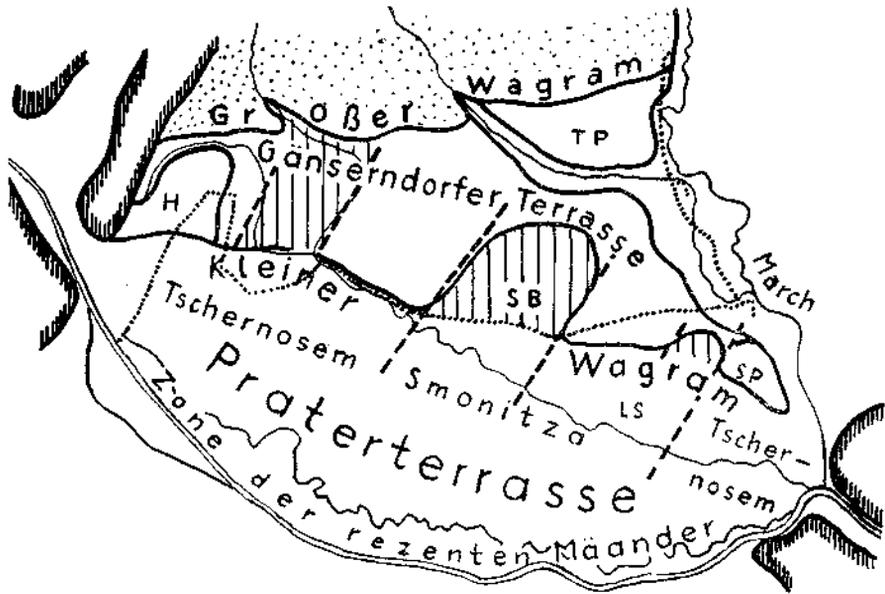


Abb. 3.

..... Fahrtstrecke; eng schraffiert: Beckenränder; punktiert: geschlossenes Lößgebiet; strichliert: Bruchlinien; weit schraffiert: abgesenkte Teilstücke der Gänserndorfer Terrasse; SB: Siebenbrunner Bucht; SP: Schloßhofer Platte; TP: Tallesbrunner Platte; LS: Lasseer Wanne; H: höhere Terrassen um das Herrenholz.

Während in dem abgesenkten Teil zwischen Abzuggraben und Rußbach eine pultartige Einsenkung vorliegt, ist die Siebenbrunner Bucht horizontal abgesenkt, ebenso (die kleinere) Einbuchtung westlich Breitensee. Im westlichen Senkungsstück liegen nördlich und westlich des Reuhofes mehrere Schottergruben, welche die Gänserndorfer Terrasse in ihrer typischen Ausbildung zeigen (vgl. Punkte 43 und 44 bei Fink und Majdan). Im Bereich der

Siebenbrunner Bucht gelingt der Nachweis der versenkten Gänserndorfer Terrasse nicht so leicht. Im vorderen (südlichen) Teil haben die Deckschichten und auch die Schotter den Habitus der Praterterrasse, nur im hinteren, eigentlichen Teil der Bucht scheinen unter den großen Massen aus Älterem Flugsand auch braunverfärbte Schotter zu liegen, wie sie für die Gänserndorfer Terrasse bezeichnend sind.

Von allen Rändern der Gänserndorfer Terrasse, sei es nun gegen die Praterterrasse, sei es aber auch gegen die versenkten Teilstücke, ziehen Dellen herab, die teilweise sehr weit in die Terrasse zurückgreifen. Die Absenkung der einzelnen Teilstücke fällt somit noch in die Kaltzeit, in der die Praterterrasse akkumuliert wurde.

Die Mächtigkeit der Schotter kann mit rund 10 m angegeben werden. Ganz im N, gegen den großen Wagram mit seinen Spornen zu, wird die Schotterdecke etwas dünner. Die Schotter einiger Gruben bei Bockfließ und südlich von Großebersdorf sind von Grill bereits als Tertiar angesprochen worden. Beim Aufbau der Terrasse überwiegt Schotter weitaus, die Feinlagen, meist als brauner grober Sand ausgebildet, sind nur im Raum von Schönfeld weiter verbreitet, ansonst nur lokale Linsen oder Lagen.

Die Längsgliederung der Gänserndorfer Terrasse ist durch deren Deckschichten gegeben: Ganz im N liegt der Bereich, in dem kolluviale, zum Teil auch äolisch herangebrachte Löss, mitunter auch Kalksande, dem Terrassenschotter aufliegen. Im Mittelteil folgt der ausschließlich mit Älterem Flugsand bedeckte Teil und ganz im S, gegen den kleinen Wagram, folgt Löß (im folgenden als Randlöß bezeichnet). Die pedologische Karte (Tafel VIII) veranschaulicht, daß besonders der mittlere, mit Älterem Flugsand bedeckte Teil den größten Raum einnimmt²⁾.

Der Schotter geht aber ungehindert der verschiedenen Deckschichten in gleicher charakteristischer Ausbildung durch: Jeder Aufschluß dieser Terrasse zeigt deutliche Spuren kaltzeitlicher Überprägung, entweder in Form durchgehender Kryoturbationen oder als isolierte (mächtige) Taschen. Die Tiefe aller Frosterscheinungen reicht 3,0—3,5 m unter Schotteroberkante, darunter folgen die ungestörten, normal fluviatil kreuzgeschichteten Schotter, in denen ebenso wie im (ursprünglichen) Terrassenkörper Feinlagen sehr zurücktreten. Auffallend ist die starke Verfärbung der Schotter durch Eisen- und Manganhydroxyd, wodurch die Frostverwürgungen besonders hervortreten. Die mächtige — in Mitteleuropa in dieser Klarheit wohl einmalige — Kryoturbationszone schließt oben im N mit einem horizontalen Schotterschleier von 0,1—0,2 m Mächtigkeit ab, dessen zeitliche und genetische Stellung für die ganze Terrasse sehr wichtig ist. Über dem horizontalen Schotterschleier folgen die bereits oben angeführten Deckschichten.

Abb. 4 vermittelt ein idealisiertes Profil der Gänserndorfer Terrasse, auf der Kenntnis vieler Aufschlüsse basierend. Immer sind es folgende Beobachtungen, welche besonders herausgestellt werden müssen: 1. In der Kryoturbationszone ist ein fossiler Boden — farbmäßig vom Typus einer Verlehmungszone mit unterlagerndem Ca-Horizont — eingewürgt (vgl. auch Abb. 2). 2. Die breiten Taschen der Kryoturbationszone sind mit braunem, sandig—grobsandigem Material ausgefüllt, welches mengenmäßig weit mehr ist, als was in Form

²⁾ Die Namen „Älterer Flugsand“ und „Jüngerer Flugsand“ (siehe unten) sind Arbeitsbegriffe, die noch auf Prof. Dr. A. Till (mündliche Mitteilung) zurückgehen.

dünnen Linsen und Lagen im (ungestörten) Schotterkörper anzutreffen ist. 3. Nicht in allen, aber in einigen Aufschlüssen sind kleine Eiskeile, wieder mit braunem Sand gefüllt, zum Teil in die Kryoturbationszone eingesenkt, wobei diese ebenso wie die normalen großen Frosttaschen vom horizontalen Schotterschleier abgeschlossen werden (vgl. hierzu auch eine Schottergrube, die zwar bereits im Bereich der Höheren Terrasse westlich Seyring liegt — Punkt 33 bei Fink und Majdan —, dennoch ganz den „Typus“ der Gänserndorfer Terrasse zeigt). 4. Der horizontale Schotterschleier liegt eben, doch dort, wo in den Aufschlüssen eine Delle angeschnitten ist, läßt sich sein Hineinziehen in die Hohlform und seine Verdickung gegen die Mulde zu erkennen. (Wieder liegt das vielleicht beste Beispiel nicht mehr auf der Gänserndorfer, sondern schon auf der Tieferen Terrasse westlich Seyring: Punkt 37 bei Fink und Majdan gibt jene Grube an, in der die Tiefere Terrasse vom Kleinen Wagram abstößt.)

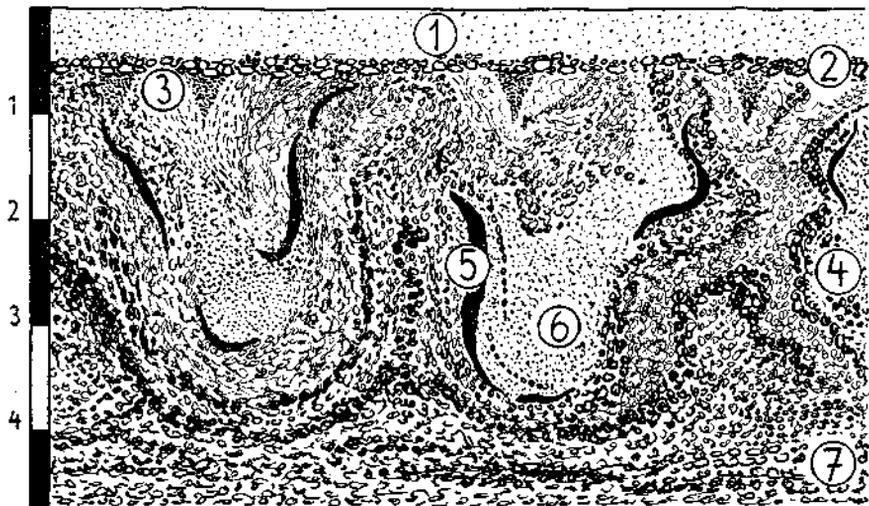


Abb. 4. Idealisierter Schnitt durch die Gänserndorfer Terrasse.

- 1 Deckschichten (Randlöß oder Älterer Flugsand oder kolluviales Material)
- 2 horizontaler Schotterschleier
- 3 kleine Eiskeile, gefüllt mit braunem Sand
- 4 Kryoturbationszone
- 5 eingewürgter fossiler Boden
- 6 brauner Sand als Füllmaterial der Taschen
- 7 basaler ungestörter Schotter

Aus Raumangel kann hier nicht auf alle Aufschlüsse, aus denen das in Abb. 2 gewonnene Bild und obige Beobachtungspunkte rekrutieren, eingegangen werden. Zum speziellen Studium sei deshalb auf folgende wichtigen Aufschlüsse verwiesen:

Randlößzone: Schottergrube Deutsch-Wagram (siehe Wegbeschreibung); Grube zwischen Lasee und Schönfeld am Kleinen Wagram.

Mittlerer, flugsandbedeckter Teil: Schottergruben nordwestlich Reuhof (siehe oben); westlich Reuhof an der Straße nach Seyring (verfallene) Grube 1 km nördlich Siedichfür an der Straße Markgrafneusiedl—Gänserndorf (sehr

starker fossiler Boden!); Schottergrube Untersiebenbrunn (siehe Wegbeschreibung und Abb. 2); hier fehlt der Randlöß, der zu erwarten wäre.

Nördlicher Teil, meist mit kolluvialen Deckschichten: Schottergrube nordwestlich des Gutes Zuckermantel, südlich vom roten Kreuz (hier tritt der kolluviale Charakter der Deckschichten besonders gut hervor); Schottergrube südöstlich Stripfing (am Abfall gegen den Weidenbach).

Quartärgeologisch besonders wichtig ist auch die Beziehung der Deckschichten der Gänserndorfer Terrasse zueinander. In den Aufschlüssen nordwestlich des Reuhofes liegt unter Älterem Flugsand ein schmaler, 0,1—0,2 m mächtiger Löß auf dem Schotter (vielleicht bereits kolluvial?). Eine ähnliche Lagerung ist auch in einer Schottergrube nördlich Deutsch-Wagram (Punkt 45 bei Fink und Majdan) zu beobachten. Bei vielen Bodeneinschlägen an der Grenze vom nördlichen zum mittleren Teil konnte ein allmählicher Übergang festgestellt werden. Exakte Beweise für scharfe Abgrenzung und daraus resultierende zeitliche Angabe fehlen. Die Sedimentation der drei Substrate scheint zeitlich nicht weit auseinanderzuliegen.

Diese durch die Deckschichten gegebene Dreigliederung hat für die typologische Stellung der (rezent) Böden entscheidende Bedeutung: Die Randlöße sind fast ganz — infolge ihrer geringen Dicke — zu Tschernosemen umgeprägt. Auch die (meist) kolluvialen, kalkhaltigen Deckschichten des nördlichen Teiles tragen diesen Bodentyp. Mit Annäherung (besonders von N) an den Älteren Flugsand stellen sich hingegen Mischböden zwischen Tschernosem und dem Boden auf Älterem Flugsand ein.

Diese haben noch nicht ganz die typischen Farbwerte der Böden auf Älterem Flugsand, haben auch noch einen stark kalkhaltigen C-Horizont (zum Teil über 20% CaCO_3), die oberen Horizonte sind jedoch kalkarm. Der morphologische Aufbau entspricht einem Tschernosem, durchschnittliche Mächtigkeit 0,5 m. Auffallend — ein Hauptmerkmal des Überganges — die schlechte Strukturierung. Bodenartlich lehmiger Sand.

Auf dem Älteren Flugsand, der mit durchschnittlicher Mächtigkeit von 0,4 m dem Schotter(schleier) aufliegt, ist folgender Boden anzutreffen:

Keine Gliederung in Horizonte, lediglich die beackerte Krume zeigt eine Aufhellung. Humusmenge um 1,5%, durch das ganze Profil durchgehend. Kalkfrei in allen Horizonten (basal im Schotter kann ein starker Kalkanreicherungshorizont liegen, doch ist der zum Teil auch dem fossilen, eingewürgten Boden zuzuschreiben). Farbe 10 YR 3/3, seltener bis 4/3. Keine Strukturierung, Einzelkorngefüge, dennoch auffallend starke Kohärenz der Sand- und Grobsandkörner, dadurch bodenartlich lehmiger bis teilweise sogar stark lehmiger Sand.

Franz (1955) hat diesen Boden (zusammen mit anderen des österreichischen Trockengebietes) als Paratschernosem bezeichnet, in Anlehnung an die Definition von Kubiena (1953). Ich selbst habe ihn bisher — Fink (1953) lediglich „Ortsboden auf Älterem Flugsand“ genannt und möchte auch heute noch — obwohl die weite Verbreitung des Substrates und damit dieses Bodens mir selbst nicht unbekannt ist — einen streng genetischen Begriff vorläufig vermeiden, denn 1. kennen wir den echten Paratschernosem der russischen Landschaft nicht; 2. trifft die Beschreibung von Kubiena (1953) nur teilweise zu (vgl. die Übergangsformen mit kalkreichstem Muttergestein); 3. fehlen ausreichende chemische Analysen; und 4. liegen mancherorts — so in der Siebenbrunner Bucht — „Paratschernoseme“ von einer Mächtigkeit bis zu 2 m unverändert in Farbe (und Humus?). Das Problem bietet sich somit folgend dar: Entweder sind die Flugsande primär braun umkrustet abgesetzt worden und die (rezent) Böden auf ihnen stellen echte Ortsböden dar —

oder die Eisenfreistellung wurde erst durch pedogenetische Prozesse an Ort und Stelle bewirkt. Auf Grund der Schwermineraluntersuchungen von E. Frasl (siehe unten) ergibt sich, daß die Flugsande ziemlich Übereinstimmung mit den Sanden innerhalb der Gänserndorfer Terrasse (Sandlagen im Schotterkörper und auch Füllmaterial der Taschen und Eiskeile) aufweisen.

Die Großgliederung der (Böden und) Deckschichten auf der Gänserndorfer Terrasse erfährt bei genauerer Aufnahme eine weitere Differenzierung. Wie aus der pedologischen Karte zu ersehen ist, sind folgende äolische Bildungen auf dieser Terrasse und dem im O anschließenden Höheren Niveau der Marchniederung anzutreffen:

1. Die kolluvialen — zum Teil äolischen Deckschichten des nördlichen Teiles.

a) Die aus ihnen hervorgegangenen Dünen, bestehend aus feinem, hellgelben schluffigen Sand, zum Teil kalkreich; besonders mächtig im Sandberg südlich Oberweiden entwickelt, aber auch südlich Gänserndorf und um das Gut Zuckermantel an mehreren Stellen — dort vor allem mobilisiert durch die intensive Ackerung — anzutreffen.

2. Der Ältere Flugsand, als geschlossene Decke rund 0.5 m mächtig.

a) Die aus ihm hervorgegangenen rezenten Dünen, über den ganzen mittleren Teil der Gänserndorfer Terrasse (und die abgesenkten Teilstücke) verteilt. Grund für die Mobilisierung wieder der Mensch, vor allem die großen Schafweiden der vergangenen Jahrhunderte. Große Teile der Dünen der Weikendorfer Remise und der Siebenbrunner Bucht scheinen aber schon primäre Zusammenschoppungen zu sein. Heute stocken auf den rezenten mobilen Stellen fast durchwegs Schwarzkiefern, teils Maria Theresianische Anlage, zum Teil junge Aufforstungen.

3. Marchflugsand, direkt ableitbar aus den Marchsandten, insbesondere aus dem Raum von Marchegg. Den Abfall der Gänserndorfer Terrasse verkleidend und zum Teil auf sie hinaufreichend. Äußerlich ziemlich gleich dem älteren Flugsand, aber sicher jünger (vgl. Beschreibung Sandgrube Marchegg). Stellen nur eine relativ lokale Erscheinung dar.

Einen wertvollen Beitrag zur Frage der einzelnen Flugsande stellen die Schwermineraluntersuchungen von E. Frasl dar, welche nachfolgend beigegeben sind.

Die Schloßhofer Platte

fällt innerhalb der Terrassen nördlich der Kleinen Wagram höhen- und mächtigkeitsmäßig heraus. Auch andere Unterschiede bestehen. So zeigen die Böden eine kleine Abweichung gegenüber denen auf Älterem Flugsand, indem sie einheitlich intensiver gefärbt sind (7.5 YR 3/2), was darauf zurückzuführen sein dürfte, daß im und auf dem Schotter eine kräftige Verlehmungszone liegt, die hier den Flugsand (und den rezenten Boden) verfärbt hat. Die Mächtigkeit des Bodens sowie seine übrigen Eigenschaften sind gleich denen auf dem Mittelteil der Gänserndorfer Terrasse. Der horizontale Schotterschleier ist nicht so deutlich, die Kryoturbationen sind vorhanden, doch bezüglich Tiefe und Verbreitung herrscht nicht die Gesetzmäßigkeit wie auf der Gänserndorfer Terrasse. Die Ränder der Schloßhofer Platte sind ferner stärker zerdellt als jene der Gänserndorfer Terrasse, denn es sind kräftige, zwar kürzere, aber verästelte Talbildungen, während im anderen Fall mitunter lange, aber immer unverzweigt, senkrecht zum Rand liegende Dellen auftreten.

Der größte Unterschied besteht aber in der anderen Höhe und Mächtigkeit. Die wirklich brettebene Oberkante liegt in rund 170 m, der Tertiärsockel hingegen um 155 m. Deshalb treten am südlichen Unterhang zahlreiche Quellen aus (vgl. die Namen Großenbrunn, Bründlacker usw.), wobei Grill nachgewiesen hat, daß das Einzugsgebiet der nach allen Seiten steil abfallenden Platte nicht ausreicht, die mitunter sehr kräftigen Quellen (so die drei Teiche bei Großenbrunn, von wo Schloßhof mit Wasser versorgt wird) zu speisen. Grill vermutet daher zusätzliches gespanntes Grundwasser, das entlang der Brüche, die das Tertiär unterhalb der Schotterkappe versetzen, zu Tage tritt (mündliche Mitteilung).

Der 15 m mächtige Schotterkörper entspricht daher weder dem der Gänserndorfer noch einer der beiden Terrassen westlich Seyring. Einer Verschmelzung der beiden Terrassen hingegen könnte er unter Umständen gleichgesetzt werden. Für eine Zuordnung zu höheren Einheiten — Arsenalterrasse usw. — scheint der Schotterkörper typologisch (und auch höhenmäßig) nicht gut geeignet. Die im Gange befindliche Detailkartierung von H. Majdan südlich der Donau wird auch darüber Klarheit bringen, inwieweit die Aufgliederung zwischen Gänserndorfer- und Arsenalterrasse, wie sie im Wiener Raum in 2 Elemente erfolgt, über weite Strecken Gültigkeit hat und wie diesen (weit größeren Fluren) die Schloßhofer Platte zugeteilt werden kann. Auch die Aufnahme der (stark zertalten) Terrassenreste jenseits der March wäre erforderlich.

An der dreieckigen Gestalt der Schloßhofer Platte haben March und Donau einerseits und tektonische Verstellungen andererseits Anteil: Der S-Rand ist das Werk der starken Lateralunterschneidung durch die Donau und damit die normale Fortsetzung des Kleinen Wagrams. Der NW-schauende Rand fällt mit der großen Bruchlinie zusammen, welche die Lasseer Wanne im O begrenzt. Man weiß daher nicht, ob es sich bei dem Verbindungstück zwischen Gänserndorfer Terrasse und Schloßhofer Platte (nördlich Breitensee) um die Fortsetzung ersterer oder um ein abgesenktes Stück letzterer handelt.

Am O-Rand könnte theoretisch der Übergang von den zwei Marchniveaus (siehe unten) zu den beiden der Praterterrasse gesucht werden. Praktisch ist aber dieser Rand so stark erosiv und auch tektonisch überarbeitet, daß durchziehende Terrassenleisten nicht vorhanden sind. Die weiter unten folgende Parallelisierung kann daher nicht geländemäßig nachgeprüft werden.

Im Gegensatz zu den Akkumulationsterrassen des Marchfeldes sind die

Ränder des Weinviertler Hügellandes

durch eine Reihe von Erosionsniveaus gekennzeichnet, wobei die einzelnen Ebenheiten gegen O immer breiter und markanter werden. Besonders entlang der Sporne, die durch den schräg ausmündenden Rußbach und Weidenbach am Großen Wagram entstanden sind, läßt sich in einem parallel dazu verlaufenden NW—SO-Schnitt diese Treppung besonders gut nachweisen. Es wäre nun ein leichtes, die einzelnen Terrassen(reste) mit den Oberkanten der verschiedenen Akkumulationsterrassen des Wiener Raumes zu korrelieren. Doch sind die Beziehungen äußerst problematisch. Über dem getreppten Rand des Großen Wagrams liegen hingegen weit ausgedehnte Niveaus in rund 250 und 280 m, welche mit vorpleistozänen Formen nördlich des Tullner Feldes parallelisiert werden können.

Innerhalb des Dreiecks Weidenbach—March—Großer Wagram schiebt sich schließlich die

Tallesbrunner Platte

als reine Erosionsterrasse, völlig frei von Schottern, modelliert aus paانونen Sanden, ein. Die Tallesbrunner Platte kann in eine Hauptflur und ein (flächenmäßig) weit kleineres, sehr verschwommenes höheres Niveau gegliedert werden. Von der Hauptflur greifen fingerförmig weite flache Mulden in das nur 8—10 m höhere Niveau ein, isolieren es sogar an einer Stelle, westlich der Schafflerhofes, zu einem Inselberg. Gegen den Großen Wagram zu erkennt man, daß dieses höhere Niveau der eigentliche Beginn (undeutlichen) oben erwähnten Terrassentreppe ist.

Besonders wichtig sind die Verhältnisse nördlich Mannersdorf, wo unmittelbar hinter der Ortschaft das höhere Niveau beginnt. Auf diesem liegt bereits eine dicke Lößdecke (während die Hauptflur meistens nur eine dünne Haut trägt — siehe unten), in der an mehreren Stellen eine Verlehmungszone eingelagert ist. Sie dürfte wohl jener des Stillfrieder Komplexes entsprechen (die Aufschlüsse von Stillfried liegen Luftlinie nur 1 km entfernt), sie ist aber von geringerer Bedeutung, da sie terrassenmäßig schon zu „hoch“ liegt. Wir gehen nämlich nicht fehl, die Hauptflur der Tallesbrunner Platte der Gänserndorfer Terrasse gleichzusetzen, wodurch das höhere Niveau schon der Tieferen Terrasse westlich Seyring entsprechen müßte. Auf diesem ist das Auftreten fossiler Böden keine Besonderheit, wohl aber ist jeder Bodenrest auf der Gänserndorfer Terrasse und damit der Hauptflur der Tallesbrunner Platte zu beachten. Nun sind auf der Hauptflur keine fossilen Böden bisher festgestellt worden. Vielleicht liegen doch großflächige Abtragungen (auch eines allfällig dort vorhandenen Schotters) vor, aus denen auch die ganz wenig tiefere Lage der Oberkante gegenüber jener der Gänserndorfer Terrasse erklärt werden könnte.

Der Abfall der Hauptflur gegen die Marchniederung ist sehr verschwommen, wieder greifen breite Mulden ein, nur zwischen Angern und Mannersdorf wird er durch die (rezente) Unterschneidung der March etwas markanter. Seine Sprunghöhe aber bleibt dennoch etwas hinter der des normalen Kleinen Wagram zurück.

Die ebenen Flächen der Tallesbrunner Platte (Hauptflur) tragen Tschernoseme von einer mittleren Mächtigkeit um 0,6 m. Nur vereinzelt ist zwischen dem gelben Pannonsand und dem A-Horizont der Böden eine ganz dünne Lößhaut erkennbar, die sonst in die Bodenbildung einbezogen ist. Es handelt sich dabei um lokal äolisch aufgearbeitetes Tertiär. Die Mulden (zu und von der Hauptflur) tragen vergleyte Formen, Kulluvien und Smonitzta. Im höheren Niveau liegen in ebener Lage noch Tschernoseme, gegen den Großen Wagram zu werden es immer mehr Rohböden und Kolluvien, den Hanglagen entsprechend. Über dem Großen Wagram, im Bereich der vorpleistozänen Niveaus, sind ausgedehnt Braunerden unter lichtem Eichenwald vorhanden.

Schon bei der Besprechung der Schloßhofer Platte wurde darauf hingewiesen, daß die Verhältnisse an der

March

nicht völlig gleich denen im donauseitigen Teil des Marchfeldes sind. Es liegen zwei Niveaus vor, wobei das höhere (im folgenden „Höheres Niveau“ genannt) sich rund 3—4 m über die eigentliche Marchniederung erhebt. Letztere befindet sich nahezu im Bereich des Flußwasserspiegels. Es ergibt

sich folgende Parallelisierung: Höheres Niveau... Praterterrasse (mit pleistozänen Deckschichten), eigentliche Marchniederung... Zone der rezenten Mäander.

Im Gegensatz zur Zone der rezenten Mäander liegen in der Marchniederung meist schwere bis schwerste, vergleyte und anmoorige Böden, die aus den Alluvionen der March, vor allem aus jenen des Weidenbaches entstanden sind. Smonitzta und Gleyauböden herrschen vor. Nur am unmittelbaren Ufersaum der March liegen neben braunen und grauen auch Rohauböden.

Quartärgeologisch wichtig ist bloß das Höhere Niveau, das auf Tafel VII von der Niederung durch eine punktierte Linie abgetrennt ist. Es wird zur Gänze von Sanden und Feinkiesen (der March) aufgebaut, die in einer Mächtigkeit von rund 8 m dem tertiären Untergrund (Tegel) aufliegen. Sicher bilden diese Sedimente auch den Sockel der eigentlichen Niederung, denn die Alluvionen dürften dort kaum mehr als 2 m betragen. Während die Donau also die Schotter der Praterterrasse akkumulierte, hat die March lediglich Feinmaterial in warvenähnlicher, rhythmischer Lagerung sedimentiert (vgl. Abb. 5 und 6). Das geringe Gefälle der March läßt auch verständlich erscheinen, warum im untersten Flußabschnitt nur mehr feineres Material sedimentiert werden konnte.

Die rhythmische Sedimentation schuf den oftmaligen Wechsel von 1–2 cm dicken Feinsandbändern zwischen 8–10 cm dicken grobsandigen, selten feinkiesigen Lagen. Auch innerhalb der größeren Lagen ist mitunter eine streifige Anordnung, eine gewisse Rhythmik der Sedimentation, zu erkennen; markant aber ist nur der Wechsel der Fein- und Grobsandlagen, insbesondere nach Zeiten stärkerer Durchfeuchtung, wenn die feinen, wasserspeichernden Sedimente sich dunkel abheben. Noch deutlicher wird der Unterschied in den hangenden Teilen des Schichtpaketes, wo färbende Substanzen des darüberliegenden Bodens in die Feinsandlagen eingewandert sind (vgl. folgende Profilbeschreibungen). Die Lagerung ist absolut horizontal, Störungen sind auf Nachsackungen zurückzuführen.

Im Bereich des Höheren Niveaus liegen mehrere Sandgruben, die vorzügliche Aufschlüsse darstellen. Die zwei wichtigsten sind in Abb. 5 und 6 festgehalten.

Abb. 5 gibt schematisch die Situation der Gemeindegrobnische Sandgrube Marchegg, 1 km südlich des Ortes am Weg zum Bahnhof, wieder. Dem Sand und Fein-

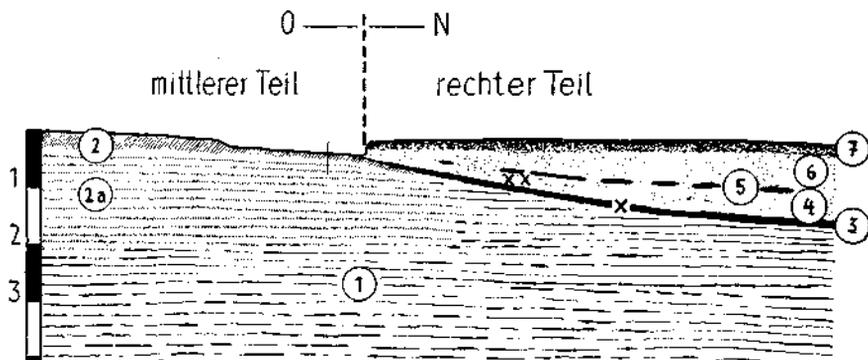


Abb. 5. Schematisiertes Profil der Sandgrube südl. Marchegg (Erklärung im Text).

kieskörper ist dort noch eine Düne vom Typus „March“ aufgesetzt, wodurch die Sprunghöhe zur eigentlichen Niederung etwas größer erscheint:

Der mittlere (nordschauende) Teil der hufeisenförmigen Abbauwand ist im linken Teil der Abb. 5 dargestellt. Die linke Abbauwand ist uninteressant, weil sie schon im Abfall zur Niederung liegt, die rechte (ostschauende) hingegen stellt den rechten Teil der Abb. 5 dar.

Der mittlere Teil der Abbauwand zeigt folgendes Profil: 3—4 m fluviatile Feinsedimente (1) in oben beschriebener rhythmischer Lagerung werden hangend durch eine Braunerde (2) abgeschlossen, wobei bis 2 m unter der Oberkante die Feinsandlagen die Braunfärbung des Bodens angenommen haben (2a). Die starke Wanderung der färbenden Substanzen (Fe durch Humus- und Gerbsäuren) ist an das fast tonfreie Substrat gebunden und eine Erscheinung, wie sie in Braunerdeprofilen aus Sand immer zu beobachten ist (vgl. Schönhal's (1953), Abb. 2 auf Tafel 1).

Die Braunerde ist durch den Abbau stark gestört, doch kann man im südlichsten Teil erkennen, daß ehemals die Düne auch diese bedeckt hat. Die Braunerde fällt mit 5—8° gegen W ein und wird bald durch ein 1—2 m mächtiges Anmoorband (3) abgelöst. Wichtig ist die Übergangsstelle von der Braunerde zum Anmoor:

Man kann feststellen, daß die Braunerde stark erosiv gestört, noch etwas unter das Anmoorband daruntergeht, daß aber — reliefbedingt — die westliche Grenze der Braunerde unmittelbar folgen muß, da auch die basalen braunen Bänder (2a) sehr rasch auslaufen. Das Anmoor hat die Braunerde randlich aufgezehrt, die eine Sandbank (?) innerhalb der Marchniederung bedeckt hatte.

Im rechten Teil des Aufschlusses ist das Anmoorband (3) sehr deutlich aufgeschlossen, jedoch wird es nie so mächtig, daß eine schichtweise Entnahme für Pollenuntersuchungen möglich geworden wäre! Von der mit einem Kreuz bezeichneten Stelle hat Brandtner die von ihm beschriebene Probe entnommen (siehe unten).

Über dem Anmoorband folgt der untere Teil einer Düne (4), darüber — die Düne etwa in der Mitte teilend — ein sehr stark aufgelöstes, aber noch als Strate verwertbares neuerliches Anmoorband (5), das aber bestenfalls 1 dm breit wird. Die Entnahmestelle in diesem Band liegt genau oberhalb der unteren.

Die Düne setzt nun in ihrem oberen Teil (6) unverändert fort und schließt hangend mit dem rezenten Boden (7) ab. Letzterer ist leider durch den Aushub stark gestört, doch scheint ein blasser Tschernosem vorzuliegen, wie er auch bei Fuchsenbigl auf Jüngerem Flugsand anzutreffen ist.

In der Mitte der Schicht (4) wurde bei unseren Untersuchungen von Majdan an einer Stelle (bezeichnet mit zwei Kreuzen) Holzkohlenreste, Tonscherben und Broncesplitter gefunden. Ein weiterer, nicht identifizierbarer Scherben lag unmittelbar über dem unteren Anmoorband (3) nahe der Entnahmestelle für die palynologische Untersuchung.

Die zeitliche Stellung von Braunerde zu Anmoor in Verbindung mit den Kulturresten wird aus dem zweiten Profil klar, welches in Abb. 6 dargestellt ist. Es handelt sich hierbei um eine zusammenfassende Darstellung der südlich Zwerndorf liegenden Sandgruben. Wieder liegt hier das Höhere Niveau — allerdings nur 2.5 m über der Niederung — vor:

Basal wieder die Feinsedimente (1) darüber die braunen Feinsandstreifen (2a), somit der ehemalige Unterboden der Braunerde, und darüber eine trotz leichtester Bodenart noch pechschwarze Smonitza, typisch in ihrem anmoorigen Geruch, von durchschnittlich 0.8—1 m Mächtigkeit.

Diese Smonitza stellt das Äquivalent zum Anmoorband (wohl dem unteren) von Marhegg dar und ist daher mit (3a) bezeichnet.

Der Aufschluß gewinnt dadurch an großer Bedeutung, daß an der Unterkante der Smonitza — und zwar immer nur an der Unterkante — eine große Zahl von Tonscherben aufgefunden wurden und noch gefunden werden können, die als Hallstatt C determinierbar sind. Über und unter dieser Bodenunterkante ist bisher kein Fund gemacht worden.

Der Siedlungsplatz — sicher auch damals an einer trockenen, höheren Stelle der breitverästelten March angelegt — mußte aus klimatischen Gründen aufgegeben werden, wie die Bildung der Smonitza beweist. Wir kommen

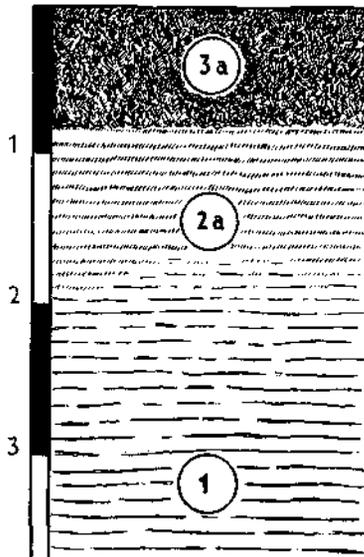


Abb. 6. Schematisches Profil der Sandgruben Zwerndorf (Erklärung im Text).

auf die hier beschriebenen Beobachtungstatsachen in der Zusammenfassung noch zurück.

Das zweite beherrschende Element des Marchfeldes ist die

Praterterrasse

Im Raum zwischen Kleinem Wagram und rechtsufrigem Steilrand der Donau liegt ein einheitlicher Schotterkörper; wie schon einleitend erwähnt, und in der schematischen Darstellung (Profil 6 bei Fink und Majdan) zu sehen ist, befindet sich der Sockel der Praterterrasse im Wiener Raum rund 8—10 m unter dem der Gänserndorfer Terrasse, so daß die Schotteroberkante der Praterterrasse generell noch etwas über den Fuß der Gänserndorfer Terrasse zu liegen kommt. Nirgends sind in dem weiten Aufschüttungsfeld Reste der Gänserndorfer oder einer älteren Terrasse erhalten geblieben, es war demnach eine gewaltige Ausräumung, welche in die Warmzeit zwischen Akkumulation der Gänserndorfer und jener der Praterterrasse fällt. In zahlreichen Schottergruben ist der Habitus der — immer unverfärbten — Schotter gut erkennbar und nirgends finden sich Anhaltspunkte, daß wenigstens umgelagerte Pakete höherer Schotterfluren vorhanden wären. An einer einzigen Stelle in einem kleinen Aufschluß zwischen Pframa und Eckartsau am Abfall zur „Zone der rezenten Mäander“ sind kleine Bänder von eisen- und manganverfärbten Schottern, die aber auch nicht die Annahme etwaiger älterer Reste gerechtfertigen. Solche Anfärbungen markieren jeweils eine bestimmte Grundwasserhöhe und können überall vorkommen — trotzdem ist es interessant, daß eben die Praterterrassenschotter nie solche Verfärbungen zeigen.

Die Schotteroberkante ist — abgesehen von dem noch unten beschriebenen Mikrorelief — eben, ihre Unterkante hingegen (großräumig gesehen) ge-

welt. Herr Dr. Grill hat eine Karte der Tertiäroberkante des Marchfeldes entworfen³⁾ und dabei insbesondere für den Bereich der Praterterrasse mächtige, einheitlich mit Schotter gefüllte Wannen nachweisen können, die dadurch entstanden, daß während der Akkumulation tektonische Absenkungen erfolgten. Diese Bewegungen führten einerseits zur stellenweisen Verdickung der Praterterrassenschotter, andererseits zu der schon erwähnten Absenkung ganzer Teile der Gänserndorfer Terrasse (vgl. Abb. 3). Da die Gänserndorfer Terrasse zur Zeit der Absenkung bereits voll ausgebildet war, ist der Hauptbetrag dieser Absenkung in die Zeit der Akkumulation der Praterterrasse zu stellen. Ein geringes Nachsinken, das infolge des kurzen Zeitraumes nur einen geringen Betrag ausmacht, ist auch für das Holozän anzunehmen (Begründung siehe unten).

Der unterste, über dem Tegel liegende Teil des Akkumulationspaketes besteht aus „Driftton“, einem schon seit Schaffer (1902) bekannten Sediment aus lettigem, auch feinsandigem Material, das vermutlich ortsnahe aufgearbeitetes Tertiär umfaßt. Darüber folgt der einheitliche Schotterkörper, der nur basal oft grobe Blöcke führt. Auf deren Bedeutung hat insbesondere K ü p p e r (1950, 1953) hingewiesen.

Auf Grund der Deckschichten läßt sich wieder eine Gliederung der Praterterrasse vornehmen, und zwar derart, daß der stromnahe Teil infolge einer (spätglazialen?) Erosion der Donau nicht mehr jene Deckschichten trägt, die im entfernteren Teil ungestört erhalten geblieben sind. Dieser stromnahe Teil ist die Zone der rezenten Mäander.

Der Abfall zu dieser, den wir den Kleinsten Wagram nennen können, ist morphologisch sehr undeutlich, da die Sprunghöhe nicht über die Reliefenergie des Mikroreliefs der Praterterrasse (rund 2 m) hinausgeht. Er ist aber durch die von vielen Stellen vorliegenden Bodenschätzungsergebnisse klar zu ziehen, da die grauen Auböden südlich um rund 20 Punkte niedriger als die nördlich davon liegenden Tschernoseme bewertet wurden. Die Wertminderung liegt aber nicht so sehr im Typ, sondern in der Bodenart: IS-Stiche der Mäanderzone gegenüber SL- bis sL-Stichen der „echten“ Praterterrasse. Der Abfall ist auch durch Hochwasseranrisse verwaschen, einwandfrei kalkzeitliche Hohlformen (Dellen) finden sich nirgends in den Rand eingesenkt⁴⁾. Der Verlauf des Kleinen Wagram ist auf Tafel VII punktiert angegeben, auf der pedologischen Karte (Tafel VIII) durch die Abgrenzung der Auböden gegen die Tschernoseme.

Innerhalb der Zone der rezenten Mäander finden wir ferner noch eine — allerdings rein pedologische — Grenze, deren Verlauf ich einer mündlichen Mitteilung von Herrn Dipl.-Ing. Stecker verdanke. Diese Grenze trennt die grauen von den Rohauböden ab, also von jenen Bodentypen, welche praktisch erst in Bildung begriffen sind, durch Hochwässer jedes Jahr überflutet werden und daher noch kein richtiges Bodenprofil ausbilden konnten. Obwohl innerhalb der ausgeprägten Auböden die grauen vorherrschen und

³⁾ Diese Karte geht weit über den Kenntnisstand 1932 hinaus, für den Stiny (Jb. d. Geol. B.-A.) in seiner Abb. I einen allgemeinen Überblick gegeben hatte.

⁴⁾ Diese negative Beobachtung muß festgehalten werden, weil im Tullner Feld, wo analoge Verhältnisse zu finden sind, neben typischen Hochwasseranrißstellen nur an einer Stelle — 200 m westlich Neustift im Felde — eine Hohlform liegt, die als Delle angesprochen werden muß. Ihre Existenz müßte beweisen, daß die Erosionsleistung, die zur Abhobelung der pleistozänen Deckschichten und zur Schaffung der Zone der rezenten Mäander geführt hat, noch zumindest in das Spätglazial fallen müßte.

braune mir überhaupt nicht bekannt sind, haben doch die meisten Auwälder — insbesondere ab Ort an der Donau — den Charakter einer Harten Au.

Untergeordnet finden sich in der Zone der rezenten Mäander Inseln von Aulehm. Ein Vorkommen nördlich Stopfenreuth gestattet sogar den Abbau für Ziegelerzeugung, da dort dem Schotter zumindest 2 m Aulehm auflagern. Der Betrieb wurde bei den Kampfhandlungen 1945 zerstört und ist heute verfallen.

Der größte Teil der (geologischen) Praterterrasse liegt aber nördlich der Zone der rezenten Mäander. Die Schotteroberkante ist hier mit einem stark gegliederten Mikrorelief überzogen, wobei die Höhenunterschiede ungefähr 2 m betragen. Bei der Akkumulation der Schotter in einem wildverzweigten Stromland sind tiefe Rinnen und dazwischen sandbankartige Erhebungen entstanden. Dies entspricht dem „braiding river“ amerikanischer Prägung, was auch Zandstra (1954) für das Saartal angenommen hatte. Es ist interessant, daß die Donau keine durchlaufenden Mäander anlegte, sondern als breiter Strom mit vielen Seitenästen auf seinem frühkaltzeitlich aufgeschütteten Schotterkörper floß, wobei die einzelnen Deckschichten zur Ablagerung kamen. Daher das unregelmäßige, nicht zu einheitlichen Seitenarmen verbindbare Mikrorelief.

Entsprechend diesem Mikrorelief gliedern sich die Deckschichten. In Abb. 7 sind die drei Möglichkeiten ihrer Anordnung auf der Praterterrasse schematisch festgehalten:

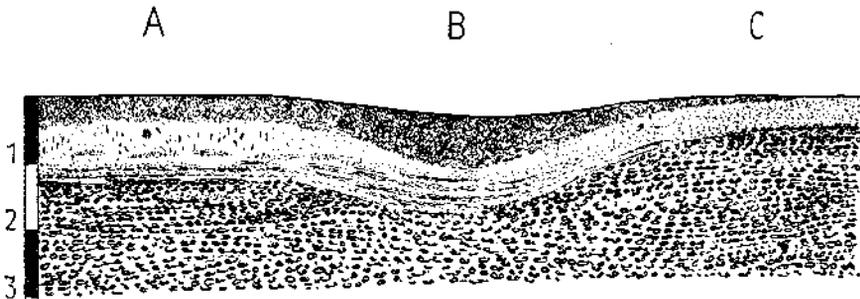


Abb. 7. Schematischer Schnitt durch die Praterterrasse (Erklärung im Text).

A stellt den Normalfall dar; über dem Schotterkörper folgt ein Paket von Silt, vereinzelte Aulehmbänder zwischengelagert, wobei die Oberkante des Schotters erosive Störungen zeigen kann und örtlich auch Wechsellagerungen von Schotter und Silt auftreten können. Über dem Silt folgt, allmählich aus ihm hervorgehend, der Löß mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 0,8 m. Dieser ist wieder weitgehend zu Tschernosem umgeformt.

B stellt die Muldenphase dar; die Deckschichten sind hier zu größerer Mächtigkeit angereichert und haben so das akzentuiertere Relief der Schotteroberkante ausgeglichen. Neben dem Silt tritt der Aulehm in mehreren Lagen auf, darüber folgt wieder Löß mit etwas größerer Mächtigkeit wie oben, wobei auch der (rezente) Tschernosem eine größere Mächtigkeit erlangt.

C hält jene Stellen der Praterterrasse fest, auf denen der Silt größere Mächtigkeit erlangt und der Löß nur eine geringere (oder überhaupt fehlt). Hier war die Möglichkeit gegeben, daß der Silt als Flugsand — im folgenden

als „Jüngerer Flugsand“ bezeichnet — mobilisiert werden konnte. Größtenteils ist auch durch die Beackerung der Jüngere Flugsand mobil geworden.

Von Wichtigkeit ist, wie die allmähliche Umstellung auf die äolische Akkumulation sich vollzog; der Silt zwischen den Aulehmbändern weist noch Kreuzschichtung auf, während der im untersten Löß in Form von Linsen und Nestern eingelagerte ohne diese ist. Damit ist auch die Herkunft des Lösses erklärt: er ist auf kürzeste Distanz direkt aus den fluviatilen Deckschichten Silt + Aulehm ausgeblasen und ortsnahe abgelagert worden. Der Löß der Praterterrasse ist daher auch meist feinsandiger als der typische „milde“ Löß des tertiären Hügellandes nördlich des Großen Wagrams.

Es erscheint hier notwendig, etwas näher auf die pedologischen termini technici Aulehm und Silt einzugehen, zumal heute in der Quartärliteratur der Begriff des Aulehms (Auelem oder Auenlehm) sehr weit gezogen wird. Ich verstehe unter Aulehm jene sedimentierte Tonröhre, die nach Hochwässern in Totarmen zurückbleibt, von einer Korngröße meist unter zwei Mikron, durch ein ganz charakteristisches Gefüge, das ich „Aulehmgefüge“ nennen möchte, gekennzeichnet ist: es erinnert dieses Gefüge stark an Schwemmlöß, der ja sehr oft auch Aulehmmaterial liefert, hat aber im Gegensatz zu dem gröberporigen Lößgefüge feine, sehr dünne Poren und eine feinplattige Struktur (Dicke unter 2 mm). Schwächste Rostflecken deuten auf unterbundene Wasserzirkulationen hin.

Silt hingegen ist eine Kornfraktion, die in der internationalen Skala den feineren Feinsand und den Schluff umfaßt, somit von 50—2 Mikron reicht. Schon Schaffner (1902) verwendet diesen Ausdruck bei der Beschreibung der Deckschichten der Praterterrasse. Auch die Sedimentation des Siltes hängt mit einer bestimmten Stromgeschwindigkeit zusammen. Im Bereich der Praterterrasse ist dieser Silt — entsprechend dem Einzugsbereich der Donau — immer sehr kalkreich; in der älteren Literatur wurde dieser Kalkreichtum als spezielles Attribut dieser Korngröße aufgefaßt, was natürlich nicht richtig ist.

Obwohl nachweislich bis in historische Zeit — ja selbst bis in das vergangene Jahrhundert, als die Donauregulierung noch nicht durchgeführt war — zur Zeit von Hochwässern (insbesondere beim Abschmelzen von Eisstößen und den damit verbundenen Stauungen) immer wieder größere Teile der Praterterrasse überschwemmt worden waren, haben doch diese Überschwemmungen fast keine Spuren hinterlassen. Selten finden sich Kiesel in den Löß eingelagert, die aber auch anthropogen durch die Düngung hineingekommen sind. Weder die Böden noch die pleistozänen Deckschichten sind durch die Überflutungen der Donau zerstört worden. Diese Tatsache muß besonders betont werden, weil unter dem Eindruck der großen, historisch nachgewiesenen Überschwemmungen und der Zerstörung ganzer Ortschaften (Franzendorf, ehemals Kimmerleinsdorf genannt, war zur Gänze zerstört worden) von Geologen und Pedologen die Deckschichten auf der Praterterrasse (und meist auch der ganze Schotterkörper) als alluvial bezeichnet wurden. Erst als der klimatische Charakter der Donauterrassen und der fundamentale Gegensatz zwischen pleistozänen Kalt- und Warmzeiten erkannt worden war, hat man zumindest den Schotterkörper (oder Teile von ihm) dem Pleistozän zugerechnet.

Es muß hier erwähnt werden, daß Vettters auf der Geologischen Karte von Österreich 1:500.000 (1933) bereits die Praterterrasse dem Pleistozän

zugerechnet hatte (und vielleicht deshalb die Gänserndorfer Terrasse der Hochterrasse gleichgestellt hatte). Allmählich mehrten sich auch die Beweise für das pleistozäne Alter: Küpper (1950) hat aus der Schottergrube bei Süßenbrunn (Punkt 40 bei Fink und Majdan) neben großen Blöcken mit Gletscherkritzung auch pleistozäne Faunenreste festgestellt, neuerdings sind weitere Faunenreste bekannt geworden (mündliche Mitteilung), und schließlich ist der morphologisch eindeutige Beweis (in den obigen Fällen konnten Zweifler noch immer an Umlagerung denken) durch die Kryotur- bation in der Schottergrube südlich Gerasdorf durch Fink und Majdan (Punkt 39) gelungen. Bei der Beschreibung der Wegstrecke wurde dieser Aufschluß bereits festgehalten (vgl. auch Abb. 1). Da immerhin noch die Möglichkeit bestand, daß die im Verband eingewürgten Silt + Aulehmbänder nicht den Deckschichten auf der Praterterrasse, sondern Feinlagen innerhalb des Schotterkörpers entsprechen — ich neige nach wie vor ersterer Ansicht zu —, so mußte der entscheidende Beweis für das pleistozäne Alter aller Schichten auf der Praterterrasse durch die Anwesenheit der geschlossenen Lößkappe erbracht werden. Nicht nur die vielen Lößschnecken, sondern auch Korngröße und eindeutiges Gefüge (das auch die Standfestigkeit bewirkt und das Vermögen, senkrechte Wände zu bilden) sind hier ein eindeutiger Beweis.

Eng mit diesem äolischen Substrat ist der Jüngere Flugsand verknüpft. Wenn auch seine Mobilisierung zum Teil anthropogen erfolgte, seine Anlage, seine Zusammenlagerung zu größeren Mengen entlang bestimmten, Fluß- armen entsprechenden Linien (siehe pedologische Karte) ist sicher noch pleistozän. Er wanderte nicht über weite Strecken, selbst nach seiner Mobilisierung nicht. Daher ist auch die Windrichtung schwer zu entziffern. Auch dort, wo ihn primär keine Lößdecke paralyisierte, muß er längere Zeiträume hindurch stabil gelegen haben. Das zeigten sehr wesentliche Aufschlüsse in Dünen unmittelbar südwestlich Fuchsenbigl, die ungefähr folgenden Aufbau zeigen:

0.4 m Tschernosem, schwachlehmiger, humoser, stark kalkhaltiger Silt, darunter 0.1–0.2 m Übergangzone (AC-Horizont) mit stärkster Krotowinenanhäufung, darunter 0.8 m reiner kalkreichster Silt, darunter normaler Schotter der Praterterrasse.

Die Bodenentwicklung ist sogar (an einer Stelle) über den Tschernosem hinausgegangen, da dort ein kleiner, brauner Saum an der Unterkante des Tschernosems zu beobachten ist.

Ähnlich wie beim Älteren Flugsand hat auch hier der Mensch durch den Pflug die schützende Krume — zum Teil auch noch eine schwache Lößhaut — entfernt und so die rezenten Dünen (aus Jüngerem Flugsand) geschaffen.

War die erste Anlage des Jüngeren Flugsandes, abgeleitet aus der fluviatilen Sedimentation, in allgemeiner O–W-Richtung, so ist die rezente Überprägung der Dünen durch W-Winde erfolgt. Hiefür bietet eine größere Düne an der Straße zwischen Raasdorf und Deutsch-Wagram ein instruktives Beispiel:

Der alte, W–O-streichende Dünenzug hebt sich deutlich in der Landschaft wegen seiner Schwarzkiefernbestockung vom umgebenden Ackerland ab. Ganz am östlichen Ende hat die Beackerung die Fortsetzung freigelegt, wobei W Winde eine deutliche steile W und eine sehr flache ostschauende Flanke modelliert haben.

Der Boden in diesem neuen Teil ist ein reiner Sandrohboden, der unter Schwarzkiefer (Maria Theresianische Aufforstung) ist an AC-Boden, tschernosemähnlich, doch mit außergewöhnlich blassen Farben.

Die auf der pedologischen Karte (Tafel VIII) herausgestellten Dünen und

Dünenzüge sind nur die markanten Siltinseln innerhalb der Praterterrasse. Detailkartierungen werden aber noch vielerorts Schwachstellen erfassen, in denen eine weitere normale Ackernutzung in Bälde Windauskolkungen hervorrufen kann. Hier ist Aufforstung oder Umstellung in der Bewirtschaftung (langjährige Luzerneschläge usw.) am Platz. Dies heißt aber nicht, daß generell der hochwertige Ackerboden der Praterterrasse, der infolge der Nähe der Großstadt äußerst wichtig ist, eingeeengt werden darf.

Ein Beweis für das noch glaziale Alter des Jüngeren Flugsandes (zumindest in seiner Anlage als große Dünenzüge) bietet sich bei Betrachtung der Lasseer Wanne. Doch muß hier vorher noch kurz auf die W—O-Gliederung der Praterterrasse eingegangen werden:

So wie auf der Gänserndorfer Terrasse eine generelle N—S-Gliederung durch die drei Deckschichten, Randlöß, Älterer Flugsand, kolluviales Material und eine W—O-Gliederung durch die abgesenkten Teilstücke gegeben ist, weist auch die Praterterrasse neben der generellen N—S-Gliederung (Zone der rezenten Mäander zu eigentlicher, mit pleistozänen Deckschichten bedeckter Praterterrasse) eine W—O-Gliederung auf, letztere ebenso durch die Tektonik bedingt. Diese wirkt sich zwar nicht so scharf wie auf der Gänserndorfer Terrasse aus, ist aber unverkennbar. So ist das Mittelstück der Praterterrasse ungefähr der Lasseer Wanne entsprechend, mit Smonitza bedeckt. Diese entstand dadurch, daß der Rußbach seinen feinen Schweb, aber auch sein Wasser nicht ganz zur Donau bringen konnte, sondern in dem Senkungsstück sedimentierte. Es genügte eine ganz schwache Weiterwirkung der tektonischen Absenkung, die zur Zeit der Akkumulation der Praterterrasse gewaltige Ausmaße gehabt hatte, und der Rußbach war nicht mehr imstande, Schweb und Wasser bis an die Donau zu bringen. Die Folge war die Entstehung weiter anmooriger Böden, die teils schon früher, teils erst als Folge der Donauregulierung (und damit verbundener Grundwasserabsenkung) in hochwertige Ackerböden umgewandelt werden konnten. Südlich der Schloßhofer Platte hingegen — vgl. die beiden Karten — liegt die Praterterrasse wieder in der gleichen Ausbildung wie im westlichen Teil des Marchfeldes vor.

Im Bereich der Lasseer Wanne (womit der große Raum der Smonitza-verbreitung gemeint ist) liegen nun sehr viele Dünen und Dünenzüge aus Jüngeren Flugsand. Nirgends findet sich aber eine Stelle, wo der Jüngere Flugsand, seinem Namen — der nur einen Arbeitsbegriff darstellt — entsprechend, die Smonitza überdeckt, oder zumindest sich mit ihr verzahnt. Durchbohrt man die Dünen der Lasseer Wanne, die meist nicht mehr als 2-5 m betragen, so tritt darunter der unverfärbte, weiße Praterterrassenschotter zutage. Es ist somit die fluviatile und nur schwach äolische Anhäufung des Jüngeren Flugsandes älter als die Bildung der Smonitza, an deren Aufbau nicht nur pleistozänes, sondern auch naturgemäß holozänes Material des Rußbaches beteiligt ist. Basal sind aber fast immer jene Deckschichten anzutreffen, die vom westlichen (und östlichsten) Teil der Praterterrasse her bekannt sind. Hiefür bietet ein Beispiel das Profil über einer Schottergrube, 250 m links der Straße von Pframa nach Haaringsee:

0-2 m Ackerkrume, etwas degradiert

0-5 m stark humoser (bläulichschwarzer), stärkst gekrümelter, stark kalkhaltiger, milder Lehm mit starkem Pseudomyzel; Horizont besteht praktisch nur aus Regenwurmlosung

0-3 m gelber Löß, im unteren Teil übergehend in weißen Silt, darunter unverfärbter, weißer Schotter, teilweise durch Feinlagen unterbrochen.

Die Abgrenzung der Smonitza gegenüber dem Tschernosem der übrigen Praterterrasse ist nicht leicht. Deshalb sind auch auf der pedologischen Karte breite Übergangstreifen eingetragen, wo der typische Charakter der Smonitza noch nicht so deutlich in Erscheinung tritt. Die Smonitza unterscheidet sich vom Tschernosem durch eine größere Schwere, meist sind es L- oder LT-Böden, während der Tschernosem (der Praterterrasse) meist nur bis zum sL reicht. Auch die satte, schwarze, mitunter sogar blautüchtige Farbe unterscheidet sich vom Grauschwarz des Tschernosems. Als Erbe der Anmoorzeit ist noch der schwach anmoorige Geruch, zum Teil sogar eine Überkonzentration von Salzen, die pflanzenschädigend sind, vorhanden (Sakliter = Mg-Sulfatausblühungen sind mir von einer Stelle bekannt). Ansonst handelt es sich aber um hochwertige Ackerböden; die typischen Zuckerrübenböden des Marchfeldes sind Smonitza, nur hat der Dampfpflug des vergangenen Jahrhunderts starke Pflugsohlenverdichtungen hervorgerufen, auch Gareschäden sind weit verbreitet.

Man pflegt heute gerne — besonders in journalistischen Kreisen — das Schlagwort von der Versteppung des Marchfeldes zu verwenden. Man möge nie vergessen, daß — abgesehen von dem pedologischen Widerspruch, daß der Steppenboden der beste Ackerboden ist — die Grundwasserabsenkung und angebliche Austrocknung des Marchfeldes (durch die Regulierung und Abholzung der Auwälder) nicht allgemein verschlechternd, sondern im Gegenteil bei diesen ehemals anmoorigen Böden verbessernd gewirkt hat. Als Beispiel hiefür diene ein Bundesmusterstück der Bodenschätzung, nördlich von Ort an der Donau, das als typischer „100er Boden“ bezeichnet werden kann:

0.3 m humoser bis stark humoser, kalkhaltiger, schwach feinsandiger Lehm
 0.4 m stark humoser, stark kalkiger, schwach feinsandiger bis kräftiger Lehm
 0.2 m humoser bis schwach humoser, stark kalkiger, schwach feinsandiger Lehm
 darunter stärkst kalkiger, gelber, schluffiger, feinsandiger Lehm.

Die Quergliederung der Praterterrasse von W nach O (Tschernosem—Smonitza—Tschernosem) ist nicht so markant wie innerhalb der einzelnen Schollen der Gänserndorfer Terrasse. So verschmelzen eigentlich die Fortsetzung der Siebenbrunner Bucht und die Senke westlich Breitensee, obwohl sie im Bereich der höheren Terrasse durch eine Hochscholle getrennt sind. Dies ist aber nur deshalb, weil im Falle der Gänserndorfer Terrasse eine morphologische Trennung möglich ist, während die Unterscheidung auf der Praterterrasse eine rein pedologische ist. Im Untergrund aber ziehen unter der Praterterrasse — wie die Karte der Tertiäroberkante von Grill deutlich zeigt — die tektonischen Senkungstreifen in normaler Fortsetzung durch.

Mit den Terrassen des Marchfeldes sind nun die durch fossile Böden gegliederten

Lößprofile

seiner Umrahmung in Korrelation zu setzen. Mit Absicht sind nur die Aufschlüsse der unmittelbaren Umrahmung in einer schematischen Skizze (Abb. 8) herangezogen worden.

Der Wert eines fossilen Bodens hängt von zwei Gesichtspunkten ab: Von seiner Vollständigkeit und damit pedologischen Deutbarkeit einerseits und der morphologischen Position, in der er liegt und deren Faßbarkeit andererseits. Die Profile, welche in Abb. 8 dargestellt sind, wurden so angeordnet, daß die Oberkante der Verlehmungszone (des Stillfrieder Komplexes) in

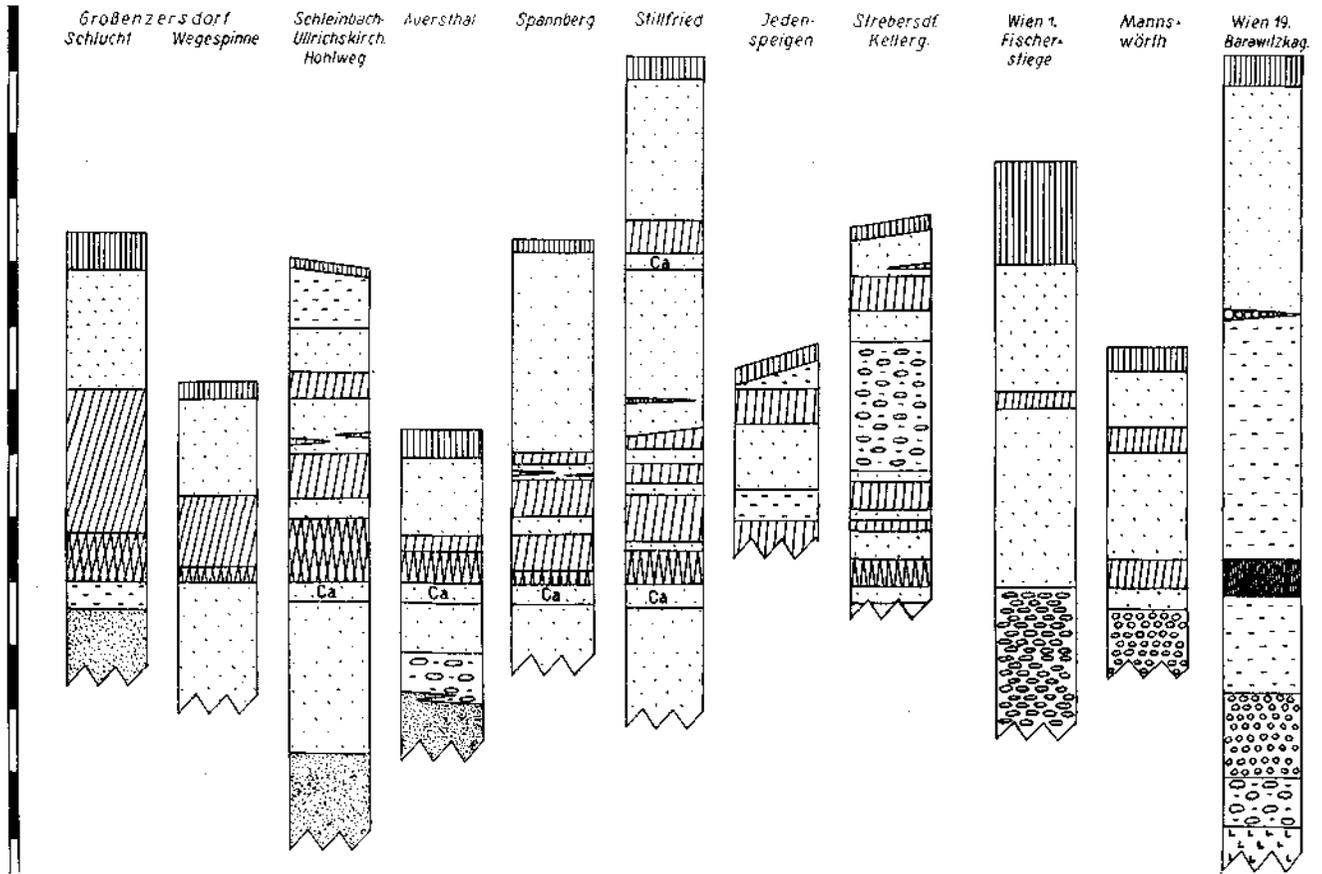


Abb. 3. Die Lössprofile der Umrahmung. Signaturenschlüssel siehe Abb. 9.

gleicher Höhe liegt. Es wird bei der näheren Beschreibung der fossilen Böden in den Stillfrieder Profilen (siehe unten) noch dargelegt, daß die dortige Verlehmungszone eine eindeutig faßbare Strate darstellt und somit zur Korrelierung der Profile untereinander herangezogen werden darf.

Die Situation des Marchfeldes bringt es mit sich, daß die nördlich der Donau liegenden Profile in ihrer morphologischen Position (absolute Höhenlage oder unterlagernde Terrasse) größtenteils völlig unklar sind. Die südlich der Donau vorliegenden Profile hingegen bieten in bezug auf ihre Unterlage Klarheit, dafür aber sind die Böden wieder typmäßig sehr schwer zu identifizieren.

Im folgenden sei nur eine ganz kurze Angabe über die in Abb. 8 dargestellten Profile gegeben, deren Lage in Tafel VII eingetragen ist:



Abb. 9.

Großengersdorf—Schlucht ist ein Aufschluß im Hohlweg NO der Ortschaft, gegen den Bockberg ziehend, in dem eine besonders mächtige Humuszone der Verlehmungszone aufliegt. Schwach kolluviale Störungen scheinen hier die Verdickung hervorgerufen zu haben.

Großengersdorf—Wegespinne ist ein paläopedologisch sehr bedeutender Aufschluß, ebenfalls durch (mehrere) Hohlwege nördlich der Ortschaft aufgeschlossen. Es ist die bisher einzige Stelle, von der absolut gesichtete Reste von Baumwurzeln an der Unterkante der Vz bekannt sind. Brandtner (1954) hat diese in einer Photographie (seine Abb. 5) festgehalten. Ansonst zeigt der Aufschluß die normale Abfolge, wobei zwischen Vz und Hz keine Lößaufhellung vorhanden ist.

Hohlweg Schleimbach—Ulrichskirchen ist ein längerer Aufschluß, der schon von Göttinger (1936) beschrieben und photographisch festgehalten wurde. Die oberste Humuszone möchte ich nicht der „Paudorfer“, sondern noch einer Humuszone innerhalb des Stillfrieder Komplexes zuordnen.

Auerthal. Der Aufschluß befindet sich nördlich der Ortschaft in einer großen Schottergrube, der Aufschluß ist deshalb nicht besonders typisch, weil die Humuszone nur ein schmaler Saum an der Oberkante der Vz ist. Interessant ist eine Solifluktionsschicht unter dem basalen Löß.

Spannberg hingegen hat den Stillfrieder Komplex typisch entwickelt. Der Aufschluß befindet sich bei einer aufgelassenen Ziegelgrube am südwestl. Ortsende, an der Straße nach Matzen. Die Vz ist geringmächtig, die Humuszonen deutlich voneinander getrennt.

Stillfried wird unten noch genau beschrieben, das in Abb. 8 dargestellte Profil ist eine Zusammenzeichnung der als Profil A und B benannten Lößwände (Fink, 1954).

In Jedenspeigen ist in einem stark verschütteten Aufschluß westlich der Ortschaft nur der oberen Teil des Stillfrieder Komplexes sichtbar, die Vz noch nicht angefahren.

In der Kellergasse, die von Strebersdorf nach N gegen Hagenbrunn zieht, ist in einem Weinkeller (Haus Nr. 28) ein im mittleren Teil stark durch Solifluktion gestörtes Profil zu erkennen, das im Detail bei Fink und Majdan (1954) als Punkt 27 beschrieben wurde. Die starke Solifluktion ist infolge der Nähe des Bisambergabhanges gegeben.

Der (sehr wichtige) Aufschluß der Fischerstiege (Wien, I. Bezirk) ist bei Fundierungsarbeiten kurze Zeit zugänglich gewesen, seine Darstellung erfolgte nach mündlichen Angaben von Küpper. Die „blasse Bodenbildung“ scheint Stillfried B zu entsprechen. Es wird vielleicht möglich sein, im Gebiet der Inneren Stadt (I. Bezirk) bei neuen Aufschlüssen diese Abfolge genau studieren zu können. Schon bei Fink und Majdan wurde angedeutet, daß die „Stadtterrasse“ niveaumäßig (Tegelsockel) der Gä-Terrasse entspricht, allerdings durch den mächtigen Plattelschotter eine spezielle Modifikation darstellt.

Mannswörth, Reichsstraße, wurde als Punkt 15 bei Fink und Majdan bereits beschrieben. Dabei wurde auch festgestellt, daß die untere Humuszonen im nördlichen Teil der Schottergrube in eine Verlehmungszonenähnliche Bildung übergeht, welche unmittelbar der Schotteroberkante (Gänsersdorfer Terrasse) aufliegt.

Nur aus Angaben der Literatur konnte der ehemalige Aufschluß in der Barawitzkagasse (XIX. Bezirk) rekonstruiert werden, der zur Zeit der Beschreibungen (um die Jahrhundertwende) nur nach makrofaunistischen Gesichtspunkten ausgewertet worden war. Die zahlreiche Fauna ist aber in einer Torflage eingebettet gewesen, von der heute leider keine Probe mehr besteht. Vielleicht ergibt sich einmal für diesen äußerst wichtigen Punkt die Möglichkeit einer Grabung.

Von größter Bedeutung wäre somit ein Aufschluß auf der Gänsersdorfer Terrasse nördlich der Donau, etwa im Raume Gänsersdorf selbst. Doch sind von dort, obwohl Löss- und kolluviale Deckschichten bis zu 8 m Mächtigkeit erreichen, bisher keine fossilen Böden bekannt geworden. Nur im flugsandüberdeckten mittleren und dem mit Randlöß bedeckten südlichen Teil sind dagegen in den Kryoturbationen Reste einer Verlehmungszonen eingewürgt.

Es bleibt somit — um die bedeutenden Stillfrieder Profile in ihrer morphologischen Position fassen zu können — die Notwendigkeit, die Gänsersdorfer Terrasse über die Hauptflur der Tallesbrunner Platte in den Raum von Stillfried zu verfolgen. Zwischen Wutzelburg (nördlich Mannersdorf an der March) und Stillfried liegt aber ein stark unterschrittenes Steilufer der March, so daß etwa 700 m lang keine direkte Verbindung besteht. Diese ganze Projektion ist natürlich nur dann von Wert, wenn keine tektonischen Verstellungen dazwischenliegen.

Stillfried

Bezüglich der Beschreibung von Stillfried darf auch auf jene verwiesen werden, die bei Fink (1954) gegeben wurde. Das Steilufer der March ist durch zwei gegen O ziehende Gräben zerschnitten. Diese beiden Gräben isolieren den Kirchenberg mit rund 200 m Höhe gegenüber dem nördlichen Haspelberg und jener südlichen Erhebung, über die die Straße von Mannersdorf nach Stillfried führt und auf der die (weithin sichtbare) Rochuskapelle steht. In den beiden letztgenannten Erhebungen hebt sich auch das Tertiär stark heraus und erreicht fast die Oberfläche, während es am Kirchenberg nur wenig über der Marchniederung liegt. Dort liegen daher die Löss in größerer Mächtigkeit und in ihnen die fossilen Böden. Von den beiden Gräben wurden Schwemmkegel gegen die March zu vorgebaut, so daß der untere Teil des Ortes wenige Meter über dem Marchniveau liegt. Von einer Terrasse kann aber — obwohl beide Kegel eine gleiche, ineinander übergende und flache Oberkante haben — nicht gesprochen werden. Die Höhe dieser Schwemmkegel entspräche den „Höheren Teilen der Marchniederung“. Irgendwelche Terrassenreste fehlen entlang des Steilufers und sind erst wieder (auch nur undeutlich und höhenmäßig schon uninteressant) ab dem Haspelberg gegen N hin zu erkennen.

Die fossilen Böden sind in mehreren Lößwänden an der Ausmündung des südlich des Kirchenberges in das Marchtal ziehenden Grabens und in dem unmittelbar anschließenden alten Teil des Ziegelwerkes aufgeschlossen. In den aufgelassenen Abbauwänden des Ziegelwerkes vermutet man zuerst keine Gliederung. Erst bei genauer Betrachtung wird jene blaße Bodenbildung sichtbar, die von mir den Arbeitsbegriff Stillfried B erhalten hat. Sie verläuft sich gegen S (in der parallel zur March laufenden Abbauwand), weil das Tertiär immer höher herauskommt und der Löß immer dünner wird (siehe oben). Gegen N streicht sie in die Luft aus, weil die Kerbe gegen den schon genannten Graben einsetzt. Dennoch ist klar zu erkennen, daß sie weit über der unmittelbar nördlich anschließenden Wand liegt, von der zum ersten Mal der Stillfrieder Komplex bekannt geworden ist. La is (1951) hat sie bereits photographisch festgehalten, interessanterweise aber nicht im Text — auch nicht in seiner Zusammenfassung auf Tafel VI — erwähnt. In den Tagebüchern des verstorbenen Forschers wird sie sicher genau festgehalten sein.

Diese Wand befindet sich hinter dem Haus Nr. 6 und ist bei Fink (1954) zusammen mit der oben erwähnten alten Abbauwand, in der Stillfried B aufgeschlossen ist, genau beschrieben. Neu ist ein Aufschluß hinter dem Haus Nr. 9, an der gegenüberliegenden Wand, wo die gleiche Abfolge des Stillfrieder Komplexes angetroffen wird. In Abb. 10 ist diese neu aufgefundene Wand rechts dargestellt, das linke Profil umfaßt die schon bekannte Wand und Stillfried B (entnommen der Darstellung Fink, 1954). Die Kurve links gibt die Karbonatwerte an. Für die neu aufgefundene Wand wurden keine Untersuchungen angestellt, da die morphologische Gleichheit absolut gegeben ist (vgl. die strichlierten Linien zwischen beiden Profilen).

Von großer Bedeutung sind die unter der Verlehmungszone folgenden Schichten. Es läßt sich lediglich ein allmählicher Übergang in Gleylöß, dann in Sandlöß und schließlich in reines Tertiär (Sand) feststellen. Der Hof des Hauses Nr. 9 liegt bereits im Tertiär. Versuchen wir die Verlehmungszonen in Richtung March zu nivellieren, bleiben ungefähr 8—10 m Sprung-

höhe — es entspricht dieser Betrag dem Abfall der Tallesbrunner Platte (Hauptflur) bei Mannersdorf und Angern.

Während somit bezüglich der morphologischen Position der Stillfrieder Profile nur gesagt werden kann, daß die Unterkante der Verlehmungszone nicht tiefer reicht, als die March zur Zeit der Bildung der Gä-Terrasse geflossen haben kann — somit dem (eingewürgten) fossilen Boden auf der Gänserndorfer Terrasse entsprechen darf, können wir aus dem pedologischen Befund bedeutende Schlüsse ableiten:

Die Abfolge des Stillfrieder Komplexes (Verlehmungszone mit unterlagerndem, die Ortständigkeit anzeigendem Ca-Horizont, darüber Wechsel von Humuszonen und Lössen — letztere zum Teil bereits zu schwach humosen Humuszonen umgeprägt —) ist im Zuge ausgedehnter Lössstudien (Fink, 1951, 1953) und Brandtner (1950, 1954) in vielen Profilen wiedergefunden worden. Es ist daher die Namensgebung von hier abgeleitet worden. Auf die regionale Bedeutung des Stillfrieder Komplexes (und seine lokale klimatische Modifikation) wird in einer eigenen Arbeit eingegangen werden, in der auch die darüberliegende Bodenbildung Stillfried B in ihrem stratigraphischen Wert behandelt werden wird. Aus dem sprunghaften Wechsel von kalkarmen Humuszonen zu kalkreicheren Lösszwischenlagen bis zur völligen Entkalkung in der Verlehmungszone und den extremen Werten des basalen Ca-Horizontes geht klar hervor, daß hier nicht etwa der A-Horizont eines Bodens auf seinem B-Horizont aufliegt, sondern daß — durch klimatische Oszillationen bedingt — nach der Ausbildung der Verlehmungszone (die in die Warmzeit zwischen Gä- und Pra-Terrasse fällt) nach kurzer Lössakkumulation eine Humuszone vom Typus Tschernosem gebildet wurde, die bald wieder durch Lössanwehung fossil wurde und sich dieser Rhythmus mehrmals wiederholte, bis eine einheitliche Lössakkumulation die normale Kaltzeit (Praterterrassenzeit) anzeigte. Diese Oszillationen fallen in den Hanglagen und weiter im Westen (nahe dem Böhmischem Massiv und weiter westlich im Alpenvorland) mit einer sehr kräftigen Solifluktion zusammen. Die Humusschmitzen, die Erosionsdiskordanz und die kleine Schotterschneur an der Basis der Profilwand Stillfried B zeigen, daß auch hier im „ariden“ Bereich der Lösslandschaft solche Störungen nicht ausgeschlossen waren (vgl. auch die übrigen Profile in Abb. 8).

Über dem Stillfrieder Komplex folgt aber noch einmal eine, wenn auch blasse Bodenbildung (deren Ortständigkeit durch Krotowinen und durch einen sehr markanten Ca-Horizont gegeben ist), welche noch durch ein mächtiges Lössstockwerk überlagert ist, über dem erst der rezente Boden folgt. Diese obere Bodenbildung hat an der Oberkante nur schwache Verschwemmungen, die in ihr stark vertretenen Holzkohlenreste zeigen eine Einregelung, wobei aber diese (solifluidalen?) Störungen nicht mit den kräftigen, hangend den Stillfrieder Komplex abschließenden Verfließungen verglichen werden können.

Abschließend sei festgehalten, daß in Stillfried eine sehr inhaltsreiche Paläolithstation von Much geborgen worden war. Ein Teil des Materials liegt im Stillfrieder Heimatmuseum, ein Teil im Niederösterreichischen Landesmuseum in Wien (Herrengasse). Die genaue Stelle ist nicht mehr eruierbar, ebensowenig die morphologische Position.

Allgemeine Schlußfolgerungen

Dem Sinne eines Exkursionsführers entsprechend, der mehr die Beobachtungen und weniger die Deutungen in den Vordergrund zu stellen hat, sind auch die Schlußfolgerungen auf einige wenige Erkenntnisse beschränkt, die von diesem Raum aus gewonnen werden können. Das reiche Material des Marchfeldes und seiner Umrahmung erlaubt aber, von hier einige allgemeine Schlüsse abzuleiten, deren regionale Gültigkeit sich durch ähnliche Beobachtungen aus anderen Räumen ergeben wird. Im übrigen darf auf eine zusammenfassende Darstellung von „Terrassen und Lössen des österreichischen Raumes“ verwiesen werden, die in Bälde erscheinen wird.

Zu den schwebenden Fragen der Stratigraphie kann nur insoweit Stellung genommen werden, als dies von einem periglazialen Raum aus möglich ist. Andererseits aber zeichnet ein so großer Strom wie die Donau nur die großen klimatischen Schwankungen auf, lokale Oszillationen werden kaum berücksichtigt. Es darf aber auch nicht verallgemeinert werden: Jeder Fluß hat seine bestimmte Prägung. Zur Donau im Wiener Raum gehört, daß ihr eine größere Erosion zur Zeit des Alleröd vollkommen fehlt, ebenso wie ein atlantischer Schlick, zwei Momente, die west- und nordwesteuropäischen Strömen zu eigen sind. Die letzte größere Erosionsleistung, nämlich die Schaffung der Zone der rezenten Mäander, könnte in die Stufe III (nach Firbas, 1949) gelegt werden, wobei aber auch keine eigene Terrasse, sondern nur eine Abhobelung der pleistozänen Deckschichten und der obersten Schotterlagen erfolgte. Hingegen ist der klimatische Umschwung, der mit Beginn der Stufe IX (nach Firbas, 1949) im Marchfeld deutlich ausgeprägt — vgl. Smonitzka über Hallstatt C. Auch die darauffolgende Erosionsleistung von mindestens 2 m (Differenz vom Höheren Niveau zur Marchniederung) ist, für die wieder sehr kurze Zeitspanne, bedeutend. Es muß für diese Absonderheiten wohl eine tektonische Ursache angenommen werden, wobei eben diese Kräfte nicht kontinuierlich, sondern episodisch am Werke waren.

Das Hauptproblem bleibt aber die Stellung des Stillfrieder Komplexes — deren regionale Bedeutung bereits völlig klar ist (nur deshalb noch weniger erkannt wird, weil lokale klimatische Modifikationen typologische Unterschiede hervorrufen — was auch für Stillfried B gilt) — zu den beiden größten Terrassen des Marchfeldes, zur Gänserndorfer- und Praterterrasse. Trotz intensiver Geländearbeit ist uns noch kein absolut sicherer Aufschluß auf der Gänserndorfer Terrasse bekannt, der den Stillfrieder Komplex völlig eindeutig auf den Schottern dieser Flur zeigt. Auf der analogen Hauptflur der Tallesbrunner Platte fehlt überhaupt jeder fossile Boden.

Vorläufig bleiben somit nur zwei Anhaltspunkte: Der eingewürgte fossile Boden auf der Gänserndorfer Terrasse muß der Verlehmungszone des Stillfrieder Komplexes entsprechen. Dazu muß aber selbstkritisch gesagt werden, daß wohl der Typus des eingewürgten Bodens der einer Verlehmungszone ist, daß aber ein Schotter einen ganz anderen Standort als ein Löß darstellt. Dies hat schon vor 30 Jahren Troll (1926) den Vorstellungen Krauss's bezüglich des „Blutlehms“ entgegeng gehalten. Der zweite Anhaltspunkt ist die absolute Höhe der Verlehmungszone (als Basis des Stillfrieder Komplexes), wobei betont wurde, daß diese Verlehmungszone — würde man die Gänserndorfer Terrasse bis nach Stillfried verlängern — auf deren Oberkante zu

liegen käme. Auch hier wurde betont, daß man tektonische Verstellungen nicht in Rechnung stellen konnte.

Das stärkste Argument wird aber dann folgende Überlegung: Der Stillfrieder Komplex ist eine ausgeprägte Bodenbildung, und die Erosionsleistung, die in die Warmzeit⁵⁾ zwischen Gänserndorfer- und Praterterrasenakkumulation fällt, war eine bedeutende. 20 m tief hat die Donau die Gänserndorfer Terrasse unterschritten und Raum für die neue Aufschüttung geschaffen. Eine solche Zeit muß sich in den Lößprofilen der Umrahmung ganz anders auswirken als etwa Stillfried B, das terrassenmorphologisch wohl kaum in Erscheinung treten kann. Es ließe sich zwar aus Abb. 4, wo das Schema der Gänserndorfer Terrasse dargestellt ist, eine warmzeitliche (oder der dieser entsprechenden) Oszillation vielleicht konstruieren (etwa die Füllung der Eiskeile, oder die Bildung des horizontalen Schottersehlers, der nicht mehr der großen Kryoturbaionszeit angehören dürfte, usw.), aber dies bleibt sehr hypothetisch. Auf der Praterterrasse hat Stillfried B keinerlei Spuren hinterlassen.

Damit kommen wir aber zur zentralen Frage: Dürfen wir eine so große Erosionsleistung und einen so ausgeprägten Boden (wie den Stillfrieder Komplex) aber noch einem Stadial zurechnen? Es scheint sich immer mehr die Intensität der problematischen Warmzeit (gleich ob wir sie zwischen Jungriß und Würm stellen oder als Würm I/II bezeichnen) in den Vordergrund zu schieben, für die wir aus dem Marchfeld den Beweis erbringen, daß es sich um eine sehr kräftige klimatische Zäsur gehandelt haben muß. Wie wir sie benennen, ist eine sekundäre Frage. Das wesentliche ist, daß wir heute bereits nahe dem Ziele sind, da sich die Beobachtungen aus den verschiedensten Räumen allmählich harmonisch zusammenfügen, so daß die Gliederung des Jungpleistozäns bald endgültig sein dürfte. Niederösterreich und das Marchfeld im besonderen bilden einen kleinen Baustein und — das scheint vielleicht noch wichtiger — einen Prüfstein darzustellen für alle Theorien, die bestehen und in der Folge noch aufgestellt werden könnten.

Literatur.

- Brandtner, F., 1950: Die relative Chronologie des jüngeren Pleistozäns Niederösterreichs. — Arch. Austr., Heft 5.
- Brandtner, F., 1954: Jungpleistozäner Löß und fossile Böden in Niederösterreich. — Eiszeitalter und Gegenwart, Bd. 4/5.
- Fink, J., 1951: Die fossilen Böden des niederöstr. Löß. — Habilitationsschrift der Hochschule für Bodenkultur in Wien (unveröffentlicht).
- Fink, J., 1953: Prinzipielle Fragen bei der Erforschung fossiler Böden im österr. Löß. — Verh. IV. INQUA Rom—Pisa.
- Fink, J., 1953: Die Bodentypen Österreichs. — Österreichs Landwirtschaft in Bild und Zahl. Stat. Zentralamt Wien.
- Fink, J., 1954: Die fossilen Böden im österr. Löß. — Quartär, VI.
- Fink, J., u. Majdan, H., 1954: Zur Gliederung der pleistozänen Terrassen des Wiener Raumes. — Jb. Geol. B.-A. XCVII. Bd.
- Firbas, F., 1949: Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. — Fischer, Jena.
- Franz, H., 1955: Zur Kenntnis der „Steppenböden“ im pannonischen Klimagebiet Österreichs. — Die Bodenkultur, 8. Bd., Heft 2.
- Grill, R., 1949: Bericht über die geol. Aufnahmen im Bereich der Blätter Gänserndorf. — Verh. Geol. B.-A.
- Geologische Karte von Gänserndorf (1954), aufgenommen von R. Grill.
- Geologische Karte von Österreich (1933), zusammengestellt von H. Vetter.

⁵⁾ Hier soll nicht die genaue zeitliche Stellung der Erosion behandelt werden.

- Geologische Karte von Wien (1952), Raum nördlich der Donau aufgenommen von R. Grill.
- Göttinger, G., 1936: Führer zur Quartärexkursion in Österreich. — Geol. B.-A. Wien.
- Küpper, H., 1953: Neue Daten zur jüngsten Geschichte des Wiener Beckens. — Mitt. Geogr. Ges. Wien, 94.
- Küpper, H., 1950: Eiszeitspuren im Gebiet von Wien. — Sitzber. Ak. d. Wiss. Wien. 159. Bd., Heft 6—10.
- Kubierna, W., 1953: Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas. — Enke, Stuttgart.
- Lais, R., 1951: Über den Jüngeren Löß in Niederösterreich, Mähren und Böhmen. — Ber. Nat. Ges. in Freiburg. 41. Bd., Heft 2.
- Maidan, H., u. Fink, J., 1954: siehe oben.
- Schaffer, F. X., 1902: Die alten Flußterrassen im Gemeindegebiet der Stadt Wien. — Mitt. Geogr. Ges., Heft 11—12.
- Schönhals, E., 1953: Die Böden Hessens und ihre Nutzung. — Abh. Hess. Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden.
- Troll, C., 1926: Die jungglazialen Schotterfluren im Umkreis der Alpen. — Forschung zur Deutschen Landes- und Volkskunde, Bd. XXIV, Heft 4.
- Zandstra, K. J., 1954: Die jungquartäre morphologische Entwicklung des Saartales. — Erdkunde, Bd. VIII, Heft 4.

Schwermineraluntersuchungen an quartären Deckschichten des Marchfeldes

Von Elfi Frasl.

Als vor knapp einem halben Jahr in engstem Zusammenhang mit den vorstehenden geologisch-pedologischen Untersuchungen J. Finks der erste Versuch unternommen wurde, durch die Schwermineraluntersuchung zur Klärung quartärgeologischer Fragen im Marchfeld beizutragen, war die Fragestellung ganz einfach:

1. Lassen sich die dort von Fink aufgestellten jüngeren und älteren Flugsande auch auf Grund ihrer Schwermineralspektren unterscheiden?
2. Sagt dieses Spektrum etwas über die Herkunft der Flugsande aus?
3. Läßt sich bei den auf der höheren Terrasse liegenden älteren Flugsanden, die schon durch die intensivere Braunfärbung als stärker verwittert gekennzeichnet sind, auch im Schwermineralspektrum eine intensivere Verwitterung nachweisen?

Während die erste Frage rasch positiv zu beantworten war, stellte sich nur zu bald heraus, daß die beiden anderen in diesem Fall nicht allein durch die Untersuchung und den Vergleich der beiden Flugsande zu lösen sind. Die dritte Frage erwies sich deshalb als nicht so rasch beantwortbar, weil manche Unterschiede in der Mineralzusammensetzung beider Flugsande nicht durch eine stärkere Verwitterung des älteren Substrats erklärbar waren. So wurden in der Folge u. a. auch Proben von fluviatilen Sanden und Lössen desselben Raumes in die Betrachtung mit einbezogen. Und schließlich gab es folgende Fragen zu beantworten:

1. Sind die äolischen Sedimente der einzelnen Terrassen nur von dem darunter liegenden Schotterkörper mit seinen fluviatilen Sanden abzuleiten, oder spielen Einwehungen von anderen, in der Umgebung offen liegenden Substraten eine wesentliche Rolle?
2. Sind die fluviatilen Sande selbst je nach dem Alter ihrer Terrasse nur durch die Verwitterungsauslese verschieden, wie es z. B. Sindowsky für die jüngeren Terrassen des Mittel- und Niederrheingebietes gefunden hat, oder

müssen wir nicht vielmehr eine von vornherein verschiedene Schüttung, also ein a priori anderes Spektrum der fluviatilen Sande der einzelnen Terrassen annehmen?

3. Ist es auch hier möglich, wie in dem von Sindowsky aufgezeigten Beispiel nach der Verwitterungsauslese der Schwermineralien mit einem gewissen Wahrscheinlichkeitsgrad das relative Alter der verschiedenen feinkörnigen und an der Oberfläche liegenden Deckschichten anzugeben?

Wie die weiteren Ausführungen zeigen sollen, ist es inzwischen gelungen, alle diese Fragen zu beantworten, wobei sich interessante Parallelen, aber auch prinzipielle Verschiedenheiten gegenüber den vom Rhein bekannten Verhältnisse ergeben haben, welche noch am ehesten zum Vergleich herangezogen werden können. Sicherlich ist hier der Beobachtungsraum derzeit viel kleiner und es wird weiterer Bemühungen im anschließenden Tullner Feld und noch donauaufwärts bedürfen, um die am Beispiel des Marchfeldes gewonnenen Anfangserfolge zu einem Überblick über die Mineralführung der feinkörnigen Terrassensedimente der Donau im österreichischen Raum im Hinblick auf die Terrassengliederung, die Herkunft der Mineralien und eventuell auch auf Altersfragen auszuweiten.

Herrn Doz. Dr. Julius Fink sei für die Beistellung von 17 sorgfältig nach quartärgeologischen Gesichtspunkten ausgewählten Proben, sowie für die Erläuterungen über die geologische Situation des Marchfeldes bestens gedankt. Von ihm stammen auch die im folgenden verwendeten Fundorts- und Probenbezeichnungen, die möglichst in Übereinstimmung mit den Angaben in seiner vorstehenden Arbeit gehalten sind, um den Vergleich mit deren Text und Karte zu ermöglichen.

Die Durchführung der Arbeiten konnte im Laboratorium des Institutes für Geologie und Bodenkunde an der Hochschule für Bodenkultur in Wien vorgenommen werden, wobei für die gütige Erlaubnis dem Vorstand des Institutes, Herrn Prof. Dr. Ing. Herbert Franz, auch hier besonders gedankt sei. — Meinem lieben Mann danke ich die Einführung in die Methoden der Schwermineralbestimmung.

Zur Methode der Trennung und Auszählung.

Es wurde jeweils die Fraktion von 0.05 bis 0.1 mm in Azetylentetrabromid ($D = 2.96$) getrennt. Diese Korngröße wurde gewählt, um vergleichbare Zahlen mit jenen Schwermineraluntersuchungen zu erhalten, die an der Geologischen Bundesanstalt in Wien von G. Woletz (7) laufend durchgeführt werden.

Da Chlorit, Biotit und Muskowit bei dieser Methode nicht quantitativ in die Schwermineralfraktion gehen, wurde auf ihre Auszählung verzichtet. Auch der neugebildete Baryt ist nicht berücksichtigt.

Von jeder Probe werden 200—500 Körner ausgezählt und davon der Prozentsatz der opaken jenem der durchsichtigen Körner gegenübergestellt. Die Anzahl der durchsichtigen Körner wird nun ihrerseits als 100% angenommen und daraus werden die Verhältniszahlen für die einzelnen durchsichtigen Mineralarten ermittelt.

Unter der Bezeichnung „opake Körner“ sind hier kurz die tatsächlich lichtundurchlässigen Erze mit dem Hämatit und Limonit, aber auch dem Leukoxen vereinigt. Ebenso wurden zur „Epidotgruppe“ auch die Klinozoesite und Zoesite gestellt, nur der in jedem Fall klar abtrennbare Piemontit ist extra verzeichnet. Die Hornblenden werden nach Tunlichkeit aufgegliedert, wobei unter „braunen Hornblenden“ alle jene verstanden werden, deren Pleochroismus nur in braunen Farbtönen spielt, also basaltische neben gewissen gemeinen Hornblenden.

Die Bestimmung der Mineralkörner wurde nach Tröger (4) sowie Krumbein und Pettijohn (2) durchgeführt.

Herkunft und Material der einzelnen Proben.

I. Praterterrasse.

1. Fluviatiler Sand. Schottergrube 1 km v. Süßenbrunn S der Straße nach Kagran. 40*)
2. Fluviatiler Sand. Schottergrube 2 km S Stammersdorf, 100 m E der Brünnerstraße.
3. Dünen aus jüngerem Flugsand. Unmittelbar SW Fuchsenbigl.
4. Löß. Schottergrube wie Probe 1. 40

II. Gänserndorfer Terrasse.

5. Grobsandlage im Schotter. Schottergrube 1 km nördlich Gerasdorf. 4 m unter der Schotteroberkante. 38
6. Sand als Füllung der Frosttaschen der Schottergrube 1 km W Reuhof, N der Straße nach Seyring. Typus Gänserndorfer Terrasse, mittlerer Teil. 43
7. Randlöß. Schottergrube SE Deutsch-Wagram. Donaunächster Teil der Gänserndorfer Terrasse. 46
8. Alterer Flugsand. Schottergrube 1 km W Reuhof, wie Probe 6. 43
9. Dünen aus älterem Flugsand. Auf halber Strecke zwischen Obersiebenbrunn und Gänserndorf. Nordende der Siebenbrunner Bucht.
10. Düne aus älterem Flugsand. Bildbaum in Weikendorfer Remise S Weikendorf. Übergang von Siebenbrunner Bucht zur Gänserndorfer Terrasse.
11. Alterer Flugsand. Schottergrube 500 m NE Schönfeld, am Weg Schönfeld—Oberweiden.
12. Kolluviale Deckschichten. Schottergrube des Gutes Zuckermantel, 1 km NW des Gutes. N-Teil der Gänserndorfer Terrasse.
13. Dünen aus kolluvialen Deckschichten. Sandberg, 2 km S Oberweiden.

III. Marchniederung (entspricht der Praterterrasse).

14. Fluviatiler Sand. Gemeindesandgrube 1 km S Marchegg, E der Straße Marchegg—Bahnhof.
15. Düne aus Marchsand. 1 km W Marchegg, an der Straße Marchegg—Bahnhof.
16. Düne aus Marchsand. W Marchegg, an der Bahn S Salmhof.
17. Fluviatiler Sand. Sandgrube 1 km SE Zwerndorf.

IV. Tertiär.

18. Ober Pannon. Sand der „Gelben Serie“, Sandgrube SE „Rendezvous“ bei Stammersdorf.
19. Sarmat. Sandstein, Hohlweg Schleimbach.

Die Auszählresultate der Schwermineraluntersuchung der eben genannten Proben sind auf Tabelle 1 zusammengestellt.

*) Aufschlußbezeichnung entsprechend Fink-Majdan (1954), Kartenskizze 1.

Tabelle 1: Zur Schwermineralverteilung in den quartären Deckschichten des Marchfeldes*)

	Probennummer	Opake Minerale	Durchs. Minerale	Granat	Spinell	Rutil	Zirkon	Titanit	Turmalin	Anatas	Apatit	Grüne Hornblende	Braune Hornblende	Farbl. Hornblende	Glaukophan	Diallag	Bronzit	Epidotgruppe	Piemontit	Staurolith	Disthen	Sillimanit	Antalusit	Monszit	Chloritoid	Glaukonit	
Prater-Terrasse	1	20	80	12	.	1	1	1	+	+	.	40	2	2	.	.	.	28	.	7	5	1
	2	13	87	10	.	1	+	.	2	.	.	51	2	2	+	.	.	24	.	4	3	1	+
	3	14	86	24	.	1	2	3	1	.	.	33	1	3	.	.	.	21	.	5	4	.	.	+	.	.	.
	4	11	89	28	.	1	1	1	1	.	+	39	2	18	.	7	2	+
Gänsedörferrasse	5	16	84	20	.	2	2	1	1	.	.	22	7	2	.	.	.	36	+	4	2	+	+	.	1	.	.
	6	17	83	45	+	4	4	+	2	.	+	13	6	2	.	.	.	15	.	4	1	1	.	+	2	.	.
	7	17	88	31	.	3	3	2	+	.	.	25	4	2	.	.	.	19	.	7	4
	8	22	78	40	.	2	4	3	1	.	.	12	4	1	.	.	.	24	.	4	2	.	.	1	+	.	.
	9	20	80	44	.	3	4	1	1	.	.	13	2	+	.	.	.	25	.	5	+	1	.	1	.	.	.
	10	19	81	37	.	1	1	2	1	+	.	20	5	3	.	.	.	20	+	4	5	1	.	.	+	.	.
	11	14	86	34	.	4	2	1	2	.	.	18	7	1	.	.	.	24	.	6	1	+
	12	23	77	25	.	2	4	2	3	.	.	16	6	1	+	.	.	34	+	4	1	+	.	+	+	.	.
	13	25	75	30	.	1	5	4	1	.	.	17	7	2	1	.	.	22	.	5	3	2	.	+	.	.	.
Marchfelderung	14	21	79	45	.	4	3	+	+	.	.	8	13	4	.	.	.	16	.	5	1	3	+
	15	23	77	47	.	4	4	1	2	.	.	13	7	1	.	.	.	14	.	5	1	1
	16	18	82	34	.	4	1	1	2	.	.	14	6	3	.	.	.	25	+	8	2	+	.	+	.	.	.
	17	28	72	39	.	4	7	1	1	.	.	18	9	+	.	.	1	11	.	5	.	.	.	1	+	.	.
Tertiär	18	23	77	24	.	2	1	5	2	.	.	5	.	1	.	.	.	47	.	6	3	2	.	1	1	.	.
	19	33	67	56	.	7	14	1	5	15	.	2	.	+

+ = unter 1 %

Aus dieser Tabelle lassen sich nun vorzüglich auf Grund der Hornblenden in groben Zügen drei Gruppen von Spektren unterscheiden:

Die erste Gruppe umfaßt die Proben der Praterterrasse. Hier ist die Gesamtzahl der grünen und braunen Hornblenden jeweils am höchsten (53 bis 34). Das Verhältnis der grünen zu den braunen Hornblenden ist wie 33 zu 1 bis 39 zu 2.

Die zweite Gruppe vereint die Proben der Gänserndorfer Terrasse mit jenen der Marchniederung. Die Gesamtzahl der grünen und braunen Hornblenden ist hier schon niedriger (29 bis 15) und das Verhältnis grün zu braun ist wie 13 zu 2 bis 8 zu 13 (im Mittel 16:1 zu 6:4). Diese Gruppe läßt sich noch aufgliedern in die im Durchschnitt an braunen Hornblenden relativ ärmere Abteilung der Gänserndorfer Terrasse und in die daran reichste Abteilung, nämlich der Spektren aus der Marchniederung.

Der tertiäre Untergrund bildet die dritte Gruppe von Spektren. Im Pannonsand waren nur wenige grüne Hornblenden enthalten und im Sarmat gar keine. Dieser Befund deckt sich in bezug auf die Hornblenden auch mit den aus zahlreichen Tertiärproben gewonnenen Ergebnissen Wieseneders (1952), weshalb von einer Heranziehung weiterer Parallelproben aus dem Tertiär abgesehen werden konnte. Aus dem tertiären Untergrund können also die massenhaften grünen Hornblenden der quartären Deckschichten bloß zum geringen Teil stammen; die braunen Hornblenden sind daraus überhaupt nicht abzuleiten.

Weiters lassen sich folgende Unterschiede herausstellen: Die Praterterrasse hat 10 bis 28% Granat und durchwegs 1% Rutil. Die Marchniederung hat 34 bis 47% Granat und durchwegs 4% Rutil. Die Gänserndorfer Terrasse vermittelt zwischen diesen beiden Extremen.

Demgegenüber lassen sich dieselben Gruppen von Einzelspektren und damit wohl die Sandfraktionen der verschiedenen Terrassen auf Grund anderer Schwerminerale nach dem vorliegenden Material nicht unterscheiden, auch nicht vermittelt der zahlenmäßig bedeutenderen opaken Mineralien, der Epidotminerale und Staurolithe. Die Wirkung der Verwitterung wird sich hier im übrigen aus anderen Beobachtungen besser ablesen lassen, als aus dem Vergleich dieser Schwermineralspektren.

Bemerkungen zu den einzelnen Proben:

ad 1—4: Die vier erhaltenen Schwermineralspektren der sandigen Sedimente der Praterterrasse liefern ein einheitliches Bild: grüne Hornblende (31—51%), dann Epidot und Granat stehen bei allen im Vordergrund, die 1—2% ausmachenden braunen Hornblenden fallen hier zum Unterschied von den nächsten Proben weit zurück. Wesentlich erscheint dabei, daß im jüngeren Flugsand (3.) und im Löß (4.) dieser Terrasse keine fremde Beimengung und auch keine wesentliche zahlenmäßige Abweichung im Spektrum gegenüber den darunter liegenden fluviatilen Donausanden zu erkennen ist, was eine geringe Transportweite dieser äolischen Sedimente wahrscheinlich macht.

ad 5. Die betreffende Grobsandlage steckt in mittlerer Höhe im Schotterkörper der Gänserndorfer Terrasse, und zwar an deren SW-Zipfel. Trotzdem ist das bezeichnende Verhältnis der grünen Hornblenden zu den braunen (22:7) bereits recht typisch für die in und auf der Gänserndorfer Terrasse liegenden Sande; dagegen ist wenig Granat vorhanden und relativ viel Epidot, was am ehesten durch die in diesem grobkörnigen und kalkfreien Substrat rascher fortschreitende Verwitterung zu erklären ist.

ad 6. Dieses Schwermineralspektrum dürfte ein sehr gutes Beispiel der Zusammensetzung der fluviatilen Deckschichten der Gänserndorfer Terrasse darstellen.

ad 7. Es ist anzunehmen, daß sich hier im „Randlöß“ Anteile des von der Gänserndorfer Terrasse aufgewirbelten Flugstaubes mit solchen von der Praterterrasse vereinigen, doch liegt das für die Herkunft bezeichnende Hornblendeverhältnis (grün: braun = 25: 4) doch etwas näher dem für die Gänserndorfer Terrasse errechneten Mittelwert (17,3: 5,3).

ad 8. Dieser dunkelbraune ältere Flugsand vom westlichsten Probepunkt der vier Flugsandproben der Gänserndorfer Terrasse weicht nur im höheren Epidotgehalt etwas auffälliger vom darunter liegenden Flugsand derselben Schottergrube (6.) ab.

ad 9 und 10. Beide Flugsande stammen vom Rand der Siebenbrunner Bucht. Ihre Spektren lassen sich zwanglos in die Reihe der anderen Spektren der Gänserndorfer Terrasse einreihen, speziell durch den hohen Granatgehalt und den geringen Gesamtgehalt an Hornblenden. Als randlich aufliegende Flugsande können sie jedoch nicht für eine Zuordnung des in der Siebenbrunner Bucht liegenden Schotterkörpers zu der Gänserndorfer Terrasse oder zur Praterterrasse herangezogen werden. Das wäre nur durch die Untersuchung eines dem Schotter selbst eingelagerten fluviatilen Sandes möglich.

ad 11. Dieser Flugsand zeigt mit 8 schönste Übereinstimmung, wie sie ja auch nach der bestehenden Terrassengliederung gefordert werden kann, obwohl beide Punkte rund 23 km auseinanderliegen.

ad 12. Hier weisen die kolluvialen Deckschichten einen so hohen Epidotgehalt auf, daß derselbe wohl am ehesten aus dem Oberpannon abzuleiten ist, während die Hornblenden auch da die für die Deckschichten und fluviatilen Sande der Gänserndorfer Terrasse charakteristische Anzahl erreichen. Daher stammt das Substrat des kolluvialen Lösses an dieser Stelle wohl in der Hauptsache aus den fluviatilen Sanden und Schottern wohl erst in zweiter Linie aus dem Oberpannon.

ad 13. Das Spektrum dieses Kolluviums weicht in nichts vom Normalspektrum der Sande der Gänserndorfer Terrasse ab. Hier ist also gegenüber dem vorigen Beispiel kein Einfluß des Oberpannons mehr zu bemerken, was aus der größeren Entfernung davon auch leicht zu erklären ist.

ad 14—17. Die fluviatilen Marchsande stimmen mit den daraus gebildeten Dünen- sanden in den Schwermineralspektren gut überein. Das spricht auch hier für eine geringe Transportweite des Flugsandes und für das Fehlen einer fremden Materialzufuhr. Eine scharfe Abgrenzung dieser vier Spektren gegenüber jenen von der Gänserndorfer Terrasse stammenden erscheint nicht gegeben.

Auswertung der Schwermineraluntersuchungen

Entsprechend der eingangs aufgestellten Fragen lassen sich für das Marchfeld bei den fluviatilen Sanden, den Flugsanden und den Lössen der jüngeren Praterterrasse und jenen der älteren Gänserndorfer Terrasse folgende Erkenntnisse aus den Regelmäßigkeiten in der Verteilung der Schwerminerale ableiten:

1. Da die Schwermineralzusammensetzung des jüngeren Flugsandes jener des darunter liegenden fluviatilen Sandes der Praterterrasse (mit Vormacht von grüner Hornblende, Epidot, Granat) entspricht, ist nicht anzunehmen, daß eine fremde Einwehung wesentlich zur Bildung dieses Flugsandes beigetragen hat. Umgekehrt ist auch beim älteren Flugsand der Gänserndorfer Terrasse keine von der Praterterrasse stammende Einwehung zu erkennen (so daß man ihn als jünger als die Anlage der Praterterrasse einstufen müßte), denn er entspricht seinerseits den fluviatilen Sanden in und auf dem Schotterkörper der Gänserndorfer Terrasse (mit Vormacht von Granat, Epidot, grüner Hornblende, sowie mit relativ viel brauner Hornblende). Beim Randlöß, der am Rand der Gänserndorfer Terrasse gegen die Praterterrasse liegt, wurde ein Mischspektrum erhalten, das den Sanden der Gänserndorfer Terrasse etwas näher steht als jenen der Praterterrasse. Demnach kann man annehmen, daß

dieser Löß erst gebildet wurde, als bereits Sande der jüngeren Praterterrasse abgelagert waren. Die kolluvialen Deckschichten, die eher den Nordteil der Gänserndorfer Terrasse bedecken, enthalten demgegenüber mehr oder minder große Beimengungen des anschließenden Oberpannons.

2. Die fluviatilen Sande und damit auch die derselben Terrasse aufliegenden äolischen Bildungen der jüngeren Praterterrasse weisen gegenüber jenen der älteren Gänserndorfer Terrasse Verschiedenheiten auf, die nicht nur durch die aus anderen Beobachtungen nachweisbar stärkere Verwitterung auf der älteren Terrasse erklärbar sind. Es sei als Beispiel dafür nur daran erinnert, daß die feinkörnigen Sedimente der älteren Gänserndorfer Terrasse einen drei- bis viermal größeren Gehalt an braunen Hornblenden haben — und das, obwohl die Gesamtzahl der Hornblenden geringer ist als auf der Praterterrasse. So ist man also zur Annahme gezwungen, daß die Mineralzusammensetzung dieser beiden Terrassen schon bei ihrer Ablagerung verschieden war.

3. Wenn aber die Substrate dieser beiden Terrassen schon anfänglich verschieden waren, kann man die Unterschiede ihrer Schwermineralspektren nicht als einen Maßstab für den höheren Grad der Verwitterung auf der älteren Terrasse benutzen.

In der Ansicht, daß die Spektren der Gänserndorfer Terrasse und der Praterterrasse sich schon bei der Ablagerung unterschieden haben, wird man noch bestärkt, wenn man das Beobachtungsgebiet gegen Westen ausweitet, womit in jüngster Zeit begonnen wurde. Während nämlich Proben von Sanden aus Muckendorf und Reidling-Sitzenberg in der Donauniederung des Tullnerfeldes — wie zu erwarten war — gut denen der Praterterrasse bei Wien entsprechen, zeigt das für die Gänserndorfer Terrasse typische Spektrum (mit der Betonung der braunen Hornblenden) eine viel weitere Verbreitung, als der Fortsetzung dieser Donauterrasse gegen Westen hin entsprechen würde — so in Lössen von Furth—Göttweig¹⁾, Paudorf²⁾, Groß-Riedenthal³⁾ und sogar von Hofern⁴⁾ (westlich Retz innerhalb der Böhmisches Masse auf kristallinem Untergrund), weit entfernt vom nächsten Donauschotter. Das für die Gänserndorfer Terrasse typische Spektrum ist also — im Gegensatz zu jenem der Praterterrasse — nicht allein von dem der Donau abhängig. An seinem Zustandekommen scheinen die damals herrschenden weiträumigen Lößverwehungen einen ganz entscheidenden Anteil gehabt zu haben.

Wie man sieht, kann also die Schwermineralanalyse auch in unserem Raum durchaus nutzvoll zur Lösung quartärstratigraphischer Probleme herangezogen werden und in vielen Fällen zur Untermauerung der aus anderen Beobachtungen gezogenen Schlüssen dienen.

¹⁾ Furth—Göttweig: Hohlweg W Furth, nördlich Aigen, 1,7 m über der Verlehmungszone, sowie 1 m unterhalb derselben.

²⁾ Paudorf: Etwa 6 km S von Krems, Löß zwischen Verlehmungs- und Humuszone (Mittlerer Löß).

³⁾ Groß Riedenthal: Löß, 2,5 m unterhalb der heutigen Oberfläche, das ist knapp über dem Stillfrieder Komplex. Profilbeschreibung siehe J. Fink (1953): Prinzipielle Fragen bei der Erforschung fossiler Böden im (österreichischen) Löß. Verh. INQUA Rom.

⁴⁾ Hofern: 1 km NW der Ortschaft, Löß 80 cm unter jetziger Oberfläche.

Literaturverzeichnis:

- Fink, J., u. Majdan, H.: Zur Gliederung der pleistozänen Terrassen des Wiener Raumes. — Jb. d. Geol. B.-A. 97, Wien 1954.
- Krumbein, W. C., u. Pettijohn, F. J.: Manual of sedimentary Petrography. — New York 1938.
- Sindowsky, K. H.: Grundsätzliches zur Schwermineralanalyse der diluvialen Rheinterrassen und Löße des Mittel- und Niederrheingebietes. Über die Verwitterbarkeit der Schwermineralien. — III, Z. dtsh. geol. Ges. 92, 1940.
- Tröger, W. E.: Tabellen zur optischen Bestimmung gesteinsbildender Minerale. — Stuttgart 1952.
- Wieseneder, H.: Studien an Sanden des niederösterreichischen Marchfeldes. — Tscherm., Min. u. Petr. Mitt. 40, Wien 1930.
- Wieseneder, H.: Die Verteilung der Schwermineralien im nördlichen Wiener Becken und ihre geologische Deutung. — Verh. d. Geol. B.-A., Wien 1952.
- Wolletz, G.: Schwermineralanalysen von klastischen Gesteinen aus dem Bereich des Wienerwaldes. — Jb. d. Geol. B.-A. 94, Wien 1951.

Anmerkung: Die in der Arbeit neben die Autoren in Klammer gesetzten Ziffern beziehen sich auf obiges Literaturverzeichnis in der Reihenfolge der Aufzählung.

Palynologische Untersuchungen

Von F. Brandtner

Die aus der Gemeinde-Sandgrube bei Marchegg entnommenen Proben lieferten zum Teil negative Befunde.

Die aus dem oberen dünnen, mehr oder minder nur linsenförmig erhaltenen Smonitza-Horizont (vgl. J. Fink, Abb. 5 Schicht 5) entnommene Probe gestattete auf Grund der starken Pollenersetzung keine Artbestimmung.

Aus der unteren, etwas mächtigeren, schwach anmoorigen Smonitza-Schicht (vgl. Fink, Abb. 5 Schicht 3) wurden zwei Proben entnommen und pollenanalytisch untersucht. Die aus dem Oberteil des begrabenen Bodens stammende Probe erwies sich ebenfalls als nahezu pollenfrei und die wenigen noch erhaltenen Pollen waren so stark korrodiert, daß eine sichere Bestimmung undurchführbar war; zumeist lagen bloß zerrissene und verquollene Exinenreste vor.

Die aus dem Unterteil des Bodens entnommene Probe zeigte eine unweit bessere Pollenerhaltung, obwohl auch hier zum Teil sehr starke Korrosionserscheinungen und verschiedene Erhaltungszustände vorlagen. Es muß angenommen werden, daß das darin eingelagerte Pollenmaterial zum Teil aus dem Oberteil des Bodens infiltriert wurde, wobei wohl auch eine selektive Auslese zu Gunsten resistenterer Arten stattfand.

Aufbereitung: Die Bodenprobe (etwa 250 g) wurde mit 7%iger Kalilauge kurz aufgekocht und durch mehrere Siebe, zuletzt durch ein Phosphorbronzegewebe von 0·08 mm Maschenweite geschlämmt und sodann durch mehrmaliges Zentrifugieren und Dekantieren mit destilliertem Wasser ausgewaschen. Der feine Schlämmerückstand wurde mit Alkohol in einen Tiegel aus Elektrolytkupfer gespült und mit 45%iger Flußsäure gekocht. Nach Auswaschen der Probe wurde diese mit konzentrierter Salzsäure gekocht, um die durch den vorhergegangenen Aufbereitungsprozeß entstandenen Fluorsilikate zu lösen. Der nach sorgfältigem Auswaschen nunmehr verbliebene Probenrückstand enthielt neben feinen ungelöst gebliebenen mineralogenem Material zahlreiche feinst mazerierte pflanzliche Gewebereste aus Zellulose und Lignin, aber nur sehr vereinzelt Pollen. Die Probe wurde daher zwecks Pollenanreicherung entwässert und azetolisiert, d. h. mit dem Erdtman'schen Gemisch von 9 Teilen Essigsäureanhydrit

und 1 Teil konzentrierter Schwefelsäure im Wasserbad solange erhitzt, bis sich die Hauptmasse der Zellulosereste gelöst hatte.

Die Analyse des ausgewaschenen und mit Glycerin versetzten geringen, jedoch noch immer pollensamen Probenrückstandes ergab folgendes Ergebnis:

- Pinus*: 8 ± komplett erhaltene, schwach korrodierte Pollen, 26 isolierte Luftsäcke;
Picea: 6 ± komplett erhaltene, schwach korrodierte Pollen, 5 isolierte Luftsäckstücke;
Betula: 12 komplette Pollen verschiedener Erhaltung;
Alnus: 16 komplette Pollen verschiedener Erhaltung,
 4 Bruchstücke von Leitergefäßen;
Salix: 6 relativ gut erhaltene Pollen;
Quercus: 2 in den Keimfalten aufgeplatze stark korrodierte Pollen (mehrere Exinenreste dürften ebenfalls von zerrissenen *Quercus*-Pollen stammen);
Corylus: 1 stark korrodierter, verquollener Pollen;
Tilia: 1 Pollenfragment mit Keimpore;
Fagus: 3 stark korrodierte Pollen;
Gramineen: 18 Pollen verschiedener Erhaltung;
Cyperaceen: 9 Pollen verschiedener Erhaltung;
Compositen: 12 relativ gut erhaltene Pollen;
Chenopodiaceen: 1 stark korrodierter Pollen;
Polygonum sp.: 1 schwach korrodierter Pollen;
Cardamine pratensis: 12 gut erhaltene Pollen;
Plantago lanceolata: 2 gut erhaltene Pollen;
Rhamnus frangula: 2 schwach korrodierte Pollen;
Varia: 6 Pollen verschiedener Erhaltung;
Filices: 2 korrodierte Sporen.

(Bei zahlreichen Exinenresten war eine Artzugehörigkeit nicht feststellbar.)

Auswertung: Das vorliegende Pollenspektrum zeigt, insbesondere mit Berücksichtigung der Erhaltungszustände, die ausgesprochene Dominanz eines zweifellos lokal bedingten erlenreichen Auwaldes. Dies wird auch durch den Nachweis von Erlen-Leitergefäßen und durch die Vorkommen des Wiesen-schaumkrautes (*Cardamine pratensis*) und einer Knöterich-Art (*Polygonum sp.*) unterstrichen, die auch heute überall in lichten Auwäldern und auf Alluvionen vorkommen. Ebenso sprechen auch die gut erhaltenen Weiden- und Faulbaum-Pollen (*Salix* und *Rhamnus frangula*) — neben den Süß- und Sauergräsern (*Gramineen*, *Cyperaceen*) — für die ehemalige Existenz eines Auwaldes in der unmittelbaren Umgebung der Probeentnahmestelle. Das Fehlen von Pappeln u. a. ist gewiß nur auf die stets zu beobachtende schlechte Erhaltungsfähigkeit der betreffenden Pollen zurückzuführen.

Birkenbestände mit Compositen im Unterwuchs können für die nähere Umgebung angenommen werden.

Die Kiefern- und Fichten-Pollen sind zweifellos durch Windtransport aus den relativ nahe gelegenen trockenen Standorten in das Untersuchungssubstrat gelangt.

Die geringe bzw. nur sporadische Vertretung von Komponenten des Eichenmischwaldes läßt zweierlei Schlüsse zu: 1. Weite Entfernung der betreffenden Vorkommen vom Standort und Unterdrückung des Pollenferntransportes durch die lokale Überrepräsentanz des Erlenauwaldes, oder 2. allgemeine geringe Vertretung des Eichenmischwaldes zur Zeit der Ablagerung bzw. Bodenbildung.

Die sicher ebenfalls ferntransportierten *Fagus*-Pollen beweisen lediglich die Existenz der Rotbuche zur Bodenbildungszeit und engen damit eine mögliche Zeitansetzung ein, vermögen jedoch keine Aussagen zur näheren Datierung des fraglichen Zeitabschnittes abzugeben.

Ein ohne jeden Zusammenhang dastehendes Einzelspektrum, das außerdem

durch lokale Dichtbestände, Infiltration, selektive Auslese u. a. das natürliche relative Artenverhältnis eines größeren Areals zu einer bestimmten Zeitspanne verzerrt aufzeigt, ist nur in einer größeren Zusammenschau datierbar.

Nach den bisher vorliegenden Ergebnissen palynologischer und siedlungsarchäologischer Untersuchungen im östlichen Teil Niederösterreichs, im Burgenland und in den benachbarten Gebieten können zwei Vernässungsphasen bzw. zwei Zeitabschnitte mit ausgeprägtem (vorübergehendem) Grundwasseranstieg erkannt werden. Eine erste Phase ist zu Beginn der Massenausbreitung der Rotbuche, etwa zwischen 2700—2500 v. Chr. anzusetzen und hatte zur Folge, daß eine Reihe von jungneolithischen Siedlungsplätzen aufgegeben werden mußte (vgl. Brandtner, 1951, a, S. 7)¹⁾. Eine zweite, zweifellos ebenso klimatisch bedingte Vernässungsphase mußte um etwa 800 v. Chr. eingetreten sein.

Nach dem vorliegenden Befund kann mit großer Wahrscheinlichkeit geschlossen werden, daß die hier zur Diskussion stehende Smonitza-Bildung mit der zweiten, der früheisenzeitlichen Vernässungsphase zu parallelisieren, d. h. an den Beginn der älteren Nachwärmezeit (Zone IX nach Firbas) zu stellen ist.

Die aus der Sandgrube Ing. Friedrich in Zwerndorf entnommene Probe aus der anstehenden Smonitza erwies sich als praktisch pollenfrei. Es konnten nur ganz wenige organische Reste — zumeist handelte es sich um Gewebereste aus Zellulose und Lignin — gewonnen werden; von Pollenexinen konnten nur nahezu völlig zersetzte undiagnostizierbare Fragmente festgestellt werden. Die Pollenzersetzung gründet sich zweifellos auf der guten Durchlüftung der anstehenden Bodenbildung und der darunter liegenden kiesigen Sande, zum anderen ist dies auch darauf zurückzuführen, daß das in Frage stehende Schichtpaket einen alten Siedlungsboden darstellt, was durch die zahlreichen darin eingelagerten Tongefäßbruchstücke dokumentiert wird, die durch den rezenten Ackerbau aus ihrem ursprünglichen Verband gerissen wurden.

Die in der Sandgrube Ing. Friedrich in Zwerndorf anstehende Smonitza hat zwar kein vergleichbares Pollenspektrum geliefert, gestattet jedoch eine andere Datierungsmöglichkeit. Die bereits erwähnten zahlreichen, aus der Smonitza stammenden Tongefäßbruchstücke erwiesen sich zum Teil als spätneolithisch, zum überwiegenden Teil entstammen sie jedoch einer urnenfelderzeitlichen-frühhallstädtischen Besiedlung²⁾, die, nach den örtlichen Umständen zu schließen, im Zuge eines Grundwasseranstieges und der damit verbundenen Smonitza-Bildung verlassen worden war.

Die unter Flugsand begrabene Smonitza-Schichte in der Sandgrube bei Marchegg und die anstehende Smonitza bei Zwerndorf dürften nach allen Erwägungen und bisherigen Kenntnissen der Landschaftsgeschichte während eines um 800 v. Chr. gelegenen Zeitabschnittes entstanden sein und somit synchrone Horizonte darstellen, denen somit eine regionale Bedeutung zugemessen werden kann.

¹⁾ Diese Erscheinung ist auch außerhalb Niederösterreichs zu beobachten und daher gut belegt; so stieg z. B. der Seespiegel im Keutschacher See nach längerem Tiefstand gegen Ende des Neolithikums so weit an, daß der auf einer Insel errichtete Pfahlbau endgültig versank (vgl. F. Brandtner, 1954).

²⁾ Die Bestimmung der Gefäßstücke verdanken wir Herrn Univ.-Prof. Dr. R. Pitiöni.

Literaturhinweise.

- Brandtner F., 1951: Die nacheiszeitliche Waldgeschichte. In: Burgenland-Landeskunde. — Österr. Bundesverlag.
- Brandtner, F., 1951a: Einführung in die spät- und nacheiszeitliche Klima- und Vegetationsgeschichte Mitteleuropas bis zum Ausgange der jüngeren Steinzeit. — Mitt. d. Urgesch. Arbeitsgemeinschaft i. d. Anthrop. Ges. in Wien, II. Bd., H. 5/6/7.
- Brandtner, F., 1953: Einführung in die mitteleuropäische Vegetations- und Klimageschichte der Bronzezeit. — Ebenda, III. Bd., H. 1/2.
- Brandtner, F., 1953: Die mitteleuropäischen Vegetations- und Klimaverhältnisse während der Eisenzeit. — Ebenda, IV. Bd., H. 1/2.
- Brandtner, F., 1954: Palynologische Untersuchungen; S. 90—95 in: G. Moßler, Neues zum vorgeschichtlichen Pfahlbau im Keutschacher See. — Beiträge zur älteren europäischen Kulturgeschichte, Bd. III, Festschrift für Rudolf Egger, Klagenfurt.
- (Weitere Literaturzitate in den angeführten Schriften.)

ABSCHNITT WIEN—NEUSIEDLER SEE

Exkursion im Wiener Becken südlich der Donau mit Ausblicken in den pannonischen Raum

Mit 3 Textabbildungen und Tafel X

Von H. Küpper

Im Wiener Becken S der Donau wurden Geländepunkte a—d ausgewählt, die in ihrer vielfältigen Problematik alle zum gesamten Pleistozänbild unserer Landschaft beitragen. Im Gelände sind sie als Querschnitt angeordnet, ohne daß man heute schon den Erfordernissen eines vollständigen Schnittes entsprechen könnte.

Die mit den einzelnen Geländepunkten verknüpften Fragenkreise sind im folgenden kurz skizziert, wo nötig, sind Hinweise auf Detaildaten und Literatur eingeflochten.

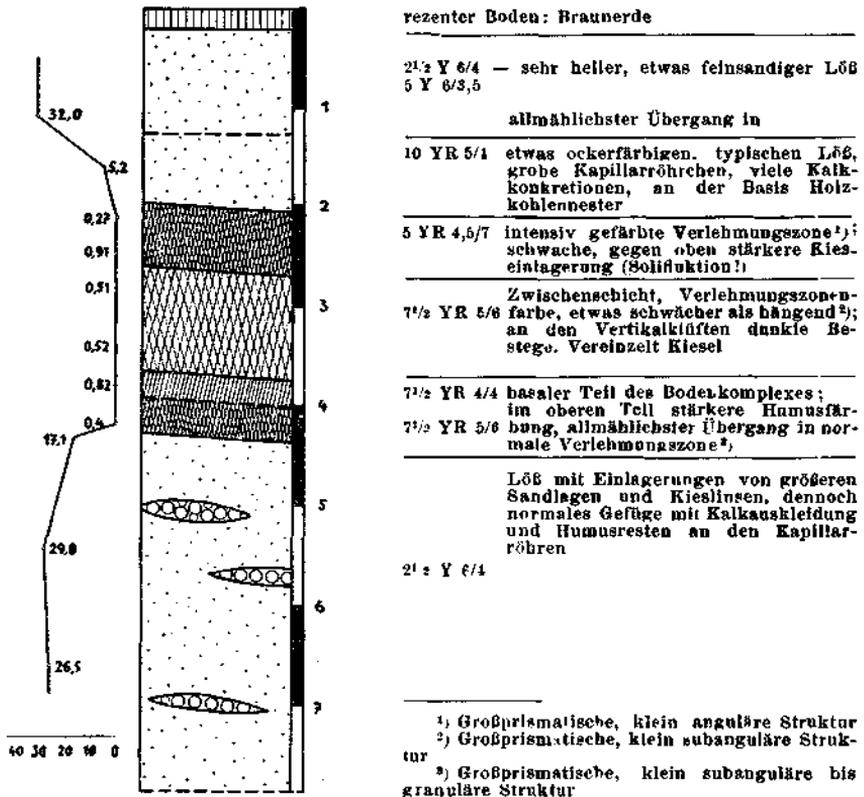


Abb. 1. Profil durch den fossilen Bodenkomplex der Rudolf'siegelöfen.

a) Rudolfsziegelöfen: Bodenbildung des M/R Interglazials.

Tafel IX, Fig. 3

Dreigliedertes Lößprofil: älterer Löß—Bodenbildung—jüngerer Löß.

Fossilbelegt ist die Unterlagerung (Pannon E), die Anlagerung nach Westen (Altpleistozän), der ältere Löß (Grenzbereich Ende Mindel bis Anfang des großen Interglazials) und der jüngere Löß, welcher die Bodenbildung über-

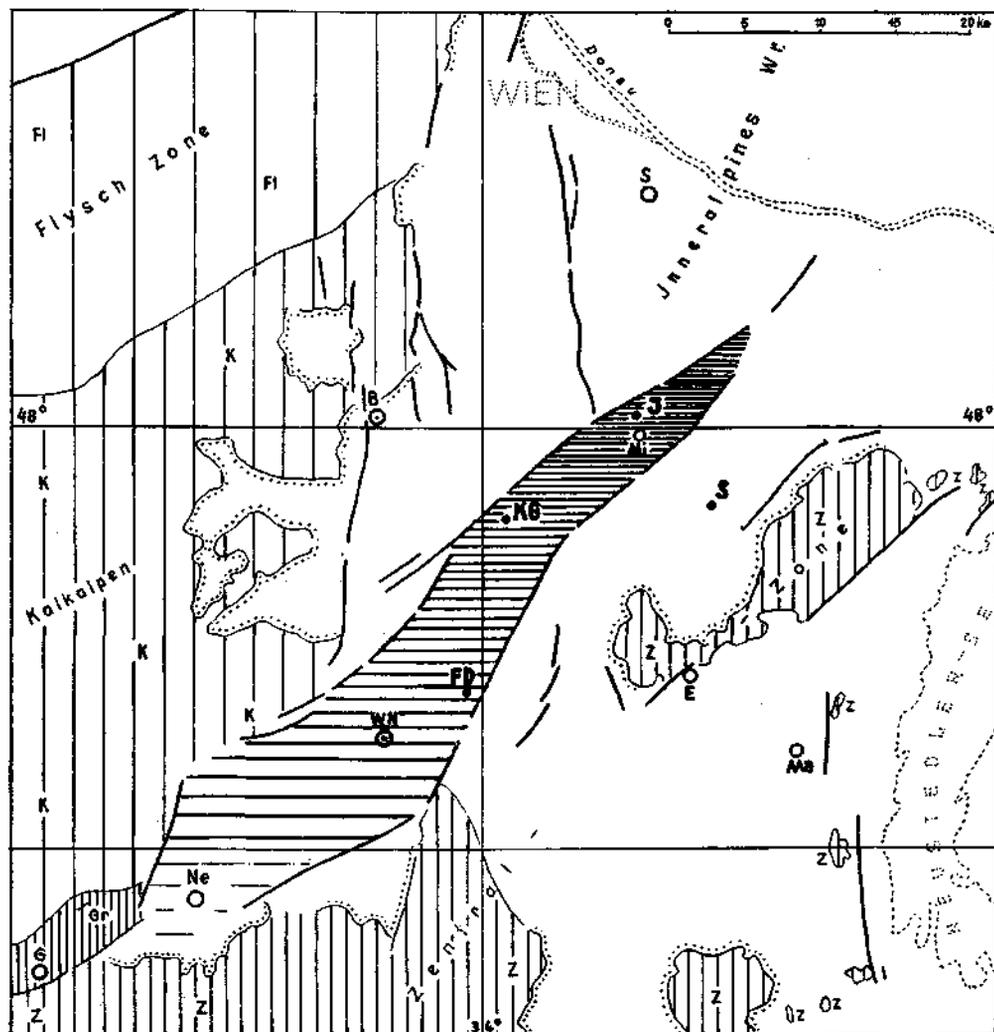


Abb. 2. Skizze des südlichen Wiener Beckens.

Orte: B = Baden, E = Eisenstadt, G = Gloggnitz, Ma = St. Margarethen, Mi = Mitterndorf, Ne = Neunkirchen, S = Schwechat, WN = Wiener-Neustadt.

Signaturen: FI = Flyschzone, K = Kalkalpen, Gr = Grauwackenzone, Z = Zentralzone; Tertiär und Quartär ohne Signatur. Horizontale Schraffen = Grundwasserrinne (Mitterndorfer Senke).

Wichtige Grundwasserquellen: F.D. = Fischa-Dagnitz-Quelle, K.G. = Kalter Gang-Ursprung, J = Jesusitenbachquelle, S = Quelle bei Seibersdorf.

lagert. Dieses geologisch einzigartig belegte Profil ist eine Marke erster Ordnung im morphologischen Erscheinungskreis. Seine bodenkundliche Charakteristik ist durch J. Fink in Abb. 1 zusammengefaßt.

Literaturauswahl.

Kümel, F.: Der Löß des Laaerberges. Quartär-Exkursionen in Österreich. 1936.
Fink, J. u. Majdan, F.: Zur Gliederung der pleistozänen Terrassen. — Jb. Geol. B.-A., 1954, S. 211.

b) Rauchenwarth—Hexenbühel: Mitterndorfer Senke (intrapleistozäner Graben) (Abb. 2)

Man steht am NW-Rand einer etwa 40 km langen und \pm 5 km breiten tektonischen Senke, deren Vorhandensein seit 1932 (J. Stini) angenommen wurde, deren Eigenart als intrapleistozänes Absenkungsgebiet später bestätigt und heute nochmals bekräftigt wurde. Pleistozäne grobsandige Lockersedimente erstrecken sich mehr als 100 m unter die Talsohle, während die entsprechenden Äquivalente an den Grabenrändern über den Talböden auf den Hügelkuppen dem Pliozän aufliegen (Rauchenwarther Platte — NW-Seite; Goldberg bei Reisenberg — SE-Seite).

Die Mitterndorfer Senke stellt die tektonisch jüngste Erscheinung in der Ausgestaltung des Wiener Beckens dar; ihre Achse fällt mit der noch heute tätigen Schwadorfer Bebenlinie zusammen. Neueste Forschungen weisen auf eine Fortsetzung der Senke nach NE. Die Senke selbst ist im Rahmen unserer geologischen und morphologischen Kenntnis als sicheres Faktum zu werten für Art und Ausmaß pleistozäner Tektonik.

Literaturauswahl.

Stini, J.: Zur Kenntnis jugendlicher Krustenbewegungen. — Jb. Geol. B.-A. 1932, S. 75.
Küpper, H.: Geologie und Grundwasser im südlichen Wiener Becken. — Jb. Geol. B.-A. 1954, S. 161.

c) Carnuntum¹⁾—Hundsheim (Abb. 3)

Ausblick auf den Hundsheimer Berg (\pm 476 m), der von einem Kranz von durch Plateaus gekappten Hügeln umsäumt wird. Diese morphologisch auf-fallende Form ist zu werten als „exhumierte“ Brandungsterrasse; ihre erste Anlage geht wohl bis ins Torton zurück; in der Weiterentwicklung haben

¹⁾ Carnuntum, geschichtliches:

Illyrisch caru-Stein, Siedlung am Stein, angelegt in der Nähe eines refugiums der keltischen Boier am Braunsberg.

Ca. 9 n. Chr. erste Erwähnung als Ausgangspunkt der Feldzüge des Tiberius gegen Markomannen.

Ca. 120 n. Chr. römisches Stadtrecht (municipium) durch Hadrian verliehen.

Blütezeit 120—200 n. Chr., ca. 50.000 Einwohner.

Ca. 200 n. Chr. als römische colonia erklärt durch Septimius Severus; Römische Herrscher in Carnuntum: 170 Marc Aurel, 308 Diocletian, 375 Valentinian.

Ca. 375 n. Chr. bereits ein „oppidum desertum quidem nunc et squalens“, ein verlassenenes und schmutziges Nest.

Verfall und völliges Verschwinden aus der Überlieferung in Zusammenhang mit der Auflösung des römischen limes ca. 395 n. Chr.

Außer militärischen Rängen sind u. a. folgende Berufe aus Grabinschriften bekannt: Baumeister (architectus), Arzt (medicus), Tierarzt (veterinarius), Kaufmann (negotiator), Getreidehändler (frumentarius), Marketender (lixa), Schuster (sutor), Steinmetz (quadratiarius), Glasermeister (speclariarius), Übersetzer (interpres).

Seespiegelstände im Jungtertiär mehrmals mit ihr koinzidiert; zum letzten Mal scheint sie zumindest teilweise im Altpleistozän zugeschüttet gewesen zu sein; sie ist vergleichbar mit den Formen, die am W-Rand des Wiener Beckens als „Großform“ gelten.

Die Lage der Höhle von Hundsheim ist tiefer als diese „Großform“. Da die Höhle gefüllt ist mit Lößlehm und monomikten Kalkbreccien der Höhlenwandungen, muß vor ihrer Entstehung eine lange dauernde erosive Ausräumung stattgefunden haben, auch weil im Höhleninhalt bisher keine Reste eventueller altpleistozäner Schotter angetroffen wurden.

Die Position des römischen Lagers Carnuntum ist für den Geologen in doppelter Hinsicht bemerkenswert:

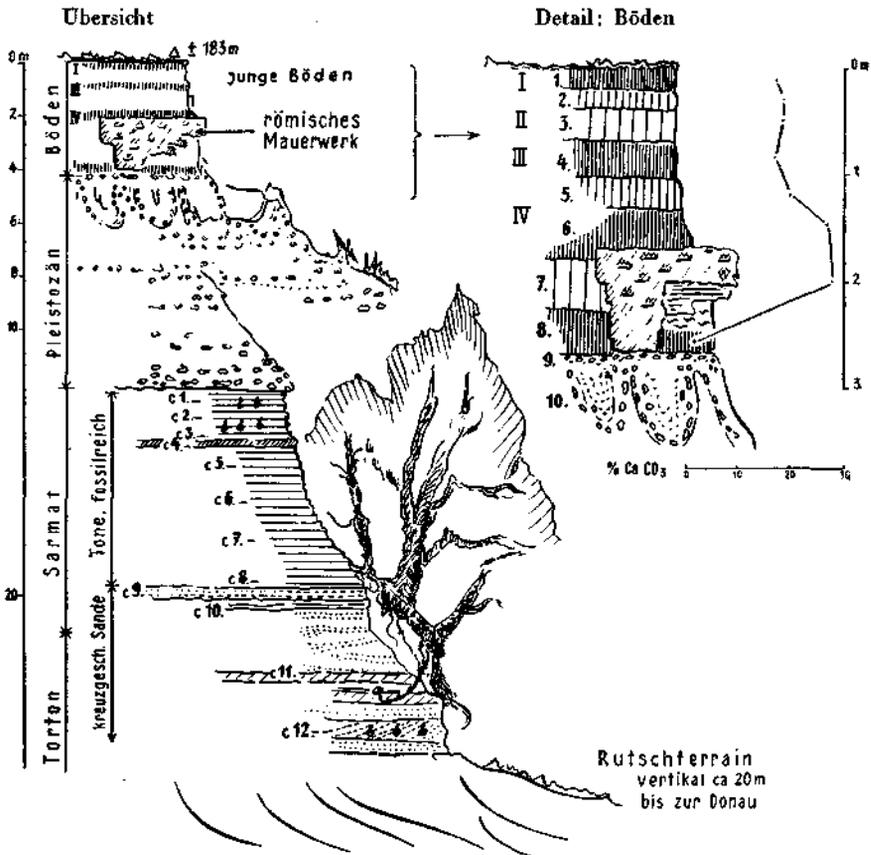


Abb. 3. Skizze des Erosionsrandes beim römischen Lager Carnuntum. Küpper, Fink, 1955.

Einmal war es wahrscheinlich schon ursprünglich dicht am Steilabfall gegen die Donau angelegt. Heute ragen römische Mauerreste, von der Erosion unterspült, ins Freie, so daß die Erosion hier etwa seit 400 n. Chr. stark angegriffen hat. Wie weit der Erosionsrand zurückgewichen ist, hängt davon ab, wie weit nördlich des heutigen Abbruchrandes der Nordrand

des Lagers anzunehmen ist oder gar, ob in diesem Nordrand sich noch eine porta praetoria befunden hat. Das letztere wird heute für weniger wahrscheinlich gehalten, auch sind Anzeichen für römische Brückenreste im Auengebiet vorhanden, so daß man vorläufig ohne nähere Bearbeitung dieses Fragenkreises nicht auf außergewöhnliche Beträge der rückschreitenden Erosion wird schließen können.

Zum anderen Male ist es aufgefallen, daß die römischen Mauerreste am Erosionsrand durch mindestens zwei Bodenbildungen überdeckt sind, deren Alter daher sicher als post-römisch bezeichnet werden kann. Da diese Lagebeziehung wichtig ist, wurde das Profil des Erosionsrandes bodenkundlich durch J. Fink und geologisch durch H. Küpper näher aufgenommen und ist in der Textabbildung 3 mit den dazugehörigen Tabellen festgehalten (Seite 132—134).

Wesentlich scheint, daß die römischen Bauten in einen auf den kryoturbaten Schottern gewachsenen Boden eingesenkt sind und dabei diesen Boden zum Teil bis auf den Schotter durchstoßen haben. Über den Mauerresten liegen sicher noch zwei, möglicherweise drei Böden von etwa 2 m Mächtigkeit (inklusive den Zwischenhorizonten). Die im allgemeinen schwach humosen (Flug)Sandböden gleichen der jüngsten Flugsanden des Marchfeldes in hohem Maße (siehe J. Fink, 1954, Abb. 8), so daß auch für diese ein post-römisches Alter anzunehmen nicht ganz unwahrscheinlich sein dürfte.

Literaturauswahl.

- Zapfe, H.: Altpliozäne Bären von Hundsheim. — Jb. Geol. B.-A. 1948, S. 95.
 Zapfe, H.: Beiträge zur Entstehung von Knochenlagerstätten usw. — Beiheft z. Zeitschr. Geologie Nr. 12, Berlin 1954.
 Swoboda, E.: 1953, Carnuntum, Geschichte und Denkmäler. 2. Auflage.



Bemerkungen zum palynologischen Befund der Proben C₉ und C₁₀ (vgl. S. 134)

Das gemeinsame stratigraphisch wichtige Merkmal beider Proben ist das Vorhandensein, bzw. das Massenaufreten von Coniferenpollenformen, welche nicht den Taxodiaceen oder Cupressineen angehören. Neben *Tsugapoll. macroserratus* ist als zweite im Profil neu hinzutretende Art *Tsugapoll. igniculus* für die Einstufung von Bedeutung. Beachtung verdient auch der hohe Prozentsatz von *Abiespoll.* in beiden Proben, denn im alpinen Bereich ist die Ausbreitung der Tanne im Obermiozän — und nicht erst im Pliozän — eine immer wieder anzutreffende Erscheinung. Die *Hytrichosphaerideen* schließen eine Süßwasserbildung aus. Im einzelnen weist die Probe C₁₀, welche im Profil (vgl. Abb. 3) tiefer liegt als C₉ eine kleine artenarme Flora auf, welche neben den bezeichnenden Coniferen lediglich einige wenige miozäne Sporen führt, die, wie man sieht, keineswegs auf das Untermiozän beschränkt sind. Die geringe Sporendichte dieser Probe dürfte auf eine vegetationsfernere Ablagerung hindeuten. Die Probe C₉ führt eine bedeutend reichere Mikroflora. Neben dem deutlichen Coniferen- und besonders *Abies*-Anstieg tritt *Sciadopityspoll.* neu hinzu, ein Merkmal, dem stratigraphische Bedeutung zukommen kann. Unter den üblichen angiospermiden Pollenkörnern des Jungtertiärs fällt *Salicorniapoll.* auf, eine Form, die im pannonischen Sedimentationsraum vom Torton bis in das Oberpannon immer wieder anzutreffen ist. Obwohl beide Proben dem gleichen Profil entnommen wurden, zeigt die höhere Probe C₉ auf Grund ihrer artenreicheren Flora und dem Hinzutreten von *Sciadopityspoll.* ein etwas jüngerer Bild.

Beschreibung des Profils am Abfall des römischen Lagers Carnuntum zur Donau.
 Höhe Oberkante \pm 183 m, aufgenommen von J. F i n k und H. K ü p p e r.
 (siehe Abb. 3)

Grasnarbe: Trockenrasen.

Boden- bildungen:	<p>I. 1. 0·2 m schwächst humoser Sand bis Grobsand, schwach von Splittern durchsetzt, keine Struktur, 10 YR 3/1·5, allmählicher Übergang in</p> <p>2. 0·2 m stark von Grusmaterial durchsetzter Sand bis Grobsand, 10 YR 4/2 bis 5/2, Grenze scharf gegen</p> <p>II. 3. 0·3 m heller Sand ohne Strukturierung, an Unterkante allmählicher biologischer Übergang (Regenwürmer) zur Krume des darunter folgenden Flugsandbodens, 10 YR 5/2 bis 5 Y 5/2</p> <p>III. 4. 0·3 m schwach humoser Sand, etwas fester gelagert, ohne Strukturierung, bei Durchdrücken fast nicht heller werdend, 10 YR 3/2, allmählich übergehend in</p> <p>5. 0·3 m wie 4., doch 10 YR 4/2,</p> <p>IV. 6. 0·4 m biologische Übergangszone in stark von Grusmaterial durchsetzten, schwächst krümelnden, humosen bis schwach humosen Sand, 10 YR 2/2 bis 3/2</p>
römisches Mauerwerk	<p>V. 7. 0·5 m schwach lehmiger Sand, blasse Zone, stärker von Schutt, zum Teil Schotter durchsetzt, anthropogen?, 10 YR 3/2 bis 4/2</p> <p>VI. 8. 0·4 m humoser bis schwach humoser Sand, etwas heller werdend, biolog. Durchmischung, Regenwurmspuren, keine Strukturierung, dicht gelagert, 10 YR 3/2</p> <p>VII. 9. durchziehende Haut von bis eigroßen Quarzschottern, an Unterkante Kalkkrusten</p>
Pleisto- zäner Schotter- körper:	<p>10. 2 m Quarzschotter, stark kryoturbar, Vollformen, vertikale Taschen eigroßer Schotter, teilweise Mn und Fe überzogen, darin eingewürgt gelbbraune Sande und Reste von Böden, wo Sande mit 8. und 9. in Kontakt, dort Krotowinen von hangenden Boden eingreifend,</p> <p>11. 6 m Quarzschotter, horizontal gelagert, nach unten gröber werdend, vereinzelte Stücke bis 0·5 m dm, Quarz- und Kristallinkomponenten, in scharfer Grenze auflagernd auf:</p>
Miozäner Sockel: Sarmat	<p>1·5 m gut geschichteter, licht grauer, sandiger Ton, gebankt durch fossilreiche Lagen (Fauna c 1, c 2, c 3)</p> <p>0·04 m plattige Steinbank, Serpulit (c 4)</p> <p>5 m sandiger Ton nach unten zunehmend sandig (Fauna c 5, c 6, c 7, c 8)</p> <p>0·4 m gelber Sand fossilreich (c 9)</p> <p>0·4 m dunkler Ton (c 10)</p>
Torton	<p>5·2 m gelber kreuzgeschichteter Sand, zum Teil durch Limonit gebändert, bei 2·8 unter Oberkante Pflanzenreste (c 11) an Sohle fossilreich zum Teil Muschelschill auf Schichtflächen (c 12)</p>

Foraminifereninhalt der Proben C₁—C₁₂ nach R. Weinhandl
(siehe Abb. 3)

	Unter Sarmat (Zone <i>Elph. reginum</i>)										Oberstes Torton	
	C ₁	C ₂	C ₃	C ₄	C ₅	C ₆	C ₇	C ₈	C ₉	C ₁₀	C ₁₁	C ₁₂
<i>Asterigerina planorbis</i>										ss	ss	+
<i>Bolivina „sarmatica“</i>						s	ss					
<i>Bolivina dilatata</i>											ss	
<i>Bulimina elongata</i>											s	+
<i>Bulimina pupoides</i>												s
<i>Cassidulina sp.</i>						ss						
<i>Cassidulina ovata</i>											ss	
<i>Cibicides ungerianus</i>											ss	
<i>Cibicides dutemplei</i>												ss
<i>Cibicides lobatulus</i>			+		h						+	+
<i>Ceratobulimina haueri</i>												ss
<i>Elphidium reginum</i>	hh	hh								+		+
<i>Elphidium aff. crispum</i>	h	h			+		h	h	+			h
<i>Elphidium josephinum-aculeatum</i>		h										
<i>Elphidium aculeatum</i>					+	+		s	s	ss		s
<i>Elphidium sp.</i>											ss	
<i>Epistomina elegans</i>												s
<i>Globigerina sp.</i>											+	
<i>Nonion sp.</i>			s		s							
<i>Nonion chapapotense</i>		s					ss	h			ss	
<i>Nonion commune</i>											s	s
<i>Nodosaria (?)</i>									ss		ss	
<i>Quinqueloculina sp.</i>		ss	+						ss			+
<i>Quinqueloculina sarmatica</i>			s		ss							
<i>Rotalia beccarii</i>		h						+	h	ss	+	+
<i>Robulus inornatus</i>												ss
<i>Robulus sp.</i>												s
<i>Siphonina sp.</i>												ss
<i>Triloculina consobrina</i>			hh		s							
<i>Uvigerina aff. pygmaea</i>												s
<i>Uvigerina sp.</i>											ss	
<i>Bryozoen</i>					s				ss			s
<i>Hydrobien</i>	+											
<i>Otolithen</i>		ss						s				
<i>Ostracoden</i>	h	h			s		h	+	+			+
<i>Fischzähne</i>												ss
<i>Hydroides pectinatus (Philippi)</i>				hh		h						

hh sehr häufig, h häufig, + normal, s selten, ss sehr selten

Palynologischer Befund der Proben C₂ und C₁₀ nach W. Klaus.
(siehe Abb. 3 und Text S. 131)

	C ₂	C ₁₀
	% von 100 gezählten Pollen	
<i>Abiespoll. sp.</i>	16	9
<i>Alnuspoll.</i>	1	—
<i>Betuloipoll.</i>	2	—
<i>Caryapoll. simplex</i>	3	1
<i>Coryloipoll.</i>	2	—
<i>Carpinuspoll.</i>	2	—
<i>Fagopoll.</i>	3	—
<i>Larixpoll.</i>	1	—
<i>Lygodioisporites solidus</i>	—	1
<i>Lygodioisporites</i> (glatte Form)	—	1
<i>Osmundaspor. primarius</i>	1	—
<i>Piceapoll.</i>	1	—
<i>Pinuspoll. labdacus major</i>	16	5
<i>Pinuspoll. labdacus minor</i>	1	6
<i>Pinuspoll. alatus major</i>	6	16
<i>Pinuspoll. alatus minor</i>	8	45
<i>Poll. pseudoedmundi</i>	1	—
<i>Quercoipoll. microhenrici</i>	4	—
<i>Quercoipoll. henrici</i>	4	—
<i>Sciadopytispoll.</i>	2	—
<i>Salicorniapoll.</i>	10	—
<i>Sporites speciosus</i> (kleine Form)	—	1
<i>Tsugapoll. igniculus</i>	1	2
<i>Tsugapoll. macroserratus</i>	1	4
<i>Taxodioipoll. sp.</i>	16	—
<i>Zelkowitzoidites sp.</i>	6	—
<i>Hystrixhüllen</i>	sp	6

d) *Porta hungarica* — Brucker Pforte — Parndorfer Platte
(Tafel X)

So wenig wie durch die Wiener Pforte, so ziehen auch durch den Donaudurchbruch bei Theben (Devin) junge Terrassenformen hindurch. Eine neuere Bearbeitung dieses Gebietes steht allerdings noch aus. Wichtig für die Beurteilung des Ausmaßes der jüngsten Tektonik im südlichen Wiener Becken ist die Tatsache, daß bei Bohrungen, die ungefähr in der Achse des Donaudurchbruches stehen, die Felssohle rund 10 m unter Geländeoberkante bei ca. + 128 m SH angefahren wurde. Diese ist als Sohle der östlichen Überlaufschwelle des Wiener Beckens zu betrachten. Es ergiht sich aus dem Vergleich dieser Quote mit dem absoluten Wert der Sohle der Mitterndorfer Senke (± 50 m SH) ein absolutes Maß für die jüngsten tektonischen Absenkungen.

Während die heutige Donau in einem nur 1,5 km breiten Durchbruch das Wiener Becken verläßt, ist die Brucker Pforte jene 12,5 km breite Überlaufschwelle, durch welche etwa zu Beginn des Jungpleistozän das Wiener Becken mit dem pannonischen Raum in Kommunikation stand. Entsprechend der Breite der Schwelle fehlt hier eine tiefere Furche; der flach nach E einfallende Pannonsockel ist nur durch max. 10 m mächtige Schotter überdeckt (Parndorfer Platte). Im NW-Abschnitt besteht der Sockel aus Sarmat (Parndorf) und Pannon E. (bei Neusiedl, nach Angaben von L. K ö b l e), weiter östlich, etwa ab Weiden, folgt jüngstes Pliozän. Dieses ist gekennzeichnet durch Einschaltungen von Lagen abgerollter Ton- und Mergelbrocken sowie durch das Vorkommen von *M. arvernensis* (bei Gols, Zapfe, 1955) sowie *M. praetypica* (bei Nikolsdorf, Schlesinger, 1917).

Die Schotterdecke der Parndorfer Platte ist bisher nicht fossilbelegt, morphologisch dürfte sie in zwei Stufen zerfallen, die durch einen Querstreifen tief eingreifender Dellen getrennt sind. Auch die östlichste, tiefere (+ 158 bis + 149 m) ist noch von randlichen Dellen zerschlizt, die selbst wieder von Löß ausgekleidet sind (Tafel X, Fig. D/a).

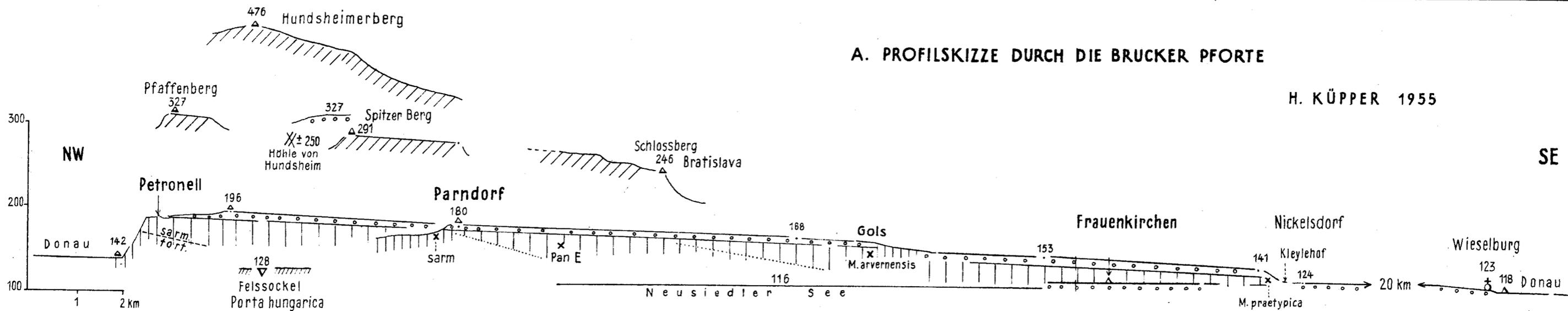
An der zum Neusiedler See zugewandten Kante der Schotterplatte werden vom Schotterkörper zu großen Blöcken zerfallene Reste einer ehemaligen stratifizierten Sand-Lößbedeckung umschlossen; die Dimensionen dieser teils isolierten Blöcke, teils zusammenhängenden Blockreihen sind zu groß, als daß man von einfacher Kryoturbation sprechen könnte. Welche Deutung man auch dieser Erscheinung geben wird, der Schotterkörper hat die Rolle des umfließenden Mediums gespielt, in dem die merkwürdigerweise ihre horizontale Lagerung beibehalten habenden Schollen einer ehemaligen Bedeckung, gleich einem kalbenden Gletscher, mehr isoliert oder mehr zusammenhängend gedriftet haben dürften (Tafel X, Fig. C), später aber wieder vollkommen eingeebnet worden sind.

In einer ähnlichen raudlichen Position N Parndorf fanden sich langgestreckte, mit Löß gefüllte Spalten im Schotterkörper, die über das Ausmaß von Eiskeilen hinausgehen und vielleicht als durch Löß verbeilte Raudspalten hangaufwärts alter Gehängerutschungen zu deuten sein werden (Tafel X, Fig. B).

Die Beobachtungen am äußersten Ostrand der Parndorfer Platte bestätigen die von H. Vettters auf der geologischen Übersichtskarte von Österreich gegebene Darstellung: bei Nikelsdorf ist an den Abfall der

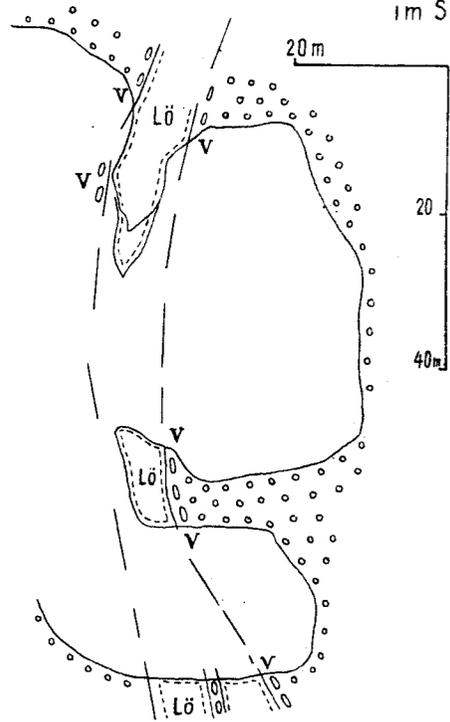
A. PROFILSKIZZE DURCH DIE BRUCKER PFORTE

H. KÜPPER 1955



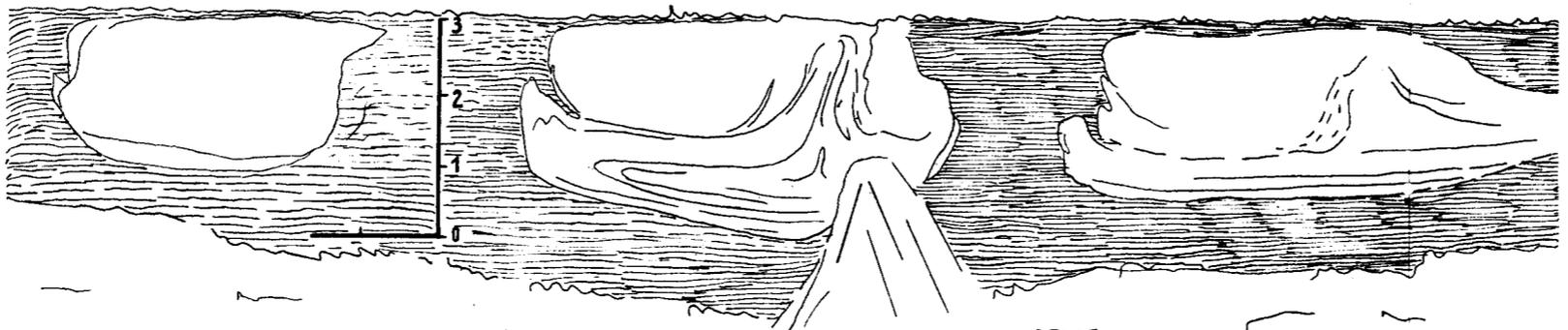
B. PLANSKIZZE EINER LÖSS - SPALTE

im Schotter bei Parndorf
 Lö - Löss
 V - vertikale Schotter

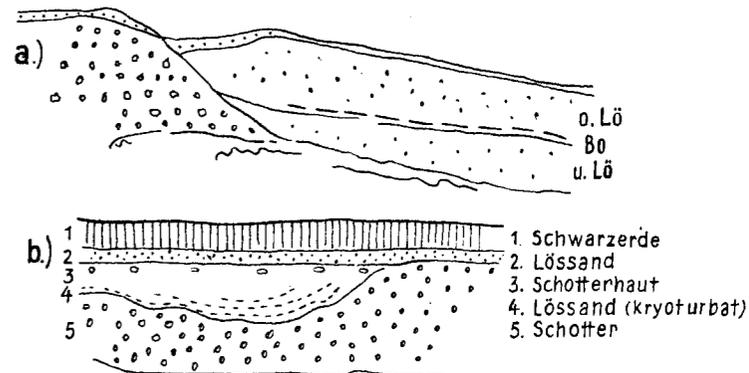
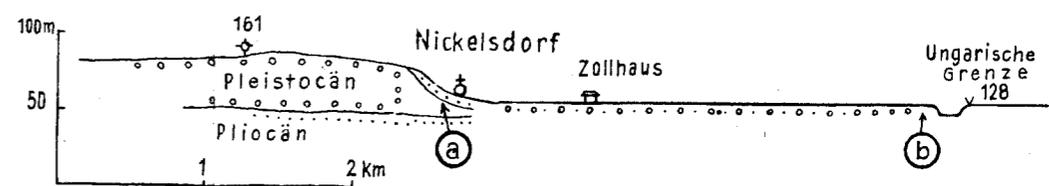


C. NEUSIEDL - ÖSTL. KALVARIENBERG

Sedimentschollen von Schotter umflossen (maßstabl. Skizze)



D. DETAILSKIZZE NICKELSDORF



Schotterterrasse Löß mit einer eingeschalteten Bodenbildung angelagert (Tafel X, Fig. D). Dementsprechend trägt auch die ins Ungarische hinüberleitende Ebene (+ 124m SH) über einer Schotterunterlage eine Lößbedeckung, die kryoturbat gestört ist und außerdem wie die Praterterrasse darüber noch einen dünnen Schotterschleier mit einer Bodenbildung (Tafel X, Fig. D/b) aufweist.

Ein vorläufig angenäherter Vergleich mit dem Wiener Bereich ergibt folgendes:

	Wiener Stadtgebiet	Brucker Pforte (Ostrand)	
Praterterrasse	162 (Winterhafen)	+ 125 (Frauenkirchen)	Oberkante
	150	+ 110 (Apetlon)	Tegelsohle
Stadtterrasse (= Gänserndorfer)	172 (St. Stefan)	+ 153 (N Wittmannshof)	Oberkante
	155		Tegelsohle

Mit dem Ostrand der Parndorfer Platte ist der Anschluß an die pannonische Ebene gegeben.

Wir halten diesen Ausblick deshalb für wichtig, als im jugoslawischen Bereich momentan eine Vertiefung der Einsicht der Kenntnis des Quartärs im vollen Gange ist. Da die Gliederung der Lößprofile dort durch eingeschaltete Bodenzonen überzeugender möglich ist, als im mitteleuropäischen Bereich selbst, erwarten wir von dort neue Anregungen, die wohl über unser Gebiet nach Westen sich fortpflanzen dürften.

Literaturauswahl.

- Vetters, H.: Geol. Karte von Österreich, 1932.
 Stur, D.: Geol. Karte Hainburg (1:75.000), 1896.
 M. S.: Geol. Karte Ung. Altenburg, 1:75.000.
 Markovic-Marjanovic, J.: Les depots de loess... Belgrad 1954. Travaux de l'Institut de Geologie „Jovan Zujovic“, Tom VII.
 Küpper, H.: Quartärgeol. Beobachtungen in Jugoslawien. — Anz. Akad. Wissensch. 1953, Nr. 1.

Ausblick auf das Pleistozän des Raumes von Wien

Von H. Küpper

Mit Tafel IX und XI und einer Textabbildung.

Inhalt: 1. Problemstellung. 2. Grenzbereich Pliozän-Pleistozän. 3. Pleistozäne Tektonik. 4. Die fluviatilen Zyklen. 5. Zeitliche Anhaltspunkte: Vertebraten. 6. Zeitliche Anhaltspunkte: Evertbraten. 7. Zur Kenntnis der Feinsedimente. 8. Morphologische Anhaltspunkte. 9. Charakteristische Geländepunkte. 10. Pedologische Anhaltspunkte und Hinweise auf terrestrische Zyklen. 11. Grundlagen einer Gesamtgliederung. 12. Literaturauswahl.

1. Problemstellung.

Soweit es sich um die Moränen-nahen Gebiete handelt, hat sich seit etwa 50 Jahren unsere Kenntnis des Quartärs gewandelt durch schärfere Fassung und genaueres Eingehen auf den schon in großen Zügen damals überblickbaren Beobachtungsbestand. Tritt man jedoch hinaus in die weiten Räume eines pleistozänen Weltbildes, das sich erstreckt von den Tiefen des Atlantik (W. Schott, Geol. Rundsch. 1952/1) bis zu der Feinstratigraphie im Jüngst- bis Postpleistozän des skandinavisch-finnischen Raumes (M. Sauramo, Geol. Rundsch. 1954/2), von außereuropäischen Blickpunkten ganz abgesehen, so zeichnet sich eine ganz wesentliche Erweiterung der Betrachtungsweisen ab, die zum Teil auf die Anwendung neu entwickelter Arbeitsmethoden zurückgeht. Unser Arbeitsgebiet, der Wiener Raum, liegt nun nicht ausgesprochen „nah“ zu den pleistozänen Gletscher-Endgebieten, aber auch nicht „weit draußen“ in jenen Gebieten, die gänzlich andere Arbeitsmethoden haben entstehen lassen.

Wie überhaupt für den Österreicher die allzu enge Anlehnung an die eine oder andere extreme Auffassung nicht weit zu führen scheint, so auch hier: es schien uns erforderlich, den Gesamtbestand unseres in den letzten Jahren angesammelten Beobachtungsmaterials zuerst einmal nach Sondergebieten analytisch zu sichten; dies ist in den folgenden Abschnitten 2—10 geschehen.

Darüber hinaus ist es jedoch auch unsere heutige und zukünftige Aufgabe, über allen Details der Sondergebiete nicht das grandiose Panorama der Realität des Pleistozänablaufes zu vergessen. Beim Zusammenfügen der Detailresultate zu einem Ganzen ist der Versuch gemacht worden, die Frage zu beantworten, ob sich aus den Beobachtungstatsachen für unser Gebiet nicht eine eigene Methode entwickeln lasse, auf Grund welcher die Einfügung unseres Gebietes in den Pleistozänablauf unter Berücksichtigung der hier besonders entwickelten Erscheinungen sich ermöglichen ließe. Die zumindest versuchsweise positive Beantwortung dieser Fragestellung führt zum Entwurf einer Gesamtgliederung des Pleistozänablaufes des Wiener Raumes (Abschnitt 11). Sie basiert auf dem aus der gesamten Terrassenfolge ablesbaren rhythmischen Wechsel von Erosion und Akkumulation, von welchem sich deutbare Verbindungen zu dem bekannten Wechsel von klimatisch verschiedenen Zeitabschnitten im Pleistozänablauf ableiten lassen.

2. Der Grenzbereich Pliozän-Pleistozän.

Ausgehend von der ausführlicheren Begründung durch Schaffer, 1904, hielt dieser und mit ihm die übrigen Forscher daran fest, daß die höheren Terrassenschotter (Laaerberg und Arsenal) dem jüngeren Pliozän angehören, während die tieferen Schotterstufen als diluvial betrachtet wurden. Nach seiner letzten Arbeit von 1948 jedoch kamen immer mehr Tatsachen ans Licht, die Neues über den Grenzbereich Pliozän-Pleistozän brachten. Auch heute ist das Stadium einer sich ausweitenden Einsicht in diesem Bereich noch nicht abgeschlossen; es liegen jedoch schon eine Reihe gefestigter Beobachtungstatsachen vor, die von S nach N etwa folgendermaßen gruppiert werden können:

S von Wiener Neustadt konnte 1952 im Rahmen einer Gemeinschaftsarbeit festgelegt werden, daß die Rohrbacher Konglomerate oberpliozänen Alters seien; 1954 wurde ihre Verbreitung nach N abgegrenzt. Schließlich konnte

bei einer Vergleichsbegehung durch F. Brix dargelegt werden, daß SO von Ramplach den Laaerbergsschottern gleichzustellende Quarzschotter den Rohrbacher Konglomeraten auflagern.

Für den zentralen Teil des Wiener Beckens, etwa zwischen Wiener und Brucker Pforte, wurde 1950 betont, daß die Laaerbergsschotter hier diskordant auf die Tektonik des Jungtertiärs übergreifen und somit in ihrem Verbreitungsbild sich deutlich von dem des Jungtertiärs abheben. Während des Mio-Pliozänbereiches herrschte in den zentralen Beckenteilen überwiegend Konkordanz und nur an den Beckenrändern ergibt sich lokal transgressives Vorschreiten oder regressives Zurückweichen; die Serien als Ganzes hielten sich an den Kanon ihrer Sukzession. Erst die Laaerbergsschotter durchbrachen diesen vollkommen und betonen dies noch damit, daß die Schotterführung nur beschränkt von den Beckenrändern herzuleiten ist. Der Vertebratenbestand ist im Vergleich zu dem des Pliozän spärlich und weist nach der Ubereinkunft des Londoner Geologenkongresses 1948 auf das Villafranchiano.

Während so im Wiener Bereich das Altpleistozän in den höchsten Schottern gesichert schien, waren doch auch spurenhafte Andeutungen vorhanden, daß das an der Fuge Laaerbergsschotter/Pannon gefundene *Hipp. crassum* ein Hinweis für einen oberpliozänen Schleier sei.

Noch nicht ganz ausgearbeitete Beobachtungen (Hungerberg, 1954) weisen auf die Wichtigkeit dieser Fuge insofern, als hier auf Grund eines Hinweises von R. Grill Reste der „Roten Lehmserie“ vorliegen. Diese hebt sich in der Art ihrer Lagerung deutlich ab vom Jungtertiär, sie greift über auf Pannon und Sarmat und stellt eine Aufeinanderfolge von ortsfremden Quarzschottern mit Rotlehmdecken dar, die als solche den altquartären Bildungsbedingungen gleichen, aber doch noch deutlicher von Störungen mitbeeinflusst sind, als die Laaerbergsschotter (siehe Tafel IX, Fig. 1).

Die „Rote Lehmserie“ des Hungerberges (Wien XIX) bildet eine Brücke zu gleichen Absätzen des N-Teiles des Blattes Gänserndorf, wo sie in ihrer Eigenart als ein nur in einigen Synklinalen und tektonischen Winkeln erhalten gebliebenes Muldensediment zuerst von Janoschek, 1942, dargestellt wurde.

Von Neunkirchen über Wien bis in die Göstinger Syncline erstrecken sich über 110 km die oben angedeuteten Sedimente, die sich vom Oberpliozän deutlich abheben und vorläufig summarisch als Altpleistozän angesprochen werden sollen.

3. Pleistozäne Tektonik

Während dem Gedankenkonzept der Arbeiten von Hassinger bis Büdel die unausgesprochene Annahme zugrunde lag, daß innerhalb des Wiener Beckens sich keine wesentlichen tektonischen Vorgänge während des Pleistozän abspielten und die seltenen Hinweise hierauf als Ausnahmen zu gelten hätten, so liegen heute verteilt über den Gesamtbereich des Pleistozän Beobachtungen vor, die beweisen, daß bis in das Jungpleistozän fort-dauernd, deutliche tektonische Vorgänge sich abspielen. Dies erfordert Vorsicht, vor allem bei morphologischen Beobachtungen und Folgerungen. Von älter nach jünger gereiht, ergeben sich folgende Tatsachen:

Die „Rote Lehmserie“ (Altpleistozän) am Hungerberg (Wien XIX) ist

durch einen über mehr als 100 m aufgeschlossenen, mit Harnischen besetzten Bruch gegen das Sarmat abgesetzt.

Die vermutlich dem Laaerberg-Niveau gleichzustellenden Schotter im südlichen Wiener Becken sind durch die Randbrüche der Mitterndorfer Senke in diese um etwa 100 m abgesenkt. Andererseits sind dieselben Schotterpakete im Bereich des Schwadorfer Hochs E des Fischatales emporgewölbt (1953). Am Osthang des Johannisberges sind durch den Leopoldsdorfer Bruch die Arsenalshotter um einen Zehnerbetrag von Metern versetzt (1948). Möglicherweise fallen die Hinweise von Schaffer über gestörte Laaerbergshotter beim Geyereck in dieselbe Erscheinungsgruppe.

Ebenfalls dürfte ein Bruchverlauf die Ursache sein des steilen Abfalls der Wienerberg- und Arsenalterrasse entlang der Aspangbahn S der Station Simmering.

Obwohl die Senke von Lasee als solche schon seit Stini (1932) bekannt war, ist es doch als überraschendes Resultat der zum Teil noch nicht abgeschlossenen Bearbeitung des Marchfeldes durch R. Grill zu werten, daß in diesen sicher jung-pleistozänen Terrassenräumen weitreichende Depressionsgebiete festgestellt wurden, deren Absenkungsbewegungen die morphologischen Ränder der Gänserndorfer Terrasse noch mit verbogen haben.

Wesentlich scheint, daß derzeit die Fortdauer von Bewegungen entlang von vorgezeichneten Bruchlinien und auch die andauernde Senkungstendenz von Graben- bzw. Depressionsgebieten bis in das jüngste Pleistozän anhaltend, als bewiesen angesehen werden muß.

4. Die fluviatilen Zyklen: Lokalschotter, Fernschotter und Blockpackungen (Tafel IX)

Seit den Darstellungen von E. Sueß (1862) und Th. Fuchs (1873) ist es bekannt, daß sich am Aufbau der Wiener Terrassen zweierlei Schottertypen beteiligen:

Einerseits Quarzschotter, die früher als Bevedereschotter, in den tieferen Lagen als umgeschwemmte Bevedereschotter angesehen wurden; der Terminus Belvedereschotter ist seit Schaffer, 1902, aufgegliedert in Laaerberg- und Arsenalshotter; tief gelegene Quarzschotter gelten in technischen Berichten heute oft als Rundschotter.

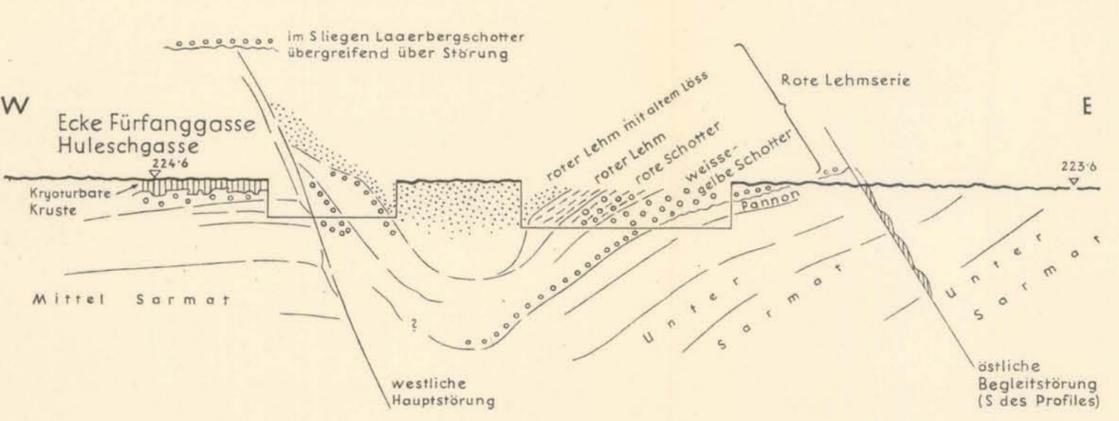
Es ist klar, daß diese überwiegend aus Quarzkomponenten sich zusammensetzenden Flußabsätze ihr Material nicht von den unmittelbaren Rändern des inneralpinen Wiener Beckens bezogen haben können. Laaerbergshotter und die Schotter und Kieszüge, welche der „Roten Lehmserie“ eingeschaltet sind, stehen damit im Gegensatz zu den Schottereinstreuungen des Torton, Sarmat und Pannon, die überwiegend aus Gesteinen der unmittelbaren Beckenränder bestehen. Der Ausdruck „Fern“-Schotter könnte deshalb im Gegensatz zu den Lokalschottern als Überbegriff gebraucht werden.

Andererseits Flyschschotter, in der älteren Literatur als „Wiener Sandstein“-Schotter, Lokalschotter, Diluvialschotter (E. Sueß) beschrieben, gehen sie in technischen Berichten auch als „Plattel-, Blattel“-Schotter, was damit zusammenhängt, daß es keine von weit her gerollten Schotter sind. Sie stammen aus dem lokalen Wiener Waldbereich, sind der Schichtung des Flysch entsprechend bestenfalls kantengerundet; möglicherweise ist es teilweise umgelagerter Solifluktionsschutt.

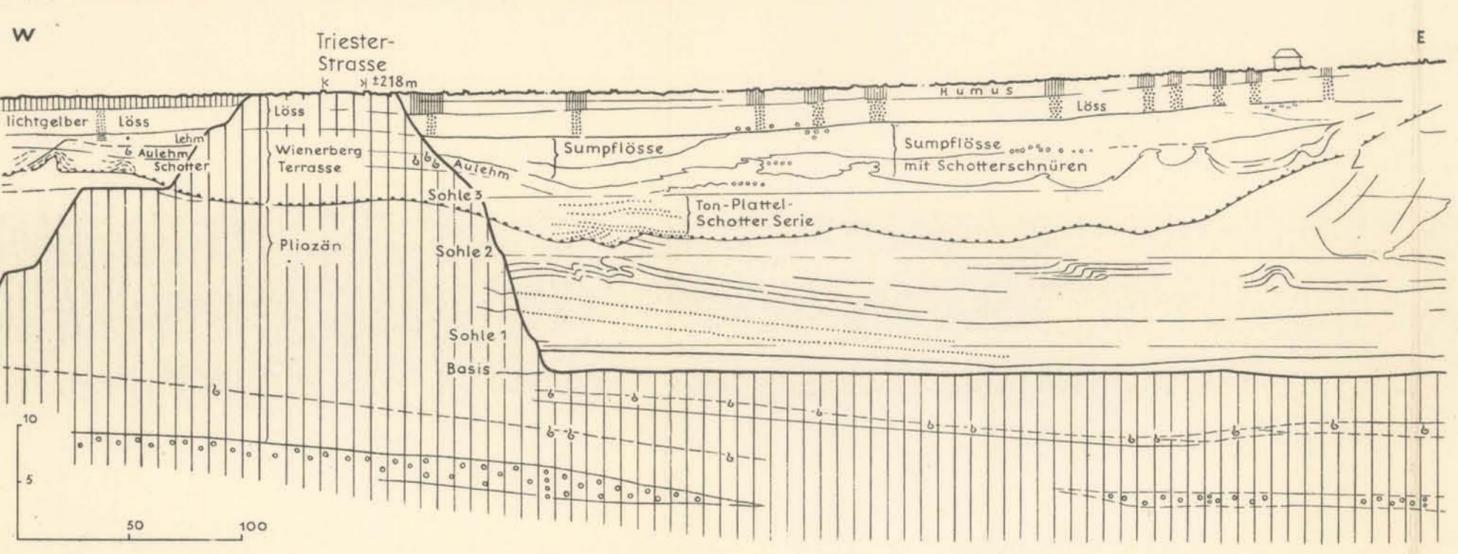
Während die Karte von Fuchs, 1873, als Hauptverbreitung der Lokal-

1. PROFILSKIZZE DURCH DIE ROTE-LEHM-SERIE AM HUNGERBERG (WIEN XIX.)

hor. u. vert. 1:500 (Stand der Bauaufschlüsse Dez. 1954)

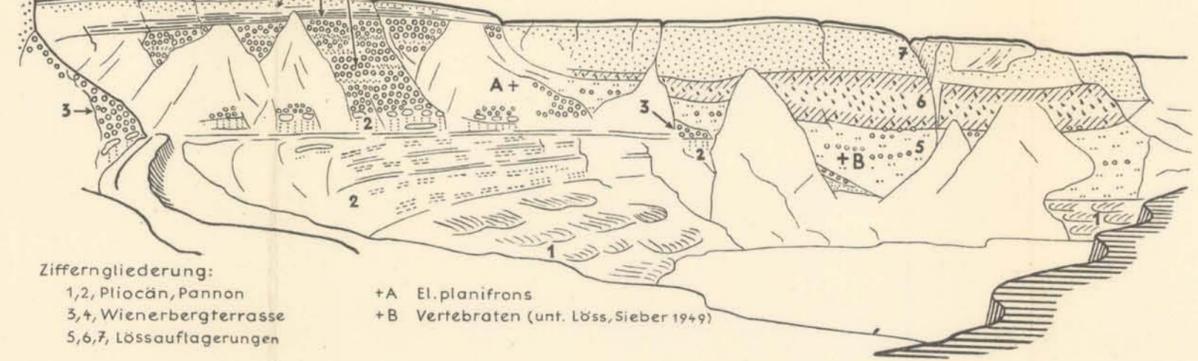


2. AUFSCHLUSSKIZZE DER ZIEGELGRUBEN AM WIENERBERG Stand Ende 1954



3. AUFSCHLUSSKIZZE "RUDOLFSZIEGELÖFEN" = LOWY ZIEGELEI (1949-52)

±210m

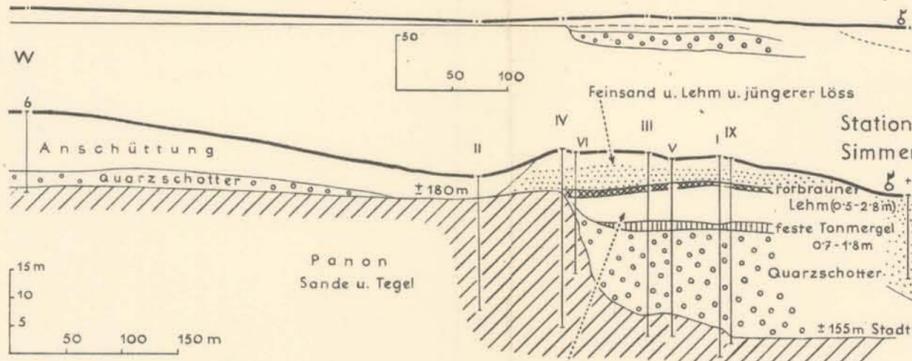


Zifferngliederung: 1,2, Pliozän, Pannon; 3,4, Wienerbergterrasse; 5,6,7, Lössauflagerungen

+A El. planifrons; +B Vertebraten (unt. Löss, Sieber 1949)

5. BOHRUNGEN AM AUSSEN-RAND DER ARSENAL-TERRASSE

NW der Station Simmering (Aspangbahn) oben hor. u. vert. 1:5000 unten hor. 1:5000 vert. 1:1000



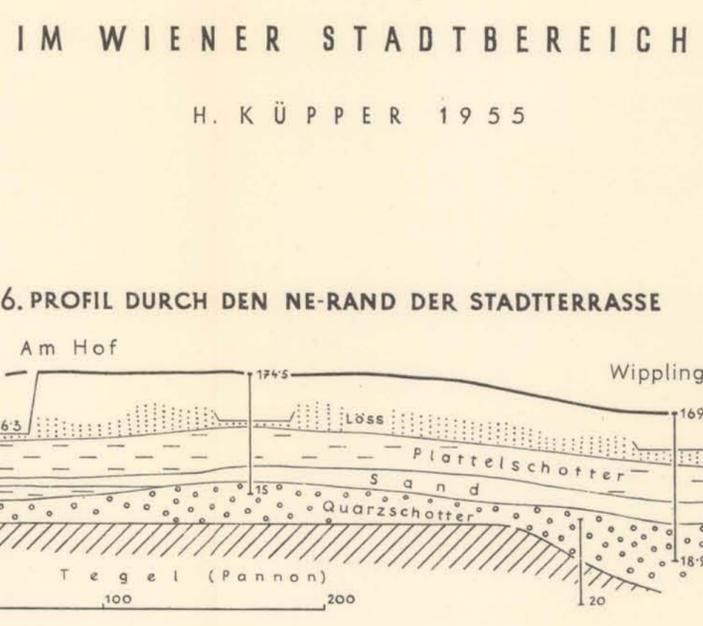
Feinsand u. Lehm u. jüngerer Löss; feste Tonmergel 0,7-1,8m; Quarzscherter; jung. Löss

±180m; ±155m Stadt-Terrasse

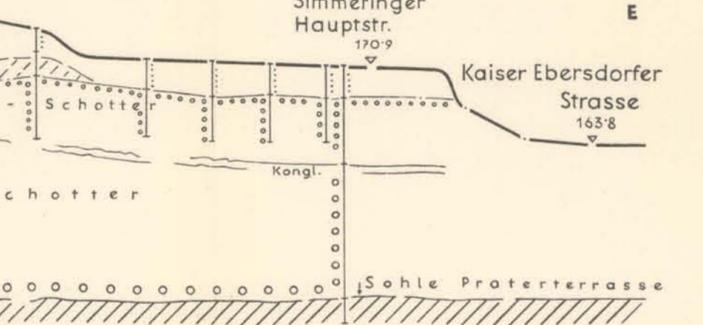
TERRASSENPROFILE IM WIENER STADTBEREICH

H. KÜPPER 1955

6. PROFIL DURCH DEN NE-RAND DER STADTERRASSE

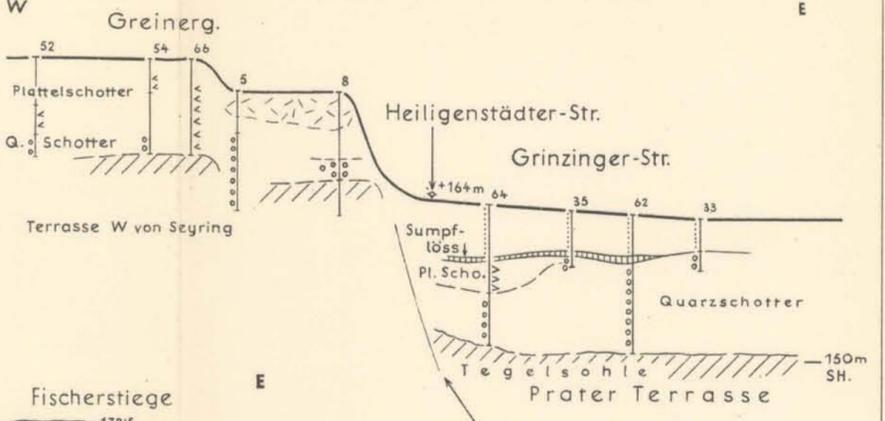


7. PROFILSKIZZE DER "SIMMERING-TERRASSE"

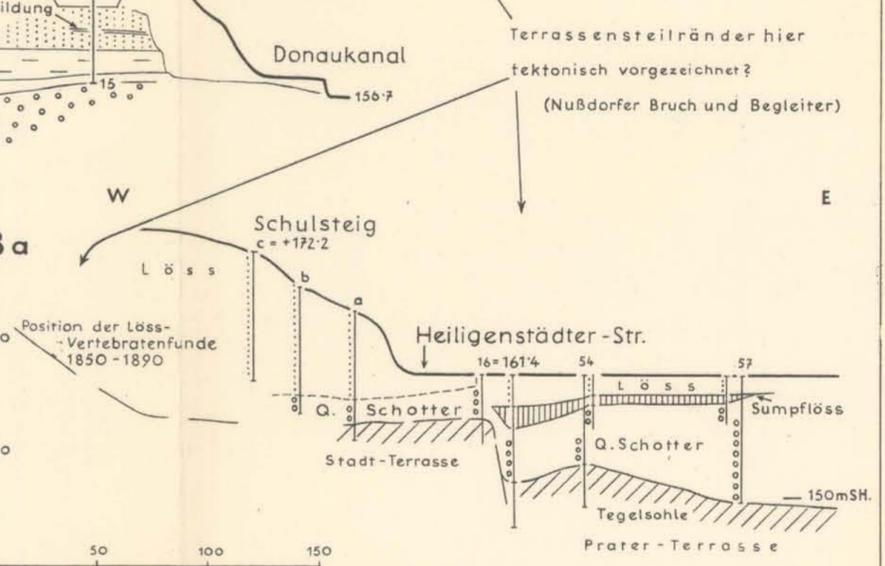


8. PROFILSKIZZEN DER TERRASSEN-RÄNDER BEI HEILIGENSTADT

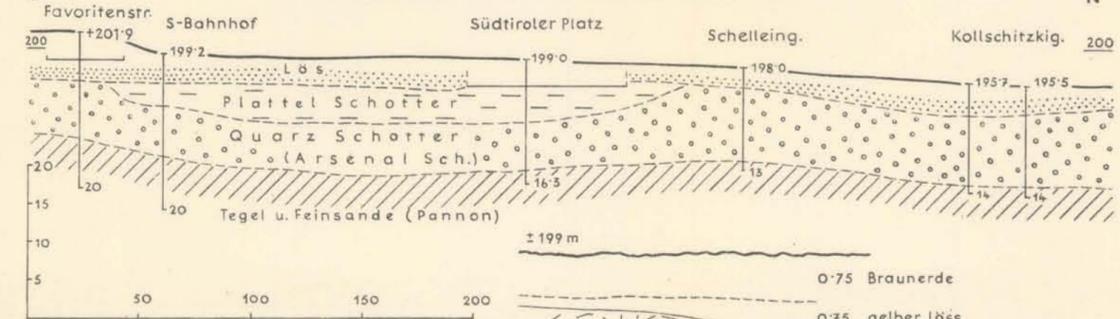
W Greinerg. Heiligenstädter-Str. Grinzing-Str. E



8a

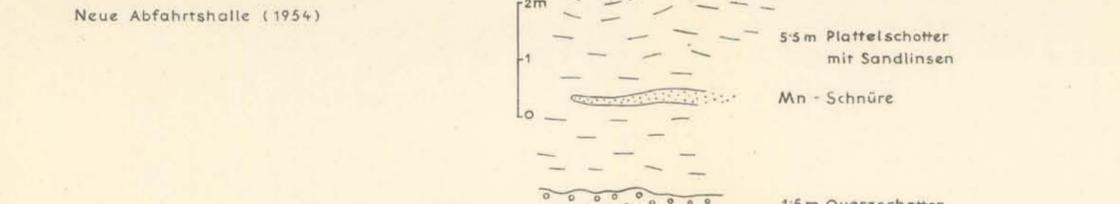


4. BEDECKUNG DER ARSENAL-TERRASSE 1950/54



4a SAMMELPROFIL SÜDBAHNHOF

Neue Abfahrtshalle (1954)



schotter die Stadterrasse angibt, von der sich Ausläufer dieser Schotter ins Wiental und Dornbacher Tal erstrecken und auch der Währinger Bach davon gesäumt wird, ist heute die Verbreitung dieser Lokalschotter auf verschiedenen Terrassen bekannt geworden: die Wienerbergterrasse (Fink, 1954) besteht in ihren westlichen Teilen überwiegend aus Plattelschotter; auf der Arsenalterrasse ist im Bereich des Südbahnhofes eine ausgedehnte, mit Plattelschotter gefüllte Rinne festgestellt; auch im Bereich des Westbahnhofes kommen über den Ruster Steg bis zum Technischen Museum Plattelschotter unter dem Löß vor; schließlich ist die Plattelschotterbedeckung der Stadterrasse bis an den südlichen Steilrand von Erdberg (Gestettengasse) festgestellt, wodurch der von Schaffner, 1904, schon betonte Gegensatz zum Quarzschotteraufbau der Simmeringterrasse nicht berührt, nur seine Grenze etwas nach S verlegt wird.

Im Bereich der Praterterrasse ist bisher nur Plattelschotter als dünne Auflage unter Sumpflöß in Wien XIX (Karl Marx-Hof) festgestellt.

In einer Notiz über „Eiszeit Spuren im Gebiet von Wien“ (1950) wurde auf das Vorkommen von Blockpackungen an der Basis des Arsenal-, Stadt- und Mannswörth-Marchfeld-Niveau aufmerksam gemacht. Es handelt sich um Blöcke zwischen $\frac{1}{2}$ und 1 m Durchmesser, die nach C. Exner zu etwa 80% aus Gesteinen der Böhmisches Masse und zum Rest aus alpinen Gesteinen bestehen. Seither wurden weitere Bestätigungen für die räumliche Erstreckung der Vorkommen an der Sohle Arsenal-, Stadt- und Praterterrasse und auch bei Fischamend (Terrassen W von Seyring) gefunden. Für das Vorkommen solcher Riesenblöcke im Quartärschotter ergaben sich ebenfalls Hinweise aus dem Bereich von Krems, Linz und vom Main (Aschaffenburg; Grube Gebr. Grimm, Hinweis durch Dr. F. Traub, 1954). Die Deutung der Kritzung von einigen der Blöcke aus der Sohle der Praterterrasse als Gletscherkritzung ist inzwischen von R. Klebelsberg überprüft und bestätigt worden.

Faßt man die oben skizzierten Unterschiede im Aufbau der grobklastischen Anteile zusammen, ohne vorläufig auf die zeitliche Zuordnung einzugehen, so ergibt sich folgender Ansatz einer gesteinskundlichen Grobgliederung der Schotterkörper von jung (oben) nach alt (unten).

↑ jung	Flyschschotter (nur lokal)	}	Praterterrasse
	Quarzschotter		
	Blockpackung (+ 150 m)		
	Flyschschotter	}	Stadterrasse (= Gänserndorfer Terrasse)
	Quarzschotter		
	Blockpackung (+ 155 m)		
Flyschschotter (lokal, Wiental)	}	Terrassen W von Seyring	
Quarzschotter			
Blockpackung (+ 165 m)			
Flyschschotter	}	Arsenalterrasse	
Quarzschotter			
Blockpackung (+ 180 m)			
Flyschschotter	}	Wienerbergterrasse	
Quarzschotter			
Blockpackung (?) (+ 210 m)			
alt	Quarzschotter	}	Laaerbergterrasse
	grobe Quarzschotter (+ 240 m)		

5. Zeitliche Anhaltspunkte: Vertebraten (E. Thenius).
(Tafel XI)

Es wird im folgenden versucht, die bisher bekannten Vertebratenfunde den jeweiligen Schotterkörpern oder Lössen der verschiedenen Terrassen zuzuordnen. Der bisher geübte Gebrauch von Sammelisten, die verschiedene Einheiten zusammenfassen, kann nicht zu einer Detailgliederung führen. Für die Überprüfung und Ergänzung der folgenden Listen sei Dozent Dr. E. Thenius herzlichst gedankt.

Erste Gruppe: Vertebraten aus den Schottern, geordnet von alt nach jung.

a) Zur Hervorhebung des Unterschiedes zwischen Plio- und Pleistozän beginnen wir mit der Fossilliste jener Sandgruben, die alle auf geringem Abstand voneinander am Laaerberg gelegen, dem Pliozän angehören und sicher unter dem Laaerbergschotter abgebaut wurden („Laaerberg“-Fossilien, nach Pia und Sickenberg, 1934, Schlesinger, 1917 (= 1921), Thenius, 1948 und MS).

Hyotherium palaeochoerus (Kaup)
Procapreolus loczyi (Pohl.)
cfr. *Cervocerus variabilis* (Alex.)
Miotragocerus pannoniae (Kretzoi)

Bovide indet.,

Hipparion gracile Kaup

Hipparion sp.

Aceratherium incisivum Kaup

Aceratherium sp.,

Rhinocerotide indet.

Dinotherium giganteum Kaup

Mastodon (Bunolophodon) longirostris Kaup

b) Laaerbergschotter (nach Pia und Sickenberg, 1934, Schaffer, 1906, Schlesinger, 1914).

Mastodon (Zygalophodon) cfr. borsoni Hays (3696) „Altes Landgut“.

c) Wienerbergschotter.

Elephas (Archidiskodon) planifrons-meridionalis Nesti, Rudolfsziegelöfen (3258) und Uetzgasse (3704).

Bovide oder Cervide indet.

d) Arsenalerschotter (nach Thenius, 1954)

Dicerorhinus hemitoechus (Falc.), Arsenalterrassenschotter, unbekannt ob Flysch- oder Quarzschotterbereich zuzuordnen.

e) Flyschschotter im Wiental (nach Karrer, 1899, Bachmayer, 1954)

Elephas primigenius, Molaren und Stoßzähne; Auhof (Hütteldorf)

f) Quarzschotter der Mannswörther Terrasse (nach Papp und Thenius, 1949)

Elephas primigenius, Molaren und Stoßzähne

g) Quarzschotter der Praterterrasse

Elephas primigenius, Molaren (Süßenbrunn)

Zweite Gruppe: Vertebraten aus Lössen und Lössanden.

a) Anlagerung an Steilrand der Wienerbergterrasse (Rudolfsziegelöfen = Löwi-Ziegelei). (Tafel IX, Fig. 3)

Konventionelle Gliederung	Sediment-Folge	Terrassen-Folge	Fossilbelege: Vertebraten × Evertebraten +
Holozän			E. Thenius, 1955: A. Papp, 1955: + Leesdorf b. Baden + Gumpoldskirchen + Edelstal, Bgd.
Wurm	Kaltstoß*) Pr { Lößhaut (l pr) Silte, 2 Aulehme Flyschschotter (lokal) Quarzschotter Blockpackung höherer Löß = ? l pr Rotlehm Simmering = Kremser Bodenb.	Oberkante 163 bis 156 m Prater-Terrasse Sohle 153 bis 145 m	× <i>El. primig.</i> + Mannswörth × <i>El. primig.</i> (Gerasdorf) <i>Cervus (Megaloc) gig. Blum.</i> × <i>El. primig.</i> (Süßenbrunn)
100			× reiche Fauna Nußdorf-Heiligenstdt. + St. Stefan
Riss	Kaltstoß St { Löß (l st) Flyschschotter Quarzschotter Blockpackung höherer Löß = ? l st Fuge im Löß (Stammersdorf)	Oberkante 174 bis 160 m Stadt-Terrasse = Gänserrndorfer Terrasse Sohle 160 bis 154 m	× <i>El. primig., Dicerorh. antiquitatis</i>
200			
	Kaltstoß Se { Löß (l se) Flyschschotter Quarzschotter Blockpackung höherer Löß = ? l se	Oberkante 180 bis 170 m Terrassen W von Seyring Sohle 175 bis 167 m	× <i>Bis. priscus</i> + Fischamend × <i>El. primig.</i> (Auhof, Hütteldorf)
300			× <i>El. primig.</i> (Arsenal)
Großes Inter-Glazial	Rotlehm Rudolfsziegelöfen		× Hundsheimer + Hundsheimer Vertebr. fauna, Evertibr. fauna
400			
Mindel	Kaltstoß Ar { Löß (l ar) Flyschschotter Quarzschotter Blockpackung höherer Löß = ? l ar Bodenbildung Wienerberg	Oberkante 205 bis 185 m Arsenal-Terrasse Sohle 198 bis 178 m	× Lößfauna (Sieber, 1949) × <i>Dicerorh. hemitoechus</i> F. <i>El. planifr. mer.</i> Dobermannsdorf
500			+ Wienerberg
	Kaltstoß Wi { Sumpflöß-Aulehm (l wi) Flyschschotter Quarzschotter Blockpackung Rotlehm bildung lokal auf L-Schotter	Oberkante ca. 215 m Wienerberg-Terrasse Sohle ca. 208 m	× <i>El. planifrons-meridionalis</i> N. (Rudolfsziegelöfen, Uetzgasse)
600			
Günz	Laaerberg-Schotter	Oberkante 248 bis 230 m Laaerberg-Terrasse Sohle 243 bis 228 m	× <i>M. cfr. borsoni</i> H. (Altes Landgut)
Villafranchian	Rote Lehm-Serie (Hungerberg) { Löße (l r) Rotlehm bildungen Quarzschotter		
Pleistozän			
1000	g r o ß e L ü c k e		
Pliozän	Dac fehlt Pannon c—h		× <i>M. longir.-grandineisivus</i> Schl. × reiche <i>Hipparion</i> fauna (unter Laaerberg Schotter!)

*) Nach Auffassung des Autors dürften der Stillfrieder Komplex (Fellabrunner Bodenb.) und Stillfried b (= Paudorf) aufzufassen sein als warmzeitliche Bildungen, einzuschalten in den Schotterstoß der Prater-Terrasse, die nach dieser Auffassung dem gesamten Würm entsprechen würde. Die Zahlen am linken Rande bedeuten approx. Jahrtausende (nach M. Mottl). Die Lage der Fossilbelege ist genau auf die jeweiligen Fundschichten bezogen, nur im Bereich der Prater-Terrasse konnte dies wegen Raummangel nicht für alle eingehalten werden.

Fossilliste aus dem „älteren Löß“, Sieber, 1949:

Talpa fossilis Pet.

Trogotherium cuvieri Fisch

Canis lupus mosbachensis Soerg.

Ursus (Plionarctos) stehlini Kretz.

Mustela cf. martes L

Meles meles atavus Korm

Capreolus capreolus L

Bison priscus Boj.

Dicerorhinus etruscus hundsheimensis Toulà

b') Arsenalterrasse: (nach Karrer, 1899)

Elephas primigenius, Molaren

S Arsenal, Friedhof St. Marx
Simmering

Equus sp.

c') Terrassen W Seyring:

? *Bison priscus* Bojan.

Gumpendorf, Bienengasse

d') Stadterrasse:

Elephas primigenius, Molaren

Elisabeth-Brücke
Schwarzenbergbrücke
Opernkreuzung
Neuer Markt
Rotenturmstraße

Dicerorhinus (Tichorhinus) antiquitatis (Blum.) äußerer Burgplatz

e') Außenrand Stadterrasse Nußdorf—Heiligenstadt, bis Praterterrasse
(letzteres „Sumpfschicht“) (Tafel IX, Fig. 8a)

(nach Antonius, 1913, Schaub, 1930, Stehlin und Graziosi,
1934, Sueß, 1862, Thenius MS).

Elephas primigenius Blum.

Dicerorhinus (Tichorhinus) antiquitatis (Blum.)

Dicerorhinus mercki (Jaeg.)

Equus abeli Antonius

Equus germanicus Nehr.

Equus (Asinus) hydruntinus Regal.

? *Sus scrofa* L.

Cervus elaphus L.

Cervus (Megaloceros) giganteus Blum.

Rangifer tarandus (L.)

Alces alces (L.)

? *Ursus spelaeus* Rosenm.

Canis lupus L.

Crocota spelaea Goldf.

Bos primigenius Bojan.

? *Bison priscus* Bojan.

Talpa europaea L.

Sorex araneus L.

Citellus sp.

Arvicola div. sp.

Sicista montana Mehely

Ochotona pusillus (Pallas).

Abgesehen vom deutlichen Unterschied zum Pliozän, der sich auch mengen-

mäßig ausdrückt, spricht nach obigem der Fossilinhalt der Laaerberg- und Wienerbergschotter für Alt-(= Ältest-)Pleistozän; alles übrige weist auf mittleres (= Alt-) bis jüngeres Pleistozän; die Gruppe d', e' entschiedener für jüngstes Pleistozän.

Spezielle Literatur zu diesem Abschnitt (nach E. Thenius).

- Antonius, O.: *Equus abeli* n. sp. Ein Beitrag zur genaueren Kenntnis unserer Quartärpferde. — Beitr. z. Paläont. u. Geol. Österr.-Ung. u. d. Orients, 26, Wien 1913.
- Bachmayer, F.: Fund eines Mammutstoßzahnes im Gelände des Lainzer Tiergartens bei Auhof (Hütteldorf). — Verh. Geol. B.-A., Wien 1954.
- Schaffer, F. X.: Geologie von Wien, II. — Wien (Deuticke) 1906.
- Schaub, S.: Fossile Sicistinae. — *Ecol. geol. Helv.* 23, Basel 1930.
- Schlesinger, G.: Ein neuerlicher Fund von *Elephas planifrons* in Niederösterreich (mit Beiträgen zur Stratigraphie der Laaerberg- und Arsenalterrasse). — *Jb. Geol. R.-A.* 63, Wien 1914.
- Schlesinger, G.: Die Mastodonten des Naturhistorischen Staatsmuseums. — *Dtschr. Naturhist. Mus., geol.-pal. Reihe 1*, Wien 1917 (1921).
- Sieber, R.: Die Hundsheimer Fauna des Laaerberges. — *Anz. Öst. Akad. Wiss.* 1949, Nr. 3.
- Stehlin, H. G. und Graziosi, P.: Ricerche sugli Asinidi fossili d'Europa. — *Abh. Schweiz. Paläont. Ges.* 56, Basel 1935.
- Suess, E.: Notiz über Funde aus Wien-Heiligenstadt. — *Jb. Geol. R.-A.* 12, Verh. S. 257, Wien 1862.
- Thenius, E.: Zur Kenntnis der fossilen Hirsche des Wiener Beckens unter besonderer Berücksichtigung ihrer stratigraphischen Bedeutung. — *Annal. Naturhist. Mus.* 56, Wien 1948.
- Thenius, E.: Über die Alterseinstufung der Arsenalterrasse von Wien. — *Mitt. Geol. Ges.* 45, Wien 1954.

6. Zeitliche Anhaltspunkte: Evertebraten (Tafel XI, XII)

Sandig-tonige Zwischenlagen der Schotterkörper sowie die Löße und deren Umschwemmungsprodukte enthalten an verschiedenen Lokalitäten das, was bisher unter der Sammelbezeichnung „Lößfaunen“ angeführt wurde. Eine schon mehrere Jahre zurückreichende Aufsammlungstätigkeit, welche Lokalitäten verschiedener Biotope erfaßte, hat ein größeres Material zusammengebracht, das von Dozent Dr. A. Papp einer gesonderten Bearbeitung unterzogen wurde. Da hierin die Grundzüge einer neuen erfolgversprechenden Betrachtungsweise gegeben sind, darf auf diese Bearbeitung direkt verwiesen werden (siehe A. Papp: Über quartäre Molluskenfaunen etc. Dieses Heft S. 152).

7. Zur Kenntnis der Feinsedimente

Der Gedanke, daß sich durch Zersetzung leichter zerstörbarer Bestandteile das rote tonige Bindemittel der höheren Wiener Terrassen bilde, wurde auf Grund einer Anregung von A. Penck durch Schaffer, 1902 ausgesprochen und seither in verschiedensten Abwandlungen zur Erklärung der Tatsache herangezogen, daß die Laaerberg- und Arsenalschotter im Bereich des Laaer- und Wienerberges selten Kalkkomponenten enthalten. Obwohl selektive Verwitterung unter bestimmten Klimabedingungen diese Wirkung haben kann, wurde 1951 für das nur wenig entfernt gelegene Gebiet der Rauchenwarther Platte und 1954 auch für das südliche Wiener Becken gezeigt, daß dort die Schotterkörper, welche denen des Laaerberges zu vergleichen sind, eine deutliche Beimengung von kalkalpinen Komponenten haben, deren Herkunft aus der SW-Wurzel des Wiener Beckens abgeleitet werden konnte. Es ist also unwahrscheinlich, daß selektive Verwitterung für das Überwiegen von Quarz

in der Zusammensetzung der Laaerbergsschotter verantwortlich gemacht werden kann. In derselben Richtung weist ein jüngst gefundenes Rollstück (Durchmesser ca. 20 cm) eines jungtertiären Korallenkalkes im Bereich der Wienerbergterrasse mit vollkommen erhaltener Feinstruktur, nur durch eine lehmige Limonithaut inkrustiert, ohne jeden Hinweis auf Zersetzung durch Verwitterung.

Die Untersuchungen von Wieseneder, 1952 orientieren über die Schwerminerale-Verteilung innerhalb des Jungtertiär. Aus dem Pleistozänbereich liegt bisher nur eine kleine Probenserie (25 Stück) vor, so daß eine abschließende Beurteilung noch nicht vorgelegt werden kann. Es soll jedoch auf Grund dieser durch Dr. G. Woletz ausgeführten Untersuchungen darauf hingewiesen werden, daß der im Oberpannon festgestellte Schwermineralegehalt sich im Bereich der Roten Lehmserie, Laaerberg-, Wienerberg- und Arsenalterrasse fortzusetzen scheint. Stadtterrasse und jüngere Löße heben sich dagegen durch ein Zurücktreten der Epidotanteile und Hinzukommen von Hornblendestreuung von den älter pleistozänen Anteilen ab.

8. Morphologische Anhaltspunkte:

Terrassen-Sockel, -Oberkanten und -Ränder

(Abb. 1, Tafel IX)

Die einzige bisher vorliegende Profildarstellung der Terrassen des Wiener Stadtbereiches stammt aus dem Jahre 1902, F. X. Schaffer, und berücksichtigt ausschließlich den morphologischen Stufenbau der Terrassenoberkanten. In der 1950 gegebenen Tabelle wurde erstmalig auf den Stufenbau der Terrassensockel hingewiesen; ferner auf die Tatsache, daß die Terrassen oft eine beträchtliche Bedeckung von meist jungpleistozänem Löß tragen, so daß die höher liegenden Terrassenstufen überhöht wurden und daher die Terrassenoberkante nur dort als Zuordnungsprinzip gebraucht werden kann, wo eine altersmäßig deutbare Lößbedeckung vorliegt.

Vom Standpunkt der Charakterisierung der Terrassenstufen sind wir geneigt, der Terrassensohle heute besondere Wichtigkeit zuzuerkennen. Die Terrassenoberkante bleibt ebenfalls wichtig.

Da so die Terrassensohle in den Betrachtungsbereich gerückt ist, wird für Terrassenränder immer zu entscheiden sein, ob es sich um solche handelt, wo der oberflächliche Terrassenrand mit einer Stufe im Terrassensockel ungefähr zusammenfällt oder um solche, wo dies nicht der Fall ist.

Zur näheren Überprüfung verschiedener Auffassungen über die Terrassen war es dank dem freundlichen Entgegenkommen der M.-A. 29, Bodentechnik, möglich, in dem dort befindlichen Bohrkataster jene Daten zu studieren, welche für die Deutung der pleistozängeologischen Situation des Wiener Bereiches wichtig sind. Da eine ausführliche Besprechung der einzelnen Terrassen den Rahmen dieser Arbeit überschreiten würde, haben wir auf einer Liste (Abschnitt 9) nur einige im Straßennetz Wiens markante Punkte zusammengefaßt, die für die morphologische Charakteristik wesentlich sind. Die Anzahl dieser Punkte ist ein kleiner Bruchteil dessen, was an verlässlichen Beobachtungen verfügbar ist; bei jedem Punkt ist die absolute Geländehöhe sowie die Höhe der Tertiäroberkante (Schottersohle) angegeben.

Ausgehend von dieser Liste in Abschnitt 9 wird im folgenden eine kurze Charakteristik der einzelnen Terrassen gegeben, wobei auf die einschlägigen Profilskizzen (Tafel IX) jeweils hingewiesen sei.

- a) Laaerbergterrasse
Aut. Schaffer, 1902
Oberkante zwischen 248 und 230 m
Sohle zwischen 243 und 228 m (uneben!)
Außenrand nur stellenweise scharf bei 220 m, z. B. N-Rand
Laaerberg und Wienerberg; im Bereich des Westbahnhofes—
Schmelz starke Lößverkleidung zur Wienerbergterrasse.
- b) Wienerbergterrasse
Aut. Fink, 1954
(Tafel IX, Fig. 2)
Oberkante ca. 215 m
Sohle ca. 208 m
Abgrenzung gegen a) und c) an Oberfläche unscharf.
- c) Arsenalterrasse
Aut. Schaffer, 1902
(Tafel IX, Fig. 3, 4, 5)
Oberkante 205 bis 185 m
Sohle 198 bis 178 m
Außenrand eine stellenweise breite Stufe von bloßliegendem
Tertiär, das meist von dem höheren Schotterrand her von
diesem überstreut wird (Abfall Stiftskaserne → Messegebäude
oder Belvedere → Stalinplatz.
- d) Terrassen W von
Seyring
Aut. R. Grill, 1952
J. Fink, 1954
Oberkante 180 bis 170 m
Sohle 175 bis 167 m
Der Außenrand ist gegen die Stadtterrasse im Wiedener Be-
reich deutlich abgegrenzt (Abfall Paulanerkerche—Karlsplatz);
der Innenrand steigt entlang dem Wienfluß allmählich bis
auf 180 m.
- e) Stadtterrasse
Aut. Schaffer, 1902
(Tafel IX, Fig. 6)
(= Gänserndorfer
Terrasse)
Aut. Fink, 1954
Oberkante 174 bis 160 m
Sohle 160 bis 154 m.
- Der Außenrand ist gegen die Praterterrasse bis nach Erdberg
deutlich; von hier ist die Stufe des Tegelssockels verdeckt und
nur noch durch Bohrungen im Gelände der Simmering-
Paukerwerke aufgeschlossen; von hier verläuft er weiterhin
entlang der Aspangbahn in der Richtung Kledering. Die im
Gelände so auffallende Stufe von der „Simmeringterrasse“
alter Fassung¹⁾ entlang dem Neugebäude bis Schwechat sowie
die S des Kalten Ganges gelegene Mannswörther Terrasse
fassen wir auf als Erosionsränder im Bereich aufgehöhter
Teile der Praterterrasse.
- f) Praterterrasse
Aut. Schaffer, 1902
(Tafel IX, Fig. 8, 8a)
Oberkante 163 bis 156 m
Sohle 153 bis 145 m.

Von 145 m abwärts senkt sich die Sohle in östlicher Richtung zu jungen tektonischen Depressionen, welche im Bereich des Rußbaches den morphologischen Terrassenrand der Gänserndorfer Terrasse mit verbogen haben.

Im Anschluß an das Gebiet E der Station Simmering ist auch die Oberfläche der Praterterrasse stark aufgehöht (Fickeystraße, Schemmerlgasse).

9. Liste der die verschiedenen Terrassen charakterisierenden Geländepunkte (siehe auch Tafel IX und Textabb. 1)

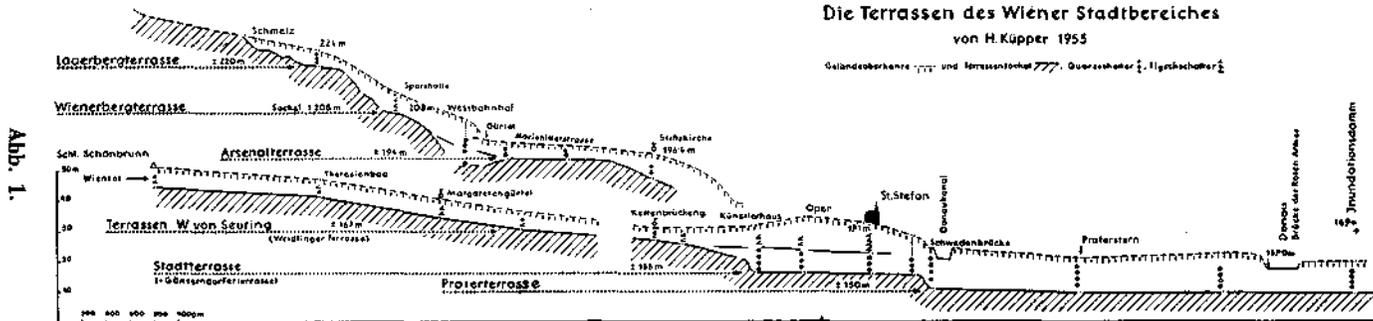
Laaerbergterrasse	Gelände-	Schotter-
	oberkante	sohle
	Absolute Höhe	
X. Raxstraße—Bernhardtstalgasse	244.4	238.4
X. Raxstraße—Leebgasse	243.5	238.3
X. Sichelgasse—Endlichergasse	248.3	243.3
XV. Schmelz, Stutterheimgasse—Hagengasse	228.6	224.1
XV. Preysinggasse—Loeschenkohl-gasse	230.8	228.0
XVI. Hütteldorferstraße—Selzergasse	238.0	235.4
XIX. Hungerberg	240.0	

¹⁾ Es scheint somit nunmehr nicht empfehlenswert, den Begriff Simmering-„Terrasse“ weiterhin als selbständiges Terrassenelement zu gebrauchen.

	Gelände- oberkante Absolute	Schotter- sohle Höhe
Wienerbergterrasse		
X. Matzleinsdorfer Frachtenbahnhof		207·0
X. Wienerberger Ziegelei		210
XI. Rudolfsziegelöfen		210
XV. Vogelweidplatz	215·9	208·8
Arsenalterrasse		
III. Kleistgasse—Gürtel	193·2	182·3
IV. Belvederegasse—Mommensgasse	187·4	180·7
IV. Schloß Belvedere	191·4	178·8
IV. Starhembergasse—Rainergasse	188·7	180·6
IV. Südtirolerplatz	199·0	184·7
III. Wildgansplatz	185·4	183·9
IV. Wiedner Gürtel—Prinz Eugenstraße	196·7	185·8
V. Matzleinsdorfer Platz	201·8	194·3
VI. Garbergasse—Liniengasse	188·6	180·7
VI. Mariahilferstraße—Kaiserstraße	198·8	194·0
VI. Mariahilferstraße—Andreasgasse	198·0	193·3
VI. Mariahilferstraße—Königsklostergasse	192·6	183·5
VII. Mariahilferstraße—Gürtel	191·1	191·1
X. Quellenstraße—Wilczekgasse	205·3	197·0
X. Humboldtgasse—Sonnwendgasse	202·7	194·1
XII. Theresienbad	186·9	181·0
XV. Westbahnhof	211·8	198·4
XV. Mariahilferstraße—Winckelmannstraße	195·4	185·4
XIV. Rustensteg (S)	204·4	197·2
XVII. Blunengasse—Weidmangasse	202·1	195·9
XVIII. Theresiengasse—Antonigasse	204·8	185·2
XIX. Weimarerstraße 110	201·7	187·0
Terrassen W. von Seyring		
IV. Rechte Wienzelle—Schikanedergasse	170·2	167·0
IV. Preßgasse—Schäffergasse	174·3	167·1
IV. Argentinierstraße, Ravag	175·2	168·2
VI. Mollardgasse—Fallgasse	178·0	174·8
Stadtterrasse (= Gänserndorfer Terrasse)		
I. Heidenschuß—Am Hof	164·8	155·6
I. St. Stefan	172·1	155·7
I. Künstlerhaus	171·4	155·7
I. Kärntnerstraße—Philharmonikerstraße	174·7	160·9
I. Rabenplatz	168·2	155·4
I. Kärntnerring (Bristol)	174·5	159·5
III. Esteplatz	165·4	154·8
III. Arenbergpark	169·9	156·3
IX. Liechtenwerder Platz	163·4	155·4
IX. Währingerstraße—Spitalgasse	173·0	155·7
XI. Station Simmering	187·2	156·2
XIX. Greinergasse—Diemgasse	160·0	154·4
XIX. Heiligenstädterstraße—Marx-Hof	163·4	155·2
Praterterrasse		
II. Praterstern (S)	160·8	149·6
II. Erzherzog Karl-Platz	163·5	152·1
II. Ausstellungsstraße—Engerthstraße	163·1	150·0
II. Verbindungsbahnbrücke (N)	158·7	151·3
II. Rotundenbrücke (E)	158·8	151·7
II. Stadionbrücke (E)	162·7	151·9
II. Winterhafen N Ende	162·2	151·0
II. Krieau	162·7	150·2
II. Stemmer Allee—Ostbahn	157·0	148·6
III. Ostbahnbrücke (S)	158·3	149·4
IX. Rossauer Kaserne	163·3	151·6
IX. Liechtensteinstraße—Franz. Lyzeum	163·5	149·2

Die Terrassen des Wiener Stadtbereiches von H. Küpper 1953

Geländehöhepunkte und Terrassenhöhen $\frac{1}{10000}$ Querschnitt $\frac{1}{10000}$, Nilschicht $\frac{1}{10000}$



	Gelände- oberkante	Schotter- sohle
	Absolute Höhe	
XI. Haidestraße—Haidequerstraße	159·8	148·8
XI. Fieckysstraße—Simmeringerstraße	169·7	152·1
XI. Schemmerlgasse, Warchalowsky	180·8	151·8
XIX. Schleuße Nußdorf	159·5	149·2
XX. Nordwestbahnbrücke, Stadtseite	160·2	145·5
XX. Hochstädtplatz	162·8	152·0
XX. Handelskai—Innstraße	161·7	148·4
XX. Augarten, Flakturm	163·2	153·3
XXI. Genochplatz	159·2	147·6
XXI. W.H. Roter Hiasl	156·0	146·1
Kugelkreuz Fischamend—Schwadorf	172·4	150·4

10. Pedologische Anhaltspunkte und Hinweise auf terrestrische Zyklen ²⁾

Seit den Arbeiten von Bayer sind durch das Studium von den Lössen eingeschalteten Bodenzonen in zunehmendem Maße Anhaltspunkte für eine zeitliche Gliederung des jüngeren Pleistozäns abgeleitet worden (Bayer, 1927, Göttinger, 1936—1938, Brandtner, 1954, Fink, 1954). Soweit diese Arbeiten sich auch unter Hinzuziehung von archäologischen Gesichtspunkten auf den Lößbereich von Riß und jünger beziehen, scheint die erreichte Gliederung gefestigt. Soweit die aufgegliederten Stufen aber jetzt schon in Bezug gebracht werden sollen mit der Pleistozänchronologie, möchten wir uns der zurückhaltenden Auffassung Finks, 1954 anschließen. Die Hauptschwierigkeit ist die Verknüpfung mit Terrassenstufen, von denen eine bestimmte chronologische Einstufung in der klassischen Betrachtung (Penck-Brückner) als feststehend angenommen wurde, wohingegen diese in neuerer Betrachtung jedoch noch nicht als vollkommen gesichert angesehen werden kann.

Während derart die jüngeren Löß- und Bodenprofile auch im Wiener Bereich in erster Linie als Elemente einer verfeinerten Riß-Würmgliederung gelten und zum Teil an ihrer Deutung auch noch gearbeitet wird, nimmt die 2·5 m mächtige Rotlehmzone, der „große fossile Bodenkomplex“ der Rudolfsziegelöfen, eine Sonderstellung ein. Alle Autoren sind sich darüber einig, daß man es bei dieser einzigartigen Rotlehmzone mit einer dem großen Interglazial (M/R) zuzurechnenden Bodenbildung zu tun habe, was durch die vertebraten-paläontologische Bearbeitung der darunterliegenden älteren Löße durch Sieber, 1949 bekräftigt und durch eine Inbezugsetzung dieser Fauna zu der von Hundsheim (Zapfe, 1946) als M/R Interglazial erhärtet wurde.

Es ist klar, daß das topographisch tiefstgelegene Auftreten des Rotlehmes von entscheidender Bedeutung ist, da man sich diese Bodenbildung als eine ein Hügelrelief überdeckende Haut vorstellen kann und daher nur von ihrem tiefsten Lagepunkt Altershinweise für die die unterlagernden Schichten ableitbar sind.

Die bisher gegebene Lagebeziehung in den Rudolfsziegelöfen ist die einer Anlagerung einer Rotlehmzone an einen alten Erosionsrand der Wienerbergterrasse.

Die Durcharbeitung der Wiener Bohrprofile hat nun ergeben, daß bei der Station Simmering der Aspangbahn auf nur 1·5 km Abstand von den Rudolfs-

²⁾ Die chemischen Aspekte verschiedener Bodentypen sind noch im Stadium der Bearbeitung.

ziegelöfen eine Rotlehmzone in 5 Bohrungen angetroffen worden ist. Diese Rotlehmzone liegt ebenfalls zwischen zwei Lössen; der tiefere Löss ist durch ein Tonband von den darunterliegenden Quarzschottern getrennt; der Rotlehm zeigt eine Anlagerung an einen alten Erosionsrand, welcher als Außenrand der Arsenalterrasse angesehen werden muß (siehe Tafel IX, Fig. 5).

Es ist zuzugeben, daß kein Geologe die betreffenden Bohrproben während der Bohrarbeiten 1943 untersucht hat; auffällig bleibt jedoch die Übereinstimmung, welche sich aus diesen, von technischer Seite beschriebenen Bohrprofilen mit den Aufschlüssen Rudolfsziegelöfen ergibt.

Da, wie erwähnt, die Rotlehmzone der Rudolfsziegelöfen zeitlich fixiert ist, andererseits die Rotlehmserie von Simmering topographisch tiefer liegt, so ergeben sich aus dem Vergleich der beiden Zonen wesentliche Konsequenzen für die Alterseinstufung der Terrassen:

einerseits ergäbe sich bei Identifizierung von Rotlehm Simmering mit Rotlehm Rudolfsziegelöfen ein Mindelalter für die Quarzschotter der Stadterrasse, andererseits ergäbe sich bei Auffassung der Rotlehme Simmerings als jüngere Bodenbildung nur für die Schotter der Arsenalterrasse Hinweise für Mindelalter, was momentan durch die Vertebratenbestimmungen bestätigt zu werden scheint.

Trotzdem wir uns, wie angedeutet, für die zweite Alternative entschieden haben, wird es für die künftige Forschung wesentlich sein, diesen entscheidenden Punkt der Altersableitung im Auge zu behalten.

Es muß noch darauf verwiesen werden, daß sich bei Vergleich der Lössauflagerungen der verschiedenen Terrassen ergibt, daß diese alle auf ähnliche Art gliederbar sind, wie folgt:

Laaberbergterrasse:	keine Lössauflagerung
Wienerbergterrasse:	{ höherer Löss Andeutung einer Bodenbildung Sumpflöss Schotter
Arsenalterrasse:	{ Höherer Löss Rotlehmzone (Rudolfsziegelöfen) älterer Löss (Sieber, 1949) Schotter
Terrasse W von Seyring: (Rendezvous)	{ höherer Löss Fuge „Maurer“ Schotter
Stadterrasse:	{ höherer Löss Rotlehmzone (Simmering) älterer Löss Schotter
Praterterrasse:	{ lokale Lösshaut Schotter

Wir glauben nun nicht, daß alle tieferen Lössе, alle Bodenbildungen und alle höheren Lössе miteinander vergleichbar wären, im Gegenteil, wie im nächsten Abschnitt näher ausgeführt, sind die mittleren Etappen der hier

angegebenen Zyklen jeweils die in einer Wärmephase (= Bodenbildung) endigenden Schotter-Löß-Abfolgen. Der jeweils als „höherer Löß“ angegebene gehört dem unteren Löß der auf der nächst tieferen Terrasse gelegenen Schotter-Löß-Abfolge an.

Es ist klar, daß diese Auffassung eine Deutung ist, welche den Einbau des Kälte—wärmezeitlichen Rhythmus in das Sedimentationsgeschehen anstrebt und übrigens eine Gliederung von Lössen durch mehrere Böden in anderen Gebieten keineswegs auszuschließen braucht.

11. Grundlagen einer Gesamtgliederung (Tafel XI)

In den vorbergehenden Abschnitten sind jene Tatsachenkreise einer kritischen Durchsicht unterzogen worden, aus deren Zusammenfügung sich ein Bild des Gesamttablaufes des Pleistozän ergeben kann. Wenn sich auch die Ineinanderfügung dieser Elemente zum Großteil aus den geländemäßigen Lagebeziehungen ergibt, so bleibt doch noch die Frage offen, wie ein derartiges, für den Wiener Raum vorläufig lokal geltendes Ablaufschema mit dem pleistozänen Gesamtklimaablauf in Bezug zu setzen sei.

Die klassische Ableitung der Zurückverfolgung von Flußterrassen stromauf führt heute noch zu keinem klaren Schluß, da die Verfolgung der Terrassen durch die Wachau nicht gesichert ist und weiterhin heute mit einem weiten Kreis von tektonischen Erscheinungen gerechnet werden muß, welche ebenfalls zur Vorsicht mahnen.

Verläßlich bleiben fossilmäßige Anhaltspunkte, in erster Linie Vertebraten. Von ihnen und von den Evertbraten ist jedoch keine geschlossene Detailgliederung ableitbar, sondern nur eine solche in größere Abschnitte.

Aus der Kombination von bodenkundlichen Daten mit Vertebraten erhalten wir in unserem Gebiet einen sehr wertvollen Hinweis für die Lage der Bodenbildung des großen M/R Interglazial. Allerdings ist aus dieser Kombination nur dann ein bindender Schluß auf einen Zeitintervall zu ziehen, wenn von der altersmäßig gegebenen Bodenbildung bekannt ist, zu welcher tiefsten morphologischen Form (Terrasse) sie in Beziehung zu setzen ist.

Beim Entwurf einer Gliederung des Wiener Pleistozän und einer Inbeziehung derselben zum Klimageschehen gehen wir aus von zwei Erscheinungskreisen:

Einerseits ist zu beachten die sich stets wiederholende Gliederung der Schotterkörper in

Nahschotter	oben
Fernschotter	↑
Blockpackungen	unten

Da die Blockpackungen Blöcke derartig großen Ausmaßes enthalten, so daß ihr Transport nur durch Eisdrift erklärt werden kann, und da die Nahschotter (Flysch-Plattelschotter) wohl nur als Folge der durch Solifluktionsschutt überladenen Wasserläufe gedeutet werden kann, so fassen wir die jeweiligen Schotterabfolgen als abgelagert in kalten Zeiten auf (Kalt-Stoß).

Andererseits ist die ebenfalls sich wiederholende Gliederung der terrestrischen Bildungen in

Löß	oben
Bodenbildung (oder Fuge)	↑
Löß	unten

zu beachten. Die Löße sind im wesentlichen kaltzeitliche Bildungen, die

12. Literaturauswahl.

- Brandtner, F.: Jungpleistozäner Löß und fossile Böden in Niederösterreich. — Eiszeit und Gegenwart, 4/5, 1954.
- Fink, J.: Die fossilen Böden im österreichischen Löß. — Quartär, 6. Bd., 1954.
- Fink, J. und Majdan, H.: Zur Gliederung der pleistozänen Terrassen des Wiener Raumes. — Jb. Geol. B.-A., 1954, H. 2, S. 21.
- Götzinger, G., Grill, R. Küpper, H.: Geologische Karte der Umgebung Wiens, 1:75.000.
- Grill, R.: Geologische Karte 1:75.000, Blatt Gänserndorf, Wien 1954.
- Haasinger, H.: Geomorphologische Studien. — Geograph. Abh., Bd. VIII, 1905.
- Janoschek, R.: Ergebnisse der erdölgeologischen Untersuchungen. — Öl und Kohle 1942, S. 125.
- Küpper, H.: Geologie und Grundwasserverhältnisse im südlichen Wiener Becken. Jb. Geol. B.-A., 1954, H. 2.
- Küpper, H.: Neue Daten zur jüngsten Geschichte des Wiener Beckens. — Mitt. Geogr. Ges.
- Mottl, M.: Eiszeit und eiszeitliche Fauna-Entwicklung. — Zeitschr. f. Gletscherkunde II, H. 2, 1953.
- Sauramo, K.: Rätsel des Ancylussees. — Geol. Rundschau 1954, 2, Abb. 17.
- Schaffer, F. X.: Geologie von Wien. — R. Lechner, Wien 1904.
- Schaffer, F. X.: Die Grenze zwischen Tertiär und Quartär. — N. Jb. f. Min. Geol. u. Pal. Jg. 45—48, S. 47.
- Schaffer, F. X.: Die alten Flußterrassen im Gemeindegebiet der Stadt Wien. — Mitt. Geogr. Ges. Wien 1902, S. 325.
- Schott, W.: Klimaschichtung der Tiefseesedimente. Geol. Rundschau 1952, 1.
- Sieber, R.: Hundsheimer Fauna der Laaerberges. — Anz. Ost. Akad. Wissensch. 1949, Nr. 3.
- Venzo, S.: Geomorphologische Aufnahme des Pleistozän im Bergamaskar Gebiet. Geol. Rundschau 1952, 1.
- Wieseneder, H.: Die Verteilung der Schwerminerale im nördlichen Inneralpinen Wiener Becken und ihre geologische Deutung. — Verh. Geol. B.-A. 1952, S. 207.
- Zapfe, H.: Die altpleistozänen Bären von Hundsheim in Niederösterreich. — Jb. Geol. B.-A. 1946, S. 95.
- Zeuner, F. E.: Pleistocene Shore lines. — Geol. Rundschau 1952, 1.

Über quartäre Molluskenfaunen aus der Umgebung von Wien

mit Tafel XII.

Von A. Papp, Paläontologisches Institut der Universität Wien

Durch eine gewisse Reaktionsfähigkeit gegenüber verschiedenen Umwelteinflüssen sowie durch ihre Ortsgebundenheit, können Land- und Süßwassermollusken für die Beurteilung klimatischer und ökologischer Verhältnisse in manchen Fällen eine Rolle spielen. Fast alle pleistozänen Mollusken haben noch Vertreter in der Gegenwart. Es ist deshalb nicht damit zu rechnen, daß man in pleistozänen Molluskenfaunen echte „Leitfossilien“ antrifft, wohl aber werden sich klimatische und ökologische Faktoren in der Zusammensetzung der Molluskenfauna auswirken, es können bestimmte Arten auftreten oder vorherrschen, eine Fauna kann eine bestimmte Zusammensetzung haben usw., woraus Rückschlüsse auf den Sedimentationsraum oder auf klimatische Voraussetzungen abgeleitet werden können. Es wäre dies ein weiterer Beitrag zu einem Fragenkreis, den W. Kühnelt, 1936, aufrollte.

In den vergangenen Jahren wurden besonders durch Herrn Direktor Dr. H. K ü p p e r eine Reihe neuer Vorkommen von quartären Molluskenfaunen im Gebiet der Stadt Wien und in der näheren Umgebung aufgefunden. Die Ergebnisse einer Sichtung des Materials mögen hier zusammengestellt werden. Herrn Ae. Edlauer erlaubt sich der Verfasser auch an dieser Stelle für zahlreiche Hinweise herzlichst zu danken.

Während bisher vor allem die Molluskenfauna aus Lössen und lößartigen Bildungen in Niederösterreich die Aufmerksamkeit auf sich zog, so ist in dem neuen Material der Anteil von Molluskenfaunen hervorzuheben, die im Wasser lebende Arten enthalten. Es ist zweckmäßig, nach Möglichkeit nur Faunen zu vergleichen, die unter ähnlichen ökologischen Verhältnissen lebten. In unserem Material bietet sich eine Gliederung in folgende Gruppen an:

1. Molluskenfaunen mit starkem Anteil limnischer Elemente, die eingeschwemmte Landschneckenfauna enthält feuchtigkeitsliebende Formen, Arten trockener Standorte sind nur sporadisch eingestreut.

Bei Landschneckenfaunen, wo limnische Elemente fehlen oder nur sporadisch vorkommen, können feuchtigkeitsliebende Arten je nach dem Vorkommen und dem Lebensraum gegenüber jenen trockener Standorte zurücktreten. Dadurch ergäbe sich eine weitere Gliederungsmöglichkeit.

2. Landschneckenfaunen feuchter Standorte, z. B. Wiesenklei, deren Artenbestand Beziehungen zu den in limnische Molluskenfaunen eingeschwemmten Landschnecken feuchter Standorte hat, limnische Arten können sporadisch beobachtet werden.

3. Landschneckenfaunen mit dem Vorherrschen von Arten trockener Standorte, wie sie z. B. bei Schnecken aus Lössbildungen auftreten.

Für die genannten Gruppen mögen im folgenden Beispiele gebracht werden. Die behandelten Molluskenfaunen sind zum Teil durch das Vorkommen von Wirbeltierresten stratifiziert oder durch ihre Lage im Profil (vgl. H. K ü p p e r dieses Heft). Den relativen Altersbeziehungen ist in der Anordnung auf Tabelle 1 Rechnung getragen.

Auf Tab. 2, Taf. XII wurde die Gruppierung der Fundorte nach der ökologischen Zusammensetzung der Fauna vorgenommen. Innerhalb der einzelnen Gruppen erfolgte die Reihung nach dem Alter. Schon eine flüchtige Betrachtung der Gruppe 1 zeigt, daß die Artenzahl von älteren zu jüngeren Schichten zunimmt. Dem häufigen Vorkommen von *Theodoxus danubialis danubialis* Pfeiffer kommt im Holozän insofern eine Bedeutung zu, als diese Art in Flüssen mit winterkaltem Wasser fehlt, und daher erst nach dem Pleistozän die Donau aufwärts wandern konnte. *Th. danubialis* fehlt in allen pleistozänen Ablagerungen am Alpenostrand.

Die Molluskenfauna von Leesdorf bei Baden stammt aus jungen Moorablagerungen. Diesem Biotop entsprechen die zahlreich vertretenen limnischen Mollusken, die nahezu die Hälfte der nachgewiesenen Arten stellen.

Ebenfalls holozänes Alter haben Vorkommen bei Gumpoldskirchen, südwestlich der Brücke über den Wiener Neustädter Kanal. Sie enthielten ein auffallend reiches Material von mittelgroßen und kleinen Landschnecken. Es handelt sich um Arten, die meist auf Wiesen leben, wobei besonders *Galba truncatula* O. F. Müller und *Anisus spirorbis* L. Arten sind, die stärker an Wasser gebunden sind.

Wenn nach ausgedehnten Regenfällen Wiesen durch Wasseransammlungen oder Hebung des Grundwasserspiegels unter Wasser zu liegen kommen, so

Tabelle 2 zu A. Papp: Quartäre Molluskenfaunen aus der Umgebung von Wien

Name der Art	Allgemeine Standortscharakteristik								
	Süßwasser			feucht			trocken		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Leedorf bei Baden	Mannswirth bei Schwwechat	Wienerberg	Gumpoldskirchen	Fischamend	Wien I, St. Stephan	Hundsheim (Spalte)	Edelstal	Wien XI, Hangendlöf	Wien XI, Liegendlöf
<i>Ostracodae</i>									
<i>Unio batavus</i> Lmck.	h				s				
<i>Pisidium amnicum</i> O. F. Müller	h								
<i>Theodoxus danubialis danubialis</i> (Pf.)	h								
<i>Tropidiscus planorbis</i> (L.)	h					+			
<i>Tropidiscus carinatus</i> (O. F. Müller)	s	s							
<i>Anisus spirorbis</i> (L.)	s	s	s						
<i>Lymnaea stagnalis arenaria</i> Colb.	s								
<i>Stagnicola palustris palustris</i> O. F. Müller	s								
<i>Stagnicola palustris turricula</i> Held	s	s							
<i>Radix ovata ovata</i> Drap.	s	s							
<i>Ancylus fluviatilis</i> O. F. Müller	s								
<i>Galba truncatula</i> O. F. Müller	s	h	h	s		s			
<i>Bithynia tentaculata</i> (L.)	h								
<i>Physa fontinalis</i> (L.)	h								
<i>Gyraulus laevis</i>		h							
<i>Stagnicola palustris dilluviana</i> Andr.	h	h							
<i>Pisidium</i> sp.	h	h	s			+			
<i>Anisus leucostomus</i> Millet	h	h	h						
<i>Bathymphalus contortus</i> (L.)	h	h	h						
<i>Valvata cristata</i> O. F. Müller	h	h	h						
<i>Valvata pulchella</i> Stud.	h	h	h						
<i>Vallonia ennensis</i> Gredler	h			h					
<i>Vallonia costata</i> O. F. Müller	h			h	h			s	
<i>Vallonia pulchella</i> O. F. Müller	h	s	s	h	h	h			
<i>Carychium minimum</i> O. F. Müller	s			s					
<i>Succinea pfeifferi</i> Rossm.	h	s		h	h	h			
<i>Succinea oblonga oblonga</i> Drap.	h	s	h	h	h	h			
<i>Pupilla bigranata</i> Rossm.	h								
<i>Vertilla augustior</i> Yeffr.	s			s					
<i>Vertigo pygmaea</i> Drap.	s			h					
<i>Abida frumentum</i> Drap.	s			h					
<i>Janinia tridens</i> O. F. Müller	s			h		+			
<i>Cochlicopa lubrica</i> O. F. Müller	h	h	s	h		s		s	
<i>Fruticicola hispida</i> (L.)	s							h	
<i>Fruticicola striolata</i> (Pf.)	h			s					s
<i>Helicopsis striata</i> O. F. Müller	h		s				h	s	
<i>Monacha cartusiana</i> (O. F. Müller)	h			h					
<i>Arianta arbustorum</i> (L.)	s	h					h		
<i>Cepaea vindobonensis</i> (Pf.)	s					+			
<i>Pupilla muscorum</i> (L.)	s	h		h	h		s	h	h
<i>Carychium tridentatum</i> Risso	s			s					
<i>Punctum pygmaeum</i> Drap.	s			s		s			
<i>Euconulus trochiforme</i> Mont.	s			s				s	s
<i>Aplera hypnorum</i> (L.)	h								
<i>Zonites nitidus</i> O. F. Müller	s			s					
<i>Fruticicola sericea</i> Drap.	s			s	s				h
<i>Limax</i> sp. (Kalkschilder)	s			s	s	s			
<i>Clausilia dubia</i> Drap.		?			s		+	s	s
<i>Vertigo parcedentata</i> Sandbg.		h			s			s	s
<i>Vallonia tenuilabris</i> Al. Br.		h			h			s	h
<i>Columella edentula columella</i> Martens		h			s				h
<i>Arion</i> sp. (Kalkkörper)		h						h	
<i>Vitrea crystallina</i> O. F. Müller		h				s			
<i>Daudebardia rufa</i> Drap.		s							
<i>Era obscura</i>				s					
<i>Fruticicola hispida nana</i> Yeffr.		h				s			
<i>Retinella radiatula</i> Alder				s					
<i>Monachoides incarnata</i> O. F. Müller									
<i>Succinea oblonga elongata</i> Sandbg.						s	h	h	h
<i>Fruticicola striata nilsoniana</i> Beck.						s			
<i>Zonites croaticus</i> Parisch							+		
<i>Campylaea banatica</i> Beyr.							+		
<i>Campylaea</i> sp.							+		
<i>Zonites verticillus</i> Fér.							+		
<i>Euomphalia strigella</i> Drap.							+		
<i>Eulota fructicum</i> O. F. Müller							+		
<i>Helix pomatia</i> L.							+		
<i>Retinella nitidula</i> Drap.							+		
<i>Iphigenia ventricosa</i> Drap.							+		
<i>Iphigenia tumida</i> Rossm.							+		
<i>Iphigenia plicatula</i> Drap.							+		
<i>Faustina faustina</i> Rossm.							+		
<i>Neostyriaca corynodes</i> Held							+		
<i>Orychilus</i> sp.							+		
<i>Pupilla bigranata</i> Rossm.							+		
<i>Cochlodina</i> sp.							+		
<i>Cochlodina laminata</i> Mont.							+		
<i>Ruthenicx filograna</i> Rossm.							+		
<i>Chilotrema lapicida</i> (L.)							+		
<i>Soosia diodonta</i> Rossm.							+		
<i>Pupilla cupa</i>									h
<i>Fruticicola hispida terrena</i> Clessin								s	h
<i>Succinea oblonga paludinae formis</i> Sandbg.								s	

h = häufigeres, s selteneres Vorkommen, + Vorkommen im allgemeinen.

steigen die leeren, am Wiesengrund liegenden Schneckenschalen auf und können durch Wind an geeigneten Stellen zusammengedrückt werden. Derartige Grundwassergeniste entsprechen in ihrer Zusammensetzung weitgehend jenen aus dem holozänen Boden von Gumpoldskirchen, welchen man als Wiesenklei ansprechen könnte.

Helicopsis striata Müller ist eine der häufigeren Arten der Löße im nördlichen Niederösterreich. Rezent wird diese Art in sporadischem Vorkommen als sehr selten, z. B. vom Osthang des Anninger, angegeben. In dem Wiesenklei von Gumpoldskirchen tritt sie jedoch in bemerkenswerter Anzahl auf.

Monacha carthusiana Müller fehlt in den Lößablagerungen Niederösterreichs, sie tritt erst in postpleistozänen Faunen auf. Das Zusammenkommen dieser beiden Arten entspricht der angegebenen Altersstellung des Vorkommens von Gumpoldskirchen.

Die Molluskenfauna aus Mannswörth bei Schwechat stammt aus der am Ostrand der Raffinerie „NOWA“ gelegenen Schottergrube „Lechner“. Die Mollusken wurden aus einem kryoturbierten sandigen Ton, welcher auf Quarschotter liegt, geborgen. Ihr pleistozänes Alter ist durch die Kryoturbation belegt. Dementsprechend fehlen im Vergleich zu Leesdorf alle kälteempfindlichen Arten.

Durch ihre Lage ist die Landschneckenfauna von Edelstal (südlich Hainburg a. d. Donau) als die jüngste bisher beobachtete Lößschneckenfauna anzusprechen. Sie unterscheidet sich auffällig von jener aus Mannswörth durch ihre Artenarmut, von den älteren Lößschneckenvorkommen durch das häufige Auftreten von *Arianta arbustorum* und die optimale Entwicklung von *Fruticicola striolata suberecta* (Glessin).

Die älteste bisher aus unserem Gebiet vorliegende Molluskenfauna stammt vom Wienerberg. In dieser Fauna ist eine starke Verminderung der Artenzahl festzustellen. Ganz ähnliches ist bei den Faunen von Fischamend (vgl. H. Küpper, A. Papp, H. Zapfe, 1954) und vom Stephansplatz (H. Küpper, 1952) der Fall. Auch hier dürfte die Artenarmut keine zufällige sein, sondern eine Auswirkung ungünstiger klimatischer Verhältnisse. In Fischamend wurde eine Probe von 50 kg geschlämmt, ohne daß es gelang, den Artenbestand zu steigern.

Demgegenüber hebt sich die Zusammensetzung der Molluskenfauna von Hundsheim scharf ab.

Aus einer im Laufe mehrerer Jahrzehnte ausgebeuteten Spalte bei Hundsheim kamen neben den wiederholt genannten Säugetieren auch Landschnecken zu Tage. Die Säugetierfauna weist auf ein Mindel/Riß-Interglazial und ist gleichaltrig mit der Wirbeltierfauna von Mauer und Moosbach (Hauptfauna). Die Liste der Mollusken von Hundsheim umfaßt nun nach Wüst, 1907, S. 83, Kühnelt, 1938, S. 234, 235, und den durch A. Edlauer bearbeiteten Mollusken aus den von E. Thénius ausgeführten Grabungen 1943 und 1947 die auf Tabelle 2 angeführten Arten.

Bei dieser schon umfassenden Fauna muß besonders darauf hingewiesen werden, daß sie Arten enthält, die auf ein Klima schließen lassen, das wärmer war, als in der Gegenwart.

Soosia diodonta Rossm. ist heute auf das Banat und Nord-Serbien beschränkt, ebenso wie *Campylaea banatica* Beyr. Sie wurde von Wüst, 1907, und neuerdings von Edlauer festgestellt und kommt rezent erst

in Kroatien und im Banat vor. Beide Arten sind auch im Gebiet von Mauer-Moosbach nachgewiesen. Die größere Verbreitung beider Arten dürfte auf regional-klimatische Voraussetzungen schließen lassen, die auch einen zeitlichen Vergleich ermöglichen. Sowohl Hundsheim, wie Mauer und Moosbach (Hauptfauna) werden neuerdings in das Mindel-Riß Interglazial gestellt.

Es bleibt zu bemerken, daß einige Arten der Molluskenfauna von Hundsheim ein gewisses systematisches Interesse verdienen. Die als *Neostyriaca corynodes* Held bezeichnete Art sollte nach A. Edlauer besser als *Neostyriaca* n. sp. bezeichnet werden, *Clausilia dubia* Drap. ist eine Form, die ihre Stellung zwischen der typischen *C. dubia* und *C. styriaca* einnimmt (mündliche Mitteilung). Die Gesamtfaua weist auf eine gewisse Feuchtigkeit hin und auf einen für Landschnecken Mitteleuropas optimalen Lebensraum, was sich auch in dem Vorkommen relativ vieler großer Landschnecken auswirkt.

In der 3. Gruppe mögen zwei typische Lößfaunen aus dem Wiener Stadtgebiet geschildert werden, die durch ihre Lage in Verbindung mit einer massiven fossilen Bodenbildung mehr als lokales Interesse beanspruchen dürfen.

In den Rudolfs-Ziegelöfen (= Ziegelei Löwy) in Wien XI, Simmering, lagert an der Nordwand über dem gegen Osten einfallenden Laaerbergsschotter ein Löß, dessen Charakter erst K ü m e l (1936) erkannte (= Liegendlöß). Darüber folgt eine mächtige rote oder rotbraune Lößlehm Lage, darüber wieder Löß (= Hangendlöß), vgl. H. K ü p p e r, 1952, und J. F i n k und H. M a j d a n, 1954.

Die von Sieber (1949) von dieser Lokalität gemeldete Säugetierfauna stammt aus einem Löß. Es ist unwahrscheinlich, daß diese Säugetierfauna aus den roten Lößlehmen stammt, da die Knochen eine weiße Farbe haben. Ebenso ist es unwahrscheinlich, daß sie aus dem Hangendlöß geborgen wurde. Sie stammt aller Wahrscheinlichkeit nach aus dem Liegendlöß, in den auch vereinzelt Schotterlinsen eingeschaltet sind.

Die Säugetiere weisen auf einen Auwald als ursprünglichen Lebensraum hin, sie hat einen glazialen Einschlag und bei einem Vergleich mit der Säuger-Fauna von Hundsheim nach Mitteilungen von Dozent Dr. E. Th e n i u s einen etwas altertümlichen Charakter.

Die aus dem Liegendflöß aus einer Probe von 50 kg geschlammten Mollusken sind in der letzten Spalte der Tabelle 2 zusammengestellt.

Ein Vergleich mit der Molluskenfauna von Hundsheim läßt auf den ersten Blick den gänzlich anders gearteten Charakter beider Faunen erkennen. Die Fauna aus dem Liegendlöß ist eine typische Lößschneckenfauna, die in ihrem Charakter sich nur wenig von derjenigen jüngerer Löße unterscheidet. Der Unterschied der beiden Molluskenfaunen, jener von Hundsheim und jener aus dem Liegendlöß vom Laaerberg, ist jedenfalls zu groß, um nur durch lokale Biotopunterschiede erklärt werden zu können. Wir glauben, darin einen Hinweis auf eine verschiedenaltige Ablagerung zu sehen, und zwar Hundsheim Mindel-Riß Interglazial, gleichaltrig mit der fossilen Bodenbildung am Laaerberg, der Liegendlöß Mindel (Glazial oder Interstadial) einer kälteren Periode angehörend, wofür auch der Charakter der Wirbeltierfauna spräche (vgl. P a p p und Th e n i u s, 1949).

Die Entstehung der fossilen Bodenbildung in den Rudolfsziegelöfen wäre nur in einem Klima, wärmer als in der Gegenwart, verständlich, wodurch

sich eine Korrelierung mit dem Vorkommen von Hundsheim-Spalte anbietet.

Der Hangendlöß (vorletzte Spalte auf Tabelle 2) zeigt eine Molluskenfauna, bei der im Vergleich zu jener aus dem Liegendlöß auf das häufige Vorkommen von *Fruticicula hispida terrena* Glessin hinzuweisen ist. In den Lößablagerungen Niederösterreichs ist die genannte Art für die jüngeren Löße charakteristisch.

Von dem Gedanken ausgehend, daß bei entsprechender Aufmerksamkeit noch weitere Vorkommen pleistozäner Molluskenfaunen in unserem Gebiet aufgefunden werden können, wurde das in Tabelle 2 zusammengestellte Material nicht vollständig ausgewertet. Für eine exakte Auswertung erscheint dem Verfasser das vorliegende Material auch noch zu gering. Die zahlreichen Lößprofile in Niederösterreich werden noch manche nennenswerte Erkenntnisse bringen. Um die grundsätzlichen Möglichkeiten, die eine Bearbeitung quaritärer Molluskenfaunen unter Berücksichtigung ökologischer Gesichtspunkte bieten kann, aufzuzeigen, könnte vielleicht auch der hier gewählte Rahmen genügen.

Tab. 1.

Name des Fundortes	Charakter der Fauna	Vorkommen nach H. KUPPER u. A. PAPP
Leesdorf bei Baden	Molluskenfauna mit limnischen Arten (1)	Holozän Moorablagerung
Gumpoldskirchen	Landschneckenfauna feuchter Standorte (Wiesenklei, 2)	Holozän
Mannswörth	Molluskenfauna mit limnischen Arten (1)	sandige Tone auf Quarzschottern der Praterterr. (Mannswörther Terrasse)
Wien I, St. Stephan	artenreiche Landschneckenfauna feuchter Standorte (2)	Feinsande und Lehm auf Flyschschottern d. Stadterrasse
Fischamend	artenarme Molluskenfauna feuchter Standorte mit Ostracoden (2)	Feinsand und Lehm auf Quarzschottern der Terrasse westl. von Seyring
Wien XI, Rudolfs-Ziegelöfen (Hangendlöß)	reine Lößfauna (3)	Löß auf einer mächtigen fossilen Bodenbildung
Hundsheim (Spalte)	Landschneckenfauna mit sporadischem Vorkommen limnischer Arten (2)	Mindel-Riß Interglazial entspricht der fossilen Bodenbildung in den Rudolfs-Ziegelöfen
Wien XI, Rudolfs-Ziegelöfen (Liegendlöß)	reine Lößfauna (3)	Löß unter der fossilen Bodenbildung
Wienerberg	artenarme Molluskenfauna mit limnischen Elementen (1)	Sumpflöß u. Aulehm auf der Wienerberg-Terrasse

Schrifttum.

- Brandtner, F., 1950: Über die relative Chronologie des jüngeren Pleistozäns Niederösterreichs. — *Archaeologica Austriaca*, H. 5, Wien.
- Fink, J. und Majdan, H., 1954: Zur Gliederung der pleistozänen Terrassen des Wiener Raumes. — *Jb. Geol. B.-A. Wien*, 97, H. 2.
- Kühnelt, W., 1936: Die quartären Mollusken Österreichs und ihre paläoklimatische Bedeutung. — *Verh. III. Int. Quart.-Konf. 1936, Wien 1936*, S. 234.
- Kümel, F., 1936: Der Löß des Laaerberges in Wien. — *Führer f. d. Quartär-Exkursion Österr. III. Int. Quart.-Konf. Wien*.
- Küpper, H., Papp, A., Zapfe, H. 1954: Zur Kenntnis der Simmeringterrasse bei Fischamend. — *Verh. Geol. B.-A. Wien*, H. 3.
- Küpper, H., 1952: Neue Daten zur jüngsten Geschichte des Wiener Beckens. — *Mitt. Geogr. Ges. Wien*, 94, H. 1—4.
- Papp, A. und Thenius, E., 1949: Über die Grundlagen der Gliederung des Jungtertiärs und Quartärs in Niederösterreich. — *Sitzungsber. Akad. d. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl.*
- Sieber, R., 1949: Die Hundsheimer Fauna des Laaerberges in Wien. — *Anzeiger Akad. Wiss., Wien*.
- Wüst, E., 1907: Die Schnecken der Fundschicht des *Rhinoceros hundsheimensis* Toulou bei Hundsheim in Niederösterreich. — *Verh. Geol. R.-A. Wien*, S. 63.