

EXKURSIONEN DURCH ÖSTERREICH

anlässlich der Tagung
der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft in Wien, August 1961

zugleich

MITTEILUNGEN DER ÖSTERREICHISCHEN
BODENKUNDLICHEN GESELLSCHAFT

Heft 6

WIEN 1961

Eigentümer, Herausgeber und Verleger: Österreichische Bodenkundliche Gesellschaft. Für den Inhalt verantwortlich: Prof. Dr. Julius Fink. Beide Wien XVIII, Gregor Mendelstr. 33. Druck: F. Berger, Horn, NÖ.

EXKURSIONEN DURCH ÖSTERREICH

anlässlich der Tagung
der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft in Wien, August 1961

zugleich

MITTEILUNGEN DER ÖSTERREICHISCHEN
BODENKUNDLICHEN GESELLSCHAFT

Heft 6

WIEN 1961

SCHRIFTFLEITUNG

Prof. Dr. J. FINK

Prof. Dr. Ing. H. FRANZ

INHALTSVERZEICHNIS

Die Böden Österreichs. H. FRANZ	5
Das Bundesversuchsinstitut für Kulturtechnik und techn. Bodenkunde in Petzenkirchen, N.-Ö. und die Versuchsanlage in Purgstall (mit 2 Abb. im Text). F. BLÜMEL; Exkursion A	21
Der östliche Teil des nördlichen Alpenvorlandes (mit 9 Abb. im Text und Tafel I). J. FINK; Exkursion B	26
Das Neusiedlerseebecken (mit 1 Abb. im Text und Tafel II) Exkursion C	
a) Wien—Bruck/Leitha—Hackelsberg. H. FRANZ	52
b) Erläuterungen zur Aussicht vom Hackelsberg (mit Tafel II). H. KÜPPER	53
c) Die Böden des Hackelsberges. H. FRANZ und W. LOUB	55
d) Neusiedl/See—Podersdorf—Illmitz. H. FRANZ und G. HUSZ.....	57
e) Zur Petrographie der Sedimente des Seewinkels. G. FRASL	62
f) Die Salzböden und das Alter der Salzsteppe im Seewinkel. H. FRANZ und H. HUSZ	67
Die Ortsgemeinde Moosbrunn als Beispiel einer Kartierungsgemeinde Exkursion D	
a) Beschreibung des Raumes (mit 1 Abb. im Text). J. FINK	76
b) Die Bodeneinheiten der Feuchten Ebene (Tafel III). H. HACKER und F. HOCH	
Hochalpenexkursion Exkursion G	
a) Wien—Rax. H. FRANZ	79
b) Das Raxplateau und seine Böden (mit 1 Abb. im Text). H. FRANZ und F. SOLAR	81
c) Rax—Gesäuse—Zell am See. H. FRANZ	101
d) Das Glocknergebiet (mit 3 Abb. im Text). H. FRANZ mit einem geologischen Beitrag von G. FRASL	102
e) Das Biologische Laboratorium der Österr. Stickstoffwerke in Linz. H. MAYR 120	
Die Südostabdachung der Alpen (mit 10 Abb. im Text und Tafel IV, V und VI). J. FINK; Exkursion H	123
Über das Alter und den Bildungsprozeß von Pseudogley aus pleistozänem Staublehm am südwestlichen Rand des pannonischen Beckens (mit 3 Abb. im Text). G. JANEKOVIĆ	184

Die Böden Österreichs

Von H. FRANZ

Österreich bietet dem im Gelände tätigen Naturforscher dadurch besondere Anregungen, daß es auf engem Raume Landschaften von außerordentlich verschiedenem Charakter vereinigt. Die modernen Verkehrsmittel gestatten es mühelos, innerhalb eines Tages aus der Salzsteppe am Ostufer des Neusiedlersees, an den submediterran anmutenden Weinbaugebieten am Alpenostrand vorbei, in die grünen, regenreichen nördlichen Voralpen und, von da ins Hochgebirge aufsteigend, durch den dunkelgrünen subalpinen Nadelwaldgürtel zur hochalpinen Grasheidenstufe und schließlich an die orographische Schneegrenze zu gelangen. Der Neusiedlersee, dessen Wasserspiegel in rund 120 m Seehöhe liegt, ist vom Großglockner, dessen Spitze mit 3798 m die höchste Erhebung Österreichs darstellt, in der Luftlinie nicht einmal 300 km entfernt. Der Schneeberg (2076 m) und die Rax (2009 m), die beiden nordöstlichsten Hochalpengipfel, sind vom Ostufer des Neusiedlersees bei klarem Wetter deutlich zu sehen.

Es dürfte keine zweite europäische Universitätsstadt geben, die für bodenkundliche Geländestudien gleich günstige Bedingungen bietet wie Wien. Die Lage dieser Stadt am Nordostrande der Alpen und zugleich am Westrande des pannonischen Raumes bietet die Möglichkeit, dem bodenkundlich interessierten Besucher in Tagesexkursionen von hier aus fast alle in Europa vorkommenden Bodentypen zu zeigen.

Die große Vielfalt der österreichischen Landschaften ist durch die geologische Mannigfaltigkeit, das lebhafte Relief und das Zusammentreffen dreier Klimaprovinzen, der atlantischen, pannonischen und submediterranen hier in der Mitte Europas bedingt. Die große Mannigfaltigkeit der Landschaften spiegelt sich in einer ungewöhnlichen Vielfalt der Böden wider. Soll deren Entstehung und Verbreitung verständlich gemacht werden, so ist es notwendig eine kurze Charakteristik der geologischen, klimatischen und Vegetationsverhältnisse des Landes voranzuschicken.

Nach seinem geologischen Aufbau zerfällt Österreich in drei Teile: seinen Anteil am Alpenraum, seinen Anteil an der Böhmischen Masse, die ein Teilgebiet des variszischen Gebirgssystems ist, und in junge, mit tertiären und quartären Sedimenten bedeckte Ebenen und Becken.

Von diesen drei Teilen nimmt der Alpenanteil die größte Fläche ein. Der komplizierte Deckenbau des Gebirges, die Mannigfaltigkeit der Gesteine und die großen Höhenunterschiede bedingen hier ein oftmals sehr kleinräumiges Mosaik verschiedenartiger Böden. Trotzdem lassen sich innerhalb der Alpen auf Grund der jeweils vorherrschenden Gesteine einzelne Bereiche abgrenzen, in denen bestimmte Bodentypen vorherrschen.

Einen solchen Bereich stellt die Flyschzone dar, die als nördliche Randzone der Alpen vom Bregenzer Wald ostwärts bis zum Wienerwald reicht. Die vorherrschenden Gesteine dieser Zone sind Sandsteine und Mergel, die infolge ihrer geringen Härte und leichten Verwitterbarkeit ein sanftes Relief entstehen ließen.

Einen zweiten Bereich bilden diejenigen Teile der Alpen, in denen Karbonatgesteine vorherrschen. Dazu gehören in erster Linie die nördlichen und südlichen Kalkalpen mit ihrer mesozoischen Schichtfolge, obwohl diese auch karbonatfreie Glieder enthält. Auch in einzelnen paläozoischen Gebirgszügen überwiegen Karbonatgesteine in einem solchen Ausmaße, daß sie den Charakter eines Kalkgebirges tragen; man denke an die Eisenerzer

Alpen in der Grauwackenzone, große Teile des Grazer Paläozoikums und an die Kalkgipfel der Karnischen Hauptkette, welche die Grenze zwischen Österreich und Italien bildet. Die Sprödigkeit und relative Löslichkeit der Karbonatgesteine hat schroffe Bergformen und dort, wo ausgedehnte Hochplateaus vorhanden sind, wie in den nördlichen Kalkhochalpen, ein extremes Karstrelief entstehen lassen.

Als dritter, freilich weniger homogener Bereich der Alpen können alle jene Gebirgsgruppen zusammengefaßt werden, in denen metamorphe silikatische Gesteine vorherrschen. Man kann dazu ebenso die aus Altkristallin bestehenden Gruppen der Zentralalpen von der Silvretta und den Ötztaler Alpen im Westen bis zu den Niederen Tauern, der Gleinalpe und der Koralpe im Osten, wie auch die paläozoischen Schieferberge der Grauwackenzone, der Gurktaler Alpen und der Karnischen Alpen rechnen. Auch die vorwiegend silikatischen, zum Teil mesozoischen Gesteine der Schieferhülle der Hohen Tauern sind am besten hier anzuschließen.

Einen vierten Bereich des Alpenraumes stellen die vorwiegend von quartären Sedimenten überdeckten Talböden dar, einen fünften die meist mit tertiären Sedimenten erfüllten inneralpinen Beckenlandschaften und Talsenken, sofern dieselben nicht von quartären Ablagerungen überlagert sind.

Während die Alpen als junges Gebirge ein stark akzentuiertes Relief aufweisen, stellt die Böhmisches Masse eine weitgehend eingeebnete Altlandschaft dar. Da das Gebirge seit dem Jungpaläozoikum der Abtragung unterlegen ist, sind die in der Tiefe der Erdkruste erstarrten Granite und die sie umgebenden hochmetamorphen kristallinen Schiefer bloßgelegt worden.

Diese Gesteine haben in der Tertiärzeit eine intensive, tiefgreifende Verwitterung erfahren, in deren Verlauf an vielen Punkten Kaolinlager entstanden sind. Von den flachen Rücken sind die tertiären Verwitterungsdecken während der quartären Kaltzeiten durch Solifluktion abgetragen und in den Mulden als Solifluktionsschutt über der autochthonen Verwitterungsdecke abgelagert worden. Es kam so auf den Kuppen zur Bloßlegung der Granite, deren Kluftkörper in der Folge zu typischen Wollsackformen verwitterten. In den Randgebieten der Böhmisches Masse ist noch während der letzten Eiszeit weithin eine dünne Lößdecke aufgeweht worden, die, wo sie vorhanden ist, die Bonität der sehr dürrftigen Verwitterungsböden bedeutend hebt. Am Ostrand der Böhmisches Masse besitzt auch postglazialer, kalkfreier Flugstaub eine weite Verbreitung.

Das Schwergewicht der österreichischen Landwirtschaft liegt weder in der Böhmisches Masse noch in den Alpen, sondern in den jungen Aufschüttungsebenen im Norden und Osten des Alpenraumes.

Das nördliche Alpenland war im Oligozän und älteren Miozän von einem seichten Meer bedeckt, in dem auf sinkendem Untergrund in z. T. großer Mächtigkeit feinklastische Sedimente, größtenteils aufgearbeitete Flyschgesteine, abgelagert wurden. Die sandigen, überwiegend kalkarmen, lockeren oder leicht verfestigten Ablagerungen werden als Schlier bezeichnet, sie liefern bindige, schlecht drainierte und meist schwer zu bearbeitende Böden.

Während das Molassemeer bis auf Teile seines östlich der Böhmisches Masse gelegenen, als „Außeralpines Wiener Becken“ bezeichneten Teiles im mittleren Miozän verlandete, brachen am Ostrand der Alpen erst in dieser Zeit mehrere Becken ein, in die das Meer z. T. schon im Helvet, z. T. erst im Torton eingedrungen ist.

Zwischen das große Inneralpine Wiener Becken im Nordosten und die ausgedehnte Grazer Bucht im Südosten der Alpen sind die Eisenstädter Bucht und das Oberpullendorfer Becken als kleinere Meeresbuchten zwischengeschaltet. Auch die Tertiärbecken am Alpenostrand sind allmählich abgesunken und zur gleichen Zeit mit feinklastischen Ablagerungen gefüllt worden. Sie weisen eine lückenlose Sedimentfolge

auf, die im Torton eine marine, im Sarmat eine brackische und im Pannon eine limnische Fauna aufweist. Die tertiäre Beckenfüllung des Inneralpinen Wiener Beckens birgt in ihrem nördlich der Donau gelegenen Teile bedeutende Erdöl- und Erdgaslagerstätten, durch deren Erschließung und Ausbeutung die geologischen Verhältnisse dieses Raumes sehr gut bekannt geworden sind. Seit wenigen Jahren wird auch aus der oberösterreichischen Molasse Erdöl gewonnen und hat im Zusammenhang damit auch die geologische Erforschung dieses Raumes rasche Fortschritte gemacht.

Das außeralpine Tertiär ist in Österreich weithin von pleistozänen und holozänen Sedimenten überlagert. Im westlichen Abschnitt ist die Molasse vor den Alpen teils von Moränen, teils von fluvioglazialen Schottern bedeckt, östlich der Enns hat kein Gletscher mehr das Alpenvorland erreicht, pleistozäne Schotterfluren nehmen aber auch hier große Flächen ein. Sowohl auf ihnen als auch unmittelbar auf dem Tertiär ist im Molassegebiet, im Inneralpinen Wiener Becken und im Nordburgenland weithin Löß zur Ablagerung gelangt, an der Südostabdachung der Alpen fehlen dagegen kalkhaltige äolische Sedimente. Auf den Lössen des niederösterreichischen Weinviertels liegen die fruchtbarsten Böden Österreichs, die „Hunderterböden“ der österreichischen Bodenschätzung.

Es ist nicht möglich in diesem Rahmen auf Einzelheiten des geologischen Aufbaues einzugehen; wer sich für solche interessiert, wird am besten die bestehenden geologischen Kartenwerke zur Hand nehmen. Als Übersichtskarte leistet immer noch die von H. VETTERS mit großer Sorgfalt zusammengestellte Übersichtskarte von Österreich einschließlich der Nachbargebiete im Maßstabe 1 : 500.000 wertvolle Dienste. Sie erschien in 2 Blättern in den Jahren 1928 und 1930. Eine Neubearbeitung dieser Karte ist an der Geologischen Bundesanstalt in Wien im Gange. Diese hat darüber hinaus geologische Karten im Maßstab 1 : 75.000, für einzelne Gebiete auch im Maßstab 1 : 50.000 und 1 : 25.000 herausgegeben, allerdings liegen trotz beschleunigter Bearbeitung in den letzten Jahren noch nicht für alle Teile des Landes moderne geologische Kartenwerke vor.

Wenden wir uns nun den klimatischen Gegebenheiten zu. Die Klimaverhältnisse Österreichs sind außerordentlich mannigfaltig.

Der östliche Teil Niederösterreichs, westwärts bis zum Manhartsberg, zur Wachau, zum Tullnerfeld und zum Ostrand der Alpen, gehört zum Grenzbereich des panonischen Klimaraumes. Pannonische Klimateinflüsse kommen weniger ausgeprägt auch noch in einzelnen Teilen des Mittelburgenlandes, vor allem südlich der Rechnitzer Schieferinsel, zur Geltung. Das panonische Klima hat kontinentalen Charakter, es ist durch warme, trockene Sommer und relativ kalte, schneearme Winter gekennzeichnet. Je weiter man sich von Wien in südöstlicher Richtung gegen die ungarische Grenze hinbewegt, um so ausgeprägter kommt der kontinentale Klimacharakter zur Geltung. Die Jahresniederschlagsmenge bleibt überall unter 700 mm. Die niederschlagsärmsten Gebiete Österreichs liegen allerdings nicht hier, sondern im nordöstlichen Niederösterreich, wo der Raum um Retz und das Marchfeld im langjährigen Durchschnitt weniger als 550 mm Jahresniederschlag verzeichnen (vgl. Tabelle 1).

Um ein richtiges Bild von den Klimaverhältnissen im panonischen Grenzraum zu erhalten, muß man neben den Niederschlägen auch die Temperatur- und Windverhältnisse berücksichtigen. Schon das Jahresmittel der Temperatur, zumeist zwischen 8 und 9° C, für Wien und Wr. Neustadt sogar 9,2° C, gehört zu den höchsten in Österreich erreichten Werten. Der sommerwarme Charakter des panonischen Klimas findet in hohen Juli-mitteltemperaturen seinen Ausdruck. Diese lassen mit 19,1° C für Wien, 19,5° C für Wr. Neustadt und 19,9° C für Neusiedl am See einen deutlichen Anstieg gegen Osten erkennen. Die hohe Sommertemperatur fördert im Verein mit reichlicher Luftbewegung die Verdunstung, sodaß die an sich keineswegs extrem niedrigen sommerlichen Niederschläge nur selten tiefer in den Boden einzudringen vermögen. Es kommt infolgedessen

Tabelle 1

Mittlere Niederschlagshöhe in der Periode 1896 bis 1930 in Millimetern

Meßstelle	Sechöhe in m	Monate										Jahres- summe		
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X		XI	XII
Wien, Hohe Warte	203	14	35	45	62	72	72	87	68	60	53	45	52	692
Wiener Neustadt	263	32	29	34	56	67	81	88	77	77	45	38	38	662
Mannersdorf a. Leithageb.	213	35	31	43	56	65	69	86	67	67	49	43	44	655
Breitenbrunn a. Leithageb.	140	42	36	49	60	76	68	81	64	68	48	51	55	670
Rust am Neusiedlersee	120	35	27	38	40	61	62	80	64	65	50	48	54	630
Kittsee (N.-Burgenland)	136	36	32	40	48	65	58	71	52	60	46	49	48	605
Apetlon (Seewinkel)	121	36	34	34	47	52	61	72	62	66	43	47	46	600
Retz (Weinviertel)	264	22	21	27	44	62	64	75	62	47	38	30	33	525
Mailberg (Weinviertel)	217	24	24	28	43	61	62	77	62	46	40	31	34	532
Matzen (Marchfeld)	186	28	24	35	45	57	59	74	57	53	40	38	39	549
Ob. Siebenbrunn (Marchfeld)	151	27	26	35	40	47	53	61	49	55	39	37	41	510

zu einer starken sommerlichen Austrocknung der Böden und zu einer ausgeprägten sommerlichen Trockenruhe der Vegetation.

Im Vergleich mit dem pannonischen Grenzraum ist das Klima des nördlichen Alpenvorlandes im westlichen Niederösterreich, in Oberösterreich und im Salzburger Flachgau als gemäßigt-humid zu bezeichnen. Dieser Raum gehört der mitteleuropäischen Klimaprovinz an, die Jahresmitteltemperatur liegt zwischen 7 und 8° C, die Gegensätze zwischen Sommer- und Wintertemperatur sind geringer als im pannonischen Raum, die sommerliche Trockenheit ist weniger ausgeprägt, in feuchten Jahren tritt sie überhaupt nicht in Erscheinung. Gegen Westen nehmen die Temperaturkontraste mehr und mehr ab, die Jahresniederschlagsmengen aber zu. Das letztere sei durch einige Daten belegt:

Unter 700 mm liegen: Melk und das nördl. Tullnerfeld (sie gehören noch zum pannonischen Grenzraum).

zwischen 700—800 mm: St. Pölten, Wieselburg a. E.

zwischen 800—900 mm: Wilhelmsburg, Pöchlarn, Enns, Linz, Welser Heide

zwischen 900—1000 mm: Amstetten, Steyr, Lambach, Ried i. Innkreis

zwischen 1000—1200 mm: Kremsmünster, Vöcklabruck

zwischen 1200—1400 mm: Gmunden, Salzburg.

In dieser Verteilung kommt nicht bloß die Zunahme der Niederschlagsmenge von Ost nach West sondern auch gegen den Alpenrand hin zum Ausdruck.

Die nördlichen Voralpen und Kalkhochalpen stehen in einem allerdings gegen Osten abnehmenden Maße unter atlantischem Klimaeinfluß. Westliche und nordwestliche Luftströmungen herrschen absolut vor. Sie bringen feuchte Meeresluft heran, die am Gebirgsrand emporsteigt, dabei abgekühlt wird und reichlich Niederschläge abgibt. Mit der großen Niederschlagsmenge und -häufigkeit hängen starke Bewölkung und ausgeglichener Temperaturgang ursächlich zusammen. Maximale Jahresniederschlagsmengen werden im Salzkammergut gemessen, wo in Aussee schon im Tale mehr als 2000 mm verzeichnet werden.

Am Südrande der Kalkhochalpen macht sich eine erste deutliche Klimascheide innerhalb der Alpen bemerkbar. Das steirische Ennstal bildet zusammen mit dem Paltenal und dem westlich anschließenden Talgebiet der oberen Salzach einen Klimabereich von eigener Prägung. Zwar sind die Westwinde auch hier noch vorherrschend, aber die Niederschlagsmengen sind bereits geringer, sie liegen fast durchwegs unter 1200 mm, da die ozeanischen Luftmassen den größeren Teil ihres Wassergehaltes bereits über den nördlichen Kalkalpen abgeladen haben. Zugleich ist das Temperaturklima kontrastreicher, bedingt durch die für inneralpine Tallagen kennzeichnende winterliche Temperatur-

inversion und relativ starke sommerliche Erwärmung. Bezeichnender Weise bildet das steirische Ennstal im Abschnitt Pürgg-Admont die ungefähre Grenze zwischen dem ozeanischen Buchengebiet der Randzone und dem kontinentalen Lärchen-Zirbengebiet der Zentralzone der Alpen.

Tabelle 2

Temperatur- und Niederschlagswerte für die Periode 1881—1930

	Beobachtungsort	Seehöhe	Jahres Mittel Temperatur (°C)	Jahresnieder- schlagsmenge (mm)
Nördliches Alpenvorland	St. Pölten	273	8,6	718
	Linz	306	8,7	978
	Kremsmünster	390	9,1	1042
	Gmunden	430	8,2	1356
	Salzburg	420	8,6	1379
Nördliche Voralpen	Lilienfeld	377	7,6	1179
	Mariazell	853	5,8	1172
	Lunz a. See	615	6,3	1648
	Bad Ischl	469	7,9	1711
Kalkhochalpen u. Grauwackenzone	Rax, Seilb. Bergst.	1546	—	1093
	Präbichel	1230	3,8	1725
	Altaussee	951	6,1	2170
	Feuerkogel	1577	2,9	2640
Steirisches Ennstal	Radstadt	856	5,9	1017
	Admont	648	6,2	1134
Oberes Murtal	Tamsweg	1003	4,2	695
	Seckau	854	6,8	797
	Bruck a. Mur	480	7,8	781
Hohe Tauern	Zell a. See	759	6,2	1035 ¹
	Badgastein	1023	5,2	1184 ¹
	Heiligenblut	1278	5,2	802 ¹
	Sonnblick	3106	-6,5	2278 ¹
Östliche Voralpen	Schöckel	1436	3,8	904
	Birkfeld	623	6,3	829
	Mönichkirchen	979	5,4	1053
	Semmering	1000	6,1	1055
Ostabdachung der Alpen	Graz	369	8,8	874
	Bad Gleichenberg	297	9,0	897

¹ Mittelwerte der Periode 1900—1925.

Durch den Hauptkamm der Alpen vom Enns- und Salzachgebiet getrennt, weisen das obere Murtal und die südlichen Tauerntäler, so das obere Möll- und das Iseltal, einen zentralalpin-kontinentalen Klimacharakter auf. Dieser entspricht einem durch große Temperaturgegensätze bei relativ geringer Bewölkung gekennzeichneten Strahlungsklima. Tamsweg im oberen Murtal ist durch seine extrem niederen Wintertemperaturen bekannt. Ein ausgeprägt zentralalpines Klima besitzen auch das Oberinntal und der Vintschgau in Südtirol. Der letztere weist, im Regenschatten der Ötztaler Alpen gelegen, nur wenig mehr als 500 mm Jahresniederschlag auf.

Kaum geringer als der Kontrast zwischen dem ozeanischen Klima der nördlichen Randgebiete und dem kontinentalen der zentralalpiner Täler ist der Unterschied zum Klima der südöstlichen Voralpen einschließlich des Grazer Berglandes. Hier herrschen besonders ausgeglichene Klimaverhältnisse mit für Österreich ungewöhnlich geringen Temperaturgegensätzen und mäßigen, aber im Sommer reichlichen Niederschlägen. Der Einfluß westlicher Luftströmungen ist in den Südostalpen wie in Südkärnten geringer als in anderen Teilen Österreichs. Dagegen macht sich die Nähe des mediterranen Raumes u. a. dadurch bemerkbar, daß sich das Niederschlagsmaximum um so deutlicher vom

Sommer gegen den Herbst verschiebt, je weiter wir nach Süden gelangen. Auch die Vegetation zeigt durch das Auftreten submediterraner Pflanzen die Nähe des Mittelmeeres an; es seien an Holzgewächsen nur die Edelkastanie, die Mannaesche und die Hopfenbuche genannt.

Neben dem Großraumklima muß vor allem im Gebirge auch das Lokalklima berücksichtigt werden. Seehöhe, Exposition, Kaltluftstau, Nebelbildung usw. lassen auf engem Raume außerordentliche Klimaunterschiede entstehen.

Obwohl Österreich über ein ziemlich dichtes Netz von Wetterbeobachtungsstationen verfügt und von der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, vom Hydrographischen Zentralbüro im Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft und in letzter Zeit auch vom Bundesministerium für Handel und Wiederaufbau im Zusammenhang mit dem bei diesem geführten Wasserkraftkataster viele wertvolle Veröffentlichungen über die klimatischen Verhältnisse Österreichs herausgebracht worden sind, konnte das kleinräumige lokalklimatische Mosaik des Landes nicht annähernd erfaßt werden.

Eine Gesamtübersicht über die Klimaverhältnisse Österreichs mit Ausnahme des Burgenlandes bieten die Klimatographien der einzelnen Bundesländer, die, von verschiedenen Autoren bearbeitet, in den Jahren 1904 bis 1919 veröffentlicht wurden. Da sie in mancher Hinsicht ergänzungsbedürftig sind, hat die österreichische Akademie der Wissenschaften die Herausgabe einer neuen, ganz Österreich umfassenden Klimatographie in Angriff genommen. Von dieser liegt zur Zeit die erste Lieferung gedruckt vor. In einer Reihe von Übersichtskarten sind die Niederschlags- und Temperaturverhältnisse, aber auch andere Klimafaktoren für ganz Österreich oder für einzelne Bundesländer übersichtlich zur Darstellung gebracht worden.

Die Vegetation Österreichs spiegelt in horizontaler Richtung die Gliederung des Landes in eine Reihe von Klimaprovinzen, in vertikaler Richtung aber infolge der großen Höhenunterschiede in eine Reihe von Höhenstufen deutlich wider. Diese natürlichen Gegebenheiten sind zwar durch den Menschen in einer schon Jahrtausende währenden Besiedlung mehr oder weniger stark verwischt worden, sie sind aber trotzdem auch in der Kulturlandschaft deutlich genug erkennbar geblieben. Freilich muß man sich vor Augen halten, daß die großen waldfreien Flächen im Bereiche der Dauersiedlungen und selbst z. T. über der rezenten Waldgrenze ihren Bestand ausschließlich ständigen Eingriffen des Menschen verdanken. Von Natur aus wären auch die niederschlagsärmsten Gebiete im Osten des Landes von Wald bedeckt, waldfreie Flächen würden sich in tieferen Lagen nur dort finden, wo, wie z. B. auf den Salzböden im Neusiedlerseegebiet, auf extremen Schuttfuren und an steilen Felshängen die Ansiedlung von Holzpflanzen aus edaphischen Gründen unmöglich ist. Ein großes von Natur aus waldfreies Areal stellen nur die alpinen Urwiesen und Felsfuren oberhalb der natürlichen Waldgrenze dar. Sie haben nicht nur durch die Rodungstätigkeit des Menschen zur Gewinnung zusätzlicher Almwiesen sondern auch infolge der klimabedingten Absenkung der Obergrenze des geschlossenen Waldes im Zusammenhang mit der Klimaverschlechterung nach der postglazialen Wärmezeit eine mehr oder weniger starke Ausweitung in tiefere Lagen erfahren. Der Zwergstrauchgürtel, der heute weithin zwischen die subalpinen Wälder und die alpinen Grasheiden zwischengeschaltet ist, markiert wahrscheinlich das während des postglazialen Wärmemaximums zusätzlich vom Walde eingenommene Gelände. Für die beträchtlich höhere Lage der Waldgrenze während der postglazialen Wärmezeit liefern hochgelegene Moore, die Verbreitung der Bodenfauna und auch bodenmorphologische Befunde überzeugende Beweise (vgl. H. GAMS 1937, 1942, 1947, H. FRANZ 1943, 1951 u. a.)

Im pannonischen Klimagebiet hat schon der Neolithiker eine umfangreiche Rodetätigkeit entfaltet. Diese scheint hier, wie in anderen klimatisch begünstigten Teilen

Mittleuropas so früh eingesetzt zu haben, daß der primären Steppe auf beträchtlichen Flächen unmittelbar waldfreies Kulturland gefolgt ist. Das Vorhandensein zahlreicher heliophiler Pflanzen- und Tierarten in der Kulturlandschaft des pannonischen Raumes, die weite Verbreitung von „Steppenböden“ in diesem und das Vorhandensein ausgedehnter junger Flugstaubdecken, deren mindestens teilweise neolithisches Alter durch in ihnen aufgefundene Artefakte sichergestellt ist (FRANZ u. WEIDSCHACHER 1957), stützen diese Annahme.

Innerhalb des Waldgürtels zeigt sich in horizontaler Richtung eine Verzahnung atlantisch-mittleuropäischer, pannonischer und submediterranen Elemente, wobei die atlantischen im Nordwesten, die pannonischen im Nordosten, die submediterranen im Osten und Südosten am stärksten in Erscheinung treten. Im Gebirge ist eine deutliche Höhenstufengliederung erkennbar, es läßt sich eine untere Waldstufe mit Eichen-Hainbuchen-Wäldern, eine Buchen-Tannenstufe und eine subalpine Nadelwaldstufe unterscheiden. Allerdings ist auch diese Gliederung nicht als starres Schema anzusehen, denn in den niederschlagsreichen Randgebieten der Alpen ist die Wüchsigkeit der Buche so groß, daß sie bis zur alpinen Baumgrenze emporzusteigen vermag, während sie in den kontinentalen, inneralpinen Gebieten ganz fehlt und hier die Koniferenwälder mit Resten von Eichenmischwäldern an den Flanken der Täler unmittelbar in Kontakt treten. Die Buche markiert dergestalt das ozeanische Alpenrandgebiet, während die Zirbenverbreitung den zentralalpinen Klimaraum angibt.

Gehen wir nun auf die Böden ein, die wir im österreichischen Raum antreffen. Die rezente Bodendecke ist hier, wie überall auf der Erde, ein Mosaik verschieden alter Bodenbildungen. In den eiszeitlich intensiv vergletscherten Teilen der Alpen hat die glaziale Erosion die älteren Böden einschließlich der letztinterglazialen bis auf geringe Reste beseitigt. Wir haben es hier demnach mit einer in ihrer Gesamtheit relativ jungen Bodendecke zu tun. Dagegen bilden in den während der Eiszeiten gletscherfrei gebliebenen Gebieten in erosionsgeschützten Lagen alte Bodenbildungen nicht selten noch heute als Reliktböden einen Teil der rezenten Bodendecke. In anderen Fällen erhielten sich alte Böden, von jungen Sedimenten überdeckt, fossil oder sie fielen der Abtragung zwar zum Opfer, wurden aber an anderer Stelle als Erosionssedimente wieder abgelagert und haben dort die Eigenschaften der sich neu bildenden Böden beeinflußt.

Unter den fossilen Bodenbildungen haben die aus Lössen hervorgegangenen in Österreich eine besonders eingehende Bearbeitung erfahren (vgl. J. BAYER 1927, G. GÖTZINGER 1935 u. 1936, F. BRANDTNER 1954, J. FINK 1954 u. 1956, F. FELGENHAUER-J. FINK-H. DE VRIES 1959). Die österreichische Lößlandschaft umfaßt das nördliche Alpenvorland in Ober- und Niederösterreich, das Außeralpine und Inneralpine Wiener Becken sowie das nördliche und z. T. das mittlere Burgenland. Dieses Gebiet gliedert sich in einen trockenen östlichen und einen humideren westlichen Teil. In dem östlichen bildeten sich auf Löss bei rund 500 bis 650 mm Jahresniederschlag und einer Jahresmitteltemperatur von über 8,5° C Tschernoseme und Braunerden, im westlichen haben sich dagegen bei über 700 mm Jahresniederschlag und weniger als 8,5° C Jahresmitteltemperatur Sols lessivés (Parabraunerden) und Pseudogleye entwickelt. Die Grenze zwischen den beiden Räumen verläuft von Retz über Horn, Krems, Herzogenburg und den Südrand des Tullnerfeldes nach Wien, von da am Ostabbruch der Alpen südwärts bis in den Raum von Wr. Neustadt und schließlich durch die Ebenfurter Pforte nach Mattersburg. J. FINK (1954, 1956) hat darauf hingewiesen, daß auch die fossilen Böden auf Löss im Westen Österreichs ganz anders ausgebildet sind wie im Osten. Es sind im Westen Naßböden, Fließerden und Böden mit Tondurchschlammung, während im Osten durch Solifluktion kaum gestörte Humushorizonte und braune Verlehmungszonen vorliegen. Da auch diese Unterschiede zweifellos klimabedingt sind, müssen sie als Beweis dafür ange-

sehen werden, daß in Österreich wenigstens während des jüngeren Pleistozäns sowohl in den Glazial- wie in den Interglazialzeiten ein ähnliches west-östliches Niederschlagsgefälle bestanden hat wie heute. Das Verbreitungsbild der fossilen Böden weicht von dem der rezenten nur insoweit ab, als bei ihnen zwischen die Bodenbildungen der feuchten und die der trockenen Lößlandschaft intermediäre Böden zwischengeschaltet sind.

Wenn auch die Bedingungen für die Erhaltung alter Böden im Löß besonders günstig sind, so haben sich Reste älterer Bodendecken im periglazialen Gebiet Österreichs doch auch auf anderen Substraten an vielen Stellen erhalten. Auch dabei handelt es sich in der Mehrzahl um interglaziale Bodenbildungen, in geringem Umfange haben sich aber auch Böden aus der Tertiärzeit erhalten. Diese geben sich durch eine viel intensivere Tonbildung und rötliche bis hochrote Farben, beides Hinweise auf ein wärmeres Klima, zu erkennen.

So reizvoll es wäre, auf die Paläoböden Österreichs näher einzugehen, müssen wir im folgenden doch, wenn der einer knappen Einführung gesteckte Rahmen nicht gesprengt werden soll, die rezenten Bodenbildungen in den Vordergrund stellen.

Beginnen wir mit dem pannonischen Klimagebiet, dessen Böden von denen des westlichen Europa am stärksten abweichen.

Im Außer- und Inneralpinen Wiener Becken sowie im Nordburgenland herrschen auf karbonathältigen und sogar auch auf karbonatfreien Substraten weithin Böden vor, deren Entwicklung über ein AC-Profil nicht hinausgegangen ist. Diese Böden unterliegen in der rezenten Kulturlandschaft nicht fortschreitender Entbasung und Verbräunung, man trifft im Gegenteil nicht selten Profile an, die neben und über Resten einer weitgehend abgetragenen, eindeutig postglazialen Braunerde auf jüngerem karbonathaltigem Kolluvium einen AC-Boden, bisweilen einen recht mächtigen Tschernosem aufweisen (vgl. H. FRANZ 1957). Dies läßt erkennen, daß im pannonischen Klimagebiet Österreichs in der Vergangenheit eine stärkere Tendenz zur Braunerdebildung bestanden haben muß als gegenwärtig. Wahrscheinlich ist dafür weniger das derzeitige Klima als die künstliche Entwaldung der Kulturlandschaften verantwortlich.

Die größte Fläche nehmen heute in den trockenen östlichen Gebieten Österreichs Tschernoseme ein. Sie treten am häufigsten auf Lössen auf, finden sich aber auch auf kalkreichen Sanden und lockeren Mergeln. Im Gegensatz zu den russischen Schwarzerden sind die österreichischen in der Mehrzahl bis zur Bodenoberfläche karbonathaltig, selten ganz oder teilweise entkalkt. Das letztere ist besonders bei den Tschernosemen des Außeralpiner Wiener Beckens, die mehr oder weniger deutliche Degradationserscheinungen aufweisen, der Fall. Die Degradation kommt außer in einer Verarmung der obersten Dezimeter des Bodens an Kalk und in einer Ausfällung desselben als Pseudomyzel im tieferen Teil des Profils, auch in einer deutlichen, blockigen Struktur und im Auftreten intensiv schwarz gefärbter Kolloidüberzüge an den Aggregatgrenzen zum Ausdruck. Wo die blockige Struktur und die Humuscoatings durch tiefe Bodenbearbeitung, besonders durch das Rigolen von Weingartengründen, zerstört wurden, sind beide in der allerdings kurzen seit diesem Eingriff verstrichenen Zeit nicht mehr neu gebildet worden. Da sie auch den Tschernosemen fehlen, die sich nach Abtragung postglazialer Braunerden gebildet haben, kann geschlossen werden, daß die Degradation nicht eine Folge der gegenwärtigen Milieuverhältnisse ist.

Die österreichischen Tschernoseme sind zu verschiedenen Zeiten entstanden, manche sicher erst nach dem Einsetzen der anthropogenen Bodenerosion nach Beginn des neolithischen Ackerbaues, andere wesentlich früher. Wenn auch alle Tschernoseme in hängigem Gelände bei Ackernutzung stärkerer erosiver Verlagerung unterliegen, sodaß, besonders auf Löß, im Hügelland weithin anthropogene Rohböden entstanden sind, so ist die Abtragung älterer Tschernoseme doch weiter fortgeschritten. Sie sind am Hangfuß oft

von mächtigen Kolluvien überlagert, ja es kommen sogar Stockwerksprofile mit mehreren übereinandergelagerten Tschernosemen vor.

Auf den fluvioglazialen Schottern des Marchfeldes östlich von Wien und des Nordburgenlandes haben sich, alternierend mit Löß, kalkfreie Flugsande in geringer, selten 50 cm erreichender Mächtigkeit abgelagert. Auf diesen Sanden hat sich, obwohl im Zuge der Verwitterung silikatischer Minerale limonitisches Eisen gebildet worden ist, keine Braunerde gebildet, sondern ein Boden mit mächtigem, die gesamte Sandauflage umfassendem mullhumosen Horizont. Der den Sand unterlagernde Schotter ist entweder bis zur Oberkante hell gefärbt oder in seiner obersten Schicht verbraunt. Da es sich um Böden mit einem A-D, oder A-(B)D-D-Profil handelt, habe ich sie in Anlehnung an W. KUBIENKA (1953) als Paratschernoseme bezeichnet. Das Vorhandensein eines mächtigen Humushorizontes ist bei ihnen wie bei den Tschernosemen offenbar die Folge eines sehr verlangsamten Humusabbaues und ständiger intensiver Durchmischung des Bodens durch Regenwürmer.

Wo im pannonischen Klimaraum aus der jungen Lockersedimentdecke fester Fels emporragt, sind andere Böden zur Entwicklung gekommen. Es sind auf Karbonatgesteinen, wenn wir von dünnen, allochthonen Terra fusca-Decken absehen, Rendسين, die einen um so niedrigeren Humusgehalt aufweisen, je trockener die Standorte sind, an denen sie auftreten. Auf silikatischen Gesteinen sind, wo diese unmittelbar zu Tage liegen, zumeist Braunerden gebildet worden, in extrem trockenen Lagen ist die Entwicklung aber selbst auf sauren kristallinen Schiefen nicht über ein A-C-Profil hinausgegangen. Ich habe diese Böden, die zwar wie die österreichischen Paratschernoseme freies Eisen enthalten, aber bis zum anstehenden Gestein gleichmäßig mullhumos sind und einen relativ hohen Vorrat an Metallkationen aufweisen, als Xeroranker bezeichnet (H. FRANZ 1956).

Neben den terrestrischen Böden beanspruchen im pannonischen Klimagebiet Österreichs auch die semiterrestrischen ein besonderes Interesse. Unter ihnen sind die typischen Salzböden und die schwarzerdeähnlichen Anmoore für den aus humideren Gebieten kommenden Bodenkundler besonders sehenswert.

Im Neusiedlerseebecken, vor allem im Seewinkel östlich vom Neusiedlersee, kommen typische Solontschaks, Solonetze und Solodi von nicht weniger extremer Ausbildung vor wie in der Großen Ungarischen Tiefebene. Auf den Solontschaks kommt es in Trockenperioden zu Salzausblühungen, die bis zu 1 cm Mächtigkeit erlangen können. Infolge der starken Anreicherung mit Natriumkarbonat kann der pH-Wert bis über 10 ansteigen, die extremen Sodaflecke sind völlig vegetationslos oder nur von einzelnen extremen Halophyten bewachsen. Untersucht man die Verbreitung der Salzböden im Seewinkel, so erkennt man, daß sie streng an einen geologischen Horizont, einen meist kieshaltigen, tonig-schluffigen Sand von selten mehr als 1 cm Mächtigkeit gebunden sind. Dieser Horizont liegt nicht überall im Seewinkel zu Tage, stellenweise ist er von jüngeren, salzfreien Seesedimenten überlagert, stellenweise aber abgetragen. An Plätzen, an denen eine teilweise Abtragung erfolgt ist, liegt an seiner Oberfläche ein Steinpflaster, bestehend aus den bei der Abspülung zurückgebliebenen Quarzkieseln. Der Umstand, daß dieser Horizont überall, wo er auftritt, mit löslichen Salzen angereichert ist, daß er auch dort, wo er von jüngeren Sedimenten überlagert wird, einen beträchtlichen Salzgehalt aufweist und selbst weithin der Abtragung zum Opfer gefallen ist, beweist, daß es sich nicht um eine rezente Salzanreicherung handelt, sondern um eine solche in der Vergangenheit. Sehr wahrscheinlich ist die Salzanreicherung im letzten Interglazial erfolgt. Da hierauf in der Einführung zur Neusiedlersee-Exkursion ausführlich eingegangen wird, kann auf diese verwiesen werden.

Außer im Neusiedlerseegebiet finden sich Böden, die mit löslichen Salzen angereichert

sind, auch an anderen Punkten des pannonischen Klimaraumes Österreichs, besonders in der Tertiärlandschaft im nordöstlichen Niederösterreich. Dort stammt das Salz, vorwiegend Kalzium- und Magnesiumsulfat, aus tertiären Mergeln, in die es aus dem Meerwasser eingelagert worden ist. Durch Auslaugung gelangten die Salze ins Grundwasser und können dort, wo dieses stagniert und im Sommer verdunstet, im Boden so stark angereichert werden, daß sie in den Bodenhohlräumen ausfallen. Die Mehrzahl der mit Erdalkalisulfaten angereicherten Böden weist mächtige, tiefschwarze Humushorizonte auf, es handelt sich um sehr tschernosemähnliche Salzanmoore. Oberflächliche Salzausblühungen treten auf diesen Böden nur selten auf.

Im burgenländischen Leithagebiet sind aus Löß hervorgegangene Tschernoseme unter Grundwassereinfluß gelangt. Auch sie haben eine tief schwarze Farbe angenommen, sind sehr bindig, grobblockig strukturiert und weisen zum Teil eine gewisse Anreicherung mit wasserlöslichen Salzen auf.

Gewisse schwarzerdeähnliche Anmoore haben sich nach Entwässerung und Umbruch als durch Winderosion sehr gefährdet erwiesen. Solche im Volksmund als Flugerden bezeichnete Böden bedecken im südlichen Teil des Inneralpinen Wiener Beckens große Flächen, in geringem Ausmaße treten sie auch im Tertiärhügelland nördlich der Donau auf. Zu ihrem Schutze vor Verwehung sind in den letzten Jahrzehnten im großen Umfange Windschutzgürtel aufgefórstet worden.

In der rezenten Aulandschaft der Donau und ihrer aus den Alpen kommenden Nebenflüsse finden sich auf sandigen bis sandig-schluffigen Sedimenten von meist beträchtlichem Kalkgehalt sehr helle, wenig entwickelte Auböden. Dieselben zeigen im humideren Westen Österreichs dieselbe Dynamik wie im Osten. Solange sie bei Hochwasser häufig mit frischem, karbonatreichem Sediment überschüttet werden, bleiben sie kalkhaltig und überschreiten das Stadium des Grauen Aubodens nicht. Sobald sie nur noch von Katastrophenhochwässern überspült werden, setzt langsam die Entkalkung und damit auch die Verbraunung ein. Es verdient hervorgehoben zu werden, daß diese Tendenz auch im pannonischen Klimaraum besteht, daß die Auböden daher hier zur Braunerde tendieren, während sich die terrestrischen Böden in der Kulturlandschaft auf den Tschernosem hin entwickeln.

Von den aus mindestens teilweise karbonathaltigen Sedimenten hervorgegangenen Auböden, die in Österreich weitaus vorherrschen, weichen diejenigen ab, die sich in Flußgebieten entwickelt haben, deren Einzugsgebiet ausschließlich in kristallinen Gebirgen liegt, z. B. in der Böhmischen Masse oder in großen Kristallingebieten der Alpen. Wenn dies der Fall ist, sind meist schon die Flußsedimente selbst braun gefärbt und teilen diese Eigenschaft schon den Initialstadien der Bodenbildung mit. Es bilden sich daher vom Anfang an limonitisch gefärbte „Allochthone“ Braune Auböden.

Während im pannonischen Klimaraum, besonders in der „trockenen“ Lößlandschaft A-C-Böden sehr stark in den Vordergrund treten, begegnen sie uns in der humiden Lößlandschaft fast nur auf überwiegend aus Kalkgeröll bestehenden jungen Schottern. Alle in höherem Anteil silikatische Komponenten enthaltenden Sedimente sind, soweit sie von Haus aus kalkhaltig waren, bis zu einer gewissen Tiefe entkalkt und tragen, wo sich reife Böden bilden konnten, Sols lessivés (Parabraunerden) oder Pseudogleye. Wie im angrenzenden Bayern (vgl. F. KOHL 1958) ist die Tondurchschlammung auf feinklastischen Sedimenten wie Lößlehm und Schlier besonders deutlich ausgeprägt, sie hat aber auch auf silikatische Komponenten enthaltenden Moränen und fluvioglazialen Schottern stattgefunden. Auch die Blutlehmzonen, welche die Bodenprofile auf älteren Niederterrassen kennzeichnen, sind, wie schon Kohl erkannt hat, auf Durchschlammungsvorgänge von Eisen im Verein mit Ton zurückzuführen.

Im oberösterreichisch-salzburgischen Grenzraum hat sich im Hausruck und Kober-

nauserwald vor den Alpen noch im Pliozän der Schuttkegel eines aus den Alpen kommenden Flusses aufgebaut. Die groben Schotter sind bis zu beträchtlicher Tiefe intensiv verwittert und, obwohl sie weithin von einer dünnen Staublehmdecke überdeckt sind, so durchlässig, daß sich auf ihnen unter dem Einfluß der hohen Niederschläge vorwiegend Böden mit podsoliger Dynamik entwickelt haben.

Eine gewisse Ähnlichkeit mit dem westlichen, humiden Teil des Alpenvorlandes besitzt das Grazer Becken, dessen tertiäre Sedimentfüllung nach seiner Hebung erosiv zerschnitten wurde und nun als Tertiärhügelland die Alpen im Südosten säumt. Es weist bei über 8° C Jahresmitteltemperatur mehr Niederschläge auf als der pannonische Raum und ist vor allem viel weniger stark sommerlicher Austrocknung ausgesetzt. Der tertiäre Untergrund ist hier wie im nördlichen Alpenvorland weithin von pleistozänen Schottern überlagert, die eine Decke von schluffigem Lehm tragen. Die Feinsedimentdecken sind von A. WINKLER-HERMADEN (1955) als Aulehme, von J. FINK (1958, 1959) als Flugstaub gedeutet worden. Unbestritten ist, daß man eine Mehrzahl von Schotterfluren und Lehmdecken verschiedenen Alters unterscheiden kann. Die schluffreichen Feinsedimente neigen an sich zur Dichtlagerung und haben eine intensive Tondurchschlammung mitgemacht (vgl. L. JAKLITSCH 1959). Durch diese und den Einfluß des periglazialen Klimas haben sich auf den Lehmdecken sekundär mehr oder weniger extreme Pseudogleye entwickelt, die der landwirtschaftlichen Nutzung große Schwierigkeiten bereiten.

Ein anderes Gebiet mit relativ ungünstigen Bodenverhältnissen stellt die Flyschzone am Nordrand der Alpen dar. Die dort vorherrschenden Mergel und mergeligen Sandsteine sind wasserundurchlässig und geben in niederschlagsreichen Witterungsperioden zu Tagwasserstau, in Trockenzeiten zu starker Austrocknung der meist seichtgründigen Böden Anlaß. Primäre Pseudogleye stellen deshalb im Flyschgebiet den vorherrschenden Bodentypus dar, sie treten umso stärker hervor, je weiter wir westwärts vorschreitend in zunehmend niederschlagsreichere Gebiete gelangen.

Der östliche Teil des Wienerwaldes steht noch unter pannonischem Klimaeinfluß, was bewirkt, daß hier auf Mergeln und Kalksandsteinen Pararendsinen an Südhängen als Dauerstadien der Bodenbildung auftreten. An dem heute von Buschwald mit vorwiegend Flaumeiche bewachsenem Südhang des Leopoldsberges am Wiener Stadtrand sind Rendsinakolluvien, reichlich mit Artefakten durchsetzt, stellenweise bis weit über 1 m Mächtigkeit angehäuft.

In Gegensatz hiezu haben sich wenig weiter im Westen auf dem fast nur aus Quarzsand bestehenden Greifensteiner Sandstein stark durchschlammte Böden gebildet, die, wenn sie nicht pflügelig behandelt werden, zur Podsolierung neigen.

Zu den Böden der Flyschzone stehen die der Kalkalpen, wenn wir von den kalkfreien Gliedern der Schichtfolge absehen, in scharfem Gegensatz. Trotz der einseitigen chemischen Zusammensetzung des Muttergesteins tritt uns auch auf Kalk und Dolomit ein buntes Bodenmosaik entgegen. Es ist dadurch bedingt, daß die Karbonatgesteine weithin von einer dünnen Decke silikatischen Feinmaterials überlagert sind. Die Untersuchung des Mineralbestandes dieser Feinsedimentdecke an einer ganzen Reihe von Punkten durch G. FRASL hat ergeben, daß in ihr in großer Menge Minerale angereichert sind, die nicht aus dem unterlagernden Gestein stammen, sondern nur durch äolische Verfrachtung auf dieses gelangt sein können.

Wo Kalk oder Dolomit das Muttergestein bildet, haben sich klimabedingt verschiedene Rendsinaformen entwickelt, aus der silikatischen Feinsedimentdecke sind verschiedene Terra fusca-Formen entstanden.

Die Terra fusca zeigt im Grenzgebiet gegen den pannonischen Raum keine, im humiden Klima dagegen eine sehr deutliche Tondurchschlammung. In höheren Lagen kann sie sogar der Podsolierung unterliegen und in Mulden Pseudogleye bilden.

Aus dem Gesagten ergibt es sich, daß Terra fusca und Rendsina zwei Bodentypen

sind, die genetisch miteinander nichts zu tun haben. Das schließt nicht aus, daß man im Gelände sehr häufig Mischböden findet, die aus Karbonatgestein unter Einbeziehung verschieden großer Mengen von Terra fusca Material entstanden sind.

Eine wieder andere Assoziation von Böden findet sich auf festen silikatischen Gesteinen. Auf ihnen dominieren in wärmeren, tieferen Lagen silikatische Braunerden. Mit zunehmender Seehöhe tritt die Tendenz zur Podsolierung um so rascher in Erscheinung, je saurer das Muttergestein ist. Auf basischen silikatischen Gesteinen sind dagegen selbst in hochalpinen Lagen fast ausschließlich eutrophe Braunerden zu finden. Auf Graniten und sauren silikatischen Schiefen treten unter subalpinem Nadelwald weithin typische Eisenpodsole auf. Eisenhumuspodsole scheinen an Standorte gebunden zu sein, an denen nach Rodung des Waldes Heidevegetation aufgekommen ist. Der von G. SCHEYS, R. DUDAL und L. BAEYENS (1954) in Nordbelgien geführte Nachweis, wonach Eisenpodsole unter Wald, Humuspodsole aber unter Heidevegetation gebildet werden, scheint auch für den österreichischen Raum Geltung zu haben.

Mit dem subalpinen Nadelwald sind podsolige Böden in Österreich vor allem in zwei Gebieten weit verbreitet. Einerseits in den höheren Lagen der Böhmisches Masse und andererseits in den subalpinen Lagen der aus kristallinen Gesteinen bestehenden Gebirgsgruppen der Alpen. Die Böhmisches Masse weist im übrigen als weitgehend eingeebnete Altlandschaft von den Alpen stark abweichende Bodenverhältnisse auf. Wie schon in der geologischen Einführung dargelegt, sind die kristallinen Gesteine der Böhmisches Masse im Tertiär einer tiefgründigen Verwitterung unterlegen, die in Richtung der Kaolinisierung verlaufen ist. Wo auf ebenen Flächen oder in flachen Mulden diese tertiäre Verwitterungsdecke an der Oberfläche erhalten geblieben ist, liegen tagwasserstauende Böden vor. Von den Rücken und Hängen ist durch Solifluktion aller lose Schutt abgetragen und an Unterhängen sowie am Hangfuß ausgebreitet worden. Auf ihm und stellenweise auch auf dem anstehenden Gestein haben sich podsolige Böden entwickelt. In den tieferen Mulden ist es zur Bildung von Hochmooren gekommen. Von den eiszeitlich intensiv vergletscherten hoch aufragenden Teilen der Alpen sind demgegenüber die präglazialen Verwitterungsdecken restlos abgetragen worden, wo die Gletscher allen losen Schutt ausgeräumt haben, fehlt auch eine glaziale Schuttverkleidung. Die Böden haben sich deshalb weithin auf anstehendem Fels, daneben auf jungem Schutt und stadialen Moränen entwickelt.

Die podsolige Entwicklung ist durch menschliche Eingriffe teils gefördert, teils gehemmt worden. Die Tatsache, daß durch Raubwirtschaft im Walde wie Streunutzung, Brandrodung, Fichtenreinanbau etc. die Podsolierung stark gefördert wird, kann in unserem Lande an vielen Beispielen bestätigt werden. Dagegen bewirkt Waldrodung und nachfolgende landwirtschaftliche Nutzung des Bodens auch ohne mineralische Düngung in vielen Fällen eine rückschreitende Entwicklung in Richtung auf eine Braunerde. Diese Umkehrung des Entwicklungsganges ist offensichtlich die Folge der Beseitigung der sauren Bestandesabfalldecke, der Änderung des Pflanzenbestandes und des Bodenwasserhaushaltes, sowie der Zufuhr von mehr Strahlungswärme durch Beseitigung des Baumschattens.

Über der alpinen Waldgrenze kann naturbedingt eine ähnliche Tendenz beobachtet werden, da in den hochalpinen Grasheiden weithin sogenannte alpine Rasenbraunerden an die Stelle der Podsole treten. In Hochalpinen Lagen macht sich im übrigen auch die mit der Zunahme der Seehöhe abnehmende Wärme als die Bodenentwicklung hemmender Faktor bemerkbar. Dem ist es zuzuschreiben, daß schließlich in hohen Lagen unter Rasen vielerorts auch auf silikatischen Gesteinen nur noch A-C-Böden auftreten. Es sind alpine Ranker mit nur geringem Sättigungsgrad des Sorptionskomplexes und einer meist deutlich zum Podsol tendierenden Entwicklung. Oberhalb der Grenze der geschlossenen Vegetation überwiegen physikalische Verwitterung und Erosion,

sodaß neben echten, klimabedingten Rohböden nur „Protostadien“ von A-C-Böden zur Entwicklung gelangen können.

Die Bedingungen für die Bodenbildung sind im übrigen im hochalpinen Bereiche von denen in tieferen Lagen in mehrfacher Hinsicht so verschieden, daß die Dynamik der Hochgebirgsböden nur verstanden werden kann, wenn man diese Verhältnisse berücksichtigt.

Einer der maßgebendsten Faktoren ist hier zweifellos der von den Böden tieferer Lagen grundlegend verschiedene Wasserhaushalt. Die Wassersättigung der Hochgebirgsböden ist zweifellos während eines beträchtlichen Abschnittes des Jahres sehr hoch. Dies ist die Folge von Bodenfrost und langer Schneebedeckung. Ich habe die Böden in 2000 m Höhe fast stets schon anfangs Oktober hartgefroren gefunden und selbst an Südhängen in gleicher Höhenlage noch Mitte Juni in 30 cm Tiefe Bodeneis angetroffen. Über dem Bodeneis staute sich das Schmelzwasser, so daß es zur Übersättigung des Bodens mit Wasser und zu Fließbewegungen (Solifluktion) kommt. Auch in den Schneemulden, in denen sich bis in den Hochsommer Schneeflecken erhalten, kommt es zur periodischen Übersättigung des Bodens mit Schmelzwasser, da dieses infolge Dichtlagerung nur sehr langsam versickern kann. Die Wasserübersättigung bewirkt eine Umwandlung des Eisens in die zweiwertige Form auf dem von A. BLOOMFIELD für Gleye und Pseudogleye beschriebenen Wege. Da die Böden nicht völlig undurchlässig sind, kann eine beträchtliche vertikale Eisenverlagerung eintreten, wie sie den Gleyepodsolen entspricht. Man findet darum in den Hochalpen auf silikatischen Substraten weithin rostfleckige, in den obersten Horizonten stark an Eisen verarmte Böden, die ich wegen ihres abweichenden Wasserhaushaltes als alpine Pseudogleye bezeichnen möchte.

Die häufig wiederkehrende und oft lang andauernde Übersättigung mit Wasser bedingt es im Verein mit der niederen Temperatur und kurzen Vegetationszeit, daß die alpinen Böden dort, wo sie nicht allzu starker Erosion oder Übersättigung ausgesetzt sind, infolge des stark gedrosselten Abbaues der organischen Reste eine ungewöhnliche Anreicherung humoser Stoffe aufweisen. Diese findet sowohl auf karbonatischen wie auf silikatischen Gesteinen statt und wurde aus den Ostalpen von W. LEININGEN-WESTERBURG (1907, 1908, 1909) unter dem Namen „Alpenhumusbildung“ beschrieben. Der Pechmoder W. KUBIENAS (1953) ist nichts anderes als eine sehr feine, koprogene Alpenhumusform. Die mit Humus angereicherten hochalpinen Böden sind wegen ihrer Plastizität, ihres hohen Quellvermögens und der starken Volumszunahme beim Gefrieren für die Bildung von Frostmusterböden prädestiniert.

Neben dem Schmelzwasserstau, der Humusanreicherung und der Frostbodenbildung spielt in der Bodendynamik über der alpinen Waldgrenze die Einwehung von Flugstaub eine maßgebende Rolle. Sie bewirkt nicht bloß die Zufuhr großer Mengen von Mineralen, die dem Muttergestein der Böden fremd sind, sondern auch eine ständige mineralische Düngung, die der Bodenversauerung entgegenwirkt.

Wie die Vegetation so zeigen auch die Böden im Gebirge eine zonare Anordnung in Höhenstufen. Läßt schon die Vegetation erkennen, daß die Grenzen der Höhenstufen nicht immer in gleicher Höhe verlaufen sind, sondern schon innerhalb der postglazialen Zeit eine beträchtliche Verschiebung erfahren haben, so wird dies durch die Böden ganz eindeutig bezeugt. Es ist seit langer Zeit bekannt und besonders ausführlich von H. GAMS (1937, 1942, 1947) zur Darstellung gebracht worden, daß sich die Obergrenze des Moorbewachstums im postglazialer Zeit sehr stark verschoben hat. Gegenwärtig findet man gutwüchsige Hochmoore in den Nordalpen im Höhenbereich zwischen 400 und 1000 Metern, in den Zentralalpen zwischen 600 (800) und 1600 Metern. Die zahlreichen über der angegebenen Höhe liegenden Alpenmoore weisen Zeichen mehr oder weniger starker erosiver Zerstörung auf. Wärmezeitliche Torflager reichen in den südlichen Tauerntälern in Tirol und im Wallis nach H. GAMS bis 2500 m, im Ötztal über dem Hochjochospiz sogar bis

2740 m Höhe. Da die obere Grenze des Moornwachstums heute viel tiefer liegt, bezeugen die alpinen Torflager, daß nach der postglazialen Wärmezeit eine sehr starke Absenkung der Höhengrenzen der Vegetation und damit auch der Bildung organischer Böden stattgefunden hat.

In gleicher Richtung weist auch die Entwicklung der hochalpinen Mineralböden. Wir finden allenthalben oberhalb der rezenten Grenze der geschlossenen Vegetation Reste von Böden eines so hohen Entwicklungsgrades, wie er nur unter einer geschlossenen Vegetationsdecke erreicht werden kann. Wir finden ferner auf Gipfeln, die nur wenig über die rezente Waldgrenze emporragen, gegenwärtig aber intensiver Bodenerosion unterliegen, Reste einer ehemals offensichtlich geschlossenen, ziemlich tiefgründigen Bodendecke, die zu ihrer Entstehung der Waldbedeckung bedurfte. So sind auf dem Gipfel der Millstätter Alpe (2086 m) neben Hochmoortorf Eisenpodsole vorhanden, die heute zum großen Teile bis zum B_s -Horizont oder überhaupt bis zum Muttergestein abgetragen sind. Dies deutet ebenso wie das Fehlen einer hochalpinen Bodenfauna auf diesem Gipfel darauf hin, daß derselbe in einem früheren postglazialen Zeitabschnitt bewaldet war.

Von besonderer wirtschaftlicher Bedeutung ist der Bodenabtrag auf den Kalkhochalpen, da er dort zu fortschreitender Verkarstung führt. Auf den ausgedehnten Plateaus der nördlichen Kalkhochalpen ist ein schon bestehendes Karstrelief durch glaziale und periglaziale Sedimente weithin überdeckt worden, sodaß sich lokal über dem klüftigen Gestein Wasseransammlungen bilden konnten. Es kommt dazu, daß auch auf den Kalkhochalpen der Wald in früheren Abschnitten der postglazialen Periode eine viel größere Ausdehnung besessen hat als gegenwärtig. Wie die Stockung des Wachstums in den alpinen Mooren, so ist auch die Absenkung der alpinen Waldgrenze eine Folge der Klimaverschlechterung, die mit dem Beginn des Subatlantikums in den Pollendiagrammen der See- und Moorablagerungen des Alpenraumes überall erkennbar ist. Der Rückgang der oberen Wald- und auch der alpinen Rasengrenze ist nicht als kontinuierlicher Vorgang vorzustellen, sondern vollzog sich mit Unterbrechungen, während welcher sogar eine gegenläufige Bewegung einsetzte. So ist zwischen den beiden letzten großen Vorstößen der Gletscher, dem Fernauvorstoß um 1650 und dem letzten Vorstoß zwischen 1820 und 1856 die Waldgrenze wieder beträchtlich angestiegen. Auch seit 1856 ist dort, wo der Mensch es nicht verhindert hat, eine Wiederbewaldung beträchtlicher Flächen zu verzeichnen. F. BAUER (1958) hat dies dadurch nachgewiesen, daß er die von F. SIMONY (1893) am Dachstein in den Jahren 1875—1894 aufgenommenen Vegetationsbilder von den gleichen Standpunkten neuerlich photographisch aufnahm und so den heutigen Vegetationszustand mit dem damaligen in Vergleich stellte. Trotzdem sind die Höhengrenzen der Vegetation auf die Dauer gesehen rückläufig und im Zusammenhang damit die Boden- und Sedimentdecken fortschreitender Erosion ausgesetzt. Das Verschwinden von Seen und Tümpeln auf den Kalkhochplateaus und das Versiegen von Quellen (vgl. u. a. die Darstellung dieser Entwicklung im Dachsteingebiet durch J. ZÖTL 1957) ist eine Folge dieser Entwicklung.

Seit frühgeschichtlicher Zeit hat die natürliche Absenkung der Waldgrenze und mit ihr die Bodenerosion im Hochgebirge durch den Menschen eine beträchtliche Verschärfung erfahren. Daran war die schon vor der Römerzeit zur Entwicklung gekommene Almwirtschaft ebenso beteiligt wie der bronzezeitliche Bergbau. Für die Auswirkungen der anthropogenen Entwaldung sei zunächst ein Beispiel aus noch unveröffentlichten Untersuchungen meines Schülers A. ALBL mitgeteilt. Auf der Millstätter Alpe in Kärnten finden sich nicht bloß im Gipfelbereich Reste weitgehend abgetragener Hochmoore sondern auch in Karen auf der Ostseite des Berges mehrere noch heute wachsende *Sphagnum*-Moore, in denen sich Torflagen von 60 bis über 100 cm Gesamtmächtigkeit entwickelt haben. Die pollenanalytische Untersuchung dieser Moorprofile ergab über-

raschenderweise, daß auch noch die Basisschichten des Torfes Getreidepollen enthalten, woraus geschlossen werden muß, daß die Torfbildung erst einsetzte, als im Gebiete schon Getreide angebaut wurde. An der Basis eines der Moorprofile fand ich zusammen mit A. ALBL eine Holzkohlenschicht und einen abgehackten, aber durch die Lagerung im Moor geschwärzten Latschenstamm. Unter der Kohlschicht befand sich ein humoser Mineralboden mit mullartigem Moder; der Boden muß demnach früher gut durchlüftet gewesen sein. Es muß daraus geschlossen werden, daß die Moore auf der Millstätter Alpe sekundär entstanden sind, nachdem Menschen — die Holzkohlenschicht über dem Mineralboden beweist es — den Wald gerodet haben. Die Vernichtung des Waldes führte auf den wasserundurchlässigen Kristallinen Schiefen im Verein mit der Verschlechterung des Klimas zur Versumpfung und in Muldenlagen zur Moorbildung. Auf den Gipfeln ist es gleichzeitig nach Zerstörung des Waldes zur Abtragung der wärmezeitlichen Böden gekommen.

Ähnliche Feststellungen sind auch an anderen Stellen der Alpen gemacht worden, kürzlich erst von I. NEUWINGER und A. CZELL (1959) bei Obergurgl in den Ötztaler Alpen. Auch dort wurden weithin auf Podsolen Holzkohlenschichten und über diesen Muren gefunden. Die Altersbestimmung einer Holzkohlenprobe nach der C^{14} -Methode ergab das überraschende Alter von 2640 ± 90 Jahren. Das bedeutet, daß in diesem Gebiete schon in frühgeschichtlicher Zeit große Waldbrände gewütet haben, die offenbar mit der illyro-romanischen Höhenbesiedlung im Zusammenhang stehen. Die Muren sind dann offenbar nach Zerstörung des Waldes, vielleicht auch unter Mitwirkung der Klimaverschlechterung ausgelöst worden. Da die Holzkohlenhorizonte bei Obergurgl bis 2300 m Höhe, also erheblich über die heutige Waldgrenze emporreichen, bezeugen auch sie das Zurückweichen der alpinen Waldgrenze.

Ist der anthropogene Einfluß auf die Bodenentwicklung schon im Bereich der Almen ein so bedeutender, so muß ihm dort, wo menschliche Dauersiedlungen vorhanden sind, ein noch größeres Gewicht beigemessen werden.

Überall dort, wo am Hang Ackernutzung betrieben wird, herrschen in den Alpen an den Oberhängen geköpfte Bodenprofile, an den Unterhängen Kullovien vor. Noch vor wenigen Jahrzehnten konnte man die Bergbauern Jahr für Jahr im Vorfrühling das im Vorjahr abgespülte Erdreich vom Unterhange ihrer Äcker in Tragkörben wieder nach oben schleppen sehen. Der Betrag der trotzdem eingetretenen Bodenverlagerung läßt sich aus der Oberflächengestaltung der Hänge und durch Vergleich der Bodenprofile annähernd ermitteln.

Die anthropogene Bodenerosion ist nicht auf das Gebirge beschränkt, sie erreicht auch im Hügelland und selbst im leicht welligen Gelände bedeutende Ausmaße. Die weite Verbreitung anthropogener Rohböden und Kolluvien legt davon Zeugnis ab. Viele Kolluvien enthalten Keramikreste oder andere Artefakte und sind mit deren Hilfe datierbar. Oft lassen sich mehrere Stockwerke kolluvialen Materials übereinander feststellen und auch datieren.

Eine erste Periode anthropogener Erosion fällt auch im pannonischen Klimaraum noch ins Neolithikum. Zu dieser Zeit kam es in großem Ausmaße zur Verwehung von Flugstaub. Gegen Ende der Hallstattperiode haben sich offenbar weithin Kolluvien gebildet, über denen zu Ende der Antike und im Mittelalter weitere Erosionssedimente abgelagert worden sind. Wahrscheinlich sind diesen Perioden verstärkter Hangabspülung die Perioden der letzten Transgressionen des Neusiedlersees weitgehend synchron. Junge Flugstaubdecken finden sich im Gebiete des Manhartsberges im nördlichen Niederösterreich und im Leithagebirge an der niederösterreichisch-burgenländischen Grenze auf großen Flächen. Kleinere Vorkommen habe ich bei Perchtoldsdorf südlich von Wien, südöstlich vom Schöckel bei Graz und bei St. Paul im Lavanttal, dort zusammen mit A. SCHROM und auf Grund eines Hinweises von P. BECK-MANAGETTA gefunden. Am

Manhartsberg haben wir (H. FRANZ und K. WEIDSCHACHER 1957) im Flugstaub Ton-scherben gefunden, deren Alter R. PITTIONI mit ca. 5000 Jahren bestimmte.

Seit dieser Zeit sind die Böden der österreichischen Kulturlandschaft nicht mehr zur Ruhe gekommen, die Erosion vollzog sich aber nicht immer in gleicher Stärke. Die Geschichte der anthropogenen Böden und der anthropogenen Bodenzerstörung befaßt uns im zunehmenden Maße. Wir stehen erst am Anfang ihrer Erforschung, aber wir wissen schon heute, daß wir auf diesem Wege wichtige Erkenntnisse über die Geschichte aller unserer Böden und wertvolle Einblicke in die Auswirkung menschlicher Maßnahmen auf die Dynamik der Böden erlangen können.

Literaturverzeichnis

- BAUER, R.: Vegetationsveränderungen im Dachsteingebiet zwischen 1800 und 1950. *Centralbl. ges. Forstw.* 75, 1958, 298–320.
- BAYER, J.: *Der Mensch im Eiszeitalter*, 2 Teile, Wien 1927.
- BRANDTNER, F.: Jungpleistozäner Löß und fossile Böden in Niederösterreich. *Eiszeitalter und Gegenwart* 4–5, 1954, 49–82.
- CONRAD, V.: *Klimatographie von Österreich. VI. Klimatographie von Kärnten*, Wien 1913.
- FELGENHAUER, F., J. FINK u. H. DE VRIES: Studien zur absoluten und relativen Chronologie der fossilen Böden in Österreich. I. Oberfellabrum. *Archaeologica Austriaca* 25, 1959, 35–73.
- FESSLER, A.: *Klimatographie von Österreich. V. Klimatographie von Salzburg*, Wien 1912, 87 S., 1 Karte.
- FICKER, H. v.: *Klimatographie von Österreich. IV. Klimatographie von Tirol und Voralberg*, Wien 1909.
- FINK, J.: Die fossilen Böden im österreichischen Löß. *Quartär* 6, 1954, 85–107.
- Zur Systematik fossiler und rezenter Lößböden in Österreich. *VI. Congr. Internat. de la Science du Sol*, Paris 1956, V/95, S. 585–592?
 - Die Böden Österreichs. *Mitt. Geogr. Ges. Wien* 100, 1958, 92–134, 1 Karte.
 - Leitlinien der quartärgeologischen und pedologischen Entwicklung am südöstlichen Alpenrand. *Mitt. österr. bodenk. Ges.* 3, 1959, 2–14.
- FRANZ, H.: Die Verschmelzung von Bodenkunde und Ökologie in der wissenschaftlichen Erfassung des Gesamtstandortes. *Angew. Pflanzensoziol., Aichinger-Festschr.* 1, 1954, 255–273.
- Drei Klimabedingte Ranker-Subtypen Europas. *VI. Congr. Internat. de la Science du Sol*, Paris 1956 V/22, S. 135–141.
 - Feldbodenkunde als Grundlage der Standortsbeurteilung und Bodenwirtschaft mit besonderer Berücksichtigung der Arbeit im Gelände. Wien 1960, XII u. 583 S.
- FRANZ, H. (mit Beiträgen v. G. FRASL u. K. WEIDSCHACHER): Zur Kenntnis der jungquartären Ablagerungen im Leithagebirge und im Raume von Retz. *Verh. geol. Bundesanst.* 1957, 145–196.
- GAMS, H.: Aus der Geschichte der Alpenwälder. *Jahrb. D. Ö. Alpenverein Jg.* 1937, 14 S.
- Höhengrenzen der Verlandung und des Moorwachstums in den Alpen. *Abb. Nat. Ver. Bremen* 32, 1942, *Tacke-Heft*, 115–133, *Taf.* III–VIII.
 - Fortschritte der alpinen Moorforschung von 1932 bis 1946. *Österr. Botan. Ztschr.* 94, 1947, 235–264.
- GÖTZINGER, G.: Zur Gliederung des Lösses. Leimen- und Humuszonen im Viertel unter dem Manhartsberge. *Verh. Geol. Bundesanst. Wien* 8/9, 1935.
- Das Lößgebiet um Göttweig und Krens an der Donau. *III. Internat. Quartär-Konf. Führer für die Quartär-Exkursionen in Österreich. I. Teil*, Wien 1936, S. 1–11.
- HANN, J.: *Klimatographie von Österreich I. Klimatographie von Niederösterreich*, Wien 1907.
- JAKLITSCH, L.: Zur Untersuchung österreichischer Böden, insbesondere jener auf Terrassen des Ritschintales. *Mitt. Österr. Bodenk. Ges.* 3, 1959, 15–30.
- KLEIN, R.: *Klimatographie von Österreich. III. Klimatographie von Steiermark*, Wien 1909, 194 S., 1 Karte.
- KOHL, F.: Durchwaschungs- und Durchschlammungserscheinungen an Böden aus Bayern. *Ztschr. f. Pflanzenern., Düngung u. Bodenkde.* 30 (125), 1958, p. 237–244.
- KUBIENA, W.: *Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas*. Stuttgart 1953, 392 S.
- LEININGER, W. GRAF ZU: Über Humusablagerungen in den Kalkalpen. *Naturwiss. Ztschr. Land- u. Forstw.* 1907/10, 1908/6 und 1909/7–8.
- NEUWINGER, I. u. A. CZELL: *Standortsuntersuchungen in subalpinen Aufforstungsgebieten. I. Teil: Böden in den Tiroler Zentralalpen*. *Forstl. Centralbl.* 78, 1959, 327–372.
- SCHREYS, G., R. DUDAL u. L. BAUYENS: Une interprétation de la morphologie des podzols humusfériques. *Ve Congr. Internat. de la Sci. du Sol Leopoldville* 1954, I/46.
- SCHOKLITSCH, K.: Untersuchungen an quartären Lehmen im Mur- und Raabebereich. *Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math. nat. Kl. Jg.* 1960, Nr. 9, S. 192–199.
- SCHWARZ, K.: *Klimatographie von Österreich IX. Klimatographie von Oberösterreich*, Wien 1919.
- SIMONY, F.: *Das Dachsteingebiet*, Wien 1893.
- SOLAR, F.: Zur Kenntnis der Böden auf dem Raxplateau. *Dissertation der Hochschule f. Bodenkultur in Wien* 1960.
- STEINHAUSER, J.: Karte der Andauer der Schneedecke in Österreich 1901–1950, Maßstab 1 : 500.000, Wien 1956 (hg. v. d. Zentralanstalt f. Meteorologie u. Geodynamik).
- STEINHAUSER, F., O. ECKEL u. F. LAUSCHER: *Klimatographie von Österreich*. *Denkschr. Österr. Akad. Wiss.* Bd. 3, 1. Lief. Wien 1958, 136 S., 5 Karten.
- WAGNER, A.: *Klimatographie von Österreich X. Der jährliche Gang der meteorologischen Elemente in Wien (1851–1920)*, Wien 1930.
- WELTEN, M.: Über die spätglaziale Vegetationsgeschichte des Simmentales. *Veröff. geobot. Inst. Rübél, Zürich* 26, 1952.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Ergebnisse und Probleme der quartären Entwicklungsgeschichte am östlichen Alpenraum. *Denkschr. Akad. Wiss. Wien Abt.* 1, 110, 1955.
- ZÖTL, J.: Hydrologische Untersuchungen im östlichen Dachsteingebiet. *Mitt. Nat. Ver. Steierm.* 87, 1957, 182–205, *Taf.* 16–17.

Das Bundesversuchsinstitut für Kulturtechnik und techn. Bodenkunde in Petzenkirchen, N.Ö. und die Versuchsanlage in Purgstall

Exkursion A am 24. VIII 1961

Von F. BLÜMEL

Das aus dem „Kulturtechnischen Versuchsfeld Petzenkirchen“ hervorgegangene Bundesversuchsinstitut für Kulturtechnik und Techn. Bodenkunde in Petzenkirchen*) wurde im Jahre 1945 gegründet. Es ist das einzige Institut dieser Art in Österreich und befaßt sich daher mit den nachstehend angeführten Aufgaben im gesamten Bundesgebiet.

Die Aufgaben des Institutes erstrecken sich im allgemeinen auf das Gebiet der Kulturtechnik unter besonderer Berücksichtigung des landw. Wasserbaues. Innerhalb dieser Fachgebiete obliegt es dem Institut, dem mit der Planung, Durchführung und Kontrolle der entsprechenden Maßnahmen betrauten Ingenieur sichere Grundlagen für seine Arbeiten zu geben.

Zur Verbreitung und praktischen Nutzenanwendung dieser Grundlagen werden für einzelne Bauvorhaben auf dem Gebiet der Kulturtechnik Gutachten und Beratungen durchgeführt. Die Gutachten und Beratungen bezogen sich bisher vor allem auf Ent- u. Bewässerungen sowie Abwasserverwertungen, die Auswahl günstiger Linienführungen bei Gewässerregulierungen, Maßnahmen zur Erosionsbekämpfung und Rutschungsverbauung sowie Probleme der Wasserversorgung. Naturgemäß ergab sich auch eine Mitarbeit bei wasserrechtlichen Entscheidungen, besonders bei Beweissicherungen, die im Stauraum von Kraftwerken erforderlich sind.

Zur Erstellung der Gutachten und für die Beratungen werden hydrologische, bodenkundliche und hydrogeologische Erhebungen an Ort und Stelle sowie Untersuchungen im Laboratorium durchgeführt. Die Feldaufnahmen werden in Form von Plänen und Gutachten ausgearbeitet und stellen vor allem die hydropedologischen (bodenmorphologischen) und hydrogeologischen Gegebenheiten des Aufnahmegebietes dar.

Die Laboruntersuchungen befassen sich vorwiegend mit physikalischen und einigen chemischen Bodenuntersuchungen, soweit sie für die Beurteilung des Wasserhaushaltes notwendig sind, wie Bestimmungen der Korn- und Porengrößenverteilung, der Wasserdurchlässigkeit (auch Feldbestimmungen), der Bodenschwere, der Moorsackung, der Tonminerale (DT-Analyse), der Karbonate, der Eisenverbindungen, des Humus, der Mikromorphologie sowie des Bodengefüges (Dünnschliffe).

Neben den unmittelbar der Praxis dienenden Arbeiten werden Versuche und Forschungen durchgeführt, die vorwiegend der Kennzeichnung des Bodenwasserhaushaltes und der Verbesserung des Wachstumsfaktors Wasser für landwirtschaftliche Kulturen dienen. Insbesondere wären folgende Versuche und Forschungen zu erwähnen:

1. Planen, Anlegen und Auswerten von Versuchsfeldern für Dränungen, Bewässerungen und Abwasserverwertungsanlagen, bzw. Mithilfe bei diesen Arbeiten.
2. Bearbeitung von Bodenfeuchteproblemen.

* Petzenkirchen liegt ungefähr 9 km südlich der Stadt Pöchlarn an der Bahnlinie von Pöchlarn nach Kienberg-Gaming, NÖ.

3. Verbesserung der Erhebungsmethodik bei kulturtechnischen Planungen.
4. Durchführung von Lysimeterversuchen, Abflußmessungen und agrarmeteorologischen Beobachtungen in einem kleinen Einzugsgebiet.
5. Forschungen auf dem Gebiet der Wasserdurchlässigkeit.
6. Behandlung des Problems der Maulwurfdränung und Entwicklung eines Maulwurfdränpfluges.
7. Arbeiten über das Bodengefüge und seine Veränderung durch kulturtechnische Maßnahmen.
8. Mithilfe bei der Klärung des Problems der Dränrohrverockerung.
9. Feststellung des Einflusses auf die Bodenmakro- und -mikromorphologie durch den Wasserhaushalt; insbesondere Erkennung des Vernässungsgrades und der Vernässungsursache aus der Bodenmorphologie.
10. Zweckausrichtung und Verbesserung von Labormethoden.
11. Forschungen über die Bodenerosion.
12. Untersuchung der Wurzel Ausbildung von Kulturpflanzen in entwässerungsbedürftigen und bereits entwässerten Böden.

Zu diesen Arbeiten kommen die zur Verbreitung der erarbeiteten Erkenntnisse erforderlichen Kurse, Exkursionen, allgemeinen fachlichen Beratungen und Veröffentlichungen dazu.

Der Personalstand, mit dem die gesamten Arbeiten, Fach- und Verwaltungsarbeiten, ausgeführt werden, umfaßt derzeit 3 Akademiker und 15 Hilfskräfte.

Die Maulwurfdränversuchsanlage

Im Verlauf der Exkursion A wird eine der kulturtechn. Versuchsanlagen Österreichs, die Maulwurfdränversuchsanlage in Purgstall, besucht.

Purgstall liegt am Südrand des niederösterreichischen Alpenvorlandes, nördlich der Bezirksstadt Scheibbs (siehe Abb. 1).

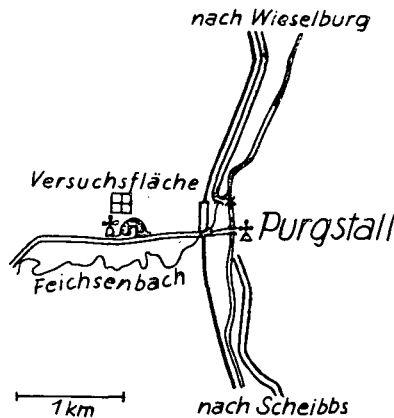


Abb. 1

Die Jahresniederschläge betragen für Purgstall 950 mm, sie sind über die Vegetationszeit sehr ungleichmäßig verteilt. Die Verdunstung kann mit ungefähr 400 mm und die mittlere Jahrestemperatur mit 8,5° C (abgeleitet von der meteorologischen Station Wieselburg) angegeben werden.

In geologischer Hinsicht liegt die Versuchsanlage im Grenzbereich von Flysch- und Molassezone. Auf dem Versuchsfeld selbst wurden zahlreiche Flyschgesteine: Sandsteine mit kieseligem Bindemittel, Quarz- und Arkosesandsteine, Quarzite und Hornsteine gefunden.

Bodendünnschliffe lassen vorwiegend folgenden Mineralbestand erkennen: Quarz, Muskowit, Turmalin, Feldspat (Mikroclin, Plagioklas), Epidot, Chaledon, Chlorit, Hornblende, Zirkon und Rutil.

Die Tonminerale sind vorwiegend Illite.

Aus den oben angeführten Gesteinen und den darüber liegenden, aus dem Flyschgebiet stammenden Lehmen bildete sich ein typischer „Marmorierter Pseudogley“. Nachstehend die Profilbeschreibung:

Der A-Horizont hat eine Mächtigkeit von 15 bis 25 cm; seine Farbe ist ockergrau bis braungrau, die Bodenart ist ein plastischer Lehm; es konnte keine ausgeprägte Krümelbildung beobachtet werden; nur im Bereich der zahlreichen Wurzeln ist die Krümelung deutlich; starke Regenwurmtätigkeit; der Gesamtbesatz an Bodenkleintieren ist nach H. FRANZ gering; einige angewitterte Sandstein-Grusstücke sind eingelagert; die Eisenverbindungen sind sowohl in feinverteilter Zustand als auch in Form von Konkretionen vorhanden.

Der B₁/g-Horizont reicht von 15 bzw. 25 cm bis maximal 60 cm Tiefe; die Farbe dieses Horizontes ist fahlockergelb mit zahlreichen, dunkelbraunen Eisenkonkretionen; die Bodenart kann als plastischer Lehm bis toniger Lehm (wenig Grusgehalt) bezeichnet werden; Durchwurzelung und Bodenkleintierleben sind gering; die Bodenmasse enthält gegenüber dem B₂/g-Horizont weniger Eisenverbindungen; anscheinend sind diese nach abwärts gewandert; die Lagerung ist mitteldicht bis dicht, der Boden schwer zu bearbeiten.

Der folgende B₂/g-Horizont wurde bis 200 cm Tiefe festgestellt; er ist ein graurot-marmorierter, plastisch-klebriger Lehm bis toniger Lehm, der teilweise Grus enthält. Bodenkleintiere und Wurzeln fehlen schon im oberen Teil des Horizontes fast völlig; lediglich starke Regenwurmart dringen bis in 1 m Tiefe; die dichte Lagerung und die hohe Festigkeit kennzeichnen diesen Horizont; der Boden ist sehr schwer zu bearbeiten und im trockenen Zustand zementartig verfestigt.

Als Eigenheiten des Bodens können die Wanderung der Kolloidsubstanzen, die Bildung von Konkretionen, besonders in B₁/g-Horizont und die außerordentlich dichte Lagerung des B₂/g-Horizontes hervorgehoben werden.

Die bodenphysikalischen Werte sind aus dem Diagramm (Abb. 2) zu ersehen.

Zur Ergänzung werden nachstehend noch einige chem. Werte angegeben.

Horizont	Entnahmetiefe cm	Bereich cm	Karbonate Gew. %	pH-Zahl		Humus Gew. %	Eisen- verbindungen	mval/100 g Boden *			
				n/KCl	H ₂ O			Tges	Tmin	H	V %
A	3-8	0-15	0	5,8	6,5	3,0	3,0	17,5	13,8	7,6	56
B ₁ /g	25-30	15-50	0	5,4	6,9	1,3	3,4	14,4	12,0	5,6	61
B ₂ /g	65-70	50-(100)	0	5,4	6,9	0,7	4,1	20,6	19,0	6,0	71

Der Wasserhaushalt des Bodens wird durch die phys. Eigenschaften der einzelnen Bodenhorizonte besonders beeinflusst. Der Boden leitet das Niederschlagswasser höchstens bis in den B₁/g-Horizont, jedoch nicht tiefer, ab. Es kommt daher, besonders im Frühjahr, in den Geländemulden zu einem Wasserstau in den oberen Horizonten, der die Vegetation stark beeinträchtigt. Im B₂/g-Horizont bewegt sich das Wasser nur außerordentlich langsam, da der Durchlässigkeitswert dieses Horizontes durchschnittlich nur rd. 0,2 mm/Tag beträgt. Es muß daher zwangsläufig zu einer zeitweisen Tagwasservernässung kommen. Ein geschlossener Grundwasserspiegel wurde am Versuchsfeld nicht festgestellt. Der eigenartige Wasserhaushalt des Bodens prägt sich in der Morphologie des Profils (fahlfarbiger B₁/g-Horizont mit zahlreichen dunklen Konkretionen) deutlich aus.

Das Versuchsfeld trägt eine Naturwiese, auf der vor Beginn der Maulwurfdränung besonders in den Mulden eine für schlammige oder zumindest oberflächlich vernäßte, dichte Böden charakteristische Vegetation (gemeine Risppe, Kriech-Hahnenfuß) vorgefunden wurde. Die Versuchsanlage ist ca. 1 ha groß und hat eine Geländeneigung von 5% nach Südost.

Die Maulwurfdränung wurde im Frühjahr 1950 durchgeführt und besteht aus 8

* Die AK-Werte wurden dankenswerterweise an der Landw. chem. Bundesversuchsanstalt in Linz bestimmt.

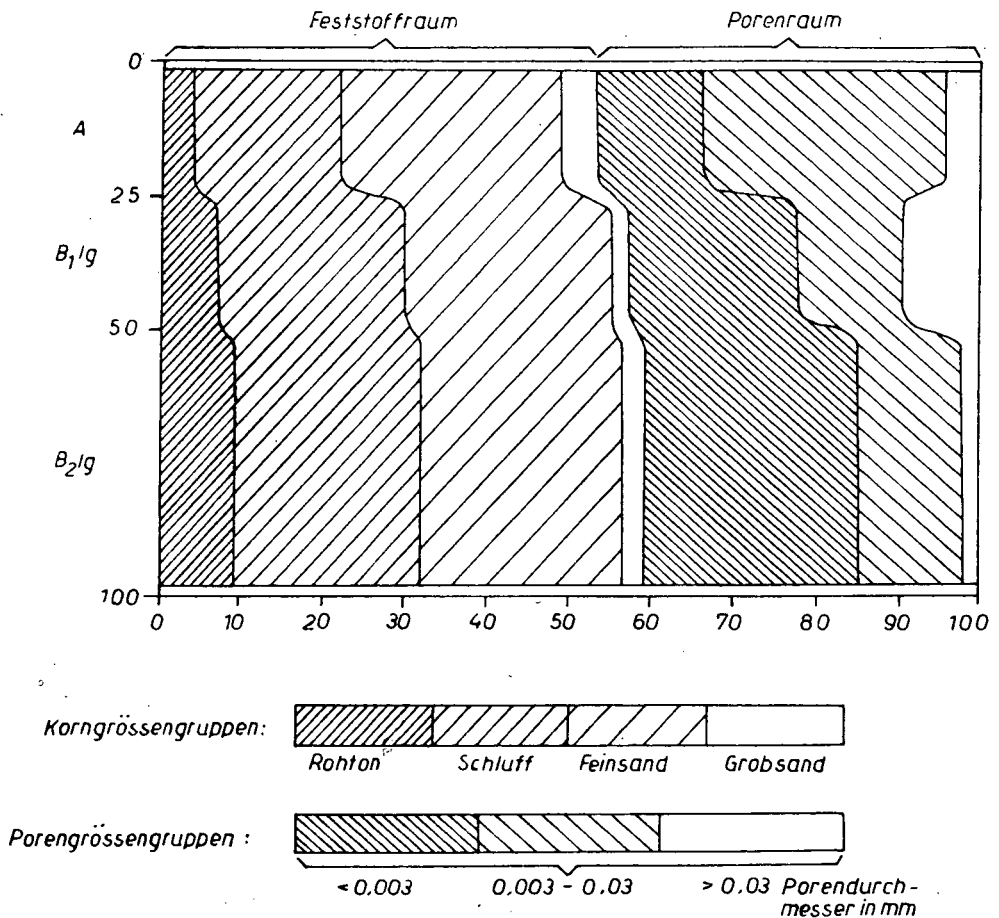


Abb. 2

Dränsystemen, von denen ein System als Röhrendrängung und die anderen als Maulwurfdrängungssysteme ausgeführt wurden. Die Maulwurfdrängungssysteme weisen verschiedene Tiefen (ca. 50 und ca. 60 cm) und unterschiedliche Entfernungen (5, 3,5 und 2 m) auf.

Der unterirdische und teilweise auch der oberflächliche Wasserabfluß wurde in der Beobachtungszeit (1950—1960) gemessen und überdies eine agrarmeteorologische Station zur Festhaltung der erforderlichen meteorologischen Werte am Versuchsfeld selbst eingerichtet. Zur weiteren Kennzeichnung des Bodenwasserhaushaltes wurde die Bodenfeuchte bestimmt.

Außer der sehr guten Wirkung der Maulwurfdrängung auf die Regelung des Bodenwasserhaushaltes konnte eine wesentliche Verbesserung des Bodengefüges festgestellt werden. Die Gefügeverbesserung vollzog sich in zwei Phasen. Die erste Phase — die rein mechanische Lockerung — ist eine Folge des Durchziehens von Pflugkörper und Schwert durch den Boden und die zweite — die Verbesserung des Mikrogefüges — wurde durch biologische und z. Teil auch kolloidchemische Vorgänge hervorgerufen.

Beide Phasen wurden durch eine größere Anzahl von Untersuchungen bzw. Beobachtungen nachgewiesen. Die Veränderung des Mikrogefüges fand durch Porenanalysen, Durchlässigkeitsbestimmungen und Bodendünnschliffanalysen ihren Nachweis. Besonders hervorzuheben ist die Feststellung einer stärkeren Durchwurzelung, einer Aktivierung des Bodenlebens und die Zunahme der wasserbeständigen Konkretionen und Beläge im gelockerten Bereich (40–100 cm seitlich der Dräne).

Die Gefügeverbesserung konnte einige Jahre hindurch nachgewiesen werden, so daß eine zumindest gewisse Beständigkeit angenommen werden kann. Dies würde aber, bei mehrmaliger Durchführung der Maulwurfdränung bis zu einer gewissen Bodentiefe, zu einer besseren Wasserverteilung und -speicherung und damit zu einer Verbesserung des Boden-Wasser-Luftverhältnisses führen.

Der östliche Teil des nördlichen Alpenvorlandes

(Zugleich Führer zur Exkursion B am 24. VIII. 1961)

Von J. FINK

Exkursionsroute (vgl. Abb. 1):

Wien—Neulengbach—St. Christophen (Autobahn-Einfahrt)—Rastplatz Böheimkirchen—Rastplatz Traisental—Autobahn-Ausfahrt St. Pölten—Ziegelwerk westl. St. Pölten—Gerersdorf—Völlerndorf—Obergrafendorf—Ziegelwerk Feilendorf—Haindorf—Großsierning—Loosdorf—Melk—Pöchlarn.

Kartenunterlagen: Tafel I: Die Terrassen zwischen Erlauf und Perschling. Der Blattschnitt der (topographischen) Karte 1: 50.000 ist durch Kreuze markiert. Geologische Karte, Blatt Wien, 1: 75.000 (Geol. B. A. Wien 1950), Geologische Karte Blatt St. Pölten 1: 75.000 (Geol. B. A. Wien 1907).

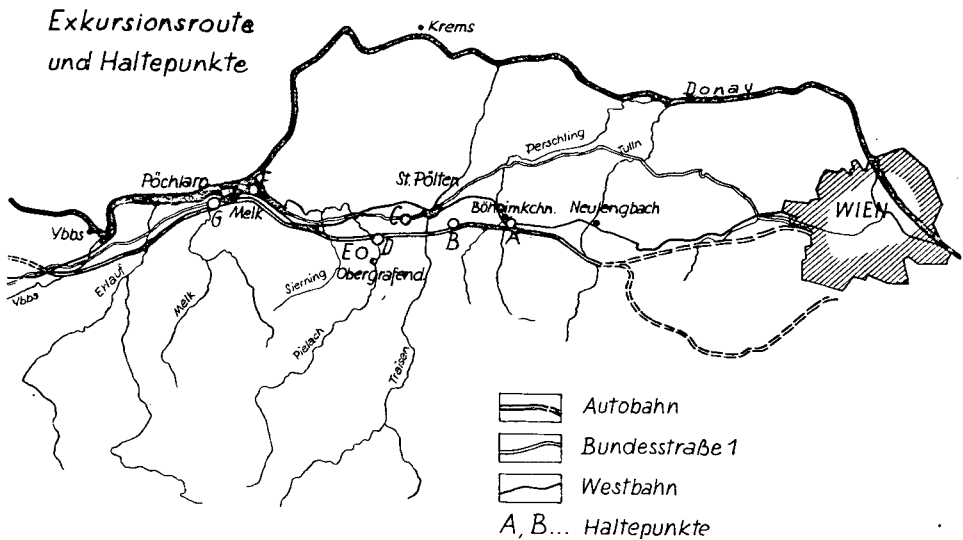


Abb. 1

Dem Sinn eines Exkursionsführers entsprechend steht die Beschreibung der Wegstrecke und einzelner Haltepunkte im Vordergrund. Um aber gleichzeitig eine Beschreibung des im Titel umschriebenen Raumes zu geben, wurde teilweise sowohl räumlich als auch fachlich über die Exkursionsroute hinausgegriffen. Die Exkursion durchquert zwei Landschaftsräume: Wiener Wald und östliches Alpenvorland, wobei ersterer nur durchfahren wird, weshalb für diesen nur einige Hinweise gegeben werden. Letzterer, von besonderer Bedeutung für eine Reihe aktueller Fragen der Quartärforschung, wird hingegen genauer behandelt.

Der Wiener Wald, aufgebaut aus Gesteinen der Oberkreide bis Alttertiär, gehört tektonisch der Flyschzone an, die im nördlichen Alpenrand im regionalen Streichen zuerst W-E und im Bereich unserer Wegstrecke SW-NE streicht, um schließlich nördlich der Donau (zum größten Teil unter jüngeren Sedimenten versenkt) in NNE Richtung zum Karpatenbogen zu ziehen. Das Gewässernetz zeigt im oder quer zum regionalen Streichen gitterförmige Anordnung, wodurch das Mittelgebirge zu Kuppen, seltener zu Rücken isoliert ist. Die dem Wiener Wald ihr Gepräge gegebenen weichen Formen erklären sich aus einer Gesteinsvergesellschaftung von Mergel, Sandstein und Tonschiefer, in der die wasserundurchlässigen Substrate (Mergel und Tonschiefer) flächenmäßig überwiegen. Diese sind es, welche den Gerinnen des Wiener Waldes trotz niedriger orographischer Lage Wildbachcharakter geben und so erklärt es sich, daß die Wien als Sammler vieler Gerinne zwischen Weidlingau und Hütteldorf durch mächtige Staubecken entschärft werden mußte. Nur in den seltensten Fällen brauchen diese in Funktion zu treten, konnten aber beispielsweise die Katastrophenniederschläge im Jahre 1954 nicht ganz bändigen, sodaß damals die hochangeschwollene Wien zwei Häuser im Stadtgebiet fast zum Einstürzen brachte. Ein wichtiges morphologisches Element leitet sich aus der Vorherrschaft wasser-durchlässiger Gesteine ab: das starke Hervortreten von Rutschungen. G. GÖTZINGER (1907, 1933) hat den Wiener Wald als einen noch heute in starker Umprägung befindlichen Raum bezeichnet und nach ihm haben auch andere Autoren angenommen, daß die Rutschungen bis auf den heutigen Tag fortdauern. Es läge demnach hier ein Raum vor, in dem die von J. BÜDEL (1937) aufgestellten Grenzwerte für rezentes Bodenfließen* nicht zutreffen. Demgegenüber haben K. WICHE (1958) auf Grund morphologischer Beobachtungen und der Verfasser beim Studium vieler Bodenprofile die Beobachtung gemacht, daß der größte Teil der Rutschungen, insbesondere die in ihren Kubaturen bedeutenden Talzuschübe, das Werk der letzten großen Solifuktionsperiode während der letzten Eiszeit waren und der holozäne Anteil äußerst gering ist. Ebenfalls gegen einen zu starken Anteil an holozäner Bodenbewegung spricht, daß Kolluvien nicht allzu weit verbreitet sind (verglichen etwa mit den Lößkolluvien im Bereich des Weinviertels oder des Alpenvorlandes). Sehr wesentlich ist diese Frage für den Bodenkundler, weil durch ihre Beantwortung auch gleich die Frage nach dem Alter der mit den undurchlässigen Schichten des Wiener Waldes fast immer gekoppelten Pseudogleye (vgl. unten) gegeben ist. Die Täler sind meist Sohlentäler, deren Formung ebenfalls in die große Solifuktionsperiode der Würmeiszeit fällt. Flächenhaft bedeckt der über kurze Distanz transportierte Frostschutt, der infolge seiner petrographischen Beschaffenheit eine charakteristische schwache Kantenrundung aufweist und deshalb „Plattelschotter“ genannt wird, die Talsohle. Über dem (letzteiszeitlichen) Solifuktionschutt liegen meist lehmig-sandige Alluvionen von durchschnittlich 1 m Dicke. Die Talflanken sind durch Lateralerosion etwas übersteilt, sodaß konvexe Hanglinien entstehen.

Der Wiener Wald bildet eine wichtige Klimascheide. Der Abfall gegen NW, gegen das Alpenvorland hin, ist starken Niederschlägen ausgesetzt, ebenso die nach W exponierten Hänge im Inneren. Den durchschnittlich 900 mm stehen im östlichen Teil nur 750—800 mm gegenüber, die jährliche Temperatur liegt im westlichen Teil um 7,5° C, im östlichen Teil um 8° C. Vorherrschend ist die Westwetterlage mit einem Maximum der Niederschläge im Juni. Wie stark die Exposition auf die Bodenbildung Einfluß nimmt, zeigt sich bei den der Podsolierung anfälligen Böden auf Greifensteiner Sandstein: am Troppberg, im Raum Rekawinkel (s. u.) und im nördlichen Wiener Wald liegen Böden mit deutlichen Bleichhorizonten stets an W oder NW exponierten Hängen, während in

* Hier wird der international gebräuchliche Ausdruck Solifuktion nicht verwendet, weil scheinbar in neuester Zeit im deutschen Sprachraum der Begriff Solifuktion für Vorgänge während der Kaltzeiten (im periglazialen Gebiet) vorbehalten bleiben soll. International wird sich wahrscheinlich eine solche Einengung nicht durchführen lassen.

anderer und ebener Lage nur podsolige Braunerden (mit blanken Quarzkörnern im Humushorizont) die Regel sind. Die Vegetation läßt ebenfalls den Wechsel von W gegen E gut erkennen. Der Buchen-Tannenwald des westlichen Wiener Waldes wird abgelöst durch den Eichen-Hainbuchenwald im östlichen Teil; (die rein edaphisch bedingte Schwarzkiefer am Rand des Wiener Beckens bleibt hier außer Ansatz).

Der Wiener Wald wurde erst spät besiedelt. Teils war er kaiserliches Jagdgebiet, das erst spät allgemein zugänglich gemacht wurde, teils kirchlicher Besitz, der mitunter sehr ertragreiche, gepflegte Wälder aufweist. Die Landwirtschaft hat stets nur eine inferiore Rolle gespielt, nicht so sehr wegen der nicht besonders leistungsfähigen Böden, sondern wegen der Bevölkerungsstruktur: Der größte Teil ist nicht oder nur teilweise in der Landwirtschaft tätig, was sich auch im Siedlungsbild ausdrückt. Viele Orte, insbesondere in der Westbahnfurche, tragen durch das Überwiegen von Villen städtischen Charakter. Eine Zeitlang schien es, als ob die nahe Großstadt immer mehr den ursprünglichen Charakter dieses Raumes verändern würde. Nach dem ersten Weltkrieg setzte eine wilde Bautätigkeit ein, durch die schwere, heute nicht mehr reparierbare Schäden im Landschaftsbild entstanden. Heute ist diese Expansionswelle abgeklungen, die Siedlungstätigkeit verläuft in den meisten Fällen in geordneten Bahnen und der Wiener Wald kann seine Funktion als Luftreservoir und Erholungsraum für die nahe Großstadt wieder erfüllen, zumal auch das touristische Interesse stark zurückgegangen ist. Die Motorisierung treibt die Menschen zu weiter entfernten Erholungsräumen, die Straßen sind zwar überfüllt, die abseits liegenden Wege aber nur mehr von wenigen Wanderern benützt.

Die Böden zeigen stärkste Abhängigkeit vom Gestein. Leider gibt die Geologische Karte der Umgebung Wiens (1950) nicht immer die Möglichkeit einer bodenkundlichen Orientierung, weil vorwiegend tektonisch-stratigraphische Schichtkomplexe ausgeschieden sind, die sich aus verschiedenen Gesteinen zusammensetzen. So bestehen beispielsweise die einen großen Raum einnehmenden Laaber Schichten aus Sandsteinen, Mergeln und Tonschiefern und zeigen dementsprechend einen bunten Wechsel zwischen Braunerden und Pseudogleyen. Die genannten Bodentypen sind am weitesten verbreitet. Selten treten Braunlehme auf, bedingt durch spezielle Mergel, sowie Ortsböden auf bunten Tonen und Schiefnern.

Westlich des Wiener Wald-Stausees (chemals das Staubecken einer heute nicht mehr in Verwendung stehenden Nutzwasserleitung) ist der Wechsel der Substrate und damit der Böden gut zu erkennen. Eine charakteristische Nahtstelle zwischen tonigen und sandigen Substraten liegt zwischen Dürrwien und Rekawinkel, unmittelbar nach der Unterführung der Bahn. Diese Grenze verläuft in NE-Richtung und trennt den Greifensteiner Sandstein von den Kahlenberger Schichten. Scharf stoßen hier auch zwei Bodentypen aneinander: im Bereich des Greifensteiner Sandsteines, der extrem nährstoffarm in Korn und Bindemittel ist, liegt ein Profil, erreichbar durch den Eisenbahndurchlaß nach der Haltestelle Dürrwien, etwa 50 m südlich des auf der geologischen Karte eingetragenen Steinbruches, das zum beliebten Exkursionspunkt der Wiener Pedologen geworden ist:

Exposition SW 20°. Durch Schlägerung, Streunutzung und Holztransport stark devastierte Fläche. Vegetation: Einzelne Kiefern, *Vaccinium myrtillus*, *Calluna vulgaris*.

6 – 0 cm A ₀	Rohhumus aus Bestandesabfall, an der Unterkante durchsetzt mit blanken Quarzkörnern
0 – 2 cm A ₁	humoser Sand, lose, viele blanke Quarzkörner
2 – 10 cm A ₂	Eluvialhorizont; grauer Sand, lose, wellenförmiger Übergang in
10 – 12 cm Bh	Humusilluvialhorizont; kaffeebraun gefärbter Sand, lose, wellenförmiger Übergang in
12 – 40 cm Bs	Eisenilluvialhorizont; fahlbrauner Sand (10 YR 6/4 – 5/3), lose, allmählich übergehend in
40 – 60 cm C	stark fahlbrauner Sand (10 YR 8/4), lose einzelne Steine, absetzend von
ab 60 cm begr. Bs	stark ockerfärbiger Sand (10 YR 5/8), lose, zwischen aufgemürbten Sandsteinen.

Das Alter des begrabenen Eisenilluvialhorizontes, der seine Ortständigkeit durch die Verbindung mit dem aufgemürbten Sandstein anzeigt, ist nicht klar. Der ältere Boden wurde abgetragen und auf einem darübergelagerten Kolluvium bildete sich ein neuer Boden, dessen Eisenilluvialhorizont nur mehr eine schwache Färbung zeigt.

Der Boden erhielt den Arbeitsbegriff „Troppberg-Podsol“, da u. a. im Bereich des Troppberges sehr ausgeprägte gleichartige Profile zu finden sind. Diese Podsole sind selbstverständlich substratbedingt und geben keinen Hinweis auf die klimatische Situation*. Die „normale“ bodentypologische Ausbildung auf sandigem Substrat ist im Wiener Wald eine Braunerde mit schwach podsoliger Tendenz.

Vor Erreichen des oben beschriebenen Profiles queren wir den Bereich der Kahlenberger Schichten, die aus Mergeln und Tonschiefern mit nur lagenweise eingeschalteten sandigen Partien bestehen. Meist bietet die stark anwachsende Siedlung Gelegenheit zu einem Einblick in den Boden:

Exposition S 5°; Gartenland oder Wiese

0–20 cm	A ₁	humoser, gut krümelnder sandiger Lehm
20–40 cm	A _{2g}	fahler, stark lehmiger Sand, deutliche meist stecknadelkopfgroße Konkretionen, die beim Spatenstich strichartig verschmieren; sehr undeutlich ausgebildete blockige Struktur
40–100 cm	S	stark rost- und gleyfleckiger Lehm bis toniger Lehm, stark ausgeprägte scharfkantig-blockige Struktur
ab 100 cm	SC	allmählicher Übergang in das tonige Muttergestein, welches eine durchschnittlich 50 cm mächtige Aufmürbungszone mit etwas solifuidaler Bewegung zeigt.

Aus den hellgrauen und rostigen Flecken des Staukörperhorizontes — bei der Österr. Bodenkartierung werden diese Horizonte mit dem Symbol S bezeichnet — wurde nach der Methode ZIMMERMANN-REINHARDT mit mehrmaliger Wiederholung das Eisen bestimmt (Analytiker: Bundesversuchsinstitut für Kulturtechnik und kulturtechnische Bodenkunde Petzenkirchen, Zl. 446—370/60/1954). Für die hellgrauen Flecken wurden 1,7, für die rostigen Flecken 5,5 Gewichtsprozent Gesamteisen ermittelt.

Nach Rekawinkel führt die Straße über die (Tal)Wasserscheide zwischen Wien und Anzbach. Dann folgt sie wieder einem ausgeprägten Sohlental. Die Form der Wienerwaldtäler wurde schon erwähnt; ihre Böden zeigen sowohl im Aufbau der Deckschichten als auch im Typ große Ähnlichkeit mit denen der kleineren Gerinne im Alpenvorland: Der untere Teil der Deckschichten auf dem Plattelschotter ist grundwasservergleyt, der hangende, meist später sedimentierte hingegen ohne Wasserbeeinflussung. Die Böden sind meist Braunerden (s. u.).

Mit Erreichen des Marktes Neulengbach ändert sich das Landschaftsbild: Schon während der kurzen Zufahrt zur Autobahn nördl. St. Christophen, die am linken Ufer der Großen Tulln verläuft, und besonders einprägsam während der Fahrt auf der Autobahn selbst tritt das Alpenvorland als neuer Landschaftsraum vor Augen: Das Alpenvorland ist im östlichen Teil vorwiegend aus helvetischen Sedimenten aufgebaut (vgl. Übersichtskärtchen bei R. GRILL 1958). Es überwiegen die Oncophoraschichten (sehr dicht gelagerte grundwasserfreie Sandsteine), lokal treten Konglomerate, so das Eichbergkonglomerat nahe dem Tullner Feld und das oligozäne Buchbergkonglomerat am Rande gegen die Flyschzone, auf. Da die tertiären Sedimente meist mit einer mehr oder minder mächtigen Lößdecke verhüllt sind, treten sie für die Bodenbildung nur untergeordnet in Erscheinung.

Die Landschaft des Alpenvorlandes wird von einer höchsten Verebnungsfläche beherrscht, die allmählich gegen die Donau an Höhe verliert. Deutlich abgesetzt liegt sie unter der „Gipfflur“ der Flyschzone am Alpenrand bei 380 m, nahe der Donau um 300 m. Diese höchste Verebnungsfläche, in der wir die jüngste Fußfläche am Rande der Alpen

* Substratbedingte Podsole finden sich etwa auch im mittleren Burgenland auf pannonen Quarzsanden unmittelbar neben Parabraunerden aus Löß.

zu erkennen glauben, bildet für die quartären Gerinne die „morphologische Ausgangsform“ Durch fluviatile Formung wurde die ehemals zusammenhängende Ebenheit weitgehend aufgelöst. Sie ist noch deutlich im Haspelwald, teilweise auch im Gutenbrunnerwald zu erkennen, während andere Erhebungen wie Grasberg oder Schildberg durch die starke Erosion der Traisen und Perschling nur mehr Kuppenform aufweisen.

Der Wechsel in der Formung der Landschaft von der Flächenspülung zur fluviatilen Prägung vollzog sich nicht abrupt. Auf der höchsten — vielleicht müssen wir nach genauem Studium sagen: auf den höchsten — Verebnungsflächen liegen im Bereich des Traisentalen Schotter(reste) aus stark kalkverkittetem Kalkalpen- und Flyschmaterial, die von H. VETTERS (1926) als „pliozän“ bezeichnet wurden, so am Grasberg, Viehofener Kogel, Hoher und Großer Kölbling und anderenorts, meistens auf Höhen, die um 350 m liegen. Vergleicht man diese Schotter hinsichtlich ihrer Höhenlage mit denen des Kremser Raumes, so ergibt sich das interessante Bild, daß sie unter die Fluren des Hollabrunner Schotterkegels (dessen Akkumulation bis zum obersten Pannon reichte und dessen Landformung unmittelbar nachher einsetzen konnte) zu liegen kommen und über die Schotter des Kremfeldes und Maisberges (die vorwiegend auf Grund paläontologischer Beweise als ältestpleistozän einzustufen sind). Die höchsten Schotter(reste) des Alpenvorlandes werden daher als oberpliozän einzuordnen sein*. Sie treten im östlichen Alpenvorland nur isoliert auf. Erst viel tiefer liegen die Schotterdecken des Älteren und Jüngeren Deckenschotter. Die normale Abfolge — an vielen Donauabschnitten erwiesen (vgl. J. FINK 1961) — wäre aber die, daß sich zwischen die altpleistozänen Deckenschotter und die oberpliozänen Ablagerungen noch eine Reihe von ältestpleistozänen Schotterkörpern einschalten. Solche Schotter liegen aber erst im Donaauraum, sowohl in den schon erwähnten Quarzschotterdecken des Kremfeldes und Maisberges als auch in der südlichen Umrahmung des Tullner Feldes, wo einzelne hochliegende Quarzschotterreste von H. VETTERS (1924) beschrieben wurden.

Zwei Arten und gleichzeitig zwei Generationen von Tälern sind im Alpenvorland zu beobachten. W-E gerichtete, meist breite Talungen und von den heutigen Gerinnen durchflossene, immer mit deutlichen Terrassen versehene S-N gerichtete Täler. Die W-E (genauer WSW-ENE) gerichteten Talungen sind älter. Sie entstammen einer ersten Prägung der „morphologischen Ausgangsform“ durch Flüsse, die sich vorwiegend dem tektonischen Streichen anpaßte. Die weite Talung zwischen Neulengbach und Böheimkirchen, welche die Westbahn benützt und die von der Autobahn gut eingesehen werden kann, ist hier zu nennen; sie trägt westlich Ollersbach eine Zwischentalscheide für zwei kleine Gerinne, die zur Großen Tulln bzw. Perschling entwässern. Eine zweite Talung verläuft vom Traisental östlich Herzogenburg über Kapelln, Mitterndorf zum Tullner Feld, die von der Perschling heute ab Kapelln benützt wird. Die zweite Talung wurde eine zeitlang von der Traisen benützt, als diese während der Akkumulation der Hochterrassenschotter einen Seitenarm aus dem Haupttal dorthin entsandte. Sie konnte diesen Abfluß zur Donau wählen, weil ihr Talsystem höher als das der Perschling liegt, was aus der folgenden Gegenüberstellung ersichtlich ist:

	westlich St. Pölten	bei Böheimkirchen
Hochterrasse	278 m	240 m
Niederterrasse	251 m	217 m

Die zweite Gruppe sind S—N gerichtete Täler mit deutlichen Terrassen. Die Große Tulln — während der Fahrt von Neulengbach bis zur Autobahn — zeigt diese noch nicht

* Spätere Forschungen werden sich mit der Frage beschäftigen, ob diese in ihrem Habitus gegenüber den quartären Schottern stark abweichenden klastischen Sedimente einen nur gering umgelagerten Fußflächenschutt (der jüngsten Fußfläche) darstellen, eine Möglichkeit, die bei einem Vergleich mit anderen Abschnitten des Alpenrandes, z. B. dem mittleren Burgenland, in Erwägung gezogen werden muß.

so klar, da nur die breite Niederterrasse vorliegt, während die Hochterrasse auf undeutliche, lößverkleidete Reste am linken Ufer beschränkt bleibt und höhere Terrassen fast zur Unkenntlichkeit aufgelöst sind. Im S-N gerichteten Abschnitt des Perschlingtales ist hingegen die „klassische“ Terrassentreppe entwickelt. Der Autobahnrastplatz südlich Böhheimkirchen (A auf Abb. 1) gestattet einen guten Überblick:

Im N liegt Böhheimkirchen, dessen Kirche und erste Siedlung auf dem Sporn der Hochterrasse in bester Wehrlage erbaut wurden. Mit scharfem Erosionsrand setzt die Hochterrasse (ca. 240 m Oberkante) gegen die Niederterrasse (ca. 220 m) der Perschling im W und des Michelbaches im E ab. Die heutigen Gerinne sind in die würmeiszeitliche Schotterflur nur unmerklich eingesenkt, sodaß Austufe und Niederterrasse zusammenfallen, eine Erscheinung, die stets an kleineren Gerinnen des Alpenvorlandes zu beobachten ist (vgl. unten). Der Rastplatz liegt am Abfall des Jüngeren Deckenschotter, dem auch die Fluren um 260–270 m westlich und südöstlich Böhheimkirchen angehören, auf die die Autobahn im weiteren Verlauf hinaufführt. Westlich Böhheimkirchen scheint der Junge Deckenschotter in zwei nur unwesentlich voneinander abgesetzte Fluren aufgelöst zu sein. Noch weiter westlich — erst bei der Weiterfahrt deutlich sichtbar — liegt der Ältere Deckenschotter bei ca. 300 m. Der Ältere Deckenschotter erscheint ferner nördlich Böhheimkirchen am rechten Perschlingufer. „Um ein Stockwerk“ werden die Deckenschotterfluren von dem mit Wald bestockten Haspelwald, dem Schildberg und Kollersberg sowie dem in N sichtbaren Grasberg und Gutenbrunner Wald überragt. Alle diese gehören der „morphologischen Ausgangsform“ an. Verschiedene naheliegende aber vom Haltepunkt aus nicht sichtbare Aufschlüsse geben einen guten Einblick in den Aufbau der Terrassen:

Die Niederterrasse der Perschling hat einen über 6 m mächtigen Schotterkörper, der ausschließlich aus Plattelschotter besteht. Mehrere Anrisse der Perschling unterhalb Böhheimkirchen zeigen eine Gesetzmäßigkeit in der Abfolge der Deckschichten: Über dem Plattelschotter liegen zwei verschiedene Pakete; das untere ist 50 cm mächtig und zeigt deutliche Grundwasservergleyung, während das hangende, ca. 80 cm mächtige, bodenartiglich etwas leichtere Paket keine Vergleyung aufweist und den heutigen Boden, eine Braunerde, trägt. Da das Grundwasser derzeit ungefähr 1,5 m unter der Schotteroberkante liegt, ist anzunehmen, daß die Vergleyung inaktiv ist und aus einer früheren Periode, wahrscheinlich aus der Akkumulationszeit, stammt.

Im Zuge des Autobahnbaues wurde eine kleine Schottergrube unmittelbar nördlich der Autobahn auf der Hochterrasse stark erweitert; sie zeigte nachstehende Abfolge (heute bereits durch Planierung zerstört): Hangend Parabraunerde in normaler Ausbildung, 90 cm tief, hervorgegangen aus deutlich plattig strukturierten, kalkfreien Deckschichten von ca. 2 m Gesamtmächtigkeit. Die Deckschichten stellen genetisch einen Übergang von Löß in Decklehm dar. Die einzelnen plattigen Lagen mit undeutlich Kapillaren sind bis 10 mm dick, nur die tiefsten sind feinplattig. Die Deckschichten liegen auf Plattelschotter, dessen Oberkante maximal 50 cm tief aufgewittert ist. Die Verwitterungsintensität ist nicht groß, nur einzelne Sandsteine sind zersetzt. Der Schotterkörper, ausschließlich aus Flyschmaterial, war 5 m aufgeschlossen, unter der Abbausohle setzte er mindestens noch 2 m fort. In diesem wirr gelagerten Plattelschotter konnten einzelne Tonknollen von ca. 30 cm Durchmesser beobachtet werden, ferner lagenweise Manganabsätze.

Ein weiteres Hochterrassenprofil ist westlich Rasing in einem Hohlweg aufgeschlossen, der unmittelbar an der Brücke über die Perschling beginnt und in westlicher Richtung auf den Deckenschotter hinaufzieht. Beschreibung und Skizze siehe J. FINK und R. GRILL (1958).

Auf der Weiterfahrt erreichen wir sehr bald den Jüngeren Deckenschotter (um 260 m).

Während des Baues der Autobahn war nördlich Obergrub ein Profil freigelegt, welches ebenfalls ausschließlich Plattelschotter und damit Perschlingmaterial erkennen ließ. Im Zuge geologischer Kartierungen konnte R. GRILL wertvolle Daten für die Talgeschichte von Traisen und Perschling sammeln (freundl. mündl. Mitteilung): So zeigt beispielsweise ein Aufschluß östlich Ossarn ebenfalls nur Plattelschotter, woraus geschlossen werden muß, daß zu einem früheren Zeitabschnitt, wahrscheinlich während der Akkumulation des Jüngeren Deckenschotter, die Perschling nördl. des Grasberges in das Traisental entwässerte. Später folgte dann eine starke Tieferlegung der Perschling, so daß umgekehrt in der Rißeiszeit die schon erwähnte Ablenkung der Traisen (oder eines Seitenarmes d. Traisen) durch die alte Talung über Kapelln — Mitterndorf erfolgen konnte.

Westlich Obergrub erfolgt — auch in der Trassenführung der Autobahn sichtbar — der Anstieg zum Älteren Deckenschotter. Dieser gehört bereits zum Flußsystem der Traisen, wie ein (wiederum im Zuge des Autobahnbaues stark erweiterter) Aufschluß 100 m östlich des Rastplatzes vor Abfahrt in das Traisental zeigt: Der ungleichkörnige Schotter, teilweise bis 20 cm Durchmesser, weist nur geringe Zurundung auf. Flyschmaterial tritt sehr stark zurück, dominierend ist die kalkalpine Komponente. Der Schotterkörper, ca. 4 m mächtig, liegt auf Schlier. Die Deckschichten sind stark gestört, nur 0,5 m mächtig, und von Schotter durchsetzt, weil hier der Ältere Deckenschotter solifluidal gestört ist.

Der Rastplatz (B auf Abb. 1) liegt am Rand des Älteren Deckenschotter, der unmittelbar außerhalb des den Rastplatz begrenzenden Buschzaunes auf dem Feld zutage tritt. Er korrespondiert mit der markanten Flur auf dem linken Traisenufer, die den ganzen Raum bis zur Pielach einnimmt. Die Pielach-Traisenplatte — wie wir sie analog zur Traun-Ennsplatte nennen dürfen — bricht zu beiden Flüssen steil ab, weil jeweils die Niederterrassen der beiden unmittelbar anschließen und so zwei Terrassen übersprungen werden. Viele kleine, heute funktionslose Täler haben den Rand der Platte zu Riedeln aufgelöst (vgl. Karte). Das Gefälle ist auf beiden Seiten der Traisen gleich, ca. $8^0/_{00}$, es wird durch folgende Höhenknoten ermittelt (der Wechsel von Akkumulations- und Erosionsabschnitten kann dabei vernachlässigt werden):

	links	rechts
im Querschnitt St. Georgen	347	338
im Querschnitt Altmannsdorf	329	325
im Querschnitt Spratzern	315	315
im Querschnitt südl. Stadtrand St. Pölten	297	302
im Querschnitt nördl. Stadtrand St. Pölten	285	285

Der Jüngere Deckenschotter ist im Traisental auf eine schmale Terrassenleiste zwischen Oberzwischenbrunn und Pottenbrunn beschränkt, deren morphologische und stratigraphische Position bereits von A. PENCK (1909, Seite 103 und 106) klar erkannt wurde. Sie besitzt für die Alterseinstufung der fossilen Böden eine sehr große Bedeutung. Als Form ist sie nur schlecht erkennbar, weil sie im Anstieg zum Älteren Deckenschotter, bzw. zum Schildberg stark durch Löß verkleidet ist. In der Umgebung des Bahnhofes Pottenbrunn befinden sich mehrere Aufschlüsse. Den wichtigsten unter ihnen bildet das Ziegelwerk (Besitzer: Gemeinde Pottenbrunn), dessen mittlere Abbauwand in Abb. 2 etwas schematisiert dargestellt ist. Die Gliederung ist folgende:

0 — 80 cm	morphologisch stark ausgeprägte Parabraunerde (bei Abtrocknung tritt der Eluvialhorizont zwischen 20 — 40 cm deutlich hervor)
80 — 150 cm	kalkiger, typischer Löß
150 — 180 cm	schwach humose, etwas verflössene Zone, erscheint bei Feuchtigkeit dunkler. Die Mächtigkeit wechselt in den einzelnen Wandabschnitten. Stellenweise auch Gleyflecken.
180 — 260 cm	schwach ausgebildeter B-Horizont, übergehend in

260 – 650 cm	vergleyten Löß, der allmählich in stark solifluidal gestörten Löß und Schluff übergeht (mit deutlich schlierenförmiger Lagerung). Im linken Wandabschnitt im unteren Teil dieses Paketes ein Grundwassergley
650 – 700 cm	Fließerde, schwach humos
700 – 780 cm	B-Horizont einer Parabraunerde
780 – 900 cm	bis zur Abbausohle vergleyter Löß und Schluff, nicht weiter gliederbar.

Unter der Abbausohle setzen die vergleyten Löss- und Schluffe fort; mit leichter Neigung fällt der Deckenschotter von links gegen rechts (E gegen W), so, daß er im linken Wandabschnitt fast bis zur Abbausohle reicht, rechts hingegen schon über einen Meter tiefer liegt. Bei Fundierungsarbeiten für einen neuen Ziegelschuppen wurde über dem Deckenschotter eine 50 cm mächtige, rotbraune Verlehmungszone festgestellt, die typologisch vollkommen gleich dem Rotlehm im Ziegelwerk Feilendorf (s. u.) ist.

Im linken Teil der mittleren Abbauwand ist der untere braune Boden zerstört, ein ca. 20 m breites Tälchen führt aus der Wand heraus. Es ist mit dem solifluidal gelagerten Material gefüllt.

Ziegelwerk Pottenbrunn mittlerer Wandabschnitt

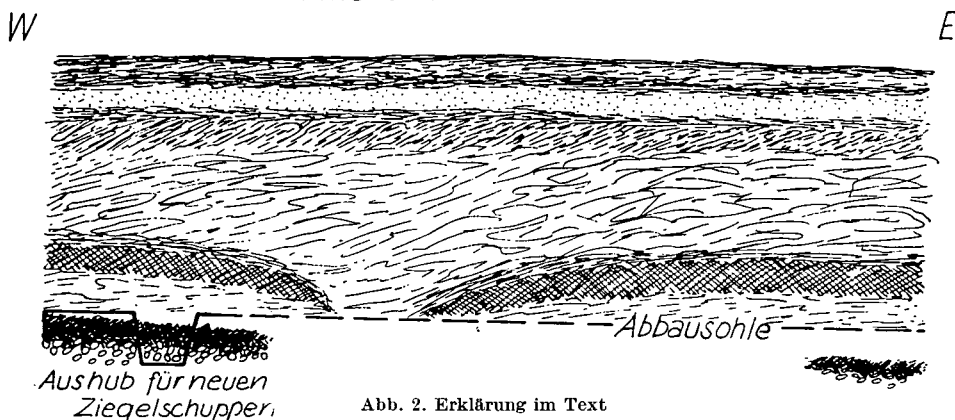


Abb. 2. Erklärung im Text

Die rotbraune Verlehmungszone ist ferner auch in den alten, heute aufgelassenen Abbauwänden am Terrassenabfall südlich der Bahn festzustellen. Die hangenden Löss zeigen dort keine Gliederung. Ebenso sind in der neuerdings stark erweiterten Schottergrube am Terrassenrand nördlich der Bahn (100 m NW vom Bahnhof) die hangenden Schichten stark gestört, mehrmals treten Lößkindlagenweise auf. Die Verlehmungszone ist hingegen besser erhalten und zeigt folgende Gliederung:

20 cm	Oberteil, schwach kalkhaltig, humos, allmählich übergehend in
40 cm	rotbrauner (5 YR 4/4) toniger Lehm, kalkfrei, Punktkonkretionen; im Mittelteil Andeutung eines „Gefleckten Horizontes“*
50 cm	Kalkanreicherungs-horizont im Schotter, stärkste Zementierung, örtlich zerbrochen und schräg gestellt.

Zusammen mit Feilendorf bildet das Profil Pottenbrunn die Schlüsselstelle für die stratigraphische Einordnung der fossilen Böden. Während in Feilendorf der obere, schwächer entwickelte braune Boden fehlt und in seiner Position der Naßboden auftritt, ist in Pottenbrunn unter weniger humiden Verhältnissen bereits ein brauner Boden ausgebildet.

* Der „Gefleckte Horizont“ ist eine Arbeitsbezeichnung für spezielle Erscheinungen innerhalb fossiler Böden; humose und braune cm-große Körper (im Schnitt als Flecken erscheinend) treten nebeneinander auf; diese Erscheinung tritt besonders in der Paudorfer Bodenbildung auf, ist aber auch in stratigraphisch tieferen fossilen Böden, z. B. in den Humuszonen des Stillfrieder Komplexes, anzutreffen (vgl. J. FINK 1954). In neuester Zeit hat sich L. SMOLIKOVA (1960) mit der Frage beschäftigt und gibt einer chemischen Entstehung den Vorzug gegenüber einer physikalischen.

Bei der monographischen Bearbeitung des Kremser Raumes wird das Profil Pottenbrunn als Verbindungsglied von der „Feuchten Lößlandschaft“ zum „Übergangsbereich“ noch einmal eingehend behandelt werden.

Die Hochterrasse bildet eine weite, fast ebene Fläche östlich St. Pölten, setzt im Abschnitt Grasberg aus und greift östlich Herzogenburg durch die alte Talung vom Traisen- in das Perschlingtal über. Die Hochterrasse zeigt stets den gleichen Aufbau: der Schotterkörper ist 6–8 m mächtig, seine Unterkante fällt meist mit der Oberkante des Niederterrassenschotters zusammen. Der Hochterrassenschotter trägt an seiner Oberkante einen fossilen Boden, der im Bezug auf Farbe und Verwitterungsintensität schwächer ist als jener an der Oberkante des Jüngeren Deckenschotters bei Pottenbrunn. Die Lößmächtigkeit schwankt, sie kann im Mittel mit 2,5 m angegeben werden. Auffallend ist die Unreife des heutigen Bodens, der das Profil nach oben abschließt, weil diese im Gegensatz zu den reifen, ausgeprägten Parabraunerden aus Löß in den umgebenden Landschaftsteilen steht. Eine gültige Erklärung kann hierfür ohne Detailkartierung noch nicht gegeben werden.

Das Profil von Ober-Wagram östlich St. Pölten darf als Normalprofil der Hochterrasse angesehen werden:

0 – 50 cm	Braunerde, anthropogen gestört
50 – 110 cm	Löß mit vereinzelt Kieseln
110 – 180 cm	Löß mit plattiger Struktur
180 – 200 cm	biologisch aufgearbeiteter fossiler Boden, vermengt mit Lößmaterial
200 – 220 cm	fossiler Boden: humoser rotbrauner Lehm (7 ½ YR 4/4), vereinzelt Erscheinungen eines „Gefleckten Horizontes“; in den untersten Teilen in Schotter eingreifend
220 – 240 cm	Kalkilluvialhorizont im Schotter
ab 240 cm	Kalkschotter, überwiegend Gutensteiner Kalk (Traisenspektrum).

Bei Unter-Wagram liegt die gleiche Abfolge vor, nur ist dort eine starke Verwürgung des Schotters mit dem Boden festzustellen. Einzelne Taschen greifen bis zu 3,5 m in den Schotter ein.

Der Rand der Hochterrasse ist morphologisch nur wenig überprägt. Einige kurze, kleine Trockentäler ziehen in die Terrasse hinein, die meist von Wegen benutzt werden, sodaß ihre Form nicht klar erkennbar ist. Nur ein ausgeprägtes Muldental zieht am Rand des Jüngeren Deckenschotters in nördlicher Richtung gegen Pottenbrunn.

Die Niederterrasse zeigt sowohl in der Längsrichtung als auch im Querprofil eine Gliederung. Flußabwärts einander ablösende Teilfelder tragen verschieden starke oder keine Deckschichten und stellen damit sehr unterschiedliche Standorte für die Bodenentwicklung dar. Der Tertiärsockel ist für alle Teilfelder gleich und liegt durchschnittlich 8–10 m unter der Oberkante. Direkt am Fluß ist eine Austufe ausgebildet, die oft nur wenig tiefer liegt, doch stets so viel, daß eine Durchpulsung mit Grundwasser für die Böden auf den Teilfeldern nicht mehr gegeben ist. Die mit einem kleinen Rand (auf der Karte mit punktierter Linie dargestellt) gegeneinander abgesetzten Teilfelder entsprechen einzelnen Akkumulationsphasen während der Würmeiszeit. Das Tal war zu schmal, um den Akkumulationsrhythmus eines „verwilderten“ Flusses zu erlauben, sodaß lange und schmale Schotterfächer auftreten, die über weite Strecken in Mächtigkeit und Dicke ihrer Deckschichten konstant bleiben. Generell sind am linken Ufer die trockenen, extrem dürrtigen Schotterfelder anzutreffen, so das „Steinfeld“ zwischen Wilhelmsburg und St. Pölten, in welches bei Spratzern eine Reihe von Schottergruben eingesenkt sind, ferner nach der Engstelle bei Viehofen das Schotterfeld vor Herzogenburg. Am rechten Ufer sind hingegen zum Teil sehr gute Standorte, in denen die Deckschichten 80–100 cm mächtig werden, so südwestlich Pottenbrunn und östlich St. Andrä. Tiefkrumige Tschernoseme auf diesen Deckschichten zeigen die Nähe des Trockengebietes und die Jugendlichkeit des Trockenfallens. Die Niederterrassenfelder der linken Seite müssen dagegen als „nackte Schotterfluren“ bezeichnet werden. Nur vereinzelt finden sich in seichten

Rinnen der Schotteroberkante wenige Dezimeter mächtige Deckschichten, ansonst treten echte AC-Profile vom Typus einer Xerosrendsina auf. Die oben erwähnten Schottergruben im Raum von Spratzern — unmittelbar an das Quellschutzgebiet für die St. Pöltner Wasserleitung angrenzend — zeigen unter Trockenrasen, vorwiegend aus Bürstling, folgenden Profilaufbau:

A	0 – 15 cm	humoser, kiesiger, schottriger, lehmiger Sand, stark kalkhaltig, krümelig
AC	15 – 25 cm	schwach humoser, stark kiesiger, stark schottriger schwach lehmiger Sand, wenige Krümel um die Wurzeln, stark kalkhaltig
C ₁	25 – 45 cm	Schotter mit Kalkkrusten
C ₂	ab 45 cm	loser Kalkschotter (u. Kies) überwiegend Gutensteiner Kalk.

Die Kalkkrusten im dritten Horizont stellen nur zum geringsten Teil eine pedogenetisch bedingte Kalkanreicherung dar, zum überwiegenden sind sie die Folge eines „Aus Schwitzens“ an der Oberkante des Schotters. In der gleichen Weise verhärteten alte Schottergruben durch sekundäre Nagelfluhbildung oder im bergfeuchten Zustand schneidbare Kalksteine. Hier haben die Ausscheidungen noch zu keiner durchgehenden Zementierung geführt wie im Steinfeld des Südlichen Wiener Beckens, wo genetisch gleiche, aber weit extremere Erscheinungen auftreten.

Bei der Ausfahrt nach St. Pölten wird die Autobahn verlassen; die Straße führt über eine der eben charakterisierten nackten Schotterfluren nach St. Pölten. Links begleitet mit steilem Abfall der Ältere Deckenschotter, unmittelbar bei St. Pölten nur als Erosionsform ausgebildet, das Tal. In westlicher Richtung wird St. Pölten wieder verlassen und nach Anstieg auf den Älteren Deckenschotter 1 km weiter das Ziegelwerk westl. St. Pölten erreicht.

Das Ziegelwerk (Besitzer: Stadtwerke St. Pölten) reicht mit seiner ostschauenden Abbauwand bis an die Bundesstraße 1 (C auf Abb. 1). Das Gelände fällt von der Straße mit 2° gegen S und 1–2° gegen N. Die derzeitige Abbauwand zeigt das in Abb. 3 skizzierte Bild:

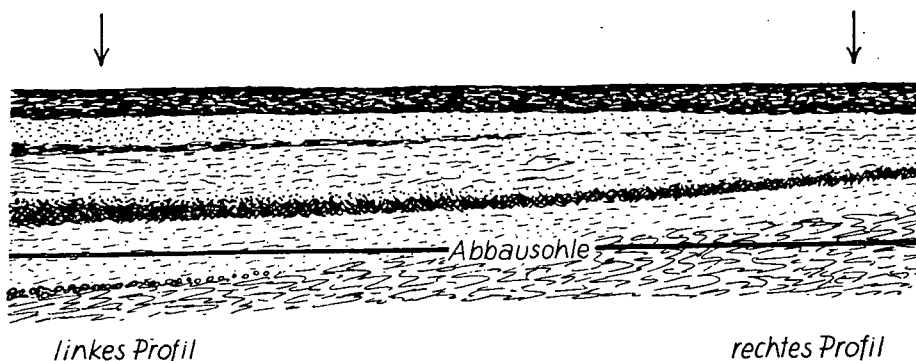


Abb. 3. Ziegelwerk westl. St. Pölten, ostschauende Abbauwand. Die Pfeile geben die Position der in Abb. 4 dargestellten Profilschnitte an. Weitere Erklärung im Text

Wichtig ist ein schmales Schotterband, das nach Aussage der Arbeiter im linken Teil der Abbauwand ungefähr 1,50 m unter der Abbausohle angetroffen wird und auch weiter südlich im aufgelassenen Teil des Ziegelwerkes zu finden ist. Dieses Schotterband ist der Rest des Älteren Deckenschotters, der gegen N allmählich auskeilt, sodaß dort ein an der Oberkante etwas aufgearbeiteter Schlier unmittelbar in Löß übergeht, während südlich über diesem zuerst das Schotterband und dann vergleyte schluffige Sedimente folgen, deren genetische Stellung nicht ganz klar ist. Das Höherentreten des sandigen

Schliers ist auch der Grund, warum in dem nahe der Straße liegenden Teil des Ziegelwerkes die tieferen Schichten nicht verwertet werden, da diese für eine Ziegelerzeugung ungeeignet sind. Es ist (derzeit) nicht feststellbar, ob der Ältere Deckenschotter ehemals auch die leichte Höhengschwelle (markiert durch den Verlauf der Straße) überdeckte oder an ihr sein Ende fand. Sicher folgte nach seiner Ablagerung eine starke solifuidale Abtragung, da auch alle tieferen Deckschichten fehlen. Das Schotterband ist nicht durch Rotlehm (= fossilen Boden) verkittet, was anzeigt, daß nur mehr Reste eines ehemals größeren Schotterkörpers vorhanden sind. Die vorhandenen jüngeren Deckschichten sind aber völlig ungestört und zeigen in der ca. 150 m langen Abbauwand von N nach S den Übergang von einer mehr trockenen Entwicklung (sowohl der Sedimente als auch der Böden) zu einer durch Wasserstau geprägten. Die nachfolgenden Beschreibungen in Abb. 4 beziehen sich auf die in Abb. 3 durch Pfeile angegebenen Positionen.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß der Unterboden der fossilen Parabraunerde gegen links (Süden) in den eines Pseudogleyes übergeht und analog dazu Menge und Größe der Punktkonkretionen über dem fossilen Boden gegen links deutlich zunehmen. Weiters nimmt die Ausprägung der plattigen Struktur über dem fossilen Boden gegen links ebenso zu wie die Mächtigkeit (und Ausprägung) der „Gleyfleckenzone“ — die dem quartärgeologisch geschulten Leser unter dem Begriff „Naßboden“ bereits bekannt ist. Schließlich ist die (immer nur fleckenhaft auftretende) Reaktion mit Salzsäure im obersten Löß des rechten Abschnittes deutlicher als die bestenfalls nur Spuren zeigende Reaktion in der linken Hälfte. Letztere Gesetzmäßigkeit wird noch vervollständigt durch das Bodenprofil unmittelbar nördlich der Bundesstraße, in welchem der oberste Löß noch 6,5% CaCO_3 aufweist (siehe Tabelle).

Es zeigen somit verschiedene Erscheinungen die Tendenz vom trockenen zum feuchteren Standort und damit auch die sedimentologische und pedologische Entwicklungsbreite im Alpenvorland, das zur Klimaprovinz „Feuchte Lößlandschaft“ (J. FINK 1956 a, b) gehört.

Die Abfolge entspricht in den hangenden Teilen jener von Feilendorf (s. u.). Die stratigraphische Deutung ergibt sich von selbst: Der fossile (Unterboden) stammt aus der letzten Warmzeit, die darüberliegende Zone mit mehr oder weniger starker Tagwasservergleyung ist entweder der genetisch zugehörige Staunässehorizont (A_{2g}) oder ein durch frühkaltzeitliche solifuidale Bewegung abgelagertes parautochthones Material (Fließerden), über dem das im Alpenvorland stets zeigeteilte Lößstockwerk folgt: Der untere Teil wächst allmählich aus den Fließerden heraus, hat plattige Struktur* und schließt mit der Gleyfleckenzone (= Naßboden) ab, die teilweise Kryoturbationserscheinungen zeigt. Der obere Teil besteht stets aus typischem Löß mit deutlichem Gefüge und prismatischer Struktur, der auch kalkig sein kann. Der „an der Oberfläche liegende Boden“ — die Begründung für diese sonderbar klingende Umschreibung wird später gegeben — ist aus dem typischen Löß hervorgegangen und hat diesen oft ganz aufgezehrt. Die Mächtigkeit der würmeiszeitlichen Sedimente im Alpenvorland beträgt im Mittel:

- 1,2 m normaler, z. T. kalkiger Löß, einschließlich hangende Parabraunerde,
- 0,2 m Gleyfleckenzone,
- 1,8 m „feuchter Löß“,
- 0,4 m Fließerden.

* Die durch Umlagerungsvorgänge entstandenen Fließerden zeigen meist eine dünnplattige, beziehungsweise „schuppige“, manchmal auch körnige Struktur, während die original sedimentierten Lössen der frühen Kaltzeit (im Sinne J. BÜDEL's 1950: „Fließerdezeit“) eine primär plattige Struktur aufweisen, die mit der Genese zusammenhängt und nicht auf eine Umlagerung zurückzuführen ist; ausführlich wird diese Frage im Exkursionsführer für die Südostabdachung (dieses Heft, diese Zeitschrift) behandelt.

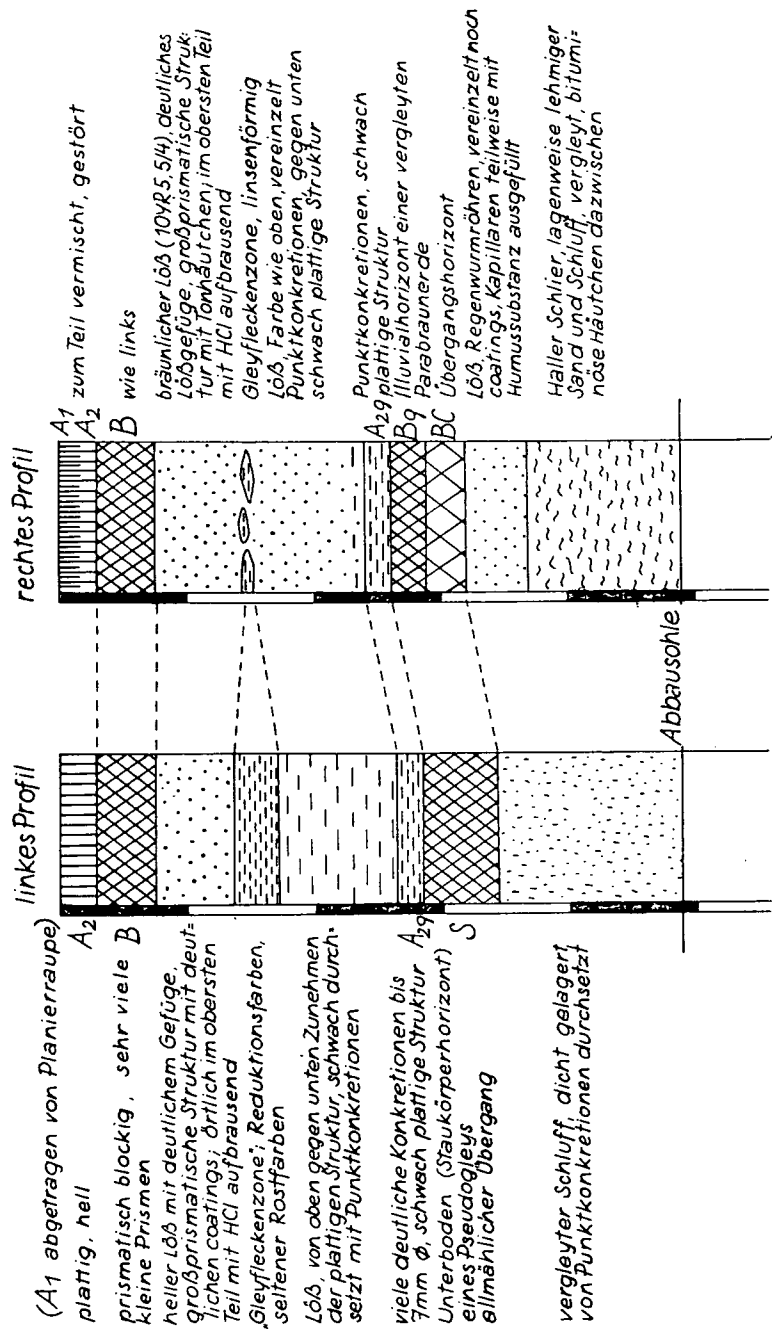


Abb. 4. Ziegelwerk westl. St. Pölten; die in Abb. 3 positionsmäßig fixierten Profilschnitte in schematisierter Darstellung

Unmittelbar nördlich der Straße, 50 m nordwestlich der NW-Ecke des Ziegelwerkes, liegt das Profil I.

	Seehöhe 300 m; 1° N	
	Kulturart: Acker, Fruchtart Luzerne;	
	Aufgenommen am 7. 7. 60; Witterung: nach 2 Tagen Regen, oberste 5 cm stärkst durchfeuchtet,	
sonst	normale Feuchtigkeitsverhältnisse.	
	Muttergestein: Löß (jüngster Würmlöß)	
	Bodentyp: Parabraunerde (unter Acker)	
Ap ₁	0 – 10 cm	Farbe* 10 YR 4/2; humoser, lehmiger Feinsand, vereinzelt Steinchen (durch Stallmist eingebracht), deutlich feinkrümelige Struktur, poröses Gefüge; übergehend in
Ap ₂	10 – 25 cm	gleich wie oben, jedoch partienweise grobkrümelig mit blockiger Struktur wechselnd **; absetzend von
B	25 – 55 cm	10 YR 4/3 (= Farbe der mit Tönhäutchen (coatings) überzogenen Aggregatflächen); toniger Lehm, deutliche scharfkantig-blockige Struktur mittlerer Größe; porös, vereinzelt ganz schwach kleine Punktkonkretionen (erst beim Schneiden gut sichtbar). An den Aggregatflächen Tönhäutchen. Zahlreiche Röhren und koprogene Reste von Regenwürmern. Allmählich übergehend in
BC	55 – 75 cm	10 YR 5/4 (= Farbe der Schnittfläche der Aggregate); lehmiger Schluff, undeutlich scharfkantig-blockige Struktur, porös, vereinzelt kleine Punktkonkretionen (beim Schneiden sichtbar). An den Aggregatflächen ganz schwache Tönhäutchen, übergehend in
C ₁	75 – 100 cm	10 YR 6/4; kalkiger Löß (schwach lehmiger Schluff), vereinzelt noch Tönhäutchen an den prismatischen Strukturkörpern. Einzelne, meist zerbrochene Schnecken-schalen. Kalkgehalt rasch abnehmend,
C ₂	ab 100 cm	kalkfreier Löß.

Die Analysen dieses Profils sind aus nebenstehender Tabelle ersichtlich. Freundlicherweise hat sich Herr Prof. Dr. Dr. MÜCKENHAUSEN bereit erklärt, die Untersuchungen des Profils an seinem Institut (Institut für Bodenkunde der Universität Bonn) durchführen zu lassen. Für diese Bereitschaft möchte ich an dieser Stelle meinen aufrichtigen Dank aussprechen.

Leider mußte vom A₁- und A₂-Horizont eine gemeinsame Probe genommen werden, da die anthropogene Durcharbeitung sehr stark ist. Die meisten geackerten Parabraunerden in Österreich weisen diese Störung auf, während im Grünland unter der ca. 10 cm mächtigen Grasnarbe meist ein 10–15 cm mächtiger A₂-Horizont zu erkennen ist.

Der Begriff Parabraunerde wurde von E. MÜCKENHAUSEN (1957) für Böden eingeführt, die bei ähnlichem Profilaufbau wie Braunerden im Gegensatz zu diesen eine Kolloidverlagerung aufweisen. Der „Lessivierungsfaktor“, welcher die Verhältniszahl von Tonteilchen (kleiner als 2 Mikron) vom Unter- zu Oberboden angibt, beträgt hier 2,1. Anlässlich einer Exkursion in den Raum von St. Pölten im Jahre 1957 konnte an mehreren typischen Profilen (insbesondere jenem beim Ziegelwerk Pottenbrunn) festgestellt werden, daß diese Parabraunerde dem sol-brun lessivé gleichzusetzen ist, weshalb die kurze Zeit vorher in Österreich eingeführte französische Bezeichnung durch die für einen breiten Kreis leichter verständliche deutsche ersetzt wurde (J. FINK 1958); gleichzeitig wurde die „vergleyte Parabraunerde“ als eine Übergangsform zwischen Parabraunerde und Pseudogley eingeführt. Sie weist bereits Merkmale der Tagwasservergleyung auf, so einzelne Konkretionen im Eluvialhorizont, mehrere im zum Staukörper werdenden Illuvialhorizont. Bei starkem Tagwassereinfluß stellt sich schließlich der Tagwassergley ein, sodaß sich eine genetische Reihe Parabraunerde-vergleyte Parabraunerde-Pseudogley ergibt, die für bindige Substrate typisch ist***. Neben Parabraunerden sind deshalb auch vergleyte Parabraunerden im nördlichen Alpenvorland weit verbreitet. Beim Bau der Autobahn war am Aufstieg vom Traisental auf die Traisen-Pielachplatte ein entsprechendes Profil aufgeschlossen gewesen.

* Im vorliegenden Feuchtigkeitszustand beschrieben.

** Durch ehemalige Tiefackerung auch B-Horizontmaterial eingearbeitet.

*** Eine eingehende Stellungnahme zur Genese dieser Böden und zu ihrer internationalen Korrelation erfolgt bei der Beschreibung der Südostabdachung (diese Zeitschrift, dieses Heft).

Profil I St. Pölten

Labor- Horizont Nr. u. Tiefe in cm	pH in H ₂ O	n KCl	Hydrol. Azid. y ₁	CaCO ₃ %	org. Subst. %	C/N	Korngröße in mm in % des Feinbodens < 2,0 mm		0,02— 0,006	0,002— 0,006	0,02— 0,06	0,06— 0,2	0,2— 2,0
							< 0,002	4,3					
3133 Apl+Ap2 0—25	7,5	6,5	1,7	1,4	2,7	8,6	16,7	4,3	4,0	67,0	5,9	2,1	
3134 B 25—55	7,3	6,4	1,8				35,8	2,1	27,8	30,6	2,9	0,8	
3135 BC 55—75	7,1	6,5	1,7				26,3	7,9	24,4	36,0	4,7	0,7	
3136 C ab 75	7,8	7,05	1,1	6,5			20,7	10,7	22,4	38,7	6,0	1,5	

Labor- Horizont Nr. u. Tiefe in cm	mval/100 g Boden			in %			mg/100 g Boden			% Gesamt		
	S	T	T—S	V	CaO in 1%igem NH ₄ Cl	K ₂ O	P ₂ O ₅	Lösl. Fe ₂ O ₃ %	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	R ₂ O ₃	P ₂ O ₆
3133 Apl+Ap2 0—25	15,7*	16,8	1,1	93,5	282	4	6,3	2,5	64,3	4,3	17,3	0,56
3134 B 25—55	29,6	30,77	1,17	96,5	369	4	1	3,0	61,9	5,7	20,6	0,50
3135 BC 55—75	28,8	29,91	1,11	96,5	360	4	< 1	2,5	64,7	5,6	20,8	0,54
3136 C ab 75	16,3*	17,02	0,72	95,6	338	4	< 1	2,3	65,3	3,8	18,1	0,42

*) nach Vageler-Altien

0–20 cm	A ₁	humoser, stark lehmiger Sand, kalkfrei, krümelig
20–50 cm	A _{2g}	hellgrauer stark lehmiger Sand, kalkfrei, fast strukturlos, einzelne Punktkonkretionen
50–90 cm	B _g	brauner Lehm, kalkfrei, Lößgefüge mit Tonhäutchen (coatings), Rost- und Gleyflecken, Punktkonkretionen
ab 90 cm	C	schwach kalkiger Löß.

Auf der Bundesstraße 1 führt der Weg weiter bis Gerersdorf, von dort in SW-Richtung nach Loipersdorf. In diesem Raum ist die Traisen-Pielach-Platte bereits durch weit eingreifende Dellen stark aufgelöst. Die Karte zeigt, daß die Auflösung von der Pielachseite aus stärker ist als von der Traisenseite her. Bei Loipersdorf wird die Niederterrasse erreicht und kurz darauf die Autobahn bei Völlerndorf unterfahren. Unmittelbar nach der Unterführung liegt ein Aufschluß am Rand des Älteren Deckenschotter (D auf der Skizze Abb. 1).

Der gebankte Mergel (Haller Schlier) fällt mit 5° gegen N. Er trägt eine 0,5–1,0 m mächtige Schotterkappe aus Kalkalpen- und Flyschmaterial, welche ihrerseits von einer seichtgründigen Terra fusca bedeckt ist. Von der Oberkante bietet sich ein guter Überblick über die Terrassen am linken Pielachufer und die morphologische Position des Ziegelwerkes Feilendorf. Der Schlot des Ringbrandofens ist inmitten des Jüngeren Deckenschotter sichtbar, ferner am Rand des Jüngeren Deckenschotter gegen die Niederterrasse die Hochterrasse, die nordwestlich Obergrafendorf mit einer schmalen Leiste beginnt und ab Ritzersdorf stark an Breite gewinnt. Auch der stockwerkartige Aufbau der Landschaft: Deckenschotter zu Flyschzone ist wieder deutlich zu erkennen.

Nach Völlersdorf wird die Pielach überquert und die Weiterfahrt nach Obergrafendorf erfolgt auf der Niederterrasse. Die Niederterrasse zeigt den Aufbau der kleineren Gerinne des Alpenvorlandes (vgl. Perschlingtal). Mehrere Bohrstiche rechts der Straße vor Ebersdorf zeigten:

0–25 cm	A	humoser, feinsandiger Lehm, allmählich übergehend in
25–40 cm	AB	schwach humoser, brauner stark lehmiger Sand, allmählich übergehend in
40–80 cm	B	brauner, stark lehmiger Sand
ab 80 cm	C _g	vergleyter schwach lehmiger Sand.

Der Profilaufbau entspricht einer Braunerde. Es konnten keine Spuren einer Tonverlagerung in den Unterboden festgestellt werden. Die Vergleyung im Unterboden entspricht einer alten, heute inaktiven Vergleyung (vgl. analoges Profil im Perschlingtal).

Die Tatsache, daß die sandig-lehmigen Deckschichten auf den Niederterrassen des Alpenvorlandes von Braunerden bedeckt sind, während die Löss auf den Hochterrassen und Deckenschottern Parabraunerden tragen, ist von grundsätzlicher Bedeutung. Es muß angenommen werden, daß die Bodenentwicklung auf Löß bereits im Spätglazial einsetzte, nachdem die Staubakkumulation schon beendet war, während die Bodenentwicklung auf den größtenteils spätglazial bis frühholozän akkumulierten Deckschichten der Niederterrassen naturgemäß erst später erfolgen konnte. Es mehren sich die Beobachtungen, die darauf hinweisen, daß sich im Spätglazial bereits eine sehr kräftige Bodenbildung abspielte. Mehrere Kryoturbationen, die sicher aus der Zeit der Schlußvereisung (= Schlern, = Jüngere Dryas) stammen, zeigen die Einwürgung von bereits verwittertem, braunen Bodenmaterial. Auch eine in westeuropäischen und ungarischen, interessanterweise aber nicht in österreichischen Profilen zu beobachtende starke Entkalkung, die – unabhängig von der unteren Grenze der braunen Horizonte – bis in das Muttergestein hineinreicht, scheint im Spätglazial vor sich gegangen zu sein. Als erster hat sich K. BRUNNACKER (1957) eingehend mit dem Problem der spätglazialen Bodenentwicklung befaßt und aus dem bayrischen Raum exakte Beispiele beschrieben. Unsere Beobachtungen ergänzen seine Untersuchungen. Für die Nomenklatur ergeben sich nunmehr gewisse Schwierigkeiten: Die Bezeichnung „holozäner“ oder „rezenten Boden“ ist für die meisten Parabraunerden – und auch für andere Bodentypen – nicht mehr zutreffend, sondern lediglich zur groben Abgrenzung gegenüber weit älteren Reliktböden gestattet.

Obergrafendorf wird in westlicher Richtung verlassen, 500 m nach Überschreiten der Mariazeller-Bahn erfolgt der steile Anstieg von der Niederterrasse zum Jüngeren Deckenschotter. 1 km einwärts liegt südlich Feilendorf ein großes Ziegelwerk (E auf Abb. 1). Im Ziegelwerk Feilendorf (Besitzer: Dipl. Ing. Anton Waldhäuser) werden die Deckschichten über dem jüngeren Deckenschotter abgebaut. Diese zeigen eine Abfolge, die bereits beschrieben wurde (J. FINK und R. GRILL 1958); der Vollständigkeit halber wird sie in Abb. 5 wiederholt. Der „rezepte“ Boden ist — insbesondere in der Mitte der langen Abbauwand — als stark vergleyte Parabraunerde ausgebildet, in der der Eluvialhorizont durch seine fahle Farbe deutlich hervortritt.

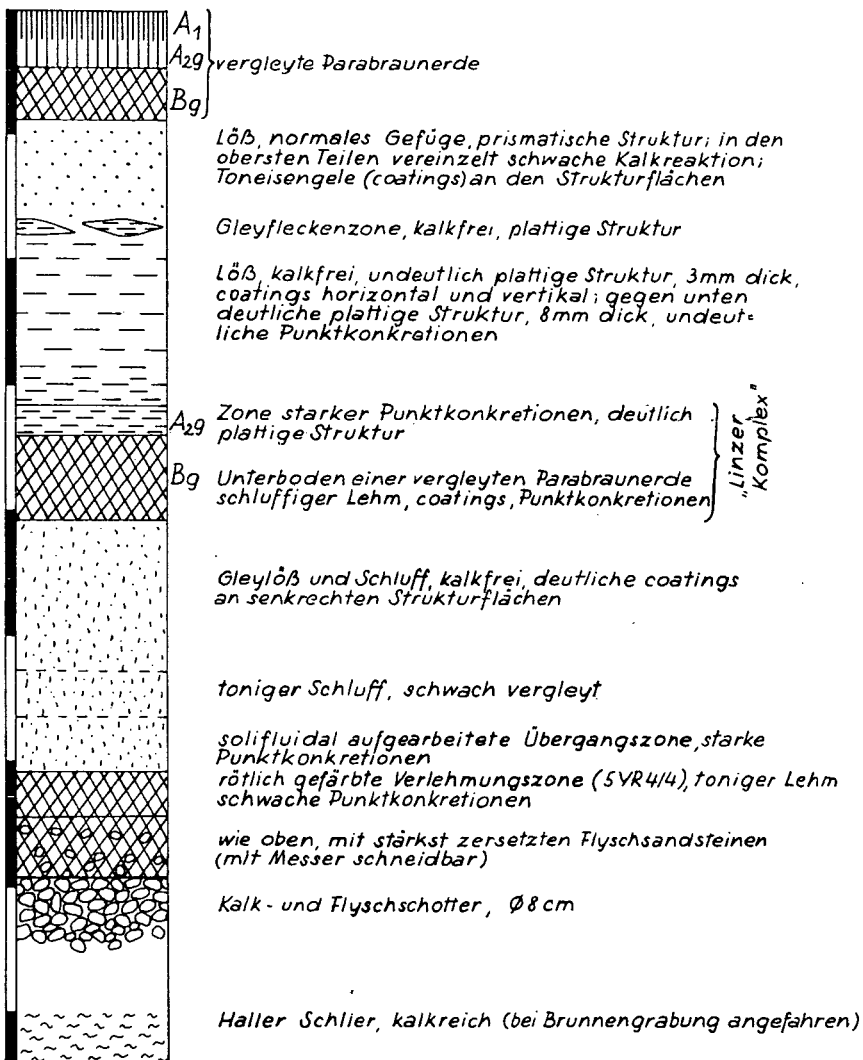


Abb. 5. Ziegelwerk Feilendorf; schematisierter Profilschnitt nach einer Aufnahme vom 8. VII. 1957

Die Abfolge entspricht in den hangenden Teilen vollkommen der des Ziegelwerkes westlich St. Pölten und kann allgemein als Normalfall für die „Feuchte Lößlandschaft“ genommen werden. Zur Kennzeichnung der verschiedenen Klimagebiete während des Pleistozäns (und Holozäns) wurden eine Reihe von Arbeitsbegriffen eingeführt (J. FINK 1956 a). In ähnlicher Form — aber völlig unabhängig — hatte K. BRUNNACKER (1956) im bayrisch-fränkischen Raum verschiedene Faziesbezirke ausgeschieden, während G. JANEKOVIĆ (1960) diese Unterscheidungen im jugoslawischen Raum trifft. Jeder dieser Räume war und ist durch besondere klimatische Verhältnisse gekennzeichnet, durch die sowohl die (äolischen) Sedimente als auch die Böden eine bestimmte Prägung erhielten. Die Feuchte Lößlandschaft umfaßt vor allem das nördliche Alpenvorland. Sie wird N von St. Pölten vom „Übergangsgebiet“, das sich auf die weitere Umgebung von Krems erstreckt, und am Rand des Tullner Feldes von der „Trockenen Lößlandschaft“ abgelöst.

Als locus typicus der fossilen Böden der Trockenen Lößlandschaft gilt Stillfried an der March, während für das Übergangsgebiet die „klassischen“ Aufschlüsse im Kremser Raum (Hohlweg Furth nördl. Göttweig, Paudorf, Schießstätte und Hundsteig Krems) die Bezugspunkte bilden. Für die Feuchte Lößlandschaft war der Linzer Raum herangezogen worden. Die Abbauwände der Ziegelwerke in der Grabnerstraße und beim Stadion Linz zeigen in ihren hangenden Teilen eine charakteristische Aufeinanderfolge von Böden, welche die Arbeitsbezeichnung „Linzer Komplex“ erhielt. Es handelt sich dabei jeweils um den Unterboden der letzten Warmzeit, eine aus Löß hervorgegangene, mehr oder weniger stark vergleyte Parabraunerde, über der schwach humose, plattig strukturierte Fließerden liegen, die durch Solifluktionvorgänge am Beginn der Würmeiszeit entstanden sind. Der Unterboden der letzten Warmzeit und die Fließerden des Frühglazials bilden zusammen den Linzer Komplex. Dieser wurde gleichgesetzt dem „Stillfrieder Komplex“, in dem ebenfalls zwei heterogene, zeitlich nacheinander entstandene Bodenbildungen vorhanden sind, nämlich der Unterboden einer Braunerde und mehrere Humuszonen, die durch Lößzwischenlagen getrennt sind. Diese Gleichsetzung stellt den Angelpunkt der Korrelation von Feuchter zu Trockener Lößlandschaft dar (vergl. Abb. 9).

Die Bedeutung von Feilendorf liegt aber nicht allein in der modellartigen Ausprägung der Deckschichten bis zur letzten Warmzeit, sondern in der lückenlosen Fortsetzung derselben bis zum großen Interglazial, nachdem die Landschaftsmorphologie eindeutig den basalen Schotterkörper als Jüngeren Deckschotter ausweist. Die kräftige Zersatzzone des basalen fossilen Bodens, die in ihrer Stärke mit der Ferrettisierung am südlichen Alpenrand verglichen werden kann, ergänzt von der paläopedologischen Seite diese Einordnung. Auch im oberitalienischen Raum erfaßt die Ferrettisierung* nur präißzeitliche Sedimente. Bei einem Vergleich der Intensität der beiden fossilen Böden in Feilendorf darf allerdings nicht vergessen werden, daß der edaphische Faktor stark berücksichtigt werden muß. Die Kalkschotteroberkante stellt einen ganz anderen, für die Bildung von Böden der terrae-calx-Gruppe prädestinierten Standort dar, während der Löß nur bis zur Parabraunerde verwittert. Aber auch bei einem Vergleich fossiler Böden mit gleichen edaphischen Bildungsbedingungen, wie sie nackte Hochterrassenschotter und Deckenschotter darstellen, fällt die geringere Verwitterungsintensität auf der Hochterrasse auf. Eine Erscheinung, die bereits von H. ALIMEN (1954) ausgesprochen wurde, bestätigt sich im österreichischen Raum: Gegen die Vorzeit zu zeigen die warmzeitlichen Bodenbildungen eine immer stärker werdende Intensität, was sich in der Farbe besonders äußert.

* Unter Ferrettisierung wird eine tief in den Schotterkörper eingreifende Verwitterung mit Freistellung eines hohen Tonanteiles und intensiver Färbung (5 YR) verstanden, in der nicht aufgelöste Sandsteine und Kristallinmaterial mit dem Messer schneidbar werden.

Die weitere Fahrt geht über Feilendorf nach W zur Sierning, deren Tal eine ausgeprägte Asymmetrie zeigt: an der rechten Talseite folgt die Straße unmittelbar dem Steilabfall, während an der linken undeutliche, verwaschene Formen allmählich gegen den Talboden, in welchem wieder Niederterrasse und Austufe zusammenfallen, ziehen. Bei Eigendorf ist hinter den Häusern — kurz von der Straße aus sichtbar — der Ausbiß des Jüngeren Deckenschotter zu sehen, an dessen Oberkante wieder der fossile Boden liegt. Darüber liegt 1,5 m Löß, von dem 0,8 m in Parabraunerde umgeprägt sind. Nach Unterfahung der Autobahn verliert der Steilrand rasch an Höhe, die Jüngeren Deckenschotter gehen allmählich in die Hochterrasse über, doch kann infolge fehlender Aufschlüsse hier keine genaue Abtrennung gegeben werden (vgl. Karte). In Groß-Sierning wird wieder die Bundesstraße 1 erreicht. Die Straße führt am Rand des Kristallins gegen das Tertiär, etwas über dem Hangfuß, in der Zone der Kolluvien, die aus tertiären Strand-sedimenten, kristallinem Material und Löß bestehen und Parabraunerden tragen. Nach S und W bietet sich ein guter Überblick:

Im S sind zwischen Sierning und Roggenbach verschiedene altpleistozäne Niveaus erkennbar, die aber weitgehend aufgelöst sind. Beim Bau der Autobahn wurden in diesem Abschnitt des Alpenvorlandes keine Schotter aufgeschlossen, sodaß angenommen werden darf, daß es sich nur um Erosionsformen im Schlier handelt, die mit einer mehr oder weniger starken Lößdecke verkleidet sind. Aus zwei Gründen ist das Fehlen von Schotterkörpern in diesem Raum von großem Nachteil:

1. Die Korrelation der Traisen-Pielach Platte als der markantesten Form im östlichen Alpenvorland mit den Terrassen des Melker Raumes ist sehr erschwert.
2. Einige paläopedologisch und palynologisch interessante Aufschlüsse sind terrassenmorphologisch nicht erfaßbar, so Aufschlüsse in und um das Ziegelwerk südöstlich von Schrattenbruck. In der in neuester Zeit stark erweiterten Abbauwand ist ein mächtiger fossiler Bodenkomplex (bestehend aus einer basalen Verlehmungszone und einer solifluidal darübergebreiteten humosen Bodenbildung) aufgeschlossen, der zwischen zwei Lössen liegt. 100 m weiter, am Scheitelpunkt der Straße nach Schrattenbruck, liegt ein schon stark verfallener Aufschluß, in dem unter 2 m geschichtetem, hellem Löß 1 m humose, plattig gelagerte Fließerde folgt, die auf einer Verlehmungszone aufsitzt. Die Verlehmungszone, 1 m tief aufgeschlossen, weist hier einige Punktkonkretionen auf. Die Verlehmungszone scheint in beiden Aufschlüssen der Göttweiger Bodenbildung zu entsprechen*. Vereinzelt Schotter an der Abbausohle des Ziegelwerkes (und in dem verschwemmten Löß im Hangenden des Bodenkomplexes) verstärken sich vielleicht beim weiteren, bergwärts gerichteten Abbau zu einem Schotterkörper und ermöglichen dann eine Zuordnung zu den jenseits des Scheitelpunktes beginnenden Terrassen des Melker Raumes.

Des weiteren ist ein Moor zwischen Roggendorf und Merkendorf interessant, das von A. TAUBER (1942) erstmals beschrieben und von F. BRANDTNER (1949) auf Grund palynologischer Untersuchungen als Würm-Interstadial (im Sinne W. SOERGELS, W I/II) eingestuft wurde. Eine Radiokarbondatierung lieferte dann die Korrektur: GRO 1189 11400 ± 90 vor heute. Der Raum wurde durch große Erdbewegungen im Zuge des Autobahnbaues weitgehend verändert.

Im W ist der Wachberg als hohe Terrasse zu erkennen. Die Straße führt (zwischen Loosdorf und Melk) bis an den Sockel dieser Terrasse heran. Mehrere Aufschlüsse linker Hand vor der Einfahrt nach Melk zeigen weiße Melker Sande mit auffallend kugeligen Konkretionen.

* Der etwas trockenere Melker Raum zeigt in den fossilen Böden die Typologie des Übergangsbereiches und nicht die der Feuchten Lößlandschaft.

Vor Melk wird an der Kreuzung der alten Straße mit dem Zubringer zur Autobahn Halt gemacht (F auf Abb. 1). Die Terrassenfolge des Melker Raumes ist gut erkennbar (vgl. Karte):

Im Westen liegt die Stadt und über ihr das Stift. Dieses Stift ruht auf einem Felsporn, der gleichzeitig Sockel eines Terrassenschotter ist (H. VETTERS 1937). An der Umfahrungsstraße waren Felssockel und Schotter längere Zeit aufgeschlossen, jetzt aber sind die Aufschlüsse schon stark verwachsen. Felssockel und Schotterkörper bilden eine markante Terrasse am linken Donauufer von Marbach bis Emmersdorf. Der auflagernde Schotter ist sicher altpleistozän, er wird dem Älteren Deckenschotter gleichgesetzt (H. VETTERS 1936, 1937). Da aber auf dem Felssockel auch Melker Sande zu finden sind — an anderen Abschnitten des Donautales liegen fossil belegte tertiäre Sedi-

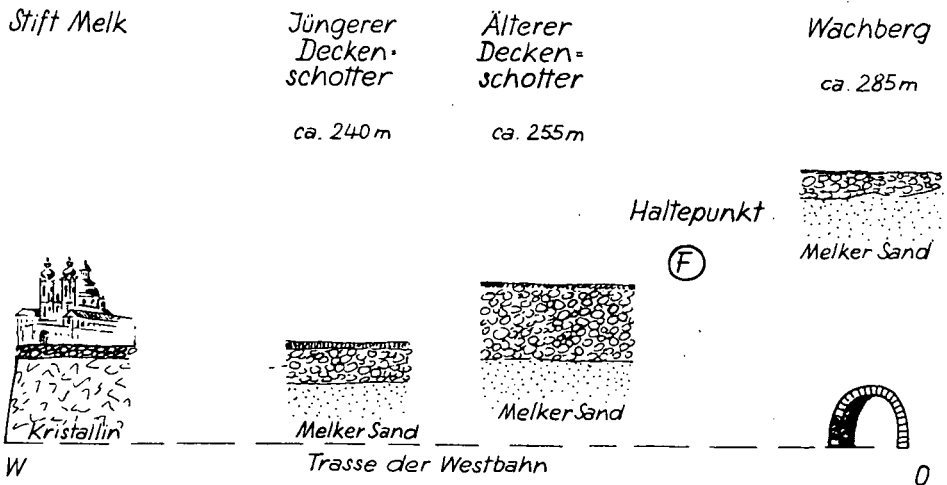


Abb. 6. Die Position der Aufschlüsse in Melk; Erklärung im Text

mente auf ihm — wird die Anlage dieser Form als sehr alt bezeichnet (R. GRILL 1955). Die Terrasse weist aber eine auffallende Höhenkonstanz auf und ist in gleicher Höhe auch in anderen Talabschnitten der Donau zu finden. Die Möglichkeit, daß die dem Felssockel aufliegenden tertiären Sedimente ebenfalls gekappt sind, muß erst an besonders geeigneten Punkten geprüft werden. In diesem Fall wäre ein quartäres Alter anzunehmen und eine Korrelation mit den Akkumulationsterrassen des Melker Raumes gegeben, wie diese in Abb. 6 angedeutet ist.

Die Schwierigkeit, die Entstehung des Donautales zu rekonstruieren, wird dadurch offenbar. R. GRILL (1959) zeigte, daß der heutige Strom eine Reihe von Talabschnitten benützt, die im Bezug auf Entstehungszeit und Genese große Unterschiede aufweisen. Ehemalige Aestuare, tektonische Bruchlinien, alte Talstücke und junge Erosionsstrecken lösen einander ab. Eine exakte Verfolgung der Terrassen durch mehrere genetisch und zeitlich verschiedene Stromabschnitte ist daher sehr schwierig. Viel eher können die Terrassen der Seitenflüsse im Alpenvorland miteinander in Beziehung gebracht und so eine kontinuierliche Verbindung von W nach O hergestellt werden.

Der Melker Raum zeigt eine reichgegliederte Terrassentreppe, obwohl die tieferen Elemente infolge starker Lateralerosion fehlen. Der Strom tritt unmittelbar an das

Steilufer heran und läßt nur für die tiefste, bei Hochwasser überschwemmte Terrasse Platz. Es fehlt eine Niederterrasse mit ungestörten Deckschichten ebenso wie eine Hochterrasse (beide sind stromaufwärts erst bei Ornding anzutreffen). Die höheren Elemente der Terrassentreppe sind hingegen zahlreicher als in anderen Stromabschnitten vorhanden. Der Eintritt in das Engtal der Wachau und das unruhige Relief des kristallinen Untergrundes, in das der Linzer Sand eingebettet ist, scheinen die Ursache gewesen zu sein.

Sehr deutlich ist diese Aufgliederung südl. Melk zu erkennen. Die Kaserne jenseits der Bahn liegt wie der Haltepunkt auf dem Älteren Deckenschotter (A. PENCK 1909). Auf dem Weg von der Kaserne (um 255 m) nach S im Bereich des Schneiderberges wird zuerst ein undeutlich ausgebildetes Niveau erreicht, auf dem die Trasse der Autobahn verläuft. Darüber folgt das Niveau um 290 m, welches dem Wachberg (östl. des Haltepunktes) entspricht, dann folgt südlich ein weiteres, undeutlich ausgebildetes Niveau, das aber durch den Ausbiß eines Schotters als Terrasse fixiert ist. Schließlich folgt eine ausgedehnte Ebenheit nördl. Kottapriel um 330 m, auf der an einem Wegeinschnitt unter Löß Schotter sichtbar werden, und schließlich als letzte Einheit eine ausgeprägte Terrasse nördl. Rosenfeld in ca. 340 m, auf der die Schotter bis an die Oberfläche treten. Diese Terrasse ist als markante Ebenheit, eingebettet in die kristallinen Kuppen des Hiesberges, deutlich vom Haltepunkt aus zu erkennen. Die Aufnahmen von H. VETTERS (1936) haben eine ähnliche Terrassengliederung ergeben. Auch er stellte Kasernenniveau und Haltepunkt zum Älteren Deckenschotter, über dem — entsprechend der damaligen Auffassung — pliozäne Schotter folgten. Diese werden am Schneiderberg in 280—290 m und 220—230 m Höhe angegeben.

Niederer als das Kasernenniveau liegt eine Terrasse im Stadtgebiet, die zwar nur ganz geringe Verbreitung hat, aber durch einen sehr instruktiven Aufschluß freigelegt ist. Abb. 6 zeigt ihre Position zusammen mit jenen Aufschlüssen, die von der Bahn aus beobachtet werden können. Der obengenannte Aufschluß befindet sich 500 m östlich des Bahnhofes. Er zeigt basal Melker Sand, darüber einen ca. 5 m mächtigen Schotterkörper mit großen Blöcken an der Basis. Die Schotter sind vorwiegend Kristallinmaterial. Hangend sind prächtige Eiskeile zu erkennen, die Deckschichten sind gestört.

Weitere 300 m östlich befindet sich jene große Schottergrube, die mit ihrer Abbauwand nahe an den Haltepunkt heranreicht und von diesem nur durch einen Acker getrennt ist. Den Sockel bildet wieder Melker Sand; er liegt ungefähr so hoch wie die Schotteroberkante des ersten Aufschlusses. Im ungefähr 10 m hohen Schotterkörper — der während des Autobahnbaues sehr gut aufgeschlossen war — liegen mehrere Generationen von Frosterscheinungen übereinander; an der Unterkante außerdem m³-große Kristallinblöcke. Abb. 7 zeigt die Situation am 13. X. 59 (heute ist diese Wand durch Planiergeräte bereits wieder abgebösch). Die Deckschichten bestehen aus Lössen, in die fossile Böden eingelagert sind, die allerdings nicht stratigraphisch ausgewertet werden konnten.

Der Aufschluß bietet das typische Bild eines kaltzeitlich akkumulierten Schotters, wobei die übereinanderfolgenden Frosterscheinungen beweisen, daß der ganze Schotterkörper unter kaltzeitlichen Bedingungen sedimentiert wurde. Auch der Aufschluß am Wachberg unmittelbar über dem Tunnel der Westbahn (ebenfalls auf Abb. 6 positionsmäßig festgehalten) zeigt in seinem Aufbau kaltzeitliche Bildungsbedingungen. Der Schotterkörper ist zwar schwer zugänglich bzw. durch Abbau gestört, die wirre Lagerung und die Blockpackungen an der Basis über dem Melker Sand sind aber zu erkennen.

Die stratigraphische Stellung der Melker Terrassen ergibt sich aus dem Vergleich mit anderen Donauabschnitten. Eine derartige Korrelation wurde kürzlich durchgeführt (J. FINK 1961). Hier soll nur in wenigen Worten darauf eingegangen werden. Die Terrassen

der Donau sind bis in den Wiener Raum eindeutig kaltzeitlicher Entstehung (ab Wien zwar auch kaltzeitlicher Entstehung, aber durch tektonische Einflüsse bereits verstellt). Ihre Abfolge kann daher zur Gliederung des Eiszeitalters herangezogen werden, da jede Kaltzeit einen eigenen Schotterkörper akkumulierte. Außerdem hat die Donau durch ihre Nebenflüsse Verbindung mit den ehemaligen Gletscherenden (und Moränen) im westlichen Alpenvorland. Insbesondere die Schotterfluren der Nebenflüsse wurden von A. PENCK und E. BRÜCKNER (1909) zur Gliederung des Eiszeitalters herangezogen. Bei Durchverfolgung der Schotterfluren der westlichen Alpenvorlandflüsse bis zur Donau und — weil infolge vieler terrassenloser Engstellen dies im Donautal selbst schwierig ist — über die Zwischentalscheiden der einzelnen Gerinne des Alpenvorlandes kann das klassische System PENCK-BRÜCKNER's mit Sicherheit auch in gletscherferne Gebiete übertragen und die dortigen fossilen Böden mit ihm in Einklang gebracht werden. Diese Möglichkeit ist im europäischen Raum einmalig; sie wurde leider bisher viel zu wenig beachtet.

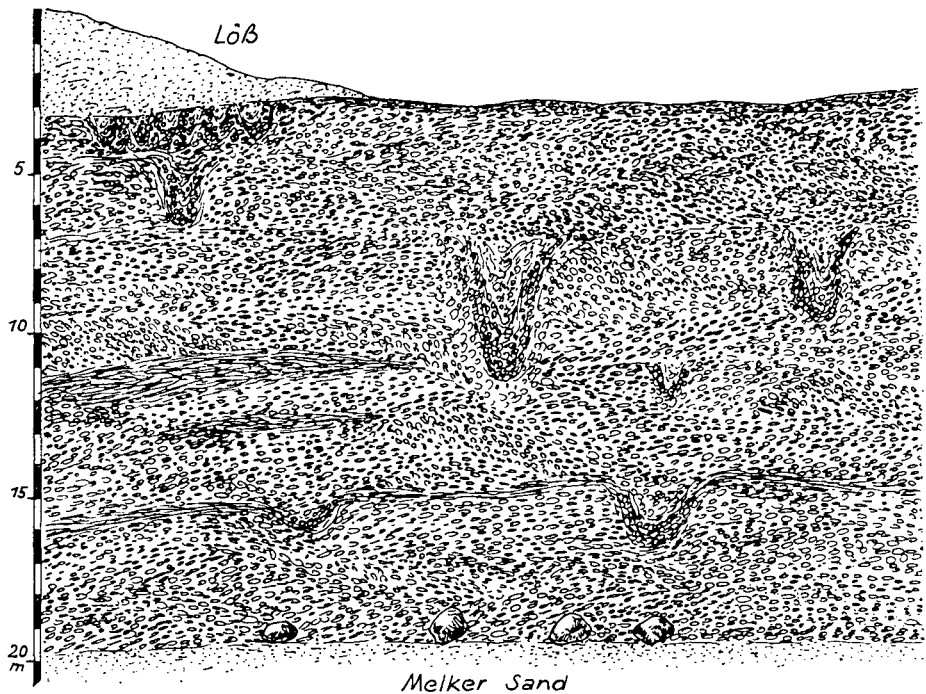


Abb. 7. Aufschluß im Älteren Deckenschotter in Melk; Erklärung im Text

Auf Grund eingehender Terrassenstudien und paläontologischer Beweise, auf die hier nicht näher eingegangen werden kann, können wir heute eine Gliederung des Pleistozäns vorschlagen, die das „PENCK'sche System“ in folgender Form einbaut.

Ältestpleistozän	$\left\{ \begin{array}{l} \text{mehrere Kaltzeiten} \\ \text{vor dem Günz} \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} \text{hohe Terrassenschotter,} \\ \text{mit Lokalnamen bezeichnet} \end{array} \right.$

Altpleistozän	{ Günz Mindel	Älterer Deckenschotter	} Altmoränen Jungmoränen
Mittelpleistozän		Riß	
Jungpleistozän	Würm	Hochterrasse	
		Niederterrasse	

Dieses erweiterte System hat sich in vielen Teilen des Vorlandes der Alpen, im N ebenso wie im SO, bewährt. Im Melker Raum können leider keine entscheidenden Angaben bezüglich der ältestpleistozänen Terrassen, wie etwa gesicherte Kryoturbationen, Faunenfunde usw. gemacht werden, es bestehen sogar gewisse Unsicherheiten im Bezug auf die Korrelation, die nicht verschwiegen werden sollen. Es wurde bereits erwähnt, daß die Traisen- und Pielachplatte infolge der aufgelösten Fluren zwischen Sierning und Roggenbach nicht mit Sicherheit nach Melk zu verfolgen ist. Das Kristallin des Hiesberges schirmt außerdem den Melker Raum ab, sodaß die „normale“ Terrassenfolge im Oberlauf der Melk nicht zur Entfaltung kommt. Es bleibt somit nur die Möglichkeit, per analogiam von anderen charakteristischen Terrassenabschnitten auf den Melker Raum zu schließen. Dabei fällt auf, daß hier der Jüngere und Ältere Deckenschotter sehr nahe beisammen liegen, so nahe, wie stromab im Tullner Feld die beiden Terrassen, die den Wagram aufbauen, oder die Höhere und Tiefere Terrasse westlich Seyring im Stockerauer Raum (R. GRILL 1957) und im Wiener Raum (R. GRILL 1954, J. FINK u. H. MAJDAN 1954). Es können daher auch beide Elemente eine Einheit bilden und einer Kaltzeit — in diesem Falle der Mindelzeit — entsprechen. Auf der beigegebenen Karte wurde die bereits in der Literatur bekannte Auffassung wiedergegeben.

Die Böden des Melker Raumes sind — sofern sie aus Löß stammen — Parabraunerden. Am bewaldeten Hang des Wachberges konnte hingegen im Bereich des Melker Sandes ein Boden beobachtet werden, der in und unterhalb des 5 cm mächtigen A-Horizontes bereits blanke Quarzkörner zeigt.

Auf der Weiterfahrt wird die Melk überquert. Der Unterlauf folgt einem bedeutenden Bruch des Kristallin und zeigt daher keine klare Terrassenabfolge. Bei Matzleinsdorf ist am linken Ufer Melker Sand aufgeschlossen, der den Sockel eines ca. 12 m mächtigen Schotterkörpers bildet. Der Raum zwischen dem Tal der Melk und Orndinger Berg (Steilstück der Bundesstraße östlich Ornding) zeigt stark aufgelöste altpleistozäne Terrassen. Vereinzelt tritt der Sockel (Melker Sand), vereinzelt auch Schotter unter Löß hervor. Der Matzleinsdorfer Kogel, auf der Karte Kote 314, bildet eine isolierte Kuppe, die eine Schotterkappe trägt und vermutlich mit dem Wachberg oder dem nächsthöheren Zwischenniveau im Melker Raum korrespondiert. Am Rand der „Bucht“ von Ornding tritt die Hochterrasse als schmale Leiste auf. Schon H. VETTERS (1937) hat den Unterschied zwischen den Quarzschottern der höheren Terrassen und den Kalkschottern der Hochterrasse beschrieben.

Während im Melker Raum die tieferen Terrassen erodiert sind, ist im Raum westlich Ornding (G auf Abb. 1) eine vollständige Abfolge erhalten. Die Niederterrasse weist hier eine Zweiteilung auf (vgl. Karte). Das tiefere Teilfeld wird bei Katastrophen-Hochwässern teilweise überflutet, weshalb im Jahre 1954 die Trasse der Westbahn in diesem Abschnitt gefährdet war und sogar für kurze Zeit der Verkehr eingestellt werden mußte. Der Aufbau der Deckschichten zeigt aber keine Störung, über dem Schotter liegt ein ca. 80 cm mächtiges Paket lehmig-sandiger Alluvionen, dem eine durchschnittlich 50 cm mächtige Braunerde aufgeprägt sind. Im höheren Teilfeld ist links der Straße eine mächtige Schottergrube angelegt. Die Schotter zeigen eine Aufgliederung in einen tieferen Grobschotterkörper (mit Blockpackung an der Basis) und einen höheren Feinschotterkörper, zwischen denen ein Feinsandpaket mit Kies eingelagert ist.

Die beiden durch das Feinsandpaket getrennten Schotterkörper zeigen nicht nur in

der Größe ihrer Komponenten, sondern auch im Abrollungsgrad Unterschiede. Der Grobschotter weist einen Abrollungsgrad (bestimmt nach der Methode M. und E. Pécsi 1959) von 5,0, der Feinschotter einen von 5,7 auf. Petrographisch zeigen beide Übereinstimmung: Quarz und Kristallin halten mit den kalkigen Komponenten die Waage, ein Spektrum, das für Niederterrassen der Donau typisch ist.

Über dem Schotter des höheren Teilfeldes liegen Kolluvien, die Parabraunerden tragen. Deutlich ist diese Parabraunerde in dem zur Bundesstraße liegenden Teil der Abbauwand in ein kleines Tälchen an der Schotteroberkante eingebettet und noch von jüngstem Kolluvium überdeckt. Der nahe Rand der Hochterrasse zeigt die Herkunft des Kolluviums an, das größtenteils schon spätglazial akkumuliert wurde, weshalb eine stärkere Bodenreife als auf den Deckschichten des tieferen Teilfeldes, die erst später akkumuliert wurden, eingetreten ist.

In der Mitte der Abbauwand ist an der Schotteroberkante eine 20 cm mächtige Verwitterung zu beobachten, die in ihrer Intensität für das „Hauptfeld“ der Niederterrasse typisch ist. Erst auf Grund von Radiokarbonuntersuchungen wird das Alter der Verwitterung und damit auch das Alter des höheren Teilfeldes zu ermitteln sein. Es handelt sich bei dieser Verwitterung nur um eine schwache Bodenbildung, die deutlich von der Verlehmungszone auf der Hochterrasse unterschieden ist.

Das Auftreten von Teilfeldern der Niederterrasse an der Donau ist immer an bestimmte Abschnitte geknüpft, so an die Mündung großer Nebenflüsse, wie Traun, Enns oder Traisen, oder an den Austritt aus Durchbruchstrecken, wie bei Krems. Hier scheint der Eintritt der Donau in die Wachau und eine besondere Konfiguration des kristallinen Untergrundes, der bei Ornding eine starke Ausbuchtung aufweist, die Ursache gewesen zu sein.

Südlich des Aufschlusses liegen in der Hochterrasse, die morphologisch nur eine schmale Leiste bildet (s. o.), zwei verfallende Aufschlüsse. Ihre Abbausohle liegt etwa 3–4 m über dem höheren Teilfeld der Niederterrasse. Der linke (östliche) läßt noch klar die Abfolge erkennen:

0–20 cm	Rohboden (in der Umgebung liegen auch Parabraunerden)
20–120 cm	sandiger Löß, allmählich übergehend in
120–200 cm	plattig gelagerte, schwach humose Fließerde
200–250 cm	Verlehmungszone von deutlicher Farbe, bodenartig toniger Sand, an der Basis eine Lage von Lößkindeln
280–400 cm	weißer Feinsand und Schluff
ab 400 cm	ca. 7 m Schotter (unverfärbt), im Spektrum ähnlich der Niederterrasse.

Zur Frage der Aufgliederung der Deckschichten auf den Hochterrassen bietet der Raum um Pöchlarn einige sehr instruktive Beispiele. Es sei gestattet, etwas über den Exkursionsweg, der bei Pöchlarn endet, hinauszugreifen: Auf der Karte ist noch die Einmündung der Erlauf in die Donau dargestellt und damit auch die Hochterrasse dieses Nebenflusses. Am linken Ufer zwischen Bundesstraße 1 und Autobahn bzw. südlich letzterer ist sie sehr schmal, ihr Abfall gegen die Niederterrasse zwar scharf, der Anstieg gegen die höheren Quartärterrassen aber undeutlich, da stark von Löß verkleidet. Am rechten Ufer bildet sie hingegen eine markante Terrassenfläche, in die ein deutliches Trockentälchen eingebettet ist. Am donauwärtigen Terrassenrand war lange Zeit beim Kilometerstein 100 der Bundesstraße 1 ein Aufschluß vorhanden, der aber im letzten Jahr planiert wurde. 500 m weiter wurde am Terrassenrand im Zuge des Autobahnbaues eine neue Schottergrube angelegt, die die gleiche Abfolge zeigt:

0–60 cm	Parabraunerde
60–100 cm	stark kalkiger Löß
100–120 cm	Löß mit Rost- und Gleyflecken (dieser Horizont erscheint aus der Entfernung als blaßgraue Zone), schwach kalkig
120–150 cm	Löß mit einzelnen Manganflecken, undeutlich plattige Struktur
150–180 cm	verschwemmte Verlehmungszone
180–200 cm	autochthone Verlehmungszone, einige angewitterte Flyschsandsteine
200–220 cm	Kalkanreicherungszone im Schotter.

Der Schotter besteht überwiegend aus Gutensteiner Kalk, die Erlauf zeigt also das gleiche Spektrum wie die Traisen; die dritte Schichte ist nur undeutlich; sie entspricht stratigraphisch der Gleyfleckenzone (Naßboden).

Sehr deutlich war ein weiterer Aufschluß am linken Erlaufufer, unmittelbar neben der Bundesstraße. Er ist heute ebenfalls planiert, doch sind hinreichend Proben und Farbphotos vorhanden. In Abb. 8 wird die Abfolge skizziert und kurz beschrieben.

Die plattige Strukturierung des dunkleren Lösses ist hier nicht allein bedingt durch die Entstehung während der Solifunktionszeit. Sowohl der Abfall zur Niederterrasse als auch die Nähe höherer Terrassen bedingen eine so starke Solifluktion, daß dieser Löß schon Merkmale eines Schwemmlösses aufweist. Der scharfe Absatz gegen den hangenden „trockenen“ Löß war deutlich sichtbar.

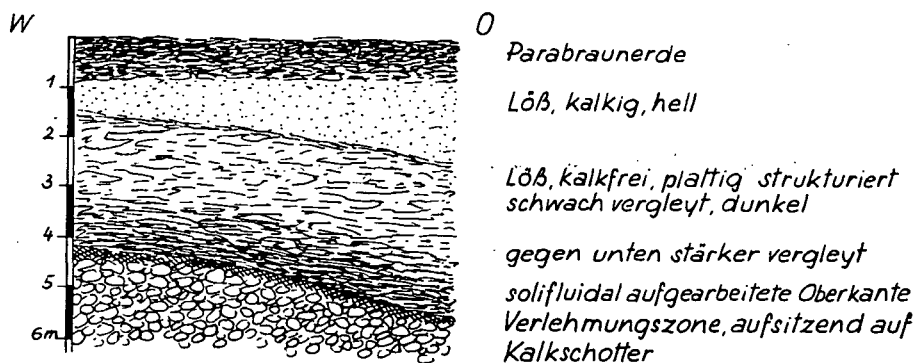


Abb. 8. Die Deckschichten der Hochterrasse westl. Erlauf

Die Hochterrasseprofile müssen nun mit jenen Profilen korreliert werden, die entweder auf älteren Schotterkörpern oder anderen Substraten aufsitzen. Eine derartige Gegenüberstellung erfolgt in Abb. 9. Sie stellt eine nur geringfügige Erweiterung einer ähnlichen Abbildung (J. FINK 1956 b, Abb. 5, S. 58) dar, weil nunmehr auch das „Übergangsgebiet“ in die Korrelation einbezogen wurde, für welches neuerdings eine Reihe von C¹⁴-Daten vorliegen, die eine wertvolle Untermauerung unseres feldgeologisch ermittelten stratigraphischen Systems bilden. Eine eingehende Bearbeitung des Übergangsgebietes und seine Korrelation mit dem Alpenvorland erfolgt in einer speziellen Arbeit.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß das östliche Alpenvorland einen für die moderne Quartärforschung überaus wichtigen Raum darstellt. Die klimatische Übergangstellung zwischen humidem westlichen und trockenerem östlichen Mitteleuropa hat auch im Pleistozän bestanden. Dies zeigen die Sedimente, die fossilen Böden und die Böden der heutigen Oberfläche.

Für den Paläopedologen, der die klimatische Differenzierung in erster Linie zu beachten hat, ergibt sich eine weitere Aufgliederung in bodentypologischer Hinsicht durch den Wechsel der Substrate, was am besten in der Gegenüberstellung der Standorte Löß zu Schotteroberkante zum Ausdruck kommt. Diese Tatsache, die für „holozäne“ Böden eine Selbstverständlichkeit darstellt, ist für fossile Böden in früherer Zeit und von einigen Autoren bis auf den heutigen Tag nicht beachtet worden, woraus sich ein Teil der Irrtümer ableitet, die heute in der Literatur vorhanden sind.

Für den Quartärgeologen ergibt sich, daß das PENCK'sche Schema in jedem Abschnitt des Alpenvorlandes seine Gültigkeit behält und — mit einiger Vorsicht — auch in das

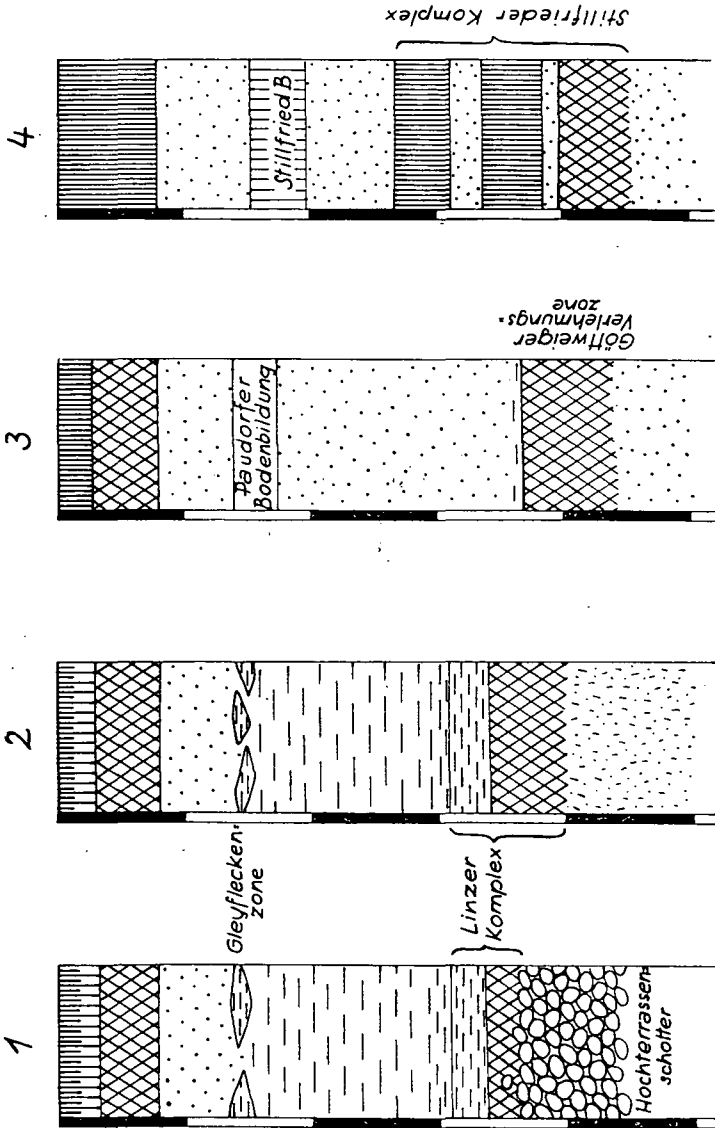


Abb. 9. Gegenüberstellung von Palkböden der feuchten Lößlandschaft (Profil 1 und 2), des Übergangsgbietes (Profil 3) und der trockenen Lößlandschaft (Profil 4)

Donautal und damit weiter nach Osten übertragen werden kann. Stets ist innerhalb der Terrassen, die ausnahmslos klimatischer Entstehung sind, da sie von autochthonen Gerinnen (nicht mit Gletscherenden in Verbindung stehende Flüsse) aufgeschüttet wurden, nur eine Hochterrasse ausgebildet, deren Oberkante den fossilen Boden der letzten Warmzeit trägt, über dem ein Sedimentkörper folgt, der lediglich eine Zäsur, nämlich die von der Feuchtakkumulation zur Ablagerung unter trockenen Bedingungen, aufweist. Diese Zäsur ist in der Feuchten Lößlandschaft nicht besonders stark ausgeprägt, lediglich durch die Gleyfleckenzone markiert. Am Rande zu trockeneren Gebieten (Potten-

brunn) ist hingegen bereits ein Boden vorhanden, der der Paudorfer Bodenbildung des Übergangsbegietes bzw. Stillfried B der Trockenen Lößlandschaft entspricht.

Literatur

- ALIMEX, H.: Colorimetrie des sédiments quaternaires et paléoclimats; Bull. de la Soc. géol. de France 6, IV, 1954.
- BRANDTNER, F.: Die bisherigen Ergebnisse der stratigraphisch-pollenanalytischen Untersuchung eines jungeszeitlichen Moores von interstadialem Charakter aus der Umgebung von Melk; Archaeol. Austr. 2, 1949.
- BRUNNACKER, K.: Regionale Bodendifferenzierungen in Mitteleuropa während der Würmeiszeit; Eiszeitalter u. Gegenwart 7, 1956.
- Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän in Bayern; Geol. Bavarica 34, 1957.
- BÜDEL, J.: Eiszeitliche und rezente Verwitterung und Abtragung im ehemals nicht vereisten Teil Mitteleuropas; Pet. Mitt. 229 (Ergänz. Heft) 1937.
- Die Klimaphasen der Würmeiszeit; Die Naturwissenschaften 37 Heft 19, 1950.
- FINK, J.: Die fossilen Böden im österr. Löß; Quartär VI, 1954.
- FINK, J. und MADJAN, H.: Zur Gliederung der pleistozänen Terrassen des Wiener Raumes; Jb. Geol. BA. Wien 1954.
- FINK, J.: Zur Systematik fossiler und rezenter Lößböden in Österreich; Vh. VI. Int. Bod. Kongreß Paris 1956 (a).
- Zur Gliederung der Terrassen und Lössen in Österreich; Eiszeitalter u. Gegenwart Bd. 7, 1956 (b).
- Die Böden Österreichs; Mitt. Geogr. Ges. Wien 100, III., 1958.
- FINK, J. u. GRILL, R.: Tertiär-Quartär- und bodenkundliche Exkursion in das Gebiet zwischen St. Pölten und Loosdorf; Mitt. Geol. Ges. Wien 51, 1958.
- FINK, J.: Leitlinien einer österr. Quartärstratigraphie; Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 53, 1961.
- Geologische Karte der Umgebung Wien 1 : 75.000, Geol. BA. Wien 1950 (Erläuterungen 1954).
- GÖTZINGER, G.: Beiträge zur Entstehung der Bergrückenformen; Penck's Geogr. Abh. 1907.
- Neue Studien über die Oberflächengestaltung des Wiener Waldes und dessen Untergrund; Mitt. Geogr. Ges. Wien 1933.
- GRILL, R.: Geol. Karte Blatt Gänserndorf; Geol. BA. Wien, 1954.
- Exkursionsweg Enns-Krems; Vh. Geol. BA. Wien, Sonderheft D 1955.
- Geol. Karte von Stockerau; Geol. BA. Wien 1957.
- Über den geologischen Aufbau des Außeralpiner Wiener Beckens; Vh. Geol. BA. Wien, 1958.
- Erdgeschichte des Donaugebietes in Österreich; UNIVERSUM 14 Jg. Heft 15/16, 1959.
- JANEKVIĆ, G.: Bodenkundliche Studienreise durch Jugoslawien; Sarajevo 1960.
- MÜCKENHAUSEN, E.: Die wichtigsten Böden der Bundesrepublik Deutschland; Schriftenreihe des AID, Heft XIV, Bad Godesberg, 1957.
- PÉCSI, M. u. Pécsi, E.: Die Anwendung analytischer Forschungsmethoden in der Geomorphologie; Közlemények 60.
- PENCK, A.: Die Eiszeiten in den nördl. Ostalpen ex: E. Brückner u. A. Penck: Die Alpen im Eiszeitalter; 3 Bd. Leipzig 1909.
- SMOLIKOVA, L.: Fossile gefleckte Böden in der Tschechoslowakei; Věstník ÚÚG, XXXV, 1960.
- TAUBER, A.: Ein jungeszeitliches Niedermoor aus der Umgebung von Melk. Quartär IV, 1942.
- VETTERS, H.: Aufnahmebericht Blatt Baden-Neulengbach; Vh. Geol. BA. Wien 1924, Nr. 1.
- Aufnahmebericht Blatt Krems und Tulln; Vh. Geol. BA. Wien 1926, Nr. 1.
- Aufnahmebericht Blatt Ybbs; Vh. Geol. BA. Wien 1936, Nr. 1/2.
- Aufnahmebericht Blatt Ybbs; Vh. Geol. BA. Wien 1937, Nr. 1/2.
- WICHE, K.: Ergebnisse klimamorphologischer Untersuchungen im Wiener Wald; Jb. Akad. Wien, math. nat. Kl. 167. Bd., Heft 1-2, 1958.

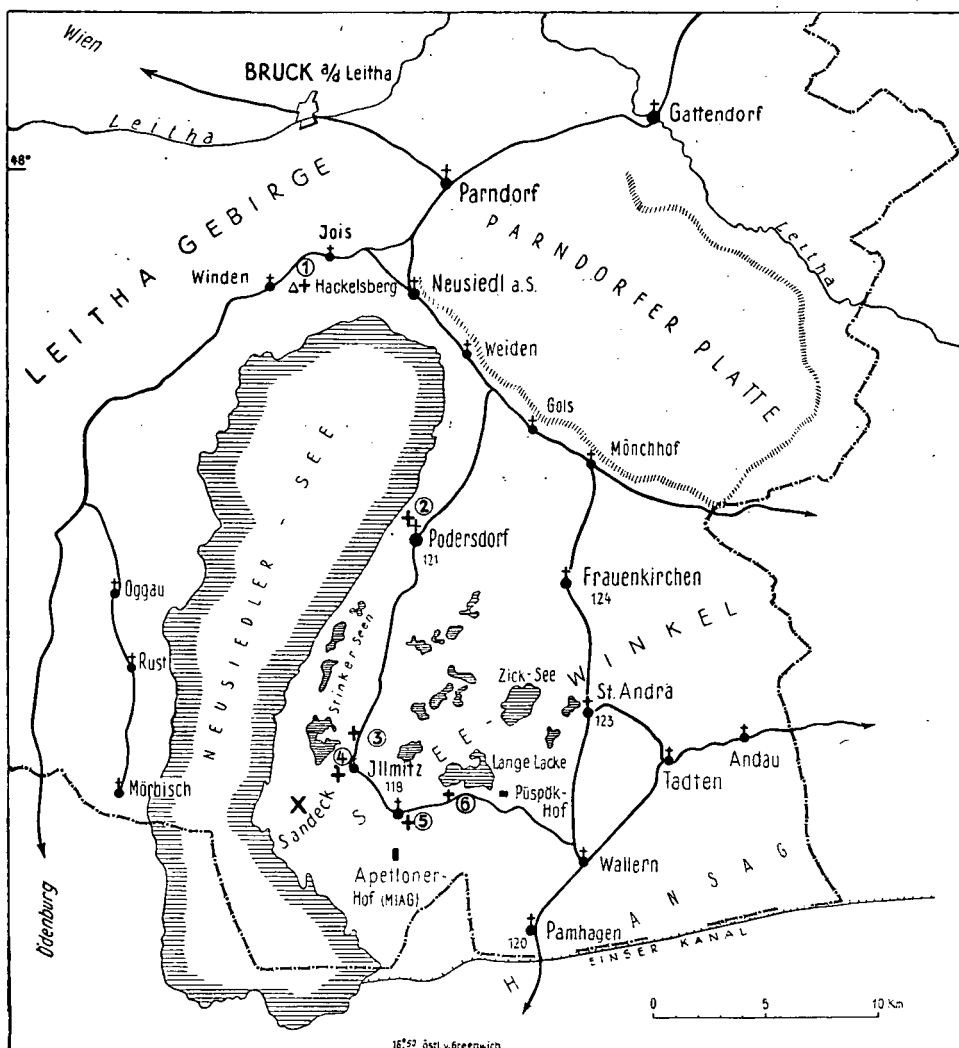
Das Neusiedlerseebecken

(Exkursion C)

Von H. FRANZ und G. HUSZ
mit Beiträgen von H. KÜPPER, G. FRASL und W. LOUB

a) Wien – Bruck a. d. Leitha – Hackelsberg

Die Fahrt zum Neusiedlersee bringt uns in einen Raum, der zu den landschaftlich eigenartigsten und wissenschaftlich interessantesten der Umgebung Wiens gehört. Schon die Fahrt von Wien über Bruck a. d. Leitha zum Neusiedlersee führt durch ein



Gebiet, das zur Gänze dem pannonischen Klimaraum angehört und in dem auf großen Flächen Tschernoseme auftreten. Der Raum südöstlich des Neusiedlersees, der sogenannte Seewinkel, trägt völlig den Charakter der ungarischen Puszta. Nur hier kann man diesseits des Eisernen Vorhanges in Europa in bedeutender Ausdehnung Salzsteppen und extreme Salzböden sehen, die den Salzsteppen und -böden der Großen Ungarischen Tiefebene durchaus ebenbürtig sind.

Um für die Besichtigung des Neusiedlerseegebietes möglichst viel Zeit zur Verfügung zu haben, wird die Exkursion von Wien ohne Aufenthalt bis zum Hackelsberg durchgeführt, obwohl auch das durchquerte Gebiet bodenkundlich Interessantes zu bieten hätte. Die Exkursion verläßt Wien in südöstlicher Richtung auf der über Bruck an d. Leitha zur ungarischen Grenze bei Straß-Sommerein (Hegyeshalom) und weiter nach Budapest führenden Bundesstraße. Diese quert zwischen Wien und Bruck a. d. Leitha das Inneralpine Wiener Becken, durch dessen Einbruch im mittleren Miozän die Alpen von den Karpathen getrennt worden sind. Das niedergebrochene Gebirgsstück ist mit vollerhaltenem Relief in z. T. großer Mächtigkeit von feinklastischen tertiären Ablagerungen, die in lückenloser Sedimentationsfolge vom oberen Helvet bzw. Torton bis ins Oberpannon reichen, überdeckt worden. Das Leithagebirge und die Hundsheimer Berge stellen am Ostrande des Beckens stehengebliebene Horste dar, die noch heute von den Alpen zu den Karpathen überleiten. Die tertiäre Beckenfüllung ist weithin von pleistozänen Ablagerungen, fluvioglazialen Schottern und Löß überdeckt. Die im wiederholten Wechsel von Akkumulations- und Erosionsperioden entstandene Folge von Schotterterrassen, die das Stadtbild von Wien bestimmt, zieht sich entlang der Donau weiter nach Osten. Die Budapester Bundesstraße überquert diese Terrassenlandschaft auf der Strecke Wien—Schwadorf und senkt sich dann in die noch durch jungquartäre Absenkungen mitbedingte Niederung an der Fischa und Leitha hinab.

Sie folgt dieser von Schwadorf bis Bruck, um das Wiener Becken durch die Brucker Pforte, die sich in 12,5 km Breite zwischen dem Leithagebirge und den Hundsheimer Bergen erstrecken, zu verlassen:

Zwischen Bruck und Bruckneudorf überquert die Straße die Leitha, die hier die Grenze zwischen den Bundesländern Niederösterreich und Burgenland bildet. Bald darauf steigt das Gelände neuerlich an, um knapp vor Parndorf die Höhe der sogenannten Parndorfer Platte zu erreichen. Hier liegen ältere pleistozäne Schotter in einer maximalen Mächtigkeit von 10 m zum Teil auf sarmatischen, zum Teil auf pannonischen Schichten.

In Parndorf zweigt die Exkursionsroute von der Budapester Bundesstraße westwärts ab, um nach wenigen Kilometern das Neusiedlerseebecken zu erreichen. Die Parndorfer Platte fällt mit einem steilen Erosionsrand zur Seeniederung ab. Von dem Punkte der Straße, wo diese von der Höhe der Platte in das Seebecken absteigt, hat man einen schönen Überblick über die Seelandschaft. Einen noch umfassenderen Überblick gewährt der Hackelsberg, ein niederer Vorgipfel des Leithagebirges am NW-Rande des Seebeckens zwischen den Orten Jois und Winden. Es wurde deshalb dieser als erster Haltepunkt der Exkursion gewählt, um so mehr, als dort auch Gelegenheit geboten ist, für das Gebiet charakteristische Böden in guten Aufschlüssen zu studieren.

b) Erläuterungen zur Aussicht vom Hackelsberg

von H. KÜPPER
mit Tafel II

Der Weg von Wien ins nördliche Burgenland führt im nördlichsten Randgebiet der römischen Provinz Pannonia superior zu einem Teil den Grenzbefestigungen des Limes entlang; im Gebiet des Hackelsberges hat er bereits die römische N-S-Verbindung gequert,

die das Baltikum mit Italien verbindet. Seit den Zeiten der Völkerwanderung bis in die Neuzeit ist dieses östlichste Grenzgebiet Österreichs ein Bereich gewesen, in dem sich von Westen und von Osten ausstrahlende Kräfte vielfach wechselnd überlagert, verzahnt und manchmal weiter westlich, manchmal weiter östlich ausgewirkt haben.

Wenn wir für eine Darstellung der bodenkundlichen Situation uns mit einigen Worten den geologischen Grundlagen zuwenden, so sind wir deshalb von einem kurzen geschichtlichen Hinweis ausgegangen, weil wir hier auch geologisch einen Grenzbereich vor uns haben, der nur vom Erdgeschichtlichen her verstanden werden kann.

Auf dem Hackelsberg (192 m SH) mit seinem Kern von NNE streichendem Kristallin (nach Prof. Dr. L. WALDMANN muskovitarmer Biotitschiefergneise und phyllonitische Augengneise) stehen wir auf einem stehengebliebenen Restpfeiler des alpin-karpatischen Gebirgsbogens, der als Orogensigmoide in Oberkreide und Alttertiär die Böhmisches Masse von SE her umfaßt hat. In diesem Orogenbogen sind seit dem mittleren Tertiär (Burdigal) große Senkungsfelder schrittweise entstanden und danach ausgestaltet worden. Hiedurch haben sich die Wege geöffnet für die Einflutung vom Alpenvorland in die tertiären Becken, die heute mit teilweise verschiedener tektonischer Entstehungsgeschichte und daher auch mit verschiedenen Sedimentfüllungen als „Ebenen“ in den Alpen-Karpatenbau eingeschaltet sind und von der Donau als Hauptentwässerungsachse auf ihrem Weg zum Schwarzen Meer benützt werden.

Hackelsberg und Leithagebirge sind während des Jungtertiärs (Torton-Sarmat-Pannon) ein Schwellengebiet gewesen, welches den im Torton und Sarmat stark absinkenden tiefen Raum des Wiener Beckens von den östlichen Räumen getrennt hat; wohl nicht als schmale Barre, sondern als westlichster Teil eines breiten Flachseegebietes, in dem Torton und Sarmat in untiefen Wannen auf dem Kristallinsockel zum Absatz kamen. Erst im Pannon setzten hier im Osten die großen Senkungsbewegungen ein.

Als Illustration dieses allgemeinen Konzeptes sei auf die Beobachtungen während des Aufstieges auf den Hackelsberg verwiesen (tortone Lithothamnienkalke, dem Kristallin auflagernd) sowie auf die Geländemulde W des Hackelsberges, die durch schwaches Nachsinken während und nach dem Pannon in ihrem Kern letztgenannte Sedimente bewahrt hat. Daß nach Osten zu, im Untergrund des Neusiedler Sees, sich ähnliche Bedingungen fortsetzen, hat sich aus den im östlichen Teil des Profiles (Tafel II) dargestellten Untergrundverhältnissen ergeben.

Allerdings, der den Ostrand des Hackelsberges bildende morphologische Abbruch zu den Schilfflächen des Neusiedler Sees markiert heute noch das Einsetzen jener jüngst-tertiären (pannonen) und quartären tektonischen Absenkungsbewegungen, denen diese Landschaft ihre Ausgestaltung verdankt.

Obwohl die quartäre Geschichte des Neusiedler Seebereiches und seiner Ränder heute in vielen Details noch nicht aufgeklärt ist, gibt es eine ganze Reihe von Tatsachen, die auf das Vorherrschen tektonischer Absenkungen auch im Quartär hinweisen, so z. B. die hoch gelegenen Reste von Quarzschotterdecken auf dem S-Teil des Ruster Höhenzuges, die irgendwie vergleichbar sein dürften jenen der Parndorfer Platte, während dazwischen der Seebereich liegt; die mächtigen Schotterfächer, die knapp SW von Purbach vom Leithagebirge in den Seespiegelbereich sich herabziehen und die aus der gegenwärtigen Morphologie nicht abgeleitet werden können; große Windkanter knapp über dem heutigen Seeniveau, während diese sonst nur weit höher über dem Seeniveau, auch am W-Abfall des Leithagebirges im Wiener Becken, vorkommen. Und schließlich auch alle jene Erscheinungen der jüngsten Quartärgeschichte, die im Rahmen der Diskussionen der bodenkundlichen Probleme des östlichen Seeufers berührt werden sollen (siehe auch A. TAUBER 1959).

Diese kurzen Hinweise sollen als Hintergrund dienen für das Verständnis der bodenkundlichen Situation; sie fußen auf wissenschaftsgeschichtlich interessanten, langen Bemühungen österreichischer und ungarischer Forscher, für die zur Orientierung auf folgende Publikationen jüngeren Datums verwiesen sei:

- J. CSEPREGHY-MEZNERICS, Das marine Neogen Ungarns in seiner Beziehung zum Wiener Becken. Mitt. Geol. Ges. Wien, 52. Bd. 1960, S. 87.
 R. GRILL, Untergrenze und Gliederung des Miozäns im Wiener Becken. Mitt. Geol. Ges. Wien, 52. Bd. 1960, S. 125.
 H. KÜPPER, Erläuterungen Bl. Mattersburg-Deutschkreutz. GBA 1957.
 A. TAUBER, Grundzüge der Tektonik des Neusiedler Seengebietes. Wissensch. Arb. Bgld. 23, 1959.
 A. TAUBER, Zur Oberflächengeologie des Seewinkels. Wissensch. Arb. Bgld. 23, 1959.
 A. WINKLER-HERMADEN, Geol. Kräftespiel und Landformung. Verl. Springer, Wien 1957.

c) Die Böden des Hackelsberges

Von H. FRANZ und W. LOUB

Der Hackelsberg ist infolge seiner isolierten Lage, seiner zum Teil relativ steilen Hänge und seiner Windausgesetztheit eine ausgeprägt xerotherme Lokalität. Er ist an seinem Nord- und Westhang heute weithin von Äckern, auf kleineren Flächen von Trockenrasen bedeckt. Der steile SE-Abbruch trägt Buschwald, in dem die Flaumeiche, *Quercus pubescens*, vorherrscht. Noch vor wenigen Jahrzehnten war an NW-Hang eine große zusammenhängende Trockenrasenfläche vorhanden, die als Gemeinschaftsweide diente und in sehr extensivem Weidebetrieb genutzt wurde. Der Umbruch des Trockenrasens und damit die Umwandlung in Ackerland erfolgte, nachdem die betreffenden Teile der Weidefläche anteilsmäßig an die Weideberechtigten aufgeteilt worden war.

Die bis heute erhaltenen Restflächen des Trockenrasens beherbergen noch gegenwärtig zahlreiche sommerliche Trockenheit und Wärme beanspruchende Pflanzen und Kleintiere, darunter mehrere Arten, deren einziger bekannter Standort in Österreich der Hackelsberg ist. Trotzdem dürfen die heute waldlosen Hangflächen nicht einfach als Reste einer ursprünglichen Steppenlandschaft angesehen werden. Sie wären heute zweifellos größtenteils von einem lichten Trockenwald bedeckt, wenn der Mensch dies nicht immer wieder durch Abrennen der Vegetation, durch Beweidung und neuestens auch durch Ackernutzung verhindern würde. Die vereinzelt im Trockenrasen stehenden Büsche von *Rosa canina*, *Prunus spinosa* und *Crataegus*, die infolge ihrer Bewehrung mit Dornen und Stacheln dem Viehverbiß erfolgreich Widerstand leisten konnten, sind Hinweise auf die natürliche Tendenz der Vegetationsentwicklung. Ohne Zutun des Menschen, der in diesem Raume schon seit dem Neolithikum rodend tätig war, wären am Hackelsberg wahrscheinlich nur kleinste Flächen mit extrem seichtgründiger Bodendecke dauernd waldfrei geblieben.

Trotzdem wird der xerotherme Charakter des Berges auch durch die dort auftretenden Böden bezeugt. Die Bodenentwicklung hat am Hackelsberg nirgends über ein AC-Profil hinausgeführt. Im Gipfelbereich liegt auf dem dort anstehenden Altkristallin ein Xeroranker, auf der NW-Flanke des Berges über kalkigem Obertorton eine Mullrendsina. Eine Zwischenzone des Hanges trägt kolluvial vermengtes Bodenmaterial, in dem teils die Ranker-, teils die Rendsinakomponente überwiegt.

Die Mullrendsina ist unweit der Bundesstraße Neusiedl am See—Eisenstadt, von wo die Begehung des Hackelsberges ausgeht, in zwei Gruben aufgeschlossen, in denen aus dem Obertorton Kalksand für Bauzwecke gewonnen wird. Das Muttergestein der zwischen 10 und 50 cm Mächtigkeit schwankenden Bodendecke ist tertiärer hochprozentiger Leithakalk. An einer Stelle mit mittlerer Bodenmächtigkeit wurde unter Trockenrasen das folgende Profil aufgenommen:

A ₀₀ + A ₀	1–0 cm	Pflanzenhäusel und stärker zersetzte Vegetationsrückstände, mit Arthropodenexkrementen vermischt, stellenweise von Regenwurmxkrementen in Häufchen überlagert.					
A ₁	0–20 cm	stark humoser, lehmiger Sand, Humusform Mull, feinkrümelig, intensiv durchwurzelt, locker, Farbe 10 YR 2/1.					
AC	20–25 cm	humoser, stark grusiger, sandiger Lehm, reichlich mit Leithakalkbrocken durchsetzt, Humusform Mull, feinkrümelig, gut durchwurzelt.					
C ₁	25–35 cm	angewitterter, gelblich verfärbter detritärer Leithakalk.					
C ₂ Ca	+ 35 cm	detritärer Leithakalk, durch Ca-Anreicherung verfestigt. Der Ca-Horizont steht mit der rezenten Bodenbildung in keinem genetischen Zusammenhang, er ist älter als diese.					

Horizont	Schichttiefe (cm)	pH (KCl)	mval/100 g Boden		V %	org. Subst. %	CaCO ₃ %
			S	T			
A ₁	2–8	7,0	65	65	100	18,5	3,0
AC	20–25	7,0	65	65	100	18,0	30,0

Horizont	Schichttiefe (cm)	Korngröße in mm und % des Feinbodens kleiner als 2,0 mm			
		< 0,002	0,002–0,02	0,02–0,2	0,2–2,0
A ₁	2–8	12	16	62	10
AC	20–25	10	15	60	15

Die beschriebene Mullrendsina stellt das Optimum der Bodenbildung dar, das im pannonischen Klimagebiet Österreichs auf festem Karbonatgestein zustandekommt. In steileren Lagen finden sich durchwegs seichtgründigere Rendsinen, mit noch ungünstigerem Wasserhaushalt. Die Humusform ist dann Moder oder mullartiger Moder, der Humusgehalt ist geringer, die Struktur weniger deutlich ausgeprägt.

Bodenbiologisch verhalten sich die Mullrendsinen des pannonischen Klimaraumes sehr ähnlich den Tschernosemen. Die biologische Aktivität ist im Winter durch Bodenfrost, im Sommer durch eine oft schon im Mai einsetzende und bis in den Oktober andauernde Trockenheit unterbrochen. Der Massenwechsel der Bodenorganismen im Jahreslauf zeigt daher sowohl bei den Bodentieren wie bei den pflanzlichen Mikroben ein Frühjahrs- und ein Herbstmaximum, dem eine Sommer- und eine Winterdepression gegenüberstehen. Die Bodenbiozönose der Mullrendsinen unter Trockenrasen ist derjenigen der Tschernoseme sehr ähnlich. Bei den Mikroorganismen läßt sich nach W. LOUB (1960) deutlich ein Sommer- von einem Winteraspekt unterscheiden, wobei die für Tschernoseme und pannonische Mullrendsinen kennzeichnenden Arten vor allem im Sommeraspekt angereichert sind. Dies gilt in besonderem Maße für die Bodenpilze, die offenbar besonders empfindlich auf die jahreszeitbedingten Veränderungen ihres Milieus reagieren.

Im Kuppenbereich des Hackelsberges wird die Bodendecke überall dort, wo silikatisches Gestein ansteht, von einem Xeroranker gebildet. Auch dieser besitzt eine stark wechselnde Mächtigkeit, die von nur wenigen Zentimetern bis über 30 cm ansteigen kann. Vegetation und Fauna sind hier besonders reich an xerothermen Arten, der Trockenrasen ist teils ein *Fumaneto-Stipetum*, teils ein *Medicageto-Festucetum*. Gegen Ende des letzten Krieges wurden auf der Höhe des Hackelsberges Stellungen gebaut und damit auf beträchtliche Erstreckung Bodenaufschlüsse geschaffen, die noch heute vorhanden sind. An einer solchen Stelle wurde das folgende Profil aufgenommen:

A ₀₀ + A ₀	0,5–0 cm	Pflanzenhäusel, stellenweise mit Arthropodenexkrementen vermengt.					
A ₁	0–15 cm	humoser, lehmiger Sand, schwach steinig, Humusform Mull, feinkrümelig, locker, gut durchwurzelt, Farbe feucht 10 YR 2/2, trocken 10 YR 4/2, geht über in					
A ₂	15–35 cm	gröber gekrümelt und etwas steiniger als A ₁ , sonst wie dieser, geht über in					
AC	35–50 cm	stark von Steinen und Grus durchsetzter, humoser bis schwach humoser Übergangshorizont					
C ₁	+ 50 cm	aufgemürbtes Grundgestein (Altkristallin).					

Horizont	Schichttiefe cm	pH (KCl)	mval/100 g Boden		V %	org. Subst. %	CaCO ₃ %
			S	T			
A ₁	2–6	5,8	19,7	30	65,0	8,5	–
A ₁	6–15	5,8–6,1	19,8	30,1	65,8	8,3	–

Horizont	Schichttiefe cm	Korngröße in mm in % des Feinbodens kleiner als 2,0 mm			
		< 0,002	0,002 - 0,02	0,02 - 0,2	0,2 - 2,0
A ₁	2 - 6	2,5	17,5	67,4	12,6
A ₁	6 - 15	2,6	17,5	66,6	16,9

Ähnliche Xeroranker wie am Hackelsberg finden sich auf silikatischen Gesteinen auch an einigen anderen Punkten im pannonischen Klimagebiet Österreichs, so bei Purbach im Leithagebirge, in den Hundsheimer Bergen und am Ostrande der Böhmisches Masse. Alle diese Vorkommen befinden sich an ausgeprägt xerothermen Lokalitäten, während an feuchteren Standorten die Bodenentwicklung stets zur Braunerde weiterführt. Auch in den Xerorankern wird bei schwach saurer Reaktion Eisen im Zuge der Verwitterung silikatischer Minerale freigestellt und aus der zweiwertigen in die dreiwertige Form umgewandelt. Die vor allem im trockenen Zustande rötlichbraune Färbung der A-Horizonte ist hiedurch bedingt. Was die Dynamik dieser Böden in erster Linie von denjenigen der Braunerden unterscheidet, ist ihr relativ hoher Gehalt an organischer Substanz, die offenbar in ihnen nicht in dem für die Braunerden charakteristischen Ausmaße abgebaut wird. Damit und mit der intensiven biologischen Durchmischung hängt es auch zusammen, daß der Boden in seiner ganzen Mächtigkeit humushältig bleibt. Bodenbiologisch sind gegenüber den Tschernosemen und pannonischen Mullrendsinen gewisse Unterschiede vorhanden. Sie bestehen in einer geringeren Regenwurm-tätigkeit und nach W. LOUB (1960) auch in einer abweichenden Artenzusammensetzung der Mikroflora des Bodens.

Ähnliche Parallelen, wie sie zwischen Mullrendsinen und Tschernosemen bestehen, lassen sich auch zwischen Xerorankern und den AC-Böden auf kalkfreien Sanden, die wir als Paratschernoseme bezeichnen (vgl. FRANZ 1956, 1960), feststellen. Ein Paratschernosem wird am dritten Haltepunkt der Exkursion in einer Schottergrube nächst Illmitz gezeigt werden.

d) Hackelsberg — Neusiedl a. See — Podersdorf — Illmitz

Von H. FRANZ und G. HUSZ

Die Fahrt vom Hackelsberg in das Salzbodengebiet im Seewinkel soll dazu benützt werden, den Exkursionsteilnehmern Einblicke in die jüngste geologische Entwicklung des Neusiedlerseegebietes zu geben.

Vom Hackelsberg muß zunächst ein Stück auf derselben Straße zurückgefahren werden, auf der die Anfahrt stattgefunden hat. Bald nach Durchfahrung der Ortschaft Jois zweigt rechts die Straße nach Neusiedl am See, dem Hauptort des nördlichen Burgenlandes ab. Wir folgen ihr über Neusiedl hinaus entlang des Erosionsrandes der Parndorfer Platte bis zum Weinort Weiden und noch ein Stück weiter gegen Osten, um uns bei der nächsten Straßengabelung südwärts zu wenden. Wir haben damit die Straße erreicht, die am Ostufer des Sees über Podersdorf nach Illmitz und Apetlon und damit in den Seewinkel führt.

Dieser ist eine Landschaft, die durch das Vorhandensein zahlreicher kleiner Seen und temporärer Lachen mit in der Mehrzahl salzigem Wasser ein sehr eigenartiges Gepräge erhält. Auf der Strecke zwischen Weiden und Podersdorf ist dieses noch nicht vorhanden, die Straße verläuft hier auf einer ausgedehnten Aufschüttungsfläche, die sich nur wenige Meter über das eigentliche Seebecken erhebt, aber mit einem mehr oder weniger deutlich ausgeprägten Erosionsrand gegen dieses abfällt. An einzelnen Stellen ragen über die von flachen Erosionsrinnen durchzogene Ebene niedere Hügel auf. An einem solchen führt die Straße, bald nachdem sie die Bahnlinie Neusiedl am See—Frauenkirchen—Eszterháza

überquert hat, vorüber. Auf seiner Höhe steht eine Kapelle, die den Namen Florianikapelle trägt. Hier befand sich die in den Türkenkriegen zerstörte Ortschaft Zitzmannsdorf. Der Hügel, auf dem die Kapelle errichtet ist, besteht zur Gänze aus Tschernosemmaterial, das künstlich aufgeschüttet worden ist. Zahlreiche darin enthaltene Holzkohlenreste und Mörtelstückchen bezeugen die Herkunft des Schwarzerdematerialies aus dem ehemaligen Ortsbereich von Zitzmannsdorf. Unweit der Kapelle befinden sich westlich der Straße zwischen den Äckern einzelne Wiesen. Sie stellen den unter Naturschutz gestellten Rest der „Seewiesen“ dar, die vor der Umwandlung in Ackerland hier große Flächen bedeckt haben. Man hielt ihre an südöstlichen Pflanzenarten reiche Vegetation lange Zeit für ursprünglich, bis man bei Grabungen auf Mauerreste der Häuser Zitzmannsdorfs stieß. Die Seewiesen und angrenzenden Äcker weisen Tschernoseme auf, die sich aus kalkhaltigen, ziemlich groben Sanden entwickelt haben. Sie werden weithin, so auch bei der Florianikapelle, von Schottern unterlagert. Gegen Podersdorf hin treten an Stelle der Schotter von dünnen Kieslagen durchsetzte gelbe Sande, die am zweiten Haltepunkt der Exkursion bei Podersdorf aufgeschlossen sind. G. FRASL (vgl. dessen Beitrag) hat festgestellt, daß die Schotter und Sande in ihrer petrographischen Zusammensetzung von den weiter südlich bei Illmitz, Frauenkirchen, St. Andrä usw. vorkommenden deutlich abweichen. Während diese weitgehend mit den Schottern der Praterterrasse der Donau übereinstimmen, weisen die Schotter und Sande im Raume Weiden—Podersdorf auf ein engeres Einzugsgebiet hin. Schon der z. T. beträchtliche Gehalt an Leithakalk zeigt eine mindestens teilweise Herkunft aus dem Leithagebirge an, ein Befund, der auch durch den Silikatanteil des Sedimentmaterials bestätigt wird.

Der Ostrand des rezenten Neusiedlerseebeckens ist in seiner ganzen Länge von Weiden über Podersdorf und Illmitz bis südlich von Apetlon durch einen aus lockerem, grobem Sand bestehenden Wall, den sogenannten Seedamm, scharf markiert. Stellenweise, so ein Stück nördlich von Podersdorf, lehnt sich dieser Wall an den Erosionsrand der schon beschriebenen Aufschüttungsfläche, auf der die Straße von Weiden nach Podersdorf nach Überquerung der Bahnlinie Neusiedl—Eszterháza verläuft. An einer solchen Stelle, etwa 500 m nördlich von Podersdorf, befindet sich der zweite Haltepunkt der Exkursion. Er wurde deshalb gewählt, weil hier in einer großen Sandgrube die lockeren, den Damm bildenden Sande, der Erosionsrand des aus gelbem, mit Kieslagen durchsetztem Sand gebildeten höheren Niveaus gegen die Seeniederung und die auf beiden Substraten gebildeten Böden gut aufgeschlossen sind. Da man hier überdies auch das Liegende des gelben Sandes und seine Lagerung im Verhältnis zur jüngsten Füllung des Seebeckens leicht durch zusätzliche Aufschlüsse der Beobachtung zugänglich machen kann und die Sandgrube zudem auch ein Gräberfeld aus spätrömischer Zeit angeschnitten hat, liefert dieser Punkt wichtige Daten zur jüngsten geologischen Geschichte des Gebietes und auch zur Entwicklungsgeschichte seiner Böden.

Das in der Sandgrube unter lockerem Trockenrasen aufgeschlossene Profil zeigt folgenden Aufbau*:

- A₁ 0—15 cm Schwach humoser Sand, Humusform Moder, locker, strukturlos, intensiv durchwurzelt, Farbe 10 YR 2/2, geht allmählich über in
 C 15—30(50) cm fast humusfreier bis humusfreier lockerer Sand, strukturlos, schwächer durchwurzelt, scharf aufsitzend auf
 A₁'fos 30(50)—70(90) cm stark humoser, grobsandiger, schluffiger Lehm mit Kiesbesatz (vorwiegend gut gerundete Quarze, die z. T. intensiv gefärbt sind), ziemlich dicht lagernd, undeutlich krümelnd, einzelne mit hellerem Material gefüllte Krotowinen und von unten stellenweise humusarmes Material eingemengt enthaltend, Farbe 10 YR 3/1.
 In den oberen Zentimetern des Tschernosemhorizontes sind Tonscherben enthalten, die nach Prof. R. PRITTONI (mündlich) aus dem 3. bis 4. nachchristlichen Jahrhundert stammen.

* Für die Klassifikation der Textur der Salzböden des Seewinkels erweisen sich die verschiedenen in Vorschlag gebrachten Texturdeiecke als nicht geeignet. Wir haben die Bezeichnung der Bodenart auf Grund der Fingerprobe vorgenommen.

- A'fos C' 70(90)–80(100) cm Übergangshorizont, in dem durch Regenwürmer und Mistkäfer humoses und humusfreies Material miteinander innig vermischt sind. In diesen Horizont und in den C' reichen die Gräber hinab, die mit Tschernosemmaterial gefüllt sind.
- C' 80(100)–130(150) cm schluffiger, kalkreicher Feinsand mit Kiesbesatz, ziemlich stark verfestigt, mit deutlichem Lößgefüge, Farbe: 2,5 Y 6/2–5/4, einzelne vertikale Trockenrisse und entlang dieser Kalkausscheidungen aufweisend, übergehend in
- D₁ 130(150)–270(290) cm gelber, z. T. hellere Flecken ausweisender, geschichteter Sand mit dünnen Kieslagen, entlang vertikaler und horizontaler bzw. etwas schräger Fugen Kalkeinwanderung aus C', diese bis 230 cm Tiefe reichend
- D₂ 270(290)–290(310) cm grober, grauer Sand mit Kieslagen
- D₃ 310(330)–330(350) cm gelber, feiner Sand
- D₄ 330(350)–350(370) cm Schotter in Grobsandpackung, gelb bis bräunlich, z. T. durch Fe-Anreicherung verfestigt.
- D₅ +350(370) cm grauer, glimmerreicher Schwimmsand, Grundwasser.

Horizont	Schichttiefe cm	pH (H ₂ O)	Na	mg/100 g Boden in H ₂ O-Auszug 1 : 5 filtriert					CO ₂	HCO ₃	Leitf. µS
				K	Ca	Mg	Cl	SO ₄			
C	15–30	7,6	5,8	3,1	0,8	2,0	2,2	+	2,0	28,0	75
A'fos	30–70	8,2	3,9	3,1	16,0	10,2	1,9	+	9,0	96,0	212
C'	80–130	7,8	3,5	2,6	10,4	19,5	1,8	69,7	16,0	32,0	209
D ₁	130–270	7,8	3,5	2,1	9,2	19,0	1,2	84,0	+	+	200

Horizont	Schichttiefe cm	CaCO ₃ %	Humus %	Korngrößen in mm und % des Feinbodens unter 2,0 mm					
				0,002	0,002–0,005	0,02	0,05	0,2	2,0
C	15–30	0	0,3	2,85	0,15	1,10	5,40	76,50	14,00
A'fos	30–70	3,0	5,3	9,95	2,60	12,00	11,75	23,00	30,70
C'	80–130	7,0	–	20,15	4,50	9,50	14,45	22,40	29,00
D ₁	130–270	25,3	–	7,45	3,25	5,35	8,05	41,20	34,70

Der „Seedamm“ besitzt sowohl nördlich als auch südlich von Podersdorf sowie von da südwärts bis zum sogenannten Sandeck bei Illmitz eine Breite von mehreren Metern und erhebt sich bis zu 3 m über die Seeniederung. Unmittelbar nördlich von Podersdorf ist er im Zuge der Sandgewinnung und der Erzeugung von Zementziegeln weitgehend abgetragen worden. Bei seinem Abbau wurde an zahlreichen Stellen deutliche Kreuzschichtung sichtbar. Unter dem Dammsand wurde eine dünne Lage von Schilftorf aufgedeckt, deren Pollenspektrum von Dr. W. KLAUS (Geolog. Bundesanstalt Wien) untersucht wurde. Aus dem Untersuchungsergebnis geht hervor, daß der Damm erst in historischer Zeit entstanden ist. Die Torfschicht enthielt auch zahlreiche Wasserschnecken und Reste einer Wasserschilddröte, *Emys orbicularis*, eines Tieres, das noch heute im Neusiedlerseegebiet vorkommt.

Im Gegensatz zur sonstigen Mächtigkeit ist der Dammsand dort, wo das von dem gelben, geschichteten Sand gebildete höhere Niveau bis an den Damm heranreicht, nur in dünner, einen halben Meter kaum überschreitender Mächtigkeit dem Sand an- bzw. aufgelagert. Dies ist z. B. im Bereiche der Sandgrube nördlich Podersdorf der Fall. In diesem Aufschluß sieht man auch, daß das im Profil als C' beschriebene lößähnliche, aber Kiesel enthaltende, stark kalkhaltige und nicht geschichtete Substrat, bei völlig horizontaler Lagerung über dem gelben, geschichteten Sand im Dammbereich an Mächtigkeit abnimmt und schließlich am Erosionsrand gegen die Seeniederung völlig verschwindet. Wo dies der Fall ist, hat sich der Tschernosem direkt aus dem gelben Sand gebildet, es muß also zur Zeit der Schwarzerdebildung bereits ein Erosionsrand vorhanden gewesen sein. An diesem haben allerdings auch später noch Abtragungsvorgänge stattgefunden, denn der sich an der Böschung gegen die Seeniederung herabziehende Tschernosem nimmt erosionsbedingt hangabwärts an Mächtigkeit rasch ab und fehlt schon etwa 1 m über dem Fuß des Seedammes vollständig. Wo dies der Fall ist, liegt der helle, grobe Sand des Seedammes ohne Zwischenschaltung eines Bodens dem gelben geschichteten Sand auf.

Da Tonscherbenfunde nur im Tschernosem gemacht wurden und die Gräber nur mit Tschernosemmaterial, nicht mit dem hellen Dammsand gefüllt sind, kann dieser erst nach

* Die Leitfähigkeitswerte sind relativ. Meßzelle Radiometer, Type CDC 114 AN.

Entstehung des Gräberfeldes, also nach dem 4. nachchristlichen Jahrhundert zur Ablagerung gelangt sein. Die Schwarzerde ist vorher zur Entwicklung gekommen, sie stellt den Klimaxboden der postglazialen Wärmezeit dar. Seit Ablagerung des Dammsandes ist es nur noch zu einer sehr dürrtigen Bodenbildung gekommen.

Der Damm wurde gelegentlich als Düne gedeutet und man stellte sich vor, daß der Sand aus der Seeniederung zusammengeweht worden ist. Diese Vorstellung hat sich bei näherer Untersuchung als unhaltbar erwiesen. Der Dammsand zeigt, wie schon erwähnt wurde, an verschiedenen Stellen deutliche Kreuzschichtung, z. T. beträchtliche Beimengungen von Schotter, eine sehr vollkommene Abrollung und nach G. FRASL eine auffällige Anreicherung resistenter, schwerer Minerale, vor allem von Granat. All das läßt darauf schließen, daß der „Seedamm“ einen Brandungswall darstellt, den der See unter der Wirkung der vorherrschenden NW- und W-Winde bei höheren Wasserständen als dem gegenwärtigen gebildet hat. Die Auflagerung des Dammsandes auf den gelben, geschichteten Sand macht selbst bei Einrechnung einer lokalen Aufwehung einen Wasserstand des Sees etwa eineinhalb bis zwei Meter über dem rezenten erforderlich. Eine so starke Hebung des Seespiegels muß vor allem in dem sehr flachen Terrain im südlichen Teil des Seewinkels ausgedehnte Überflutungen zu Folge gehabt haben, d. h. der See muß zeitweilig eine viel größere Fläche eingenommen haben als heute. Daß dies tatsächlich so war, wird nicht bloß durch die weite Verbreitung jüngster Seesedimente im Seewinkel sondern auch durch historische Urkunden bezeugt. Noch in der zweiten Hälfte des 18. und in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts lag der Seespiegel nach alten Kartenunterlagen wesentlich höher als gegenwärtig. Er sank dann rasch ab und es kam um 1867 zu einer fast völligen Austrocknung des an sich sehr seichten Seebeckens, so daß dessen Fläche auf die benachbarten Gemeinden und Großgrundbesitze aufgeteilt wurde (vgl. die diesbezüglichen Angaben im Burgenlandatlas hg. v. F. BODO, Wien 1941). Diese Periode dauerte allerdings nur wenige Jahre, denn bereits um 1882/83 war ein neuer Hochstand erreicht, bei dem der Neusiedlersee eine Fläche von 322 Quadratkilometern bedeckte. Auf der aus dieser Zeit stammenden alten österreichischen Spezialkarte im Maßstab 1 : 75.000 ist erkennbar, daß der See damals vor allem in südöstlicher Richtung eine viel größere Ausdehnung besaß als gegenwärtig. Seitdem ist der See auf etwa 180 Quadratkilometer zurückgegangen, was in gewissem Umfange klimabedingt ist, in der Hauptsache aber mit der Errichtung des Einserkanals zusammenhängt, dessen Ausbau vor dem 1. Weltkrieg eine teilweise Entwässerung des Sees zur Donau bei Ungarisch-Altenburg (Magyaróvár) bewirkt hat.

Zur Vervollständigung des Bildes sei erwähnt, daß R. PITTIONI (mündl. Mitteilung) vor Jahren bei Oggau am W-Ufer des Neusiedlersees ein römisches Gräberfeld aus dem 3. bis 4. nachchristlichen Jahrhundert aufgedeckt hat, das heute im Grundwasserbereich liegt. Dieses mit der Kulturschicht der Sandgrube nördlich Podersdorf gleichalterige Gräberfeld ist sicher nicht im Grundwasserbereich, sondern auf trockenem Grunde angelegt worden, woraus sich ergibt, daß der See in den ersten nachchristlichen Jahrhunderten wesentlich kleiner gewesen sein muß als heute.

Die wiederholten Schwankungen des Seespiegels haben zu einem mehrfachen Wechsel von Perioden der Sedimentation und Erosion geführt, ohne dessen Berücksichtigung nicht bloß die jüngsten Sedimente, sondern auch die Bodengenese im Seegebiet nicht verstanden werden können.

Der Besuch der Sandgrube nördlich Podersdorf gibt uns nicht bloß Gelegenheit, den das Seebecken im Osten begrenzenden Damm und seine stratigraphische Stellung zu den ostwärts anschließenden Schichten zu diskutieren, sondern macht uns auch ein erstes Mal mit den Ablagerungen im derzeitigen Seebecken bekannt. Unter diesen beansprucht ein Substrat besonderes Interesse, welches für die Entstehung und Verbreitung der Salz-

böden größte Bedeutung hat, weil es überall, wo es uns begegnet, einen beträchtlichen Gehalt an wasserlöslichen Salzen aufweist. FRANZ (1960) bezeichnet dieses Substrat, das eine maximale Mächtigkeit von kaum mehr als einem Meter erreicht, als „salzführenden Horizont“; auf seine Entstehung und sein Alter wollen wir später bei der Besprechung der Salzböden eingehen. Der salzführende Horizont begegnet uns auf begrenzter Fläche ein erstes Mal bei der Podersdorfer Sandgrube, südlich von Podersdorf liegt er am Seeufer auf weiten Strecken als zusammenhängende Decke zutage. Er ist ein lößähnliches, schluffreiches, reichlich Kalk enthaltendes Substrat, das in wechselnder Menge gut gerundete, oft intensiv gefärbte Quarzschotter enthält. Die Anreicherung mit löslichen Salzen, besonders auch Na_2CO_3 , hat dem Substrat besondere Eigenschaften verliehen. Es wurde dadurch zu einer sehr plastischen, im nassen Zustande stark klebenden, völlig wasserundurchlässigen Schicht, die das Niederschlagswasser überall dort staut, wo sie in Hohlformen des Reliefs zutage liegt, sodaß es dort zur Bildung temporärer „Lachen“ kommt. Der salzführende Horizont ist fast stets in seiner ganzen Mächtigkeit intensiv rostfleckig. Wo er die Bodenoberfläche bildet, kommt es bei Austrocknung zur Ausblüfung löslicher Salze. Wird Niederschlagswasser über dem salzführenden Horizont angestaut, so ist das Wasser salzhaltig und zwar umso mehr, je stärker die Lösung bei fortschreitender Verdunstung konzentriert wird.

Die Salzkonzentration in den „Salzlachen“ des Seewinkels ist daher nicht konstant. Der salzführende Horizont liegt bei der Sandgrube nördlich von Podersdorf in einer Entfernung von kaum 50 m vom Seedamm zutage. Er erreicht hier eine Mächtigkeit von über 50 cm und ist z. T. von einer dünnen Schicht jüngerer Sedimentmaterialien überdeckt. Gegen den See hin und auch in Richtung Podersdorf ist er der Erosion zum Opfer gefallen. In der Schichtfolge der Sandgrube ist er nicht vorhanden, er zieht also nicht unter dem geschichteten gelben Sand durch, sondern wurde in der Seeniederung nach Bildung des Erosionsrandes abgelagert. Dagegen überlagert der junge Dammsand bei Podersdorf und anderwärts an vielen Stellen den salzführenden Horizont.

Ein Bodeneinschlag ergab das folgende Profil:

- A_{1p} 0–20 cm Durch einmaligen Versuch der Bodenbearbeitung gestört, teils humoser, teils humusfreier toniger Sand, mit künstl. Beimengung groben Sandes, der offenbar ursprünglich eine dünne oberste Sedimentschicht gebildet hat.
 G_{Sa} 20–50 cm salzführendes Substrat, schluffig-sandiger Ton, dicht lagernd, undeutlich blockig, einzelne Quarzkiesel enthaltend, intensiv rostfleckig.
 G_{Ca} 50–60 cm schluffig-sandiger Ton wie G_{Sa}, stark mit Ca angereichert, viele Quarzkiesel und -schotter enthaltend, leicht verfestigt, weißgrau
 D₁ 60–70 cm grober rostgelber Sand, Grundwasser führend
 D₂ 70–90 cm schluffiger Ton mit starkem Schotterbesatz, sehr dicht lagernd
 D₃ +90 cm grauer Schwimmsand

Horizont	Schichttiefe (cm)	pH (H ₂ O)	mg/100 g Boden, Wasserauszug 1 : 5 (filtriert)								Leitf. μS
			Na	K	Ca	Mg	Cl	SO ₄	CO ₂	HCO ₃	
G _{Sa}	30–40	9,5	79,9	0,5	2,8	1,0	1,0	61,5	21,0	165	450
G _{Ca}	50–60	9,1	23,4	9,9	2,8	–	1,7	55,4	3,0	67	200
D ₁	60–70	8,8	21,5	8,8	1,6	9,0	2,1	47,2	5,4	49	200

Horizont	Schichttiefe cm	CaCO ₃ %	Humus %	Korngröße in mm und % des Feinbodens unter 2,0 mm					
				< 0,002	0,002 – 0,005	0,005 – 0,02	0,02 – 0,05	0,05 – 0,2	0,2 – 2,0
G _{Sa}	30–40	25,4	0,5	25,3	5,6	10,9	14,7	25,4	17,9
G _{Ca}	50–60	33,5	–	20,1	4,5	9,5	14,5	22,4	29,0
D ₁	60–70	26,4	–	7,5	3,3	13,4	8,0	31,2	36,6

Von Podersdorf geht die Fahrt weiter südwärts zunächst nach Illmitz. Etwa 1 km nördlich dieses Ortes liegt der 3. Haltepunkt der Exkursion. Es befinden sich an dieser Stelle beiderseits der Straße mehrere Schottergruben, deren eine besucht werden soll. Die hier aufgeschlossenen Schotter haben im südlichen Seewinkel eine weite Verbreitung,

sie begegnen uns schon unweit südlich Podersdorf, reichen über Illmitz hinaus fast bis Apetlon und begegnen uns weiter im Osten noch bei Wallern, St. Andrä, Andau und noch nördlich von Frauenkirchen. Nach den Untersuchungen von G. FRASL geben sich diese Schotter durch ihre petrographische Zusammensetzung deutlich als Donauschotter zu erkennen. Sie stehen den Schottern der Praterterrasse nahe und sind wie diese jüngstpleistozänen Alters. Auf den Schottern liegt eine wenig mächtige Feinsedimentschicht, die entweder aus kalkhaltigem, schluffigem Feinsand oder etwas größerem, meist völlig kalkfreiem Sand besteht. Die Korngrößenzusammensetzung dieser Feinsedimentdecke kann auf engem Raume so stark schwanken, daß an den Wänden einer Schottergrube mehrfach kalkhaltige und kalkfreie Sedimente miteinander abwechseln. Dies ist z. B. in einer Schottergrube beim Zicksee nächst St. Andrä der Fall. In den Schottergruben an der Straße Podersdorf—Illmitz ist ein solcher Wechsel leider nicht zu sehen, die Feinsedimentdecke wird hier vielmehr ausschließlich aus kalkfreiem Sand gebildet, aus dem ein Paratschernosem hervorgegangen ist.

Es liegt das folgende Profil vor:

- A₁ 0–40 cm humoser, anlehmiger Sand, Humusform Mull, ziemlich dicht lagernd, leicht verfestigt, beim Zerdrücken undeutlich krümelnd, mäßig durchwurzelt, Farbe 10 YR 3/2–3/3, scharf aufsitzend auf
 AD₁ 40–50 cm feiner Schotter in Packung von humosem Sand, locker, noch schwach durchwurzelt, 7,5 YR 3/2–4/4 übergehend in
 (B)D₁ 50–110 cm feiner Schotter in Packung von humusfreiem, braunem Sand 10 YR 4/3,
 D₁ 110–cca. 300 cm heller Schotter mit Sandlagen,
 D₂ ab caa. 300 cm grauer grober Sand (Schwimmsand), Grundwasser.

Horizont	Schichttiefe (cm)	pH (KCl)	mval/100 g Boden		V %	Org. Subst. %	CaCO ₃ %
			S	T			
A ₁	0–40	6,2	20,0	22,5	88,8	1,3	–
AD ₁	40–50	7,0	22,0	22,0	100,0	0,97	0,43
(B)D ₁	50–110	7,0	21,5	21,5	100,0	0,4	0,86

Horizont	Schichttiefe (cm)	< 0,002	Korngröße in mm in % des Feinbodens < 2,0 mm					
			0,002–0,005	0,005–0,02	0,02–0,05	0,05–0,1	0,1–0,2	0,2–2,0
A ₁	0–40	15,0	3,0	10,5	9,7	10,8	22,7	28,3
AD ₁	40–50	17,5	3,0	6,5	8,9	7,9	23,2	33,0
(B)D ₁	50–110	16,0	2,0	2,0	4,6	8,3	32,6	34,5

Die Feinsedimentauflage der Paratschernoseme erreicht nur selten 50, maximal etwa 60 cm, sie ist stets zur Gänze mit Humus durchsetzt und in den A₁-Horizont des Paratschernosems verwandelt. Dieser enthält freies, limonitisches Eisen, es ist aber noch nicht zu dem für die Braunerdedynamik charakteristischen Humusabbau gekommen. Der D-Horizont kann, wie im vorliegenden Falle, in seinem oberen Teile verbräunt sein, es kann aber auch der unverbräunte Schotter unmittelbar an den A₁-Horizont anschließen. Treten kalkfreier Sand und kalkhaltiger schluffiger Feinsand nebeneinander auf, so ist auf dem ersteren immer ein bräunlicher Paratschernosem, auf dem letzteren aber ein schwarzer bis schwarzgrauer Tschernosem entwickelt.

e) Zur Petrographie der Sedimente des Seewinkels

Von G. FRASL

Schon zu Anfang der vorliegenden Neuuntersuchung der Böden des Seewinkels wurde es klar, daß man hier als Voraussetzung für eine genetische Deutung der Böden unter anderem eine genauere stoffliche und stratigraphische Gliederung der verschiedenartigen Ausgangsmaterialien besitzen muß. Dazu wurde nicht nur die Lagerungsfolge in

den Bodenaufschlüssen studiert und dabei auf den makroskopischen Gesamteindruck der einzelnen Ablagerungen geachtet, sondern in den Schottern auch nach einzelnen Leitgesteinsarten gesucht und ganz allgemein die Schwermineralanalyse angewandt.

Diese eignet sich in hervorragendem Maße z. B. für die Erkennung und auch Abgrenzung des Einzugs- und Ablagerungsgebietes eines Flusses oder Baches. Wenn in den Ablagerungen der verschieden alten Flußterrassen die Schwermineralzusammensetzung variiert, wie es bei der Donau der Fall ist, dann ist es die Schwermineralanalyse, die oft als einzige Hilfswissenschaft eine Korrelation der gleichalten Ablagerungen über größere Strecken erlaubt. Auch bei Seesedimenten, Flugsanden und Lössen gibt es derartige Einordnungsmöglichkeiten und dementsprechend ist es günstig, daß die Ergebnisse der Schwermineralanalyse auch von den Fachleuten jener angrenzenden Wissenschaftszweige leicht verstanden und verwendet werden können, die eine solche Gliederung der weitverbreiteten jungen Deckschichten benötigen. Daß man aus den Schwermineralien abgesehen von der Herkunft eines Bodens auch gar manches über die Art und den Grad der Verwitterung und einiges über das Ausmaß der nachschaffenden Kraft herauslesen kann, sei nur nebenbei erwähnt.

Die hier an den Schwermineralanalytiker gestellten Fragen sind im Wesentlichen folgende:

1. Wie weit stammen die bodenbildenden Deckschichten des Seewinkels aus a) einem Vorläufer der Donau, b) aus lokalen Einzugsgebieten, wie z. B. dem Leithagebiet und der Parndorfer Platte, oder c) aus dem tertiären Untergrund?

2. Sind verschiedene Schotter des Seewinkels bei Vergleich mit dem stratigraphisch besser gegliederten Wiener Raum chronologisch genauer einordenbar?

3. Wirkt in den Salzböden mit ihren besonders hohen pH-Werten eine auffällige Verwitterungsauslese, die eine stratigraphische Ableitung der Schwermineralzusammensetzung vielleicht erschweren oder verhindern könnte?

Die Methode der Schwermineralanalyse stützt sich auf die im allgemeinen selteneren Mineralien mit einer Dichte über $\sim 2,9$ und vernachlässigt bewußt die in praktisch jedem sandigen Substrat massenhaft vorhandenen Quarze und anderen leichteren Mineralien, die nur sehr selten zur Unterscheidung verschiedener Sedimente und Böden herangezogen werden können und wegen ihrer enormen Häufigkeit die Auszähl-ergebnisse belasten würden. Es wurden also jeweils von der Sandfraktion 0,1 bis 0,2 mm jene Körnchen bestimmt und ausgezählt, die in der Schwereflüssigkeit (Azethylentetrabromid) zu Boden sinken. Davon wurde in der Tabelle zuerst der Prozentsatz der lichtundurchlässigen Minerale einschließlich der durchscheinenden Leukoxene und Alterite angegeben. Darauf folgen in alphabetischer Anordnung die durchsichtigen Schwerminerale, die allein wieder als 100% angenommen werden. Minerale, die nie 1% erreichen (z. B. Anatas, Glaukonit, Glaukophan, Piemontit, Pyroxen, Spinell), wurden nicht angegeben, ebenso wurden Glimmer und Chlorite, die nur z. T. in die schwere Fraktion gehen, nicht zahlenmäßig erfaßt.

In der Tabelle sind unter Nummer 1–11 die Schwermineralspektren einiger hier interessierender Proben von Sedimenten des Seewinkels zusammengestellt. Zum Vergleich sind daneben einige Spektren in derselben Verrechnungsart angeführt, die aus stratigraphisch sicher einordenbaren Vergleichshorizonten der Umgebung stammen und zumeist aus der Literatur übernommen sind. Dazu gehören die Proben Nr. 12 bis 15, die P. SZABO (1959) beschrieben hat, dann die Tertiärspektren Nr. 19 bis 21 von G. WOLETZ, zitiert bei P. SZABO (1959), und schließlich die von meiner Frau untersuchten Spektren aus dem Marchfeld Nr. 17, 18 und 22 bis 25 (E. FRASL 1955), welche die Grundlage für den Vergleich mit Donauespektren allgemein, und speziell mit der Gänserndorfer Terrasse

Spektrum Nr.	Opake Minerale, Leukoxen und durchsch. Alterite	25	9	15	14	14	13	12	23	23	11	9	24	15	39	35	20	33	23	13-34	37	14-25	11-20
1	Sandgr. N. v. Podersdorf gelber, kiesiger Sand	-	+	-	+	+	+	-	+	+	-	+	2	3	1	4	+	-	-	+	-	0	0
2	~ 300 m N. v. Podersdorf kreuzgeschichteter Dammsand	+	-	-	+	+	+	+	+	+	+	+	2	3	8	1	+	-	-	+	-	0	0
3	+ Schotter Solontschak, salzführender Horizont Einsetzlacke b. Illmitz	-	+	-	+	+	+	-	+	+	-	+	2	3	1	4	+	-	-	+	-	0	0
4	Schottergrube N. v. Illmitz „Praterterrassenschotter“	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	2	3	1	4	+	-	-	+	-	0	0
5	Schottergr. westl. gegenüber der Rosalienkapelle = NE von Apetlon	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	2	3	1	4	+	-	-	+	-	0	0
6	Schottergr. N v. Frauenkirchen, E der Straße	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	2	3	1	4	+	-	-	+	-	0	0
7	unterer Schotter E. d. Darscho-Lacke entspricht ~ Gänsernd. Terrasse	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	2	3	1	4	+	-	-	+	-	0	0
8	älterer, unterer Schotter 90-100 cm salzführender Horizont, steinfrei 65-75 cm	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	2	3	1	4	+	-	-	+	-	0	0
9	jüngerer, oberer Schotter	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	2	3	1	4	+	-	-	+	-	0	0
10	salzführender Horizont, steinig Rübenlagerplatz östl. Apetlon	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	2	3	1	4	+	-	-	+	-	0	0
11		+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	2	3	1	4	+	-	-	+	-	0	0
12	Neudorf b. Parnd. (nach SZABO P 5)	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	2	3	1	4	+	-	-	+	-	0	0
13	Neusiedl a. S. (nach SZABO P 6)	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	2	3	1	4	+	-	-	+	-	0	0
14	Sand d. heutigen Leitha b. Bruck (n. SZABO)	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	2	3	1	4	+	-	-	+	-	0	0
15	pleistoz. Terrassenschotter v. Wulkapodersdorf b. Eisenstadt (n. SZABO P 7)	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	2	3	1	4	+	-	-	+	-	0	0
16	O. Pannon v. Neusiedl gegenüber WH. Seeblick	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	2	3	1	4	+	-	-	+	-	0	0
17	Sarmat v. Schleinbach (E. FRASL)	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	2	3	1	4	+	-	-	+	-	0	0
18	O. Pannon b. Stammersdorf (E. FRASL)	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	2	3	1	4	+	-	-	+	-	0	0
19/20	O. Pannon von Goldberg-Reisenberg (3 Proben von G. WOLETZ)	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	2	3	1	4	+	-	-	+	-	0	0
21	O. Pannon v. Deutschkreuz (WOLETZ)	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	2	3	1	4	+	-	-	+	-	0	0
22/23	Gänserndorfer Terrasse des Marchfeldes (9 Proben von E. FRASL)	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	2	3	1	4	+	-	-	+	-	0	0
24/25	Praterterrasse des Marchfeldes (4 Proben von E. FRASL)	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	2	3	1	4	+	-	-	+	-	0	0

Tabelle I. Schwermineralspektren aus dem Seewinkel

+ = Gehalt unter 1%

und Praterterrasse des Marchfeldes im nördlichen Wiener Raum darstellen. Von diesen Vergleichsproben mußten nur jene von P. SZABO umgerechnet werden, da er nicht bloß die durchsichtigen, sondern alle Schwerminerale zusammen auf 100% berechnet hat. Des weiteren sei noch vermerkt, daß bei den aus der Literatur übernommenen Vergleichsproben immer die nächst feinere Korngröße (etwa 0,05 bis 0,1 mm) untersucht wurde, doch wird durch diesen Korngrößenunterschied das Zahlenverhältnis der einzelnen Mineralarten zueinander nicht in entscheidendem Maße beeinflußt, am ehesten noch beim hier recht uninteressanten Zirkon, der in der feineren Fraktion häufiger ist.

Für den Fernerstehenden wird es genügen, wenn er beim Vergleich der verschiedenen Schwermineralspektren auf Tabelle 1 im wesentlichen auf drei Werte achtet: den Prozentgehalt an grüner Hornblende, an Granat und an Epidot. Die anderen Werte sind meist wenig kennzeichnend.

Die Probe Nr. 1 stammt aus dem zweiten Haltepunkt der Exkursion, der Sandgrube 500 m N von Podersdorf. Der gelbe, kiesige Sand aus 130 bis 270 cm Tiefe zeigt so wenig Hornblende, wie man sonst in den älteren Schottern der Parndorfer Platte antrifft, aber auch in den Spektren Nr. 14 (Leitha bei Bruck) und Nr. 15 (Terrassenschotter von Wulkapodersdorf bei Eisenstadt) findet. Ganz allgemein kann man bei Berücksichtigung auch der anderen Mineralzahlen darauf schließen, daß der gelbe Sand am ehesten aus der lokalen Abtragung, z. B. im nahen Raum von Neusiedl am See stammen dürfte, denn dort sind die Schotter der Parndorfer Platte in großen Mengen erodiert worden. Auch die dort darunterliegenden oberpannonen Feinsande dürften wohl zur Bildung des hier vorliegenden gelben Sandes beigetragen haben, worauf schon die hohe Zahl an Mineralien der Epidotgruppe hinweisen mag; und sicher stammen die auffallend vielen — nicht verrechneten — Chlorite aus dem nahen Leithagebirge, wo ich sie aus etlichen jungquartären Spektren kenne (G. FRASL 1957). Es gibt dagegen keine Hinweise dafür, daß irgendein Vorläufer der Donau zur Bildung des Podersdorfer „gelben Sandes“ beigetragen haben könnte.

Das letztere gilt ebenso auch für die ganz jungen Dammsande und Dammschotter (Probe 2), die von Podersdorf bis an ihr Südende beim Sandeck durch eine auffällig starke Schwermineralanreicherung und zwar besonders an Granat gekennzeichnet sind, und die wir unmittelbar südlich der „Gräbergrube“ sehen. So ist dabei in der Korngröße von 0,1 bis 0,2 mm ein Gehalt von 20 bis 40 % Schwermineralien gegenüber nur 60 bis 80 % Leichtmineralien durchaus normal, während die Probe Nr. 1 (siehe oben) z. B. nur 2 % Schwermineralien in derselben Fraktion führt.

Sicher von einem Arm der früheren Donau abgelagert ist hingegen der Schotter in der Schottergrube 1 km vor Illmitz (3. Haltepunkt der Exkursion, Spektrum Nr. 4), doch nehmen wir uns zuerst noch das Spektrum 3 vom 4. Haltepunkt vor, weil es zu den westlichen, nicht von der Donau beeinflussten gehört. Es ist aus 25 bis 85 cm Tiefe aus dem Horizont G₀ des Solontschaks der Einsetzlacke bei Illmitz entnommen. Die Mineralgehalte (sehr viel Granat und fast keine grüne Hornblende) lassen sich am besten mit den Tertiärspektren vergleichen, sodaß an dieser Stelle das Tertiär als Ausgangsmaterial bei der Bildung des salzföhrnden Horizontes eine hervorragende Bedeutung gehabt haben dürfte. Daß dasselbe nicht für das ganze Verbreitungsgebiet des salzföhrnden Horizontes gilt, werden wir noch sehen. Auf alle Fälle ist man nicht gezwungen, an eine derart starke selektive Verwitterung von Schwermineralien in diesem besonders basischen Milieu zu denken, daß sich das heutige Spektrum gegenüber jenem des Ausgangsmaterials wesentlich verändert hätte (vgl. unten, Püspökhof).

Nun zurück zum Donau-Schotter unter dem Paratschernosem des dritten Haltepunktes (N. von Illmitz: Spektrum 4). Die 33% grüne Hornblende — in der Fraktion

0,05 bis 0,1 mm sind es noch etwas mehr — lassen sich ebenso vorzüglich mit den großen Hornblendegehalten in den Spektren aus der Praterterrasse der typischen Fundstellen bei Wien (Nr. 24/25) parallelisieren, wie auch der niedrige Granatgehalt und der mehr neutrale Epidotgehalt. Deshalb kann man mit großer Gewißheit da und dort eine etwa gleichzeitige Ablagerung aus demselben Strom annehmen, d. h. die Schotter der Praterterrasse reichten über die Gegend von St. Andrä — Frauenkirchen hinaus nach SW zumindest bis hierher.

Die Spektren Nr. 5 (von der Rosalienkapelle) und Nr. 6 (von Frauenkirchen) sind ausgewählte Beispiele, die diese Schotter als sichere Donauschotter kennzeichnen, auch wenn sie sich derzeit nicht ideal in die Praterterrassenspektren des Originalgebietes einordnen lassen. Gut zuordenbar ist dagegen das Spektrum Nr. 7, und zwar nicht nur allgemein als Donauspektrum, sondern genauer als eines, das man den Ablagerungen der Gänserndorfer Terrasse des Originalgebietes gleichstellen kann, wobei die von dort vorgelegten Zahlen (Nr. 22/23) aus neun Proben von E. FRASL zusammengestellt sind. Dieses Schwermineralspektrum Nr. 7 brachte mich erstmals im April 1960 auf die Idee, daß im Seewinkel diejenigen Ablagerungen, welche der älteren, der Gänserndorfer Terrasse des Wiener Raumes entsprechen, unter den jüngeren Ablagerungen zu liegen kommen, die der relativ jüngeren Praterterrasse bei Wien im Alter gleichkommen. Aber im Wiener Becken und auch sonst in den Beckenlandschaften der Donau sind ja umgekehrt in der Regel bekanntlich die obersten Terrassen die ältesten. Sucht man nun nach einem Grund für die hiesigen Ablagerungsverhältnisse, dann ist dieser wohl darin zu sehen, daß sonst die Flüsse immer tiefer einschneiden und daher die tieferen Terrassen die jüngeren sind, wogegen hier zumindest während der jungquartären Zeit eine weiträumige stete Absenkung anzunehmen ist, sodaß der Fluß in der entstehenden ganz seichten Wanne stets eine Schicht auf der anderen abgelagert hat.

Das eben besprochene Spektrum Nr. 7 stammt aus einem schon profilmäßig tieferen Schotterpaket östlich der Darscho-Lacke, doch wird dieser Punkt diesmal nicht besucht. Die Exkursion führt zum Schluß nur noch in den Raum östlich von Apetlon, an die SW-Seite der Langen Lacke, um da den Solonetz zu studieren. Am SE-Ufer derselben Lacke könnte man das stratigraphisch besonders wichtige Profil sehen, das vom Püspökhof unter den Nummern 8, 9 und 10 in der Tabelle verzeichnet ist. Dort ist in etwa 1 m Tiefe der untere Schotter aufgeschlossen, dessen Spektrum Nr. 8 jenem der relativ älteren Gänserndorfer Terrasse des Wiener Raumes schon wegen des geringen Hornblendegehaltes voll entspricht. Das Spektrum des darüberliegenden salzführenden Horizontes Nr. 9 liegt interessanterweise etwa in der Mitte zwischen denen des unteren und des oberen Schotters, wobei sich der letztere (Nr. 10) schon ganz an den Mineralgehalt in den Ablagerungen der Praterterrasse bei Wien (Nr. 24, 25) anschließt. Diese vermittelnde Zusammensetzung des Spektrums Nr. 9 besagt aber wieder, daß die stark basischen Bodenlösungen im salzführenden Horizont höchstwahrscheinlich doch keine wesentliche Änderung des Schwermineralgehaltes gegenüber dem Anfangszustand herbeigeführt haben.

Am Schluß ist als Nr. 11 noch ein Schwermineralspektrum eines salzführenden Horizontes vom nahen Rübenlagerplatz E von Apetlon zum Vergleich angeführt, welches nur zeigen soll, daß auch hierbei die Schwermineralzusammensetzung etwa die gleiche ist, wie bei Nr. 9, obwohl der salzführende Horizont bei Nr. 11 steinig ist und bei Nr. 9 völlig steinfrei, an Löß erinnernd. Die spezifischen Schwermineralzusammensetzungen erweisen sich also wegen ihrer Horizontbeständigkeit auch in diesen Fällen als durchaus brauchbare Wegweise für eine genetisch-stratigraphische Gliederung der jungquartären Deckschichten, also der Ausgangsmaterialien für die zu verschiedenen Zeiten stattgehabten Bodenbildungen. Die Schwermineralspektren sind zu verwenden für die geschichtliche Ein-

ordnung der Bodenbildungen — wie der hier anschließende Beitrag von H. FRANZ und G. HUSZ zeigt — und auch trotz dieser Bodenbildungsvorgänge.

Literatur

- FRASL, E.: Schwermineraluntersuchungen an quartären Deckschichten des Marchfeldes. Verh. d. Geol. Bundesanstalt, Wien 1955, Sonderheft D.
 FRASL, G.: Schwermineraluntersuchungen an jungquartären Ablagerungen und Böden im Leithagebirge und im Raume von Retz. Verh. d. Geol. Bundesanstalt 1957, S. 184.
 SZABO, P.: Angaben zur Entwicklung des Flußnetzes im Wiener Becken und auf ungarischem Gebiet während des Quartärs auf Grund von Schwermineralanalysen. Unveröff. Diss., Geol. Inst. Univ. Wien 1959.

f) Die Salzböden und das Alter der Salzsteppe im Seewinkel

Von H. FRANZ und G. HUSZ

Schon auf der Fahrt von Podersdorf nach Illmitz kann man zur rechten Hand in einiger Entfernung von der Straße flache Einmüldungen des Geländes sehen, die in feuchten Witterungsperioden z. T. mit Wasser gefüllt oder doch wenigstens versumpft sind, während sie in längeren Trockenperioden meist ganz austrocknen. Schon in diesen Niederungen besitzen Salzböden eine weite Verbreitung. Der nun folgende Exkursionsabschnitt soll in erster Linie dem Studium dieser Salzböden gewidmet sein. Die Fahrt geht zu diesem Zwecke nach Illmitz, von wo aus nach kurzem Fußweg die Einsetzlache erreicht wird. Diese wurde als 4. Haltepunkt gewählt, weil hier typische Salzböden neben salzfreien Böden auf engem Raume beobachtet werden können. Die Einsetzlache liegt etwa 1 km nordwestlich Illmitz, etwa drei Meter tiefer als das von den Schottern gebildete Niveau, auf dem sich der vorhergehende Haltepunkt befunden hat. Schon am Weg von Illmitz zur Einsetzlache sieht man linker Hand große Flächen mit dürrtiger Vegetation, die auch völlig vegetationslose Stellen einschließen. Es ist dies das von Salzböden eingenommene Areal des Illmitzer Zicksees, in dessen Bereich allerdings Vegetation und Böden infolge der Dorfnähe anthropogen stark gestört sind. Dies ist an der Einsetzlache nicht der Fall, vielmehr läßt sich dort eine scharfe Zonierung der Vegetation in Abhängigkeit vom Salzgehalt des Bodens und vom Grundwasser beobachten. In besonderem Maße fällt eine vegetationslose Zone auf, deren Boden in Trockenperioden starke Salzausblüfung zeigt. Hier wachsen nur extreme Halophyten wie *Lepidium cartillagineum* var. *crassifolium* und *Suaeda* spec. Nach außen, gegen den Rand der Mulde schließt sich ein Gürtel an, in dem eine niedrigere Wermutart, *Artemisia maritima*, neben *Festuca pseudovina* vorherrscht, im noch etwas höheren Gelände folgt ein *Artemisia*-freier Trockenrasen. Innerhalb der fast vegetationslosen Salzbodenzone schließt sich gegen die tieferen Teile der Mulde ein Bereich an, in dem die Salzkresse, *Lepidium cartillagineum* var. *crassifolium*, mit dem ungarischen Salzschwaden, *Puccinellia salinaria*, eine lockere, aber doch zusammenhängende Vegetationsdecke bildet. Im noch etwas tieferen Gelände folgt ein Salzsumpf mit *Juncus Gerardi*, *Schoenoplectus tabernaemontani*, *Triglochin maritimum*, *Aster pannonicus* u. a. an schwächer salzhaltige Substrate angepaßten Wiesen- bzw. Sumpfpflanzen. Der Kern der Mulde wird von einem kleinen, nahezu salzfreien, sehr flachen See eingenommen, der völlig mit Schilf zugewachsen ist. Der Änderung der Vegetation geht eine solche in der Bodenbeschaffenheit vollkommen parallel. Wir gehen am besten auch bei der Beschreibung der Bodenverhältnisse vom extremsten Salzboden auf den fast vegetationsfreien Flächen aus.

Der Boden ist hier ein typischer Solontschak. Im Profil folgt unter einem schwach humosen, nur wenige Zentimeter mächtigen A₁Sa-Horizont unmittelbar der G₀Sa-Horizont,

der stark rostfleckig ist und eine undeutlich blockige Struktur aufweist. Beim Austrocknen entstehen an der Bodenoberfläche Schwundrisse, in die nach stärkerem Regen, bevor sie sich durch Quellung der Bodenkolloide wieder schließen, Natriumhumate eingewaschen werden.

Der pH-Wert kann an extremen Stellen bis 11 ansteigen, wir haben demnach ein extrem alkalisches Milieu vor uns, in dem sich die chemische Verwitterung anders vollzieht als in den eine neutrale bis saure Reaktion aufweisenden Böden der humiden Gebiete. Während dort bei der chemischen Verwitterung die Kationen angegriffen und vom Wasser verlagert werden, sind es hier die Anionen. Als solche kommt neben Huminsäuren und anderen organischen Verbindungen mit Säurecharakter vor allem die Kieselsäure in Frage. Die Kieselsäure wird in großem Umfange wanderfähig und blüht z. T. mit anderen wanderfähigen Substanzen an der Bodenoberfläche aus.

Salzausblühungen, die an der Oberfläche des Solontschaks an der Einsetzlache aufgesammelt wurden, haben folgende chemische Zusammensetzung ergeben:

	Na	Ca	Mg	K	CO ₂	HCO ₃	SO ₄	Cl	SiO ₂	P ₂ O ₅
mg/1 g Salzkruste (frisch) in H ₂ O bei 18° C löslich	133	4	2	3	66,5	33,4	87,9	37,9	4,0	Spur

Die beträchtlichen Mengen der im Zuge der alkalischen Verwitterung der silikatischen Minerale freigestellten Kieselsäure können nicht ohne Einfluß auf die chemischen und vor allem auch physikalischen Bodeneigenschaften sein. So wird die Kieselsäure selbst die Wasserdurchlässigkeit der Böden herabsetzen und gewissen Verbindungen der Kieselsäure mit Metallkationen, z. B. dem Natrium, kommen geradezu wasserdichtmachende Eigenschaften zu. Die ungünstigen physikalischen Eigenschaften des salzföhrnden Horizontes sind demnach wahrscheinlich z. T. erst im Zuge der alkalischen Verwitterung des Substrates entstanden. Die Salzausblühung übt daneben auf die an der Bodenoberfläche liegenden Kiesel auch einen mechanischen Effekt aus. Die hochkonzentrierte Salzlösung dringt offenbar in feinste Risse der Quarzkiesel ein, kristallisiert beim Austrocknen unter Volumszunahme aus und sprengt dadurch Gesteinssplitter ab. G. FRASL hat als erster beobachtet, daß die Quarzkiesel, die an extremen Salzstellen an der Bodenoberfläche liegen, stark korrodiert sind. An zur Gänze in Feinerde eingelagerten Kiesel ist eine solche Erscheinung nicht zu beobachten.

An vielen Stellen ist der salzföhrnde Horizont von einer ganz dünnen Sandlage überdeckt. An einer solchen Stelle, die einen ziemlich zusammenhängenden Bewuchs mit *Lepidium cartilagineum* und *Puccinellia salinaria* aufweist, wurde das folgende Profil aufgenommen:

A ₁ Sa 0–3 cm	Schwach humoser, mit Grus durchsetzter Sand, Grus mineralogisch ganz überwiegend aus Quarz, vereinzelt aus Feldspat bestehend, Boden undeutlich krümelnd, intensiv durchwurzelt, locker, Farbe 2,5 Y 5/0,
A ₂ 3–12 cm	schwach humoser, toniger Sand mit einzelnen bis taubeneigroßen, gerundeten Quarzen durchsetzt, diese zum Teil etwas windgeschliffen und gerötet, Struktur großprismatisch, Lagerung dicht, schwach durchwurzelt, Farbe 2,5 Y 4/0–5/0, geht über in
G ₀ 12–90 cm	toniger Schluff mit vereinzelt gerundeten Quarzen, diese in tieferen Schichten sehr hell, bis in 40 cm Tiefe noch Schwundrisse, in die Humus eingewaschen ist, Horizont in 12–25 cm mit wenigen, unbestimmt begrenzten, hellockerfarbigen Rostflecken, von da bis etwa 70 cm intensiv rostfleckig, die Flecken mehr oder weniger in Streifen angeordnet, von feinen, hellen Adern durchsetzt. Ab 70 cm nehmen die hellfarbigen Partien immer mehr überhand, es sickert bei der Profilaufnahme langsam Grundwasser in das Grabloch, das sich schließlich bis zu etwa 70 cm mit Wasser füllt. Struktur undeutlich mittelblockig. Lagerung dicht, Farbe der Flecken 10 YR 6/6–7/6, der hellen Partien im oberen Teil des Horizontes 2,5 Y 7/1,
G _r 90 cm und tiefer	nicht mehr gefleckt, undeutlich blockiger, sehr dicht lagernder Reduktionshorizont, Farbe 2,5 Y 6/0–7/1.

Horizont	Schichttiefe cm	pH (H ₂ O)	mg/100 g Boden in Wasserauszug 1 : 5 (filtriert)						Leit- fähigk. µS		
			Na	K	Ca	Mg	Cl	SO ₄		CO ₂	HCO ₃
	2-20	9,8	305,9	10,9	3,5	3,5	38,2	202,9	39,0	410	1620
	40-55	9,7	117,0	4,7	3,2	3,7	11,6	106,6	6,0	180	1000
	80-90	9,5	81,9	4,2	2,0	3,7	9,9	38,9	12,0	158	700
Horizont	Schichttiefe cm	CaCO ₃ %	org. S. %	Korngröße in % u. mm des Feinbodens unter 2,0 mm							
				< 0,002	0,002 - 0,005	0,005 - 0,02	0,02 - 0,05	0,05 - 0,2	0,2 - 2,0		
	2-20	44,5	0,5	43,65	11,20	10,50	7,85	10,80	16,00		
	40-55	33,0	-	34,95	11,60	23,60	15,60	8,25	6,00		
	80-90	17,8	-	11,00	3,75	5,70	5,35	11,20	63,00		

Die geringfügige Sand- und Grusauflage von 2 bis 3 cm genügt, um extremen Halophyten, wie der Salzkresse und dem Salzschwaden, das Fortkommen zu ermöglichen. Wo die *Artemisia*-Steppe auftritt, ist die Sandauflage größer (10-15 cm), wo Trockenrasen wächst, ist eine noch mächtigere Überlagerung mit Sand vorhanden. An diesen Stellen findet sich dann unter bestimmten bodengenetischen Voraussetzungen, auf die wir später zurückkommen, an Stelle des Solontschak ein Solonetz oder Solod.

Als Beispiel für den letzteren sei die folgende Profilbeschreibung wiedergegeben:

- A₁ 0-5 cm schwächst humoser, strukturloser, grauer Grobsand, locker lagernd, stark durchwurzelt, Farbe 2,5 Y 3/1,
A₂ 5-12 cm grober, heller Sand, Quarzkörner vollkommen blank, locker lagernd, schwach durchwurzelt, strukturlos,
B_b 12-25 cm humoser bis stark humoser schluffiger, toniger Sand, grobprismatische Aggregate, zwischen ihnen in Schwundrissen gleicher Sand eingeschwemmt. An den Aggregatoberflächen deutlicher Humuslack und Zeichen von Humuseinwanderung. Tief schwarz, undeutlich gegen unten abgegrenzt, Farbe 2,5 Y 3/1,
B_bC 25-40 cm humuswolkiger Übergangshorizont, schluffig-toniger Sand, mäßiger Kiesbesatz, grauweiß,
CG_r 40-80 cm humusfreier, schluffig, toniger Sand, reduktionsfärbig, sehr feucht, etwas plastisch, Farbe weißlichgrau (5 Y 6/1), Sandgehalt nach unten zunehmend
D 80 cm und tiefer Reduktionsfärbiger Sand, naß, Bereich eines salzarmen Grundwassers.

Horizont	Schichttiefe cm	pH (H ₂ O)	mg/100 g Boden in Wasserauszug (filtriert) 1 : 5						Leitf. µS		
			Na	K	Ca	Mg	Cl	SO ₄		CO ₂	HCO ₃
A ₁	0-5	7,2	54,6	13,0	6,0	9,0	5,7	65,6	4,5	131,0	382
B _b	15-25	8,9	43,3	13,0	5,6	11,0	0,7	73,8	7,5	99,0	350
C/Gr	40-70	9,1	23,4	9,9	2,8	-	1,7	55,4	3,0	67,0	292
Gr	70-80	9,0	21,5	8,8	1,6	9,0	2,1	47,2	5,4	49,0	220
Horizont	Schichttiefe	CaCO ₃ %	org. S. %	Korngröße in mm und % des Feinbodens unter 2,0 mm							
				< 0,002	0,002 - 0,005	0,005 - 0,02	0,02 - 0,05	0,05 - 0,2	0,2 - 2,0		
A ₁	0-5	12,8	1,8	5,35	1,10	3,60	6,95	35,20	47,80		
B _b	15-25	24,0	5,0	24,40	0,60	8,35	11,15	20,20	34,80		
CG _r	40-70	33,0	0,6	34,30	1,40	3,95	6,15	36,00	18,20		
G _r	70-80	26,4	-	25,95	2,95	5,85	8,45	22,10	34,70		

Um zu verstehen, warum an der Einsetzlache der Salzgehalt gegen den tiefsten Punkt der Mulde nicht, wie es bei periodischer Eintrocknung salzhaltiger Wässer der Fall sein müßte, zu- sondern im Gegenteil abnimmt, muß man die stratigraphischen Verhältnisse eingehender untersuchen. Dabei zeigt sich zunächst, daß das Vorkommen von Salzböden an ein ganz bestimmtes salzführendes Substrat, es ist dasselbe, das wir schon bei Podersdorf kennen gelernt haben, gebunden ist. Dieses Substrat, das wir als salzführender Horizont bezeichnet haben, ist nur auf der Südseite der Einsetzlache vorhanden, auf der Nordseite fehlt es, weil es dort erosiv abgetragen worden ist. Schreitet man am Südrand der Lache ostwärts, so nimmt die Mächtigkeit des salzführenden Horizontes ab, bis er schließlich völlig verschwindet und mit ihm auch die Salzpflanzen ausbleiben. Daß eine erosive Abtragung stattgefunden hat, gibt sich auch dadurch zu erkennen, daß an der Oberfläche des salzführenden Substrates weithin ein Steinpflaster

liegt, das aus den Quarzschottern besteht, die bei Abspülung des Feinmaterials als schwerer Rückstand an Ort und Stelle zurückgeblieben sind. Da die Mulde der Einsetzlache als flache Erosionsrinne offenbar nach der Sedimentation des salzföhrnden Substrates entstanden ist, fehlt dieses im Muldenkern. Dort sind tiefere Sedimentschichten, die süües Grundwasser föhren, angeschnitten und es ist dieses süüe Grundwasser, das in der Lache zutage tritt.

Ist die teilweise erosive Abtragung des salzföhrnden Horizontes die Auswirkung einer erosiven Phase, so ist seine Überdeckung mit jungen salzfreien Seesedimenten das Ergebnis einer bzw. mehrerer jüngerer Akkumulationsphasen im Entwicklungsablauf des Seewinkels. Daü stellenweise eine Überdeckung in beträchtlicher Mächtigkeit stattgefunden hat, kann in geringer Entfernung westlich der Einsetzlache gezeigt werden. Hier steht auf einem flachen Rücken ein Ziehbrunnen, in dem süües Grundwasser, es ist dasselbe, das in der Einsetzlache zutage tritt, für die Viehtränke gewonnen wird. Der flache Rücken um den Brunnen ist mit einem Trockenrasen bestanden. Ein an dieser Stelle vorbereiteter Bodenaufschluß zeigt den folgenden Profilaufbau:

A ₁	0 – 12 cm	schwach humoser, grusiger Sand, Humusform Moder, strukturlos, locker, gut durchwurzelt, Farbe: 10 Y R 4/1 – 3/1 übergehend in
AC	12 – 25 cm	sehr schwach humoser, grusiger Sand, Farbe 2,5 Y 4/2, sonst wie oben, rasch übergehend in
D	25 – 48 cm	hellgrauer (2,5 Y 5/0) Schlick, deutlich feinklockig, mäßig durchwurzelt,
A'fos	48 – 50 cm	weißgrauer, schluffiger Feinsand, ziemlich dicht lagernd, bisweilen etwas mächtiger, stellenweise aber ganz fehlend, rasch übergehend in
B'fos	50 – 80 cm	stark humoser sandig-toniger Schluff, ziemlich dicht, deutlich mittelp Prismatisch, Aggregate leicht zerdrückbar, noch schwach durchwurzelt, Farbe 10 Y R 2/1,
B'fos	80 – 90 cm	humoser, schwach toniger, schluffiger Sand mit starkem Stein- und Kiesbesatz, Steine gut gerundet, mit Steinpflaster angrenzend an
D'sa	90 – 135 cm	humusfreier schluffig-toniger Sand, einzelne Quarzkiesel enthaltend, dicht, leicht rostfleckig – der salzföhrnde Horizont, der am Fuüe des niederen Rückens allenthalben im gleichen Niveau und mit gleichartigem Steinpflaster bedeckt ansteht, Farbe: 5 Y 7/1,
D'	+ 135 cm	lockerer Sand, Grundwasser föhrend.

Dieses Stockwerkprofil läü erkennen, daü der salzföhrnde Horizont (D'sa) nach seiner teilweisen Abtragung, die zur Bildung eines Steinpflasters geföhrt hat, von mehreren Sedimentstockwerken überlagert worden ist. Zunächst ist es zur Ablagerung des Materiales gekommen, aus dem sich der B'fos gebildet hat. Die wenig mächtige Überlagerung des salzföhrnden Horizontes hat zusammen mit der Wirkung eines offenbar höheren Grundwasserstandes zur Bildung eines Solonetzes geföhrt. Erst dann ist der hellgraue Schlick offenbar unter dauernder Wasserbedeckung und über diesem wahrscheinlich mit geringem Zeitabstand der grobe Sand (A + AC) zur Ablagerung gelangt.

Auch das früher beschriebene Solodprofil ist als Stockwerkprofil zu deuten, nur fehlt in diesem der Schlick und die Grobsandauflage ist weniger mächtig, so daü das Salz bei hohem Wasserstand bis in den A₁ aufgestaut werden kann und die zusätzliche Auswaschung von Na-Humat aus diesem in den B₁-Horizont bewirkt.

Für die Genese der Salzböden des Neusiedlerseegebietes ergibt sich aus unseren bisherigen Beobachtungen bei Podersdorf und an der Einsetzlache, sowie aus zahlreichen parallelen Feststellungen, die an anderen Punkten des Seewinkels gemacht werden können, das folgende Bild:

Die Verbreitung der Salzböden ist im gesamten Neusiedlerseebecken an ein bestimmtes geologisches Substrat gebunden, das heute überall, wo es uns begegnet, lösliche Salze enthält und das wir deshalb salzföhrnden Horizont genannt haben. Dieser besitzt im Seegebiet eine weite Verbreitung, u. a. auch am W-Ufer des Sees, z. B. bei Oggau und Jois, ferner am O-Ufer auf kleinen Flächen zwischen Weiden und Podersdorf, sowie auf großen Flächen im westlichen Teile des Seewinkels südlich von Podersdorf, während es im östlichen Seewinkel auf bestimmte Muldenlagen beschränkt ist. Die Bindung an ein

bestimmtes Niveau und die petrographische Beschaffenheit sprechen zusammen mit dem Vorkommen für eine limnische Entstehung in einem sehr flachen See. Die stets gut gerundeten Schotter und Kiesel sind eingeschwemmt, das lößähnliche Feinmaterial kann z. T. eingeweht oder zur Gänze eingeschwemmt worden sein. Die sicherlich in einem zusammenhängenden Areal sedimentierte Sedimentdecke wurde zu einem großen Teile später erosiv abgetragen, so u. a. im rezenten Seebecken, das eine breite, sehr flach unter das Niveau des salzführenden Horizonts eingetiefte Erosionsrinne darstellt. Die Salzanreicherung konnte nur unter Grundwassereinfluß erfolgen, sie muß vor der erosiven Abtragung des Substrates, vielleicht in einer Phase der Austrocknung des Sees stattgefunden haben. Das Klima dieser Periode war sehr wahrscheinlich beträchtlich arider und wohl auch sommerwärmer als das gegenwärtige. Nach der teilweisen erosiven Zerstörung des salzführenden Horizontes kam es zur Auflagerung jüngerer salzfreier Sedimente in mehreren Sedimentationsphasen, z. T. sind auch dünne Torflagen zwischen die jungen Sedimentschichten eingeschaltet.

In einer älteren Sedimentationsphase kamen feine Sande zur Ablagerung. Wo die Sedimentdecke über dem salzführenden Horizont wenig mächtig war, entstand nun ein Solonetz, wo die Sandschicht einen halben Meter und mehr betrug dagegen ein Tschernosem. In weitem zeitlichem Abstand von dieser Phase, wahrscheinlich nach Zwischenschaltung einer neuerlichen Epoche vorwiegender Abtragung, wurde bei hohem Seestand hellgrauer Schlick und noch etwas später grober, heller Sand abgelagert. Wo dieser in dünner Schicht auf den Solonetz zu liegen kam, bildete sich ein Solod, wo der Sand in dünner Schicht unmittelbar dem salzführenden Horizont aufliegt, reichte dagegen die Humusproduktion der dürtigen Halophytenflur oder Artemisien-Steppe nicht zur Bildung eines B_h -Horizontes aus. Dort wo keine Überlagerung stattfand, treten uns Solontschaks entgegen.

Im Neusiedlerseegebiet sind demnach die drei von der russischen Bodenforschung aufgestellten genetischen Salzbodentypen: Solontschak, Solonetz und Solod nicht so entstanden, wie es nahezu in der gesamten pedologischen Literatur dargestellt ist. Solonetz und Solod haben sich hier nicht durch Absenkung des Grundwassers aus dem Solontschak entwickelt, sondern durch Überlagerung des letzteren mit jüngeren, von Haus aus salzfreien Sedimenten. Die Salzzakkumulation selbst ist kein rezenter Prozeß, sondern fand in einer früheren Epoche statt, für deren genauere Datierung uns auch bereits gewisse Anhaltspunkte zur Verfügung stehen. Diese wurden vor allem im Raume von Apetlon gewonnen und es sollen zum Abschluß der Exkursion noch zwei Stellen im Bereiche dieser Gemeinde besucht werden, wo das Gesehene in dieser Richtung ergänzt werden kann.

Apetlon ist nur 4 km südöstlich von Illmitz gelegen, es ist der Grenzort gegen Ungarn; der Eiserne Vorhang verläuft in einer Entfernung von wenigen Kilometern von dieser Ortschaft. Während Illmitz noch auf der jüngstpleistozänen Schotterflur der Donau liegt, befindet sich Apetlon südlich bzw. südwestlich derselben in einem Raume, in dem jüngstpleistozäne Donauschotter fehlen. Wir durchfahren die Ortschaft und halten unweit außerhalb an der von Apetlon nach Wallern führenden Straße. Unweit südlich dieses Haltepunktes befindet sich wieder eine Schottergrube, in der ein fluvioglazialer Schotterkörper aufgeschlossen ist. Derselbe weicht aber in seiner petrographisch-mineralogischen Beschaffenheit nach G. FRASL deutlich von den Donauschottern der Praterterrasse ab, zeigt dagegen eine Ähnlichkeit mit den Schottern der Gänserndorfer Terrasse der Donau. Im Wiener Raum sind, wie normal, die Terrassen derart ineinandergeschachtelt, daß die älteste das höchste, die jüngste das niederste Niveau einnimmt und die altersmäßig dazwischen liegenden sich in Übereinstimmung mit der Altersfolge zwischen die höchste

und niedrigste mit abnehmender Höhe zwischenschalten. Die Gänserndorfer Terrasse nimmt als vorletzte ein um einige Meter höheres Niveau als die Praterterrasse ein. Die Lage des älteren Schotter beim Haltepunkt 5 nächst Apetlon, entspricht nicht dieser Regel. Die Schotteroberkante des jüngstpleistozänen Schotterkörpers liegt nördlich Apetlon, z. B. bei der Halbjoch- und Fuchslotacke um mehrere Meter höher als die des älteren Schotter. Dies ist vielleicht die Folge der Erdkrustenbewegungen, die ja gerade im Neusiedlerseegebiet bis in die jüngste Zeit angehalten haben.

In der Schottergrube bei Haltepunkt 5 der Exkursion ist das folgende Profil abgeschlossen:

A ₁	0 – 30 cm	humoser Sand mit Kiesbesatz und dünnen Kieslagen, locker, undeutlich krümelnd, offenbar eine Bodenbildung auf junger Sedimentdecke,
A _{1 fos}	30 – 55 cm	humoser, schluffiger Lehm, fast kiesfrei, Struktur mittelblockig, Aggregate mit leichten Humuskolloidüberzügen, in Wurzel- und Regenwurmröhren sind Sand und Humus aus dem A ₁ eingeschwemmt,
B _{1 h fos} D ₁	55 – 65 cm	Schotter und Kies in Packung von humoser Feinerde, Schotter mit Humuslack überzogen, Steinpfaster,
D _{2 Ca}	65 – 80 cm	schluffiger Feinsand, durch Ca-Anreicherung verfestigt, einzelne Schotter enthaltend, stellenweise bräunlich verfärbt (Rest des salzführenden Horizontes),
D ₃	80 – cca. 200 cm	stark gebräunter Schotter in Sandpackung, nahe der Oberkante des Schotterkörpers nochmals ein Ca-Horizont (älterer Donauschotter),
D ₄	ab cca. 200 cm	grauer Sand, Grundwasser führend.

Horizont	Schichttiefe cm	pH (H ₂ O)	Na	mg/100 g Boden in Wasserauszug 1 : 5 (filtriert)							Leitf. µS
				K	Ca	Mg	SO ₄	Cl	CO ₃	HCO ₃	
A ₁	10 – 25	7,5	2,34	5,75	12,0	6,5	149,7	1,7	5,7	24	174
A _{1 fos}	32 – 45	7,6	3,12	3,6	12,4	8,7	250,1	1,6	1,8	24	180
B _{1 h fos} D ₁	55 – 65	7,1	3,90	6,2	4,0	5,0	53,4	0,9	–	15	112
D _{2 Ca}	65 – 80	7,1	5,85	2,6	10,4	17,0	82,0	1,1	3,0	30	190
(D ₄)	300	6,8	1,17	1,4	3,6	4,4	47,2	0,3	4,5	27	52)

Horizont	Schichttiefe cm	CaCO ₃ %	org. S. %	Korngröße in mm und % des Feinbodens < 2,0 mm					
				< 0,002	0,002 – 0,005	0,005 – 0,02	0,02 – 0,05	0,05 – 0,2	0,2 – 2,0
A ₁	10 – 25	4,4	2,5	11,65	4,10	9,50	12,55	35,90	26,30
A _{1 fos}	32 – 45	0,7	2,8	20,45	4,70	10,90	12,85	28,90	22,20
B _{1 fos} D ₁	55 – 65	0,9	2,8	24,15	4,70	5,80	15,15	27,80	22,40
D _{2 Ca}	65 – 80	26,4	–	23,25	7,45	9,80	9,80	39,10	10,60
(D ₄)	300	6,8	–	–	–	1,00	1,70	65,30	32,00)

Ein Kanal unweit südlich der Schottergrube schließt diesen Sand bis zu beträchtlicher Tiefe auf. Man sieht dort, daß dem Sand mehrere Schluffhorizonte zwischengelagert sind.

Das vorstehend beschriebene Profil ist stratigraphisch deshalb von besonderer Wichtigkeit, weil es einerseits einen Schotterkörper aufschließt, der eindeutig älter als jüngstpleistozän ist und andererseits zeigt, daß der salzführende Horizont diesem Schotterkörper direkt auflagert. Ergänzend sei bemerkt, daß derselbe ältere Schotter von uns auch bei der Darscholacke nordöstlich Apetlon gefunden wurde (vgl. G. FRASL) und daß der salzführende Horizont sowohl dort, als auch auf zusammenhängender Fläche vom Haltepunkt 5 ostwärts entlang der Straße Apetlon-Wallern bis über die Lange Lache hinaus, d. i. auf mindestens zwei km verfolgt werden kann. Er ist hier fast überall von einer dünnen jüngeren Feinsedimentdecke überlagert, welche je nach Mächtigkeit die Bildung eines Solonetz oder Tschernosems ermöglicht hat. Stellenweise ist darüber auch noch grober Sand bei einer der jüngsten Seetransgressionen abgelagert worden.

Auch beim Püspökhof südöstlich der Langen Lacke ist der ältere Schotter über grundwasserführendem Sand als bis zu 1 m mächtiges Schotterpaket auf großer Fläche nachweisbar. Er ist auch in diesem Raume vom salzführenden Horizont überlagert, der hier eine Mächtigkeit von etwa 50 cm aufweist, vollkommen steinfrei ist und sich als vom Wasser veränderter Löß zu erkennen gibt. Auf ihm ist auch da jüngerer, gröberer Sand

abgelagert worden, der eine wechselnde Mächtigkeit aufweist und bei geringer Mächtigkeit die Bildung eines Solonetz, bei größerer die eines Tschernosems ermöglicht hat. Südöstlich des Püspökhofes steigt das Gelände etwas an, indem die Sandauflage auf dem salzföhrnden Horizont mächtiger wird und sich ein gegen SE an Mächtigkeit zunehmender Schotterkörper einschaltet. An einem kürzlich angelegten Entwässerungsgraben sind die Lagerungsverhältnisse über Hunderte von Metern aufgeschlossen, wodurch zu erkennen ist, daß der salzföhrnde Horizont unter dem jungen Schotter gegen SE infolge Erosion auskeilt, der Schotter aber zugleich an Mächtigkeit zunimmt. Der Schotter gehört samt dem ihn bedeckenden Sand der jüngstpleistozänen Schotterdecke des Seewinkels an, er ist hier sehr fein, wir befinden uns am äußersten Ende des von einem Donauarm westwärts ins südliche Seebecken vorgebauten Schotterfächers. Das lößähnliche Material, in dem sich später die Salze angereichert haben, erweist sich damit als älter als der jüngstpleistozäne Schotter.

Die beschränkte Zeit gestattet es leider nicht, diese Verhältnisse im einzelnen zu studieren, da die entscheidenden Aufschlüsse zu weit von der mit dem Autobus befahrbaren Straße entfernt liegen. Es soll jedoch wenigstens ein typisches Solonetzprofil südwestlich der Langen Lacke besichtigt werden. Zu diesem Zwecke gibt sich die Exkursion auf der Straße Apetlon-Wallern noch ein Stück weiter nach Osten, wo unter einer beweideten Artemisien-Steppe das folgende Profil aufgenommen wurde:

A ₁	0–2 cm	jüngste Sedimentauflage, hellgrau, strukturlos, locker, schwach humos.
A ₂	2–20 cm	humoser anlehmiger Sand, locker, fein bis mittelkrümelig, intensiv durchwurzelt, schwarzgrau (10 YR 2/1).
B _h	20–50 cm	Humusanreicherungshorizont, stark schluffriger, toniger Sand, grobblockig, säulenförmige, grobprismatische Struktur, deutliche Humuslacküberzüge, Farbe 10 Y 3/1.
B _{hC}	50–60 cm	schwach humoser, humusfleckiger, stark schluffiger feiner Sand, schwacher Kiesbesatz, undeutlich feinblockig, schwach rostfleckig (Farbe 2,5 Y 4/2).
G ₁₀	60–80 cm	schluffiger Feinsand, ziemlich dicht lagernd, mäßiger Kiesbesatz, sehr undeutlich blockig, deutliches „Lößgefüge“, Farbe 5 Y 5/2.
G ₂₀	80–90 cm	ziemlich dichter, stark schluffiger, toniger Feinsand mit schwachem Kiesbesatz. Rostfleckig, deutliches poriges Gefüge ähnlich dem „Lößgefüge“. Vereinzelt in alten Wurzelröhren oder Regenwurmröhren Na-Humate bis zu dieser Tiefe eingewaschen, Farbe 5 Y 5/3.

Horizont	Schichttiefe (cm)	pH (H ₂ O)	Na	mg/100 g Boden in Wasserauszug 1:5 (filtriert)							Leitf. µS
				K	Ca	Mg	SO ₄	Cl	CO ₂	HCO ₃	
A ₁	2–18	7,8	8,6	1,6	0,8	1,8	+	+	3,0	30	51
B _h	20–40	8,9	29,6	1,6	0,8	1,8	49,0	+	3,0	24	212
	40–45	8,9	109,2	2,6	3,2	1,8	41,0	1,9	13,0	225	550
B _{hC}	50–60	8,9	111,2	1,0	5,6	3,4	96,0	1,4	21,0	167	580
G ₁₀	68–75	9,1	79,9	0,5	2,8	1,0	61,5	1,0	21,0	165	450
G ₂₀	80–90	8,5	70,2	0,5	3,6	1,8	15,0	1,0	21,0	140	400

Horizont	Schichttiefe (cm)	CaCO ₃ %	org. S. %	Korngrößen in % und mm des Feinbodens <2,0 mm					
				<0,002	0,002–0,005	0,005–0,02	0,02–0,05	0,05–0,2	0,2–2,0
A ₁	2–18	+	1,2	13,80	5,55	12,10	15,05	34,00	19,50
B _h	20–40	3,3	2,5	24,30	4,50	11,00	14,70	26,00	19,50
	40–46	6,6	3,5	26,05	3,60	10,80	13,35	24,90	21,30
B _{hC}	50–60	28,6	0,2	27,85	4,90	10,55	14,60	24,70	57,40
G ₁₀	68–75	36,4	–	25,30	5,75	10,95	14,70	25,40	17,90
G ₂₀	80–90	42,0	–	32,25	1,60	9,70	11,95	26,00	18,50

In diesem Raume südlich der Straße Apetlon–Wallern, in der Nähe obigen Profils, hat M. WELTEN (1959) anlässlich der internationalen botanischen Exkursion durch Österreich Proben zur pollenanalytischen Untersuchung entnommen. Aus der Beschreibung ist zu ersehen, daß ein Stockwerkprofil vorliegt, welches durch Überlagerung eines älteren Bodens durch ein jüngeres Sediment und neuerliche Bildung eines Humushorizontes entstanden ist. Der begrabene Humushorizont enthält in 15–25 cm Tiefe des

Profilen 70% *Pinus*- und 7–15% *Abies*-Pollen, sowie einige *Cerealia*. WELTEN. datierte dieses Profil provisorisch als in die subatlantische Klimaverschlechterungsphase gehörig. Im subrezentem Humushorizont wurden in 0–6 cm Tiefe 20–40% *Pinus*, 1–2% *Picea* und 0,5% *Abies* neben reichlich Nichtbaumpollen, auch *Cerealia*, gefunden. Es ist bemerkenswert, daß auch dieses Spektrum der rezenten Vegetation noch in keiner Weise entspricht.

Wir selbst haben an mehreren Punkten des Seewinkels aus Stockwerkprofilen Proben zur pollenanalytischen Untersuchung entnommen und Herrn Dr. W. KLAUS (Geologische Bundesanstalt, Wien) zur Bearbeitung übergeben. Diese erfolgt im Rahmen einer umfangreicheren Fragestellung und ist noch nicht abgeschlossen. Dr. KLAUS hatte die Freundlichkeit, uns trotzdem bereits einige abgeschlossene Analysen zur Verfügung zu stellen. Dieselben ergänzen die Befunde WELTENS in wertvoller Weise, so daß sie kurz referiert werden sollen. Das wesentlichste Ergebnis der bisherigen Untersuchungen von KLAUS ist die Feststellung, daß die fossilen Humushorizonte im Seewinkel ein verschiedenes Alter haben. In einzelnen von ihnen wurden Koniferenpollen (*Pinus spec.*) gefunden, die aus postglazialen Pollenspektren bisher nicht bekannt sind. Dieser Umstand sowie die gesamte Artenzusammensetzung des Spektrums läßt ein interglaziales Alter dieser Humusschichten vermuten. Dies ist deshalb von besonderem Interesse, weil an einzelnen Stellen solche interglaziale Humusschichten direkt über dem salzführenden Horizont liegen, somit jünger sind als dieser.

Berücksichtigt man, daß der Schotterkörper, über dem der salzführende Horizont bei Haltepunkt 5 liegt, spätestens in der vorletzten Eiszeit abgelagert wurde, die älteste über dem salzführendem Substrat liegende pollenführende Schicht aber in das Riß-Würm Interglazial zu stellen ist, so ergibt sich für die Sedimentation des salzführenden Substrates ein rißeiszeitliches bis letztinterglaziales Alter. Auch die Salzanreicherung muß schon in dieser Zeit erfolgt sein, denn W. KLAUS hat in dem interglazialen Horizont auch schon reichlich Pollen von *Salicornia*, einer salzanzeigenden Pflanze, gefunden.

Dem gegenüber enthalten jüngere fossile Humushorizonte ein Pollenspektrum anderer Zusammensetzung, die eigenartigen *Pinus*-ähnlichen Pollen fehlen, dafür treten in vielen Fällen schon Getreidepollen auf. Solche jüngere, schon *Cerealia* enthaltende Horizonte wurden u. a. unter dem Sand des Seedammes gefunden, dessen junges Alter auch durch diesen Befund bewiesen wird.

Wir möchten nicht versäumen, am Ende dieser Darlegungen darauf hinzuweisen, daß unsere Untersuchungen der Böden im Neusiedlerseegebiet noch nicht abgeschlossen sind und wir demnach nur vorläufige Ergebnisse mitteilen könnten. Diese zeigen jedoch, daß man auch die Genese der Salzböden nicht mit Erfolg studieren kann, ohne sie in den zeitlichen Ablauf des jüngsten geologischen Geschehens zu stellen. Es war beabsichtigt, daß der eine von uns, H. FRANZ, im Herbst 1959 auf Einladung ungarischer Fachkollegen die Salzböden der Großen Ungarischen Tiefebene studieren sollte, die er von einem Besuch im Jahre 1935 flüchtig kennt. Das Vorhaben konnte leider zum vorgesehenen Zeitpunkt nicht durchgeführt werden, es besteht aber die Vermutung, daß auch die Salzböden Ungarns mindestens zum Teile nicht als rezente sondern als ältere Bildungen anzusehen sind. Auch in diesem Raume wird es in Zukunft notwendig sein, die Salzböden im Zusammenhang mit dem jüngsten geologischen Geschehen zu studieren, wodurch sich sehr wahrscheinlich nicht bloß für die Grundlagenforschung sondern auch für die Bodenkunde wichtige neue Erkenntnisse erwarten lassen. Bei uns ist mit der Auswertung der bisher gewonnenen Ergebnisse in fortschrittlichen Betrieben des Seewinkels bereits begonnen worden.

Literatur

- FRANZ, H.: Drei klimabedingte Ranker-Subtypen Europas. VI^o Congr. Int. de la Science du Sol, Paris 1956, V/22, p. 135-141.
- Feldbodenkunde als Grundlage der Standortsbeurteilung und Bodenwirtschaft mit besonderer Berücksichtigung der Arbeit im Gelände, Wien 1960, 583 p.
- FRANZ, H., K. HÖFLER und E. SCHERF: Zur Biosoziologie des Salzlachengebietes am Ostufer des Neusiedlersees. Verh. zool. bot. Ges. Wien 86-87, 1937, p. 297-364, 7 Tabellen und 2 Profile.
- LÖFFLER, H.: „Landschaft Neusiedlersee“ - Wissenschaftl. Arbeiten aus dem Burgenland, 1959, Heft 23, p. 202-206.
- LOUB, W.: Die mikrobiologische Charakterisierung von Bodentypen. Die Bodenkultur, 11 Bd., H. 1, p. 38-70, 1960.
- SZADECZKY-KARDOSS, E. v.: Geologie der rumpfungarländischen Kleinen Tiefebene mit Berücksichtigung der Donaugoldfrage. Sopron 1938, XV u. 44 p., 4 Kartenbeilagen.
- WELTEN, M.: Diskussionsbeitrag zum Problem Bodenprofil Lange Lacke bei Apetlon am Neusiedlersee. Veröff. Geobot. Inst. Rübel, Zürich, Heft 35, 1959, p. 138-143.

Die Ortsgemeinde Moosbrunn als Beispiel einer Kartierungsgemeinde.

Exkursion D am 25. VIII. 1961

Von J. FINK

Die Ortsgemeinde Moosbrunn liegt 30 km SE von Wien, inmitten des südlichen Inneralpinen Wiener Beckens*. Innerhalb dieses Großraumes lassen sich von N nach S drei Einheiten unterscheiden (vgl. Abb. 1):

1. Südlich der Donau liegen alt- und ältestpleistozäne Schotterplatten, die teilweise mit tertiärem Hügelland wechseln. Sie beginnen im Wiener Stadtgebiet mit dem Wienerberg und Laaerberg, setzen östlich der Schwechat in der Rauchenwarther Platte fort und jenseits der Fische im Arbesthaler Hügelland, der Platte von Petronell-Hollern und schließlich südlich der Leitha in der Parndorfer Platte. (Auf Abb. 1 wurde durch Wechsel in der Signatur das jeweilige Vorherrschen von Hügelland bzw. Schotterplatten zum Ausdruck gebracht.)

2. Die „Feuchte Ebene“ schließt südlich an. Sie umfaßt einen Raum, in dem die tertiären Sedimente nahe an die Oberfläche reichen, sodaß das von vielen Zubringern in das Becken gebrachte Wasser über den undurchlässigen Schichten gestaut wird und durch die meist seichten Schotterkörper hindurch die Böden beeinflusst.

3. In der „Trockenen Ebene“ sind die tertiären Sedimente von mächtigen Schottern überdeckt. Neunkirchner- und Wöllersdorfer Schotterkegel, beide vorwiegend aus Kalkschotter aufgebaut, sind mehrere Zehner von Metern mächtig. Sie tragen magere, extrem trockene Böden, die typologisch der Rendsina-Gruppe angehören.

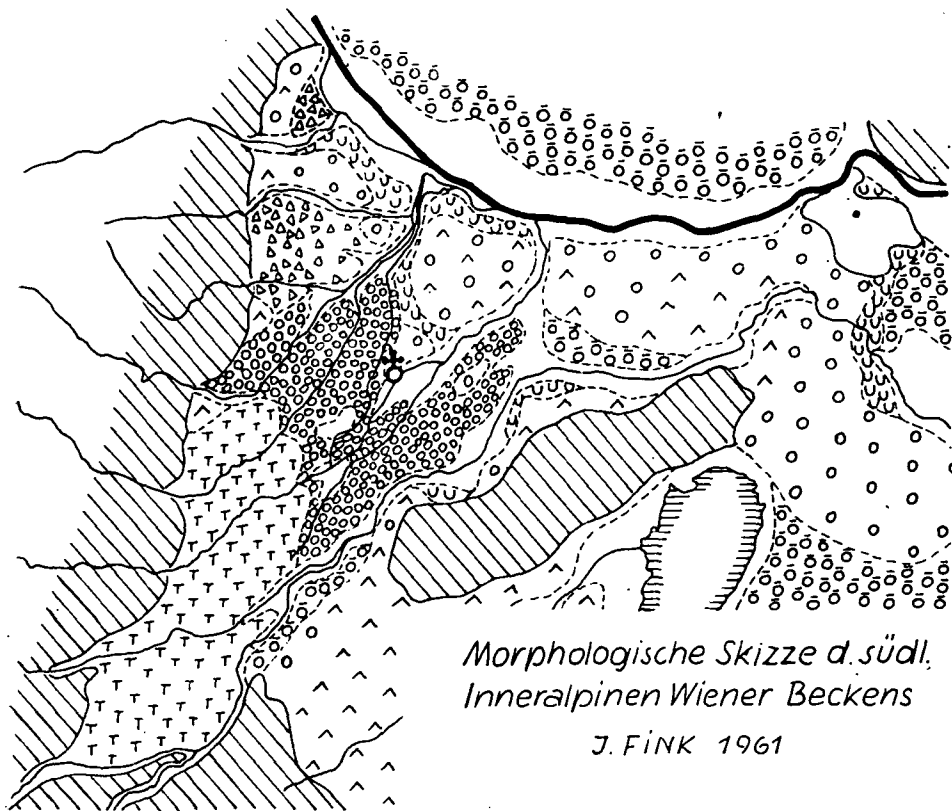
Die Feuchte Ebene stellt als Ganzes einen Senkungsraum innerhalb des tektonisch eingesenkten Inneralpinen Wiener Beckens dar. Vom Süden streichen mehrere Rundschotterkörper flach in die Feuchte Ebene hinein. Ihre Mächtigkeit beträgt rund 2 m. Der hochtretende tertiäre Untergrund hat eine starke Durchfeuchtung verursacht und damit die Möglichkeit für Kryoturbationen gegeben**.

Das aller kleinste, innerste Senkungsfeld bildet die Mitterndorfer Senke südlich Moosbrunn, ein weiteres der Raum um Laxenburg. Beide sind deshalb mit mächtigen Alluvionen gefüllt. Die Mitterndorfer Senke hebt gegen NE rasch aus, weshalb das vom S einströmende Grundwasser zu einem mächtigen unterirdischen See gestaut wird. Dieses Grundwasser wird schon in absehbarer Zeit zur Trinkwasserversorgung der Großstadt Wien herangezogen werden.

Die Böden der Mitterndorfer Senke sind durch das hochtretende Grundwasser stark beeinflusst. Ein breites Niedermoor wird von einer Zone anmooriger Böden ummantelt. Aber auch die übrigen Räume der Feuchten Ebene waren ehemals von anmoorigen Böden bedeckt gewesen. Durch große Grundwasserabsenkungen im Zuge von Flußregulierungen









* Das Inneralpine Wiener Becken liegt innerhalb des Alpen-Karpatenkörpers, zwischen Flysch- und Klippenzone im Westen und Kristallin der Zentralzone (Rosallengebirge – Leithagebirge – Hainburger Berge) im Osten. Der südlich der Donau liegende Teil wird das „südliche Inneralpine Wiener Becken“ genannt. Das nördliche Inneralpine Wiener Becken umfaßt östliches Weinviertel und Marchfeld, das Außeralpine Wiener Becken den Raum außerhalb des Alpenkörpers zwischen Flysch- und Klippenzone und Kristallin der Böhmisches Masse und entspricht dem westlichen Weinviertel.

** Diese sind im Wiener Raum meist auf die Präwürm-Terrassen beschränkt, hier aber durch die besondere Lage auch in würmeiszeitlichen Terrassen vorhanden. Noch lückenhafte Beobachtungen lassen aber vermuten, daß die Schotter der Feuchten Ebene aus mehreren Kaltzeiten stammen, die entsprechend der Akkumulation in Senkungsfeldern übereinander gebreitet wurden.



Morphologische Skizze d. südl.
Inneralpinen Wiener Beckens

J. FINK 1961

	Jüngste Alluvionen		Plattelschotter
	Typus Praterterrasse		Mittelpleistozäner Schotter
	Typus Feuchte Ebene		Alt- u. ältestpleistozäner Schotter und tertiäres Hügelland
	Typus Steinfeld		Moosbrunn

Jungpleist.
Schotter

am Ende des vergangenen Jahrhunderts sind diese Anmoore größtenteils zu Landböden umgewandelt worden. Die Humusform der tieferen Horizonte ist heute eine Übergangsform zwischen Mull und Anmoor, die Krume fast immer bereits reiner Mull. Die starke Austrocknung bewirkt ein Puffigwerden des Humus, eine schwere Benetzbarkeit und eine starke Anfälligkeit zur Verblasung. Die Flugerdegefahr ist daher in der Feuchten Ebene sehr groß, weshalb insbesondere durch die Anlage von Windschutzgürteln dem dauernden Krumenverlust Einhalt geboten werden soll.

Völlig anderes Material stellen die Plattelschotter dar, die vom Wienerwald in den westlichen Teil des Wiener Beckens geschüttet wurden. Während im Wiener Stadtgebiet die Plattelschotterdecke größere Mächtigkeit erreicht (und auf mehreren, verschieden alten Terrassen auftritt), sind die Plattelschotter im Bereich der Feuchten Ebene nur als dünner Schuttfächer über das Tertiär verbreitet. Deshalb sind sie oft mit dem tonigen

Material kryoturpat verwürgt. Der Name Plattelschotter wird abgeleitet von der plattigen Form der Gesteine, die durch den ortsnahen, meist solifluidalen Transport bedingt ist, vielfach aber auch durch das plattig aufbrechende Ausgangsmaterial, z. B. Flyschsandstein. H. HACKER hat im westlichen Teil der Feuchten Ebene bei seiner Kartierung eine weitgehende Unterscheidung nach Ausgangsmaterial (Flysch oder Kalk) bzw. Bindemittel getroffen (vgl. Tafel III). Im Westen der Feuchten Ebene liegen Plattelschotter aus der Riß- und Würmeiszeit. Im älteren Plattelschotter sind teilweise noch fossile Böden des letzten Interglazials anzutreffen (so z. B. beim Ziegelwerk Leopoldsdorf). Auf Abb. 1 sind beide mit gleicher Signatur ausgediehet.

Die Ortsgemeinde Moosbrunn liegt am nördlichen Rand der „Feuchten Ebene“ im Übergang zu Raum 1, der zwischen der Fischeniederung im Osten und der Schotterflur des Kalten Ganges im W spornartig nach S greift.

Im zum Großraum 1 gehörenden Teil des Gemeindegebietes liegen über dem Tegel vereinzelt Schotter. Sie sind der letzte Rest des mächtigen Schotterteppichs aus alt- bis ältestpleistozäner Zeit, der von der Wiener Pforte fächerförmig nach SE zur Parndorfer Platte reichte. Während bei Moosbrunn nur von einer Schotterüberstreuung gesprochen werden darf, liegt östlich im isolierten Goldberg bei Reisenberg der noch geschlossene Schotterkörper aus jener Zeit, in der die Donau quer durch das Wiener Becken zwischen Hainburg und Leithagebirge hindurch in die Kleine Ungarische Tiefebene floß.

Ein jüngerer, vermutlich rißeiszeitlicher Schotterkörper liegt in der Terrasse von Himberg, die zeitlich gleich mit jener von Simmering und jener vom Flugfeld Schwechat sein dürfte. An der Oberkante des Schotters liegt ein fossiler Boden aus dem R/W Interglazial. Boden und Schotterkörper, vielfach kryoturpat gestaut, sind in mehreren Schottergruben östlich Himberg prächtig aufgeschlossen.

Über die Vergesellschaftung der Böden von Moosbrunn und im allgemeinen der Feuchten Ebene gibt die Karte Tafel III Auskunft, die von H. HACKER und F. HOCH auf Grund ihrer Detailaufnahmen im Rahmen der Kartierung der landwirtschaftlichen Fläche Österreichs entwickelt wurde. Da die Böden meist stark verzahnt, bzw. im Komplex auftreten, wurden sie zu Bodenassoziationen zusammengefaßt.

Eine detaillierte Beschreibung der Böden der Ortsgemeinde Moosbrunn — die von Dipl. Ing. F. HOCH im vergangenen Jahre kartiert wurde — erübrigt sich hier, weil sie Inhalt des Erläuterungsheftes zur Bodenkarte dieser Gemeinde ist. Den Teilnehmern der Exkursion steht dieses Erläuterungsheft zur Verfügung und außerdem die Bodenkarten jenes Teiles des Gemeindegebietes, das besucht werden soll.

Im knappen Rahmen eines Exkursionsführers ist es nicht möglich, Zweck, Aufgabe und System der landwirtschaftlichen Bodenkartierung von Österreich zu behandeln. Zweck und Aufgabe sind außerdem im oben genannten Erläuterungsheft geschildert, das System wird in einer eigenen Publikation in Bälde behandelt werden.

Die Hochalpenexkursion

Exkursion G

a) Wien — Raxalpe

Von H. FRANZ

Raxalpe und Schneeberg sind die beiden am weitesten gegen Osten vorgeschobenen Hochgipfel der nördlichen Kalkalpen. Dank der guten Verkehrserschließung kann man sie von Wien aus in Eintagesexkursionen besuchen. Um zur Rax zu gelangen verläßt man die Stadt in südlicher Richtung entweder mit der Eisenbahn auf der Südbahnstrecke oder mit dem Kraftwagen auf der Triester Bundesstraße. Man durchquert dabei den südlichen Teil des Inneralpinen Wiener Beckens, indem man dem Ostrande der Alpen im Abstände von einigen Kilometern folgt.

Besteigt man den Autobus im Stadtzentrum, so hat man zunächst den Bereich der fluvioglazialen Donauterrassen zu durchqueren, die den Stadtkern amphitheatralisch umgürten. Man steigt dabei von der Stadtterrasse, die das zweitniedrigste und zugleich zweitjüngste Terrassenniveau darstellt, zur Wienerbergterrasse, dem zweithöchsten im Wiener Raum erhaltenen Niveau an. An der Stelle, an der die Triesterstraße den Wienerberg überquert, befindet sich eine gotische Bildsäule, die „Spinnerin am Kreuz“. Kurz danach verläßt man das geschlossen verbaute Gebiet und blickt von der Höhe gegen Süden in eine weite Ebene hinab, die durch Ausräumung eines Teiles der tertiären Sedimente entstanden ist. Linker Hand sieht man gegen Nordosten zurückblickend das Niveau der Laaerbergterrasse, der ältesten und zugleich höchsten im Wiener Raume erhaltenen pleistozänen Donauterrasse. Die Triesterstraße führt vom Wienerberg südwärts in die weite Ausräumungslandschaft hinab, in welcher die tertiäre Füllung des Wiener Beckens entweder unmittelbar zu Tage liegt, oder nur von einer dünnen Schicht quartärer Sedimente überlagert ist. Der Südabfall des Wienerberges ist zu beiden Seiten der Straße in großen Ziegeleigruben aufgeschlossen, in denen pannonische Tegel abgebaut werden. Die Tegel sind von einer dünnen Lage tertiären Sandes überlagert, über dem der Schotterkörper der Wienerbergterrasse folgt. Der Schotter ist zunächst von einer Aulehmdecke und darüber von Löß überdeckt.

Vom Wienerberg hat man einen umfassenden Ausblick auf den Ostrand der Alpen südwärts bis zum Anninger und Eichkogel. Im Südosten ist bei klarem Wetter der niedere Rücken des Leithagebirges erkennbar, welches das Inneralpine Wiener Becken vom Neusiedlerseebecken trennt. Der Ostrand der Alpen südlich von Wien trägt den Namen Thermenlinie, weil hier eine ganze Reihe warmer Quellen, so bei Baden, Vöslau und Fischau zutage tritt. Die Thermenlinie ist eine Bruchlinie, an der die alpinen Gesteine in die Tiefe abgesunken sind. Sie ziehen, an vielen Stellen durch Bohrungen nachgewiesen, unter der tertiären Füllung des Wiener Beckens zu den Karpathen weiter, mit denen die Alpen noch im älteren Miozän ein zusammenhängendes Gebirgssystem gebildet haben.

Betrachtet man die Bergformen am Alpenostrande, so fällt sofort auf, daß sie im nördlichsten Teile flacher und sanfter gerundet sind als im südlich anschließenden Gebirgsabschnitt. Die sanften Formen markieren die Flyschzone, in der Sandsteine und Mergel, also weiche, leicht verwitternde Gesteine dominieren, während in den südlich anschließenden Kalkalpen Kalke und Dolomite vorherrschen und schroffere Gebirgs-

formen bedingen. In der Flyschzone findet man vorwiegend Braunerden und Pseudogleye, in den Kalkalpen ist entsprechend dem starken petrographischen Wechsel innerhalb der kalkalpinen Schichtfolge die Mannigfaltigkeit der Böden größer, auf Kalk und Dolomit sind Rendsina und Terra fusca die typischen Bodenbildungen. Die letztere dominiert vor allem dort, wo sich in den Kalkalpen Reste alter Einebnungsflächen erhalten haben, die vor der Heraushebung des Gebirges zur heutigen Höhe entstanden sind. Eine solche Einebnungsfläche liegt auf der Höhe des Anninger bei Mödling und bedingt dessen auffällig abgeflachte Gipfform.

Auf der Fahrt über Inzersdorf bis Wiener Neudorf sieht man allenthalben verlassene Ziegeleigruben, die bis zu beträchtlicher Höhe mit Grundwasser gefüllt sind. An der Triester Straße steigt der Grundwasserspiegel in diesem Abschnitt zwar nirgends bis an die Bodenoberfläche empor, wohl aber in tiefer gelegenen Teilen des Wiener Beckens weiter im Südosten. Dort treten starke Grundwasserquellen zutage und das Gelände war dort, bevor man es entwässert hat, weithin versumpft. Infolge der Versumpfung haben sich sehr kalkreiche Amoorböden gebildet, die nach Entwässerung und Umbruch in hohem Maße der Gefahr der Winderosion ausgesetzt sind. Man hat, um ihrer Verwehung zu begegnen, an vielen Stellen Windschutzgürtel aufgefórstet.

Zwischen Wiener Neudorf und Guntramsdorf tritt der flache Osthang des Eichkogels fast bis an die Straße heran. Der Eichkogel besteht zur Gánze aus tertiáren Sedimenten, sein Gipfel ist aus pliozánen Süßwasserkalken aufgebaut, an seinem Ostfuß sind Sande, die an der Küste des pannonischen Süßwassersees abgelagert worden sind, aufgeschlossen. Südlich vom Eichkogel tritt der Gebirgsrand wieder weiter nach Westen zurück, an seinem FuÙe liegt ein über 4000 ha umfassendes, vom Eichkogel bis Vöslau reichendes geschlossenes Weinbaugebiet. Es verdankt seine Existenz dem im Windschatten der Nordwestwinde besonders günstigen Klima.

Die Straße führt östlich des Weinbaugebietes in den südlichen Teil des Inneralpinen Wiener Beckens, in das Steinfeld. Dieses ist von jungpleistozánen fluvioglazialen Schottern bedeckt, die in ihrem nördlichen Teile von der Piesting, im südlichen von der Schwarza und Pitten, die sich zur Leitha vereinigen, aufgeschüttet worden sind. Das Einzugsgebiet der Piesting liegt in den Kalkalpen, das von ihr aufgeschüttete Material besteht daher vorwiegend aus Kalkschotter und hat zur Bildung rendsinaähnlicher, schwarzer Böden geführt. Schwarza und Pitten haben neben kalkigem auch silikatisches Material herangeführt, auf dem sich braune AC-Böden entwickelt haben. Die Bodendecke ist auf dem Schotter überall sehr seichtgründig, so daß die Böden sehr austrocknungsgefährdet sind. Ihre landwirtschaftliche Nutzung liefert geringe Erträge und diese in trockenen Jahren nur bei künstlicher Bewässerung. Es wurden daher schon zur Zeit Maria Theresias weite Flächen aufgeforstet, die später z. T. wieder gerodet wurden, zwischen Wiener Neustadt und Neunkirchen aber bis heute in Waldnutzung stehen. Der Ort Theresienfeld, 4 km nördlich von Wiener Neustadt, ist eine Gründung Maria Theresias. Er ist von der Kaiserin mit einem Wasserrecht ausgestattet worden, auf Grund dessen noch heute die Grundbesitzer in der Trockenzeit ihre Flächen in einem bestimmten Turnus mittels Berieselungsgráben bewässern.

Bei Gloggnitz ist das Südende des Inneralpinen Wiener Beckens erreicht, wir treten in das Gebirge ein. Schon im Raume von Wiener Neustadt schließen die Randberge der Alpen im Süden in weitem Bogen den Ausblick ab. Im Westen baut sich über dem ausgedehnten, schroff gegen Osten abfallenden Plateau der Hohen Wand der markante, 2075 m hohe Gipfel des Wiener Schneeberges auf, hinter dem im Südwesten die Raxalpe sichtbar ist. An sie schließen sich die flacheren und runderen Bergformen der Grauwackenzone an, die aus metamorphen palaeozoischen Gesteinen besteht. Weiter gegen Süden und

Osten folgen die Berge des Semmeringgebietes, in dem über Kristallin neuerlich mesozoische Gesteine liegen, die nordwärts unter die Grauwackenzone untertauchen. Die Semmeringseinheit gehört einem tieferen, von der Grauwackenzone und den Decken der nördlichen Kalkalpen überlagerten Stockwerk im Deckenbau der Alpen an. Nicht bloß das Semmeringgebiet selbst sondern darüber hinaus das gesamte das Wiener Becken im Südosten begrenzende Bergland bis zum Rosaliengebirge und das als Horst am Ostrand des Beckens stehende gebliebene Leithagebirge stellen Teile der Semmeringseinheit dar.

Die Triesterstraße tritt bei Gloggnitz in dieses Gebiet ein und steigt über Schottwien zum Semmeringpaß empor. Die Exkursionsroute folgt ihr hier zunächst nicht weiter, sondern biegt nach Südwesten ab, um über Reichenau nach Hirschwang zu gelangen, von wo eine Seilbahn auf das Raxplateau führt.

b) Das Raxplateau und seine Böden

(mit 1 Abb. im Text und Tabelle 1)

Von H. FRANZ und F. SOLAR

Von Hirschwang (494 m) gelangt man mit der Raxseilbahn in einer Fahrzeit von 10 Minuten auf das vordere Raxplateau. Auf der Fahrt durchquert man zunächst den Schwarzkieferngürtel (*Pinus austriaca*), der die Unterhänge bis etwa 750 m verkleidet, darüber folgt bis ca. 1250 m Höhe die obere Buchenstufe, über dieser die subalpine Nadelwaldstufe. Die Bergstation ist in 1547 m Seehöhe gelegen, von ihr ist das Otthaus (1644 m), das geräumigste Schutzhaus auf der Rax, etwa 20 Gehminuten entfernt. Es liegt am Nordosthang des Jakobskogels (1737 m) auf dem vorderen Teil des Raxplateaus. Dieser überschreitet nirgends 1800 m Seehöhe und ist von dem rückwärtigen, höheren Teil des Plateaus durch die Talfurche des Preinerwaldes getrennt. Dieser rückwärtige Plateauteil, der in der Heukuppe 2009 m erreicht, ist zu weit entfernt, um innerhalb der für die Exkursion zur Verfügung stehenden Zeit besucht werden zu können. Dagegen ist bei gutem Wetter vom Otthaus einerseits der Besuch des Lochbodens und der Scheibwiese und andererseits eine Kammwanderung vom Jakobskogel über den Weißenkogel zur Preinerwand geplant (vgl. Abb. 1). Auch diese Exkursionen werden bereits eine gute Vorstellung von der beträchtlichen Ausdehnung des Raxplateaus vermitteln, dessen Flächenmaß mit 28 km² angegeben wird.

Das Raxplateau stellt gleich anderen Hochflächen in den nördlichen Kalkalpen den Rest einer Einebnungsfläche dar, einer Altlandschaft, die zu einem Zeitpunkte des Tertiärs entstand, zu dem die Alpen noch kein Hochgebirge waren. Bei der weiteren Hebung des Gebirges erfolgte an Brüchen eine Verstellung einzelner Teile der Altlandschaft gegeneinander und eine erosive Zerschneidung ihrer Oberfläche. Die flachen Talfurchen des alten Reliefs verloren im Zuge dieser Vorgänge ihre Funktion, sie mündeten, da das Raxplateau heute allseits durch Steilabfälle, vielfach Felswände von bedeutender Höhe, begrenzt wird, hoch über den rezenten Talböden in die Luft aus. Die Hochfläche der Rax ist gegenwärtig oberirdisch abflußlos, stark verkarstet und wird entlang der zahllosen Klüfte des Gesteins unterirdisch entwässert. Die Niederschlagswässer treten in den Tälern an vielen Stellen als starke Quellen zu Tage, einige von ihnen speisen die 1. Wiener Hochquellenwasserleitung.

Der Gebirgsstock der Rax besteht fast zur Gänze aus Wettersteinkalk (Mitteltrias, ladinische Stufe). Der Kalk ist außerordentlich rein, F. SOLAR hat darin nur 0,1 bis 0,3% in HCl nicht löslicher Rückstände und maximal 0,01% Eisen (berechnet auf Fe₂O₃) festgestellt. An einzelnen Stellen kommen allerdings, worauf schon H. P. CORNELIUS

(1936) hingewiesen hat, im Wettersteinkalk Einlagerungen von dünn-schichtigen grau, gelb und rot gefärbten Mergeln, dunkelgrauen und gelben Schiefen sowie dunkelroten tonig-eisenschüssigen Ablagerungen von geringer Mächtigkeit vor. Mit ihnen stehen die sogenannten „Augensteine“ oder „Augsteine“, gut gerundete Schotter von Nuß- bis Faustgröße aus kristallinem Material in keinem Zusammenhang. Sie finden sich in den Alpen in weiter Verbreitung und werden als Reste einer Sedimentdecke gedeutet, die vor der Heraushebung der einzelnen Gebirgsstöcke der Alpen zur Ablagerung kamen.

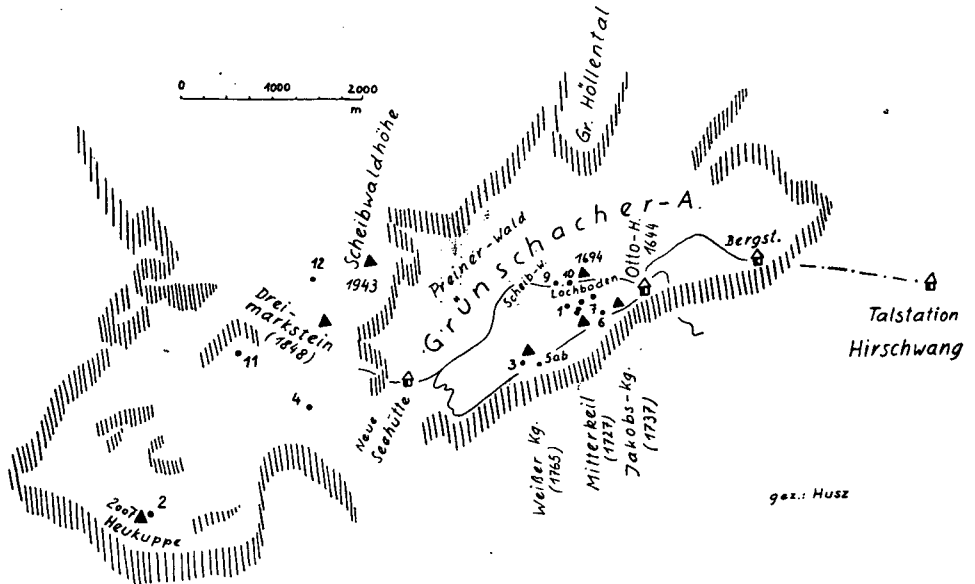


Abb. 1. Situationsskizze des Raxplateaus. Die Zahlen beziehen sich auf die Nummern der beschriebenen Profile.

Auf der Rax ist neben Augensteinschottern an einzelnen Stellen auch noch kristalliner Sand (vorwiegend Quarz) in beträchtlicher Mächtigkeit und von hohem Zurundungsgrad vorhanden.

Der Beginn der Verkarstung der Rax steht mit der Heraushebung dieses Kalkmassivs im Zusammenhang und ist in das Jungtertiär zu stellen (LICHTENECKER 1926). Die Auflösung des Gesteins hat seitdem offenbar nicht bloß an der Oberfläche sondern auch im Inneren des Felskörpers große Fortschritte gemacht, wie aus dem Färbeversuch an Sickerwässern von F. DOSCH (1956) im Bereich des benachbarten Schneebergmassivs hervorgeht. Nach Einspeisung von 9,5 kg Uraminkonzentrat in eine Doline auf der Hochfläche des Ochsenbodens in 1800 m Seehöhe am 23. Juni 1955 ab 13 Uhr konnte dieser Farbstoff in 35 von insgesamt 56 untersuchten Wasservorkommen rund um das ganze Schneebergmassiv nachgewiesen werden, in mehreren Quellen des Beobachtungsbereiches Kaiserbrunn im Höllental zwischen Schneeberg und Rax in erheblicher Menge schon 16 Stunden nach der Einspeisung. Bedenkt man, daß diese Quellen 2 bis 6,4 km in der Luftlinie von der Einspeisungsstelle entfernt liegen und zu dieser eine Höhendifferenz zwischen 880 und 1280 m aufweisen, so ergibt sich, daß die unterirdische Verkarstung in Ausweitung bestehender Kluftsysteme ein weitverzweigtes und rasch leitendes System

unterirdischer Wasserleitbahnen geschaffen haben muß (vgl. auch V. MAURIN und J. ZÖTL 1959).

Dem gegenüber hat die glaziale Überprägung der Altlandschaft des Raxplateaus nur ein bescheidenes Ausmaß erreicht. Sie beschränkt sich auf die Kare nördlich der Heukuppe und der Lechnerwände, auf die nach H. P. CORNELIUS (1936) bühlstadialen Moränen des Preinerwaldes, auf die Überdeckung weiter Flächen mit Solifluktionsschutt und auf die Ablagerung von Flugstaub, dessen Sedimentation allerdings auch noch in postglazialer Zeit fort dauerte, ja selbst in der Gegenwart noch andauert. Hierauf kommen wir bei Besprechung der Terra fusca zurück.

Die Vegetation zeigt im Bereiche des Raxplateaus eine Gliederung in 3 Höhenstufen. R. SCHARFETTER (1938) unterscheidet:

1. den Fichten-Legföhrengürtel in 1400–1800 m,
2. den Legföhrengürtel in 1800–1900 m und
3. den hochalpinen Grasheidengürtel über 1900 m.

Unabhängig von dieser Höhenstufengliederung sind an steilen Felshängen und auf Felsköpfen in allen Höhenlagen Felsenheiden von hochalpinem Charakter als Dauer- gesellschaften ausgebildet.

Für das Studium der Bodenbildung im sub- und hochalpinen Bereich bietet das Raxmassiv infolge seines einheitlichen Aufbaues aus Wettersteinkalk, also aus einem sehr reinen karbonatischen Gestein, besonders instruktive Bedingungen.

Auf dem Raxplateau sind neben Initialstadien der Bodenbildung auf festem Gestein und auf Kalkschutt Böden aus drei Typengruppen vertreten:

Rendsinen im weiteren Sinne, Böden, die aus Terra fusca hervorgegangen sind, und Rotlehme. Wir wollen diese Böden zunächst auf Grund der von F. SOLAR (1960) erarbeiteten Unterlagen im allgemeinen besprechen und erst dann auf die Beschreibung der Standorte eingehen, deren Besuch durch die Exkursion vorgesehen ist.

1. Die Rendsinen im weiteren Sinne

Obwohl der vordere Teil des Raxplateaus die hochalpine Region nicht erreicht, gehören die hier vorkommenden Rendsinen doch durchwegs der Gruppe der Hochgebirgsrendsinen an. Über diese ist bis in die jüngste Zeit nur wenig gearbeitet worden. Die wichtigsten Beiträge zur Genese und Systematik der Rendsinen im allgemeinen verdanken wir W. KUBIENA (1943, 1953), der auch eine Reihe alpiner Rendsinasubtypen (alpine Protorendsina, alpine Pechrendsina, alpine Polsterrendsina) beschrieben hat. Analysendaten zu nordostalpinen Hochgebirgsrendsinen sind in den Arbeiten von W. KILIAN (1959), V. JANIK u. H. SCHILLER (1960) sowie vor allem von F. SOLAR (1960) veröffentlicht. Aus diesen Analysen geht hervor, daß die hochalpinen Rendsinaformen in der überwiegenden Mehrzahl durch außerordentlich hohe Humusgehalte ausgezeichnet sind; ein Merkmal das auch gewissen AC-Böden auf silikatischen Muttergesteinen zukommt. Ein weiteres wichtiges Charakteristikum der alpinen Rendsinaformen ist ihre starke Beeinflussung durch die Sedimentation von Flugstaub. Schon W. LEININGEN (1907–09) und H. JENNY (1930) haben übrigens die alpinen Humusböden als vom geologischen Substrat unabhängige klimabedingte Bodenbildungen definiert, bei denen der aus organischen Resten und Flugstaub bestehende A_1 über die anderen Horizonte dominiert. JENNY berichtet, daß auf der Alp Murter in den Schweizer Alpen im 3jährigen Durchschnitt 0,75 bis 1,85 kg/m² und Jahr Flugstaub sedimentiert wurde, was auf das Hektar umgerechnet der beträchtlichen Menge von 7500 bis 18.500 kg gleichkommt. Die Hochgebirgsrendsinen der Rax besitzen durchwegs, wie die mineralogische Untersuchung einer Reihe von Proben durch G. FRASL gezeigt hat, einen beträchtlichen Gehalt an silikatischen Minera-

len, die nicht aus dem Wettersteinkalk stammen können sondern sich aus dem ostalpinen Kristallin herleiten. Der Beitrag der Verwitterungsrückstände so reiner Kalke, wie sie auf der Rax anstehen, ist dem gegenüber verschwindend gering. Dies könnte dazu verleiten, dem Kalk für die Bildung der alpinen Rendinen überhaupt keine Bedeutung beizumessen, was jedoch auch nicht richtig wäre. Es ist im Gelände unverkennbar, daß auch in hohen Lagen Rendinen nur dort entstehen, wo Kalk oberflächennah lagert, weil die ständige Nachlieferung von Kalk an die Bodenlösung nicht bloß den Bodenchemismus bestimmt, sondern offensichtlich auch den Kreislauf der organischen Substanz maßgebend beeinflußt.

H. PALLMANN und W. KUBIENA haben zwischen Rendinen auf reinen karbonatischen Gesteinen und solchen auf karbonatisch-silikatischen Mischsubstraten unterschieden. W. KUBIENA nennt die aus hochprozentigen Karbonatgesteinen hervorgegangenen Böden Eurendinen, die auf karbonatisch-silikatischen Muttergesteinen gebildeten Pararendinen. Zu den ersteren finden sich auf der Rax äquivalente Bildungen, zu den Pararendinen dagegen nicht. Es gibt allerdings auch auf der Rax Böden mit AC-Profil auf Kalk, die einen mehr oder weniger hohen Anteil silikatischer Minerale aufweisen. Die Silikatminerale stammen hier aber nicht aus dem Grundgestein, sondern aus Resten von Terra fusca, die diesem bei Bildung der Rendinen aufgelagert waren. Durch Vermischung der Terra fusca-Reste mit dem rezenten Humusakkumulationshorizont sind Mischböden entstanden, die der Pararendina ähnlich sind, ihr genetisch aber nicht entsprechen. Wir schlagen darum für diese Mischböden, die in den Kalkalpen eine sehr weite Verbreitung besitzen, die Bezeichnung Pseudopararendina vor. Da die Terra fusca mit zunehmender Hangneigung verstärkter Erosion ausgesetzt war, nimmt der Terra fusca-Anteil der Pseudopararendinen mit zunehmender Neigung des Geländes ab. An sich kommen alle Übergänge von fast reiner Terra fusca zu fast reiner Rendina vor. Infolge des Vorhandenseins von Ton kann sich in den Pseudopararendinen Mullhumus bilden, während es in den Eurendinen der Rax nicht zur Mullbildung kommt.

Sowohl innerhalb der Eurendinen als auch der Pseudopararendinen lassen sich im Gebiete mehrere Varietäten unterscheiden, die F. SOLAR (1960) an Hand typischer Profile charakterisiert hat. Wir wollen jede zunächst allgemein kennzeichnen und jeweils im Anschluß ein Profil beschreiben. Es wurden, so weit dies möglich war, Profile von solchen Punkten gewählt, die auf der Exkursion besucht werden sollen.

Innerhalb der Eurendinen des Gebietes lassen sich vor allem auf Grund der Humusform drei Varietäten unterscheiden. Diese sind:

a) Die alpine Moderrendina

Sie bedeckt anstehenden Fels in geringer Mächtigkeit (selten mehr als 10 cm), Spalten und Rillen des Gesteins sind ebenfalls mit humosen Bodenmaterial gefüllt.

Sie besitzt ein A₁-AC-C-Profil von geringer Mächtigkeit und ist auf anstehendem Kalkfels in hochsubalpinen Lagen entwickelt. Ein A₀-Horizont (meist wenig zersetzte Latschenstreu) kann vorhanden sein. Der A₁-Horizont erreicht selten mehr als 10 cm Mächtigkeit, der reine Kalkmoder zeigt bisweilen Übergänge zu Pechmoder. Die oberste Schicht des Kalkfelsens ist infolge Lösungsverwitterung von Spalten und Rillen durchsetzt, die mit humosem Bodenmaterial angefüllt sind. Diese Zone bezeichnen wir als AC-Horizont.

Profil 1
Standort: W-Rand des Lochbodens am vorderen Raxplateau.
Muttergestein: anstehender Wettersteinkalkfels.
Seehöhe: 1690 m.
Exposition; eben

Bedeckung: Baum- und Strauchschicht -
Krautschicht 40 %.

Vegetationshöhe: Baum- und Strauchschicht -
Krautschicht 2 - 20 cm.

A₀₀ + 0 3 - 0 cm, schwach zersetzter Latschenabfall, sauer.

A₁ 0 - 4 cm, schwarz (10 YR 2/1), stärkst humos, Moder, fein-feinstkrümelig, vereinzelt Großkrümel, locker, in Wurzelpaketen, stärkst durchwurzelt, Regenwurmtätigkeit, schwach sauer, karbonatfrei, vereinzelt in Kleinkarren eingreifend.

C anstehender Fels.

Anmerkung: C weist in allen Profilen kleinkarriges Relief auf. In diese Karren greift der A oft bis zu 20 cm tief ein. Die Humusform zeigt vereinzelt pechmoderartige Degradation.

b) Die alpine Pechrendsina

findet sich in hochsubalpinen und hochalpinen Lagen. Sie ist durch die von KUBIENA als Pechmoder bezeichnete Humusform gekennzeichnet. Der Pechmoder ist äußerst homogen und feinporig, er hat vorwiegend kolloidalen Charakter und zeichnet sich durch eine intensiv schwarze Farbe aus.

Ein schmaler A₀-Horizont ist meist vorhanden, der humose Mineralboden zeigt eine Gliederung in zwei Horizonte, in einen intensiv durchwurzelt A₁, in dem der Pechmoder zwischen den Wurzelfilz eingelagert ist, und in einen nur noch schwach durchwurzelt A₂, der einen sehr homogenen Charakter hat. Infolge der vorwiegend kolloidalen Beschaffenheit des Humus weist der Boden eine hohe UK auf. (F. SOLAR hat im A₂ 66,2 bis 134,0 mval/100 g Boden festgestellt). Infolge der hohen Dispersität und Hydratation neigt die Pechrendsina in besonderem Maße zur Bildung von Frostböden.

Die unterschiedliche Wirkung des Bodenfrostes ließ drei verschiedene Formen der Pechrendsina entstehen, wofür die Profile 2 bis 4 als Beispiele dienen sollen. Die typische Pechrendsina kommt auf anstehendem Kalkfels zur Entwicklung, wenn dieser keine Schuttablösungsschicht oder Schuttauflage trägt. Die Hamada-Pechrendsina (F. SOLAR 1960) bildet sich über Kalkschutt, indem der Bodenfrost durch Emporpressen von Schutt ein Steinpflaster über dem Feinboden entstehen läßt. Die Girlandenpechrendsina (F. SOLAR 1960) unterscheidet sich von der Hamadapechrendsina dadurch, daß kleine Schuttpflasterflächen von Rasengirlanden gewissermaßen eingefriedet sind. Die Girlanden sind von einem Feinbodenwulst unterlagert, der hangab stärker ausgebildet ist.

Entscheidend für die Zuordnung zur Pechrendsina ist allein der Aufbau der A₁- und A₂-Horizonte - die Ausbildung der darunter liegenden Basishorizonte ist belanglos. Die einzelnen Pechrendsina-Profilindividuen zeigten auch die größte diesbezügliche Mannigfalt: es treten sowohl vielschichtige Grushorizonte (vereinzelt in Terra fusca-Packung) als auch fester Kalkfels auf.

Profil 2 Typische Pechrendsina.

Standort: Heukuppe - Gipfelplateau.

Seehöhe: 2000 m.

Exposition: 4° W.

Bedeckung: Baum- und Strauchschicht -
Krautschicht 80 %.

Vegetationshöhe: Baum- und Strauchschicht -
Krautschicht 2 - 10 cm.

A₀₀ 2 - 0 cm, Rasenfilz, schwach sauer.

A₁ 0 - 11 cm, schwarz (10 YR 2/1), stärkst humos, Pechmoder, fein-feinstkrümelig, in Wurzelpackung, lose - locker gelagert, stärkst durchwurzelt, keine Regenwurmtätigkeit, schwächst karbonathaltig, schwach sauer, übergehend

A₁C 11 - 37 cm, schwarz (10 YR 2/1), stärkst humos, Pechmoder, homogen, strukturlos gelagert, beim Loslösen richtungslos in Platten und Prismen brechend (Ø 2 - 7 cm) feinstporös, feinstrissig, durchwurzelt, keine Regenwurmtätigkeit, karbonatfrei, schwach sauer. Fester Kalk ab 20 cm anstehend - A₂ greift bis 37 cm in die Karren ein.

C anstehender Wettersteinkalk, schwach angewittert, stellenweise mit Terra-fusca-Coatings. Stark kleinkarrig modelliert.

Anmerkung: A₁ und A₂ unterscheiden sich nur zufolge stärkerer und schwächerer Durchwurzlung. Keine Tonhumuskomplexbildung - allein koprogener Humus vorliegend.

Profil 3 Hamada-Pechrendsina - Schuttpflasterboden.

Standort: Weißer Kogel-Gipfelplateau.

Seehöhe: 1760 m.

Exposition: 10° NW.

Tabelle I

Pflanzenbestände der Bodenprofile des Raxplateaus

(Häufung und Häufungsart im Sinne von BRAUN-BLANQUET, an der Bestimmung der Pflanzen hat Prof. Dr. H. WAGNER mitgewirkt)

Arten	Profil 1	Profil 2	Profil 3	Profil 4	Profil 6	Profil 7	Profil 8	Profil 9	Profil 10
<i>Salix Jacquini</i> Host.	—	—	—	1.3.	2.2.	2.2.	—	—	—
<i>retusa</i> L.	—	2.3.	—	—	—	1.3.	—	—	—
<i>Waldsteiniana</i> Willd.	—	—	—	—	2.2.	—	—	—	—
<i>Agrostis alpina</i> S.	—	—	—	—	1.1.	+	1.2.	—	—
<i>rupestris</i> All.	—	—	—	—	—	1.1.	—	—	—
<i>tenuis</i> S.	—	1.2.	—	—	—	2.1.	—	—	1.1
sp.	—	—	—	+	—	—	—	—	—
<i>Anthoxanthum odoratum</i> L.	—	—	—	—	1.1.	2.1.	1.1.	—	1.1.
<i>Briza media</i> L.	—	—	—	—	—	1.1.	—	—	—
<i>Deschampsia</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>caespitosa</i> L.	—	—	—	—	—	—	—	—	1.2.
<i>flexuosa</i> L.	—	—	—	—	—	—	—	3.3.	—
<i>Festuca</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>pulchella</i> Sch.	—	—	—	—	—	1.1.	—	—	—
<i>rubra</i> L.	—	—	—	—	—	2.1.	—	1.1.	—
<i>Nardus stricta</i> L.	—	—	—	—	—	2.2.	1.2.	+	1.2.
<i>Phleum alp.</i> L.	—	—	—	—	—	—	—	1.1.	—
<i>Poa alpina</i> L.	—	1.1.	—	—	—	1.1.	—	—	1.1.
<i>Sesleria varia</i> W.	—	3.3.	3.2.	2.1.	—	—	—	—	—
<i>Carex atrata</i> L.	—	1.1.	—	1.1.	1.1.	1.1.	1.1.	—	1.1.
<i>capillaris</i> L.	—	—	—	—	—	1.1.	—	—	—
<i>firma</i> Host.	—	2.2.	—	—	—	—	—	—	—
<i>Luzula albida</i> DC.	—	—	—	—	1.1.	—	—	—	—
<i>campestris</i> L.	—	—	—	—	—	1.1.	+	—	—
<i>Achillea millefolium</i> L.	—	—	—	—	—	1.2.	—	—	—
<i>Alchemilla vulgaris</i> L.	—	—	—	—	1.2.	2.2.	—	—	3.3.
<i>Alsine Gerardi</i> Hay.	—	—	—	+	—	—	—	—	—
<i>Androsace chamaejasme</i> W.	—	2.1.	+	—	1.1.	+	—	—	—
<i>Anthyllis vulneraria</i> L.	—	—	+	—	—	—	—	—	—
<i>Arabis alpina</i> L.	2.2.	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Arctostaphylos uva ursi</i> L.	—	—	—	—	4.4.	—	—	—	—
<i>Armeria alpina</i> Willd.	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Aster alpinus</i> L.	—	—	—	—	—	—	—	—	1.1.
<i>bellidiastrum</i> L.	1.1.	—	—	—	—	1.1.	—	—	—
<i>Bartschia alpina</i> L.	—	1.1.	+	—	2.1.	1.1.	—	—	—
<i>Campanula alpina</i> Jacqu.	—	—	—	—	1.1.	—	—	—	—
<i>pulla</i> L.	2.1.	—	—	—	—	—	—	—	1.1.
<i>Scheuchzeri</i> Vill.	1.1.	—	—	—	+	1.1.	+	—	1.1.
<i>Chaerophyllum hirsutum</i> L.	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Chenopodium alpinum</i>	—	—	1.2.	—	—	—	—	—	—
<i>Chrysanthemum alpinum</i>	1.2.	—	—	—	—	+	—	—	—
<i>Crepis aurea</i> L.	—	—	—	—	—	2.2.	—	—	2.1.
<i>Dianthus alpinus</i> L.	—	—	—	+	+	2.1.	—	—	—
<i>Dryas octopetala</i> L.	—	2.3.	—	2.2.	—	—	—	—	—
<i>Erigeron uniflorus</i> L.	—	—	—	—	1.1.	1.1.	—	—	—
<i>Euphrasia picta</i> W.	—	—	—	—	—	3.1.	—	—	1.1.
<i>Gallium lucidum</i> A.	—	—	—	—	—	—	—	—	1.2.
<i>pumilum</i> M.	—	—	—	—	—	1.1.	—	—	—
<i>Gentiana acaulis</i> L.	—	—	—	—	—	2.2.	—	—	—
<i>austriaca</i> K.	—	—	—	—	—	1.1.	—	—	1.1.
<i>pannonica</i> S.	—	—	—	—	—	—	—	—	+
<i>verna</i> L.	—	2.1.	—	—	—	2.2.	—	—	+
<i>Geranium silvaticum</i> L.	—	—	—	—	—	—	—	—	+
<i>Geum montanum</i> L.	—	—	—	—	—	—	—	—	1.1.
<i>Globularia cordifolia</i> L.	—	—	—	—	—	1.1.	—	—	—
<i>Gnaphalium Hoppeanum</i> Koch.	—	—	—	—	—	—	—	—	1.1.
<i>Helianthemum nitidum</i> C.	—	2.1.	—	—	—	2.2.	—	—	—
sp.	—	—	3.2.	—	1.1.	—	—	—	—
<i>Heliosperma alpestre</i> J.	—	—	—	—	—	1.1.	—	—	1.1.
<i>Homogyne discolor</i> J.	1.1.	—	—	—	—	2.2.	2.3.	—	1.1.
<i>alpina</i> L.	—	—	—	—	2.1.	—	—	—	2.3.
<i>Hypericum maculatum</i> Cr.	—	—	—	—	—	—	—	—	1.1.
<i>Loiseleuria procumbens</i> L.	—	3.3.	—	+2.	—	—	—	—	—
<i>Ligusticum mutellina</i> L.	—	—	—	—	—	2.2.	1.2.	1.1.	3.2.
<i>Linum alpinum</i> L.	—	1.1.	—	—	—	—	—	—	—
<i>Myosotis alpestris</i> Sch.	—	1.1.	—	—	—	—	—	—	—
<i>Parnassia palustris</i> L.	—	—	—	—	+	1.1.	—	—	+

Arten	Profil 1	Profil 2	Profil 3	Profil 4	Profil 6	Profil 7	Profil 8	Profil 9	Profil 10
<i>Pedicularis verticillata</i> L.	-	-	-	1.1.	1.2.	-	-	-	-
<i>rostrato-capitata</i> Ctz.	-	2.1.	+	-	-	-	-	-	-
<i>Petrocallis pyrenaica</i> L.	-	-	-	1.2.	-	-	-	-	-
<i>Polygonum viviparum</i> L.	-	2.1.	-	-	-	-	-	-	2.1.
<i>Potentilla aurea</i> L.	-	-	-	-	1.1.	-	-	-	+
<i>clusiana</i> J.	-	2.1.	-	2.2.	-	-	-	-	-
<i>Primula clusiana</i> Tausch.	-	-	1.2.	-	-	3.2.	-	-	-
<i>Ranunculus acer</i> L.	-	-	-	-	-	-	-	-	+
<i>montanus</i> W.	-	2.2.	-	-	1.2.	2.1.	-	-	-
<i>Rumex alpinus</i> L.	-	-	-	-	-	-	-	1.2.	-
<i>Saussurea picta</i>	-	+	-	-	-	-	-	-	-
<i>Saxifraga aizoon</i> Jacqu.	3.3.	-	1.2.	1.1.	-	-	-	-	-
<i>moscatella</i>	-	-	-	+	-	-	-	-	-
<i>rotundifolia</i> L.	2.1.	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Senecio subalpinus</i> K.	-	-	-	-	-	-	-	3.2.	-
<i>Silene acaulis</i> L.	-	-	-	2.2.	1.3.	-	-	-	-
<i>Thymus alpestris</i> Tausch.	-	-	-	-	2.1.	1.1.	-	-	1.2.
<i>praecox</i> Op.	-	-	-	-	-	2.3.	-	-	-
<i>Tofieldia</i> sp.	-	-	-	-	-	2.2.	-	-	-
<i>Trifolium pratense</i> L.	-	-	-	-	-	1.2.	-	-	2.2.
<i>Vaccinium myrtillus</i> L.	-	-	-	-	2.2.	-	1.2.	-	-
<i>Vitis idaea</i> L.	-	-	-	-	-	-	1.2.	-	-
<i>Veratrum album</i> L.	-	-	-	-	1.1.	1.1.	-	-	-
<i>Veronica fruticans</i> Jacqu.	-	-	-	-	-	-	-	-	1.2.
<i>Viola alpina</i>	-	1.1.	-	-	-	+	-	-	-
<i>Viola biflora</i> L.	2.1.	2.1.	-	-	-	+	-	-	-
<i>Cetraria islandica</i>	+	+	+	1.2.	-	3.3.	2.2.	-	2.2.
<i>Cladonia silvatica</i>	-	-	-	-	-	-	+	-	+
<i>Pleurotium Schreberi</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	+
<i>Polytrichum juniperinum</i>	+	+	-	-	1.1.	-	3.2.	-	1.3.

Bedeckung: Baum- u. Strauchschicht -

Krautschicht: Bestände der einzelnen Polster.

C₁ 0-20 cm, Hamadahorizont, mehrschichtiger, grober Schutt.

AC 20/30-30/50 cm, A₁-Material der typischen Pechrendsina mit Schuttbesatz.

A₁C 30/40-40/70 cm, Schutt + eingeschlammtes A₁-Material.

Anmerkung: darunter folgt entweder ein C-Horizont (fester Kalk), oder weitere C₁-Horizonte (verschiedentlich differenzierter Schutt, fallweise auch in Terra fusca-Packung).

Profil 4. Girlanden Pechrendsina.

Standort: Trinksteinboden.

Seehöhe: 1855 m.

Exposition: 4° O.

Bedeckung: „Garten“ Krautschicht -5%.

„Girlande“ Krautschicht -30%.

Veg. Höhe: bei beiden 2-20 cm.

c) Die alpine Polsterrendsina

ist die Rendsinaform, die unter Pioniervegetation auf Hamada-Profilen zur Entwicklung kommt. Sie findet sich unter Polsterpflanzen und ist selbst polsterförmig. Am flachsten sind die Profile unter *Dryas octopetala*, am gewölbtesten unter *Silene acaulis*. Es sind 2 Formen der Polsterrendsina unterscheidbar: eine graue, karbonatreichere unter *Silene acaulis* und eine schwarze unter anderen Pionierpflanzen. Die graue Polsterrendsina ist nicht eine Vorstufe der schwarzen, sondern eine spezielle Ausbildungsform, die in Abhängigkeit von der Pflanzenart entsteht.

Profile 5a, 5b.

Standort: Weißer Kogel Gipfelplateau.

Seehöhe: 1760 m.

Exposition: 10° NNW.

Profil 5a: Graue Polsterrendsina unter *Silene acaulis*. Ungefähr halbkugelförmiger Polster, Durchmesser 20 cm.

A₀ 7-0 cm Mischfarbe dunkelgraubraun (10 YR 4/2), in natürlicher Lagerung gelb (10 YR 8/6), Moder, lose-mehlig, Feinkrümel in dichter Wurzelpackung, karbonathaltig, neutral, übergehend

A₁ 0-3 cm, Mischfarbe dunkelgrau (10 YR 4/1), stark humos, Moder, feinkrümelig, locker, stärkst durchwurzelt, keine Regenwurmtätigkeit, stärkst karbonathaltig, neutral, übergehend

C₁ ab 10 cm, Schutt mit etwas Pechrendsina-material.

Profil 5b: Schwarze Polsterrendsina unter *Dryas octopetala*. Der Polster ist flach gewölbt (Höhe ca. 5 cm) und rundlich (\varnothing 50 cm).
 A₀ 3–0 cm, schwarz (10 YR 2/1), Moder, feinkrümelig zwischen dichtem Netz der *Dryas octopetala*, stark besetzt mit deren Blattabfall, übergehend
 A₁ 0–2 cm, schwarz (10 YR 2/1), stärkst humos, Pechmoder, feinkrümelig, locker gelagert, durchwurzelt, keine Regenwurmtätigkeit, schwächst karbonathältig, übergehend
 AC₁ ab 2 cm Schutt mit etwas Pechrendsina-Material.

Auch innerhalb der Pseudopararendsina sind nach dem Anteil von Terra fusca-Material, nach dem Grade der Vermengung derselben mit Humus und, damit im Zusammenhang, der Humusform drei Varietäten unterscheidbar. Es sind dies:

a) Die alpine Mullpseudopararendsina

mit dem höchsten Terra fusca-Anteil und der besten Vermischung derselben mit dem Humus. Die Humusform ist hier, da ausreichend Ton vorhanden ist, Mull. Die Varietät findet sich nur in flachem Gelände bis 5% Neigung.

Profil 6.
 Standort: Rücken Jakobskogel-Mitterkeil.
 Seehöhe: 1710 m.
 Exposition: 2° NNW.
 Bedeckung: Baum- und Strauchschicht –
 Krautschicht 90%.
 Veg. Höhe: Baum- und Strauchschicht –
 Krautschicht 2–20 cm.
 A₀₀ 3–0 cm, Wurzelfilz, sauer.
 A₁ 0–5 cm, schwarz (10 YR 2/1), stärkst humos, Moder, fein-feinstkrümelig, lose in Wurzelpackung, stärkst durchwurzelt, einzelne Regenwürmer, schwach sauer, schwächst karbonathältig, übergehend
 A₁E 5–10 cm, stark dunkelgraubraun (10 YR 3/2–4/2), stärkst humos, Mull, sandig schluffiger Lehm, schwach plastisch, nicht klebend, undeutlich grobkrümelig, feinporös, stark durchwurzelt, mehrere Regenwürmer, sauer, schwächst karbonathältig, zwischen 2 Schuttlagen übergehend
 A₁EC 10–30 cm, dunkelgraubraun (10 YR 4/2–3/2), stark humos, Mull, sandig schluffiger Lehm, plastisch, nicht klebend, undeutlich grobkrümelig-granulär, porös, einzelne stärkere Wurzeln, einzelne Regenwürmer, schwach sauer, schwächst karbonathältig, starker Grus- und Schuttbesatz, absetzend
 EC ab 30 cm, Schutt und Grus, stellenweise mit Terra fusca-Coatings und -Nestern.

Anmerkung: in dieser Varietät sind 2 Formen ausscheidbar: eine stärker und eine schwächer profildifferenzierte Form – das oben beschriebene Profil gehört zur erstgenannten. Bei der schwächer profildifferenzierten fehlt der A₁EC-Horizont. Dieser setzt sich aus 2 Schuttlagen samt eingeschlammtem E-Material zusammen. E symbolisiert hierbei den Terra fusca Erosionssedimentrest.

Die nicht mineralischen A-Horizonte sind verschiedentlich ausgebildet – sie sind kein Varietätscharakteristikum.

Die Wettersteinkalk-Schuttstücke zeigen unterseits eigenartige Korosionsformen: messerscharfe Zugratung und Kannelürung.

b) Die mullartige Pseudopararendsina

Sie enthält nur einen geringen Anteil an Terra fusca-Material, ihre Humusform ist mullartiger Moder. Man findet sie an Hängen mit mehr als 10% Neigung.

Profil 7.
 Standort: gegen den Lochboden auslaufender Hang des Jakobskogels.
 Seehöhe: 1670 m.
 Exposition: 8° NNW.
 Bedeckung: Baum- und Strauchschicht –
 Krautschicht 90%.
 Veg. Höhe: Baum- und Strauchschicht –
 Krautschicht 2–20 cm
 A₁ 0–5 cm, schwarz (10 YR 2/1), stark humos, Moder, feinkrümelig, lose – locker in Wurzelpaketen, stärkst durchwurzelt, mäßige Regenwurmtätigkeit, schwach sauer, schwächst karbonathältig, übergehend
 A₁E 5–15 cm, stark dunkelbraun (10 YR 2/2), stark humos – mullartiger Moder, grobkrümelig, porös, locker gelagert, stark durchwurzelt, rege Regenwurmtätigkeit, übergehend
 EC ab 15 cm Grus in Terra fusca-Packung, Feinboden braun (10 YR 5/3), sandiger Lehm, blockig scharfkantig, porös, bis 30 cm noch durchwurzelt, mäßige Regenwurmtätigkeit, neutral, stärkst karbonathältig.

Anmerkung: auch diese Varietät läßt sich in 2 Formen gliedern: in die Form auf reinem Kalkschutt und in die Form auf Grus und Schutt in Terra fusca-Packung, das beschriebene Profil gehört der letztgenannten Form an. Die Form auf reinem Kalkschutt zeichnet sich durch eine „Pseudopararendsina-geprägte Feinsedimentdecke“ aus, welche auf losem Solifluktions- oder Moränenschutt ohne miteingeschlossene Terra fusca-Reste lagert.

c) Die Mull-mullartige Pseudopararendsina

Diese zeichnet sich durch starke Uneinheitlichkeit der Humusform eines Horizontes innerhalb ein und desselben Profils aus: es tritt sowohl Mull, als auch mullartiger Moder auf, daneben aber auch sogenannte Tertiäraggregate, d. s. Aggregate welche einen Terra fusca-Kern mit daran lose angeklebtem Moder besitzen. Ihr Profilaufbau weicht nur unwesentlich von den übrigen beiden Varietäten ab. Diese Varietät tritt an Hängen von 5 bis 10% Neigung auf.

Analysen zu den Rendsinaformen des Raxplateaus.¹

Horiz.	pH (KCl)	Karbonat %	org. S.	UK mval 100 g	S-Wert ¹⁾ Boden	V-Wert ¹⁾ %
Alpine Moderrendsina						
A ₁	5,5 (5,5-5,9)	0,0 (0,0-0,1)	51,0 (47,8-51,0)	120,8 (112,1-120,8)	106,6 (93,2-106,6)	88,2 (77,5-89,7)
Alpine Pechrendsina						
A ₁	5,5 (4,1-6,2)	0,1 (0,0-0,2)	56,6 (45,5-66,2)	113,1 (82,6-113,1)	97,2 (52,4-97,2)	97,4 (63,43-97,4)
A ₂	5,5 (4,4-6,6)	0,0 (0,0-0,5)	47,0 (21,0-58,0)	120,3 (66,2-134,0)	92,9 (61,0-101,1)	77,2 (72,61-93,2)
Graue Polsterendsina						
A ₁	7,1	27,0	25,0	nb	nb	nb
Schwarze Polsterendsina						
A ₁	5,6 (5,6-6,2)	1,1 (0,6-1,1)	65,9 (50,0-65,9)	nb	nb	nb
Mull-Pseudopararendsina						
A ₁	5,4 (4,8-5,2)	0,1 (0,0-0,2)	50,7 (21,7-50,7)	61,9 (61,9-77,6)	92,3 (20,0-92,3)	100 (27,1-100)
A ₂ E	5,2 (5,0-5,4)	0,1 (0,0-0,3)	24,8 (5,8-26,5)	87,0 (34,0-87,0)	65,0 (6,5-65)	74,7 (19-89,0)
A ₃ EC	5,8 (5,5-6,1)	0,3 (0,0-0,3)	11,0 (1,6-13,1)	59,3 (38,3-59,3)	48,6 (14,7-UK)	82,0 -
EC	7,0 (6,8-7,2)	3,1 (3,4-15,4)	3,1 (0,4-3,1)	42,3 -	nb -	nb -
Mullartige Pseudopararendsina						
A ₁	5,2 (4,6-5,8)	0,1 (0,1-0,3)	23,5 (27,0-55,2)	64,1 (64,1-112,2)	15,2 (15,2-88,7)	23,7 (70,9-87,8)
A ₂	5,2 (5,2-5,6)	0,0 (0,0-3,0)	15,6 (15,6-23,0)	45,9 (45,9-101,5)	15,6 (15,6-99,9)	33,9 (33,9-100)
EC	7,0	11,9	5,3	nb	nb	nb
Mull-Pseudopararendsina Korngrößen in mm und % des Feinbodens						
	< 0,002		0,002-0,02		0,02-0,2	0,2-2,0
A ₁	nb		nb		nb	nb
A ₂ E	33,2 (17,0-33,2)		40,6 (36,8-49,4)		25,7 (25,7-42,1)	0,5 (0,20-0,9)
A ₃ EC	29,3 (17,3-30,4)		46,3 (34,1-49,7)		24,0 (24,0-34,8)	0,4 (0,4-0,9)

¹ Die S- und V-Werte geben nicht exakt die tatsächlich sorbierten Metallkationen an, da im S-Wert der Großteil des äolisch sedimentierten Kalkes miterfaßt wurde. Diese Werte sind aber trotzdem von Interesse, da sie Aufschluß über den äolisch sedimentierten Kalkanteil der Krume geben.

Die Zahlen in Klammern geben den Schwankungsbereich der Werte an, die bei Analysen von Proben aus einer z. T. beträchtlichen Zahl von Profilen gewonnen wurden.

2. Terra fusca-Böden

Während die Rendsinen stets gewisse Karbonatmengen enthalten, sind die Terra fusca-Böden, wenn man von kolluvialer Einlagerung von Kalkgeröllen absieht, karbonatfrei. Karbonatfreies Material kann auf karbonatische Grundgesteine auf zwei Wegen gelangen: einerseits durch Anreicherung von Lösungsrückständen bei der Lösungsverwitterung des Grundgesteins und andererseits durch Sedimentation. Auf einem aus der Umgebung herausgehobenen, ausschließlich aus Kalk aufgebauten Plateau kann nicht-karbonatisches Material ausschließlich aus der Luft sedimentiert werden. In Hinblick auf den hohen Reinheitsgrad des das Raxmassiv zusammensetzenden Wettersteinkalks muß der Anteil der Lösungsrückstände an der das Plateau weithin bedeckenden Terra fusca als sehr gering angesetzt werden. Man kommt so schon aus theoretischer Erwägung zu dem Schlusse, daß die Terra fusca-Decken der Rax vorwiegend äolisch entstanden sein müssen.

Daß dies tatsächlich so ist, wird durch ihre Korngrößenzusammensetzung und besonders durch ihren Mineralbestand bewiesen.

Die Texturanalyse der Terra fusca zeigt besonders dort, wo wenig verwittertes Material vorliegt, die äolische Sedimente kennzeichnenden hohen Prozentwerte in der Schluff- und Feinsandfraktion.

Der Mineralbestand des Terra fusca des Raxplateaus ist durch Untersuchungen bekannt, die G. FRASL am Inst. f. Bodenforschung der Hochschule f. Bodenkultur in Wien durchgeführt hat. Als Beispiel sei das Ergebnis der Untersuchung eines Terra fusca-Profiles vom Lochboden (Profil Nr. 8) angeführt.

Hier fanden sich in der Korngrößenfraktion von 0,2–0,05 mm in der Reihenfolge ihrer Häufigkeit angeführt die folgenden Minerale:

im Erst., schwere Fraktion	ca. $\frac{1}{4}$ opak $\frac{1}{2}$ durchsichtig: Chromit Rutil grüne Hornblende Epidot (+ Klinozoisit + Zoisit) Granat Biotit Turmalin Staurolith Titanit
leichte Fraktion:	Quarz (überwiegend) Muskowit (häufig) Chlorit Feldspat (meist Albit, z. T. gefüllt, wenig) Biotit (wenig)
im EB _{fos} , schwere Fraktion	ca. $\frac{3}{4}$ opak ca. $\frac{1}{4}$ durchsichtig: Chromit, Limonit, Epidot, Zoisit grüne Hornblende Granat (farblos) Rutil Turmalin Zirkon Staurolith Disthen
Leichte Fraktion:	Muskowit (dünne Plättchen) Quarz (kleine, flache, nichtgerundete Splitter) Plagioklas (gefüllt) Feldspat (idiomorph, autigen).

Die leichte Fraktion umfaßt ca. 95% des Gesamtmineralbestandes. Von G. FRASL wurden noch zwei weitere Terra fusca-Profile des Raxplateaus mit, abgesehen von geringen Abweichungen, gleichem Ergebnis untersucht. Als Herkunftsgebiet der fest-

gestellten Minerale ist das der Rax benachbarte ostalpine Kristallin anzusehen, woher sie nur durch Aufwehung auf das Raxplateau gelangt sein können. Idiomorphe, autigene Feldspate finden sich ausschließlich in älteren Terra fusca-Sedimenten.

Es verdient in diesem Zusammenhange erwähnt zu werden, daß schon LEININGEN (1915) Mineralanalysen von zwei Böden des benachbarten Wiener Schneeberges veröffentlicht hat. Nach LEININGEN handelt es sich um eine „Braunerde“ (wohl Terra fusca) und eine „Roterde“, die Mineralbestimmung wurde von E. WEINSCHENK und V. DE MALHERBE besorgt. Der Mineralbestand beider Böden erwies sich als gleich und ist dem der Terra fusca von der Rax sehr ähnlich. Schon LEININGEN sah sich auf Grund des Mineralbestandes veranlaßt, einen äolischen Transport aus dem Gebiete der kristallinen Schiefer anzunehmen.

Der Besprechung der auf der Rax aus Terra fusca entwickelten Böden muß eine Erläuterung über die zur Horizontbezeichnung verwendeten Symbole vorausgeschickt werden. Da die Terra fusca neben äolischem Material auch aus Lösungsrückständen des karbonatischen Gesteins besteht und deren Anteil mit zunehmender Verunreinigung der Kalke rasch ansteigt, hat FRANZ (1960) für aus Terra fusca entstandene Bodenhorizonte im Anschluß an JUNG (1953) das Symbol E vorgeschlagen. Die Stellung des Horizontes im Profil läßt sich leicht durch Hinzufügen eines zweiten Symbols kennzeichnen, etwa EB, EC usw. Da das karbonatische Grundgestein nicht als Muttergestein der Terra fusca angesprochen werden kann, hat es das Symbol D zu erhalten. P steht für die periporolatativ geprägten Horizonte.

Auf dem Raxplateau haben sich aus Terra fusca-Sedimenten drei verschiedene Böden entwickelt:

- a) die typische Terra fusca,
- b) die podsolige pseudovergleyte Terra fusca,
- c) die gedunkelte Terra fusca.

a) Die typische Terra fusca

weist entweder ein A_0 -, A_1 -, AEB-, EB_{fos} -, ED_{fos} -Profil oder ein A_0 -, A_1 -, $E B_{rel}$ -, $ED_{1 fos}$ -, $ED_{2 fos}$ -Profil auf; die einzelnen Horizonte sind wie folgt ausgebildet:

Der A_1 -Horizont ist wenig mächtig, er ist nach unten meist ziemlich scharf begrenzt, seine Humusform ist Feinmoder.

Der EB_{rel} besteht aus wenig verändertem Terra fusca-Sediment. Er ist dunkelgrau-braun gefärbt, Farbwert 10 YR 4/4. Die Umprägung des Sediments zum Boden äußert sich in der mittelp Prismatischen bis grobblockigen Struktur, die einzelnen Aggregate zerfallen weiter in feinblockige bis granuläre Strukturelemente. Darüber hinaus ist ein feinporiges Gefüge meist deutlich erkennbar. Substanzverlagerungsvorgänge sind an Humuscoatings, Rostflecken und Eisen-Humus-Konkretionen, letztere von geringer Größe und Zahl erkennbar. Erreicht die Humuseinwanderung ein größeres Ausmaß, so verschiebt sich der Farbwert gegen 10 YR 4/2. Bei starker Humusverlagerung erfolgt Dichtschlammung, die Struktur wird dann plattig und es treten in verstärktem Maße Rostflecken und Konkretionen auf.

An der Profilbasis liegen stets Wettersteinkalkschutt- und -grusmassen in Packung von Terra fusca. Auch diese Horizonte lassen noch Humuseinwaschungen erkennen. Vereinzelt treten darunter Rotlehmreste auf.

Für die Dynamik ist die starke Humusdurchwaschung kennzeichnend, sie ist für die geringe Mächtigkeit des A_1 -Horizontes verantwortlich.

Die typische Terra fusca findet sich in flachen Mulden und Tälern und auch noch in flachhängigem Gelände.

Profil 8.

Standort: Lochboden.

Seehöhe: 1670 m.

Exposition; eben

Bedeckung: Baum- und Strauchschicht -
Krautschicht 100 %.Veg. Höhe: Baum- und Strauchschicht -
Krautschicht 2 - 10 cm.

- A₀ 10 - 0 cm, dichter Wurzelfilz auf stark zersetztem Latschenstock, viele Kleintiere, Regenwürmer fehlen.
- AE 0 - 18 cm, braun-dunkelbraun (10 YR 3/3 - 4/3), lehmiger Schluff, schwach plastisch, nicht klebend, stark humos, mittelkrümelig, locker in Wurzelpackung, noch stark mit Pflanzenabfall besetzt, viele Kleintiere, Regenwürmer fehlen, sauer, schwächst karbonathaltig, übergehend
- EB_{rel} 18 - 41 cm, dunkel-gelbbraun (10 YR 4/4), schwach sandiger Schluff, schwach plastisch, nicht klebend, humos, mittelprismatisch - grobblockig, feinstporös, leicht zerdrückbar in Feinstkrümel und mittelkrümelige Wurmlosung (zusammengesetzte Struktur), undeutliche Humus-Coatings, einzelne mikro- und makroskopische Konkretionen (Eisen-Humus), durchwurzelt, Regenwurmtätigkeit, sauer, schwächst karbonathaltig, übergehend
- EB_{fos} 41 - 60 cm, braun (10 YR 4/3), lehmiger Schluff, schwach plastisch, kaum klebend, humos, grobblockig-scharfkantig, zerdrückbar in grobkrümelige Wurmlosung (zusammengesetzte Struktur), schwach feinstporös, Humus-Coatings und einzelne makroskopische Konkretionen (Eisen-Humus), durchwurzelt, Regenwurmtätigkeit, sauer, schwächst karbonathaltig, übergehend
- ED_{fos} 60 - +90 cm, Kalkgrus in Terra fusca-Packung. Feinboden dunkelgelbbraun (10 YR 4/5), sandiger Lehm, plastisch, schwach klebend, mittelblockig scharfkantig, zerdrückbar in dunkle mittelkrümelige Wurmlosung und hellere Grobgranulate mit Kalkgrobandskelett, schwach porös, schwach humos, schwach durchwurzelt, Regenwurmtätigkeit, neutral, stark karbonathaltig.
- Anmerkung: A₀ (vermoderter Latschenstock) überragt das umliegende Niveau bis zu 25 cm.

Der EB_{fos} kann fehlen. E_{rel} und E_{fos} symbolisieren die 2 vorhandenen, verschiedenen alten Terra fusca-Erosionssedimente. Der ED_{fos} kann fehlen oder zusätzlich zum Grus Schutt und Blockbesatz aufweisen. Ferner kann dieses Grobmaterial stärker oder schwächer in Lehm gepackt sein. Mitunter treten als Lehmpackung auch noch Rotlehmreste auf. Öfter sind am Schutt Rotlehmüberzüge festzustellen.

Die verschiedenen E-Horizonte zeigen zusammengesetzte Struktur (de BOODT, 1957), bei stärkerer rezenter Überprägung (Durchschlammung) Zunahme der blockigen Strukturaggregate. Im Extrem zeigen sich bisweilen hüllengefügeähnliche Überzüge, in diesem Fall ist ein sprödes Brechen der Aggregate feststellbar.

b) Die podsolige pseudovergleyte Terra fusca

Sie findet sich in Lagen mit reliefbedingtem Tagwasserstau, d. h. in flachen Dolinen, auf schwachgeneigten Flächen mit kleinwelligem Relief und am flachen Hangfuß.

Die Profile bestehen jeweils aus 3 bis 5 Stockwerken, indem Terra fusca-Sedimentrelikte auf älterem Terra fusca-Sediment und dieses wieder auf Solifluktionsschutt und - Grus in Terra fusca - oder Rotlehmpackung liegt. Durch eine sich über das ganze Profil erstreckende Perkolation von Humus und Sesquioxiden werden alle Horizonte beeinflusst und mehr oder weniger stark umgeprägt. Die Stoffverlagerung findet profilmorphologisch in Anlagerungen und Ausfällungen an den Grenzflächen der Aggregate und Straten, ferner als Coatings, Rost- und Fahlflecken sowie als Eisen (Humus)-Konkretionen ihren Ausdruck. Dabei können Sesquioxyde und Humus entweder getrennt als zwei schmale B-Horizonte oder gemeinsam als Ortsteine oder Konkretionen ausgefällt werden. Sind in das karbonatfreie Substrat Kalkgerölle durch kolluviale Verlagerung eingeschlossen, so kommt es an ihrer Oberseite zur massierten Sesquioxydausfällung. Dies ist offenbar die Folge der rel. Anreicherung von Ca-Ionen im Bereiche des an der Oberfläche deutliche Auflösungserscheinungen zeigenden Kalksteins (vgl. hierzu auch die Arbeit von LOSSAINT 1959). Der sich dabei bildende B₂-Horizont zeigt oft in Anpassung an die Gesteinsoberfläche einen in mannigfacher Weise gebogenen Verlauf.

Die Vielfalt der im Stockwerkaufbau, in der Intensität der Tagwasservergleyung und Podsolierung möglichen Varianten zu beschreiben ist unmöglich, das nachfolgend beschriebene Profil stellt ein Beispiel dar.

Profil 9.

Standort: Scheibwiesc.

Seehöhe: 1650 m.

Exposition: eben - flache Mulde (verschmierte Doline).

Bedeckung: Baum- und Strauchschicht -

Krautschicht 75 %.

Veg. Höhe: Baum- und Strauchschicht -

Krautschicht 2 - 60 cm.

A₀ 3 - 0 cm, Wurzelfilz, sauer

A 0 - 2 cm, schwarz (10 YR 2/1), stärkst humos-Moder, fein-mittelkrümelig, lose in Wurzelpaketen, schmierend, stärkst durchwurzelt, schwache Regenwurmtätigkeit, sauer, schwächst karbonathaltig, mit violetter Humuseinwaschung übergehend.

A₂ EP 2 - 10 cm, Mischfarbe gelbbraun (M 10 YR 5/4), lehmiger Schluff, unplastisch-schmierend, grobblockig (grobgranulär zusammengesetzte Struktur), dicht verschlämmt, spröde brechend, viele deutliche Fahl- und Rostflecken (besonders an horizontalen Bruchflächen), mehrere makroskopische Eisen-Humus Konkretionen, durchwurzelt, vereinzelt Regenwürmer, sauer, karbonatfrei, scharf absetzend.

B_s 10 - 10,6 cm, leuchtend gelbrot (5 YR 5/6).

B_h 10,6 - 11,2 cm, dunkelbraun, stellenweise kohligh schwarz (M 10 YR 3/4), schwer zerdrückbar, in feinblockige Terra fusca-Aggregate mit einem B_h-Kern zerfallend, einzelne hirsegroße rötlichschwarz glänzende Bohnerze, absetzend.

EBP 11,2 - 43 cm, braun (M 7,5 YR 4/4), schluffiger Lehm, plastisch, nicht klebend, schwach humos, grobblockig (granulär zusammengesetzte Struktur), porös, Humus-Coatings an regellos gerichteten Schwundrissen, mehrere deutliche Rostflecken und Eisenkonkretionen, durchwurzelt, starke Regenwurmtätigkeit, sauer, karbonatfrei, übergehend.

EP 43 - 50 cm, Mischfarbe braun (M 7,5 YR 5/2), in natürlicher Lagerung grau (7,5 YR 6,0), in trockenem Zustand schwer zerdrückbar, grobblockig-scharfkantig, dicht, stark fahlfleckig, viele Rostflecken, in 47 cm ein schmaler Roststreifen (B_s), Humusflecken rund um anstehenden Kalk (10 YR 3/3), viele Eisenkonkretionen, einzelne Wurzeln, geringe Regenwurmtätigkeit, viele Kleintiere - insbesondere am anstehenden, scharfkantig und spitz korrodierten Wettersteinkalk.

B_h 50 - 55 cm, dunkelbraun (M 10 YR 3/4), dichte, schwer zerdrückbare Ortsteinschicht,

ED_{fos} 55 - 130 cm, braun (7,5 YR 4/4), plastisch klebend, schwach humos, grobblockig, schwach porös, einzelne Rostflecken und Eisenkonkretionen, geringe Regenwurmtätigkeit, sauer, karbonatfrei, zwischen Karren von stark korrodiertem Kalk greifend

Ab 130 cm Hohlraum bis + 190 cm.

Anmerkung: Es liegt ein Stockwerkprofil vor: der ED_{fos} ist ein fossiles Terra-fusca-Erosionssediment, das hier schwach mit Rotchmresten verengt ist, der ED ist ein rezent verschiedentlich umprägtes Reliktsediment. An der Obergrenze beider Horizonte haben sich mannigfaltig ausgebildete Eluvial- und Illuvialhorizonte gebildet. Die letzteren haben zu Tagwasserstau geführt (der E_{rel} zeigt sowohl an der Ober- wie an der Unterkante Umprägungserscheinungen - an der Oberkante als Folge des Tagwasserstaus, an der Unterkante als Folge des Staus des über dem E_{fos} zuffießenden Hangwassers).

Die zahlreichen profilmorphologischen Abweichungen, die man bei dieser Terra fusca-Varietät auf dem Raxplateau beobachten kann, sind einerseits durch die Vielfalt der übereinander gelagerten Sedimentschichten und andererseits durch den verschiedenen Grad der rezenten Umprägung bedingt. Die stärkste Umprägung weisen die Profile in den flach eingemuldeten, verschmierten Dolinen auf. Schwächere Umprägung bewirkt das Hangwasser, welches an Hangfüßen zufolge des kleinwelligen Reliefs gestaut wird.

c) Die gedunkelte Terra fusca

besitzt ein A₀₀+₀, EB_{rel}, ED_{fos}-Profil. Der A-Horizont beschränkt sich auf eine dünne Streu- und Humusaufgeschicht, die Humusform ist Moder. Der anschließende EB_{rel}-Horizont ist dunkelbraun (Farbe 10 YR 3/3-4/3), weist dieselbe Struktur auf wie typische Terra fusca, lagert aber dichter. Die dunkle Farbe ist die Folge der im Vergleich mit der typischen Terra fusca stärkeren Humuseinschlammung als Folge des Vorkommens an ökologisch frischen Standorten. Die gedunkelte Terra fusca steht hinsichtlich ihrer Merkmale zwischen der typischen Terra fusca und der Mullpseudopararendsina. Der Vergleich mit dieser läßt deutlich erkennen, daß die Entwicklung nicht auf eine Verbraunung der Rendsina hinzielt, sondern durch Humuseinwaschung zum Dunkelwerden der Terra fusca. Die gedunkelte Terra fusca ist auf kleine Flächen mit guter Wasserversorgung des Bodens und auf solche Standorte beschränkt, an denen kein starker Abtrag der Reliktsedimente stattgefunden hat.

Analysen zu den Terra fusca-Formen des Raxplateaus

Horizont	pH (KCl)	Karb. %	Typische Terra fusca			
			org. S.	UK mval 100 g	S-Wert Boden	V-Wert %
A ₁	5,0 (4,5 - 5,4)	0,5 (0,0 - 0,5)	38,1 (24,6 - 38,5)	69,3 (39,4 - 70,7)	54,4 (15,5 - 54,4)	73,9 (34,2 - 76,9)
AEB	5,1 (4,6 - 5,4)	0,4 (0,0 - 0,4)	17,2 (12,1 - 19,4)	39,2 (31,7 - 50,3)	11,3 (11,3 - 17,3)	28,7 (9,2 - 44,0)
EB _{rel}	5,3 (5,1 - 5,3)	0,3 (0,0 - 0,3)	5,3 (4,8 - 7,0)	41,6 (31,7 - 47,5)	2,6 (2,6 - 15,5)	6,3 (6,3 - 39,9)
E _{fos}	5,3	0,2	5,2	41,6	15,3	37,0
ED _{fos}	7,0 (6,0 - 7,0)	8,8 (0,0 - 19,9)	1,5 (1,5 - 3,9)	32,1 (23,4 - 36,3)	102,2 (20,5 - 102,0)	100 (56,5 - 100)

		Korngrößen in mm und % des Feinbodens								
		< 0,002	0,002 - 0,02	0,02 - 0,05	0,05 - 0,2	0,2 - 2,0				
A ₁	nb		nb	nb	nb					
AEB	26,9		46,5	23,1	3,1	0,4				
	(19,3 - 29,4)		(28,6 - 46,5)							
EBrel	27,6		43,9	26,1	2,0	0,4				
	(20,2 - 36,2)		(37,0 - 48,5)	(15,4 - 27,7)	(1,8 - 12,6)	(0,4 - 2,9)				
Efos	25,8		45,2	15,3	9,7	4,0				
		SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	Mn %	CaO %	K ₂ O %	Na ₂ O %	unl. Rst. %	Ki
EBrel	8,8	8,3	8,6	0,03	1,1	0,2	0,3	66,7	1,8	
	(7,9 - 11,1)	(7,2 - 9,3)	(6,5 - 7,9)	(0,03 - 0,05)	(1,0 - 1,7)	(0,2 - 0,4)	(0,3 - 0,6)	(53,1 - 67,4)	(1,8 - 2,1)	
Efos	10,1	10,3	7,9	0,04	1,4	0,3	0,4	65,1	1,7	
	(9,1 - 10,1)	(6,9 - 10,3)	(7,7 - 7,9)	(0,03 - 0,05)	(1,3 - 1,7)	(0,2 - 0,4)	(0,3 - 0,5)	(56,7 - 65,1)	(1,7 - 2,4)	
Horizont		Tagwasservergleyte podsolierte Terra fusca								
		pH (KCl)	Karb. %	org. S.	UK mval 100 g Boden	S-Wert	V-Wert %			
A ₂	4,8	nb	nb	nb	nb	nb	b			
A ₁	4,8	0,1	55,0	56,0	100		-			
	(4,8 - 5,0)	(0,0 - 0,1)	(23,2 - 55)	(32 - 56)	(10,5 - 100)					
AeEP	5,0	0,0	5,4	30,6	2,8		9,2			
	(4,9 - 5,1)	(0,0 - 0,1)	(5,4 - 25,6)	(24,6 - 54,8)	(2,8 - 52,5)		(7,9 - 45,1)			
Fe	5,4	0,0	1,5	4,8	6,3		100			
	(5,1 - 5,5)	(0,0 - 0,0)	(0,6 - 2,1)	(4,8 - 9,7)	(3,4 - 8,2)		(39,0 - 100)			
EBP	5,3	0,0	2,4	29,3	5,2		17,4			
EP	5,2	0,0	1,3	20,0	9,4		47,0			
Efos	5,2	0,0	1,0	27,3	5,2		19,0			
	(4,9 - 5,3)	(0,0 - 0,1)	(0,9 - 4,0)	(26,3 - 42,0)	(5,2 - 25,0)		(14,3 - 80,6)			
		Korngrößen in mm und % des Feinbodens								
		< 0,002	0,002 - 0,02	0,02 - 0,2		0,2 - 2,0				
AeEP	27,6		38,4	28,6		5,3				
	(13,9 - 31,7)		(38,4 - 52,3)	(23,2 - 40,4)		(0,8 - 5,3)				
Fe	25,4		45,4	23,2		6,9				
	(22,3 - 25,6)		(24,2 - 47,0)	(23,3 - 23,7)		(6,5 - 7,4)				
EBP	32,8		43,7	21,6		1,9				
EP	30,7		44,2	24,1		1,0				
EDfos	41,4		38,1	19,2		1,2				
	(23,9 - 38,0)		(37,3 - 49,2)	(19,2 - 27,9)		(0,1 - 1,2)				
		SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	Mn %	CaO %	K ₂ O %	Na ₂ O %	unl. Rst. %	Ki
AeEP	8,6	10,7	7,0	nb	1,8	0,3	0,2	60,4	1,4	
Fe	7,3	12,4	8,3	0,04	nb	nb	nb	nb	nb	
EBP	9,4	9,4	6,8	0,02	1,7	0,3	0,2	69,2	1,6	
EP	8,8	13,6	5,7	0,02	1,6	0,3	0,3	67,8	1,1	
EDfos	11,9	10,6	9,2	0,02	2,0	0,3	0,3	60,5	2,1	

3. Die Rotlehme

Wir fassen unter dem Begriff Rotlehm rote, plastische, dichte, schlammstoff- und sesquioxidgehaltige Böden zusammen, die im wesentlichen der von W. KUBIENA gegebenen Definition des Rotlehms und den plastic soils BENNETTS entsprechen. Unter den Rotlehmvorkommen auf der Rax gibt es in geringer Zahl und enger räumlicher Begrenzung Rotlehme in situ, die teils noch die heutige Bodendecke bilden, demnach Reliktböden sind, teils unter Terra fusca begraben liegen und somit zu den fossilen Böden gehören. Daneben finden sich auf der Rax Rotlehmsedimente, die in der Mehrzahl wahrscheinlich mehrmals umgelagert wurden. Weiteste Verbreitung haben spärliche in Kalkschutt- und -grus eingemengte Reste von Rotlehmrosionssedimenten, sowie Rotlehmfüllungen in schmalen Spalten und Rissen des Kalkgesteins. Die Rotlehme der Rax haben eine verschiedene Beschaffenheit und gehören zweifellos Rotlehmdecken verschiedenen Alters an.

Einer ältesten auf der Rax erhaltenen Rotlehmgeneration ist ein tiefgründiger Rotlehm zuzurechnen, der sich aus einem Augensteinschotter enthaltenden Sediment ent-

wickelt hat. Ein nahezu in ursprünglicher Lage erhaltenes Vorkommen wurde von F. SOLAR (1960) vom Haberfeld SW des Bißkogels, 1910 m, in der Nähe der niederösterreichisch-steirischen Landesgrenze festgestellt und eingehend beschrieben. Die zu große Entfernung vom Ausgangspunkt der Exkursion gestattet es leider nicht dieses Vorkommen zu besichtigen.

Eine weniger tiefgründige Rotlehmform wahrscheinlich gleichen Alters hat sich aus Kalksandstein entwickelt, der an verschiedenen Stellen in Form von Bänken bzw. größeren Linsen in den Wettersteinkalk eingelagert ist. Ein solches Vorkommen findet sich auf dem vorderen Raxplateau am SSW-Hang des Hofhalkkogels in nächster Nähe des Lochbodens (Profil 10). Der Rotlehm ist dort größtenteils von Terra fusca überlagert, auf einer beschränkten Fläche steht er unmittelbar an. Wo dies der Fall ist, hat sich ein schwach humoser, durch die Vermischung von Rotlehm mit Humus dunkel rotbraun gefärbter A-Horizont entwickelt, darunter folgt ein intensiv rot gefärbter, dichter, sehr plastischer und stark klebender (B)-Horizont (Farbe 10 YR4/5), darunter ein gelbbrauner, stellenweise rötlicher oder auch grauer Horizont zersetzten Grundgesteins, der nach W. KUBIENA (1954) als Matadero-Horizont zu bezeichnen ist. W. KUBIENA bezeichnet mit diesem Namen dichte, wenig wasserdurchlässige, luftarme C_1 -Horizonte mit guter chemischer Verwitterung und Tonbildung, aber geringer Oxydation, wie sie in Böden der feuchten Tropen häufig vorkommen. Er bezeichnet die Matadero-Horizonte mit dem Symbol C_m . Rotlehme, die einen C_m -Horizont besitzen, nennt er Matadero-Rotlehme. In unserem Profil folgt unter dem C_{1m} -Horizont als C_2 der unzersetzte Kalksandstein. Die Mineralanalyse zeigt eindeutig, daß dieser Kalksandstein das Muttergestein des Rotlehms ist. G. FRASL fand:

- im (B)-Horizont: opak: Erze
 durchsichtig: autigener Quarz (ausschließlich)
 im C_{1m} -Horizont: opak: Erze
 durchsichtig: Quarz (nur z. T. autigen)
 Karbonat (schwer löslich)
 im C_2 -Horizont: opak: einzelne Erze
 durchsichtig: autigener Quarz (ausschließlich).

Eine deutlich weniger weit entwickelte jüngere Rotlehmform hat F. SOLAR noch in situ auf der Ebenheit der Kote 1742 SE Krummtalgraben gefunden und beschrieben (Profil 11). Die beiden besprochenen Profile seien nachfolgend beschrieben.

Profil 10: Matadero-Rotlehm:

Standort: SSW-Hang des Hofhalkkogel.

Seehöhe: 1670 m.

Exposition: flacher Absatz im Hang.

Bedeckung: Baum- und Strauchschicht -

Krautschicht 50 %

Veg. Höhe: Baum- und Strauchschicht -

Krautschicht 2 - 10 cm.

- A(B) 0 - 8 cm, dunkelrotbraun (5 YR 3/3), toniger Lehm, plastisch, schmierig-klebend, humos, mittelgranulär, locker gelagert, durchwurzelt, mäßige Regenwurmtätigkeit, sauer, schwächst karbonathaltig, übergehend
 (B) 8 - 20 cm, rot (10 YR 4/5), Ton, gut plastisch, stark klebend, schwächst humos, grobplattig-feinblockig scharfkantig, schwach feinpörös, einzelne Eisenkonkretionen, schwächst durchwurzelt, keine Regenwurmtätigkeit, schwach sauer, schwächst karbonathaltig, übergehend
 C_m Mischfarbe gelbbraun (im Mittel 10 YR 5/6 - 6/4), in natürlicher Lagerung gelb erscheinend, entlang der Aggregatgrenzen stellenweise rötlich, Ton, gut plastisch, klebend, durchsetzt mit stark verwittertem Sandstein, sehr dicht, mittelblockig-grobplattig, mehrere Eisenkonkretionen, keine Durchwurzlung und Regenwurmtätigkeit, schwach sauer, schwach karbonathaltig, mit gelben sandigen Partien (10 YR 6/6) übergehend
 C ab 40 cm schwach violettgrauer, dünnplattiger Kalksandstein, stellenweise gelb verwittert.

Anmerkung: zwar flachgründiges, aber typisches Profil für Matadero-Verwitterung. Über die ganze Rax lassen sich diese Matadero-Zersetzungen als Reste verfolgen - es läßt sich jedoch nicht entscheiden, ob das Ausgangsmaterial aus diesem Kalksandstein oder aus Augensteindecken bestand.

Auch auf Augensteinen lassen sich vollständige und weit mächtiger entwickelte Profile (bis 2 m) feststellen. Auch hier lagert ein typischer Rotlehmhorizont über nun mehrfach - hinsichtlich des Verwitterungsgrades - gegliederten Matadero-Horizonten. An der Basis ist kristalliner Grobsand mit einzelnen faustgroßen Schotterstücken vorhanden. Vielfach läßt sich als oberster Horizont ein Terra fusca-Rotlehm-Mischpaket feststellen (7,5 - 5 YR 5/6).

Profil 11: Schwach entwickelter Rotlehm:
 Standort: Ebenheit der Kote 1742 SE Krummtalgraben
 Seehöhe: 1740.
 Exposition: eben -
 Bedeckung: Baum- und Strauchschicht -
 Krautschicht 95 %, Lägerwiese.
 Veg. Höhe: Baum- und Strauchschicht -
 Krautschicht 50 cm.

A-A₀EP-EBrel-Efos, -Rezent umgeprägtes Terra fusca-Reliktsediment und fossiles Sediment.
 Efos, darunter liegendes solifluidales Sand-Schotterpaket in Lehmpackung.

(B)fos 55-80 cm, kräftig braun (7,5 YR 4/6), stellenweise dunkler (7,5 YR 4/3), toniger Lehm, plastisch, klebend, schwach humos, feinklockig-scharfkantig, Bruch andeutungsweise muschelig, dicht (vereinzelte Feinporen), stellenweise sandige Streifen (z. T. ortsteinähnlich verfestigt mit tief-schwarzen Flecken), einzelne Konkretionen, einzelne Wurzelhaare, keine Regenwurmtätigkeit, schwach sauer, schwächst karbonathaltig, scharf absetzend.

CC_mfos 80 + 210 cm, kräftig braun (7,5 YR 5/6-4/6), stark grobsandiger Lehm mit starkem Schotter- und Kiesbesatz. Schwächst humos, undeutlich mittelblockig - plattig, locker gelagert, einzelne Konkretionen, einzelne Humusflecken, einzelne tonigere Partien, sauer, karbonatfrei.

Anmerkung: Bfos und CC_mfos entsprechen einem vollständigen Rotlehm-Profil. Es kam dadurch zustande, daß die primär vorhandenen typischen Rotlehmhorizonte wegerodiert wurden - aus dem Mataderoersatz bildete sich daraufhin neuerlich diese Varietät, die jedoch in der Entwicklung, zufolge Klimaänderung, stecken blieb.

Eine dritte Varietät - die Rumpfvarietät - setzt sich aus typischen Rotlehmhorizonten in allochthoner Lagerung auf Wettersteinkalk-Schuttmassen zusammen. Sie entstand durch Kappung vollständiger Matadero-Profile und Abtransport der typischen Rotlehm-Horizonte über D-Material.

Analysen zu den Rotlehm-Profilen

(Bei den typischen Rotlehm-Horizonten ist in Klammern auch die Streubreite der Rumpfvarietät berücksichtigt)

Matadero-Rotlehm									
Horizont	pH (KCl)	Karb. %	org. S. %	UK mval 100 g Boden	S-Wert	V-Wert %			
AB	5,3	0,1	6,8	44,0	21,5	48,7			
(B)rel	5,4 (4,4-6,4)	0,1 (0,0-0,5)	0,7 (0,9-7,0)	31,3 (31,3-37,4)	10,2 (1,4-29,1)	32,6 (3,7-89,5)			
C _m	5,0 (4,4-5,6)	0,5 (0,2-0,3)	0,5 (0,4-0,5)	29,0 (10,3-28,6)	24,6 (7,6-20,3)	84,8 (33,6-84,8)			
Korngrößen in mm und % des Feinbodens									
	< 0,002	0,002-0,02	0,02-0,2				0,2-2,0		
AB									
(B)rel	60,3 (52,7-79,7)	20,1 (10,7-29,2)	19,1 (9,0-15,9)				0,5 (0,6-2,2)		
C _m	40,3 (26,1-49,1)	31,1 (19,8-34,1)	26,0 (14,6-25,2)				2,6 (28,9-2,2)		
SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃ , MnO, CaO, K ₂ O, Na ₂ O, unl. Rst., Ki *)									
(B)rel	16,0 (14,6-17,6)	10,6 (9,2-13,6)	10,2 (8,6-11,5)	nb nb	1,5 (0,3-2,2)	0,4 (0,2-3,2)	0,4 (0,3-0,6)	59,0 (43,0-63,0)	2,6 (2,6-2,9)
C _m	16,4 (6,2-17,0)	10,0 (4,4-14,4)	7,3 (3,0-8,6)	nb	2,0 (2,0-2,1)	0,8 (0,8-3,4)	1,0 (0,3-1,0)	55,9 (55,4-75,4)	2,8 (1,8-3,1)
C	1,1	3,1	2,2	nb	nb	nb	nb	5,4	0,6
Schwach entwickelter Rotlehm									
Horizont	pH (KCl)	Karb. %	org. S. %	UK mval 100 g Boden	S-Wert	V-Wert %			
Efos	4,6	0,1	0,6	15,5	3,7	23,9			
(B)fos	5,5	0,1	2,3	32,4	16,4	50,6			
Fe	4,6	0,0	0,3	nb	nb	nb			
CC _m	4,9	0,0	0,3	12,0	4,1	34,2			

*) Ki ist der Quotient aus SiO₂:Al₂O₃.

Korngrößen in mm und % des Feinbodens

	<0,002	0,002 – 0,02	0,02 – 0,2	0,2 – 2,0
Efos ₂	17,4	10,2	41,9	30,5
(B)fos	30,8	33,0	35,0	1,3
Fe	13,8	7,1	38,1	41,0
CCm	16,5	12,5	40,8	30,2

In der rezenten Entwicklung der Böden auf dem Raxplateau spielen Erosion und Bodenfrost eine maßgebende Rolle. Innerhalb der Erosionsvorgänge kommt der Hangabspülung die größte Bedeutung zu. An Hängen mit über 30° Neigung kommt es dort, wo die Vegetationsdecke unterbrochen ist, sei es von Natur aus durch anstehenden Fels oder aufliegende Steine, sei es durch den Betritt durch Weidetiere oder den Menschen durch das oberflächlich ab rinnende Wasser zur Bodenerosion. Es wird die Bodendecke angegriffen und das Profil durch Rillenerosion schließlich bis zum festen Gestein durchschnitten. Als besonders leicht erodierbar erweist sich die Pechrendsina. Hat die Rillenerosion bis zum kaum durchwurzelten A₂-Horizont in die Tiefe gegriffen, so wäscht sie diesen seitlich und rückschreitend aus, dabei den intensiv durchwurzelten A₁-Horizont unterspülend. Ist der A₁-Horizont tief genug unterwaschen, dann verliert er den Halt, bricht ab und wird nun auf dem nach Abtransport des A₂ freigelegten Schutt langsam hangabwärts getriftet. Da auch der Schutt, der Hangabspülung unterliegt, ja sich rascher bewegt als die Rasenstücke, wirken diese als Barrieren, an denen sich der Schutt staut. Dabei werden die Rasenstücke meist mehr oder weniger stark aufgehoben, es kommt zur Bildung von Hangtreppen, an denen sich neben Schutt auch von oben nachgeschwemmtes A₂-Material sammelt. Der Erosionsvorgang wird durch Kammeisbildung noch beschleunigt, da, wie F. SOLAR im Spätherbst beobachtete, beim Gefrieren des Bodens an den Anrißstellen das Eis aus dem A₂-Horizont herauswächst und dabei Bodenkrümel vor sich herschiebt.

Es darf nicht unerwähnt bleiben, daß dem geschilderten Erosionsablauf die Lebendverbauung durch Pionierpflanzen entgegenwirkt. Besonders wirksam sind kriechende Weiden, daneben aber auch *Dryas octopetala*, *Carex firma*, *Silene acaulis* und andere. Sie führen häufig schon eine Verankerung der unterwaschenen Rasenstücke herbei, bevor diese abbrechen. Unter Wald oder Krummholz unterbleibt die Hangabspülung vollständig.

Da die Terra fusca- und Rotlehmdecken an steilen Hängen fast überall bereits der Erosion zum Opfer gefallen sind, lassen sich an ihnen keine ähnlichen Beobachtungen machen. Wo auf Flächen mit geringer Neigung, etwa durch Betritt auf Wegen, die Vegetation ganz oder teilweise zerstört ist, kommt es auf Terra fusca zur Erosion durch den Aufprall der Regentropfen. Diese rauhen die Bodenoberfläche auf und das abfließende Wasser reißt Bodenteilchen mit sich. Dieselben werden nie weit transportiert, sondern die Verfrachtung endet mit der Ablagerung in Form eines flachen Schwemmkegels auf der nächsten vom Wasser erreichten Ebenheit. Die so gebildeten Schwemmkegel sind stets mit *Poa annua* bestanden (z. B. unterhalb des Lochbodens am Beginn der Scheibwiese). Da die Erodierbarkeit proportional ist dem Sand- und Schuttgehalt, dagegen umgekehrt proportional dem Tongehalt (BOUYOUOS 1935), ist klar, daß die tonärmere Terra fusca von der Erosion stärker betroffen wird als der Rotlehm.

Neben den Wirkungen der Hangabspülung lassen sich auf der Rax auch die in der Literatur viel besprochenen des Bodenfrostes beobachten. So treten, wie schon beschrieben, einerseits Schuttpflasterböden und andererseits Girlandenböden und zwar ausschließlich auf Pechrendsina auf. Dies beruht offenbar auf einem engen Zusammenhang zwischen der hochgradigen Kolloidbeweglichkeit dieser Böden und der Bodenfrostwirkung.

Bei den Schuttpflasterböden wird durch den Frost der Grobschutt an die Ober-

fläche gehoben, so daß schließlich die Pechrendsina unter ihm begraben liegt. Dort, wo nur *Carex firma*, *Dryas octopetala* und *Silene acaulis* als Pioniervegetation auftreten, kommt es zur Bildung einer Polsterrendsina auf dem Schuttpflaster. Wo, wie an der NO-Flanke des Weißen Kogels, Legföhren bis in den Bereich der Frostböden emporreichen, ist über der Schuttdecke eine geringmächtige Tangelrendsina in Entwicklung begriffen.

Die Girlandenböden sind den Hangtreppenböden sehr ähnlich, sie entstehen aber auch in ebenem Gelände. Mit zunehmender Hangneigung gehen sie in die Hangtreppenböden über.

Typische Frostböden finden sich auf der Rax erst von 1700 m aufwärts, sie sind besonders schön am rückwärtigen Raxplateau entwickelt, das leider auf der Exkursion nicht besucht werden kann.

Die Exkursionswege (vgl. Abb. 1)

Schon auf dem Wege von der Bergstation der Seilbahn zum Ottohaus befinden wir uns in einem Gebiete, in dem Terra fusca weithin den anstehenden Kalkfels und den darüber lagernden Solifluktionsschutt bedeckt. Wir wollen uns hier nicht aufhalten, sondern das Ottohaus links lassend auf den über die Seehütte zum hinteren Raxplateau führenden Wege bis zum Lochboden gehen.

Der Lochboden ist eine flache Mulde mit ebenem Boden. Er liegt am N-Fuß des Jakobskogels in 1670 m Höhe und ist von stark beweidetem Rasen bewachsen. Auf dem ebenen Boden und in seiner Umgebung kann man die Mehrzahl der am Raxplateau vorkommenden Böden in repräsentativen Profilen studieren. Der Pflanzenbestand der einzelnen Standorte ist aus Tabelle I ersichtlich.

Die ebene Fläche des Lochbodens ist von Terra fusca-Sedimenten bis zu 1 m Mächtigkeit bedeckt. Meist ist auf ihnen die Terra fusca in ihrer typischen Form entwickelt (Prof. 8), stellenweise ist aber auch eine leichte Beeinflussung durch Tagwasser bemerkbar.

Die Hänge in der Umgebung tragen überwiegend Rendsinen. Profil 1 vom W-Rand der Senke wurde als Beispiel einer alpinen Moderrendsina, Profil 7 vom Hangfuß des Jakobskogels als Beispiel einer mullartigen Pseudopararendsina beschrieben.

Eine Doline am W-Rande des Lochbodens und zugleich am Hangfuß des Mitterkeils gelegen, enthielt bei ihrer Untersuchung eine Füllung mit Bodenmaterial von folgendem Profilaufbau:

A	0–5 cm, schwarz (10 YR 2/1), stärkst humos, mullartiger Moder, schmierig, fein mittelkrümelig, locker gelagert, gut durchwurzelt, mäßige Regenwurm-tätigkeit, geringer Schuttbesatz, sauer, karbonatfrei, übergehend
AEB ^{rel}	5–15 cm, dunkelbraun (10 YR 3/3–4/3), stark sandiger Lehm, schwach plastisch, schmierig, stark humos, undeutlich mittelblockige Tertiäraggregate (Lehmkern und angelagerte Wurmlösung), porös, partienweise dicht, einzelne Sesquioxid-Humuskonkretionen, Humus- und Rostflecken, stark durchwurzelt, mäßige Regenwurm-tätigkeit, geringer Schuttbesatz, schwach sauer, karbonatfrei, allmählich übergehend
EB ^{fos}	15–50/65 cm, Mischfarbe dunkel graubraun (10 YR 4/2), Lehm, schwach plastisch, etwas klebend, humos; undeutlich scharfkantige, verhärtete, mittelblockige Aggregate; mittelkrümelige Interstruktur, schwach porös, partienweise dichter und bindiger, mit einzelnen rostfleckigen und z. T. konkretionär verhärteten Holzsplittern besetzt, vereinzelt Wurzeln, geringe Regenwurm-tätigkeit, sauer, karbonatfrei
Fe	55/56–65/66 cm, stark verhärtete Eisenhumusortsteinschicht mit Doppelschichtung zu je 0,5 cm: oberseits rot (2,5 YR 4/8) unterseits schwarz (2,5 YR 2/1), spitzbogenartiger Verlauf mit einer Amplitude von ca. 10 cm, ungefähr in der Mitte des Profiles talseits unter nächsten Horizont tauchend
E ^{fos}	ca. 60–70/90 cm, Mischfarbe dunkel graubraun (2,5 YR 4/2–3/2), toniger Lehm, plastisch, etwas klebend, schwach humos, grobblockig, z. T. knollige Aggregate (Durchmesser 10 cm) mit muscheligen Bruch und konzentrischen Anlagerungszonen von folgendem Aufbau: außen graubraun – humos; darunter rostig–rostbraun; Kern dunkel graubraun; dicht, partienweise porös, der muschelige Bruch ist feintrissig geadert, mit Rostflecken und z. T. konkretionär verhärteten Holzsplittern durchsetzt, ganz vereinzelt Wurzeln und Regenwürmer, sauer, karbonatfrei, mit angedeutetem Mischhorizont übergehend, talseits mit Eisenhumusortsteinschicht scharf absetzend
Fe	Eisenhumusortsteinschicht; äquivalent der vorigen
EA ^{fos}	70/90–100/190 cm, braunschwarz (10 YR 2/2), schwach feinsandiger Lehm, plastisch, etwas klebend, stark humos, undeutlich grobplattig und knollig (Durchmesser 10 cm), muscheliger

Bruch (Anlagerungszonen nicht mehr so deutlich wie im vorigen), dicht, besetzt mit ferretisierten, wirt liegenden Ästen und einem ferretisierten Baumstrunk (Durchmesser 60 cm), die ferretisierten Rinden sind dreigeschichtet und zwei cm stark, von außen nach innen lösen sich ein rostiger, ein tief schwarz glänzender und wieder ein rostiger Kreisring ab, der Strunkkern ist hell gelbbraun (10 YR 6/4), ein Seitenarm des Fe verbindet sich mit der ferretisierten Strunkrinde, nicht durchwurzelt, keine Regenwurmtätigkeit, schwach sauer, karbonatfrei, scharf absetzend

D₁ 100/190 - + 210 cm, Wettersteinkalkgrus, z. T. mit Rotlehmcloatings und kleinen Terra fusca-Nestern.

Anmerkung: Die beiden E_{fos}-Horizonte entsprechen Mischhorizonten von Terra fusca und Mafadero-Horizontmaterial. Der D₁-Horizont fällt unter 45° gegen den Lochboden ab. Der Spitzbogenverlauf des Fe ist auf das Zusammensinken des sperrigen Holzes im EA_{fos} zurückzuführen. Der Profilaufbau entspricht einem auf den Kopf gestellten Profil mit nunmehr hängenden Basishorizonten. Die knolligen Strukturen sind einerseits auf die Anlagerung des Bodens an organische Reste, andererseits auf die Preßwirkung zurückzuführen. Terra fusca-Material im D₁ nach unten zunehmend.

Horizont	pH KCl	Karbonat %	org. S. %	UK mval/100 g Boden	S-Wert	V-Wert %
A	5,0	0,0	40,9	93,4	70,1	75,1
AEB _{rel}	5,6	0,0	12,3	48,6	nb.	nb.
AB _{fos1}	5,3	0,0	7,3	40,0	22,8	57,0
Fe	5,5	0,0	3,5	2,8	nb.	nb.
E _{fos2}	5,3	0,0	5,3	32,4	23,0	70,9
EA _{fos}	5,7	0,0	12,9	52,5	49,7	94,7
ED ₁	7,0	nb.	nb.	nb.	nb.	nb.

Horizont	Korngröße in mm und % des Feinbodens			
	< 0,002	0,002 - 0,02	0,02 - 0,2	0,2 - 2,0
AEB _{rel}	19,38	31,17	47,69	1,76
AB _{fos1}	25,9	23,73	39,17	1,2
Fe	23,9	27,23	33,17	15,70
E _{fos2}	29,95	35,08	33,03	1,94
EA _{fos}	26,70	26,40	45,32	1,58

Der Profilaufbau läßt erkennen, daß es sich um eingeschwemmtes Material handelt, welches im Zuge einer schrittweise tiefer greifenden Erosion in inverser Lagerung zum Absatz gekommen ist. Der A_{fos} ist durch Prof. Dr. F. FLORSCHÜTZ (Velp, Holland) auf seinen Pollengehalt untersucht worden, wobei sich ergab, daß er 54,7% Baumpollen und 45,3% Nichtbaumpollen enthält. Das Pollenspektrum zeigte überraschenderweise folgende Zusammensetzung:

<i>Abies</i>	19 %	<i>Corylus</i>	13 %
<i>Alnus</i>	34	<i>Gramineae</i>	5
<i>Betula</i>	8	<i>Cyperaceae</i>	1
<i>Fagus</i>	3	<i>Filices</i>	5
<i>Picea</i>	15	<i>Artemisia</i>	1
<i>Pinus</i>	13	<i>Compositae</i>	3
<i>Quercus</i>	6	<i>Galium</i>	1
<i>Tilia</i>	1	<i>Rumex</i>	1
<i>Ulmus</i>	1	<i>Typha angustifolia</i>	1
		<i>Umbelliferae</i>	1
		<i>Varia</i>	1

FLORSCHÜTZ (i. l.) bezeichnet dieses Spektrum als „den Pollenregen eines gemischten Waldes, der unter günstigen Klimaumständen wuchs.“ Es kann mit großer Wahrscheinlichkeit angenommen werden, daß dieser Wald in der Übergangszeit zwischen Atlantikum und Subboreal im Raxgebiet bestanden hat, d. h. in der Periode des Höchststandes der Höhengrenze der Holzarten in den Alpen.

Der fossile A-Horizont unterlag wahrscheinlich in Verbindung mit einer Waldzerstörung dem Abtrag, worauf ihm der mit Holz durchsetzte zugehörige EB_{fos2} als der ursprüngliche Unterboden folgte. Es ist durchaus möglich, daß die Erosion durch menschliche Eingriffe in frühgeschichtlicher Zeit ausgelöst wurde, wie das an anderen Stellen der Alpen nachgewiesen ist. Sichere Zeichen menschlicher Eingriffe in weiter zurückliegenden Zeitabschnitten sind allerdings auf der Rax bisher nicht gefunden worden.

Für die Tatsache, daß heute unter dem Einfluß der künstlichen Zurückdrängung der Bewaldung und der Einwirkung der Beweidung die Erosion weiter fortschreitet, lassen sich auf dem Lochboden selbst und in seiner Umgebung zahlreiche Nachweise erbringen. Die Exkursion wird Gelegenheit geben, darauf an Ort und Stelle näher einzugehen.

In nächster Nähe des Lochbodens am SSW-Hang des Hochhaltkogels, 1670 m, befindet sich das einzige uns am vorderen Raxplateau bekannt gewordene Vorkommen eines Matadero-Rotlehmes (Profil 10). Es soll auch dieses besichtigt werden. Der Rotlehm steht an einem Fußweg unmittelbar an, in der Umgebung ist er von Terra fusca in geringer Mächtigkeit überlagert.

Auf dem breiten vom Lochboden zur Scheibwiese und weiter zur neuen Seehütte führenden Wege liegt die Terra fusca infolge des ständigen Betrittes stellenweise ohne Vegetationsbedeckung zutage. Hier kann man die Erosionswirkung des aufprallenden Regens sehr gut beobachten. Die im trockenen Zustande ziemlich glatte Bodenfläche wird bei einsetzenden Niederschlägen aufgeraut. Weiterer Regen führt dazu, daß Bodenteilchen im Niederschlagswasser suspendiert und mit diesem abgeführt werden. Das kann rhythmisch geschehen, wenn die Tropfen bei Strichregen bald heftiger, bald sanfter auftreffen. Der Transport erfolgt auf geringe Entfernung, er findet an hangab gelegenen, flachen Einmündungen oder kleinen Ebenheiten sein Ende und führt dort zur Aufschüttung eines mit *Poa annua* bewachsenen Schwemmkegels. Ein solcher ist unterhalb des Lochbodens am Beginn der Scheibwiese zu sehen.

Diese ist wie der Lochboden von Terra fusca-Sedimenten bedeckt. Die Terra fusca hat sich vor allem in den Dolinen stockwerkartig in mehreren Sedimentgenerationen übereinander gelagert. Dabei kam es zur Bildung podsoliger, pseudovergleyter Terra fusca-Formen, wofür Profil 9 ein Beispiel darstellt. Dieses Profil soll, wenn es Witterung und Zeitplan gestatten, besichtigt werden.

Von der Scheibwiese wird die Exkursion zum Ottohaus zurückkehren, um nach der Mittagspause eine Kammwanderung über den Jakobskogel zum Weißen Kogel und allenfalls zur Preinerwand durchzuführen.

Auf dieser zweiten Exkursion wird der höchste Teil des vorderen Raxplateaus besucht, der mit dem Gipfel des Jakobskogels 1736 m und mit dem Weißen Kogel 1760 m erreicht. Hier können alpine Rendsinaformen und Frostböden studiert werden, wenn auch nicht in so schöner Ausprägung wie auf dem höheren rückwärtigen Plateau. Die günstigste Beobachtungsstelle bildet die Gipfelfläche des Weißen Kogels. Von hier ist Profil 3 als Beispiel einer Hamada-Rendsina beschrieben worden. Auch alpine Polsterrendsinen (vgl. Profil 5a u. b) treten hier reichlich auf. Girlandenpechrendsinen und solche, die kein Steinpflaster tragen, könnten leider nur auf dem rückwärtigen Raxplateau gezeigt werden.

Vom Weißen Kogel muß, um Zeit zu sparen, der kürzeste Weg zur Bergstation der Seilbahn benützt werden. Er führt über den Jakobskogel zum Ottohaus zurück und von da auf dem Fahrweg hinab zur Seilbahn. Der Weg schneidet gleich unterhalb des Ottohauses mächtige Schichten von Solifluktionsschutt an, die vom Jakobskogel bis hierher abgeglitten sind. Die tieferen Schichten dieses Solifluktionsschuttes lassen Beimengungen von Terra fusca-Material erkennen.

Literatur

- BOUYOUKOS, G. I.: The clay ratio as a criterium of susceptibility of soils to erosion. Journ. Americ. Soc. Agron. 27, 1935, 738 ff.
- CORNELIUS, H. P.: Geolog. Karte des Raxgebietes und Erläuterungen hiezu. hg. v. d. Geologischen Bundesanst. Wien 1936.
- DOSCH, F.: Färbeversuch Hochschneeberg 1955. Gas, Wasser, Wärme 10, 1956.
- FRANZ, H.: Feldbodenkunde als Grundlage der Standortsbeurteilung und Bodenwirtschaft mit besonderer Berücksichtigung der Arbeit im Gelände. Wien 1960, XII u. 583 S.
- JANIK, V. u. H. SCHILLER: Charakterisierung typischer Bodenprofile der Gjaidalm. Mitt. Österr. Bodenk. Ges. Wien Heft 4, 1960, p. 31-44.
- JENNY, H.: Hochgebirgsböden. Blancks Handbuch der Bodenlehre 1930.
- JUNG, L.: Zur Frage der Nomenklatur erodierter Böden. Mitt. a. d. Inst. f. Raumforschung. Bonn 1953.
- KILIAN, W.: Vorschlag zu einer Karststandsaufnahme Österreichs — dargestellt am Beispiel des östlichen Dachsteingebietes. Dissertation Hochschule f. Bodenk. Wien 1959.

- KUBIENA, W.: Beiträge zur Bodenentwicklungslehre. Entwicklung und Systematik der Rendsinen. Bodenkunde u. Pflanzenern. 29 (74), 1943, 109 – 119.
- Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas. Stuttgart 1953, 392 S.
 - Sobre el metodo de la Paleocedafologia. Anales de Edafol. y Fisiol. veget. 13, 1954 (a), 523 – 543, 1 Taf.
 - Über Reliktböden in Spanien. Angew. Pflanzensoziologie, Aichinger-Festschr. Bd. 1, 1954 (b), 213 – 224.
- LEININGEN, W. GRAF ZU: Über Humusablagerungen in den Kalkalpen. Naturw. Ztschr. Land- u. Forstw. 1907/10, 1908/6 1909/7 – 8.
- Über die Einflüsse von äolischer Zufuhr auf die Bodenbildung (mit bes. Berücksichtigung der Roterde). Mitt. Geol. Ges. 1915.
- LICHTENECKER, N.: Beitrag zur geomorphologischen Entwicklungsgeschichte der Ost-Alpen I. Die nördlichen Ost-Alpen. Geogr. Jahresber. Wien 1938.
- MAURIN, V. u. I. ZÖTL: Die Untersuchung der Zusammenhänge unterirdischer Wässer mit besonderer Berücksichtigung der Karstverhältnisse. Steir. Beitr. z. Hydrogeologie N. F. Jg. 1959, Heft 1 – 2, 184 S., 7 Taf.
- SCHARFETTER, R.: Das Pflanzenleben der Ostalpen. Wien 1938, XV u. 419 S., 1 Karte.
- SOLAR, F.: Zur Kenntnis der Böden auf dem Raxplateau. Dissertation Hochsch. f. Bodenk. Wien 1960.

c) Raxalpe – Gesäuse – Zell am See

Von H. FRANZ

Von Hirschwang wird zunächst auf derselben Straße zurückgefahren, auf der wir am Morgen gekommen sind, bis bei Gloggnitz wieder die Triester Bundesstraße erreicht ist. Dann geht die Fahrt auf dieser über den Semmering nach Süden, wobei die Straße im Mürz- und Murtal einer alten tektonischen Linie, der „Norischen Linie“ folgt. An dieser sind an vielen Punkten, im Jungtertiär limnische, z. T. Kohlen führende Sedimente abgelagert worden, die wegen ihres Tongehaltes, wo sie an die Bodenoberfläche treten, zur Bildung von sehr bindigen Böden geführt haben. Die Kohlenvorkommen haben zusammen mit anderen Bodenschätzen, vor allem der großen Sideritlagerstätte am Erzberg, zur Entwicklung der obersteirischen Industrie geführt. Leoben ist das Zentrum des österreichischen Bergbaues, es ist Sitz einer montanistischen Hochschule und der großen Hüttenwerke der Alpen Montangesellschaft.

Von Leoben geht die Fahrt an den Hochöfen von Donawitz vorbei nordwestwärts zum Präbichl (1227)m, der die Wasserscheide zwischen dem Mur- und Ennstal bildet. Der Erzberg, auf dem das Eisenerz im Tagbau abgebaut wird, liegt in unmittelbarer Nähe dieses Passes, von dem aus man einen wundervollen Ausblick auf die Vorberge des Hochschwab im Osten und auf den Eisenerzer Reichenstein im Westen genießt. Vom Präbichl führt die Straße an den Abraumhalden des Erzberges vorbei zunächst zur Bergwerkstadt Eisenerz hinab und dann weiter nach Hieflau, wo das Ennstal erreicht wird. Die Fahrt geht dann durch dieses aufwärts, wobei zwischen Hieflau und Admont das sogenannte Gesäuse durchfahren wird, eine enge Talstrecke, auf der sich die Enns zwischen über 2000 m aufragenden Kalkbergen hindurchzwängt. Das Gesäuse gehört zu den großartigsten Landschaften der Alpen. Die vielfach über 1000 m hohen Wände der Berge bestehen in ihrem oberen Teile aus geschichtetem und gebanktem Dachsteinkalk, im unteren Teile aus leicht verwitterndem, zuckerkörnigem Dolomit. In diesem haben sich in den Felsen bizarre Erosionsformen und am Fuße der Wände gewaltige Schutthalden ausgebildet. Ein kurzer Aufenthalt im Gsenggraben am NE-Fuß des Ödsteins soll dem Studium dieser Erosionsformen und der Bodenbildungen auf dem Dolomit gewidmet sein.

Der Gsenggraben ist ein Seitengraben des Johnsbachtales, das selbst wieder ein Seitental des Ennstales ist. Der untere Teil des Gsenggrabens ist gleich anderen Gräben des Gesäuses von einem mächtigen Schuttstrom erfüllt, der wahrscheinlich in der postglazialen Wärmezeit weitgehend zur Ruhe gekommen ist und nun infolge des Wiederauflebens der erosiven Kräfte der Zerschneidung und allmählichen Ausräumung unterliegt. Auf dem Rohschutt haben sich Föhrenheidewälder entwickelt, in denen neben der Waldföhre,

Pinus silvestris, die Fichte, *Picea excelsa*, die Hauptholzart ist und die Bodenvegetation aus einem Ericetum carneaee besteht. Unter diesem ist eine Tangelrendsina mit mäßiger Humusaufgabe entwickelt. Wo der Wald durch Schlägerung aufgelichtet wird oder am Erosionsrand des Baches die Sonnenstrahlung ungehindert bis zum Boden durchdringen kann, wird die Kalkerika (*Erica carnea*) durch Gräser, besonders das Reitgras, *Calamagrostis varia*, verdrängt. Mit dem Ersatz der *Erica carnea* durch das Gras ist der Abbau des Tangelmoders verbunden: die Tangelrendsina geht in eine gewöhnliche Moderrendsina oder eine mullartige Rendsina über. Ein am Erosionsrand aufgeschlossenes Profil einer in Umwandlung begriffenen Tangelrendsina sei nachfolgend beschrieben.

Standort: Gsenggraben, ca. 650 m, Erosionsrand einer älteren Schuttfur gegen rezentes Bachbett.
 Vegetation: schütteres Ericetum mit lichtem Fichten-Kiefernbestand.
 A₀₀+₀ 8/3 - 0 cm, Tangelmoder, infolge sonnigen Standortes z. T. mineralisiert.
 A₁ 0 - 35 cm, stark humoser, nach unten zunehmend mit Grus und Steinen durchsetzter feiner Dolomitsand, Humusform mullartiger Moder, feinkrümelig, locker, stark durchwurzelt, übergehend
 AC 35 - 42 cm, Dolomitschutt mit eingemengtem Humus, noch gut durchwurzelt, übergehend
 C + 42 cm, humusfreier Dolomitschutt, in den obersten cm noch schwach durchwurzelt.

Horizont	Schichttiefe	pH (KCl)	Org. Subst. %	CaCO ₃ %
A ₀	5 - 2 cm	7,0	76,4	14,33
A ₁	10 - 20 cm	7,0	28,5	64,81
C	= 42 cm	7,2	-	94,15

Im rückwärtigen Teil des Gsenggrabens sind auf den steilen Felshängen auf Felsabätzen und auf steilen aus Dolomitsand und -grus bestehenden Schutthalden unter einer Pioniervegetation von *Carex mucronata*, *Globularia cordifolia*, *Dryas octopetala* u. a. sehr dolomitsandreiche Protorendsinen entwickelt. Es sind dies seichtgründige, humusarme Böden, die infolge der starken Erosion über das Stadium der Protorendsina nicht hinausgelangen.

Aus dem Gsenggraben kehren wir in das Ennstal zurück und folgen diesem weiter aufwärts. Nach wenigen Kilometern weitet sich das Tal, wir treten beim Gesäuseeingang in den weiten Admonter Kessel ein, der im Norden von den Haller Mauern, im Südosten von den Gesäusebergen, im Südwesten von Bergen der Grauwackenzone umrahmt ist. Von hier flußaufwärts zeigt das Ennstal das Gepräge eines glazialen Trogtales, es war eiszeitlich übertieft und ist allmählich wieder aufgeschüttet worden, wobei sich als letztes Stadium der Verlandung von Seen Sümpfe und Moore gebildet haben. Inmitten des Admonter Kessels liegt der Markt Admont (641 m), dessen Zentrum das im Jahre 1074 gegründete Benediktinerstift bildet. Von Admont geht die Fahrt weiter über Liezen, den Hauptort des Ennstales, am Grimming (2351 m) und Dachstein (2996 m) vorbei nach Radstadt, das bereits auf Salzburger Boden liegt. Eine flache Wasserscheide verbindet das obere Ennstal mit dem oberen Salzachtal, beide tektonisch seit langem vorgebildete Talfurchen. Die Salzach wird bei Bischofshofen erreicht. Wir folgen ihr bis in die Nähe von Zell am See, das abseits, nördlich des Tales gelegen ist. Zell am See ist nicht bloß eine bekannte Sommerfrische sondern auch der bequemste Ausgangspunkt der Tauernnordseite für Fahrten zum Großglockner. Auch wir wollen hier übernachten, um am nächsten Morgen zum Glockner zu fahren.

d) Das Glocknergebiet

(Mit 3 Abb. im Text)

Von H. FRANZ mit einem geologischen Beitrag von G. FRASL*

War das Thema der Raxexkursion das Studium der hochalpinen Bodenbildungen im Bereiche der Kalkalpen, so ist es das Ziel der Exkursion im Glocknergebiet, Gelegenheit zum Studium der hochalpinen Böden auf vorwiegend kristallinen Gesteinen zu geben

* Die Analysen wurden von W. LOUB am Institut für Bodenforschung durchgeführt.

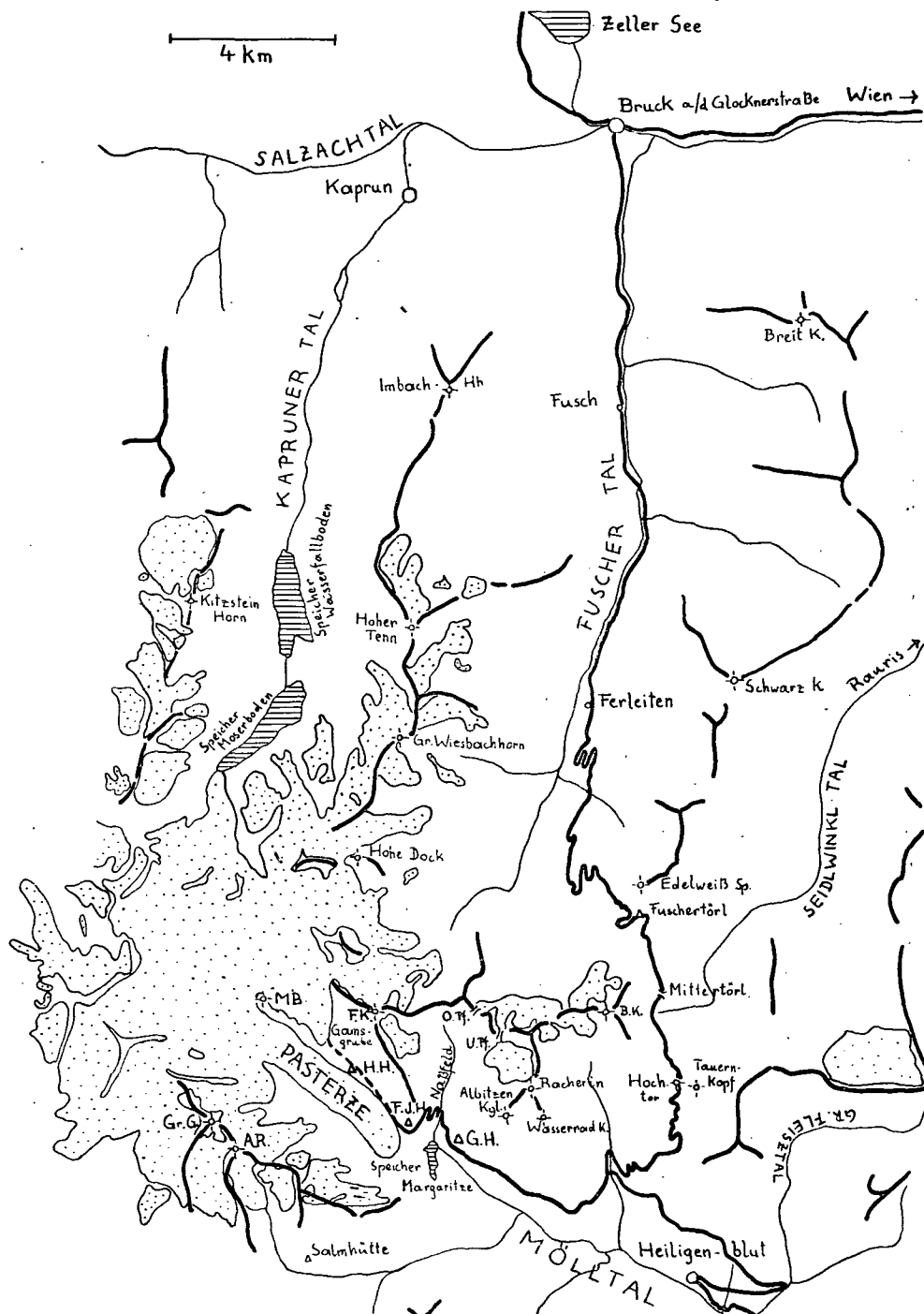


Abb. 2. Übersichtsskizze des Glocknergebietes. Die Glocknerstraße ist als starke schwarze Linie, der Promenadenweg in die Gamsgrube als strichlierte Linie eingetragen. Punktierte Fläche: Gletscher.

Erklärung der Abkürzungen siehe Seite 122.

(vgl. Abb. 2). Die Glocknerstraße führt zudem in weit größere Höhen, sie erreicht am Hochtort 2504 m, am Freiwanddeck 2362 m und ermöglicht es in kurzer Zeit bis in den Bereich der orographischen Schneegrenze zu gelangen. Diese liegt zur Zeit im Gebiete bei 3000 m Höhe, kann allerdings innerhalb weniger Jahre beträchtlich schwanken.

Besonders reizvoll ist es, in der durch die Straße erschlossenen Hochgebirgswelt die Abhängigkeit der Bodenentwicklung von der Seehöhe, Exposition und Gesteinsbeschaffenheit zu studieren, wozu die Pasterzenumrahmung eine besonders günstige Gelegenheit bietet. Die Pasterze befindet sich seit ihrem letzten Höchststande im Jahre 1856 im Rückgang und dieser hat sich seit den Zwanzigerjahren dieses Jahrhunderts in beschleunigtem Tempo vollzogen. Der Eisstrom der Pasterze hat in hundert Jahren mehr als $1\frac{1}{2}$ km seiner Länge eingebüßt und zugleich ganz gewaltig an Höhe verloren. Dadurch liegt der immer noch imposante Gletscher, der mit ca. 28 km² Gesamtfäche der größte der Ostalpen ist, heute in einem Schuttbett, das von dem Moränenmaterial gebildet wird, welches er selbst zurückgelassen hat (vgl. Abb. 4). Deutlich hebt sich das kaum begrünzte Gelände ab, das erst in den letzten Jahrzehnten eisfrei wurde, während das schon in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts eisfrei gewordene Areal um so stärker bewachsen ist, je früher es vom Eise freigegeben worden und je geringer seine Seehöhe ist. Außerhalb des Moränenwalles, der fast überall den Gletscherhöchststand von 1856 scharf markiert, bemerkt man an manchen Stellen noch zwei andere Moränenwälle, den des vorletzten Eisvorstoßes, der um 1650 stattfand und zur „Verkeesung“ der meisten Tauerngoldbergbaue führte (Fernaustorstoß) und den des letzten spätglazialen Rückzugsstadiums (Egessenstadium) vor mehr als 8000 Jahren. Besonders im Pasterzenvorfeld besteht die Möglichkeit, den verschiedenen Reifungsgrad der Böden seit dem Egessen-, seit dem Fernau- und seit dem letzten Glétschervorstoß miteinander zu vergleichen.

Bevor wir auf die Bodenbildungen im hochalpinen Areal des Glocknergebietes im Allgemeinen und auf die hier maßgeblichen Bildungsbedingungen eingehen, sollen die geologischen Verhältnisse der Exkursionsroute von G. FRASL besprochen werden:

Am Ausgangspunkt der Exkursion Zell am See befinden wir uns noch in der Grauwackenzone und die westlich und östlich vom Ort sichtbaren Schieferberge — die ein ganz hervorragendes Schiefergebiet darstellen — sind im wesentlichen aus paläozoischen, dunkelgrauen Phylliten aufgebaut. Diese Phyllite führen oft Einlagerungen von epimetamorph gewordenen basischen Magmagessteinen, z. B. Diabasgrünschiefer.

Demgegenüber gehört das ganze Gebirge südlich der breiten Salzach-Talfurche bereits einer ganz anderen großtektonischen Einheit an: dem penninischen Tauernfenster. Es treten da nämlich auf insgesamt rund 180 km in Ost-West-Erstreckung (vom Brennerpaß bis zum Katschbergpaß) und auf etwa 30 km Nord-Süd-Erstreckung Gesteinsserien an die Oberfläche, die den übrigen Ostalpen mehr oder minder fremd gegenüberstehen, nach allen Seiten hin untertauchen und z. B. im Westen erst in den Schweizer Bergen (Graubünden-Wallis) in noch größeren Massen wieder auftauchen, wenn wir von kleineren Aufwölbungen — z. B. Engadiner Fenster — absehen.

Traditionsgemäß kann man die Gesteinsmassen im Tauernfenster in die vorwiegend granitischen „Zentralgneise“ einerseits und die Schieferhülle andererseits gliedern; davon berührt aber die Glocknerstraße — und daher auch unsere Exkursion — nur den mesozoischen Anteil der Schieferhülle.

Von diesem Gebiet liegt seit 1935 eine sehr genaue Karte über die im einzelnen recht komplizierte Verteilung der verschiedenen Gesteinsarten vor („Geologische Karte des Großglocknergebietes“ von H. P. CORNELIUS und E. CLAR; G. B. A. Wien), auch über die einzelnen Gesteinstypen gibt es eine eingehende Beschreibung („Geologie des Großglocknergebietes“ I. Teil, von H. P. CORNELIUS und E. CLAR; G. B. A. Wien 1939).

Wegen der stratigraphischen Einordnung der Gesteine müssen wir uns jedoch an die Ergebnisse neuerer Studien halten („Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern“ von G. FRASL; Jahrbuch G. B. A. Wien 1958).

Die von den übrigen Ostalpen abweichende Schichtfolge des Mesozoikums beginnt mit einer germanisch entwickelten Trias.

Permisch-skythisch sind Quarzsandsteine, Arkosen und eisenschüssige Tonschiefer abgelagert worden, die nun in meist grünlichweiße Quarzite, Serizitquarzite, Arkosegneise und Phengitschiefer umgewandelt sind (Wustkogel-Serie, maximal 150 m mächtig).

Mitteltriadischen Alters sind die auffallenden Kalke (nun Marmore), Dolomite und vielen Rauhwaeken z. B. östlich des Fuscher Törls und des Hochtors, zusammen maximal einige hundert Meter mächtig.

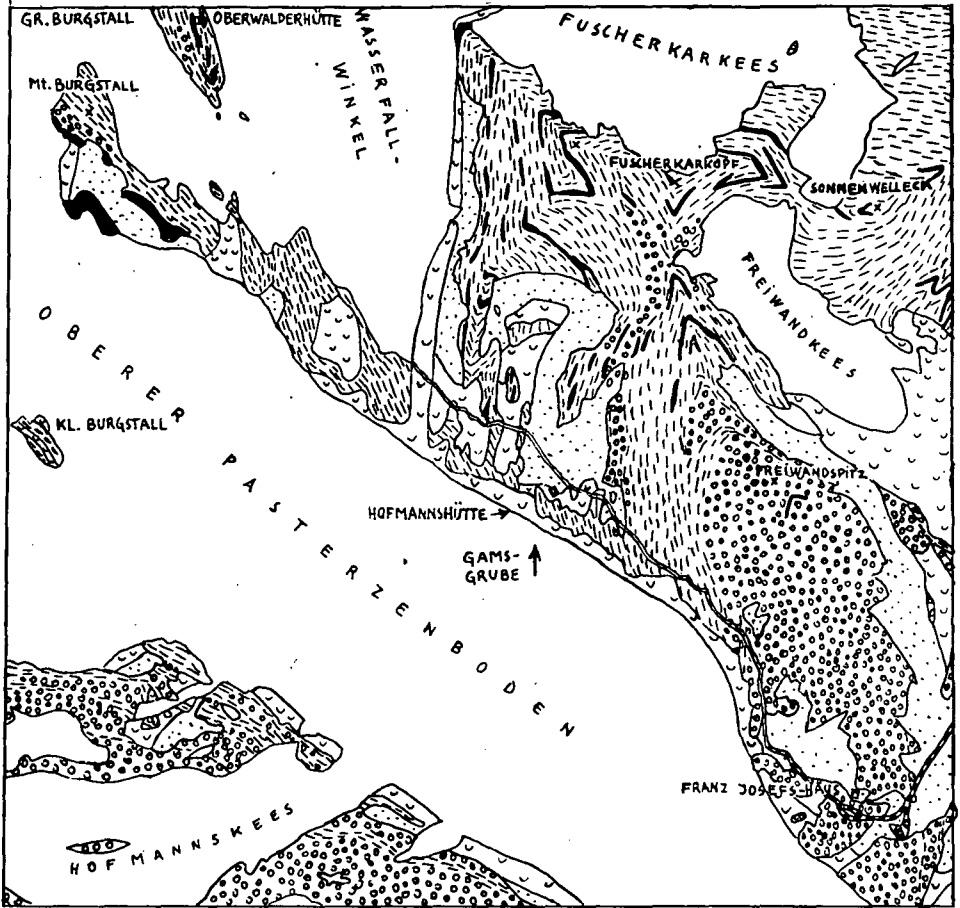
Die Rauhwaeken dürften z. T. aber auch schon obertriadisch sein; sie sind stellenweise mit Gips verbunden. Auch sonst ist in diesem bisher noch immer fossilereen Gebiet auf Grund der Lagerungsverhältnisse am ehesten anzunehmen, daß die obere Trias in Keuperfazies vorliegt, vertreten durch Quarzserizitschiefer z. T. mit Chloritoid, Disthen Zoisit, dazu dunkle Phyllite und gelblichweiße Quarzite (Fuschertörl, Edelweißspitze), alle gering mächtig.

Die Ablagerung, die Extrusionen und Intrusionen der nun ohne auffällige Grenze anschließenden, mehrere km mächtigen Bündnerschiefer-Ophiolithserie dürfte mit großer Wahrscheinlichkeit den ganzen Jura hindurch und bis in die untere Kreide hinein stattgefunden haben. Aus den abwechslungsreichen, manchmal mehr tonigen, dann wieder mehr sandigen oder aber mehr kalkigen Sedimenten sind die großen Massen der Rauriser Phyllite (stellenweise auch mit Granat und Disthen), die Quarzite, Karbonatquarzite, Arkosegneise und schließlich die Kalkphyllite sowie Kalkglimmerschiefer entstanden. Dazu kommen noch grobklastische Einstreuungen (meist Dolomitbreccien mit derzeit quarzitischem, phyllitischem oder kalkphyllitischem Bindemittel) und die Produkte eines basischen bis ultrabasischen Magmatismus: die Ophiolithe. Diese sind nun Grünschiefer und Prasinite, die im Rauriser Tal bis 700 m Mächtigkeit erreichen, dann Serpentine, selten Gabbroamphibolite und eklogitische Prasinite (Gamsgrube und W vom Hochtör).

Man sieht daraus schon, daß die mesozoischen Gesteine im Tauernfenster noch von einer regionalen Metamorphose betroffen wurden. Diese alpidische Metamorphose erfaßte den Nordrand des Tauernfensters, z. B. zwischen Bruck und Fusch an der Glocknerstraße nur sehr schwach (etwa epizonal, z. B. Grünschiefer und Kalkphyllit), während die inneren, aber auch die südlichen Teile des Fensterinhalts wesentlich stärker umkristallisiert worden sind (epi- bis mesozonal, z. B. Prasinit und Kalkglimmerschiefer), wie wir beiderseits der höheren Teile der Glocknerstraße verfolgen können, besonders in der Gegend des Hochtors und der Pasterze.

Im Verlauf der Exkursion begleiten uns nun von Bruck an der Glocknerstraße bis zur Bärenschlucht südlich der Ortschaft Fusch — also ungefähr 9 km weit — an beiden Talflanken hauptsächlich die fast schwarzen Rauriser Phyllite, aber auch Kalkphyllite und Grünschiefer der Bündnerschiefer-Serie, sowie einzelne kleine Triasinseln. Die Bärenschlucht selbst ist durch die bereits härteren Massen von Kalkglimmerschiefer bedingt, die hier über 1 km Mächtigkeit besitzen und steil stehen.

Von Ferleiten bis zum Fuschertörl hinauf geht es zuerst wiederum hauptsächlich durch schwarze Phyllite, die hier schon etwas höher kristallin werden. Bei den mittleren Straßenkehren (Kehre 6 und 7) wird ein größeres Rutschgebiet im nachtriadischen Quarzit (z. T. Karbonatquarzit) gequert, welches durch sein bizarres Blockwerk auffällt,



0 500 1000 m

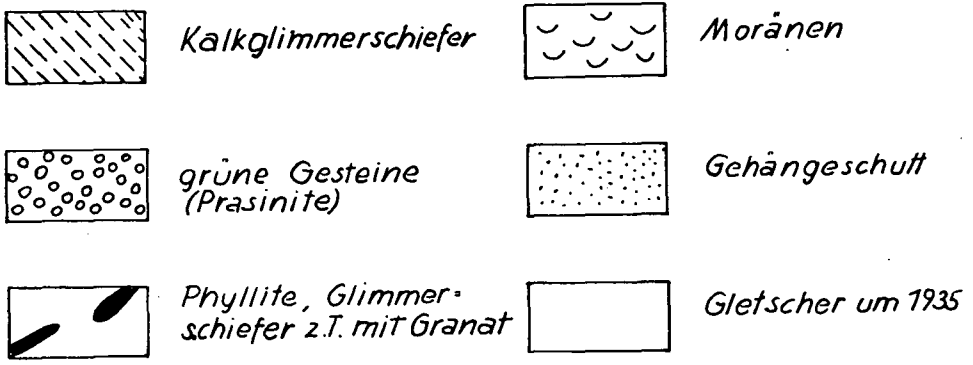


Abb. 3. Geologische Übersicht über die Umrahmung des mittleren Pasterzenbodens; vereinfacht nach H. P. CORNELIUS und E. CLAR (1935). Der Promenadenweg in die Gamsgrube ist als dünne Doppellinie eingetragen.

und bald darüber folgen bereits die meist gelblichweiß bis hellocker gefärbten Dolomite und Rauhwacken der Felsen und Hänge der Ausläufer der Edelweißspitze.

Beim Haltepunkt Fuschertörl hat man bei guter Sicht im S die dunkle Pyramide des Brennkogels unmittelbar vor sich (nachtriadische Phyllite, Quarzite und Serpentin). In der Nähe des Gipfels gab es in mehr als 2800 m Höhe mehrere Goldstollen. Der Großglockner selbst ist von hier aus noch nicht zu sehen, wohl aber eine stattliche Reihe von Dreitausendern, vor allem über das Füscher Tal hinweg in nordwestlicher Richtung das Große Wiesbachhorn (3570 m). Während dort der Unterhang hauptsächlich aus den weicheren Phylliten gebildet wird, bestehen die Gipfel und Wände in der Hauptsache aus Kalkglimmerschiefer, und man kann bei günstiger Beleuchtung schon mit freiem Auge auf Grund des Flächengefüges gut verfolgen, daß diese Kalkglimmerschiefer südlich des Wiesbachhorns flach obenauf liegen, während sie nördlich davon gegen N zu langsam immer steiler werden und endlich ins Tal zur Bärenschlucht abschwngen. Wir stehen hier also in der Kulmination der Tauernkuppel. — Die Hochkare, die östlich an den Haltepunkt Fuschertörl anschließen, zeigen die im allgemeinen flachliegenden Marmore, Dolomite und die besonders auffälligen, ockerfarbenen und löcherigen, metamorphen Rauhwacken, die stellenweise sehr glimmerreich werden können. Dieselben Triasgesteine ziehen im Südsüdwesten zwischen Hochtör und Weißenbachscharte flach über den Tauernhauptkamm.

Nördlich und südlich des Hochtortunnels besteht folgende geologische Situation: die hellen Felsen östlich der Straße bestehen im allgemeinen aus Kalkmarmor und dem feinerkörnigen metamorphen Dolomit der Mitteltrias. Darin liegen auch die alten Goldstollen unmittelbar an der obersten Straßenkehre nördlich vom Hochtör, an anderen Stellen gibt es schöne Karsterscheinungen. Die dunklen Hänge und felsigen Höhen westlich der Straße repräsentieren demgegenüber fast alle Gesteine der Bündnerschiefer-Ophiolithserie, hier jedoch in relativ hoch metamorpher Ausbildung.

Schließlich queren wir auf dem Promenadenweg Franz-Josefs-Höhe—Hofmannshütte—Gamsgrube (Abb. 3) folgende nachtriadische Gesteine: zuerst mehrere hundert Meter lang grüne Prasinite, dann bis ans Ende des Weges — wenn wir zunächst beim kristallinen Untergrund bleiben, da die jüngern, lockeren Auflagerungen in einem anderen Kapitel näher beschrieben werden — die Kalkglimmerschiefer mit geringmächtigen Einlagerungen von eklogitischen Prasiniten und Granatphylliten oder Muskowitschiefern. Auch der imposante Gipfel des auf der gegenüberliegenden Seite der Pasterze aufsteigenden Großglockners besteht aus Prasiniten, nur am Fuß der Wände sind vorwiegend die bräunlich anwitternden Kalkglimmerschieferbänke sichtbar.

Im folgenden wollen wir zuerst auf die Bodenbildungen im hochalpinen Areal des Glocknergebietes im allgemeinen und auf die hier maßgebenden Bildungsbedingungen eingehen. Im Anschluß daran sollen die Böden im Hochtorgebiet, im Bereich der Gamsgrube und im Pasterzenvorfeld besprochen werden.

1. Die Böden des Glocknergebietes und ihre Bildungsbedingungen

Entsprechend der Vielfalt der Tauerngesteine, den beträchtlichen Höhenunterschieden und dem reliefbedingt stärkeren Einfluß der Exposition ist die Mannigfaltigkeit der Böden im Glocknergebiet größer als auf der Raxalpe.

Wir befinden uns im Bereiche des Großglockners, der als höchster Gipfel des heutigen Österreich 3798 m erreicht, in einem Teile der Zentralalpen, in dem beträchtliche Areale oberhalb der orographischen Schneegrenze liegen. Über dieser tragen nur die infolge ihrer Steilheit und Windausgesetztheit z. T. schneefreien Nunataker, d. h. von Eis und Firn umschlossene Felsinseln, noch dürrtigitste Bodenbildungen. Als Initialstadien der Boden-

bildung sind schon Felsflächen zu werten, die durch physikalische und sehr reduzierte chemische Verwitterung aufgemürbt sind und in diesem Zustande, besonders wenn es sich um weiche, basenreiche Gesteine handelt, bereits Flechten, Moosen und selbst Phanerogamen einen dauernden Standort zu bieten vermögen. Es sei in diesem Zusammenhange erwähnt, daß *Ranunculus glacialis* als einzige phanerogame Pflanze bis zum Gipfel des Großglockners emposteigt.

Noch unterhalb der orographischen Schneegrenze ist ein Gürtel von beträchtlicher Breite vorhanden, der nur von einer lückenhaften Pioniervegetation bewachsen ist. Auch in diesem Höhengürtel kommen klimabedingt nur Rohböden und wenig weiter entwickelte Initialstadien der Bodenbildung vor. Nach unten schließt sich an diese Stufe eine immer noch Pionierpflanzengesellschaften aufweisende Zone an, in der unter Polsterpflanzen schon Zwergprofile höher entwickelter Böden auftreten und wo Bodenreste darauf hinweisen, daß hier in der postglazialen Wärmezeit die Bodenbildung weiter fortgeschritten war.

Die alpinen Klimaxrohböden sind relief- und substratbedingt teils vorwiegend aus Grobschutt bestehende Skelettböden, teils stellen sie schluffig-sandige Substrate dar. Das letztere ist vor allem dort der Fall, wo Kalkglimmerschiefer oder Kalkphyllit ansteht, ein weiches Gesteinsmaterial, das der Verwitterung wenig Widerstand entgegensetzt. Das weiche, feingeschieferste Gestein unterliegt nicht bloß der Hangabspülung sondern, wo es keinen Bewuchs trägt, in großem Maßstabe der Winderosion. In der Schieferhülle der Hohen Tauern kann die äolische Sedimentation, deren Auswirkungen uns schon auf der Rax oberhalb der Waldgrenze allenthalben begegnet sind, in besonders eindrucksvoller Weise studiert werden. Über sie hat in der Pasterzenlandschaft zuerst H. FRIEDEL (1956) ausführlich berichtet. In Übereinstimmung mit den Beobachtungen F. SOLARS (1960) auf der Rax ist FRIEDEL im Glocknergebiet zu dem Ergebnis gekommen, „daß überall bis hinunter an die Waldgrenze Flugkorn gesammelt werden kann. Aber nur der geschlossene Rasen macht von dem Angebot sammelnd Gebrauch und behält das Gesammelte auch.“ Nicht allein die Böden unter den alpinen Grasheiden sind von der Wirkung des Windes geprägt, sondern auch die Felsformen sind dort, wo sie aus weichen Gesteinen bestehen, weitgehend vom Winde modelliert. Die windgeformten Kalkschieferhänge werden Bratschen genannt. Man versteht darunter nackte oder von Pioniervegetation bewachsene Felshänge, Rücken und Kappen, mit vom Winde gerundeter, im Extrem zur Kegelform tendierender Oberfläche. An ihnen reißt der entlangstreichende Wind das durch Frost- und Lösungsverwitterung aufgemürbte und gelockerte Material stückweise ab, bläst das feine Korn sogleich weg, während die größeren Brocken hangabwärts kollern und bei jedem Aufprall in kleinere Stücke zerspringen, bis auch sie ganz oder größtenteils in Sand aufgearbeitet sind. Das ausgewehrte Feinmaterial sammelt sich im Rasen selbst schon an flachen Hängen und erfährt in Hohlformen des Reliefs eine beträchtliche Anreicherung. Einen für die äolische Sedimentation besonders günstigen Raum stellt die Gamsgrube und der an sie anschließende Wasserfallwinkel dar. Beide sind durch einen Promenadenweg vom Freiwanddeck aus bequem erreichbar und sollen auf der Exkursion besucht werden. Die Gamsgrube ist ein großes, gegen die Pasterzenfurche offenes Kar in der Flanke des Fuscherkarkopfes (3336 m), eines fast zur Gänze aus Kalkglimmerschiefern bestehenden Berges auf der dem Großglockner gegenüberliegenden Seite des Pasterzentales. Hier ist Flugsand bis zu mehr als 2 m Mächtigkeit zusammengeweht und wird noch ständig weiter akkumuliert, allerdings gleichzeitig auch bereits in großem Umfange erosiv ausgeräumt. Auf Einzelheiten der Böden und Erosionsformen soll erst bei der Standortsbeschreibung eingegangen werden. Während in der Gamsgrube große Flächen noch von geschlossenem Rasen bedeckt sind, ist am Weg vom Wasserfall-

winkel zum derzeitigen Ende des Wasserfallkeeses nur noch dürrtügste Vegetation vorhanden, ja das vom Gletscher erst in den beiden letzten Jahrzehnten freigegebene Gelände völlig vegetationsfrei. Hier, in einer Höhe von über 2500 m, erhalten sich alljährlich größere Firnfelder bis in den Spätsommer hinein. Auf sie wird in beträchtlicher Menge Flug-sand aufgeweht, der vom Schmelzwasser an der Schneeoberfläche leicht verlagert und dabei ungleich verteilt wird. In der Folge schmilzt der Schnee unter der ungleich verteilten Sedimentdecke verschieden rasch ab, wobei eigenartige pyramidenähnliche Abschmelzungsformen entstehen. Nach dem völligen Abschmelzen des Schnees bleibt der Sand zurück, wird vom Schmelzwasser, das von höher oben herabrieselt zusammen mit Gesteinsbrocken erfaßt und abwärts geschwemmt, um schließlich an geeigneter Stelle als Schwemmmaterial abgelagert zu werden.

Nicht überall sind die Rohböden so stark äolisch geprägt. Auf kalkfreiem Schutt, bestehend aus Schwarzphylliten, Quarzglimmerschiefern und ähnlichem Material kommt es zwar auch zu feinkörnigem Zerfall des Gesteins, das Substrat ist aber wegen des primären Tongehaltes bindiger, lagert dichter und neigt daher nur wenig zur äolischen Verfrachtung. Solche Verhältnisse liegen auf der Nordseite des Hochtores vor, wo die Pioniervegetation und mit ihr die Rohböden bis unter 2450 m herabreichen. Hier am Nordhang des Tauernhauptkammes schließen an die Rohböden nach unten unter kräuterreichen Pionierrasen unmittelbar verhältnismäßig mächtige und weitentwickelte Böden an, die sich in Resten auch noch weiter hangaufwärts verfolgen lassen und die bezeugen, daß die geschlossene Vegetation während einer günstigeren Periode der Postglazialzeit höher emporgereicht hat als in der Gegenwart. Am Südhang des Hochtores sind die Hänge noch heute fast bis zum Kamm mit Rasen bewachsen. Der Unterschied der Vegetationsentwicklung ist zu beiden Seiten des Hochtortunnels sehr eindrucksvoll zu beobachten.

Zu den reliefbedingten Unterschieden kommen expositionsbedingte. Unter Grasheiden tendiert die Bodenentwicklung an S-Hängen über Kalkglimmerschiefer; aber auch über sauren Gesteinen bis zu großer Höhe zur Bildung alpiner Rasenbraunerden. An N-Hängen herrscht dagegen eine podsolige Dynamik vor. Auf den Schneeböden in hohen Lagen und in den Schneetälchen im tieferen Teil des Grasheidengürtels haben sich unter dem Einfluß zeitweiligen Tagwasserstauens alpine Pseudogleye entwickelt, die in ihrer Dynamik von den wechselfeuchten Böden tieferer Lagen stark abweichen.

Gut entwickelte alpine Rasenbraunerden erreichen in der Umgebung des Hotels Franzjosefshöhe 2400 m und sie steigen auch am W-Hang des Albitzenkopfes, wenn man von der Marienhöhe gegen die Pfandlerscharte emporsteigt, bis etwa 2350 m empor. Dies ist allerdings nur im mäßig geneigten Gelände der Fall, denn an steilen Hängen wird die Entwicklung reifer Bodenprofile durch die Erosion verhindert, in flacher Lage aber kommt es zu Tagwasserstau oder zur Ausbildung podsoliger Böden. Sehr häufig kann man beobachten, daß reife Bodenprofile von Kolluvien überlagert sind.

An N-Hängen, so z. B. am Nordhang des Albitzenkopfes gegen das Pfandlerschartennaßfeld, aber auch am Nordhang der Leiterköpfe sind auch unter dem Rasen typische Podsole entwickelt.

In den Schneetälchen und auch auf flachen, lange schneebedeckten Hängen an der Obergrenze des geschlossenen Rasens herrschen alpine Pseudogleye vor. Ihre Dynamik ist von der der Pseudogleye tieferer Lagen dadurch verschieden, daß ihre periodische Vernässung nicht im Gefolge niederschlagreicher Perioden erfolgt, sondern im unmittelbaren Zusammenhange mit der Schneeschmelze steht. Das Schmelzwasser rinnt, so lange die Schneedecke noch geschlossen ist, den Hohlformen des Reliefs zu und versickert dort infolge der Dichtlagerung der Böden nur langsam. Hiedurch kommt es bei raschem Abschmelzen zu vorübergehendem Wasserstau an der Bodenoberfläche, wobei die Ver-

nässung oft innerhalb weniger Stunden beträchtlich schwanken kann. Dies läßt sich besonders dann gut verfolgen, wenn die Schneedecke auf einzelne sommerliche Schneeflecken zusammengeschmolzen ist. Infolge der ungleichen Zusammenwehung im Winter befinden sich die sommerlichen Schneeflecken in flachen Mulden selten an deren Grunde sondern meist mehr oder weniger an den Muldenrand verlagert. Die im alpinen Bereich niederen Temperaturen bewirken, daß nachts auch im Sommer oftmals der Abschmelzprozeß nahezu vollständig unterbrochen wird und erst im Laufe des folgenden Vormittags, wenn die Sonneneinstrahlung wieder wirksam wird, neuerlich lebhafter in Gang kommt. Sobald dies der Fall ist, tropft Schmelzwasser vom Schnee auf den Boden, es sammelt sich in kleinen Vertiefungen der Bodenoberfläche und rinnt schließlich gegen den Muldengrund ab. Dort staut es sich zunächst an der Bodenoberfläche und versickert nur allmählich, wobei über die Mittagsstunden bestimmte Flächen wochenlang alltäglich unter Stauwasserwirkung stehen. Je mächtiger die winterliche Schneedecke mit zunehmender Seehöhe wird und je weiter sie sich gegen den Sommer hin geschlossen erhält, um so kürzer ist die Periode, während welcher diese Überstauung im Sommer unterbleibt, um so intensiver rostfleckig sind auch die Böden. Als zweiter wichtiger Faktor für die Bodendynamik kommt die Wirkung des Bodenfrostes hinzu. Beim Aufrieren der obersten Bodenschicht werden Bodenteilchen vom Kammeis emporgehoben und damit aus dem Bodenverband gelöst, sie wandern mit dem Schmelzwasser gegen den Muldenkern ab, werden dort abgesetzt und von der Vegetation, da die Dicke des in einem Jahr abgesetzten Sedimentes gering ist, meist rasch durchwachsen. An steileren Muldenhängen kommt es auch durch Solifluktion zur Bildung von Fließwülsten.

Auf sauren Substraten geht die Entwicklung besonders in bedeutenden Höhen häufig in Richtung podsoliger Dynamik vor sich, wobei es zu starker Verarmung der obersten Bodenschichten an Eisen, allerdings meist nicht zu ausgesprochener Bleichhorizontbildung kommt.

Typische Podsole sind im Glocknergebiet infolge des hohen Metallkationennachlieferungsvermögens der meisten Gesteine nicht häufig. Wir begegnen ihnen u. a. am N-Hang des Albitzenkopfes gegen das Naßfeld des Pfandlschartenbaches in 2400—2500 m Höhe und im Vorfeld der Pasterze an den flachen, nordexponierten Unterhängen der Leiterköpfe, dort schon in Höhen von 2000—2100 m.

Im Zentralgneisgebiet der Hohen Tauern haben Podsole weiteste Verbreitung. Auf Kalkschiefern bleibt dagegen die Bodenentwicklung an steilen Hängen, besonders in S- und SW-Exposition auf dem Stadium einer skelettreichen Rendsina stehen. Solche Rendsinen herrschen z. B. unterhalb der Bratschen des Albitzen- und Wasserradkopfes an den zur Glocknerstraße abfallenden Hängen vor. Sie sind dort reichlich von Grobschutt durchsetzt und mit kalkreichem Flugstaub überstreut. Wo keine ständige Überdüngung mit frischem, kalkreichem, mineralischem Material stattfindet, vor allem also in tieferen Lagen, neigen die Böden auf Kalkphyllit und Kalkglimmerschiefer zur Verbräunung. Es gehen dort, so etwa an den Südhängen unterhalb der Kreitherwand bei Heiligenblut (1500—1700 m), schon sehr frühe Entwicklungsstadien der Pararendsina in seichtgründige Braunerden über.

2. Die Böden im Bereiche des Hochtores

Von Zell am See kommend folgt man zunächst dem Salzachtal abwärts bis zur Einmündung des Fuschertales bei Bruck, wo die Glocknerstraße beginnt. Von da geht die Fahrt das Fuschertal aufwärts nach Ferleiten (1200 m), wo sich der Talboden nach Durchquerung der Bärenschlucht wieder zu einem breiten Trogtal weitet, das sich von

hier in annähernd gleicher Breite bis zum Talschluß fortsetzt. In Ferleiten beginnt die eigentliche Hochgebirgsstraße, die sich vom Talboden in zahlreichen Kehren zum Fuschertörl (2404 m) emporwindet. Da der Waldgürtel im hintersten Fuschertal infolge Rodung und Lawinenwirkung auf einen schmalen, an vielen Stellen gänzlich unterbrochenen Streifen reduziert ist, kann man von der Straße über weite Strecken auf das oberste Fuschertal hinabblicken und den sich im Anstieg mehr und mehr ausweitenden Ausblick auf die das Tal umrahmenden Berge genießen. Das Fuschertörl selbst und noch mehr die nahe Edelweißspitze bieten bei schönem Wetter einen großartigen Rundblick auf die die Landschaft umrahmenden Gipfel, deren höchster hier das Große Wiesbachhorn (3570 m) ist.

Da es aus verkehrstechnischen Gründen notwendig ist, auf der Franz-Josefs-Höhe möglichst früh einzutreffen (die Parkplätze sind bei schönem Wetter schon in den Vormittagsstunden überfüllt, so daß dann lange Zeit beim Glocknerhaus gewartet werden muß, bis man nach Maßgabe der freiwerdenden Plätze über die letzten 4 km zur Franz-Josefs-Höhe hinauffahren kann), soll am Fuschertörl nur ein ganz kurzer Aufenthalt gemacht werden. Die Fahrt geht dann, zunächst leicht zum Mittertörl (2316 m) abfallend, von dort aber neuerlich zum Hochtortunnel (2504 m) ansteigend zum Tauernhauptkamm und damit zur Hauptwasserscheide der Alpen weiter. Von der Straße aus sieht man zur Linken den Talschluß des Seidelwinkeltales, eines Seitentales des Rauriser Tales, das über den Ort Rauris ins Salzachtal führt. Im Hochtortunnel durchquert die Glocknerstraße den Tauernhauptkamm, der die Grenze zwischen den Bundesländern Salzburg und Kärnten bildet. Der Tauernhauptkamm ist hier wie überall eine markante Klimascheide zwischen der niederschlagreichen Nordseite und besonders in den obersten Talabschnitten ein inneralpin-kontinentales Klima aufweisenden Südseite des Alpenhauptkammes. Der auffällige Unterschied zwischen der Boden- und Vegetationsentwicklung zu beiden Seiten des Hochtortunnels ist allerdings in erster Linie expositionsbedingt. Bei günstiger Witterung wird Gelegenheit gegeben sein, ihn eingehender zu studieren.

Die Exkursion hält zuerst vor dem Nordausgang des Tunnels. Hier erhalten sich große Schneeflecken bis in den Spätsommer und das apere Gelände in ihrer Umgebung besteht teils aus vegetationslosen Grobschuttfächen, teils aus von Rohböden oder Protostadien von AC-Böden bedecktem, stärker verwittertem Schutt, auf dem sich eine lückenhafte Pioniervegetation angesiedelt hat. Den Hauptanteil des Schuttes bilden kalkfreie Phyllite, denen Quarzite, Granatmuskowitschiefer und Dolomit beigemischt sind. Alpine Protoranke auf stärker verwittertem Schutt findet man im Gelände unmittelbar vor dem Hochtortunnel an den Hängen westlich über der Straße. Sie stellen nach der von A. FRIEDEL (1956) vorgeschlagenen Einteilung Polsterböden über schwarzen, meist sauren Humusschwarten dar, die sie bedeckende Pioniervegetation gehört Pioniergesellschaften an, die FRIEDEL mit der Sammelbezeichnung Seslerio-Sileneten bezeichnet hat. Die sie besiedelnde Tiergemeinschaft ist nach H. FRANZ (1943) die *Nebria atrata*-Assoziation, sie ist neben den carnivoren Laufkäfern *Nebria atrata*, *N. germari*, *N. Hellwigi* und *Amara quenseli*, durch das reichliche Vorhandensein der als Larve detritophagen *Sciara (Lycoria) ventrosa*, einige Collembolen und Milben, sowie Enchytraeiden und Nematoden ausgezeichnet. Phanerogamen wie *Saxifraga rudolphiana*, *Primula minima*, *Soldanella alpina*, *Poa alpina*, *Cerastium alpinum* u. a. bedecken die Bodenoberfläche nur zu einem Viertel bis Drittel. Die Böden sind starker Gelifluktion unterworfen. Auf ihrer Oberfläche liegen zahlreiche größere und kleinere Gesteinstrümmer, unter denen sich die Mehrzahl der größeren Bodentiere aufhält.

Auf einer flach NE geneigten Hangstelle zwischen zwei Schneefeldern wurde das folgende für den Standort typische Bodenprofil aufgenommen:

- (A) C 0–2 cm Humusschwarte, großenteils von einer Flechtenkruste bedeckt, Farbe 10 YR 2/1.
 C₁₈ 2–10 cm fein zerfallener kalkfreier Phyllit und Muskowitschiefer mit geringer Grobskelettbeimengung, wenn man von den großen, dem Boden aufliegenden oder in ihn eingesenkten Steinen absieht, Farbe grau (10 YR 3/2–3/3), kaum merklich rostfleckig
 C₂ 10–18 cm Grobschutt, z. T. stark aufgemürbt, z. T. limonitisch verfärbt, vorwiegend kalkfreier u. tiefer Phyllit und Muskowitschiefer.

Schichttiefe in cm	pH	CaCO ₃ %	org. Subst. %	Korngröße in mm und % des Feinbodens			
				< 0,002	0,002–0,02	0,02–0,2	0,2–2,0
3–8	6,0	–	0,5	2,4	3,5	57,6	36,5

Vereinzelnd findet man Polster von *Silene acaulis*, die meist von *Salix herbacea* und *Polygonum viviparum* durchwachsen sind. Unter ihnen hat sich Grobmoder mit typischem Modergeruch gesammelt. Er besteht aus Pflanzenresten und koprogenem Humus, der teils von Milben und Collembolen, teils von Dipterenlarven (Sciariden) und Enchytraeiden erzeugt wurde. Unter alten Polstern von *Silene acaulis* sind Spuren beginnender Podsolierung erkennbar: blanke Quarzkörner und erste Anzeichen für die Bildung eines B_s-Horizontes. Die Bodenentwicklung würde hier demnach, wenn sie weiter fortschreiten könnte, zum Podsol führen.

H. FRIEDEL (1956) hat dargelegt, daß die beschriebenen Initialstadien alpiner AC-Böden keineswegs die ersten Anfänge der Bodenbildung im nivalen Bereich der Hohen Tauern darstellen, sondern daß sie nach oben in alpine Rohböden übergehen, die von sehr lückenhaften, als Spicato-Saxifrageten benannten Pflanzengesellschaften bestanden sind.

Um auf der Nordseite des Hochtores entwickeltere Böden zu finden, muß man vom Tunnel rund 70 Höhenmeter am N-Hang absteigen. Man gelangt dann in etwa 2430 m Höhe an die derzeitige obere Rasengrenze und zugleich in den Bereich tiefgründigerer, weiter entwickelter Böden. Auf der Exkursion soll ein Punkt östlich der Straße etwa in der Höhe der obersten Kehre unterhalb des Tunnelleinganges aufgesucht werden.

Die Stelle liegt auf einem flachen, 10 bis 15 m breiten Rücken zwischen zwei hangabwärts ziehenden, mehrere Meter tiefen Erosionsrinnen. Diese schneiden tief in das Gestein ein, welches hier in feinkörnigen Marmor verwandelter mesozoischer Dolomit ist. Auf dem flachen Rücken ist das Grundgestein von einer Schuttschicht aus vorwiegend karbonatfreiem Phyllit, aber auch einzelnen Marmorbrocken überdeckt.

Der oberste Teil des Hangrückens trägt nur eine lückenhafte Pioniervegetation, woran nach unten ein zwar geschlossener, aber reichlich mit Kräutern durchsetzter Pionierrasen anschließt. Derselbe enthält *Poa alpina*, *Luzula spadicca*, *Primula minima*, *Polygonum viviparum*, *Soldanella alpina*, *Salix herbaceae* u. a. Der Boden erreicht unter dieser Pflanzendecke im Durchschnitt 30 cm Mächtigkeit. Er zeigt Stäunässeeinfluß und, da er das langsame Versickern des Tagwassers ermöglicht, eine Eisenverlagerung mit diesem. Überall wo das Sickerwasser mit Lösungsprodukten aus dem Dolomitmarmor in Berührung kommt, sei es weil sich im Schutt ein Marmorgeröll befindet, sei es die Grenze des anstehenden karbonatischen Grundgesteins erreicht ist, fällt das Eisen als Limonit aus, es bildet sich ein schmaler, intensiv rostbraun gefärbter Anreicherungshorizont. Dieser würde an sich die Deutung als Sesquioxidanreicherungshorizont eines Podsols nahelegen, wogegen aber der nirgends unter 5,8 absinkende pH-Wert, der hohe Kationensättigungsgrad und das Fehlen eines ausgeprägten Bleichhorizontes spricht. Wir haben es hier mit typischen alpinen Pseudogleyen zu tun, wie sie an früherer Stelle beschrieben wurden. Das Besondere des Profilaufbaues beruht auf der durch das Auftreten karbonatischer Gesteine bedingten Ausfällung des Eisens, wodurch die Eisenverlagerung deutlich sichtbar wird. Sind über dem anstehenden Marmor im Schutt einzelne karbonatische Gerölle vorhanden, so kommt es zur Bildung zweier Eisenanreicherungshorizonte, wie das im nachfolgend beschriebenen Profil der Fall ist.

A ₁	0–5(7) cm	stark humoser, glimmeriger, schluffiger Feinsand, ziemlich dicht, ohne deutliche Struktur, stark durchwurzelt, Farbe 10 YR 2/1, rasch übergehend
A ₂	5(7)–10 cm	humusfreier, eisenverarmter, glimmeriger, schluffig-feinsandiger Lehm, schwach grusdurchsetzt, dicht lagernd, Farbe 10 YR 2/2, schwach durchwurzelt.
B _g	10–13(15) cm	Eisenanreicherungshorizont, stark glimmeriger, schluffiger Lehm, schwach grusdurchsetzt (Reste von Marmorbrocken enthaltend), dunkel rostbraun (Farbe 5 YR 3/4), schwach durchwurzelt.
A ₂₅ '	13(15)–20 cm	hellgrauer, sandiger, glimmeriger Schluff, Farbe 2,5 Y 4/3, kaum durchwurzelt.
B _{1g} '	20–25(27) cm	hell rostbrauner, sandiger, sehr stark glimmeriger Schluff.
B _{2g} '	25(27)–28(30) cm	dunkel rostbrauner, gebänderter, sehr stark glimmeriger, sandiger Schluff, scharf aufsetzend auf
D 28 (30) cm u. tiefer		aufgemürbter Marmor, mehlig, in den obersten Zentimetern bräunlichrosa getönt.

Schichttiefe in cm	pH (KCl)	CaCO ₃ %	org. Subst. %	Korngrößen in mm und % des Feinbodens			
				<0,002	0,002–0,02	0,02–0,2	0,2–2,0
0–2	6,0	—	7,6	5,3	15,0	65,4	14,3
2–6	6,0	—	22,3	3,9	6,9	80,1	10,0
10–13	6,3	—	—	2,4	14,0	59,3	24,3
14–18	5,8	—	—	9,4	21,0	48,8	20,8

Schichttiefe in cm	UK	mval/100 g Boden		V %
		S	H	
0–2	40,0	27,0	13,0	67,5
2–6	50,0	46,0	4,0	92,0
10–13	15,0	7,0	8,0	40,0
14–18	25,0	6,0	19,0	24,0

Nach Besichtigung dieses Profiles kehrt die Exkursion zum Hochtortunnel zurück, durchquert diesen und hält auf der Südseite neuerlich an.

Hier eröffnet sich der Ausblick nach Süden auf die das oberste Mölltal umrahmenden Berge, vor allem auf die Schobergruppe. In der unmittelbaren Umgebung des Tunnelausganges fällt auf, daß Grasheiden, wenn auch von Schuttfleuren und anstehendem Fels unterbrochen, am S-Hang des Hochtortes bis fast zum Tauernhauptkamm emporreichen.

Da die obersten Hangpartien steil sind, hat die Solifluktion allenthalben trotz der Berasung zur Bildung von Hangtreppen geführt. Westlich des Hochtortes sind die Hänge vorwiegend mit *Festuca*-Rasen bewachsen, die reichlich mit *Helianthemum alpestre*, *Polygonum viviparum*, *Myosotis alpestris* u. a. durchsetzt sind. An den vorgewölbten Rasenwülsten besorgt *Salix serpyllifolia* die Lebendverbauung, so daß es selten zum Abreißen oder Abbrechen des Rasens kommt. Infolge der ständigen Bodenbewegung konnten keine röhrenförmigen Bodenbildungen entstehen, es liegen schwach entwickelte alpine Rasenbraunerden oder nur schwach gebräunte Kolluvien vor.

Die Schutthalden bestehen aus plattigem, viel Feinmaterial enthaltendem Schutt, der größtenteils mit schütterer Pioniervegetation bestanden ist und ebenfalls eine deutliche Treppung aufweist. Die Bodenbildung ist hier über das Rohbodenstadium kaum hinausgekommen, die Bodenfauna besteht aus einer arten- und individuenarmen Pioniergesellschaft, die nach einer Milbe den Namen *Caeculus echinipes*-Gesellschaft trägt (vgl. FRANZ 1943). Das Gelände unmittelbar um das Hochtort ist stark gestört und an den steilen Hängen unbequem zu begehen. Wir steigen daher südwärts bis zur Kehre 18 ab, um von dort einige Punkte östlich der Glocknerstraße aufzusuchen. Das Gelände ist hier flacher und das Grundgestein (vorwiegend Kalkmarmor) in verschiedener Mächtigkeit von Schutt überdeckt. Auf diesem haben sich Böden in einer nur selten 30 cm überschreitenden Mächtigkeit entwickelt. Auf einem flachen Rücken, der mit vorwiegend silikatischem Schuttmaterial (kalkfreie Phyllite) überdeckt ist, hat sich unter *Carex curvula*-Rasen ein podsoliger Boden entwickelt. Es wurde folgendes Profil beschrieben:

A ₁	0–2 cm	humoser glimmeriger, stark schluffiger Sand, intensiv durchwurzelt, grauschwarz.
A _{2e}	2–5 cm	hellgrauer, fast humusfreier, stark glimmeriger, stark schluffiger Sand.
B _s	5–15(18) cm	sehr glimmerreicher, schluffiger, feiner Sand, fast steinfrei, hell rostfarbig.
C	15(18)–ca. 100 cm	z. T. stark aufgemürbter Schutt, vorwiegend quarzfreier Phyllit, aber auch karbonatische Gerölle enthaltend.
D	ca. 100 cm u. tiefer	Kalkmarmor.

Eine flache Schneemulde in Richtung auf den Hochtortauernkopf weist unter einem *Salicetum herbaceae*, also einer typischen Schneetälchengesellschaft, einen alpinen Pseudogley auf vorwiegend silikatischem Schutt auf. Die Schuttdecke erreicht hier 33 cm Mächtigkeit und ist zur Gänze in Boden verwandelt, darunter folgt der in der Grenzschicht aufgemürbte kristalline Kalk.

Der Abhang des Hochtortauernkopfes besteht in unmittelbarer Nähe aus Kalk und Kalkglimmerschiefer, der am etwa 30° geneigten Unterhang von getrepptem Blaugrasrasen (*Seslerietum*) bestanden ist. Der Boden ist hier eine grobskelettreiche Pararendsina von wechselnder, jedoch stets geringer Mächtigkeit. Folgendes Profil sei als Beispiel beschrieben:

Schichttiefe cm	pH (KCl)	CaCO ₃ %	Org. Subst. %	Korngröße in mm und % des Feinbodens			
				< 0,002	0,002–0,02	0,02–0,2	0,2–2,0
A ₀₀ + A ₀ 0,5–0 cm							
A ₁ 0–6(10) cm							
C ₁ 6(10) cm							
10 YR 5/4–4/4.							
2–6	6,0	—	20,1	3,9	16,0	74,9	9,1
10–14	7,0	22,0	—	0,4	4,5	67,8	27,7

Es verdient hervorgehoben zu werden, daß der humose Mineralbodenhorizont trotz seiner geringen Mächtigkeit bereits vollkommen karbonatfrei ist. Der Humusgehalt ist für eine alpine Rendsina nicht hoch.

An weniger steilen Hängen unterbleibt die Treppung, es kommt entweder zu kolluvialer Anhäufung von Bodenmaterial oder zur Bildung tiefgründigerer, autochthoner Bodenprofile vom Braunerdetypus.

3. Die Böden im Bereiche der Gamsgrube

Von der Franz-Josefs-Höhe gelangt man auf einem bequemen Promenadenweg entlang der Hänge der Freiwand und des Fuscherkarkopfes zur Gamsgrube und zum Wasserfallwinkel. In diesem findet die geschlossene, zusammenhängende Rasenvegetation ihre Grenze, da zwischen Wasserfallwinkel und Mittlerem Burgstall noch bis vor wenigen Jahrzehnten der Wasserfallkees in breiter Verbindung mit der Pasterze gestanden hat. Heute ist diese Verbindung infolge des Gletscherrückganges vollkommen unterbrochen und vor der Zunge des Wasserfallkeeses ein weites noch nahezu vegetationsloses Gelände ausgeapert. Das Gebiet beiderseits des Promenadenweges steht im Bereiche der Gamsgrube und des Wasserfallwinkels unter Naturschutz, das Verlassen des Weges ist dort streng untersagt. Es ist geplant, für die Exkursion eine Sondergenehmigung zum Betreten der Gamsgrube zu erwirken. Der sich nach SW öffnende Karboden der Gamsgrube steigt vom Promenadenweg, der ihn in etwa 2500 m Höhe schneidet, bis etwa 2880 m an, er wird von den steilen Bratschenhängen des Fuscherkarkopfes begrenzt. Vom Promenadenweg fällt das Gelände westwärts gegen den mittleren Pasterzenboden ab, der Abhang ist in seinem oberen Teil noch von geschlossenen Seslerieten bewachsen. An der Linie, an der der Gletscher der Fernauzeit seinen Höchststand erreicht hat, grenzt die geschlossene Vegetation scharf an den nur noch von Pionierpflanzenvereinen bewachsenen, vom Eise in junger Vergangenheit devastierten Raum. Die Hofmannshütte, 2444 m, steht noch oberhalb dieser Grenze inmitten der geschlossenen *Sesleria*-Rasen.

Wir wenden uns zunächst dem Gelände oberhalb des Promenadenweges, der Gamsgrube im engeren Sinne, zu. Steigt man vom Weg aus im Karboden der Gamsgrube empor, so erreicht man in etwa 2600 m Höhe die derzeitige obere Grenze des Vorkommens geschlossener Rasenflächen. Auch diese sind begrenzte, auf flache Rücken beschränkte Raseninseln, die voneinander durch bis in den Sommer mit Schnee erfüllte Erosionsrinnen getrennt sind und an die weithin nur von einer lückenhaften Pioniervegetation

bedeckte Flächen anschließen. An den Hängen, die das Kar seitlich begrenzen, reicht der Rasen etwas höher hinauf und auch in Richtung gegen den Ausgang des Pasterztales steigt die Rasengrenze an den Hängen der Freiwand allmählich höher empor. Wo geschlossener Rasen an nur von Pioniervegetation bewachsene Flächen stößt, ist die Grenze fast stets durch einen Erosionsrand gegeben, der vielfach eine Sprunghöhe von 50 cm erreicht. An den Erosionsrändern bricht nach Auswaschung des lockeren Bodens der Rasenfz ab, so daß die Rasenflächen eine ständige Reduktion erfahren. Auf diese Tatsache hat schon H. FRIEDEL (1936) hingewiesen. Er hat auch als erster erkannt, daß in den Blaugrasrasen (Seslerieten) der Gamsgrube eine beträchtliche Akkumulation von Flugsand stattfindet, welcher einerseits aus den Bratschenhängen des Fuscherkarkopfes und andererseits aus dem Vorfeld des Wasserfallkeeses ausgeweht wird. An den Rasenanrissen ist überall eine deutliche Schichtung des losen, sandigen Bodenmaterials feststellbar, eine Folge der sich Jahr für Jahr periodisch wiederholenden Akkumulation, die den Rasen mit der Bodendecke immer weiter emporwachsen läßt, zugleich aber auch immer stärkerer Erosion aussetzt.

Welchen Betrag die Akkumulation von Flugsand am Karboden der Gamsgrube im Laufe der Zeit erreicht hat, wird klar, wenn man die Mächtigkeit der Sedimentdecke auf dem festen Untergrund untersucht. Es ergeben sich dann sehr oft Mächtigkeiten über 1 m; H. FRIEDEL fand eine maximale Mächtigkeit von 3,1 m. Allerdings ist, wie wir sehen werden, ein Teil dieses Betrages auf das Konto der Verwitterung des anstehenden Gesteins zu setzen. Über den Entwicklungsablauf dieser Sediment- und Bodendecke erhält man weiteren Aufschluß, wenn man den Boden aufgräbt und eingehender untersucht. Ein Profil, welches ich im flach geneigten Karboden am Erosionsrand des Seslerietums zwischen der mittleren und nordwestlichen Schneerinne etwa 70 Höhenmeter über dem Promenadenweg aufgrub, zeigte folgenden Aufbau:

A ₁	0 - 7 cm	schwach humoser grusiger Sand, locker, stark durchwurzelt, Humusform mullartiger Moder, übergehend
A ₂	7 - 10 cm	sehr schwach humoser, grusiger Sand, locker, stark durchwurzelt, übergehend
(B) ₁	10 - 45 cm	leicht gebräunter Sand, schwach steinig (Schieferbrocken enthaltend), etwas dichter gelagert als A ₂ , noch gut durchwurzelt, stellenweise humusfleckig, Durchschnittsfarbe 10 YR 3/4.
(B) ₂	45 - 100 cm	nach unten feiner werdender Sand, humus- und verwitterungsfleckig, stark verwitterte Steine (Schiefer) enthaltend, ziemlich locker, kaum durchwurzelt, nahe der Untergrenze des Horizontes 1 stark aufgemürbtes Gehäuse der Schnecke <i>Arianta arbustorum</i> gefunden, aufsitzend auf
A ₁ 'fos	100 - 145 cm	humoser, schwach rostfleckiger, stark glimmeriger Sand, nach unten zunehmend steinig (Glimmerschiefer), ziemlich dicht lagernd, Mischfarbe 10 YR 3/2 - 3/3, aufsitzend auf
A ₂ 'fos	145 - 148 cm	nicht allenthalben gleich scharf begrenzter und gleich mächtiger, aber doch nahezu durchlaufender Humushorizont, humoser, stark glimmeriger Sand, stark steinig, Farbe 10 YR 3/2.
(B)C ₁ 'fos	148 - 175 cm	sandige Glimmerschieferverwitterung, dicht lagernd 1 Gehäuse von <i>Arianta arbustorum</i> enthaltend, Farbe 10 YR 3/3 (gesteinsbedingt).
(B)C ₂ '	175 - 190 cm	verwitterungsfleckiger, lockerer Sand, Durchschnittsfarbe 10 YR 3/3 (gesteinsbedingt).
(B)C ₃ '	190 - 193 cm	feinsandigere Schicht von wechselnder Mächtigkeit, hellockerfarbig (10 YR 4/4) unmittelbar über
C'	193(198) u.	tiefer anstehender oberflächlich noch angewitterter Glimmerschiefer, Farbe 10 YR 3/2 - 3/3.

Schichttiefe in cm	pH (KCl)	CaCO ₃ %	org. Subst. %	Korngröße in mm und % des Feinbodens						
				< 0,002 0,005	0,002 - 0,005	0,005 - 0,02	0,02 - 0,05	0,05 - 0,01	0,1 - 0,2	0,2 -
1 - 7	7,0	60,2	2,3	0,9	1,1	2,4	3,6	14,5	14,5	63,0
25 - 35	6,9	38,7	—	1,4	2,1	0,9	6,1	22,4	1,0	66,1
65 - 75	7,0	51,6	—	0,4	2,6	0,4	7,1	21,9	2,5	70,1
85 - 95	7,2	23,6	—	1,4	3,6	1,9	8,6	27,7	2,7	54,6
127 - 132	7,2	26,8	1,4	2,4	2,7	2,2	8,1	29,5	2,6	52,9
145 - 148	6,6	—	1,7	1,4	3,7	1,3	12,6	27,8	8,4	45,8
155 - 160	6,85	—	—	2,9	2,6	2,9	12,6	29,8	6,2	43,0
180 - 190	7,0	—	—	6,9	3,1	2,4	9,6	38,3	19,1	43,6
190 - 193	6,85	—	—	4,9	3,3	5,7	16,6	24,2	11,8	33,5

Die Umtauschkapazität (UK) betrug in 1 - 7 cm 15 mval, in 25 - 35 cm 11 mval und in 65 - 75 cm 32 mval/100 g Feinboden.

Das Profil läßt deutlich zwei Stockwerke erkennen: ein tieferes, das mit dem A_{fos} endet, karbonatfrei ist und aus Verwitterungsmaterial des anstehenden Gesteins besteht. Darauf folgt ein höheres, das durch Aufwehung reichlich Kalk enthaltenden Flugsandes entstanden ist, der offenbar von den Kalkphyllitbratschen des Fuscherkarkopfes und dem Vorfeld des Wasserfallkeeses ausgeblasen worden ist. Beiden Profilteilen muß postglaziales Alter zukommen, da die Gamsgrube während der letzten Eiszeit und selbst noch im Spätglazial von einem Gletscher erfüllt war, der zweifellos alles ältere Verwitterungsmaterial ausgeräumt hat. Die beiden Stockwerke des Profils sind nur so zu deuten, daß in einer ersten Phase relativ intensive Verwitterung und Bodenbildung herrschte, aber wenig Flugsand gebildet wurde. In dieser Periode muß die Pasterzenlandschaft eine viel vollständigere Vegetationsbedeckung aufgewiesen haben als gegenwärtig. Die äolische Sedimentation in der zweiten Phase zeugt von einem Rückgang der Vegetation, der nur als Folge einer Klimaverschlechterung zu deuten ist.

Auch die Flugsanddecke ist nicht völlig einheitlich, sondern zeigt einen hellgrau gefärbten oberen und einen leicht bräunlich gefärbten tieferen Abschnitt, wie das z. B. an einer Probestelle knapp oberhalb des Promenadenweges, nahe der Stelle, wo dieser die Gamsgrube in Richtung gegen den Wasserfallwinkel verläßt, zu sehen ist. Dort wurde am Rande des geschlossenen Seslerietums, wo die Erosion eine 80 cm hohe Stufe geschaffen hat, ein Profil aufgegraben, das folgenden Aufbau hat.

- (A) C 0–110 cm Geschichteter, von dünnen humosen Bändern durchzogener, stark durchwurzelter Sand, vereinzelt Steine (Kalkphyllit) enthaltend, lose, stark durchwurzelt, die Wurzeln in der Tiefe meist abgestorben, Farbe hellgrau, geht nach unten über in
 (B) C 110–190 cm etwas bindigerer und dichter lagender, nicht mehr deutlich geschichteter, kaum noch durchwurzelter Sand, fast steinfrei, leicht bräunlich gefärbt.
 C 190 cm u. tiefer anstehender Kalkphyllit von dünner rostfarbener Verwitterungsschicht überdeckt.

Schichttiefe in cm	pH (KCl)	CaCO ₃ %	org. Sub. %	Korngröße in mm und % des Feinbodens			
				< 0,002	0,002–0,02	0,02–0,2	0,2–2,0
5–15	7,0	32,25	2,9	0,9	4,4	43,7	59,0
90–100	7,1	45,2	–	0,5	1,9	23,9	71,7
115–125	7,3	43,0	–	0,2	1,7	25,0	73,1

Die Analysen zeigen, daß das äolische Material in den tieferen Schichten zwar leicht bräunlich gefärbt, aber kalkreicher und gröber ist als in den höheren. Dies kann nicht durch stärkere Verwitterung an Ort und Stelle sondern nur durch Akkumulation von Material bedingt sein, das zu einem gewissen Prozentsatz aus schon vor der Auswehung verwitterten Substraten bestanden hat. Auch dies deutet darauf hin, daß die äolische Verlagerung von Material gegen die Gegenwart hin zugenommen hat, was ebenso wie die fortschreitende erosive Zerstörung der Rasen auf eine Klimaverschlechterung hinweist. Zur Zeit ist die Bodenentwicklung in der Gamsgrube und ebenso an anderen Punkten des Glocknergebietes mit ähnlichen Verhältnissen, z. B. am Albitzen-SW-Hang und am Hasenbalfen bei der neuen Salmhütte sehr gehemmt. Es ist das einerseits eine Folge der relativen Trockenheit, bedingt durch das sandige Substrat und die Süd-bis Südwestexposition, und andererseits durch die Auswirkung der alljährlichen Überschichtung der Bodenoberfläche mit kalkreichem Flugsand.

Wie der Karboden der Gamsgrube selbst, so steht auch der Nordwestrand des Kares mit seinen nach SO exponierten Hängen unter dem Einfluß äolischer Sedimentation, während am gegenüberliegenden Hang Ausblasung vorherrscht. Dort sieht man im Rasen zahlreiche Windanrisse und oberhalb des geschlossenen Seslerietums typische Streifenböden, die an Feinerde verarmt sind.

An den Hängen unterhalb des Promenadenweges finden sich z. T. kaum verwitterte Sande von über 1 m Mächtigkeit, ohne Spur einer Bräunung, z. T., so unweit nordwestlich der Hofmannshütte, leicht gebräunte Böden. Hier wurde unter geschlossenem Seslerietum folgendes Profil beschrieben:

- A₁ 0–10 cm moderhumoser, anlehmiger, glimmeriger Sand, steinfrei, gut durchwurzelt.
 A₂ 10–25 cm humoser, glimmeriger Sand, kleine verwitterte Gesteinsbrocken enthaltend, dichter als A₁, gelagert, schwächer durchwurzelt, übergehend in
 (B) C 25–38 cm grusiger Sand, dicht, schwach durchwurzelt, bräunlich, Farbe 10 YR 3/4–4/4.
 C₁ 38–60 cm verwitterte Moräne, enthält Geschiebe von Kalkglimmerschiefer und Prasinit, dazwischen bräunliches Feinmaterial, Farbe 10 YR 3/2–3/3.

Schichttiefe in cm	pH (KCl)	CaCO ₃ %	org. Subst. %	Korngröße in mm und % des Feinbodens			
				0,002	0,002–0,02	0,02–0,2	0,2–2,0
2–10	7,0	51,6	4,4	2,3	7,0	60,4	30,3
15–20	7,0	8,1	6,1	1,4	4,5	58,0	36,1
30–38	7,0	47,3	—	1,9	7,4	41,3	51,3
50–60	7,1	38,7	—	0,9	5,5	40,1	53,5

Zweifellos hat der dichter lagernde, weitgehend entkalkte A₂-Horizont lange Zeit hindurch die oberste Bodenschicht gebildet. Der A₁ entspricht der jungen Aufwehung, die hier infolge stärkerer Windausgesetztheit nur noch eine dünne Schicht äolischen Sedimentes zur Ablagerung gebracht hat.

4. Die Böden im Pasterzenvorfeld

Wenn man vom Glocknerhaus zur Möllschlucht hinabsteigt, so quert man zunächst geschlossene Rasenflächen, gelangt aber dann an eine scharfe Grenzlinie, an welcher der Rasen von einer schütterten Pioniervegetation abgelöst wird. Die Grenzlinie ist fast überall durch einen deutlichen Wall markiert, die Endmoräne, die den äußersten Stand des Gletschers im Jahre 1856 markiert. Ein beträchtlicher Teil des seitdem vom Eise freigegebenen Raumes wird heute von einem Stausee eingenommen, der durch Aufstauung der Möll und einiger anderer Bäche entstanden ist. Vom Stausee wird das Wasser durch einen Stollen, der den Tauernhauptkamm durchquert, den Kapruner Kraftwerken zugeführt. Während man früher nur auf einem großen Umwege über die weit talab gelegene Naturbrücke, einen großen in der Möllschlucht eingeklemmten Felsblock, auf die andere Seite der tiefen Möllschlucht gelangen konnte, bietet heute die Krone der Staumauer einen direkten, sehr bequemen Übergang, den auch die Exkursion benützen wird. Im Pasterzenvorfeld erheben sich zwei rundgeschliffene Felsrücken, der Elisabethfels, der heute die Pasterze vom Stausee trennt, und die Margaritze (2020m), an die sich die Staumauer lehnt. Der heute vom Stausee überflutete Keesboden wies vor seiner Überstauung neben kleinen Sumpf- u. Wasserflächen zahlreiche kleine Steinwälle auf, die Wintermoränen, die der Gletscher zurückließ, wenn er bei seinem Rückzug nach dem Abschmelzen im Sommer während der Wintermonate wieder etwas vorstieß. Da die winterlichen Vorstöße hinter denen der Vorjahre zurückblieben, weil der Gletscher von Jahr zu Jahr zurückwich, lagen die Wintermoränen wie Jahresringe eines Baumstammes nebeneinander und gestatteten es, mit ziemlicher Genauigkeit zu sagen, wann ein bestimmter Punkt vom Eise freigegeben worden war. Man konnte so den Fortschritt der Bodenreifung und Vegetationsentwicklung in verschieden langen Zeitabschnitten seit dem letzten Gletscherhochstand vergleichend studieren. Das ist heute leider nicht mehr im gleichen Maße möglich, wohl aber bietet das Pasterzenvorland noch immer Gelegenheit die Bodenentwicklung seit 1856 mit der seit ca. 1650 (Fernaustadium) und der seit dem Egessenstadium vor ca. 8000 Jahren zu vergleichen (siehe auch Abb. 4). Die beste Möglichkeit hierzu bietet sich westlich der Margaritze, wo der markierte Weg vom Stausee zur Stockerscharte die Moränen des Jahres 1856, die des Fernau- und die des Egessenstadiums quert.

Hier findet man auf der 1856 abgelagerten Moräne eine Pioniervegetation, die vorwiegend aus *Dryas octopetala*, *Salix serpyllifolia*, *Trifolium thali*, vereinzelt auch *Festuca*-Horsten, *Trifolium repens* u. a. besteht.

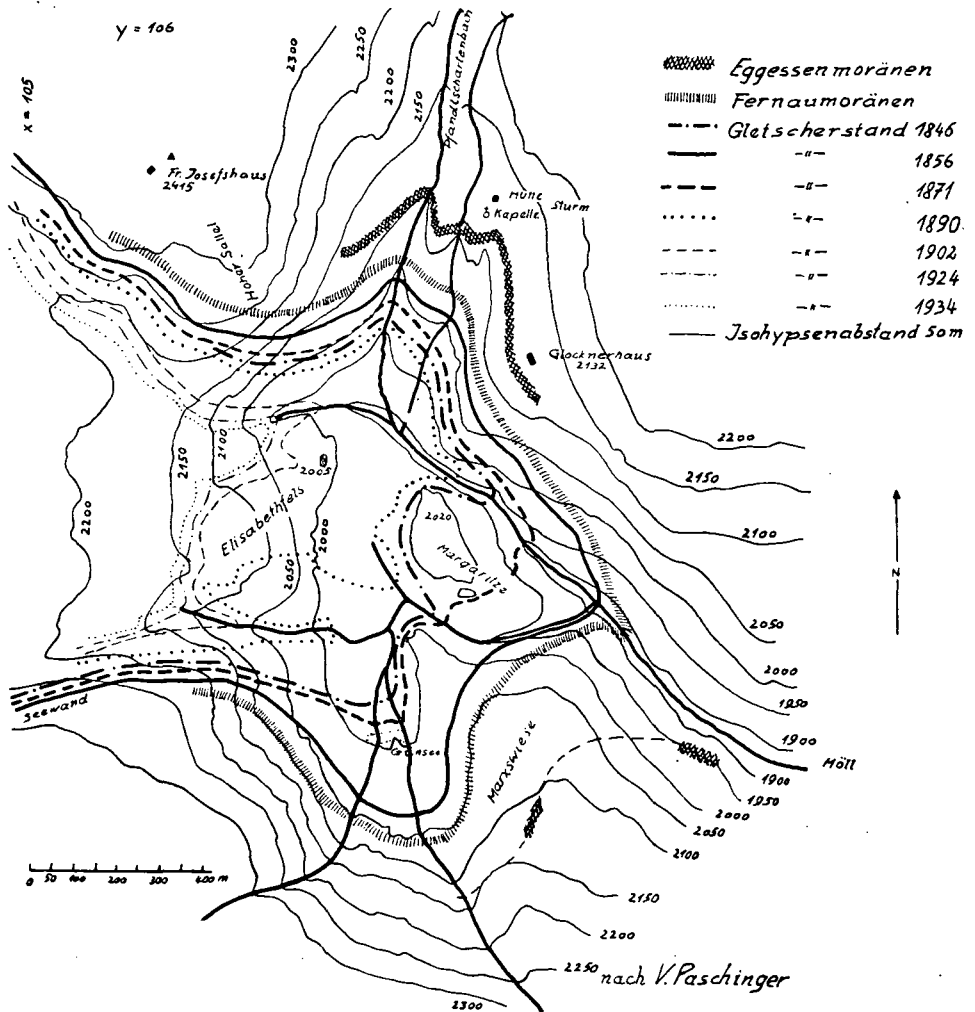


Abb. 4. Pasterzenvorfeld mit Eintragung der Moränen; aus V. PASCHINGER (1936). Die Karte stellt den Zustand des Geländes dar, bevor der Raum zwischen Pasterze und Margaritze durch Errichtung der Staumauern unter Wasser gesetzt worden ist.

Der Boden ist ganz unentwickelt, er hat folgendes Profil:

- A₀+o 2(3)-0 cm *Dryas*-Streu u. Grobmoder mit starkem Modergeruch.
 (B)C 0-10(15) cm Steine in Packung von nur ganz leicht verbrauchter Feinerde
 C 10(15) cm u. tiefer, ganz unverwittertes Moränenmaterial.

Ein A₁-Horizont ist nicht entwickelt. Das Profil ist das Ergebnis einer rund 100jährigen Bodenentwicklung. Jenseits der Moräne gelangt man in ein bereits geschlossen bewachsenes, aber doch nur einen unreifen Pionierrasen tragendes Gelände, das nach außen durch die Fernamoranen begrenzt wird. Hier hatten Vegetation und Boden etwa 300 Jahre Zeit zur Entwicklung. An einer fast ebenen Stelle wurde das folgende Profil einer unreifen Braunerde unter einem geschlossenen Pionierrasen von *Alchemilla vulgaris*, *Poa alpina*, *Deschampsia caespitosa*, *Polygonum viviparum* etc. aufgenommen:

- A₁ 0–3 cm stark humoser, lehmiger feiner Sand, Humusform mullartiger Moder, intensiv durchwurzelt, undeutlich feinkrümelig, übergehend in
 A(B) 8–40 cm Moränenmaterial reichlich mit Geschieben (Grünschiefer, Kalkglimmerschiefer) durchsetzt, je nach Verwitterungsgrad mehr oder weniger intensiv verbraunt, leicht gleyfleckig, Textur in Abhängigkeit vom Ausgangsmaterial wechselnd, anlehmiger, schluffiger Sand bis anlehmiger, grober Sand, undeutlich blockig, nur schwach durchwurzelt.
 C 40 cm u. tiefer gelblichgrauer Sand mit Grus- und Steinbesatz, strukturlos.

Schichttiefe cm	pH (KCl)	CaCO ₃ %	org. Subst. %	Korngröße in mm und % der Feinerde			
				< 0,002	0,002–0,02	0,02–0,2	0,2–2,0
10–20	7,0	5,2	—	4,9	11,0	53,7	30,4

Folgt man dem markierten zur Stockerscharte führenden Weg über die Fernaumoräne hinaus, so betritt man gleich hinter dieser von reicher Rasenvegetation bedecktes Gelände. In diesem zeichnet sich etwa 10 Höhenmeter über der Fernaumoräne nochmals ein von geschlossenem Rasen bewachsener Wall ab, die Egessenmoräne, die während eines letzten vorwärmezeitlichen Rückzugstadiums der Pasterze vor etwa 8000–9000 Jahren abgelagert wurde. Innerhalb der Egessenmoräne wurde auf einer ganz flach nach N geneigten Fläche unter geschlossenem Weideboden mit etwa 20% *Nardus stricta* das folgende Profil aufgenommen:

- A₁ 0–4 cm humoser, lehmiger Sand, intensiv durchwurzelt, rasch übergehen in
 A_{2g} 4–70 cm schwach humoser, stark glimmeriger Sand, dicht lagernd, gut durchwurzelt, grau (Farbe 10 YR 4/2) dunkel rostfleckig, übergehend in
 B_s 20–35 cm humusfreier, stark grusiger, glimmeriger, anlehmiger Sand, locker gelagert als A_{1g}, nach unten zunehmend steinig, gut durchwurzelt, Farbe hell rostrot (5 YR 3/3) übergehend in
 (B)C 35 cm u. tiefer große Steine in Packung von bräunlichem, anlehmigem Sand, an der Grenze gegen den B_s dunkel rostrot verwitterte Glimmerschieferbrocken.

Schichttiefe cm	pH (KCl)	CaCO ₃ %	org. Subst. %	Korngröße in mm und % der Feinerde			
				< 0,002	0,002–0,02	0,02–0,2	0,2–2,0
6–16 cm	4,1	—	1,5	5,4	12,5	55,5	26,6
20–30	4,6	—	—	7,4	3,0	61,6	28,0
35–45	5,8	—	—	6,9	8,5	40,1	40,5

Das Profil zeigt, daß seit dem Rückzug des Eises von der Egessenmoräne im Pasterzenvorland in rund 2000 m Höhe ein Boden von mehr als 30 cm Mächtigkeit und mit ausgeprägter podsoliger Dynamik entstanden ist. Auch auf der Egessenmoräne selbst sind unter geschlossenem Rasen Böden mit annähernd gleicher Mächtigkeit und mehr oder weniger ausgeprägter podsoliger Dynamik vorhanden. Die Egessenböden stehen in ihrem Entwicklungsgrad den noch älteren Böden außerhalb der Egessenmoräne nur wenig nach.

Am Rückweg zum Glocknerhaus ergibt sich Gelegenheit am Nordhang der Margaritze in einzelnen Felsspalten Reste brauner Böden zu sehen. Sie haben sich hier wahrscheinlich aus der Zeit vor dem Fernauvorstoß erhalten und sind vom Eise während der beiden letzten Gletschervorstöße nicht zur Gänze beseitigt worden. Wenn man nach dem Verlassen der Staumauer zum Glocknerhaus aufsteigt, benützt man zunächst ein Stück weit die von der Sturmalpe zum Stausee führende, neu angelegte Fahrstraße. Diese durchschneidet am Hang die Fernaumoräne, und schließt sie mehr als 2 m tief auf. Der Aufschluß zeigt, daß die Moräne in ihrem oberen Teile bis etwa 1 m Tiefe vorwiegend aus brauner Feinerde besteht, die nur von relativ kleinen, eckigen Steinen durchsetzt ist. Es handelt sich um Bodenmaterial, das der Gletscher bei seinem Vorstoß von der Unterlage abgeschert und vor sich hergeschoben hat. Dabei wurde der Rasen mit abgetragen und mit dem Boden vermengt, die Struktur des Rasenfilzes ist stellenweise noch in der braunen Masse der Moräne erkennbar.

Außerhalb der Fernaumoräne sind unterhalb des Glocknerhauses auf Kalkglimmerschiefer an steilen Hangstellen nur Kolluvien, an flacheren Hangpartien alpine Rasenbraunerden entwickelt.

Mit der Rückkehr zum Glocknerhaus sind die Exkursionen im Glocknergebiet abgeschlossen, es wird die Rückfahrt angetreten. Sie führt über das Hochtor zurück nach Salzburg und von da weiter nach Linz und Wien.

Blicken wir nochmals auf das in den Alpen Gesehene zurück, so können wir daraus gewisse für die Dynamik der Böden im alpinen Raume allgemein geltenden Gesetzmäßigkeiten ablesen. Überall sehen wir, wie klimabedingt die Bedeutung des chemischen und biologischen Anteiles an der Bodenbildung mit zunehmender Seehöhe zurückgeht. Die physikalischen Prozesse der Gesteinszertrümmerung, Hangabspülung, Ausblasung und Sedimentation des klastischen Materiales erlangen mit zunehmender Seehöhe immer mehr das Übergewicht. Allenthalben ist erkennbar, daß ihr Einfluß heute größer ist als während einer langen Periode der postglazialen Zeit. Bis in große Höhen hinauf finden wir aus der postglazialen Wärmezeit Böden oder Bodenreste, die Produkte intensiverer Bodenbildungsprozesse sind als sie gegenwärtig beobachtet werden können. Der Ausblasung und Ablagerung von Flugsand kommt für den Aufbau und die Abtragung der Hochgebirgsböden eine viel größere Bedeutung zu, als bisher angenommen worden ist. Der Einfluß der äolischen Erosion und Akkumulation verschiebt sich mit den Höhengrenzen der Vegetationsgürtel.

Mit den Höhengrenzen der Pflanzen verschieben sich auch die vieler Vertreter der Bodenfauna ständig. Im Glocknergebiet sind seit 1937 darüber laufend Beobachtungen angestellt worden (H. FRANZ 1943 u. 1960). Dieselben lassen erkennen, daß die Pflanzen und Tiere ständig bestrebt sind, ihren Lebensraum über ihre obere Verbreitungsgrenze hinaus auszudehnen. Dem wirkt der Witterungsverlauf in einem Jahre stärker, im anderen weniger stark entgegen. In gleicher Weise schwankt der Einfluß von Bodenaufbau und Bodenabtrag, die Bodenentwicklung ist im Hochgebirge noch mehr im Fluß als in klimatisch günstigeren Lagen.

Literatur

- CORNELIUS, H. P. und E. CLAR: Geologische Karte des Großglocknergebietes 1 : 25.000 und Erläuterungen hiezu. Verh. Geol. Bundesanst. (Wien) 1935, S. 34.
- FRASL, G.: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. Jb. Geol. Bundesanstalt Wien 101, 1958, 323–472, Taf. 25.
- FRANZ, H.: Die Landtierwelt der mittleren Hohen Tauern. Ein Beitrag zur tiergeographischen und -soziologischen Erforschung der Alpen. Denkschr. Akad. Wiss. Wien math. nat. Kl. 107, 1943, 552 S. 11 Karten, 14 Tafeln.
- Das Glocknergebiet in den Hohen Tauern, Exkursionsführer zum XI. Internationalen Entomologenkongreß Wien 1960, S. 90–102.
- FRIEDEL, H.: Ein bodenkundlicher Ausflug in die Sandsteppe der Gamsgrube. Mitt. Deutsch. u. Österr. Alpenver. Jg. 1939, S. 220–222.
- Die alpine Vegetation des obersten Mölltales (Hohe Tauern) samt Vegetationskarte der Umgebung der Pasterze (Großglockner) im Maßstabe 1 : 5000 Wiss. Alpenvereinshefte 16, 1956, 153 S. 12 Taf., 27 Vegetationstabellen.
- GAMS, H.: Beiträge zur pflanzengeogr. Karte Österreichs I. Die Vegetation des Glocknergebietes. Abh. zool. bot. Ges. Wien 16/2, 1936 IV u. 79 S., Vegetationskarte 1 : 25 000.
- PASCHINGER, V.: Der Pasterzengletscher. III. Internat. Quartär-Konferenz, Wien 1936, Führer f. d. Quartär-Exkursionen in Österreich II. Teil S. 21–33, Taf. 3.
- SOLAR, F.: Zur Kenntnis der Böden auf dem Raxplateau. Diss. Hochschule f. Bodenkultur, Wien 1960.

e) Das Biologische Laboratorium des Österr. Sticstoffwerkes in Linz

Von H. MAYR

Das Biologische Laboratorium der Biologischen Forschungsabteilung der Österreichischen Stickstoffwerke Aktiengesellschaft liegt am westlichen Stadtrand von Linz in Haag, Gemeinde Leonding und besteht seit dem Jahre 1947, wurde allerdings erst 1957 nach Haag verlegt. Die Biologische Forschungsabteilung gliedert sich, ihren sachlichen Aufgaben entsprechend, wie folgt:

1. Biologisches Laboratorium Linz – Haag.

Bestehend aus: Biochemisches Laboratorium, Eiweißlaboratorium, Pflanzenphysiologie, Herbizidtestung, Herbizidanwendung und Forstversuche, Gefäßversuchsstation, Pflanzenschutz und Schädlingsbekämpfung.

2. Isotopenlaboratorium (im Werksgelände).
3. Landwirtschaftliche Versuchsstation Steyr.
4. Mikroskopisches Laboratorium.

Die Arbeitsgebiete umfassen folgende Problemkreise:

1. Pflanzenernährung, Düngung und Bodenverbesserung,
2. Hormonartige Wachstumsregelung und Unkrautbekämpfung,
3. Pflanzenschutz und Schädlingsbekämpfung.

Für den Fragenkomplex Pflanzenernährung, Düngung und Bodenverbesserung steht in Haag eine moderne Gefäßversuchsstation mit einer Kapazität von etwa 1200 Gefäßen zur Verfügung, während im Freigelände des Biologischen Laboratoriums Parzellenversuche in kleinerem Ausmaß insbesondere Fragen der Humusdüngung und der Düngung im Obst- und Gartenbau untersuchen. In nach dem Muster der Siedlergärten angelegten „Fünffach“-Gärten werden verschiedene Humusdünger auf die Ausnützbarkeit ihrer Nährstoffe, ihre Struktur verbessernde Wirkung und ihre Ertragswirkung sowie Rentabilität in Vergleich zu Mineraldüngung geprüft.

Das Bodenprofil des Biologischen Laboratoriums kann nach H. SCHILLER und V. JANIK (Ein Beitrag zur Kenntnis der oberösterreichischen Böden; die Bodenkultur 10, Heft 3, 1959) wie folgt beschrieben werden:

Bodentyp und Ausgangsgestein: Sol brun lessivé aus jüngerem Löß der Hochterrasse.

Seehöhe: 270 m, Lage: eben.

Klima: Jahresmitteltemperatur 9 Grad C.

Jahresniederschlag: 800 mm.

- Ap 0–20 cm humoser, milder Lehm; locker gelagert, krümelnd. Farbe 10 YR 3/3–4/2, sehr gut durchwurzelt, gut durchlüftet, biologisch rege tätig. Wasserführung und Speichervermögen gut, schwach klebend, plastisch, übergehend.
- AB 20–45 cm schwach humoser, milder Lehm; mitteldicht gelagert (schwache Pflugsohle), undeutlich feinblockige Struktur, Farbe 10 YR 4/3–3/3, sehr gut durchwurzelt, gut durchlüftet, biologisch gut tätig, Wasserhaushalt wie oben, allmählicher Übergang.
- B₁ 45–75 cm schwächst mullhumoser, milder Lehm bis Lehm; dichter gelagert, deutlich feinblockige Struktur, Farbe 10 YR 4/4, gut durchwurzelt und durchlüftet, biologisch tätig, Wasserhaushalt ausgeglichen, klebend, gut plastisch, allmählich übergehend.
- B₂ 75–110 cm in Spuren humoser, milder Lehm; mitteldicht gelagert, undeutlich feinblockige Struktur, Farbe 10 YR 4/4–5/4, abnehmende Durchwurzlung, noch gut durchlüftet, biologisch schwach tätig, Wasserhaushalt ausgeglichen, in Spuren verwitterungsflechtig, schwach klebend, plastisch, rasch übergehend.
- C ab 110 cm unverwitterter Löß; Farbe 2,5 Y 5/6, vereinzelt kleine Rostflecke.
- Gesamtbeurteilung: mittelschwerer Ackerboden, tiefgründig mit guter Krümelbeständigkeit; sehr gut durchwurzelt und durchlüftet; Bodenbearbeitung nicht schwierig; Regenkapazität annähernd optimal; Mullhumus; noch gute Basensättigung, gut gepuffert; zufriedenstellende Phosphorsäure- und schlechte Kaliversorgung. Ertragstreuer Zuckerrübenboden.

Die Frage der Wirkung der Mineraldüngung auf die Höhe des Ertrages und die Qualität des erzeugten Produktes wird eingehend untersucht. Die für die Praxis wichtigste Frage besteht darin, welche Mengen welcher Nährstoffe den verschiedenen Kulturpflanzen zu gewissen Zeitpunkten geboten werden müssen, damit optimale Erträge mit optimaler Qualität erzeugt werden.

Den orientierenden Gefäßversuchen sind bezüglich dieses Fragenkomplexes umfangreiche Feldversuche auf der der Biologischen Forschungsabteilung unterstellten Landwirtschaftlichen Versuchsstation Steyr angeschlossen, in welchen vor allem die zeitliche Verteilung der Stickstoffdüngung und der Einsatz höherer Düngermengen hinsichtlich Ertrag, Qualität und Rentabilität untersucht werden. Auch die Nährstoffaufnahme und deren zeitlicher Verlauf wird eingehend geprüft.

Zur Untersuchung der durch erhöhte Düngermengen erzeugten Qualität steht ein Qualitätslaboratorium zur Verfügung, in welchem die pflanzlichen Produkte auf ihre Inhaltsstoffe untersucht werden. Im Eiweißlaboratorium wird der Aufbau und die biologische Wertigkeit von Eiweiß untersucht und werden die hierzu erforderlichen Methoden ausgearbeitet.

Neben diesen Fragen wird auch die Ausbringung flüssiger Stickstoffdünger, ferner die Anwendung wasserlöslicher Lanzendünger im Obst- und Gartenbau geprüft.

In Gefäßversuchen wird die Wirkung von Spurenelementen (B, Cu, Mn, Zn) sowie die Ertragsfähigkeit verschiedener Böden geprüft.

Auf dem Gebiete der hormonartigen Wachstumsregelung werden mit Hilfe physiologischer Testmethoden verschiedene Pflanzen auf ihren Wuchsstoffgehalt untersucht und der Verlauf des Wuchsstoffgehaltes während des Wachstums und der Entwicklung verfolgt. Ferner werden zahlreiche synthetische Stoffe auf ihre Zellstreckungswirksamkeit geprüft. Die speziell in Österreich gegebenen Probleme der Unkrautbekämpfung auf Almen, im Forstwesen, usw. werden eingehend studiert und weitere Unkrautbekämpfungsmittel für spezielle Zwecke ausgearbeitet. Die praktische Testung zahlreicher verschiedenartiger Stoffe auf ihre Wirkung gegen Unkrautpflanzen wird ganzjährig im Glashaus durchgeführt.

Neben der Unkrautbekämpfung werden Probleme der Schädlingsbekämpfung wie auch des Vorratsschutzes bearbeitet. Hier werden zuverlässige Beratungsgrundlagen durch genaues Studium der Lebensgewohnheiten der Schädlinge geschaffen, ferner Versuche zur Auffindung neuer Bekämpfungsmittel durchgeführt und die Wirkung der zur Anwendung vorgeschlagenen Bekämpfungsmittel auf die zu schützenden Kulturpflanzen und deren Qualität geprüft.

Das gleichfalls der Biologischen Forschungsabteilung unterstellte Isotopenlaboratorium beschäftigt sich vor allem mit der Anwendung der Isotope in der Landwirtschaft, ferner mit der Einwirkung radioaktiver Strahlung auf den Pflanzenertrag, sowie die Aufnahme von Nährstoffen.

Im mikroskopischen Laboratorium werden experimentelle Untersuchungen über prinzipielle Fragen der Struktur pflanzlicher Zellen durchgeführt. Dieses Laboratorium ist auch aktiv an der Herstellung von wissenschaftlichen bzw. Kulturfilmen beteiligt.

Erklärung der Abkürzungen zu Abb. 2, Seite 103: Gr.G. — Großglockner, A.R. — Adlersruhe, M.B. — Mittlerer Burgstall, F.K. — Fuscherkar Kopf, O.Pf. — Obere Pfandl Scharte, U.Pf. — Untere Pfandl Scharte, B.K. — Brennkogl, F.J.H. — Franz Josefs Haus, G.H. — Glockner Haus, H.H. — Hofmanns Hütte.

Die Südostabdachung der Alpen

(mit 10 Abb. im Text, 5 Tabellen und Tafel IV, V und VI)

zugleich Führer zur Exkursion H 17. – 19. VIII. 1961

Von J. FINK

Exkursionsroute: siehe Tafel IV.

Kartenunterlagen: Topographische Karte 1:50.000, Geologische Karte Blatt Mattersburg-Deutschkreuz mit Erläuterungen (Geol. B. A. Wien, 1957), Geolog. Spezialkarte Blatt Gleichenberg (Geol. B. A. Wien, 1926), Bodentypenkarte von Nied. Österreich und Erläuterungen (N.Ö.-Atlas der Akademie der Wissenschaften Wien 1959 und Mitt. Österr. Bod. Ges. Heft 4, 1960), Tafel V (Quartärgeologisch-bodenkundliche Karte Mattersburg-Oberpullendorf) und Tafel VI (Die Böden im südöstlichen Österreich).

Das Exkursionsthema ist, die Böden dieses Raumes und deren Abhängigkeit von der Landschaftsentwicklung, der zeitlichen Stellung und der Art des Ausgangsmaterials zu zeigen. Am Schluß der Wegbeschreibung wird in Form eines Anhanges die Entstehung des Staublehmes und die genetische Stellung der Böden dieses Raumes behandelt.

Von Wien bis Wiener Neustadt geht es in südlicher Richtung durch das Wiener Becken (vgl. Exkursion D, dieses Heft), ab Wiener Neustadt über das fast trockene Bett der Leitha zur Terrasse östlich Neudörf. Diese Terrasse bildet hier den Ostrand des Wiener Beckens, ist aber auch flußabwärts über weite Strecken, insbesondere im Abschnitt des Leithagebirges, anzutreffen. Ihre genaue Alterseinstufung ist hier infolge Fehlens voll erhaltener Deckschichtenprofile schwierig, die Schotter sind von einer Lößhaut bedeckt, die Braunerden und Parabraunerden trägt. Flußaufwärts kann sie aber über einige Felsleisten und Terrassenreste am Abfall des Rosaliengebirges mit der Terrasse östlich Erlach verbunden werden, deren Deckschichtenprofile besonders gut ausgebildet und dadurch zeitlich fixierbar sind: Zwei fossile Böden sind durch Löß getrennt; der obere ist einwandfrei mit dem R/W-interglazialen Boden der „Feuchten Lößlandschaft“ des nördlichen Alpenvorlandes, z. B. im Ziegelwerk Feilendorf oder im Ziegelwerk westlich St. Pölten (vgl. Exkursion B, dieses Heft) zu parallelisieren; der tiefere umfaßt einen ganzen Bodenkomplex, der der Kremser Bodenbildung (= Großes Interglazial) gleichgesetzt werden kann*. Die basalen Schotter sind demnach sicher altpleistozän und (zumindest) dem Jüngeren Deckenschotter des nördlichen Alpenvorlandes gleichzusetzen. Die relative Höhe der Terrasse östlich Neudörf ist etwas größer als die östlich Erlach, sodaß erstere unter Umständen auch dem Älteren Deckenschotter gleichgesetzt werden kann.

Vor das Sauerbrunn wird das Mattersburger Becken erreicht, das in das Kristallin des Rosaliengebirges und dessen Verlängerung gegen E, den Brennbrennberg, eingesenkt ist. Es ist gefüllt mit tonen, sarmatischen und pannonen Sedimenten, die sich entsprechend ihrer zeitlichen Position nach NE ablösen. Diese vorwiegend schluffig-tonigen Sedimente liefern für die Bodenbildung ein Ausgangsmaterial, das sehr ähnlich dem Löß ist, der weite Teile des Beckens in wechselnder Mächtigkeit bedeckt. Die Grenze des Beckens

* Der Raum von Erlach zeigt den Typus der Feuchten Lößlandschaft. Im Mattersburger Becken hingegen sind die fossilen Böden schon in einer typologischen Ausbildung, die dem Übergangsbereich ähnlich ist. So liegt in Pöttelsdorf eine Abfolge, die über einer Verlehmungszone eine Humuszone zeigt, während südwestl. Sigleß eine Verlehmungszone allein aufgeschlossen ist.

gegen das Gebirge fällt aber nicht mit der Grenze Kristallin: Tertiär zusammen, sondern verläuft zwischen sarmatischen und helvetischen Schichten. Letztere, die Brücke zwischen Rosaliengebirge und Brennborg bildend, bestehen aus grobklastischem Material, das als Schuttlieferant für das Mittlere Burgenland (s. u.) eine bedeutende Rolle spielt. Auch im Mattersburger Becken ist Schutt auf den höchsten Tertiärrücken anzutreffen, allerdings nur lokal und weit weniger mächtig als im Mittleren Burgenland.

Das Klima des Mattersburger Beckens ist besonders günstig, es gestattet eine Nutzungsform, die an die cultura mixta Italiens erinnert. Weingärten, Gemüsebeete und Ackerland wechseln mit Wald, mitunter auch Wiesenflächen, ab. Besonders hervorzuheben sind einerseits plantagenmäßig gebaute Erdbeeren, andererseits die Edelkastanie, die in den Wäldern eingesprengt bis in mittlere Berglagen auftritt. Die Klimadaten für Mattersburg sind in Tabelle 1 denen von anderen für den Exkursionsraum charakteristischen Stationen gegenübergestellt. Zum Teil verfügen die Stationen nur über eine Meßstelle für Niederschlag, nicht aber für Temperatur. Die Bezugstation für die interpolierten Werte ist jeweils angegeben. Alle Daten sind von der Österreichischen Bodenschätzung freundlicherweise zur Verfügung gestellt. Da sich gezeigt hat, daß selbst zur annähernden Charakterisierung des Klimas Jahrestemperatur und -niederschlag nicht ausreichen, werden die Niederschläge und die 14^h-Temperatur in der Vegetationszeit (meist IV—VIII) zur näheren Kennzeichnung bzw. zur Einreihung in die einzelnen Klimastufen der Bodenschätzung herangezogen.

Die Böden passen sich dem Substrat, dem Relief und dem Klima weitgehend an. Sie zeigen generell eine Aufgliederung in Beckenraum und Berglage (vgl. hiezu Tafel V und Bodenkarte von N.Ö. mit Erläuterungen, ds. Zeitschrift, Heft 4, 1960). Im Becken sind die Böden auf schluffig-tonigen tertiären Sedimenten, Löß und holozänem Schwemmmaterial zonal von NE nach SW angeordnet: In der Wulka-Niederung (Eisenstädter Senke) und teilweise noch eingreifend in die Muldentäler des Hügellandes liegen Böden, deren Humusform unterhalb der bearbeiteten Krume mullhumos bis anmoorig ist. Sie sind aus kalkreichen Anmooren, die meist durch den Menschen trockengelegt wurden, hervorgegangen und stellen heute sehr gute landwirtschaftliche Standorte dar. Vereinzelt findet sich eine Überkonzentration an Salzen, doch sind diese Flächen relativ klein*. Diese Böden werden in Österreich „Smonitza“ genannt, was streng genommen nicht statthaft ist, weil solche Böden in Serbien als Crnica bezeichnet werden (vgl. Erläuterung zur Bodenkarte N.Ö.). Den Übergang zu echten Landböden stellen Kolluvien der Mulden und Unterhänge dar, die zum Teil auch anmoorige Züge aufweisen. Für sie wird der Arbeitsbegriff „Muldentschernosem“ verwendet. Schließlich folgen (echte) Tschernoseme, die ab einer Höhe von ca. 250 m von Braunerden abgelöst werden. Die höhenmäßige Differenzierung zeigt, daß es sich sowohl bei den AC- als auch den ABC-Böden um klimagebundene Bodentypen handelt. Die Höhe des Überganges entspricht den übrigen Teilen der „Trockenprovinz“ (pannonischer Klimabereich Österreichs). Das Ausgangsmaterial der Tschernoseme ist überwiegend Löß, seltener Tertiär; dennoch verdienen die Tschernoseme auf schluffig-tonigem Tertiär besonderes Interesse, weil sie eine etwas anmoorige Bodenentwicklung zeigen, obwohl die morphologische Position eine solche ausschließen müßte. Zum Vergleich sei erwähnt, daß am Nordrand des Plattensees auf einer Exkursion April 1960 von P. STEFANOVITS/Budapest ähnliche Bodenbildungen gezeigt und der Unterschied gegenüber den Lößtschernosemen damit begründet wurde, daß die Dichtlagerung der schluffig-tonigen (tertiären) Sedimente einen zeitweiligen Wasserüberschuß bedingt, der die Möglichkeit einer Anmoorbildung ergibt,

* Bei der Anlage einer großen Drainage nördl. Wulkaprodersdorf konnten mehrere Mulden im Mikrorelief beobachtet werden, in denen „Saliter“ bis 50 cm Höhe emporsteigt. Eine Schädigung der Kulturen wurde aber nicht festgestellt.

	gemessen in bzw. bezogen auf	Mittlere Tagestemperatur in ° C												im Jahr
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Mattersburg (interpoliert)	230 m													9,1
Ödenburg (Sopron)	227 m	-1,5	0,1	4,9	9,1	14,3	17,5	19,7	18,8	15,8	9,8	4,1	0,3	
Meßstelle für Temperatur Groswarasdorf	242 m													9,1
Meßstelle für Niederschlag Güns (Köszeg)	274 m	-1,6	0,2	5,0	9,1	14,5	17,4	19,4	18,5	14,9	9,8	4,0	-0,1	
Meßstelle für Temperatur Rechnitz	354 m													9,0
Meßstelle für Niederschlag Güssing	225 m	-2,4	-1,0	4,1	8,9	14,4	17,7	19,5	18,4	14,3	8,7	3,4	-0,6	8,8
Fürstenfeld	276 m	-2,3	-0,2	4,4	9,2	14,4	17,6	19,3	18,0	14,2	9,6	3,7	0,3	9,0
Radkersburg	205 m	-2,3	0,2	5,4	10,1	15,3	18,4	20,5	19,4	15,3	10,2	4,2	-0,2	9,7
Lichendorf (5 km westl. Mureck)	242 m	-3,4	-1,0	4,3	9,6	15,0	18,1	19,9	18,7	14,8	9,4	3,5	-0,9	9,0
Graz (Thallerhof)	335 m	-3,9	-1,4	3,7	8,4	13,5	16,7	18,7	17,6	13,6	8,7	2,5	-1,5	8,1

	Mittlere Temperatur um 14 h					Durchschnitt	Mittlere Niederschlagsmenge in mm												Jahr im	IV-VIII d. s. in %		
	IV	V	VI	VII	VIII		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII				
Mattersburg (interpoliert)						20,0													685	370	54	
Ödenburg (Sopron)	13,0	18,8	21,7	24,0	23,0																	
Meßstelle für Temperatur Groswarasdorf						20,0	35	35	45	61	69	86	93	78	72	51	49	42	716	387	54	
Meßstelle für Niederschlag Güns (Köszeg)																						
Meßstelle für Temperatur Rechnitz						20,0	36	39	47	66	69	86	96	84	76	53	57	47	756	401	53	
Meßstelle für Niederschlag Güssing	14,2	19,7	23,0	25,2	24,0	21,2	30	35	51	56	80	90	111	94	83	53	66	42	791	431	54	
Fürstenfeld	13,8	19,0	22,1	24,1	22,9	20,4	30	26	44	63	71	102	120	105	87	65	54	41	808	461	57	
Radkersburg	14,2	19,3	22,7	24,9	24,2	21,1	48	40	53	81	89	111	119	104	100	79	67	57	948	505	53	
Lichendorf (5 km westl. Mureck)							52	42	67	76	91	102	113	98	104	84	58	63	950	480	51	
Graz(Thallerhof)	13,4	17,5	20,9	23,3	22,8	19,5	34	27	43	68	77	119	141	115	107	81	54	41	907	520	57	

Tabelle 1: Klimadaten von einzelnen für den Exkursionsraum wichtigen Stationen

während die Kapillaren der Lösses höchste Wasserspeicherung und damit geregelte Wasserverhältnisse ermöglichen. Innerhalb des Tschernosemgebietes tritt eine große Schotterplatte zwischen Wulka und Notbach (mit einer flächenmäßig geringen Fortsetzung westlich der Wulka) auf, die mit Flugsand bedeckt ist und deshalb kalkfreien Tschernosem trägt. Ein guter Aufschluß liegt an der Bundesstraße 50 südl. Wulkaprodersdorf (vgl. Tafel V).

Besonderes Interesse erheischen die Braunerden und ihre Substrate, die kontinuierlich an die Tschernoseme anschließen. Typische Profile wurden durch den Bau der Bundes-

straße aufgeschlossen, die Eisenstadt mit dem mittleren und südlichen Burgenland verbindet (die Straße wird bei der Exkursion weitgehend benützt), so ab der Höhe südlich Mattersburg bis zur Abzweigung nach Marz. Der dortige Löß nimmt morphologisch eine Übergangstellung zwischen solchen des Trockengebietes und jenen der Feuchten Lößlandschaft ein: Seine Kapillaren sind teilweise durch Tonsubstanz bräunlich gefärbt, er ist etwas dichter gelagert und erste Spuren einer Vergleyung sind sichtbar. An den senkrechten Wänden der prismatischen Strukturkörper kommen aber nebeneinander Tonhäutchen (coatings) und Ausscheidungen von CaCO_3 vor. Trotz der Tonhäutchen darf der darüberliegende Boden noch als Braunerde* bezeichnet werden, weil nur sehr geringe textuelle Unterschiede zwischen A_p und B-Horizont bestehen. Ein allfälliger Eluvial-Horizont läge innerhalb der beachteten Schicht und wäre demnach unbedeutend.

Die weitere Fortsetzung der (klimabedingten) Catena auf bindigen Substraten in echte Parabraunerden zu suchen, ist hier meist verwehrt, weil südlich der Braunerdezone bereits mit dem Anstieg zum Kristallin und dem aus Kristallin bestehenden grobklastischen Helvet eine andere Boden-Assoziation anschließt. Es ist der Raum des mehr oder weniger geschlossenen Waldes, dessen Böden entsprechend dem Ausgangsmaterial meist als „magere“ oder podsolige Braunerden ausgebildet sind. Der starke Eingriff des Menschen, sichtbar an vielen Kahlschlägen, deren Aufforstung durch starke Vergrasung sehr erschwert ist, hat ebenso wie das starke Relief zu einer steten Störung der Bodenentwicklung geführt, sodaß eine genaue Angabe über die bodentypologische Prägung dieser Böden sehr schwer fällt. Anders bei Böden in ebener Lage: diese haben mehr oder weniger starken Anteil an älterer Verwitterung. Selten liegen echte Reliktböden vor, meist nur mehr Restprofile oder solifluidal oder kolluvial angereicherte Bodenreste. Alle diese älteren Elemente wurden vorläufig mit dem gemeinsamen Arbeitsbegriff „Alte Verwitterungsdecken“ belegt (J. FINK 1958), durch den sowohl das höhere Alter als auch die Tatsache einer bestimmten Umlagerung hervorgehoben werden sollte. Überall am ehemals unvergletscherten Ostrand der Alpen ebenso wie im Kristallin der Böhmisches Masse liegen in ebenen Landschaftsteilen derartige Verwitterungsdecken, die typologisch meist Pseudogleyen ähnlich sind, zum Teil aber auch als silikatische Rot- oder Braunlehme ausgebildet sein können. Im weiteren Verlauf der Exkursion werden sowohl Reliktböden (Profil II, III und IV) als auch Profile, die aus umgelagertem älterem Material entstanden sind (u. a. Profil V) gezeigt, sodaß hier nicht näher eingegangen werden braucht. Der generelle Hinweis zur Charakterisierung der Bodenassoziation im Kristallin mußte aber erfolgen, da bereits auf halbem Weg zwischen Mattersburg und Siegrabener Sattel neben der Straße derartige „Alte Verwitterungsdecken“ sichtbar werden. Noch besser sind diese in einem kleinen Fahrweg, der unmittelbar am Scheitelpunkt des Siegrabener Sattels gegen SE abzweigt, zu erkennen:

A_0	5–0 cm	Rohhumus aus Bestandesabfall und Beerensträuchern
A_1	0–5 cm	humoser, lehmiger Sand, lose gelagert
A_2	5–30 cm	fahler, schwach lehmiger Sand, lose gelagert, Steinlage
B_1	30–90 cm	grusiger, stark sandiger Ton, intensive Färbung, an den prismatischen Absonderungsflächen deutliche Tagwassergleyerscheinungen
C	ab 90 cm	solifluidal orientiertes Konglomerat (Brennberger Blockschotter), vorwiegend aus Quarzit.

Besonders interessant ist die Steinlage, welche die ältere, gleyartig veränderte Bodenbildung von der hangenden jungen Auflage trennt. Eine genaue Alterseinstufung der beiden stockwerkartig übereinanderliegenden Bodenpakete soll hier nicht vorgenommen werden, da Detailkartierungen fehlen, das Profil kann aber trotzdem als charakteristisch für den Raum genannt werden.

Südlich des Siegrabener Sattels beginnt das Mittlere Burgenland, dessen Aufbau

* Sofern dieser Begriff als regionaler Bodentyp erhalten bleibt (vgl. Ausführungen am Schluß des Exkursionsführers).

und Gliederung vom nächsten Haltepunkt aus demonstriert wird. Schon auf der Fahrt dahin ist das Wesentliche der Landschaft zu erkennen: Mit deutlichem Gefälle ziehen Fluren links und rechts der Straße gegen SE, an denen das durch sein geschlossenes Waldkleid kenntliche Gebirge mit steilem Anstieg absetzt. Noch deutlicher wird dies auf der Höhe SE von Weppersdorf bei Kote 340. Von hier ist das ganze Mittlere Burgenland, das aus dem Becken von Oberpullendorf und seinen Randgebirgen besteht, sichtbar. Die Umrahmung bilden im N und W das Kristallin der Buckligen Welt, des Rosaliengebirges und des Brennbirges, im S die Rechnitzer Schieferinsel. Markant hebt sich am Gebirgsrand im W die Basaltkuppe des Paulibirges ab. Das Becken selbst ist durch weite, allmählich gegen SE absinkende Fluren gekennzeichnet. Diese Fluren lassen sich zwei Niveaus zuordnen, einem östlichen und einem westlichen, die gegeneinander ungefähr durch den Stooberbach begrenzt sind*. Das westliche Niveau liegt etwas höher und zieht bei Kirchschatz trichterförmig in das Gebirge hinein, das östliche kommt aus dem Trichter von Kobersdorf — er war deutlich ab dem Siegggrabener Sattel sichtbar — und breitet sich vorwiegend östlich des Stooberbaches bis weit über die Landesgrenze im E und SE aus.

Beide Niveaus stellen Fußflächen dar, die zu einer Zeit gebildet wurden, als im mitteleuropäischen Raum noch die Bildung rein denudativer Formen, wie sie durch Flächen-spülung entstehen, möglich war. Im Zusammenhang mit der Lagerung des Stoober Basalts wird die Frage des Alters der Fußflächen genauer behandelt werden, vorläufig soll nur das großmorphologische Bild dieses Raumes gezeigt werden: In die präquartär entstandenen Fußflächen — deren höhere selbstverständlich etwas älter ist, was sich auch in ihrer extremen Verwitterung zeigt — haben die Gerinne während des Pleistozäns eingeschnitten und je nach ihrer Größe die Täler geformt. Neben kleinen Muldentälern finden sich auch deutlich terrassierte Täler, so an der Rabnitz unterhalb Mannersdorf. Damit zeigt das Mittlere Burgenland das Bild, das ins Generelle übertragen für den ganzen Alpenrand Geltung hat, in modellartiger Form: Die jüngste Fußfläche am Rande der Alpen bildet die morphologische Ausgangsform für die quartären Gerinne mit ihren vielgliedrigen Terrassentreppen, die dem Rhythmus der Kalt- und Warmzeiten entsprechen. Der Wechsel in der Landformung ist nur klimamorphologisch zu erklären. Freilich fehlt an vielen Abschnitten des Alpenrandes die Möglichkeit einer Überprüfung dieser Auffassung; so sind am Nordrand der Alpen gegen das Vorland die petrographischen Unterschiede Flysch zu Molasse derart gravierend, daß eine klimabedingte Morphogenese nicht unbedingt erforderlich erscheint. Auch an der Südostabdachung fällt die Grenze Gebirge zu Vorlandflur oft mit der Grenze (hartes) Kristallin zu (weichem) Tertiär zusammen. Im Mittleren Burgenland hingegen zieht das westliche Niveau über Tertiär ebenso wie über (tief verwittertes) Kristallin hinweg, stellt somit eine echte Fußfläche dar**.

Alle weiten flachen Rücken des Beckens tragen an ihrer Oberkante einen mächtigen Mantel aus Schutt, der als Fußflächenschutt zu bezeichnen ist (vgl. Abb. 2). F. KÜMEL (1957) hatte bei der geologischen Kartierung ohne Berücksichtigung der klimamorphologischen Genese des Raumes diesen Schutt noch als „Terrassenschotter“ aufgefaßt, außerdem von einem „Schotter der pannonischen Stufe“ abgetrennt, der aber nachweislich (vgl. Profil III, Lackendorf) dem gleichen Fußflächenschutt angehört. Die hier vorge-tragene Auffassung ist nach eingehender Beschäftigung mit diesem Raum relativ spät entstanden: Auf der Exkursion der Geologischen Gesellschaft am 16. 6. 57 wurde der Schutt als Solifluktionsmaterial über denudativ geschaffener Ausgangsform erklärt.

* Die geologisch-tektonische Gliederung in das Draßmarkter Teilbecken und das (eigentliche) Oberpullendorfer Becken, wie sie u. a. von H. KÜPPER (1957, b, Tafel XII) vorgenommen wird, spiegelt sich in der Landformung deutlich wider.

** Stellenweise sind die Formen noch so gut erhalten, daß man von Fußebenen sprechen darf.

Eine quartäre Entstehung des Schuttmantels wurde deshalb erwogen, weil in einer großen Schottergrube westlich Lackenbach (N Zeiselmühle) 3 m tiefe Kryoturbationen beobachtet wurden, in denen Aulehmlinsen mit Quarzschutt vermengt lagen (vgl. die von H. KÜPPER skizzierte Darstellung von Fig. 4, Tafel VIIa bei J. FINK 1957). Diese Frosterscheinungen, die teilweise auch an anderen Stellen des Schuttmantels (Profil II) zu beobachten sind, zeugen jedoch nur von einer späteren periglazialen Umgestaltung, wie überhaupt die Ausdünnung des Schuttmantels an den Hängen auf eine solifluidale Aufzehrung der ehemals sicher sehr mächtigen (gebirgsnahe heute noch in einzelnen Aufschlüssen 3 m Dicke überschreitenden) Decke zurückzuführen ist. Die Entstehung des Schuttes hängt unmittelbar mit der Bildung der Fußfläche zusammen. Durch zahlreiche neueste Arbeiten sind wir über ähnliche Erscheinungen in anderen Räumen unterrichtet worden. Aus der Fülle der Arbeiten seien erwähnt jene von H. MENSCHING (1958), welche zur Nomenklatur mit eindrucksvollen Beispielen Stellung nimmt, oder jene von B. BULLA (1958) und H. LOUIS (1957), beide grundsätzlicher Art und schließlich die später noch näher zitierte von H. BOBEK (1959), in der die Große Kawir beschrieben wird.

Gegenüber anderen Alpenrandabschnitten weist der Raum des Mittleren Burgenlandes auffallend hohe Schuttmengen auf; er ist aber auch zur Bildung mächtiger Schuttdecken prädestiniert: In der Gebirgsumrahmung finden sich nämlich sehr viele grobklastische Gesteine, so die bereits erwähnten Brennberger Blockschotter, die ebenfalls helvetischen Auwaldschotter und das Sinnersdorfer Konglomerat im SW des Beckens. Vornehmlich lieferten sie das Material für den Schuttmantel, der vom Rand des Gebirges bis nahe an die tektonische Senkungsachse der Kleinen Ungarischen Tiefebene (Vasvár-Sárvár-Mihályi) als mächtige Decke reicht. Auch weit entfernt vom Gebirge, so in den brettebenen Flächen östlich Szombathely (Steinamanger), wo durch den weiten Transportweg bereits eine starke Rundung des Materials zu erwarten wäre, läßt Gesteinszusammensetzung (vorwiegend Quarzit), geringer Zurundungsgrad und Verwitterungsart der Altkristallinkomponenten (Kaolinisierung) keinen Zweifel an Entstehung und Herkunft des Lockermaterials.

Das Klima des Oberpullendorfer Beckens kann als Übergangsklima am Rande des pannonischen Bereiches bezeichnet werden. In Großwarasdorf, 5 km nordöstlich Oberpullendorf, befindet sich eine Meßstelle für Niederschlag (vgl. Tabelle 1), genaue Temperaturwerte müssen von Ödenburg oder Güns herangezogen werden.

Die Böden des Mittleren Burgenlandes (vgl. Tafel V) sind in ihrer Typologie vom Substrat geprägt. Auf den mächtigen Quarzschuttdecken liegen Reliktböden (vgl. Profil II und III), wo hingegen der Schuttmantel ausdünn und nur mehr 1–2 dm Mächtigkeit erreicht, treten interessante Zweischichtprofile auf. Solche Profile sind verbreitet südlich Weppersdorf auf tegelig ausgebildetem Sarmat, u. a. im Ziegelwerk Markt St. Martin, wo die Quarzschuttüberstreuung ca. 40 cm beträgt. Das Bodenprofil folgt der petrographischen Differenzierung und zeigt im Bereich des Schuttmantels den humosen und eluvialen Horizont, während der Tegel, als Staukörper wirkend, gleyartige und zum Teil braunlehmartige Züge aufweist. Diese geologischen Zweischichtprofile sind ferner in großer Verbreitung auf dem weiten Rücken zwischen Stooberbach und Rabnitz (den die Exkursion auf der neuen Straße zwischen Oberpullendorf und Dörfel überquert) zu finden. Darüber hinaus wurde durch die detaillierte Aufnahme Ing. Palata's bei der Landwirtschaftlichen Bodenkartierung auch in anderen Teilen des Oberpullendorfer Beckens die Quarzschuttüberstreuung festgestellt. Oft sind es nur mehr einzelne Steine in der Ackerkrume, die den letzten Rest des ehemals das ganze Becken überziehenden Schuttmantels darstellen. Die tertiären Sedimente des Oberpullendorfer Beckens liegen in sandiger und tegeliger Ausbildung vor. Im Bereich der letzteren wechselt das Substrat

auf engstem Raum. Schluffige, tonige, tegelige und vereinzelt auch sandige Lagen treten auf, sodaß die Detailkartierung schwierig ist. Da meist wechselfeuchte Standortverhältnisse vorliegen, werden diese Böden generell den Pseudogleyen zugeordnet. Anders bei den sandigen Sedimenten: Östlich Weppersdorf treten auf großer Fläche pannone Quarzsande auf. Sie waren östlich der Ortschaft auf der Fahrt in dem großen, weithin sichtbaren Aufschluß zu erkennen, können in Lackendorf bei Profil II als Sockel der Quarzitschuttdecke studiert werden und ebenso in den vielen Schotter- und Sandgruben der weiteren Umgebung. Wo diese Quarzsande (ohne Schuttmantel) zu Tage treten, stellt sich unter magerer Vegetation aus Kiefer und *Calluna vulgaris* ein (substratgebundener) Podsol ein, der den Sekundärpodsolen auf alten Reliktböden (Profil III) ähnlich ist. Weiter gegen E und SE werden die pannonen Sedimente kalkiger, Kalksande mit Mergelzwischenlagen treten auf, sodaß ein Ausgangsmaterial für die Bodenbildung vorliegt, das bereits ähnlich dem Löß ist. Die Böden sind deshalb teils Braunerden, teils Parabraunerden. Das gleiche gilt für die tortonen Sedimente, die oft als mergelige Kalksande ausgebildet sind. Typische Parabraunerden liegen beispielsweise nördlich Ritzing. An anderen Punkten, z. B. in Aufschlüssen zwischen Kleinwarasdorf und Nikitsch konnten hingegen wieder Braunerden beobachtet werden, sodaß beide Typen auf Tafel V zu einer Einheit zusammengezogen wurden. Als Muttergestein treten neben kalkigen tertiären Substraten die gegen Osten immer bedeutender werdenden Lössе auf. Während die Lössе westlich des Stooberbaches nur isolierte Flecken bilden, treten sie ab dem Raidingbach (Großwarasdorf) flächenmäßig immer stärker in Erscheinung. Da sie meist nur eine dünne Haut bilden, sind sie im Bohrstich schwer von kalkigen Tertiärsedimenten zu unterscheiden. Aufschlüsse mit mächtigen Vorkommen sind nur südlich Deutschkreuz bekannt, wo ein tiefer Hohlweg etwas solifluidal verschlammte Lössе zeigt; in denen kleinste Gesteinsbruchstücke (aus hangenden Schuttdecken) schichtweise eingelagert sind. Markant sind ferner die Lößrohböden südöstlich Deutschkreuz nahe der Grenze, die den Charakter einer Weinviertler Landschaft vermitteln. Sie sind auf der Karte nicht getrennt dargestellt.

Die Heterogenität der tertiären Substrate und das Ausklingen der äolischen Akkumulation gegen W läßt hier die Catena der pleistozänen Windsedimente (Löß bis Staublehm) und der ihr korrelaten Böden nicht so klar erkennen, wie dies südlich der Rechnitzer Schieferinsel oder — im Großen gesehen — im ganzen pannonischen Becken zu erkennen ist (vgl. Anhang). Dennoch zeigt sich auch hier, daß zwischen den Braunerden nahe der Landesgrenze und den gleyartigen Böden auf den tegeligen tertiären Substraten gewisse Übergangsformen auftreten, die teilweise als vergleyte Parabraunerden bezeichnet werden können, teilweise aber auch infolge eines hohen Anteiles an morphologisch sichtbarer, beweglicher Tonsubstanz den Braunlehm nahe stehen. Zwischen Braunlehm, Pseudogleyen und vergleyten Parabraunerden bestehen engste Beziehungen und sind dementsprechende Übergänge vorhanden. Übergänge bestehen auch bei den Substraten. So liegt im Hohlweg westlich Mannersdorf an der Rabnitz eine interessante Wechsellagerung von Lössen und Staublehm vor.

Intrazonal bleiben stets die Böden der Mulden und Täler. Entsprechend dem Überwiegen des schweren Ausgangsmaterials sind Gleyauböden ausgebildet, die mitunter anmoorig werden, nur nahe den größeren Gerinnen treten sandige, unvergleyte Auböden auf, die auf der kleinmaßstäbigen Karte nicht ausgeschieden werden konnten.

Charakteristisch ist das Gewässernetz im Mittleren Burgenland angeordnet. Zwei Richtungen lassen sich klar trennen: Der generellen Abdachung nach SE folgen symmetrisch gebaute Mulden und Sohlentäler, während deutlich asymmetrische Täler (oder Talstücke) in W-E Richtung angelegt sind (vgl. Abb. 1 und Tafel V). Die ältere Richtung

Schematischer Schnitt durch die östliche Fußfläche des Mittleren Burgenlandes

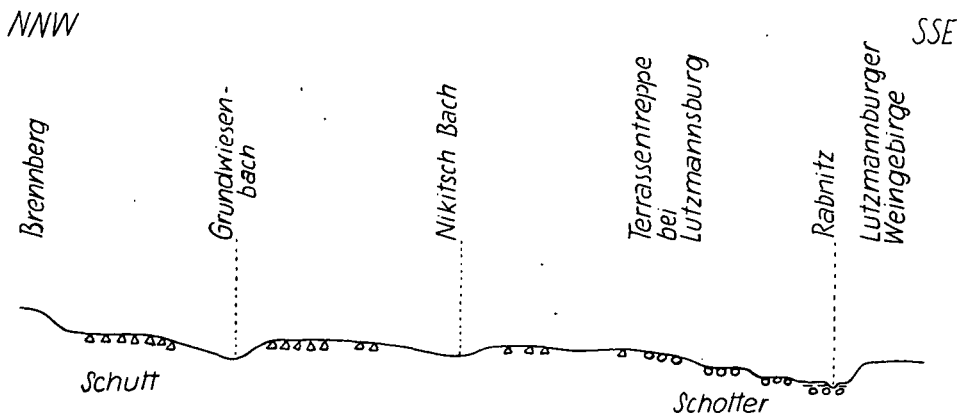


Abb. 1. Erklärung im Text

muß zweifellos die nach SE gewesen sein, da die weiten Schuttfächer bis über Steinamanger hinaus eine einheitliche Abdachung voraussetzen. Die ostgerichteten Talstücke sind später entstanden, als durch tektonische Bewegungen die ehemals einheitliche Schuttdecke verstellt wurde. Die Entstehung des Neusiedler Sees hängt eng damit zusammen. Terrassen sind nur an der Rabnitz entwickelt, dort allerdings ab Mannersdorf in Form einer deutlichen Terrassentreppe (vgl. auch J. FINK 1957, Tafel VIIa, Fig. 5) am linken Ufer. Diese Terrassentreppe ist in Ungarn bereits fächerförmig aufgelöst. Nahe der Landesgrenze vollzieht sich der Übergang von der für das Alpenvorland charakteristischen Terrassenbildung (durch die die älteste Terrasse jeweils am höchsten liegt), zu der für die pannonischen Becken typischen Sedimentation in Form eines Schotterkegels oder Schotterfächers, dessen älteste Teile am tiefsten liegen*. Die Terrassen an der Rabnitz bestehen aus gerundetem Material (meist Quarz- und Kristallinschotter), das seine Verwandtschaft mit dem Fußflächenschutt erkennen läßt; außerdem „verzahnen“ sich die Schotter der höchsten Terrasse im Raum von Kroatisch Geresdorf mit den Resten des die Höhen bedeckenden Fußflächenschutts (siehe Abb. 1).

Auf der Weiterfahrt über Lackenbach bis Lackendorf wird der Raum mächtiger Quarzschuttdecken über Pannonsand durchquert. Von der Straße aus sind mehrere Aufschlüsse und Schottergruben sichtbar, die stets das gleiche Bild vermitteln, das im Profil II eingehend dargestellt wird: Östlich Lackendorf befinden sich am Rande des isolierten Kirchenberges (Kote 292) mehrere Sandgruben. In der der Straße nächsten ist der Pannonsand, 30° SE einfallend, tief aufgeschlossen. Der Schuttmantel ist hier nur gering, sodaß von der Oberkante des Sandes bis in 3 m Tiefe Fällungsstreifen einer heute

* Diese Tatsache ist ungarischen Forschern schon seit langem bekannt und wurde in jüngerer Zeit durch M. PECSI (1959) exakt im Budapester Raum nachgewiesen. Diese Auffassung wurde skizzenhaft auch für das Wiener Becken angewendet (J. FINK 1961) und gilt selbstverständlich auch für die SE-Abdachung. Die Terrassentreppe an der Rabnitz zwischen Mannersdorf und Lutzmannsburg setzt östlich der Landesgrenze nicht fort, sondern geht in einen breiten flachen Schwemmkegel über, dessen Basis der Fußfläche am Gebirgsrand entspricht. Ebenso ist es an der Güns, Pinka und (teilweise) am Strembach, die alle gegen die SW-NE gerichtete Senkungsachse der Kleinen Ungarischen Tiefebene ihre Schotter vorbauen und dabei ihre im österreichischen Raum klar trennbaren Terrassen gegen SE verschmelzen, um schließlich unter das Alluvium der Raab einzutauchen, genauso wie die Schotterplatte des Kemenesplateaus, die im rechten Winkel dazu verläuft, es tut. Die Linie, an der die Terrassentreppe in Schotterfächer übergehen, fällt ungefähr mit der Landesgrenze zusammen.

bereits abgetragenen Bodenbildung reichen. Diese Fällungsstreifen, die in Ungarn „Korvarvány“ genannt werden und stets in sandigen Substraten zu beobachten sind*, treten auch in der südlichen Fortsetzung der (alten) Abbauwand, welche die Kuppe gegen E begrenzt, auf. Das eingeschlammte Material stammt aus dem B I Horizont des Reliktbodens. An der ehemaligen Abbauwand, an der wegen der fast 3 m mächtigen hangenden Schuttdecke die Entnahme des Sandes eingestellt wurde, liegt Profil II:

Exposition: eben

Vegetation: Trockenrasen, Kiefernflug, *Calluna vulgaris*

Witterung: heiter (12. 7. 60)

Wasserverhältnisse: extrem trocken

A ₁	0–15 cm	10 YR 4/2. Schwach humoser, schwach steiniger, schwach lehmiger Sand bis Grobsand (Quarz), strukturlos, lose. In den ersten 5 cm starker Filz aus Wurzeln; viele blanke Körner** übergehend in
A ₂	15–80 cm	10 YR 7/3. Steiniger, stark kiesiger Grobsand, strukturlos, lose, nur mehr wenige Wurzeln; wellig übergehend in
B	80–200 cm	Horizont aus rötlichem (B I) und grauem (B II) Material; letzteres in Form von Lagen oder Knollen angeordnet, die kryoturbat gestört sind
	B I	7,5 YR 6/6. Toniger bis schwach toniger, steiniger, stark kiesiger Grobsand, dicht gelagert, bei leichtem Druck jedoch völlig zerfallend
	B II	5 Y 7/3. Grobsandiger, schwach steiniger, kiesiger Ton, dicht gelagert, beim Aufbrechen kleine scharfkantig-blockige Aggregate bildend. Einzelne Partien mit violetten Farben (2,5 YR 6/2) übergehend in
C	100–270 cm	grauer, toniger Grobsand und Schutt, gleiche Farbe wie B II, dicht gelagert, scharf absetzend von
D	ab 270 cm	olivgrauer, schwächst toniger Pannonsand (2–4 mm Durchmesser).

Die Analysen für dieses und die folgend beschriebenen Profile wurden im Institut für Bodenkunde der Universität Bonn durchgeführt***. Sie sind aus Tabelle 2 ersichtlich.

Die morphologische Position des ganzen Aufschlusses zeigt, daß die Quarzschuttdecke im Bereich des Profils nur wenig abgetragen wurde; das Bodenprofil stellt somit einen ausgeprägten Reliktboden dar, dessen Alter nur allgemein mit präquartär angegeben werden kann. Profilmorphologisch bietet sich das Bild eines extremen Podsol, einerseits durch den mächtigen Bleichhorizont, andererseits durch die leichte Bodenart der beiden oberen Horizonte. Der B-Horizont zeigt aber nicht die Merkmale eines Podsol-Illuvial-Horizonts, es scheint vielmehr, als sei der Ton von oben mechanisch eingeschlammte worden.

Der weitere Exkursionsweg führt zuerst noch in östlicher Richtung bis Horitschon, dann zurück nach SW, wobei bis Großwarasdorf die alte Reichsstraße, die Ödenburg (Sopron) mit Güns (Köszeg) verband — die heute durch den stark gegliederten Verlauf der Grenze funktionslos geworden ist — benützt wird. Wir sind mittlerweile in kroatisches Siedlungsgebiet gekommen, das von hier bis zur Landesgrenze reicht. Ebenso wie die deutschsprachigen Siedlungen spiegelt jede einzelne Ortschaft den wirtschaftlichen Aufschwung wider, den das Burgenland trotz der schweren Situation in der Nachkriegszeit genommen hat.

Auf der Anhöhe des Ragerwaldes liegt ein Rest des Schuttmantels, dann folgen auf der Abfahrt nach Großwarasdorf bereits die ersten Löss, allerdings nur als dünne Decken über tertiären Sedimenten. Am Ortsausgang von Großwarasdorf in Richtung Oberpullendorf war in einem kleinen, jetzt schon zugeschütteten Aufschluß kalkreicher Löß in einer Mächtigkeit von 80 cm über Tegel aufgeschlossen. Der Löß trägt eine kräftig entwickelte Braunerde. Weiter südlich, ca. 300 m von der Straße weg, stellte Ing. E. Palata bei der Kartierung tiefhumose Böden fest, die bereits einen Übergang zu Tschernosem

* Besonders deutlich in der Sandgrube Marcherg, vergl. J. FINK (1955), aber auch im Retzer Raum, wo zwei Generationen von Ausfällungen, tertiären und pleistozänen Alters, differenziert durch verschiedene Farben, zu beobachten sind.

** Der im Bereich des A₁-Horizontes liegende Sekundärpodsol von nur wenigen cm Mächtigkeit wurde nicht berücksichtigt.

*** Herrn Prof. DDr. E. MÜCKENHAUSEN möchte ich für dieses große Entgegenkommen meinen herzlichen Dank sagen. Fr. H. HEINE hatte die Analysen durchgeführt und Herr Dr. S. DIN vom Mineralogischen Institut der Universität Bonn die röntgenographischen Untersuchungen, wofür beiden ebenfalls herzlich gedankt sei.

Labor-Nr.	Horizont	Tiefe in cm	H ₂ O	pH in n KCl	Hydr. Azid.	CaCO ₃ %	org. Subst. %	C/N	Korngröße in mm					
									< 0,002	0,002 - 0,006	0,006 - 0,02	0,02 - 0,2		
3137	A ₁	0-15	5,1	4,1	14,0	-	2,8	11,4	3,0	1,9	4,7	7,6	19,1	63,7
3138	A ₂	15-80	5,1	4,3	4,5	-	0,2	4,3	2,8	2,9	5,5	8,0	10,2	70,5
3139	B I	80-200	4,9	3,7	8,5	-	-	4,3	18,0	1,6	2,9	3,8	7,2	66,5
3140	B II	80-200	4,7	3,6	10,2	-	-	-	25,0	3,3	5,5	10,3	16,8	39,1
3141	C	200-270	5,3	4,1	3,4	-	-	-	20,6	2,1	4,8	7,8	13,7	51,0
3142	Bh	1-10	4,9	3,9	19,4	-	1,6	12,0	37,4	17,2	17,2	11,8	6,2	10,2
3143	A ₂ rel/S rel	35-45	5,0	3,7	18,8	-	0,4	6,8	24,6	8,2	12,3	19,7	14,2	21,0
3144	S rel	45-70	4,4	3,45	45,8	-	-	-	64,0	2,4	4,2	6,9	7,0	15,5
3145	C rel	ab 70	4,8	3,7	5,7	-	-	-	24,0	7,0	3,2	5,1	5,1	55,6
3146	AP	0-12	5,1	4,1	14,6	-	-	9,2	14,0	11,5	9,4	26,2	23,1	15,8
3147	A ₂	12-30	5,3	3,9	13,7	-	1,6	6,8	19,4	12,0	11,9	19,9	21,0	15,8
3148	E ₁	30-60	5,5	4,1	8,4	-	-	-	29,8	11,5	11,7	17,7	19,8	9,5
3149	E ₂	60-75	5,3	4,05	10,4	-	-	-	33,0	11,4	10,7	15,6	22,9	6,4
3150	E ₃	ab 75	5,3	3,9	13,8	-	-	-	28,8	10,8	11,8	18,4	24,2	6,0
3151	A ₁	0-3	5,2	3,85	24,2	-	3,3	11,7	12,9	7,4	12,7	15,5	14,7	36,8
3152	A ₂	3-20	4,65	3,65	27,9	-	1,0	9,8	11,0	13,7	13,4	14,1	14,1	33,7
3153	A ₂ ^s	20-40	4,85	3,6	19,9	-	0,5	3,4	15,8	6,3	12,0	13,4	14,3	38,2
3154	S	40-140	4,8	3,5	17,1	-	-	-	18,5	5,5	4,9	19,7	14,4	37,0
3155	C	ab 140	5,0	3,7	12,1	-	-	-	12,7	3,7	9,5	17,5	19,8	37,0

Labor-Nr.	Horizont	Tiefe in cm	S	mval/100 g Boden		in % V	in % NH ₄ Cl	mg/100 g Boden im Laktat-Auszug		Lösl. Fe ₂ O ₃ %	% Gesamt		
				T	T-S			CaO	K ₂ O		P ₂ O ₅	SiO ₂	Fe ₂ O ₃
3137	A ₁	8-15	1,6	10,7	9,1	14,9	27,1	1,5	0,2	85,4	0,58	7,9	0,16
3138	A ₂	15-80	1,0	3,9	2,9	15,6	13,9	1,4	0,6	85,0	0,8	10,5	0,14
3139	B I	80-200	10,2	15,7	5,5	63,0	94,5	<1	0,4	79,3	1,8	12,5	0,10
3140	B II	80-200	6,2	12,8	6,6	46,5	118	<1	0,8	77,4	2,0	14,2	0,76
3141	C	200-270	6,8	9,0	2,2	75,5	146	<1	0,5	77,1	2,0	13,9	0,88
3142	Bh	1-10	0,8	13,4	12,6	6,85	11,1	6,3	1,3	83,3	2,0	10,3	0,40
3143	A ₂ rel/S rel	35-45	2,6	14,8	12,2	17,6	66,0	2,2	2,2	76,0	3,2	17,1	0,28
3144	S rel	45-70	16,9*	46,7	29,8	36,2	332	<1	2,9	56,3	6,1	25,4	0,6
3145	C rel	ab 70	16,2	20,3	3,7	80,5	235	2,4	1,4	68,2	3,4	19,0	0,18
3146	AP	0-12	6,0	15,5	9,5	38,8	64,5	<1	2,4	74,7	2,7	14,1	0,47
3147	A ₂	12-30	4,2	13,1	8,9	32,0	66,0	<1	1,9	73,9	4,0	17,2	0,44
3148	E ₁	30-60	4,2	9,84	5,64	42,6	101,3	<1	2,9	66,6	6,2	23,3	0,35
3149	E ₂	60-75	5,4	12,2	6,8	55,8	98,7	1,5	2,7	65,0	7,0	24,9	0,29
3150	E ₃	ab 75	3,6	12,58	8,98	28,6	47,2	1,5	2,8	67,0	7,1	24,2	0,31
3151	A ₁	0-3	4,8	20,5	15,7	23,4	69,5	1,4	1,9	68,1	2,4	17,4	0,28
3152	A ₂	3-20	1,8	19,0	18,2	9,5	12,5	<1	2,4	69,2	2,9	19,3	0,22
3153	A ₂ ^s	20-40	3,0	16,0	13,0	18,8	18,1	<1	2,3	67,2	3,7	21,2	0,20
3154	S	40-140	5,5	16,6	11,1	33,1	65,3	6	3,2	68,4	2,7	19,8	0,43
3155	C	ab 140	5,3	13,2	7,9	40,2	63,3	4	1,3	66,6	2,4	20,2	0,44

2 Tabelle

* S-Wert nach Vageler-Alten

Die Lagerungsverhältnisse d. Stoobar Basalts

SE

NW

Alter Steinbruch

neuer Straßenanschnitt

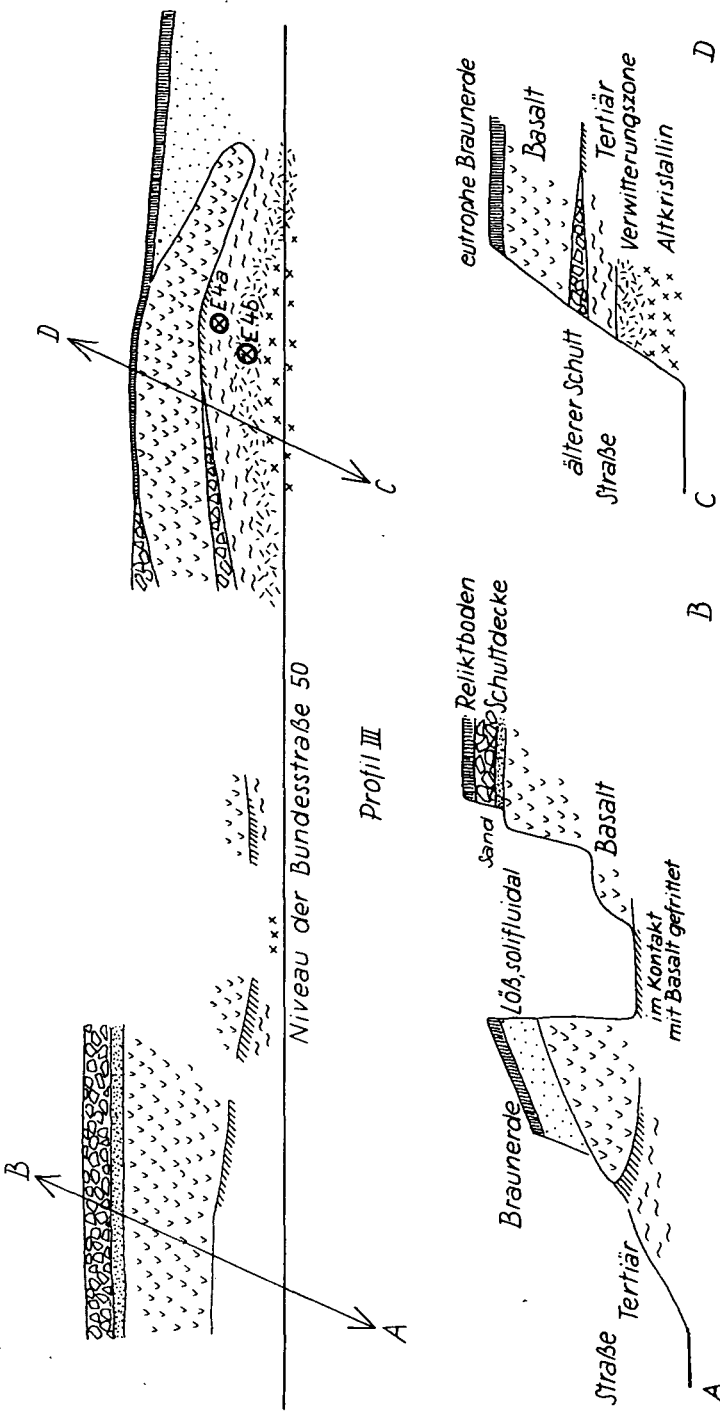


Abb. 2. Erklärung im Text

darstellen. Ihre tiefen Krümen dürften aber hier auf anthropogenen Einfluß zurückgehen, sie erinnern an die „Gäuböden“ Niederbayerns.

1 km weiter auf der Straße nach Oberpullendorf liegt rechter Hand in einem längeren Aufschluß (Sauweide Großwarasdorf) ein sandig-toniges, schichtig gelagertes Material, welches das Substrat für einen braunlehmartigen Boden bildet. Das Material scheint solifluidal aus dem im NW anschließenden Schuttmantel entstanden zu sein. Es hat nur lokale Verbreitung, fällt aber ungefähr mit der Zone der braunlehmartigen Böden zusammen, die zwischen den Lössen im Osten und den Pseudogleyen im Westen zu finden sind (vgl. Tafel V).

Weiter westlich im Bereich des Waldes werden wieder die Schuttdecken durchfahren. Die Schuttkappe erreicht aber nicht mehr die in Lackendorf vorliegende Mächtigkeit, meist liegt nur eine Schuttüberstreuung des (tonigen) Tertiärs vor. Dann folgt die Abfahrt in das Tal des Stooberbaches. Unmittelbar vor Oberpullendorf wird auf die Bundesstraße 50 nach rechts eingebogen und bald nachher der heute aufgelassene Basaltsteinbruch erreicht.

Der Steinbruch wurde von H. KÜPPER in instruktiven Skizzen (1957a, Tafel VI) festgehalten. Unsere Abb. 2 zeigt sowohl die Situation im Steinbruch als auch den süd-östlich anschließenden Straßenanschnitt, der eine wichtige Ergänzung darstellt. Er war während der Arbeiten an der Bundesstraße sehr gut aufgeschlossen, derzeit ist er leider schon wieder stark verwachsen.

Basal liegt Altkristallin mit einer Verwitterungszone, wie sie für das Altkristallin des Rabnitztales (s. u.) charakteristisch ist. Einzelne härtere Gänge in der Verwitterungszone führen in das darunterliegende Gestein hinein, sodaß die autochthone Position gesichert ist. Gegen oben geht die Verwitterungszone allmählich in etwas geschichtetes Material über, in welchem grobsandige und stärkst grundwasservergleyte tonige Lagen miteinander abwechseln. Es handelt sich bei dem geschichteten Material um bereits marines Tertiär, das auch an anderen Stellen unter dem Basalt zu finden ist. Aus der Verwitterungszone des Altkristallins und aus dem darüberliegenden Tertiär wurde je eine Probe am Institut für Bodenkunde der Universität Bonn röntgenographisch untersucht:

Verwittertes Altkristallin: Probe E ₄ b (3180):	
Kornfraktion < 2 Mikr.	Hauptanteil: Montmorillonit Nebenanteil: Kaolinit untergeordnet: Muskowit (Illit)
Kornfraktion 2 – 60 Mikr.	Hauptanteil: Muskowit (Illit) Nebenanteil: Montmorillonit, Quarz, Feldspat untergeordnet: Kaolinit
Tertiär: Probe E ₄ a (3179):	
Kornfraktion < 2 Mikr.	Hauptanteil: Muskowit (Illit) Nebenanteil: Montmorillonit, Kaolinit untergeordnet: Vermiculit?
Kornfraktion 2 – 60 Mikr.	Hauptanteil: Muskowit (Illit) Nebenanteil: Montmorillonit, Quarz untergeordnet: Kaolinit, Feldspat.

Wie erwartet, brachte die Fraktionierung keine charakteristische Gruppierung:

	in % des Feinbodens < 2,0 mm					
	< 0,002	0,002 – 0,006	0,006 – 0,02	0,02 – 0,06	0,06 – 0,2	0,2 – 2,0
Verwittertes Altkristallin	6,6	5,5	13,8	22,5	16,3	35,3
Tertiär	22,9	17,0	17,0	14,1	13,2	15,8

Über dem Tertiär folgt im Profil des neuen Straßenanschnittes ein dünner Schuttmantel, bestehend aus Altkristallin, Quarziten und einzelnen dunklen Kalken. Es

handelt sich hier nur um eine lokale Strate unter dem Basalt, da an anderen Stellen (vgl. Abb. 2) unmittelbar unter dem Basalt das (gefrittete) Tertiär auftritt. Dann folgt die mächtige Basaltdecke, durch die die tonigen Sedimente an ihrer Oberkante gefrittet wurden*. Der Basaltstrom verdünnt sich gegen SE, scheint auch in einzelnen Lappen gegen das heutige Stooobertal etwas abzusinken, hat aber knapp östlich der Straße sein Ende gehabt.

Die hangenden Sedimente (über dem Basalt) sind nur im Steinbruch deutlich aufgeschlossen. Über dem Basalt folgt ein gelber Sand homogener Körnung** mit einzelnen Lagen von grauem Ton (der gleiche graue Ton tritt im darüberliegenden Schuttmantel auf, ebenso im B₂-Horizont in Lackendorf). Erst dann folgt der Schuttmantel, überwiegend aus Quarzit bestehend. Einzelne gerollte Komponenten sind zu erkennen. Am Abhang gegen das Stoooberbachtal ist im Bereich des Steinbruches an den Basalt ein (kalkiger) Löß angelagert, der solifluidal stark von Grobmaterial durchsetzt ist. Er trägt eine reife Braunerde. Im Bereich des Straßenanschnittes fehlt der Löß bereits.

Im Schuttmantel über dem Basalt liegt ein dem Profil von Lackendorf ähnlicher Reliktboden, der nachfolgend als Profil III beschrieben wird:

Exposition: eben

Vegetation: Eiche, Kiefer 0,5 bestockt, Kiefernverjüngung, Ginster, *Calluna vulgaris*, *Vaccinium myrtillus*, *Calamagrostis epigeios*

Witterung: bewölkt, nach 14stündigem Regen (13. VII. 60)

Wasserverhältnisse: extrem trocken

A ₀	3 - 0 cm	Wurzelfilz und Rohhumus aus Bestandesabfall
A ₁ /A ₂	0 - 1 cm	an der Unterkante des Auflagehumus bereits blanke Quarzkörner, dazwischen mit Humus überzogene Körner, 10 YR 5/2, steiniger Sand, strukturlos, lose, übergehend in 10 YR 5/3, schwächst lehmiger, grusiger, stark steiniger Sand, strukturlos, lose
Bh	1 - 10 cm	7,5 YR 6/6, stärkst grusiger, stärkst steiniger Sand, lose, wellig übergehend in
A _{3rel}	10 - 35(40)	7,5 YR 8/2, schwach lehmiger, grusiger, schwach steiniger Schluff, dicht gelagert, der zungenförmig in die Oberkante des S-Horizontes eingreift, stellenweise auch eine zusammenhängende Zone bildet.
A _{2rel}	35(40) - 45	Gelbe (7,5 YR 5/6) und rote (2,5 YR 4/6) Flecken im grusig-steinigen lehmigen Ton, in kleine scharfkantig blockige Aggregate aufbrechend. Gegen unten allmählich an Farbe verlierend und übergehend in
S _{rel}	45 - 70(80)	braungrauer (Mischfarbe 10 YR 6/3) grusiger, steiniger, toniger Grobsand, partienweise auch grobsandiger Ton. Steine stark angewittert; Form Schutt, überwiegend Quarzit, vereinzelt auch Quarzschotter.
C _{rel}	ab 70(80)	

Die Analysen sind aus Tabelle 2 ersichtlich.

Der Reliktboden ist profilmorphologisch dem von Lackendorf gleich, es fällt aber der hohe Anteil an Ton und dementsprechend auch die starke Tonverlagerung in den Unterboden auf. Besonders intensiv ist die Färbung des Anreicherungs-horizontes; ähnlich starke Färbungen zeigen die Böden der Schutt- und Schotterplatte östlich Steinamanger (bei Vát), die dem gleichen Ausgangsmaterial (Fußflächenschutt) entstammen. Auch die Reliktböden des Kernenesplateaus (die nur dort auftreten, wo die Schotter nicht von Löß bedeckt sind, wie z. B. bei Gércze SE von Sarvár und Mihalyfa NE von Sarvár) zeigen eine derart starke Färbung. Alle diese Böden sind im Oberpliozän oder Ältestpleistozän entstanden.

Der Aufschluß zeigt das Wechselspiel des geologischen Geschehens am Alpenostrand und erlaubt, zu einigen Fragen der Morphogenese Stellung zu nehmen. Während verschiedener Transgressionen und Regressionen bildeten sich am Alpenrand eine Fülle von Sedimenten, über die wir durch viele Arbeiten A. WINKLER-HERMADENS (u. a. 1955, 1957) bestens unterrichtet sind. Eine Korrelation dieser Sedimente mit heute noch erhaltenen Oberflächenformen ist sehr schwierig. Sie kann erst zwischen jüngeren Sedi-

* Die Absonderungsformen des Basaltes deuten - nach einer Feststellung von Dr. G. RICHMOND anlässlich einer Besichtigung - auf eine submarine Entstehung hin. Seiner Auffassung nach liegen Beispiele für Pillow-Lava vor, wie sie ähnlich in Hawai zu beobachten ist.

** Dieser Sand stellt ein großes stratigraphisches Problem dar. Auf Grund schwermineralogischer Kriterien stellt H. KÜPPER (l. c.) diesen Sand in das Pannon und somit den Basaltkörper stratigraphisch weit tiefer als alle übrigen aus Österreich und Ungarn bekannten Basalte (s. u.).

menten und Landformen hergestellt werden, etwa ab dem mittleren Pliozän, für ältere Bildungen wird sie stets mehr oder weniger hypothetisch bleiben.

Bei der Erklärung präquartärer Landformen ergibt sich oft die Schwierigkeit, daß neben Fußflächen und -ebenen auch Strandplattformen weit verbreitet sind. Letztere können exhumiert sein und damit aus viel früheren Zeitabschnitten stammen, wie dies etwa bei der Richardshoferrasse im südlichen Inneralpinen Wiener Becken der Fall ist, die zwar eine Kappe aus oberstpannonem Süßwasserkalk trägt (Eichkogel), als Form aber bedeutend früher angelegt und pannon exhumiert wurde. H. KÜPPER (1955) hat für diese Strandplattform, die am Rand des Wiener Beckens häufig in Höhen um 360 m auftritt, den Ausdruck „Großform“ geprägt. Im Eisensteinmassiv des südlichen Burgenlandes wäre nach F. KÜMEL (1957) mit ähnlichen Großformen zu rechnen. Im mittleren Burgenland fällt die Möglichkeit einer marinen Entstehung weg. Beide Fußflächen fallen nicht mit einer (alten) Strandplattform zusammen. Der Schuttmantel der östlichen Fußfläche kappt von W nach E immer jünger werdendes Tertiär und zeigt damit eine terrestrische Sedimentation an. Auch die westliche Fußfläche mit ihrer überaus tiefen Landbodenverwitterung (s. u.) entspricht keiner marinen Anlage.

Die Ablagerungen aus dem Jungpliozän sind in den meisten Fällen fossilleer. Allgemein liegen sie auch nicht im unmittelbaren Verband mit anderen Schichten, sodaß sie stratigraphisch schwer faßbar sind. Im Mittleren Burgenland hingegen liegen sie in einer relativ klaren Position. Der Schutt der östlichen Fußfläche kappt — wie schon oben erwähnt — von W nach E immer jünger werdende Sedimente. Im Profile von Lackendorf liegt er über stark einfallendem Pannonsand, weiter gegen E und SE nimmt die Diskordanz ab, wie aus mehreren, allerdings weit auseinanderliegenden Aufschlüssen abgeleitet werden kann, wobei sändig-tegelige Sedimente die reinen Quarzsande ablösen. Noch weiter gegen E und SE treten in Nikitsch und bei Lutzmannsburg Lehme auf. Eingelagert in den Lehm bei Nikitsch sind sowohl Blöcke von Süßwasserkalk als auch fossile Böden (letztere auch in Lutzmannsburg). Die röntgenographische Bestimmung einer Probe aus der aufgelassenen Lehmgrube in Nikitsch, südlich des Lagerhauses, hat ergeben:

Lehm von Nikitsch, Probe E₁ (3177):
 Kornfraktion < 2 Mikr. Hauptanteil: Montmorillonit
 Nebenanteil: Kaolinit, Muskowit (Illit)
 Kornfraktion 2 – 60 Mikr. Hauptanteil: Quarz, Muskowit (Illit)
 Nebenanteil: Feldspat, Kaolinit
 untergeordnet: Vermiculit.

Die Fraktionierung:

	in % des Feinbodens < 2,0 mm					
	< 0,002	0,002–0,006	0,006–0,02	0,02–0,06	0,06–0,2	0,2–2,0
Lehm von Nikitsch	20,8	10,6	18,0	28,4	21,4	0,8

Trotz des eingelagerten Süßwasserkalkes sehen wir in diesen Lehmen kein Äquivalent der Sedimente des Eichkogels (oberstes Pannon), sondern glauben an terrestrische, oberpliozäne Bildungen. Diese sind etwas älter als der mächtige Schuttmantel, denn wenn auch in beiden Aufschlüssen (Nikitsch: südl. des Lagerhauses, Lutzmannsburg: aufgelassene Ziegelei) die Lehme nicht unmittelbar von Schutt bedeckt sind, liegen sie doch positionsmäßig unter dem großen, alle Höhen bedeckenden Schuttmantel. Auffallend ist die Ähnlichkeit der röntgenographischen Analyse mit jener aus der Verwitterungszone unter dem Basalt.

Der Schutt stellt das jüngste der oberpliozänen Sedimente dar. Er zeigt typischen Nahtransport, besteht vorwiegend aus Quarzit, untergeordnet Altkristallin, welches kaolinisiert ist. Mitunter ist im Schutt auch gerolltes Material anzutreffen, und zwar

immer in der Nähe heutiger Gerinne. Hier sind es nur wenige, im Rabnitztal hingegen überwiegend Schotter; schließlich — darauf wurde schon hingewiesen — verzahnen sich nördlich Lutzmannsburg die Schotter der Rabnitz mit dem Schuttmantel.

Für den Bodenkundler erscheinen zwei Zeitmarken von besonderer Wichtigkeit: Eine ältere, welche das Ende der Rotlehmbildung (aus Altkristallin) angibt. Das Altkristallin der westlichen Fußfläche ist teilweise mit Rotlehm bedeckt (vgl. Profil IV), teilweise tiefgreifend zersetzt in der gleichen Art, die hier im Aufschluß beobachtet werden kann. Rotlehme und derart tiefe Gesteinszersetzung sprechen für subtropisch-humide Klimaverhältnisse. Eine jüngere, welche das Ende der flächenhaften Landformung mit den großen Schuttdecken markiert und damit das Ende eines Zeitabschnittes, der wohl am besten als semiarid gekennzeichnet werden muß. (Die Bildung der Lehme von Nikitsch und Lutzmannsburg liegt zwischen den beiden Zeitmarken).

Die wichtigste Frage ist nun nicht, wann das quartäre Kalt-Warmzeitenklima einsetzte, sondern zu welchem Zeitpunkt es sich (klima)morphologisch bemerkbar machte. Denn bei der Neufassung der Plio/Pleistozängrenze und der damit zwangsweise verbundenen zeitlichen Reduzierung des Oberpliozäns (vgl. J. FINK 1961) darf nicht übersehen werden, daß die Landschaftsentwicklung und Sedimentation in einzelnen Räumen am Rande und im Umkreis der Alpen sehr verschieden war und deshalb eine Korrelation und zeitliche Fixierung besonders schwer ist. Im Bereich großer Ströme (etwa an der Donau) setzte die fluviatile Umgestaltung der Landschaft, die zur Bildung von Terrassen führte, früher ein als in Räumen, die mehr oder weniger isoliert waren. Einen solchen isolierten, „geschützten“ Raum stellt das Oberpullendorfer Becken dar, in der die Bildung der östlichen Fußfläche sicherlich (noch) zu einer Zeit erfolgte, als an der Donau schon die ersten Terrassen entstanden. Wir dürfen uns das Oberpullendorfer Becken (und weite Teile der Südostabdachung) im ausklingenden Pliozän so vorstellen wie die heutige Große Kawi, über die wir in letzter Zeit durch H. BOBEK (1959 und einige sehr instruktive Vorträge an der Universität Wien) unterrichtet wurden. Randlich erfolgt die Einschüttung groben Materials durch periodische Wässer, wobei verschiedene alte Fußflächen ineinandergeschachtelt sind, gegen die Beckenmitte wird das Material immer feiner. Damit erklärt sich das Auftreten eines fossilereeren, kreuzgeschichteten Sandes mit Tegelzwischenlagen, der über weite Strecken in der Kleinen Ungarischen Tiefebene zu finden ist*.

Eine Möglichkeit für die Einordnung der oberpliozänen Sedimente ergäbe sich durch ihre Korrelierung mit den Basalten (und Tuffen), sofern wir für diese eine gleiche Bildungszeit annehmen. Bei Ausklammerung des hier vorliegenden Basaltes, für den H. KÜPPER (l. c.) ein intrapannonisches Alter angibt, scheinen die übrigen entsprechend der Auffassung WINKLER-HERMADENS oberpliozän zu sein. Vielleicht sind sie sogar in das jüngste Pliozän einzureihen, wie einige Beobachtungen aus dem ungarischen Raum zeigen: Der Basalt von Sitke liegt direkt auf kreuzgeschichtetem Sand und wird seinerseits vom Schotter des Kemenesplateaus überlagert. Das Kemenesplateau ist eine völlig ebene Schotterplatte, die der tektonischen Muldenachse der Kleinen Ungarischen Tiefebene folgt (zwischen Raab und Zala) und allmählich gegen NE in das heutige Raab-Alluvium eintaucht.

* Dieser kreuzgeschichtete Sand ist kein Sediment einer „Urdonau“. Eine solche Donau hätte einen sehr weiten Raum bestreichen müssen — von nördlich Papa bis zum Zalatal — und dabei nie grobes Material sedimentiert, wie es von den Durchbruchstrecken bei Wien, Hainburg und im Ungarischen Mittelgebirge aus dem Oberpliozän bekannt ist. Bei Annahme von weiten Fußflächen und -ebenen lassen sich auch andere Erscheinungen erklären, so die schnurgeraden Täler südlich der Zala und des Balaton. Nur eine breite ebene Ausgangsform, wie sie durch eine Fußebene gegeben ist, läßt bei allmählicher Aufwölbung in der tektonischen Längsachse zwischen Gleichenberger Kogeln und Bakonywald ein derart regelmäßiges Gewässernetz zu.

Der weiter nordöstlich liegende Tuff von Szany, in der stratigraphischen Position gleich dem Basalt von Sitke, liegt deshalb nur mehr wenig über dem heutigen Strom. Die Schotter des Kemenesplateaus sind mit großer Wahrscheinlichkeit in das älteste Pleistozän einzustufen, was auch der typologischen Ausbildung ihrer Reliktböden an der Oberfläche entspricht.

Hier ist nicht der Platz, näher auf die hier aufgezeigten Probleme einzugehen. Es fehlen auch noch manche Beobachtungen. Im Großen gesehen, erscheinen meist älteste Schotterdecken großer Stromlandschaften und der Schuttmantel abgelegener Räume die Plio/Pleistozängrenze zu markieren.

Auf dem weiteren Weg wird Oberpullendorf, der Sitz der zentralen Behörden des Mittleren Burgenlandes, durchfahren und auf der neutrassierten Bundesstraße 50 der Rücken zwischen Stooberbach und Rabnitz überquert. Der Schuttmantel bildet hier nur mehr eine dünne Kappe über tonigem Tertiär und bedingt die schon erwähnten Zweischichtprofile; in hängiger Lage kann er auch schon ganz entfernt sein. Der Basalt westl. Oberpullendorf (die Fortsetzung des Stoober Basaltes) erscheint wieder eingeebnet und trägt den Schuttmantel; wo er von ihm entblößt ist, liegen Rotlehme.

Mit dem Rabnitztal wird ein für die SE-Abdachung charakteristisches breites Scholental gequert. Wichtig ist die Beobachtung, daß Löß — selbstverständlich nur mehr in örtlichen Vorkommen — die Hänge bis zur Talsohle verkleidet, so östlich Dörfel südlich der neuen Straße und im Ziegelofen westlich Dörfel*. Die Position der Lössse zeigt an, daß die Talsohle letztkaltzeitlich sein muß, da sie bis zu ihr hinunter reichen.

Nach Dörfel tritt die Straße in das kastenförmige Tal der Rabnitz, welches hier in die westliche Fußfläche eingesenkt ist. Bei der Neutrassierung der Straße sind eine Reihe prachtvoller Aufschlüsse freigelegt worden, die allerdings bereits wieder zuwachsen. Am besten aufgeschlossen ist noch der Abfall vom Slovakenriegel (1 km nach dem oben erwähnten Ziegelofen), der in der ganzen Höhe des Aufschlusses, vom Straßenniveau bis zur heutigen Oberkante (ca. 15 m), aufgemürbtes Altkristallin erkennen läßt; während des Straßenbaues war sogar noch 1 m unter dem Niveau der Straße stärkst zersetztes Gestein zu erkennen gewesen. Hangend liegt Grob- und Feinschotter in Braunlehm- und Tonpackung, wobei neben dem Schotter viel Quarzschutt vorhanden ist. Braunlehmartige Überzüge finden sich auch inmitten des zersetzten Altkristallins.

Aus dem zersetzten Altkristallin wurde ca. 3 m unterhalb des Schotters eine Probe zur Untersuchung auf Tonmineralien und für Fraktionierung entnommen. Es fanden sich

Probe E₁ (3176):
 Kornfraktion < 2 Mikr. Hauptanteil: Montmorillonit
 Nebenanteil: Kaolinit, Muskowit (Illit)
 Kornfraktion 2 – 60 Mikr. Hauptanteil: Quarz, Feldspat.

Korngröße in mm und % des Feinbodens

	< 0,002	0,002 – 0,006	0,006 – 0,02	0,02 – 0,06	0,06 – 0,2	0,2 – 2,0
verwittertes Altkristallin Slovakenriegel	43,4	19,2	16,4	7,8	2,6	10,6

Von der Anhöhe des Slovakenriegels aus ist zu sehen, daß die Fußfläche südlich des Rabnitztales höher ansetzt als nördlich. Sie ist entlang des W-E gerichteten Talstückes pulvertartig verstellt. Die Anlage des W-E gerichteten Talstückes ist sicher tektonisch (wenngleich kein Bruch nachgewiesen werden kann), wobei die Verstellung erst nach Bildung der Fußfläche eingetreten sein kann.

* Im Anschluß beim Ziegelofen ist der Löß mit solifluidal aufgearbeiteten fossilen Böden durchsetzt.

Der Weg führt weiter im Tal der Rabnitz, das hier stark versumpft ist. Gleyauböden gehen teilweise in Anmoore über. Bis Piringsdorf bleibt die Straße auf der Talsohle, wobei in mehreren Aufschlüssen wieder das tief aufgemürbte Altkristallin zu erkennen ist. Dann erfolgt der Anstieg auf die westliche Fußfläche. Am Scheitelpunkt gegen das Zöbernachtal liegt Hochstraß. Von der Hauptstraße ab durch die Ortschaft geht es in östlicher Richtung bis zur alten Straße und auf dieser 500 m weiter bis zur Abzweigung eines Feldweges, der zur Kote 418 führt. Unmittelbar bei der Kote liegt Profil IV.

Exposition: eben

Kulturart: Wiese unter Obstgarten (stark degradiert, bereits teilweise Hutweide)

Witterung: heiter, nach 14stündigem Regen (aufgenommen am 13. 7. 1960)

Wasserverhältnisse: oben normal, ab mittlerer Tiefe praktisch keine Wasserbewegung (durch Kuppenlage aber Drainage vorhanden).

A ₁	0–12 cm	10 YR 4/3; humoser, schwächst steiniger, schwach grusiger, stark lehmiger Sand, krümelige bis undeutlich kantenrund-blockige Struktur, normale Lagerung, übergehend in
A ₂	12–30 cm	10 YR 5/3; schwächst humoser, schwach grusiger, schwächst steiniger lehmiger Sand, undeutliche kantenrund-blockige Struktur, normale Lagerung, Regenwurmgänge, allmählich übergehend in
E ₁	30–60 cm	2,5 YR 5/6; schwach steiniger, lehmiger Schluff, undeutliche kantenrund-blockige Struktur, kugelige Limonitkonkretionen, dichte Lagerung, noch einzelne Regenwurm-gänge, allmählich übergehend in
E ₂	60–75 cm	(fleckiges, überwiegend gelbgefärbtes Material), 7,5 YR 6/7, lehmiger Schluff(?), undeutliche kantenrund-blockige Struktur, sehr dichte Lagerung, allmählich übergehend in
E ₃	ab 75 cm	(fleckiges, überwiegend rotgefärbtes Material) 2,5 YR 4/6, Bodenart und Struktur wie oben.

Mit dem Schlagbohrer wurde bis 150 m Tiefe das im letzten Horizont beschriebene Material festgestellt, jedoch auch schon einzelne, 4 mm große Quarzbruchstücke. Sie stellen vermutlich den ersten Hinweis auf autochthone Lagerung dar, die auch aus der morphologischen Position des Standortes und aus dem Vergleich mit anderen, nicht bei der Exkursion berührten Rotlehmprofilen (der weiteren Umgebung) abgeleitet werden kann.

Die Analysen sind in Tabelle 2 festgehalten. Sie zeigen eine deutliche Tonverlagerung in den Unterboden. Eine Lessivage in Braun- und Rotlehmprofilen ist im österreichischen Raum schon mehrfach beobachtet und auch beschrieben worden.

Vom Standort bietet sich wieder ein Rundblick auf die westliche Fußfläche, deren Fluren den Raum des Draßmarkter Teilbeckens einnehmen. Der Gebirgsrand hebt sich mit deutlichem „Knick“ von der Fußfläche ab, nur in einem Abschnitt, dem „Trichter“ von Kirchberg, streichen die Fluren in das Gebirge hinein*. Charakteristisch ist für alle Fußflächen das große Gefälle nahe dem Gebirgsrand mit durchschnittlich 8‰, das weiter gegen das Vorland nur mehr 4‰ beträgt.

Die Rotlehme bilden einen sehr wichtigen Anhaltspunkt für das Alter der Fußfläche. Am Ostrand der Alpen finden sich an mehreren Stellen Rotlehme aus saurem silikatischem Ausgangsmaterial. Besonders weit verbreitet sind sie um Althodis (westlich Rechnitz). Dort ziehen sie, solifluidal verschleppt, bis zur Straße Weiden-Markt Hodis auf ca. 300 m hinunter, sind aber autochthon erst über 400 m zu finden. Die gleiche Höhenlage ist für die Vorkommen nördl. Oberkohlstätten (südl. Günseck) gegeben, die am unteren Rand der Karte (Tafel V) gerade noch sichtbar werden; sie liegen dort in 420–480 m Höhe an der Straße, die vom Günstal nach Oberkohlstätten führt, aufgeschlossen. Die Rotlehme von Hochstraß, die nicht allein auf die Profilstelle beschränkt sind, sondern beim Bau der neuen Straße auch westl. der Ortschaft mehrmals aufgeschlossen wurden und auf den heute verwachsenen Böschungen noch zum Teil sichtbar sind, reihen sich mit ihrer Höhenlage um 420 m in diese Gruppe ein. Wir dürfen der Höhenkonstanz eine Bedeutung beimessen und folgern, daß damit auch von der paläopedologischen Seite eine Angabe über das Alter von Fluren gemacht werden kann, sofern sie im Kristallin angelegt sind. Möglich wäre nun die Korrelierung dieser Rotlehmreste am Gebirgsrand mit den aus

* In das Gebirge trichterartig sich fortsetzende Fluren sind für den östlichen und südöstlichen Alpenrand charakteristisch, besonders ist der Trichter von Vornau (siehe später) zu erwähnen.

alter und neuester Literatur bekannten Rotlehmbildungen in den Senkungsräumen, die dort von mächtigen pleistozänen und holozänen Sedimenten bedeckt sind. Im südlichen inneralpinen Wiener Becken sind unter den Schottern des Steinfeldes solche bekannt (vgl. H. KÜPPER 1954), in der Großen Ungarischen Tiefebene waren sie schon von F. PÁVAI-VAJNA (1917) beschrieben worden, der die dem Tertiär auflagernden roten Sande und Tone einem kontinentalen Klima zuschreibt, und neuesten sind sie von E. ERDELYI (1960) aus dem Raum von Solt nachgewiesen worden, wobei Letzterer in den Rotlehmen eine wichtige stratigraphische Marke an der Grenze Plio-Pleistozän sieht. In der Kleinen Ungarischen Tiefebene werden sicher ähnliche Sedimente vorhanden sein, nur fehlen mir diesbezügliche Beobachtungen oder Literaturhinweise.

Der weitere Weg (wieder auf der Bundesstraße 50) führt zum Zusammenfluß von Zöbernbach und Güns und weiter im Tal der Güns. Vor Günseck hebt sich die Straße auf die nahe dem Gebirgsrand schon über 400 m ansteigende Fußfläche, dann folgt im Wald der rasche Anstieg zur nächst höheren Einheit, zum Flächensystem um 600 m, auf dem die Straße dann bis Bernstein führt. Das Flächensystem um 600 m stellt einen Teil der Piedmonttreppe dar, die die östlichen Randgebirge überzieht. Auf der Rückfahrt (am dritten Tag der Exkursion) bietet sich von der Straße nördlich Friedberg ein weiter Blick nach E und damit auf die älteren Flächensysteme um 800 und 1000 m, deren nähere Erörterung allerdings hier nicht erfolgen kann. Das Flächensystem um 600 m ist ebenso wie die höheren bei weitem nicht mehr so gut erhalten wie die letzte Fußfläche, es ist aufgelöst in isolierte, flache Rücken. Auf diesen liegen Reste alter Verwitterungsdecken, wie sie schon am Siegräbener-Sattel als typisch für flachere Landschaftsteile im Kristallin beschrieben wurden. In den Gräben finden sich nur mehr Kolluvien aus diesem Material, während auf dem Rücken infolge geringerer Solifluktion von einer parautochthonen Lagerung gesprochen werden kann. Eine derartige Lagerung weist das Profil V auf, das am linken Straßenrand 200 m nach der Abzweigung nach Holzschlag liegt. Obwohl außer leichten solifluidalen Störungen auch im anschließenden Wald stärkere anthropogene Veränderungen in der Bodendecke zu beobachten sind, kann dieser Aufschluß noch zur Typisierung herangezogen werden, weil eben diesen alten Verwitterungsdecken eine gewisse Gestörtheit zu eigen ist.

Exposition: 3° WSW

Vegetation: Wald(rand) mit Eiche, Buche, Kiefer

Witterung: heiter, nach 14stündigem Regen, bis auf 10 cm stark durchfeuchtet (aufgenommen am 13. 7. 1960)

Wasserverhältnisse: trocken

A ₀	2–0 cm	Moospolster, Bestandesabfall
A ₁	0–3 cm	10 YR 3/2; Moderhumoser, schwach grusiger, schwach steiniger, schwach lehmiger Sand, strukturlos, locker gelagert, übergehend in
A ₂	3–20 cm	10 YR 6/4; Grusiger, schwach steiniger, schwach lehmiger Sand, strukturlos, locker gelagert, übergehend in
A ₂ S	20–40 cm	Mischfarbe: 10 YR 5/4 – 7,5 YR 5/4; Stark grusiger, steiniger, lehmiger Sand, undeutliche kantenrund-blockige Struktur, einzelne Manganflecken, schwache Rost- und Fahlflecken, locker gelagert, noch durchwurzelt, übergehend in
S	40–140 cm	fahle Zungen und Streifen (2,5 Y 7/2) innerhalb des mehr rostigen Materials (7,5 YR 6/6) stark grusiger, schwach steiniger, lehmig-toniger Grobsand, vereinzelte Manganflecken, deutliche Rost- und Fahlflecken. Undeutliche Struktur, dicht gelagert, einzelne inaktive Wurzeln, übergehend in
C	ab 140 cm	fahle Farben vorherrschend, grusiger, schwach steiniger, toniger Sand bis Grobsand, dicht gelagert.

Der Profilaufbau entspricht dem eines Pseudogleyes, nicht mehr dagegen die heutige Phänologie, da eine Tagwasserbeeinflussung fehlt. Eine solche tritt heute nur auf vollkommen ebenen Flächen auf, war aber zur Zeit der Profilausbildung vorhanden gewesen. Während der Kalt- und Warmzeiten war das solifluidal angereicherte und teilweise wieder verlagerte pleistozäne und tertiäre Verwitterungsmaterial zu einem Pseudogley umgeprägt worden.

Die Analysen sind in Tabelle 2 festgehalten. Die nur geringe Toneinwaschung im S-Horizont ergibt sich daraus, daß a priori nur eine geringe Menge Tonsubstanz vorhanden war — genug aber, um die Profilausbildung eines Bodens der Catena für bindige Substrate zu ermöglichen. Die gut abgestuften Korngrößengruppen sind typisch für Verwitterungsmaterial.

Die Straße verläuft bis Bernstein auf dem 600 m Niveau, nördlich von ihr beginnt bereits das nächsthöhere Flächensystem um 800 m. Am Beginn der Ortschaft liegt der bekannte Serpentinsteinsbruch (nachdem am Weg schon mehrmals Serpentin aufgeschlossen war). Böden und Flora auf Serpentin wurden von J. EGGLER (1954) untersucht; in seiner Arbeit finden sich Literaturhinweise und Beschreibungen der durchwegs mageren und nährstoffarmen Serpentinböden.

Unmittelbar südlich der Ortschaft bietet sich ein einmalig schöner Fernblick über nahezu das gesamte Grazer Becken. Über die völlig eben erscheinende „Gipfflur“ des Vorlandes ragen nur einige vulkanische Erhebungen, so vor allem die Riegersburg und die Gleichenberger Kogel, heraus. Den südlichen Abschluß des Beckens bilden Bacher und Poßruck, den westlichen die Koralpe, deren nördliche Teile allerdings ebenso wie die Berge nördlich Graz vom Ringkogel bei Hartberg verdeckt werden.

Morphologisch noch eindrucksvoller ist dann die Aussicht vom südlich folgenden Höhenrücken, der nach der Abfahrt in das Tal des Tauchenbaches erreicht wird. Die bewaldeten, brettebenen Rücken zwischen Pinka und Lafnitz, die bei Friedberg und Vorau in die alten Talungen des Gebirges hineinziehen, setzen seitwärts am Massivrand scharf ab und wiederholen so das Bild des Mittleren Burgenlandes. Bei tiefstehender Sonne, wenn alle Rücken des Vorlandes zu einer einheitlichen Flur verschmelzen und dahinter das Gebirge kulissenartig ansteigt, gewinnt die schon skizzierte Vorstellung über die Morphogenese des Alpenrandes plastischen Ausdruck: Das jüngste Pediment am Rand des Gebirges bildet die Ausgangsform aus der die quartären Gerinne, bei ihrem generell gegen SE gerichteten Lauf aus der ehemals vielleicht völlig planen Fußebene die breiten Rücken modellierten.

Nun gabelt sich der Exkursionsweg (siehe Tafel IV): Eine Strecke führt auf der Bundesstraße 50 direkt nach Oberwart und quert dabei mehrere allmählich gegen SE eintauchende Zwischentalscheiden. Die zweite Strecke läuft auf dem oben genannten Höhenrücken von der Abzweigung Mariasdorf in SE-Richtung. Sie führt zuerst auf einer durch Schotter markierten Flur um 500 m (die zu jenem Taltrichter gehört, der westlich Bernstein in das Gebirge zieht). Dann folgt ein starker Abfall auf die Flur um 440 m westlich der Stadt Schlaining*. Waren auf der höchsten (Schotter)Flur des Rückens nur Braunerden über Schotter, so liegen auf der tieferen bereits Staublehne. Der aufgeassene Ziegelofen vor der Stadt (mit Kote 443 angegeben) bietet hierfür einen Hinweis. Dort liegen solifluidal schwach gestörte Lehme (ganz vereinzelt sind Kiesel zu bemerken), die eine durchgehende mäßige Tagwasservergleyung aufweisen. Das Bodenprofil zeigt einen „normal“ ausgebildeten Pseudogley. Schlaining wird durchquert, im schluchtartigen Tal des Tauchenbaches ist Kristallin sichtbar, das an seiner Oberkante durch die oben erwähnte Flur gekappt wird. Dann verläuft die Straße auf dem Niveau der heutigen Talsohle. Vor Neumarkt wird das Tauchental verlassen und mehrere Rücken auf dem Weg nach Rechnitz überquert. Diese Rücken wurden aus der Fußfläche am Südrand der Rechnitzer Schieferinsel herausmodelliert. Sie sind meist mit Staublehm bedeckt und tragen mäßige, selten nur extreme Pseudogleye. Die Fußfläche läßt sich weiter gegen E in den Raum von Althodis verfolgen, wo die schon erwähnten Rotlehme auf saurem Silikatgestein, zum Teil auch auf Kalkschiefer, zu finden sind. Hinter Weiden ist rechter Hand

* Die Flur ist auch nordöstlich der Stadt Schlaining deutlich zu erkennen, sie setzt dort steil gegen die (bewaldeten) Berge der Rechnitzer Schieferinsel ab.

am Beginn des Waldes ein mächtiger Aufschluß sichtbar, in dem verschwemmte Lehme aufgeschossen sind. Interessanter sind mehrere links der Straße folgende kleine Aufschlüsse zwischen Versatzbach und Guribach, in denen Rotlehme, die von der Fußfläche im Raum Althodis solifluidal hertransportiert wurden, mit Staublehmmaterial vermischt sind. Struktur und Gefüge dieser Sedimente entsprechen Staublehmen, während die Farbe die Beimischung des Reliktbodenmaterials erkennen läßt.

Zwischen Markt Hodis und Rechnitz folgt die Straße der Grenze zwischen Kristallin und Tertiär. Eine Ausräumungszone in der gleichen Richtung hat die Altlandschaft weitgehend zerstört, sodaß erst in einigem Abstand vom Gebirgsrand die mit Schutt bedeckten Fluren als isolierte, gegen SE ziehende Rücken einsetzen. Wenn auch die unmittelbare Verbindung mit dem Gebirgsrand bei Rechnitz durch eine jüngere Ausräumung unterbrochen ist, so kann doch diese höchste Flur um die Ostseite der Rechnitzer Schieferinsel herum mit der westlichen Fußfläche des Mittleren Burgenlandes verbunden werden. Gegen Westen ist die Fortsetzung nicht so klar, denn die rotlehmbedeckte Flur von Althodis liegt etwas höher*, während jene Rücken, die die Zwischentalscheiden der zur Pinka strömenden Gerinne bilden, wieder der jüngsten Fußfläche angehören dürften. Im ungarischen Raum scheint im Hegyhát (428 m) noch ein Rest der Fußfläche von Althodis vorzuliegen, ebenso auch in den höchsten Fluren der Eisenberg-Scholle.

Der Raum südlich Rechnitz bis zum Tauchenbach wird von verschiedenen Terrassen (oder Terrassengruppen) eingenommen. Teils handelt es sich um weit in das Vorland hinaus verfolgbare Elemente, teils aber — bedingt durch die Nähe des Gebirgsrandes — um örtliche Bildungen. Abb. 3 zeigt in einem etwas schematisierten E-W-Schnitt ihre Anordnung.

Drei Terrassen (oder Terrassengruppen) können unterschieden werden:

1. Die höchste Terrasse, die wegen ihrer schon stark aufgelösten Formen besser als Flur zu bezeichnen ist, liegt westlich des Zuberbaches bei 360 m (auf Abb. 3 nicht mehr dargestellt) und erreicht knapp jenseits der Staatsgrenze südlich Poschendorf die gleiche Höhe. Die Höhen südlich von Rechnitz liegen rund 30 m tiefer, dürften aber auch noch dieser Flur angehören, die wahrscheinlich unmittelbar aus der jüngsten Fußfläche modelliert wurde. Ein charakteristischer Aufschluß liegt am Varitschfleck bei Kote 327; er zeigt über tertiären Sand- und Tegellagen einen Schuttkörper, der im Habitus völlig dem des Mittleren Burgenlandes entspricht (grobe, kantige Quarzite, kaolinisiertes Altkristallin), ist aber relativ dünn. Der Schuttkörper muß ehemals bedeutend mächtiger gewesen sein, da hangend kein Reliktboden zu finden ist, sondern unmittelbar eine Staublehmdecke darüber gebreitet ist. Die Möglichkeit, daß der Schutt zur Gänze von der Fußfläche auf ein etwas tieferes Niveau verlagert wurde, wäre auch denkbar. Vereinzelt finden sich auch Windkanter, mit „Wüstenlack“ überzogen.

2. Eine „mittlere“ Terrasse (Terrassengruppe) findet sich in ca. 300 m Höhe. Besonders deutlich ist sie rechts der Straße Rechnitz-Schachendorf ausgebildet, wo örtlicher Kristallinschutt von nur dünnen Deckschichten überlagert ist. Hierher gehört auch der Schotterkörper nördlich Dürnbach in ca. 290 m, der 1 km NNW der Ortschaft in einem halb verfallenen Aufschluß sichtbar ist:

Unter einem mäßigen Pseudogley, aus Staublehm hervorgegangen, folgt ein Paket von grobem Kristallinschutt, in dessen obersten Teil noch Staublehm eingreift. Darunter folgt rostrot gefleckter Schotter mit starkem Anteil an tonigem Bindemittel. Schutt und Schotter sind zusammen 1,5 m mächtig und werden unterlagert von weißem, grobem Schotter in Lehmpackung (Tertiär?). Im rostroten Schotter sind Kryoturbationen zu erkennen.

In die mittlere Gruppe gehören ferner alle flachen Tertiärrücken zwischen Schachendorf, Schandorf und Dürnbach, auf denen eine dünne äolische Decke liegt. Auf den flachen Rücken liegen vergleyte Parabraunerden.

* Sie liegt um 450 m und zeigt ein starkes Gefälle gegen das Vorland. Der Weinberg südlich der Ortschaft, der die Fußfläche um rund 50 m überragt, nimmt eine inselbergartige Stellung ein.

3. „Jüngere“ Terrassen finden sich schließlich in mehreren Schotter- oder Schuttfächern, die in die Niederung des Hodisbaches hineinziehen. Die Römerstraße (heutiger Fahrweg Rechnitz—Dürnbach) war auf solchen Schuttkörpern angelegt worden.

Interessant sind die Böden dieses Raumes, die im Zuge der Kartierung der landwirtschaftlich genutzten Fläche Österreichs von Ing. PALATA erfaßt wurden. Am Gebirgsrand treten je nach Hanglage und anthropogener Beeinflussung tiefe oder seichtgründige Profile auf. Während auf den Hutweideflächen zum Teil rankerartige Böden vorhanden sind, haben sich manche Kolluvien zu reifen, hochwertigen Braunerden entwickelt. Im

Schnitt durch die Terrassen südlich Rechnitz

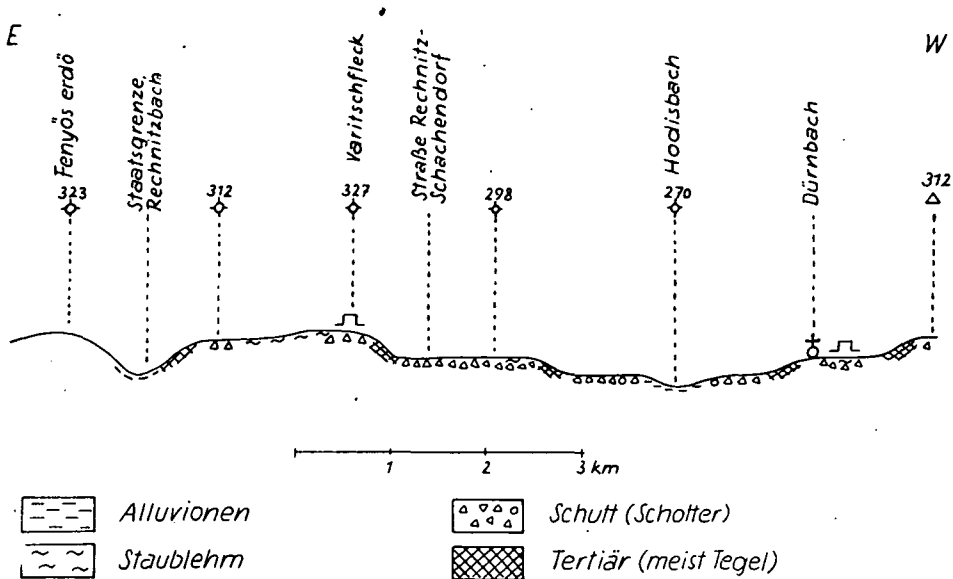


Abb. 3. Erklärung im Text

Vorland entscheidet neben der morphologischen Position das Ausgangsmaterial. An den Terrassenrändern treten meist kalkige, tertiäre Sedimente unmittelbar an die Oberfläche, auf ihnen überwiegen kräftige Braunerden, mitunter sind auch Böden mit A_p/C Profil anzutreffen. Auf den mit äolischen Deckschichten verkleideten Terrassen zeigt sich eine Verzahnung von Parabraunerden und vergleyten Parabraunerden mit mäßigen Pseudogleyen.

Bei Betrachtung eines weiteren Raumes (über Tauchenbach und Pinka hinaus) kann man feststellen, daß gegen SW zu die Tagwassergleyerscheinungen stärker werden. Treffen wir diese Feststellung, so schließen wir dabei jene Böden aus, die in nicht vergleichbarer Position, das heißt auf zeitlich verschiedenen Substraten liegen. Nur jüngste, letzteiszeitlich akkumulierte (äolische Sedimente) werden die oben geschilderte Gesetzmäßigkeit erkennen lassen, während etwa Stablehme aus der vorletzten Kaltzeit an ihrer Oberkante nur extreme Pseudogleye tragen. Diese Erscheinung wurde auch im nördlichen Alpenvorland beobachtet und als besondere Schwierigkeit bei der Kartierung festgehalten (vgl. J. FINK 1958, Abb. 5). Eine durch das Substrat bedingte Sonderstellung

nehmen auch die Böden der großen Dürnbacher Hutweide ein, auf der sich durch hochtretende Tegel stärkst tagwasservergleyte Formen bildeten. Charakteristisch sind Anmoore, die im Tal von Rechnitz- und Hodisbach junger Entstehung sind, während sie in morphologisch höherer Position bereits inaktiv sind. Sie erinnern in ihrem Aufbau an Tschernoseme auf Tegel (vgl. Mattersburger Becken). Südlich des Rechnitzer Raumes sind sie nicht mehr anzutreffen.

An der Straße Rechnitz-Großpetersdorf sind sowohl die oben erwähnten morphologischen Einheiten als auch die verschiedenen Böden zu erkennen.

Die andere Exkursionsroute führt von Oberwart nach Großpetersdorf. Oberwart liegt im breiten Tal der Pinka, das die für die Täler des südöstlichen Alpenvorlandes charakteristische Form aufweist: Die Talsohle ist oft mehrere Kilometer breit; auf ihr mäandriert der heute unscheinbare Bach, der nur zur Zeit von Katastrophenregen oder bei der Schneeschmelze aus den Ufern tritt und dann große Teile der Talsohle überflutet. Meist ist die Talsohle mit mächtigen holozänen Aulehmen bedeckt, die auf einem letzt-eiszeitlichen Schotterkörper aufliegen. Fast immer fallen deshalb Niederterrasse und Talau zusammen. Die starke laterale Unterschneidung, die zumindest an einem Hang festzustellen ist, kann als Beweis für die kaltzeitliche Anlage der breiten Täler genommen werden. Selbstverständlich haben auch tektonische Bewegungen das Abgleiten der Gerinne nach einer Talseite hin bewirkt und damit eine besondere Breite des Talbodens, wie dies A. WINKLER-HERMADEN (u. a. 1955) annimmt. Dieses durch die Tektonik bedingte Abgleiten brachte auch mit sich, daß Terrassen (oder Terrassentreppen) meist nur auf einer Seite der Täler ausgebildet sind.

Die Pinka hat die rechte Talflanke stark übersteilt, sodaß dort der Anstieg bis zur großen Flur zwischen Strembach und Pinka — die der jüngsten Fußfläche entspricht — unmittelbar erfolgt. Die linke Talseite hingegen begleitet ein allmählich an Höhe verlierender Rücken, von dem Kolluvien zum Talboden ziehen. Bei Rotenturm mündet dieser Rücken in den Sporn zwischen Pinka und Eisenzickenbach aus und zeigt eine Terrassierung in zwei Elemente: Über der Talau liegt eine lehmbedeckte Terrasse, die der Helfbrunner Terrasse entspricht*. Von ihr folgt ein durch mächtige Lehme verkleideter Anstieg zu einer höheren Terrasse, die dann allmählich in den oben genannten Rücken übergeht. Die Abbauwand des Ziegelwerkes Rotenturm (Besitzer di Maggio)

Ziegelwerk Rotenturm, Querwand

NE

SW

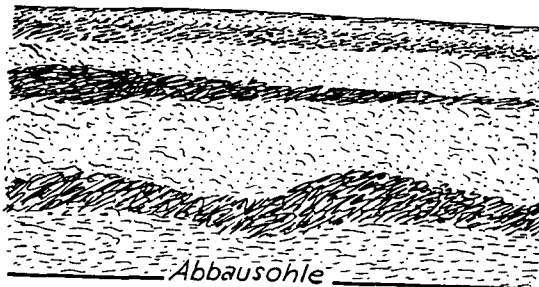
*Pseudogley**stark marmorierter Staublehm
Anmoor**Staublehm, sehr dicht
und hart**B-Horizont mit stärkeren
Punktkonkretionen
sandig-toniges Tertiär*

Abb. 4

* Die Helfbrunner Terrasse ist im Grabenland (s. u.) großflächig ausgebildet. Dort liegt über dem rißeiszeitlichen Schotterkörper eine würmeiszeitliche Staublehmdecke.

liegt direkt am Abfall zur Helfbrunner Terrasse und zeigt eine Gliederung, die in Abb. 4 stark schematisiert dargestellt ist.

Nun führt die Straße auf den Höhenrücken zwischen Pinka und Tauchenbach nach Großpetersdorf, wo sich die Exkursionswege wieder vereinigen. Am südöstlichen Ortsausgang liegt ein Ziegelwerk (Besitzer Friedrich Strohriegl) mit einer großen Abbauwand. Während die Ortschaft an der schmalsten Stelle des Rückens, wo sich die Talsohlen von Pinka und Tauchenbach auf einen Kilometer nähern, liegt, verbreitert er sich östlich des Ortes und steigt etwas an, bedingt durch das Widerlager des Kristallins vom Königsberg (Eisenbergscholle). In Abb. 5 ist das Ansteigen der Tertiäroberkante stark überhöht eingetragen.

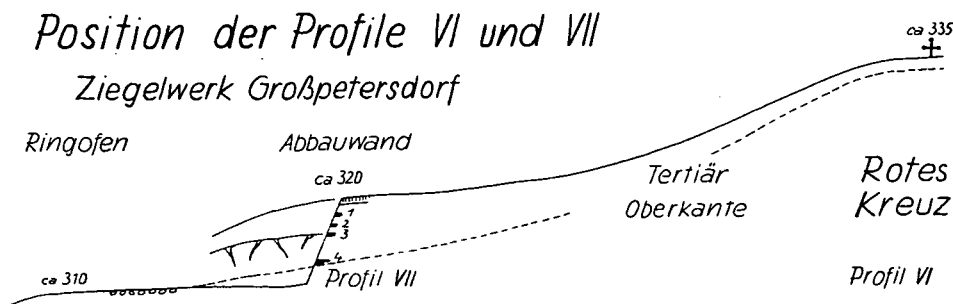


Abb. 5

Die Abfolge der in der Abbauwand aufgeschlossenen Schichten ist in Abb. 6 dargestellt und kurz beschrieben. Profil VII bildet den hangenden Abschluß. Unterhalb des Profils VII, das bis 180 cm Tiefe beschrieben ist, folgen:

180 – 220 cm	Staublehm zwischen erstem und zweitem fossilem Boden: durch Rost- und Fahlflecken durchgehend marmorierter Lehm (Mischfarbe 10 YR 5,5/6) wenige kleine Mangankonkretionen, aber Bestege an Aggregatflächen. Dort auch Tonhäutchen (coatings). Großprismatische Struktur, die einzelnen Körper lösen sich weiter in dickplattige (bis 10 mm) und auch blockige Elemente auf. Normales Löbgefüge.
220 – 260 cm	Zweiter fossiler Boden: toniger Lehm, deutliche prismatische Struktur, diese wieder dickplattig und scharfkantig-blockig aufbrechend. Auf vertikalen und horizontalen Kluffflächen stark gebleichte Bestege, z. T. graue, anmoorige Färbung, ganz vereinzelt Quarzsplitter von Sandgröße, sehr dicht gelagert, wenige feine Poren, Mangankonkretionen und -bestege an Aggregatflächen. Mischfarbe 10 YR 5/4.
260 – 300 cm	Solifluidal beeinflusster Staublehm unter zweitem fossilen Boden: toniger Lehm bis lehmiger Ton, blockige Struktur, starke Fahlflecken, einzelne Konkretionen. Mischfarbe 10 YR 5/6.
300 – 340 cm	Dritter fossiler Boden, durch keilförmige Spalten zerrissen. Toniger Lehm bis lehmiger Ton, scharfkantig-blockige Struktur, Reste von nußförmigen Aggregaten, viele Konkretionen, fast keine Kapillaren, sehr schwer zerdrückbar, dunkler als Spaltenfüllung, rötliche Färbung. Mischfarbe jedoch nur 10 YR 5/4.
300 – 450 cm	Füllmaterial der Spaltenzone: stark schluffiger bis schluffiger Lehm, deutliches Staublehmgefüge, an alten Wurzelröhren starke Fahlrindern, ansonsten Fahlflecken auf brauner Grundfarbe (Mischfarbe 10 YR 6,5/6), keine Konkretionen, blockige Struktur, leicht zerdrückbar.
340 – 580 cm	Solifluidale Lehme: brauner toniger Lehm, blockige Struktur, deutliche Fahlflecken, wenige Konkretionen, wenige Kapillaren, Mischfarbe 10 YR 6/6.
580 – 630 cm	Vierter fossiler Boden, Grundwassergley (mit linsenförmigen Lagen von Anmoor an der Oberfläche), schluffiger Ton in extrem dichter Lagerung, einige blanke Quarzsplitter in Grusgröße, starke Fahl- und Rostflecken (10 YR 6/6, 2 YR 6,3), Mischfarbe 10 YR 5,5/6.
ab 730 cm	Tertiär; toniger Sand mit Rost- und Fahlflecken, die gegen die Tiefe abnehmen. Unter der Abbausohle „rescher“ Sand (Grobsand).

Der in Abb. 5 nahe dem Ringofen eingezeichnete Schotter ist an der heutigen Abbauwand nicht mehr zu sehen. Seine Position wäre unterhalb des Grundwassergleys an der Oberkante des Tertiärs. Es waren ehemals einige Schotterschüre vorhanden, die bergwärts rasch auskeilten, doch aber die Position der Terrassenunterkante fixierten. Die

Schichten über ihnen sind fluviatiler Entstehung, in ihnen bildete sich der Grundwassergley mit den Anmoorlinsen. Die darüber liegenden Lehme sind vermutlich solifluidal am Hang transportierte Staublehme, die gegen oben immer mehr in reine, typische Staublehme übergehen — wobei ganz vereinzelt Quarzsplitter in Sandgröße oder der eine oder andere Kiesel auf eine (fallweise) solifluidale Einlagerung des am Hang anstehenden Tertiärs zurückgehen.

Ziegelwerk Großpetersdorf - Abbauwand

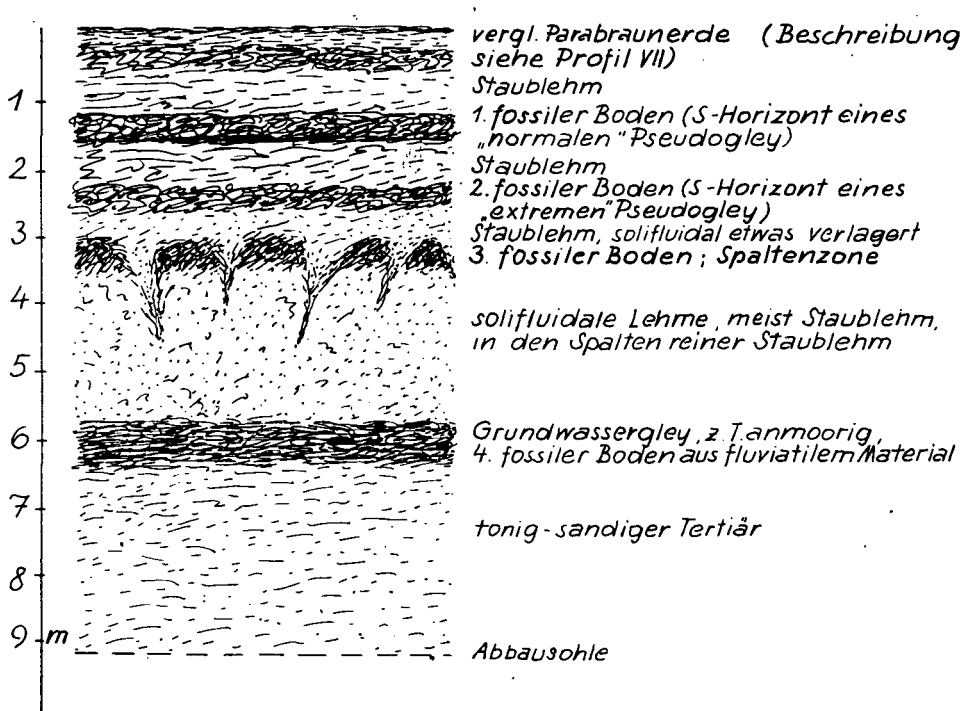


Abb. 6. Erklärung im Text

Die Bedeutung dieses Aufschlusses für die genetische Stellung des „Staublehmes“ und die Morphogenese des südöstlichen Vorlandes bleibt dennoch erhalten. Von den vier fossilen Böden zeigt nur der unterste die typischen Merkmale eines durch Grundwasser geprägten Profils, wie er im Komplex mit Auböden auch in den heutigen breiten Talauen zu finden ist. Die darüberliegenden hingegen sind Böden mit Prägung durch Tagwasser und damit Landböden. Ihre stockwerkartige Übereinanderfolge schließt die Möglichkeit aus, daß die zwischenliegenden Schichten fluviatile Auflandungen der Pinka (und des Tauchenbaches) wären, weil im gleichen Rhythmus, in dem die äolische (und teilweise solifluidale) Akkumulation der Deckschichten über den Böden erfolgte, die Talsohle der Gerinne tiefer gelegt wurde.

Leider ist infolge des Zusammenrückens von Pinka und Tauchenbach die Zwischentalscheide zu einem schmalen Rücken reduziert, der an seiner Oberkante nur eine Terrasse

trägt (eben jene, auf der die Ortschaft Großpetersdorf liegt und die als morphologische Form bis unmittelbar hinter die Abbauwand des Ziegelwerkes zu verfolgen ist), während die Flanken keine Terrassierung erkennen lassen. Dadurch fehlt die Möglichkeit — die im nördlichen Alpenvorland an vielen Stellen vorliegt — Terrassen, Deckschichten und zwischengeschaltete fossile Böden miteinander in Korrelation zu setzen. Auf Grund eines regionalen Vergleiches mit vielen, zum Teil später noch erwähnten Aufschlüssen darf aber angenommen werden, daß in Großpetersdorf eine Folge von Sedimenten und Böden vorliegt, die bis in das Altpleistozän reicht. Dafür spricht auch die relative Höhe* der Terrasse über der heutigen Talau.

Die Abbauwände werden seit mehreren Jahren kontrolliert. Der dritte fossile Boden mit seinen mächtigen Spalten ist am deutlichsten an der linken Abbauwand erkennbar, wenn unter bestimmten Feuchtigkeitsverhältnissen das schneller abtrocknende Füllmaterial hell hervortritt. Im mittleren Teil waren zu einem früheren Zeitpunkt die Anmoorlinsen deutlich zu sehen, jetzt scheinen sie sich beim weiteren Abbau hangwärts immer mehr zu verlieren. An der rechten Abbauwand — die durch ihre NW-Exposition stets eine gleichmäßige Durchfeuchtung aufweist — waren immer das hangende Bodenprofil und die beiden oberen fossilen Böden am besten zu studieren. Von dieser Wandstelle wurden daher auch die Proben für Profil VII entnommen, das nachfolgend beschrieben wird. Es reicht bis 180 cm und erfaßt damit noch den ersten fossilen Boden (sodaß obige Beschreibung der Abbauwand mit dem Staublehm zwischen erstem und zweitem fossilem Boden begonnen wurde).

Bodentyp: Vergleyte Parabraunerde

Muttergestein: würmeiszeitlicher Staublehm

Exposition: 4° SW

Fruchtart: Roggen

Witterung: sonnig, Durchfeuchtung bis 40 cm durch starken Regen vor 2 Tagen; aufgenommen am 14. 7. 1960

Wasserhältnisse: normal

Ap	0 — 12 cm	2,5 Y 3/2 humoser, sandiger Lehm, krümelig, Lagerung normal, absetzend gegen
A ₂ B	12 — 40 cm	10 YR 5/3 (im Bruch) 10 YR 5/4 (Tonhäutchen an den Aggregatflächen), schwach bis schwächst humoser Lehm, krümelige bis blockige Struktur, wenige kleine Poren innerhalb der Aggregate, normale Lagerung. Vereinzelt leicht Mn- u. Rostflecken und kleine Punkt Konkretionen, noch sehr gut durchwurzelt; fettglänzende Aggregatflächen. Allmählicher Übergang in
BC _g	40 — 75 cm	Mischfarbe 10 YR 5/3 (Tonhäutchen: braun, Grundmasse: gelb), stark lehmiger Schluff, ausgeprägt scharfkantig-blockige Struktur, die sowohl eine prismatische als auch dickplattige Struktur als Großform erkennen läßt. Tonhäutchen an den Aggregatflächen teils sepia Braun, dann fettglänzend, teils bereits fahl gefärbt. Aggregate sehr hart, wenige feine Poren, Rost- und Manganflecken und Konkretionen, Durchwurzelung nur an großprismatischen Leitbahnen, allmählich übergehend in
C _g	75 — 110 cm	Staublehm; Mischfarbe 10 YR 5/5, gelbe Farbe herrscht vor, starke Tonhäutchen an den prismatischen Strukturkörpern, kleine (im Stich schmierende) Konkretionen unter 1 mm, teilweise auch größere (2 mm). Feinporiges Gefüge, übergehend in
C _g D	110 — 140 cm	Übergangshorizont, körnige Struktur, lehmiger Schluff, übergehend in
D	140 — 180 cm	(oder B _g) eines fossilen Pseudogleys (erster fossiler Boden). Toniger Lehm, körnige Struktur, Konkretionen, Fahl- und Rostflecken, Tongele.

Anmerkung: Der Übergangshorizont C_gD stellt die solifluidal aufgearbeitete Oberkante des fossilen Bodens zwischen 140 — 180 cm Tiefe dar. Dafür spricht auch die körnige Struktur des Übergangshorizontes, der nach oben in einen normalen Staublehm übergeht. Die gleiche Erscheinung kennen wir von fossilen Böden im nördlichen Alpenvorland, die stets Fließerden über den fossilen Böden zeigen.

Die Analysen sind in Tabelle 3 festgehalten. Die Horizontdifferenzierung ist noch nicht so scharf wie etwa beim Pseudogley. Deshalb wurden auch Übergangshorizonte A₂B und BC_g ausgeschieden. Die Lessivage (Illimerisation) ist sowohl im heutigen als auch im fossilen Boden deutlich zu erkennen.

* Diese kann nicht genau angegeben werden, weil die Terrassenunterkante in ca. 310 m (markiert durch die Schotterschnüre) mit der Basis der Schotter unter den holozänen Aulehmen des Pinkatales in Beziehung zu setzen wäre, für die keine Angaben vorliegen.

Labor-Nr.	Horizont	Tiefe in cm	pH in		Hydr. Azid.	CaCO ₃ %	org. Subst. %	C/N	Korngröße in mm			P ₂ O ₅		
			H ₂ O	KCl					in % des Feinbodens < 2,0 mm	0,002 - 0,006	0,02 - 0,06		0,2 - 2,0	
3156	Profil VI	0-15	7,5	6,6	2,2	—	3,2	10,2	27,4	4,7	7,1	32,2	16,3	12,3
3157		15-30	7,4	6,4	2,7	—	1,1	6,3	50,1	7,0	10,5	14,3	10,2	7,9
3158		30-60	7,3	6,2	2,8	—	—	—	52,0	7,6	6,3	13,3	9,1	6,7
3159		60-80	8,1	6,95	1,9	0,9	—	—	44,2	8,1	11,5	18,7	11,5	6,0
3160	80-120	8,3	7,3	0,65	1,8	—	—	39,2	8,1	14,4	20,3	11,7	6,0	
3161	Profil VII	0-12	6,5	5,7	7,0	—	4,1	12,5	29,6	7,0	9,7	29,5	14,4	9,8
3162		12-40	6,7	4,8	4,4	—	0,8	8,5	13,7	7,4	16,8	12,7	8,0	16,8
3163		40-75	6,9	5,85	3,0	—	—	—	37,5	7,0	13,4	21,7	13,8	6,6
3164		75-110	7,05	5,4	3,8	—	—	—	28,4	10,8	15,3	16,6	15,8	8,1
3165	Profil VIII	110-140	6,7	5,0	4,4	—	—	—	37,2	8,7	12,7	11,9	8,7	7,9
3166		ab 140	6,5	5,0	5,0	—	—	—	44,5	6,8	12,3	18,9	11,8	5,7
3167	Profil VIII	0-20	5,6	5,1	8,8	—	2,8	10,2	12,3	10,3	18,2	36,2	17,4	5,6
3168		20-40	6,15	4,9	7,1	—	1,9	8,8	15,1	10,0	18,2	32,7	18,0	6,0
3169		40-80	6,1	4,85	6,2	—	—	—	31,7	7,0	16,4	26,5	14,6	3,8
3170		80-150	6,5	4,9	5,0	—	—	—	25,4	7,9	17,0	33,0	15,1	1,6
3171	Profil IX	ab 150	6,6	5,05	5,3	—	—	—	40,1	9,8	16,3	20,7	11,1	2,0
3172		0-6	4,4	3,3	37,6	—	2,6	13,2	17,9	8,7	17,0	16,4	13,2	26,8
3173		6-35	4,8	3,65	22,0	—	1,6	16,5	19,5	10,8	21,8	14,3	14,3	21,6
3174		35-65	5,1	3,7	20,6	—	0,6	8,7	35,5	10,6	19,0	18,1	10,6	6,2
3175	Profil IX Einzelprobe	65-130	5,35	4,1	12,0	—	—	—	34,8	11,8	20,1	20,3	9,5	11,8
3175a		210-240	5,0	5,4	5,6	—	—	—	32,2	12,0	16,9	14,8	7,5	16,6

Labor-Nr.	Horizont	Tiefe in cm	mg/100 g Boden		in %igein NH ₄ Cl	CaO	K ₂ O	P ₂ O ₅	Löstl. Fe ₂ O ₃ %	% Gesamt			
			S	T						S	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	R ₂ O ₃
3156	Profil VI	0-15	65,4	66,8	98,1	288	8	8,3	2,5	62,9	4,5	18,7	0,56
3157		15-30	29,4	31,2	93,2	357	6	<1	3,5	58,1	6,2	24,4	0,34
3158		30-60	29,4	31,2	93,2	362	5	<1	2,9	56,2	6,3	25,9	0,6
3159		60-80	43,2	44,4	97,3	358	4	<1	2,8	57,2	5,9	25,0	0,33
3160	80-120	54,1	54,5	99,0	334	1	1,5	2,8	58,2	5,6	24,1	0,42	
3161	Profil VII	0-12	24,4	28,9	84,5	248	9,5	<1	2,7	61,3	5,4	21,2	0,50
3162		12-40	25,4	28,3	89,8	300	4	<1	3,4	60,6	6,4	24,1	0,26
3163		40-75	27,0	29,0	93,0	308	3,5	<1	3,3	59,0	6,2	24,1	0,20
3164		75-110	26,6	29,1	91,4	277	2	<1	3,2	63,6	5,2	21,3	0,25
3165	Profil VIII	110-140	26,0	28,9	90,0	306	1,5	<1	3,5	60,3	5,8	23,6	0,30
3166		ab 140	27,6	30,9	89,2	331	3	<1	3,3	59,2	6,1	24,5	0,30
3167	Profil VIII	0-20	16,0	21,7	77,3	160	11	3,7	1,9	67,0	4,2	18,8	0,65
3168		20-40	14,6	19,2	76,0	168	3	<1	1,9	66,6	4,3	19,3	0,62
3169		40-80	19,2	23,2	82,7	230	5	2	5,4	56,1	10,6	27,6	0,48
3170		80-150	22,9	26,2	87,5	272	6	3,7	2,3	61,5	5,8	25,7	0,58
3171	Profil IX Einzelprobe	ab 150	30,0	38,2	78,5	384	4	1,5	3,1	57,6	6,5	25,1	0,48
3172		0-6	4,2	28,6	14,7	11,8	2,5	<1	2,5	70,5	4,1	17,2	0,24
3173		6-35	2,6	17,2	14,6	14,6	2	0	3,3	68,3	4,8	18,5	0,30
3174		35-65	8,6	22,4	13,8	86,4	2,5	0	4,5	63,0	6,5	23,8	0,22
3175	Profil IX Einzelprobe	65-130	22,7	30,5	7,8	196	3	0	3,3	64,4	5,1	22,6	0,19
3175a		210-240	92,0	95,6	95,2	251	2	0	5,5	7,0	23,8	7,0	0,21

Tabelle 3

Hinter der (mittleren) Abbauwand führt ein Fahrweg in südöstlicher Richtung zum ca. 500 m entfernten Roten Kreuz (Kote 335). 60 m vorher zweigt ein Feldweg nach rechts ab. Auf der von den zwei Wegen begrenzten Parzelle liegt je 4 m einwärts Profil VI.

Bodentyp: Braunerde?

Muttergestein: jüngster Löß (noch kalkig) im Übergang zu Staublehm

Exposition: 1° W

Witterung: sonnig, nach 14stündigem Regen, aufgenommen am 13. 7. 61

Wasserverhältnisse: normal

Fruchtart: Kunstwiese

A _p	0 – 15 cm	10 YR 4/2, humoser Lehm, krümelig, normale Lagerung, übergehend in
AB	15 – 30 cm	10 YR 5/4, schwach humoser, toniger Lehm, krümelige bis blockige Struktur, Lagerung normal, allmählich übergehend in
B	30 – 60 cm	10 YR 5/4, toniger Lehm bis lehmiger Ton, kalkfrei, scharfkantig-blockige Struktur, vereinzelt feinste Poren, Aggregatflächen fettglänzend, dichte Lagerung, sehr schwache Rost- (und Mangan-) flecken und kleinste Fe- und Mn-Konkretionen, einzelne Wurmröhren, allmählich übergehend in
BC	60 – 80 cm	10 YR 5,5/4, Bodenart, Struktur, Lagerung und Fleckung wie oben, jedoch vereinzelt Kalk-Konkretionen, umliegender Boden jedoch kalkfrei, übergehend in kalkhaltiger toriger Löß mit einzelnen Konkretionen (bis 20 mm Durchmesser), an den (undeutlichen) prismatischen Strukturflächen noch Tonhäutchen erkennbar. Nur undeutliches Lößgefüge, Kapillaren teilweise mit CaCO ₃ ausgekleidet; noch vereinzelt Wurzeln.
C	80 – 120 cm	

Anmerkung: Im Bohrstich bis 180 cm wurde festgestellt, daß ab 120 cm das Aufbrausen stark nachläßt und ab 150 cm allmählich ein lehmig-toniger Schluff mit stärkeren Rostflecken und Punktkonkretionen folgt.

Die Analysen sind in Tabelle 3 festgehalten. Die Interpretation — die im Rahmen des Exkursionsführers absichtlich auf das geringste Maß beschränkt ist, um den Beschauer nicht zu beeinflussen — ist hier besonders schwierig. Der Boden stellt eine bodenartlich sehr kräftige Braunerde dar, deren visuell sichtbare Horizontdifferenzierung weit geringer ist als sie das Analysenbild der Fraktionierung ergibt. Der hohe Anteil an Kolloidsubstanz bedingt Erscheinungen, wie sie bei Braunlehmern zu beobachten sind (Struktur, fettglänzende Aggregatflächen), dennoch ist der Gesamteindruck einer Bräunerde vorhanden. Die Beeinflussung durch Tagwasser ist äußerst gering und kann bei der typologischen Zuordnung vernachlässigt werden. Interessant ist der Kalkgehalt des Muttergesteins; er erklärt sich daraus, daß ortsnah ein kalkiges Tertiär aufgearbeitet wurde. Wesentlich ist, daß gegen die Tiefe zu bereits eine Abnahme des Kalkgehaltes und Zunahme von Tagwassergleyerscheinungen zu beobachten sind. Daß gerade die obersten Teile der letzteiszeitlichen äolischen Sedimente kalkig sind, ist eine Erscheinung, die in der Feuchten Lößlandschaft regelmäßig auftritt (vgl. Exkursion B).

Bei der Weiterfahrt in südöstlicher Richtung folgt die Straße einem stark mit kolluvialen Lehmen verkleideten Hang, der von der Flur Rotes Kreuz—Königsberg zum Pinkatal hinunterführt. In der Talau treten oberhalb des Durchbruches der Pinka durch das Massiv des Eisenberges (und vor der Vereinigung mit dem Tauchenbach) infolge starker Stauung Grundwassergleye und anmoorige Böden auf. Bei Kohfidisch wird links der Straße das Kristallin der Eisenbergscholle sichtbar:

3 m hoch ist zersetztes (kaolinisiertes) Kristallin aufgeschlossen. Darüber folgt ein 1 m mächtiger Schotterkörper mit fluviatilen Deckschichten an der Oberkante. Schwach kryoturbbate Störungen sind zu beobachten. Darüber folgt noch 3 m Staublehm. Eine Gliederung durch fossile Böden kann nicht festgestellt werden.

Der Aufschluß liegt relativ tief, zwischen Verwitterung des Altkristallins und Akkumulation des Schotters scheint ein großer Zeitraum zu liegen, sodaß der Schotter zeitlich nicht fixiert werden kann.

Ein zweiter Aufschluß befindet sich am Ostrand von Kirchfidisch. Der zur Pinka nach N entwässernde Gerenthbach trennt eine im „Schatten“ des Eisenbergmassivs erhaltene höhere Flur von einer weitausgedehnten lehmbedeckten Terrasse zwischen Kirchfidisch und Güttenbach; letztere liegt um 290 m und ist durch extreme Pseudogleye

charakterisiert. Der (zweite) Aufschluß, 50 m südlich der Straße neben dem aufgelassenen Ziegelofen, liegt etwas tiefer als die oben genannte Terrasse:

An der Basis liegt Quarzschutt mit wenig Schotter, darüber 2,5–3 m Staublehm. Der Staublehm zeigt jene schwächere Vergleyung, die für die östlichen Sedimentationsräume typisch ist: Die Marmorierung ist vorhanden, auch das Lößgefüge und starke Tonhäutchen an den senkrechten prismatischen Strukturflächen. In 170 cm liegt der Unterboden (S-Horizont) eines Pseudogleys, der die gleiche Ausbildung wie im Ziegelwerk Großpetersdorf (erster fossiler Boden) aufweist. Auch der heutige Boden, eine vergleyte Parabraunerde, entspricht völlig jener im Hangenden der Abbauwand des Ziegelwerkes Großpetersdorf.

Die Straße führt weiter in südöstlicher Richtung quer durch den Fidischer Wald nach Edlitz und erreicht neuerlich die Pinka, dort bereits nach deren Durchbruch durch die Eisenberg-Scholle. Die linke Talseite gehört schon zu jenem Raum, in welchem die verschiedenen Terrassenschotterkörper allmählich zu einem Schwemmkegel verschmelzen, der gegen die tektonische Muldenachse der Kleinen Ungarischen Tiefebene eintaucht, während das rechte Ufer im Schutz der Eisenberg-Scholle nur allmählich an Höhe verliert und gegen die Einmündung des Strembaches hin modellartig terrassiert ist. Im Raum Edlitz-Kulm (Eberau) sind allerdings auf der rechten Talseite die Terrassen noch nicht gut erkennbar, sondern nur mit Lehm bedeckte Reste vorhanden. Auch der Abfall ist mit kolluvialen Lehmen bedeckt, die im flachen Auslauf gegen die Talsohle in autochthone Lehme übergehen, so z. B. in den hangenden Teilen der Abbauwand des Ziegelwerkes Kulm (Profil VIII). Die Position dieses Profils sowie die Terrassentreppe am linken Ufer der Pinka ist in Abb. 7 dargestellt. Im Bereich der Ortschaften Ober- und Unterbildein springt die Staatsgrenze nach E vor und ermöglichte die Kartierung der Terrassen. Auf der überwiegend mit Wald bestockten höchsten Flur östlich der Pinka (die mit deutlichem Gefälle schwemmkegelartig gegen die tektonische Muldenachse der Raab absinkt) finden sich über dem Schotter sehr dicht gelagerte Lehme mit tagwasservergleyten Parabraunerden, die schon im Übergang zu mäßigem Pseudogley stehen. Im braunlehmartigen Unterboden liegen starke Punktkonkretionen. Der Schotterkörper der Terrasse wird in einem kleinen Aufschluß auf dem Fahrweg Oberbildein nach E sichtbar (vgl. Abb. 7). Einige größere Gerölle sind vorhanden, überwiegend liegen jedoch grusgroße Bruchstücke aus Quarz vor. Der Schotter ist in grobsandigen Ton gepackt, der extreme Farben, wie sie aus den Aufschlüssen von Lackendorf und Stoob bekannt sind, aufweist. Es handelt sich demnach um eine sehr alte Flur, die bis an den Gebirgsrand der Rechnitzer

Schnitt durch die Terrassen der Pinka bei Eberau

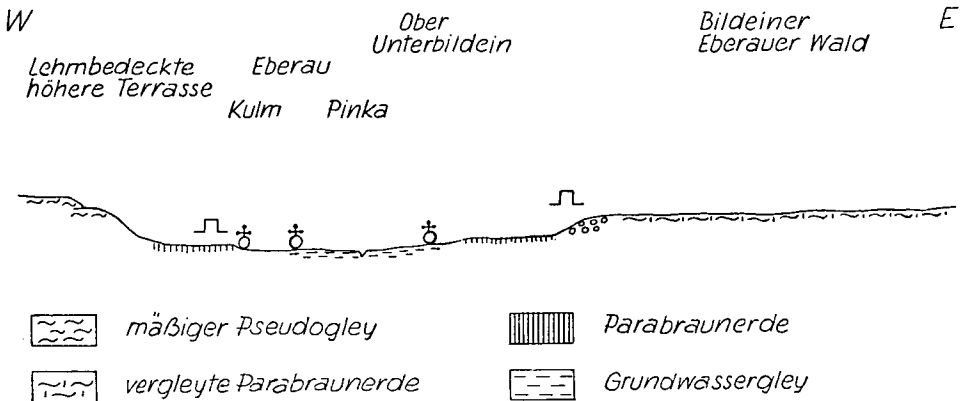


Abb. 7. Erklärung im Text

Schieferinsel verfolgt werden kann und der letzten Fußfläche entspricht*. Dem Senkungsraum entsprechend, beträgt der Abfall zur tieferen Terrasse nur 8 m, ist jedoch deutlich zu erkennen. Die tiefere Terrasse reicht bis knapp vor die Straße und trägt Parabraunerden, die in 80 cm Tiefe auf vergleytem Material aufsitzen, während der Boden selbst keine Zeichen von Tagwasservergleyung aufweist. Vielleicht liegt eine jüngere äolische Decke, völlig zu Boden umgeprägt, auf fluvialem älterem Material. Eine breite Zone von Grundwassergleyen markiert die Talniederung, die hier ein wenig stärker als bei anderen autochthonen Gerinnen der Südostabdachung in die Niederterrasse eingesenkt ist. Links und rechts des Baches, im Bereich der Ortschaften Ober- und Unterbildein und bei Eberau sind deshalb Andeutungen einer „Zwischenterrasse“** vorhanden. Die genaue Zuordnung kann erst nach einem Studium des benachbarten ungarischen Raumes erfolgen. Wichtig wären Bohrungen, besonders im Hinblick auf die morphologische Position von Profil VIII. Dieses liegt in dem seit 1959 aufgelassenen Ziegelwerk Kulm an der Pinka an der nach W schauenden Abbauwand. Die dort im Abbau gestandenen Lehme sind in ihren tieferen Teilen allochthoner Herkunft (kenntlich an mehreren Kiesschnüren und dünnplattig strukturierten Lagen), in den oberen Teilen aber äolischer Natur. Die Fraktionierung der oberen Teile (Tabelle 5) zeigt nur um soviel mehr größere Komponenten, als die Staublehme näher dem Herkunftsraum — der Talau — liegen. Die Gesetzmäßigkeit einer Abnahme größerer Teilchen vom Ausblasungsraum weg ist für Löss (vgl. E. SCHÖNHALS 1953) ebenso wie für Staublehme zutreffend.

Der Aufschluß wurde nicht wegen seiner morphologischen Position ausgewählt, sondern wegen des Bodenprofils, das infolge ebener Lage keine erosiven Störungen aufweist. Daher werden die ca. 3,5 m tief aufgeschlossenen Lehme der ehemaligen Abbauwände nicht näher beschrieben, sondern nur Profil VIII:

Bodentyp: Parabraunerde

Muttergestein: kalkfreier LÖß (Würmlöß)

Exposition: eben

Kulturart: Wiese

Witterung: heiter, 2 Tage vorher starker Regen, bis 40 cm feucht; aufgenommen am 14. 7. 1960

Wasserverhältnisse normal

A ₁	0 — 20 cm	10 YR 3,5/2, humoser, lehmiger Feinsand, krümelig, allmählich übergehend in
A ₂	20 — 40 cm	10 YR 4/2; schwächst humoser, lehmiger Feinsand, undeutliche scharfkantig-blockige Struktur, dichte Aggregate, absetzend gegen
B	40 — 80 cm	10 YR 5/4 (Farbe der Tonhäutchen), 10 YR 3/3 (angeschnittene Aggregate) Lehm, deutliche scharfkantig-blockige Struktur, ganz feine Poren. Deutliche braune Tonhäutchen, übergehend in
C	80 — 150 cm	LÖß (lehmiger Schluff) mit schwachen Tonhäutchen 10 YR 4/3 (im Bruch) 10 YR 5/4 (im Schnitt), undeutlich prismatische Struktur, kalkfrei, übergehend in
D	ab 150 cm	10 YR 4/2 stark lehmiger Schluff, prismatische und blockige Struktur, starke Tonhäutchen an den Aggregatflächen.

Der profilmorphologisch klaren Horizontierung entsprechen die Analysenwerte in Tabelle 3, die eine sehr starke Tonverlagerung anzeigen, wobei aber noch keinerlei Tonzerstörung zu beobachten ist. (Im Anhang wird die Frage der Brauchbarkeit von Verhältnis- und Grenzzahlen, ermittelt aus Texturunterschieden, behandelt).

Der weitere Exkursionsweg führt noch ca. 5 km in der Niederung der Pinka nach S. um dann zwischen Moschendorf und Strem den Terrassensporn zwischen Pinka und Strembach zu überqueren. Das linke, südschauende Ufer des Strembaches zeigt eine deutliche Terrassierung, wobei insbesondere eine Terrasse zwischen 230 bei Güssing und

* In sie hat der Rechnitzbach auf dem Wege nach Steinamanger das gleiche asymmetrische Tal eingeschnitten wie die Gerinne im Mittleren Burgenland auf den gegen die Senkungsachse vorgebauten Schuttfächern.

** Solche „Zwischenterrassen“, in denen der Schotterkörper der letzten Kaltzeit nicht von holozänem Aulehm überlagert ist, treten zuweilen an Rändern der Talsohle oder an Terrassenspornen auf. Nördlich Fürstenfeld liegt z. B. eine solche Terrasse, die, weil ohne Aulehmüberdeckung, von A. WINKLER-HERMADEN (1955) als würmeiszeitlich eingestuft wird.

220 m bei Strem weit verbreitet ist. Sie ist größtenteils in Kultur genommen. Die dahinter ansteigende höhere Terrasse ist hingegen stets bewaldet. Beide Terrassen tragen mächtige Staublehmdecken und auf diesen mäßige Pseudogleye. Die starke morphologische Überprägung der weit ausgedehnten Terrasse spricht dafür, sie älter als die Helfbrunner Terrasse zu stellen.

In Güssing tritt uns ein neues landschaftsmorphologisches Element des südöstlichen Alpenvorlandes entgegen: Steil hebt sich aus der Mitte der Ortschaft ein Basalttuff empor, auf dem die Burg erbaut wurde. So wie hier begegnen uns auch später öfter noch die Zeugen jüngster vulkanischer Tätigkeit, die durch ihre markanten Formen die Landschaft beleben. Ein weiteres Charakteristikum des südöstlichen Alpenvorlandes wird dann südlich Güssing offenbar: links und rechts der Straße — ab Güssing ist es wieder die Bundesstraße 50 — sind in mehreren kesselartigen Talschlüssen starke Rutschungen zu beobachten. Rasenwülste und schräg gestellte Obstbäume markieren die kleineren, abgerutschte Schollen die größeren Massenbewegungen. Zwischen Strembach und Lafnitz ist ein Bereich ausgedehnter Rutschungen, ein weiterer liegt zwischen Ritschein- und Raabtal und wird auf der Exkursion später durchfahren. In den Rutschgebieten bilden die höchsten, durch ein engmaschiges Entwässerungsnetz isolierten Kuppen und Rücken jene Himmelslinie, die der „morphologischen Ausgangsform“ für die quartäre Landformung im südöstlichen Alpenvorland entspricht. Terrassen fehlen, Muldentälern mit mächtigen Kolluvien herrschen vor. Der oftmalige Wechsel tonig-schluffiger und sandiger Sedimente des Tertiärs, die stets eine gewisse Neigung aufweisen, ist die Ursache für die Erdbewegungen. A. WINKLER-HERMADEN (1955, 1960 b) hat diese bedeutenden Massenbewegungen sehr genau beschrieben, die gleichermaßen landwirtschaftliche Kulturen, Siedlungen und Straßen schädigen. Die Rutschungen bedingen einen starken Wechsel der Böden, es überwiegen Hanggleye und vergleyte Braunerden.

Nach Überschreiten der Wasserscheide führt die Straße in das Tal der Lafnitz nach Heiligenkreuz, das 4 km nördlich des Zusammenflusses von Lafnitz und Raab nahe St. Gotthard liegt. Heiligenkreuz liegt am Abfall einer Terrasse zur kilometerbreiten Talsohle, nördlich des Ortes sind Reste einer höheren Terrasse zu erkennen, die durch viele aus dem tertiären Hügelland kommende kleine Gerinne in Riedel aufgelöst ist. Auch die erstgenannte Terrasse, die zwischen Heiligenkreuz und Poppendorf erkennbar ist, weist schon eine deutliche Zertalung auf, die ungefähr der der weitausgedehnten Terrasse im Tal der Strem entspricht. Knapp westl. der Ortschaft nahe dem Waldrand sind in einer derzeit nicht mehr in Betrieb befindlichen Schottergrube sowohl der Schotterkörper als auch die Deckschichten gut aufgeschlossen:

0 - 15 cm	A _p	schwach humoser, lehmiger Sand, krümelig, Farbe 2,5 Y 4/3
15 - 35 cm	A ₂	fast strukturloser lehmiger Sand, Farbe 2,5 Y 5/3
35 - 90 cm	S	marmorierter toniger Lehm, stark verhärtet, deutliche blockige Struktur, vereinzelt Manganbesteuge und Konkretionen, Mischfarbe 10 YR 5/6
90 - 130 cm		schluffiger Staublehm, blockige Struktur, starke coatings, Farbe der Häutchen 10 YR 4/4
130 - 170 cm		Staublehm mit starken Gley- und Rostflecken und Konkretionen
170 - 230 cm		Zone stärkster Manganflecken und Konkretionen
230 - 280 cm		Lehm mit starken Gley- und Rostflecken
280 - 330 cm		Anmoorgley; einheitlich blaugefärbter Lehm mit Einlagerung von Humuskohlen und Rostknollen
330 - 400 cm		stärkst rostgefärbte Zone an der Oberkante des Schotters

Die Mächtigkeit des Schotterkörpers kann nicht genau angegeben werden, beträgt aber über 5 m. Als eindeutige fossile Bodenbildung ist der Anmoorgley über dem Schotter zu bezeichnen. Darüber vollzieht sich allmählich der Übergang von einer fluviatilen zu einer äolischen Akkumulation. Die Beobachtung, daß über dem Schotterkörper zuerst eine fluviatile Akkumulation (und mit Grundwasser geprägte Bodenbildung) einsetzt

und erst gegen oben äolische Schichten folgen, kann an der Südostabdachung öfter gemacht werden (vgl. unten).

Der Zone stärkster Manganflecken und Konkretionen scheint ein stratigraphischer Wert zuzukommen. Ohne sie genetisch noch völlig erfassen zu können, ist ihr Auftreten charakteristisch. Wir treffen sie auf der zweiten Terrasse des Ritscheintales, wo sie ortsteinartig verhärtet ist; ferner auf der Terrasse westlich Burgau im Lafnitztal. Sie fehlt aber stets in den Deckschichten der Helfbrunner Terrasse, weshalb wir jene Terrassen, in deren Deckschichten diese Zone stärkster Punktkonkretionen auftritt, um eine Kaltzeit älter auffassen möchten.

Am Rand des breiten Lafnitztales führt die Straße über einige undeutlich erhaltene Terrassenreste, die knapp über der Talsohle liegen, nach Rudersdorf östl. Fürstenfeld. Am rechten Ufer erscheint im Terrassensporn zwischen Ritscheinbach und Lafnitz die ausgeprägte Terrasse des Stadtwaldes von Fürstenfeld. Ein Aufschluß in Dietersdorf — er liegt weit ab von der Exkursionsroute und wird deshalb nicht besichtigt — bietet die gleiche Abfolge der Deckschichten wie jene westlich Heiligenkreuz. Er liegt an der Abzweigung des Weges, der von der Straße Fürstenfeld-Dietersdorf zum ehemaligen Barackenlager (Kote 262 im Stadtwald) führt:

An der Schotteroberkante und auch noch im Schotter liegt ein fossiler Boden in Form eines Grundwassergleyes, allerdings weit weniger intensiv als in Heiligenkreuz ausgebildet. Die 3–3,5 m mächtigen Deckschichten werden ungefähr in der Mitte durch eine Zone starker Manganflecken und -konkretionen unterteilt. Hangend ist ein mäßiger Pseudogley ausgebildet, im Bereich des Stadtwaldes, wo die drainierende Wirkung des Terrassenrandes wegfällt, sind hingegen starke Pseudogleye mit einer für sie charakteristischen Vegetation vorhanden.

Mit der Beschreibung der beiden letztgenannten Aufschlüsse soll gezeigt werden, daß ebenso wie im nördlichen Alpenvorland zur Stratifizierung von Terrassen deren Deckschichten herangezogen werden können. Freilich ist die Aufschlußdicke im südöstlichen Alpenvorland geringer und die fossilen Böden in den Deckschichten sind weit undeutlicher.

Der nun zu querende Raum ist einer jener Abschnitte des südöstlichen Vorlandes, in dem die einzelnen Terrassen geradezu modellartig ausgebildet sind. Nahe Fürstenfeld mündet der Saifenbach in die Lafnitz, etwas unterhalb die Feistritz, die vorher schon die Ilz aufgenommen hat, und schließlich kommt noch der Ritscheinbach, mit der Lafnitz den Sporn der oben beschriebenen „Stadtwald-Terrasse“ bildend, dazu. A. WINKLER-HERMADEN hat eine Reihe von morphologischen Kärtchen gezeichnet, auf denen dieser Raum stets erfaßt ist (u. a. 1955, Abb. 12, 13), sodaß es sich erübrigt, hier eine eigene Karte beizugeben. Die eigenen Beobachtungen laufen seit über 10 Jahren — seit die Schlüsselstellung dieses Raumes für die Terrassen der autochthonen Flüsse (= Flüsse, die aus dem unvergletscherten Gebiet kamen) erkannt wurde. Detailkartierung wurde vom Verfasser zwischen Ilz und Schloß Feistritz durchgeführt. L. JAKLITSCH untersuchte die Böden des Ritscheintales im Rahmen einer Dissertationsarbeit an der Hochschule für Bodenkultur und legte seine Ergebnisse in stark gekürzter Form 1959 nieder, die Landwirtschaftliche Bodenkartierung hat im Detail die Gemeinden Waltersdorf, Leitersdorf und Hohenbrugg aufgenommen und auch von forstlicher Seite wurde in mehreren Begehungen — zuletzt anlässlich einer Wandertagung 1960 — dieser Raum untersucht und die Ergebnisse einem breiten Kreis bekanntgegeben. Bei allen Begehungen konnte in den vielen hier nicht im Detail beschriebenen Aufschlüssen jene Gesetzmäßigkeit festgestellt werden, die auch an der Nordabdachung der Alpen erkennbar ist und die deshalb den Schluß zuläßt, daß die Morphogenese (während des Quartärs) die gleiche war wie im nördlichen Raum. Die Gesetzmäßigkeit liegt darin, daß jeweils die Terrassen durch einen Schotterkörper und ein darüberliegendes Lehmpaket charakterisiert sind. Daß die Schotterkörper gegeneinander abgesetzt sind und jeder einen eigenen

horizontal liegenden Sockel in der tertiären Unterlage aufweist. Daß diese Terrassen über weite Strecken (innerhalb eines Flusses) das gleiche Gefälle besitzen, d. h. nicht konvergieren oder auseinanderlaufen. Alle diese Erscheinungen machen es ausgeschlossen, im Sinne WINKLER-HERMADEN's (1955) anzunehmen, daß ihre Entstehung in den pleistozänen Warmzeiten erfolgt wäre, gleichsam als Rückstau des damals höher liegenden Spiegels des Schwarzen Meeres. Die Tatsache, daß eine Durchbruchstrecke wie das Eiserne Tor ein „Rückwärtswandern“ paralisieren muß, zwingt ebenso zur Ablehnung wie die simple Überlegung, daß in allen Vorländern der Alpen die gleichen landschaftsgestaltenden Kräfte gewirkt haben müssen. Tatsächlich haben sich überall im Umkreis der Alpen die gleichen periglazialen Wirkungen kenntlich gemacht, der Klimarhythmus, der in den einzelnen Moränenkränzen und den unmittelbar aus ihnen hervorgegangenen Schotterfeldern seinen Ausdruck findet, ist in vielen weit vom Gletscher entfernten Flußabschnitten ebenso wie an autochthonen Gerinnen festzustellen. Selbst am südlichen Fuß der Alpen wurden die gleichen Erscheinungen beobachtet (so anlässlich der Exkursion der Deutschen Quartärvereinigung 1958), vom Rhonetal über die Burgundische Pforte in das Rheintal und weiter über den schwäbisch-bayrischen Raum bis in die Pannonischen Becken. Wie sollte an der Südostabdachung und dem anschließenden Alpenvorland eine völlig andere Formung möglich gewesen sein? Mündlich wurden viele konkrete Beweise für die hier geäußerte Ansicht bereits erbracht, schriftlich aber nur in knapper Form (J. FINK 1959). Die neuesten Arbeiten A. WINKLER-HERMADEN's (1960 a) und seines Schülers K. SCHOKLITSCH (1960) zeigen aber keine Änderung gegenüber der früheren Auffassung, weder in Bezug auf die Entstehungszeit der Terrassen noch auf die Art der Entstehung der Decklehme. Diese Decklehme liegen stets mit deutlicher Grenze dem Schotterkörper auf*, ihre Mächtigkeit schwankt von ein bis acht (und mehr) Meter. Hohe Terrassen haben meist nur eine dünne Lehmdecke oder sie fehlt ganz — eine Erscheinung, die auch im nördlichen Alpenvorland beobachtet werden kann. Abweichend gegenüber dem nördlichen Alpenvorland ist nur, daß nicht die rißeiszeitliche Helfbrunner Terrasse, sondern die altpleistozänen Terrassen (Schweinsbachwald und Rosenberg) mit den mächtigsten Lehmen bedeckt sind (weshalb diese von A. WINKLER-HERMADEN in das Große Interglazial gestellt werden, in welchem seiner Meinung nach die „Auflandung der Aulehme“ am längsten andauern konnte). Hier braucht nicht näher auf die Frage der Entstehung dieser Lehme eingegangen zu werden, weil dies im Anhang zur Exkursionsbeschreibung erfolgt. Dort wird auf Grund regionaler Beobachtungen, die über Österreich hinausgreifen, der Beweis erbracht, daß diese Decklehme äolischer Entstehung sind und als Äquivalente der Lössen in feuchteren Landschaftsräumen aufgefaßt werden müssen.

Der Raum zwischen Lafnitz und Saifenbach zeigt eine deutliche Terrassierung und ebenso jener zwischen Saifenbach und Feistritz, der auf der Exkursion überquert wird. Von Fürstenfeld geht es zuerst in Richtung NNW über Bierbaum—Blumau—Leitersdorf nach Waltersdorf und von dort in Richtung SW nach Hainersdorf. Abb. 8 zeigt einen Schnitt durch die Terrassentreppe zwischen den letztgenannten beiden Ortschaften. An den Kehren der Straße, ca. 2 km nach Waltersdorf, ist ein mächtiger Schotterkörper aufgeschlossen, der einer Terrasse um + 110 m über der heutigen Talsohle angehört. In diesem Niveau liegt 1 km nördlich der Ortschaft Hohenbrugg ein verfallener Ziegelofen (Kote 394), an dessen Abbauwand Profil IX entnommen wurde.

* K. SCHOKLITSCH lehnt dieses Charakteristikum ab, weil er in seinen Profilen (durchaus mögliche) Übergangszonen zwischen Schotter und Lehm findet, zeichnet aber dennoch absolut reine (kiesfreie) Lehme großer Mächtigkeit über den schmalen Übergangszonen.

Bodentyp: Reliktboden, extremer Pseudogley

Muttergestein: stärkst degradierter Staublehm

Exposition: eben

Vegetation: Wald(rand), Fichte 0,8 bestockt, etwas *Vaccinium*, Moose, sonst kein Unterwuchs

Witterung: heiter, Boden trocken; aufgenommen am 16. 7. 1960

Wasserverhältnisse: extrem wechselfeucht, trockene Phase überwiegt.

A ₀	1 — 0 cm	Förna aus Fichtennadeln, stellenweise Moose
A ₁	0 — 6 cm	10 YR 5/3 schwach humoser, lehmiger bis schwach lehmiger Sand, strukturlos, Lagerung normal, allmählich übergehend in
A _{2g}	6 — 35 cm	5 Y 8/2 schwach lehmiger Schluff, undeutliche kantenrund-blockige Struktur, Lagerung normal, schwache Rostflecken, vereinzelt kleine Punktkonkretionen, allmählich übergehend in
A _{2gS}	35 — 65 cm	gleiche Farbe und Bodenart, blockige bis körnige Struktur, Rostflecken, Punktkonkretionen bis 2 mm \varnothing , allmählich übergehend in
S	65 — 130 cm	5 Y 5/2 (Fahlfarbe der Tönhäutchen an den Aggregatflächen) 10 YR 7/6 (Schnittfarbe), toniger Schluff bis schluffiger Ton, deutliche scharfkantig-blockige Struktur, Aggregate dicht, starke Tönhäutchen, vereinzelt größere Punktkonkretionen (bis 5 mm \varnothing).

Die folgenden Horizonte der Profilwand in Kurzbeschreibung:

Bodenart durchgehend schluffiger Ton bis toniger Schluff:

130 — 160 cm	blockige und körnige Struktur, sehr starke Konkretionsbildung, dadurch ganzer Horizont dunkel gefärbt
160 — 210 cm	stärkst rost- und gleyfleckig, Rostfarbe (ocker) herrscht vor, scharfkantig-blockige Struktur
210 — 240 cm	blockig-körnige Struktur, Zone extrem starker Konkretionsbildung (Einzelprobe Tab. 3)
240 — 260 cm	stärkst rost- und gleyfleckig, Rostfarbe (ocker) herrscht vor, scharfkantig-blockige Struktur.

Dieses Profil wurde als Beispiel eines extremen Pseudogleys gewählt, wobei die besonders starke Profilausbildung im relikten Charakter desselben begründet ist. Wir dürfen einen solchen aus folgenden Gründen annehmen: 1. Das Profil liegt auf einer Terrasse, die — schon allein durch ihre Höhenlage — als ältestpleistozän angesehen werden muß. 2. Die Deckschichten sind nicht so mächtig, daß sie als vollständig bezeichnet werden können. Die tiefsten Teile über dem Schotter sind nicht zugänglich, jedoch 50 m entfernt zeigt eine verfallene Schottergrube, daß der unaufgeschlossene Teil der Deckschichten 2 m nicht überschreiten dürfte. (Die Schotter sind sehr grob, z. T. bis 20 cm Durchmesser, jedoch gut gerollt und bestehen überwiegend aus Quarz und Quarzit, untergeordnet finden sich Gneise). Es ist schwierig, innerhalb der aufgeschlossenen Deckschichten tiefere Bodenbildungen herauszuschälen. Die Zone zwischen 210—240 cm stellt sicher eine solche dar.

Auf Grund der Kenntnis vieler Böden dieses Raumes darf gesagt werden, daß derartige extreme Pseudogleye meist nur auf höheren Terrassen zu finden sind. Es liegt deshalb die gleiche Gesetzmäßigkeit wie im nördlichen Alpenvorland vor, wo auf tieferen Terrassen Böden aus jungen, auf höheren dagegen meist nur solche aus älteren äolischen Sedimenten zu finden sind (vgl. J. FINK 1958, Abb. 5). Der profilmorphologische Unterschied zwischen extremen Pseudogleyen (Profil IX) und starken Pseudogleyen (beispielsweise auf der Helfbrunner Terrasse, deren Staublehne würmeiszeitlich und deren Böden dementsprechend erst spätglazial geprägt sein können), ist nicht sehr groß. Die Horizonte sind beim extremen Pseudogley mächtiger entwickelt, die Texturunterschiede (noch) stärker, Dicke und Anzahl der Konkretionen so, daß eben die Beifügung „extrem“ gerechtfertigt ist. Die Analysendaten sind in Tabelle 3 festgehalten.

Die nachfolgenden Ausführungen beziehen sich mehr oder weniger auf alle Pseudogleye der Südostabdachung*, die in ihr eine große Fläche einnehmen und für die landwirtschaftliche und forstwirtschaftliche Nutzung eine großes Problem darstellen. Wie Tafel VI zeigt, sind sie sowohl in geschlossener Fläche auf Terrassen als auch im Komplex mit anderen Böden anzutreffen. In Wäldern liegen überwiegend extreme Pseudogleye mit Sphagnumdecken von 50 cm, durch die eine natürliche Verjüngung unmöglich wird. Solche Degradationserscheinungen sind fast immer aus der falschen Bewirtschaftung der

* Die regionale Einschränkung muß gemacht werden, weil bei einem Vergleich der Pseudogleye des südöstlichen Vorlandes mit jenen des nördlichen Alpenvorlandes festzustellen ist, daß erstere stets stärker ausgeprägt und damit ertragsmäßig schlechter sind. Dies hängt damit zusammen, daß im SE überwiegend Staublehne, im N dagegen meist Löss das Ausgangsmaterial bilden, welch letztere ein weit günstigeres Gefüge als der primär dichter gelagerte Staublehm aufweisen (vergl. Anhang).

vergangenen Jahrhunderte zu erklären. Die im bäuerlichen Kleinwaldbesitz bis heute übliche Nutzung auf den besten Stamm hat zusammen mit einer falschen Holzartenzusammensetzung viel dazu beigetragen, die an sich äußerst leistungsarmen Böden noch mehr zu schwächen *. Die Eiche mit ihrem Vermögen, tiefe Bodenhorizonte aufzuschließen und ein hohes Maß an Feuchtigkeit zu ertragen, vegetiert nur in Form von Büschen an Waldrändern, wo sie durch natürlichen Anflug Fuß fassen kann. Auch die Tanne mit ihren tiefen Pfahlwurzeln ist nur selten anzutreffen. Demgegenüber ist die Fichte mit ihrem auf die obersten Horizonte beschränkten Lebensraum (ebenso wie die Kiefer) eine Quelle steter Verschlechterung dieser Böden. Ebenso schlimm ist es mit den landwirtschaftlich genutzten Flächen bestellt, wenngleich diese nicht auf extremen Pseudogleys zu finden sind. Hier macht sich die unzulängliche Besitzgröße störend bemerkbar, über $\frac{3}{4}$ der Betriebe hat weniger als 5 ha Gesamtfläche und ist deshalb maschinell sehr schlecht ausgerüstet. Es ist daher nicht verwunderlich, daß heute noch teilweise der früher allgemein übliche Bifangbau anzutreffen ist. Während in den Furchen das Niederschlagswasser durch lange Zeit stehen bleibt (das in den S-Horizont des Pseudogleys nur sehr langsam eindringen kann), trocknen die erhöhten Beete schneller ab und bieten Lebensraum für die meisten Feldfrüchte. Der Verlust an Fläche, der durch die breiten Furchen entsteht, wird — nach Auffassung konservativer ländlicher Kreise — wettgemacht durch den besseren Ertrag auf den erhöhten Beeten. Diese Auffassung ist nur solange richtig, als nicht die Böden mit modernen, starken Geräten bis in größere Tiefe bearbeitet werden. Jeweils variierende Bearbeitungstiefe beim Pflügen sowie fallweise Untergrundlockerung und hohe Gaben an Kalk und Handelsdünger schaffen für die meisten Pseudogleye zumindest mittlere Ertragsbedingungen, wie diese in einzelnen größeren Betrieben vorliegen. Des weiteren müssen Meliorierungsmaßnahmen, wie Untergrundlockerung oder Maulwurfsdrainierung, wiederholt werden, weil nach einiger Zeit die künstlich geschaffenen Hohlräume wieder dicht geschlämmt sind. Beobachtungen hiezu wurden bereits mitgeteilt (J. FINK 1951). Die Böden erfordern stets eine spezifische Behandlung, die umso heikler ist, als durch die günstigen klimatischen Verhältnisse die Möglichkeit eines Zwischenfruchtbaues gegeben ist. Der Anbau gareschädigender Pflanzen, vor allem des als Zwischenfrucht noch immer weit verbreiteten Buchweizens, muß selbstverständlich vermieden werden. Ein spezielles Problem stellt die Wiesennutzung der Pseudogleye dar. Auf Grund vieler Beobachtungen darf gesagt werden, daß unter Wiesen eine weit stärkere Vergleyung und Verdichtung (auch durch Weidetritt bedingt) vorliegt als unter Acker. Dies nicht vielleicht deshalb, weil die günstigeren Böden als Acker und die ungünstigeren als Wiese genutzt werden, denn die Beobachtungen stammen von gleichen Böden. Es zeigt sich somit, daß die Durchlüftung, die durch die Beackerung erzielt wird, die erste und wesentliche Sanierungsmaßnahme darstellt.

Im Volksmund werden die Pseudogleye des südöstlichen Vorlandes oft „Opok“ genannt. Diese lokale Bezeichnung darf aber nicht in die Wissenschaft Eingang finden, da unter Opok nicht allein Pseudogleye verstanden werden, sondern ganz allgemein Böden mit verdichteten oder verhärteten Lagen. Dem Verfasser sind Beispiele bekannt, daß Leithakalkplatten oder Sandsteinkonkretionen in mittlerer Tiefe als Opok bezeichnet werden. Nach F. ORNIG (1961) bestehen drei Möglichkeiten für die Ableitung des Wortes: Eine besagt, daß „Opok“ sich vom Hochslowenischen ableitet und „Bogen“ heißt. Es könnte mit dem in diesem Gebiet üblichen Bifangbau (Bogenbau) in Zusammenhang gebracht werden. Eine weitere Möglichkeit wäre die Ableitung von opekati = anbrennen bzw. opeka = der Ziegel. Schließlich ist die dritte Möglichkeit, daß sich dieses Wort (nach Slowenischer Rechtschreibung, Laibach 1950) von opokati = razpoke dobiti =

* Auch die dauernde Streunutzung bedingt einen steten Basenverlust, wie dies L. JAKLITSCH (1959) exakt nachgewiesen hatte.

Sprünge bekommen ableitet und Opoka, wörtlich übersetzt, „das Sprünge bekommende“ heißt.

Außerdem findet man — jedoch nur in den Terrassenlandschaften — den volkstümlichen Ausdruck „Pircherde“, der auch im Kataster als Riedbezeichnung wie „Pirchäcker“ oder „Birchwiesen“ öfter aufscheint. Darunter wird ein inaktiver, grauer, fahler Boden verstanden, der weniger hart, doch wasserundurchlässig ist. Der Begriff „Pirch“ oder „Bircherde“ überschneidet sich somit mit dem Begriff Opok. Beide sind wegen der uneinheitlichen Verwendung nicht brauchbar.

Schnitt durch die Terrassen zwischen Feistritz und Saifenbach

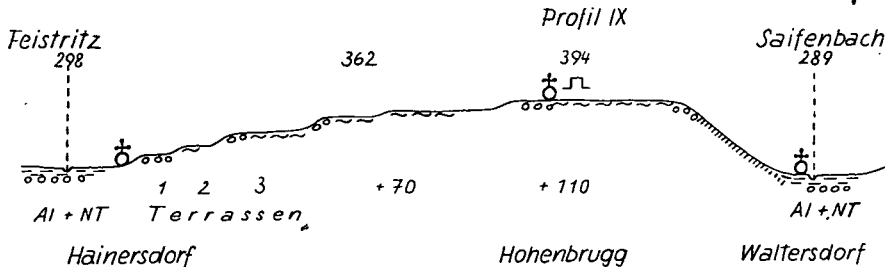


Abb. 8. Erklärung im Text

Abb. 8 gibt einen schematischen Schnitt durch die Terrassen zwischen Saifenbach und Feistritz entlang des Exkursionsweges. Die Terrasse von + 110 m, auf deren Deckschichten Profil IX liegt, ist aber nur die zweithöchste dieses Raumes. Sie tritt weitflächig zwischen Hohenbrugg und Großhart auf. Ein wichtiger Aufschluß liegt im verfallenen Ziegelofen von Großhart und der unmittelbar danebenliegenden Schotter- und Sandgrube. Über Pannonsand und Kies folgt mit scharfer Grenze der (schon in Hohenbrugg beschriebene) Schotterkörper, bestehend aus sehr groben, wirr gelagerten, gut gerollten Quarzen und Quarziten. Vereinzelt Gneise sind stark angewittert. Die geringe Mächtigkeit des Schotters läßt nicht mit absoluter Sicherheit auf eine syngenetische Kryoturbation schließen. Reste eines fossilen Bodens fehlen, im Ziegelwerk sind ca. 2 m mächtige Decklehme aufgeschlossen, auf denen — wegen schwacher Hanglage — nur ein starker, nicht aber extremer Pseudogley liegt. Die Terrasse von + 110 m wird überragt von einem Niveau um + 140 m, dem der Auffenberg (455 m) und andere Höhen um 450 m angehören. Dieses Niveau ist schon stark aufgelöst, sein Schotterkörper aber noch gut erhalten — wieder sind es Grobschotter wie in Großhart und Hohenbrugg — die Lehmdecke ist dünner oder fehlt ganz. Diese oberste Terrasse wird von WINKLER-HERMADEN (1955) als „Laaerberg-Niveau“ eingestuft, was nach unserer Nomenklatur (J. FINK 1961) dem Ältestpleistozän entspricht. Ebenso dem Ältestpleistozän ist auch die Terrasse + 110 m zuzurechnen.

Südöstlich Hohenbrugg — auf dem weiteren Exkursionsweg gut erkennbar — folgt dann der Übergang zur Terrasse + 70 m, wobei vielleicht noch ein Zwischenniveau einzuschieben ist. Der Schotterausbiß der wahrscheinlich auch ältestpleistozänen + 70 m Terrasse ist am Waldrand deutlich zu erkennen. Nun beginnt der treppenförmige Abstieg in das Feistritztal mit der Querung dreier weiterer Terrassen; deren höchste zeigt wieder das Ausbeißern des Schotterkörpers, während der Abfall der nächstfolgenden 200 m vor dem Bildstock durch Lehme verkleidet ist. Vor der Ortschaft Hainersdorf und weiter

entlang der Straße nach Riegersdorf ist die tiefste Terrasse (oberhalb des Talbodens) zu erkennen. Im Zuge einer Straßenbegradigung zwischen den beiden letztgenannten Ortschaften war der Schotterkörper dieser Terrasse aufgeschlossen gewesen. Er zeigte an der Oberkante kryoturbate Störungen. Zwischen Riegersdorf und Kalsdorf wird der Talboden des Feistritztales durchfahren, der in der nun schon bekannten Art als breite, völlig ebene Flur vorliegt, auf der das heutige Gerinne mäandriert. Bei Arbeiten für eine Großdrainage konnte über dem basalen Schotter ein mächtiges Anmoor von 60 cm beobachtet werden, über dem ca. 150–200 cm Aulehme gebreitet sind. Bei Kalsdorf erfolgt der Anstieg auf den Terrassensporn zwischen Feistritz und Ilzbach. Im Ziegelwerk Kalsdorf wird Staublehm der ersten Terrasse abgebaut, der knapp westlich in Kolluvien, die vom Rand der zweiten Terrasse herunterziehen, übergeht. Der Staublehm zeigt eine charakteristische Ausbildung. Er liegt über einem Schotterkörper, der nach Aussage der Arbeiter im Durchschnitt 3 m mächtig ist und an seiner Oberkante wellige Einbuchtungen aufweist (Kryoturbationen?). Der Staublehm ist 2 m mächtig und trägt an seiner Oberkante einen Pseudogley normaler Entwicklung. Unterhalb des S-Horizontes, in den tieferen Teilen der Lehmdecke, sind die typischen Merkmale eines Staublehmes zu erkennen: Die großprismatische Absonderung entspricht der Großstrukturierung von Lössen, zeigt aber eine für Staublehme typische Auflösung in plattige Elemente. Das regellose Kapillargeflecht ist gleich den Lössen, selbstverständlich fehlen Auskleidungen mit Kalzitrasen. Durch zahllose mittelgroße Rost- und Fahlflecken entsteht die Marmorierung. In diesem Aufschluß ist besonders interessant, daß nahe der Schotteroberkante im Staublehm senkrechte Regenwurmröhren von 8–10 mm Durchmesser (!) zu finden sind, deren unterste Teile jeweils mit brauner Tonsubstanz (Tongelen) gefüllt sind, die in dünnen, plättchenartigen Körpern wie gestaffelte Münzen übereinander liegt. Die plättchenartige Absonderung scheint nicht durch Austrocknung bedingt zu sein, sondern dürfte auf allmähliche Auffüllung der senkrechten Röhren durch bewegliche Tonsubstanz hinweisen. An den Aggregatflächen bilden braune Tongele dünne coatings; teilweise sind sie durch Reduktion bereits fahl gefärbt. Die mit Tongelen plombierten Regenwurmröhren setzen nicht nach oben fort, sondern verlieren sich allmählich gegen den Unterboden des Pseudogleyes, zeigen somit, daß sie nicht mit dem heutigen Boden korrespondieren, sondern mit der Schicht auf Schicht-Sedimentation des Staublehms zusammenhängen.

50 cm über der Schotteroberkante wurde aus dem Staublehm eine Probe entnommen und auf Tonmineralien und Korngrößenzusammensetzung untersucht.

Staublehm von Kalsdorf Probe E 5 (3181):
 Kornfraktion < 2 Mikron Hauptanteil: Vermiculit, Muskowit (Illit), Kaolinit
 untergeordnet: Quarz.
 Kornfraktion 2–60 „ Hauptanteil: Quarz, Muskowit (Illit)
 Nebenanteil: Vermiculit, Kaolinit
 untergeordnet: Feldspat.

in % des Feinbodens < 2,0 mm					
< 0,002	0,002–0,006	0,006–0,02	0,02–0,06	0,06–0,2	0,2–2,0
24,6	10,8	16,0	17,7	18,6	12,3

Ein ähnlich instruktiver Aufschluß findet sich auf halber Strecke zwischen Ilz und Großwilfersdorf südlich der Straße, wo die gleichen plombierten Regenwurmröhren zu beobachten sind. Der Lehm ist dort 1 m mächtig und liegt auf dem Schotter der gleichen Terrasse wie in Kalsdorf. Der Schotter zeigt syngenetische Kryoturbationen, die beweisen, daß seine Akkumulation während einer Kaltzeit erfolgt sein mußte.

Diese Terrasse, die den äußersten Sporn zwischen Feistritz und Ilzbach bildet, ist aus einem weiteren Grund beachtenswert. Nahe ihrem östlichen Ende ziehen zwei Trockentälchen gegen die Talau der Ilz. Es handelt sich um Dellen, die im periglazialen Klima

(Dauerfrostboden) entstanden und im nördlichen Alpenvorland ein Charakteristikum der Hochterrasse darstellen *.

Nach Ilz geht es in südlicher Richtung über einen Rücken zum Ritscheintal, das Gegenstand eingehender Untersuchungen durch L. JAKLITSCH (1959) gewesen ist. Die Straßenführung zeigt die Asymmetrie des Rückens. In steilen Windungen wird der Prallhang des Ilzbachs überwunden, während es zum Ritscheinbach allmählich abwärts geht. Im Ritscheintal sind am linken Ufer mehrere Terrassen treppenartig angeordnet. Einen besonders markanten Abschnitt bietet ein Querschnitt bei St. Kind. (Er kann nur besichtigt werden, wenn infolge ungünstigen Wetters der Besuch der Riegersburg nicht lohnend wäre und damit genügend Zeit zur Verfügung stünde.)

St. Kind liegt auf der ersten Terrasse über dem Talboden, die sich mit Unterbrechungen im ganzen Ritscheintal findet. Sie dürfte der Helfbrunner Terrasse gleichzusetzen sein. Diese Terrasse wird von Staublehm bedeckt. L. JAKLITSCH hat auf dieser Terrasse sein Profil 7 wie folgt beschrieben (die Position der Profile ist aus der seiner Arbeit beigegebenen Karte ersichtlich):

1. Terrasse, ca. 400 m nordöstlich der Kirche von St. Kind.	
Ap	0–20 cm Derzeit bearbeitete humose Krume mit geringer Regenwurmtätigkeit, schluffiger Lehm, Farbe 10 YR 4/4, pH 6.7 scharf abgesetzt gegen
B ₁	20–40 cm dicht gelagerter toniger Lehm mit vielen stecknadelkopfgroßen Eisenkonkretionen, keine Regenwurmtätigkeit, Farbe 10 YR 5/6–5/8, pH 6.2 allmählich übergehend in
B _{2g}	40–70 cm stark rost- und bleichfleckiger toniger Lehm mit vielen bis erbsengroßen Eisenkonkretionen und starken flächigen Eisenabscheidungen entlang der Strukturelemente, Struktur großprismatisch, Farbe 10 YR 5/6–5/8
B _{3g}	ab 70 cm stark verhärteter lehmiger Ton mit flächigen Eisenabscheidungen in den Klüften, Struktur großprismatisch, Farbe 10 YR 5/6–5/8, pH 6.2.

Ab der Kirche folgen wir dem Fahrweg in Richtung NNE. Mit Beginn des Waldes tritt bereits der Schotter der nächst höheren Terrasse zutage. Eine größere Sandgrube zeigt ein interessantes Profil: Auf Pannonsand liegt eine 0,2 m mächtige Schotterkappe und über dieser Reste von Staublehm. In den obersten Teilen des Pannonsandes, bis auf 1,5 m Tiefe, sind coatings aus braunem Ton zu erkennen, die aus dem darüberliegenden Staublehm durch den Schotter hindurch eingewaschen wurden. Wieder ein Hinweis auf die Genese des Staublehmes: Während der Schicht auf Schicht-Sedimentation spielten sich bodenbildende Prozesse ab, die eine Tonverlagerung auslösten; aber auch eine Tagwasservergleyung trat auf. Da letztere stets eine irreversible Überprägung darstellt, muß die Tonverlagerung zeitlich (etwas) vor der Pseudogleyentwicklung liegen.

Über dem auch am Weg ausbeißenden Schotter tritt als typisches Glied innerhalb der Deckschichten der zweiten Terrasse über dem Talboden ein überaus starker Konkretionshorizont auf, der auf dem Acker rechter Hand des Weges zum Teil in das heutige Bodenprofil hineinreicht und durch seine ortsteinartige Verhärtung eine starke Ertragsminderung bedingt. L. JAKLITSCH hatte von hier sein Profil 8 wie folgt beschrieben:

2. Terrasse, 400 m nordwestlich von Profil 7.	
Ap	0–15 cm Derzeit bearbeitete humose Krume mit sehr geringer Regenwurmtätigkeit, schluffiger Lehm, Farbe 10 YR 4/2–4/3, pH 6.5 scharf abgesetzt gegen
B _{1g}	15–35 cm strukturloser lehmiger Ton mit vielen stecknadelkopfgroßen Eisenkonkretionen, Farbe 2,5 Y 4/4, pH 5.5
B _{2g}	35–75 cm Substrat stark rost- und bleichfleckig, mit Eisenkonkretionen durchsetzt, flächige Eisenabscheidungen entlang den Klüften; Struktur prismatisch. Farbe 2,5 Y 4/4, pH 5.1
B ₃	ab 75 cm Eisenortstein.

Im Wald linker Hand des Weges liegt dieser ortsteinartige Konkretionshorizont unter dickeren Deckschichten, reicht daher in einen extremen Pseudogley, der in einem schon stark verfallenen Aufschluß auftritt, nicht mehr hinein. Bedeutend ist in dem extremen Pseudogley das zungenartige Eingreifen des A₂-Horizontes (der geschlossen

* Auf höheren Terrassen sind es meist größere Hohlformen, deren kaltzeitliche Entstehung nicht so eindeutig ist.

zwischen 10–35 cm aufrtritt) in den S-Horizont. Diese Zungen erreichen 30 cm Länge und zersetzen eiskeilförmig den zwischen 30–80 cm extrem ausgebildeten S-Horizont (mit starken Konkretionen und Bestegen). Gegen unten folgt stark marmorierter Staublehm; unter dem ab 120 cm eine Zone stärkster Konkretionen folgt. Letztere entspricht dem Ortsteinband im Ackerprofil. In den Zungen, die nur nach gewisser Abtrocknung zu erkennen sind, tritt ein graugefärbtes, mehliges Material auf, das vielleicht dem „weißen Puder“, das P. KUNDLER (1959) beschrieben hat, entsprechen könnte. Laboratoriumsuntersuchungen fehlen derzeit noch.

Hinter den Äckern erfolgt der Übergang zur dritten Terrasse. Von dieser hat L. JAKLITSCH sein Profil 9 wie folgt beschrieben:

3. Terrasse, 50 m nordöstlich Kote 323, im Wald. Holzartenzusammensetzung: 7 Föhre, 2 Eiche, 1 Buche. Da der Wald stark streugenutzt wird, ist eine Gliederung des A ₀ -Horizontes nicht mehr zu erkennen.	
A ₀	3–0 cm Grobmoder
A ₁	0–15 cm mäßig verdichteter toniger Lehm mit sehr wenigen runden stecknadelkopfgroßen Eisenkonkretionen, Farbe 2,5 Y 4/4, pH 4,8
B ₁	15–25 cm dicht gelagerter lehmiger Ton mit sehr vielen nadelstichartigen Eisenkonkretionen. Farbe 2,5 Y 5/4, pH 4,7
B _{2g}	25–70 cm dicht gelagerter fahlgrauer toniger Lehm mit rostbraunen Flecken. Das Substrat ist von vielen sehr kleinen Eisenkonkretionen durchsetzt. Farbe 10 YR 4/4, pH 4,6
B _{3g}	ab 70 cm strukturloser, dicht gelagerter toniger Lehm, stark fahl- und stark rostfleckig, mit wenigen Eisenkonkretionen, Farbe 2,5 Y 5/4–5/6, pH 4,5.

Schließlich folgt darüber noch eine vierte Terrasse, der oft die Staublehmdecke fehlt, sodaß sandig-schottrige Böden überwiegen. L. JAKLITSCH gibt für sie sein Profil 10 an:

4. (nur mehr selten lehmbedeckte) Terrasse, 1900 m nördlich von St. Kind.	
Ap	0–20 cm Derzeit bearbeitete humose Krume, lehmiger Sand mit starker Regenwurmtätigkeit, Farbe 10 YR 4/3–4/4, pH 6,7
AB	20–40 cm schwächst humoser, lehmiger Ton mit sehr schwachen Rostflecken, von sehr wenigen kleinen Eisenkonkretionen durchsetzt; geringe Regenwurmtätigkeit. Farbe 10 YR 5/8, pH 5,1
B ₂	40–70 cm dicht gelagerter toniger Lehm mit einzelnen stecknadelkopfgroßen Eisenkonkretionen. Farbe 10 YR 5/8, pH 4,6
D	ab 70 cm gelber Sand.

Für die Terrassen des Ritscheintales werden folgende relative Höhen (bezogen auf den Talboden) angegeben:

1. Terrasse	+ 10
2. „	+ 25
3. „	+ 60 (kann zweigeteilt sein)
4. „	+ 80

In Tabelle 4 sind die Analysen der von L. JAKLITSCH (1959) untersuchten Profile angegeben.

Tabelle 4

in % des Feinbodens:		Feinschluff		Rohton (kleiner als 2 μ)	S-T-V-Werte in mval pro 100 g Feinboden				
Tiefe in cm	Schluff + Rohton (kleiner als 20 μ)	Schluff (20–2μ)	+ Rohton (kleiner als 6 μ)		T-S in mval	S in mval	T in mval	V in %	pH
Profil 7 Acker		1. Terrasse St. Kind							
10	48.2	31.6	29.5	16.6	4.82	13.00	17.82	73.0	6.7
30	61.5	33.4	41.6	28.1	4.08	11.73	15.81	71.9	6.2
80	66.2	35.5	47.3	30.7	4.65	16.00	20.65	77.5	6.2
Profil 8 Acker		2. Terrasse St. Kind							
10	56.1	40.8	29.9	15.3	9.30	8.47	17.77	47.7	6.5
20	54.7	36.8	32.9	17.9	9.12	5.17	14.29	36.1	5.5
50	65.7	37.9	41.8	27.8	7.44	7.17	14.61	49.1	5.1
Profil 9 Wald		3. Terrasse St. Kind							
10	55.7	36.5	30.4	19.2	17.23	1.22	18.45	6.6	4.8
20	50.6	32.7	27.8	17.9	12.37	1.22	13.59	9.0	4.7
50	48.7	29.2	29.4	19.5	10.49	2.03	12.52	16.4	4.6
80	58.9	34.2	36.7	24.7	9.13	3.47	12.60	27.6	4.5
Profil 10 Acker		4. Terrasse St. Kind							
10	42.3	25.9	27.5	16.4	6.74	9.46	16.20	58.4	6.7
30	68.1	32.8	50.7	35.3	9.95	10.52	20.47	51.3	5.1
70	63.6	31.0	45.0	32.6	12.90	11.22	24.12	46.6	4.6

Südlich St. Kind tritt die Straße in das Hügelland zwischen Ritscheinbach und Raab, das keine Terrassen aufweist, sondern ein typisches Rutschgebiet (s. o.) darstellt. Schon bald nach der Auffahrt von der Talau wird in einem Aufschluß rechts der Straße die Ursache der Rutschungen klar, indem tertiäre schluffig-tonige Lagen zwischen Sanden in geneigter Lagerung beobachtet werden können. Beiderseits der Straße zur Riegersburg sind kleinere oder größere Rutschflächen festzustellen, teilweise auch Häuser, deren Risse jüngste Bewegungen anzeigen. Dann bietet sich von der Straße aus zum ersten Mal der Blick auf die Riegersburg. Sie steht auf einem mächtigen Basalt-Tuffkegel, der die Gipfelfur des Hügellandes überragt. Es lohnt sich schon beim Anstieg zur Burg (im Ort haben wir den Autobus verlassen) von einem der zahlreichen Vorwerke den Rundblick zu genießen und (während der kulturhistorischen Führung) innerhalb der Burg den bis dahin verdeckten Sektor der Landschaft zu ergänzen. Hier soll keine nähere Erklärung abgegeben werden. Die Landschaft spricht für sich selbst, ihr geologischer Bau ebenso wie ihr Werden spiegeln sich im Bild der Formen.

In rascher Fahrt geht es dann nach Felzbach in das Tal der Raab und weiter nach Gleichenberg. Für diesen Raum liegt die Geol. Spezialkarte 1 : 75.000 Blatt Gleichenberg vor (A. WINKLER-HERMADEN 1926). Der Raum der Gleichenberger Kogel stellt eine in jeder Hinsicht eigene Landschaft dar, die außerhalb der Exkursionsthemen liegt. Die weitere Wegbeschreibung setzt daher erst wieder südlich, im letzten Schwerpunktgebiet der Exkursion, ein: im Grabenland und den großen Terrassenfeldern an der Mur.

Das Grabenland umfaßt den Raum zwischen der Mur im W u. S und der Wasserscheide Mur—Raab im N, der im E etwas über die Landesgrenze hinausreicht, sodaß zur näheren Charakterisierung des österreichischen Anteiles auch der Begriff „Deutsches Grabenland“ Verwendung findet. Im Grabenland ziehen kleine, parallel angeordnete, voneinander isolierte Gerinne zur Mur nach Süden und zerlegen dabei die Terrassen der Mur in getrepte Zwischentalscheiden. Die obersten Stufen der Treppe beginnen streng genommen bei den oberpliozänen Niveaus auf den Basalten, setzen fort in den höchsten, ältestpleistozänen Terrassen, welche nur mehr als undeutliche Verflachungen auf den höchsten Teilen der Zwischentalscheiden erhalten sind und gehen weiter zu den immer großflächiger erhaltenen tieferen Elementen. Die tiefste der Grabenlandterrassen, die Helfbrunner-Terrasse, ist bereits so ausgedehnt und in so geringer Höhe über dem Niederterrassenfeld, daß sie bei einer geographischen Abgrenzung Grabenland : Murniederung letzterer zugerechnet werden muß.

In der eigentlichen Murniederung dominiert die Niederterrasse, in die sowohl spätglaziale Erosionsfelder als auch das jüngste Glied, die holozäne Austufe, eingesenkt sind. Nach dem Verlassen des Gebirges bei Graz durchfließt die Mur eine Reihe von Becken, die stets das gleiche Bild bieten: Das Grazer Feld, nach der Enge bei Wildon das Leibnitzer Feld (das als geographischer Begriff über das Murknie bei Ehrenhausen hinausreicht und den Westteil des Mureck-Radkersburger Feldes umfaßt) und schließlich das Abstaller Feld, dessen österreichischer Anteil als Mureck-Radkersburger Feld bezeichnet werden kann. Jedes dieser Becken ist von der Niederterrasse aufgebaut, die scharf gegen die höheren Terrassen bzw. gegen das tertiäre Hügelland absetzt und von mehreren erosiv angelegten Teilfeldern, die nahe dem heutigen Fluß liegen, gegliedert wird. Die Mächtigkeit des Schotterkörpers, die Dicke der Deckschichten und der relative Abstand der Niederterrasse zum heutigen Strom stehen in gesetzmäßiger Beziehung zu den Engstellen bzw. Richtungsänderungen des Flusses. Nach jeder Engstelle hat der Fluß einen neuen Schotterfächer vorgebaut, dessen Gefälle anfangs groß ist, gegen das Ende jedes „Feldes“ aber immer geringer wird, sodaß der heutige Fluß mit ausgeglichener

Gefällskurve nach den Durchbruchsstrecken weit tiefer eingeschnitten ist als am Ende der einzelnen Felder. Es ist das gleiche Bild wie in den einzelnen Becken der Donau.

Man darf das Grabenland mit seinen Terrassen und die Becken der Mur mit ihrer ausgedehnten Niederterrasse als Schlüsselstelle der Südostabdachung bezeichnen, weil die hier akkumulierten Schotter einem Fluß entstammen, dessen Ende mit einem Gletscher in Verbindung gestanden hatte und daher ebenso wie an den großen Strömen der Nordabdachung der glaziale Einfluß zur Geltung kam, mit dem periglazialen verschmolz und so die vielgliedrigen Terrassentreppen einen Spiegel des quartären Klimarhythmus darstellen. An der Mur sind alle Terrassen mit Ausnahme der Niederterrasse gleich denen der autochthonen Täler der SE-Abdachung, die während der Exkursion bereits mehrmals gezeigt wurden: Über dem Tertiärsockel liegt der Schotterkörper, von diesem abgesetzt mächtige Staublehne mit mehr oder weniger gut erkennbaren fossilen Böden. Lediglich die Niederterrasse ist an der Mur anders ausgebildet, was mit der Größe des Gerinnes und der im Spätglazial wirksam werdenden Abhängigkeit vom Gletscherende zu erklären ist. Noch während der letzten Kaltzeit wurde die „Hauptflur“ der Niederterrasse erosiv zerschnitten, vielleicht sind sogar — wie dies F. FLÜGEL (1960) für das Grazer Feld annimmt — tiefere Teilfelder durch Akkumulation neuer Schotter entstanden. Schließlich ist die heutige Talau mit ihren jüngsten Alluvionen nocheinmal tiefer abgesetzt. Dadurch sind aber die Deckschichten auf der Hauptflur der Niederterrasse auf wenige Dezimeter beschränkt, während im Gegensatz dazu in den autochthonen Gerinnen die Niederterrassenschotter eine mächtige Decke spätglazialen und holozänen Aulehms tragen (da diese Gerinne nicht die Kraft hatten, weiter einzuschneiden). Vgl. Abb. 9.

Die Auflandung von Aulehm in den autochthonen Gerinnen erfolgte bereits spätglazial, ging aber auch im Holozän weiter. Selbst heute kann nach der Schneeschmelze beobachtet werden, daß große Teile des Talbodens unter Wasser stehen und feinsten Schlamm zum Absatz kommt. Diese Tatsache ist von A. WINKLER-HERMADEN stets besonders betont worden und führte ihn dazu, lehmbedeckte Terrassen Interglazialen, mehr oder minder „nackte“ Schotterfluren Glazialen zuzuordnen. An der Mur ergäbe sich — nach seiner Auffassung — eine ineinanderschachtelung von interglazialen und glazialen Terrassen. Eine derartige ineinanderschachtelung eustatisch bedingter warmzeitlicher Terrassen mit periglazial oder glazial gebildeten (kalkzeitlichen) Terrassen findet sich an der Themse oder am Unterlauf mancher Flüsse, ist aber am Rande der Alpen nicht möglich.

Die Bedeutung dieses Raumes zeigt sich u. a. in der guten Erforschung. A. WINKLER-HERMADEN (1955, dort weitere Literaturangaben) hat eine Reihe von Terrassennamen vom Grabenland abgeleitet (Helfbrunn, Schweinsbachwald, Rosenberg). Eine kartenmäßige Darstellung der Terrassen (bis zum Endpunkt der Exkursion südlich Graz) ist nicht notwendig, weil bereits solche vorliegen (A. WINKLER-HERMADEN 1955, Tafel I, I. WIESBÖCK 1943); auch sind mehrere Profilschnitte vorhanden (A. WINKLER-HERMADEN 1955, Abb. 20) *.

Am besten ist die Terrassentreppe ausgebildet

- a) im E, nahe der Landesgrenze, wo sie bei der Exkursion auf einem Abstecher von der Hauptstraße gezeigt wird und
- b) auf dem westlichsten Höhenrücken, der die Wasserscheide zur Mur im Leibnitzer Feld bildet.

Zunächst folgt die Straße ab Gleichenberg dem Stradental, linker Hand begleitet vom mächtigen Rücken des Stradner Kogels, dessen Basaltkappe mehrere Niveaus trägt. A. WINKLER-HERMADEN (1939) wies darauf hin, daß die verschiedenen Niveaus nicht durch tektonische Verstellung einer ehemals einheitlichen Basaltdecke entstanden sind,

* Den Karten und Profilen der obengenannten Autoren ist allerdings nicht die hier vertretene stratigraphische Konzeption zugrunde gelegt, weshalb auf die Unterschiede hingewiesen wird.

weil die Unterkante des Basaltes in gleicher Höhe verläuft, sondern echte, nacheinander entstandene Landoberflächen darstellen.

Durch das Aufdringen des Basaltes weist das Stradental eine Asymmetrie auf, die der in den Grabenlandflüssen allgemein auftretenden entgegengesetzt ist: Während in der Regel die Gleithänge nach Osten und die Prallhänge nach Westen schauen, sind im Stradental (und im benachbarten, ebenfalls noch vulkantektonisch beeinflussten Poppendorfer Tal) die Flachhänge gegen W und die Steilhänge gegen E gerichtet. Der Aufbau aller Grabenlandtäler ist aber immer gleich: Der Bach mäandriert im breiten Talboden, unterschneidet auch örtlich den Prallhang. Der Talboden trägt Grundwassergleye, die mitunter in Anmoorgleye übergehen. Am Hangfuß treten grundwasservergleyte Kolluvien auf, die auf der Gleithangseite eine breite Zone bilden. In den südlichsten Teilen der Grabenlandtäler tritt die Helfbrunner Terrasse in Form einer Leiste oder eines undeutlichen Niveaus auf. Nur örtlich gilt dies auch für höhere Terrassen. Auf ihnen treten die gleichen Pseudogleye über Staublehm wie im Bereich der geschlossenen Terrassenflächen auf. Am Prallhang beißen tertiäre Schichten aus, oft treten Rutschungen auf, die zur Zerstörung der Bodendecke führen; Braunerden überwiegen. Ebenso finden sich Braunerden auf den höchsten Rücken, wo Schotter und Decklehme abgetragen sind und tertiäre Sedimente hervortreten. Auf den Gleithängen, die von einer mehr oder weniger starken Staublehmdecke verhüllt sind, überwiegen Hangpseudogleye. Alle die Gesetzmäßigkeiten werden aus der Bodentypen- und Bodengütekarte der Bezirke Mureck und Radkersburg (F. ORNIG 1961) offenbar, die den Teilnehmern der Exkursion zur Verfügung gestellt wird.

Am Austritt des Stradentales in die Murniederung zweigt vor Oberpurkla die Exkursionsroute, die sich bis dahin auf der Talsohle, d. h. der mit Alluvionen überdeckten Niederterrasse, bewegte, nach links ab und führt in östlicher Richtung zuerst über den Sporn der Helfbrunner Terrasse an Hürth vorbei in das kleine Tal des Pleschbaches. Dort erfolgt der Anstieg von der Talsohle direkt zu den altpleistozänen Terrassen, die nahe beisammen liegen. Die Rosenbergterrasse erhebt sich nur wenig über die Schweinsbachwaldterrasse, beide zusammen bilden mehr oder minder eine Einheit (haben vielleicht auch den gleichen Schotterkörper?) und sind mit mächtigen Staublehmen bedeckt, was mehrmals an Böschungen am Straßenrand zu beobachten ist. Wieder zeigt der Staublehm die großprismatische und eine besonders deutliche grobplattige Struktur, selbstverständlich sehr starke Marmorierung und zahlreiche Punktkonkretionen. 1 km nach dem Aufstieg aus dem Pleschbachtal ist am Straßenrand der Ausbiß eines Schotterkörpers erkennbar, der einer höheren Terrasse, die wieder mit Lëhm bedeckt ist, angehört. Schließlich folgt eine weitere, morphologisch schon stark aufgelöste Terrasse im Verlauf des Straßenstückes zwischen Abzweigung Seindl—Klöch. 1957 war an diesem Straßenstück über rötlich verwittertem Basaltschutt ein stark von Konkretionen durchsetzter Staublehm zu beobachten gewesen, über dem solcher „normaler“ Prägung und schließlich hangend ein starker Pseudogley folgte.

An der Abzweigung zum Seindl wird der Basaltkörper erreicht, auf dem drei weitere Niveaus liegen. Deutlich ausgeprägt ist die Ebenheit des Zaraberges, 367 m, nahe am Waldrand ein Niveau knapp unter 400 m und schließlich der Seindl selbst mit 424 m. Das höchste Niveau am Seindl kann mit dem tiefsten am Stradner Kogel verbunden werden, das noch von zwei weiteren Niveaus überragt wird.

Das Niveau knapp unter 400 m zeigt einen interessanten Aufschluß am Eintritt des Weges in den Wald:

Basal liegen Rotlehme, deren autochthoner Charakter allerdings nicht nachgewiesen werden konnte. Darüber folgen, durch eine Aufarbeitungszone, die kryoturbate Störungen aufweist, getrennt, hellgelbe Staublehme, die hangend von einem Pseudogley abgeschlossen werden.

Bemerkenswert war ein weiterer Aufschluß am Anstieg zum obengenannten Niveau, der als Kelleraushub nur kurze Zeit zugänglich war*:

Basal war wieder der hochplastische, blockig aufbrechende Rotlehm zu sehen, der keine Spur einer Tagwasservergleyung zeigt. In diesem Rotlehm war eine Rinne von 0,5 m Tiefe und 0,8 m Breite eingeschnitten, gefüllt mit stärkst marmoriertem Lehm mit reichlichen Konkretionen. Durch Rigolung war der oberste Teil des Profils gestört.

Die Rinne kann erosiv, aber auch durch periglaziale Vorgänge gebildet worden sein. Das eingelagerte Lehmmaterial muß aber — schon infolge seiner Auflagerung auf einer echten Landbodenbildung — als äolisch (oder teilweise äolisch bei solifluidaler Umlagerung) angesprochen werden. Darüber hinaus hat es alle morphologischen Merkmale des Staublehms. Die gleiche Beweisführung für den äolischen Charakter der Deckschichten gilt auch bezüglich der Aufschlüsse an der Straße Abzweigung Seindl—Klöch (s. o.).

Die Terrassentreppe dieses Raumes darf als vollständig angesehen werden. Eine stratigraphische Zuordnung auf Grund der Paläoböden ist schwierig, weil Rotlehme auf Basalt auch im Ältestpleistozän entstehen konnten, während sie auf Kristallin pliozän sein müssen. A. WINKLER-HERMADEN (1955) reiht den Zaraberg mit +135 m über der Talsohle in das oberste Pliozän ein.

Die Route führt nun zurück in das Stradental zum Ausgangspunkt der Abzweigung. Vor Unterpurkla wird ein Sporn der Helfbrunner Terrasse (Aufschluß neben dem Bahnübergang) durchquert, die hier nur wenige Meter über dem Niederterrassenfeld liegt. Dann bleibt die Straße auf der Niederterrasse des Mureck-Radkersburger Feldes. Die Bodentypen- und Bodengütekarte (F. ORNIG 1961) gibt Auskunft über die auf der landschaftsmorphologischen Gliederung basierende Gruppierung der Böden: Die Niederterrassenschotter, durchschnittlich mit 0,7 m sandig-lehmigen Deckschichten bedeckt, stellen mit ihren Braunerden ausgezeichnete Standorte dar. Die von den Tälern des Grabenlandes ausmündenden kleinen Gerinne haben ihre Alluvionen über die Niederterrasse gebreitet. In ihrem Bereich liegen vergleyte, meist allochthone Braune Auböden. Abgesetzt durch einen niedrigen, aber prägnanten Erosionsrand folgt die Austufe mit einer gegen den Fluß zu stets jünger werdenden Catena von Auböden: Braune Auböden, Verbraunte Graue Auböden, Graue Auböden und schließlich Rohauböden im Bereich des jüngsten, erst durch die umfangreichen Dammbauten geschützten Uferstreifens. Auch W von Mureck bleibt die gleiche Zonierung.

Bei der Eisenbahnstation Weitersfeld wird die Bundesstraße verlassen und ein Abstecher nach N, über Hainsdorf nach Pichla bei Mureck, unternommen. 2 km nördlich von Bundesstraße und Bahn läuft parallel der Rand der Helfbrunner-Terrasse. Dieser Rand ist zerdellt. Es handelt sich um sehr kleine Formen, die zwar nicht asymmetrisch gebaut sind, aber dennoch ihre periglaziale Entstehung erkennen lassen. Nicht nur das Zeugnis periglazialer Klimaverhältnisse wird durch sie geliefert, sondern auch eine Begründung für die würmeiszeitliche Entstehung der Schotter des Mureck-Radkersburger Feldes (= Abstaller Feldes). Während des Würm-Frühglazials führten kleine Tälchen von der eiszeitlich akkumulierten Helfbrunner-Terrasse auf die eben in Entstehung begriffene Niederterrasse**.

Südlich des Ziegelwerkes Pichla bei Mureck liegt eine halb verfallene Schottergrube, in der die Helfbrunner Terrasse aufgeschlossen ist. Basal liegt der Schotterkörper, darüber Staublehme. Interessant ist das Fehlen einer Verwitterung der Schotteroberkante, welche

* 16. 4. 58 anlässlich einer Exkursion unter Führung von Prof. A. WINKLER-HERMADEN besichtigt.

** Die gleiche Beweisführung wurde im Wiener Raum für die Gänserndorfer- und Praterterrasse angewendet. Lange Zeit hindurch galt die Praterterrasse als holozän, während die Gänserndorfer Terrasse als Niederterrasse aufgefaßt wurde. Dann wurden neben anderen Kriterien die Trockentälchen, die von der Gänserndorfer Terrasse auf die Praterterrasse herabziehen, zum Beweis für die neue stratigraphische Einstufung herangezogen (J. FINK und H. MAJDNAN 1954).

einer Landbodenbildung entsprechen würde. An Stelle dessen tritt ein Grundwassergley auf*.

Der Aufschluß Pichla bei Mureck hat eine spezielle Bedeutung. Von ihm nahmen die ersten neueren Forschungen über die „Lehme“ der Südostabdachung ihren Anfang. Das Profil wurde mehrfach, u. a. von L. JAKLITSCH (1959), untersucht. Eine nähere Beschreibung erübrigt sich, weil hier nur landschaftsmorphologische Erläuterungen erfolgen sollen. Dies gilt auch für den nächsten Aufschluß bei Wagendorf (s. u.), mit dem ein weiterer Beweis für das würmeiszeitliche Alter der Schotter des Mureck-Radkersburger Feldes erbracht wird und damit die Gleichstellung mit der Niederterrasse des Grazer und Leibnitzer Feldes.

Wieder auf der Bundesstraße, geht es in westlicher Richtung über Lichendorf (Klimastation, vgl. Tabelle 1) nach Straß. Die Niederterrasse ist hier in mehrere Teilfelder aufgelöst, was mit der Richtungsänderung der Mur zusammenhängt. Die größte Fläche nimmt die „Hauptflur“ beiderseits der Straße ein. Mehrere Schottergruben rechts der Straße zeigen dasselbe Bild: Über einem sehr groben Buntschotter, der sich dem Einzugsgebiet entsprechend überwiegend aus kristallinem Material zusammensetzt, liegen ca. 70 cm sandig-lehmgige Deckschichten, die durch eingelagerte Kiesel ihre fluviale Entstehung erkennen lassen. Diese Deckschichten tragen eine Braunerde von durchschnittlich 50 cm Profilentwicklung.

In einem höheren Teilfeld der Niederterrasse westlich Wagendorf, 500 m von dem (wieder schwach zerdellten) Rand der Helfbrunner Terrasse entfernt, liegt ein halb verfallener Aufschluß:

Basal liegt gebankter Leithakalk, über diesem ein 3 m mächtiger Schotterkörper. Im Schotter sind zwei breite Frostaschen, gefüllt mit braunem Sand, eingelagert. Die Schotter greifen girlandenförmig in den Sand ein, die Verwürgung läßt sich somit einwandfrei feststellen. Weitere Frosterscheinungen stellen mehrere Tegelknollen von 50 cm Durchmesser dar, die im Schotter eingebettet sind und die nur in gefrorenem Zustand im Schotter transportiert werden konnten.

Von besonderem Interesse ist die braune Farbe der Taschenfüllung. Sie zeigt, daß im Sand bereits eine Bodenbildung vorhanden war, bevor die Kryoturbation entstand. (Die Kryoturbation wurde gefördert durch den hochanstehenden Leithakalk und durch das Feinmaterial). Der nahe Rand der Helfbrunner Terrasse läßt allerdings die Möglichkeit offen, daß durch Solifluktion zusammen mit der Dellenbildung im Frühglazial verwittertes Material über den Schotter gebreitet und dann in die Kryoturbation einbezogen wurde. Eine andere, auf verschiedenen Beobachtungen in Österreich aufgebaute Deutung wäre die, daß die Kryoturbation jüngstglazial ist und ein bereits spätglazial gebildeter Boden zerstört wurde.

Am Beginn der Beschreibung des Grabenlandes wurde erwähnt, daß im E und ganz im W die Terrassentreppe am besten ausgeprägt ist. Vom Aufschluß aus, ebenso auf der weiteren Fahrt durch das Leibnitzer Feld, ist die westlichste getreppte Zwischental-scheide gut erkennbar. Über der in Teilfeldern aufgelösten Niederterrasse folgt die Helfbrunner Terrasse, darüber großflächig die Schweinsbachwaldterrasse, vermutlich in zwei Niveaus. Weitere Terrassen folgen in 340, 380, 420 und 440 m Höhe. Die Kürze der zur Verfügung stehenden Zeit erlaubt nicht, den einen oder anderen Aufschluß dieses Raumes zu besichtigen. Besonders erwähnenswert ist die linke Böschung der Straße, die von der Niederterrasse des Leibnitzer Feldes auf die Schweinsbachwaldterrasse bei Schloß Frauheim emporführt. Am frischen Anschnitt war der Sockel aus Sarmatschichten,

* Die für die Nordabdachung charakteristischen Bodenbildungen an den Schotteroberkanten sind an der Südostabdachung sehr selten. Auf der Helfbrunner Terrasse konnte ich sie nie beobachten. Von den höheren Terrassen beschreibt F. ORNIG (1961) Verwitterungshorizonte, doch müssen diese erst genau überprüft werden. Vielleicht handelt es sich ebenfalls um Grundwassergleye wie im Falle der Helfbrunner Terrasse. Die Erklärung für diesen Unterschied ist nicht einfach. Wir müssen annehmen, daß das Trockenfallen der Schotter, welches eine Auflandung von Alluvionen verhinderte, an der Nordabdachung früher einsetzte, während an der Südostabdachung die tiefsten Deckschichten über dem Schotter meist fluvialer Entstehung sind. Über den fluvialen Deckschichten folgen dann unmittelbar Staublehne.

darüber der Schotterkörper und dann ein mächtiges Paket von Staublehmen zu sehen gewesen (18. 4. 1958), in der Mitte des Staublehmpaketes außerdem ein fossiler Boden (S-Horizont eines Pseudogleys). Interessante Aufschlüsse liegen ferner bei St. Georgen an der Stiefing, von wo der kürzeste Anstieg zu den höchsten Teilen der Terrassentreppe möglich ist. Rotlehme treten erst am Rand der Terrasse von 420 m auf, deren Schotter vorwiegend aus feinkörnigem Quarz- und Kristallinmaterial bestehen. Vereinzelt findet sich auf ihnen eine dünne Haut von Staublehm. A. WINKLER-HERMADEN (1955) verdanken wir die Kenntnis, daß diese höchsten Schotter auf vielen Höhen östlich und nordwestlich der hier beschriebenen Zwischentalscheide im Verband mit Rotlehmen zu finden sind und damit ein pliozänes Niveau markieren.

Auch im Grazer Feld, das nach Passieren der Enge von Wildon erreicht wird, liegen eine Reihe wichtiger Aufschlüsse, die Hinweise zur Stratigraphie der Murterrassen liefern. Zwischen dem breiten Tal der Kainach (Typus der autochthonen Gerinne) und der Niederterrasse des Grazer Feldes liegt der Kaiserwald. Dieser wird gebildet von einer altpleistozänen Terrasse, nur der südlichste Teil zwischen Steindorf-Ponigl wird von der Helfbrunner Terrasse eingenommen. Ganz im SW, geschützt durch den Basaltkörper westlich Weitendorf, ist noch einmal die höhere Terrasse als kleiner Fleck erhalten (vgl. A. WINKLER-HERMADEN 1960 a).

Den besten Einblick in die altpleistozäne Kaiserwald-Terrasse bieten die zahlreichen Abbauwände der Ziegelwerke westlich Ober- und Unterpremstätten. Die Ortschaften selbst liegen auf einer Zwischenterrasse, die sich als morphologische Form deutlich zwischen die (würmeiszeitliche) Niederterrasse des Grazer Feldes und die altpleistozäne Kaiserwald Terrasse schiebt, nach H. FLÜGEL (1960) aber keinen eigenen Tegelsack aufweist. In der Position entspräche sie der Helfbrunner Terrasse. Die Deckschichten der Kaiserwald Terrasse zeigen folgende Gliederung (aufgenommen am 16. 7. 60):

0 - 40 cm	A ₁ + A _{2g}	} eines starken Pseudogleys
40 - 120 cm	S-Horizont	
120 - 180 cm	Staublehm, marmoriert, prismatische und plattige Strukturierung, Regenwurmspuren mit Tongelen	
180 - 230 cm	Zone stärkster Punkt Konkretionen	
230 - 290 cm	Staublehm wie oben, jedoch plattige Struktur nicht so deutlich	
290 - 310 cm	starker, durch Grundwasser gefärbter rostiger Lehm	

Nach Aussage der Arbeiter sollen die Schotter ab ca. 350 cm beginnen, mehrere Bohrungen in der Umgebung haben aber eine größere Mächtigkeit der Lehme erbracht. An einem anderen Wandabschnitt reicht die grundwasserbeeinflusste Zone höher in das Deckschichtenprofil (bis unter die Zone stärkster Punkt Konkretionen). Das Profil läßt sich gut mit dem von Heiligenkreuz vergleichen.

Das Grazer Feld wird von einem mächtigen Schotterkörper der letzten Eiszeit eingenommen. Die „Hauptflur“ bildet im Grazer Feld die Steinfeldter Terrasse. H. FLÜGEL (1960) hat auf Grund von Bohrungen festgestellt, daß mit der heutigen Auzone an der Mur eine Tiefenrinne zusammenfällt, die sich in den Schotterkörper einsenkt. Dieser Rinne entspricht an der Oberfläche die Stadtboden Terrasse. Die Rinne ist im Bereich des Grazer Stadtgebietes tief in die „Hauptflur“ eingeschnitten und verliert sich allmählich gegen S. H. FLÜGEL faßt Rinne und Form als Einheit auf und stellt sie in das Alt-holozän. Es wäre aber zu überprüfen, ob nicht die Rinne älterer Anlage ist als die sicher spätglaziale bis holozäne Erosionsstufe an der Oberfläche. Die Anlage der Rinne weist einen glazialen Habitus auf und stellt eine trompetentalähnliche Bildung dar, ist vielleicht sogar noch älter, d. h. vor der Ablagerung des aus der Enge austretenden Würmschotterfächers entstanden.

Ein besonders interessanter Raum liegt bei St. Peter SE von Graz (vgl. A. WINKLER-HERMADEN, 1955, Abb. 11a-c). Hier ist die am Rand der Kaiserwald Terrasse fehlende Ribterrasse vorhanden.

Der terrassierte Raum reicht von St. Peter bis zum Terrassensporn bei Raaba. Von hier sind schon seit langem Löss (und Lößlehme) bekannt (H. MOHR 1919), die vermutlich infolge lokaler Klimaverhältnisse an Stelle der Staublehme sedimentiert wurden*. Mehrere große Ziegelwerke in St. Peter vermitteln einen guten Einblick.

Westl. der Hauptstraße liegt der mächtige würmeiszeitliche Schotterkörper des Grazer Feldes mit eigenem, tiefen Tertiärsockel. Hingegen liegt östlich der Hauptstraße der Sockel der Ribterrasse deutlich höher, über Sanden und Kiesen folgt ein Grundwassergley, der örtlich in Anmoorgley übergeht. Dieser fossile Boden, der hangwärts zu einem Hangpseudogley wird, entspricht dem R/W-Interglazial; über ihm liegen im ebenen Teil vergleyte Löss, am Hang dagegen plattig geschichtete Solifluktionlöss. Im ebenen Teil ebenso wie am Hang folgen schließlich sehr sandige Löss (Talrandlöss).

Im Terrassensporn von Raaba quert die Bahn die Helfbrunner Terrasse. Nördl., im Bereich des Hochfeldes, liegt eine altpleistozäne Terrasse, von der ein allmählicher Übergang in das tertiäre Hügelland erfolgt. In die altpleistozäne Terrasse gewähren die Abbauwände des Ziegelwerkes Einsicht. Die Deckschichten zeigen basal einen mächtigen Grundwassergley, der von vergleyten Lössen überlagert wird. Darüber folgt ein fossiler Boden(rest), der typologisch dem B-Horizont einer Parabraunerde entspricht, und darüber Löss mit deutlicher prismatischer Absonderung.

Betrachten wir abschließend die Terrassen der Mur ab Graz, so ergeben sich augenfällige Parallelen mit dem nördlichen Alpenvorland (siehe auch Abb. 9):

Die weitausgedehnte Niederterrasse, nach jeder Engstelle als neuer Schotterkegel auftretend, ist eindeutig glazialer Entstehung. Diese Niederterrasse setzt auch, wie der Aufschluß bei Wagendorf und die Dellen der Helfbrunner Terrasse bei Pichla beweisen, in dem Mureck-Radkersburger Feld fort, dessen Schotterkörper A. WINKLER-HERMADEN (1955, Tafel I) dem Holozän zuordnet. Der alpine Charakter der Mur zeigt sich in der

Terrassenschema der Südostabdachung

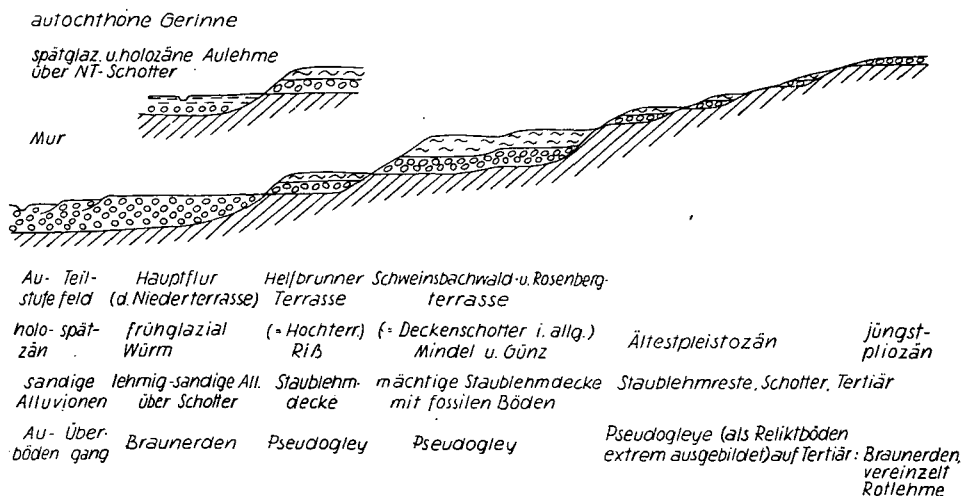


Abb. 9. Erklärung im Text

* Auch im Murtal zwischen Graz und Bruck sowie im untersten Mürztal treten an verschiedenen Stellen Löss auf, doch kann auf diese Räume hier nicht näher eingegangen werden.

Rinne innerhalb des tertiären Sockels der Niederterrasse bei Graz. An der Donau fehlt eine derartige Eintiefung. Gleich hingegen sind die holozänen Teilfelder, welche Erosionsstufen der „Hauptflur“ der Niederterrasse darstellen. Während die Hauptflur voll entwickelte Böden trägt, sind auf den Teilfeldern stets gering entwickelte Böden zu finden.

Scharf abgesetzt von der wärmeiszeitlichen folgt die ribeiszeitliche Terrasse mit eigenem Tertiärsockel, Schotterkörper und einem mächtigen Paket von Staublehm. Örtlich kann dieser durch Löß ersetzt sein, ebenso kann er auch fehlen*.

Für die Helfbrunner Terrasse — wir wollen den Begriff beibehalten, weil er einen bestimmten Typ umreißt — sind mehrere Erscheinungen charakteristisch: Das Fehlen eines Landbodens an der Schotteroberkante (im Gegensatz zur Hochterrasse an der Nordabdachung), ein Staublehmpaket von 3—4 m und stellenweise die morphologische Überprägung durch kleine Trockentälchen (Dellen). In kleinen, fast unmerklichen Vertiefungen der brettebenen Oberfläche reicht die Bodenentwicklung bis zum Stagnogley (= Naßphase des Pseudogleys).

Stark abgesetzt folgt die Schweinsbachwald-Terrasse, knapp darüber eine weitere altpleistozäne Terrasse, die beide in ihrer Morphologie den Deckenschottern des nördlichen Alpenvorlandes entsprechen: Die — ehemals geschlossene — Oberfläche ist durch breite Muldentäler aufgelöst, die hier infolge der reichlichen Niederschläge nicht funktionslos wie jene im nördlichen Alpenvorland sind. Der morphologische Gegensatz zertalt: zerdellt zwischen Deckenschotter und Hochterrasse (vgl. J. FINK 1958) gilt wieder für beide Räume. Auch die in mächtigen Deckschichten eingelagerten fossilen Böden zeigen — bei einem durch Klima und Substrat bedingten typologischen Unterschied — in weiten Zügen die gleiche Abfolge**. An der Oberkante der altpleistozänen Schotter herrschen ebenso wie auf der Helfbrunner Terrasse Grundwassergleye vor, was zeigt, daß diese Schotterfelder nicht wie an der Nordabdachung bereits spätglazial trockengefallen sind.

Die altpleistozänen Terrassen (nach A. WINKLER-HERMADEN (1955) der „mittleren Terrassengruppe“ zugehörig) zeigen sowohl an der Mur als auch in den autochthonen Tälern eine Gruppierung, die der Nordabdachung entspricht: Schweinsbachwald-Terrasse und Rosenbergterrasse bilden gegenüber der nächsten, weit höheren Terrasse mehr oder weniger eine Einheit. Im Donaubereich (vgl. J. FINK 1961, Abb. 2) zeigen die in gleicher stratigraphischer Position liegenden Terrassen vom Silberbühel, die Wagram Terrassen des Tullner Feldes und die beiden Seyringer Terrassen die gleiche Anordnung. Vielleicht liegen regionale und damit stratigraphisch auswertbare Erscheinungen vor.

Die hangenden Glieder der Terrassentreppe sind analog dem nördlichen Alpenvorland durch allmähliche Abnahme der Deckschichten und immer stärkere morphologische Auflösung gekennzeichnet. Nur die ältesten, höchsten Terrassen im SE weisen rotlehmver kittete Schotter auf, während an der Nordabdachung, bedingt durch den hohen Anteil an Kalkschottern, auch jüngere Terrassen derartige Paläoböden aufweisen können.

Von lokalen, durch den Raum bedingten Unterschieden abgesehen, ist daher auch im südöstlichen Österreich das gleiche Terrassenschema und damit das gleiche Geschehen während des Quartärs abgelaufen wie an der Nordabdachung der Alpen.

In Graz endet — aus zeitlichen Gründen — der wissenschaftliche Teil der Exkursion; die Rückfahrt erfolgt über die Wechsel-Bundesstraße nach Wien (vgl. Tafel III). Für

* Bei Badersdorf (SE St. Georgen an der Stiefing) tritt an einem Sporn der Schotter der Schweinsbachwald-Terrasse zutage, die knapp südlich bei Schloß Frauchheim mit mächtigen Staublehmen bedeckt ist (vgl. oben). Ebenso tritt nördlich Wagendorf der Schotter der Schweinsbachwald-Terrasse zutage. Diese Schotter faßt A. WINKLER-HERMADEN als „echte“ ribeiszeitliche Terrassen auf (1955, Tafel I), während staublehmbedeckte Schotter bekanntlich interglazial gestellt werden.

** Interessant ist, daß A. WINKLER-HERMADEN (1955, Seite 55, Fußnote) die mehrfache Wiederholung von knollig-kugeligen Konkretionslagen (am Weg Hürth-Klöch) als verschieden alte B-Horizonte bezeichnet, innerhalb der Lehmsedimentation somit eine Landbodenbildung annimmt.

einen späteren Zeitpunkt ist gedacht, eine Beschreibung der Mur- und Mürztalstrecke zu geben, für die neue Beobachtungen über äolische Sedimente, Terrassen und fossile Böden vorliegen, sodaß auch dieser Raum an die klassischen Gebiete der Alpen angeschlossen werden kann.

* * *

In der Einleitung zum Exkursionsführer für die Südostabdachung wurde darauf hingewiesen, daß vorwiegend zwei Themen behandelt werden: Staublehm und Pseudogley. Es erscheint daher zweckmäßig, in Form eines Anhanges beide Themen besonders zu behandeln.

A. Der Staublehm

In dem Maße, in dem sich innerhalb der Quartärforschung das Studium der periglazialen Räume in den Vordergrund schob — ein Prozeß, der sich seit dem INQUA-Kongreß 1936 in Wien in allen Ländern bemerkbar macht — hat sich das Interesse an Paläoböden und Windsedimenten vergrößert. Die ehemals generell als Lehm bezeichneten Feinsedimente auf gebirgsrandnahen Schotterplatten und älteren Moränenwällen sind ebenso einer genauen Untersuchung unterzogen worden wie die Sedimente, die in höheren Landschaftsteilen abgesetzt wurden. Hand in Hand mit dem Interesse an Paläoböden und Windsedimenten wuchsen auch die Möglichkeiten, sie zu beschreiben, bestimmen, untersuchen und systematisieren.

Hier soll aus der Schau österreichischer und benachbarter Räume dazu Stellung genommen werden. Die Berechtigung liegt auf der Hand, denn der österreichische Raum ist wie kein zweiter in Mitteleuropa durch seine klimatischen und morphologischen Verhältnisse differenziert und verfügt über alle in Frage kommenden Sedimente und Paläoböden. Es war lediglich eine logische Konsequenz, die klimatische Gebundenheit der heutigen Böden auf Paläoböden zu übertragen (J. FINK 1956 a, b) und damit die Möglichkeit des Vergleiches verschieden aussehender, aber zeitlich gleicher Böden zu schaffen. Die gleiche Differenzierung in „Faziesräume“ traf K. BRUNNACKER (1955, 1956) für den bayerischen und fränkischen Raum*.

Aus dem Studium der Paläoböden ergab sich automatisch das der Substrate unter und ober ihnen, so wie bei der Kartierung der heutigen Böden deren Substrate beachtet werden müssen. In der Anordnung der heutigen Böden zeigt sich eine „klimatische Catena“, die von Formen mit Steppenbodencharakter bis zu Formen mit ausgeprägten Tagwassergleyerscheinungen reicht (vgl. J. FINK 1958, Abb. 4.). Auch das Substrat läßt die gleiche Abfolge erkennen. Von den trockenen, echten Lössen über die bräunlich gefärbten, etwas bindigeren Lössen bis zu den „Decklehmen“, die mehr oder weniger starke Merkmale der Tagwasservergleyung zeigen, führt ein kontinuierlicher Übergang. Daraus ergibt sich, daß für die Zeit der Akkumulation dieser Substrate eine klimatische Zonierung angenommen werden muß, die etwa der heutigen entspricht. Des weiteren, daß viele Züge der heutigen Böden durch die bereits vorgezeichneten Sedimente als vererbt anzusehen sind (vgl. hierzu Anhang B). Es decken sich ungefähr die heutigen mit den paläoklimatischen Provinzen, die für die letzte Kaltzeit ausgeschieden wurden (J. FINK 1956 a, b): Die heutige pannonische Klimaprovinz im östlichen Österreich entspricht ungefähr der „Trockenen Lößlandschaft“, die „Feuchte Lößlandschaft“ dem humideren nördlichen Alpenvorland. Die „Staublehmlandschaft“ im südöstlichen Österreich kann ebenfalls mit einer heutigen Klimaprovinz, der illyrischen, gleichgesetzt werden. Wir haben den letztgenannten Raum, in dem bei gleichen Temperaturen wie im Pannonikum weit

* Es ist verwunderlich, daß in älteren Forschungen über Paläoböden das Klima der einzelnen Räume nur wenig beachtet wurde.

höhere Niederschläge fallen, durch eine Reihe von Klimadaten aufgezeigt (Tabelle 1). Diese grobe Zonierung kann selbstverständlich verfeinert werden. So schiebt sich zwischen der Trocken- und Feuchten Lößlandschaft im Kremser Raum das „Übergangsgebiet“ ein, in dem sehr wichtige Paläoböden zu finden sind. Eine andere Art von Übergang ergibt sich beim Anstieg von tieferen in höhere Landschaftsteile durch die Zunahme der Solifluktion. Eine Mischung von äolischem mit ortsnah aufgearbeitetem Material tritt ein, es finden sich Sedimente, in denen dünne Lagen von Lößmaterial mit feinsten Gesteinssplitterchen wechseln. Solche treten z. B. am Rand des Dunkelsteiner Waldes in Höhenlagen um 500 m auf und wurden mit dem Arbeitsbegriff „Flinslöß“ bezeichnet. In noch größeren Höhen finden sich keine Windsedimente mehr, weil dort bereits die Solifluktion zu stark war. Hier soll nicht weiter auf die vertikale Gliederung eingegangen werden, sondern nur einige Beispiele zur großräumigen Verteilung der Sedimente, über Österreich hinausgreifend, gegeben werden:

a) Im Rheintal zeigt sich vom Sundgau sowohl in Richtung auf die Deckenschotter bei Basel als auch gegen N, daß im niederschlagsreicheren Sundgau marmorierte Staublehne zu finden sind, die gegen E und N in braune und dann in normale Löss übergehen. Dieser Übergang entspricht ungefähr der heutigen klimatischen Differenzierung.

b) Vom schwäbischen Raum sind wir durch die Beobachtungen von G. A. KRAUSS, auf die wir im Zusammenhang mit der Nomenklatur noch zurückkommen, bestens unterrichtet. Im anschließenden bayerischen Raum hat K. BRUNNACKER (1956) eine exakte Abgrenzung aufgezeigt, indem er von N nach S (von Regensburg zum Alpenrand) die Zone des trockenen Lösses von der des „Lößlehms“ und der des „Decklehms“ unterschied. Während der trockene Löß bei rund 650 mm Parabraunerden trägt, finden sich im mittleren Bereich bis 900 mm auf Lößlehm, der zwar noch kalkig, aber schon tagwasservergleyt ist, im Sinne meiner Nomenklatur „tagwasservergleyte Parabraunerden“ und auf Decklehmen mit über 900 mm Niederschlägen Pseudogleye.

c) Eine ebenso detaillierte Gliederung konnte K. BRUNNACKER (1955) für den mainfränkischen Raum geben. Einer persönlichen Information verdanke ich den Hinweis, daß auch dort dem heutigen Klima entsprechende Unterschiede in den äolischen Sedimenten (und selbstverständlich auch in den Paläoböden) zu erkennen sind. Bei höherem Niederschlag beginnt in diesem durch unruhiges Gelände gekennzeichneten Raum der Übergang in Solifluktionlöss, nicht aber in Decklehme. Derartige Solifluktionlöss sind auch in Westungarn im oberen Zalagebiet vorhanden (s. u.).

d) Gleiche Faziesdifferenzierungen liegen auch in Hessen vor, deren Böden dem Verfasser liebenswürdiger Weise von Herrn Prof. E. SCHÖNHALS gezeigt worden waren und auf die kurz hingewiesen wurde (J. FINK 1956 b); neuerdings hat E. SCHÖNHALS (1959) diese Faziesdifferenzierung besonders herausgestellt.

e) Aus dem sächsischen Lößgebiet werden von E. LIEBEROTH (1959) gleiche Differenzierungen gemeldet, die wieder nicht allein die Sedimente, sondern auch die Paläoböden betreffen.

f) Schließlich ist als besonders bedeutungsvoll — sowohl im Hinblick auf die große Erstreckung als auch auf die schon lange zurückliegende Erforschung — der Raum der Pannonischen Becken und ihrer Randgebiete anzuführen. In Abb. 10 ist ein kurzer Überblick über die Verteilung der äolischen Sedimente gegeben, soweit dieser dem Verfasser auf Grund eigener Beobachtungen, der Literatur und brieflicher Mitteilungen möglich ist. Es besteht die Absicht, mit Forschern aus allen Nachbarländern diese Frage gemeinsam zu behandeln und eine großmaßstäbige Karte zu entwerfen.

Der ungarischen Forschung gebührt die Priorität der Erforschung dieser äolischen Sedimente und ihrer richtigen Deutung. Leider war das veröffentlichte Material in den

letzten Jahren nicht zugänglich gewesen; erst nach einem persönlichem Kontakt auf der Geologischen Wandertagung in Szeged 1957 konnte Einblick gewonnen werden. Ein dort vom Verfasser gehaltenen Vortrag über die äolische Natur der Decklehme war daher für die ungarischen Kollegen keine Neuigkeit. Es zeigte sich, daß die hier niedergelegte Auffassung über die äolische Natur bestimmter Lehme dort längst zum Allgemeingut geworden ist. Der erste, der sich dieser Frage gewidmet hatte, war der leider früh verstorbene Geologe J. SÜMEGY (1947). Er erkannte, daß die sich im ukrainischen Raum von N nach S ablösenden Bodenzonen im pannonischen Becken dies von E nach W tun.

Verbreitung der pleistozänen Windsedimente im südöstlichen Mitteleuropa

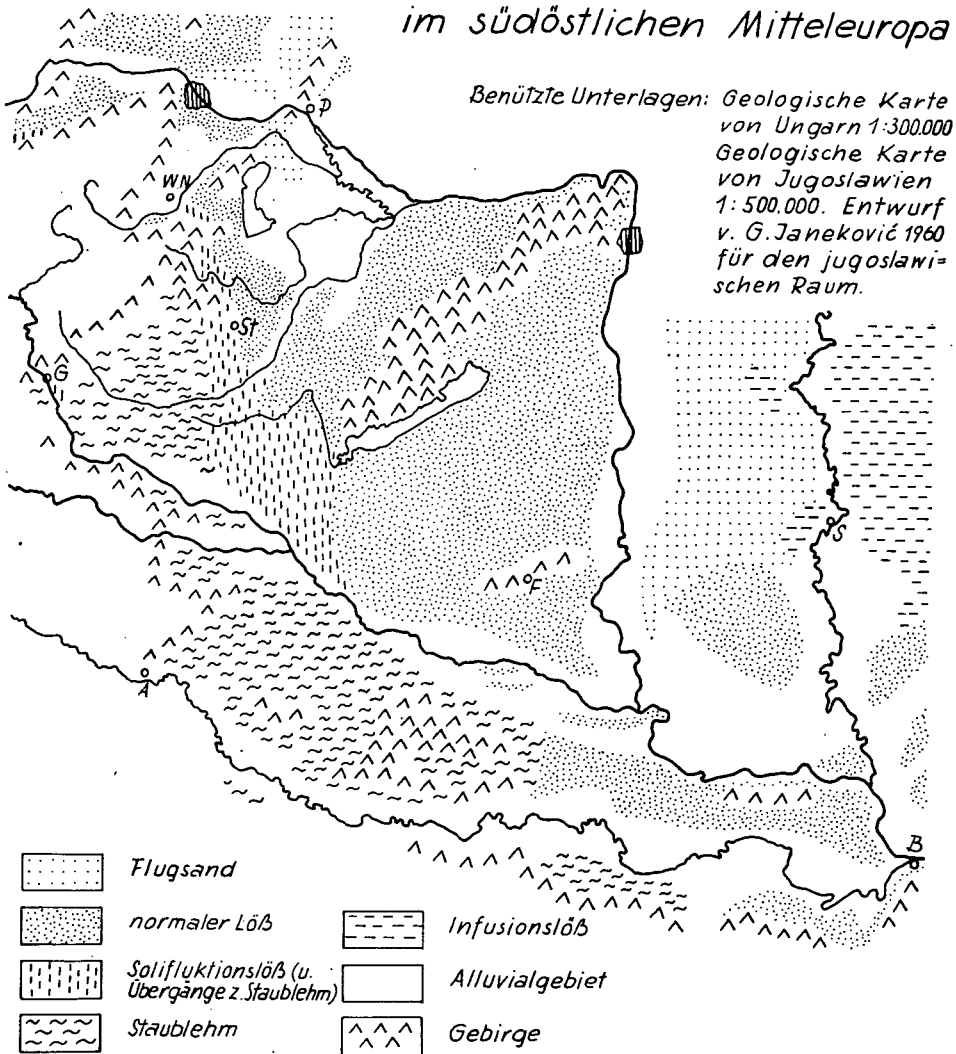


Abb. 10. Erklärung im Text

Diese Zonalität betrifft nicht nur die heutigen Böden, die sich im Sinne einer klimatischen Catena ebenso wie in Österreich aneinanderreihen, sondern auch die pleistozänen Windsedimente, die einen Übergang von den echten, strohgelben Lössen zu den braunen (Solifuktions)Lössen und schließlich zu den „Fahlerden“* zeigen. Es würde zu weit führen, hier genauer auf den ungarischen Raum einzugehen, es sei nur der Gesamteindruck mehrerer, ausgedehnter Exkursionen im ungarischen Raum mitgeteilt: Östlich des Plattensees liegen „normale“ Lössen von strohgelber Farbe, typischem Gefüge, mit Kalzit ausgekleideten Kapillaren, prismatischer Absonderung usw., die Tschernoseme tragen. Um den Plattensee liegen teils noch echte, teils auch schon Solifuktionslössen, auf denen Parabraunerden zu finden sind. Weiter westlich, im Zalatal, sind braune Solifuktionslössen zu finden, ebenfalls mit Parabraunerden, wobei aber örtlich (siehe Abb. 10) auch schon mäßige Pseudogleye auftreten können. Echte Staublehmen konnte ich nicht beobachten, dürften aber auch nur ganz im W auf kleine Flecken beschränkt sein. Bei Rechnitz und Kulm sind auf der österreichischen Seite vergleyte Parabraunerden zu finden, sodaß z. B. dort jenseits der Grenze keine stark degradierten Formen zu erwarten sind.

Die gleiche Gesetzmäßigkeit im Bezug auf die zonale Anordnung der Sedimente und Böden bietet sich im jugoslawischen Raum. Auf ihn wird nicht näher eingegangen, weil Herr Prof. G. JANEKOVIC liebenswürdiger Weise die Zusammenfassung einer umfangreichen Arbeit unserer Zeitschrift zur Verfügung gestellt hat (vgl. den anschließenden Artikel). Dieser Forscher ist in seinem Land als Begründer der modernen Auffassung anzusehen, die mehr und mehr Anhänger findet**.

Da im südöstlichen Österreich meist nur die feuchtesten, extremsten Endglieder der klimatischen Catena zu finden sind, ist es verständlich, daß einzelne Autoren ohne Kenntnis des regionalen Bildes auch eine andere, nämlich eine fluviatile Entstehung der Lehmen annehmen. Die zonale Anordnung ist aber nicht die einzige Begründung. Aussehen und Analysen dieser Sedimente sind ebenso entscheidend. Ähnlich den Böden müssen auch die Sedimente hinsichtlich Struktur, Gefüge und Lagerung gekennzeichnet werden. Ganz besonders wichtig ist dies für Windsedimente, wie das Beispiel des Lösses zeigt. Seit F. MÜNICHSDORFER (1926) das Sediment „Löß“ als Boden reklamierte, weil dieses Sediment nur durch eine allmähliche Schicht auf Schicht-Akkumulation auf einem stets vorhandenen Boden entstand, bei der die zum Boden gehörige Vegetation nicht vernichtet, sondern nur ein wenig überdeckt wurde, ist auch die Bedeutung der von der Vegetation zurückgebliebenen Hohlräume, der „Kapillaren“ bestens bekannt. Sie bedingen das „Lößgefüge“, das ebenso charakteristisch ist wie die grobprismatische Struktur. Die im frischen Bruch massiv erscheinende Wand löst sich in große, prismatische Körper ab, sodaß stets wieder eine senkrechte Wand entsteht***.

Die prismatische Struktur ist das Kennzeichen aller dieser Windsedimente. Verbraunte (etwas verlehnte) Lössen zeigen sie ebenso wie Solifuktionslössen. Bei letzteren ist selbstverständlich die plattige Struktur innerhalb der Prismenkörper von besonderer Bedeutung. Die Lagen erreichen 1 mm bis 4 mm Dicke, zeigen oft dünne Tonbesteige auf den horizontalen Flächen und sind durchzogen von wenigen sehr dünnen Kapillaren. Sandige und schluffige Lagen wechseln und lassen den Schluß auf warwenartige Ent-

* Die Hinweise auf die Arbeiten J. SÜMEGY's und deren Übersetzung erfolgte von Herrn Dr. M. ERDELY, dem hiermit herzlich gedankt sei.

** Vor einiger Zeit wurden wir in Wien von Prof. HORVAT/Zagreb (Vortrag in der Zoologisch-Botanischen Gesellschaft am 1. III. 61) über die Vegetation Südosteuropas in klimatischem und bodenkundlichem Zusammenhang unterrichtet und konnten hören, daß die regionalen Zusammenhänge zwischen Boden und Vegetation im kroatischen und serbischen Teil des Pannonischen Beckens die gleichen sind wie in den angrenzenden Räumen.

*** Wir sind noch nicht unterrichtet, welche Kräfte diese prismatische Strukturierung bewirken, ob es sich um diagenetische Verfestigung oder einen Spannungsausgleich handelt.

stehung zu. Staublehme haben die großprismatische Struktur infolge ihrer autochthonen Bildung wieder sehr deutlich entwickelt. Darüber hinaus ist bei ihnen ebenso eine plattige Absonderung zu erkennen. Die plattigen Aggregate sind aber dicker als bei Solifluktionssäen, meist 7–8 mm, und lösen sich infolge des höheren Tongehaltes weiter in scharfkantig-blockige (polyedrische) Aggregate auf. Die plattige Struktur der Staublehme ist nicht auf eine Verlagerung zurückzuführen, hängt vermutlich auch nicht mit einer jeweils so dicken Akkumulation neuen Materials zusammen, sondern scheint in dem während der Sedimentation herrschenden Bodenfrost begründet. Sie entspricht nicht der an Lösswänden beobachtbaren Plattigkeit, die F. WEIDENBACH (1956) beschrieben hat und die auf Kammeis zurückgeht, vielleicht mehr jener, die mitunter an der Unterkante von A_p -Horizonten zu beobachten ist.

Neben der Struktur ist auch das Gefüge im Staublehm sehr charakteristisch: wieder sind es die Kapillaren, die ein regelloses Geflecht bilden. Einzelne Kapillaren sind so groß wie jene beim Löss, die meisten hingegen sind sehr klein und man gewinnt den Eindruck, daß ein gewisses Zusammensacken, bedingt durch weitere Akkumulation oder durch diagenetische Vorgänge des stets in feuchtem (oder gefrorenem) Zustand befindlichen Materials, die Verkleinerung der Poren bewirkte.

Dennoch wird das visuelle Bild des Staublehms von der Farbe bestimmt: Die zahllosen Rost-, Mangan- und Fahl(Reduktions)flecken geben dem Sediment ein marmoriertes Aussehen. Mehr oder weniger häufig treten kleine, nadelkopfgroße bis — in extremen Fällen — zentimetergroße Konkretionen auf, die mitunter zerdrückbar, oft aber auch steinhart sind*. Während das Sediment als Ganzes ein marmoriertes Aussehen hat, sind an den senkrechten Prismenwänden, abgeschwächt auch auf plattigen Flächen, starke Verfählungen zu erkennen. Bei extremen Formen treten mitunter mehrere mm-dicke Rinden auf, die vorwiegend aus den an den Wänden abgesetzten Tongelen bestehen. Daß diese Tongele zuerst eine sepiabraune Farbe aufwiesen, läßt sich selbst in extremen Staublehmen noch feststellen (in Hohlräumen ehemaliger Regenwurmrohren, an plattigen oder blockigen Aggregaten, zum Teil an den durch Reduktionsvorgänge nicht vollständig veränderten Rinden der Prismenkörper selbst). Diese Tongele, die völlig jenen gleichen, die im Anreicherungshorizont von Parabraunerden auftreten, sind ein Beweis dafür, daß während der Bildung der Staublehme — die wie bei Lössen durch Schicht auf Schicht-Akkumulation erfolgte — durch bodenbildende Prozesse von der Oberfläche eine Tonverlagerung nach der Tiefe erfolgte. Ebenso wie lagenweise auftretende Punktkonkretionen Zonen andeuten, in denen längere Zeit eine starke Stauung vorhanden war (dem A_{2g} unserer heutigen Pseudogleye entsprechend), zeigen Zonen stärkerer oder geringerer Tonanreicherung, daß die bodenbildenden Prozesse während der Sedimentation des Staublehmes nicht immer gleich waren.

Wir dürfen annehmen, daß während der Sedimentation des Staubes genügend Feuchtigkeit vorhanden war, die, verstärkt durch periglaziale Klimabedingungen, zu einer intensiven Tagwasservergleyung führte. Viele der für Staublehme typische n Erscheinungen sind ident mit jenen in Pseudogleyen. Diese Erscheinungen unterscheiden sich grundlegend von solchen, die in fluviatilen Sedimenten bzw. Grundwassergleyen auftreten. Bei Grundwassergleyen** tritt entweder eine dichte (massive) Struktur auf oder (als Erbe des fluviatilen Sedimentes) eine „Aulehmstruktur“ (dünne, plattige Aggregate mit sehr feinen, wenigen Poren). Der G_r -Horizont (= dauernd im Bereich des stagnierenden Grundwassers) ist von einheitlicher Oxydulfarbe, der G_o -Horizont (in welchem

* Bei der Vorbehandlung für die Fraktionierung können diese Konkretionen oft nicht dispergiert werden und verfälschen dadurch das Analyseergebnis.

** Diese „echten“ Gleye werden meist nur als „Gley“ bezeichnet, in Österreich hat sich aber die nähere Bezeichnung „Grundwassergley“ im Gegensatz zum „Tagwassergley“ eingebürgert.

Reduktionserscheinungen durch höhertretendes Grundwasser mit Oxydationserscheinungen wechseln) zeigt eine von der Marmorierung der Pseudogleye (bzw. Staublehne) abweichende Fleckigkeit. Punkt Konkretionen können auftreten, sind aber für Grundwassergleye nicht unbedingt erforderlich. Diese dem Pedologen selbstverständlichen Unterschiede sind dem Nachbarwissenschaftler nicht so geläufig, weshalb manchmal Tag- und Grundwassergleye bzw. äolisch und fluviatil akkumulierte Sedimente nicht getrennt werden. Die Vorstellung A. WINKLER-HERMADEN's (1955) bezüglich der Genese der Decklehne geht z. B. von der unrichtigen Auffassung aus, daß die (spätglazialen und) holozänen Aulehne der Talau (die breitflächig über dem Schotterkörper der letzten Kaltzeit sedimentiert wurden) das gleiche wären wie die Decklehne auf den verschiedenen Terrassen: Letztere weisen aber die für Staublehne oben genannten typischen Erscheinungen auf, sind deshalb äolischen Ursprungs, während die Aulehne der Talau als fluviatile Bildungen oft den Einfluß des stagnierenden Grundwassers erkennen lassen.

Ein weiterer Beweis für die äolische Natur der Staublehne ergibt sich aus ihrer Korngrößenzusammensetzung. Windsedimente zeigen stets ein charakteristisches Bild hinsichtlich ihrer Fraktionen. Hier ist allerdings wichtig, daß die Fraktionen so gewählt werden, daß eine klare Unterscheidung möglich ist. Die Korngrößeneinteilung von ATTERBERG, die vielfach sogar den Beinamen „Internationale Skala“ führt, ist hierfür nicht geeignet, weil sie die entscheidende Schwelle bei 50 (oder 60) Mikron nicht erfaßt. Diese Schwelle wird bei der KOPETZKY-Skala richtig herausgestellt, ebenso in jeder modernen Skala beachtet. In Tabelle 5 sind einige Sedimente und Böden, die im österreichischen Raum weit verbreitet sind, gegenübergestellt, um zu zeigen, welche Bedeutung der Schwelle von 50 (60) Mikron zukommt. Es ist nicht notwendig, die Tabelle näher zu erläutern. Wohl aber muß gesagt werden, daß die Anwendung einer veralteten Skala keinen ausreichenden Schluß zuläßt. Deshalb etwa gelang es K. SCHOKLITSCH (1960) nicht, Gesetzmäßigkeiten in der Korngrößenzusammensetzung beim Vergleich Aulehm zu Staublehm herauszuschälen.

Besonders deutlich zeigt sich die äolische Natur der Staublehne auf Grund der Analysen bei G. JANEKOVIČ (ds. Heft, Tabelle 1), da nur ein verschwindend geringer Anteil über 60 Mikron ausgewiesen wird. Selbstverständlich können in Staublehnen auch örtliche Einlagerungen von Sand vorkommen. Viele Terrassen sind z. B. an Hänge angelehnt, in denen tertiäres Material ansteht, das sehr weit solifluidal getragen werden kann. Auch die oben getroffene Feststellung bezüglich der Konkretionen muß beachtet werden.

Die Tonminerale der Staublehne weisen auf eine kaltzeitliche Entstehung hin. W. SCHMIDT (1960) hat in 8 Proben jeweils „Illit, mitunter mit geringen Beimengungen von Quarz und Serizit“, gefunden. Die dem Exkursionsführer beigegebene Analyse des Staublehms von Kalsdorf zeigt das gleiche Ergebnis. Die mineralogische Zusammen-

Tabelle 5: Prozentanteil typischer Sedimente und Böden (abgerundet)

	<2	2-20	20-50	50-200	200-2000
„Wellsand“ Praterterrasse bei Wien	0	2	5	65	28
„Aulehm“ Praterterrasse bei Wien	1	18	75	6	0
äolische Deckschichten (ortsnahe verblasenes Material) d. Praterterrasse	3	10	33	52	2
Löß Großriedental / westl. Weinviertel	13	28	47	11	1
Staublehm Großpetersdorf / südl. Burgenland	36	23	27	12	2
Terra fusca Rax-Plateau	20	49	27	4	0

Die Analysen der Proben 1-3 wurden an der Landw. chem. Bundesversuchsanstalt durchgeführt (Ing. Zachhuber), Probe 4 von Dr. Ing. O. Nestroy und Probe 5-6 von Dr. Ing. Solar an der Hochschule für Bodenkultur.

setzung des Kalsdorfer Lehmes wurde eingehend von A. HAUSER (1954) behandelt. In zwei wichtigen Arbeiten hat A. HAUSER (1952, 1954) die Untersuchungen über die Lehme und Tone der Steiermark und insbesondere der Terrassenlehme niedergelegt.

Abschließend einige Worte zur Nomenklatur des Staublehms. Als im Zuge der Feldforschung die Natur dieser Lehme bekannt wurde, ergab sich die Benennung von selbst. „Staub-Lehm“ weist einerseits darauf hin, daß es sich um äolisches Material handelt, das im Gegensatz zu Flugsanden in Staubgröße vorliegt *. Der Begriff Lehm ist hier nicht aufzufassen als Synonym für Schluff, als der er bei den Praktikern meistens gilt, sondern als Hinweis, daß dieses äolische Material schwerer, bindiger ist als etwa die Lösser der trockenen Landschaft. Tatsächlich findet sich in den Staublehmen stets ein höherer Prozentsatz an Rohton (= Teilchen < 2 Mikr.) der nur dadurch erklärbar ist, daß während der Sedimentation eine Bodenbildung mit Tonproduktion und Tonverlagerung auftrat, während sich in den Lössen der Trockenräume Bodenbildungen — entsprechend einem Steppenboden — ohne sekundäre Tonproduktion abspielten.

Erst in jüngster Zeit wurde dem Verfasser bekannt, daß G. A. KRAUSS den Begriff „Staublehm“ längst verwendete. Seine Feststellung (G. A. KRAUSS und R. OLBERG 1953) ist wegen einer auffallenden Parallele mit der österreichischen Erforschungsgeschichte hier besonders interessant: „Eine besondere geologische Frage ist im Oberschwaben die Überdeckung der älteren Moränen und Schotter mit Feinlehm (tonarmer Lehm ohne Mittel- und Grobsand). Nach unserer — von den Geologen allerdings noch nicht allgemein anerkannten Auffassung — handelt es sich bei diesen von N nach S abnehmenden Feinlehmdecken um ein gewisses Äquivalent zu den im N gegen Ulm zu immer deutlicher und mächtiger werdenden Lößdecken. Daher bezeichnen wir den Feinlehm mit dem von G. A. KRAUSS in Mitteldeutschland eingeführten Ausdruck „Staublehm“.

B. Der Pseudogley

Der Pseudogley bildet das Endglied in der Catena der Böden mit braunem Anreicherungs-horizont, die auf bindigen Substraten zur Entstehung kommen. Die Böden mit braunem Anreicherungs-horizont sind in den letzten Jahren immer mehr beachtet worden. Eine umfangreiche Literatur liegt bereits vor, aus der nur einige Arbeiten genannt seien, so R. TAVERNIER und G. D. SMITH (1957), P. KUNDLER (1957, 1959), I. V. TJURIN (1960). Alle Autoren haben sich — zwangsweise — mit der geschichtlichen Entwicklung der Nomenklatur dieser Böden befassen müssen, sodaß hier darauf verwiesen werden darf.

Bezüglich der Nomenklatur bestehen stets die gleichen Schwierigkeiten: Zur Zeit, als die Typenbezeichnungen geprägt wurden, war die Kenntnis der Böden und ihrer Profilmorphologie noch weit geringer als heute. Das soll aber nicht heißen, daß heute bereits genügende Kenntnisse vorhanden sind, um alle Fragen bodensystematischer Art lösen zu können, immerhin ist aber die Schau bedeutend breiter und die Einbeziehung aller Ordnungsmomente — sie kommen im großen und ganzen den bodenbildenden Faktoren gleich — stellt eine gesicherte Basis dar. Mittlerweile ist aber in den einzelnen Ländern auf Grund nationaler Forschungen ein dementsprechend nationales Vokabular

* Eine gewisse Verwirrung ergibt sich neucstens bei der Verwendung des Wortes Staub. Nach der KOPETZKY-Skala, der die Priorität gebührt, liegt der Staub zwischen 10–50 Mikron und der Staubsand zwischen 50–100 Mikron. In Deutschland scheint jedoch sehr verbreitet zu sein, den Begriff Staubsand für die Fraktion 20–60 Mikron zu verwenden, um so die Fraktionen

Grobsand	2000–200	Mikron	
Feinsand	200–60	„	
Staubsand	60–20	„	
Grobschluff	20–6	„	
Feinschluff	6–2	„	
Ton	< 2	„	leichter benennen zu können.

entstanden, das von Tag zu Tag größer wird. Unsere wichtigste Aufgabe hat darin zu bestehen, in einer ersten Phase diese — meist mit Sprachräumen zusammenhängenden — Bezeichnungen international zu korrelieren und in einer zweiten Phase sich zu einer einheitlichen internationalen Terminologie zu entschließen. Diese zweite Phase wird aber vielleicht nie erreicht werden, nicht so sehr deshalb, weil jedes Land im eigenen Vokabular ein nationales Anliegen erblickt, sondern weil das für die internationale Verständigung unumgänglich notwendige Vokabular nur einer sehr hohen Kategorie innerhalb der Systematik entspricht. Bei Detailfragen oder -kartierungen müssen aber die in den betreffenden Sprachräumen üblichen Bezeichnungen verwendet werden, nicht zuletzt deshalb, weil dem Nachbarwissenschaftler oder dem Praktiker, mit dem der Bodenkundler meist zusammenarbeitet, nicht zugemutet werden kann, fremdländische (und oftmals inhaltlich nicht abgeklärte) Ausdrücke verwenden zu müssen. Ein gutes Beispiel hierfür ist der französische Begriff „Lessivé“ (oder der Vorgang der Lessivage), der von mehreren deutschen Forschern verwendet wird. Die deutsche Begriffsfassung ist die einer mechanischen Tondurchschlammung, die (ursprüngliche) französische hingegen die einer Durchwaschung beim Podsolierungsprozeß im weiten Sinn.

Das in jeder Wissenschaft übliche Prioritätsprinzip wirkt sich ebenfalls störend aus. Vielfach sind die Benennungen ohne ausreichende Kartierungen erfolgt und entsprechen örtlichen Sichtbereichen, während heute, im Zuge ausgedehnter Kartierungen, die genetische Ableitung eines Profils mit Hilfe der Landschaft und deren Entstehung erfolgt und somit wirklich etwas „Typisches“ darstellt.

E. RAMANN (1911, Seite 585) definierte die Braunerden „als Böden der Gebiete mit gemäßigttem Klima. Die Zersetzung der organischen Stoffe verläuft mit mäßiger Geschwindigkeit, sodaß der Humusgehalt der Böden groß genug ist, um ihnen eine unreine Färbung zu geben. Eisen wird nicht ausgewaschen, daher herrschen gelbe und rotbraune Färbungen vor. Die Böden sind reich an silikatischen Kolloiden“. Auf Grund einer Absprache anlässlich der 1. Agrogeologischen Konferenz 1909 zwischen E. RAMANN und K. GLINKA erfolgte die zusätzliche Bezeichnung „mitteleuropäisch“, um jede Verwechslung mit den Braunen Böden der Halbwüste auszuschalten. Diese Absprache fand im Gelände, bei Solymar westlich Budapest, statt, wobei K. GLINKA (1914, Seite 96ff.) bezüglich dieser Böden feststellt, daß sie (eigentlich) in die Podsolbodengruppe eingereiht werden müssen. Anlässlich einer Besichtigung unter Führung von Herrn Ing. STEFANOVITS/Budapest — dem ich hierfür besonders danken möchte — konnte ich die seinerzeitigen Angaben vollauf bestätigen: Unter Wald ist eine Horizontierung in A_1 und A_2 über einem dichteren, braunen Unterboden festzustellen, während unter Acker die rotbraune Farbe des Unterbodens an die Oberfläche kommt. Der ganze Raum entspricht in Bezug auf Relief, Gestein und Klima den westlichen Randlagen von Wien, wo auf kalkig-tertiären Sedimenten und Löß in Lagen über 200—250 m die gleichen Böden auftreten.

Freilich können wir heute nicht so weit gehen wie ehemals K. GLINKA (l. c.), der diese Böden bei Solymar mit Böden des mittlrussischen Raumes vergleicht, deren Beschreibungen und Analysen klar erkennen lassen, daß es sich bei ihnen um weit stärker degradierte Böden handelt. Die Böden bei Solymar stellen geradezu „typische“ Parabraunerden dar, in denen nicht die Spur einer Vergleyung zu finden ist, während die zum Vergleich herangezogenen Böden Mittelrußlands eindeutige Pseudogleye sind. Es zeigt u. a. dieses Beispiel, auf welch schwachen Füßen das Prioritätsprinzip in der Bodenkunde steht!

E. RAMANN (s. o.) sah in der mitteleuropäischen Braunerde einen regionalen Bodentyp, auftretend zwischen Podsol- und Tschernosem-Provinz, der typisch für das humide Klima Mitteleuropas ist (im russischen Raum mit starker Kontinentalität nehmen die

Grauen Waldböden die Zwischenstellung ein). Seine Definition war aber nicht richtig, weil das Kriterium des „Oxydationshorizontes“ nicht vorliegt. Gerade dieses (oder das einer völligen Homogenität im Texturaufbau) wird nun heute vielfach für die Braunerde gefordert und bedingt, bei sklavischer Auslegung, ihr Ende als regionalen, klimabedingten Bodentyp.

R. TAVERNIER und G. D. SMITH (1957) haben mit Recht festgestellt, daß bezüglich der Braunerden große Unterschiede in der Auffassung bestanden (und selbstverständlich noch bestehen). Viele Forscher sehen in ihnen nur Bildungen auf kalkigem Ausgangsmaterial — etwa degradierten, verbräunten Rendsinen entsprechend, oder Böden in einer Exposition, die nur ein mehr oder weniger unreifes Profil zuläßt. Besonders deutlich wird dies in der Tabelle von G. D. SMITH (Soil Science Vol. 67, Nr. 2) dargestellt, der die „Brown forest soils“ zusammen mit den Rendsinen den Calcimorphic Soils und damit den intrazonalen Böden zuordnet.

Für Belgien hat R. DUDAL (1953) eine Catena der Lößböden aufgestellt, die (abgesehen von einer unentwickelten Ausgangsform) mit der Braunerde beginnt, an die sich sol brun lessivé, sol lessivé und sol podsolic anschließen. Diese Typenreihe wurde anläßlich einer FAO-Tagung in Gent vorgeführt (R. DUDAL 1954) *. Sehr rasch fand der Begriff „Lessivé“ im deutschen Sprachraum Eingang, weil Böden mit mechanischer Tondurchschlämmung keine ausreichende Bezeichnung hatten (das Bestimmungsbuch für die Böden Europas von W. KUBIENA (1953) enthält beispielsweise keinen Hinweis auf diese große Gruppe). Der Begriff wurde aber nicht allein auf Böden aus bindigem Substrat, sondern allgemein für Böden der Braunerde-Podsolgruppe verwendet, sodaß eine große Verwirrung entstand **.

E. MÜCKENHAUSEN (1957) hat braunerdeähnliche Böden, die einen Textur-B-Horizont aufweisen, mit dem Namen „Parabraunerde“ bezeichnet. Anläßlich einer gemeinsamen Exkursion in das nördliche Alpenvorland wurde ein typisches Profil im Ziegelwerk Pottenbrunn besichtigt und die Gleichheit des belgischen sol brun lessivé mit der Parabraunerde festgestellt. Nun war die Möglichkeit gegeben, die deutsche Bezeichnung zu übernehmen *** und gleichzeitig (für den österreichischen Raum) eine Catena vorzuschlagen, die folgende Abstufung aufweist:

Parabraunerde
vergleyte Parabraunerde
Pseudogley.

Die Einschaltung einer „vergleyten Parabraunerde“ scheint notwendig, weil zwischen „echten“ Parabraunerden, in denen praktisch keine Tagwasservergleyung vorliegt (lediglich beim Durchschneiden der Aggregate verschmieren sich einzelne kleinste Punkt-konkretionen), und Pseudogley ein sehr großer typologischer Unterschied besteht (wie er eben zwei Bodentypen zukommt). Vielfach treten aber Böden auf, die wohl eine Tagwasserbeeinflussung erkennen lassen, dennoch aber im Gesamtcharakter einer Parabraunerde entsprechen. Das Vorkommen dieser Übergangsform, auf die sowohl bei der Exkursion in das nördliche als auch das südöstliche Alpenvorland hingewiesen wurde, zeigt ebenfalls die Stellung zwischen Parabraunerde und Pseudogley an.

An das nördliche Alpenvorland (im geographischen Sinn) schließt das Weinviertel an, das bereits zum österreichischen Trockengebiet gehört. Die tieferen Teile des Weinviertels werden von Tschernosemen bedeckt, die höheren von Braunerden. Die Grenze

* Der Verfasser hat Herrn Dr. Ing. R. DUDAL bestens zu danken, daß ihm diese und weitere wichtige Profile des belgischen Raumes in einer späteren Exkursion gezeigt wurden.

** Der grundsätzliche Unterschied zwischen Bodenentwicklung auf bindigem und leichtem Ausgangsmaterial, der in der russischen Forschung stets betont wurde, bedingt für jede Catena eigene Bezeichnungen, wie sie beispielsweise für Österreich von J. FINK (1958) vorgeschlagen wurden.

*** Im Hinblick auf den großen Kreis von Praktikern, die von der Bodenkartierung erfaßt werden.

kann allgemein mit 200–250 m Meereshöhe angegeben werden. Die Braunerden des Weinviertels sind durch eine nur geringe Anreicherung von Ton im B-Horizont charakterisiert, zeigen dementsprechend auch nur ganz schwache coatings, an Stelle des A_2 -Horizontes der Parabraunerde ist bei ihnen ein Übergangshorizont (AB) vorhanden, in welchem der Humus allmählich gegen unten abnimmt. Die Profilentwicklung reicht bis ca. 70 cm, unter dem B-Horizont folgt mit scharfer Grenze der kalkreiche Löß. Leider sind die Braunerden des Weinviertels (und des übrigen Trockengebietes) noch nicht ausreichend durch Analysen erfaßt, es ist aber auch schwer, völlig ungestörte Profile zu finden, da sie meist in Hang- oder Kuppenlage auftreten und daher stets einer gewissen Abtragung unterworfen sind *. Auf Grund vieler Beobachtungen darf aber gesagt werden, daß sie am ehesten der RAMANNSchen Definition für Braunerden entsprechen.

Regional betrachtet, scheinen die Braunerden des österreichischen Trockengebietes nur lokale Bedeutung zu besitzen. Denn weiter östlich, im ungarischen Raum, sind bei geringerer Humidität Parabraunerden zu finden, die eine weit stärkere Horizontausprägung als die österreichischen Parabraunerden aufweisen. Dies gilt für die Parabraunerden um den Plattensee **, besonders aber für jene auf dem Kemenesplateau zwischen Zala und Raab, insbesondere östlich Sarvár ***. In den Parabraunerden auf dem Kemenesplateau ist der A_2 -Horizont extrem fahl gefärbt, sodaß der visuelle Eindruck eines podsoligen Bodens gegeben ist. Es handelt sich aber eindeutig um Profile mit mechanischer Toneinwaschung. Der B-Horizont zeigt eine Färbung, die mitunter 7,5 YR erreicht (während die österreichischen B-Horizonte auf der 10 YR-Tafel liegen) und eine sehr kräftige Textur. Gleyerscheinungen fehlen. Gemessen an dieser starken Profilausbildung erscheinen die meisten österreichischen Parabraunerden als „untypisch“.

Die Parabraunerde ist heute bereits aus vielen Ländern bekannt, wenngleich nicht so bezeichnet. So wird sie beispielsweise in Jugoslawien als Gajnatscha bezeichnet, doch scheint dieser Volksname auch andere Böden einzuschließen (weil z. B. R. TAVERNIER im Entwurf zum westl. Teil der Europakarte die Gajnatscha den Prärieböden zuordnen wollte). Auch die genetische Interpretation der Gajnatscha (nun wieder synonym der Parabraunerde verstanden) ist bei einigen jugoslawischen Forschern (z. B. M. ŽIVKOVIĆ 1955a, b) anders, da sie den Textur-B-Horizont auf eine im Hauptwurzelbereich auftretende Tonbildung zurückführen — eine Auffassung, die unter den sowjetischen Bodenkundlern allein F. RHODE vertritt.

Überall, wo die Parabraunerde auftritt, sei es in Südengland auf lokalen Lößvorkommen, in West-, Mittel- oder Südosteuropa, ist sie durch deutliche Farb-, Struktur- und Texturunterschiede charakterisiert und erfüllt damit nicht die Bedingungen der Definition E. RAMANNS. Wir sind daher berechtigt, gegenüber der „eigentlichen“ Braunerde abzugrenzen. Neuestens wird versucht, neben der profilmorphologischen Charakterisierung den Grad der Toneinschlammung, ermittelt aus Analysen, zur Unterscheidung heranzuziehen ****. Der „Lessivierungsfaktor“, d. h. das Verhältnis an Tonmenge im B-Horizont zu der im A_1 - und A_2 -Horizont, beträgt nach einer mündlichen Mitteilung von Prof. R. TAVERNIER auf der Tagung in Budapest

* Diese Abtragung führt z. B. im Bereich der Parabraunerde dazu, daß echte, vollständige Profile nur auf brettebenen Terrassenoberflächen zu finden sind, während auf den Hängen die A_1 - A_2 -Horizonte oftmals abgetragen (oder verkürzt) sind und das Bild einer echten Braunerde entsteht. R. DUDAL (1953) hat die gleichen Erscheinungen aus Belgien beschrieben, wo die zutage tretenden B-Horizonte als terre à briques bezeichnet werden.

** Wir verdanken Herrn Ing. P. STEFANOVITS eine ausgezeichnete Führung anlässlich der zur Korrelation des östl. und westl. Teiles der neuen Bodenkarte von Europa einberufenen Tagung in Budapest im April 1960.

*** Auf mehreren Exkursionen in Westungarn unter Führung von Herrn Doz. M. PÉCSI konnte ich eine Reihe von Bodenprofilen studieren.

**** Vergl. die Destruktionsintensität von D. I. TODOROVIC (zitiert bei M. ŽIVKOVIĆ 1955a).

< 1,2 für sol brun,	1,2—1,5 für schwachen	} sol brun lessivé
	1,5—1,8 für mittleren	
	1,8— ? für starken	

Für sols lessivés können keine Grenzzahlen angegeben werden, weil in diesen Böden bekanntlich neben Toneinschlämmung auch bereits Tonzerfall zu beobachten ist.

So wertvoll der Versuch ist, Grenzzahlen zu erstellen, so problematisch bleibt er, wenn diese Grenzzahlen aus einem relativ kleinen und uniform gebauten Raum ermittelt wurden. Wir haben deshalb die im Exkursionsführer vorliegenden Analysen nicht in das belgische Schema eingebaut, weil uns die Grenzzahlen generell zu niedrig erscheinen. Der Faktor 1,2 liegt beinahe schon im Bereich der Fehlergrenze (nicht der Analyse, aber der Probenahme in beackerten Böden). Vielleicht werden sich bei Berücksichtigung der Analysen anderer Länder andere Grenzzahlen ergeben. Auf alle Fälle muß die Profilmorphologie stärker berücksichtigt werden. Wenn z. B., wie bei manchen ungarischen Profilen, der bodenartige Unterschied von A_1 und A_2 zu B vom lehmigen Sand zum tonigen Lehm reicht, ohne daß der Anreicherungshorizont irgendwelche (optisch sichtbare) Spuren einer Degradation zeigt, dann wird auch ein Lessivierungsfaktor von 3,0 und vielleicht 4,0 konzipiert werden müssen.

Besser wird eine Differenzierung der Böden mit Textur-B-Horizont auf allgemein genetischer Basis sein, wie sie auf der Tagung in Budapest (April 1960) vorgeschlagen wurde:

Böden mit Tonverlagerung.
 Böden mit Tonverlagerung und Tonzerstörung,
 Böden mit Tonzerstörung.

Im Hinblick auf die Bedeutung des Ausgangsmaterials ergibt sich, daß in die letztgenannte Gruppe nur Podsole (im engeren Sinn, d. h. auf sandigem Substrat) fallen, während die Catena auf bindigem Ausgangsmaterial die ersten beiden Gruppen umfaßt, und zwar die Parabraunerden als Böden mit Tonverlagerung und die Pseudogleye als Böden mit Tonverlagerung und Tonzerstörung.

Für die Catena auf bindigen Substraten — und nur von dieser ist stets die Rede — wird sich folgende internationale Korrelation günstig erweisen:

Braunerde	sol brun	brown forest soil ?
Parabraunerde	sol brun lessivé	graybrown-podsolic soil
Pseudogley	sol lessivé	surface water gley *

Der Subtyp „vergleyte Parabraunerde“ ist hier weggelassen. Der brown podsolic soil bleibt auf die Catena der leichten Substrate, deren Endglied der podsolic soil ist, beschränkt. Der alte Begriff „Gleypodsol“ wäre aufzulassen.

P. KUNDLER (1959) verdanken wir die Möglichkeit der Korrelierung mit den russischen Bezeichnungen: Der Pseudogley (und damit der sol lessivé) entsprechen dem Derno-podsol. Hier sei gestattet, kurz auf die grundsätzliche Stellungnahme I. V. TJURIN's (1960) auf der Tagung in Budapest zum Problem der Systematik und Nomenklatur dieser Böden einzugehen: Er betonte, daß schon E. SBIRZEW den Begriff des Derno-podsols verwendete, der sich durch die Beachtung des Ausgangsmaterials (sandig oder lehmig-tonig) ergab; seiner Meinung nach war die Hauptursache der Podsolierung in der zerstörenden Kraft der organischen Säuren zu suchen. K. GLINKA (1914) allerdings glaubte, daß den „Aus- und Einwaschungsprozessen von Kolloiden und Suspensionen eine wichtige Rolle zukomme, während die Zersetzung durch Säuren nur untergeordnet sei“. Damit hat K. GLINKA die Podsolbildung als Ergebnis einer Kombination von Lessivage (= Illimerisation nach V. M. FRIDLAND, 1957) und von Saurerhumusdestruk-

* Von amerikanischen Autoren wird teilweise der Begriff Pseudogley direkt übernommen.

tion aufgefaßt. Die Hauptrolle weist er aber der Lessivage zu, die selbstverständlich nur auf Böden auftreten kann, die genügend toniges Ausgangsmaterial enthalten. Dieser komplexe Gedanke der Podsolierung — der heute die sowjetischen Wissenschaftler beherrscht — bedingt einen dementsprechenden Niederschlag in der Nomenklatur. Es wird anerkannt, daß der Begriff „Mitteleuropäische Braunerde“ heute nicht mehr zulässig ist, weil er praktisch alle podsoligen Böden Mittel- und Westeuropas, hervorgegangen aus lehmigem Ausgangsmaterial, umfaßt. Der Begriff „podsolig“ darf aber — bei einer neuen Wortprägung — nicht verloren gehen; insofern besteht Übereinstimmung mit der amerikanischen Nomenklatur, die mit dem Begriff „Gray brown podsolie soil“ den podsoligen Charakter im weiten Sinn zum Ausdruck bringt. I. V. Tjurin (1960) betonte ferner, daß der Vorgang der „Lessivage“ bei weitem noch nicht ganz erfaßt, vor allem nicht durch Analysen festgelegt ist, und daß auch hinsichtlich des Nebeneinanders von mechanischer Toneinwaschung und Säurezersetzung noch zu wenig bekannt ist*.

Der Name Parabraunerde ist deshalb besonders treffend, weil die enge Verwandtschaft mit der Braunerde ausgedrückt wird und der alte, regional gedachte RAMANNSCHE Begriff nicht ganz verloren geht. Wie weit die Braunerde bestehen bleibt, hängt von der Grenzziehung zur Parabraunerde ab. Der neueste Trend geht allerdings im Sinne der amerikanischen Auffassung, d. h. Beschränkung auf eine bloß intrazonale Stellung.

Dem Pseudogley hingegen kommt die Bedeutung eines regionalen Bodentyps zu, selbst wenn dieser Begriff keinen Hinweis auf die Podsolierung im weiteren Sinne enthält. Interessanter Weise wird er von einigen Autoren nicht als regionaler Bodentyp betrachtet und fand deshalb auch nicht in den ersten Entwürfen zur neuen Bodenkarte des westlichen Europa Berücksichtigung. Sicher tritt er auch in Art eines „Ortsbodens“ auf manchem tonigen, dichtgelagerten Ausgangsmaterial auf, wie etwa im Wiener Wald auf den Tonschiefern und Mergeln. H. FRANZ (1960) hat solchen Böden die Subtypenbezeichnung „primärer Pseudogley“ gegeben. Diese Subtypenbezeichnung bedingt aber, daß andere regional auftretende Pseudogleyse — wie jene der Südostabdachung, die aus primär tagwasservergleyten Staublehmen entstanden sind — nun zu „sekundären“ werden. Sicher fanden bei der Bildung des Staublehmes, während der Schicht-auf-Schicht-Akkumulation, Tonverlagerungsprozesse statt, wie sie in einer Parabraunerde ablaufen (vgl. die mit Tongelen gefüllten Regenwurmrohren), aber diese sind Vorläufer, die zwangsweise am Beginn jeder Pseudogleyentwicklung stehen. Der „Staublehm-Pseudogley“, der den Staublehm nach oben abschließt, ist schon im Spätglazial geprägt worden (vgl. unten) und damit älter als viele andere mitteleuropäische Böden. Er wird daher schwerlich als „sekundär“ bezeichnet werden können.

Der Name Pseudogley wurde von W. KUBIENA (1953) geprägt, der, einer Nomenklaturregel entsprechend, für Bodentypen nur Substantive verwendet und deshalb die in Umlauf befindlichen adjektivischen Bezeichnungen „gleyartig“, „marmoriert“ usw. ablösen will. Diese in ihrem Erscheinungsbild so charakteristischen Böden sind schon seit langem bekannt. In jüngster Zeit haben sich G. A. RÜCKERT (1960) und H. ZAKOSEK (1960) eingehend mit Pseudogleyen befaßt und dabei auch die historische Entwicklung des Namens aufgezeigt: E. MÜCKENHAUSEN (1957) betonte, daß als besonders wichtiges Kriterium ein rostgelb, rostbraun oder fahlgrau geflecktes und gestreiftes Profilbild vorhanden sein muß, das eine typische Horizontausbildung infolge Stauzone und Staukörper aufweist. Böden mit einem derartigen Farbbild bezeichnete bereits P. TREITZ

* Daß unter Lessivage im ursprünglichen Sinne sowohl Toneinwaschung als auch Sauerhumusdestruktion verstanden wird, ist schon gesagt worden.

(zitiert bei G. A. KRAUSS, 1939) als „buntscheckige und gestreifte“ (bigurée et striée), W. LAATSCH (1957) als „marmorierte“ und G. KRAUSS (1939) als „gleyartige“ Böden, eine Bezeichnung, die auch heute noch — wie G. A. RÜCKERT (1960) mitteilt — bei der forstlichen Standortskartierung einiger deutscher Länder üblich ist. H. STREMMER stellte diesen Boden zu den „nassen Waldböden“, früher zu den „Braunen Waldböden mit starkem Bodenwassereinfluß“. Schließlich war und ist noch die Bezeichnung „Staunässegley“ zu nennen, die ebenso synonym für Pseudogley verwendet wird wie in Österreich die Bezeichnung „Tagwassergley“ (mit der der Unterschied gegenüber dem Grundwassergley (= echter Gley) einem praktisch orientierten Kreis leichter verständlich gemacht wird).

Das Charakteristikum des Pseudogleyes ist der Wechsel von Vernässung und Austrocknung, weshalb E. MÜCKENHAUSEN (1958) den Trocken- oder Vernässungsphasen besondere Bedeutung zugemessen hat. Böden mit extrem langer Naßphase werden als Stagnogley, in Süddeutschland auch als Missenböden bezeichnet. Auf vielen Terrassen im Exkursionsraum sind in ganz leichten Mulden des Mikroreliefs Übergänge von Pseudogley in Stagnogley festzustellen*.

Das Hauptverbreitungsgebiet der Pseudogleye sind die Terrassen mit ihren Staublehmen. Staublehne liegen aber auch in mäßig geneigter Lage in anderen Landschaftsteilen, beispielsweise den Gleithängen des Grabenlandes, wo sie F. ORNIG (1960) beschrieben hat. Auch dort treten Pseudogleye auf. G. A. RÜCKERT (1960) weist darauf hin, daß das morphologische Erscheinungsbild der Pseudogleye auf Hängen gleich jenen in ebener Position ist, weil die Wasserbewegung in der Stauzone auch auf Hängen — gemeint sind immer nur mäßige Hangneigungen — nur ganz langsam vor sich geht und so die Dynamik eines Bodens in ebener Lage beibehalten wird. In Hanglage treten naturgemäß ökologisch günstigere Standortverhältnisse auf und auch die Profilausbildung, insbesondere die Humusentwicklung, ist eine bessere. Diese Feststellung für die Waldböden kann auf Grund der Erfahrung bei der Österreichischen Bodenkartierung für Ackerböden bestätigt werden.

Der regional auftretende Bodentyp Pseudogley ist ebenso wie alle anderen regional in (Mittel)Europa auftretenden Bodentypen nicht erst im Holozän entstanden. In weit höherem Maße als bisher wird der Zeitraum des Spätglazials beachtet werden müssen, jener Zeitraum, in dem die gewaltigen, aber bereits inaktiven Eismassen allmählich abschmolzen und die Vegetation infolge des Rückganges der periglazialen Klimabedingungen rasch von allen eisfreien Räumen Besitz ergreifen konnte. Während des Spätglazials setzte bereits die Bodenbildung ein. Es ist etwas zu früh, den fundierten Aussagen K. BRUNNACKER'S (1957) bezüglich der Parabraunerden die zum Teil noch spekulativen anderer regionaler Bodentypen gegenüber zu stellen**.

Für die Pseudogleye — gemeint sind hier die Staublehm-Pseudogleye — ist aber die spätglaziale Entstehung bereits erwiesen, wie dies u. a. aus dem anschließenden Artikel von G. JANEKOVIĆ hervorgeht. Seine Beobachtungen, die völlig unabhängig von österreichischen oder ungarischen Forschungen gesammelt wurden, haben die äolische Natur der Staublehne, die regionale Stellung der (meisten) Pseudogleye und deren spätglaziales Alter bestätigt.

* Stagnogleye von den Grundwassergleyen zu trennen, ist sehr schwierig, sodaß sie bei der landwirtschaftlichen Bodenkartierung in Österreich letzteren zugeordnet werden.

** Die Tschernoseme Südrußlands sind auffallend tief entkalkt, während sie in Österreich bis in die Krume kalkhaltig sind. Das kann nur durch eine frühere Entstehungszeit der südrussischen erklärt werden, indem weit ab von den Gletschern im Spätglazial bereits eine kräftige Bodenbildung möglich war. Auch die unter den B-Horizont reichende Entkalkungsgrenze vieler ungarischer Parabraunerden scheint dem Spätglazial zuzuschreiben sein.

Literatur

- BOBEK, H. (1959): Features and Formation of the Great Kawir and Massilh. Arid Zone Research Centre Nr. 2. Teheran 1959.
- BRUNNACKER, K.: Würmeiszeitlicher Löß und fossile Böden in Mainfranken. Geol. Bav. 25, 1955.
- (1956): Regionale Bodendifferenzierung in Mitteleuropa während der Würmeiszeit. Eiszeitalter und Gegenwart 7, 1956.
- (1957): Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän in Bayern. Geol. Bav. 34, 1957.
- BULLA, B. (1958): Bemerkungen zur Frage der Entstehung von Rumpfflächen. Közlemények 54, 1958.
- DUDAL, R. (1953): Etude morphologique et génétique d'une séquence de sols sur limon loessique. Extr. d'Agricultura. Vol. 1, Nr. 2.
- (1954): Excursion in the loamy region near Brussels; F. A. O. Subgroup for soil classification and survey in Europe, Meeting Ghent, Sept. 1954.
- ERDELYI, E. (1960): Geomorphologische Beobachtungen in der Umgebung von Dunaföldvár, Solt und Iszak. Földr. Értesít. IX, 3, 1960.
- FINK, J. (1951). Die Bodenverdichtungen im südöstlichen Österreich und ihre praktischen Auswirkungen; „Die Bodenkultur“, 5. Jg. Heft 2, 1951.
- FINK, J. u. H. MAJDAN: Zur Gliederung der pleistozänen Terrassen des Wiener Raumes. Jb. Geol. B. A. Wien 1954.
- FINK, J. (1955). Das Marchfeld; Vh. Geol. B. A. Sonderheft D, 1955.
- (1956a). Zur Korrelation der Terrassen und Lösses in Österreich. Eiszeitalter und Gegenwart 7, 1956.
- (1956b): Zur Systematik fossiler und rezenter Lößböden in Österreich. Vh. VI. Int. Bod. Kongreß Paris 1956.
- (1957): Das Quartär zwischen Wr. Neustadter Pforte und Rechnitzer Schieferinsel. Erl. geol. Karte Mattersburg-Deutschkreuz. Geol. B. A. Wien 1957.
- (1958): Die Böden Österreichs; Mitt. Geogr. Ges. Wien 100, Heft III, 1958.
- (1959): Leitlinien der quartärgeologischen und pedologischen Entwicklung am südöstlichen Alpenrand; Mitt. Österr. Bod. Ges. 3, 1959.
- (1961): Leitlinien einer österreichischen Quartärstratigraphie; Mitt. Geol. Ges. 53, 1961.
- FLÜGEL, F. (1960): Die jungquartäre Entwicklung des Grazer Feldes (Steiermark); Mitt. Österr. Geogr. Ges. Bd. 102, Heft 1, Wien 1960.
- FRANZ, H. (1960): Feldbodenkunde. Fromme-Wien 1960.
- FRIDLAND, V. M.: Podsolierung und Illimerisation russ. Dokl. Akad. Nauk SSSR 115, 1957.
- GLINKA, K. (1914): Die Typen der Bodenbildung. Borntraeger-Berlin 1914.
- HAUSER, A. (1952): Die Lehme und Tone Steiermarks. Teil I. Allgemeines und Überblick über die steir. Vorkommen. Heft 11 der Reihe: Die bautechnisch nutzbaren Gesteine Steiermarks. Graz 1952.
- (1954): Die Lehme und Tone Steiermarks. Teil II. Das Ergebnis der Untersuchung. Heft 12 der Reihe: Die bautechnisch nutzbaren Gesteine Steiermarks. Graz 1954.
- JAKLITSCH, L. (1959): Zur Untersuchung oststeirischer Böden, insbesondere jener auf Terrassen des Ritscheintales. Mitt. Österr. Bod. Ges. 3, 1959.
- KRAUSS, G. A.: Standortsgemäße Durchführung der Abkehr von der Fichtenwirtschaft im nordwestsächs. Niederland. Thar. Forstl. Jb. 90, 1939.
- KRAUSS, G. A. u. R. ÖLBERG (1953): Zeit, Standort, Wald und Waldwirtschaft im forstl. Waldburg-Zell'schen Forst. Mittl. des Veretnes f. forstl. Standortskartierung, Heft 3, 1953.
- KUBIENA, W. (1953): Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas. Enke-Stuttgart 1953.
- KÜMEL, F. (1957): Geol. Karte Mattersburg-Deutschkreuz; Geol. B. A. Wien 1957.
- KUNDLER, P. (1957): Zur Charakterisierung und Systematik der Braunen Waldböden; Zschft. Pfl. Ern., Dü, Bod. 78 (1957).
- (1959): Zur Kenntnis der Rasenpodsole und Grauen Waldböden Mittelrusslands im Vergleich mit den Sols lessivés des westl. Europas; Zschft. Pfl. Ern., Dü, Bod. 86 (1959).
- KÜPPER, H. (1954): Geologie und Grundwasservorkommen im südl. Wiener Becken. Jb. Geol. B. A. 1954.
- (1955): Exk. im Wiener Becken südl. der Donau mit Ausblick in den Pannonischen Raum. Vh. Geol. B. A. Sonderheft D, Wien 1955.
- (1957a): Vulkanische Gesteine; Erl. geol. Karte Mattersburg-Deutschkreuz. Geol. B. A. Wien 1957
- (1957b): Zur Kenntnis des Alpenabbruches zwischen südl. Wiener Becken und dem Ostrand der Rechnitzer Schieferinsel; Erl. geol. Karte Mattersburg-Deutschkreuz. Geol. B. A. Wien 1957.
- LAATSCH, W. (1957): Dynamik der mitteleuropäischen Mineralböden. IV. Auflage. Steinkopf-Dresden 1957.
- LIEBEROTH, E. (1959): Beobachtungen im nordsächs. Lößgebiet. Pflanzenernährung, Düngung und Bodenkunde 86 (131), Bd., Heft 2, 1959.
- LOUIS, H. (1957): Rumpfflächenproblem, Erosionszyklus und Klimageomorphologie. Mechatschek-Festschrift Pet. Mitt. 1957.
- MENSCHING, H. (1958): Glacis-Fußfläche-Pediment. Zschft. f. Geomorphologie 2, Heft 3, 1958.
- MOHR, H. (1919): Über Funde von Holzkohle im Lößlehm von St. Peter bei Graz. Vh. Geol. B. A. Wien 1919.
- MÜCKENHAUSEN, E. (1957): Die wichtigsten Böden der Bundesrepublik Deutschland. Schriftenreihe AID XIV Bad Godesberg 1957.
- (1958): Der Wasserhaushalt der Pseudogleye und dessen Bedeutung für die Pflanze. Vh. II-V Kommission Vol. II. IBG. Hamburg 1958.
- MÜNICHSDORFER, F. (1926): Der Löß als Bodenbildung; Geol. Rundschau Bd. 17, 1926.
- ORNIG, F. (1961): Bodentypen- und Bodengütekarte der Ger. Bez. Mureck u. Radkersburg. 4 Blätter 1: 25.000 u. Erläuterungsheft. Gedruckt bzw. vervielfältigt an der Bundesanstalt f. Bodenkartierung-Wien.
- PAVAI VAJNA, F. (1917): Beiträge zur Kenntnis der pleistozänen Ablagerungen von Kroatien und Slavonien. Földt. Közl. 47, 1917.
- PÉCSI, M. (1959): Entwicklung und Morphologie des Donautales in Ungarn. Földrajzi Monográfiák III, 1959.
- RAMANN, E. (1911): Bodenkunde III. Auflage, Springer-Berlin 1911.
- RÜCKERT, G. A. (1960): Der Einfluß der Hangnässe auf die Bodenbildung, dargestellt am Beispiel der Böden des Forstamtsbezirkes Schieder; Diss. Universität Bonn 1960.

- SCHMIDT, W. (1960): Untersuchungen der Rohtonfraktion steir. Opokböden. Joanneum, Min. Mitteilungsblatt I/1960.
- SCHOKLITSCH, K. (1960): Untersuchungen an quartären Lehmen im Mur- und Raabereich. Anz. Akad. Wiss. Wien math. nat. Kl. Nr. 9, 1960.
- SCHÖNHALS, E. (1953): Gesetzmäßigkeiten im Feinaufbau von Talrandlößen mit Bemerkungen über die Entstehung des Lößes. Eiszeitalter und Gegenwart 3, 1953.
- (1959): Klima, äolische Sedimentation und Bodenbildung während der Eiszeit in Hessen. Zschft. Deutsche Geol. Ges. 111, 1. Teil, 1959.
- SÜMEGY, J. (1947): Geological Origin of the Soils in Northern Pannonia. A Magyar Allami Földtani Intézet Évi Jelentése; Beszámali IX, 1947.
- TAVERNIER, R. u. SMITH, G. D. (1957): The concept of Braunerde (Brown forest soils) in Europa and the United States. Adv. Agronomy 9, 1957.
- TJURIN, I. V. (1960): Referat über die internationale Bodenkarte von Ost (und Südost) Europa; gehalten auf der Tagung in Budapest IV. 1960; Manuskript.
- WEIDENBACH, F. (1956): Über Frostblättrigkeit in Lößen und ihre Entstehung. Eiszeitalter und Gegenwart 7, 1956.
- WIESBÖCK, I.: Die Terrassen des unteren Murtales. Mitt. Geogr. Ges. Wien, Bd. 86, Heft 6/10, 1943.
- WINKLER-HERMADEN, A. (1939): Geol. Führer des Steir. Beckens. Verlag Bornträger-Berlin 1939.
- (1955): Ergebnisse und Probleme der quartären Entwicklungsgeschichte im östlichen Alpensaum außerhalb der Vereisungsgebiete. Denkschrift Akad. Wiss. Wien 110 Bd. 1955.
- (1957): Geologisches Kräftespiel und Landformung. Springer-Wien 1957.
- (1960a): Über Quartärforschungen im steirischen und südburgenländischen Becken. Anz. Akad. Wiss. Wien, math. nat. Klasse 1960. Nr. 9.
- (1960b): Über quartäre Massenbewegungen an den Hängen des Basaltplateaus des Stradner Kogels bei Bad Gleichenberg (610 m) und über die Verbreitung jungpleistozäner und ältestquartärer Verwitterung. — Aufschwemmböden mit silikatischen Roterden in der Südoststeiermark; Festschrift E. Kraus, Akad. Verlag Berlin 1960.
- ZAKOSEK, H. (1960): Durchlässigkeitsuntersuchungen an Böden unter besonderer Berücksichtigung der Pseudogleye; Abh. Hess. L. A. f. Bodenforschung 32, 1960.
- ZIVKOVIC, M. (1955a): Über einige Probleme der Klassifikation der Gainjatschaböden. Sammlung wiss. Arb. d. Lw. Fak. Zemun-Belgrad III 2, 1955.
- (1955b): Genesis und die wichtigsten Typeneigenschaften der Gainjatschaböden Serbiens; Boden und Pflanze IV, 1–3, Belgrad 1955.

Über das Alter und den Bildungsprozeß von Pseudogley aus pleistozänem Staublehm am südwestlichen Rande des pannonischen Beckens*)

(mit 3 Abb. und 1 Tabelle)

Von GJURO JANEKOVIĆ, Sarajevo

1. Der charakteristische, maximal entwickelte Bodentyp des untersuchten Gebietes ist ein marmorierter Pseudogley. Das Profil dieses Bodens, welcher in der älteren jugoslawischen bodenkundlichen Literatur als „rezyenter Podsol aus Diluviallehm“ bezeichnet worden war, wurde nicht durch Prozesse der Auslaugung und vertikale Verlagerung entsprechender Substanzen von oben nach unten entwickelt. Er ist kein genetisches Profil im Sinne der klassischen Arbeiten über die Bodenentwicklung. Es handelt sich vielmehr um eine vertikale Bodentypensukzession, die von unten nach oben gebildet wurde, also um ein Pseudoprofil. Dieses Profil ist stockwerkartig aus fossilen Böden verschiedenen geologischen Alters zusammengesetzt, die sich in einzelnen Perioden des schwankenden jungpleistozänen Klimas aus sukzessiv äolisch abgelagerten Schichten eines kalkfreien Staubes entwickelt haben.

2. Der an Fe-Mn-Konkretionen auffallend reiche Horizont, welcher sich ungefähr in einer Tiefe von ca. 1 m unter der heutigen Bodenoberfläche befindet und unmittelbar unter dem marmorierten Horizont liegt und der bisher als typischer B₂-Horizont der „tonig-lehmigen“ Podsole aus Diluviallehm bezeichnet worden war, ist das Relikt eines stark tagwasservergleyten Bodens, also eines Pseudogleys, aus der letzten großen Warmzeit im Jungpleistozän. In der Zeit, in der sich dieser Boden als ein rezenter Boden auf der damaligen Landoberfläche entwickelt hat, hat der heutige marmorierete Horizont noch überhaupt nicht existiert. Die Fe-Mn-Konkretionen konnten also nicht durch die Podsolierung, d. h. durch vertikale Verlagerung ihrer Bausubstanzen aus dem heutigen marmorierten Horizont usw. nach unten, entstehen, wie dies laut Erklärung der Dynamik der „tonig-lehmigen“ Podsole der Fall sein sollte.

3. Der marmorierete Horizont ist geologisch jünger als der unter ihm liegende an Fe-Mn-Konkretionen reiche Horizont und ist später aus äolischem Staub entstanden, der nachträglich die Oberfläche des tagwasservergleyten Bodens bedeckte und sich im kühlen periglazialen Klima der letzten Kaltzeit zu einem Tundra-Naßboden entwickelte.

Seine Marmorierung, welche im horizontalen Bodenanschnitt ein typisches, polygonales Netz zeigt (vgl. Abb. 3) ist die Folge einer Frostspalten-Wandbleichung des Tundra-Naßbodens. Diese Marmorierung ist fossil und steht nicht im genetischen Einklang mit den gegenwärtig herrschenden klimatischen Verhältnissen. Die Konzentration von Wurzeln der heutigen Vegetation in den alten ausgebleichten Frostspalten ist durch einen geringeren mechanischen Widerstand des Bodens gegenüber dem Eindringen der Wurzel an diesen Stellen verursacht.

4. Der rezente Boden, welcher auf dem fossilen Tundra-Naßboden liegt, entwickelte sich aus einer äolischen Staubdecke, die nach den bisherigen Beobachtungen erst im

* Anmerkung der Redaktion: Der Verfasser, Herr Prof. Ing. G. Janeković, Vorstand des Institutes für Bodenkunde der Landw. Fakultät der Universität Sarajevo, stellte uns liebenswürdigerweise nachfolgende Zusammenfassung einer großen, in serbischer Sprache erscheinenden Arbeit zur Verfügung.

jüngeren Holozän abgelagert wurde und ist durch schwache rezente Pseudovergleyung charakterisiert.

Es scheint, daß mit dem Ende der maximalen Vereisung des Würm ein Zeitabschnitt mit verhältnismäßigem Stillstand der Bodenbildungsprozesse beginnt, welche erst im jüngeren Holozän wieder intensiver werden.

5. Der maximal entwickelte, charakteristische Bodentyp des untersuchten Gebietes ist als Pseudogley, hervorgegangen aus einem fossilen Tundra-Naßboden, zu bezeichnen. In diesem Falle bestehen keine genetischen Gründe die Worte „Podsol“ oder „podsoliert“ bei der Benennung dieses Bodentyps zu gebrauchen.

6. Die quartären Sedimente, das Ausgangsmaterial unserer marmorierten Pseudogleye, waren bisher unter dem Namen „Diluviallehm“ als fluviatile Sedimente, nämlich Aulehme, betrachtet. Durch meine Untersuchungen wurde festgestellt, daß es sich nicht um fluviatile, sondern um äolische Bildungen handelt. Diese äolischen Bildungen sind durch Prozesse einer sukzessiven äolischen Ablagerung eines kalkfreien Staubes auf der trockenen Landoberfläche, wobei durch Tagwasservergleyung dessen Typ und Intensität aus den gegebenen Umweltbedingungen bestimmt wurde, in den tagwasservergleyten kalkfreien Löß („Staublehm“ nach J. FINK) umgestaltet worden. In der Tat war also die Diagenese das Staubes eigentlich eine Pedogenese. Die pleistozänen Staublehmdecken sind stockwerkartig aus fossilen Böden und ihren Relikten, die nach der Solifluktion und Erosion verblieben sind, aufgebaut worden. In Profilen der Staublehmdecken sind keine Spuren von ausgewaschenem oder vertikal verlagertem, freiem oder konkretionsartigem, für Lößlehm charakteristischem CaCO_3 zu finden.

In der Fazies des Staublehms treten jene äolischen Sedimente auf, die in der feuchteren, gebirgsnäheren Zone des untersuchten Gebietes sedimentiert wurden. Weiter im NO, in der Richtung zur pannonischen Ebene, folgt dann die Zone der lößähnlichen äolischen Sedimente, des „kalkfreien Lösses“, ohne oder mit nur schwachen Tagwasservergleyungserscheinungen im Profil. Dieser Zone schließt sich dann die große Lößtafel der Pannonischen Ebene an.

Diese Ergebnisse zeigen, daß der untersuchte Raum auch ein Teil des pannonischen Gebietes der äolischen Sedimentation ist, in dem die äolischen Sedimente in drei Fazien, a) als Löß in der trockenen Lößlandschaft, b) als tagwasservergleyter kalkfreier Löß (Staublehm) im relativ sehr feuchten gebirgsnahen Randgebiet und c) als kalkfreier Löß, bzw. lößähnliches äolisches Sediment im feuchten Übergangsbereich, vorkommen.

Durch diese Untersuchungen wurde also festgestellt, daß im untersuchten jugoslawischen Territorium dieselbe Gesetzmäßigkeit der klimatischen Zonengliederung und Faziesdifferenzierung der äolischen Sedimente des pannonischen Raumes besteht, die J. FINK in seiner grundlegenden Arbeit (1959) im angrenzenden österreichischen Teil des westlichen Randes des pannonischen Bassins beschrieben hat.

7. Vom Standpunkte der heute herrschenden klimatischen Verhältnisse des untersuchten Gebietes hat der Prozeß der rezenten Pseudovergleyung keinen klimatogenen, sondern substratogenen Charakter. Er ist an den Staukörper aus dem fossilen Tundra-Naßboden gebunden. Wo dieser schwächer entwickelt ist, läßt der Prozeß der Pseudovergleyung bei sonst gleichbleibendem Charakter des heutigen Klimas nach, um auf dem kalkfreien Löß im Übergangsbereich zwischen Staublehm und Löß sowie auf den jüngeren, postwürmzeitlichen kalkfreien Lössen, in welchen kein fossiler Tundra-Naßboden unter dem rezenten Boden zu finden ist, zu verschwinden, und durch Prozesse der schwachen Verbraunung und eventuell Lessivierung ersetzt zu werden. Auch dort, wo die jüngsten äolischen Deckschichten aus kalkfreiem Staub auf anderen Unterlagen abgelagert waren, wie z. B. auf der fossilen Terra fusca oder Terra rossa, wurde auch im feuchteren Klima

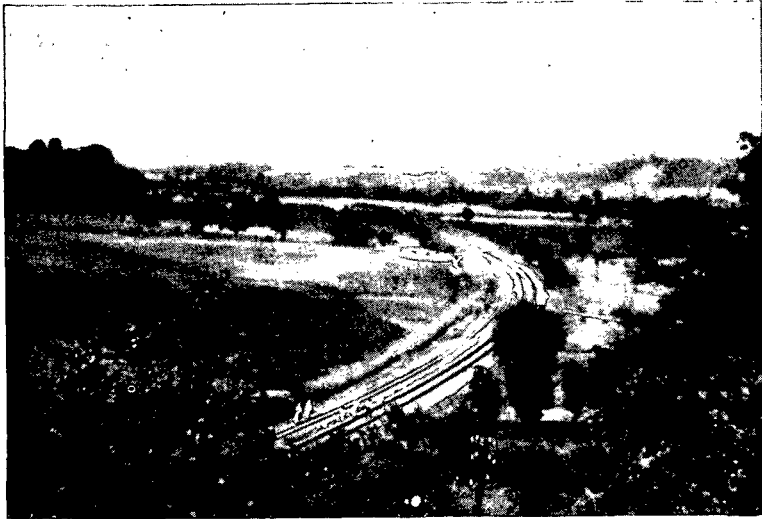


Abb. 1. Erklärung im Text

die Tagwasservergleyung nicht bemerkt. Diese Tatsache ist für die Meliorationsmaßnahmen des marmorierten Pseudogleys im untersuchten Gebiete von praktischer Bedeutung.

Wenn wir aber den pedogenetischen Faktor Klima richtig als die Summe der schwankenden klimatischen Einflüsse während der gesamten Zeit der Bodenbildung definieren, so hat auch der Prozeß der rezenten Pseudovergleyung in unserem marmoriertem Pseudogley einen klimazonalen Charakter, ebenso wie die pleistozänen Staublehme, an die dieser Bodentyp genetisch gebunden ist.

Ein besonders instruktives Profil, aus dem u. a. obige Folgerungen gezogen werden konnten, liegt in Kulasi an der Bahnlinie Dobj-Banja Luka. Meereshöhe 160 m, Jännertemperatur zwischen $-1,5$ bis $-2,0$, Julitemperatur ca. $20,5$, Jahrestemperatur ca. $10,5$, Jahresniederschlag rund 900 mm.

Die Lage der Profilstelle ist aus Abb. 1 ersichtlich (weißer Fleck links von der Bahn). Über einer tief liegenden pliozänen Schotterterrasse folgt direkt ein 2 m mächtiges Staublehmpaket; älterquartäre Sedimente sind erosiv entfernt.

Abb. 2 zeigt den vertikalen Bodenschnitt. Es liegt ein typischer, marmorierter Pseudogley vor, in dem Artefakte eingelagert sind. Im Detail zeigt das Profil:

Unter 100 cm durch Solifluktion gestörte Marmorierung eines tieferen kaltzeitlichen Tundra-Naßbodens.

Von 100–85 cm Reste des stark entwickelten Pseudogleys aus der letzten großen Warmzeit des Jungpleistozäns.

Um 85–25 cm Reste des fossilen Tundra-Naßbodens aus der Zeit der maximalen Vereisung des Würm. Um 75–60 cm durch Papierpfeile bezeichnete Fundstellen der Artefakte, die nach D. BASLER (1960) dem Aurignacien im breiten Sinne mit betontem Gravettien-Charakter und Beimischung des Szeletien angehören. Sehr wahrscheinlich entspricht der Fundort der Artefakte im Profil ihrer primären Lagerung nicht; es ist möglich, daß sie durch Auffrieren nach oben verlagert wurden.

Zwischen 70–25 cm sind in der rechten Ecke des Profils Boden-Taschen und Boden-Zungen zu sehen, die Folgen ehemaliger turbulenter Bodenbewegungen (Brodelsbewegungen) im Tundra-Naßboden. 25 cm unter der Bodenfläche sieht man in der linken Ecke Reste der bronzezeitlichen Funde.

Oberste 25 cm des Profils: rezente, schwach ausgeprägte Pseudovergleyung.

Abb. 3 zeigt den horizontalen Bodenanschnitt durch den marmorierten Horizont. Ein charakteristisches, polygonales Netz von Spalten liegt vor. Die Fe-Mn-Punktkonkretionen sind konzentriert im Inneren der nicht gebleichten, verdichteten Bodenpartien.



Abb. 2. Erklärung im Text

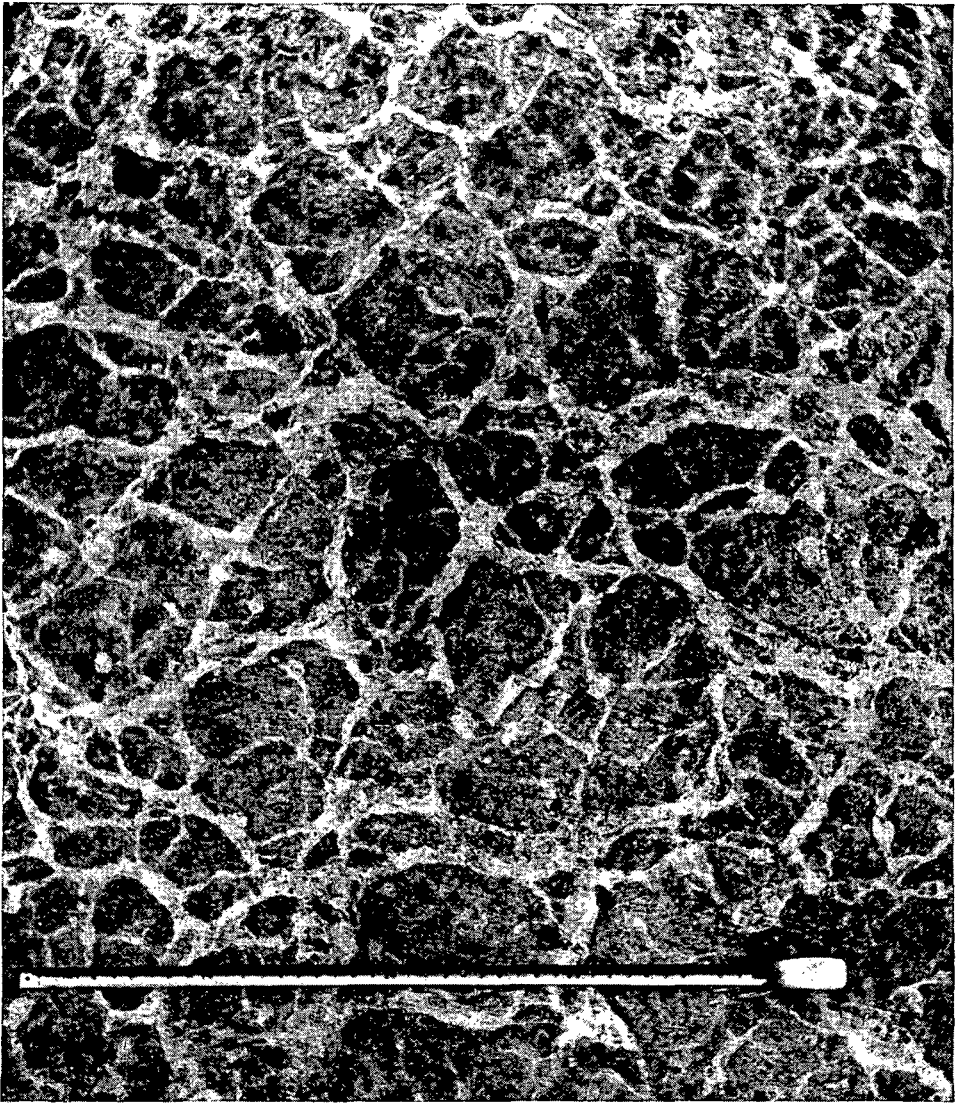


Abb. 3. Erklärung im Text

Die Wurzeln gegenwärtiger Vegetation ziehen sich durch leichter durchlässige Teile der alten ausgebleichten Frostspalten des Tundra-Naßbodens.

Bodenfarbe der dunkleren Polygone: lufttrocken bräunlich-gelb (10 YR 6/8), feucht gelblich-braun (10 YR 5/8). Bodenfarbe der lichten Adern: lufttrocken licht-grau (2,5 Y 7,5/2), feucht grau-braun (2,5 Y 5,5/2).

Im Hinblick auf die in der vorherigen Exkursionsbeschreibung aufgeworfenen Probleme seien abschließend in Tabelle 1 die Analysen einiger typischer tagwasservergleyter Lösses (Staublehme) solchen echter Lösses gegenübergestellt.

WÖV

WARENZENTRALE
ÖSTERREICHISCHER VERBÄNDE LAND-
WIRTSCHAFTLICHER GENOSSENSCHAFTEN
REGISTRIERTE GENOSSENSCHAFT MIT BESCHRÄNKTER HAFTUNG

WIEN I., NEUER MARKT 2

SAATGUT

DÜNGEMITTEL

FRITZ MAUTHNER

WIEN I.,
BÜROHAUS AM HOF

Chemia

GESELLSCHAFT M. B. H., WIEN III., AM HEUMARKT 10

DÜNGEMITTEL

PFLANZENSCHUTZMITTEL

„BODENKALK“

**registrierte Genossenschaft
mit beschränkter Haftung**

Salzburg, Ernest Thunstraße 11

**GOLLINGER
KALK-u.SCHOTTERWERK
ALOIS TAGGER**

**KALK- UND SCHOTTERWERKE
BERNHOFER
GOLLING, SALZBURG**

Wopfinger Stein- und Kalkwerke

SCHMID & CO. KG.

Wien XIX., Chimanistraße 32

VERTRIEBSGESELLSCHAFT FÜR KALIDÜNGEMITTEL
m. b. H.

WIEN I., TUCHLAUBEN 7a/V

DEHAK

GESELLSCHAFT ZUR ERZEUGUNG UND HANDEL MIT
DÜNGEMITTELN UND CHEMIKALIEN

OSKAR K. KAYN & CO.

WIEN I., TUCHLAUBEN 7



Friedrich Glatz

WIEN I., JOHANNESGASSE 23



HANF-, JUTE- UND TEXTIL-INDUSTRIE
AKTIENGESELLSCHAFT

WIEN I., BORSEGASSE 18

Otto Peene

SPEDITION

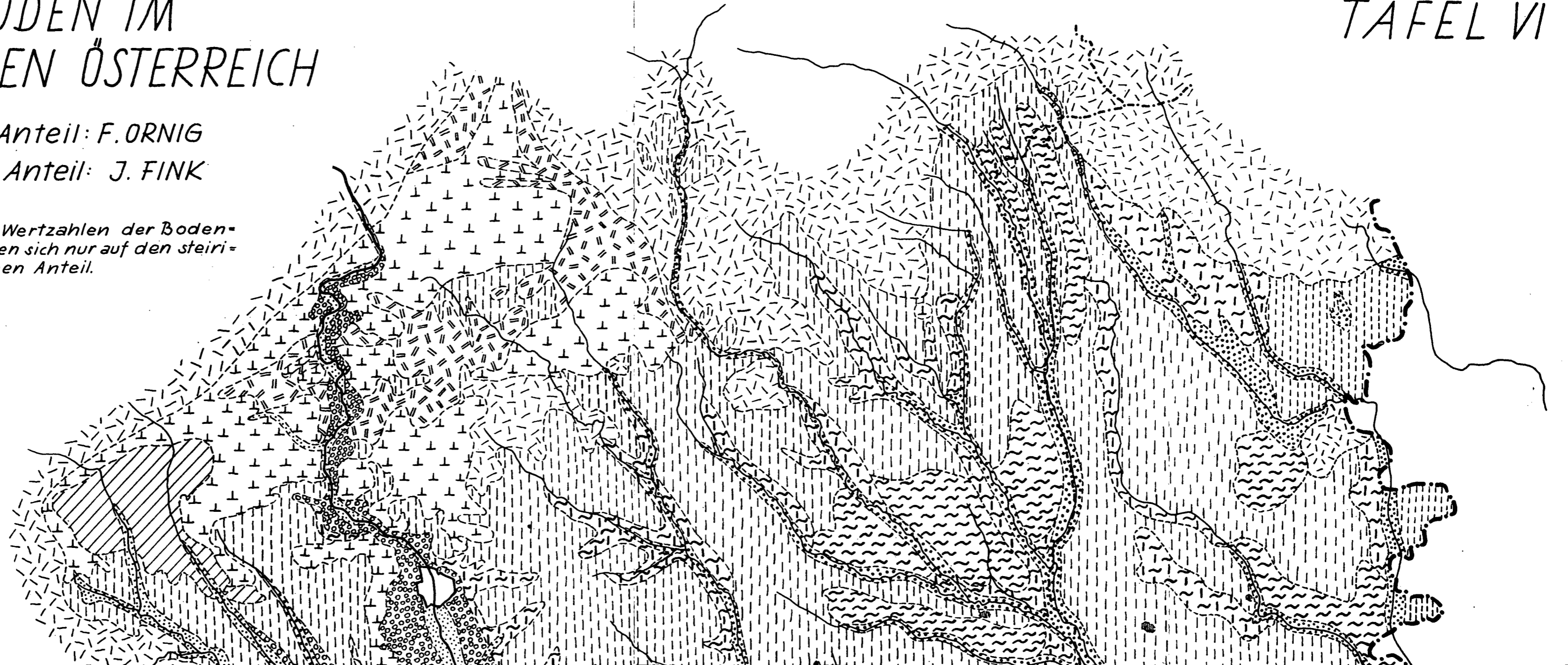
WIEN I., FREYUNG 1

DIE BÖDEN IM SÜDÖSTLICHEN ÖSTERREICH

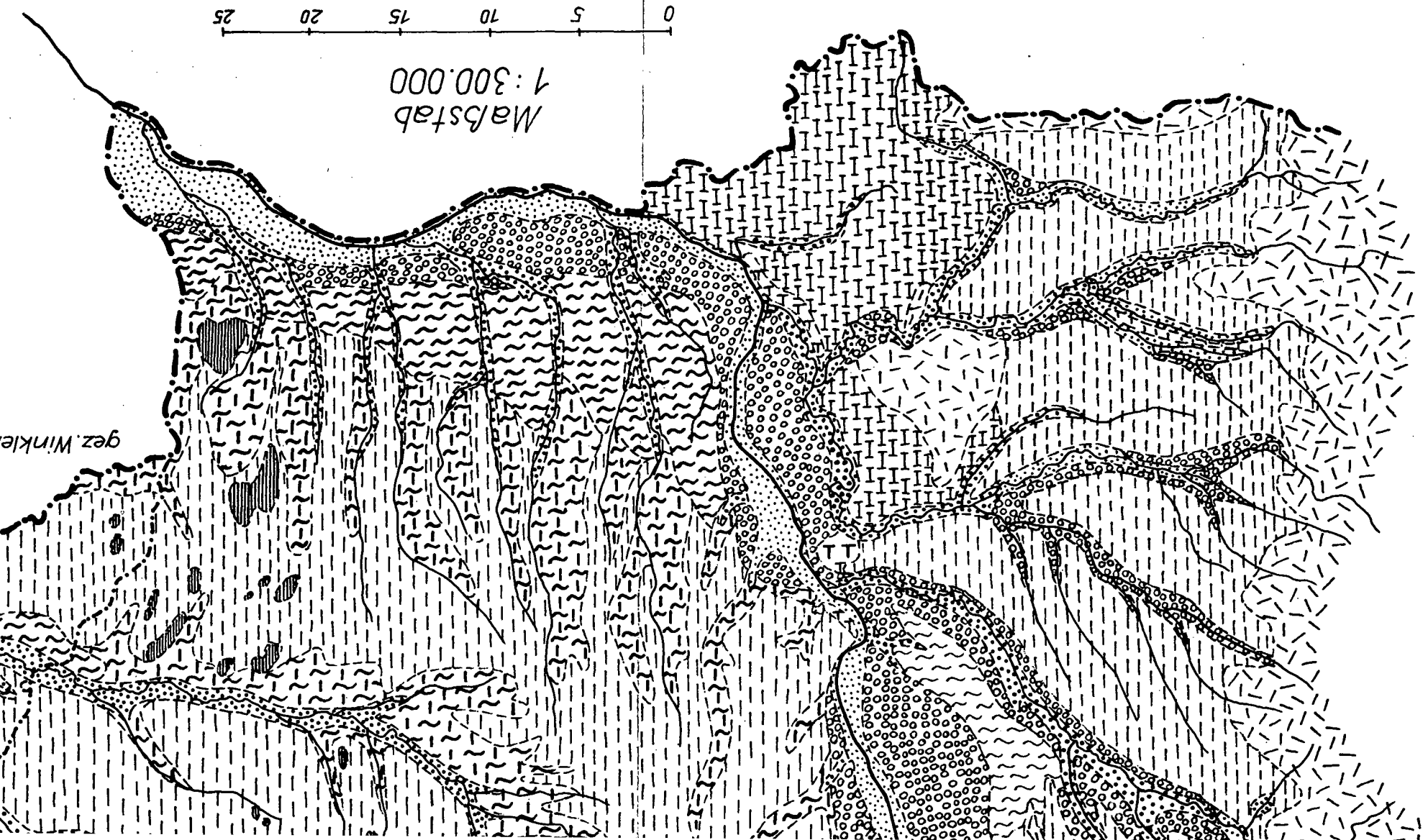
Steirischer Anteil: F. ORNIG
Burgenländ. Anteil: J. FINK

Die angeführten Wertzahlen der Bodenschätzung beziehen sich nur auf den steirischen Anteil.

TAFEL VI



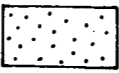
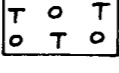
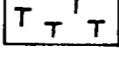
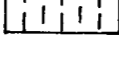
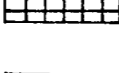
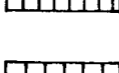
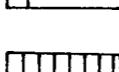
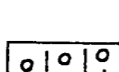
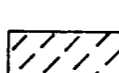
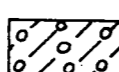
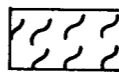
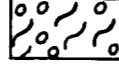
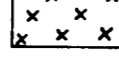


- Parabraunerden u. vergleyte SL-L
- Braunerden u. Parabraun-erden im bunten Wechsel (Tertiar) LS-SL 25-40
- vergleyte Parabraunerden u. pseudogleye L u. Z 40-50
- pseudogleye L u. Z 30-40
- Braunerden u. Braunlehme (Gosau) SL 35-55
- Braunlehme u. Rotlehme (Basalt) LS-SL 30-45

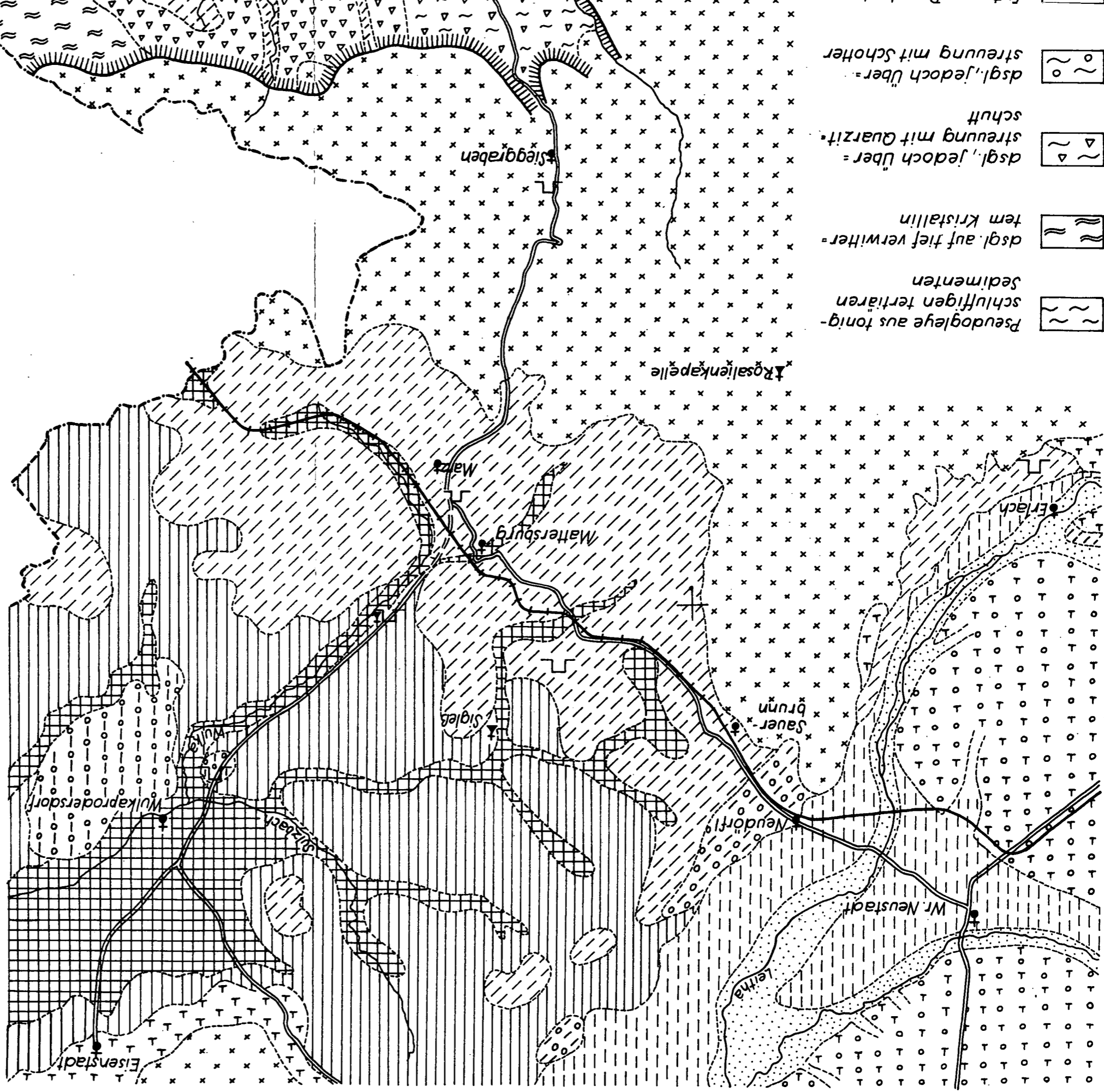


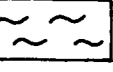
- Auböden: S-IS 20-50
- Gleyauböden: L-T 30-45
- Rendsinen, untergeord- net Kalksteinbraunlehme LS 20-30 (LT) (30-50)
- überwiegend Kalkbraun-erden LS-SL 30-45
- Braunerden auf Schotter LS-SL 40-65
- Braunerden auf fels LS-SL 25-40
- Braunerden u. podsolige LS-LS 15-30


Bodentypenkarte von Mattersburg-Oberpullendorf

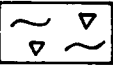
J. FINK 1960

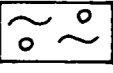
-  Graue Auboden u. Anfangsbodenbildungen auf trockenen Schotterfluren der Leitha
-  Rendسين auf Schotter (Typus "Steinfeld")
-  Rendسين im allgemeinen
-  Tschernoseme aus sandig-schluffigen Deckschichten der Niederterrasse
-  "Muldentschernoseme" und trockengefallene Ammore ("Smonitza")
-  Tschernoseme aus Löss und Tegel, lokal aus Kalksanden
-  Kalkfreie Tschernoseme aus Flugsand über Schotter
-  Braunerden und Parabraunerden aus Löss und Tegel
-  dsqI., über Schotter
-  Vergleichte Parabraunerden aus Löss und Braunlehme aus tertiären Sedimenten
-  dsqI., über Schotter
-  Podsolige Braunerden, z.T. auch Podsole, auf Kristallin. In flachen Landschaftsteilen auch tertiäre u. pleistozäne Verwitterungsdecken
-  Grenze Gebirge-Fußfläche
-  Asymmetrisch gebaute Täler
-  im Text erwähnte, wichtige Aufschlüsse



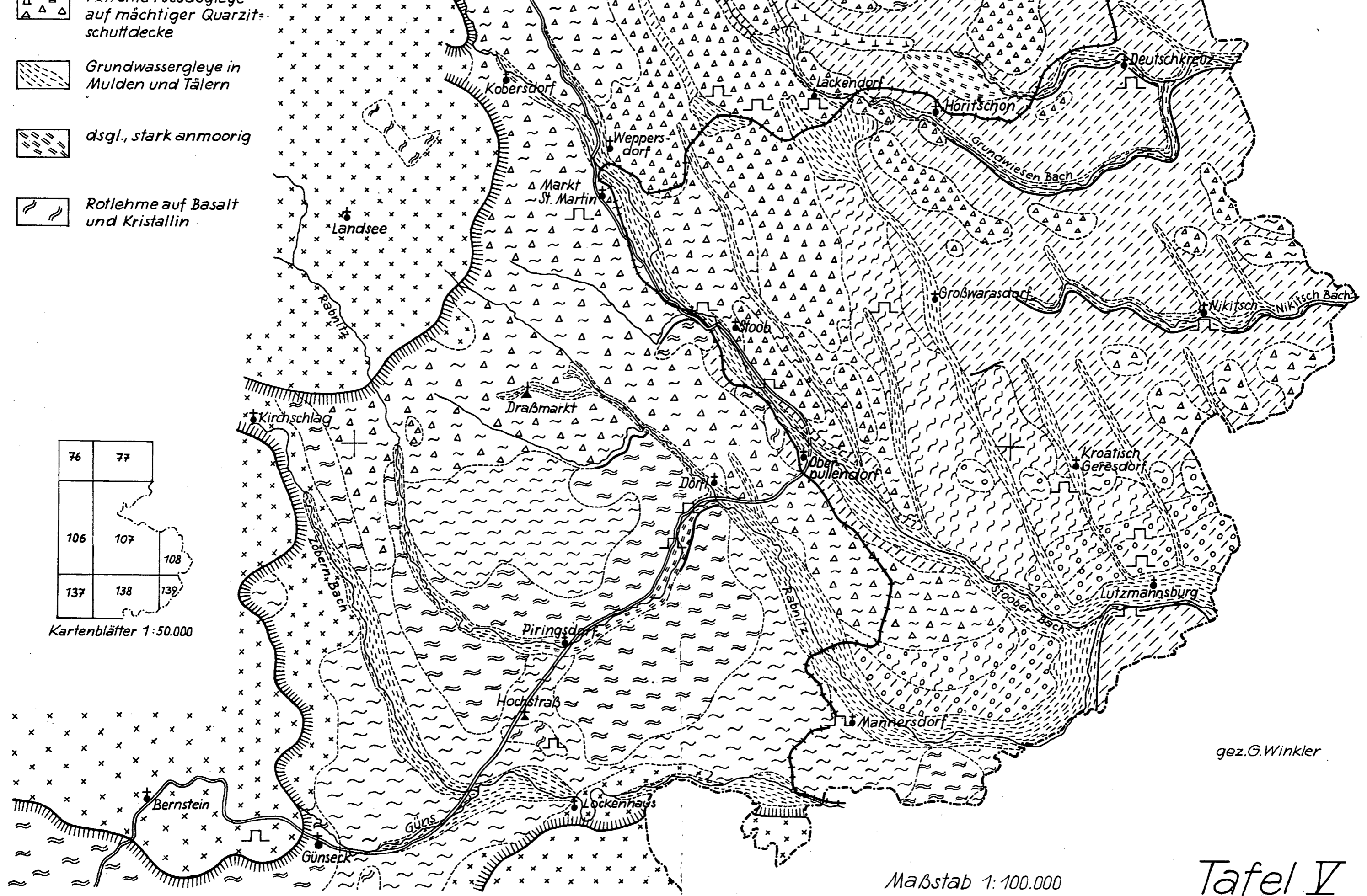
 Pseudogleye aus tonig-schluffigen tertiären Sedimenten

 dsqI. auf tief verwittertem Kristallin

 dsqI., jedoch Überstreuung mit Quarzit

 dsqI., jedoch Überstreuung mit Schotter

-  auf mächtiger Quarzitschuttdecke
-  Grundwassergleye in Mulden und Tälern
-  dsgl., stark anmoorig
-  Rotlehme auf Basalt und Kristallin



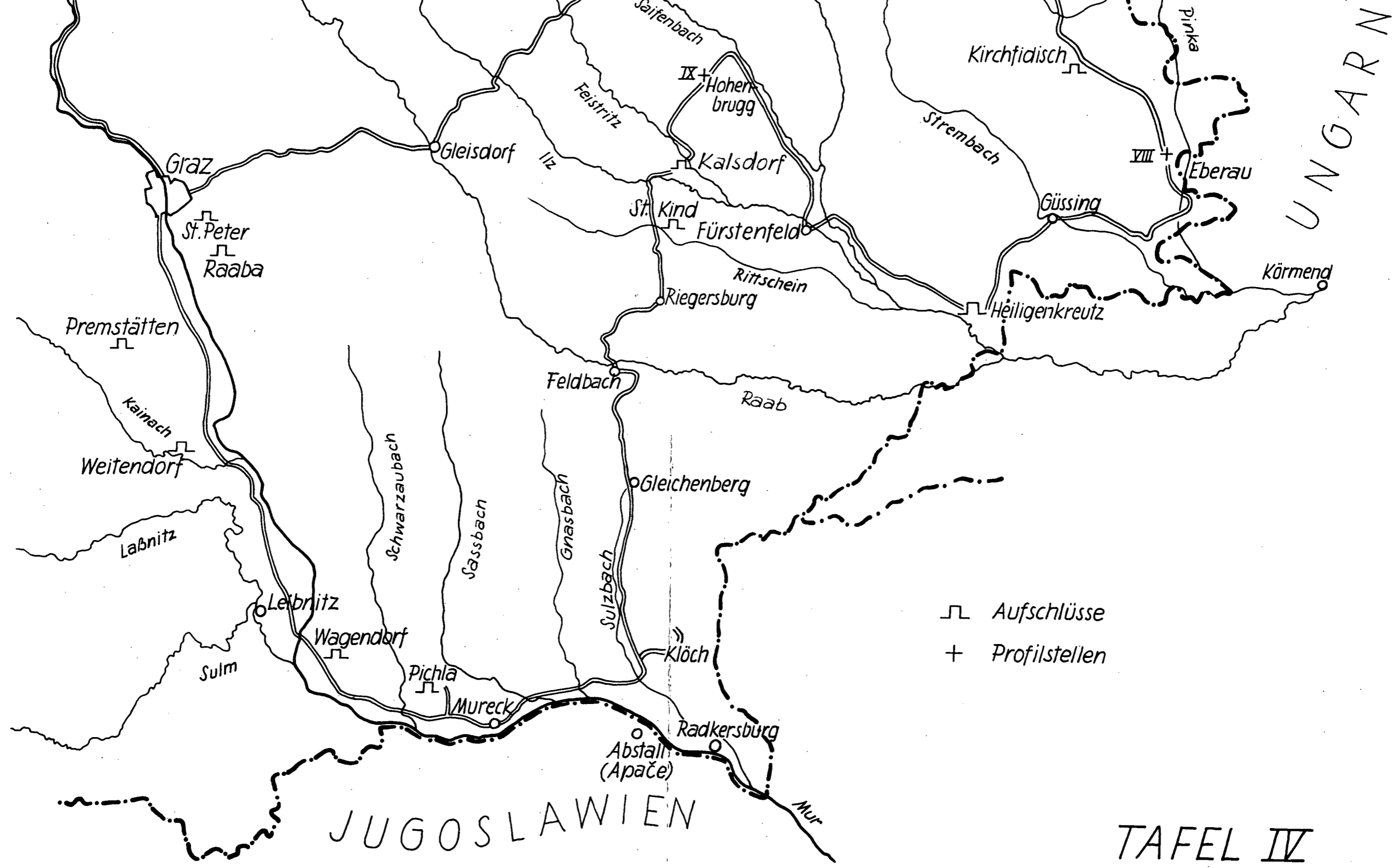
76	77	
106	107	108
137	138	139

Kartenblätter 1:50.000

gez. G. Winkler

Maßstab 1:100.000

Tafel V



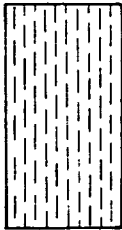
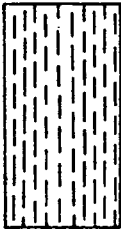
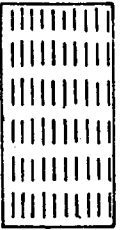


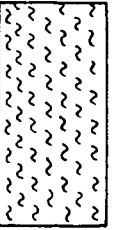
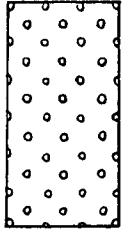
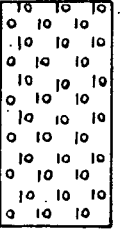




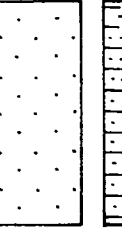
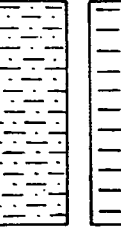
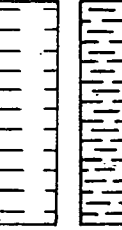
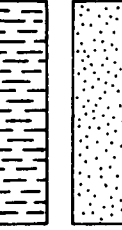
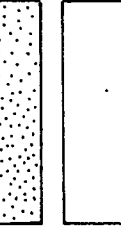
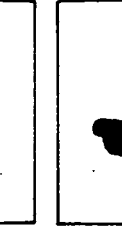
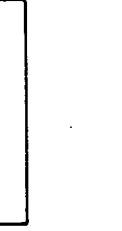

┌ Aufschlüsse
 + Profilstellen

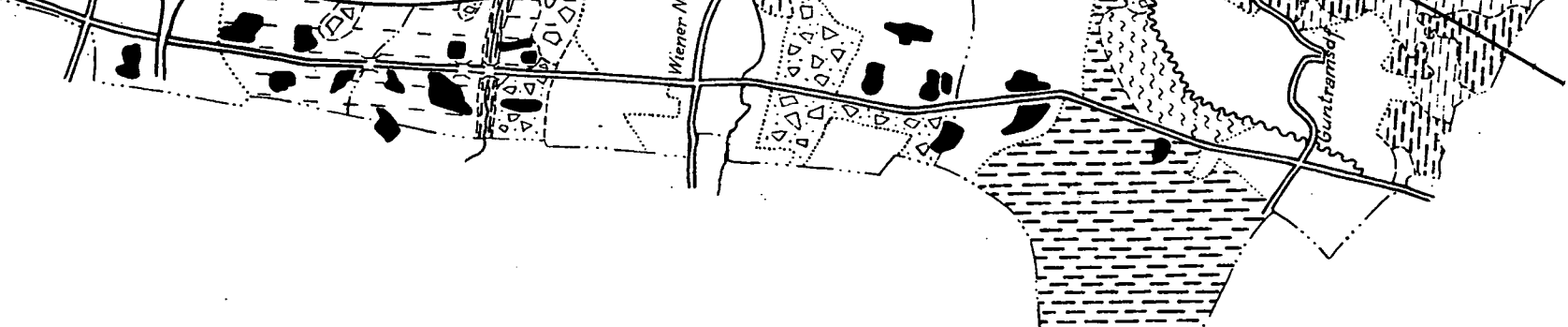
JUGOSLAWIEN

TAFEL IV

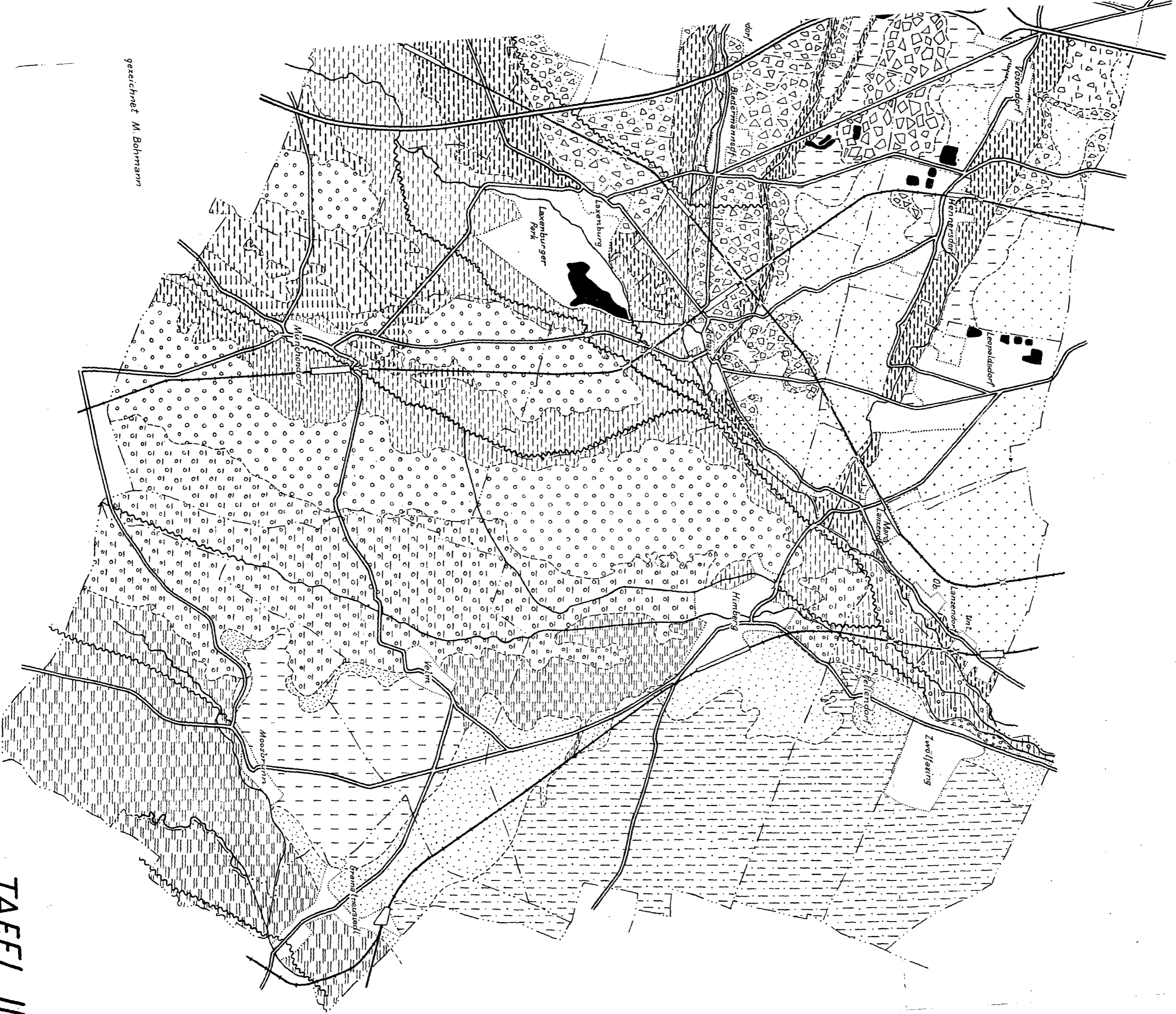
Die Bodenassoziationen der Feuchten Eb...

Auf Grund der Aufnahmen im Zuge der Landwirtschaftl...

	Jüngere Böden der Bachniederung	vorwiegend Auböden	A3, A5, G3, G4
	Ältere Böden der Bachniederung	Tschernoseme mit geringem Grundwassereinfluß	S7, S8
	desgleichen	Tschernoseme mit ganz geringem Grundwassereinfluß	S7, S6
	Böden der Bachniederung im allgemeinen	Auböden und Tschernoseme in buntem Wechsel	A5, S7, S2, S8
	Böden der Mitterndorfer Senke	vorherrschend Böden anmooriger Herkunft, Anmoore und Niedermoore	S7, S8, M1, M2, G3
	Böden örtlicher Mulden	vorwiegend Grundwassergleye	G3, G4, S7
	Böden der Rundschorterfluren	vorwiegend seichtgründige Tschernoseme, teilweise mit Verkittungshorizonten	S2, S3, X
	desgleichen	seichtgründige und tiefgründige Tschernoseme mit Verkittungshorizonten	S2, S3, S8, X
	Böden auf Flyschplattelschotter	seichtgründige Tschernoseme	S3, S2
	desgleichen mit kalkigem Füllmaterial	vorwiegend seichtgründige Tschernoseme	S3, S2, S6
	Böden auf Plattelschotter	seichtgründige Tschernoseme und seichtgründige Böden anmooriger Herkunft	S3, X, S2
	Böden auf Flysch- und Kalkplattelschotter	seichtgründige Tschernoseme	S3, S2
	Böden aus Löß	Tschernoseme	S6, S7, S4
	Böden aus Löß und sandig-tonigem Tertiär	Tschernoseme	S4, S6
	Böden aus sandig-tonigem Tertiär	Tschernoseme	S4, S6, S7
	Böden aus schluffig-tonigem Tertiär	(infolge Hanglage) meist seichtgründige Tschernoseme	S4, S3, S6, R2
	Böden aus sandigem Tertiär, teilweise auch auf älterem Schotter	kalkfreie und leichte Tschernoseme	S1, S5, S2, S3
	nicht kartiertes Gebiet		
	Cverbaute Fläche, Park u.s.w.)		
	Teiche (meist aufgelassene Ziegelteiche)		



ene des südl. Inneralpinen Wiener Beckens
chen Bodenkartierung, entworfen von H. Hacker und F. Hoch 1960.



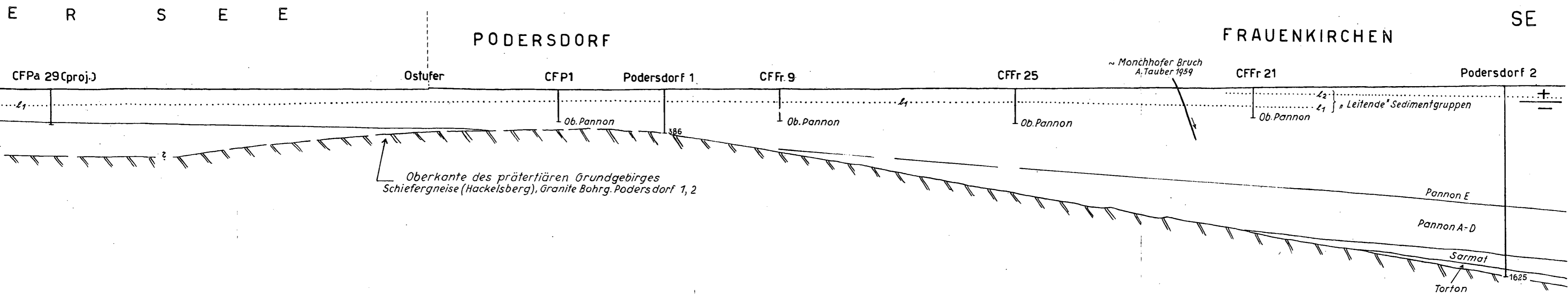
gezeichnet M. Bohmann

2 3 4 5 km
1:50000

TAFEL III

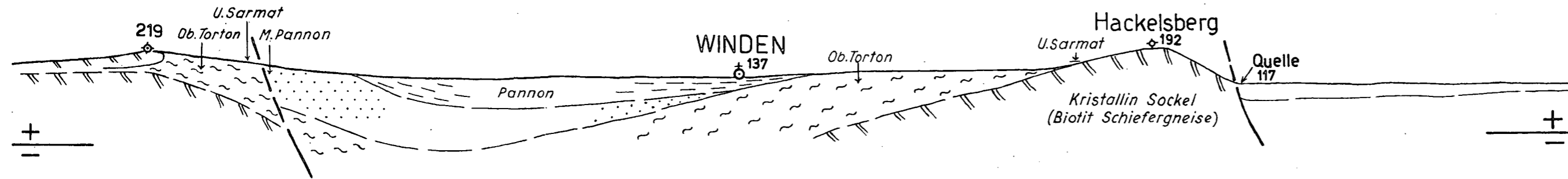
Teil Hackelsberg-Podersdorf-Frauenkirchen

1:25.000, ver., hor.
Entwurf H. KÜPPER, 1961



Detailprofil Kote 219-Winden-Hackelsberg

1:10.000, ver., hor.

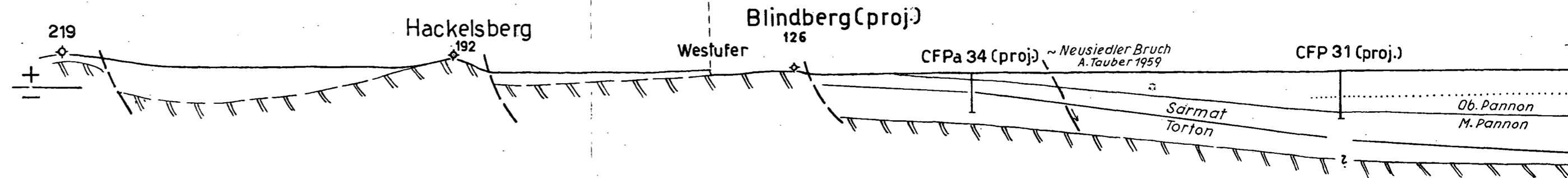


Übersichtsprofil

NW

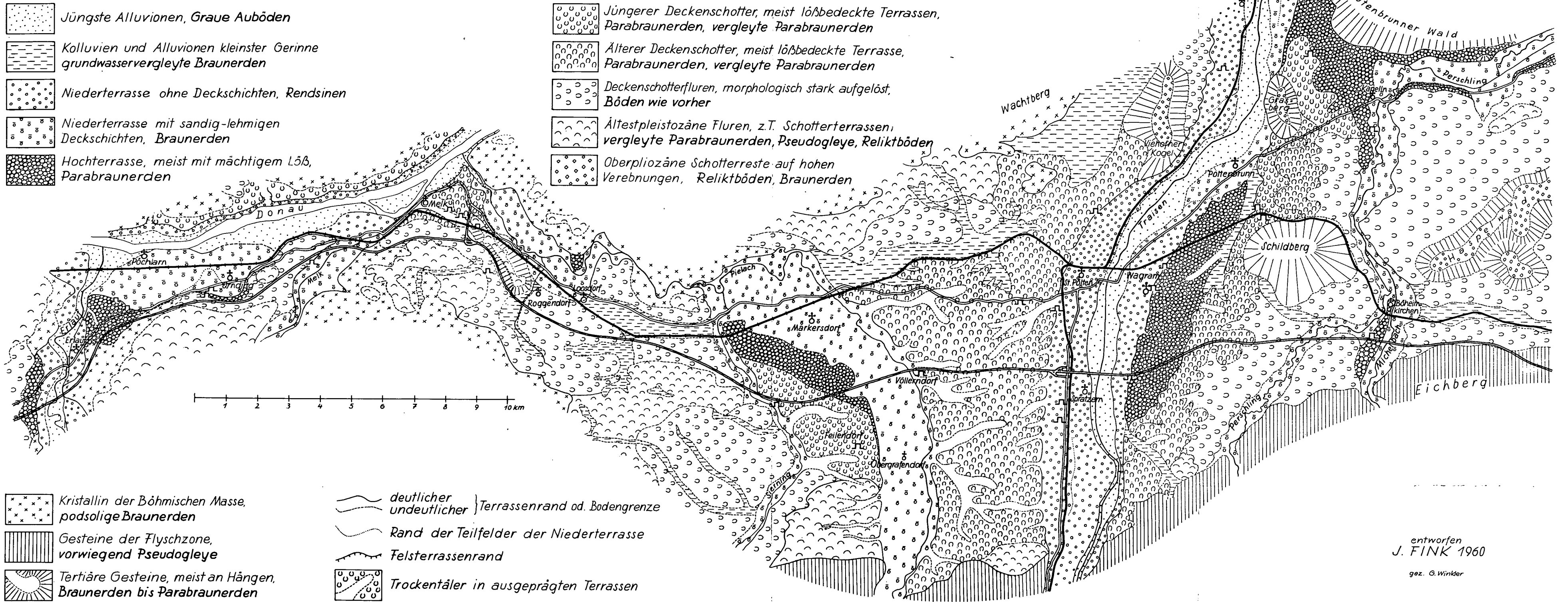
LEITHA GEBIRGE

NEUSIEDL



DIE TERRASSEN UND BÖDEN ZWISCHEN ERLAUF UND PERSCHLING

TAFEL I



entworfen
J. FINK 1960
gez. G. Winkler