

GEOLOGICA **BAVARICA**

Herausgegeben
vom

BAYER. GEOLOGISCHEN LANDESAMT

Nr. 43

Die Würmvereisung an Rhein- und Illergletscher zwischen Federseebecken und Günztal

von

Rüdiger German

Mit 11 Abbildungen

Zur Kenntnis des Spät- und Postglazials in Bayern

von

Karl Brunnacker

Mit 13 Abbildungen und 16 Tabellen

M Ü N C H E N 1 9 5 9

An die Verfasser von Aufsätzen und Mitteilungen

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

Aufbau

Titel: kurz und bezeichnend.

Name des Verfassers: in der Überschrift mit ausgeschriebenem Vornamen.

Gliederung: klar und übersichtlich; bei längeren Arbeiten Inhaltsverzeichnis.

Zusammenfassung: bei größeren Arbeiten erforderlich.

Außere Form

Text: in Maschinenschrift, einseitig, 1 $\frac{1}{2}$ -zeilig, handgeschriebene Verbesserungen in Druckschrift. Unterscheiden zwischen Bindestrich (- kurz) und Gedankenstrich (— lang), zwischen ss und ß (Masse und Maße).

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

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

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

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

a) bei Zeitschriften:

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

b) bei Büchern:

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

Bebilderung

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

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

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

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

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

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

GEOLOGICA **BAVARICA**

Herausgegeben
vom

BAYER. GEOLOGISCHEN LANDESAMT

Nr. 43

Die Würmvereisung an Rhein- und Illergletscher zwischen Federseebecken und Günztal

von

Rüdiger German

Mit 11 Abbildungen

Zur Kenntnis des Spät- und Postglazials in Bayern

von

Karl Brunnacker

Mit 13 Abbildungen und 16 Tabellen

M Ü N C H E N 1 9 5 9

Die Würmvereisung an Rhein- und Illergletscher zwischen Federseebecken und Günztal

Von RÜDIGER GERMAN

Mit 11 Abbildungen

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Zusammenfassung	4
I. Einleitung	5
II. Die Niederterrassen des östlichen Rhein- und des Illergletschers	7
1. Die Niederterrassen des Rheingletschers	7
2. Die Niederterrassen des Illergletschers	9
3. Die Deckschichten der Niederterrassen im Untersuchungsgebiet	12
III. Die Moränen im Untersuchungsgebiet	15
1. Die Moränen des Illergletschers	15
2. Die Moränen des Rheingletschers	21
3. Morphologie der jungpleistozänen Moränenlandschaft in Oberschwaben	22
4. Würmzeitliche Moränen vor dem Wall der ÄJE	27
IV. Morphologie der Niederterrassenlandschaft	28
1. Das Memminger Tal	28
2. Das Legauer Tal	30
3. Die Leutkircher Heide und ihre Umgebung	33
4. Die Iller-Roth-Platte und das Erolzheimer Feld	37
V. Die Gliederung der Würmvereisung an Rhein- und Illergletscher	39
1. Ältere Ablagerungen der Würmvereisung	40
a) Der Rheingletscher im Federseebecken und im Rißtal	40
b) Der östliche Rheingletscher und sein Abfluß ins Aitrachtal	43
c) Der Illergletscher	45
d) Die zeitliche Stellung der „älteren“ Schotter	46
2. Die ÄJE und die jüngere Niederterrasse	48
3. Verlehmung der Niederterrasse und absolute Zeitmessung	50
4. Spätwürmzeitliche Ablagerungen	51
VI. Das Fellheimer Feld	54
1. Die stratigraphische Stellung	54
2. Die Deckschichten	56

	Seite
3. Der „Schotterverwitterungshorizont“	58
4. Die Beziehungen zwischen Fellheimer und Steinheimer Feld	59
5. Die Mündung des Weißenhorner Tales ins Donautal	61
VII. Kurzer Abriß der Flußgeschichte der Iller	63
1. Rißzeit	63
2. Frühwürmzeit	63
3. Mittelwürmzeit	64
VIII. Der Ablauf der Würmvereisung an Rhein- und Illergletscher im Vergleich mit anderen Würmgliederungen	65
IX. Schrifttum	70

Zusammenfassung

Um die bisher bestehenden Differenzen bei der Gliederung der Würmvereisung an Rhein- und Illergletscher zu beheben, wurden beide Moränengebiete und ihr Schottervorland im Raum zwischen Federsee (Baden-Württemberg) und Günz (Bayern) völlig neu bearbeitet. Im Moränengebiet wurde mit Hilfe von feinmorphologischen Kennzeichen der Verlauf der End-, Mittel- und Seitenmoränen, sowie die Aufgliederung der Rheingletscherzunge in Teilgletscherzungen eingehend verfolgt (Kap. III). Der Verlauf der Endmoränenzüge wurde für den Rheingletscher in Abb. 1, derjenige am Illergletscher in Abb. 2 neu dargestellt. Das Stadium von Binzen am Illergletscher entspricht in der Bildungszeit der Inneren Jugendmoräne des Rheingletschers. Allgemeine morphologische Probleme der Rheingletscherlandschaft werden diskutiert (Kap. III, 3).

Die Niederterrassen des Untersuchungsgebietes werfen ebenfalls noch interessante morphologische Probleme auf (Kap. IV). Auch die Morphologie vermag noch andere Hinweise außer auf die ungegliederte Würmvereisung zu liefern. Besonders wichtig und ausschlaggebend für die Gliederung der Würmzeit sind jedoch die drei verschiedenen Gruppen von Deckschichten, die auf der Niederterrasse vorkommen (Kap. II, 3). Da nur die Niederterrasse mit der Deckschichtengruppe II mit der Äußeren Jugendmoräne (Mittelwürm) verbunden werden kann (Kap. V), müssen die Schotter mit der Deckschichtengruppe I einem älteren Stadium zugeschrieben werden, zumal ihre Oberfläche einige Meter höher liegt als die Niederterrasse mit der Deckschichtengruppe II (Abb. 9 auf S. 49). Die Niederterrasse mit der Deckschichtengruppe I wird an Hand von Vergleichen vorläufig in die Frühwürmzeit gestellt. Diese Terrasse muß daher in Zukunft Ältere Niederterrasse oder Niederterrasse I genannt werden, während derjenige Teil der alten „einheitlichen“ Niederterrasse, der einwandfrei an die Äußere Jugendmoräne anschließt, künftighin als Jüngere Niederterrasse oder Niederterrasse II zu bezeichnen ist. Die Terrassen der Jungrißzeit haben wiederum eine andere Deckschicht als diejenigen der Älteren Niederterrasse. Außerdem liegen die Jungrißablagerungen höher als die ältesten Würmschotter. — Die Terrasse mit der Deckschichtengruppe III gehört ins Spätglazial und wurde beim Vorstoß zur Inneren Jugendmoräne gebildet. Sie stellt eine eigene Schotterakkumulation dar und unterscheidet sich mindestens im Illertal mit dem Volkratshofener Feld in Ober- und Unterkante, sowie im

Gefälle von der Jüngeren Niederterrasse (Erolzheimer Feld). Schotter der Älteren Niederterrasse kommen im Federseebecken und im Rißtal nur in nächster Nähe der (später gebildeten) Äußeren Jungendmoräne vor. Am östlichen Rhein- und am Illergletscher bildet die Ältere Niederterrasse längere Felder (Aitrachtal oberhalb Aitrach, auf der östlichen Talseite; Legauer Tal). — Beim Eintritt der Iller in das Aitrachtal kommen drei verschieden alte Akkumulationen horizontal und vertikal auf engstem Raum vor. Die Terrassenverknüpfungen bei GRAUL (1953) stimmen höhenmäßig nicht. Außerdem verbindet er Terrassen verschiedenster Deckschichten miteinander. Ein unterschiedliches Verhalten von Rhein- und Illergletscher kann aus den Aufschüttungen im Aitrach—Illertal nicht abgeleitet werden, wie GRAUL (1957) annimmt.

Das Fellheimer Feld gehört nicht in die Würmzeit. Es muß aus schotterstratigraphischen Gründen und wegen seiner Deckschichten der Jungrißzeit zugeteilt werden. Das Weißenhorner Tal ist von der Iller während der Jungrißakkumulation verlassen worden. Das Steinheimer Feld ist keineswegs der Oberteil des Fellheimer Feldes (Abb. 11), sondern zieht ins Aitrachtal hinüber. Die Ablenkung der Iller aus dem Memmingen—Weißenhorner Tal in das Illertissener Tal erfolgte daher bereits während der Jungrißakkumulation. Die Flußgeschichte der Iller wird kurz dargestellt, soweit sie für die Erklärung der Form des Illertissener Tales von Bedeutung ist (Kap. VII). — Ein Vergleich vorstehender Würmgliederung an Rhein- und Illergletscher mit anderen Gliederungen des Jungpleistozäns (Kap. VIII) zeigt, daß beste Übereinstimmung zwischen Schotterstratigraphie, Lössforschung, Tiefseestratigraphie und der paläontologischen Gliederung besteht. Die besonders von der Lössforschung schon lange geforderte zweigegliederte Würmzeit dürfte als Grobgliederung allen bisher bekannten Verhältnissen auf der Erde am besten gerecht werden.

I. Einleitung

Der Iller- und der Rheingletscher haben seit jeher in der Geschichte der Eiszeitforschung eine bedeutsame Stellung eingenommen. Wichtige Erkenntnisse der Gliederung des Pleistozäns wurden in ihrem Vereisungsgebiet gewonnen. Aber trotzdem wurde bisher die Abfolge des Geschehens gerade der letzten Vereisung in beiden Gletschergebieten so verschieden dargestellt, daß eine Einigung unmöglich schien. Damit differierte natürlich auch die Gliederung der letzten Vereisung im Iller- und Rheingletschergebiet ganz erheblich.

In den letzten Jahren war es ein ständiges Bemühen, die Gliederung der letzten Vereisung für möglichst weite Gebiete der Erde herauszuarbeiten, um dadurch eine Standardgliederung der Würmvereisung zu gewinnen. In diese Einigungsbestrebungen paßten die verschiedenen Gliederungsschemata der benachbarten Vorlandgletscher, des Iller- und des Rheingletschers, nicht. Die große Schwierigkeit im Vergleich der beiden Gletschergebiete liegt darin, daß die Gletscherzungen sich in der letzten Vereisung überhaupt nicht berührten. Der Illergletscher war durch das Molassegebiet der Adelegg vom Rheingletscher getrennt. Der grundsätzliche Unterschied der beiden Gletschergebiete besteht darin, daß der Illergletscher ständig — in den Glazialzeiten wie in den Interglazialzeiten — zur Donau entwässerte, der Rheingletscher hingegen nur zeitweise, in

den Hochglazialzeiten, zur Donau, sonst aber zum Rhein hin seine Schmelzwässer sandte. Diese Verschiedenheiten haben, neben vielem anderem (wie z. B. der dazwischen liegenden Landesgrenze zwischen Bayern und Württemberg), selten dazu verlockt, die beiden Gletschergebiete miteinander zu vergleichen. Wie interessant und lehrreich ein solcher Vergleich aber sein kann, erhellt daraus, daß beide Gletschergebiete **zwei gemeinsame Flußtäler** haben: die **Kürnach**, die durch die Adelegg als Seitenbach der Eschach von den vordersten Seitenmoränen des Illergletschers zur Äußeren Jugendmoräne des Rheingletschers fließt, und die **Iller** mit der **Aitrach**, deren eiszeitliche Vorläufer das bekannte Erolzheimer Feld aufgeschüttet haben. Daneben spielen aber eine ganze Reihe anderer Erscheinungen herein, deren Reihenfolge bzw. Verhältnis zueinander bisher teilweise noch umstritten war. Es sind dies:

1. das Fellheimer Feld, dessen Ansatzstelle im Moränengebiet nicht mehr festgestellt werden kann,
2. das Erolzheimer Feld, das im wesentlichen an der Äußeren Jugendmoräne (Abkürzung ÄJE) des Rheingletschers ansetzt,
3. das gegenüber dem Erolzheimer Feld tiefer liegende Schotterfeld im Memminger Tal (tiefstes Niveau),
4. der Iller-Cañon, dessen Ablagerungen weitgehend ausgewaschen sind,
5. der Schwemmkegel der Eschach-Kürnach, der die ÄJE des östlichen Rheingletschers teilweise verschüttete,
6. die Anschwemmungsmassen im Tal der Nibel-Aitrach bei Leutkirch, die sicher erst nach Bildung der ÄJE entstanden sind.

Alle diese Bildungen spielen in das komplexe Problem hinein: **Wie kann aus diesen verschiedenen Ablagerungen eine gemeinsame Gliederung der letzten Vereisung für Iller- und Rheingletscher gewonnen werden, bzw. wie sind die Ablagerungen in das Schema anderer Gliederungsversuche des Jungpleistozäns einzuordnen?**

Beim Illergletscher wurden die vorliegenden Probleme bisher vorwiegend von der Terrassenlandschaft aus angegriffen (vgl. besonders GRAUL [1953] und SCHAEFER [1953]), ohne eine einheitliche oder ganz befriedigende Lösung zu finden. Wie erfolgreich waren aber die Untersuchungen von C. TROLL (1924 f.) und B. EBERL (1930) im Alpenvorland, bei denen die Moränenlandschaft und die Randgebiete zur Terrassenlandschaft in großem Umfang in die Arbeit einbezogen wurden. Eine organische Erarbeitung des **Zusammenhangs zwischen Moränen- und Terrassenlandschaft** schien deshalb besonders beim Illergletscher unumgänglich.

Um die Terminologie nicht noch mehr als bisher zu verwirren, wurden in vorliegender Arbeit so weit wie möglich die Ortsbezeichnungen von GRAUL (1953) und SCHAEFER (1953, siehe besonders die Vorbemerkungen S. 11 und die Übersichtskarte S. 10) verwendet. Zum genaueren Studium und Verständnis erscheinen die Meßtischblätter des Bearbeitungsgebietes unumgänglich notwendig. Um den Vergleich des Textes mit den Meßtischblättern zu erleichtern, wurden die vierstelligen Nummern der Meßtischblätter mit den zugehörigen Ortsnamen angegeben: z. B. (Diepoldshofen 8125) bedeutet: Topographische Karte 1 : 25 000

Blatt Diepoldshofen Nr. 8125. Zur Übersicht sind geeignet: die geologische Übersichtskarte von Württemberg i. M. 1 : 200 000, Bl. 4, und für einen Teil des Arbeitsgebiets die Geologische Übersichtskarte des Iller—Riß-Gebietes i. M. 1 : 100 000.

II. Die Niederterrassen des östlichen Rhein- und des Illergletschers

1. Die Niederterrassen des Rheingletschers

Seit Quartärablagerungen am östlichen Rheingletscher (seit über einhundert Jahren) systematisch erforscht werden, hat es eigentlich kaum je Zweifel gegeben, welche Bildungen als Niederterrasse anzusprechen sind. Überall schließt sich an den recht einheitlichen Wall der ÄJE die Niederterrasse an, die sich, nach Norden abfallend, zur Donau senkt. Die verschiedenen Ausbuchtungen des Rheingletschers lagerten in den Tiefgebieten zwischen den von älteren Eisvorstößen stehen gebliebenen Riedeln die Schmelzwasserablagerungen der letzten Eiszeit, meist in Form von Schwemmkegeln, ab (vgl. Abb. 1 und Geologische Übersichtskarte 1 : 200 000, Bl. 4): bei Ostrach, bei Saulgau, in den Federsee, ins Rißtal einschließlich der heute trockenen Randstromrinne des Riedtales, ins Wurzacher und ins Arnacher Becken, in die Leutkircher Heide und in die Randstromrinne Isny—Leutkirch. Talabwärts von diesen Sandern und Randstromrinnen ist heute allerdings von der Niederterrasse nicht mehr viel vorhanden. Im Tal der Ostrach, Riß und Donau sind nur kurze Bruchstücke übriggeblieben, während einzig und allein das Aitrach—Illertal mit dem sog. Erolzheimer Feld eine fast durchgehend vorhandene Niederterrasse zwischen Leutkirch und Oberbalzheim auf rund 40 km Längerstreckung besitzt. Da an der Bildung des heutigen Illertales neben den hochglazialen Schmelzwässern des Rheingletschers besonders der letzteiszeitliche Illergletscher in irgend einer Form beteiligt war, liegen hier die Dinge komplizierter als bei den übrigen Entwässerungsrinnen (s. u.).

Im Einzugsgebiet des Rheingletschers ist — abgesehen vom östl. Flügel — die Lage im Terrassengebiet so eindeutig, daß außer von SOERGEL (1919) nie ein ernsthafter Einwand gegen die herkömmliche Gliederung vorgebracht worden ist. SOERGEL (1919) hatte recht scharfsinnig erkannt, daß eine Gliederung der Löss- und Eiszeiten solange unbefriedigend bleiben mußte, als die Würmvereisung nur über einen einzigen großen Vorstoß, der zur ÄJE führte, verfügte. Seine Lößgliederung forderte daher einen älteren Würmvorstoß, während er die ÄJE einem jüngeren Würmvorstoß zuschrieb, in welcher sein Jüngerer Löß II gebildet wurde. So logisch und folgerichtig SOERGELS Gedankengang auch war, die Ablagerungen bei Saulgau, die er seiner Würm I zuschrieb, gehören eindeutig in den Rißkomplex, wie die Forschung inzwischen gezeigt hat. Dieser Rißkomplex wurde durch WEIDENBACH (1951 b) und GRAUL (1952 a) aufgliedert.

Trotzdem bleibt die Forderung SOERGELS nach einer Würmphase bestehen, die der ÄJE vorangegangen sein muß. Um diese Würmphase, bei SOERGEL W I, in den letzten Jahren in Mitteleuropa Alt- oder besser Frühwürm genannt, geht die Diskussion in der Pleistozänforschung heftig hin und her. Als Ergebnis dieser Diskussion der letzten Jahre darf immerhin festgestellt werden, daß der Vorrang der Lößforschung vor der Gletscherforschung für die Gliederung des

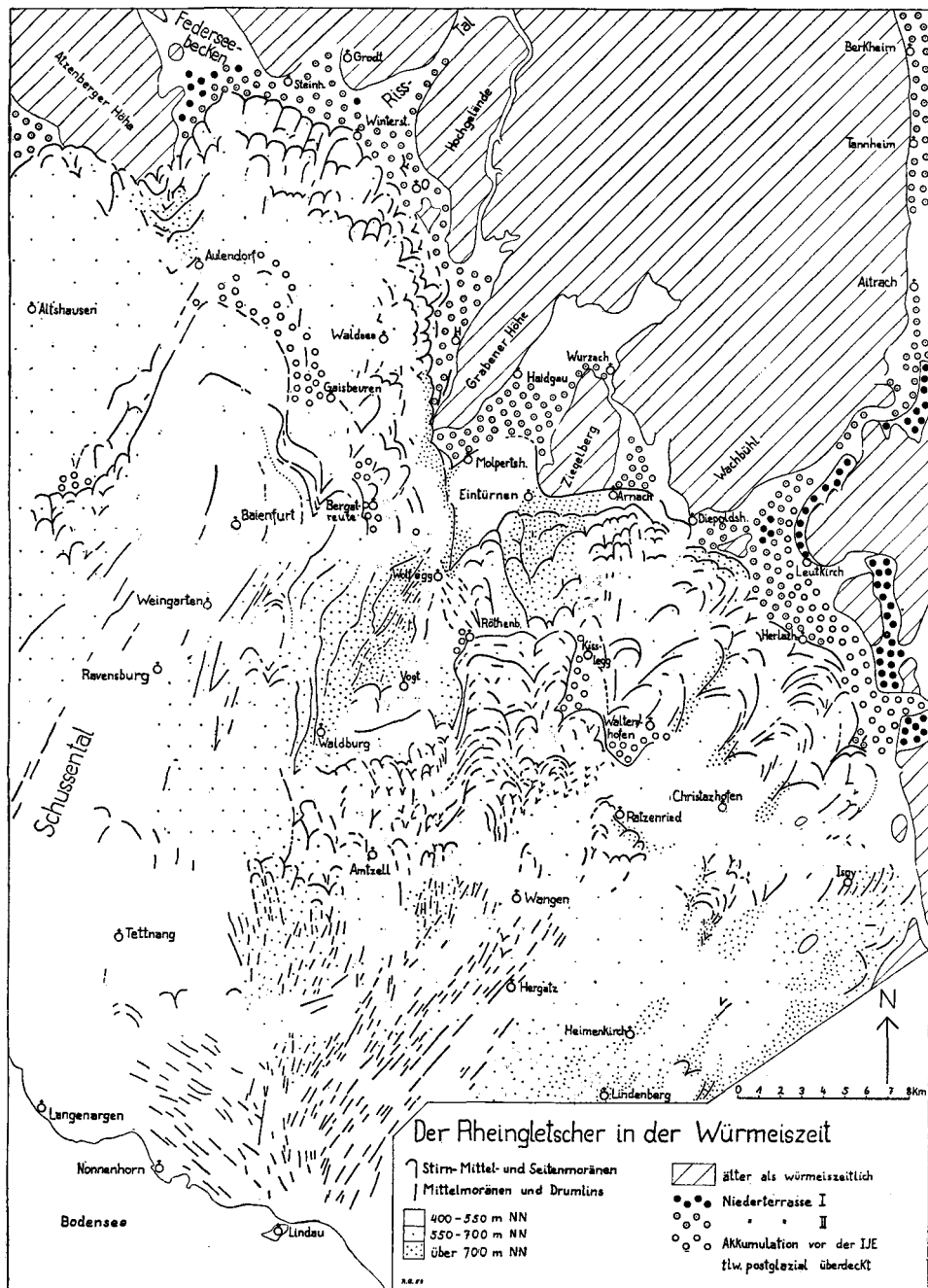


Abb. 1. Der Rheingletscher in der Würmeiszeit. — In der westlichen Hälfte (westlich der Linie Wolfegg—Waldburg) liegt der Schussenlappen, östlich davon der Argenlappen. Das Ausbiegen der ÄJE in die Mulden, das Zurückbiegen an den älteren Riedeln, die Aufgliederung in die zahlreichen Teilgletscherzungen und die große Zahl von Endmoränen hinter der ÄJE sind deutlich zu erkennen. In der linken oberen Ecke liegt im Westen der Atzenberger Höhe der Sander von Saulgau, im Osten davon das Federseebecken. Im Norden des Hochgeländes ist das Rißtal, am rechten Rand das Erolzheimer Feld im Aitrach—Illertal zu sehen.

Pleistozäns weithin anerkannt wurde. In kontinentalen Gebieten Südosteuropas hat der Löß das klimatische Geschehen im Jungpleistozän vollständiger überliefert (BRANDTNER 1954) als das bei leicht aufzuarbeitenden Moränenablagerungen der Fall ist.

Immer wieder wird daher von den Erforschern des Alpenvorlandes der Versuch gemacht, das von der Lößforschung zwingend geforderte Stadium der Frühwürm auch im Alpenvorland aufzufinden und überfahrene Würmendmoränen oder wenigstens zwei Schotterterrassen für die Würmzeit nachzuweisen (EBERL 1930, SCHNETZER 1936, SCHAEFER 1940, 1953, KNAUER 1942, C. RATHJENS 1951 und zuletzt ANNAHEIM, BÖGLI & MOSER 1958). Jedoch haben sich bisher bei allen diesen vermeintlichen älteren Würmphasen keine stichhaltigen Gründe ergeben, welche die Gegner restlos überzeugt hätten. Deshalb haben TROLL (1926 f.), WEIDENBACH (1936, 1937 a und b und 1952) und zuletzt GRAUL (1952 b und 1953) immer wieder eine einphasige Würmzeit gefordert. Die Vertreter der einfachen Würmvereisung konnten ihre Ansicht umso mehr vertreten, als noch kein Löß auf einer Niederterrasse gefunden wurde. Ferner sprechen die zunehmende Erforschung letzteiszeitlicher Ablagerungen im Periglazialgebiet (besonders BÜDEL 1944), die Morphologie der Niederterrasse und der ÄJE, kurz die Gesamterscheinungen beim letzten Eisvorstoß, für eine einheitliche Würmzeit. Bei diesen Argumenten wurde aber übersehen, daß dabei gar nichts über eine ältere Phase ausgesagt wurde, die der Bildung der ÄJE vorausging. Diese ältere Phase war einfach nicht auffindbar und deshalb nicht existent. Damit war die Frage aber nicht gelöst.

In letzter Zeit glaubten FREISING (1951) und WEIDENBACH (1952) nach Entdeckung der Jungrißablagerungen das Dilemma dadurch lösen zu können, daß sie den letzten Löß wie üblich der letzten Kaltzeit mit dem Vorstoß, der zur ÄJE führte, zuschrieben und den zweitletzten Löß, der nach SOERGEL ein Würmlöß ist, ins Jungriß stellten. Dadurch geriet aber eine lange Zeit feststehende und durch SOERGEL u. a. auch paläontologisch wohlbegründete Grenze ins Wanken, nämlich die Grenze zwischen letzter und vorletzter Vereisung. Da würmeiszeitlicher Löß mit zweifelsfrei rißzeitlichen Moränenablagerungen parallelisiert wurde, konnte auf diese Weise keine gültige Lösung gefunden werden.

Auf diese Weise verblieb den Vertretern der Glazialgeologie die Aufgabe, das Alpenvorland nach Äquivalenten des Jüngeren Lößes I, nach eventuellen Frühwürmablagerungen, zu durchmustern; denn die bisher angegebenen Terrassengliederungen können nicht als befriedigende Lösung des Problems angesehen werden. Eine Lösung der Frage Ein- oder Zweigliederung der Würmzeit ist umso dringlicher, als weltweit und von den Vertretern der verschiedensten Disziplinen der Quartärforschung eine Zweiteilung der Würmzeit gefordert wird (s. Kap. VIII).

2. Die Niederterrassen des Illergletschers

Beim Illergletscher liegen — abgesehen von den hier nicht zur Diskussion stehenden östlichen Abflüssen bei Obergünzburg und Pfaffenhofen — die Verhältnisse wesentlich komplizierter als beim Rheingletscher, da im Illergebiet durch die Verlegung des Flußlaufes bedeutsame Veränderungen erfolgt sind. Die ganze Entwicklung dieses flußgeschichtlichen Problems von PENCK-BRÜCKNER (1901/09), B. EBERL (1930), C. TROLL (1926) bis zu GRAUL (1953) und SCHAEFER

(1953) wurde bei SCHAEFER (1940 und 1953) ausführlich dargestellt. Auf eine erneute Beschreibung der bisherigen Entwicklung darf daher an dieser Stelle verzichtet werden.

Als Niederterrassen des Illergletschers wurden bisher in Anspruch genommen: das Legauer Tal mit seinen beiden Ästen, das Weitenauer Tal im Westen und das Bettricher Tal im Osten, ferner das sog. Cañontal, durch das heute noch die Iller fließt, das Memminger Tal, das Hopferbachtal und das Günztal. Am Unterlauf des Memminger Tales war die Stellung des sog. Steinheimer Feldes nordwestlich Memmingen und seine vermutete Fortsetzung im sog. Fellheimer Feld und im Weißenhorner Rothtal umstritten. In letzter Zeit beschäftigten sich gerade damit intensiv GRAUL (1953) und SCHAEFER (1953).

Die Ausgangspunkte einer Diskussion der Probleme

SCHAEFER (1940) glaubte in seiner Doktorarbeit das Verhalten des Illergletschers grundsätzlich anders beurteilen zu müssen als andere Bearbeiter dieser Gegend zuvor (u. a. PENCK-BRÜCKNER 1901/09, TROLL 1926, B. EBERL 1930). Er zog aus den Beobachtungen auf dem sog. Fellheimer Feld den Schluß, daß aus schotterstratigraphischen Überlegungen dieser Schotterstrang einem besonderen Stadium der Würmvereisung (außer demjenigen, welches das Erolzheimer Feld aufgeschüttet hat) entsprechen müsse, selbst wenn keinerlei andere Belege für dieses Stadium (Moränen usw.) mehr aufgefunden würden.

Diese Ansicht SCHAEFERS fand aber — nach der zwangsläufigen Pause durch den Krieg — keinen allgemeinen Anklang, zumal seine Beobachtungen und besonders seine Folgerungen über die — nach SCHAEFER (1940) — analogen Verhältnisse am Rheingletscher nicht bestätigt werden konnten (Geologische Übersichtskartierungen unter G. WAGNER 1947—50, GERMAN 1950). Deshalb war es sehr begrüßenswert, daß GRAUL (1953) und SCHAEFER (1953) zusammen mit einem bodenkundlichen Beitrag von K. BRUNNACKER (1953) die Probleme am Illergletscher nochmals unter Benützung neuer Gesichtspunkte darstellten. Eine einheitliche Lösung wurde dabei zwar nicht erzielt, wohl aber wurden zahlreiche neue Gedanken erarbeitet.

Bei einer Gegenüberstellung der Arbeiten von GRAUL (1953) und SCHAEFER (1953) ist es auffallend, wie verschieden die Interpretationen vorhandener Tatbestände ausfallen können. Dem unbeeinflussten Leser muß sich dabei unwillkürlich die Meinung aufdrängen, daß hier doch etwas nicht stimmen kann. Diese Ansicht gewinnt man besonders beim Durcharbeiten der Gefällsprofile in den beiden Tafeln, die bei feststehenden Höhenlinien nicht so verschieden ausfallen dürften, wenn sie, wie angegeben, in gleicher Lage gezeichnet worden sind.

Ansatzstellen für eine neue Bearbeitung liefern besonders folgende Punkte der Arbeiten von GRAUL (1953) und SCHAEFER (1953):

1. Die Moränenzüge auf den Abbildungen beider Autoren weisen verschiedenen Verlauf auf (GRAUL 1953, Abb. 2 d, S. 27, SCHAEFER 1953, Abb. 1, S. 53).

2. GRAUL (1953, Tafel I) verbindet die Äußere Jugendmoräne von Ziegelberg mit dem Steinheimer und dem Fellheimer Feld, während SCHAEFER (1953, Tafel II) sie auf das Erolzheimer Feld auslaufen läßt. — Damit hängt eng zusammen:

3. Die Oberfläche des Memminger Tales wird recht verschieden gedeutet. Nach GRAUL (1953, S. 18 und Abb. 1) ist das hochwürmzeitliche Akkumulationsniveau des Abflusses der Dietmannsrieder Gletscherzunge teilweise verwischt und durch einen vom Trompetentälchen ausgehenden Schwemmkegel überlagert. Die größte erhaltene Schotterfläche stellt nach GRAUL (1953) und SCHAEFER (1953) der Schotterzug zwischen der ÄJE und Woringen dar, der sich 6½ km talab erstreckt. Während GRAUL (l. c.) aber in den talabliegenden Schottern postglaziale Bildungen sieht, weil er die Fortsetzung des Schwemmkegels von Woringen im höhergelegenen Steinheimer Feld sieht, glaubt SCHAEFER (1953, S. 64 ff., und Anm. 47, S. 65), daß die obersten zwei bis fünf Meter spät- und postglazial umgelagertes oder abgetragenes Hauptniveau darstellen.

4. Die Bedeutung der Deckschichten des Fellheimer Feldes. GRAUL (1953, S. 47) sieht infolge der Lage der Deckschichten auf unverwittertem Schotter trotz der Arbeit von K. BRUNNACKER (1953, S. 113 ff.) keine Ursache, ein Interstadial anzunehmen, da die Bildung der Deckschichten „während des Hochglazials ein und derselben Kaltzeit“ möglich ist. SCHAEFER (1953, S. 94 ff.) beruft sich ebenfalls auf die Untersuchungen von BRUNNACKER (1953), die besonders S. 130 eine deutliche Zweiteilung der Würmzeit bringen, da sich zwischen die unverwitterten Schotter und den Löß eine Fließerdebildung einschleibt, die in das umstrittene Interstadial gestellt wird.

Daneben spielen zur Lösung des vorliegenden Problems noch folgende Punkte eine Rolle, die von GRAUL (1953) und SCHAEFER (1953) nicht genügend oder überhaupt nicht berücksichtigt wurden.

5. Die Morphologie der Leutkircher Heide zwischen Leutkirch und Altmannshofen. Diese Stelle des „Durchbruchs“ der würmzeitlichen Schmelzwässer des östlichen Rheingletschers zum heutigen Illertal, also der nach GRAUL (1953, S. 29—34) und SCHAEFER (1940, S. 96) vorwürmzeitlichen Wasserscheide Rhein—Donau wird in der Talenge von Altmannshofen gesehen. Sie soll erst im Hochglazial der letzten Vereisung, also kurz vor der Bildung der ÄJE erstmals für die Schmelzwässer des östlichen Rheingletschers geöffnet worden sein.

6. Die Mündung des Weißenhorner Tales ins Donautal. Die Höhenlinien des Weißenhorner Tales (s. bes. BRUNNACKER 1953, S. 116 und Ulm-Nordost 7526) zeigen bei Nersingen keinen Schwemmkegel, sondern verlaufen wie an einer beliebigen Stelle eines Tales, das eben zufällig abgesägt wurde. Es ist daher die Entscheidung zwischen folgenden Punkten zu fällen: a) Fehlt heute im Norden von Nersingen ein Schwemmkegel des Weißenhorner Tales ins Donautal? b) Muß das einstige Flußniveau des Weißenhorner Tales in Schottern gesucht werden, die ähnlichen Abstand vom heutigen Talboden der Donau haben, wie das Weißenhorner Tal bei Nersingen (unter Berücksichtigung der spät- und postglazialen Illerakkumulation)?

7. Die Morphologie der Iller—Roth-Platte und des Erolzheimer Feldes wurde bisher noch nicht in die Überlegungen über die Flußgeschichte der Iller einbezogen. Sie vermag uns aber weitere wichtige Aufschlüsse zur Flußgeschichte der Iller zu liefern.

An diesen Punkten, deren bisherige Behandlung sich einer organischen Einordnung in das ganze Problem widersetzt, hat deshalb eine weitere Diskussion einzusetzen. Sie müssen daher erneut besprochen und auf ihren Aussagegehalt zur Lösung des Problems untersucht werden: hat es am Illergletscher zwei Würmstadiale gegeben?

Zuvor müssen wir aber noch die Deckschichten, die sich auf den Niederterrassen gebildet haben, kennenlernen, um deren Aussagekraft für eine Würmgliederung zu prüfen.

3. Die Deckschichten der Niederterrassen im Untersuchungsgebiet

Jahrzehntlang spielten in der Eiszeitforschung nur die Moränen- und Schotterablagerungen die Hauptrolle. Seit einigen Jahren entwickelte sich durch systematische Untersuchung des Bodens und der Deckschichten pleistozäner Sedimente eine Forschungsrichtung, die durch BRUNNACKER (1957) und FINK (1956) gute Ergebnisse vorweisen konnte. Diese Deckschichtenwürmzeitlicher Ablagerungen wurden bisher noch kaum zur Frage der Gliederung der Würmvereisung herangezogen. Im Untersuchungsgebiet beschäftigte sich damit nur BRUNNACKER (1953 und 1957 a). Die Deckschichten der meisten Niederterrassen schienen recht problemlos.

Ein Vergleich der Deckschichten der Niederterrasse zwischen Ostrach und Günz zeigt nun aber allein bei den für das Hochglazial in Anspruch genommenen Niveaus beachtliche Unterschiede. Unter Deckschichten sollen dabei im folgenden alle Bildungen verstanden werden, die über dem unzersetzten frischen Schotter liegen. Es handelt sich dabei nicht nur um den Boden schlechtweg, der normalerweise als brauner Waldboden ausgebildet ist, sondern auch um eine „Gesteinszone“, die zwischen dem eigentlichen Boden und dem unveränderten Schotter liegt. Diese hier innerhalb der Deckschichten besonders ausgeschiedene Zone zeigt in ihrer reinen Ausbildung keinerlei Boden- oder Lehmteilchen, sondern besteht lediglich aus stark zerbrochenem Gestein, das zumeist dunkelbraun aussieht und besonders leicht zerdrückt werden kann. Diese Zone wird daher im folgenden als Bruchschotterzone bezeichnet. Schließlich zählen zu den Deckschichten auch Bedeckungen von Schotterterrassen, die erst sekundär, z. B. als Fließlehme u. ä., auf die Schotterterrassen gelangt sind (z. B. auf das Fellheimer und Steinheimer Feld).

Diese Deckschichten haben im Untersuchungsgebiet eine recht verschiedene Mächtigkeit und so unterschiedliches Aussehen, daß es verwunderlich erscheint, daß die liegenden Schotter bisher alle einem oder zwei Eisvorstößen zugerechnet werden. Im Fellheimer und Steinheimer Feld wurden sie durch BRUNNACKER (1953, 1957 a) näher untersucht. Es handelt sich im nördlichen Bezirk um Löss, der nach Süden in eine sandig-lehmige Fließerde übergeht. Außer dieser sandig-lehmigen Deckschicht haben alle anderen Deckschichten der Niederterrasse des Untersuchungsgebietes einen ganz anderen Charakter und stechen scharf von diesen Bildungen ab. Bei der Untersuchung wurde besonders darauf geachtet, daß die Profile möglichst in gleicher Lage angelegt wurden. Um die Hangabspülung als störenden Faktor auszuschließen, wurden Profile nur in waagerechter Lage auf Schotterterrassen angelegt, die möglichst einige hundert Meter

vom nächsten Hang entfernt anstehen. Mit einer erstaunlichen Einheitlichkeit wurden im Untersuchungsgebiet vom Verfasser folgende drei Deckschichten-gruppen an etwa einhundert Aufschlüssen angetroffen.

Gruppe I

- V o r k o m m e n : 1. Auf dem von Wuchzenhofen über Adrazhofen nach Leutkirch ziehenden Schotterzug, „Wuchzenhofener Feld“ (alles Bl. Leutkirch 8126).
2. Auf dem von Leutkirch auf der östlichen Seite der Eschach (auch Nibel genannt) nach Niederhofen—Eisenbrechts ziehenden Schotterzug, „Niederhofener Feld“ (Leutkirch 8126).
3. Auf der bei Aichstetten im wesentlichen südlich der Bahnlinie liegenden Terrasse im Gewand „Wasserstall“ (Leutkirch 8126), die sich (Aitrach 8026) nach Ziegelbrunn fortsetzt und bei Breitenbach unter dem Illerschwemmkegel von Untermukken verschwindet, „Ziegelbrunner Feld“.
4. Auf den Schottern des Legauer Tales (Leutkirch 8126 und Grönenbach 8127).
5. Im westlichen Teil der Kgr. Berkheim (Erolzheim 7926) ist vielleicht noch ein Teil vorhanden.
6. Auf der Schotterterrasse zwischen Streifen und Wolfertschwenden (Grönenbach 8127), das „Wolfertschwendener Feld“.
7. Auf dem Schotter von Benningen (Memmingen 8027).
8. Auf der Terrasse im Hopferbachtal, in der die Kgr. bei der Wegegabelung Hopferbach—Untrasried—Pfaffenhofen liegt (Obergünzburg 8128).

Profil:

15 bis 20 cm Humus

60 cm hellbrauner sandiger Lehm mit kleinen Restgeröllen, meist unter 1 cm Durchmesser.

55 bis 100 cm dunkelbraune „morsche“, beim Klopfen zerfallende Gerölle (Bruchschotterzone).

Liegend: frischer grauer sandiger Kies ohne irgendwelche Verwitterungsspuren.

Zusammen ergibt dies 180 cm Deckschichten, wobei der Wert zwischen 170 cm bei Aichstetten und 200 cm bei Wuchzenhofen (beide Leutkirch 8126) schwankt.

Gruppe II

V o r k o m m e n : 1. Alle an die AJE direkt anschließenden Sander mit normaler morphologischer Ausbildung, z. B. bei Ostrach, Saulgau, im Federsee- und Rißgebiet bes. in der Kgr. nordöstlich der Wegekreuzung Schussenried—Buchau und Steinhausen—Reichenbach.

2. Auf dem Erolzheimer Feld zum größten Teil, besonders Kgr. Aitrach, Tannheim und Berkheim östlicher Teil.

3. Auf dem Schwemmkegel von Woringen in der Kgr. östlich Grönenbach (8126).

4. Auf dem Schwemmkegel von Untermukken (Aitrach 8026).

5. Auf der Terrasse von Moos (Grönenbach 8127).

P r o f i l :

15 bis 20 cm Humus

20 bis 25 cm hellbrauner, sandiger Lehm mit Restgeröllen

25 bis 30 cm hellbraune, teilw. lehmige Bruchschotterzone, oft in gestörter Lage.

Liegend: frischer grauer sandiger Kies ohne jede Verwitterungsspuren. Zusammen sind dies 90 cm Deckschichten. Die Mächtigkeit schwankt im einzelnen zwischen 80 cm auf der geographischen Breite Saulgau—Memmingen und 110 cm bei Leutkirch. Zur Donau, also in Richtung zu geringeren Niederschlägen, nimmt die Verwitterungsdecke weiter ab.

Gruppe III

V o r k o m m e n : 1. Alle Schotterterrassen, die an der IJE und hinter der IJE beginnen (IJE = Innere Jungendmoräne).

2. Der Schwemmkegel des Volkratshofener Feldes (Aitrach 8026).

3. Ein um 1 bis 2¹/₂ m tieferes Niveau des Erolzheimer Feldes, das bisher nicht besonders ausgeschieden wurde, das aber unterhalb Unterdettingen (Kirchberg 7826) das Hauptniveau zur Seite drängt und unterhalb Oberbalzheim die ganze westliche Seite des Illertales einnimmt (abgesehen von den später gebildeten tiefergelegenen Erosionsniveaus bzw. den jüngeren Übersättungen nach GRAUL & GROSCHOPF [1952]).

4. Eine recht ähnliche Ausbildung zeigen auch die meisten Erosionsniveaus.

P r o f i l :

15 cm Humus

20 bis 30 cm brauner Boden.

Liegend: frischer grauer unzersetzter Kies.

Nach Süden, in Richtung zu stärkeren Niederschlägen, kann der braune Boden bis zu 60 cm mächtig werden. Außerdem kann auf den ersten Terrassen hinter der IJE auch noch eine Bruchschotterzone von 10 bis 20 cm Mächtigkeit unter dem braunen Boden auftreten. Sowohl nach Norden als auch nach Süden keilt diese Zone aus. Es dürfte sich daher um eine örtliche Bildung handeln, die unter den glazialen Bedingungen in der Nähe des Eisrandes entstanden ist.

Auf Grund dieser drei Gruppen von Deckschichten — ganz abgesehen von den noch komplizierteren Verhältnissen auf dem älteren Fellheimer Feld (BRUNN-ACKER 1953) — wird deutlich, daß wir in der Niederterrasse keineswegs die bisher angenommene einheitliche und unproblematische Bildung vorliegen haben. Vielmehr legen bereits diese Deckschichten eine Gliederung nahe, die sich von der herkömmlichen nicht unwesentlich unterscheidet.

Die Gruppe III mit ihrem einfachen Deckschichtenaufbau dürfte im wesentlichen wohl ohne Einfluß eines strengen glazialen Klimas entstanden sein und daher als spät- (und teilweise wohl auch als post-) glazial angesprochen werden. Daher die ungestörte Ausbildung des braunen Bodens unmittelbar auf dem frischen Schotter.

Die beiden anderen Gruppen (I und II) dagegen zeigen andere Verhältnisse. Von der Gruppe III unterscheiden sie sich vor allem durch die Bruchschotter-

zone, die auf mechanische Zertrümmerung unter glazialem Frostwechselklima zurückzuführen ist. — Die Gruppen I und II unterscheiden sich nur durch die verschiedene Mächtigkeit der Ausbildung. In ihrem Aufbau sind sie grundsätzlich gleich. Das läßt auf unter sich gleiche, aber gegenüber der Gruppe III anders geartete Bildungsverhältnisse bei den Gruppen I und II schließen, wenn gleich diese Bildungsbedingungen infolge der verschiedenen Mächtigkeit auch unterschiedlich lange gedauert haben müssen.

Die Deckschichten der Niederterrasse legen uns demnach eine Zweiteilung der letzten Kaltzeit nahe. Da aber neben den Deckschichten noch andere wichtige Gesichtspunkte für eine Zweigliederung sprechen, wird dieser Gedankengang in Kap. V weitergeführt.

Gegenüber vorstehend beschriebenen Deckschichten auf den Ablagerungen der Würmzeit haben die Deckschichten auf den rißzeitlichen Sedimenten ganz anderes Aussehen. Die Deckschichten rißzeitlicher Schotter unterscheiden sich sehr stark von den liegenden, unveränderten Schottern und sind sehr stark verlehmt. Sie enthalten viel Fremdmaterial, wie z. B. Löß, Fließerden oder Tertiärmaterial. Infolge der starken Bodenfließbewegungen sind die Deckschichten auf rißzeitlichen Schottern wohl selten in ursprünglicher Mächtigkeit. Sie bilden daher besondere Deckschichten, die einen ganz anderen Charakter aufweisen als diejenigen auf würmzeitlichen Sedimenten. Teilweise ist dies sicher auf die häufigere kryoturbate Durcharbeitung zurückzuführen.

III. Die Moränen im Untersuchungsgebiet

1. Die Moränen des Illergletschers

Von den verschiedenen Ausbuchtungen des letzteiszeitlichen Illergletschers spielen in diesem Zusammenhang besonders die beiden westlichen Zungen eine Rolle, die wie bisher in der Literatur Altusrieder Gletscherzunge (im Westen) und Dietmannsrieder Gletscherzunge (im Osten) genannt werden.

a) Die Dietmannsrieder Gletscherzunge (Grönenbach 8127) hat im Laufe der Jahrzehnte eine sehr verschiedene Gliederung erfahren. Sie diente gleichermaßen zum Beweis der 1-, 2- und 3-Gliederung der Würmzeit. Deshalb schien es angebracht, unvoreingenommen das ganze in Betracht kommende Gebiet zwischen Ziegelberg und Dietmannsried neu aufzunehmen. Dabei wurden u. a. feinmorphologische Methoden angewandt, die im Rheingletschergebiet zu sehr guten Ergebnissen geführt haben. Sie wurden in einem ersten Bericht veröffentlicht (GERMAN 1958). Das Ergebnis der Neuaufnahme des westlichen Illergletschers wird in Abb. 2 vorgelegt. Auffallend und neu ist die *Vielzahl der Moränenstadien*, nachdem SCHAEFER (1953, S. 61) „innerhalb der äußeren Jugendmoräne, die an den Zungenenden oft in zwei bis drei Einzelwälle aufgelöst ist, bis zu dem Zweigbecken ... lediglich die in ihrem Verlauf schon kurz beschriebenen zwei (oder drei) Endmoränenwälle“ erkannte. Auf 6 km Nord-süderstreckung konnten bis zu 12 Moränenwälle ausgeschieden werden. Nicht alle Wälle erstrecken sich durch das ganze Gebiet. Das hängt mit der Topographie des Untergrundes (GERMAN 1950), mit Staueisen, späterer Zerstörung durch Erosion bei rückwärtigen Stadien u. a. zusammen.

Der vorwürmzeitliche Untergrund ist zum Verständnis des Moränenverlaufes, wie auch der Schottermächtigkeit bei Ziegelberg von grundlegender Bedeutung. Der Schotter, der bei Ziegelberg bis mindestens 633 m NN hinabreicht (SCHAEFER 1953, Tafel II), zieht sich, wie SCHAEFER (1940) schon vermutete, wohl nach Süden in Richtung Kempten. Ebenso bedeutsam wie dieser vorwürmzeitliche Talverlauf sind aber auch die umgebenden Höhen: einerseits der Höhenzug, der sich vom Schellenberger Wald in Richtung Ittelsburg hinzieht und die nordöstliche Begrenzung des Ur-Illertales darstellt, und andererseits der sich von Grönenbach nach Süden fortsetzende Schotterzug. Ersterer bildete größtenteils die östliche Begrenzung der letzteiszeitlichen Dietmannsrieder Gletscherzunge, deren verschiedene Stadien an seinem Abhang klar verfolgbare hinaufziehen.

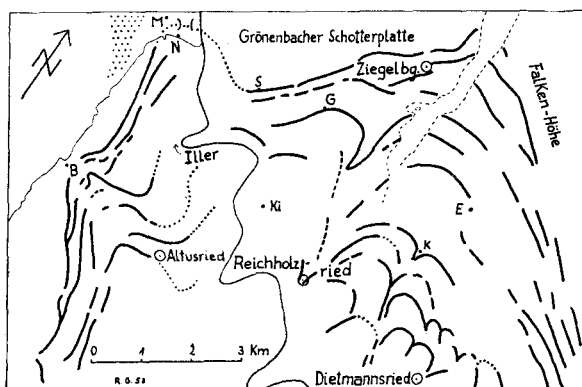
Auf der Westseite der Dietmannsrieder Gletscherzunge ist die Schotterplatte südlich von Grönenbach wichtig. Ein guter Teil ihres Abfalls zum Ur-Illertal ist etwa im vorwürmzeitlichen Untergrund noch zu erkennen: Vom Sachsenrieder Tobel zum Pfosner Tobel im Westen steigt die Tertiärobergrenze von etwa 690 m NN auf etwa 740 bis 745 m NN an, also auf $1\frac{1}{2}$ km um rund 50 m. Wir können damit den Ostabfall des Grönenbacher Schotterzuges etwa auf der Linie Waldegg—Gmeinschwenden—Haldenmühle ansetzen (in Abb. 2 liegt die Haldenmühle 600 m westlich von Kiesels).

Da östlich dieser Linie dann das Tiefland des Ur-Illertales anzusetzen ist, in dem bei Ziegelberg bis in eine Tiefe von mindestens 633 m NN Schotter lagern (SCHAEFER 1953, Tafel II), wird das Umbiegen aller Moränenzüge gerade entlang dieser Linie verständlich. Damit dürfte sich aber auch gleichzeitig das überfahrene WI-Stadium EBERLS (1930, S. 19) erledigen, da die Verhältnisse nunmehr ungezwungener mit dem vorwürmzeitlichen Untergrund erklärbar sind, über den sich nur die verschiedenen Moränenzüge hintereinander gelegt haben (vgl. auch STEPP 1953, S. 176). Wegen des Tieflandes des Ur-Illertales haben sich an der Stirn mehr Moränenstadien gebildet als auf den umgebenden Höhen, wo der Gletscher schwerer beweglich war und nicht jedes Stadium durch einen besonderen Wall belegt ist.

Neben den Moränenwällen treten ebenso deutlich die Entwässerungsbahnen der einzelnen Stadien heraus. Bis zum zehnten Wall hinter der AJE sind Stauschüttungen bzw. Gletscherrandschüttungen festzustellen, die östlich der Linie Kronhofen—Reichholzried alle durch das Trompetentälchen entwässerten. Der Abfluß erfolgte über einen Stausee etwa im Niveau 702 m NN. Da der schon früher gebildete kleine Sander, der das Reichholzried nach Süden abschließt, noch etwas über 705 m NN herausragt, wurde diese Aufschüttung von den Schmelzwässern der späteren Stadien auf der Seite, besonders zwischen dem Sander und der Siedlung Käfers in einer deutlichen Rinne umflossen. Ein Gefälle ins Beckeninnere ist also nicht vorhanden, wie SCHAEFER (1953, Tafel II a) zeigt. Vielmehr handelt es sich zunächst um die Bildung eines Sanders, der ein deutliches Gefälle nach Norden hatte. Später wurde dann hinter dem Sander eine Aufschüttung in einen Stausee abgelagert, dessen Abfluß sich auf das untere Ende des oben genannten Sanders einregelte.

b) Die Altusrieder Gletscherzunge (Grönenbach 8127 und Leutkirch 8126). Auf der Westseite der Grönenbacher Schotterplatte ist der Iller

Abb. 2. Die Stirn des Illergletschers in der Würmeiszeit — (in der Nähe des heutigen Illercañons ergänzt, vgl. S. 19). Wie beim Rheingletscher fällt auch hier die große Zahl von Endmoränenwällen und die Aufgliederung in Teilgletscherzungen auf. (M Moos, N Neumühle, S Sommerberg, G Gmeinschwenden, B Binzen, Ki Kiesel, K Käfers, E Eichholz.) Die Ränder des Trompetentälchens sind gestrichelt. Die punktierte Fläche links oben ist das Bettricher Tal.



entlang ein Schotterzug von Rothenstein über den Tobel Tiefenau nach „Bock“ bis in das Wäldchen zwischen Sommersberg—Maierhof zu verfolgen. Während bei Bock noch sehr mächtige, außerordentlich stark verbackene Nagelfluhfelsen aufsteigen und zur Iller vorspringen, wird die Nagelfluh nach Südosten zunehmend von Moränenmaterial verhüllt und tritt nur noch an Hangrutschen hervor. Ihre Unterkante macht sich durch Quellaustritte und Hangrutschen bemerkbar. Außerdem wird nach Südosten der Verbackungsgrad der Nagelfluh geringer. Nun ist der Verbackungsgrad zwar kein eindeutiges Alterskriterium, wie — neben anderen Autoren — auch GERMAN (1950) an Hand letzteiszeitlicher Ablagerungen im Rheingletschergebiet nachweisen konnte. Bei dem erheblichen Unterschied des Verbackungsgrades darf jedoch angenommen werden, daß zwischen Bock und Sommersberg die randlichen, also recht kräftig verbackenen Partien der Nagelfluh vom letzteiszeitlichen Gletscher weggerissen, oder daß sie beim Eintiefen des Illercañons wegerodiert worden sind (s. u.).

Im Westen der Iller (vgl. Abb. 2) ist die äußerste Moräne der letzten Vereisung aus der Gegend von Binzen (vom Punkt 757 bei Buch nördlich Binzen) nach Norden über Diesenhofen, Punkt 752, Punkt 771, zur Einöde Buchen zu verfolgen. Die bei SCHAEFER (1953, Abb. 3) oder bei STEPP (1953, Abb. 2) eingezeichneten Moränenkuppen geben den Endmoränenverlauf nur unvollkommen wieder. Von der Einöde Buchen zieht die Endmoräne in Richtung Moos östlich Bruggmers und zum Tal der heutigen Rohrach, wobei sie von 771 m NN auf fast 700 m NN absinkt. Dieser lange, geneigte und verhältnismäßig geradlinige Verlauf einer Endmoräne läßt uns vermuten, daß der Gletscher zwischen Sommersberg (787 m NN) im Osten der Iller und Dießenbach (771 bis 765 m NN) im Westen der Iller in eine gleichmäßig nach Norden abfallende Mulde hineinfloß.

Diese Mulde kann folgendermaßen rekonstruiert werden: Der ältere Schotterzug, der von Buxach über Hitzenhofen—Greuth (8026 Aitach) —Steinbach zum Weiler Ehrensberg (Leutkirch 8126) zieht und bei Moos (Grönbach 8127) über dem heutigen Illertal abbricht, zeigt in seinem letzten Teil zwischen Lautrach und seinem Abbruch zur Iller eine schon stark zertalte Oberfläche (vgl. Abb. 3). Zwischen Steinach und der Iller ist dieser in der Längserstreckung 7 km lange Schotterzug (seine Fortsetzung ist das Hitzenhofener Feld), der nach GRAUL (1953, Abb. 2 b) in das jüngere Mittelriß gehört, von fünf Tälchen zerteilt. Sie reichen heute bis zu 2 $\frac{1}{2}$ km in die Schotterplatte hinein. Das erste

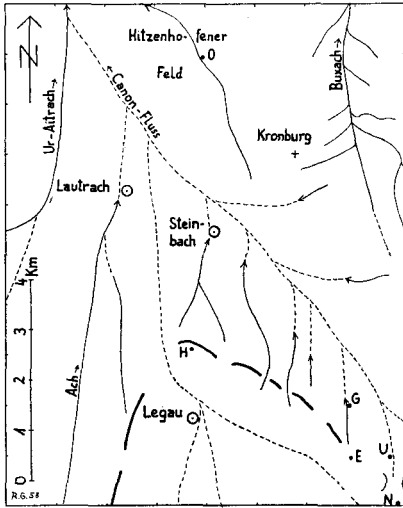


Abb. 3. Rekonstruiertes Gewässernetz des autochthonen Cañonflusses, des Vorläufers des heutigen Illercañons (O Oßlang, H Hummels, G Greut, E Ehrensberg, U Unterrau, N Neumühle). Die dicken Linien sind die rißzeitlichen Endmoränen des Legauer Standes. Davor erstreckt sich das Steinbacher Feld. Das heutige Talnetz (dünne Linien) läßt sich leicht zu dem früheren Flußnetz ergänzen (gestrichelt). Unmittelbar nördlich von Neumühle (N) liegt die vermutete alte Wasserscheide, die von den Schmelzwässern der Diemannsrieder Gletscherzunge durchbrochen werden mußte, um die Iller aus dem Memminger Tal in ihr heutiges Tal zu verlegen. Im Osten schließt sich an die ehemalige Wasserscheide nördlich von Neumühle (N) sofort die hochgelegene Grönenbacher Schotterplatte an.

dieser Tälchen (s. Abb. 3) verläuft durch Steinbach, das zweite durch die Einöde Benger, das dritte durch Kaltenbronn, das vierte durch Loch und das fünfte bei Maien—Greut. Die Anlage dieser Tälchen dürfte nach der Moränenlage dieses Stadiums — zwischen Hummels (H) und nordwestlich Ehrensberg (E) noch klar erkennbar — wohl schon mittelrißzeitlich durch die Schmelzwässer und ihre Gletschertore angelegt sein. Sicher wurden die Tälchen, wie die heutige Morphologie und die Gefällskurve klar erkennen lassen, in der Folgezeit weiter ausgeformt und flossen alle jenem einst autochthonen Fluß zu, dem die Iller im Cañontal ihren heutigen Lauf verdankt.

Nun darf mit Sicherheit angenommen werden, daß sich der mittelrißzeitliche Steinbacher Schotterzug (südwestlich Steinbach) ursprünglich nach Osten bis an den Rand der Grönenbacher Schotterplatte fortsetzte. Bei der Regelmäßigkeit der Zertalung der Steinbacher Schotter wäre dann in der Gegend von Neumühle (N)—Unterrau (U) entweder ein sechstes Tälchen in der Fortsetzung der Steinbacher Schotterplatte nach Osten anzunehmen, oder es muß in der Naht zwischen Steinbacher und Grönenbacher Schotterplatte ein besonderer Bach gelegen haben. (Nordöstlich Ehrensberg sind die Moränen teilweise der Erosion der Schmelzwässer der Würmzeit zum Opfer gefallen.) Der Oberlauf dieses autochthonen Baches ist daher in der Gegend von Neumühle (N) anzunehmen. Das würde bis Untermukken (UM) einen etwa 11 km langen autochthonen Cañonfluß ergeben, fast genau so lang wie die Buxach, die sich in das gleiche Schotterfeld zwischen dem Ort Buxach und östlich der Kronburg eingeschnitten hat.

Einen weiteren Beweis für das Vorhandensein eines autochthonen Vorgängers im heutigen Illertal zeigen uns die Gefällskurven der fünf Tälchen zwischen Steinbach und Maien—Greut. Ihr sicher vorwürmzeitlicher Oberlauf schießt etwa zehn Meter zu tief ein, um eine Fortsetzung in dem Tälchen zu finden, das westlich der Kronburg in 660 m NN ansetzt und nach Nordnordwest und Nordwest über Oßlang (O) südlich Ferthofen in die Iller fließt. Also lag im Unterlauf des Cañonflusses mit Sicherheit ein autochthoner Bach, der

mindestens bis Maien—Greuth reichte. Die sinnvolle Ergänzung bis auf die Höhe von Neumühle fällt dann nicht mehr schwer.

Das Quellgebiet dieses autochthonen Flusses bzw. sein Oberlauf sind nun die entscheidenden Stellen für den Abfluß des würmzeitlichen Schmelzwassers. Der Ottenstaller Bach kam für eine Entwässerung beim Vormarsch des Illergletschers gar nicht in Frage. Damals dürfte sich vielmehr — ähnlich wie beim östlichen Rheingletscher, als der Abfluß durchs Rißtal durch dazwischenliegende Tertiärriegel gesperrt war — zwischen Reichholzried und Dießenbach kurze Zeit ein Stausee gebildet haben, der infolge der Schwelle bei Dießenbach nur über den Oberlauf unseres autochthonen Baches bei Neumühle abgelassen sein kann (vgl. auch Kap. VII, 2).

Somit dürfen wir etwa bei der Neumühle das Ende der Altusrieder Gletscherzunge annehmen. Dieses Ergebnis steht mit der von Moränen überdeckten Nagelfluh der Grönenbacher Schotterplatte in guter Übereinstimmung, so daß wir die heute erhaltenen Endmoränen der Altusrieder Gletscherzunge für den Maximalstand der Würmzeit wie in Abb. 2 ergänzen dürfen.

c) Das Stadium von Binzen (GRAUL 1953, S. 35). Während im Gebiet hinter der ÄJE vor GRAUL nur Moränenstadien bekannt waren, die recht gleichmäßig hintereinander lagen, gelang es GRAUL (l. c.) erstmals, ein Moränenstadium herauszuarbeiten, das sich in den bisherigen Rahmen nicht einordnen ließ. Er schrieb dieses Stadium — in Verbindung mit der Mooser Terrasse — einem kleinen Vorstoß zu.

Dieses Stadium ist nach GRAUL (l. c.) vom Roßberg bei Binzen bis zur Moräne, die den Sachsenrieder Weiher umschließt, zu verfolgen (alles Grönenbach 8127). Die weitere Beschreibung des Verlaufes nach Norden, wie auch nach Süden (vgl. auch GRAUL 1953, Abb. 2 d) darf allerdings nicht unwidersprochen bleiben.

Das Moränenstadium, das den Sachsenrieder Weiher umschließt, ist das überfahrene WI-Stadium EBERLS (1930). Wie oben ausgeführt, haben wir es hier mit dem Abfall von der Grönenbacher Schotterplatte zum Ur-Illertal zu tun. Die Moräne südlich und südöstlich Hueb, die im Tiefland des alten Ur-Illertales liegt, tritt deshalb nicht so deutlich in Erscheinung wie diejenige süd-südwestlich Gmeinschwenden, die auf dem alten Höhenzug im Westen des Ur-Illertales abgelagert wurde. Eine Schwierigkeit im Weiterverfolgen der Moränen liegt hier demnach in dem sehr zertalten Relief vor dem Gletschervorstoß. Eine weitere Schwierigkeit bildet die bei dem Vorstoß nach Binzen offensichtlich aufgetretene Aufgliederung des Gletscherrandes in Teilgletscherzungen.

Die Moräne des Stadiums von Binzen verläuft zuerst von Gmeinschwenden (das Folgende alles Blatt Grönenbach 8127) in nordöstlicher Richtung über die Gegend südlich Hueb, biegt dann in Richtung Südosten nach Heusteig ab und springt in Heusteig schließlich in einer neuen Teilgletscherzunge bis nach Seefeld vor. Bei Heusteig liegt also eine Stelle, an der sich zwei Teilgletscherzungen gabelten. Wie GERMAN (1958) ausführte, liegen bei ebenem Vorland die höchsten Stellen der Moränenwälle gerade an solchen Gabelungen. Recht bezeichnend für die Gabelung ist auch das den Moränen vorgelagerte ehemalige Gewässernetz. Einmal ist von Hueb aus ein (heute natürlich trockenliegendes) Tal im Bogen nach Ostnordosten und Nordnordosten zu verfolgen; sodann ist

der Moräne von Seefeld im Westen eine kleine Schmelzwasserrinne vorgelagert, die im gleichen Niveau wie diejenige von Hueb ausläuft.

Die Fortsetzung dieses Stadiums von Binzen im Osten des Trompetentälchens darf in dem Wall nördlich Hörensberg gesucht werden. Da dieser Wall außerdem gegenüber den im Norden davorliegenden Wällen um etwa $\frac{1}{2}$ km nach Westen versetzt ist, darf auch hierin ein Hinweis auf einen neuen kurzen Eisvorstoß erblickt werden. Der weitere Verlauf dieses Walles ist nur über Maiers nach Schrattenbach zu verfolgen, wo der Wall dann an das im Osten liegende Hochgebiet angeklebt ist.

Verfolgen wir nunmehr unser Moränenstadium von Binzen aus nach Süden. Zwischen Ösch und Weilhalden (Grönenbach 8127) ziehen insgesamt sechs Moränenwälle nach Südosten. Der westlichste Wall gehört zweifellos zur AJE. Der (von Westen aus gezählte) dritte Wall, der von Oberhueb nach Figlers hinunterzieht und zum Teil von GRAUL für den Stand von Binzen beansprucht wird, verzahnt sich beim Hof Figlers mit Stauseeschüttungen. Gegenüber der im Norden des Roßberges vorspringenden Zunge liegt die Zunge des Stadiums vom Hofe Figler aber zu weit zurück, aber auch etwas zu tief. Wir müssen die Fortsetzung des Walles von Gschlif bei dem ersten Wall hinter der AJE suchen, der zwischen der AJE und dem Wall von Figlers (bisher alles Grönenbach 8127) nach Südosten auf Winneberg (Kempten 8227) zieht. Dort stößt der Moränenwall von Binzen auf die AJE (Äußere Jugendmoräne).

Die Tatsache, daß in diesem Bereich die Moräne von Binzen die AJE erreicht, vielleicht um Geringes überfährt, wird durch die Schmelzwasserablagerungen erhärtet. Während das Entwässerungsniveau der AJE von Winneberg aus flach nach Nordwesten abfällt, schießt von dem Wall des Stadiums von Binzen aus eine schmale Terrasse steil ins Tal des Winnebergbaches hinab nach Ottenstall, wo eine Terrasse bis über Binzen hinaus zum Volksratshofener Feld (Aitrach 8026) zu verfolgen ist (Kap. V, 4).

Nach Süden ist der Moränenverlauf klar erkennbar. Nach dem Gletschertor südlich Winneberg verläuft der Wall (immer auf Kempten 8227) zwischen Schöneberg und Opprechts (dort liegt ein neues Gletschertor) hindurch zu Pkt. 851. Bei Gehlen ($2\frac{1}{2}$ km vom nördlichen Blattrand) lag ein neues Gletschertor. Deshalb springt die Moräne dort weit vor und verläuft über Pkt. 807 (im Tal östlich Heckels—Mühle) über die Höhe östlich Greuts—Winnings, um westlich Eggholz—Leuten—Grub im Bogen auf Strohmayers und Pkt. 881 nördlich Egg zu ziehen. Im Tiefgebiet von Markt Wiggensbach fällt die Moräne steil ins Tal über den Namen „Egg“, die Einöde Burg und steigt zwischen Hino und dem Pkt. 889 steil zu Pkt. 951 Eschachberg an, um westlich Wegscheidel das Tal der Eschach—Kürnach zu erreichen.

In seiner ganzen Erscheinung erinnert der Moränenwall von Binzen an die IJE des Rheingletschers. Diese Vermutung wird durch Terrassenprofile bestätigt. Schließlich läßt sich beim Illergletscher südlich des Stadiums von Binzen kein neuer Vorstoß außer den gewöhnlichen „Rückzugsschwankungen“ (örtliches Oszillieren des Gletscherrandes beim Abschmelzen) mehr feststellen. Deshalb ist es gerechtfertigt, den Wall des Stadiums von Binzen, der zweifellos einem neuen Vorstoß entspricht, als die IJE des Illergletschers zu bezeichnen (IJE = Innere Jugendmoräne).

In diesem Zusammenhang ist es von Bedeutung festzuhalten, daß die Moränen des Illergletschers bei Wegscheidel an der oberen Eschach-Kürnach der IJE zuzuschreiben sind. Der Schwemmkegel der Eschach ist daher — abgesehen von seinen postglazialen Überdeckungen — nicht nur in die Hochwürmzeit (R. SCHMID 1955) zu stellen, sondern seine Bildung hat bis ins Spätwürm angedauert. Während der Rheingletscher schon bald nach dem Maximalstand seinen Rand von der AJE bei Leutkirch—Isny zurückverlegte, lag der Illergletscher an der obersten Eschach-Kürnach wieder oder noch in vorderster Stellung. Unter diesen Umständen ist es nicht verwunderlich, daß der auch zur IJE des Illergletschers gehörige Eschachschwemmkegel die AJE des Rheingletschers unterschritten, ja zugeschüttet hat. Auf diese Weise bestätigt sich die Vermutung von GERMAN (1950), daß es sich bei den mächtigen Akkumulationen auf der Randstromrinne Isny—Leutkirch mindestens im Kern auch um Ablagerungen zur Zeit der Bildung der IJE handelt.

2. Die Moränen des Rheingletschers

Die Moränenlandschaft des Rheingletschers besteht aus zwei recht verschiedenen Teilen, die durch die Linie Friedrichshafen—Wilhelmsdorf getrennt werden. Das westliche Gebiet verfügt über relativ wenig Endmoränenablagerungen, da dort der Rheingletscher infolge des ansteigenden Vorlandes an seinem Rand oft von einem Wassersaum umgeben war. Außerdem haben sich bei der peripheren Entwässerung an seinem Rand große Wassermassen entlangbewegt. Diese fegten dabei die jungen Ablagerungen weitgehend mit, oder veränderten sie. Deshalb ist es auch nicht verwunderlich, daß die Einzelheiten der Gliederung des westlichen badischen Gebiets mit demjenigen im östlichen württembergischen nicht besonders gut übereinstimmen.

Der östliche Teil des Rheingletschers verfügt über eine scheinbar verwirrende Fülle von Moränenstadien aus der letzten Vereisung. Aus dieser Menge wurde bisher oft nur eine Auswahl herausgegriffen, um die eine oder andere Ansicht zu dokumentieren, um einen vorläufigen oder einen örtlichen Überblick zu bieten (ED. WAGNER 1911, M. SCHMIDT 1907, 1911, 1913, 1931, M. SCHMIDT & M. BRÄUHÄUSER 1913, M. BRÄUHÄUSER 1934, M. MÜNST, A. SCHMIDT, M. SCHMIDT 1934, F. WEIDENBACH 1936, 1937 a, I. SCHAEFER 1940, W. SCHWARZENHÖLZER 1950, REINHOLD SCHMID 1955, GERMAN 1950, 1958). Eine weiträumige Bearbeitung der würmzeitlichen Ablagerungen unter einheitlichen Gesichtspunkten fehlte jedoch bisher. Insbesondere wurde noch von keinem Bearbeiter ein ganzer Sektor von der AJE bis zum Bodensee durchgehend verfolgt. Teilweise hängt die bisher nur in Teilen vorgenommene Bearbeitung des Rheingletschergebietes allerdings wohl mit der besonders großen Fläche dieses Vorlandgletschers zusammen.

Mit den Arbeiten von C. TROLL (1924, 1925, 1926 und 1936) schien die Einphasigkeit der Würmvereisung im deutschen Alpenvorland klar und sicher fundiert. Der vorderste und zumeist mächtigste Wall kennzeichnet das älteste erhaltene Stadium der Würmzeit, die Äußere Jungendmoräne (AJE). Deshalb war es umso erstaunlicher, daß nach den Aufsehen erregenden Ergebnissen von EBERL (1930) im Iller—Lech-Gebiet den Endmoränen, die hinter der AJE liegen, schlagartig wieder größere Bedeutung zugesprochen wurde. Man wollte daraufhin wie EBERL in allen ehemaligen Vereisungsgebieten mit mehr oder weniger

Glück die Würmzeit mit Hilfe von Moränenwällen untergliedern. Dabei suchte man häufig nach besonders hohen Wällen; denn die AJE fällt ja überall durch ihre eindrucksvolle Morphologie auf. Deshalb schloß man, daß andere mächtige Wälle auch einem besonderen Vorstoß angehören müssen. Es bereitete meist in keinem Gletscherbereich besondere Schwierigkeiten, mehrere mächtige Moränenwälle aufzufinden, die dann mit besonderen Vorstößen der letzten Eiszeit verknüpft und WI, WII und WIII genannt wurden.

Kritische Einwände gegen diese Gliederung wurden eigentlich nur deshalb laut, weil mindestens nicht von allen hinter der AJE liegenden Moränenwällen, die besonderen Vorstößen zugeordnet wurden, Schotterfelder wegführten. Somit konnte es sich um keine glaziale Serie handeln. Ein neuer Vorstoß war somit nicht nachweisbar. Die betreffenden Moränen wurden zu sog. Rückzugsstadien erklärt. Dadurch spielte in der Folgezeit nur noch die AJE eine Rolle.

Welche Bedeutung haben nun aber die Moränen hinter der AJE? — Um dieses Problem zu lösen, mußten möglichst viele Moränenzüge in diesem Gebiet aufgenommen werden. Diese hinter der AJE beckeneinwärts liegenden Moränenwälle zeigen nun meist einen der AJE recht ähnlichen Verlauf. So gut das Verfolgen der Moränenzüge in der Nähe der AJE noch gelingt, im Hinterland, dem Bodensee zu, wird dagegen das Verbinden entsprechender Moränenzüge immer schwieriger (ED. WAGNER 1911, M. SCHMIDT 1911, W. SCHMIDLE 1914 und andere). Dies führte früher oft zu Mißdeutungen. Der Fehler bestand darin, daß lediglich einige nahe zusammenliegende und hochgelegene Punkte der Landschaft zu einem Gletscherstand verbunden wurden. Gelegentlich ist man dabei so großzügig verfahren, daß nicht einmal immer die natürlichen Entwässerungsbedingungen, der Ablauf der Schmelzwässer, berücksichtigt worden sind. Es mußten daher neue Gesichtspunkte herausgearbeitet werden, um ein zutreffenderes Bild der Moränenzüge zu verschaffen.

Dazu verhilft uns die feinmorphologische Analyse der Landschaftsoberfläche in Verbindung mit den bekannten geologischen Methoden (GERMAN 1958). Die morphologischen Kennzeichen treten bei genauerem Beobachten auf engstem Raum in bemerkenswert großer Zahl, wenn teilweise auch in kleinsten Dimensionen auf und erlauben uns in ihrem oft vielfältig kombinierten Auftreten wichtige Rückschlüsse auf die Entstehung der Landschaft.

Im folgenden benenne ich den am weitesten nach Norden vorspringenden Teil des Rheingletschers „Schussenlappen“ und den im Osten anschließenden Teil „Argenlappen“ nach den größten heute durch jene Gebiete ziehenden Flüssen.

3. Morphologie der jungpleistozänen Moränenlandschaft in Oberschwaben

Untersuchen wir mit Hilfe der feinmorphologischen Kennzeichen das Gebiet des Rheingletschers in Oberschwaben, so erhalten wir folgendes Bild (Abb. 1). Wir erkennen oben von links nach rechts die Niederterrasse bei Saulgau, den Sander ins Federseebecken, die Niederterrasse ins Rißtal mit dem trockenen Riedtal südlich des Hochgeländes, den Sander ins Wurzacher Becken, die Sander bei

Arnach und bei Leutkirch und die Randstromrinne Isny—Leutkirch am Fuße der Adelegg. Über alle diese Akkumulationen flossen die Schmelzwässer in der Würmvereisung zur Donau. Die Entwässerung nach Westen zum Rhein trat erst sehr spät ein, als die Eismassen nur noch die südliche Hälfte des Kartengebiets bedeckten. Um das Bild nicht noch mehr zu verwirren, wurden nur die Schotterakkumulationen eingetragen, die zur AJE und zur IJE gehören. Die feinen Punkte in Abb. 1, die über den größten Teil der Karte verstreut sind, bedeuten nicht, wie sonst üblich, Sandablagerungen, sondern versuchen die Höhenverhältnisse darzustellen. Zwischen 400 und 550 m NN wurde die Karte weiß gelassen, zwischen 550 und 700 m NN wurden einzelne Punkte und über 700 m NN zahlreiche Punkte eingetragen. Dadurch sollten die Hoch- und Tiefgebiete hervorgehoben werden, da diese für die Gletscherzungen von Bedeutung sind (s. u.).

Die AJE können wir von Saulgau über die Atzenberger Höhe, das Federseebecken, Winterstettenstadt, das Riedtal entlang bis an den Südrand der Grabener Höhe verfolgen. Die Endmoränen, die uns das Riedtal entlang begleitet haben, ziehen nach Süden in der alten Richtung weiter. Die AJE dagegen springt in scharfem Knick ins Wurzacher Becken vor und ist über Molpertshaus—Eintürnen—Arnach—Diepoldshofen in die Gegend südlich Leutkirch zu verfolgen. Es steht außer jedem Zweifel, daß dieser ganze, morphologisch sehr frische Moränenzug ein- und derselben Vereisung angehört (GERMAN 1950). Bei dem scharfen Knick im Süden der Grabener Höhe handelt es sich um die Grenze zwischen zwei Gletscherlappen, dem Schussenlappen im Westen, der sich am weitesten nach Norden vorschob, und dem Argen- oder Allgäulappen im Osten, an den sich dann der Rottachlappen (REINHOLD SCHMID 1955) anschließt. Wie A. SCHREINER (1950) zeigte, lassen sich Schussen- und Argenzunge mit dem dazwischenliegenden scharfen Knick auch in der Rißvereisung nachweisen.

Beachten wir zunächst die großen Züge des Moränenverlaufes, so fällt uns auf, daß die AJE in den Tiefgebieten, in denen die Niederterrasse aufgeschüttet wurde, weiter vorspringt als auf den etwa 100 m höher gelegenen Spornen, die mit rißzeitlichen und älteren Ablagerungen bedeckt sind. Der Gletscher richtete sich an seiner Stirn in diesem Fall zweifellos nach dem Untergrund. Interessant ist aber außerdem, daß die Sporne unter den würmzeitlichen Ablagerungen noch weiter ins Beckeninnere zu verfolgen sind. Zwar wurden sie durch den Gletscher der Würmvereisung abgeschliffen und erniedrigt, aber ihr Kern ist noch zu erkennen. Wir sehen das an der relativ hohen topographischen Lage der Würmablagerungen im Verhältnis zu den Nachbargebieten. Außerdem bleiben in jenen Hochgebieten die Moränen der späteren Stadien ebenso zurück wie die AJE an den betreffenden Spornen. Wir sehen dies sehr schön an der Atzenberger Höhe bis zurück nach Aulendorf, bei der Grabener Höhe bis in die Gegend von Bergatreute und am Ziegelberg bis vor Röthenbach. Umgekehrt liegen in den Tiefgebieten häufig Schotterakkumulationen, worauf schon WEIDENBACH (1936) bei der Kartierung des Blattes Waldsee und den dort liegenden Deltaschüttungen hinwies. Im Südwesten des Wurzacher Beckens hat sich dabei auf Bl. Reute (8124) eine wundervolle Toteislandschaft entwickelt.

Im einzelnen zeigt uns Abb. 1 folgende Besonderheiten:

a) Die Struktur der Stirnmoränen. Ein Verfolgen der ÄJE nach feinmorphologischen Gesichtspunkten zeigt uns, daß fast der ganze Verlauf der ÄJE bogenförmig angelegt ist. Zwischen zwei Teilgletscherzungen springen fast immer die Seiten- bzw. Mittelmoränen mehr oder weniger weit ins Beckeninnere zurück. Am schönsten ist dies zwischen Wolfegg und Waldburg im sog. Altdorfer Wald zu beobachten, der bisher für eine einzige Moräne gehalten wurde (vgl. WEIDENBACH in FRANCK 1937, Abb. 80). Tatsächlich handelt es sich, wie GERMAN (1950) zeigen konnte, um eine Mittelmoräne und verschiedene angeklebte Seitenmoränen des Schussenlappens im Norden und des Argenlappens im Süden. Sehr schön kommt hier, wie auch verschiedentlich zwischen Leutkirch und Wangen, diejenige Erscheinung im großen zur Geltung, die bei den einzelnen Teilgletscherzungen im kleinen vorkommen (GERMAN 1958). Die Mittelmoränen sind zumindest in ihrem vordersten Teil die höchsten Stellen der Wallmoränenablagerungen.

Die bisher großzügig durchgezeichneten Endmoränenlinien werden nunmehr durch eine bogenförmige Struktur ersetzt. Der bisher einheitlich erschiene Wall der ÄJE läßt sich rein morphologisch gliedern.

b) Die Auflösung der geschlossenen Endmoränenzüge. Verfolgen wir einen bestimmten Sektor der Moränenlandschaft von außen nach innen, also zentripetal, so stellen wir fest, daß die bei der ÄJE noch recht geschlossene Front der Stirnmoränen sich an den Mittelteilen der einzelnen Teilgletscherzungen immer mehr ausbuchtet, bzw. daß die Mittelmoränen gegenüber den Stirnmoränen zurückliegen. Noch weiter im Beckeninnern setzt die Stirnmoräne immer mehr aus. Dafür finden wir geradlinige flache Rücken aus Moränenmaterial, die gerade in der rückwärtigen Verlängerung der hohen Mittelmoränen der ÄJE liegen und daher zweifellos als Mittelmoränen angesprochen werden dürfen. Dieser beckeneinwärts zunehmende Mangel an Stirnmoränenmaterial ist leicht dadurch zu erklären, daß der an der Gletscherstirn aufgenommene Schutt in den Alpen und im Vorland schon weitgehend ausgeräumt war und hauptsächlich in der ÄJE und in der Niederterrasse steckte. Für die Errichtung der Wallmoränen der rückwärtigen Stadien war daher nicht mehr viel Material vorhanden.

c) Das Problem der IJE. Etwa 10 km hinter der ÄJE liegt nach der eben erwähnten Auflösung des Gletscherrandes plötzlich wieder ein recht geschlossener Endmoränenzug mit einem deutlich durchziehenden Wall, der von der Gegend von Wilhelmsdorf bis zur Argen einwandfrei verfolgt werden konnte. Hinter der IJE wiederholen sich all die Erscheinungen, die wir vorhin hinter der ÄJE kennengelernt haben. Die bei der IJE geschlossen durchgehenden Wallmoränenablagerungen werden beckeneinwärts spärlicher, bis sie etwa auf der Linie Tettang—Wangen fast ganz aussetzen. Die Geschlossenheit der IJE gegenüber den Moränen ihres Vor- und Hinterlandes zeigt deutlich, daß es sich bei der IJE keineswegs um ein ganz beliebiges sog. Rückzugsstadium handelt (SCHAEFER 1940), sondern daß ein gewisser Neuvorstoß stattfand. Diesem Neuvorstoß möchte ich aus verschiedenen Gründen (s. GERMAN 1950) eine wesentlich größere Bewegungszone zusprechen als den gewöhnlichen sog. Rückzugs-

stadien, die vielfach, wie Stauchungen beweisen, auf örtlichen Oszillationen beruhen. Da sich die Teilgletscherzungen vor und hinter der IJE nicht decken, ja ältere Würmmoränen von der IJE geschnitten werden, hat man im Rheingletschergebiet der IJE bisher mit Recht eine Sonderstellung eingeräumt.

d) Die Vielzahl der Moränen zeigt, daß das Geschehen nach dem Maximalstand viel reichhaltiger war als bisher angenommen wurde. Außerdem zeigt Abb. 1 (ebenso wie Abb. 2 für die Stirn des Illergletschers), daß sich diese Moränen außer der ÄJE und der IJE nicht in ein bestimmtes Schema pressen lassen, sei es nun drei- oder x-gliedrig. Gerade die Bogenstruktur der Endmoränen erschwert ja ein Verbinden über große Strecken. Deshalb durfte es auch nicht verwundern, daß viele der bisher vorgenommenen Gliederungsversuche nach Moränenständen (z. B. SCHWARZENHÖLZER 1950) nicht hieb- und stichfest sind. Das Geschehen am Gletscherrand in der Eiszeit war vermutlich ähnlich vielseitig wie an rezenten Gletscherrändern (GRIPP 1927). Auch hier bewegen sich einzelne Gletscherzungen gelegentlich verschieden von den anderen. Warum sollen es diejenigen der Würmvereisung anders gemacht haben? Eine Parallelisierung von Endmoränen auf größere Entfernungen ist also recht schwierig. Einige Sicherheit ist bei solchen Untersuchungen nur zu erhalten, wenn die Entwässerungsbedingungen beachtet werden (M. SCHMIDT 1911).

Wir sehen somit: Bei einer genauen Aufnahme aller Moränenzüge ergibt sich ein ganz neues Bild der Moränenlandschaft. Zahllose, oft einzelstehende Moränenbögen beherrschen das Hinterland der beiden Jugendmoränenwälle. Dabei erhebt vorliegende Karte (Abb. 1) vor allem in den Randgebieten keinen Anspruch auf Vollständigkeit.

e) Die Auflösung des Gletscherrandes in weitere Teilgletscherzungen. Es ist auffällig, daß von den Jugendmoränen aus beckeneinwärts eine gewisse Zunahme der Teilgletscherzungen festzustellen ist. Wie kann diese fortschreitende Zerlappung des Eisrandes erklärt werden? Beim Maximalvorstoß schob die Stirn des Gletschers große Schuttmassen zu dem eindrucksvollen Wall der ÄJE zusammen. Demgegenüber mußte das Material der Mittelmoränen aus den Alpen herantransportiert werden. Zudem verteilte sich dieses Material auf eine lange Wegstrecke und konnte dadurch nur unbedeutende Wälle bilden. Diese Mittelmoränenwälle fallen daher (außer bei der ÄJE selbst) im Gebiet dicht hinter der ÄJE kaum oder gar nicht gegenüber dem mächtigen Wall der ÄJE auf.

In dem Gebiet aber, in dem die Gletscherstirn beim Oszillieren wenig Schutt zum Zusammenschieben vorfand und unbedeutende Stirn- und Seitenmoränen vorliegen, können die Mittelmoränen in der Größenordnung die Stirn- und Seitenmoränen erreichen oder diese gar übertreffen. Wir sehen somit, daß es wichtig ist, alle einzelnen Moränenwälle (Stirn-, Seiten- und besonders Mittelmoränen) sauber herauszuarbeiten. Nur dann erhalten wir ein genaues Bild des pleistozänen Geschehens im Moränengebiet.

f) Die Stellung der Drumlins. Die Drumlins beherrschen den ganzen südlichen Teil der Abb. 1. Sie sind mit geraden Strichen längs ihrer Achse eingezeichnet. Verfolgt man diese Drumlinachsen in zentrifugaler Richtung, z. B.

westlich von Wangen i. A., so kommt man nach kurzer Entfernung bemerkenswerterweise gerade auf die Mittelmoränen der sog. Rückzugsstadien. An vielen anderen Stellen ist die Entfernung zwischen beiden Bildungen größer, so daß eine einwandfreie Angabe über den Zusammenhang zwischen Drumlin und Mittelmoräne nicht gemacht werden kann. Überhaupt ist es im Rheingletschergebiet an den Grenzzonen fast unmöglich, zu sagen, wo ein Hügel nur Mittelmoräne und wo er schon ausschließlich Drumlin ist. Es scheint ein fließender Übergang zu bestehen. In diesem Zusammenhang ist bemerkenswert, daß bereits SCHMIDLE (1926, zit. nach E. EBERS 1926, S. 240) aus dem westlichen Gebiet des Rheingletschers Hügel beschreibt, welche „einerseits noch zu den Drumlins gerechnet werden und ihnen aufs engste benachbart sind, andererseits aber noch so stark an Seitenmoränen erinnern, daß SCHMIDLE von diesen Hügeln . . . sagt, daß sie ganz intakte Seitenmoränen darstellen dürften“.

Ein besonders guter Aufschluß südwestlich von Wangen, der zufällig gerade den proximalen, also beckeneinwärts liegenden Teil eines Drumlins quer aufschneidet, zeigt zu beiden Seiten der vertikalen Mittelachse steil aufgerichtete, mit über 70° nach außen abfallende Sande. Aus der Lagerung kann geschlossen werden, daß die Steilstellung der Sande durch Pressung zwischen den Eisblöcken zweier Teilgletscherzungen entstanden ist und die Moränenüberdeckung dann zu einem guten Teil die Mittelmoräne zwischen zwei Teilgletscherzungen darstellt. Aber nicht immer sind in den recht spärlichen Aufschlüssen der Drumlinlandschaft Pressungen nachzuweisen. Vielfach handelt es sich einfach um überfahrene Rücken aus Schotter oder Moräne, die heute eine dünne Grundmoränendecke und evtl. auch fluviale Bildungen des Eistrückzuges tragen. Die dünne Grundmoränendecke ist an den untersten Teilen der Drumlins, besonders an den Abhängen der größeren Flußtäler nicht immer vorhanden. Die Erosion spätglazialer Schmelzwässer führte diese Decken von nur geringer Mächtigkeit fort oder schwemmte die feinen Bestandteile aus. Aber auch bei diesen Rücken, die an den Flanken aus Kies bestehen und nur auf ihrer Oberfläche Grundmoränen tragen, finden wir die bekannte gesetzmäßige Drumlinanordnung vor.

Zusammenfassend darf daher festgestellt werden: Im Rheingletschergebiet liegen die Drumlins genau hinter den Mittelmoränen der Teilgletscherzungen. Eine Unterscheidung der beiden Bildungen ist nur sehr schwer, oft überhaupt nicht möglich.

g) Die Entstehung der Teilgletscherzungen. Das Einfließen der Eismassen in Mulden hat EBERL (1930) bewogen, die Entstehung der Gletscherzungen auf präexistierende Mulden zurückzuführen. Hat diese Beobachtung im großen ihre unbestreitbare Gültigkeit (vgl. die Tiefgebiete an der ÄJE und die dazwischenliegenden Sporne), so kann doch bei der riesigen Anzahl von Teilgletscherzungen diese Erklärung für jede einzelne nicht mehr befriedigen. In unserem Falle, bei rund 75 abgebildeten Teilgletscherzungen, liegt es nahe, nach einer anderen Erklärungsmöglichkeit Umschau zu halten.

Aus folgenden Gründen möchte ich vorläufig annehmen, daß es sich bei den hier behandelten Teilgletscherzungen des Rheingletschers um ursprüngliche Bildungen der einzelnen Seitentäler des Rheins handelt:

1. Die Mittelmoränen der einzelnen Teilgletscherzungen in Oberschwaben sind als Leitlinien gut verfolgbar.

2. Bei rezenten Gletschern ziehen die Mittelmoränen auf große Entfernung durch.

3. L. KRASSER (1945) ist es ganz am Ostrand des Rheingletschers gelungen, die Eismassen mit Hilfe von Leitgeschieben vom Nähr- bis zum Zehrgebiet zu verfolgen. Die tieferen Ursachen im einzelnen noch näher zu ergründen, wird eine Aufgabe der Zukunft sein. Da wir in Norddeutschland ähnliche Erscheinungen der Aufgliederung des Eisrandes kennen (GRIPP 1951, REINHARD & RICHTER 1958), gilt es sorgfältig zu prüfen, ob nicht doch andere Ursachen für die Bildung der Teilgletscherzungen in Frage kommen oder wenigstens dabei beteiligt sind. Hierbei ist wohl auch an das Klima zu denken, da im Rheingletschergebiet tektonische Ursachen für die Entstehung der Teilgletscherzungen ausscheiden. — Hier sollte nur gezeigt werden, daß das Geschehen am Eisrand des Rheingletschers in der Würmvereisung nach Bildung der ÄJE wesentlich vielseitiger, aber auch komplizierter war als bisher angenommen.

Die wichtigsten Ergebnisse sind wie folgt zusammenzufassen:

1. Die Stirnmoränen des würmzeitlichen Rheingletschers besitzen Bogenstruktur.
2. Es konnten wesentlich mehr Moränenstadien ausgesondert werden, als bisher angenommen wurde.
3. Die IJE besitzt eine noch näher zu bestimmende Sonderstellung.
4. Mittelmoränen lassen sich auf weite Entfernung ins Beckeninnere verfolgen und stellen Leitlinien dar.
5. Die Drumlins liegen in der Fortsetzung der Mittelmoränen.
6. Im Moränengebiet des Rheingletschers finden wir hinter der ÄJE keine Anhaltspunkte für eine Zweigliederung der Würmvereisung in dem Sinne, daß ein größeres Interstadial mit beachtlicher Erwärmung und neuem Temperatursturz einschließlich aller Folgeerscheinungen die Abfolge der Ablagerungen unterbrochen hat.

4. Würmzeitliche Moränen vor dem Wall der ÄJE

Im Zusammenhang mit der Frage der Gliederung der Würmvereisung sind die Ausführungen von WENK (1957) interessant. Bei der Ziegelei Arnach (Diepoldshofen 8125) beschreibt WENK (1957, Abb. 3) Grundmoränenvorkommen wenige hundert Meter vor der ÄJE. Diese Moränen wurden bisher für rißzeitlich gehalten (A. SCHREINER 1950, geologische Übersichtskarte). Forstliche Standortunterschiede legten nach WENK (1955, S. 341) eine andere Einteilung nahe. Die Grenze der Standortgüte soll dabei nicht unmittelbar an der ÄJE, sondern einige hundert Meter weiter im Vorland liegen.

In der Verwitterungstiefe können wir bei Arnach jedoch Unterschiede zwischen den Ablagerungen vor der ÄJE und der ÄJE selbst feststellen. Sie sind allerdings geringer als diejenigen zwischen Rißmoräne und vorgelagerter Würmmoräne. Deshalb dürften die Moränenvorkommen bei Arnach den würmzeitlichen Ablagerungen wesentlich näher stehen als irgend welche rißzeitlichen Ablagerungen.

Aus diesem Grunde erscheint die gleichartige Benennung der Moränenvorkommen vor der ÄJE und der Grundmoräne unter und hinter der ÄJE wie bei WENK (1957) als ein Widerspruch. Da wir seit GRIPP (1927) den Gletscherrand ständig in Bewegung wissen, müssen wir annehmen, daß der Gletscher in der Würmzeit nach Ablagerung der Moränen vor der ÄJE nicht nur wenige hundert Meter abgeschmolzen ist und auf der Höhe der ÄJE so lange stehen blieb, bis die davorliegende Moräne einige Dezimeter tief verwittert war, sondern daß dazwischen ein Interstadial lag. Verfasser hält es daher im Gegensatz zu WENK (1957) für richtiger, die Moränenablagerungen vor der ÄJE, die aus den verschiedenen angeführten Gründen älter als die ÄJE sind, einem älteren Stadium der Würmzeit zuzuteilen, das zeitlich der ÄJE vorangeht. Da die Deckschichtenanalyse der Niederterrassen (Kap. II, 3) und die Morphologie der Niederterrassen in die gleiche Richtung weisen, wird in Kap. V näher auf die Zusammenhänge einzugehen sein.

IV. Morphologie der Niederterrassenlandschaft

1. Das Memminger Tal

Im Memminger Tal, das ein Musterbeispiel der spätglazialen Zertalung (TROLL 1924) darstellt, hatte GRAUL (1953, S. 17 f., bes. Abb. 1, S. 19) verschiedene Formengruppen ausgeschieden. Zeichnen wir aber ein sehr großes Profil von den Endmoränen bei Ziegelberg (Pkt. 734; Grönenbach 8127) über die Einöde Schulerloch (bei Pkt. 673), den Gitternetzpunkt 3592/5307 zum Pkt. 634 südöstlich Woringen (Memmingen 8227), so beobachteten wir merkwürdigerweise mehrere Teile verschiedener sich überlagernder Schwemmkegel (Abb. 4). Der Schotterzug zwischen der ÄJE und Woringen gehört also nicht nur zum Maximalstand des Gletschers (SCHAEFER 1953, S. 54 f.), sondern enthält bereits zahlreiche spätere Bildungen. Der Woringer Schwemmkegel ist also keine einheitliche Bildung. Seine heutige Oberfläche erhielt er erst im Laufe mehrerer Stadien.

Auf diese Weise erhalten wir endlich eine sinnvolle Erklärung für den recht eigenartigen Verlauf der Isohypsen zwischen Ziegelberg und Woringen. Diese entsprechen nicht dem normalen Bild auf einem Schwemmkegel. Wohl verlaufen die Höhenlinien ungefähr in regelmäßigem Abstand, aber gelegentlich stehen sie enger, manchmal weiter. Wir haben es also nicht wie bisher (bes. von GRAUL 1953, S. 17 f.) angenommen wurde, zwischen Ziegelberg und Woringen mit dem ungestörten Entwässerungsniveau der ÄJE des Maximalstandes zu tun. Bereits kurz nach der ÄJE liegt das Aufschüttungsniveau, die Schwemmkegel der nachfolgenden Stadien. Das ist auch nicht verwunderlich, da ja im rückwärtigen Gebiet 12 Stadien festgestellt wurden, die durch das Gletschertor bei Ziegelberg entwässert haben (s. Kap. III).

Versuchen wir die einzelnen Schwemmkegel gegeneinander abzugrenzen, so wird deutlich, daß das Trompetentälchen in seiner heutigen Form nur zu den spätesten Stadien gehört und die Schwemmkegel älterer Stadien weiter oberhalb ansetzen. Infolgedessen sehen wir heute nur das Akkumulationsniveau der Schwemmkegel und nicht mehr ihren Ansatz im alten (inzwischen vergrößer-

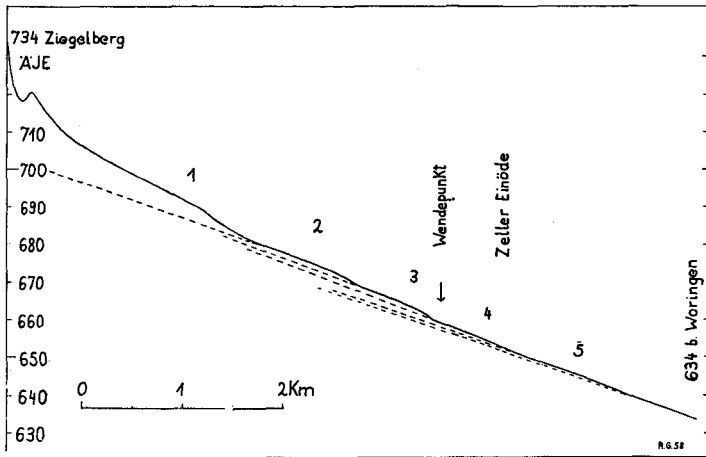


Abb. 4. Profil im obersten Memminger Tal von der ÄJE bei Ziegelberg bis Pkt. 634 bei Wöringen. Die verschiedenen Schwemmkegel (1 bis 5) heben sich deutlich voneinander ab. Nur der Schwemmkegel Nr. 1 gehört zur ÄJE selbst. Er wurde von dem Gletschertor unmittelbar nördlich Ziegelberg aufgeschüttet. Die Schwemmkegel 2 bis 5 wurden dagegen durch das benachbarte Trompetental gebildet.

ten) Trompetentälchen. Andererseits sehen wir jetzt auch die Entwicklung des Tales. Die Schwemmkegel wurden immer weiter nach Nordosten abgelenkt. Der konkave Talrand bei Dietratried war also im Spätglazial Prallhang und wurde durch die Schmelzwässer unterschritten. Die Gegenbewegung führte dann in die Gegend des Wirtshauses Dickenreis und weiter talab an den Talrand gegenüber Amendingen.

Das Memminger Tal wird oberhalb Memmingen somit durch eine Anzahl von aneinandergesetzten Schwemmkegeln gegliedert, welche die unregelmäßige Morphologie des Tales bedingen. Talabwärts sind im Memminger Tal zweifellos postglaziale Umlagerungen vorhanden, die aber keineswegs die Ausmaße annehmen, die GRAUL (1953, S. 45 f.) sehen möchte. Eine neu angelegte Kiesgrube östlich der Straße Heimertingen—Steinheim (östlich Sennhof) in ungefähr 670 m NN zeigt unter $\frac{1}{2}$ m Wiesenalm über 3 m fluvioglaziale Schüttungen im Liegenden aufgeschlossen, die sicher nicht postglazial entstanden sein können. Ein Auslaufen des hochglazialen Niveaus im Memminger Tal auf das Erolzheimer Feld ist daher möglich (s. Kap. V). Die heute sichtbare Oberfläche der glazialen Schotterablagerungen im Memminger Tal läuft aber für das Erolzheimer Feld um etwa 2 Meter zu tief aus (s. Kap. V).

Durch diese Analyse der Schwemmkegel und ihrer Entwicklungstendenz wird endlich auch verständlich, warum das Memminger Tal so verschieden breit ist. Erst die spätglaziale Schwemmkegelbildung mit ihren Flußschlingen verbreiterte das Tal an verschiedenen Stellen. Ziehen wir diese Erosionswirkungen ab, dann erhalten wir ein recht gleichmäßig breites Tal, das natürlich nur dort schmaler wird, wo es sich in den Schotterkörper des Fellheimer Feldes einschneiden muß.

Schließlich können wir auch noch das Tal der Ur-Iller zur Zeit der Bildung des Fellheimer Feldes zu rekonstruieren versuchen, indem wir alle späteren Ver-

änderungen abziehen. Dabei erhalten wir ein recht schmales Tal, das zwischen Grönenbach und Ittelsburg mit 1½ km seine schmalste Stelle erreicht. Das ist aber gar nicht zu verwundern. Hier handelt es sich ja um den Übergang des Moränengebietes, also der alpennahen Beckenlandschaft, in die zur Donau abfallende Schotterfläche. Hier muß die engste Stelle des Ur-Illertales gewesen sein. Die Bohrung bei Ziegelberg, die bis 633 m NN Schotter durchteufte, muß in dem alten Tallauf liegen. Die Taltiefe gegenüber den umliegenden Höhen beträgt daher 100 bis 150 Meter. Da der Ausfluß der Schmelzwässer nicht genau in der Längsrichtung des Tales erfolgte, trat in der Folgezeit Schlingenbildung des Flusses auf.

Nachdem wir auf Grund dieser flußgeschichtlichen Überlegungen zu einer zwanglosen Erklärung für die Entwicklung des Memminger Tales gelangt sind, können sämtliche Bedenken von GRAUL (1953, S. 21) ausgeräumt werden. Jetzt erscheint die unterschiedliche Breite des Memminger Tales nicht mehr unverständlich. Ebenso müssen aber die Vorstellungen von SCHAEFER (1953, S. 59 f.) dahingehend berichtigt werden, daß das Trompetentälchen (von Schoren) nicht nur „mit den zwei (oder drei) inneren Jungendmoränenwällen“ zusammenhängt, sondern daß eine größere Zahl von Gletscherstadien durch das Trompetentälchen entwässert hat.

Das Memminger Tal und besonders der von GRAUL (1953) und SCHAEFER (1953) für das Hauptaufschüttungsniveau gehaltene Teil zwischen der AJE und Woringen stellt also eine Folge von übereinandergelagerten Schwemmkegeln dar. Der untere Teil des Tales wurde postglazial durch Wiesenalm an seiner Oberfläche verändert. Vom Hauptniveau, das unmittelbar zur AJE gehört, können nur noch kleine Reste festgestellt werden.

2. Das Legauer Tal

a) **Morphologie und Entstehung.** Das Legauer Tal (Leutkirch 8126) mit seinen beiden Ästen, der Weitenauer Rinne im Westen und der Bettricher Rinne im Osten, gehört seit PENCK-BRÜCKNER (1901/09) unangefochten zur Niederterrasse und wurde an die AJE der Altusrieder Gletscherzunge angeschlossen. Eine geringfügige Abwandlung von den zuvor gültigen Ansichten brachte GRAUL (1953, S. 33), indem er bei der Weitenauer Rinne mit ihrer „schwachen Schotterlage“ und ihrem sehr steilen Gefälle mit bis zu 13‰ (GRAUL (1953, S. 32) eine fluvioglaziale Entstehung bestritt und diesem Ast nur periglaziale Bedeutung zuerkannte, während die Bettricher Rinne nach allen Autoren fluvioglazialen Charakter besitzt.

Ehe wir uns mit den Ansichten von GRAUL (1953) näher auseinandersetzen, seien einige allgemeine Besonderheiten dieses Legauer Tales vorangestellt und kritisch beleuchtet, da diese Punkte bisher bei allen Diskussionen über das Alter dieses Tales nicht aufgeführt worden sind.

1. Die Talsohle ist sehr stark verlehmt. So konnten z. B. schon nach zwei Regentagen im August 1958 bei Bettrichs große stehende Wasserflächen auf den Feldern dieser Niederterrasse beobachtet werden.

2. Die Talsohle hat eine leicht gewölbte Oberfläche, da die Seiten des Tales etwa ½ bis 1 m tiefer liegen als die Talmitte (vgl. Abb. 5). Die sonst kennzeichnende Kastenform wärmzeitlicher Täler ist nicht vorhanden.

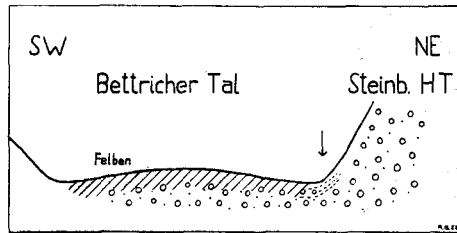


Abb. 5. Profil durch den Bettricher Ast des Legauer Tales nahe seinem Ende — (sehr stark überhöht). Die Wölbung der Oberfläche des Tales beträgt etwa 1 m, beim Günterstaler Ast sogar fast 2 m. Am Rande zur Steinbacher Hochterrasse (nicht zu verwechseln mit dem Steinheimer Feld) unter dem Pfeil periglaziale Einschwemmungen aus dem Abhang der Hochterrasse in die obersten Schichten des Schotterkörpers im Bettricher Tal. Schraffiert die stark verlehnte Oberfläche des Tales (Deckschichtengruppe I).

3. In diesen Seitenmulden, besonders am Rande zum Tertiär und auf der verlehnten Oberfläche fließen auf der Niederterrasse schon wieder Bäche.

4. Der Mühlbach hat sich von Lautrach bis dicht südlich Legau, also auf einer Länge von 5 km in die Niederterrasse des Legauer Tales eingeschnitten. — Der Verlauf der Höhenlinien (Bl. Leutkirch 8126) spiegelt diese Erscheinung deutlich wieder. Noch auf der Höhe von Legau ist mit einer Abtragung von 2 bis 3 Metern zu rechnen. Im unteren Teil des Tales sind bei Lautrach durch das Einschneiden des Illercañons und durch die rückschreitende Erosion der Seitenbäche selbstverständlich größere Erosionsbeträge erkennbar. Demgegenüber scheint der Teil des Mühlbachtals, der zwischen Oberwies und Hofstatt liegt, periglazial entstanden zu sein.

5. Die Deckschichten des Legauer Tales sind etwa doppelt so mächtig als diejenigen der an die ÄJE unmittelbar anschließenden Niederterrasse (s. Kap. III, 2). — In den Legauer Tälern oberhalb des Ortes Legau sind sie 1,3 m und mächtiger. Nur an den Stellen, an denen nach Ausbildung der Deckschichten noch Abtragung durch den Mühlbach stattgefunden hat (z. B. Kiesgrube 1 km nördlich Legau nur 1 m Deckschichten), vermindert sich dieser Betrag.

6. Für den Schwemmkegel von Untermukken (Aitrach 8026) liegt die Oberfläche des Legauer Tales im Profil einige Meter zu tief (s. Abb. 9 auf S. 49).

Die Punkte 1 bis 4 sind für die an die ÄJE direkt anschließende und sonst gar nicht zertalte Niederterrasse (abgesehen von geringfügigen Erscheinungen des Spätglazials) im Umkreis der deutschen Alpen recht ungewöhnlich. Außerdem zeigen uns die letzten beiden Punkte (5 und 6), daß es sich bei dem Legauer Tal um keine zur ÄJE gehörige, sondern um eine ältere Bildung handeln muß. Dieser Schluß wird noch deutlicher, wenn man die Deckschichten der Kiesgrube westlich Denggen (Bl. Grönenbach 8127) im Legauer Tal mit demjenigen auf dem oberen Niveau von Moos (685 m NN) vergleicht. Bei dem großen Unterschied der Mächtigkeit beider Deckschichten kann man unmöglich mit einem Zeitintervall rechnen, das zwischen der Bildung zweier Moränenstadien liegt. Zwischen der Bildung der beiden genannten Schotterkörper lag ein größerer Zeitraum (vgl. Kap. V).

Die von GRAUL (1953, S. 33) als Beweis für periglaziale Aufschüttung der Weitenauer Rinne angeführte geringe Schottermächtigkeit wird durch die Beschaffenheit der neuen Kiesgrube zwischen Ober- und Unterlandolz widerlegt. Dort wird frischer grauer Kies etwa 8 m hoch abgebaut, ohne daß man auf das Liegende oder auf Grundwasser stößt. Neben der Schottermächtigkeit sprechen außerdem die fluvioglaziale Schichtung und die Zusammensetzung des Schotters für die Bildung in einer fluvioglazialen Rinne (vgl. auch SCHAEFER 1953).

b) Die Weitenauer Rinne und periglaziale Schwemmkegel aus der Adelegg. Die Gefällsverhältnisse zeigen darüber hinaus, daß es sich bei diesem Weitenauer Ast des Legauer Tales nicht um eine reine periglaziale Rinne (GRAUL 1953, S. 33) handeln kann. Das Gefälle des Weitenauer Tales nimmt von der bei 670 m NN gelegenen Einmündung in die Bettricher Rinne talauf langsam von 12 ‰ auf 13 ‰ zu. Die Gefällsverhältnisse ändern sich erst bei der Einmündung des Kimmeratshofer Baches, der aus der Adelegg herunterkommt. Das Gefälle der sicher rein periglazialen Ablagerungen des Kimmeratshofer Baches, dem GRAUL (l. c.) die Bildung der Weitenauer Rinne fast ausschließlich zuschreibt, steigt plötzlich auf 17 ‰, 18 ‰, 20 ‰, und gar auf 33 ‰. Demgegenüber zeigt der Ast der Weitenauer Rinne, der weiter nach Günterstal führt, eine geringe Gefällsabnahme auf 12 ‰. Wir haben es daher bei der Weitenauer Rinne mit einem vom wärmzeitlichen Illergletscher herkommenden Tal zu tun, das bei Kimmeratshofen einen Fluß des Periglazialgebiets aufnahm.

Außerdem ist es auffallend, daß nirgends sonst im Periglazialgebiet der Adelegg eine derart große Schotterrinne auftritt, wie sie die Weitenauer Rinne darstellt. Vielmehr zeigen die verschiedenen Adeleggbäche lediglich kleine Schwemmkegel mit periglazialen Schottern. Diese Schwemmkegel erreichen selten mehr als 2 km Länge und sind mit der Weitenauer Rinne nicht zu vergleichen. Gegenüber fluvioglazialen Schwemmkegeln besitzen sie nur geringe Mächtigkeit. Derartige periglaziale Schwemmkegel wurden in das Tal der Hofser Ach oberhalb Ellmeney und oberhalb Ausnang (alles Leutkirch 8126) hineingeschüttet. Die Sedimente dieser Schwemmkegel zeigen deutlich periglaziale Materialzusammensetzung.

Wir dürfen demnach als Ergebnis festhalten: die Darlegungen von GRAUL (1953, S. 33) über die Natur und Entstehung des Legauer Tales sind in keiner Weise beweiskräftig, da verschiedene ausschlaggebende Faktoren unberücksichtigt blieben. Das Legauer Tal mit seinen beiden Ästen gehört nicht zum Stadium der ÄJE, sondern zu einer älteren Phase. Eine zeitliche Einstufung wird in Kap. V im Zusammenhang mit anderen älteren Ablagerungen vorgenommen. Beide Äste des Legauer Tales sind von Schmelzwässern durchflossen worden. Die Hauptmenge dürfte allerdings durch die Bettricher Rinne geströmt sein.

c) Das Ende der Bettricher Rinne am Abbruch zum Tal des Ottenstaller Baches. Nach SCHAEFER (1953, S. 77) ist die Bettricher Rinne an ihrem oberen Ende nur in Form eines Erosionsniveaus in die rißzeitlichen Schotter der Steinbacher Hochterrasse eingelassen und bildet erst talab eine eigene Akkumulation.

Die Angaben von SCHAEFER über das obere Ende der Bettricher Rinne können nicht bestätigt werden. Die Schotter in der Kiesgrube Moos (Abb. 5)

weisen ähnliche Lagerungsbedingungen auf, wie sie wiederholt bei eingelagerten Schottern beobachtet wurden (s. Kap. V, 4). Zumindest die oberen Lagen des Bettricher Schotterkörpers sind, wie seitliche (periglaziale) Einspülungen beweisen, an die Hochterrasse von Steinbach an- oder eingelagert. Wie weit diese Einlagerungen in die Tiefe reichen, kann bei dem gegenwärtigen Stand des Abbaues nicht entschieden werden.

Zumindest die obersten Schichten der Bettricher Rinne sind in ihrer ganzen Erstreckung akkumulativ gebildet.

3. Die Leutkircher Heide und ihre Umgebung

a) Der Rand der Leutkircher Heide. GRAUL (1953, S. 29) und SCHAEFER (1940, S. 93) schließen aus dem Nichtvorhandensein älterer als hochwürmzeitlicher Schotter im Aitrachtal, daß dieses Tal vorher nie von Schmelzwässern durchflossen worden ist. Deshalb soll die Quellnische dieses autochthonen Aitrachtales im Riß-Würm-Interglazial bei Aichstetten gelegen haben (SCHAEFER 1940, Abb. 6, S. 97). Bei dieser einheitlichen Ansicht von GRAUL und SCHAEFER ist aber zu bedenken, daß nach GRAUL (1953, S. 44) dem Interglazial direkt das Hochglazial mit Bildung der ÄJE folgt, während nach SCHAEFER (1953, S. 104, Nr. V, 2, Abs. 2) noch ein erstes Würmstadial dazwischenliegt. Dieses erste Würmstadial SCHAEFERS soll zeitlich der Bildung des Fellheimer Feldes entsprechen und nach SCHAEFER (1940, Abb. 10) weit hinter der ÄJE bereits an den Stammbekkenrändern steckengeblieben sein. Daß von diesem (beim darauffolgenden Vorstoß zur ÄJE) überfahrenen WI-Stadium SCHAEFERS im Rheingletschergebiet an den Stammbekkenrändern nichts aufzufinden ist, hat GERMAN (1950) gezeigt. Trotz dieser verschiedenen Würmgliederung von GRAUL (1953) und SCHAEFER (1953) sind sich aber beide Autoren einig, daß vor dem Eisvorstoß, der zur Bildung der ÄJE führte, kein Schmelzwasser durch die Pforte von Altmannshofen geflossen ist.

Als Hinweis für diese Ansicht dienen die Talformen und das Gewässernetz der Umgebung der Leutkircher Heide. Nach SCHAEFER (1953, S. 87) soll an den Tobeln zwischen Altmannshofen und Auenhofen die verschiedene Entwässerungsrichtung zum Rhein bzw. zur Donau erkennbar sein. Die Talformen dieser Gegend (vgl. Abb. 6) zeigen nun aber keineswegs die behauptete Richtung beckeneinwärts, was eine zentripetale Entwässerung südwestlich Altmannshofen beweisen würde.

Wie Abb. 6 darstellt, zeigen die Tobel von Altmannshofen bis auf die Höhe von Unterzeil—Niederhofen eine allgemeine Richtung nach Osten bzw. Norden und weisen daher in die heutige Abflußrichtung zur Iller. Einige andere münden unter einem rechten Winkel ins Haupttal ein und können somit weder für die eine noch für die andere Ansicht herangezogen werden. — Teilweise sind die Tobel schon weit und tief in die (nach SCHÄDEL 1950) riß- bzw. mindelzeitlichen Schotterplatten eingetieft, was auf ein zweifellos höheres als würmzeitliches Alter hinweist. Keinesfalls ist aus dem Verlauf oder der Länge dieser Tobel abzulesen, daß sie bis zur Hochwürmzeit beckeneinwärts, also nach Südwesten, entwässert haben.

Vielmehr scheint es sich bei Unterzeil—Niederhofen um Reste eines alten, in der Anlage wohl mindelzeitlichen Beckenrandes zu handeln, der damals

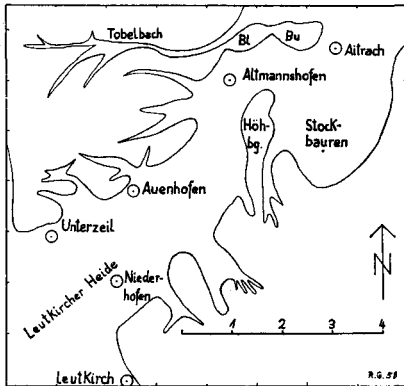


Abb. 6. Das Talnetz am Rande der Leutkircher Heide (Bl Blutsberg, Bu Buchkapf). Fast alle Täler zeigen wie die Niederterrasse in die heutige Entwässerungsrichtung nach Nordosten. Von einer alten Wasserscheide zwischen Blutsberg (Bl) und Höhberg ist nichts zu erkennen. Zwischen Unterzeil und Altmannshofen haben Schmelzwässer das Tal stark verbreitert.

das Bodenseebecken von der Abdachung zur Donau trennte. Nachher wurde dieser Beckenrand von den rißzeitlichen Eismassen ähnlich wie bei Biberach zeitweise überschritten und dabei wohl etwas erniedrigt. Eine alte Talwasserscheide zwischen Rhein und Donau wäre daher erst etwa auf der Höhe von Unterzeil—Niederhofen, 4 bis 5 km südwestlich von Altmannshofen, zu suchen. Selbstverständlich war zur Zeit dieser Talwasserscheide die Talstrecke zwischen Niederhofen und Altmannshofen noch nicht so breit wie heute. Diese breite Trichterform ist wohl erst durch die Schmelzwässer der letzten Vereisung entstanden.

Die Morphologie des Gewässernetzes am Rande der Leutkircher Heide spricht demnach für eine ältere Entwässerung nach Nordosten durch die Enge von Altmannshofen zwischen Blutsberg und Höhberg, als erst seit der Hochwürmzeit.

b) Die Abflußverhältnisse vorwürmzeitlicher Eisvorstöße. Aber noch eine andere Tatsache zwingt uns zu einem Schluß in der gleichen Richtung. Nach GRAUL (1953, Abb. 2 b, S. 27) lag beim mittlerrißzeitlichen Rheingletscher in der Gegend westlich Legau ein Gletschertor. Dieses ist durch den Vorsprung des Moränenwalles und durch die zugehörige Schotterplatte klar erkennbar. Bei Altmannshofen weist der Moränenverlauf einen zweiten Vorsprung auf, der dann nach Westen in Richtung auf Schloß Zeil zurückführt. Von dort aus hat SCHREINER (1950) den Moränenstand ins Wurzacher Becken weiterverfolgt. Dieser Vorsprung der Endmoränen bei Altmannshofen widerspricht aber allen glaziologischen Erfahrungen im Untersuchungsgebiet, falls zwischen Schloß Zeil und westlich Legau ein Hochgebiet lag, auf das der Gletscher aufgefahren ist.

Im Falle eines Hochgebietes müßte der Gletscherrand doch zurückbiegen! Außerdem hat ein vorspringender Gletscherlobus immer wenigstens ein Gletschertor an seiner vordersten Stelle. Dorthin strömen die Schmelzwässer zusammen, weil dort meist die tiefste Gegend des Zweigbeckens liegt. Deshalb ist der Gletscher ja gerade dort hineingeglitten. Es ist doch verwunderlich, daß auf der 18 km langen Gletscherfront vom Wurzacher Becken bis nach Legau kein einziges Gletschertor für den Abfluß der Schmelzwässer liegt. Am Schussenlappen des Rheingletschers konnte GERMAN (1958) in einer Beckenlandschaft fast auf jedem Kilometer Gletscherrand beim würmzeitlichen Gletscher ein Gletschertor nachweisen. Deshalb muß aus Gründen des

Moränenverlaufes und der Entwässerung bereits für die Mittelrißzeit die Forderung nach einer — wenn auch zuerst vielleicht kleinen — Mulde im Beckenrand zwischen Zeil und Altmannshofen und einem Gletschertor bei Altmannshofen erhoben werden. Wir dürfen uns jene Verhältnisse wohl ungefähr so vorstellen, wie sie am Ostteil des Illergletschers im Hopferbachtal vorliegen.

Noch unumgänglicher wird diese Forderung aber in der Jungrißzeit. Diese ist am Argenlappen noch nicht nachgewiesen. Es ist deshalb zu vermuten, daß der Eisrand in jener Zeit weiter im Beckeninnern hinter der AJE steckengeblieben ist, oder aber daß die Ablagerungen jener Zeit in der Umgebung von Schloß Zeil — Starkenhofen aufgefunden werden. — Wohin entwässerte nun der ganze östliche Rheingletscher östlich der Grabener Höhe in der Jungrißzeit? Nach GRAUL (1953, S. 38) „dürften die Schmelzwässer der Argenzunge peripher zum Rißtal, wohl durch das Riedtal abgeflossen sein“. Durch die Grabener Höhe war ja aber der Abfluß ins Rißtal versperrt. Sollte der Rand dieses Gletscherlappens von über 30 km (!) Länge zwischen Haisterkirch und Isny keinen Abfluß gehabt haben? Das erscheint doch kaum glaubhaft.

Zwischen der Gegend um Leutkirch—Isny und der Grabener Höhe lagen zudem mehrere Sporne dazwischen, die eine Entwässerung zur Umlach und damit zum Rißtal unmöglich machten. Das Rißtal war ja noch durch die Gletscherzunge von Rißegg versperrt. Das Umlachtal, die einzige Alternative, macht nun aber keineswegs den Eindruck, den man von einer Schmelzwasserrinne des ganzen östlichen Rheingletschers erwartet. Wie groß ist demgegenüber das Gletschertor bei Winterstettenstadt, das nach dem Maximalstand des Würmgletschers für einige Zeit den ganzen östlichen Rheingletscher entwässerte!

Deshalb bietet sich für die Entwässerung in der Jungrißzeit (Maximalstand) wieder die Pforte von Altmannshofen an, genau so wie in der Würmzeit beim Frühwürm- und Hochwürmstand. Es ist unter diesen Entwässerungsbedingungen unerfindlich, daß GRAUL (1953, S. 38) schließt: „Ein rißzeitlicher Abfluß durch diese Enge, ist, wie gesagt, kaum anzunehmen.“ Der weitere Schluß GRAULS (l. c.) über die Abflußverhältnisse der Iller, „daß alle größeren Veränderungen in diesem Netz während der Würmzeit stattgefunden haben“, trifft ebenfalls nicht zu. Dadurch, daß das Fellheimer Feld, wie wir in Kap. VI sehen werden, in die Jungrißzeit gestellt werden muß, bricht die ganze Konstruktion des besonders reichhaltigen flußgeschichtlichen Geschehens im Iller—Aitrachtal für die Würmzeit zusammen. Die flußgeschichtlichen Ereignisse im Illertal verteilen sich daher anders (s. Kap. V und VI). Dadurch kann aber auch umgekehrt der Schluß auf die Entwässerungsverhältnisse des Rheingletschers im Sinne von GRAUL (l. c.) nicht mehr eindeutig sein. Vielmehr wird es dadurch wahrscheinlich, daß die Schmelzwässer des östlichen Rheingletschers doch schon früher als von GRAUL (1953) und SCHAEFER (1953) angenommen, das Illertissener Tal und das Aitrachtal benützten.

Flußgeschichtliche und morphologische Überlegungen führen zusammen zu dem Schluß, daß die Pforte von Altmannshofen schon vor dem Teil der Würmzeit geöffnet gewesen sein muß, in welchem die AJE gebildet wurde.

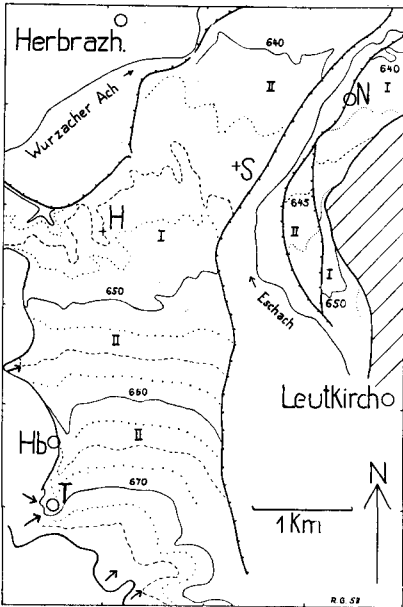


Abb. 7. Die Leutkircher Heide (H Haid, Hb Heggelbach, N Niederhofen, T Tautenhofen). Bei Tautenhofen entwickelt sich nach Nordosten und Norden deutlich der Sander vor der AJE (mit Erosionsrinnen). Höhenlinien sind auf der Niederterrasse im Abstand von 10 m, 5 m, und 2½ m eingezeichnet. Von dem Niveau des von Tautenhofen ausgehenden Sanders (II) hebt sich ein höheres Niveau (I) ab. Die Linien mit Zacken stellen Erosionsränder dar. Die Zacken weisen auf das tiefere Niveau. Schraffiert: älter als würmzeitlich.

c) Die Leutkircher Heide. Seitdem TROLL (1926, S. 223) diese „Niederterrasse, die sich in der Gegend von Leutkirch am Rande des alten Rheingletschers zu einem schönen Wurzelfeld verbreitert“, untersuchte, hat es keinen Zweifel an der Einheitlichkeit der Leutkircher Heide gegeben. Lediglich die verschiedenen Niveaus bereiteten Schwierigkeiten bei der Anfertigung durchgehender Gefällsprofile. Mit Stauungen vor der Enge von Altmannshofen (GRAUL, mdl. Mitt.) u. ä. wurde versucht, das recht ungleichmäßige Gefälle der verschiedenen Terrassenreste zu erklären.

Damit liegt es nahe, die Leutkircher Heide einer gründlichen morphologischen Analyse zu unterziehen. Bereits ein Überblick der beiden in Betracht kommenden Kartenblätter (Diepoldshofen 8125, Leutkirch 8126) ergibt, daß bei der Leutkircher Heide von einem einheitlichen Sander, selbst unter Berücksichtigung des Umstandes, daß die Schmelzwässer aus mehreren Gletschertoren herauskamen, keine Rede sein kann (Abb. 7).

Eine morphologische Analyse der Leutkircher Heide ergibt folgendes: Ausgehend vom Gletschertor in der AJE bei Tautenhofen (die Bundesstraße Leutkirch—Wangen benützt das ehemalige Gletschertor), senkt sich der hochwürmzeitliche Schwemmkegel flach nach Nordosten und bald nach Norden. Verschiedene Rinnen sind trompetenförmig in den Sander eingeschnitten. Ihre Ausbildung ist nicht sehr charakteristisch, weil sie durch den abschmelzenden Gletscher bald nicht mehr benützt wurden. Der Schwemmkegel senkt sich flach und gleichmäßig von etwa 690 m NN bis auf etwa 652,5 m NN ab. Dann aber werden die Höhenlinien, die für das betreffende Gebiet mit 1¼ m Abstand gezeichnet sind, ungleichmäßig. Dort liegt aber noch keineswegs das Ende des Sanders.

Im Osten der Einöde Haid verlaufen auf einer etwa 1,5 km² großen Fläche die Höhenlinien sehr weit auseinander und liegen — gleichmäßiges Gefälle des

Schwemmkegels weiterhin vorausgesetzt — sehr weit talab. Das heißt aber nichts anderes, als daß das betreffende Gebiet höher als der Schwemmkegel der ÄJE liegt. Da nun etwa zwei Meter Höhendifferenz zwischen beiden Schotterakkumulationen vorliegt, ist diese „Insel“ bisher übersehen worden. Ihre Oberfläche ist recht eben.

Im Westen der Einöde Haid dagegen wird die Oberfläche der Schotter unregelmäßig. In diese Oberfläche sind Rinnen eingetieft. Außerdem ergibt sie für den Schwemmkegel von Tautenhofen plötzlich ein schwächeres Gefälle, während die eingeschnittenen Rinnen das alte Gefälle fortsetzen. Offensichtlich haben wir es hier mit älteren Schotterakkumulationen zu tun, die teilweise von den Schmelzwässern des letzten Vorstoßes, der zur ÄJE führte, überarbeitet wurden. Im Osten von Haid dürfte es sich bei der „Insel“ auf Grund der Verwitterungstiefe um den Rest einer älteren Terrasse handeln. Infolge der etwas höheren Lage ist diese Insel vermutlich auf beiden Seiten von den Schmelzwässern der ÄJE umflossen worden. Im Westen von Haid werden Schmelzwässer die obersten Schichten umgearbeitet und dann die Rinnen auf das Niveau der zur ÄJE gehörenden Niederterrasse eingetieft haben.

Im Gebiet der Leutkircher Heide haben wir es somit zum Teil mit älteren Bildungen als bisher angenommen zu tun. Diese verschiedenen Ablagerungen wurden erst durch die Schmelzwässer der ÄJE zur Leutkircher Heide in ihrer jetzigen Form zusammengesetzt. Die Schmelzwässer der älteren Bildungen müssen aber die Pforte von Altmannshofen zweifelsfrei ebenso passiert haben wie diejenigen der Terrasse Leutkirch—Lauben (Niederhofener Feld). Auch dieses Schotterfeld ist älter als die ÄJE (s. Kap. V, 1). Damit entfällt die scheinbar so zwingende Forderung von GRAUL (1953) und SCHAEFER (1953), daß erst die Schmelzwässer des zur ÄJE vorstoßenden Gletschers die Pforte von Altmannshofen durchbrochen haben. Eine Öffnung der Pforte von Altmannshofen ist an Hand einer Schotterakkumulation schon früher nachzuweisen.

Leutkircher Heide und Legauer Tal (Kap. IV, 2) geben uns mit ihrer Morphologie somit Hinweise auf Ereignisse, die zeitlich vor der Bildung der ÄJE liegen müssen. Diese älteren Bildungen wurden bisher zur Würmzeit gerechnet. Die morphologische Methode hat also keineswegs die Lösung des Problems der Würmgliederung verhindert, wie GROSS (1958, S. 156) schreibt, sondern die methodischen Möglichkeiten wurden nicht völlig ausgenutzt.

4. Die Iller-Roth-Platte und das Erolzheimer Feld

Der Höhenzug, der sich südlich von Ulm bis in die Gegend von Aichstetten bei Leutkirch zwischen der Iller und der württ. Roth nach Süden hinzieht (s. Geol. Übersichtskarte von Württemberg i. M. 1 : 200 000, Bl. 4, und teilw. auch Geol. Übersichtskarte des Iller—Riß-Gebiets) vermag uns in seiner Morphologie weitere wichtige Anhaltspunkte zur Klärung unseres Problems zu geben. Dieser langgestreckte Tertiärriedel trägt als Deckschicht besonders in seinem Nordteil altpleistozäne Schotter, während im Süden außerdem noch solche mittelpleistozänen Alters angelagert sind. Im Zusammenhang mit der Frage „wann ist das Illertal aus dem Weißenhorner Tal abgelenkt worden?“ interessiert von dieser Iller—Roth-Platte nur der Teil, der im Westen durch die Linie Weihung—

Edelbeuren—Roth a. d. Roth—Haslach—Treherz gekennzeichnet ist. Es handelt sich also um den die Iller heute im Westen begleitenden Höhenzug.

Dieser Höhenzug zeigt recht verschiedene Teile. Es sind dies von Norden nach Süden (siehe besonders die Übersichtskarte des Iller—Riß-Gebietes):

1. Der Günzschotterzug zwischen Dorndorf und Erolzheim. Mit Ausnahme des Gebiets um Weihungzell (westlich Illertissen) trägt er eine breite und stark zerlappte Schotterdecke. Zahlreiche Tälchen, die tief in die tertiären Schichten eingefurcht sind, zerteilen den Rücken von beiden Seiten her und fließen zur Iller und Weihung bzw. zur Roth. Meist kommen beiderseits je 5 bis 10 Seitentälchen auf 10 km Nord—Süd-Erstreckung des Höhenrückens. Die Wasserscheide liegt etwa in der Mitte zwischen Iller und Weihung bzw. Roth.

2. Der Tertiärrücken zwischen Erolzheim und Illerbachen. Die altpleistozäne Schotterdecke ist verschwunden. Die Oberfläche des Rückens erhebt sich kaum über 600 m NN, so daß damit gerechnet werden darf, daß die auch hier einmal vorhanden gewesenen altpleistozänen Schotter abgetragen worden sind. Nur im Roth-Tal sind einige mittelpleistozäne Schotter vorhanden.

Die Seitentäler der Iller, die aus dem Tertiärrücken erwartet werden, sind südlich Erolzheim vollständig verschwunden. Die Wasserscheide ist dicht an den Steilabfall des Höhenrückens zum Illertal herangerückt und verläuft wenige hundert Meter westlich von Erolzheim, Bonlanden und Berkheim.

3. Der gemischte Schotterzug zwischen Illerbachen und dem Weiler Ochsensteig (St. Johann) nördlich Aichstetten. Nach SCHÄDEL (1950) haben wir es mit einem riß- und einem mindelzeitlichen Schotterzug zu tun. Einige Seitentäler, die zur Iller führen, sind vorhanden, werden aber von Tannheim bis Aitrach immer kürzer. Die Gefällskurve dieser Seitentäler ist teilweise sehr unregelmäßig, teilweise nimmt das Gefälle talab sogar noch zu (s. bes. Tobel zwischen dem Forst „Ries“ und dem Mooshauser Gemeindegewald).

Eine morphologische Analyse dieser früher sicher gleichmäßig durchziehenden Iller—Roth-Platte und ihrer Umgebung führt uns zu folgenden recht auffälligen Feststellungen, die für die Lösung unseres Problems von Bedeutung sind:

- a) der altpleistozäne Schotterzug setzt südlich Erolzheim plötzlich aus.
- b) Zwischen Erolzheim und Berkheim liegt die Wasserscheide zwischen Iller- und Rothsystem fast ganz am Illertalhang.
- c) Im Gebiet zwischen Erolzheim und Berkheim hat sich (noch) kein Bachnetz ausgebildet.
- d) Das alte (verlassene) Illertal und das Memminger Achtal münden gerade in dieser Gegend von Osten her ein.
- e) Das Erolzheimer Feld (Hauptniveau) besitzt gerade hier mit $4\frac{1}{2}$ km seine größte Breite.
- f) Die Gefällskurven einiger Seitentäler im Westen sind gestört.

Alle diese Punkte weisen darauf hin, daß vor nicht allzu langer Zeit im Raum Erolzheim—Aitrach bemerkenswerte *Änderungen* eingetreten sind. Während Punkt (a) nur nachgünzzeitliche Erosion verlangt, weisen uns die Punkte (b) und (c), besonders aber der Punkt (f) auf junges und jüngstes Geschehen im Sinne einer *Seitenerosion* im Raum Aitrach—Erolzheim hin. Die jüngsten Ablagerungen des hier zur Debatte stehenden Raumes stellen nach bisheriger Auffassung die Schotter des Erolzheimer Feldes dar. Die Oberfläche dieses Feldes (Erolzheim 7926) gibt uns aber keine Anhaltspunkte für eine evtl. Seitenerosion im Erolzheim—Berkheimer Raum, denn die Höhenlinien verlaufen fast genau ost—westlich. Folglich muß diese Seitenerosion vor Ausbildung der Oberfläche des Erolzheimer Niveaus, aber wohl nach der Akkumulation des Fellheimer Feldes (s. Kp. VI) erfolgt sein. In diesen Zeitraum fällt aber sowohl die Anzapfung der Iller, bzw. deren Überlaufen aus dem Weißenhorner ins Illertissener Tal und schließlich noch der Wechsel ins Cañontal.

Unsere nächste Frage muß daher lauten: Was trägt die Morphologie der Landschaft zwischen Aitrach und Erolzheim zum Problem der Illergeschichte bei? In diesem Zusammenhang ist ein genaues Studium der Höhenlinien des Erolzheimer Feldes nötig. Diese Höhenlinien zeigen nicht überall, wie z. B. im Raum Erolzheim—Berkheim, einen genau ost—westlichen Verlauf, sondern sind in ganz bestimmten Kurven gebogen (ohne Berücksichtigung der spät- und postglazialen Terrassen). Verfolgen wir diesen interessanten und auffälligen Kurvenverlauf, so erhalten wir richtige Flußschlingen, die uns den Flußverlauf bei der Aufschüttung der obersten Schichten des Erolzheimer Feldes im Hochglazial dokumentieren.

Mit Hilfe dieser Erkenntnis der hochglazialen Flußschlingen wird es uns dann in Kap. VII, zusammen mit den Ergebnissen von Kap. VI, möglich sein, eine Synthese der Illerlandschaft zu geben, welche die oben aufgeführten auffälligen Feststellungen (a) bis (f) zwanglos zu erklären vermag.

V. Die Gliederung der Würmvereisung an Rhein- und Illergletscher

Um eine einwandfreie Gliederung im Untersuchungsgebiet zu erhalten, werden die Übergangsgebiete zwischen Moränenlandschaft und den Schotterkörpern im Vorland in den einzelnen Abflurrinnen untersucht. Den Ausgang bilden dabei immer geologische Gesichtspunkte, wie z. B. die Lagerung der betreffenden Schotterkörper, eventuelle Ein- oder Auflagerungen des Schotterkörpers und die Deckschichten der Niederterrassen. Auf diese Weise werden einheitliche Schotterkörper herausgeschält, die dann im Profil zusammengestellt werden. Dadurch soll ein Terrassenvergleich, der lediglich auf morphologische Gesichtspunkte oder nur auf Gefällsvergleich begründet ist, vermieden werden (s. STEPP 1953). Die Gefällskurve soll nur als Bestätigung der Gegebenheiten dienen, um durch entsprechenden Verlauf die Richtigkeit der geologischen Beobachtungen zu unterstreichen. Erst dann werden die Gefällsverhältnisse dazu verwendet, evtl. weitere Schlüsse zu ziehen.

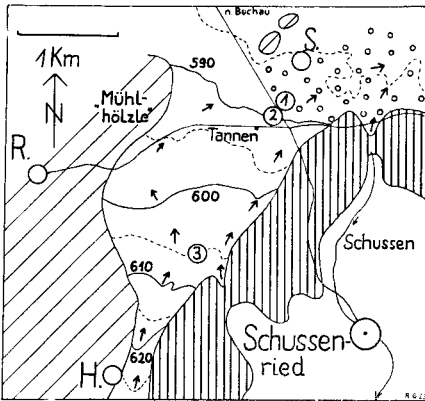


Abb. 8. ÄJE südlich Buchau. Diagonal schraffiert: älter als würmzeitlich, senkrecht schraffiert: ÄJE. Vor der ÄJE der ältere Sander (Höhenlinien im Abstand von 5 m) mit Erosionsrinnen, die von den Gletschertoren der ÄJE ausgehen. Schmelzwasserabfluß vor der ÄJE entlang den Pfeilen. Kreise: Schotterakkumulation vor der ÄJE. 1, 2 und 3: Aufschlüsse (s. S. 40—43). H bedeutet Hopferbach, R Reichenbach und S Sattenbeuren.

1. Ältere Ablagerungen der Würmvereisung

a) Der Rheingletscher im Federseebecken und im Rißtal. Der würmzeitliche Rheingletscher hat ins Federseebecken nach bisheriger Ansicht einen breiten Schwemmkegel aufgeschüttet (WEIDENBACH in FRANCK 1937, Abb. 80, SCHAEFER 1940, Abb. 10, 1950, Abb. 1). Bemerkenswerterweise lag nach der bisherigen Anschauung der Hauptteil des Sanders aber nicht, wie zu erwarten war, unmittelbar vor dem größten Gletschertor nördlich der heutigen Schussenquelle. Überraschenderweise ist der weitaus größte Teil des Sanders an das recht kleine Einzugsgebiet an der Westseite des Walles der ÄJE an einen älteren Sporn angelagert (Abb. 8). Die Achse des Schotter liegt etwa auf der Linie Sattenbeuren—Hopferbach (Abb. 8 oder Buchau 7923), wo in verschiedenen Kiesgruben die Schotter seit langer Zeit abgebaut werden. Da der Abfluß der Schmelzwässer eindeutig nach Osten zum Rißtal führte, ist es unklar, warum östlich vom größten Gletschertor weniger Schotter abgelagert wurden als im Westen.

Die Klärung brachte eine im Sommer 1958 neu erschlossene Kiesgrube im Nordwesten der Wegekreuzung Buchau—Schussenried und Reichenbach—Steinhausen (Abb. 8, Punkt 2). Dabei ergab sich eindeutig, daß es sich — zumindest in den oberflächennahen Schichten — um zwei verschiedenartige Schotterkörper handelt.

Der südliche Teil des Aufschlusses (Abb. 8, Punkt 2) zeigte über den unverwitterten Schottern eine Verwitterungsdecke von etwa 80 cm Mächtigkeit. Im nördlichen Teil dagegen haben wir eine Deckschichtenbildung von etwa $1\frac{1}{2}$ m Fließlehm mit Geröll. Im Grenzgebiet beider Deckschichten war im Schotterkörper eine Mulde ausgebildet, die mit etwa $2\frac{1}{2}$ m Fließlehm mit Geröll bedeckt war.

Wieder eine ganz andere Ausbildung zeigen überraschenderweise die obersten Schichten des bisher schon abgebauten unmittelbar benachbarten großen Aufschlusses im Osten der Straße Buchau—Schussenried. Beide Aufschlüsse wurden bisher zur Niederterrasse I gezählt, die von den Schmelzwässern der ÄJE gebildet wurde. Ein Profil in der Mitte der Südwand der bisher abgebauten Kiesgrube (Abb. 8, Punkt 1) liefert folgende Schichten:

16 cm Humus	(1)
16 cm gelbbrauner feiner sandiger Lehm mit kleinen Geröllen	(2)
22 cm mittelbrauner sandiger Lehm mit mehr Geröllen als (2)	(3)
30 cm dunkelbrauner sandiger Lehm mit verwitterten Geröllen	(4)
Liegend: 6 m grauer grober frischer Kies.	(5)

Die Mächtigkeit der Schichten (2) bis (4) wechselt entlang der Aufschlußwand stark. Im östlichen Teil nimmt sie auf 1½ m zu.

Wir haben es hier sichtlich mit einem alten Schotterkörper im Liegenden zu tun (Schicht 5). Auf diesen wurde eine Periglazialschicht (4) abgelagert, über die sich danach die Ablagerungen der Schmelzwässer der ÄJE ergossen haben (3) und (2). Die jungen Schotter der Schichten (3) und (2) wurden von den Schmelzwässern muldenförmig in das Liegende eingelagert. Die Zwischengebiete wurden dann nur dünn überschottert. Daher rührt die unruhige Unterfläche der Schichten (3) und (4) und die wechselnde Mächtigkeit.

Da nur die Schichten (2) und (3) sich mit der ÄJE verbinden lassen, bleibt von dem bisher angenommenen Sander der ÄJE ins Federseebecken mit den dünnen Deckschichten von etwa 2 m Mächtigkeit nicht mehr viel übrig. Nachdem die liegende Schicht (5) durch eine periglaziale Schicht (4) von den aus der ÄJE stammenden Schottern (2) und (3) abgetrennt ist, muß die Schicht (5) älter sein als die ÄJE bzw. die bisherige Niederterrasse (die bisher als W Is bezeichnet wurde; ÄJE bedeutet Äußere Jugendmoräne).

Welches Alter besitzen aber die Schotter im Liegenden (5)? Eine begrenzte Aussage vermag uns die Kiesgrube südlich der Straße Schussenried—Reichenbach (Buchau 7932) zu liefern (Abb. 8, Punkt 3). Dort haben wir typische fluvio-glaziale Schotter vor uns, die, in eine kleine Mulde eingelagert, folgendes Profil im Muldentiefsten liefern:

Humusdecke (entfernt)

1 m gelbbrauner Fließlehm mit Geröllen

0,2 m grauer Lehm

0,7 m dunkelbrauner Lehm mit Fließerscheinungen und senkrecht stehenden Geröllen

Liegend: grauer Kies.

Wir sehen hieraus, daß auch diese Schotter, die unmittelbar vor der ÄJE liegen und bisher der zur ÄJE gehörigen Niederterrasse zugeschrieben wurden, sicher älter sind. In diese „älteren“ Schotter wurden teilweise Mulden eingetieft, die später mit periglazialen Fließlehmen (Abb. 8, Punkt 2, nördlicher Teil) oder — im Tiefland des Federseebeckens (vgl. Abb. 8, Punkt 1) — mit jüngeren Schottern verfüllt wurden, so daß wir zwei Schotterlagen übereinander haben. Die periglaziale Schicht zwischen den beiden Schotterlagen sagt uns, daß nach der Eintiefung der Mulde erneut eine Kaltzeit hereinbrach, die nur der Zeit der Bildung der ÄJE entsprechen kann, da die Schotter dieser Kaltzeit der Periglazialschicht unmittelbar folgen.

Damit erklärt sich aber auch die ungewöhnliche Lage des Sanders, der, wie oben ausgeführt, der ÄJE nur im Westen vorgelagert ist. Es handelt sich um den Rest eines älteren Sanders ins Federseebecken, der nur noch dort erhalten ist, wo er der Zerstörung des Gletschervorstoßes nicht anheim-

gefallen ist. An der Oberfläche dieses Sanders finden wir bereits Veränderungen, die nur durch die Schmelzwässer der ÄJE verursacht worden sein können. Es handelt sich dabei um Veränderungen, welche die Abflußrinne eines kleinen Gebiets der ÄJE verursacht hat (in Abb. 8 an den Höhenlinien des alten Sanders gut erkennbar). Das Einzugsgebiet dieser Abflußrinne reicht nur vom Schorrenwald an der Straße Reichenbach—Schussenried (alles Buchau 7923) bis zu den Aufschlüssen 1 und 2 der Abb. 8, also längs einer Gletscherfront von knapp 2 km. Schon der südliche Teil des Schorrenwaldes entwässerte über die Rinne Hopferbach, Pkt. 593,9 östlich Reichenbach zwischen Mühlhölzle und Tannen ins Federseebecken. Damit findet diese Mulde in dem vermeintlichen Sander der ÄJE ihre zwanglose Erklärung. Der Sander ist älter. Er wurde zur Zeit der Bildung der ÄJE durch die Schmelzwasserrinnen etwas überformt. Die Mulden paßten in das bisherige Bild auch gar nicht herein, da keine Endmoränenstadien des Hinterlandes durch die Gletschertore im Schorrenwald entwässerten und der Sander deshalb dort nicht zerschnitten sein dürfte.

Somit konnte das Vorland der Gewanne Laurenbühl, Tannen und Blaseracker (zwischen Reichenbach und den oben beschriebenen Kiesgruben) wesentlich zur periglazialen Überdeckung der randlich gelegenen Teile des Tiefgebietes beitragen. Die 1^{1/2} bis 2^{1/2} m mächtigen Deckschichten der „älteren“ Schotter sind daher periglaziale Fließlehme, die beim Vorstoß zur ÄJE aufgeflossen sind.

Als wichtigste Ergebnisse aus dem Federseebecken können wir bisher festhalten:

1. Die zur ÄJE gehörigen Niederterrassenschotter haben eine geringere flächenmäßige Verbreitung als bisher angenommen.

2. Ältere Schotterakkumulationen konnten festgestellt werden. Bisher wurden sie fälschlicherweise den Bildungen des Punktes (1) zugerechnet.

3. Die Mächtigkeit der Schotter, die von den Schmelzwässern der ÄJE aufgeschüttet wurden, ist an den untersuchten Aufschlüssen wesentlich geringer. Sie beträgt dort nur 1 bis 2 m. Das Liegende besteht aus älteren Schottern, die in den Tiefgebieten an der Oberfläche überlagert (und aufgearbeitet) wurden. Es dürfte sich dabei um die gleichen Schotter wie bei Punkt (2) handeln.

Der Punkt (2) gehört deshalb besonders hervorgehoben, weil WENK (1957) auf andere Weise ebenfalls eine geringere Mächtigkeit des Schotterkörpers dieses Alters im benachbarten Gebiet von Saulgau festgestellt hat. Dort zwangen unterlagernde Geschiebemergel zu einer Verminderung der angenommenen Mächtigkeit des Schotterkörpers.

Welches Alter besitzen aber diejenigen Schotter, die älter sind als die an die ÄJE unmittelbar anschließende Schotterakkumulation? In Frage kommt der Zeitraum zwischen der Bildung der ÄJE und der Jungrißzeit.

Ablagerungen im heutigen Rißtal im Hinterland der Jungrißendmoränen zeigen ähnliche Erscheinungen wie die Akkumulationen im Federseebecken. Auch der Schotterkörper, der die Niederterrasse im Rißtal bildet, stellt nämlich keine einheitliche Akkumulation dar. Die Kiesgrube am Südrand von Ingoldingen zeigt eine in den Niederterrassenschotter um 2 bis

3 m eingetiefte Mulde, die hernach wieder bis zur alten Oberfläche aufgefüllt wurde, so daß heute keine Vertiefung auf der Oberfläche mehr auffällt. In dieser Mulde im Niederterrassenschotter finden wir folgendes Profil:

etwa 1 m grauschwarzer Humus (rezente Auffüllung?)	(1)
0,4 bis 0,5 m hellgelber sandiger Lehm mit wenig Geröllen	(2 a)
0,1 m mittelbrauner sandiger Lehm mit viel Geröllen	(2 b)
0,4 m graubrauner sandiger Lehm	(3)
0,3 m mittelbrauner sandiger Lehm mit Geröllen	(4 a)
0,5 m dunkelbrauner Lehm mit viel verwitterten Geröllen	(4 b)
Liegend: grauer frischer Kies.	(5)

Ein Vergleich vorstehender Schichten mit denjenigen der oben beschriebenen Kiesgrube südlich der Straße Schussenried—Reichenbach (Abb. 8, Pkt. 3) zeigt, daß beide Mulden gleichartige Verfüllungen der Niederterrasse darstellen. Der Sander ins Rißtal zwischen Steinhausen und Winterstettenstadt läßt vermuten, daß noch weitere ältere Schotterkörper in ihm enthalten sind. Erosionsrinnen der Schmelzwässer der ÄJE haben vermutlich auch hier wie im Federseebecken eine Veränderung der Oberfläche der älteren Schotter verursacht. Ein Sander, der nur von der ÄJE aufgeschüttet worden wäre, müßte eine gleichmäßigere Oberfläche aufweisen, selbst wenn die Schmelzwässer nicht nur aus einem, sondern aus zahlreichen Gletschertoren herausgeflossen wären (GERMAN 1958).

Eine Verbindung dieser älteren Schotter mit Moränenablagerungen ist zwischen Federseebecken und dem Rißtal bisher nicht aufgeschlossen. Es muß jedoch aus der ganzen Lage der Schottervorkommen geschlossen werden, daß die Endmoränen jenes Stadiums nicht allzuweit entfernt abgelagert wurden. Die Stirn jenes älteren Gletschers dürfte in nächster Nähe der (damals natürlich noch nicht vorhandenen) ÄJE gelegen haben.

Zusammenfassend darf festgestellt werden: die Schotterablagerungen zwischen Federsee und dem Westrand des Rißtales, die vor der ÄJE liegen, wurden bisher fälschlicherweise einem Stadium der Würmvereisung (der ÄJE) zugeschrieben. Wie verschiedene Profile zeigen, wurde in zwei verschiedenen Zeiten akkumuliert. Zur ÄJE gehört zeitlich wahrscheinlich eine örtlich nur dünne Schotterdecke. Der Großteil der bisherigen Niederterrassenschotter muß einem älteren Stadium zugeschrieben werden.

b) Der östliche Rheingletscher und sein Abfluß ins Aitrachtal. Im Kap. IV, 3 haben wir bereits erkannt, daß in der Leutkircher Heide zwei verschiedene Elemente zur Niederterrasse der Leutkircher Heide zusammengefaßt wurden. Eine kleine Insel „älterer“ Ablagerungen ragt über die mit der ÄJE zu verbindende Schotterakkumulation heraus. Außerdem wurde im Kap. II, 3 festgestellt, daß wir auf den Schottern der Leutkircher Heide recht verschiedene Deckschichten vorfinden. Zeichnen wir nunmehr die Schotterfelder mit der Deckschichtengruppe I in ein Profil ein: das Wuchzenhofer Feld (Leutkirch 8126 und Herlazhofen 8226) und das Feld, das sich nördlich Leutkirch bis nach Lauben (Leutkirch 8126) erstreckt (Niederhofener Feld). Nach der Talenge von Altmannshofen setzt sich die Schotterakkumulation mit der Deckschichtengruppe I am östlichen Talrand der Aitrach bis zum Weiler Ziegelbrunnen (Aitrach 8026) fort (Ziegelbrunner Feld), wo sie dann bald unter dem (jüngeren) Schwemmkegel von Untermukken verschwindet. Das Ergebnis ist

überraschend (vgl. Abb. 9): Der Verlauf der Gefällskurve ist talauf vom Ziegelbrunner Feld über das Niederhofener Feld bis kurz vor Leutkirch bemerkenswert geradlinig. Erst dann wird der Anstieg zumal im Wuchzenhofener Feld (4 km östl. Leutkirch) etwas stärker. Aus der Höhenlage, dem Gefälle und der ganzen Beschaffenheit der Terrasse, besonders im Vergleich mit dem nur wenig tiefer liegenden, an die AJE anschließenden Schotterfeld (s. Kap. V, 2), müssen wir folgern, daß die Endmoränen, die zu den „alten“ Schottern gehören, einst nicht allzuweit von der AJE entfernt abgelagert wurden. Dazu paßt der erwähnte leichte Anstieg der Terrassenoberfläche bei Leutkirch recht gut.

Wie konnten die Schmelzwässer des Rheingletschers aber das Wuchzenhofener Feld, das einige Kilometer vor der AJE liegt, überhaupt aufschütten?

Dafür gibt es zwei Möglichkeiten:

1. Der Gletscher, der das Wuchzenhofener Feld aufgeschüttet hat, reichte etwas weiter ins Vorland als die AJE und sperrte dadurch selbst die Schmelzwasserrinne Isny—Leutkirch.

2. Das Schmelzwassertal Isny—Leutkirch war noch gar nicht vorhanden, so daß deshalb die Schmelzwässer den Umweg über Wuchzenhofen machen mußten.

Bei dem Weiler Haselburg (Herlazhofen 8226) stellt sich heute der Haselburger Berg, ein Molasseriedel, von Südwesten her *q u e r* in die Schmelzwasserrinne Isny—Leutkirch hinein. Auf der anderen Seite des Eschachtals ragt heute ebenfalls ein Molasseriedel, der Allmishofener Schloßberg, empor. Es besteht deshalb die hohe Wahrscheinlichkeit, daß beide Molasseriedel früher zusammenhingen. Das Schmelzwassertal Isny—Leutkirch führte somit in früherer Zeit *n o r m a l e r w e i s e* über Wuchzenhofen.

Wann wurde aber der Riedel zwischen Haselburger Berg und Allmishofener Schloßberg durchbrochen? Die Antwort gibt uns das Schotterfeld im Urlauer Tann im Süden des Allmishofener Schloßberges und seine Fortsetzung, der obere Schwemmkegel der Eschach bei Friesenhofen (alles Herlazhofen 8226). Diese beiden Schotterfelder weisen prinzipiell die gleiche Ausbildung wie das Wuchzenhofener Feld auf. Deshalb wurden die beiden Felder von R. SCHMID (1955, S. 45 ff. und Skizze 12) zu *e i n e m* durchlaufenden Flußlauf zusammengefaßt. Das Gefälle des Feldes im Urlauer Tann ist jedoch etwas *g r ö ß e r* als dasjenige des Wuchzenhofener Feldes (Abb. 9, S. 49). Damit kommt dies aber tiefer als der oberste Teil des Wuchzenhofener Feldes zu liegen. Aus diesem Grund kann das Feld im Urlauer Tann (und der obere Eschachschwemmkegel) gar nicht mehr über das Wuchzenhofener Feld entwässert haben. Außerdem neigt sich das Feld im Urlauer Tann, wie ein Blick auf die Karte zeigt, nach Nordwesten und weist somit in Richtung des heutigen Schmelzwassertales Isny—Leutkirch. Das Feld im Urlauer Tann entwässerte daher bereits westlich vom Raßelersberg und Allmishofener Berg direkt nach Leutkirch.

Wir haben daher folgende Entwicklung: Das Wuchzenhofener Feld wurde zuerst von Schmelzwässern des östlichen Rheingletschers (in einer unten noch näher zu bestimmenden Zeit) zusammen mit denjenigen, die über das Kürnach—Eschachtal vom Illergletscher herkamen, aufgeschüttet. Dabei reichte einst die Schotterauffüllung bis an die damalige Wasserscheide zwischen dem Haselburger Berg und dem Allmishofener Schloßberg. Damit konnten die Schmelzwässer in ein tiefer gelegenes Tal überfließen und hatten den direkten Weg nach Leutkirch

gefunden. Natürlich war dieser direkte Weg kürzer als der alte. Deshalb ist das Gefälle der Terrasse im Urlauer Tann (und seine Fortsetzung im oberen Friesenhofener Schwemmkegel) etwas größer als dasjenige des Wuchzenhofener Feldes.

Das Wuchzenhofener Feld und das Feld im Urlauer Tann (mit Friesenhofener Schwemmkegel) gehören daher durchaus in die gleiche Kaltzeit. Beide Felder sind aber genau genommen nicht gleichaltrig, da das Wuchzenhofener Feld vor und das Feld im Urlauer Tann nach dem Talwechsel der Eschach ins Schmelzwassertal Isny—Leutkirch aufgeschüttet wurde. Wir können somit vom oberen Eschachschwemmkegel bis kurz vor dem (jüngeren) Schwemmkegel von Untermukken verschiedene Schotterfelder zu einem alten Flußlauf zusammenfügen. Dieser Fluß entwässerte den ganzen östlichen Flügel des Rheingletschers durch die Talenge von Altmannshofen in Richtung auf das Tal der heutigen Iller (Illertisser Tal). Da diese Schotterakkumulation mit ihrer Oberkante höher liegt als diejenige, die an die ÄJE anschließt, muß sie älter sein als die ÄJE. Eine ausführliche Diskussion über die Bildungszeit der älteren Schotter erfolgt im Abschnitt (d) dieses Kapitels.

Unterhalb des Schwemmkegels von Untermukken konnte eine Fortsetzung der älteren Schotter noch nicht einwandfrei ermittelt werden. Da wir dort in die Zone wiederholter Verlegungen des Laufes der Iller mit ihren bedeutenden Folgen kommen (vgl. Kap. VII), ist es zumindest fraglich, ob ältere Schotter erhalten bleiben konnten. Aber auch ein sicheres Erkennen evtl. vorkommender älterer Schotter ist recht schwierig, da zumindest die oberflächennahen Teile (mit den Deckschichten) umgelagert sein dürften. Da außerdem das Legauer Tal in der fraglichen Zeit bereits Schotter des Illergletschers in die Gegend von Aitrach entsandt haben muß (vgl. Abschnitt c), dürfte eine Trennung dieser älteren von jüngeren Schottern unterhalb Aitrach im Erolzheimer Feld zumindest äußerst schwer durchführbar sein.

c) Der Illergletscher. An der Altusrieder Gletscherzunge wurde bisher angenommen, daß der Illergletscher während der Maximallage (s. Abb. 2) durch den Bettricher Ast (GRAUL 1953, bes. Abb. 2 d), bzw. durch den Bettricher und den Weitenauer Ast des Legauer Tales (SCHAEFER 1953, S. 73 ff.) entwässert hat. In Kap. IV, 2 wurde dargelegt, daß die Ansicht von GRAUL (1953, S. 33) nicht stimmen kann und daß folglich beide Äste des Legauer Tales im Sinne von SCHAEFER (1953, S. 73 ff.) fluvioglazialer Natur sind. Dagegen kann auf Grund der Deckschichtenanalyse (s. Kap. II, 3) SCHAEFER (1953, S. 77) nicht mehr beigepröflichtet werden, wenn er schreibt, daß „die beiden Legauer Schotterstränge gleichen Alters sind, wie die vor der Hauptzunge des Illergletschers an die äußerste Jung-Endmoräne anschließende Schotterflur“. In ähnlichem Sinne äußert sich GRAUL (1953, S. 34). Die Legauer Schotterstränge sind aber einwandfrei älter als die Akkumulation, die an die ÄJE im Memminger Tal anschließt. Dort ist lediglich das kleine Feld von Wolfertschwenden gleichen Alters wie die Legauer Täler (s. Kap. II, 3 und unten).

Daß die ÄJE die Legauer Täler gar nicht aufgeschüttet hat, wird noch auf andere Weise verständlich gemacht. Die ÄJE der Altusrieder Gletscherzunge (s. Abb. 2), bei SCHAEFER (1953, Abb. 3) stark vereinfacht dargestellt, besitzt zwischen Binzen und ihrem heutigen Ende östlich Bruggmers (Grönenbach 8127) kein Gletschertor. Dabei zeigt der verlängerte Talrand (Nordseite) des Bettri-

cher Tales genau auf das nördliche Ende des Walles der ÄJE (Abb. 2). Es kann daher während der Maximallage gar kein Schmelzwasser von der Stirn der Altusrieder Gletscherzunge her erhalten haben. Das Bettricher Tal schließt also keineswegs normal an die ÄJE an. Sollten dann nur die Schmelzwässer des vorrückenden Illergletschers durch dieses Tal geflossen sein? In Anbetracht des großen Altersunterschiedes, der aus den verschiedenen Deckschichten zwischen Legauer und Cañon-Tal (vgl. V, 1 a) zu erschließen ist, muß dieser Gedanke abgelehnt werden. Das Legauer Tal gehört daher einem älteren Stadium an. Ein stark überhöht gezeichnetes Profil zeigt nämlich, daß die Fortsetzung des Legauer Tales ebenso wie das Ziegelbrunner Feld tiefer als der mächtige Schwemmkegel von Untermukken zu liegen kommt (Abb. 9). Wegen der gleichen Höhenlage und der gleichen Deckschichten dürfen wir das Ziegelbrunner Feld (einschließlich seiner Fortsetzung talauf) und die Aufschüttung im Legauer Tal in die gleiche Bildungszeit stellen. Auch auf diese Weise werden die Legauer Täler somit als älter ausgewiesen als die Akkumulation zur Zeit der ÄJE.

Vor der Dietmannsrieder Gletscherzunge ist nur das kleine Feld von Wolfertschwenden (Grönenbach 8127) erhalten. Es erstreckt sich zwischen dem Ort Wolfertschwenden und dem Weiler Streifen. Östlich vom Bahnhof Grönenbach ist es durch eine schmale Rinne von der jüngeren Akkumulation, die an die ÄJE anschließt, getrennt. Auch dieses Feld liegt etwas höher als die unmittelbar an die ÄJE anschließende Niederterrasse und wurde aus diesem Grund bisher fälschlicherweise mit ihm zusammengefaßt. Durch die verschiedenen Deckschichten ist eine klare Trennung jedoch gut möglich.

Eine eventuelle Verbindung dieses Feldes mit den überfahrenen Moränen B. EBERLS (1930, S. 19) ist nach Lage der Dinge nicht möglich. Unabhängig von den Ausführungen in Kap. III, 1 zeigt eine Verlängerung des Wolfertschwendener Feldes bis zum Schorenmoos, daß wir uns dort etwa in 740 bis 745 m Höhe befinden müßten. Da die Endmoränenwälle der dortigen Gegend durchschnittlich nur 10 bis 20 m hoch sind, wäre es seltsam, wenn bei einer Abtragung eines älteren Walles um mindestens 25 m (die Mächtigkeit der überlagernden Moräne nicht eingerechnet) seine Umriss durch die jüngeren Ablagerungen morphologisch zu beobachten wären.

Es liegen daher noch keine Anzeichen vor, wo die zum Wolfertschwendener Feld gehörigen Endmoränen liegen. Jedoch können auch diese Endmoränen nicht weit von der ÄJE entfernt abgelagert worden sein: Das Wolfertschwendener Feld hat ein ähnliches Gefälle wie die Niederterrasse, die an die ÄJE anschließt und liegt nur wenig höher als diese.

Schließlich finden wir auch im Hopperbachtal (Aufschluß in der Kiesgrube bei Höllbauer an der Straßengabel Hopperbach—Untrasried—Propstried, Top. K. von Bayern Bl. Haldenwang 775) eine Schotterakkumulation mit der Deckschichtengruppe I. Auch dieses Feld liegt etwa 2 m höher als diejenige Niederterrasse, die mit der ÄJE verknüpft werden kann.

d) Die zeitliche Stellung der „älteren“ Schotter. Wir haben in den Abschnitten (a) bis (c) folgendes erkannt: In allen fünf untersuchten Abflußrinnen der Schmelzwässer zur Donau im Gebiet zwischen Federseebecken und dem Günztal finden wir Schotterakkumulationen, die einwand-

frei älter sind als diejenige Akkumulation, die vom Stadium der ÄJE angeschüttet wurde. Andererseits sind diese Akkumulationen sicher jünger als die bekannten Ablagerungen der Jungrißzeit. Da alle fünf Abflußrinnen jeweils an eigene Gletscherzungen anschließen und die Ausbildung der Deckschichten — im Bereich zweier verschiedener und unabhängiger Vorlandgletscher — gleiche Ausbildung zeigen, kann es sich um keine Einzelercheinung handeln. Diese Ausschüttungen müssen einem eigenen, im Untersuchungsgebiet noch unbekanntem Eisvorstoß zugeschrieben werden.

In welche Zeit ist dieser Eisvorstoß (bzw. die Akkumulation der älteren Schotter vor der ÄJE) einzustufen? Wie erwähnt, kommt nur die Zeitspanne in Frage, die zwischen Jungrißmaximum und Würmmaximum (Bildung der ÄJE) liegt. Im einzelnen kommen wir bei den älteren Schottern des Rißtales (s. S. 42) zu folgender Überlegung: Die Schotter liegen einige Kilometer hinter der äußersten Jungrißmoräne und außerdem etwa 30 bis 50 m tiefer als diese. Es könnte sich also durchaus um „Rückzugsbildungen“ der Jungrißzeit handeln. Solche späte Jungrißablagerungen müssen aber in ihrer Verwitterungsdecke vielmehr den bisher bekannten Bildungen des Jungrißmaximums gleichen als denen der Würmzeit. Die Jungrißablagerungen bei Rißegg (Biberach 7924) zeigen an ihrer Oberfläche aber eine so starke, teilweise mehrere Meter tiefe Verlehmung, daß eine Zuordnung unserer „älteren“ Schotter zur Jungrißzeit völlig ausscheidet. Unsere „älteren“ Schotter stehen dagegen den Bildungen des Würmhöchststandes (ÄJE bzw. der bisherigen Niederterrasse I) wesentlich näher als denjenigen der Rißzeit. Ein Vergleich des Profils auf S. 49 mit dem der Deckschichtengruppe I (s. Kap. II, 3) zeigt die Zugehörigkeit zur Würmzeit deutlich.

Wie steht es aber mit der Alterseinstufung am Ostrand des Rheingletschers? Die Terrasse vom oberen Schwemmkegel der Eschach bis ins Aitrachtal wurde bisher recht unterschiedlich eingestuft. Auf der Geologischen Übersichtskarte von Württemberg i. M. 1 : 200 000, Bl. 4, wurde sie zwischen dem Aitrachtal und Leutkirch zur Niederterrasse geschlagen. Das Wuchzenhofener Feld ist rißzeitlich (teils als Hochterrassenschotter, teils als Moräne) eingestuft, während das Feld im Urlauer Tann und der obere Eschachschwemmkegel als „Ältere Schotter“ (gemeint sind altpleistozäne Schotter) bezeichnet werden. R. SCHMID (1955) stellt die von ihm untersuchten Schotter (hier: Oberer Eschachschwemmkegel und Feld im Urlauer Tann) als Rückzugsbildungen in die späte Rißzeit. Er begründet dies nur damit, daß sich die höchsten Schotter der Eschach (noch über dem oberen Schwemmkegel der Eschach gelegen) durch das Tal der Hofser Ach unter der Annahme von 8⁰/₀₀ Gefälle (auf 12 km Entfernung) mit dem Hitzenhofener Feld (nach GRAUL 1953, Abb. 2 d Mittelriß) verbinden lassen. Die zeitliche Einordnung bei R. SCHMID (1955, S. 46/47) ist daher so wenig zwingend wie seine flußgeschichtlichen Betrachtungen.

Eine Entscheidung, ob die Terrasse vom oberen Eschachschwemmkegel über Leutkirch ins Aitrachtal in die Jungrißzeit oder in die Würmzeit gehört, ist vom Oberlauf aus nicht einwandfrei zu treffen. Günstiger liegen die Verhältnisse dagegen in der Gegend um Aitrach. Dort muß einst die Fortsetzung des Legauer Tales (s. Abschnitt c) ins Aitrachtal gemündet haben. Wie Abb. 9 zeigt, liegt die Fortsetzung des Legauer Tales 4 m unter dem Schwemmkegel von

Untermukken. Da nun sowohl die Fortsetzung des Legauer Tales als auch unsere Terrasse vom oberen Eschach-Schwemmkegel über Leutkirch ins Aitrachtal im gleichen Abstand (4 m) von derjenigen Niederterrasse verlaufen, die von der ÄJE herkommt und da außerdem beide höheren Terrassen gleiche Deckschichten haben, sind beide mit hoher Wahrscheinlichkeit gleich alt.

Da schließlich die Fortsetzung dieses Schotterstranges in der Gegend von Buxheim unter das Niveau des Steinheimer Feldes zu liegen kommt, ist eine schärfere Eingrenzung der Bildungszeit unserer „älteren“ Schotter möglich. Wie in Kap. VI, 4 gezeigt werden kann, ist das Steinheimer Feld mit großer Wahrscheinlichkeit in die Jungwürmzeit zu stellen. Nun unterscheidet sich das Tannheimer Feld (abgesehen von seiner höheren Lage) noch sehr stark in seinen Deckschichten von unseren „älteren“ Schottern. Wir stellen diese „älteren“ Schotter daher vorläufig in die Frühwürmzeit. Um die Terrasse dieser Zeit künftighin kurz anzusprechen zu können, wird sie im Gegensatz zur bisherigen Niederterrasse, die an die ÄJE anschließt und tiefer liegt, als „Ältere Niederterrasse“ bezeichnet (ÄJE bedeutet Äußere Jungendmoräne).

Damit muß angenommen werden, daß tatsächlich ein überfahrenes Würmstadium im Alpenvorland vorliegt. Allerdings sprechen alle Anzeichen dafür, daß dieses überfahrene Würmstadium in nächster Nähe der ÄJE gelegen haben muß. Den Ausführungen bei SCHAEFER (1940, S. 34) über ein an den Beckenrändern überfahrenes Würmstadium, das 8 bis 10 km hinter der ÄJE steckenblieb, kann daher heute immer noch nicht zugestimmt werden (vgl. GERMAN 1950). Wie schon erwähnt, liegen auch die überfahrenen Endmoränen B. EBERLS (1930, S. 19) zu weit im Beckeninnern (vgl. Abschn. c).

2. Die ÄJE und die Jüngere Niederterrasse (Bildungen der Mittelwürmzeit)

Alle Schotterakkumulationen der Würmzeit, die im Untersuchungsgebiet bisher dem Hauptniveau der Niederterrasse zugeschrieben wurden und weder zu den oben beschriebenen Frühwürmablagerungen, noch zu den spätglazialen Erosionsrinnen usw. (s. u.) zählen, gehören mit Ausnahme des Fellheimer und Steinheimer Feldes (vgl. Kap. VI) zumindest an der Oberfläche zu der im folgenden besprochenen Gruppe. Zur besseren Unterscheidung von der Älteren Niederterrasse wird sie nunmehr „Jüngere Niederterrasse“ genannt werden. Sie ist die eigentliche Schotterakkumulation, die von den Schmelzwässern der ÄJE aufgeschüttet wurde. Da sie durch die zahlreichen und ausführlichen Darstellungen (unter obengenannter Einschränkung) bekannt ist, wird hier nicht nochmals näher darauf eingegangen. Unter Berücksichtigung der neuen Ergebnisse und der Darstellung in Abb. 1 ist ein Verständnis ohne weiteres möglich. Lediglich die von GRAUL (1953, S. 25) erwähnte Verspätung des Rheingletschers gegenüber dem Illergletscher erfordert noch eine kurze Darstellung. SCHAEFER (1953, S. 57 und 87/88) hat schon gezeigt, daß der Schluß von GRAUL (1953, S. 25), der Rheingletscher sei in seiner Entwicklung dem Illergletscher nachgehinkt, aus fluvioglazialen Überlegungen nicht stimmen kann. Außerdem sind die Gefällsprofile von GRAUL (1953, Tafel I), auf die er seine Überlegungen stützt, auch aus folgenden Gründen fragwürdig:

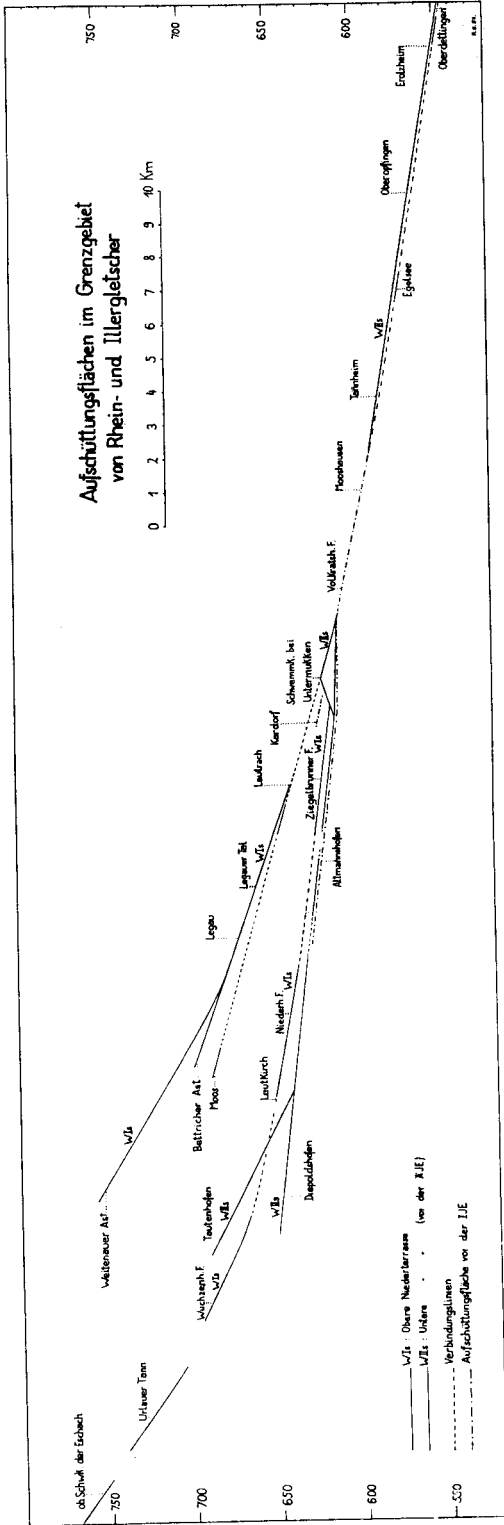


Abb. 9. Die früh- und mittelwürmzeitlichen Aufschüttungsflächen im Grenzgebiet von Rhein- und Illergletscher. Die Ältere Niederterrasse verläuft oberhalb Untermukken nur wenige Meter über der jüngeren Niederterrasse und wird durch den Schwemmkegel bei Untermukken von der jüngeren Niederterrasse bedeckt. Zur Älteren Niederterrasse (Wf's) gehören der Weitenauer Ast (Illergletscher), das Feld im Urlauer Tann, das Wüchzenhofener Feld, das Niederhofener Feld und das Ziegelbrunner Feld (Rheingletscher; vgl. Tabelle A, S. 53). Zur jüngeren Niederterrasse (Wf's) gehören die Niederterrasse von Moos, der Schwemmkegel bei Untermukken (Illergletscher), der Sander von Tautenhofen, die Niederterrasse bei Diepoldshofen—Altmannshofen (Rheingletscher). Unterhalb des Schwemmkegels bei Untermukken ist nur noch die jüngere Niederterrasse (neben dem spärlichen glazialen Akkumulationsniveau der I.I.E.) erhalten. Der Schwemmkegel von Untermukken wurde nicht nur talab in Richtung auf Aitrach, sondern auch talauf eingezeichnet. Dadurch tritt die Überschrüttung der Älteren Niederterrasse durch den (jüngeren) Schwemmkegel der jüngeren Niederterrasse (Illercañon) deutlicher hervor.

1. Terrassen mit Deckschichten verschiedenster Gruppen werden miteinander verbunden: Das Legauer Tal (Deckschichtengruppe I) mit dem Steinheimer Feld (Jungriß, vgl. Kap. VI), der Übergangskegel von Ziegelberg (Gr. II) mit dem Steinheimer Feld (s. o.) und das Volkratshofener Feld (Gr. III) mit dem Erolzheimer Feld (Gr. II).

2. In den Profilen treten verschiedene Gefällsknicke auf. Bei einer sehr starken Überhöhung (z. B. wenn 1 m durch 1 bis 2 mm dargestellt wird) der betreffenden Gefällskurven werden die falschen Verbindungen sofort deutlich.

3. Der Schwemmkegel der Jüngeren Niederterrasse bei Untermukken und derjenige der IJE von Binzen (Volkratshofener Feld) werden miteinander verbunden.

Wie schließlich noch aus einem Vergleich der Deckschichtenprofile (Kap. II, 3) hervorgeht, stimmt die Angabe bei SCHAEFER (1940, S. 93) nicht, daß „die Verwitterungsbeträge etwa gleich groß“ sind.

Demgegenüber wird in Abb. 9 gezeigt, daß sich die Deckschichtengruppen I, II und III jeweils zwanglos zu getrennten geradlinigen Flußläufen verbinden lassen (vgl. auch Abb. 1). Eine Übersicht über die verschiedenen würmzeitlichen Aufschüttungen im Grenzbereich zwischen Rhein- und Illergletscher zeigt die Tab. A nach Kap. V, 4, S. 53.

Nachdem wir festgestellt haben, daß unter der bisherigen Niederterrasse zwei verschiedenalterige Akkumulationen zusammengefaßt wurden, vermindert sich die Fläche und das Volumen der Jüngeren Niederterrasse. Außerdem muß damit gerechnet werden, daß in den oberflächlich einheitlich aussehenden Feldern der Jüngeren Niederterrasse außerdem noch Schotterkörper der Älteren Niederterrasse enthalten sind (z. B. beim Erolzheimer Feld). Die beachtliche und auch heterogene Verfüllung des Rißtales (Bohrung in Biberach), die bei WEIDENBACH (1936, S. 34) erwähnt ist, erscheint nunmehr in einem anderen Licht.

Der früher so groß erscheinende Erosionsbetrag zwischen den (mittel-)rißzeitlichen und den (mittel-)würmzeitlichen Schotterablagerungen wurde bis vor kurzem noch ausschließlich dem Riß-Würm-Interglazial zugeschrieben. Nunmehr verteilt sich der Erosionsbetrag mindestens auf das Spätglazial der Jungrißzeit und dasjenige der Frühwürmzeit. Ebenso ist die gegenüber den Rißmoränen tiefe Einlagerung der AJE bzw. der starke Unterschied in den Verwitterungsdecken nunmehr besser verständlich, wenn weitere Gletschervorstöße an der Aushobelung des Beckens teilgenommen haben.

Durch alle diese Überlegungen darf — zusammen mit der durch die Radiocarbonmethode ermittelten Zeitdauer des Mittelwürmvorstoses — festgestellt werden, daß dieser Gletschervorstosß keineswegs die ihm zugeschriebene große Vereisung darstellt, sondern in seinen Auswirkungen wesentlich bescheidener aufzufassen ist.

3. Verlehmung der Niederterrasse und absolute Zeitmessung

An Hand eines Vergleiches der Früh- und Mittelwürmablagerungen in Moränennähe soll noch einmal eine Abschätzung des Alters der Frühwürmablagerungen erfolgen. Die Verlehmung (nicht die Bruchschotterzone) hat in den Ablagerungen, die wir in die Frühwürmzeit stellten, im Durchschnitt etwa 80 cm

Tiefe erreicht. In denen der Mittelwürmzeit sind aber nur 40 cm festzustellen (vgl. Kap. II, 3, Profil I und II). Zwischen Früh- und Mittelwürmschottern besteht daher ein Verhältnis der Verlehmungstiefe von 2 : 1.

Nach den Radiocarbonbestimmungen von DE VRIES (1958 b) liegt das Mittelwürmmaximum, in dem die ÄJE gebildet wurde, runde 20 000 Jahre zurück. Ein zeitlich etwa davor liegendes Stadium kurz vor oder kurz nach dem Paudorfer Interstadial (WOLDSTEDT 1958 b, Abb. 1) würde etwa vor rund 25 000 Jahre bzw. vor rd. 30 000 Jahre zu liegen kommen. (Auf einige tausend Jahre hin oder her kommt es in diesem Zusammenhang nicht an.) Das Verhältnis der seit Bildung der ÄJE verflossenen Zeit zu derjenigen der unmittelbar vorausgegangenen ist also 5 : 4 bzw. 3 : 2.

Da die Verlehmung mit zunehmender Tiefe immer langsamer vor sich geht, und da die oberen, stark verlehnten Schichten die unteren Teile immer mehr von den oberflächennahen Kräften abschließen, scheidet auf Grund dieser Altersfeststellungen ein Mittelwürmalter der „älteren“ Schotter aus Abschn. 1 aus.

Durch die Altersbestimmungen mit der Radiocarbonmethode ist ermittelt worden, daß vor etwa 45 000 Jahren ein wärmeres Interstadial begann (DE VRIES 1958 a, S. 10). Es ist möglich, daß es sich dabei um die Zeit der Göttweiger Bodenbildung handelt. Davor lag eine kältere Zeit von etwa 8000 Jahren (DE VRIES 1958 b). Da es sich bei dieser Zeit vor rd. 45 000 Jahren nicht um die erste kalte Phase nach dem letzten Interglazial handelt (DE VRIES l. c.) konnte durchaus schon soviel Eis gebildet sein, daß in jener Zeit mit einem Gletschervorstoß gerechnet werden kann. Es dürfte sich dabei um die Zeit des Gletschervorstoßes der Frühwürmzeit handeln, bei dem nach WOLDSTEDT (1958 b, Abb. 1) der Jüngere Löss I abgelagert wurde. Die Zeit, die seit jenem Frühwürmvorstoß verstrichen ist, verhält sich zu derjenigen seit Bildung der ÄJE wie 45 000 : 20 000 oder wie 9 : 4 (bei Einsetzen des Wertes 50 000 Jahre für das Maximum der Frühwürmzeit errechnet sich ein Verhältnis von 5 : 2). Unter Berücksichtigung eventueller Abtragung und der nach unten langsamer voranschreitenden Verlehmung kommt das Zeitverhältnis von 9 : 4 unserem Verhältnis der Verlehmungstiefe von 2 : 1 (oder 8 : 4) außerordentlich nahe, zumindest näher als jeder andere Wert aus einer Würmkaltzeit. Unsere vorläufige Einstufung der „älteren“ Schotter zur Frühwürmzeit (s. Abschnitt 1) wird durch den Vergleich der Verlehmungstiefe mit der absoluten Zeitbestimmung noch unterstützt.

4. Spätwürmzeitliche Ablagerungen

Die zahlreichen Endmoränenzüge hinter der ÄJE beider Vorlandgletscher liegen recht regelmäßig wie ein Satz Schüsseln hintereinander (s. Abb. 1). Dadurch wird die grundsätzlich gleiche Lage der einzelnen Teilgletscherzungen widerspiegelt.

In beiden Gletschergebieten wird dieses gleichmäßige Hintereinanderliegen aber schließlich durch einen besonderen Moränenwall, die IJE, unterbrochen, beim Rheingletscher nach etwa 10 km, beim kleineren Illergletscher schon nach 2 km. Vor diesem Moränenwall sind Schotterakkumulationen aufzufinden. Allerdings sind sie geringer als die bei der Jüngeren Niederterrasse. Die Terrasse der ganz jungen Aufschüttung läßt sich im Aitrach- und im Iller-Tal weit ins Vor-

land bis nach Illertissen verfolgen. Danach wird sie von den postglazialen Aufschüttungen (GRAUL & GROSCHOPF 1953) überdeckt.

Wie das Volkratshofener Feld — der Schwemmkegel des Illergletschers jener Zeit — zeigt, ist die Akkumulation vor der IJE eine von der Unteren Niederterrasse getrennte Aufschüttung. Das Volkratshofener Feld besitzt eine vom Erolzheimer Feld verschiedene Ober- und Unterkante und ein anderes Gefälle. Das Erolzheimer Feld bildet also keineswegs die Fortsetzung der Volkratshofener Niederterrasse, wie SCHAEFER (1940, S. 92) schreibt. Da SCHAEFER (1950) so großen Wert auf die Unterkanten der Schotter legt, ist es verwunderlich, daß er (1953, Tafel II) das Volkratshofener Feld mit dem Erolzheimer Feld, ferner mit dem Schwemmkegel von Untermukken, den obersten Cañonterrassen und dem Legauer Tal verbindet. Wie in Abb. 9 dargestellt, handelt es sich dabei um Bildungen, die zu drei verschiedenen Zeiten gehören und in jeweils verschiedener Höhe abgelagert wurden. Allerdings ist der Abstand jeweils sehr klein bzw. überlagern sich teilweise die Schwemmkegel, so daß leicht eine Verwechslung unterlaufen kann. Da GRAUL (1953, Tafel I) sein Profil zu wenig überhöht hat, ist daran nicht zu erkennen, daß das Volkratshofener Feld nicht auf das Hauptniveau des Erolzheimer Feldes, sondern etwas tiefer ausläuft (s. Abb. 9). Die Terrasse von Kardorf — die Fortsetzung des Volkratshofener Feldes talauf — ist somit keine Erosionsfläche, wie STEPP (1953, S. 173) infolge „zum Teil recht dünner Schotterunterlage“ annimmt, vielmehr rührt die dünne Schotterlage von der nur geringen Akkumulation zur Zeit der IJE her. Die viel höhere Unterkante des Volkratshofener Feldes und der Terrasse von Kardorf gegenüber den Akkumulationen des Erolzheimer Feldes und des Schwemmkegels von Untermukken beweisen doch das verschiedene Alter beider Ablagerungen.

Die Kiesgrube am Südrand von Oberopfingen zeigt uns eine Einlagerung jüngerer Schotter in das Erolzheimer Feld. Diese jüngeren Schotter kommen von der IJE. Sie sind in die Jüngere Niederterrasse eingelagert. Die Schotter der Jüngere Niederterrassen und die jüngeren Akkumulationen haben gleiches Aussehen und sind daher außerordentlich schwer zu unterscheiden. Die Grenze wird jedoch durch eine Zone unterstrichen, in der eine periglaziale Bildung randlich vom Erolzheimer Feld herabgeflossen ist. Da die Schotter der von der IJE herkommenden Akkumulation sich randlich über die periglaziale Bildung abgelagert haben, war eine deutliche Unterscheidung im August 1958 möglich. Die Schotterakkumulation der IJE liegt um etwa 2½ m unter dem Niveau des Erolzheimer Feldes. Wäre das tiefere Niveau eine reine Erosionsterrasse, so könnte das Einfließen der periglazialen Bildung gar nicht erklärt werden. Wir haben es daher bei Binzen, bei Volkratshofen (Illerschwemmkegel) und am Rande des Erolzheimer Feldes bei Oberopfingen mit einer Akkumulationsterrasse zu tun.

Die drei verschiedenen Akkumulationsniveaus der Würmzeit: Ältere, Jüngere Niederterrasse und das Akkumulationsniveau der IJE unterscheiden sich bei Aitrach höhenmäßig nur um wenige Meter voneinander. GRAUL (1953, Tafel I) verbindet diese Terrassen miteinander, obwohl sie neben den geringfügigen Höhenunterschieden (s. o.) auch Deckschichten verschiedensten Alters tragen. Die Deckschichtenuntersuchungen und genaue Profile zeigen jedoch die falschen Terrassenverbindungen GRAULS auf.

Am östlichen Rheingletscher sind die bedeutendsten Aufschüttungen jener Zeit diejenigen des Eschachschwemmkegels. Diese haben dann das Tal bei Leut-

kirch stark verschüttet (GERMAN 1950). Da sich diese Aufschüttungen durch das ganze Tal der Eschach bis zur IJE (s. Kap. III, 1 c) des Illergletschers verbinden lassen, besteht besonders in Anbetracht der teilweise erodierten und verschütteten AJE des Rheingletschers (R. SCHMID 1955) kein Zweifel an der Alterseinstufung.

Tabelle A

Die würmzeitlichen Schotterfelder im Grenzbereich von Rhein- und Illergletscher und ihre zeitliche Stellung (vgl. Abb. 9, S. 49)

Östlicher Rheingletscher		Illergletscher	
		Altusrieder Glz.	Dietmannsrieder Glz.
Frühwürm (W I)	Ob. Schwemmkegel d. Eschach	Legauer Tal	Wolfertschwendener F. Benninger Niveau
	Feld im Urlauer Tann		
	Wuchzenhofener Feld		
	Niederhofener Feld		
	Ziegelbrunner Feld		
Mittelwürm (W II)	Leutkircher Heide z. gr. T.	oberste Terrasse im Cañontal	nur der oberste Teil des Woringer Feldes
	Altmannshofen	Schwemmkegel von Untermukken	Terrassenreste am Steinheimer Feld
	Aichstettener Feld		
Erolzheimer Feld (zum größten Teil)			
Spätwürm	tiefster Eschachschwemmkegel	Terrassen im Cañontal	Teile des Memminger Tales
	Akkumulationen bei Leutkirch (abzgl. postglaz. Überlagerung)	Volktrathofener Feld	
<p>Reste in den östlichen Randbezirken des Erolzheimer Feldes (z. B. bei Egelsee und bei Oberdettingen)</p> <p>Ab Unterdettingen legt sich diese Aufschüttung entlang der Linie Sinningen—Unterbalzheim immer weiter nach Westen auf das Erolzheimer Feld hinauf und bedeckt dies, bis die postglazialen Akkumulationen von GRAUL & GROSCHOPF (1952) sich ihrerseits noch über die spätglazialen Akkumulationen legen.</p>			

Der untere Teil des Memminger Tales schien bisher recht verwickelt, weil das Niveau bei Heimertingen für das Erolzheimer Feld zu tief liegt (SCHAEFER 1953, Tafel II). Die Hauptschwierigkeit bei den Profilen in diesem württembergisch-bayerischen Grenzgebiet liegt aber nicht auf dem Gebiet der Geologie, sondern in dem unterschiedlichen Nullniveau der Höhenmessung beider Länder. Dadurch, daß Bayern über Österreich an den Pegel der Adria angeschlossen war, ergab sich gegenüber Württemberg eine Höhendifferenz von rund 1 m. Dabei liegt das Niveau von Bayern um 1 m höher als dasjenige von Württemberg. Bei einem Vergleich von Höhenzahlen der beiden Länder ist also bei den bayerischen Werten jeweils 1 m abzuziehen, um auf die entsprechenden Zahlenwerte von Württemberg zu kommen. Auf manchen Meßtischblättern im Grenzgebiet von Bayern und Württemberg ist diese Sachlage in der Legende erklärt.

Für das Memminger Tal bedeutet das, daß es nicht bei 670 m, zum heutigen Illertal abbricht, sondern bei 669 m NN. Damit kommt das tiefste hochglaziale Akkumulationsniveau im Memminger Tal für das Erolzheimer Feld noch tiefer

zu liegen. Das Memminger Tal endet damit 2 m unter dem Niveau des Erolzheimer Feldes. Da ist aber das Niveau zur Zeit der IJE! Wie in Kap. III, 1 c ausgeführt, hat das Stadium der IJE an der Dietmannsrieder Gletscherzunge noch durch das Trompetental bei Ziegelberg ins Memminger Tal entwässert. — Aber auch das hochglaziale Niveau vom Stadium der AJE ist im untersten Memminger Tal noch als Randterrasse zwischen dem tiefsten Akkumulationsniveau im Memminger Tal und dem Steinheimer Feld deutlich ausgeprägt vorhanden. Es liegt genau 2 m über dem Niveau der IJE und mündet damit genau auf das Erolzheimer Feld. Die Schlüsse von GRAUL (1957) wegen einer Verzögerung des Rheingletschers gegenüber dem Illergletscher sind daher im Aitrachtal nicht haltbar. Die Aufschüttungen des Rhein- und Illergletschers fließen in der gleichen Höhe zusammen.

Da geplant ist, die Frage der IJE im Zusammenhang mit den verschiedenen Terrassen im Cañontal und im Memminger Tal getrennt und ausführlich darzustellen, sei hier nicht noch näher auf diesen Fragenkomplex eingegangen. Auf alle Fälle ist sicher, daß dieser Zeit eine eigene Schotterakkumulation entspricht. Diese ist zwar geringer als jene der Älteren und der Jüngeren Niederterrasse, aber das spricht nicht gegen ihre selbständige Stellung, sondern für eine Sonderstellung innerhalb der zahlreichen Bildungen hinter der AJE.

VI. Das Fellheimer Feld

1. Die stratigraphische Stellung

Schotter- und lößstratigraphische Befunde haben SCHAEFER (1940, zit. nach 1953, S. 95, Anm. 124, Satz 3) bewogen, in der Würmzeit ein Interstadial anzunehmen und das Fellheimer Feld einem älteren (W I-), das Erolzheimer Feld dagegen einem jüngeren (W II-) Stadial zuzuschreiben. Bei diesem Fragenkreis ist SCHAEFER (1940, S. 142, 2. Abschn.) insoweit unbedingt zuzustimmen, als die Anschüttung im bayerischen Rothtal aus dem übrigen jungpleistozänen System herausfällt. Außerdem stimmt es, daß Lage- und Gefällsverhältnisse im Roth- und Illertal verschieden sind (SCHAEFER 1940, S. 45). Wie steht es aber „mit der eingehenden würmeiszeitlichen Begründung“ (SCHAEFER 1953, S. 94), die bei SCHAEFER (1940) gegeben worden sein soll?

SCHAEFER (1940, S. 96) führt einleitend zunächst folgende Punkte an, die für eine Einstufung des Fellheimer Feldes in die Rißzeit sprechen könnten.

- a) Der steile Abfall über dem Donaual bei Nersingen.
- b) Die Bedeckung mit Lößlehm.
- c) Die hohe Lage des Schotters.
- d) Gegenüber dem Erolzheimer Feld abweichende Gefällsverhältnisse.

Gegen eine Zuteilung zur Rißzeit sprechen nach SCHAEFER (l. c.) aber folgende Punkte:

- e) Das Fellheimer Feld tritt nicht mit Altmoränen in Verbindung.
- f) Die Verwitterungsdecke des Fellheimer Feldes besitzt eine gegenüber den Hochterrassenschottern andere Ausbildung. Beide würmeiszeitlichen Schotterstränge (Illertissener- bzw. Rothtal) zeigen dagegen keine sonderlichen Unterschiede in der Verwitterungsdecke.

- g) Das Rothtal ist in die Oberfahlheimer Hochterrasse eingelagert.
- h) Im rißzeitlichen Entwässerungsnetz findet die Rothtalrinne keinen Raum.
- i) „Der Habitus der Anschüttung“. Der Erhaltungszustand ist so frisch, „daß an ihrer würmzeitlichen Natur kein Zweifel aufgenommen kann“ (SCHAEFER 1940, S. 47).

Von dieser Aufzählung halten heute tatsächlich nur noch die schotter- und lößstratigraphischen Befunde als einwandfreie Kriterien für eine zeitliche Einstufung stand. Da SCHAEFER (1950, S. 95, Anm. 124) auf die übrigen Punkte offenbar verzichtet, seien diese hier nicht einzeln widerlegt. — Aber ist auf diese Weise ein würmzeitliches Alter des Fellheimer Feldes gesichert?

Schotterstratigraphie und Deckschichten sagen doch lediglich, daß die Akkumulation des Fellheimer Feldes zeitlich zwischen die Bildung der Oberfahlheimer Hochterrassenschotter und die des Erolzheimer Niederterrassenschotters zu stellen ist.

Inzwischen kann sogar soviel gesagt werden, daß das Fellheimer Feld zwischen die mittelrißzeitliche Oberfahlheimer Hochterrasse (GRAUL 1953, S. 27, Abb. 2 b, und SCHAEFER 1950, S. 64, Abb. 23) und die Schotterakkumulation mit der Deckschichtengruppe I (s. Kap. II, 3), die der Frühwürmzeit zugeteilt wurde (Kap. V), einzugliedern ist. Somit bleibt für die Eingliederung des Fellheimer Feldes nur noch eine ganz kleine Zeitspanne übrig. In diese Zeitspanne gehören aber im Rißtal die Jungrißablagerungen (WEIDENBACH 1951 b, S. 317).

Wie verhalten sich nun die von SCHAEFER (1940, S. 46) angeführten Punkte, die für rißzeitliches Alter sprechen (s. o. Nr. a bis d)?

Zu a) Der steile Abfall ins Donautal ist eine Folge der Seitenerosion der Donau und sagt nichts für eine Altersbestimmung (s. Kap. VII).

Zu b) Die Bedeckung mit Lößlehm (besser Deckschichten) wäre für würmzeitliche Bildungen wirklich ungewöhnlich und würde eine Ausnahme darstellen. Für rißzeitliche Ablagerungen dagegen ist eher mit Deckschichten von der Art des Fellheimer Feldes zu rechnen. Es muß daher doch ernsthaft die Frage geprüft werden: sprechen die Deckschichten des Fellheimer Feldes nicht doch für rißzeitliches Alter der liegenden Schotter?

Zu c) Die hohe Lage gegenüber dem Erolzheimer Feld ist für eine Altersangabe wenig kennzeichnend, da das Fellheimer Feld zur Zeit seiner Aufschüttung durch einen inzwischen entfernten Rücken vom Aitrachtal geschieden war (vgl. Abschn. 3). SCHAEFER (1953, S. 104, Punkt V, 1) hat sich inzwischen von GRAUL überzeugen lassen, daß das Fellheimer Feld keinen Zufluß vom Rheingletscher her erhalten hat. Dieser Punkt scheidet daher bei der weiteren Diskussion aus.

Zu d) Aus dem gleichen Grund bieten auch die Gefällsverhältnisse in den beiden Flußsystemen kein eindeutiges Kriterium für die Altersstellung.

Wir werden also auch von dieser Seite her zu Schotterstratigraphie und Deckschichtenanalyse gedrängt, um die zeitliche Stellung des Fellheimer Feldes zu klären. Nach-

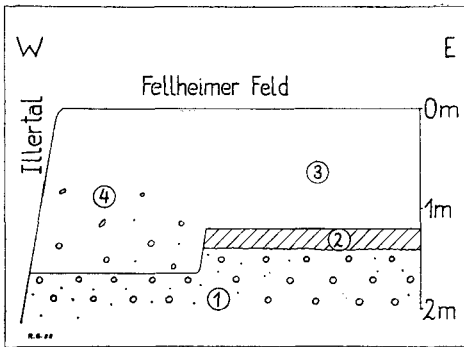


Abb. 10. Kgr. im Fellheimer Feld westlich der Straße Fellheim—Heimertingen — (stark überhöht). 1 Schotter des Fellheimer Feldes, 2 Verwitterungshorizont, 3 sandig-lehmige Deckschicht, 4 sandig-lehmige Deckschicht mit Geröllen.

dem die Schotterstratigraphie die Jungrißzeit als Bildungszeit der Fellheimer Schotterakkumulation wahrscheinlich gemacht hat, sollen nunmehr seine Deckschichten besprochen werden.

2. Die Deckschichten

Die Bedeckung des Fellheimer Feldes mit „Löß“ (SCHAEFER 1940, S. 47), die „fluviale Bildung (Auelehm) mit solifluktuiven Bestandteilen und einer deutlich äolischen Komponente (Lößeinwehung)“ (SCHAEFER 1951, S. 100), die „Fließerden“ (GRAUL 1953, S. 44) und die „sandig-lehmige Deckschicht und Löß“ (BRUNNACKER 1953, S. 118) zeigen, daß es sich bei den Deckschichten um ein recht verwickeltes Problem handelt. Zweifelsfrei können derartige Deckschichten prinzipiell in einer Kaltzeit übereinander oder auch nebeneinander auf einem Schotterkörper abgelagert werden.

GRAUL (1953) und SCHAEFER (1953) gingen bei ihren Überlegungen von der unbewiesenen, wenn natürlich auch naheliegenden Annahme aus, daß die Laufverlegung vom Weißenhorner zum Illertissener Tal „meist am Ende einer Aufschüttungsperiode“ (SCHAEFER 1953, S. 106), bzw. „während einer Akkumulationszeit“ (GRAUL 1953, S. 38) erfolgte. Auf die ehemalige Schotteroberfläche sollen sich daraufhin die Deckschichten abgelagert haben. Maßgebend dürfte für diese Überlegungen u. a. auch die relativ ebene Oberfläche des Schotterkörpers im Fellheimer Feld gewesen sein (abgesehen von den verschiedenen mächtigen Deckschichten). Ganz so einfach sind die Verhältnisse aber nicht überall. Eine im Sommer 1958 verlassene, aber sehr gut aufgeschlossene Kiesgrube unmittelbar westlich der Straße Fellheim—Heimertingen zeigte im Schotterkörper des Fellheimer Feldes folgendes Profil (Abb. 10):

Im östlichen Teil der Kgr. finden wir 1,2 m lehmig-sandige, entkalkte Deckschichten mit sehr guter Krümelung (3). Darunter liegt ein 20 cm mächtiger dunkelbrauner entkalkter lehmiger Verwitterungshorizont (2). Das Liegende bilden mehrere Meter frische graue Schotter (1). Der westliche Teil der Kgr. zeigt dagegen eine sehr steinige, lehmig-sandige Deckschicht mit einzelnen Kalkgeröllen und ebenfalls guter Krümelung (4). Diese Deckschicht grenzt entlang einer scharfen Fläche an den liegenden frischen Schotter (1), der durch die ganze Erstreckung der Kiesgrube ungestört und glatt verläuft. In den Schichten (2), (3) und (4) konnte kein Kalkgehalt festgestellt werden.

Bei den Schichten (3) und (4) kann es sich aber um keine Verwitterung an Ort und Stelle handeln, denn die Verlehmung ist in den untersten 100 cm ganz gleichmäßig und nimmt nicht von oben nach unten ab. Außerdem ist die Verlehmung der Schichten (3) und (4) keineswegs so stark wie diejenige der Schicht (2) oder wie das sonst bei typischen Verwitterungslehmen auf Schottern oder Moränen der Rißzeit zu finden ist. Diese haben meist eine sehr zähe Ausbildung und weisen keinesfalls eine so lockere Krümelstruktur auf. Vielmehr zeigt die Deckschicht auf dem Fellheimer Feld ein sehr krümeliges Gefüge, wie sie einer Verwitterungszone (z. B. Schicht 2) selbst bei starken Sandbeimischungen nicht eigen ist. Deshalb kann auch die fehlende Kalkreaktion nicht auf Auslaugung von der heutigen Oberfläche her zurückgeführt werden. Sonst müßte der Grenzbereich der Schichten (2), (3) und (4) ganz anders aussehen, d. h. die Schichten dürften nicht so gerade aneinanderstoßen und die Verwitterungszone (2) müßte sich im Grenzbereich der Absenkung der Schicht (4) anpassen. Außerdem dürften in Schicht (4) keine Kalkgerölle vorkommen. — Die Gerölle der Schicht (4) dürften wohl aus dem Liegenden stammen. Bei der Einschwemmung bzw. dem Einfließen der Deckschichten wurden sie wohl aus dem Untergrund aufgenommen. Damit liegt es auch nahe anzunehmen, daß die Verwitterung und Entkalkung der Deckschichten schon vor ihrer Auflagerung auf das Fellheimer Feld erfolgt war.

Auf ähnliche Weise dürfte die Schicht (3) entstanden sein. Sie hat allerdings die vorhandene Verwitterungsdecke beim Überfließen nicht völlig entfernt, sondern den tiefsten Teil des ehemaligen Bodenprofils stehengelassen. — Aus dem Profil geht deutlich hervor, daß die Deckschicht (4) im westlichen Teil der Kiesgrube erst nach Auflagerung der Deckschicht (3) erfolgt sein kann.

An diesem Aufschluß wird erstmals deutlich, daß die Deckschichten auf dem Fellheimer Feld keine einheitliche Bildung darstellen, sondern in zwei getrennten Stadien aufgelagert wurden.

Eine zeitliche Gliederung des Profils benötigt folgende Phasen (linke Spalte). Die zeitliche Einstufung führt zu der in der rechten Spalte dargestellten Einteilung:

1. Akkumulation der Schotter (1)	Jungriß
2. Verwitterung der Schotter in (2)	Riß-Würm-Interglazial
3. Auflagerung der Schicht (3)	Früh-Würm (W I)-Kaltzeit
4. Eintiefung über dem westl. Teil der Kiesgrube	Spätes Früh-Würm und W I/W II- Interstadial
5. Auflagerung von Schicht (4) unter teilw. Aufarbeitung von Schicht (1)	Mittel-Würm (W II)-Kaltzeit

Damit wird eine Zuteilung der Schotterakkumulation des Fellheimer Feldes zur Jungrißzeit auch von der Seite der Deckschichten des Fellheimer Feldes her sehr wahrscheinlich gemacht.

Wollte man im Sinne von BRUNNACKER (1953, S. 124) den Schotterverwitterungshorizont nur als Fortsetzung der verwitterten Deckschicht auffassen, also den Schotter vor seiner Überlagerung unzersetzt annehmen, so käme man mit der zeitlichen Einstufung nicht mehr zurecht. — Wann erfolgten dann die Phasen

(4) und (5)? Da Phase (3) nach SCHAEFER (1953) und BRUNNACKER (1953) in das W II-Stadium fallen, so bliebe für die Phasen (4) und (5) nur noch das Spät- und Postglazial übrig. Das erscheint undenkbar, besonders bei der großen Menge des Deckschichtenmaterials und der Entfernung vom damaligen Eisrand. Woher sollen aber auch in dieser späten Zeit die Deckschichten bei Pleß—Fellheim hergeflossen sein? Diese Frage und die Lage der ehemaligen Begrenzung des Fellheimer Feldes südlich Pleß soll daher u. a. im Abschnitt 4 kurz besprochen werden.

3. Der „Schotterverwitterungshorizont“

Der oben beschriebene Aufschluß südlich Fellheim bietet nunmehr aber auch die Möglichkeit, die Frage der Verwitterung oder Nichtverwitterung der Schotter unter den Deckschichten in einem anderen Sinne als BRUNNACKER (1953) zu deuten. Dabei soll und kann die verdienstvolle Gliederung der Böden in den verschiedenen Faziesgebieten Bayerns und die Grundgliederung der letzten Kaltzeit auf bodenkundlicher Grundlage (BRUNNACKER 1957) keineswegs in Zweifel gezogen werden.

Wenn BRUNNACKER (1953, S. 118) durch Bohrungen auf dem Fellheimer Feld zwischen Kadeltshofen und Weißenhorn unverwitterten Schotter feststellt, so kann es sich dabei prinzipiell auch um eine ähnliche Aufarbeitungszone wie im Westteil der Kgr. südlich Fellheim handeln. Ohne ein klares großes Profil im Nordteil des Fellheimer Feldes dürfte aber eine eindeutige Entscheidung schwer zu treffen sein.

Im Südteil des Fellheimer Feldes tritt nach BRUNNACKER (1957, S. 124) ein Bodenverwitterungshorizont nur dort auf, wo die postglaziale Verwitterung durch die Deckschicht hindurch den Schotter ergriffen hat. Nach dem Aufschluß südlich Fellheim (s. o.) ist aber noch eine andere Deutung möglich: der fehlende Verwitterungshorizont unter mächtigen Deckschichten kann infolge der starken Beanspruchung des Untergrundes durch die darübergleitenden Solifluktionmassen völlig aufgearbeitet sein, so daß deshalb die Deckschichten dem unverwitterten Schotter direkt auflagern. An denjenigen Stellen aber, wo der Verwitterungshorizont unter wenig mächtiger Deckschicht auftritt, ist der Schotterverwitterungshorizont nur teilweise abgetragen worden, weil nur wenig Solifluktionmaterial u. ä. darüber hinweggeglitten ist und den Untergrund nur wenig beanspruchte.

Da die Aufschlußverhältnisse im Gebiet des Fellheimer Feldes außerordentlich schlecht sind, kann die Frage der mehr oder weniger großen Aufarbeitung des Untergrundes vorerst nicht weiter geklärt werden. Immerhin hat ein Aufschluß gezeigt, daß dort mehr Vorgänge stattfanden, als bisher bekannt. Wir müssen aber mit unserer Deutung der Vorgänge auf dem Fellheimer Feld auch den Tatsachen in diesem einen Aufschluß gerecht werden.

Bei dem Schotterverwitterungshorizont, der zum Teil unter den Deckschichten des Fellheimer Feldes auftritt, wird es sich wahrscheinlich doch um eine ursprüngliche Bildung unmittelbar an der damaligen Schotteroberfläche handeln. Als Bildungszeit dieses Verwitterungshorizontes kommt das Riß-Würm-Interglazial in Frage. Der einstige Verwitterungshorizont ist wohl durch Solifluktionvorgänge von den Talhängen her in der Würmzeit in zwei Stadien vollständig bzw. zu einem großen Teil wieder aufgearbeitet worden.

4. Die Beziehungen zwischen Fellheimer und Steinheimer Feld

Der Profilverlauf vom Steinheimer zum Fellheimer Feld bei SCHAEFER (1953, Profiltafel II) zeigt deutliche Gefällsknicke zwischen beiden Feldern, wenn man die punktierte Verbindung der Felder in die Betrachtung miteinbezieht. Anders ausgedrückt, kann dies aber auch folgendes bedeuten: das Steinheimer Feld liegt (nach dem Profil von SCHAEFER l. c.) um etwa $2\frac{1}{2}$ m tiefer als das Fellheimer Feld! Dabei ist aber der horizontale Abstand zwischen beiden Feldern (Sennhof—Heimertingen) mit 3 km noch recht kurz eingezeichnet. Konstruiert man nämlich ein Profil, das ungefähr der Talmitte jenes alten Illertales nach SCHAEFER (1953, Abb. 9) entspricht, dann muß man zwischen Sennhof und der Gegend von Fellheim (Isohypse 565 m) sogar mit einer Entfernung von 6 km rechnen. Auf diese Weise würde — auf Grund des Flußverlaufes nach SCHAEFER (l. c.) — der Unterschied in der Oberkante der beiden Felder noch größer werden und etwa 9 m betragen. Das bedeutet aber, daß nach diesen Überlegungen die Unterkante des Steinheimer Feldes beinahe auf die Oberkante des Fellheimer Feldes einschießt. Hier kann doch etwas nicht stimmen.

Vergleicht man die Neigungen der Oberflächen des Steinheimer und des Fellheimer Feldes, so fällt auf, daß die des Steinheimer Feldes deutlich nach Nordwesten (etwa $N 40^\circ$ bis $50^\circ W$) ins Aitrach—Illertal weist, während die des Fellheimer Feldes über die Nordrichtung noch etwa 9° nach Osten zeigt. Insgesamt beträgt somit der Winkel zwischen den Abflußrichtungen der beiden Felder 50° bis 60° . Unter diesem Gesichtspunkt ist der Talbogen bei SCHAEFER (1953, Abb. 9) in der Gegend von Buxheim allerdings noch recht wenig nach Westen ausgebuchtet, denn gerade bei Buxheim tritt die stärkste Oberflächenneigung des Steinheimer Feldes in Richtung $N 50^\circ W$ auf. Die Bahnlinie Memmingen—Buxheim (Aitrach 8026) verläuft genau in der ursprünglichen Flußrichtung. Damit würde aber der Talbogen der Ur-Iller fast bis an den Talrand des Erolzheimer Feldes abgedrängt und die Oberkante der Schotteroberflächen beider Felder von 5 m bestehen (Abb. 11). Die Unterkanten beider Felder zeigen ganz ähnlichen Verlauf.

Zieht man nun ein Profil von der Tiefenlinie der Oberfläche des Fellheimer Feldes (Pkt. 562 zum Bf. Heimertingen) zur vordersten Lage der Isohypse 590 m auf dem Steinheimer Feld, nimmt man also die kürzest mögliche Verbindung der beiden Felder an, so bleibt immer noch eine Differenz der Schotteroberflächen beider Felder von 5 m bestehen (Abb. 11). Die Unterkanten beider Felder zeigen ganz ähnlichen Verlauf.

Somit sprechen folgende Punkte gegen eine Verbindung des Steinheimer Feldes mit dem Fellheimer:

1. Schotterstratigraphisch liegt das Steinheimer Feld um mindestens 5 m gegenüber dem Fellheimer Feld zu tief. Das Steinheimer Feld muß also jünger als das Fellheimer Feld sein.
2. Das Oberflächengefälle des Steinheimer Feldes weist deutlich nach Nordwesten ins Illertissener Tal.

Das Steinheimer Feld konnte daher bestimmt nicht mehr durch das Weißenhorner Tal entwässern. Es bleibt daher gar nichts anderes übrig, als die Fortsetzung des Steinheimer Feldes im Aitrach—Illertal zu sehen. Da die Deckschichten auf dem Steinheimer Feld und auf dem Fellheimer Feld sich nicht

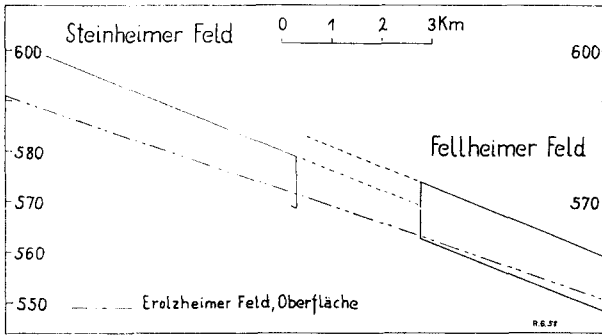


Abb. 11. Profil Steinheimer Feld—Fellheimer Feld. — Die Oberkante des Erolzheimer Feldes wurde zum Vergleich hineinprojiziert. Die tiefere Lage des Steinheimer Feldes gegenüber dem Fellheimer Feld ist klar zu erkennen. Es muß daher jünger sein.

wesentlich unterscheiden (vgl. auch BRUNNACKER 1953, S. 121), dürfte die Schotterakkumulation beider Felder wohl in der gleichen Kaltzeit erfolgt sein. — Gegen eine Zuteilung des Steinheimer Feldes in die Früh-Würm-Zeit spricht vor allem die gegenüber würmzeitlichen Schotterakkumulationen beachtlich hohe Unterkante. Die Oberkante des Steinheimer Feldes kommt bei Buxheim bis auf 5 bis 8 m an die Oberfläche des Erolzheimer Feldes heran, so daß damit zu rechnen ist, daß das Fellheimer Feld auch einige Meter über dem Niveau des früh-würmzeitlichen Schotterstranges im Aitrachtal liegt, der oberhalb des Schwemmkegels von Untermukken endet. Ein Vergleich der früh-würmzeitlichen Deckschichten des Wolfertschwendener Feldes bei Ziegelberg mit denen des Steinheimer Feldes (um nur Ablagerungen des Illergletschers zu vergleichen) läßt eine Verbindung zwischen diesen beiden Feldern unmöglich erscheinen. Die beiden Felder sind sowohl in ihren Deckschichten als auch in ihrem Gefälle zu verschieden, um in die gleiche Kaltzeit gestellt zu werden.

Da nun keinerlei Grund vorliegt, das Fellheimer Feld älter als jungrißzeitlich einzustufen und das Steinheimer Feld aller Wahrscheinlichkeit nach älter als würmzeitlich ist, bleibt nichts übrig, als beide Felder in die Jungrißzeit einzustufen, zumal die Deckschichten dies nahelegen.

Die Ablenkung der Iller vom Weißenhorner ins Illertissener Tal erfolgte also keinesfalls in der Würmzeit (SCHAEFER 1940, S. 89 f.), sondern bereits während der Akkumulation des Fellheimer Feldes im Jungriß. Das Steinheimer Feld stellt dann die — vermutlich mit dem Fellheimer Feld in die gleiche Vereisung zu stellende — jüngere Schotterakkumulation des Illergletschers im Illertissen—Memminger Tal dar. SCHAEFER (1953, im Gegensatz zu 1940) hat, wie jetzt ersichtlich, allerdings darin grundsätzlich recht, wenn er gegenüber GRAUL (1953) die Talverlegung der Iller als in zwei Stufen erfolgt sieht.

Wo sind aber die jung-rißzeitlichen Schotter der Iller im heutigen Aitrachtal und in dessen Fortsetzung, dem Illertissener Tal, geblieben? Verlängert man in Gedanken die Oberfläche des Steinheimer Feldes, so sieht man, daß bereits auf der Höhe von Illerbachen—Egelsee die heutige Oberfläche des Erolzheimer Feldes erreicht würde. Wir dürfen die jung-rißzeitlichen Schotter im Aitrach- und Illertissener Tal daher in den würmzeitlichen Schottern des Erolzheimer Feldes zugedeckt oder umgelagert vermuten. Den größten Teil davon, besonders die Verwitterungsdecke, dürften — zumindest bis auf die Höhe von Kellmünz — die Schmelzwässer der Würmvereisung vernichtet haben (vgl. Kap. VII). Das so

einheitlich aussehende Erolzheimer Feld kann daher recht verschiedenartige Schotter enthalten, die vielleicht nur oberflächlich eine Einheit bilden.

Nachdem wir wissen, daß das Steinheimer Feld ins Aitrach—Illertal hinausreichte, wird uns auch verständlich, warum das Steinheimer Feld gegen das Fellheimer um etwa 1 km weiter nach Westen vorgelagert ist (vgl. Geol. Übersichtskarte 1 : 200 000, Bl. 4, oder SCHAEFER 1940, Abb. 2). Die Ursache ist nicht in einem Bogen der Ur-Iller zu suchen, sondern in der verschiedenen Abflußrichtung. Diese war bei der Aufschüttung der beiden Felder völlig verschieden.

Nunmehr kann aber auch das Problem des Riedels zwischen dem Fellheimer Feld und dem Aitrach—Iller-Tal gelöst werden. Die Iller benötigte zur Aufschüttung des Fellheimer Feldes gar keinen so großen Bogen wie bei SCHAEFER (1953, Abb. 9), wobei Fellheim in die Mitte des Talverlaufes zu liegen kommt. Der Talzug war erheblich schmaler und dürfte über Pleß, etwa 1 km westlich Fellheim nach Süden verlaufen sein. Dies wird sogar durch die Angaben von SCHAEFER (1940, S. 44) selbst nahegelegt. Das „Ausdünnen des Schotters von 12—15 m südlich Fellheim auf 7 m bei Pleß erklärt sich wieder daraus, daß wir uns hier dem linken Ufer . . . der früheren Rothtalrinne nähern und sich die tertiäre Talsohle heraushebt . . .“. Wie die heutige Oberfläche zwischen Fellheim und Pleß zeigt, können wir dort nicht mehr weit vom Westrand des Weißenhorner Tales entfernt sein.

Der Rücken zwischen Aitrach—Iller-Tal und dem Weißenhorner Tal reichte daher zur Zeit der Akkumulation des Fellheimer Feldes in ausreichender Breite etwa über Kellmünz—Oberopfingen nach Buxheim. SCHAEFER (1953, S. 103) ist zuzustimmen, wenn er schließt, daß die Ablenkung der Iller in der Gegend von Heimertingen erfolgt ist. Da das Steinheimer Feld, die jungrißzeitliche Akkumulation der Iller ins Illertissener Tal, zwischen Buxheim und Heimertingen ins neue Tal eindrang, ist es sehr wohl möglich, daß der Riedel zwischen Heimertingen und Pleß im toten Winkel des Schwemmkegels noch längere Zeit stehen blieb und zur Materiallieferung der Deckschichten des Fellheimer Feldes beitragen konnte. Die Entfernung dieses Riedels dürfte erst eine Folge der zweiten Illerverlegung ins Cañontal sein (vgl. Kap. VII, Schlingenbildung im Aitrachtal).

Wir kommen daher zu folgendem Ergebnis: Fellheimer und Steinheimer Feld sind jungrißzeitlich. Zwischen beiden Akkumulationen erfolgte die Ablenkung der Ur-Iller vom Weißenhorner ins Illertissener Tal. Aus diesem Grund liegt das Steinheimer Feld schotterstratigraphisch (mit Ober- und Unterkante) unter dem Fellheimer Feld und weist mit seinem Oberflächengefälle ins Illertissener Tal. Eine Folge der genannten Umlenkung ist die in Kap. IV, 4 angeführte Ausbuchtung des Talrandes bei Erolzheim und Berkheim. Der Rücken zwischen Heimertingen und Pleß wurde wohl erst in der Würmzeit entfernt.

5. Die Mündung des Weißenhorner Tales ins Donautal

Die Oberfläche des Weißenhorner Tales verläuft ganz normal zwischen Kadeltschhofen und Nersingen vor dem Abbruch des Fellheimer Feldes zur Donau. Wir könnten das gleiche morphologische Bild an jedem anderen Teil der Oberfläche einer Talstrecke fast ebensogut vorfinden. Dieses Oberflächenbild mag wohl SCHAEFER (1950, S. 64/65, bes. Anm. 77) — zumal im Vergleich mit seinem „jungwürmeiszeitlichen“ Illerschwemmkegel — zu der Forderung nach einem Schwemm-

kegel des Fellheimer Feldes ins Donautal bewogen haben (vgl. auch SCHAEFER 1940, S. 142). Durch die Annahme eines Schwemmkegels des Fellheimer Feldes sollte das gleiche Bild entstehen wie im Illertissener Tal durch den heutigen Illerschwemmkegel.

Durch GRAUL & GROSCHOPF (1952) wurde allerdings in der Zwischenzeit nachgewiesen, daß der Illerschwemmkegel am Ende des Illertissener Tales, zumindest in seinen obersten Schichten, postglazialen Alters ist. Aber sind wir überhaupt sicher, daß die hochglazialen Flüsse einen Schwemmkegel ins Donautal hineinschütteten? Bildet nicht gerade die Iller durch das postglaziale Alter ihres Schwemmkegels eine Ausnahme?

Zwischen Riß- und Günztal können wir keinen hochglazialen Schwemmkegel ins Donautal feststellen. Die hochglazialen Schotter laufen — soweit sie erhalten sind — unter langsamer Gefällsabnahme in ihrem Unterlauf auf das Niveau des Donautales aus. Besonders eindrucksvoll zeigt dies die Mündung der rißzeitlichen Schotter aus dem Günztal zwischen Leipheim und Günzburg (Günzburg 7527).

Es ist daher gar nicht notwendig, einen Schwemmkegel des Fellheimer Feldes ins Donautal anzunehmen. Das gleiche gilt dann aber auch für die Schotter der Oberfahlheimer Hochterrasse, die SCHAEFER (1950, S. 64, Abb. 23) quer über das ganze Donautal bei 10 m Gefällsunterschied nach Langenau weitergeführt denkt. Wo soll denn damals die Donau noch geflossen sein? Wir müssen die verschiedenen Schotterterrassen des Donautales und ihrer Nebenflüsse anders miteinander verbinden, um die früheren Verhältnisse zu erkennen.

Da wir vom Rißtal her die jungrißzeitliche Hochterrasse kennen und da wegen der starken Verwitterung der Terrassenrest von Pfuhl (Ulm-NE 7526) dasselbe Alter besitzt, können wir diese Vorkommen mit den jungrißzeitlichen Schottern von Langenau (Ulm-NE 7526) (WEIDENBACH 1951, S. 125/126) verbinden. An diese Kurve können wir dann ungezwungen das Fellheimer Feld anknüpfen. Wie in Kapitel VII, 1 ausgeführt, ist das heutige Ende des Weißenhorner Tales durch junge Erosion von Seiten der Donau etwas zurückgedrängt. Seine ursprüngliche Einmündung in die damalige Donau darf daher etwas weiter im Norden gesucht werden.

Da das Fellheimer Feld für das Problem der Würm-Gliederung nach den in diesem Kapitel aufgeführten Punkten nunmehr nur noch randliche Bedeutung besitzt, sollen weitere Ergebnisse an dieser Stelle ausgeklammert werden. Hier sollte nur soviel gezeigt werden, daß das Fellheimer Feld in die Gliederung der Würm-Vereisung nicht hineinpaßt, vielmehr zwanglos als Abflußrinne des Illergletschers in der Jungrißzeit angesehen werden kann.

VII. Kurzer Abriss der Flußgeschichte der Iller

1. Rißzeit

Wie durch GRAUL (1953, Abb. 2 a und b) und ähnlich auch durch SCHAEFER (1953, S. 97 ff.) gezeigt wurde, floß in der Rißzeit die Ur-Iller zunächst durch das heutige Günzthal, schüttete das Hawanger Feld auf und mündete bei Günzburg in die Donau. In der Mittelrißzeit verlief nach GRAUL (l. c.) und SCHAEFER (l. c.) der Flußlauf im Weißenhorner Tal und schüttete die Hochterrassenschotter auf, die das Tal im Osten begleiten. Diese Schotter brechen bei Oberfahlheim zur Donau ab. In der Jungrißzeit wurde das Fellheimer Feld akkumuliert, wobei durch Auffüllung des Tales oder (und) durch Unterschneidung der Schmelzwässer des östlichen Rheingletschers (s. Kap. VI) der Wechsel ins Illertissener Tal erfolgte. Das Steinheimer Feld mit seiner Oberflächenneigung zum Illertissener Tal entspricht diesem zweiten Teil der jungrißzeitlichen Illerakkumulation. Bei der Ablenkung vom Weißenhorner zum Illertissener Tal erodierten die Schmelzwässer der Iller den Prallhang zwischen Berkheim und Erolzheim. Auf diese Weise finden die Punkte b, c und d (Kap. IV, 4) ihre zwanglose Erklärung. Vielleicht haben die Schmelzwässer der Würmzeit teilweise in dieser Richtung weitergearbeitet (s. u.).

Der Talwechsel der Iller ins Illertissener Tal beeinflusste auch das Donautal: Solange die Iller durch das Weißenhorner Tal floß, drängten ihre Wassermassen nördlich von Nersingen die Donau gegen den Albrand. Daher rührt die Ausbuchtung des Donautales bei Langenau nach Norden. Nach dem Wechsel ins Illertissener Tal erfolgte an dessen Mündung bei Ulm der gleiche Vorgang. Damals dürfte der Steilhang unterhalb Ulm auf der Nordseite des Donautales entstanden sein. Die Pendelbewegung der Donau führte dann flußabwärts auf der anderen Seite gerade in die Gegend der alten Illermündung des Weißenhorner Tales. Deshalb ist die Mündung dieses jungrißzeitlichen Illertales in die Donau nicht mehr vollständig erhalten.

2. Frühwürmzeit

Auch zu Beginn der Würmzeit muß die Iller wie schon in der Jungrißzeit vom Memminger ins Illertissener Tal geflossen sein. Der Abfall der Grönenbacher Schotterplatte zu dem bei Ziegelberg rund 100 m tiefen Tal konnte in Kap. III, 1 auf der Linie Waldegg—Gmeinschwenden—Haldenmühle (Grönenbach 8127) erkannt werden. Die Schmelzwässer der vorrückenden Eismassen schütteten schließlich die Schotterfelder der Älteren Niederterrasse (s. Tab. A, S. 53) im Memminger Tal und um die Zeit des Eishöchststandes auch im Legauer Tal auf. Die Wassermassen des Legauer Tales nahmen dabei diejenigen der autochthonen Lautrach und des autochthonen Cañonflusses (s. Kap. III, 1) auf. Da das Legauer Tal keinerlei „spätglaziale Zertalung“ aufweist, muß um die Zeit des Eishöchststandes der Frühwürmzeit das Cañontal von den Schmelzwässern des Illergletschers durchflossen worden sein. Bisher konnte im Cañontal infolge der schlechten Aufschlußverhältnisse noch keine Terrasse mit Sicherheit in diese Zeit gestellt werden. Bei dem steilen Talhang und den periglazialen Fließbewegungen der Mittelwürmzeit dürften auch wenig Reste mehr vorliegen. Auf alle Fälle erfolgte damit auch dieser Talwechsel — ebenso wie derjenige vom Weißen-

horner zum Illertissener Tal — eine Kaltphase früher als SCHAEFER (1953) angenommen hat.

Bei Aitrach mündete somit im Hochglazial der Frühwürmzeit der (nunmehr nicht mehr autochthone) Cañonfluß mit den Schmelzwässern der Altusrieder Gletscherzunge des Illergletschers in das Aitrachtal. Bei Heimertingen nahm die Aitrach die Schmelzwässer der Dietmannsrieder Gletscherzunge des Illergletschers auf. Zusammen mit den Schmelzwässern des östlichen Rheingletschers, die durch die Pforte von Altmannshofen (s. Kap. IV, 3) kamen, handelt es sich somit im Aitrach—Illertal um drei Schmelzwasserzuflüsse. Diese drei Gruppen bestimmten in ihrem Wechselspiel die Ausgestaltung des Illertissener Tales unterhalb von Aitrach, auf dessen morphologische Besonderheiten in Kap. IV, 4 hingewiesen wurde (Prallhang, Flußschlingen).

3. Mittelwürmzeit

Die Schmelzwässer der Altusrieder Gletscherzunge drängten im Hochglazial der Mittelwürmzeit infolge ihres großen Gefälles beim Eintritt ins Aitrachtal die Schmelzwässer des östlichen Rheingletschers ganz auf die westliche Seite des Aitrachtals. Dieser Talrand wurde daher zwischen Aitrach und Tannheim zurückverlegt. Die von Westen her einmündenden Gewässer erfuhren deshalb eine Laufverkürzung mit Gefällsvergrößerung (s. Kap. IV, 4, f).

Unterhalb Tannheim wandte sich der Fluß daher in einer Pendelbewegung dem östlichen Talrand zu. Der Verlauf der Höhenlinien auf dem Erolzheimer Feld läßt dies deutlich erkennen. Am östlichen Talrand untergruben die Schmelzwässer das Steinheimer Feld und beseitigten den Riedel zwischen Aitrachtal und dem Fellheimer Feld, bzw. untergruben das Fellheimer Feld. Da im Hochglazial infolge der Pendelbewegung der Schmelzwässer die Hauptsache des Geschehens auf der Höhe Erolzheim—Fellheim offensichtlich auf der östlichen Talseite lag, wurden Reste eines alten Schotter, der vermutlich zur Älteren Niederterrasse gehört, in der Kiesgrube Berkheim mit einer dünnen Schotterdecke zugedeckt.

Auch das Memminger Tal hatte zu jener Zeit Wasser und Schotter in das Illertissener Tal entsandt. Dies wird durch eine Terrasse im unteren Memminger Tal bewiesen, die weder GRAUL (1953) noch SCHAEFER (1953) anführten. Diese Terrasse liegt unterhalb Steinheim, trägt an ihrer Oberfläche die Deckschichtengruppe II und läuft genau auf die Jüngere Niederterrasse des Erolzheimer Feldes aus. Die Schmelzwässer der Dietmannsrieder Gletscherzunge müssen jedoch gegenüber den Wassermassen im Aitrachtal (vom östlichen Rheingletscher und der Altusrieder Gletscherzunge) nicht besonders stark gewesen sein. Die Jüngere Niederterrasse im Erolzheimer Feld weist keine Anzeichen der Einmündung eines Flusses auf, wie das beispielsweise im Schwemmkegel von Untermukken der Fall ist, wo zwei ungleiche Wasserströme mit sehr verschiedenem Gefäll zusammenkamen.

Die nächsten Pendelbewegungen der Schmelzwässer im Aitrachtal führten — jeweils wieder nach etwa 12 bis 15 km Flußlauf, wie schon zwischen Aitrach und Fellheim — in die Gegend von Oberbalzheim—Dietenheim (am westlichen Talrand) und dann nach Vöhringen—Thal (Ostrand des Illertissener Tales).

Da durch den Talwechsel vom Weißenhorner ins Illertissener Tal in der Jungrißzeit bei Bonlanden bereits ein Prallhang angelegt wurde, der vermutlich

in der Frühwürmzeit noch nach Westen erweitert worden ist, entstand zwischen Bonlanden und Fellheim die breiteste Stelle des Erolzheimer Feldes. Diese Breite ist demnach teilweise eine Folge des Talwechsels der Iller, teilweise eine Folge der Pendelbewegungen der Illerflußschlingen seit der Jungrißzeit. Da sich diese Pendelbewegungen talab fortsetzten, entstand die besondere Form des Illertales zwischen Aitrach und Ay mit seinen wiederholten Verbreiterungen und Einengungen. Durch verschiedene Überlagerungen der Schotter bzw. dadurch, daß vermutlich verschieden alte Schotter (aus der Jungriß-, der Früh- und der Mittelwürmzeit) im Aitrach—Illertal nebeneinander liegen, ist eine Zuteilung der verschiedenen Schotterkomplexe, die älter als die postglazialen Ablagerungen von GRAUL & GROSCHOPF (1952) sind, nicht einfach. Eine ausführliche Flußgeschichte der Iller soll daher erst nach Klärung dieses Sachverhaltes veröffentlicht werden.

VIII. Der Ablauf der Würmvereisung an Rhein- und Illergletscher im Vergleich mit anderen Würmgliederungen

Bis vor wenigen Jahren schien die Gliederung der Würmvereisung noch recht problematisch. Für zahlreiche Vereisungsgebiete lagen teilweise getrennte Einzeluntersuchungen vor. Wie waren aber die einzelnen Gletschergebiete untereinander, wie waren die Gletschergebiete mit dem nichtvereisten Vorland, mit seinen Terrassen und mit den Lössen zu parallelisieren? Die zahlreichen Einzeluntersuchungen — allein im Alpenvorland — erschwerten einen Vergleich, weil oft ganz verschiedene Kriterien für die Gliederung verwendet wurden.

Moränenzüge allein oder Schotterterrassen allein brauchen, wie oben nachgewiesen, kein eindeutiges Kriterium für die Gliederung abzugeben. Wie die Forschung der letzten Jahre gezeigt hat, lassen sich besonders in den kontinentalen Räumen Europas eindeutige Gliederungen herauschälen, die teilweise zusammen mit der absoluten Datierung mit Hilfe der C 14-Methode zu beachtlichen Erfolgen geführt haben (BRANDTNER 1954, BRUNNACKER 1957 a, FINK 1956, PROSEK & LOZEK 1955).

Hauptkennzeichen dieser Entwicklung der letzten Jahre ist die grundsätzliche Erarbeitung einer Zweigliederung der Würmzeit für das Lößgebiet. Genauso hatte schon SOERGEL (1919) die letzte Vereisung durch den Jüngeren Löß I und den Jüngeren Löß II in eine Phase der „größten Vergletscherung“ mit dem I. Hauptvorstoß und in eine zweite Phase mit seinem II. Hauptvorstoß eingeteilt. SOERGEL (1919) ging ganz folgerichtig vor, als er den Jüngeren Löß II mit dem letzten großen Gletschervorstoß parallelisierte, der zur ÄJE führte. Deshalb mußte er den Jüngeren Löß I einer vorhergegangenen Vereisung zuschreiben. Die Ablagerungen dieser vorhergegangenen Vereisung, die SOERGEL bei Saulgau zu erkennen glaubte, sind aber etwa 30 Jahre später von WEIDENBACH (1951 b) und von GRAUL (1952 a) als rißzeitlich erkannt worden.

WEIDENBACH (1951 b) nahm diese Zuteilung der Moränen bei Saulgau zum Rißkomplex als Anlaß, die Würmzeit ungegliedert anzunehmen, zumal in Oberschwaben damals noch keinerlei Sedimente bekannt waren, die zwischen die Jungrißablagerungen und die ÄJE hätten gestellt werden können. Diese Ansicht ist aber mit den Ergebnissen der Lößforschung nicht vereinbar, weil die Kremser

Bodenbildung interglazialen und die Göttweiger nur interstadialen Charakter zeigt (BRANDTNER 1954, BRUNNACKER 1957 a, FINK 1956). Der große Schnitt liegt also eindeutig zwei Kaltzeiten zurück und nicht nur eine. Völlig verfehlt war es schließlich, als infolge der zeitlichen Gleichstellung von AJE und jüngerem Löß II bzw. Jungrißzeit und jüngerem Löß I versucht wurde, das letzte Interglazial zwischen Jung- und Mittelriß zu stellen oder die Jungrißablagerungen gar der Würmzeit zuzuschlagen.

Die vorliegenden Ergebnisse einer eingehenden Geländebegehung erlauben es, die Streitfrage der Würmgliederung in zwangloser Weise und in bester Übereinstimmung mit den Gliederungen der verschiedensten Disziplinen der Pleistozänforschung zu lösen.

Nach den vorstehenden Untersuchungen stellt die Niederterrasse in ihrem Hauptniveau keine einheitliche Bildung dar, sondern es können zwei Niveaus unterschieden werden. Infolge des sehr geringen Höhenunterschiedes zwischen den beiden Terrassen wurden sie weder von PENCK-BRÜCKNER (1901/09) noch von TROLL (1926) getrennt. Die sehr verschieden mächtigen Deckschichten beider Terrassen fordern jedoch zusammen mit der unterschiedlichen Morphologie trotz des außerordentlich geringen Höhenunterschiedes eine Zweiteilung. Es darf aus der Lage der Dinge angenommen werden, daß beide Niveaus zeitlich sehr verschieden alte Bildungen sind. Das obere Niveau, die sog. Ältere Niederterrasse, wird vorläufig in die Frühwürmzeit (W I) gestellt. Entsprechend gehört das untere Niveau, die sog. Jüngere Niederterrasse, die erst zur Zeit der Bildung der AJE aufgeschüttet wurde, zum zweiten Teil der Würmzeit, der Mittelwürmzeit (W II).

Eine Zweigliederung wurde im Alpenvorland bisher von EBERS (1955), KNAUER (1935, 1937), KRAUS (1955), RATHJENS (1951) und SCHAEFER (1940, 1950, 1953) vertreten. Da in Kap. VI ausführlich gezeigt wurde, daß diejenigen Ablagerungen, die SCHAEFER (l. c.) in seine erste Würmphase stellt, zweifellos älter sind und mit großer Wahrscheinlichkeit in die Jungrißzeit zu stellen sind, muß hier nicht noch einmal darauf eingegangen werden. Gegen die Darstellung von RATHJENS (1951) hat bereits GRAUL (1952 b) Stellung genommen, da „C. RATHJENS jun. (1951) versucht, für das ganze Vorland eine Doppeltgliederung der letzten Eiszeit als gesichert hinzustellen“, während seit TROLL (1926) die „Zirkumalpinen Zusammenfassungen (KNAUER 1935, 1942, P. BECK 1938, C. RATHJENS 1951 u. a.)“ ... „ohne Zweifel verschieden alte Ablagerungen“ parallelisieren (GRAUL 1952 b, S. 125). Wie in Kap. V ausgeführt, unterlief allerdings auch GRAUL (1953) allein im Bereich zwischen Rhein- und Illergletscher der gleiche Irrtum, weil er nur mit Höhenvergleichen und selbst dabei nicht genau arbeitete. Die Analyse von GRAUL (1952 b) über die Verhältnisse bei Kaufbeuren wird durch die Darstellung in seiner Abb. 2 stark beeinträchtigt, da diese Abb. gegenüber EBERL (1930, Tafel I) eine grobe Vereinfachung darstellt und wesentliche Züge nicht mehr bringt. Dadurch treten aber wichtige Alterskriterien nicht mehr hervor. Da der Verf. beabsichtigt, die Verhältnisse im Osten des Illergletschers in einer besonderen Arbeit darzustellen, soll hier nur kurz noch folgendes angedeutet werden:

Nördlich Kaufbeuren haben wir im Türkheimer Feld (im Flossachtal) und im Feld des Weichter Trockentales zwei verschieden hohe Schotterakkumulationen. Schon bei TROLL (1926, Abb. 10), kommen diese Höhenunterschiede gut

heraus. Vielleicht wurde EBERL (1930) auch dadurch bewogen, das Feld im Weichter Trockental seinem WI und dasjenige westlich Türkheim seinem WII zuzuteilen. Eine Analyse der Deckschichten ergibt aber gerade umgekehrtes Alter — die Angabe von GRAUL (1952 b, S. 131) über die Verwitterungsmächtigkeit stimmt also nicht. — An diese neuen Ergebnisse des Wertachfeldes lassen sich interessante flußgeschichtliche Überlegungen anknüpfen, die durchaus mit den Verhältnissen an Rhein- und Illergletscher übereinstimmen, und uns zu einem neuen Bild der Würmvereisung im Alpenvorland verhelfen. —

Entgegen der Vermutung von GRAUL (1952 b) ergeben sich somit für eine Zweigliederung der Würmvereisung im Alpenvorland immer mehr Gesichtspunkte. Nachdem für das bayerische Alpenvorland nunmehr auch von der Bodenkunde durch BRUNNACKER (1957 a und 1957 b) weitere Beweise beigebracht wurden, können wir auch im nördlichen Alpenvorland die zweigegliederte Würmvereisung nicht mehr bezweifeln. Die beiden Entwicklungsannahmen, die GRAUL (1952 b, S. 136) angeführt hat, haben sich also beide nicht erfüllt. Wohl haben sich Ablagerungen gefunden, die älter sind als die zur Zeit der Bildung der AJE aufgeschütteten Niederterrassen, aber diese Bildungen sind mit dem Fellheimer Feld nicht altersgleich, weil das Fellheimer Feld in die Jungrißzeit gestellt werden muß.

Als Kriterium für frühwürmzeitliches Alter von Schottern wurde immer wieder die L ö ß b e d e c k u n g gefordert. Für eine Lößbedeckung liegen nun aber alle Reste frühwürmzeitlicher Schotter zu weit im Süden, d. h. im südlichen Faziesbezirk BRUNNACKERS (1957 a), in dem gar kein Löß erhalten sein kann. Die bisher einzige Ausnahme im Untersuchungsgebiet stellt ein Aufschluß beim Bahnhof Steinbach (Leutkirch 8126) südlich von Memmingen dar. Dort konnte auf der Älteren Niederterrasse entkalkter Löß festgestellt werden.

Damit haben wir aber einen sicheren Hinweis auf ein frühwürmzeitliches Alter der Älteren Niederterrasse. Sie wurde vom Vorstoß in der Mittelwürmzeit, der zur Bildung der AJE führte, mit Löß bedeckt. Die Zweigliederung der Würmzeit wird dadurch sowohl von der Schotterstratigraphie als auch von der Lößforschung und von der Bodenkunde gefordert. Die nicht aufgefundenen Moränen des Frühwürmvorstoßes wiegen demgegenüber nicht schwer. Über diese Moränen muß das Eis des Mittelwürmvorstoßes gerade noch hinweggegangen sein. Es wäre daher Zufall, wenn die Frühwürmmoränen im Stromstrich des Eises nicht aufgearbeitet worden wären. Allerdings könnten an geschützten Stellen, besonders an den Seiten der Vorlandgletscher, evtl. Reste gefunden werden. Ein Beweis gegen einen Frühwürmvorstoß können fehlende Moränen heute nicht mehr sein. Neben der glazialen Serie (PENCK-BRÜCKNER 1901/09) haben wir heute zahlreiche andere Indikatoren, um eine Kaltzeit festzustellen.

Durch folgende Forschungsrichtungen wird eine weltweite Zweigliederung der Würmvereisung immer mehr gefordert:

1. Lößforschung seit SOERGEL (1919) mit dem Jüngeren Löß I und dem Jüngeren Löß II (vgl. auch WOLDSTEDT 1958 b).
2. Küstennahe Ablagerungen, besonders in den Niederlanden in der Zeit nach den Ablagerungen des Eem-Meeres (DE VRIES 1958 a).

3. Paläotemperaturmessungen aus Tiefseesedimenten (EMILIANI 1958, besonders Fig. 2) zwischen dem Äquator und 35° N.

Diese Zweige der pleistozänen Forschung erhalten durch die C 14-Datierungen ihre zeitliche Stütze (vgl. GROSS 1958).

Überall haben wir vor der großen Erwärmung zwei starke Ausschläge in die entgegengesetzte Richtung, die durch eine gewisse wärmere Zeit, das Göttweiger Interstadial, voneinander getrennt werden. Ob man dieser Göttweiger Zeit die Stellung eines Interstadials oder die eines Interglazials zuweist, mag vorerst, d. h. unter zumeist örtlichen Gesichtspunkten, als Frage der Definition erscheinen. Wenn wir aber die ganze Eiszeit weiterhin als ein weltweites und auf der ganzen Erde gleichzeitiges Phänomen betrachten wollen, müssen wir notgedrungen sämtliche Umstände auf der ganzen Erde in unsere Überlegungen einbeziehen. In diesem Fall sprechen dann aber folgende Punkte gegen ein „Göttweiger Inter gl a z i a l“:

1. In dieser Zeit ist kein Meereshochstand feststellbar.
2. Paläontologische Funde aus der letzten Warmzeit liegen unter dem Jüngerem Löß I, also unter zwei kaltzeitlichen Ablagerungen.
3. Die Paläotemperaturen im Atlantik bleiben (nach EMILIANI 1958, Fig. 2) in einer ersten warmen Zeit (bei etwa 1,3 m Sedimenttiefe) um 3 bis 5° hinter der zweiten wärmeren Zeit zurück (bei etwa 3,8 m Tiefe). Letztere muß mit dem Riß-Würm-Interglazial parallelisiert werden (s. u.).

Eine Parallelisierung der Paläotemperaturen mit unserer Zeitskala ist mit nicht zu großen Fehlern (infolge der wohl auch in den Tropen nicht konstanten Sedimentation und der nach unten wohl zunehmend stärker werdenden Sackung der Sedimente) durchaus möglich. Nehmen wir einmal an, die jüngste starke Absenkung der Temperaturen bei EMILIANI (1958, Fig. 2) entspreche dem Mittelwürmmaximum vor rd. 20 000 Jahren. Geht man auf der Zeitskala um Schritte von 20 000 Jahren zurück, so findet man vor etwa 30 000 bis 50 000 Jahren eine Zeit höherer Temperatur als vor 20 000 Jahren, aber eine immer noch niedrigere Temperatur als heute. Diese relativ warme Zeit dürfte dem Göttweiger Interstadial entsprechen. Vor 50 000 bis 60 000 Jahren lag wieder eine kalte Zeit, die dem Frühwürmvorstoß mit der Bildung des Jüngerem Lösses I entsprechen dürfte. Die jüngsten C 14-Untersuchungen (DE VRIES 1958 b) unterstützen diese Ansicht. Nach den Paläotemperaturkurven EMILIANIS (l. c.) würde dann vor etwa 70 000 bis 90 000 Jahren die „große“ Erwärmung liegen, die Temperaturen ähnlich wie im postglazialen Wärmeoptimum aufweist. Das dürfte das letzte Interglazial sein. Obwohl dieser Vergleich ungenau ist (vgl. dazu auch DE VRIES 1958 a, Fig. 1), zeigt er uns immerhin, daß die vorgenommene Parallelisierung der Tiefseesedimente mit der Eiszeitgliederung grundsätzlich richtig ist, zumal es in diesem Zusammenhang auf 10 000 Jahre hin oder her nicht ankommt.

Da alle oben angeführten Punkte als typische weltweite Indikatoren angesprochen werden können, wird es sich bei der Göttweiger Zeit wohl nur um eine Erwärmung etwas geringeren Grades als im letzten Interglazial (zur Zeit der Kremser Bodenbildung) handeln, wobei örtliche Abweichungen durchaus möglich erscheinen. Eine konsequente Weiterentwicklung dieser Gedanken gibt uns auch eine Möglichkeit, die Frage der Gliederung des Pleistozäns überhaupt

einer Lösung näherzubringen. Nach WOLDSTEDT (1958 a) gibt es in Norddeutschland und in den Niederlanden seit der Günzzeit drei Interglaziale, von denen zwei eindeutig mit Meerestransgressionen verbunden sind (Eem- und Holsteinzeit), während die Sterksel-Serie in die Cromer-Warmzeit gestellt wird. Andererseits gibt ADAM (1953) aus paläontologischer Sicht seit der Günzzeit auch nur drei Warmzeiten an.

Wenn in einem bestimmten Zeitraum einerseits viele Kaltzeiten, nämlich 2 Würmkaltzeiten (s. o.), 3 Rißkaltzeiten (GRAUL 1952 a, WEIDENBACH 1951 b) und je etwa 2 Mindel- bzw. Günzkaltzeiten (EBERL 1930, WEIDENBACH 1936, SCHÄDEL 1950), zusammen also 9 Kaltzeiten, andererseits aber nur 3 eindeutige Interglazialbildungen mit Meereshochständen vorliegen, dann müssen wahrscheinlich verschiedene Kaltzeiten zu einer Vereisungsgruppe zusammengefaßt werden. Für diese Vereisungsgruppen reicht die alte Nomenklatur vollkommen aus, da die Gliederung von PENCK-BRÜCKNER (1901/09) in Günz-, Mindel-, Riß- und Würmvereisung im Grundsätzlichen heute noch immer den Verhältnissen gerecht wird, obwohl an dem großen Werk inzwischen einzelne Änderungen mehr lokaler Art nicht unberechtigt vorgenommen wurden. —

ALBRECHT PENCK hat bis an sein Lebensende an der ungegliederten Würmvereisung festgehalten (PENCK 1947), nachdem er seine Laufenschwankung aufgegeben hatte. Dürfen wir daher dieses bedeutsame Ergebnis des Lebenswerkes des Altmeisters der „Alpen im Eiszeitalter“ aufgeben? Verf. nahm noch vor wenigen Jahren (GERMAN 1956) auf Grund der Verhältnisse im Jungmoränengebiet und auf Grund der neuen Ergebnisse von GRAUL (1952 a) und WEIDENBACH (1951 b) über die Rißvereisung eine ungegliederte Würmzeit an, wie sie PENCK (zuletzt 1947) und TROLL (seit 1926) forderten. Allein die Tatsachen im Schottervorland des Untersuchungsgebiets zwingen nunmehr, die ungegliederte Würmzeit aufzugeben und auch im ehemaligen Vereisungsgebiet eine Würmzeit mit zwei kalten Vorstoßphasen anzunehmen. Die Einführung dieser Zweigliederung für das Alpenvorland wird dadurch erleichtert (aber keinesfalls verursacht, denn dafür waren ausschließlich Geländebefunde ausschlaggebend), daß verschiedene andere Disziplinen der Pleistozänforschung diese Zweigliederung seit einiger Zeit fordern. Nachdem von den verschiedensten Zweigen (Schotterstratigraphie, Lössforschung, Bodenkunde, Küstenstratigraphie und Tiefseestratigraphie mit den Paläotemperaturmessungen — teilweise mit Hilfe der C 14-Methode absolut eingestuft) diese Verfeinerung der Anschauungen ALBRECHT PENCKS über die Würmzeit gefordert wird, dürfen wir wohl mit Recht diese Änderung in der Gliederung der Würmzeit vornehmen.

Nach dieser Änderung müssen wir aber die Voraussetzung unserer Überlegungen (z. B. die Gleichzeitigkeit der Vereisung auf der ganzen Erde) unter den neuen Gesichtspunkten der Zweigliederung immer wieder überprüfen. Dabei erheben sich die Fragen: Gehören die Erscheinungen, die z. B. BÜDEL (1949 und 1952) oder KLUTE (1929) für ihre scharfsinnigen klimatischen Ableitungen benützten, überhaupt ein und derselben Kaltzeit an? Sind sie mit unserem Mittelwürmvorstoß oder dem Frühwürmvorstoß zu parallelisieren? Sind die Spuren der „letzten“ Vereisung in Mittelamerika gleichaltrig mit denjenigen in der nördlichen bzw. in der südlichen gemäßigten Zone? Welche Bedeutung haben die Eismassen, die heute in der Antarktis und in Grönland liegen, für die Meeresspiegelstände der Vorzeit? Wie haben sich die Stadiale der Vereisungs-

gebiete auf die nichtvereisten Gebiete ausgewirkt? Hoffentlich können diese Fragen (teilweise wohl mit Hilfe absoluter Zeitbestimmung) in nicht zu ferner Zeit einer eindeutigen Lösung zugeführt werden. Die Eiszeitgeologie des Alpenbereichs kann auch hiervon Nutzen ziehen. Das „Lokalgeschehen“ im Umkreis der Alpen wird wohl auch im Pleistozän — wie in den vorhergehenden Zeiten der Erdgeschichte — sich in den Ablauf des Geschehens auf der ganzen Erde zwanglos einfügen. Die Zweigliederung der Würmzeit dürfte dabei den Gegebenheiten auf der ganzen Erde am besten entsprechen. Eine detailliertere Untergliederung — hervorgerufen durch Klimaoszillationen kleineren Ausmaßes — ist örtlich unter günstigen Fundumständen an Hand der Festpunkte der beiden großen Schwankungen jederzeit möglich.

Eine Grobgliederung des Jungpleistozäns sieht daher in weitgehender Übereinstimmung mit WOLDSTEDT (1958 b) folgendermaßen aus:

Tabelle B

- Letztes Interglazial—Riß-Würm-Interglazial—Eem-Interglazial mit Kremser Bodenbildung.
 Frühwürmvorstöß mit Bildung der Älteren Niederterrasse und des Jüngeren Löß I (entsprechend der W I-Kaltzeit EMILIANIS 1958).
 Göttweiger Interstadial mit der Göttweiger Bodenbildung (diese Zeit bezeichnet EMILIANI 1958 als „Laufen“).
 Mittelwürmvorstöß mit Bildung der Jüngeren Niederterrasse, der AJE und des Jüngeren Löß II (entsprechend der W II-Kaltzeit EMILIANIS 1958).
 Spätwürm mit den sog. Rückzugsstadien.

Nachtrag bei der Korrektur: Die Zweigliederung der Würmvereisung wurde vom Verf. in der Zwischenzeit in ähnlicher Weise wie oben für das ganze deutsche Alpenvorland bis zum Chiemseegletscher nachgewiesen.

IX. Schrifttum

- ADAM, K. D.: Die Bedeutung der altpleistozänen Säugetier-Faunen Südwestdeutschlands für die Gliederung des Eiszeitalters. — *Geologica Bavarica*, Nr. 19, S. 357—363, München 1953.
 ANNAHEIM, H., BÖGLI, A. & MOSER, S.: Die Phasengliederung der Eisrandlagen des würmzeitlichen Reußgletschers im zentralen schweizerischen Mittelland. — *Geographica Helvetica*, **13**, S. 217, Bern 1958.
 BRÄUHÄUSER, M.: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte von Württemberg, Bl. Friedrichshafen-Oberteuringen (174/179), 2. Aufl., Stuttgart 1928.
 — s. auch SCHMIDT, M.
 BRANDTNER, F.: Jungpleistozäner Löß und fossile Böden in Niederösterreich. — *Eiszeitalter und Gegenwart*, **4/5**, S. 49, Öhringen 1954.
 BRUNNACKER, K.: Die bodenkundlichen Verhältnisse der würmeiszeitlichen Schotterfluren im Illergebiet. — In: GRAUL, H. & SCHAEFER, I.: Zur Gliederung der Würmeiszeit im Illergebiet. — *Geologica Bavarica*, Nr. 18, S. 113—130, München 1953.
 — Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän in Bayern. — *Geologica Bavarica*, Nr. 34, 95 S., München 1957. — [1957 a].
 — Erläuterungen zur Bodenkarte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 7142 Straßkirchen. — München 1957. — [1957 b].

- BÜDEL, J.: Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet. — Geologische Rdsch., **34**, S. 482—519, Stuttgart 1944.
- Die räumliche und zeitliche Gliederung des Eiszeitklimas. — Die Naturwissenschaften, **36**, S. 105—112, S. 133—139, Berlin-Göttingen-Heidelberg 1949.
 - Bericht über klimamorphologische Eiszeitforschungen in Nordafrika auf Grund einer Forschungsreise 1950/51. — Erdkunde, **6**, S. 104, Bonn 1952.
- EBERL, B.: Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorland. — Augsburg 1930.
- EBERS, E.: Die bisherigen Ergebnisse der Drumlinforschung. — N. Jb. Mineral. usw., Beil.-Bd. **53**, Abt. B, S. 153—170, Stuttgart 1926.
- Hauptwürm, Spätwürm, Frühwürm und die Frage der älteren Würmschotter. — Eiszeitalter und Gegenwart, **6**, S. 96, Öhringen 1955.
- EMILIANI, C.: Paleotemperature Analysis of Core 280 and Pleistocene Correlations. — The Journal of Geology, **66**, S. 264, 1958.
- FINK, J.: Zur Korrelation der Terrassen und Lössen in Österreich. — Eiszeitalter und Gegenwart **7**, S. 49, Öhringen 1956.
- Erläuterungen zur Geologischen Karte Mattersburg—Dtsch. Kreuz. — Geol. Bundesanstalt, Wien 1957.
 - Die Böden Österreichs. — Mitt. Geogr. Ges. Wien, **100**, S. 92, Wien 1958.
- FRANK, M.: Paläogeographischer Atlas von Südwestdeutschland. — Mitt. Geol. Abt. Württ. Statist. Landesamtes, **17**, Stuttgart 1937.
- FREISING, H.: Neue Ergebnisse der Lössforschung im nördlichen Württemberg. — Jh. Geol. Abt. Württ. Statist. Landesamtes, **1**, S. 54—59, Stuttgart 1951.
- GERMAN, R.: Über jungdiluviale Ablagerungen des östlichen Rheingletschers im mittleren Oberschwaben. Erl. zu einer geol. Aufnahme des Bl. Reutte (169). — Diss. Tübingen 1950. — Auszug in: Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., **41**, S. 83—93, Stuttgart 1959.
- Über Gliederung und Chronologie des Pleistozäns. — Actes du IV Congrès International du Quaternaire, S. 898, Rom 1956.
 - Zur Feinmorphologie letzteiszeitlicher Ablagerungen des Rheingletschers in Württemberg. — Württ. Jh., **113**, S. 78., Stuttgart 1958.
- GRAUL, H.: Zur Gliederung der mittelpleistozänen Ablagerungen in Oberschwaben. — Eiszeitalter und Gegenwart, **2**, S. 133—146, Öhringen 1952. — [1952 a].
- Bemerkungen zur Würmstratigraphie im Alpenvorland. — Geologica Bavarica, Nr. 14, S. 124—139, München 1952. — [1952 b].
 - Zur Gliederung der Würmeiszeit im Illergebiet. — In: GRAUL, H. & SCHAEFER, I.: Zur Gliederung der Würmeiszeit im Illergebiet. — Geologica Bavarica, Nr. 18, S. 1—112, München 1953.
 - Sind die Jungendmoränen im nördlichen Alpenvorland gleichaltrig? — Peterm. Mitt., Erg.H. 262 (Machatschek-Festschrift), S. 209, Gotha 1957.
- GRAUL, H. & GROSCHOPE, P.: Geologische und morphologische Betrachtungen zum Iller-Schwemmkegel bei Ulm. — Ber. Naturf. Ges. Augsburg, **5**, S. 3—27, Augsburg 1952.
- GRIPP, K.: Glaziologische und geologische Ergebnisse der Hamburgischen Spitzbergen-Expedition 1927. — Abh. naturwiss. Ver. Hamburg, **21**, Hamburg 1929.
- Über den morphologischen Nachweis großer Schwankungen des Eisrandes. — Eiszeitalter und Gegenwart, **1**, S. 65, Öhringen 1950.
- GROSS, H.: Die bisherigen Ergebnisse von C¹⁴-Messungen und paläolithischen Untersuchungen für die Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns in Mitteleuropa und den Nachbargebieten. — Eiszeitalter und Gegenwart, **9**, S. 155, Öhringen 1958.
- GRÜNOGEL, E.: Über die Drumlins des würmeiszeitlichen Rheingletschers östlich der Schussen-senke. — Geologica Bavarica, Nr. 19, S. 154—163, München 1953.
- KLUTE, F.: Die Bedeutung der Depression der Schneegrenze für eiszeitliche Probleme. — Z. Gletscherkunde, **16**, S. 70, 1928.
- KNAUER, J.: Die Ablagerungen der älteren Würm-Eiszeit (Vorrückungs-Phase) im süddeutschen und norddeutschen Vereisungsgebiet. — Abh. geol. Landesuntersuchung am Bayer. Oberbergamt, H. 21, 65 S., München 1935.

- KNAUER, J.: Widerlegung der Einwendungen K. TROLLS gegen die Vorrückungsphase der Würmeiszeit. — Mitt. geogr. Ges. München, **30**, S. 1, München 1937.
- Der gegenwärtige Stand der Eiszeitforschung im südbayerischen Gebiet. — Forsch. u. Fortschr., **18**, 1942.
- KRASSER, L.: Das Verhalten von Fern- und Eigenvergletscherung zwischen Subersach und Weißach im Vorderen Bregenzer Wald. — Geol. Bundesanstalt Wien 1945.
- KRAUS, E.: Zur Zweigliederung der südbayerischen Würmeiszeit durch eine Innerwürm-Verwitterungsperiode. — Eiszeitalter und Gegenwart, **6**, S. 75, Öhringen 1955.
- MÜNST, M. & SCHMIDT, A. unter Mitarbeit von M. SCHMIDT: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte von Württemberg, Bl. Tettnang (180), 2. Aufl., Stuttgart 1934.
- PENCK, A.: Rückzug der letzten Vergletscherung. — Erdkunde, **1**, S. 182, Bonn 1947.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. — Leipzig 1901/09.
- PROSEK, FR. & LOZEK, V.: Stratigraphische Übersicht des tschechoslowakischen Quartärs. — Eiszeitalter und Gegenwart, **8**, S. 37, Öhringen 1957.
- RATHJENS, C. jun.: Über die Zweigliederung der Würmeiszeit im nördlichen Alpenvorlande. — Peterm. Geogr. Mitt., **95**, S. 89, Gotha 1951.
- REINHARD, H. & RICHTER, G.: Zur Genese der Gletscherzungenbecken Norddeutschlands. — Z. Geomorphologie, N. F., **2**, S. 55, Berlin 1958.
- SCHÄDEL, K.: Untersuchungen über das Altdiluvium des Rheingletschers. — Diss. Tübingen 1950.
- SCHAEFER, I.: Die Würmeiszeit im Alpenvorland zwischen Riß und Günz. — Abh. Naturkunde- und Tiergartenvereins f. Schwaben e. V. Augsburg, **2**, Augsburg 1940.
- Die diluviale Erosion und Akkumulation. — Forsch. z. deutsch. Landeskunde, **49**, Landshut 1950.
- In GRAUL, H., SCHAEFER, I. & WEIDENBACH, F.: Quartärgeologische Exkursion durch die Riß—Lechplatte. — Geologica Bavarica, Nr. 6, S. 91—117, München 1951.
- Zur Gliederung der Würmeiszeit im Illergebiet. Stellungnahme zu den Ausführungen H. GRAULS. — In: GRAUL, H. & SCHAEFER, I.: Zur Gliederung der Würmeiszeit im Illergebiet. — Geologica Bavarica, Nr. 18, S. 1—112, München 1953.
- SCHMIDLE, W.: Die diluviale Geologie der Bodenseegegend. — Braunschweig 1914.
- Die Geologie von Konstanz. — Bad. geol. Abh. 1932.
- SCHMIDT, M.: Die geologischen Verhältnisse des unteren Argentaes. — Ber. über die Vers. d. Oberrh. Geol. Ver., **40**, 1907.
- Rückzugsstadien der Würmvergletscherung im Argengebiet. — Schriften Ver. f. Geschichte des Bodensees, **40**, 1911.
- Erläuterungen zur Geol. Spezialkarte von Württemberg, Bl. Langenargen (184). — Stuttgart 1913.
- Erläuterungen zur Geol. Spezialkarte von Württemberg, Bl. Ravensburg (175). — 2. Aufl. Stuttgart 1931.
- SCHMIDT, M. & BRÄUHÄUSER, M.: Erläuterungen zur Geol. Spezialkarte von Württemberg, Bl. Neukirch (181). — Stuttgart 1913.
- SCHNETZER, R.: Vorläufige Mitteilung über die geologische Bearbeitung der Reichsautobahn München—Ulm, 1. Teil. — Schwabenland, **3**, Augsburg 1936.
- SCHREINER, A.: Die Entstehung des Wurzacher Beckens. — Diss. Tübingen 1950.
- SCHWARZENHÖLZER, W.: Der Bänderton von Vogt etc. — Diss. Tübingen 1950.
- SOERGEL, W.: Löss, Eiszeiten und paläolithische Kulturen. — Jena 1919.
- STAPP, R.: Zur Talgeschichte der mittleren Iller. — Geologica Bavarica, Nr. 19, S. 168—185, München 1953.
- TROLL, C.: Der diluviale Inn—Chiemsee-Gletscher. — Forschungen z. deutsch. Landes- u. Volkskunde, **23**, Stuttgart 1924.
- Die Rückzugsstadien der letzten Eiszeit im nördlichen Vorland der Alpen. — Mitt. geogr. Ges. München, **18**, München 1925.
- Die jungglazialen Schotterfluren im Umkreis der deutschen Alpen. — Forsch. z. deutsch. Landeskunde, **24**, S. 161, Stuttgart 1926.

- TROLL, C.: Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorland. — Mitt. geogr. Ges. München, **24**, S. 215, München 1931.
- Die sogenannte Vorrückungsphase der Würmeiszeit und der Eiszerfall bei ihrem Rückgange. — Mitt. geogr. Ges. München, **29**, S. 1, München 1936.
- VRIES, HL. DE: Radiocarbon dates for upper Eem and Würminterstadial samples. — Eiszeitalter und Gegenwart, **9**, S. 10, Öhringen 1958. — [1958 a].
- Nach einem Vortrag, gehalten auf der Prähistoriker-Tagung in Hamburg, August 1958. — [1958 b].
- WAGNER, ED.: Über die Ausbildung des Diluviums in der nordöstlichen Bodenseelandschaft. — Württ. Jh., **57**, S. 289, Stuttgart 1911.
- WAGNER, GG.: Übersichtskartierung Oberschwabens 1947—1950.
- WEIDENBACH, F.: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte von Württ. Bl. Waldsee (164). — Stuttgart 1936.
- Dass. Bl. Biberach (157). — Stuttgart 1937. — [1937 a].
- Bildungsweise und Stratigraphie der diluvialen Ablagerungen Oberschwabens. — N. Jb. Mineral. usw., Beil.-Bd. **78**, S. 66—108, Stuttgart 1937. — [1937 b].
- Zur Entstehung und Lagerung der diluvialen Schichten im Donaumoos unterhalb Ulm. — Jh. Geol. Abt. Württ. Statist. Landesamtes, **1**, S. 120, Stuttgart 1951.
- Gedanken zur Lößfrage. — Eiszeitalter und Gegenwart, **2**, S. 25, Öhringen 1952.
- WENK, F.: Verlauf der äußeren Würmendoräne und nördlichster Gletscherstand. — N. Jb. Geol. u. Paläontol., **97**, S. 338, Stuttgart 1953.
- WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter. — 2. Aufl., Bd. 1, Stuttgart 1954.
- Das Eiszeitalter. — Bd. 2, Stuttgart 1958. — [1958 a].
- Eine neue Kurve der Würm-Eiszeit. — Eiszeitalter und Gegenwart, **9**, S. 151, Öhringen 1958. — [1958 b].

Zur Kenntnis des Spät- und Postglazials in Bayern

von

KARL BRUNNACKER

Mit 13 Abbildungen und 16 Tabellen

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Einleitung	76
A. Die Grundgliederung des Spät- und Postglazials	77
I. Flußablagerungen in Südbayern	77
a. Das Lechtal bei Epfach	80
b. Das Isartal zwischen München und Freising	81
c. Das Donautal bei Straßkirchen	82
d. Die Parallelisierung und Datierung der Flußablagerungen	83
II. Flußablagerungen in Nordbayern	86
a. Das Rednitztal zwischen Nürnberg und Bamberg	86
b. Das Maintal zwischen Bamberg und Würzburg	88
1. Das Rednitz-Maintal bei Bamberg	88
2. Das Maintal bei Schweinfurt	89
3. Das Maintal bei Kitzingen	89
4. Das Maintal bei Würzburg	89
c. Zusammenfassung und Vergleich mit den Flußablagerungen in Südbayern	90
III. Ergänzende Untersuchungen in Südbayern	91
a. Das Illertal zwischen Memmingen und Ulm	91
1. Neuere Beobachtungen bei Memmingen	92
(a) Das Tal der Memminger Ache oberhalb Memmingen	92
(b) Die Schotterböden unterhalb des Almgebietes bis zum Illertal	92
(c) Die Heimertinger Vorterrasse	93
2. Der Illerschwemmkegel bei Ulm	94
3. Zur Datierung	94
b. Das Ampertal nördlich Freising	95
c. Das Inntal bei Ampfing und Mühldorf	97
IV. Auswertung	97
a. Die Gliederung der Flußablagerungen	97
b. Sonderfälle spätglazialer Erosion	98
1. In fluvioglazialen Tälern	98
2. In periglazialen Tälern	99
c. Der vertikale Fazieswechsel in den Sedimenten der Niederterrasse	99
B. Gehängebildungen und äolische Ablagerungen des Spätglazials und des frühen Postglazials	100
I. Bildungen aus bindigem Substrat	101
a. Das Profil Manhartshofen	101
b. Das Profil Argelsried	105

	Seite
c. Das Profil Natternberg	108
d. Das Profil Bergrheinfeld	109
e. Das Profil Iphofen	109
f. Das Profil Gadheim	110
g. Zusammenfassung	110
II. Bildungen aus sandigem Substrat	112
a. Das Profil Pyras	112
b. Das Profil Bodenwöhr	113
c. Zusammenfassung	114
III. Äolische Ablagerungen	115
a. Sandlöß	115
b. Lößähnliche Deckschicht mit „Lockerbraunerde“	118
c. Flugsand	119
1. Die Flugsande im Donautal bei Straßkirchen	119
2. Die Flugsande im Rednitztal bei Erlangen	120
3. Die Flugsande im Maintal bei Schweinfurt	121
4. Die Flugsande im Maintal bei Kitzingen	122
d. Zusammenfassung	122
IV. Die Gliederung des Spätglazials und frühen Postglazials	124
a. Der Klimaablauf auf Grund geologisch-bodenkundlicher Befunde	124
b. Die Stratigraphie des Spätglazials und frühen Postglazials	127
C. Limnische Bildungen des Postglazials	128
I. Torfablagerungen	128
II. Kalkablagerungen	129
a. Alm	129
1. Der Alm bei Memmingen	130
2. Der Alm im Erdinger Moos	133
3. Zusammenfassung	135
b. Kalktuff	136
1. Der Kalktuff von Egloffstein	136
2. Der Kalktuff von Polling	136
3. Der Kalktuff von Wittislingen	136
4. Zusammenfassung	136
III. Die Gliederung des mittleren Postglazials	138
D. Durch die menschliche Tätigkeit bedingte Bildungen des jüngeren Postglazials	140
I. Kolluviale Bildungen und Aueablagerungen	140
II. Deckschichten an alten Siedlungsstätten	142
III. Zur Gliederung des jüngeren Postglazials	144
E. Zusammenfassung	145
F. Schrifttum	145

Einleitung

Abgesehen von den im Quartär zeitweilig vergletscherten Gebieten gehört Bayern zu den Ländern, in denen das Schwergewicht der geologischen Forschung vornehmlich im Bereich älterer Formationen ruht. Vor allem über den jüngsten Abschnitt, das Holozän und das Spätglazial der Würmeiszeit, liegen, von Ausnahmen wie H. GAMS & R. NORDHAGEN (1923) abgesehen, kaum systematische Untersuchungen vor. Wenn in diesem Beitrag somit der Versuch gemacht wird, die neueren geologischen Befunde über die Nacheiszeit in Bayern zusammenzustellen und hinsichtlich des erdgeschichtlichen Werdeganges soweit als möglich auszudeuten, so kann dies nur eine sehr lückenhafte Weiterführung der mit der „Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän in Bayern“ (1957 b) begonnenen Arbeit sein. Es sollte nicht übersehen werden, daß das vorhandene Beobachtungsmaterial noch in vielen Fällen ausgesprochen spärlich und regional zu eng begrenzt ist, als daß sich daraus eindeutige Vorstellungen ableiten ließen. Insbesondere fehlt es zumeist noch an Gliederungskriterien und an eindeutigen Unterlagen hinsichtlich einer feinstratigraphischen Einordnung. Diese Feinstratigraphie ist aber Voraussetzung für die Klärung der Einzelfragen. Es lassen sich somit in vielen Fällen keine sicheren Aussagen machen.

Dieser Mangel an eindeutigen stratigraphischen Fixpunkten und neueren pollenanalytischen Untersuchungen, ferner gewisse Divergenzen zwischen prähistorischer und C^{14} -Datierung stehen der Erforschung der nacheiszeitlichen Erdgeschichte entgegen (vgl. V. MILOJČIĆ 1957 u. 1958, H. SCHWABEDISSEN & K. O. MÜNNICH 1958). Hinzu kommt, daß die vorliegenden Untersuchungen nicht vollständig sind; es fehlen z. B. brauchbare Ergebnisse über die jüngsten Höhlensedimente; außerdem mangelt es noch an systematischen Untersuchungen über die holozänen Molluskenfaunen. Auch ist in regionaler Hinsicht das Beobachtungsmaterial sehr lückenhaft verteilt, insbesondere sind entsprechende Spezialuntersuchungen im alpinen Raum wie im Alten Gebirge Ostbayerns bisher in der Minderzahl. Das Schwergewicht der folgenden Ausführungen liegt deshalb im Bereich genauer untersuchter, zum Teil veröffentlichter Einzelobjekte (vgl. Literaturverzeichnis K. BRUNNACKER).

Aus diesen Gründen wurde folgendermaßen vorgegangen:

1. Die Flußablagerungen wurden untersucht, um ein Grundgerüst für die Gesamtgliederung des Spät- und Postglazials zu erhalten. Die Ausgangsbasis bilden hierbei die mit den Jungendmoränen verknüpften und deshalb sicher hochglazialen Niederterrassen des südlichen Südbayerns.
2. Das Spät- und frühe Postglazial wurde weiter unterteilt mit Hilfe der in dieser Zeit noch möglichen Gehängebildungen und äolischen Ablagerungen.
3. Hinweise für eine genauere Aufgliederung des Postglazials bieten vor allem die limnischen Ablagerungen, von denen insbesondere der Kalktuff und der Alm berücksichtigt werden.
4. Das jüngste Postglazial ist außerdem durch solche Bildungen gekennzeichnet, die durch die menschliche Bodennutzung ausgelöst wurden, wie Abschwemm-Massen und Auelehme.

A. Die Grundgliederung des Spät- und Postglazials

Die allgemeinen Grundzüge einer Gliederung des Spätglazials und des Postglazials sind in Tab. 1 zusammengestellt. Pollenanalytische Untersuchungen würden gemäß dieser in Tab. 1 gegebenen Übersicht unzweifelhaft das beste Gerüst einer Geologie des Spät- und Postglazials bilden. Doch liegen aus Bayern einschlägige, vor allem neuere Untersuchungen nur in beschränkter Zahl vor. Und die vorhandenen Ansatzpunkte stehen zumeist in keinem unmittelbaren Zusammenhang mit den Bildungen, auf denen das Schwergewicht unserer geologisch-bodenkundlichen Untersuchungen ruht. Es wurden deshalb verschiedenalterige Ablagerungen südbayerischer Flüsse als Gerippe einer Gliederung gewählt, in das die übrigen Beobachtungen mit mehr oder weniger großer Sicherheit eingebaut sind.

Wie Kartierungen gezeigt haben, ist es heute nicht mehr allzuschwierig für bestimmte Flußgebiete eine relative Altersfolge der Flußablagerungen aufzustellen, die in die Zeit nach dem Hochglazial der Würmeiszeit gehören. Problematisch aber bleibt dabei teilweise die Parallelisierung der in verschiedenen Flußgebieten gewonnenen Altersfolgen. Vor allem aber stößt die genauere Datierung dieser Ablagerungen manchmal auf ganz erhebliche Schwierigkeiten.

Diese Unsicherheit, die außerhalb der südbayerischen Flußgebiete noch größer ist, hat seinerzeit dazu geführt (K. BRUNNACKER 1957 b), das mit dem Präboreal üblicherweise beginnende Postglazial in einer etwas anderen, den damaligen Fragestellungen besser angepaßten Formulierung zu fassen. Schließlich ist sich jeder kartierende Geologe der Schwierigkeiten bewußt, das „Altalluvium“ vom „jüngsten Spätglazial“ mit einiger Sicherheit abzutrennen und stratigraphisch genau einzuordnen. Da aber in diesem Beitrag das Schwergewicht der Untersuchungen in den Ablagerungen des (jüngeren) Spätglazials und des Holozäns liegt, ist es selbstverständlich auch angebracht, die konventionelle Grenzziehung zwischen dem Spätglazial der Würmeiszeit und dem Holozän zu verwenden. Ob allerdings diese Grenze wirklich richtig erfaßt ist, das bleibt insofern auch weiterhin unsicher, als die exakte Ermittlung mit Hilfe pollenanalytischer Untersuchungen, geeigneter C¹⁴-Daten oder jungstpaläolithischer und mesolithischer Kulturen in unserem Arbeitsgebiet fehlt, wir sind somit auf Analogieschlüsse angewiesen, wobei noch zusätzlich zu bedenken ist, daß manche zusätzliche Details bei diesen Untersuchungen aufgetaucht sind, die über Einzelheiten des pollenanalytischen Grundgerüsts hinausgehen.

I. Flußablagerungen in Südbayern

In der hier verwendeten Gliederung des Spät- und Postglazials bildet die „Niederterrasse“, d. h. die hochglaziale Aufschotterung in den von den Jungendmoränen ausgehenden fluvioglazialen Schmelzwasserrinnen, die wichtigste Ausgangsbasis. In diese Niederterrasse sind jüngere Flußablagerungen als Folge eines Wechselspiels zwischen der wenigstens streckenweise dominierenden Erosion und zeitweiligen Akkumulationen eingeschachtelt bzw. auf diese aufgeschüttet worden. Einschachtelungen finden sich vor allem dort, wo sich die Flüsse nach der hochglazialen „Niederterrassenzeit“ durch die überhöhten Bereiche der Jungendmoränen und deren Übergangskegel hindurcharbeiten mußten. Posthochglaziale Tiefenerosion überwiegt zumindest zeitweilig auch in den großen Talweytungen, in denen während der Würmeiszeit infolge geringen Gefälles die Neigung zu kräftiger Aufschotterung bestand. In anderen Gebieten ging z. T. die Tendenz zur Überschotterung der hochglazialen Niederterrasse — wenigstens im Spätglazial. Insbesondere kommen solche der hochglazialen Niederterrasse

Tabelle 1

Die Gliederung des Spät- und Postglazials

nach den Angaben von F. FIRBAS (1949), P. GROSCHOPF (1952), W. LÜDI (1955) und H. GROSS (1954 u. 1958 a)

	Jahre vor heute	Vegetationsperioden	Diagrammzonen (DA) n. F. FIRBAS (1949)	Waldgrenze in den Alpen verglichen mit heute (W. LÜDI 1955)	Klimacharakter (W. LÜDI 1955, H. GROSS 1954)	menschliche Kulturen	
Holozän (Alluvium)	Postglazial	— 1000	X Jüngere Nachwärmezeit	± 0 m	kühl, feucht	Neuzeit Mittelalter	
		— 2000	IX Ältere Nachwärmezeit	+ 100 bis 200 m	kühl, feucht	Römerzeit La Tènezeit Hallstattzeit	
	Würmeiszeit	Spätglazial	— 3000	VIII Späte Wärmezeit	+ 300 bis 400 m	abnehmende Wärme zeitweise trocken	Bronzezeit Jung- neolithikum
			— 4000	VII Mittlere Wärmezeit VI	+ 200 bis 300 m + 100 bis 200	warm, feucht warm, feuchter werdend	mittleres und älteres Neolithikum
			— 5000				
			— 6000				
		— 7000					
		— 8000	V Frühe Wärmezeit	+ 100 m	warm, trocken	Mesolithikum	
		— 9000	IV Vor- wärmezeit	± 0 m	aufwärmend, trocken		
		— 10000	Jüngere Tundrenzeit	III	— rd. 800 m		sehr kalt, maritim-sub- arktisch
— 11000	Alleröd	II	— rd. 500 m	gemäßigt sub- arktisch bis temperiert			
Hochglazial	Spätglazial	— 12000	Ältere Tundrenzeit	I c	Kontinental- subarktisch	Paläolithikum	
		— 13000	Bölling	I b	geringe Erwärmung		
		— 14000	Älteste Tundrenzeit	I a			„arktisch“ kalt-kontinental
		— 15000					„subarktisch“
		— 16000					
— 17000	?						

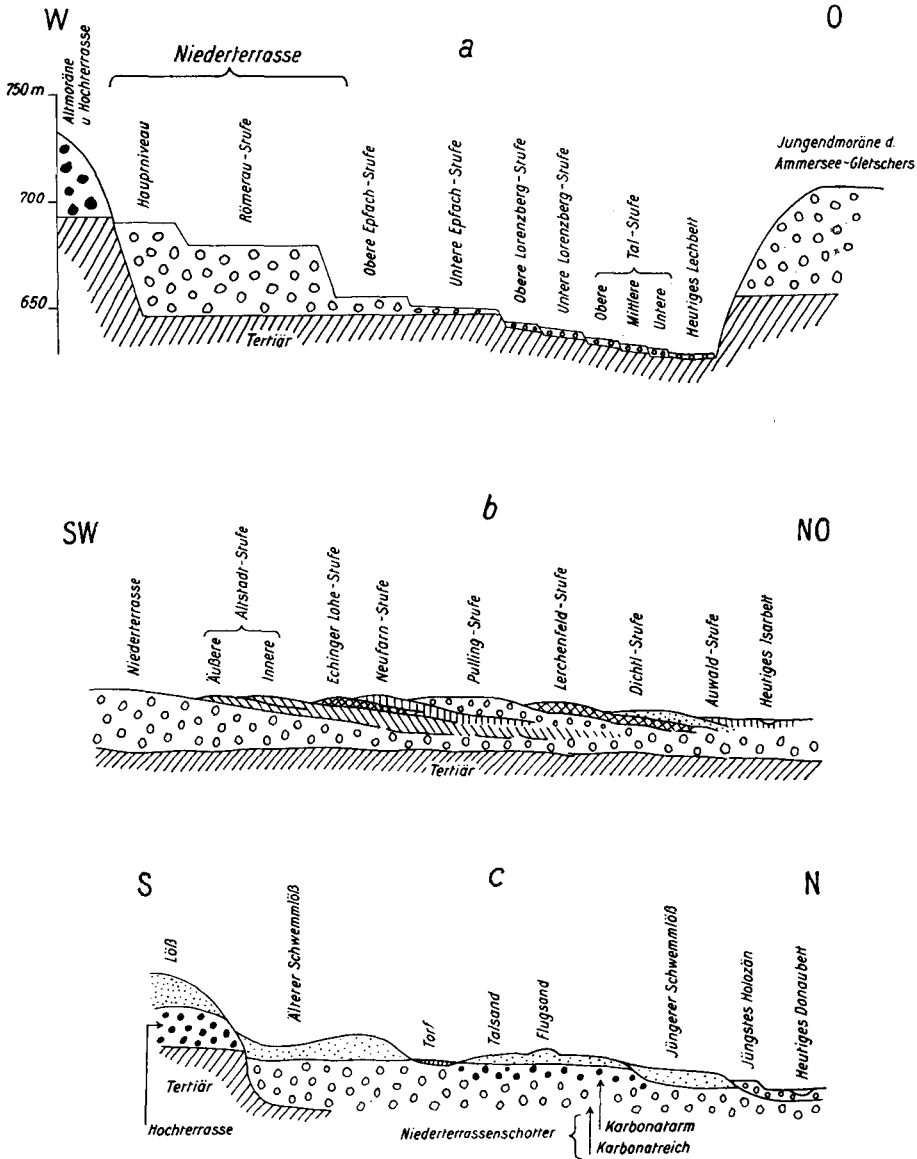


Abb. 1. Die Terrassenfolge südbayerischer Flüsse.
 a. Lechtal bei Epfach.
 b. Isartal zwischen München und Freising.
 c. Donautal bei Straßkirchen.

aufgesetzte schwemmkegelartige Bildungen als Gegenstücke zu weiter flussaufwärts gelegenen Bereichen zeitweilig verstärkter Ausräumungstendenz vor. Wie nämlich C. TROLL (1926, 1954 u. 1957) gezeigt hat, entsprach der Ausräumung mit Mäanderbildung in den Flussstrecken, die durch die überhöhten Jungendmoränen führten, eine schwemmkegelartige Aufschüttung auf der Niederterrasse in etwas weiter flussabwärts gelegenen Bereichen. Daran knüpfen die folgenden Untersuchungen an.

a. Das Lechtal bei Epfach

Zwischen Schongau und Landsberg liegt das Dorf Epfach an der Stelle, an der sich zur Zeit der römischen Besetzung Süddeutschlands eine wichtige Straßenkreuzung befand. Mit dem Ziel die Geschichte dieser römerzeitlichen Besetzung und Besiedelung zu klären wurden von Prof. Dr. J. WERNER, München, auf dem dort in das Lechtal vorgeschobenen Lorenzberg umfangreiche Grabungen ausgeführt (vgl. J. WERNER 1957). Hierbei bot sich Gelegenheit die jüngere Talgeschichte des Lech in dieser Gegend zu untersuchen (K. BRUNNACKER 1959 b).

Der Lech hat sich bei Epfach unter Bildung mehrerer Mäanderbögen und einiger Terrassen tief unter das Niveau der Niederterrasse eingeschnitten (vgl. auch C. TROLL 1954). Im einzelnen konnte hier folgende Gliederung festgestellt werden (Abb. 1):

1. Die „Niederterrasse“ ist in zwei Teilflächen unterteilt, nämlich in das „Hauptniveau“ und in die „Römerau-Stufe“. Vom bodenkundlichen Standpunkt aus gehören beide Flächen, da sie mächtigere Schotterverwitterungslehme tragen, zu den „Älteren Schotterflächen“ (K. BRUNNACKER 1957 b). Aus ihrer Verbindung mit äußersten Lagen der Jungendmoräne ergibt sich außerdem ihre sichere zeitliche Stellung im Hochglazial der Würmeiszeit.

2. In diese Niederterrasse ist eine „Obere Epfach-Stufe“ eingeschachtelt. Dieser Talboden zeigt bereits einen mäandrierenden Verlauf. Er steht außerdem noch mit einem voralpinen Rückzugsstand der Gletscher bei Böbing und Butzau im Zusammenhang (vgl. C. TROLL 1954). Bodenkundlich gehört dieses Niveau mit verbrauchter Schotterrendzina als bis heute darauf entstandenem Boden bereits zu den „Jüngeren Schotterflächen“ (K. BRUNNACKER 1957 b).

3. Ein noch etwas tiefer liegender Talboden, nämlich die „Untere Epfach-Stufe“, verfügt wieder über einen etwas gestreckteren Verlauf. Die Bodenbildung ist der der Oberen Epfach-Stufe noch sehr ähnlich ausgebildet. Da die Aufschüttungssohle der Niederterrasse bei dieser Stufe noch nicht unterschritten ist, läßt sich auch nicht eindeutig entscheiden, ob es sich um eine reine Erosionsstufe handelt oder ob in diesem Gebiet eine, sicherlich dann aber nur geringmächtige, neue Aufschotterung an der Herausbildung beider Epfach-Stufen mitbeteiligt ist.

4. Mit der nächstjüngeren Stufe, der „Oberen Lorenzberg-Stufe“, die sich nicht immer eindeutig von der „Unteren Lorenzberg-Stufe“ abgrenzen läßt, beginnt sich der Bildungsgang dieser Flußablagerungen zu ändern, wobei aber die Neigung zum Mäandrieren im Zuge der Tiefenerosion weiter zunimmt. Die Mächtigkeit dieser Lechaufschüttungen liegt gemäß den vorhandenen Beobachtungen bei rd. 5 m. Die Aufschüttungen bestehen unten aus Kies, das Hangende bilden bis rd. 1,5 m Flußsand und bei den noch jüngeren Stufen auch Flußmergel. Die Aufschüttungskörper fallen außerdem jeweils gegen den Flußlauf hin etwas ab — das ist auch der Grund für stellenweise auftauchende Schwierigkeiten in der Parallelisierung der einzelnen Terrassenstücke. Demnach sind jetzt die Lechsedimente vor allem an den Gleithängen der sich herausformenden Mäanderbögen zum Absitzen gekommen. Die Böden ab dieser Oberen Lorenzberg-Stufe sind als mehr oder weniger kalkreiche Mullrendzinen entwickelt.

5. Die „Untere Lorenzberg-Stufe“ zeigt ein der „Oberen Lorenzberg-Stufe“ entsprechendes Bild.

6. Durch einen etwas tieferen Erosionseinschnitt davon getrennt findet sich am Fuß des Lorenzberges, aber auch andernorts, die „Obere Tal-Stufe“. Sie ist

durch unter- und überlagernde römischerzeitliche Bebauung eindeutig in das zweite nachchristliche Jahrhundert datiert. Im Gegensatz zu den älteren Anschüttungen überwiegt im Bereich dieser Stufe der Flußmergel-Anteil an Mächtigkeit.

7. Das gleiche gilt für die beiden nachrömischen Anschüttungen, die sich nur noch lokal abgrenzen lassen bzw. nur bei speziell darauf ausgerichteten Untersuchungen von einander zu trennen wären. Sie werden hier als die „Mittlere“ und „Untere Tal-Stufe“ bezeichnet.

Während des Spät- und Postglazials dominierte somit im Epfacher Gebiet die Tiefenerosion. Geringmächtige Aufschüttungen deuten gewisse Modifikationen innerhalb der Talgeschichte an. Flußabwärts, gegen Landsberg hin, wurde in der gleichen Zeit vornehmlich aufgeschottert.

Dieser Aufschotterungsbereich des Lech konnte leider nicht eingehender untersucht werden. Der Vorgang dürfte sich aber etwa ab der Oberen Lorenzberg-Stufe folgendermaßen abgespielt haben (vgl. C. TROLL 1926): Bei Epfach und noch weiter flußaufwärts wechselten Phasen normal-langsamere Tiefenerosion mit Phasen verstärkter Tiefenerosion. Den kurzfristigen Zeiten belebterer Tiefenerosion entspricht talabwärts jeweils eine schwemmkegelartige Überdeckung auf den zuvor abgelagerten Sedimenten. Die Aufschotterungstendenz griff im Zuge der Schwemmkegelbildung talaufwärts auch auf die Bereiche über, die unmittelbar zuvor verstärkt ausgeräumt worden waren. Hier aber hatte der Fluß inzwischen wieder seinen normalen Gang hinsichtlich der Tiefenerosion aufgenommen, es kam deshalb in Bereichen abnehmender Schleppekraft — also an den Gleithängen der Mäanderbögen — zu Ablagerung von Schotter, darüber Flußsand und schließlich auch von Flußmergel. Feinstratigraphisch sind somit lediglich die Endphasen der Schwemmkegel-Bildung den Ablagerungen weiter flußaufwärts gleichalterig. Jedoch dürften die zeitlichen Unterschiede innerhalb der einzelnen Anschüttungsperioden so gering sein, daß sie im Rahmen der hier gesteckten Ziele zu vernachlässigen sind.

b. Das Isartal zwischen München und Freising

Das Schwergewicht früherer Untersuchungen (1957 b) lag im Münchener Gebiet im Bereich der „Älteren Schotterflächen“ und deren Begrenzung gegen die mit der Altstadt-Stufe einsetzenden „Jüngeren Schotterflächen“. Bei der geologisch-bodenkundlichen Kartierung des Gradabteilungsblattes Freising Süd (K. BRUNNACKER 1959 d u. e) konnte nun auch in den Aufbau dieser Jüngeren Schotterflächen einiger Einblick gewonnen werden. Da es sich um schwemmkegelartige Aufschüttungen handelt (vgl. C. TROLL 1926), lassen sich hierdurch die Ausführungen über den Lech bei Epfach ergänzen (Abb. 1):

1. Die „Niederterrasse“ ist im Münchener Gebiet als weitflächige Anschüttung ausgebildet. Sie und einige mit dem beginnenden Gletscherrückzug in Zusammenhang stehende, nur streckenweise abgrenzbare Teilflächen zählen ihren Böden nach zu den „Älteren Schotterflächen“.

2. Die „Altstadt-Stufe“ ist in ihrem südlichen Teilgebiet in die Niederterrassenflur eingetieft. Weiter im Norden liegt diese Schüttung dem Niederterrassenkörper auf. Andeutungsweise ist es möglich diese Schüttung in zwei Teilflächen unterzugliedern (= Äußere und Innere Altstadt-Stufe).

3. Die „Echinger Lohe-Stufe“ ist die nächstjüngere Aufschüttung, die sich (im Gebiet westlich der Isar) an die östliche Seite der Ablagerungen der Altstadt-Stufe anlehnt.

4. Das Sedimentationsbild ändert sich ab der „Neufahrn-Stufe“ insofern, als jetzt vielfach eine wechselnd mächtige Flußmergeldecke als Abschluß der je-

weiligen Anschüttungsphase den Schotter überdeckt. Auf der Neufahrn-Stufe ist diese feinkörnige Auflage jedoch nur wenige Dezimeter mächtig.

5. Die Schotter der „Pulling-Stufe“ als nächstjüngeren Glied dieser Aufschüttungsfolge werden zum Teil von mächtigeren Flußmergeln überdeckt.

6. Die „Lerchenfeld-Stufe“ zeigt die stärkste Eindeckung mit Flußmergeln in diesem Gebiet.

7. Auf der „Dichtl-Stufe“ liegen wieder geringmächtigere Flußmergel.

8. Bei der „Auwald-Stufe“, der jüngsten dieser Ablagerungen, besteht die meist geringmächtige Hangendschicht aus sandigem Lehm.

Wie sich bei der Kartierung des Gradabteilungsblattes Freising Süd gezeigt hat, liegt hier auch dem Schotter der Altstadt-Stufe eine geringmächtige feinkörnige Auflage auf. Dieses ursprünglich kalkreiche Material ist entkalkt und der darunter befindliche Schotter angewittert. Pollenanalytische Untersuchungen von H. SCHMEIDL (in K. BRUNNACKER 1959 e) haben ergeben, daß der Bildungsbeginn der Stufe z. T. überdeckenden Moores wenigstens im Präboreal einsetzte. Da auch unter diesem Torf der Flußlehm verwittert und der Schotter ebenso angewittert ist wie dort, wo darauf anschließend kein Moor entstanden ist, muß auf eine Verwitterung im jüngeren Spätglazial geschlossen werden. Auf diese Weise ergibt sich ein Mindestalter für die Altstadt-Stufe — nämlich vor dem Alleröd. Andererseits sind die oberflächennahen Gesteine dieser Stufe sowohl mit wie ohne Moorbedeckung deutlich weniger kräftig verwittert wie die der Älteren Schotterflächen (vgl. K. BRUNNACKER 1957 b). Auf diese Weise läßt sich die Altstadt-Stufe altersmäßig auf das Ammerseestadium einengen.

Für die zeitliche Einordnung der jüngeren Ablagerungen ergeben sich Anhaltspunkte durch die C^{14} -Datierung eines von der Basis der Pulling-Stufe stammenden Holzes mit 4280 ± 110 Jahre vor heute. Diese Datierung wurde freundlicherweise durch Herrn Dr. K. O. MÜNNICH, Heidelberg, vorgenommen. In den Schottern der Dichtl-Stufe liegen außerdem abgerollte Ziegelbrocken mit primitivem Habitus, die somit auf eine recht junge Ablagerungszeit deuten.

c. Das Donautal bei Straßkirchen

Im Bereich des Gradabteilungsblattes Straßkirchen (K. BRUNNACKER 1956 b u. 1957 a) zeigt der Ablauf der nacheiszeitlichen Flußgeschichte wiederum ein anderes Bild, indem hier die älteren Ablagerungen der Niederterrasse aufgesetzt sind. Die jüngeren Sedimente sind infolge zwischengeschalteter Erosionsphasen darin eingeschachtelt (Abb. 1):

1. Die „Niederterrasse“ ist vor allem im Hangendbereich auffallend arm an karbonatischem Material.

2. Dieser Niederterrassenschotter wird gebietsweise vom „Älteren Schwemmlöß“, vor allem südlich des Flusses, und nördlich auch von den Ablagerungen eines zeitlich entsprechenden Schwemmkegels überdeckt.

3. In dem damit eingeeengten Bereich der „Niederterrassenfläche“ wurde, abgesehen von Umlagerungen dieses Materials und Verschwemmungen randlicher Teile des Älteren Schwemmlösses der „Talsand“ abgelagert. Dieser Talsand geht im Hangenden stellenweise in zu kleinen Dünen zusammengewehten Flugsand über.

4. Nach einer Erosionsphase von einigen Metern Tiefe wurde der „Jüngere Schwemmlöß“ abgelagert. Die Bezeichnung „Schwemmlöß“ ist in diesem Falle nicht ganz eindeutig, da dem zum Teil sehr hohen Kalkgehalt nach zumindest eine Mitbeteiligung von fluviatilem Gesteinszerreißel vorliegt.

5. Anschließend hat sich die Donau wieder etwas eingetieft. Auch aus diesem Bereich sind einige kleine Aufschüttungsreste erhalten, jedoch lassen diese sich im einzelnen nicht sicher fassen.

6. Die jüngsten mergeligen Sedimente liegen über Torf.

Hinsichtlich der Alterseinstufung ist bedeutsam, daß auf dem Jüngeren Schwemmlöß bereits Siedlungsstätten des mittleren und jüngeren Neolithikums liegen (K. BRUNNACKER & G. KOSSACK 1957). An einen Zusammenhang zwischen dessen Bildung und der Frühzeit des Ackerbaues und dadurch ausgelöster Erosion zu denken, ist deshalb ausgeschlossen (vgl. R. LAIS 1940).

d. Die Parallelisierung und Datierung der Flußablagerungen

Diese mehrfachen Aufschotterungen aus der Zeit nach Ablagerung der in Nähe der Jungendmoräne gelegenen „hochglazialen“ Niederterrasse lassen sich, bestärkt durch bodenkundliche Kriterien und prähistorische Befunde, in den in Tab. 2 dargestellten Zusammenhang bringen.

Die Zusammenstellung in Tab. 2 zeigt eine geradezu erstaunliche Übereinstimmung in der Geschichte dieser verschiedenen Flüsse und Flußabschnitte Südbayerns. Daraus darf auf eine einheitliche Ursache, nämlich bestimmte klimatische Geschehnisse bei der Herausbildung zumindest der älteren Stufen geschlossen werden. Allerdings dürfte es zu weit gehen, „Klimastürze“ dafür verantwortlich machen zu wollen; zumal der vielerwähnte „Klimasturz um 800 v. Chr.“ innerhalb dieser Stufenreihe überhaupt nicht durch eigene Ablagerungen vertreten zu sein scheint. Auch ist es angebracht darauf hinzuweisen, daß die miteinander in Zusammenhang gebrachten Akkumulationsabschnitte nicht „feinststratigraphisch“ miteinander übereinstimmen müssen. Selbst wenn dies der Fall wäre, ließe sich derartiges mit den angewendeten Methoden nicht beweisen. Es werden somit in den Stufen I—VII lediglich Zeiten bevorzugter Akkumulationstendenz des Spät- und Postglazials zusammengefaßt, die jünger sind als die jungendmoränennahe Niederterrasse.

Während die zeitliche Einstufung der in Zusammenhang mit der Jungendmoräne stehenden hochglazialen Niederterrasse (= W II in K. BRUNNACKER 1957 b) keiner weiteren Erörterung bedarf und auch die Stufe I, also die Obere Epfach-Stufe und deren Äquivalente, als Ablagerungen des Ammersee-Stadiums einigermaßen gesichert sind, ergeben sich für die jüngeren Stufen auf verschiedenen Wegen Anhaltspunkte:

1. Der dem Talsand des Donautales — also der Stufe II — stellenweise aufgesetzte Flugsand ist die letzte äolische Ablagerung vor der endgültigen nach-eiszeitlichen Wiederbewaldung. Beide Sedimente müssen in eine Phase zusammengefaßt werden, da bei Straßkirchen wie auch andernorts ein zwischen Flußsand der Stufe II und überlagerndem Flugsand eingeschalteter Boden oder ein sonstiger Hiatus fehlt. Die Sedimentationsart ändert sich vielmehr allmählich. Daraus lassen sich also lediglich einige Rückschlüsse auf im Laufe der Zeit sich

Die Gliederung und Parallelisierung der spät- und postglazialen Flußablagerungen in Südbayern

	Lech bei Epfach	Isar südlich Freising	Donau bei Straßkirchen	bodenkundl. Kennzeichnung der heute darauf liegenden Böden
	rezente und subrezente Ablagerungen			Robböden
Stufe VII	Untere Tal-Stufe	Auwald-Stufe		Pareinen u. Gleye
	sehr geringe Erosion	sehr geringe Erosion		
Stufe VI	Mittlere Tal-Stufe	Dichtl-Stufe		Rendzinarartige Auenböden u. Mullrendzinen
	sehr geringe Erosion	sehr geringe Erosion		
Stufe V	Obere Tal-Stufe	Lerdienfeld-Stufe		Mullrendzinen
	Erosion	geringe Erosion		
Stufe IV	Untere Lorenzberg-Stufe	Pullling-Stufe	ungegliederte Ablagerungen geringer Verbreitung	Mullrendzinen
	Erosion	geringe Erosion	geringe Erosion	
Stufe III	Obere Lorenzberg-Stufe	Neufahrn-Stufe	Jüngerer Schwemmlöß	Mullrendzinen
	Erosion	sehr geringe Erosion	geringe Erosion	
Stufe II	Untere Epfach-Stufe	Echingen Lohé-Stufe	Talsand	verbrannte Rendzinen und (bei nichtkarbonatischem Material) Braunerden
	Erosion	Erosion im südlichen Bereich	Umlagerungen	
Stufe I	Obere Epfach-Stufe	Altradt-Stufe	Älterer Schwemmlöß	verbrannte Rendzinen und schwache Braunerden
	Erosion	Erosion im südlichen Bereich	karbonatarne Hangendschichten der Niederrasse	
Hochglazial	Niederrasse	Niederrasse	Niederrasse karbonatreich	Schotterverwitterungslehme vom Typ der „Parabraunerde“

verändernde Wasserführung ziehen. Nach Ablagerung der Stufe II beginnt außerdem ein neuer, durch Erosion gekennzeichneter Abschnitt in der Talgeschichte der Flüsse. Diese Stufe II mit der Jüngeren Tundrenzeit in Zusammenhang zu bringen liegt deshalb nur zu nahe.

2. Die Stufe III ist hinsichtlich ihrer zeitlichen Einordnung bisher nicht eindeutig gefaßt. Sie wird größenordnungsmäßig mit dem frühen Postglazial in Verbindung gebracht. Sicher ist bei ihr bisher nur, daß sie wegen darauf liegender Siedlungsstätten des mittleren und jüngeren Neolithikums in keinem engeren zeitlichen Zusammenhang mit der Stufe IV steht. Auch sind die Böden dieser Stufe III zumeist mit denen der Stufe II mehr verwandt als mit denen der Stufe IV.

3. Die Stufe IV ist in Pulling durch mit C^{14} datierte Baumstämme an ihrer Basis einigermaßen fixiert. Herr Dr. K. O. MÜNNICH hat zu dem ermittelten Wert von „4280 Jahren vor heute“ mitgeteilt, daß dieser den sonst in Heidelberg gefundenen Altersangaben für das Jungneolithikum entspricht. Die Schotter und Flußmergel der Stufe IV sind etwas jünger anzusetzen als die Baumstämme. Dennoch dürften sie größenordnungsmäßig in das Jungneolithikum, insbesondere aber in das frühe Subboreal gehören.

4. Die Stufe V ist in Epfach eindeutig in das zweite nachchristliche Jahrhundert datiert. Bodenkundliche und geologische Erwägungen sprechen auch bei den übrigen dieser Stufe zugeordneten Sedimenten für Gleichalterigkeit.

5. Die Stufe VI fällt sicherlich bereits in die historische Zeit. Das gleiche gilt für die Stufe VII. Jedoch ist es bei diesen jüngsten Ablagerungen vorläufig noch völlig unklar, wie eine genaue Einordnung innerhalb dieser verhältnismäßig kurzen Zeit vorzunehmen ist.

Bei der Bildung der jüngsten Stufen, also insbesondere Stufe V bis VII, kann neben rein klimatischen Ursachen auch der Eingriff des Menschen in die bis dahin einigermaßen ungestörten Wälder eine gewisse Rolle gespielt haben. Insbesondere ist zu erwägen, ob sich damit der Wasserabfluß grundsätzlich umstellen konnte und ob der Anfall an zu transportierenden Geschieben und Schwebmaterial sich ändern konnte. Möglicherweise hat auch Klima und Mensch hier in einer heute noch nicht geklärten Art zusammengespielt.

Bei zukünftigen Untersuchungen könnte vielleicht auch der Kalkgehalt in den Sedimenten der verschiedenen Stufen für die Abgrenzung und Parallelisierung herangezogen werden: Im Münchener Gebiet führt sowohl die Niederterrasse wie die Altstadt-Stufe in ihren frischen Gesteinen in der Fraktion $< 2 \text{ mm } \phi$ um 50—60% CaCO_3 . Wenigstens im Bereich der Neufahrn-Stufe und der noch jüngeren Ablagerungen steigt der Kalkgehalt in dieser Fraktion dagegen auf bis rd. 80% an. Die Ursache dieser unterschiedlichen Kalkgehalte im „Feinanteil“ der Flußsedimente könnte darauf zurückgehen, daß nach dem Rückzug der Gletscher in die Alpen der Anteil an kalkalpinem Herkunftsmaterial gegenüber dem Hochglazial und frühen Spätglazial wieder zunahm. Im Hochglazial wurde nämlich relativ viel nichtkarbonatisches Gesteinsmaterial zusätzlich von den Gletschern herangeführt (z. B. aus den Zentralalpen). Durch Umlagerung dieses hochglazialen Materials sind die Flußsedimente entstanden, die beim Gletscherrückzug zur Ablagerung gekommen sind. In der nachfolgenden Zeit lieferten dann jedoch allein die Kalkalpen neues Material.

Aus diesen Überlegungen ergibt sich folgende Einteilung des Spät- und Postglazials auf der Grundlage der Flußablagerungen (Tab. 3):

Innerhalb des Spätglazials sind demnach kleinere Klimaschwankungen, wie z. B. die Ältere Tundrenzeit, nicht in der Reihe dieser Stufen vertreten, während andererseits im Postglazial mehrere Stufen vorkommen, deren klimatologische Bewertung vorläufig offen bleibt.

Tabelle 3

Die zeitliche Einstufung der Flußablagerungen Südbayerns

Stufe:	Datierung:		
VII	Historische Zeit	} Subatlantikum	} Postglazial
VI	Historische Zeit		
V	2. Jahrhundert n. Chr.		
IV	4280 Jahre vor heute	Frühes Subboreal	
III	Frühes Postglazial (ungefähr Boreal?)		
II	Jüngere Tundrenzeit		Spätglazial
I	Ammersee-Stadium (= SpWb in K. BRUNNACKER 1957 b)		
	„Niederterrasse“		Hochglazial

II. Flußablagerungen in Nordbayern

In den Flußgebieten Nordbayerns liegt eine andere Situation als in denen Südbayerns vor; einmal ist in Nordbayern auch das Hochglazial der Würmeiszeit nur durch periglaziale Flußablagerungen vertreten und zum andern bestehen hier die Sedimente wenigstens in dem genauer bekannten Rednitz- und Maintal ganz oder überwiegend aus Quarzsanden. Früher (1955) wurde schon darauf verwiesen, daß es möglich ist, diese Sandterrassen mit Hilfe darauf liegender Böden altersmäßig zu unterscheiden:

1. Eine jüngere Fläche (z. B. die Obere Vorterrasse im Rednitztal) trägt eine Braunerde als typischen Boden.
2. Eine ältere Fläche (z. B. die Hauptterrasse im Rednitztal) ist dagegen durch einen Podsol gekennzeichnet.
3. Dazu kommt nach neueren Untersuchungen (1959 c) eine älteste Fläche (bisher nur aus dem Schweinfurter Gebiet bekannt), die sogar von lehmigen Deckschichten überlagert wird als Folge sehr früher Trockenlegung und damit möglicher Überlagerung durch Abschwemm-Massen von den umgebenden höher gelegenen Bereichen.

a. Das Rednitztal zwischen Nürnberg und Bamberg

Die Zusammenhänge zwischen den jungen Terrassen, den Flugsanden und den Böden wurden schon behandelt (K. BRUNNACKER 1955). Hinsichtlich der Terrassen kann zwischen einer „Hauptterrasse“, die der Niederterrasse in Südbayern „ungefähr“ entspricht, einer Oberen und einer Unteren Vorterrasse unterschieden werden.

Die Hauptterrasse trägt einen Podsol, z. B. bei Fürth i. B. (Kiefernwald):

Tiefe in cm

A 1	0—3	Humushaltiger, schwärzlichgrauer, gebleichter Sand
A 2	3—15	Gebleichter Sand
B	15—35	Ockerfarbener Sand
BC	35—150	Gelblicher Sand mit zahlreichen zentimeterdicken Rostbändern
C	150—400	Gelblichgrauer Sand mit zentimeterdicken Rostbändern.

Außerdem liegt auf dieser Terrasse stellenweise eine geringmächtige Flugsanddecke mit Braunerde; zwischen Terrassen- und Flugsand ist ein fossiler Boden eingeschaltet, der aber normalerweise wegen der geringen Mächtigkeit der Flugsanddecke nicht in typischer Form erhalten ist.

Die Obere Vorterrasse führt dagegen als Bodenbildung eine Braunerde mit einer Mächtigkeit bis zu einem Meter, z. B. bei Erlangen (Ackernutzung):

Tiefe in cm

Ap	0—25	Humushaltiger, dunkelgrauer Sand (nach unten übergehend in)
(B)	25—80	Dunkelbrauner Sand, unten gelblich-fleckig (nach unten übergehend in)
C	80—200	Gelblich-grauer Sand.

Die Untere Vorterrasse, die nur stellenweise etwas deutlicher ausgebildet ist, trägt im Schwabachtal bei Erlangen eine Auelehm-Decke. Der heutige Talboden ist darin wieder etwas eingetieft. Im Bereich dieser beiden jüngsten Flächen kommen Auenböden und teilweise auch Gleye vor.

Jüngste, durch mittelalterliche Fundeinschlüsse datierte Aufschüttungen wurden von O. KUHN (1956) aus der Gegend um Strullendorf beschrieben. Möglicherweise gehören auch gewisse Ablagerungen bei Forchheim hierher, z. B.:

Tiefe in cm

A	0—7	Humushaltiger, dunkelgrauer, anlehmiger Sand
AC	7—14	Brauner, schwach humushaltiger, anlehmiger Sand
C	14—21	Hellgraubrauner Sand
	21—26	Brauner, schwach humushaltiger, anlehmiger Sand
	26—41	Grauer Sand
	41—46	Humushaltiger, dunkelbrauner, schwach lehmiger Sand
	46—66	Grauer Sand
	66—100	Grauer Sand mit Kiesschnüren
	100—200	Grauer, sandiger Kies.

Unter Außerachtlassung der jüngsten Flußablagerungen ergibt sich daraus für die posthochglaziale Talgeschichte, daß spätestens in der erwähnten Podsolierungszeit die Hauptterrasse im Erlanger Gebiet trockengelegt wurde.

Die Sande dieser Hauptterrasse werden, soweit sie einen Podsol tragen, von zahlreichen zentimeterdicken Rostbändern durchzogen. Das gleiche ist bei den Flugsanden mit Podsol-Boden der Fall. Auf den ersten Blick scheint es naheliegend, diese Bänder als B-Horizont des Podsols zu deuten. Weitere Beobachtungen haben aber gezeigt, daß die Rostbänder wenigstens in ihrer Anlage mit der Podsolierung nicht in einem engeren genetischen Zusammenhang stehen müssen, sondern vielmehr sogar als eigenständige, etwas ältere Bildungen aufgefaßt werden dürfen (vgl. S. 120).

Im Forchheimer Gebiet, also etwas weiter flußabwärts, wurde in das sandige Material der Rednitz durch die Wiesent Kalkgeröll aus der Frankenalb zusätzlich eingemischt. Hier liegt auf diesem aus Quarzsand und Kalkschotter zusammengesetzten Aufschüttungskörper der Hauptterrasse eine bis rd. 1 m mächtige sandige Auflage, die ebenfalls einen Podsol trägt. Dieser Boden zeigt allerdings wegen des Substratwechsels in der Terrasse einen etwas anderen Aufbau als bei Erlangen, z. B. nördlich Forchheim (Ackernutzung) (vgl. Abb. 2):

Tiefe in cm

Ap	0—15	Schwach humushaltiger, grauer, gebleichter Sand
A 2	15—25	Hellbrauner, sehr schwach gebleichter Sand
BD	25—55	Rostbrauner, schwach lehmiger Sand, an der Untergrenze bis 200 cm Tiefe schlauchartige Verwitterungstaschen
D	55—350	Graugelber, stark sandiger, kalkgeröllreicher Schotter.

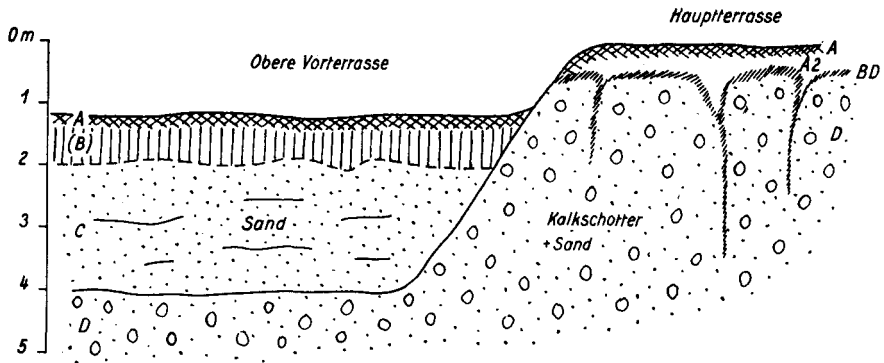


Abb. 2. Profil im Rednitztal nördlich Forchheim.

Nördlich Forchheim wurde in einer Sandgrube durch Hauptterrasse und Obere Vorterrasse das in Abb. 2 dargestellte Profil aufgenommen. Damit läßt sich im Rednitztal folgende zeitliche Gliederung erkennen:

1. Ablagerung der Hauptterrassen-Sedimente (= „Niederterrasse“); bestehend aus Quarzsand, bei geeignetem Einzugsgebiet auch mit Kalkgeröll, über letzterer Fazies ebenfalls Quarzsand-Decke.
2. Erosion; in trockengelegten Quarzsand-Terrassen Bildung der Rostbänder, anschließend Podsolierung.
3. Ablagerung der Oberen Vorterrasse (nur Quarzsand), entsprechend stellenweise Auflagerung von Flugsand auf der Hauptterrasse.
4. Erosion; ab jetzt Braunerde-Bildung auf der Oberen Vorterrasse.
5. Bildung der Unteren Vorterrassenfläche; zum Teil Auelehmlagerung.
6. Erosion (gering, lokal).
7. Herausformung des heutigen Talbodens; stellenweise mit sehr jungen Ablagerungen.

b. Das Maintal zwischen Bamberg und Würzburg

Auch aus dem Maintal liegen Beobachtungen vor, die wenigstens Einzelhinweise auf die junge Flußgeschichte geben.

1. Das Rednitz-Maintal bei Bamberg

Durch H. JAKOB (1956) wurden die jüngsten Flußablagerungen der Bamberger Gegend behandelt. Demnach wurden seit Beginn des Subatlantikums 6 m, davon 2,5 m Sediment seit etwa dem Jahre 1300 n. Chr. aufgeschüttet.

Für die zukünftige Forschung wäre es von größter Bedeutung, das Alter dieser eventuell frühsubatlantischen Aufschüttung genauer zu bestimmen. Bestätigt sich nämlich dieses Alter „um 800 v. Chr.“ — wofür bisher nur Analogieschlüsse zu dem altersmäßig ebenso problematischen Illerschwemmkegel (H. GRAUL & P. GROSCHOPF 1952) die Grundlage bilden, dann ergibt sich eine weitere, im Rahmen unserer Untersuchungen nicht erfaßte Aufschotterungsphase. Nach den bisher vorliegenden Befunden ist aber auch ein höheres (Stufe IV) oder ein jüngerer Alter (Stufe V) nicht ausgeschlossen. Sollten eines Tages Hinweise gefunden werden, die eine Einstufung dieser Aufschüttung bei Bamberg in die Stufe V gestatten, dann wäre dies insofern

von größter Bedeutung, weil Bamberg außerhalb des römischen Okkupationsraumes liegt. Wenn sich nämlich hier die Stufe V nachweisen läßt, gewinnt die Auffassung, daß es sich auch bei dieser Stufe um die Auswirkungen besonderer klimatischer Gegebenheiten handelt. Fehlt dagegen in Nachbarschaft des römisch besetzten Gebietes diese Stufe, dann spricht dies dafür, daß durch die Römer veranlaßte ausgedehnte Abholzungen — insbesondere entlang den großen Flüssen — die Hauptursache für die Aufschotterung der Stufe V waren.

Ähnliche Gesichtspunkte sind bei den mittelalterlichen Ablagerungen zu berücksichtigen. Die in neuerer Zeit nicht nur aus dem Rednitz- sondern auch aus dem Maintal bekannt gewordenen Aufschüttungen aus jüngster, zum Teil historischer Zeit (vgl. H. JAKOB 1956, B. BESCHOREN 1955, K. BRUNNACKER 1958 c) lassen sich mit den bisher normalerweise verwendeten Methoden nicht genau genug zeitlich fixieren, um daraus hinsichtlich ihrer Ursache sichere Rückschlüsse ziehen zu können. Es wäre in Zukunft somit ein Ausschöpfen aller Datierungsmöglichkeiten nötig, um festzustellen, wie alt diese Bildungen sind, und wie sich deren Alter in regionaler Hinsicht verhält.

2. Das Maintal bei Schweinfurt

Das nächste genauer untersuchte Talstück des Main liegt bei Schweinfurt. Im Bereich dieser großen Talweitung hat sich ein sehr wechselvolles Geschehen abgespielt, das hier lediglich als Zusammenfassung spezieller Untersuchungen (K. BRUNNACKER 1959 c) vorgeführt wird:

1. Aufschotterung der Hauptterrasse (mehr als 10 m).
2. Erosion (rd. 6 m), im Bereich nicht ausgeräumter Flächen Bildung von Dellen.
3. Aufschotterung, geringmächtig; mächtige Kryoturbationen.
4. Erosion (rd. 8 m).
5. Sandablagerung.
6. Torfbildung.
7. Sandablagerung.
8. Jüngste Sedimente, zum Teil Auelehm.

Von 3. bis 7. im Bereich nicht ausgeräumter Flächen: Ablagerung mehrerer, durch Böden getrennte Deckschichten (vgl. S. 109).

3. Das Maintal bei Kitzingen

Schon südlich Schweinfurt liegen auf einem etwas jüngeren Niveau der Hauptterrasse Dünen, die eine Braunerde tragen. Zwischen Fluß- und Flugsand ist hier kein Boden zwischengeschaltet. Auch bei Kitzingen (nördlich Mainsondheim) treten derartige Dünen auf der Hauptterrasse auf. Allgemein ist bei Kitzingen auf der Hauptterrasse und den ihr entsprechenden Sandterrassen der Seitentäler eine Braunerde entstanden. Die Beziehung zwischen diesen Terrassensanden und den Flugsanden entspricht den aus dem Donautal geschilderten Verhältnissen (Straßkirchen). Diese Dünen tragende Fläche des Maintales kann somit nicht mit der zum Teil von Flugsand bedeckten Hauptterrasse des Rednitztales in Zusammenhang gebracht werden; der Bodenbildung nach besteht jedoch eine engste Verknüpfung mit der Oberen Vorterrasse dieses Gebietes.

4. Das Maintal bei Würzburg

In der Engtal-Strecke des Main zwischen Würzburg und Veitshöchheim ist die Hauptterrasse weitgehend von den Gehängen des Maintales abstammenden Abschlämm-Massen überlagert. Zwischen Veitshöchheim und Thüngersheim tragen die Sande der Hauptterrasse Braunerden. In einem schmalen Streifen

entlang dem heutigen Maintal finden sich als jüngste Bildungen auch Auemergel. Die jungen Abschlamm-Massen auf der Hauptterrasse sind längs der Grenze zu diesen jüngsten Auemergeln ebenfalls abgeschnitten. Die Auemergel vertreten demnach eine jüngere Verlagerungsphase als diese Abschlamm-Massen.

c. Zusammenfassung und Vergleich mit Flußablagerungen in Südbayern

Innerhalb der posthochglazialen Talgeschichte der Rednitz und des Main lassen sich ein älterer und ein jüngerer Abschnitt erkennen. Die Ablagerungen des älteren Abschnittes sind dadurch ausgezeichnet, daß auf ihnen entweder 1. eine lehmige Deckschicht liegt (z. B. bei Schweinfurt), oder 2. ein Podsol bzw. 3. eine Braunerde entstanden ist. Ein jüngerer bis jüngster Abschnitt, der sich in seinen Einzelheiten noch kaum aufgliedern läßt, wird durch Einlagerung von Baumstämmen sowie menschlicher Erzeugnisse aus prähistorischer und historischer Zeit und z. T. durch Auelehm-Deckschichten angezeigt.

Für den älteren Abschnitt der Talgeschichte ergibt sich folgendes:

1. Die Hauptterrasse ist im Rednitz-Maintal nicht überall gleichzeitig trocken gefallen. Nach Ausweis der darauf liegenden Deckschichten und Böden hat die Trockenlegung infolge sehr frühzeitiger Erosion bei Schweinfurt zuerst eingesetzt, darauf folgte das Rednitztal und schließlich das Maintal zwischen Kitzingen und Würzburg. Die Aufschotterung der Hauptterrasse wurde somit in den verschiedenen Gebieten zu verschiedenen Zeiten beendet. Deshalb wurde diese Hauptterrasse auch nur „ungefähr“ der jungendmoränennahen Niederterrasse Südbayerns gleichgesetzt.

2. Soweit eine ältere (= Obere) Vorterrasse entwickelt ist, trägt diese eine Braunerde als Boden. Diese Vorterrasse findet sich nur dort, wo auf der Hauptterrasse (wie bei Schweinfurt) Deckschichten liegen, bzw. wo die Hauptterrasse einen Podsol trägt und Rostbänder führt. Diese Vorterrasse vertritt damit in den frühzeitig trockengelegten Talstrecken die hangenden Schichten der „Hauptterrasse mit Braunerde als kennzeichnenden Boden“.

3. Auf der Hauptterrasse mit Podsol-Boden kann ein Flugsand mit (relativ schwacher) Braunerde vorkommen. Zwischen fluviatiler und äolischer Sedimentationsphase liegt in diesem Fall ein Hiatus mit Bodenbildung.

Allerdings ist dieser fossile Boden infolge der meist nur geringen Mächtigkeit des überlagernden Flugsandes heute zumeist so stark gestört, daß er nur in Einzelfällen deutlicher hervortritt.

4. Die fluviatilen Sande mit Braunerde als typischem Boden — also die relativ spät trockengelegten Bereiche der Hauptterrasse und in den übrigen Gebieten die (Obere) Vorterrasse — tragen stellenweise ebenfalls Dünen mit (schwacher) Braunerde. Jedoch geht hier die fluviatile Sedimentation ohne Schichtlücke in das äolische Sediment über. Derartige Dünen sind an weitflächige Talbereiche gebunden, wo bei geeigneter Wasserführung die Windarbeit wirksamer in Erscheinung treten konnte.

Da die genannten Deckschichten bzw. Böden sich nur dann auf der Hauptterrasse bzw. ihrer Vorterrasse bilden konnten, wenn diese jeweils trocken gelegt war, können die Bildungszeiten der lehmigen Deckschichten und der Böden den Erosionszeiten gleichgesetzt werden (Tab. 4).

Tabelle 4

Gliederung der Flußablagerungen in Nordbayern

Vergleich mit Südbayern:	Erosion und Bodenbildung: (Erosion)	Braunerde	Sedimentation:
Stufe II		Obere Vorterrasse	Hauptterrasse
	(Erosion)	Podsol und Rostbänder	
Stufe I		lokale Sedimentation?	Hauptterrasse
	Bildungsbeginn der Deckschichten vom Typ Schweinfurt (Erosion)		
Niederterrasse	Hauptterrasse		

Gemäß Tab. 4 ist im älteren Abschnitt der Flußgeschichte der Rednitz und des Main ebenfalls eine 3-Gliederung der Aufschüttungen zu erkennen. Die Verknüpfung dieser Aufschüttungen mit denen der südbayerischen Flüsse baut auf folgende Überlegungen auf:

1. Das Deckschichtenprofil von Bergtheinfeld bei Schweinfurt (S. 109) zeigt eine sehr starke Aufgliederung, die sich mit den Bildungen aus dem älteren Spätglazial Südbayerns in einen zwanglosen Zusammenhang bringen läßt.

2. Die Flächen mit Braunerde als kennzeichnendem Boden stimmen mit dem Talsand bei Straßkirchen völlig überein sowohl hinsichtlich der Bodenausbildung wie der vereinzelt darauf liegenden Dünen.

Damit entspricht die Hauptterrasse bei Schweinfurt der „hochglazialen Niederterrasse“ Südbayerns. Soweit die Hauptterrasse einen Podsol trägt und Rostbänder führt, entspricht ihr Hangendabschnitt der Stufe I südbayerischer Flüsse. Bei den Flächen aber, die durch Braunerde gekennzeichnet sind, entspricht der Hangendbereich der Hauptterrasse bzw. die (Obere) Vorterrasse der Stufe II. Obwohl also in Nordbayern ganz andere Sedimentations- und auch Erosionsbedingungen bestanden haben, zeigt sich ein Verhalten in der Flußarbeit, das mit dem Südbayerns durchaus übereinstimmt.

III. Ergänzende Untersuchungen in Südbayern**a. Das Illertal zwischen Memmingen und Ulm**

Grundlegend für die Kenntnis der jungen Aufschotterungen sind die Untersuchungen von H. GRAUL & P. GROSCHOPF (1952) über den Illerschwemmkegel bei Ulm. Wenn dennoch die Besprechung des Illertales nicht an den Anfang unserer Ausführungen gestellt wurde, so nur deshalb, weil sich seither in den oben behandelten Tälern des Lech, der Isar und der Donau in Niederbayern weitergehende Folgerungen ergeben haben. Eigene Beobachtungen im Tal der Memminger Ache, die in die Iller mündet, und im Illertal selbst bei Heimerdingen deuten gewisse Abweichungen gegenüber den von H. GRAUL & P. GROSCHOPF (1952) entwickelten Vorstellungen an.

1. Neuere Beobachtungen bei Memmingen

(a) Das Tal der Memminger Ache oberhalb Memmingen. Das Tal der Memminger Ache ist eine hochglaziale, von der Jungendmoräne ausgehende Schmelzwasserrinne. Gegen das heutige Illertal bricht es an einen Terrassenrand ab (vgl. K. BRUNNACKER 1953, S. 125; Abb. 1 von H. GRAUL in H. GRAUL & I. SCHAEFER 1953). Im Tal der Memminger Ache kam es mit Beginn des Eisrückzuges nur noch zu lokalen Schotterumlagerungen in Nähe des Übergangskegels der Jungmoräne zur Niederterrasse. Beim weiteren Eisrückzug fiel das Tal trocken, da jetzt die Schmelzwässer direkt zur Iller abzogen. Damit konnte die Verwitterung des Schotters beginnen. Heute liegen deshalb im Bereich oberhalb von Memmingen tiefgründige Verwitterungslehme dem Niederterrassenschotter auf, wie sie sich auch sonst auf den hochglazialen jungmoränennahen Niederterrassen und den älteren Rückzugsflächen finden („Ältere Schotterflächen“).

Das sich im Schotter des Memminger Tales sammelnde Grundwasser tritt bzw. trat im Holozän zeitweilig bei Memmingen zu Tage — vielleicht als Folge der dortigen Talverengung. Hier wird deshalb der Schotter von Torfbildungen und wegen des kalkreichen Wasserträgers auch von Almablagerungen überdeckt.

Den speziellen Ausführungen sei das Profil des Memminger Alm vorweggenommen (vgl. S. 130):

Auemergel	= Jungholozän
Alm	= Boreal und jünger
Basistorf	= Präboreal (pollenanalytisch datiert)
Schotterzersatzzone (weitgehend entkalkt)	= Spätglazial
Niederterrassenschotter	= Hochglazial.

(b) Die Schotterböden unterhalb des Almgebietes bis zum Illertal. Weiter talabwärts finden sich auf dem Schotter wieder Verwitterungsböden. Merkwürdigerweise zeigen diese jedoch einen wesentlich geringeren Verwitterungsgrad als oberhalb Memmingen.

Diese rendzinaartigen, durchschnittlich 20 cm mächtigen, noch mehr oder weniger kalkhaltigen Böden aus Schotter können nicht allein eine Folge der von Süden nach Norden etwas abnehmenden Niederschlagsmengen (Memmingen mit 900 mm Jahresniederschlag) sein. Die Böden können auch nicht mit Abtragsvorgängen im Zuge der Kalktuff- bzw. der Auemergelbildung erklärt werden; wenigstens hätten sich dann bei der Ausräumung des bis dahin gebildeten Schotterverwitterungslehms die für ihn typischen bis 1 m tiefen Verwitterungstaschen als Reste erhalten müssen. Unklar bleibt auch, wie sich der Übergang von diesen Rendzinaböden zu der unter dem Basistorf bei Memmingen liegenden Zersatzzone vollzieht.

Auf der anderen Seite des Illertales liegt die hochglaziale Niederterrassenfläche des Erolzheimer Feldes; sie trägt wie der obere Abschnitt des Memminger Tales einen tiefgründigen Verwitterungslehm. Die weniger stark verwitterten Rendzinaböden am Ausgang des Memminger Tales lassen sich deshalb nur damit erklären, daß die Verwitterung hier erst relativ spät einsetzen konnte, vielleicht infolge Erosion, vielleicht infolge einer hier noch lange Zeit vorhandenen, die Verwitterung hemmenden Wasserführung. Demnach könnte auch im Spätglazial

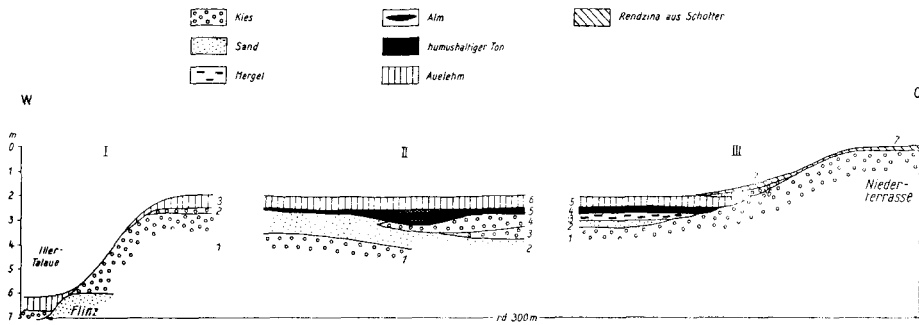


Abb. 3. Profil durch die Heimertinger Vorterrasse.

Zu Abb. 3: Profilbeschreibungen im Bereich der Heimertinger Vorterrasse.

Ab-schnitt:	Nr.	Mächtigkeit:	Ausbildung:
I:	3)	40—50 cm	Kalkreicher, dunkelbrauner, krümeliger bis bröckeliger, oben humushaltiger, feinsandiger Lehm
	2)	20—30 cm	Dunkelbrauner, sandiger Kies, schwach humushaltig
	1)	400 cm	Grauer, sandiger Kies
II:	6)	55—65 cm	Kalkreicher, dunkelbrauner, krümeliger bis bröckeliger, oben humushaltiger, feinsandiger Lehm
	5)	15—25 cm	Schwarzer, humusreicher Ton, mit Almeinlagerungen
	4)	bis 70 cm	Braungrauer, humushaltiger, stark lehmiger Kies
	3)	bis 50 cm	Grauer, sandig-lehmiger Kies
	2)	bis 100 cm	Grünlichgrauer, toniger Sand
III:	7)	rd. 20 cm	Kalkreicher, humushaltiger, dunkelbrauner, krümeliger, kiesig-grusiger, sandiger Lehm
	6)	bis 40 cm	Braungrauer, schwach humushaltiger, kiesig-grusiger Lehm (am Hangfuß angereichert)
	5)	60 cm	Kalkhaltiger, humushaltiger, dunkelbrauner, bröckeliger, feinsandiger Lehm
	4)	25 cm	Schwarzer, humusreicher Ton
	3)	bis 20 cm	Grünlichgrauer Mergel
	2)	bis 15 cm	Grauer, lehmiger Sand
	1)	erschl. 15 cm	Grauer Kies.

schon eine ähnliche Situation hinsichtlich der Wasserführung im Memminger Tal vorgelegen haben wie im Postglazial, nämlich Austritt des Grundwassers aus dem Schotter im Bereich seines Unterlaufes, wobei der spätglaziale Dauerfrostboden als Wasserstauer eine gewisse Rolle gespielt haben könnte.

(c) Die Heimertinger Vorterrasse. Am Ausgang des Memminger Tales wurde im Jahre 1951 das in Abb. 3 dargestellte Profil einer Vorterrasse aufgenommen: Auf dem Schotter, der in seinen obersten 3 Metern aus einer Wechsellagerung von Kies, Sand und Mergel einer jüngeren Illeranschüttung besteht, liegt ein bis 20 cm mächtiger gyttiaartiger Ton als Altwasserbildung mit einzelnen Almlinsen. Gegen das Illertal hin war diese Altwasserbildung durch einen flachen Schotterrücken abgeschirmt. Auch dieser Rücken trägt eine schwache Bodenbildung, welche zeitlich der Altwasserbildung entspricht. Über den Alt-

wasserbildungen und über dem Schotter lagert wie zum Teil auf dem Memminger Alm ein bis 65 cm mächtiger Auemergel.

Im Auemergel wurden Schalen folgender Schnecken gefunden: *Vallonia adela* WERSTERL., *Pupilla muscorum* M., *Vitrea crystallina* M., *Galba truncatula* M., *Bithynia tentaculata* L., *Bythinella cylindrica* FRAUENFELD und *Caecilioides acicula* M. (Bestimmung: Dr. M. BRUNNACKER).

Einige dem Profilausschnitt II in Abb. 3 entnommene Bodenproben weisen bodentyplich auf durch schwache Entkalkung gekennzeichnete Mergelrendzinen:

Probereihe: a		b		
Tiefe in cm				
0—20	35,8 ‰	CaCO ₃	33,4 ‰	CaCO ₃ = angewittertes Material (= A-Horizont)
20—40	44,5 ‰	CaCO ₃	38,0 ‰	} CaCO ₃ = frisches Material (= C. bzw. D-Horizont)
40—60	79,4 ‰	CaCO ₃ (m. Almkalk durchsetzt)	29,7 ‰	

Dieser Wegführung von rd. 10 ‰ CaCO₃ im Bodenbereich des Auemergels entsprechen ähnliche Werte bei vergleichbaren Sedimenten der Stufe V, so der bei Epfach als mittelfrömisches datierten Flußablagerung und der Lerchenfeld-Stufe bei Freising.

Im heutigen Illertal liegt am Fuß dieser Vorterrasse ein geringmächtiger Schotter mit Flußmergeldecke, während das Illergries aus einer flachen Schotterdecke über Flinz besteht.

2. Der Illerschwemmkegel bei Ulm

Die von H. GRAUL & P. GROSCOPF (1952) festgestellten Talböden im Bereich des Illerschwemmkegels sollen sich wie folgt einstufen lassen:

1. Hochglaziale Niederterrasse (Erolzheimer Feld).
2. Erosionsniveau in der Niederterrasse (Illertissener Niveau).
3. „Bronzezeitliches“ Schwemmkegelniveau.
4. Grießtalboden aus historischer Zeit.

Dazu ist zu bemerken, daß die „bronzezeitliche“ Talverschüttung nach den Angaben von P. GROSCOPF möglicherweise auch etwas jüngeren Alters sein kann. Bei Neu-Ulm wurde ferner jüngst ein römischer Helm unter Schotter gefunden; im Fundhorizont kommen Baumstämme vor (freundl. mündliche Mitteilung von Herrn Dr. MÜLLER-KARPE, München).

3. Zur Datierung

Zwischen den Untersuchungen von H. GRAUL & P. GROSCOPF (1952) im Illertal und den eigenen Feststellungen in anderen Tälern bestehen einmal hinsichtlich der Zahl der Aufschotterungsphasen und zum andern hinsichtlich der Datierung unterschiedliche Auffassungen, die aber insgesamt weniger bedeutsam sind als das allgemeine Ergebnis — nämlich zeitweilige Aufschotterungstendenz im Postglazial. Eine gewisse Analogie ist außerdem zwischen dem Illerschwemmkegel und dem Isartal bei Freising festzustellen, indem an beiden Orten im Holozän die Akkumulationstendenz dominiert.

Die „hochglaziale Niederterrasse“ ist im Illertal nach Aussage der Böden im Erolzheimer Feld und im Tal der Memminger Ache oberhalb Memmingen erhalten. Sie bildet außerdem den Untergrund des Memminger Alms.

Als spätglazial, wohl der Stufe I entsprechend, dürfte das Illertissener Niveau aufzufassen sein. Im Unterlauf des Memminger Achtales hat die Verwitterung ebenfalls Ende dieser Stufe, vielleicht sogar noch etwas später begonnen.

Die Stufe II ist möglicherweise bei Ulm durch Überlagerung mit präborealem Torf angedeutet (Pollenprofil: Ulm 1, 2 u. 3 von P. GROSCHOPF).

Die Stufe III könnte dort ebenfalls durch die Schotter über dem genannten Torf vertreten sein.

Die Stufe IV ist in Form der Heimertinger Vorterrasse erhalten. Der darauf liegende schwarze tonige Boden zeigt größte Ähnlichkeit mit dem Pechanmoor, wie es für diese Stufe bei Freising zum Teil geradezu typisch ist. Ob bei Ulm die an Buchenpollen armen Torfproben von Burlafingen dem Holzhorizont an der Basis der Stufe IV entsprechen, ist nicht ganz ausgeschlossen.

Der auf der Heimertinger Vorterrasse liegende Auemergel dürfte in die Zeit unmittelbar vor Ablagerung der Stufe V gehören; es ist dies eine Zeit, die allgemein durch derartige Verschwemmungen gekennzeichnet ist (vgl. S. 142).

Die Zeit der Stufe V dagegen ist bei Heimertingen durch Ausräumung vertreten, bei Ulm dagegen durch die Schwemmkegelbildung, die von H. GRAUL & P. GROSCHOPF (1952) dem Ende der Bronzezeit zugeordnet wurde. Dafür spricht jedenfalls der Fund des erwähnten römischen Helmes.

Die mittelalterlichen Aufschüttungen bei Ulm gehören unserer Stufe VI, evtl. auch Stufe VII an; insgesamt sind diese jüngsten Aufschüttungen viel weiter verbreitet, als bislang angenommen wurde.

Es ist somit durchaus möglich, die Ergebnisse von H. GRAUL & P. GROSCHOPF (1952) in einer Form zu interpretieren, die unseren Beobachtungen in anderen Flußtäälern entgegen kommt.

b. Das Ampertal nördlich Freising

Spätestens bei Ende des Ammersee-Stadiums wurden dem durch das tertiäre Hügelland verlaufenden Abschnitt des Ampertales keine nennenswerten Mengen kalkalpinen Schottermaterials aus dem Bereich der Münchener Schotterfläche mehr zugeführt. Demgegenüber hat die Zufuhr von Quarz-Kleinkies aus dem umgebenden tertiären Hügelland noch angehalten. Somit besteht hier der Niederterrassenkörper aus fluvioglazialen Schotter des Hochglazials und frühen Spätglazials, darüber lagert mit zum Teil mehreren Meter Mächtigkeit der periglaziale Schotter des jüngeren Spätglazials.

Damit ist es möglich für das Ampertal nördlich Freising folgende Gliederung der Würmeiszeit und des Postglazials aufzustellen:

1. Ablagerung kalkgeröllreichen Schotters im Hochglazial; Herkunftsbereiche sind die Jugendmoränen der Würmsee- und Ammerseegletscherzunge.

2. Im frühen Spätglazial Umlagerung des zuvor abgelagerten Materials; es laufen die Schotter der Gautinger Stufe (= Stufe I) in das Ampertal hinaus; diese Stufe bildet somit keinen talabwärts wieder auskeilenden, der hoch-

glazialen Münchener Schotterfläche aufgesetzten Schwemmkegel (wie auf geologischen Karten dargestellt), sondern sie legt sich im Ampertal auf den hochglazialen Niederterrassenschotter. Demgemäß ist dieser Abschnitt entlang dem Ampertal durch eine Reihe von Sandlöß-Vorkommen vertreten, deren Material in dieser Zeit aus dem aufschotternden Talstück ausgeblasen wurde (vgl. S. 115).

3. Überdeckung von 2. durch periglazial zugeführte Schotter aus dem Bereich des tertiären Hügellandes im jüngeren Spätglazial; daraus ist entsprechend den Sandterrassen der Stufe II bis heute eine Braunerde entstanden. Diese Ablagerungen bilden außerdem in den seitlichen Randgebieten die Unterlage ausgedehnter Moore. Der Verlauf der Amper wird im großen durch die aus dem tertiären Hügelland in das Tal ausmündenden Schwemmkegel festgelegt.

4. Mäanderbildung des in Phase 3 festgelegten Amperverlaufes (gekoppelt mit geringer Tiefenerosion).

5. Zum Teil Ablagerung von Sand und Vermoorung in den in 4. gebildeten Mäandern.

6. Auelehmlagerung. Auch hierauf haben sich (im Unterschied zum Isartal auf Blatt Freising Süd) zum Teil anmoorige Böden gebildet.

7. Neubelebung der Mäandrierungstendenz.

8. Ablagerung des jüngsten Amperalluviums (mit Ziegelbrocken).

9. Weitere Mäanderbildung.

Hinsichtlich einer genaueren zeitlichen Einstufung liegen die Verhältnisse im Ampertal vorläufig sehr ungünstig; möglicherweise könnte durch Untersuchungen bei Moosburg, wo die Amper in die Isar mündet, eine gewisse Klärung erzielt werden. Auf alle Fälle aber sind die Ablagerungen im Ampertal nicht in so reichhaltiger Form entwickelt wie im Lech- und Isartal. Sicherlich entspricht aber der Stufe I der oben unter 2. genannte Vorgang und der Stufe II die unter 3. erwähnte Aufschotterung. Der Beginn des Postglazials wird durch die genannte Vermoorung (3.) und Mäandrierung (4.) angedeutet. Ob der Sandablagerung (5.) in aufgelassenen Mäandern eine größere Bedeutung beizumessen ist, bleibt offen. Erst die Auelehmlagerung (6.) ist in ihrer zeitlichen Größenordnung wieder faßbar; die dürfte wie im Isartal etwa der Stufe V entsprechen. Der Stufe VI bzw. VII wiederum entspräche das jüngste Amperalluvium (8.).

Daraus ergibt sich ähnlich wie in Nordbayern, daß sich ein älterer Abschnitt der Flußgeschichte mit reicheren Geschehen unmittelbar an die hochglaziale Niederterrassenbildung anschließt. Darauf folgt vor allem dort, wo der Einfluß alpiner Flüsse nicht zu stark ausgeprägt ist, eine Zeit nachlassender Flußarbeit. Der jüngste Abschnitt jedoch ist wiederum durch stärker differenzierte Vorgänge gekennzeichnet.

Die Neigung zur Mäanderbildung wechselt im Ampertal im zeitlichen Ablauf, wobei sich andeutet, daß diese Mäandrierungstendenz der Tiefenerosion in anderen Flußtälern entspricht — insbesondere dürfte dies für die erste Mäandrierungsphase zutreffen, die wohl den Beginn des Postglazials einleitet.

c. Das Inntal bei Ampfing und Mühldorf

Nach F. MÜNICHSDORFER (1921) ist das Inntal bei Ampfing, Mühldorf und noch weiter flußabwärts in zahlreiche Terrassenstufen untergegliedert. Das Inntal weist in dieser Gegend ähnliche Verhältnisse wie das Lechtal bei Epfach auf:

1. Die Ampfinger Stufe ist hier das Hauptniveau der Niederterrasse. Auf ihr liegen weitverbreitet sandige Bildungen, die vor allem von der Isen periglazial zugeführt wurden.

2. Ob die „Rauschinger Stufe“ bereits unserer Stufe I entspricht, ist zweifelhaft. Jedenfalls liegen auch auf ihr zum Teil entsprechende Deckschichten wie auf der Ampfinger Stufe.

3. Die „Ebinger Stufe“ dagegen könnte eher mit unserer Stufe I in Zusammenhang gebracht werden, falls auch hier den Böden ein gewisser Leitcharakter zuzubilligen ist. — Darauf folgen:

- | | |
|------------------------------|---------------------|
| 4. Die „Wörther Stufe“ | = Stufe II? |
| 5. Die „Pürtener Stufe“ | = Stufe III? |
| 6. Die „Gwenger Stufe“ | = Stufe IV? |
| 7. Die „Niederndorfer Stufe“ | = Stufe V? |
| 8. Das Jungalluvium des Inn | = Stufe VI und VII? |
| | (= Hochwasserbett) |

Wenngleich vorläufig mangels spezieller Untersuchungen eine einwandfreie Einordnung in das hier entwickelte System der Ablagerungen alpiner Flüsse nicht möglich ist, so deutet doch die weitgehende Übereinstimmung der im Inntal vorkommenden Stufen mit den Ablagerungen in anderen Flußgebieten eine gewisse Parallelität an.

Die Deckschichten auf der Ampfinger Stufe und Rauschinger Stufe sind ebenfalls als periglaziale Bedeckung entsprechend den Verhältnissen im Amperthal aufzufassen.

Eine der posthochglazialen Terrassenfolge des Inntales entsprechende Abfolge findet sich nach E. KRAUS (1921) ferner am Oberrhein. Die Untersuchungen von A. SCHREINER (1958) über das Alter der Niederterrasse und deren Deckschichten am Kaiserstuhl bestätigen außerdem die hier gemachten Befunde.

IV. Auswertung¹

Die Untersuchungen in bayerischen Tälern haben neben den stratigraphischen Feststellungen weitere Ergebnisse erbracht:

a. Die Gliederung der Flußablagerungen

1. Die fluvioglaziale Aufschotterung war normalerweise am Ende des Hochglazials abgeschlossen. Lediglich in geeigneten alpennahen Bereichen war auch im Spätglazial eine von spätglazialen Gletscherständen ausgehende fluvioglaziale Aufschotterung möglich.

2. Die periglaziale Aufschotterung hat dagegen normalerweise bis zum Ende des Spätglazials angedauert. In geeigneten Bereichen überdecken deshalb

spätglaziale Sedimente die hochglazialen fluvioglazialen bzw. periglazialen Flußablagerungen. Doch gibt es einige Ausnahmen, bei denen sich bereits im Spätglazial zeitweilige Erosionstendenz bemerkbar macht.

3. Innerhalb des Spätglazials ist eine Zweigliederung der Aufschüttungen erkennbar (Stufe I u. II).

4. Die klimatisch bedingte Tiefenerosion wird fast allgemein am Ende der Stufe II wirksam. Teilweise wird diese Tiefenerosion durch Mäandrierungstendenz ersetzt. Zumindest klimamorphologisch ist somit hier der Schnitt zwischen Würmeiszeit und Holozän zu ziehen. Eine Ausnahme bilden lediglich die Schwemmkegel, wie sie z. B. aus der Gegend zwischen München und Freising beschrieben wurden.

5. Die Zahl der postglazialen Aufschotterungsphasen ist in den Flußtälern, die aus den Alpen kommen, größer als in denen, deren Ursprung außerhalb der Alpen liegt. Vor allem die älteren Holozän-Stufen (z. B. Stufe III und IV) dürften in den außeralpinen Tälern fehlen bzw. zurücktreten. Der Grund dafür könnte sein, daß es sich um den Ausdruck kleinerer Klimaschwankungen handelt, die sich im Hochgebirge nachhaltiger auswirken konnten als im Flachland und evtl. in den Mittelgebirgen. Möglicherweise findet sich für die Stufe IV eine Parallele in den Angaben von H. NIETSCH (1952).

6. Dagegen läßt sich allgemein im jüngsten Holozän ein sehr lebhaftes, im einzelnen aber zeitlich weder relativ noch absolut gliederbares Wechselspiel von (schwacher) Erosion und Akkumulation erkennen. Unklar ist aber, ob es sich dabei allein um das Ergebnis klimatischen Geschehens, eines Zusammenwirkens von Klima und Mensch bzw. des Menschen allein (z. B. als Folge der durch die Entwaldung bedingten Bodenerosion oder Veränderungen des Wasserhaushaltes) handelt.

b. Sonderfälle spätglazialer Erosion

1. In fluvioglazialen Tälern

Verfolgen wir die von den Jugendmoränen des Alpenvorlandes ausgehenden fluvioglazialen „Niederterrassen“ flußabwärts, so zeigt sich, daß 1. die Oberfläche der jugendmoränennahen Niederterrasse mit Beginn des Spätglazials trocken gelegt wurde, 2. flußabwärts ein Bereich mit auch heute zum Teil noch anhaltender Aufschotterungstendenz folgt; daran schließt 3. eine Flußstrecke mit Trockenlegung infolge Erosion zu Beginn des Postglazials. Modifizierend wirken hier weiterhin, wie bei den periglazialen Abflußrinnen, Talverengungen und Talweitungen. Die Oberfläche der fluvioglazialen wie der periglazialen Niederterrasse ist somit verschiedenalterig — ein Ergebnis, zu dem früher für den alpennahen Bereich bereits C. TROLL (1926), dann mit wohl etwas zu weitgehenden Folgerungen H. GRAUL (in H. GRAUL & P. GROSCOPF 1952) und schließlich A. SCHREINER (1958) gekommen sind.

Auch die Hochterrasse wurde normalerweise spätestens am „Ende Spätglazial der Rißeiszeit“ (gegebenenfalls die jüngere Hochterrasse am Ende der letzten Rißeiszeit) trocken gelegt. Ausnahmen bildeten aber auch hier die „interglazialen Schwemmkegelbereiche“; zu letzteren gehört das Moosburger Gebiet, von wo H. NATHAN (1953) eine interglaziale Molluskenfauna aus dem Schotter beschrieben hat.

2. In periglazialen Tälern

Lediglich in unmittelbarer Nachbarschaft der Jungendmoränen und bei Schweinfurt wurde die „hochglaziale“ Niederterrasse infolge Erosion zu Beginn des Spätglazials trockengelegt. In Nähe der Jungendmoräne war die Ursache dafür die überhöhte hochglaziale Aufschotterung, in welche sich die Schmelzwässer bei Gletscherrückzug einschnitten. Im Maintal bei Schweinfurt besteht dagegen sicherlich ein Zusammenhang zwischen der dort ursprünglich besonders weitflächig angelegten Niederterrasse und den klimatischen Vorgängen im frühen Spätglazial. Diese früheste bei Schweinfurt feststellbare Ausräumungsphase liegt in dem zeitlichen Bereich zwischen dem Hochglazial und dem Ammersee-Stadium — also in dem als „SpWa“ (K. BRUNNACKER 1957 b) bezeichneten Interstadial.

Etwas später wiederholt sich im Rednitztal ein Erosionsvorgang ähnlich dem, wie er bei Schweinfurt gefunden wurde. Auch hier scheint eine Beziehung zwischen der besonders weitflächig entwickelten Niederterrasse und klimatischen Vorgängen zu bestehen. Es liegt eine Verknüpfung der fluviatilen Ausräumung mit einer (bei nicht karbonatisch-sandigem Material) ersten kräftigeren Bodenbildung vor — nämlich den Rostbändern in diesen Terrassensanden bzw. dem Podsol auf den Sanden.

Zusätzliche kleine Modifikationen deuten sich in einem gewissen zeitweiligen „Grundwasseranstieg“ nach Bildung der genannten Rostbänder an (vgl. S. 112). Doch ist diese Erscheinung für die Hauptgliederung des Spätglazials vorläufig ohne größere Bedeutung.

Die Haupterosionsphase, die sich schließlich bei allen würmeiszeitlichen Flußablagerungen zu erkennen gibt, folgt im Anschluß an die Ablagerung der Stufe II bzw. die bis dahin aufgeschotterte Niederterrasse. — Das wichtigste Ergebnis ist somit die Feststellung, daß die „Niederterrasse“ im wesentlichen während des Hochglazials der Würmeiszeit aufgeschottert wurde. Die Aufschotterungstendenz hat jedoch normalerweise bis zum Ende des Spätglazials angehalten. Nur unter besonderen Voraussetzungen wurde die Aufschotterung bereits im Laufe des Spätglazials zeitweilig von der Erosion abgelöst.

c. Der vertikale Fazieswechsel in den Sedimenten der Niederterrasse

Konsequenterweise muß aus den bisherigen Ausführungen gefolgert werden, daß die fluviatile periglaziale Sedimentation länger angedauert hat als die fluvioglaziale Aufschotterung. In geeigneten Gebieten müssen damit aber auch auf den fluvioglazialen Ablagerungen des Hochglazials der Würmeiszeit (und gegebenenfalls des Ammersee-Stadiums = Stufe I) periglaziale Sedimente des Spätglazials liegen. Ein erstes Beispiel hierfür bilden die Ablagerungen im Donautal bei Straßkirchen, wo der Ältere Schwemmlöß und der Talsand als eindeutig periglaziale Ablagerungen dem eigentlichen hochglazialen Niederterrassenschotter auflagern. Innerhalb dieses Niederterrassenschotters tritt übrigens im Hangendbereich ebenfalls schon ein Überwiegen periglazialer Komponenten auf. Weitere Beispiele wurden aus dem Amper- und Inntal angeführt.

Dieser Befund entspricht den Feststellungen von H. GRAUL (1955), nämlich daß 1. (S. 275) die Schotter in den fluvioglazialen Abflußrinnen mit zunehmender Laufstrecke zunehmend Komponenten periglazialer Herkunft enthalten und daß 2. (S. 275) der Hangendbereich der Schotterkörper mehr Komponenten periglazialer Herkunft aufweisen kann als der darunter

liegende Schotter. Die Zusammensetzung der in den Schmelzwasserrinnen abgelagerten eiszeitlichen Schotter verschiebt sich also bei Vorhandensein geeigneter periglazialer Zuflüsse sowohl in der Horizontalen wie in der Vertikalen. Der vertikale Fazieswechsel ist das Ergebnis des jeweiligen „spätglazialen“ Eistrückzuges, mit dem einerseits die Zufuhr primär fluvioglazialen Materials bedeutungslos wurde, zum anderen aber die periglazialen Vorgänge aus klimatischen Gründen noch aktiv waren.

B. Gehängebildungen und äolische Ablagerungen des Spätglazials und des frühen Postglazials

Die nacheiszeitliche Wiederbewaldung vollzog sich unter Oszillationen; im wesentlichen fand sie mit Beginn des Präboreals ihren Abschluß. Bevor die Pflanzendecke endgültig geschlossen war, waren an dafür geeigneten Hängen noch Umlagerungen teils durch Solifluktion, insbesondere aber durch Abspülung möglich. Auch der Wind konnte bei entsprechendem Substrat noch auf offenen Flächen durch Flugsandbildung wirksam werden. Jedoch sind bisher nur wenige Stellen bekannt geworden, wo vor der endgültigen Waldbedeckung durch die Wirkung des Wassers noch bzw. zeitweilig Materialverlagerungen an den Gehängen nachgewiesen sind. Diese wenigen Profile werden neben den weiter verbreiteten Flugsanden hier behandelt.

Sicherlich sind solche posthochglazialen Gehängebildungen nicht ganz so selten vertreten, wie es auf den ersten Blick scheinen mag. Doch gibt es hinsichtlich der Festlegung ihrer stratigraphischen Stellung einige Schwierigkeiten; es muß in jedem einzelnen Falle das spätglaziale Alter eigens bewiesen werden. Dies ist dort unschwer möglich, wo das umgelagerte Gestein hochglazialen Sedimenten (wie der Jungendmoräne oder dem Oberen Löß) aufliegt und diese Deckschicht weiterhin noch Störungen infolge periglazialer Frostwirkungen aufweist oder wenigstens über bestimmte kennzeichnende Böden verfügt. Deckschichten ohne derartige Anhaltspunkte können nämlich unter Umständen sogar recht jungen Alters sein als Sedimente im Rahmen der jungen, durch den Menschen ausgelösten Bodenerosion.

So liegt in Kitzingen in Nähe der Ziegeleigrube Korbacher (Repperndorfer Straße) dem Oberen Löß eine lehmige Deckschicht von bis 3 m Mächtigkeit auf, die ihren Fundeinschlüssen nach in die frühe Neuzeit gehört. Ohne diese Hinweise wäre eine Verwechslung mit kaltzeitlicher Fließerde durchaus möglich.

Abgesehen von dem früher schon genannten Profil von Argelsried (1957 b) zeigen nur wenige Profile Deckschichten eindeutig spätglazialen Alters. Für die zukünftige Forschung dürfte sich aber in dieser Hinsicht noch ein gewisses Betätigungsfeld vor allem im Gebiet des südbayerischen tertiären Hügellandes finden lassen. Das gleiche gilt wohl für manche Ablagerungen im Bereich des Alten Gebirges, die von G. PRIEHÄUSSER (1956, 1958) zum Teil mit glazialen Vorgängen in Zusammenhang gebracht wurden.

I. Bildungen aus bindigem Substrat

Soweit an den Gehängen lehmiges oder toniges Material zur Verlagerung gekommen ist, konnte dies einmal solifluktiv abwandern, zum andern konnte es durch Abspülung — also oberflächlich ablaufendes Wasser — vertragen werden. In den Ablagerungsbereichen lassen sich die beiden Möglichkeiten der Materialverlagerung kaum voneinander trennen. In den Abtragsbereichen kann sich aber durch eine Steinanreicherung als Rückstand der Ausspülung feinkörniger Komponenten ein entsprechender Hinweis andeuten. Abspülvorgänge waren außerdem zu jeder Zeit möglich, wenn nur die Pflanzendecke einigermaßen licht ausgebildet war. Die Solifluktion dagegen war an eine Durchnässung des Bodens bzw. der oberflächennahen bindigen Gesteinspartien gebunden. Da aber andererseits das Spätglazial die Zeit der langsamen Wiedererwärmung war, werden gerade die etwas feuchteren und weniger kalten Interstadiale in unserem Klimaraum schon zum Teil eine so dichte Pflanzendecke getragen haben, daß Solifluktion kaum oder nur ganz lokal an besonders dafür prädestinierten Standorten aufkommen konnte. Die kälteren, dafür aber trockeneren Stadiale boten aber wiederum hinsichtlich ihres Wasserhaushaltes ungünstigere Voraussetzungen für die Solifluktion; die Abspülung dürfte in diesen Zeitabschnitten dagegen etwas günstigere Vorbedingungen angetroffen haben. Während also im Früh- und zum Teil auch noch im Hochglazial der Würmeiszeit die Solifluktion in den feuchteren Abschnitten gewisse Höhepunkte erreichen konnten, war im Spätglazial die Materialverlagerung durch Wasser mehr auf die vegetationsungünstigeren, trockeneren Stadiale konzentriert. Dies ist im übrigen ein weiterer Grund für die Seltenheit spätglazialer, durch Wasser verlagertes Deckschichten: die Vegetationsarmut war in den Stadialen durchaus noch vorhanden, es fehlte jedoch ein geeigneter Wasserhaushalt. Schließlich ist auch zu bedenken, daß durch die früh- bis hochglazialen Abtragsvorgänge weitflächig die älteren Verwitterungsrinden entfernt worden waren. Erst durch die nachfolgende Verwitterung wurden manche Gesteine, z. B. mesozoische Mergel, wieder soweit aufbereitet, daß sie beweglich wurden; dadurch kommt es, daß auch heute auf derartigem Substrat solifluktive oder wenigstens ihrem Mechanismus nach recht ähnliche Vorgänge ablaufen können (vgl. E. ACKERMANN 1955, F. BIRZER 1952 a).

a. Das Profil Manhartshofen

Bei Manhartshofen, Ldkr. Wolfratshausen, liegt in einer Kiesgrube 1 km nordnordwestlich dieses Ortes auf würmeiszeitlicher Jugendmoräne eine Deckschichtenfolge eindeutig spätglazialen Alters (Abb. 4).

Die Kenntnis dieses Profils ist Herrn A. MICHELER, dem Regierungsbeauftragten für Naturschutz in Oberbayern, zu verdanken. Der Aufschluß konnte im Herbst 1957 einer genaueren Aufnahme unterzogen werden.

Der Aufschluß liegt an einem mäßig steil nach Osten abfallenden Hang der Jugendmoräne. In der Moräne kommt vor allem kalkalpines Material vor. Etwas Flyschgestein und kristalline Komponenten bilden zusätzliche Bestandteile. Die Geschiebe sind normalerweise taubenei- bis faustgroß, seltener erreichen sie die Größe eines Kinderkopfes. Das zwischen den Geschieben liegende dichte gelblichgraue Zwischenmittel besteht aus schluffigem Geschiebemergel. Im

oberen Teil des Aufschlusses sind diese Mergel auch in bis 20 cm dicken horizontal liegenden Lagen und Linsen eingeschaltet. Eine bis 4 m tief reichende, oben bis 40 cm breite frostkeilartige Bildung durchsetzt außerdem die Moräne. Am Hangfuß läuft ein Trockentälchen entlang.

Die Moräne trägt eine bis rd. 1 m mächtige lehmige Auflage mit einem, lokal auch mit zwei, zwischengeschalteten Humushorizonten, die hier ohne die genetische Seite weiter zu berücksichtigen, als „schwarze Böden“ bezeichnet werden.

Manhartshofen-Profil I (Abb. 4):

Tiefe in cm

A	0—20	Humushaltiger, bröckeliger, graubrauner, kiesig-grusiger Lehm
(B)	20—60	Sehr schwach humushaltiger, bröckeliger, brauner, kiesig-grusiger Lehm
fA	60—80	Grauschwarzer, humushaltiger, brockiger, steinig-grusiger, kräftiger Lehm
C	80—95	Graubrauner, sehr schwach humushaltiger, brockiger, steinig-grusiger, kräftiger Lehm
fA	95—100	Grauschwarzer, humushaltiger, brockiger, steinig-grusiger, kräftiger Lehm, an der Basis mit bis 40 cm tiefen, oben 10 cm breiten Verwitterungstaschen
C 1	100—110	Gelbgraue, kalkreiche Moräne; Flyschgeschiebe und Dolomitgeschiebe morsch aber noch im Verband, Kalkgeschiebe mit einige Millimeter dicker kreidiger Anwitterungsrinde
C 2	110—	Frisches Moränenmaterial.

Obiges Teilprofil läßt sich folgendermaßen deuten:

Tiefe in cm

0—20	A-Horizont	Braunerde aus einer Deckschicht entstanden
20—60	(B)-Horizont	Die scherbilg verwitternden Geschiebe (z. B. Flyschmaterial) befinden sich nicht mehr im Verband, das Material dieser Deckschicht ist somit vor der Umlagerung verwittert = Obere Deckschicht
60—80	„Oberer schwarzer Boden“	Boden mit A—C-Profil; in 60—80 cm scherbilg verwitternde Geschiebe nicht mehr im Verband (s. oben), in 80—95 cm entsprechende Geschiebe überwiegend noch im Verband, das Material dieser Deckschicht ist somit teils aus frischem, teils aus verwittertem Gestein hervorgegangen = Untere Deckschicht
80—95	Deckschicht	
95—100	„Unterer schwarzer Boden“	Boden mit A—C-Profil aus frischer Moräne entstanden, da verwitterte Geschiebe noch im Verband und an Basis Verwitterungstaschen
100—110	C ₁ -Horizont	= Moräne
110—	C ₂ -Horizont	

Das Profil I zeigt somit einen nur schwach entwickelten, unmittelbar aus dem anstehenden Moränenmaterial hervorgegangenen Boden, der als „Unterer schwarzer Boden“ bezeichnet wird. Darüber lagert eine Untere Deckschicht aus zuvor bereits mehr oder weniger verwittertem Material. Aus dieser Deckschicht ist eine als „Oberer schwarzer Boden“ bezeichnete Bildung entstanden. Über diesem Boden folgt eine weitere „Obere Deckschicht“, die eine Braunerde als nacheiszeitlichen Boden trägt. Das Material dieser Oberen Deckschicht war schon vor der Umlagerung relativ stark verwittert.

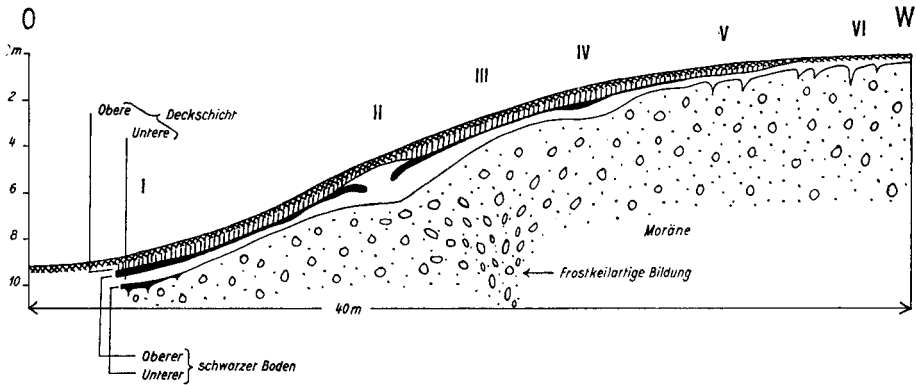


Abb. 4. Profil Manhartshofen.

Hangaufwärts keilt der „Untere schwarze Boden“ aus. Möglicherweise wurde dieser Humushorizont im Zuge der Verlagerungsvorgänge, die zur Bildung der „Unteren Deckenschicht“ führten, aufgearbeitet. An der Stelle, wo diese „Untere Deckenschicht“ etwas mächtiger entwickelt ist, tritt eine Störung auf (Profil II; vgl. Abb. 4 u. Tab. 5), die entweder das Ergebnis kryoturbater Vorgänge ist oder die mit der frostkeilartigen Bildung in der darunter liegenden Moräne in genetischem Zusammenhang steht. In jedem Falle aber handelt es sich um das Ergebnis periglazialer Vorgänge, die nach der Bildung des Oberen schwarzen Bodens noch wirksam waren.

Tabelle 5

Analysendaten von Manhartshofen

Manhartshofen-Profil I:

Tiefe in cm	Korngrößen d. Fraktion					PH	Ca CO ₃ %	Humus %
	< 0,002	0,002 - 0,02	0,02 - 0,2	0,2 - 2	> 2 mm ϕ %			
95—100	36,3	18,7	27,4	17,3	11	5,8	—	1,8

Manhartshofen-Profil II (Lehm aus Kryoturbationstasche):

	34,3	29,5	25,4	10,8	32	5,5	—	
--	------	------	------	------	----	-----	---	--

Manhartshofen-Profil V:

0—15	12,8	34,2	42,0	11,0	11	4,4	—	6,6
15—35	25,2	32,5	30,9	11,4	15	4,2	—	3,5
35—55	31,8	26,2	29,4	12,6	23	4,1	—	3,8
55—95	26,9	20,2	28,3	24,6	45	4,2	—	—
95—105	—	—	—	—	67	7,8	62,5	—

Noch weiter hangaufwärts tritt z. B. in Profil III ebenfalls die obere Deckenschicht auf. Diese überdeckt den oberen schwarzen Boden. Dieser bis 30 cm mächtige Boden ist aus der unteren Deckenschicht hervorgegangen. Darunter folgt der als C 1-Horizont bezeichnete Anwitterungsbereich der Moräne. Einen entsprechenden Aufbau zeigt auch das folgende Profil:

Manhartshofen-Profil IV:

Tiefe in cm

A	0—15	Humushaltiger, dunkelgraubrauner, bröckeliger, kiesig-grusiger Lehm
C	15—30	Sehr schwach humushaltiger, brauner, bröckeliger, kiesig-grusiger Lehm (= Obere Deckschicht)
fA	30—65	Humushaltiger, braunschwarzer, brockiger, kiesig-grusiger, kräftiger Lehm (= Oberer schwarzer Boden, aus Unterer Deckschicht entstanden)
C	65—100	Ockerfarbener, brockiger, kiesig-grusiger, kräftiger Lehm (= Untere Deckschicht)
D 1	100—115	Gelbgraue, kalkreiche Moräne; Geschiebe morsch bzw. angewittert
D 2	115—	Frische Moräne.

Gegen den Oberhang hin kommt ein Aufbau gemäß Profil III und IV vor. Jedoch liegen die Geschiebe im Oberen schwarzen Boden und der dafür die Grundlage bildenden Unteren Deckschicht überwiegend noch im Verband. Hier befindet sich somit der Übergang zu dem Bereich, in welchem das Material, das die hangabwärts vertretene Untere Deckschicht geliefert hat, sich noch einigermaßen in situ befindet. Dafür sprechen außerdem Verwitterungstaschen, die bis 40 cm tief von der Untergrenze dieses Lehms in die frische Moräne hineinreichen, z. B.:

Manhartshofen-Profil V (vgl. Tab. 5):

Tiefe in cm

A	0—15	Postglaziale Braunerde aus Material der Oberen Deckschicht hervorgegangen	
(B)	15—35		
fA	35—55	Humushorizont	aus in situ liegendem Moränenmaterial
f(B)	55—95	Verwitterungslehm in situ	entstandener braunerdeartiger Boden
C 1	95—105	Angewitterte Moräne	
C 2	105—	Frische Moräne.	

Die Analysendaten von diesem Profil (Tab. 5) deuten an, daß der Anteil der Tonfraktion ($< 0,002$ mm ϕ) in der jüngeren Deckschicht nicht ganz so hoch liegt wie in dem darunter folgenden fossilen Boden. Der Anteil an Korngrößen > 2 mm ϕ scheint dann verhältnismäßig hoch zu sein, wenn sich der Boden noch in situ befindet, wie hier in der Tiefe 35—95 cm. Ist das Material dagegen umgelagert, dann scheint dieser Anteil an größeren Bestandteilen etwas zurückzugehen, wie in Profil V in der Tiefe 0—35 cm.

Gegen die Hangschulter hin keilt auch die Obere Deckschicht aus, so daß der Oberflächenboden hier unmittelbar durch Verwitterung der Moräne entstanden ist, z. B.:

Manhartshofen-Profil VI:

Tiefe in cm

A	0—15	Humushaltiger, dunkelgraubrauner, krümeliger, kiesig-grusiger Lehm
A(B)	15—25	Schwach humushaltiger, graubrauner, kiesig-grusiger Lehm
(B)	25—40	Brauner, bröckeliger, kiesig-grusiger Lehm
C 1	40—50	Gelbgraue Moräne mit angewitterten Geschieben
C 2	50—	Graue, frische Moräne.

Demnach stammt das Material der Oberen Deckschicht aus dem Bereich des Profils VI und oberhalb davon.

Für den Gesamtaufschluß ergibt sich damit die in Tab. 6 vorgenommene Rekonstruktion des zeitlichen Ablaufes.

Tabelle 6

Die Gliederung der Deckschichten und Böden im Profil Manhartshofen

Teilprofil I (= Unterhang)	II	III	IV	V	VI (= Hangschulter)
Braunerde aus Oberer Deckschicht Kryoturbation					Braunerde aus frischem Moränenmaterial
Ablagerungsbereich der Oberen Deckschicht					Abtragsbereich
Oberer schwarzer Boden			Braunerde	abgetragen	
Ablagerungsbereich der Unteren Deckschicht			Abtragsbereich		
Unterer schwarzer Boden	abgetragen oder primär fehlend				
± große Lücke? Abschmelzen der Eisüberdeckung					
Ablagerung der Moräne					

b. Das Profil Argelsried

Das Profil Argelsried wurde früher schon beschrieben (1957 b): Im Liegenden R/W-interglazialer Seeton, darüber die früh- bis hochglaziale würmeiszeitliche Fließerde - Lößfolge und schließlich im Hangenden eine Deckschicht („Hangendfließerde“), die andeutungsweise in sich etwas differenziert ist. In den letzten Jahren hat sich der Abbau in der Ziegelei-Grube weiter nach Norden, gegen den Altmoränenhang hin, vorgeschoben; die Aufschlußverhältnisse in den hangenden Partien sind dabei noch günstiger geworden als es früher der Fall war (Abb. 5, Tab. 7):

Im westlichen Teil der Aufschlußwand wurde im Jahre 1958 folgendes, im wesentlichen schon früher (1957 b) beschriebenes Profil aufgenommen:

Argelsried-Profil I:

Tiefe in cm

A	0—10	Humushaltiger, krümeliger, grauschwarzer Lehm
AC	10—35	Schwach humushaltiger, säulig-brockiger, dunkelgrauer, feinsandiger Lehm
C	35—50	Gelbgrauer, brockiger Lehm, eisenfleckig, auf Spalten und zwischen den Bodenkörpern schwarze humose Infiltrationen, dadurch breckziöses Aussehen
fGo	50—95	Grauer Lehm, stark eisenfleckig, mit einzelnen Kiesschnüren
	95—115	Grauer Lehm, eisenfleckig, stark mit Schutt durchsetzt
	115—200	Grauer Lehm, eisenfleckig, z. T. auch Eisenröhren nach Art der LIESEGANGSchen Röhren.

Weiter östlich wurde an der Aufschlußwand folgendes Profil aufgenommen, auf das sich die weiteren Ausführungen stützen:

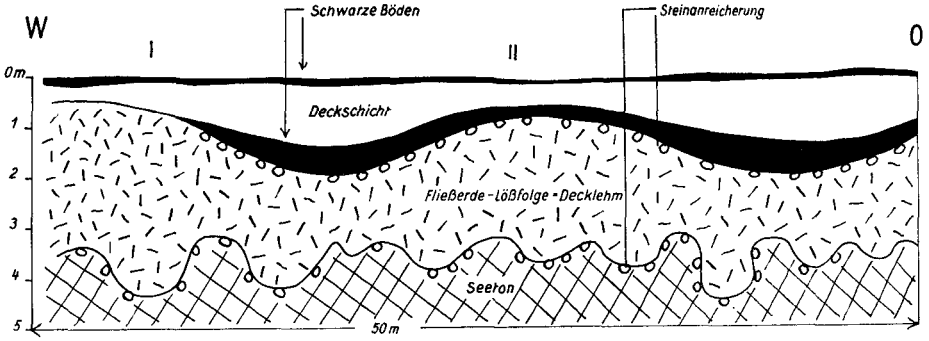


Abb. 5. Profil Argelsried.

Tabelle 7
Analysendaten von Argelsried

Argelsried-Profil II:

Tiefe in cm	Korngrößen d. Fraktion < 2 mm ϕ in %				>2 mm ϕ %	pH	Ca CO ₃ %	Humus %
	< 0,002	0,002—0,02	0,02 - 0,2	0,2—2				
	0— 15	20,5	28,7	39,3				
15— 45	22,0	28,6	40,2	9,2	3	5,4	—	1,5
45— 70	24,9	28,9	38,0	8,2	2	5,4	—	2,0
70— 80	26,5	24,5	42,0	7,0	—	5,1	—	0,7
80—250	23,9	28,6	42,1	5,4	—	5,3	—	—
250—350	27,8	34,6	36,7	0,9	—	5,2	—	—
350—450	31,4	38,0	29,3	1,3	—	5,6	—	—
450—500	36,6	34,2	27,7	1,5	—	5,9	—	—

Argelsried-Profil II (Vergleichsprobe):

45— 70	30,2	34,0	30,0	3,4	5,3	5,6	—	5,9
------------------	------	------	------	-----	-----	-----	---	-----

Ergebnisse früher entnommener Proben:

Hangendfließerde — Mitte	29,3	37,7	31,9	1,1	—	6,2	—	—
Hangendfließerde — Unten	13,5	12,6	41,0	32,9	—	6,3	—	—
Füllung einer Frostspalte .	25,6	33,0	38,7	2,7	—	6,9	4,7 (sek.)	—
Oberer Löß, stark vergleyst (SpWa)	15,1	18,9	61,8	4,2	—	7,2	17,9	—
Oberer Löß	20,5	34,3	43,4	1,8	—	7,1	30,3	—
Seeton	36,9	37,9	24,6	0,6	—	6,3	0,1	—

Argelsried-Profil II:

Tiefe in cm

A	0—15	Humushaltiger, dunkelgraubrauner, bröckeliger, feinsandiger Lehm
C	15—45	Graubrauner, schwach humushaltiger, brockiger Lehm
fA	45—70	Humushaltiger, grauschwarzer, brockiger Lehm
	70—80	Graugelber Lehm mit viel Kies, Humus auf Spalten und Klüften zwischen den Bodenkörpern, dadurch breckziöses Aussehen; mit humos-lehmigem Material verfüllte Spalten reichen bis 450 cm Tiefe

- 80—250 Grauer Lehm, ockerfarben gebändert in millimeter- bis zentimeterdicken Lagen, eisenfleckig, mit etwas Kies durchsetzt
- 250—350 Graugelber Lehm mit zahlreichen Eisenröhren, unten rostfarben gebändert
- Kryoturbationshorizont, sehr stark entwickelt
- 350—450 Grauer, toniger Lehm, mit zahlreichen Eisenflecken (diese unten zum Teil als Röhren erhalten); oben mit angereichertem Kies
- 450—500 Seeton, graugelb, eisenfleckig.

Sowohl das Profil I wie das Profil II zeigen in der würmeiszeitlichen früh- bis hochglazialen Fließerde-Lößfolge einige Abweichungen gegenüber den früher (1957 b) beschriebenen Profilen: Da diese neuen Aufschlüsse mehr in Hangnähe liegen, wird jetzt der Fazieswechsel deutlicher, der vom „echten Löß der Reliefdepression“ zum „Decklehm in Hanglage“ überleitet. Dieser Wechsel kommt einmal in stärkeren Solifluktionseinschaltungen, der im wesentlichen wohl synsedimentären Entkalkung und in der Unmöglichkeit eine stärkere Aufteilung der Lößglieder vornehmen zu können, zum Ausdruck. Damit können diese beiden neuen Profile entsprechend Tab. 8 gegliedert werden.

Tabelle 8

Die Gliederung des Profils Argelsried

Profil I Tiefe in cm	Profil II Tiefe in cm	
0— 10	0— 15	} Schwarzer Boden
10— 50	15— 45	
nicht vertreten	45— 70	} Schwarzer Boden
Diskordanz	Diskordanz	
	70— 80	Steinanreicherungszone infolge Ausspülung
50— 95	abgetragen	Naßboden
95—115	80—250	„Decklehm“ (entspricht dem Unteren und Oberen Löß)
115—200	250—350	Basisfließerde (aus Material des Seetons)
	350—450	Seeton mit Naßbodenerscheinungen (= Endzeit des Interglazials)
	450—500	Seeton (R/W-Interglazial)

Im hangenden Abschnitt des Profils kommen zwei schwarze Böden zum Vorschein und auf dem „Decklehm“ selbst liegt, wie schon früher erwähnt, ein Naßboden in der Ausbildung, die (1957 b) als „Tundren-Naßboden“ bezeichnet wurde:

1. Im Hochglazial wurde auch in Hanglage Löß sedimentiert. Jedoch wurde dieser Löß infolge der für die Lößablagerung hier bereits extremen Klimadaten schon während seiner Sedimentation in den „Decklehm“ umgewandelt.

2. Nach Ende der hochglazialen Lößablagerung bzw. Decklehmbildung erfolgte eine erste postlössische Bodenbildung — dieser Abschnitt wurde als „Sp-Wa“ bezeichnet. In Argelsried ist dieses „Interstadial“ durch einen Naßboden vertreten. Es darf aber angenommen werden, daß in Argelsried die Naßbodenbildung durch die speziellen standörtlichen Gegebenheiten bedingt ist, daß somit andernorts eine Bodenbildung unter trockeneren Bedingungen etwa von der Art stattgefunden hat, die den „braunen Verwitterungshorizont“ erzeugte.

3. Die Steinanreicherung und die Dellenbildung lassen sich als nachfolgende Vorgänge deuten, wobei die Steinanreicherung mehr das Ergebnis eines trockenen kalten Abschnittes darstellt. Auf diesen folgte die Dellenbildung — wohl mehr als Auswirkung solifluktivfeuchter Bedingungen.

4. Mit Verlangsamung der Bodenbewegungen wurde auch in den Bereichen eine Deckschicht abgelagert, die zuvor durch Abtrag gekennzeichnet waren. Gleichzeitig fand eine Bodenbildung vom Typ des mehrfach schon genannten „schwarzen Bodens“ statt.

5. Die Sedimentation ging weiter (jetzt verstärkt?); die Neigung zur Bodenbildung nahm jedoch ab.

6. Bildung eines oberen schwarzen Bodens bei nachlassender Sedimentation.

7. Verbraunung des entlang der Oberfläche liegenden schwarzen Bodens.

Sowohl von der Untergrenze des unteren wie des oberen schwarzen Bodens laufen mit schwarzem, humos-lehmigem Material gefüllte schmale Spalten in die Tiefe. Dies läßt an der Lessivierung verwandte Vorgänge denken (d. h. Wanderung des tonigen Materials in tiefere Boden- und evtl. Gesteinshorizonte).

Für die Zeit nach Ablagerung des Decklehms können somit zwei alternierende Vorgänge herausgestellt werden, einmal Zeiten bevorzugter Materialverlagerungen (teils als Abspülung, teils in solifluktiver Form) und zum anderen Zeitabschnitte mit gesteigerter Tendenz zur Bodenbildung:

Verlagerung nicht nachweisbar	— Verbraunung
nur geringe Verlagerungstendenz	u. oberer schwarzer Boden
Ablagerung einer Deckschicht	— Bodenbildung nicht nachweisbar
geringe Verlagerungstendenz	u. unterer schwarzer Boden
solifluktiver Abtrag und Abspülung	—
—	— Naßboden
Ablagerung des Decklehms	

In dem Zeitabschnitt zwischen Bildung des Decklehms und dem Beginn der Verbraunung liegen demnach mehrere Böden und Verlagerungsphasen aus der Zeit der langsamen Wiedererwärmung nach dem Hochglazial der Würmeiszeit. Eine stratigraphische Deutung folgt nach Behandlung weiterer Spätglazial-Profile.

c. Das Profil Natternberg

Am südostseitigen Unterhang des Natternberges bei Deggendorf liegt dem würmeiszeitlichen Löß eine Deckschicht aus verlagertem Lößmaterial auf. Diese Deckschicht ist rd. 80 cm mächtig; aus ihr ist die nacheiszeitliche rd. 60 cm mächtige Braunerde entstanden.

Ins einzelne gehende Untersuchungen fehlen von dieser Stelle. Jedoch zeigte die Geländebeobachtung, daß diese Deckschicht dem Oberen würmeiszeitlichen Löß diskordant auflagert. Es fehlen somit Reste einer Bodenbildung aus der Zeit zwischen Lößablagerung und Deckschichtenbildung infolge Abtrags. Die lössige Deckschicht ist von kleinen Gesteinsbrocken durchsetzt. Dort, wo sie von der nachfolgenden Bodenbildung nicht überprägt wurde — also in den untersten 20 cm — weist sie eine deutliche hangparallele Schichtung auf. Im Gegensatz zum standfesten Löß ist auch das unverwittert gebliebene Material der Deckschicht locker ausgebildet.

Wenn dieses Profil hier mit erwähnt wird, so war dafür einmal maßgebend, daß bisher derartige Deckschichtenprofile kaum bekannt sind. Zum andern aber zeigt sich bei diesem Profil, daß das schluffige Lößmaterial weniger durch Solifluktion als vielmehr durch oberflächlich ablaufendes Wasser verlagert wurde.

d. Das Profil Bergrheinfeld

Das an anderer Stelle schon eingehend beschriebene Profil von Bergrheinfeld bei Schweinfurt (1959 c) zeigt neben denen von Manhartshofen und Argelsried wohl die reichhaltigste Ausbildung (Tab. 9) innerhalb der bisher bekannten Deckschichten-Profile.

Tabelle 9

Die Gliederung des Profils Bergrheinfeld und dessen Verbindung mit dem Maintal

Südöstlich des heutigen Maintales:	im Bereich des heutigen Maintales (Seehöhe rund 205 m):	nordwestlich des heutigen Maintales (Bergrheinfeld):	Gliederung:
Schwacher Podsol	z. T. Auelehm	verbrannte Pararendzina	
Flugsand	z. T. junge Talverschüttungen		
Braunerde			
	Sand	Oberer Schwemmlehm	Deckschicht
	Torf	„Schwarzerde“	Bodenbildung
Flugsand	Sand	Unterer Schwemmlehm	Deckschicht
	Tiefenerosion (rd. 8 m)	geringe Bodenbildung	Bodenbildung
Ausräumung?		Teilweise Ausräumung (= Diskordanz)	Erosion
?	geringe Akkumulation	sandiger Lehm Kryoturbationen	Stufe I
?	Tiefenerosion (rd. 6 m)	Verwitterung? Dellenbildung	Erosion
Aufschotterung der Niederterrasse (mehr als 10 m)			Hochglazial

e. Das Profil Iphofen

Von mehreren Stellen wurden bereits „schwarze Böden“ erwähnt, die bei sehr humusreicher Entwicklung zu dem „Pechanmoor“ im Sinne von W. L. KUBIENA (1953) überleiten (vgl. K. BRUNNACKER 1959 c). Doch geht es an dieser Stelle weniger um deren Genese als vielmehr um die damit zeitlich verknüpften Flußablagerungen und Deckschichten.

Die (normalerweise nicht besonders humusreichen) schwarzen Böden sind vornehmlich mit solchen lehmig-tonigen Deckschichten aus basenreichem bis kalkigem Material verknüpft, die zeitlich gesehen in die Übergangszeit vom Spät-

zum Postglazial zu stellen sind. Wie schon angedeutet, hat es einerseits in diesem Zeitraum Phasen bevorzugter Tendenz zur Bodenbildung und Phasen bevorzugter Neigung zur Deckschichtenbildung gegeben. Normalerweise ist jeweils ein Vorgang mehr in den Vordergrund getreten, ohne daß dadurch der andere völlig ausgeschaltet war. So zeigt sich auch in dem Gipsbruch östlich Iphofen (Abb. 1 in K. BRUNNACKER 1959 a), daß die Verkarstung des Gipses, die „Gips-schwarzerde“-Bildung und gleichzeitige Zuführung mergeligen Materials in engem genetischen Zusammenhang stehen. Nach der Bildung der „Schwarzerde“ ging die Ablagerung der Deckschicht jedoch weiter — vielleicht jetzt sogar intensiver als zuvor. Aus diesem Deckschicht-Material hat sich schließlich der nacheiszeitliche Boden entwickelt.

Für die zeitliche und vor allem genetische Beurteilung dieser Deckschicht ist bedeutsam, daß sie sich bei obigem Profil, aber auch bei entsprechenden anderen Profilen in Mainfranken von solchen Hängen ableiten läßt, die nach Westen bzw. Süden exponiert sind.

f. Das Profil Gadheim

Auf Blatt Würzburg Nord (vgl. K. BRUNNACKER 1958 a) liegt in den Trockentälchen der dort zum Teil noch vorhandenen großen Waldungen eine lehmige Füllung, die heute eine Braunerde mit nur schwachen Lessivierungsmerkmalen trägt. Im Profil Gadheim (= Profil 27 in Bodenkarte Würzburg Nord) wird durch dieses Gestein eine schwache braunerdeartige Bodenbildung überdeckt. Die unter diesem fossilen Boden liegende Füllung leitet sich von Lößmaterial ab, das vor seiner Umlagerung bereits einer Lessivierung, d. h. einer stofflichen Sonderung in einen tonarmen A3- und tonreichen B-Horizont ausgesetzt war.

Auch das Herkunftsgebiet dieser Deckschicht ist durch die Bodenkartierung sicher zu fassen: Es sind ebenfalls die nach Westen und Süden geneigten, meist relativ steilen Gehänge.

Nachdem sich gerade im trockenen Mainfranken und hier gerade an besonders trockenen Gehängen ein alter Abtrag andeutet, darf daraus auf eine besonders trockene Zeit bei Bildung dieser Deckschicht bzw. Füllung von Trockentälchen geschlossen werden.

g. Zusammenfassung

1. Die in das Spätglazial bzw. in das frühe Postglazial gestellten Deckschichten lassen sich ähnlich den Sandterrassen Nordbayerns durch kennzeichnende Böden untergliedern. Gemäß der Zusammenstellung in Tab. 10 kann den Stufen I, II und III jeweils eine Deckschicht gleichgesetzt werden — also „Deckschicht I, II und III“.

Nicht voll gesichert ist allerdings die Gleichzeitigkeit von Stufe III und Deckschicht III; denn die Stufe III konnte bisher nur in den Flußgebieten Südbayerns nachgewiesen werden, während die Deckschicht III sich auf die trockensten Bereiche Nordbayerns beschränkt. Doch spricht die Ursache beider Sedimente für zeitweilig trockenes Klima bzw. (jahreszeitliche?) Änderungen der Wasserführung in den Flüssen. Außerdem ist die Deckschicht I bisher nicht eindeutig nachgewiesen. In Argelsried finden sich Hinweise auf Abtrag in dieser Zeit; es wäre deshalb vielleicht angebracht von einer „Verlagerungsphase I“ zu sprechen.

Tabelle 10

Die Stellung der „schwarzen Böden“ und verwandter Bildungen zu den Deckschichten und Flußablagerungen

Flußablagerungen	Deckschicht	Argelsried	Straßkirchen	Berg-rheinfeld	Iphofen	Pulling (Freising Süd)
Stufe V						Stufe V
						Pechanmoor
Stufe IV						Stufe IV
Stufe III	Deckschicht III		Stufe III	Deckschicht	Deckschicht	
		schwarzer Boden	schwarzerde-ähnlicher Auenboden	schwarzer Boden	schwarzer Boden	
Stufe II	Deckschicht II	Deckschicht	Stufe II	Deckschicht	Deckschicht	
		schwarzer Boden	schwarzer Boden	schwache Bodenbildung	?	
Stufe I	Deckschicht I	Abspülung	Stufe I	Stufe I		
		Naßboden	Nieder-	Erosion		
Hochglazial		Oberer Löß	terrasse	Niederterrasse		

2. Unter periglazialen Bedingungen wurde die Deckschicht I und II gebildet. Die Deckschicht III zeichnet sich dagegen dadurch aus, daß sie von besonders trockenen Standorten abstammt. Rein soliflukative Bildungen sind aber auch in der Deckschicht I und II ausgesprochen selten. Die Dellenbildung in Argelsried ist vielleicht ein Ergebnis der nur lokal faßbaren Differenzierungen innerhalb der Deckschicht I bzw. der Bodenbildung zwischen Stufe bzw. Deckschicht I und II.

3. Den Bodenbildungsabschnitten — oder genauer den Zeiten intensivierter Bodenentwicklung — zwischen dem Hochglazial und Stufe I sowie zwischen der Stufe I und II, ferner zwischen Stufe II und III entspricht zum Teil eine gesteigerte Neigung zur Tiefenerosion. Sowohl die Böden wie die erosive Flußarbeit deuten auf etwas feuchtere Verhältnisse.

4. Die auf den ersten Blick nicht unerheblichen Unterschiede im Entwicklungsgang der angeführten Deckschichten-Profile lassen sich durch die regionale klimatische Differenzierung, die standörtliche Situation und die spezielle Art des jeweiligen Substrates erklären.

Argelsried und Manhartshofen liegen in einem kühlfeuchten Bereich, dessen besondere klimatische Eigenschaften sicherlich auch im Spätglazial zur Geltung gekommen sind. Demgegenüber gehört Berg-rheinfeld zu einem Gebiet, das durch besonders große Trockenheit gekennzeichnet ist. Das Profil Manhartshofen liegt außerdem an einem verhältnismäßig feuchten, nach Osten exponierten Hang, während in Argelsried der Hang nach der trockeneren Südseite geneigt ist. Auch das Ausgangsgestein zeigt gewisse Unterschiede. So konnte die Moräne erst

dann verwittern, als sie vom Gletscher freigegeben worden war. Dem Decklehm in Argelsried wurde jedoch schon während seiner Ablagerung zumindest ein erheblicher Anteil seines Kalkgehaltes weggeführt.

In Tab. 10 wurde das Profil Manhartshofen nicht mit aufgenommen, weil bei diesem Profil nicht eindeutig erwiesen ist, wie die beiden schwarzen Böden einzustufen sind. Sie vertreten möglicherweise nur einen Bodenbildungsabschnitt: entweder also einmal zwischen Stufe I und II sowie zwischen Stufe II und III oder insgesamt im Abschnitt zwischen Stufe II und III. Dieser Abschnitt zwischen Stufe I und II ist auch in anderen Profilen, wie noch zu erörtern ist, etwas unterteilt.

II. Bildungen aus sandigem Substrat

Wenn die Gehängeablagerungen aus sandigem Substrat gesondert von denen aus bindigem Material behandelt werden, so hat dies seinen Grund darin, daß die aus sandigen Gesteinen hervorgegangenen Böden sich in anderer Form entwickelt haben als die aus bindigem Material. Außerdem stehen diese sandigen Gehängebildungen durch ihre Böden mit den Sandterrassen Nordbayerns in engster Beziehung; sie stehen fernerhin mit den Flugsanden — wie diese wiederum mit den Sandterrassen — in zeitlichem und genetischem Zusammenhang. Selbstverständlich scheidet auch die Solifluktion als Bewegungsart bei dieser Deckschicht von vornherein aus. Weitgehend unabhängig von speziellen klimatischen Gegebenheiten wurden diese Sande durch oberflächlich abfließendes Wasser verlagert, wenn nur die Pflanzendecke nicht zu dicht ausgebildet war.

a. Das Profil Pyras

Bei Pyras auf Blatt Neumarkt (vgl. K. BRUNNACKER 1958 b) wurden folgende Profile aufgenommen (Abb. 6):

Pyras-Profil I:

Tiefe in cm

A 1—2	0—5	Humushaltiger, gebleichter, grober Sand
(B)	5—50	Brauner, schwach kleinkieshaltiger Sand
BC	50—70	Ockerbrauner Sand mit einigen millimeter- bis zentimeterdicken Rostbändern
fGo	70—80	Rötlichbrauner Kleinkies, durch Eisenausscheidungen etwas verfestigt
fGo	80—100	Braunroter Sand mit etwas Kleinkies, durch Eisenausscheidungen leicht verfestigt
C	100—400	Gelbgrauer, geschichteter Sand mit Kleinkies, vor allem im hangenden Bereich von zahlreichen zentimeterdicken Rostbändern durchzogen.

Dieses Profil, das sich in seinem Aufbau bei Pyras mehrfach wiederholt, besteht im unteren Abschnitt aus Sanden der „Niederterrasse“. Darüber folgt eine Kiesanreicherung, die als Rückstand einer Deflation zu deuten ist. Dieses „Steinpflaster“ wurde anschließend durch eine Bodenbildung überformt, das aus Eisenausscheidungen besteht, wie sie sich am ehesten im Schwankungsbereich eines Grundwasserspiegels bilden — also dem Go-Horizont eines alten Gleyes.

Wenn man die Eisenbänder in den darunter liegenden Sanden ebenfalls mit diesem Grundwasserspiegel in Verbindung bringt, dann müßte derselbe erhebliche Schwankungen gezeigt haben. Außerdem kommen solche Rostbänder auch in Flugsanden vor, wo sie üblicherweise als B-Horizont mit den meist darüber liegenden Bleichhorizonten eines Podsols in Zusammenhang gebracht werden. Es

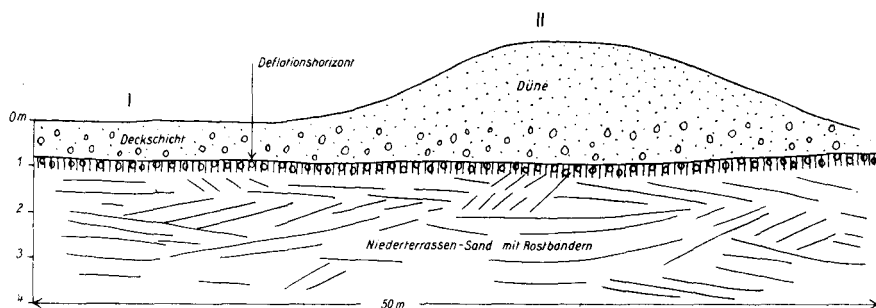


Abb. 6. Profil Pyras.

ist somit naheliegend, die Rostbänder etwas älter einzustufen als den bei Pyras darüber festgestellten Go-Horizont eines Grundwasserbodens bzw. den andernorts darüber gefundenen Podsol. — Demnach würden die Rostbänder bei Trockenlegung Ende der Stufe I entstanden sein. Darauf folgte ein Abschnitt mit etwas stärkerer Windeinwirkung (= Deflationshorizont). Anschließend ist der Gley mit seinem in Nähe der damaligen Oberfläche gelegenen Go-Horizont entstanden — somit muß im Laufe der Deflationszeit der Grundwasserspiegel wieder angestiegen sein. Den Abschluß bildet im Profil I eine periglaziale sandige Deckschicht von rd. 1 m Mächtigkeit, die von benachbarten Keuperhöhen abstammt.

Von besonderer Bedeutung ist bei Pyras aber, daß diese Deckschicht stellenweise nach oben zu in Dünen übergeht:

Pyras-Profil II:

Tiefe in cm

- | | | |
|-----|-------|--|
| A 1 | 0—2 | Humushaltiger, gebleichter Sand |
| A 2 | 2—10 | Hellgelber, schwach gebleichter Sand |
| (B) | 10—50 | Hellbrauner Sand |
| BC | 50—90 | Gelbbrauner Sand mit einzelnen dünnen Rostbändern |
| C | 90— | Graugelber Flugsand, in wechselnder Tiefe in kiesigen Sand der in Profil I genannten Deckschicht übergehend. |

In beiden Profilen ist der heutige Oberflächenboden als Braunerde entwickelt. Diese Braunerde ist, wie in unserem Arbeitsgebiet auf Flugsand in der Regel, leicht podsoliert.

b. Das Profil Bodenwöhr

Östlich der Straße Bodenwöhr—Erzhäuser wurde das folgende Profil, auf das mich Herr Dr. H. TILLMANN, München, freundlicherweise aufmerksam gemacht hat, aufgenommen (Abb. 7):

Tiefe in cm

- | | | |
|-------|------|---------------------------------|
| A 0 | 5 | Rohhumus |
| A 1 | 0—3 | Humushaltiger, gebleichter Sand |
| A 2 | 3—7 | Geblicherter Sand |
| B (B) | 7—60 | Brauner, kiesiger Sand |

D	60—100	Scharfkantiger bis wenig abgerollter Kleinschutt und gelbgrauer Sand, zum Teil ungeschichtet, zum Teil (besonders im Liegendbereich) geschichtet Diskordanz
C	100—110	Gelbgrauer Sand mit einzelnen zentimeterdicken Rostbändern
fGo	110—170	Rostbraun und rötlichbraun horizontal gebänderter Sand, entlang der Hangenseite mit Manganausscheidungen
C	170—300	Gelbgrauer Sand mit einzelnen Kiesschnüren (wenig abgerollt), mit bis 5 cm dicken wellig verlaufenden Rostbändern.

Aus diesem Profil läßt sich folgender Ablauf herauslesen:

1. Im Liegendbereich befinden sich die Sande der „Niederterrasse“, deren Sedimentation bis Ende der Stufe I angedauert hat.

2. Anschließend wurden diese Sande trocken gelegt. Es kam zur Ausscheidung der Rostbänder, die den Terrassenkörper in unregelmäßigem Verlauf durchziehen.

3. Als nächstjüngere Bodenbildung wird der Go-Horizont angesehen, der im obersten Bereich der Terrassensande liegt. Er war aber nicht an die damalige Oberfläche der Terrasse gebunden, sondern an den etwas daruntergelegenen Grundwasserspiegel. Die unter 2. erwähnten Rostbänder zeigen keinen direkten Zusammenhang mit diesem Go-Horizont. Wenn sie älter sind als der Go-Horizont, so bleibt allerdings wie bei Pyras noch zu klären, weshalb sie später — bei dem zu folgernden erneuten Anstieg des Grundwassers — nicht zerstört wurden.

4. Auf der Terrasse liegt eine periglazial-fluviatile Deckschicht. Bei deren Ablagerung wurde zum Teil der hangende Bereich der Niederterrasse etwas aufgearbeitet.

5. Aus dieser Deckschicht hat sich bis heute eine Braunerde gebildet, die sekundär etwas podsoliert wurde.

c. Zusammenfassung

Die Profile von Pyras und Bodenwöhr stehen in engem Zusammenhang mit den Sandterrassen Nordbayerns:

Pyras:	Bodenwöhr:	Gliederung:
Braunerde	Braunerde	
Flugsand Deckschicht	Deckschicht	Deckschicht bzw. Stufe II
Grundwasserboden (Go-Horizont)	Grundwasserboden (Go-Horizont)	
Deflation		Grundwasseranstieg
Rostbänder	Rostbänder	
„Niederterrasse“	„Niederterrasse“	Sedimentationsende = Ende der Stufe I

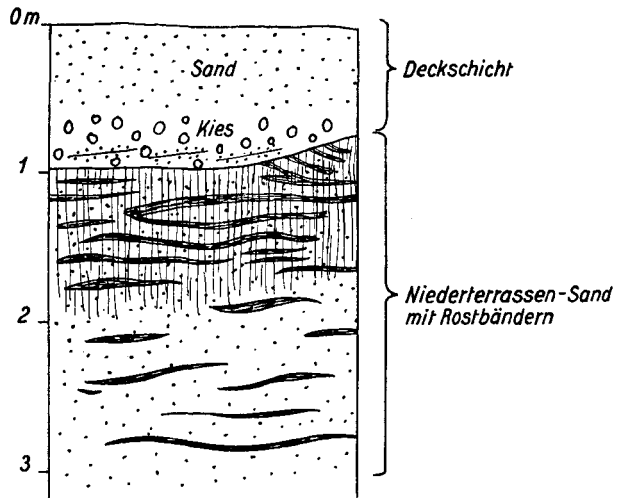


Abb. 7. Profil Bodenwöhr.

Nach dieser Zusammenstellung könnte auch die Auffassung aufkommen, daß die von Pyras und Bodenwöhr erwähnte Deckschicht nicht der Stufe II, sondern der Stufe III entspricht. Aber bei Straßkirchen und im Maintal hat sich gezeigt, daß diese letzte Flugsand- und Dünenbildung vor der endgültigen Wiederbewaldung auf das engste mit der Stufe II verknüpft ist. Wenn also die zeitliche Einstufung der starken Rostbänder vor der Bildungszeit des kräftigen Podsoles bzw. des zeitlich entsprechenden Grundwasserbodens richtig ist, dann deutet sich eine gewisse Untergliederung des zwischen Stufe I und Stufe II gelegenen Zeitabschnittes an. Es dürfte sich dabei wohl um einen kleineren Kälterückschlag gehandelt haben, der eventuell auch in Manhartshofen durch eine leichte solifluktionsartige Bodenbewegung zwischen den beiden schwarzen Böden vertreten ist: durch diese Bewegungen erst wurde der sonst anscheinend den gesamten Zeitraum umfassende Bildungsabschnitt des schwarzen Bodens aufgegliedert.

III. Äolische Ablagerungen

Im Rahmen der bisherigen Ausführungen wurde mehrfach auf äolische Ablagerungen verwiesen, insbesondere auf Flugsande. Diese äolischen Gebilde werden hier eingehender behandelt.

a. Sandlöß

Entscheidend für die Abgrenzung der hochglazialen Sedimente (Schotter und Löß) von petrographisch entsprechenden Bildungen des frühen Spätglazials (Stufe I, SpWb) ist der erhebliche Unterschied der bis heute daraus hervorgegangenen Böden (vgl. 1957 b). Aus den hochglazialen kalkreichen Sedimenten ist in unserem Klimagebiet inzwischen eine tiefgründige Parabraunerde entstanden; aus vergleichbaren Sedimenten der Stufe I (z. B. Altstadt-Stufe auf Blatt Freising Süd, Älterer Schwemmlöß auf Blatt Straßkirchen) hat sich bisher höchstens eine mittelgründige Braunerde gebildet.

Bei der Kartierung des Blattes Freising Nord wurde neben dem weitflächig verbreiteten Lößlehm mit Parabraunerde entlang dem Ampertal in zahlreichen, meist nur kleinen Einzelvorkommen ein Sandlöß mit mittelgründiger

Braunerde gefunden. Dieser Sandlöß erreicht lokale Mächtigkeiten bis rd. 4 m. Seine Unterlage ist teils unbekannt, teils besteht sie aus Solifluktionsschutt, teils aus dem genannten Lößlehm. Die Vorkommen liegen bevorzugt an nach Osten geneigten Hängen, maximal bis 1 km vom südlichen Talrand entfernt. Kleine Einzelvorkommen finden sich auch auf der Hochfläche und an nach W geneigten Steilhängen.

Bei dem aus dem Sandlöß inzwischen entstandenen Boden könnte daran gedacht werden, daß dessen schwacher Entwicklungsgrad das Ergebnis junger Erosion im Zuge der Bodennutzung ist. Doch gibt es neben den ackerbaulich bearbeiteten Flächen noch genügend unter Wald liegende Bereiche, die den ursprünglichen Bodencharakter anzeigen. Diese hier im großen und ganzen ungestörten Braunerden zeigen dieselbe schwache Ausbildung wie die des Älteren Schwemmlösses bei Straßkirchen (z. B. Profil Ittling in den Erläuterungen zur Bodenkarte Straßkirchen).

Wenn die bisher immer wieder bestätigte Beziehung zwischen Alter des Sedimentes und Bodenausbildung (innerhalb des Hoch- und Spätglazials der Würmeiszeit und des Postglazials) der Datierung zugrunde gelegt wird, dann ergibt sich für diesen Sandlöß entlang dem Ampertal ein Alter entsprechend der Stufe I. Eine jüngere Einstufung ist nicht möglich (z. B. Stufe II), da in dieser Zeit im Ampertal nichtkarbonatische Gesteine (vgl. S. 95) abgelagert wurden somit kein geeignetes Ausblasungsmaterial mehr zur Verfügung stand. Ein hochglaziales Alter scheidet ebenfalls aus — es sei denn, daß die hochglaziale Niederterrassenaufschotterung als jünger angesehen wird als der „Obere Löß“.

Somit wurde am Ende des Hochglazials schlagartig die Lößsedimentation zumindest in Süddeutschland beendet. Lediglich an lokalen Stellen war danach noch die Ablagerung von Sandlöß möglich: entlang dem Ampertal und auch am Oberrhein (vgl. A. SCHREINER 1958).

Dieser spätglaziale Sandlöß ist bei Burghausen am Ampertal am besten erschlossen (Abb. 8):

Burghausen-Profil I (nördlicher Ortsausgang):

Tiefe in cm

A	0—20	Humushaltiger, graubrauner, krümeliger, sandiger Lehm
C	20—100	Graugelber Sandlöß
C'	100—120	Graugelber Sandlöß mit einzelnen braunen bis zentimeterdicken Lehmstäben und Kiesschnüren
fA	120—160	Brauner Lehm
C	160—190	Bräunlichgrauer Lehm mit bis zentimeterdicken hangparallel verlaufenden Absonderungsflächen, entlang den Absonderungsflächen rostbraune Eisenausscheidungen
	190—300	Gelbbrauner Lößlehm mit einzelnen Kiesschnüren (vor allem im unteren Bereich)
	300—350	Kies der Oberen Süßwassermolasse.

Dieses Profil zeigt einen der Oberen Süßwassermolasse auflagernden Lößlehm. Dieser Lößlehm ist eine spezielle Ausbildungsform des typischen Lösses im Gebiet des tertiären Hügellandes (vgl. K. BRUNNACKER 1959 d). Gemäß dem normalerweise darauf liegenden Boden — einer Parabraunerde — wird er dem Oberen würmeiszeitlichen Löß gleichgesetzt. Im Burghausen-Profil I liegt über

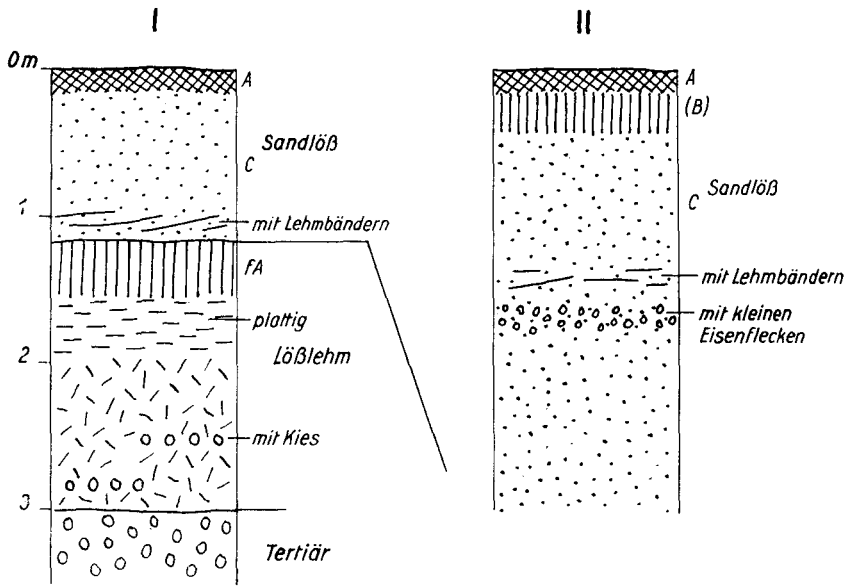


Abb. 8. Sandlöß-Profile bei Burghausen.

diesem Lößlehm noch spätglazialer Sandlöß. Vor dessen Ablagerung hat jedoch eine Bodenbildung im frühen Spätglazial (SpWa) stattgefunden. Diese Bodenbildung ist in der Form des „Braunen Verwitterungshorizontes“ (vgl. 1957 b) entwickelt, wie sie vor allem im W I/II in den Trockengebieten Bayerns möglich war. Die Eisenausscheidungen entlang den plattigen Absonderungsflächen an der Untergrenze des Bodens dürften wohl mit der primären Kalkarmut bzw. Kalkfreiheit dieses Lößlehms zusammenhängen. Die früher schon ausgesprochene Vermutung, daß dieses am Beginn des Spätglazials liegende Interstadial (SpWa) auf Löß vor allem durch Böden dieses Types vertreten war, erfährt damit eine gewisse Stütze. Auf dem Sandlöß selbst liegt hier eine durch junge Erosion bedingte Pararendzina.

Burghausen-Profil II (südlicher Ortsausgang):

Tiefe in cm

- | | | |
|-----|---------|---|
| A | 0—20 | Humushaltiger, graubrauner, bröckeliger, sandiger Lehm |
| (B) | 20—50 | Sattbrauner, bröckeliger, sandiger Lehm |
| C | 50—150 | Gelbgrauer Sandlöß, in Nähe der Untergrenze einzelne einige Millimeter dicke braune Lehmlagen |
| | 150—190 | Braungrauer Sandlöß, mit zahlreichen ganz kleinen Eisenflecken |
| | 190—300 | Gelbgrauer Sandlöß, nach unten zu zunehmend sandiger werdend, der Kalkgehalt nimmt dabei ab. |

In diesem Profil deutet vor allem der nach dem Liegenden hin deutlich zunehmende Sandgehalt die enge Verwandtschaft mit dem Flugsand an. In 150—190 cm Tiefe ist dem Sandlöß eine sehr schwache Bodenbildung zwischengeschaltet. Diese dem Tundren-Naßboden verwandte, jedoch wesentlich schwächere Bildung weist auf einen etwas feuchteren Zwischenabschnitt. Möglicher-

weise besteht eine genetische Beziehung der dadurch angedeuteten Zweiteilung des Sandlösses mit der Zweigliederung der Altstadt-Stufe bei München. Auf dem Sandlöß selbst liegt die kennzeichnende schwache Braunerde.

Vorläufig fehlen von diesem Sandlöß spezielle Untersuchungen über die Molluskenfauna; nach den bisherigen Beobachtungen scheint aber hier die *Fruticicola hispida* L. gegenüber der sonst im Münchener Gebiet vorherrschenden *Succinea oblonga* DRAP. zu dominieren. Es fragt sich aber, ob dafür standörtlich bedingte Unterschiede oder klimatologische Ursachen maßgebend sind (vgl. M. BRUNNACKER & K. BRUNNACKER 1956).

Ein entsprechender Sandlöß kommt als Auswehungsprodukt der Altstadt-Stufe entlang dem Langenbacher Trockental (östlich Freising) vor. Doch bestehen hier vorläufig mangels geeigneter Aufschlüsse Schwierigkeiten, diesen spätglazialen Sandlöß vom Oberen Löß zu trennen, da vielfach die heutigen Oberflächenböden infolge Ackernutzung erodiert sind — somit der Unterschied „mächtige Parabraunerde — schwache Braunerde“ verwischt ist.

Möglicherweise gehört auch das früher (1957 b) beschriebene Sandlöß-Profil von Schwaig ebenfalls hierher.

Diese Feststellung eines lößartigen Gesteins im frühen Spätglazial in Südbayern sollte den Quartärforschern zu denken geben, die durch allzu schematisches Denken verleitet, dem südbayerischen Raum „vollständige“ Lößprofile der Würmeiszeit mit der Begründung absprechen, daß hier aus irgendwelchen Gründen (z. B. zu kalt, oder vor allem zu feucht) nur eine höchst lückenhafte Überlieferung der Profile vorliegt. Daß gerade in diesem Raum hinsichtlich der früh- bis hochglazialen Fließerde-Lößfolge der Würmeiszeit eine für mitteleuropäische Verhältnisse ungewöhnlich differenzierte Untergliederung möglich ist, das wurde zur genüge erörtert (1957 b). Jetzt aber können wir zusätzlich noch die Frage aufwerfen: warum wurde dieser Sandlöß des frühen Spätglazials aus den deutschen Trockengebieten, in denen er doch nach der genannten Auffassung viel besser entwickelt sein müßte, bisher nicht bekannt gemacht (Ausnahme: Kaiserstuhl — A. SCHREINER 1958). Entweder fehlt er dort — dann spricht dies gegen den „Schematismus“ oder er ist bisher dort nicht erkannt — dann ist die Diskussion hinsichtlich einer überregionalen Gliederung der Würmeiszeit vorläufig noch nicht abzuschließen.

Die äolischen Sedimente, die Fließerden und die kalten wie warmen Böden sind so hochempfindliche Faziesbildungen, daß diese sich in ihren Einzelgliedern vorläufig nicht mit Sicherheit über die einzelnen Landschaftsräume hinaus verfolgen lassen. Es ist deshalb nötig, mit Hilfe aller verfügbaren Kriterien jeweils für eine Landschaft den jungpleistozänen Klima-ablauf zu rekonstruieren, dazu ist nicht die „Vollständigkeit“ der Lößprofile nötig, es genügt vielmehr der Hinweis auf mögliche Lücken innerhalb des jeweils entwickelten Systems. Die Ergebnisse der einzelnen Landschaftsräume lassen sich dann aneinanderfügen. Für Nord- und Südbayern wurde diese Arbeitsweise vorgeführt. Der neugefundene Sandlöß des frühen Spätglazials stellt damit insofern keine Überraschung dar, als diese „Kältespitze“ früher schon (1957 b) mit Hilfe anderer Kriterien festgestellt werden konnte.

Diese Bemerkungen gelten in gleicher Weise für das neuerdings zum Teil herausgestellte „Frühwürm“, „Altwürm“ usw. Die Feingliederung der Würmeiszeit kann sich nicht auf das Profil einer einzelnen Lehmgrube aufbauen, sie kann aber auch nicht von der Voraussetzung ausgehen, daß alle jungpleistozänen Lössе in einem Profil übereinander als Voraussetzung für die Entwicklung einer Feinstratigraphie vorhanden sein müssen — es gibt schließlich für den Geologen in den periglazialen Gebieten auch noch andere Kriterien als den Löß!

b. Lößähnliche Deckschicht mit „Lockerbraunerde“

Aus den deutschen Mittelgebirgen, insbesondere vom Vogelsberg, sowie aus dem alpinen Bereich hat E. SCHÖNHALS (1957 a, b u. c) neuerdings eine Deckschicht beschrieben, die nach Körnung und Mineralbestand als äolische Ablagerung anzusehen ist. Dieses Sediment wird von E. SCHÖNHALS in die jüngere Tundrenzeit gestellt.

Aus den höheren Bereichen der bayerischen Mittelgebirge ist bisher nur ein Zufallsbefund der Deckschicht bekannt geworden. Es handelt sich um eine Stelle in rd. 1100 m Seehöhe am Falkenstein bei Zwiesel in östlicher Exposition. Doch darf damit gerechnet werden, daß diese Bildung auch in Bayern weiter verbreitet ist, als es vorerst den Anschein hat.

Am Falkenstein liegt dem kristallinen Untergrund ein Gehängeschutt auf, der im unteren Teil stark verfestigt ist. Das Hangende bildet eine rd. 40 cm mächtige, schuttarme, lockere, braune, lehmige Schicht. Hierbei handelt es sich um diese Deckschicht mit „Lockerbraunerde“ als kennzeichnendem Boden. Wenngleich für die Deflationsbereiche in der jüngeren Tundrenzeit die höheren Lagen der Mittelgebirge ganz besonders günstige Voraussetzungen boten, so bleibt doch vorläufig unklar, weshalb auch die Ablagerungsbereiche der lößähnlichen Deckschicht auf größere Höhenlagen beschränkt waren.

Wie E. SCHÖNHALS (1957 a) ferner zeigen konnte, ist im alpinen Raum diese Deckschicht eng mit dem Problem der Buckelwiesen verknüpft. Und zwar soll es während und besonders nach ihrer Ablagerung infolge kryoturbater Vorgänge zur Bildung der charakteristischen „Buckel“ gekommen sein. Es ist jedoch schwierig, in der an Jahren nur verhältnismäßig kurzen jüngeren Tundrenzeit einen so vielgestaltigen Ablauf zeitlich unterzubringen, zumal Deckschicht und Buckelwiesen anscheinend auch auf Moränen der „Schlußvereisung“ anzutreffen sind. Außerdem war bisher ein Zusammenhang mit der Exposition, der doch bei einem äolischen Sediment könnte erwartet werden, bisher nicht zu erkennen. Im bayerischen Alpenanteil und seinem Vorland kommen die Buckelwiesen und diese Art von Deckschicht dort vor, wo sehr kalkreiches Material den Untergrund bildet. Das ist besonders auf den Moränen der Fall. Es ist somit nahelegend, die Bildung der Buckel als Ergebnis einer kräftigen Verkarstung zu betrachten. Kühlfeuchtes Klima und Waldbestockung begünstigten und konsolidierten dieses Karstrelief — auf diese Möglichkeit hat jüngst S. MÜLLER (1959) hingewiesen.

c. Flugsand

Flugsande sind besonders aus dem Donautal und aus Nordbayern bekannt.

1. Die Flugsande im Donau-Tal bei Straßkirchen

Im Donautal finden sich Dünenfelder entlang dem Donaumoos. Sie ziehen sich von hier bis gegen Schrobenhausen hin (vgl. G. ABELE 1938). Wenigstens in der Schrobenhausener Gegend liegen darauf schwache Braunerden. Im Donaumoos kommen im Bereich der dort noch nicht näher pedologisch untersuchten Dünen steinzeitliche Artefakte vor, die bisher den einzigen Ansatz einer engeren Verknüpfung mit dem Jungpaläolithikum bzw. Mesolithikum gestatten und die somit vielleicht eines Tages eine gewisse Schlüsselstellung für eine einwandfreie Datierung bilden könnten.

Aus der Straubinger Gegend erwähnt G. PRIEHÄUSSER (1953) ebenfalls Flugsande. Auf Blatt Straßkirchen sind diese Sande im Donautal zu flachen Dünen dort zusammengeweht, wo das Tal sich stark weitet. Die Dünen sind eindeutig mit der Stufe II der Flußaufschüttungen verknüpft, da sie dem Tal-sand ohne zwischengeschalteten Hiatus aufliegen. Im Laufe dieses Abschnittes wurde somit die fluviatile Sedimentation an dafür besonders geeigneten Stellen von der äolischen Sedimentation abgelöst. Ein ähnlicher Fall wurde schon von Pyras beschrieben (S. 113). Auch bei Straßkirchen hat sich aus diesen Sanden inzwischen eine schwache Braunerde gebildet.

2. Die Flugsande im Rednitztal bei Erlangen

Von Kraftshof wurde ein Dünenprofil erwähnt, das aus einem älteren Flugsand besteht, der — davon durch einen Podsol getrennt — von einem jüngeren Flugsand überdeckt wird (K. BRUNNACKER 1955). Meistens aber fehlt im Erlanger Gebiet dem älteren Flugsand eine jüngere Überdeckung. Normalerweise liegt somit heute auf dem älteren Flugsand ein Podsol als Oberflächenboden. Der Oberflächenboden zeigt bemerkenswerterweise die gleiche Ausbildung wie dort, wo er unter jüngerm Flugsand begraben liegt. Der bei Erlangen weniger häufige jüngere Flugsand trägt dagegen wiederum eine schwache Braunerde als Oberflächenboden. Durch die Verknüpfung mit den Sandterrassen der Rednitz ist die zeitliche Stellung beider Flugsande umrissen: der ältere Flugsand entspricht der Stufe I bzw. die Beendigung seiner Ablagerung fällt mit dem Bildungsende der Stufe I zeitlich zusammen. Der jüngere Flugsand dagegen entspricht der Stufe II, teilweise auch der zweiten Hälfte dieses Abschnittes (soweit er Flußablagerungen der Stufe II auflagert).

Am südlichen Ortsausgang von Erlangen wurde neuerdings das folgende Dünenprofil aufgenommen, das geeignet erscheint, zu der mehrfach schon angeschnittenen Frage der zeitlichen Einordnung der Rostbänder Stellung zu nehmen (Abb. 9):

Tiefe in cm			
A 0	2	Rohhumus	} jüngerer Flugsand mit (sekundär) podsoliger Braunerde
A 1	0—3	Humushaltiger, gebleichter Sand	
A 2	3—7	Gebleichter Sand	
(B)	7—45	Hellbrauner Sand	
C	45—70	Gelbgrauer Sand	
	70—85	Ockerbraungrauer Sand (umgelagertes Material eines B-Horizontes)	} älterer Flugsand mit Podsol
fA 2	85—110	Gebleichter, grauer Sand, mit einzelnen (sekundären) millimeterdicken Rostbändern	
fA 2'	110—150	Gelbgrauer Sand	
BC	150—250	Gelbgrauer Sand mit zahl- reichen zentimeterdicken Rostbändern.	

Allgemein zeigt sich, daß die zahlreichen und durchschnittlich zentimeterdicken wellig oder längs der Schichtungsflächen verlaufenden Rostbänder in den sandigen Sedimenten der Stufe I bzw. des dieser Stufe entsprechenden Flugsandes auftreten. In jüngeren Sanden kommen dagegen meist nur millimeterdicke Rostbänder — und auch diese nur vereinzelt — vor.

Obiges Profil deutet an, daß die Rostbänder in keinem direkten Zusammenhang mit dem auf dem älteren Flugsand gebildeten Podsol stehen; denn die Rostbänder sind in Nähe des A 2-Horizontes des Podsols sogar wieder bei Bildung dieses Podsols zerstört worden. Dies schließt andererseits aber nicht aus, daß die Rostbänder besonders gut geeignet waren — und bei entsprechendem Oberflächenboden auch noch sind — das bei der Podsolierung ausgewaschene Eisen abzufangen und somit zusätzlich als B-Horizont des Podsols wirksam zu werden.

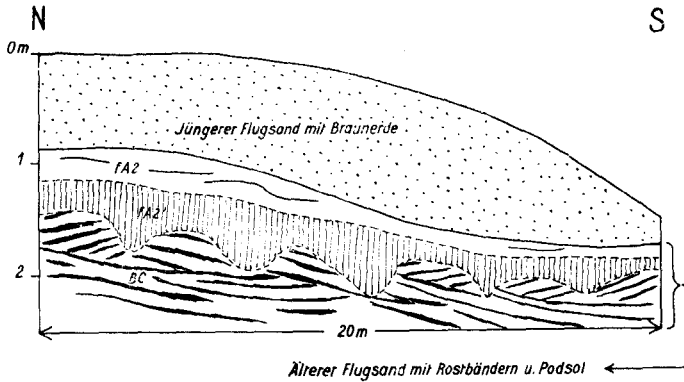


Abb. 9. Flugsand-Profil südlich Erlangen.

Damit erhebt sich die Frage nach dem Bildungsmechanismus der Rostbänder. Es ist denkbar, daß es sich um die Folgen eines Wechselspiels zwischen Reduktion und Oxydation handelt. Dafür spricht das bevorzugte Auftreten der Bänder entlang den Schichtflächen und den Lagen mit etwas größerer Körnung. Voraussetzung aber ist, daß eine gewisse Vegetation reduzierend wirkende Stoffe erzeugt hat. Es muß auch die Obergrenze des Dauerfrostbodens mehrere Meter tief unter der Oberfläche gelegen haben. Man könnte vielleicht auch an einen Zusammenhang zwischen der tiefgründigen winterlichen Frostwirkung und der Entstehung der Rostbänder denken. Fernerhin muß in den Talbereichen die Wasserführung so beschaffen gewesen sein, daß die Rostbänder sich bis mehrere Meter unter der Oberfläche bilden konnten. Dies könnte einmal durch Tiefenerosion als das Wahrscheinlichere möglich gewesen sein. Es wäre aber auch denkbar, daß eine spezielle Art der Wasserführung ohne größere erosive Wirkung das Entstehen der Bänder gestattet hat. Andererseits sprechen die Profile Pyras und Bodenwöhr dafür, daß bei Bildung des Gleyes und anschließend der Stufe II bzw. Deckschicht II der Grundwasserspiegel wieder in Oberflächennähe lag.

Die Bezeichnung „Grundwasser“ ist vielleicht nicht ganz eindeutig, da es sich in dieser Übergangszeit vom Spät- zum Postglazial ja noch um mehr oder weniger kalkklimatische Vorgänge gehandelt hat, die sich durch aktuogeologische Überlegungen so lange nicht einwandfrei klären lassen, so lange nicht die Gegebenheiten der heutigen Kaltgebiete zur Grundlage genommen werden können. Aber gerade in dieser Hinsicht ist bisher nicht allzuviel bekannt geworden.

Das Eisen, das in den Rostbändern angereichert ist, dürfte aus dem Sediment selbst stammen; jedenfalls gibt es derzeit keine Erklärung, die dem geschilderten Befund mehr gerecht werden könnte.

3. Die Flugsande im Maintal bei Schweinfurt

Südlich Schweinfurt liegt der „Niederterrasse“ der jüngere Flugsand auf. Dieser geht stellenweise in Dünenfelder über (vgl. Tab. 9). Auch hier trägt der Flugsand eine schwache Braunerde. Wo aber diese Braunerde in neuerer Zeit geköpft wurde, ist wieder ein Podsol entstanden. Dieser junge Podsol unterscheidet sich jedoch eindeutig durch seine schwache Ausbildung von dem auf den

älteren Flugsanden liegenden Podsol. Auch treten im jüngsten Sand bzw. Flugsand nur schwache, millimeterdicke Rostbänder vereinzelt auf, wie sie auch im jüngeren, Braunerde tragenden Flugsand vorkommen können.

4. Die Flugsande im Maintal bei Kitzingen

Noch klarer als bei Schweinfurt zeigen sich die Auswirkungen jüngster Flugsandbewegungen im Klosterforst bei Kitzingen. In diesem Wald, der sich zwischen Albertshofen und Kleinlangheim hinzieht, liegen ausgedehnte Dünenfelder. In einigen geeigneten Aufschlüssen ist hier zu sehen, daß über dem Lettenkeuper eine fluviatile Deckschicht aus zum Teil lehmigem Sand des mittleren Pleistozäns lagert. Der Kern darauf vorkommender größerer Dünen zeigt die mehrfach genannte starke Rostbänderung. Diskordant wird dieser Kern von dem jüngeren Dünensand überdeckt. Aus dem jüngeren Flugsand hat sich, wie zu erwarten, eine schwache Braunerde gebildet. Soweit die Profile ungestört sind, wurde diese Braunerde in neuester Zeit etwas podsoliert — es ist somit inzwischen ein Bodentypenwandel eingetreten. Wo in letzter Zeit der jüngere Flugsand erneut durch Sand überdeckt wurde, ist seither auf dem umgelagerten Material wie auf den geköpften Dünen ein schwacher Podsol entstanden. Hier hat sich also die Podsolierung auf „frischem“ Material ausgewirkt, während sie bei ungestörten Profilen die zuvor gebildete Braunerde überprägte.

Bei der Kartierung des Gradabteilungsblattes Iphofen konnte festgestellt werden, daß diese jüngste Deckschicht, neben lokalen Abschwemmungen, das Ergebnis junger Windeinwirkungen darstellt. Die Verwehungen dieses jüngsten Flugsandes gehen gemäß einigen durch Herrn Professor Dr. G. Kossack, Kiel, als „Hallstatt B“ bestimmten Keramikresten auf ausgedehnte Rodungen im frühen Subatlantikum zurück. An verschiedenen Stellen liegt der jüngste Flugsand auch bis rd. 20 cm mächtigen Moorbildungen auf. Die von Herrn Dr. Dr. h. c. H. Gross, Bamberg, vorgenommenen pollenanalytischen Untersuchungen haben das prähistorische Ergebnis bestätigt (vgl. K. BRUNNACKER 1958 c); wichtig ist dabei vor allem der Nachweis von Getreidepollen. Die Vermoorung dürfte in diesem Falle weniger die Folge einer Klimaverschlechterung im frühen Subatlantikum als vielmehr die Auswirkung ausgedehnter Rodungen sein.

d. Zusammenfassung

1. Entlang dem Ampertal kommt lokal ein Sandlöß vor, welcher der Stufe I gleichgesetzt wird; er gehört somit in das frühe Spätglazial. Er ist durch eine etwas feuchtere Phase untergegliedert.

2. Die Untersuchungen über die Flugsande im Donautal und in Nordbayern haben erbracht (Tab. 11):

a. Es lassen sich drei verschiedenalterige Flugsande erkennen. Der älteste davon entspricht der Stufe I und somit dem Sandlöß entlang dem Ampertal; anscheinend aber wurde der Sand z. T. bereits im Hochglazial ausgeblasen, mangels einer Fixierung durch eine geeignete Bodenbildung hielt die Verwehung jedoch bis gegen Ende der Stufe I an.

b. In diesem älteren Flugsand bildeten sich nach Ende der Stufe I zuerst die genetisch noch problematischen Rostbänder. Anschließend war stellenweise

eine nicht sehr kräftige Verwehung möglich (z. B. in Pyras). Darauf ist auf dem Sand ein Podsol entstanden. Dieser Podsol zeigt in seiner Ausbildung kaum Unterschiede — gleich ob er an der heutigen Oberfläche liegt oder ob er unter jüngeren Flugsanden begraben liegt. Im Zuge dieser Podsolierung wurden die zuvor gebildeten Rostbänder in Oberflächennähe wieder aufgelöst. An Stelle des Podsols konnte in geeigneten Bereichen der Go-Horizont eines Gleyes entstehen.

Tabelle 11

Die Gliederung der äolischen Sedimente und deren Böden

heutiger Oberflächenboden					Gliederung
Parabraunerde	schwache Braunerde	Podsol	podsolige Braunerde	schwacher Podsol	
			Podsolierung		Hallstatt B
			Flugsand		
			Braunerde		Stufe II
			Flugsand		
		Podsol			
		Deflation z. T.			
		Rostbänder			
			Flugsand		Stufe I
Brauner Verwitterungshorizont und verwandte Böden					Hochglazial („W II“)
Löß	Sandlößfazies	Lößlehmfazies			

c. In der Zeit der Stufe II, besonders in deren zweiten Hälfte, wurde der jüngere Flugsand verlagert. Teils wurde er in den breiten Talauen bei nachlassender Wasserführung zu Dünen zusammengeblasen (Donautal und Maintal); teils wurden auch ältere Dünen überarbeitet (Klosterforst bei Kitzingen); teils wurde neues Material aus den Talbereichen ausgeweht und älteren Ablagerungen aufgelagert (vor allem bei Erlangen). Aus diesem jüngeren Flugsand ist anschließend eine schwache Braunerde entstanden.

d. Ein jüngster Flugsand konnte sich in unserem Arbeitsgebiet im Zuge hallstattzeitlicher Rodungen bilden. Dieser Flugsand trägt wiederum einen schwachen Podsol. Soweit eine Braunerde zuvor aus den Sanden der Stufe II bzw. dem zeitlich entsprechenden Flugsand gebildet worden war, wurde sie entsprechend der Podsolbildung auf „frischem“ Substrat sekundär etwas pod-

soliert. Der Bodentypenwandel von der Braunerde zum Podsol darf als Ergebnis der Klimaverschlechterung im Subatlantikum angesehen werden — bis zu einem gewissen Grad wohl auch als Folge junger, durch den Menschen bedingter Kiefern-Monokultur.

IV. Die Gliederung des Spätglazials und des frühen Postglazials

Nicht nur bei bodengeschichtlichen Untersuchungen (z. B. K. BRUNNACKER 1959 c, 1959 e) werden genauere Angaben dadurch erschwert, daß es bisher nicht möglich war, einmal die Unterabschnitte des Spätglazials und des frühen Postglazials geologisch genauer zu erfassen und zum anderen eine einwandfreie Parallelisierung mit der pollenanalytischen Gliederung zu erreichen. An sich gibt es mehrere Möglichkeiten, die Schwierigkeiten bezüglich der Stratigraphie zu beseitigen: 1. durch eine direkte Verknüpfung mit pollenanalytischen Untersuchungen, 2. durch C^{14} -Datierungen und 3. durch die Verbindung mit prähistorischen Kulturen. Für jede dieser Möglichkeiten bieten sich in unserem Arbeitsgebiet gewisse Ansatzpunkte. Beim derzeitigen Forschungsstand ist es jedoch noch nicht möglich, darauf wirklich eindeutige Folgerungen aufzubauen. So besteht vorläufig der einzige Weg darin, die angeführten geologischen und eventuell auch bodenkundlichen Befunde für sich zu einem einigermaßen in sich geschlossenen klimatologischen Bild zusammenzufügen, das mit den Ergebnissen der Pollenanalyse vergleichbar ist. Grundsätzliche Ansatzpunkte sind bereits in Tab. 3 angeführt.

Früher (1957 b) wurde für das frühe Spätglazial folgende Arbeitsgliederung entwickelt:

SpWc = Rückzug der Gletscher in die Alpen (also noch „voralleröd“)

SpWb = Gletscherhalt des Ammerseestadiums

SpWa = Rückzug der Gletscher vom Jungendmoränenbereich

Hochglazial

Die Abschnitte SpWb und c wurden dabei der Ältesten Tundrenzeit gleichgesetzt — also dem ältesten Abschnitt der vom Postglazial ausgehenden, und dann auf das Spätglazial hin ausgebauten pollenanalytischen Gliederung. Die weitere Untergliederung wird jedoch dadurch problematisch, daß sich geologische Vorgänge stärker herausheben, zu denen das pollenanalytische Schema keine Parallelen aufweist (z. B. Stufe III und Deckschicht III).

a. Der Klimaablauf auf Grund geologisch-bodenkundlicher Befunde

In Tabelle 12 sind die derzeit in Bayern einigermaßen sicher greifbaren geologischen und bodenkundlichen Befunde über das Spätglazial und frühe Postglazial zusammengestellt. Damit ergeben sich hinsichtlich des klimatischen Werdeganges dieser Zeit folgende Gesichtspunkte:

1. Die Aufschotterungstendenz in den Flußgebieten ist das Ergebnis nachlassender Schleppkraft des Wassers (trockenes Klima, Änderung in der jahreszeitlichen Verteilung der Wasserführung, verstärkte Zulieferung von Schutt u.

Table 12
Die Gesamtgliederung des Spätglazials und frühen Postglazials

Flußablagerungen in Südbayern:	Sandterrassen in Nordbayern:	Lehmige Deckschichten:	Sandige Deckschichten:	Äolische Bildungen:	Klimatologische Deutung:	Stratigraphische Deutung:
Stufe III		Deckschicht III			ziemlich trocken, warm?	Boreal (DA V) (Stufe III = DA IV b?)
Erosionstendenz	Erosionstendenz	z. T. schwarzer Boden z. T. braunerdeartiger Boden			relativ feucht, kühl	Präboreal (DA IV)
Stufe II	Auf-	Deckschicht II	Flug-sand Deckschicht II	Flugsand	relativ trocken, kalt	Jüngere Tundrenzzeit (DA III)
z. T. Erosionstendenz	schotterung	schwarzer Boden	Podsol	Podsol	relativ kühl-feucht	Alleövöd (DA II)
		z. T. Verlagerungen	z. T. Deflation		relativ kühl-trocken	Ältere Tundrenzzeit (DA I c) ?
Stufe I	ver-schieden lange	den	Rostbänder	Rostbänder	relativ kalt-feucht	Bölling (DA I b) ?
Innere Altstadt-Stufe		Deckschicht I	?	Flug-sand u. Sand-löß	± kalt-trocken (mit feuchterer Zwischenphase)	Älteste Tundrenzzeit (DA I a) = Ammerseestadium = SpWb
Äußere Altstadt-Stufe						
z. T. Erosionstendenz, asymmetrische Täler	andauernd				kalt bis kühl, mäßig feucht	SpWa
Niederterrasse	Hauptterrasse			Flugsand, Löß, Sandlöß, Lößlehm, Decklehm	kalt-trocken	Hochglazial („W II“)

dgl.) — im einzelnen somit die Auswirkung recht komplexer Vorgänge. Nachlassende Schuttfzufuhr, erhöhte Wasserführung, feuchteres Klima führen dagegen mehr zu Belebung der Erosion.

In den Kaltzeiten waren vor allem die Stadia durch Aufschotterungstendenz gekennzeichnet — also die trockenkalten Abschnitte. Es fragt sich aber, ob diese Überlegungen auf die Zeit zunehmender Erwärmung und Wiederbewaldung am Ende einer Kaltzeit ohne Einschränkungen übertragen werden können — wieweil die Gesetzmäßigkeiten der Flußarbeit die gleichen geblieben sind.

2. Der Sandlöß und die Flugsande sind das Ergebnis einer lichten Pflanzendecke, die dem Wind gestattet hat, seine Wirkung voll zu entfalten. Die Pflanzendecke kann infolge trockenen bzw. kalten Klimas oder beider Faktoren gemeinsam gelichtet sein. Für den Sandlöß, den älteren und jüngeren Flugsand gilt dies sicherlich. Der jüngste Flugsand dagegen geht auf ausgedehnte Rodungen durch den prähistorischen Menschen zurück.

Die direkte Verknüpfung der Stufe II mit dem jüngeren Flugsand deutet ein starkes Nachlassen der Wasserführung in der zweiten Hälfte dieses Abschnittes an.

3. Auch die lehmigen und sandigen Gehängebildungen sind als Folge eines trocken-kalten Klimas zu deuten. Soliflukative Vorgänge wurden, wie eingangs erörtert, im Spätglazial als der Zeit der Wiedererwärmung nicht sonderlich begünstigt.

Die oben vorgetragenen Beobachtungen, wonach im Spätglazial an den Gehängen wenigstens großenteils „Abspül“-Vorgänge wirksam waren, finden eine Stütze in der Gleichzeitigkeit mit den Aufschotterungsphasen und der Bildung von Flugsanden.

Eine Besonderheit stellt die Deckschicht III insofern dar, als diese sich auf die trockensten Gebiete Bayerns und dort herkunftsmäßig auf ausgesprochen trockene Abtragsbereiche (nach Süden und Westen exponierte Hänge) beschränkt.

4. Die mächtigen Kryoturbationen von Bergrheinfeld im unteren Abschnitt der Stufe I sind einmal standortbedingt (Delle). Sie sind Indikatoren für noch glaziales, kontinentales Klima. Die Frostwirkungen in der Oberen Deckschicht von Manhartshofen deuten ebenfalls noch auf kaltes Klima.

5. Die Dellenbildung in der Niederterrasse bei Schweinfurt und die zum Teil asymmetrischen Tälchen in der Niederterrasse bei München (vgl. C. RATHJENS 1952) sowie bei Epfach gehören in den zwischen dem Hochglazial und der Stufe I liegenden feuchteren Abschnitt.

6. Die zwischen dem Hochglazial und der Stufe I sowie zwischen der Stufe I und II, ferner zwischen Stufe II und III gelegenen Abschnitte waren durch Nachlassen der Verlagerungstendenz an den Gehängen gekennzeichnet, zum Teil ist auch eine Belebung der Tiefenerosion feststellbar. Insbesondere aber waren die Zwischenabschnitte durch intensivierete Bodenbildungsvorgänge ausgezeichnet.

Zwischen dem Hochglazial und der Stufe I liegt ein Bodenbildungsabschnitt, der sich bisher fast nur indirekt durch unterschiedliche Ausbildung der Oberflächenböden aus kalkigem Substrat ausweist (vgl. 1957 b). Lediglich in Argelsried ist aus dieser Zeit ein standortsbedingter Naßboden und bei Burghausen ein Boden vom Typ des „Braunen Verwitterungshorizontes“ erhalten. Wir dürfen vermuten, daß dieser Abschnitt normalerweise durch Böden gekennzeichnet war, wie sie früher schon aus dem WI/II trockener Gebiete beschrieben wurden („Brauner Verwitterungshorizont“).

Zwischen der Stufe I und II wurden nach Ausweis der sandigen Flußablagerungen und der Flugsande zuerst die genetisch problematischen Rostbänder gebildet. Anschließend — oder

lokal durch eine Deflationsphase getrennt — ist ein Podsol bzw. an geeigneten Standorten ein Gley entstanden. Das Wasser muß demnach jetzt wieder mehr in Oberflächennähe gestanden haben — vielleicht als Folge von Aufschüttungen in der erwähnten Zwischenphase oder in Zusammenhang mit Veränderungen in der Lage des Dauerfrostbodens zur Oberfläche. Auf basenreichem lehmigem Gestein entstanden außerdem „schwarze Böden“.

Zwischen Stufe II und Stufe III (die vorläufig nicht voll gesichert mit der Deckschicht III in Zusammenhang gebracht wird) konnten, besonders in Mainfranken, ebenfalls schwarze Böden entstehen. Diese in mehreren Phasen gebildeten schwarzen Böden sind das Ergebnis feuchterer bis (substratbedingt?) wechselfeuchter Bodenverhältnisse (vgl. K. BRUNNACKER 1959 c).

Insgesamt gesehen lassen sich die beschriebenen Beobachtungen durch eine langsame Erwärmung mit zunehmender Vegetationsdichte erklären. Der allgemeine Entwicklungsgang war durch relativ kalttrockene „Stadiale“ und kühlfeuchte „Interstadiale“ unterteilt. Wir können daraus den in Tab. 12 zusammengestellten Klimaablauf ableiten. Jedoch bleibt noch immer offen, wie dieser Ablauf mit der pollenanalytischen Gliederung (vgl. Tab. 1) in Verbindung gebracht werden kann und wo somit die konventionelle Grenze Spätglazial/Postglazial liegt. Die stratigraphische Grenze muß ja mit der Fazies nicht unbedingt übereinstimmen. Großregional und in Abhängigkeit von der Höhenlage kann die glaziale und periglaziale Fazies mit dem Ende des Spätglazials auch gar nicht abgeschlossen sein, wie umgekehrt die endgültige Wiederbewaldung örtlich zu verschiedenen Zeiten einsetzte.

b. Die Stratigraphie des Spätglazials und frühen Postglazials

Für die vergleichende Gegenüberstellung der hier entwickelten geologischen Gliederung mit der pollenanalytischen Stratigraphie sind deshalb folgende Überlegungen maßgebend (vgl. Tab. 12):

1. Die Flußablagerungen der Stufe I werden — wie schon früher versuchsweise angewandt — mit dem Ammersee-Stadium in Zusammenhang gebracht. Dieses wiederum wird mit der ältesten Tundrenzeit gleichgesetzt. Zwischen dem Hochglazial und dem Ammersee-Stadium liegt ein Interstadial, das früher als „SpWa“ bezeichnet wurde. Der Abschnitt „SpWb“ würde somit dem Ammersee-Stadium (= Stufe I = Teil der Ältesten Tundrenzeit) entsprechen.

2. Der feuchtere Abschnitt, der zwischen Stufe I und II liegt, könnte dann dem Bölling, dem Bölling bis Alleröd bzw. allein dem Alleröd entsprechen. Bei der letzteren Möglichkeit würden allerdings das Bölling und die Ältere Tundrenzeit nicht vertreten sein und wären somit in den Abschnitt der Stufe I einzubeziehen. Nachdem aber dieser zwischen Stufe I und II gelegene Abschnitt in sich zumindest andeutungsweise eine gewisse Untergliederung aufweist, ist es naheliegend, hierin den Abschnitt „Bölling bis Alleröd“ zu sehen. Die Ältere Tundrenzeit käme somit in unserem Arbeitsgebiet nur lokal als Kälterückschlag zu einiger Auswirkung.

Nachdem gerade für diesen Zeitraum keine eindeutigen pollenanalytischen Angaben aus unserem Arbeitsgebiet vorliegen, muß naturgemäß hier auch weiterhin einige Unsicherheit herrschen.

3. Die Stufe II vertritt einen eindeutigen, weitverbreiteten Kälterückschlag. Es ist naheliegend, aber wiederum nicht voll gesichert, diesen der Jüngeren Tundrenzeit gleichzusetzen.

4. Damit bleibt offen, wo die Stufe III und die Deckschicht III hingehören. Die Stufe III könnte eventuell dem gebietsweise nachgewiesenen, klimatologisch jedoch unklaren Birkengipfel in der zweiten Hälfte des Präboreals (IV b bei F. FIRBAS 1949) entsprechen. Die Deckschicht III dagegen würde eher in das Boreal „passen“, das nach H. ZEIDLER (1939) im mittleren Maingebiet durch größere Trockenheit gekennzeichnet war.

C. Limnische Bildungen des Postglazials

Nachdem die Übergangszeit vom Spätglazial zum Postglazial und das frühe Postglazial bereits oben behandelt wurden, geht es in diesem Abschnitt darum, das weitere erdgeschichtliche Geschehen im Postglazial darzulegen. Auf der Grundlage der limnischen Bildungen wird die Postglazialzeit bis etwa zur Stufe V behandelt. Im speziellen aber ist die Ausdeutung dieser limnischen Sedimente auf das Engste mit der Frage nach dem Klimaablauf im „Subboreal“ verknüpft: War das Subboreal wirklich ein verhältnismäßig trocken-kontinentaler Abschnitt, der durch den „Klimasturz um 800 v. Chr.“ abgeschlossen wurde, oder bildet — wie neuerdings H. GROSS (1958) darlegt — dieser Abschnitt den allmählichen Übergang von der Wärmezeit zur Nachwärmezeit — allerdings durch mehrere Klimaoszillationen modifiziert?

Wünschenswert sind für die Zukunft systematische Altersbestimmungen mit Hilfe der C^{14} -Methode; denn dadurch wäre es noch am ehesten möglich, eine Brücke zwischen den geologischen und den pollenanalytischen Befunden zu schlagen. Die bis jetzt aus unserem Arbeitsgebiet und benachbarten Ländern vorliegenden einschlägigen C^{14} -Daten reichen nämlich keineswegs aus, sich ein Urteil zu bilden (vgl. einschlägige C^{14} -Daten bei: F. FIRBAS, K. O. MÜNNICH & W. WITTE 1958, K. O. MÜNNICH 1957, H. GROSS 1958, H. J. SEITZ 1955/56, P. GROSCOPF 1957, K. BRUNNACKER 1959 e).

Vorläufig ist es z. B. noch höchst problematisch, ob die von F. FIRBAS, K. O. MÜNNICH & W. WITTE (1958) im Fichtelgebirge genannte Trockenzeit um 5300 v. Chr. mit unserer Deckschicht III in zeitlichem und genetischem Zusammenhang steht. Ebenso fehlt für die jüngste der dort gefundenen Rekurrenzflächen (C^{14} -Daten zwischen 330 und 385 n. Chr.) eine Beziehung zur Stufe V.

Bei weiterer Kenntnis sowohl der geologischen, der pollenanalytischen wie der C^{14} -chronologischen Befunde, sollte es somit möglich sein das hier entworfene erdgeschichtliche Bild der Nacheiszeit weiter zu verfeinern und zu ergänzen.

I. Torfablagerungen

Hinsichtlich der Moore liegen aus Bayern nicht allzuvielen neuere pollenanalytische Untersuchungen vor. Zumal es sich hierbei um besondere, von den eigentlichen geologischen Fragestellungen zum Teil mehr oder weniger weit abweichende Untersuchungen handelt (die vom Geologen im einzelnen auch gar nicht zu beurteilen sind) wird darauf nicht weiter eingegangen. Es sei aber auf die zusammenfassende Darstellung von F. FIRBAS (1949, 1952) wie auf neuere unser Gebiet betreffende Hinweise von F. FIRBAS & M. v. ROCHOW (1956), H. GROSS (1956, ferner in K. BRUNNACKER 1958 c), H. SCHMEIDL (in K. BRUNN-

ACKER 1959 e), H. ZEIDLER (1939, 1956), E. HOHENSTATTER (in diesem Beitrag) und P. GROSCHOFF (1952 und in H. GRAUL & P. GROSCHOFF 1952) verwiesen.

Aus der Umgebung des Starnberger Sees wurden neuerdings einige Moorprofile durch H. GROSS (1956) untersucht:

Zone (DA) (vgl. Tab. 1):

- IX u. X: Übergang zum nachwärmezeitlichen Klima im Gegensatz zu Kalktuffprofilen nur abgeschwächt erkennbar
- VIII Beträchtliche Humidität und gewisse Abkühlung; erst am Schluß deutet sich vorübergehende schwache Abnahme der Humidität an
- VII } Dominanz des Eichenwaldes, Optimum in VI, zum Teil relativ geringer Torfzuwachs
- VI } als Folge stärkerer Zersetzung infolge längerer und stärkerer Wärmewirkung
- V Erwärmung
- IV Versumpfung weitverbreitet, Torfbildung hat zum Teil schon vorher eingesetzt. Kiefer überwiegt gegenüber Birke (als Folge der Föhnwirkung).

II. Kalkablagerungen

Durch P. GROSCHOFF (1952) wurde die Gliederung und Stratigraphie einer Reihe von Kalktuffen aus Württemberg behandelt. Demnach läßt sich dort folgender Aufbau erkennen:

Jüngerer Subatlantikum:	Kalktuffbildung auf Bäche und Quellen beschränkt
Älteres Subatlantikum:	Tuffumlagerung, Ende der flächenhaften Kalktuffbildung
Jüngerer Subboreal:	Kalktuffbildung
Älteres Subboreal:	Teilweise Torf
Atlantikum und Boreal:	Hauptkalktuff
Präboreal:	Beginnende Tuffbildung Basistorf.

Prinzipiell der gleiche Aufbau der Kalktufflager ist in Bayern zu erkennen. Bei der Behandlung dieser Kalklager wird — ohne Berücksichtigung der zum Teil unklaren nomenklatorischen Fragen (wie Kalktuff, Kalktuffsand, Alm, Seekreide usw.) — zwischen solchen Tufflagern unterschieden, die als barrenartige Bildungen am Ausgang von Tälchen u. dgl. vorkommen (= Kalktuff), und solchen, die als feinkörnige lockere Bildungen in den Talbereichen liegen (Seekreide bzw. Alm und Wiesenkalk).

a. Alm

Der „Alm“ ist eine feinkörnige, lockere Kalkablagerung der Talbereiche (vgl. H. GAMS & R. NORDHAGEN 1923, H. HERMANN 1952 und H. VIDAL & E. HOHENSTATTER in K. BRUNNACKER 1959 e). Die Entstehung dieses Alms ist nicht völlig geklärt, insbesondere fehlen systematische Untersuchungen über seine Molluskenfauna, die wohl einigen Aufschluß über die Genese geben könnten. Jedenfalls kommt gemäß Beobachtungen auf Blatt Freising Süd der Alm mit einem an Arten und Individuen relativ armen Bestand an Wassermollusken in enger Verbindung mit der an Wassermollusken sehr reichen Seekreide vor; sicher ist weiterhin, daß Alm und Seekreide in typischer, landferner Ausbildung eine ausgesprochene Wassermolluskenfauna führen, während die im Torf z. T. er-

haltenen Molluskenreste auf eine Fauna deuten, wie sie für Naßwiesen kennzeichnend ist. Die Almbildung hat demnach bei ansteigendem Grundwasser die Torfbildung abgelöst.

1. Der Alm bei Memmingen

Im Jahre 1951 waren beim Bau der Kläranlage von Memmingen im Tal der Memminger Ache Aufschlüsse offen, die einen guten Einblick in den Aufbau dieses schon von H. GAMS & R. NORDHAGEN (1923) beschriebenen Almlagers gewährten.

Im Tal der Memminger Ache tritt bei Memmingen folgendes Normalprofil auf (vgl. S. 92):

z. T. Auemergel	bis 0,5 m
	z. T. Diskordanz
lockerer Kalktuff	bis rd. 4,0 m
Torf	rd. 0,5 m
Schotterersatzzone	rd. 0,3 m
frischer Schotter	

Durch den Aufwuchs des Kalklagers hat sich im Laufe des Postglazials eine nicht allzu hohe Barre gebildet (vgl. auch P. GROSCOPF 1952), hinter der heute das Benninger Ried liegt. Die tiefgründigen Schotterverwitterungslehme oberhalb Memmingen werden demgemäß nach N zu von Anmoor abgelöst, dann folgen die Moorböden des Benninger Riedes, darauf das Kalklager mit langsam nach Norden abnehmender Mächtigkeit (N-Ende auf Höhe von Steinheim), teilweise überdeckt von Auemergel. Dort, wo im Norden das Kalklager endet, tritt eine Wechsellagerung von Moor und lockerem, vielfach abgerolltem Kalktuff auf (auf halber Höhe zwischen Steinheim und Heimertingen). Der auch hier überdeckende Auemergel zieht noch etwas weiter talabwärts, so daß er schließlich dem Schotter unmittelbar bzw. seinem Verwitterungshorizont aufliegt. Daran schließt ein rd. 500 m breiter Streifen flachgründiger, noch kalkhaltiger Schotterböden bis zum Rand des heutigen Illertales hin.

Normalerweise überlagert der Alm den Torf mit scharfer Grenze und ohne Zwischenlagen weiterer Torflinsen. Eine Ausnahme macht ein Profil, das beim Bau der Kläranlage im Jahre 1951 aufgenommen wurde (Abb. 10).

An der 40 m langen W—O verlaufenden Aufschlußwand der Memminger Kläranlage wurde im westlichen Teil folgendes Profil aufgenommen (rechter Teil der Abb. 10):

Hangendes

30—45 cm	Auemergel; schwarzbrauner, bröckeliger bis krümeliger, kalkhaltiger, anmooriger Lehm, mit einzelnen Ziegelbrocken und Geröllen
bis 30 cm	Hellgrauer Alm; schwarzer lehmiger Torf in Linsen eingelagert
45—50 cm	Hellgrauer Alm, z. T. Kalktuffsand; mit einzelnen grauen, humushaltigen Lagen, die in Torfbänder übergehen können
9—12 cm	Schwarzer Torf mit bis 7 cm dicker Almlinse
rd. 30 cm	Hellgrauer Alm und Kalktuffsand, der nach unten zu in Alm mit kleinen Torfschmitzen übergeht
rd. 30 cm	Basistorf; schwarzer Torf mit nach Osten auskeilender Kalktuffsand-Einschaltung
rd. 12 cm	Schwarzbrauner, torfiger, sandiger Ton

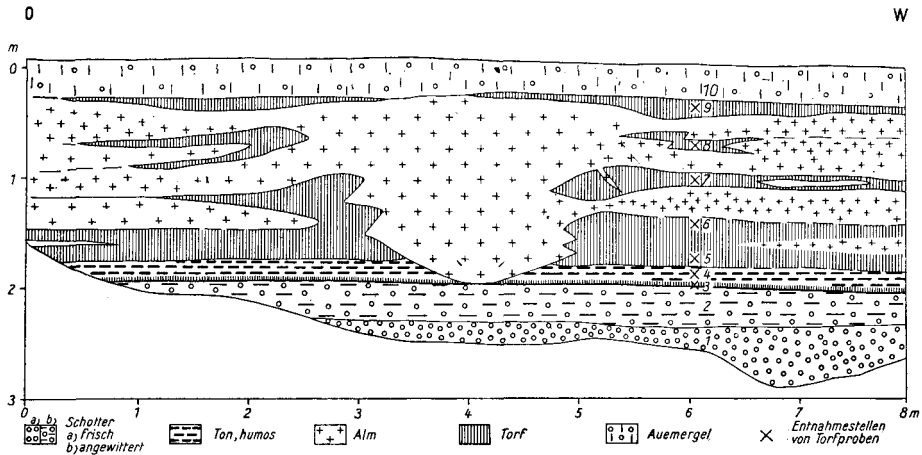


Abb. 10. Profil im Memminger Alm (Kläranlage).

- 1—2 cm Rostbrauner bis schwarzer Torf
 30—35 cm Schotterzersatzzone; humushaltiger, dunkelgrauer, grusiger, toniger Kies, kalkhaltig
 bis 50 cm erschl. Schotter; grauer, sandiger, kalkreicher Kies mit dicken Sandschmitzen.
 Lagenweise mit rostbraunen Eisenbezügen. (Nach Angabe der Bauleitung folgt
 darunter noch rd. 1 m Kies, dann tertiärer Sand)

Liegendes.

Über dem frischen Schotter liegt eine Zersatzzone mit zum Teil splitterig zerfallenen und durch Herauslösen des Kalkes mehr oder weniger weit zermürbten Geröllen in lehmig-toniger, weitgehend entkalkter Grundmasse (nur noch 21 % CaCO_3). Dieser hangende Teil des Schotters war nach Trockenlegung des Tales bis zum Beginn der Vermoorung der spätglazialen Verwitterung ausgesetzt. Der Auffassung, daß hier allein eine spätere Einwirkung der Moorwässer vorliegt, wird widersprochen (vgl. 1957 b).

Darüber folgt der Basistorf, der seinem Polleninhalte nach (Tab. 13), entsprechend den Feststellungen von P. GROSCOPF (1952) in Württemberg, in das Präboreal gehört. Merkwürdigerweise zeigen auch die in den Kalktuff (Abb. 10) eingeschalteten, an die Rinne angrenzenden Torflinsen bzw. -lagen fast den gleichen Pollenbestand. Umlagerungserscheinungen sind nicht zu erkennen. Aber selbst wenn hier autochthone Einschaltungen im Tuff liegen, so hat doch die Tuffbildung insgesamt viel länger angehalten als es das Pollenbild anzeigt. Die Oberfläche wird nämlich durch eine Auemergellage gebildet, die dem Kalk diskordant auflagert; demgemäß wurde die Tuffbildung schließlich von Abtragsvorgängen abgelöst und erst dann hat sich die Auemergeldecke darüber gelegt. Es ist denkbar, daß die starke Zersetzung der Pollen in Schicht 8 und 9 auf Verwitterungsvorgänge nach oder bei Abtrag des hangenden Tuffes zurückgeht.

In Nähe von Nr. 8, wo Schneckenschalen etwas häufiger vorkommen, wurden aufgesammelt: *Valvata piscinalis* BLAUNER, *Bithynia tentaculata* L., *Radix ovata* DRAP., *Stagnicola palustris* O. F. MÜLLER (Bestimmung Dr. M. BRUNNACKER). Die Schalen dieser Schnecken weisen auf im Wachstum zurückgebliebene Tiere. Da hier nur Wasserschnecken bzw. solche Schnecken, die eng

an das Wasser gebunden sind, vorkommen, spricht das für einen im wesentlichen an Ort und Stelle ausgefallten und endgültig abgelagerten Kalk und ein Zurücktreten von Einschwemmungen, zumal die nichtkarbonatische mineralische Komponente praktisch ganz ausfällt.

Tabelle 13

Pollenspektrum im Profil Kläranlage (vgl. Abb. 15)
(Bestimmung: Fräulein Dr. E. HOHENSTATTER, München)

Schicht-Nr.:	<i>Pinus</i>	<i>Picea</i>	<i>Fagus</i> (korrodiert)	<i>Ulmus</i>	<i>Betula</i>	<i>Tilia</i>	<i>Quercus</i>	<i>Alnus</i>	<i>Lycopodium</i>	<i>Gramineae</i>	<i>Cosmarium</i>	<i>Corylus</i>	Tetraden- pollen
9 *)	2	—	—	—	—	—	—	—	—	3	—	—	—
8 *)	10	—	—	1	—	—	—	—	1	—	—	—	—
7	96	1	—	—	—	1	1	1	—	3	—	1	2
6	95	2	—	1	1	1	—	—	—	2	7	1	—
5	95	3	1	1	—	—	—	—	1	6	1	—	—
4	98	—	2	—	—	—	—	—	1	3	1	—	—
3	98	2	—	—	—	—	—	—	4	2	—	—	—
Rohrgraben 150 m entfernt (Basistorf)	98	—	—	—	1	—	—	—	9	1	—	—	—

*) In Nr. 8 und 9 sind die Pollen sehr stark zersetzt, so daß hier nur die Stückzahl angegeben werden konnte (Nr. 8 bei 4 Präparaten, Nr. 9 bei 5 Präparaten).

Die früheste stärkere Besiedelung liegt im Memminger Gebiet in der Eisenzeit. Diese Besiedelung zeichnet sich somit als frühest mögliche Periode größerer Bodenabspülungen und damit der Auemergelüberdeckung ab. Auf den ihr zeitlich vorangegangenen flächenhaften Abtrag des Kalktuffes ist anscheinend zum Teil die am talabwärtigen Ende des Kalklagers festgestellte Zone abgerollten Tuffes zurückzuführen.

H. GAMS & R. NORDHAGEN (1923) erwähnen aus dem Gebiet des Memminger Alm ein latène-zeitliches Grab. Leider ist die Kenntnis der genauen Lage der Fundstelle verloren gegangen. Dennoch sollte man annehmen dürfen, daß der Alm zu dieser Zeit bereits mehr oder weniger trocken gelegt war, daß also die Ausräumung der hangenden Almschichten in der Latène-Zeit oder kurz davor stattgefunden hat.

Schließlich deutet sich noch eine jüngste Entwicklung an, indem sich die Memminger Ach in das Kalklager wieder linear bis auf den Schotter eingeschnitten hat. In diesem jüngsten Niveau liegen ebenfalls moorige Bildungen und Auemergel.

Das in Abb. 10 dargestellte Profil zeigt aber außerdem folgendes: Mit Eintiefung der Rinne in den Alm wurde in deren Nähe jeweils die Almbildung von Torf- bzw. von Humusbildung auf dem Alm abgelöst. Mit Zufüllung der Rinne stieg dagegen jeweils der Wasserstand und es wurde allgemein Alm gebildet.

Humus- bzw. Torflagen in den Kalkablagerungen müssen demnach nicht unbedingt auf ein „trockenes“ Klima zurückgehen, sie können auch die Folge lokaler Veränderungen in den Abflußverhältnissen sein.

2. Der Alm im Erdinger Moos

Während meine Beobachtungen über den Memminger Alm aus einer Zeit stammen, in welcher die Bildungen des Holozäns noch wenig beachtet wurden, wurde bei der Kartierung des Gradabteilungsblattes Freising Süd diesen Fragen besonderes Augenmerk zugewendet. Da in den Erläuterungen zu Blatt Freising Süd (K. BRUNNACKER 1959 e) die Holozänbildungen des Erdinger Moores eingehend behandelt werden, genügt an dieser Stelle eine kurze Zusammenfassung:

Die Holozän-Ablagerungen liegen den Schottern und Flußmergeln der Altstadt-Stufe auf. Das Hangende des Schotters ist rd. 20 cm tief angewittert — also wie zu erwarten weniger intensiv verwittert als im Bereich der hochglazialen Niederterrasse (z. B. Memmingen). Darüber folgt Torf in wechselnder Mächtigkeit, an seiner Basis zum Teil mit einem Stubbenhorizont. Der dem Torf z. T. auflagernde Alm und Kalktuff-Sand wird vor allem im östlichen Bereich des Erdinger Moores von Auemergeln überdeckt.

Im südlichen Teil dieser Holozän-Bildungen ist der „Basistorf“ zum Teil nur einige Dezimeter mächtig. Darüber liegt in Form einer flachen Barre — wie bei der Brennermühle — der Alm und Kalktuff-Sand. Nach Norden zu nimmt die Torfmächtigkeit zu und die des Alm ab (z. B. Profil Klösterlschwaige). Noch weiter im Norden kommt eine Wechsellagerung von hier sehr molluskenreicher Seekreide mit Torf und zum Teil auch mit Eisenocker vor.

Bei der Brennermühle wurde folgendes Profil aufgenommen (Abb. 11):

Hangendes

0,7 m	Alm
bis 0,10 m	Schwach humushaltiges, dunkelgraues Alm-Band
0,50 m	Gelblichgrauer Alm
0,05 m	Sehr schwach humushaltiges Alm-Band
0,35 m	Gelbgrauer Alm
0,10 m	Alm und Torf
0,50 m	Alm
0,50 m	Alm mit vertorften Schilfstengeln
0,05 m	Schwach humushaltiger Alm
0,30 m	Schwach torfiger Alm
0,20 m	Torf
0,20 m	Schotterzersatz

Liegendes.

Aus dem Basistorf liegen einige pollenanalytische Angaben vor; demnach wurde die Torfbildung von der des Alm etwa um die Grenze Boreal/Atlantikum abgelöst (H. SCHMEIDL in K. BRUNNACKER 1959 e).

Im Profil Klösterlschwaige (Abb. 11) findet sich dagegen folgender Aufbau (vgl. Tab. 14):

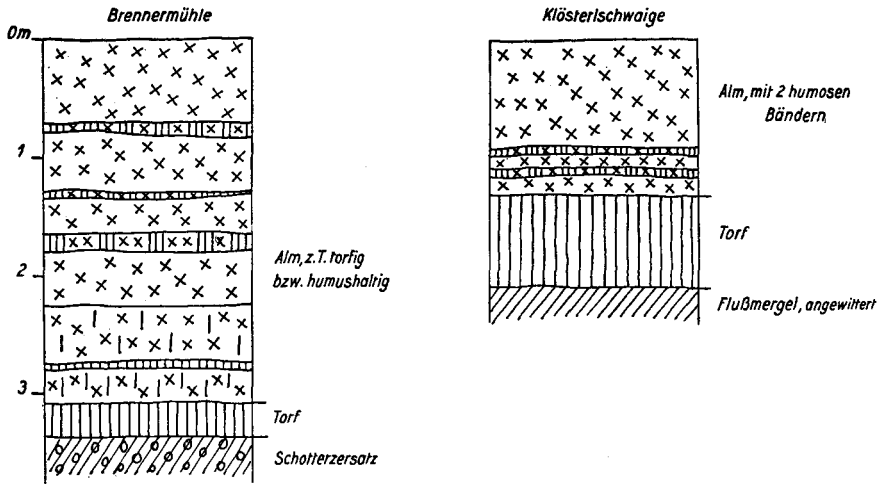


Abb. 11. Alm-Profil Brennermühle und Klösterlschwaige.

Nr.	Tiefe in cm	
1	0—20	Humushaltiger Alm
2	20—90	Alm
3		
4		
5		
6		
7	90—100	Schwach humushaltiger Alm
8		
9		
10	100—110	Alm
11		
12	110—115	Schwach humushaltiger Alm
13		
14		
15	115—130	Alm
16		
	130—210	Torf
	210—230	Kalkreicher Flußmergel der Altstadt-Stufe (angewittert).

Der an der Basis vorkommende Torf wurde nach den Untersuchungen von H. SCHMEIDL (in K. BRUNNACKER 1959 e) in der Zeit vom Präboreal bis zum frühen Atlantikum gebildet. Die Almablagerung hat demnach hier im Laufe des späteren Atlantikums eingesetzt.

Aus der Zusammenstellung in Tab. 14 und den Geländebefunden ergibt sich zu diesem Profil im Hinblick auf die Almbildung folgendes:

1. Im Laufe des Atlantikums stieg der Wasserspiegel immer mehr an, so daß schließlich die Torfbildung von der Almausscheidung abgelöst wurde. Der Alm wurde im wesentlichen in situ angesetzt (Nr. 16—14).

Tabelle 14

Almprofil Klösterlschwaige (vgl. S. 134) (Zahl der Molluskenreste in jeweils 500 g Alm-Material)

Nr.	<i>Bithynia tentaculata</i> L.		<i>Pisidium</i>	Deutung
	Schalen	Deckel	Schalenklappen	
1	3	16	—	} Alm mit Umlagerungserscheinungen
2	7	15	—	
3	8	8	12	
4	2	4	5	} Alm in situ
5	21	23	4	
6	13	19	3	
7	21	20	47	
8	25	20	59	
9	44	70	216	
10	64	152	335	} Alm umgelagert (mit kleinen Geröllen aus humosem Alm und Torfbröckchen)
11	65	72	54	Alm in situ
12	51	67	285	} Alm umgelagert (wie in Nr. 9 und 10 ausgebildet)
13	39	259	234	
14	84	114	267	} Alm in situ
15	6	12	164	
16	2	—	1254	

Torf

2. Darauf folgte ein Abschnitt der durch eine größere Abflußgeschwindigkeit des Wassers und durch Umlagerungen des Alms gekennzeichnet war. Hier finden sich im Alm kleine Gerölle aus humosem Alm und Torfbrocken, außerdem ist das Verhältnis der Zahl der Schalen zu der Zahl der Deckel von *Bithynia tentaculata* L. stark gestört (Nr. 13—12).

3. Darüber folgt wieder Alm in situ (Nr. 11).

4. Ein erneuter Abschnitt mit stärkeren Umlagerungen deutet sich an (Nr. 10—9).

5. Wiederum Alm in situ (Nr. 8—4).

6. Alm mit Umlagerungen (Nr. 3—1). Dieser Abschnitt leitet über oder entspricht der Überdeckung des Alm mit Auemergel in benachbarten Gebieten.

3. Zusammenfassung

1. Im Bereich der Almlager bei Memmingen und im Erdinger Moos hat zuerst eine Torfbildung stattgefunden, deren Beginn im wesentlichen im Präboreal einsetzte.

2. Die Almbildung löste die Torfbildung teils Ende des Präboreals, teils auch später ab (z. B. im Profil Klösterlschwaige: im Laufe des Atlantikums).

3. Im Alm der Klösterlschwaige sind mehrere Umlagerungshorizonte zu erkennen.

4. Gegen Ende der Almbildung mehren sich wieder die Umlagerungserscheinungen; diese entsprechen bzw. leiten zu der Auemergeleindeckung über.

5. Die Auemergeleindeckung entspricht größenordnungsmäßig der Stufe V, eventuell ist sie auch etwas älter; in jedem Falle aber jünger als die Stufe IV.

b. Kalktuff

Aus den Kalkgebieten Bayerns sind eine ganze Reihe von Kalktufflagern bekannt. Jedoch fehlt für die meisten von ihnen eine systematische, umfassende Untersuchung. Nicht selten sind in die oberen Partien dieser Kalktuffe, die meist als Barrenbildungen am Ausgang kleinerer Tälchen entstanden sind, auf zeitweilige Trockenlegung deutende humose Horizonte zwischengeschaltet.

1. Der Kalktuff von Egloffstein

Das an anderer Stelle beschriebene Profil von Egloffstein (M. BRUNNACKER & K. BRUNNACKER 1959 b) zeigt den in Abb. 12 dargestellten Aufbau. Im hangenden Bereich dieses Profils kommen zwei humose Horizonte vor, von denen der untere im einzelnen nicht datierbare prähistorische Überbleibsel aufweist. Überdeckt wird der Kalktuff durch hallstatt- oder latène-zeitliche Abschlämm-Massen. In nachfolgender Zeit wurde der Tuff von einem Bach durchsägt.

2. Der Kalktuff von Polling

Der schon von H. GAMS & R. NORDHAGEN (1923) behandelte Tuff wurde neuerdings durch H. HERMANN (1957) eingehend bearbeitet. Im hangenden Teil des Tuffes liegt ein Trockenhorizont mit jungneolithischen Hinterlassenschaften. Diese Siedlungsspuren sind gemäß einer Grabung des Bayer. Landesamtes für Denkmalpflege, Abt. Vorgeschichte, München, durch Pfostenlöcher als eindeutig autochthon zu werten.

3. Der Kalktuff von Wittislingen

Das von H. J. SEITZ (1951, 1952, 1956) sehr eingehend beschriebene Profil von Wittislingen ist insofern von besonderer Bedeutung, als hier eine weitgehende Siedlungskontinuität von der Bandkeramik bis zum Mittelalter vorliegt. Die mit den Besiedlungsspuren zum Teil verknüpften „Trockenhorizonte“ scheinen m. E. jedoch einen mehr lokalen Charakter aufzuweisen, sie scheinen somit weniger mit klimatischen Gegebenheiten in Zusammenhang zu stehen als vielmehr mit wechselnden örtlichen Abflußverhältnissen im Bereich dieser weitgespannten Barre.

An eine als urnenfeldzeitlich datierte Erosionsperiode schließt sich nach H. J. SEITZ (1952) teilweise erneuter Aufwuchs von Kalktuff, der bis in die keltische Zeit hinein andauerte. Darüber liegt zum Teil Auemergel. Durch die lineare Erosion wurde abschließend das Tufflager durchsägt.

4. Zusammenfassung

1. Der von P. GROSCHOFF (1952) beschriebene Aufbau der Kalktuffe findet sich in gleicher Weise in unseren holozänen Kalklagern.

2. Eine prähistorische Besiedelung derselben ist vor allem im Jungneolithikum zu erkennen als Folge einer mehr oder weniger weitgehenden Trockenlegung der Tuffe. Es fragt sich aber, ob aus diesen „Trockenhorizonten“ auf eine oder im Falle von Wittislingen auf mehrere Trockenzeiten in prähistorischer Zeit geschlossen werden kann.

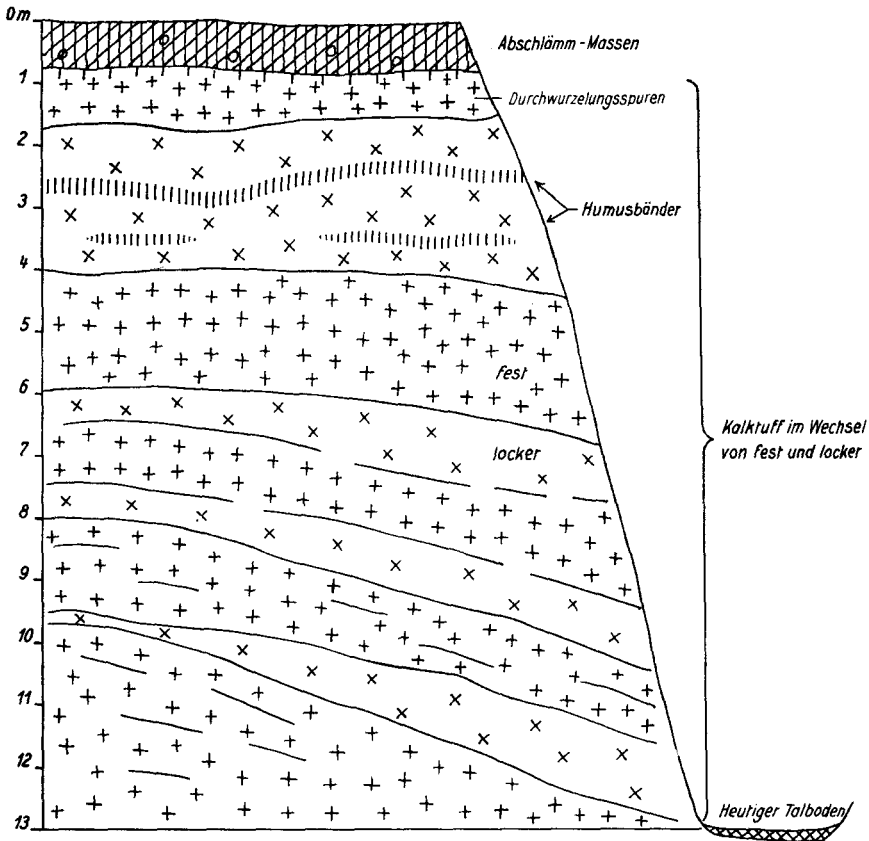


Abb. 12. Kalktuff-Profil Egloffstein.

3. Die Ursache einer Trockenlegung der Tuffe kann auf nachlassende Wasserführung — also trockeneres Klima — zurückgehen; sie kann aber auch mit veränderten Abflußverhältnissen zusammenhängen, die zum Einschneiden der Abflußrinnen in den Tuff führten (vgl. z. B. Abb. 10); bei besonders weitgespannten Barren kann aber auch ungleichmäßig schnelles Wachstum des Tuffes streckenweise Trockenlegung bedingt haben. Letzteres sollte besonders für den Tuff von Wittislingen erwogen werden. Für die (vor allem jungneolithisch) besiedelten Tuffhorizonte gibt es somit zwei Hauptmöglichkeiten einer Besiedelung: entweder nachlassende Wasserführung oder lineare Erosion in den Tufflagern. Da aber in jungneolithischer Zeit außerdem gemäß den Ufersiedlungen an Seen auch deren Wasserspiegel abgesunken sein dürfte, spricht dies für einen verhältnismäßig trockenen Klimaabschnitt mit nachlassender Wasserführung.

III. Die Gliederung des mittleren Postglazials

Mit dem Präboreal, möglicherweise auch etwas früher, begann die Vermoorung geeigneter Talbereiche. In dafür günstigen Gebieten setzte gegen Ende des Präboreals die Kalktuff- und Almbildung ein. Jedoch wurden bisher in diesen Ablagerungen keine Erscheinungen gefunden, die als der Deckschicht bzw. Stufe III analoge Bildungen aufzufassen sind, die somit eine gewisse Diskontinuität in dieser Sedimentationsfolge anzeigen würden. Im großen und ganzen war die Zeit des mittleren Postglazials — also Stufe III bis Stufe IV eine Zeit der Verwitterung (Braunerde-Bildung), der Torf- und Kalkabscheidung.

Erst etwa mit Beginn der Stufe IV setzt eine Belebung des geologischen Geschehens ein, von dem bis zur Stufe V folgende Bildungen von Bedeutung sind:

1. Zeitweilige Trockenlegung der Kalktuffe, vor allem im Jungneolithikum.
2. Trockenlegung der Uferzonen von Seen im Jungneolithikum — in Bayern jedoch anscheinend ohne größere Bedeutung.
3. Umlagerungserscheinungen im Alm (Profil Klösterlschwaige), d. h. zeitweilig zunehmende Abflußgeschwindigkeit der hier zu Tage tretenden Grundwässer.
4. Flugsandbildung als Folge von Rodungen in Hallstatt B (rd. 500 v. Chr.).
5. Bis Hallstatt B dauerte auf sandigem Substrat die postglaziale Braunerdebildung an; danach dominierte Podsolierungstendenz.
6. Ablagerung der Schotter und Flußmergel der Stufe IV; in geeigneten Bereichen (Pulling) darauf Bildung eines „Pechanmoores“ (Bildungsende: Ablagerung der Stufe V). Bei Pulling deutet sich insofern eine Untergliederung der Stufe IV an, als es sich hier zum Teil um eine zweiphasige Schüttung handelt (östlich Pulling):

Schotter und Flußmergel der Stufe V
 Pechanmoor bzw. schwarzer Boden
 Flußmergel, vgl. Fig. 1 auf Beilage 1 in K. BRUNNACKER (1959 e)
 Pechanmoor bzw. Torf
 Flußmergel
 Schotter der Stufe IV.

7. In zeitlicher Annäherung an die Stufe V treten außerdem gehäuft Abschlämm-Massen und Auelehme auf, doch gehen diese vor allem auf die Rodung durch den Menschen zurück.

In welchem genetischen und feinstratigraphischen Zusammenhang stehen diese unter 1 bis 7 aufgeführten Bildungen zueinander?

Diese Frage ist vorläufig nicht sicher zu beantworten. Die Ablagerung der Stufe IV und die Umlagerungserscheinungen im Alm auf eine Ursache zurückzuführen liegt nahe. Offen bleibt aber deren Stellung zu dem jungneolithischen „Trockenhorizont“ in den Kalktuffen — falls es sich hierbei wirklich um den Ausdruck eines trockeneren Klimas handelt. Andererseits aber könnte auch die Stufe IV mit einem kontinentalen Klima in Zusammenhang gebracht werden, dann aber kann keine direkte Beziehung zu den Umlagerungserscheinungen im Alm bestehen. Die zukünftige Forschung wird sich somit gerade mit diesem Abschnitt, insbesondere aber mit der genauen Zeitstellung der Stufe IV in Beziehung zu den prähistorischen Kulturen befassen müssen.

Auch kann derzeit das auf der Pulling-Stufe in dem Zeitraum zwischen Stufe IV und V gebildete Pechanmoor noch nicht endgültig genetisch ausgewertet werden. Sicherlich steht es typlich den „schwarzen Böden“ des jüngeren Spätglazials und frühen Postglazials recht nahe. Es deutet auf feuchte Verhältnisse mit sommerlicher Austrocknung. Dafür spricht auch seine fossile Molluskenfauna (vgl. M. BRUNNACKER & K. BRUNNACKER 1959 a). Doch kann in diesem Falle die zeitweilige Austrocknung ein Ergebnis der relativ tonigen Bodenart sein. In gleicher Weise könnte die „Wiesenfauna“ darauf weisen, daß hier der Wald aus standörtlichen und nicht aus klimatischen Gründen nur schwer Fuß zu fassen vermochte.

Die rezente Molluskenfauna toniger Gleye unter Grünland zeigt bei Iphofen die gleichen, die Trockenheit liebenden Molluskenvertreter wie fossil bei Pulling. Doch besteht der grundsätzliche Unterschied darin, daß es sich bei Iphofen dem Profilbild nach um typischen Gley mit toniger Bodenart, bei Pulling jedoch um das typische Pechanmoor handelt.

Jedenfalls muß die Zeit von der Stufe IV bis einschließlich der Stufe V in einem Zusammenhang betrachtet werden, da keinerlei Hinweise dafür vorliegen, wo in den untersuchten Ablagerungen die Grenze vom Subboreal zum Subatlantikum zu finden ist. In jedem Falle zeigen sich darin mehrere Klimaschwankungen an. Ein Hinweis auf den „Klimasturz um 800 v. Chr.“ fehlt — falls man nicht die S. 138 erwähnte obere Flußmergel-Schicht bei Pulling als Zeugen desselben auffassen möchte.

Damit ist vielleicht folgende Deutung möglich: Der Zeitraum von Beginn der Ablagerung der Stufe IV bis Ende der Stufe V entspricht innerhalb des Postglazials einem Abschnitt, wie er in der Würmeiszeit in Form von „Stadialen“ mehrfach aufgetreten ist, d. h. relativ kühl-kontinentalen Zeitabschnitten. Jedoch waren die allgemeinen Klimaverhältnisse im warmen Postglazial so grundlegend von denen der Würmeiszeit verschieden, daß zwischen Stufe IV und V im süddeutschen Grenzgebiet zwischen dem ozeanischen und dem kontinentalen Klimaraum auch kleinere „ozeanische“ Oszillationen modifizierend wirksam werden konnten. Fernerhin war dieser Zeitabschnitt bereits in die nachwärmezeitliche Klimaverschlechterung einbezogen. Die Befunde für bereits verhältnismäßig feuchtes Klima im Subboreal (H. GROSS 1958 b) sprechen dem nicht entgegen; denn auch in kontinental getönten Klimaabschnitten sollten je nach den speziellen örtlichen Gegebenheiten relativ feuchte Verhältnisse insbesondere im Hinblick auf den Boden möglich sein.

Die Frage der etwa mit dem Subboreal beginnenden postglazialen Klimaverschlechterung wurde neuerdings von H. GROSS (1958 b) wieder aufgegriffen (S. 262): „Nur am Ende der späten Wärmezeit (VIII) und zu Beginn der Nachwärmezeit (IX) deuten außerhalb des ozeanischen Klimabereiches das vorübergehende starke Absinken der *Carpinus*-Pollenkurve in Ostpreußen und das ebenso vorübergehende schwächere Absinken der *Fagus*- und *Abies*-Kurve in Süddeutschland auf eine kurze Periode besonders starker Winterkälte hin, die man mit dem ‚Klimasturz‘ von R. SERNANDER an der Wende vom Subboreal zum Subatlantikum in Zusammenhang bringen kann, als Abschluß der ca. 2000 Jahre langen, im Durchschnitt allmählichen Klimaverschlechterung in der späten Wärmezeit (DA VIII)“ und ferner (S. 275): „Die Postglaziale Klimaverschlechterung verlief mit Wellen verschiedener Länge und Amplitude (die im kontinen-

talen und montanen Klima stärker war als im ozeanischen) mit im Durchschnitt absinkender Temperaturkurve (und daher Verkürzung der Vegetationsperiode) und mit ansteigender Humidität (mit wachsendem Schneeanteil), die durch kürzere, nicht besonders starke Trockenzeiten unterbrochen wurde ...“

D. Durch die menschliche Tätigkeit bedingte Bildungen des jüngeren Postglazials

Im Spätglazial und zum Teil frühen Postglazial waren, wie oben erläutert, an den Gehängen Umlagerungen möglich; Ursache dafür war die noch lichte bzw. zeitweilig lichte Vegetationsdecke. Im jüngeren Postglazial kam es ebenfalls zu ausgedehnten Verlagerungen an den Gehängen, ja selbst lokal zu Flug-sandbewegungen größeren Ausmaßes (s. S. 122). Auch jetzt war dafür eine lichte, zeitweilig sogar fehlende Pflanzendecke die erste Ursache. Verantwortlich für diese junge Auflichtung war aber in erster Linie nicht das Klima, sondern der Mensch, der daran ging, sich den Boden ackerbaulich nutzbar zu machen.

An anderer Stelle wurden bereits die bis dahin in Bayern bekannten jungen Umlagerungen zusammengestellt (1958 c). Für das Zustandekommen dieser „Erosionsbildungen“ sind folgende Gesichtspunkte bedeutsam:

1. Entfernung der Wälder im Zuge der Rodung und Größenordnung dieser Rodungsbewegungen.
2. Art der landwirtschaftlichen Bodennutzung, Bodenbearbeitung und Wirtschaftsweise.
3. Geländelage und Exposition.
4. Bodenart und zum Teil Bodentyp; feinsandige, schluffige und bestimmte tonige Böden bzw. Bodenhorizonte unterliegen bevorzugt der Erosion.
5. Inwieweit besondere klimatische Bedingungen ebenfalls darauf Einfluß nehmen ist vorläufig noch unklar.

I. Kolluviale Bildungen und Aueablagerungen

Das im Zuge dieser Abtragsvorgänge zur Verlagerung gekommene Material wurde teils am Hangfuß und in Trockentälchen als „Kolluvium“ oder bei weiterer Verfrachtung in Form von „Auebildungen“ wieder abgelagert. Die früher (1958 c) zusammengestellten Geländebefunde wurden in diesem Beitrag zum Teil schon ergänzt. Dazu kommen noch eine in die römische Kaiserzeit gestellte Gehängebildung bei Scheßlitz (bei Bamberg) und die endlatènezeitliche kolluviale Füllung des Spitzgrabens einer „Keltenschanze“ bei Holzhausen (Lkr. Wolfratshausen). Beide Stellen wurden durch Herrn Hauptkonservator Dr. K. SCHWARZ, München, ausgegraben. Einen weiteren Hinweis gibt F. BIRZER (1958).

Erwähnenswert ist außerdem die weitflächige Eindeckung des östlichen Bereiches des Erdinger Moores mit Auemergel. Diese Überdeckung ist gleichalterig bzw. etwas älter als die Stufe V (vgl. K. BRUNNACKER 1959 e).

Das Profil einer in die frühe Neuzeit gehörenden Dellenfüllung ist ferner in der Ziegelei Korbacher, Kitzingen, aufgenommen:

Ziegelei Korbacher, Kitzingen (Dellenfüllung, eine nachzeitliche Parabraunerde aus Oberem Löß überdeckend, vgl. Tab. 15):

Tiefe in cm

Ap	0—20	Humushaltiger, kalkhaltiger, krümeliger, graubrauner, feinsandiger Lehm
AC	20—35	Brauner, kalkhaltiger, schwach humushaltiger, bröckeliger, feinsandiger Lehm
C	35—120	Hellbrauner bis brauner, hangparallel geschichteter Lehm (mit Fundeinschlüssen der „frühen Neuzeit“)
fA 3	120—145	Schwach humushaltiger, graubrauner, feinsandiger Lehm
fB 1	145—165	Schokoladebrauner, brockiger, auf Klüften durch Humus schwarzbraun gefärbter, kräftiger Lehm
fB 2	165—180	Wie darüber, jedoch nur wenig Humuseinwaschungen
C 1	180—200	Brauner, kalkhaltiger Lehm
C 2	200—220	Hellgelblichbrauner, kalkreicher Löß.

Tabelle 15

Analysendaten von Kitzingen

(Zgl. KORBACHER)

Tiefe in cm	Korngrößen d. Fraktion < 2 mm ϕ in %					PH	CaCO ₃ %	P ₂ O ₅ (Königs- wasser %)
	< 0,002	0,002 — 0,02	0,02 — 0,2	0,2 — 2	> 2 mm ϕ %			
0— 20	25,6	30,2	39,0	5,2	< 1		4,6	0,228
20— 35	25,7	31,5	37,5	5,3	1		5,1	0,219
35—120	24,6	30,3	39,3	5,8	< 1		6,8	0,176
120—145	27,3	35,2	36,9	0,6	—	7,2	0,1	0,125
145—165	35,9	32,2	31,7	0,2	—	6,6	0	0,114
165—180	39,5	30,1	30,2	0,2	—	6,6	0	0,123
180—200	28,5	34,6	36,6	0,3	—		3,7	0,147
200—220	22,0	35,3	40,7	2,0	< 1		20,3	0,132

Wie die Analysendaten in Tab. 15 zeigen, stammt das hier in der frühen Neuzeit zur Ablagerung gekommene Material aus einem bereits zuvor angewitterten Lößmaterial ab, d. h. eine ältere Abtragsphase muß vorausgegangen sein. In dieser älteren Abtragsphase, die mit einer prähistorischen Besiedelung der umgebenden Gehänge in Zusammenhang steht, wurde die bis dahin gebildete Parabraunerde erodiert. Darauf kam es zu einer Verwitterung des dadurch freigelegten frischen Lösses und abschließend zur Umlagerung und Dellenfüllung.

Vom klimatologischen Standpunkt aus dürfte aber das benachbarte Profil einer lehmigen Gehängebildung, die eine Mächtigkeit von bis 3 m aufweist, insofern von größerem Interesse sein, als hier das Material nicht wie in dem beschriebenen Profil durch Abspülung, sondern durch Gehängekriechen verlagert wurde. Durch dieses Hangkriechen wurde einmal die bis dahin gebildete Parabraunerde so stark aufgearbeitet, daß die für diesen Boden typischen Horizontmerkmale verloren gingen und zum anderen wurde darüber von höheren Geländelagen stammendes Material gelegt — ebenfalls mit Fundeinschlüssen der frühen Neuzeit.

Wenn das gesamte Beobachtungsmaterial unseres Arbeitsgebietes hinsichtlich dieser Erosionssedimente zusammengenommen wird, dann deutet sich folgendes an:

1. Die Bodenerosion ist immer wirksam, sobald der Boden landwirtschaftlich-ackerbaulich genutzt wird und die Geländelage zum Abtrag geeignet ist.

2. Zu Beginn der jeweiligen ersten Rodung scheint der Bodenabtrag relativ stark wirksam zu sein.

3. Besondere Steigerungsphasen des Bodenabtrages zeigen sich für die Zeit der Stufe V und insbesondere für die Zeit unmittelbar davor an — also etwa für die Latène-Zeit. Ferner dürfte auch in der frühen Neuzeit den Kitzinger Befunden nach eine gewisse Belebung stattgefunden haben.

4. Normalerweise liegt in den Sedimentationsbereichen jeweils nur eine einphasige, in eine bestimmte Zeit datierte Ablagerung vor; in diesen Bereichen ist somit jeweils nur das Ergebnis einer Steigerungsphase des Bodenabtrages zu erkennen.

II. Deckschichten an alten Siedlungsstätten

Man kann den Kulturschutt an inzwischen wieder aufgelassenen Siedlungsstätten ebenso als eine Deckschichtenbildung auffassen wie jüngste Ablagerungen von Abraum u. dgl. Doch gibt es daneben noch eine andere, bisher wenig beachtete Form der mit der Siedlungstätigkeit zusammenhängenden Deckschichtenbildung auf biologischer Grundlage. So ist einerseits bekannt, daß sich die Bereiche alter Siedlungen durch relativ hohe Bodenfruchtbarkeit auszeichnen (V. MORANI & G. GUGNONI 1953). Die Ursache dafür ist die starke Anreicherung der Phosphorsäure infolge der Besiedelung. Die Bodenprofile an prähistorischen Siedlungsstätten weisen außerdem einen wesentlich dichteren Regenwurmbesatz auf als vergleichbare, ehemals nicht besiedelte Böden. Auch dies ist ein Ergebnis der durch die Phosphorsäureanreicherung bedingten Hebung der biologischen Aktivität des Bodens. Unter Umständen kann eine weitere Begünstigung derselben dadurch erfolgen, daß die Auflagerung kalkigen Bauschuttes eine zusätzliche Aufbasung der Böden nach sich zieht.

Es ist weiterhin bei der auch ohne menschliche Betätigung biologisch hochaktiven Mullrendzina aus mergeligem Kalkstein zu beobachten, daß der A-Horizont auffallend arm an steinigen Komponenten ist im Vergleich zum darunter liegenden AC- und C-Horizont. Die Ursache dafür ist bei dieser Rendzina normalerweise nicht ein primäres Zweischichtenprofil aus „Lehm über Kalksteinschutt“ oder die Lösungsverwitterung im A-Horizont, sondern vielmehr die Tätigkeit der Bodentiere. Diese Tiere schaffen im Laufe der Zeit immer mehr feinkörniges Material durch ihre Grab- und Wühltätigkeit an die Oberfläche und bedingen damit eine Trennung der lehmig-tonigen Komponenten von den steinigen Bestandteilen. Hier bahnt sich also eine Deckschichtenbildung auf „natürlichem“ Wege an. Auch die Termiten in tropischen Ländern vermögen derartige Deckschichten zu schaffen (vgl. P. H. NYE 1954).

Auf diesen allgemeinen Feststellungen aufbauend sei die Deckschicht auf dem Schutt der Römerstadt Cambodunum (Kempten—Lindenberg, vgl. W. KRÄMER 1957) als Beispiel für eine durch eine menschliche Betätigung ausgelöste Bildung angeführt:

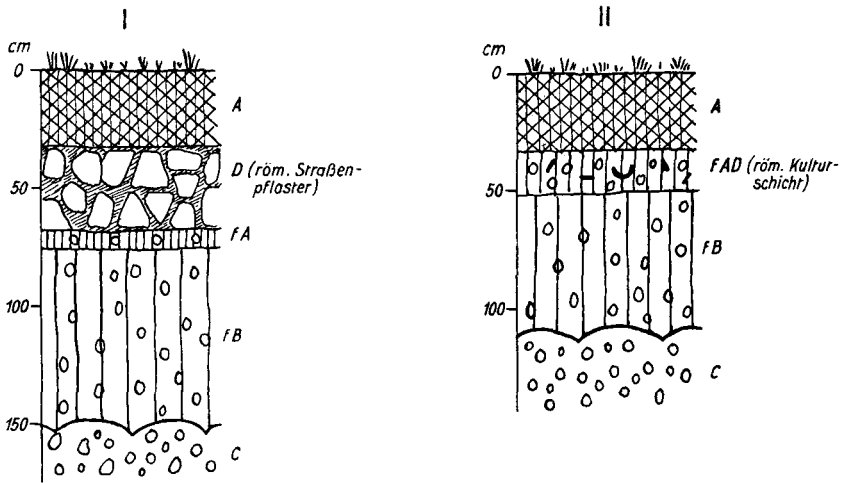


Abb. 13. Profile in Kempten-Lindenberg.

Die römische Siedlung „Cambodunum“ ist auf einer Terrasse angelegt, deren Boden als tiefgründiger Schotterverwitterungslehm (Parabraunerde) entwickelt war.

Unter einem römerzeitlichen Straßenpflaster ist dieser vorrömerzeitliche Boden, vielleicht mit etwas geköpftem Oberboden, erhalten (ebene Lage, kalkgeröllreicher Schotter, Acker/Grünland im Wechsel, „Suchgraben 1954“), z. B.: K e m p t e n — L i n d e n b e r g - P r o f i l I (Abb. 13, Tab. 16):

Tiefe in cm

A	0—30	Schwarzgrauer, krümeliger, stark humushaltiger, schwach toniger Lehm (künstlich aufgetragen)
D	30—65	Ehemaliges Straßenpflaster
fA	65—75	Schwach humushaltiger, schwach kiesiger Lehm
fB	75—150	Gelbbrauner, kiesig-grusiger, toniger Lehm
C	100—200	Kalkgeröllreicher Schotter.

Der etwas erhöhte P_2O_5 -Gehalt im begrabenen Oberboden (65—75 cm Tiefe) kann aus dem Straßenpflaster ebenso wie der Kalkgehalt zusammen mit tonigem Material mechanisch eingeschlämmt sein (Tab. 16).

Demgegenüber besitzt der nachrömerzeitliche Boden folgenden Aufbau in weitflächiger Verbreitung (ebene Lage, Ackernutzung):

K e m p t e n — L i n d e n b e r g - P r o f i l II (Abb. 13, Tab. 16):

Tiefe in cm

A	0—30	Grauschwarzer, humusreicher, krümeliger, sehr schwach kiesiger, schwach toniger Lehm
fA	30—50	Kulturschicht (dunkelgrauer bis schwärzlicher, humushaltiger, krümeliger bis bröckeliger, kiesiger, schwach toniger Lehm)
fB	50—110	Gelbbrauner, kiesiger, grusiger, kräftiger Lehm, mit sehr vielen Regenwurm-gängen
C	110—150	Grauer, kalkgeröllreicher, sandiger Schotter.

Tabelle 16

Analysendaten von Kempten-Lindenberg

Kempten-Lindenberg-Profil I:

Tiefe in cm	pH	CaCO ₃ %	Humus %	P ₂ O ₅ (Königs- wasser) %
30— 65	> 7,0	45,5	—	0,150
65— 75	7,25	7,3	1,0	0,165
75— 95	6,65	0,3	—	0,107

Kempten-Lindenberg-Profil II:

0— 30	6,5	0,3	7,5	0,487
30— 50	7,15	8,2	2,6	0,458
50— 70	6,55	0,2		0,204
70—100	6,7	0,4		0,200

Dieses Profil II ist insofern von Interesse, weil es die durch die Phosphorsäure und den Kalkgehalt der Kulturschicht bedingte Aktivierung des Bodenlebens zeigt. So kommen hier sehr große Regenwürmer in einer Zahl vor, wie sie bisher nie im Verwitterungslehm des Schotters beobachtet werden konnten. Durch die Tätigkeit dieser Würmer wurde etwas Phosphorsäure zusammen mit feinkörnigem Bodenmaterial in den Unterboden hinein verteilt bzw. in dessen Gänge hineingeschwemmt. Die Hauptumlagerung im Gefolge der Regenwurm-tätigkeit ist aber nach oben gegangen, so daß sich schließlich über der ursprünglichen die Oberfläche bildenden Kulturschicht eine Deckschicht von aus der Kulturschicht herausgeholtem Bodenmaterial angesammelt hat.

III. Zur Gliederung des jüngeren Postglazials

Wie schon im Abschnitt A hervorgehoben, ist es derzeit noch kaum möglich, die aus historischer Zeit stammenden Bildungen der Stufe VI und VII zeitlich genau zu fixieren. In diesem Abschnitt wurde zudem gezeigt, daß die Einflüsse der menschlichen Betätigung die klimatologischen Vorgänge des jüngeren Postglazials überlagern und somit eine Ausdeutung nach der einen wie nach der anderen Seite hin erschweren.

Auf jeden Fall zeichnet sich der Einfluß des relativ kühlfeuchten Klimas in der wieder gesteigerten Podsolierungstendenz dieser Zeit ab. Dagegen ist unklar, ob ein engerer genetischer Zusammenhang zwischen der Stufe V und den gleichzeitig wie auch zeitlich etwas davor gesteigerten Abspülvorgängen besteht.

Solange die Stufe VI als „mittelalterlich“ angesprochen wird, besteht auch keine Beziehung zu den der frühen Neuzeit zugeordneten Bodenverlagerungen von Kitzingen. Doch ist es für diese jüngste Zeit durchaus möglich, eines Tages zu genaueren Aussagen zu kommen, da hier bereits ein sowohl historisch wie dendrochronologisch erfaßter Zeitbereich vorliegt (vgl. H. FLOHN 1950, K. BREHME 1951). Die Hauptschwierigkeit liegt vorläufig für diese Zeit darin, daß die „mittelalterliche“ Keramik noch keiner genaueren Datierung zugänglich ist und

die urkundlichen Quellen nach dieser Seite hin noch kaum einer näheren Bearbeitung unterzogen wurden.

Was für die Stufe VI gilt, muß auch für die Stufe VII gelten. Doch wird man für die Bildungen dieser Stufe keine allzu kritischen Maßstäbe anlegen dürfen, da sie in die subrezent und rezenten Ablagerungen, die wenigstens zum Teil Ergebnis von Flußkorrekturen sind, überleiten.

E. Zusammenfassung

1. Mit Hilfe der Flußablagerungen wird eine geologische Grundgliederung des Spät- und Postglazials entwickelt (vgl. Tab. 2 u. 3).

2. Die Gehängebildungen und äolischen Ablagerungen des Spätglazials und des frühen Postglazials werden für eine Detailgliederung dieses Zeitraumes ausgewertet (vgl. Tab. 12).

3. Das Postglazial wird auf Grund seiner limnischen Bildungen, insbesondere des Kalktuffs und des Alm, behandelt (vgl. S. 138).

4. Die im Zuge der menschlichen Betätigung entstandenen Bildungen werden besprochen (vgl. S. 144).

5. Auf Grund der behandelten Ablagerungen ergibt sich ein Überblick über den erdgeschichtlichen Ablauf des Spätglazials und des Postglazials. Jedoch stößt die Ausdeutung der behandelten Erscheinungen vor allem in Annäherung an die geologische Gegenwart auf erhebliche Schwierigkeiten, indem einerseits genauere Datierungen zumeist fehlen und andererseits durch die Betätigung des Menschen zusätzliche Modifikationen bedingt sind.

F. Schrifttum

- ABELE, G.: Geolog. Karte von Bayern 1:25 000 Nr. 552 Schrobenhausen mit Erläut. — München 1938.
- ACKERMANN, E.: Die Unterscheidung glazialer und postglazialer Fließerden. — Geol. Rdsch., **43**, 328—341, Stuttgart 1955.
- BERGER, K.: Die Dünen im Raum von Nürnberg und Erlangen. — Geol. Bl. NO-Bayern, **1**, 70—74, Erlangen 1951.
- BESCHOREN, B.: Geolog. Karte von Bayern 1:100 000 Nr. 510 Schweinfurt mit Erläut. — München 1955.
- BIRZER, F.: Rutschneigung und Wasseraufnahme einiger nordbayerischer Tone. — Geol. Bl. NO-Bayern, **2**, 142—149, Erlangen 1952. — [1952 a].
— Verbesserung fränkischer Sandböden mit Mergel. — Geol. Bl. NO-Bayern, **2**, 64—66, Erlangen 1952. — [1952 b].
— Der Kanalbauversuch Karls des Großen. — Geol. Bl. NO-Bayern, **8**, 171—178, Erlangen 1958.
- BLANCKENHORN, M.: Das Diluvium der Umgebung von Erlangen. — S.-Ber. Phys.-med. Soz. Erlangen, **27**, 6—53, Erlangen 1896.
- BREHME, K.: Jahrringchronologische und -klimatologische Untersuchungen an Hochgebirgslärchen des Berchtesgadener Landes. — Z. Weltforstwirtschaft, **14**, 65—80, 1951.
- BRUNNACKER, K.: Die bodenkundlichen Verhältnisse der würmeiszeitlichen Schotterfluren im Illergebiet. — Geol. Bavarica, Nr. 18, 113—130, München 1953.

- BRUNNACKER, K.: Die Böden der Terrassen und der Flugsande im Regnitztal. — Geol. Bl. NO-Bayern, **5**, 71—77, Erlangen 1955.
- Die Böden. In: Erläut. z. Geolog. Karte von Bayern 1 : 25 000 Nr. 6232 Forchheim. — München 1956. — [1956 a].
- Geolog. Karte von Bayern 1 : 25 000 Nr. 7142 Straßkirchen mit Erläut. — München 1956. — [1956 b].
- Bodenkarte von Bayern 1 : 25 000 Nr. 7142 Straßkirchen mit Erläut. — München 1957. — [1957 a].
- Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän in Bayern. — Geol. Bavarica, Nr. 34, München 1957. — [1957 b].
- Bodenkarte von Bayern 1 : 25 000 Nr. 6125 Würzburg Nord mit Erläut. — München 1958. — [1958 a].
- Die Böden. In: Erläut. z. Geolog. Karte von Bayern 1 : 25 000 Nr. 6833 Hilpoltstein. — München 1958. — [1958 b].
- Über junge Bodenverlagerungen. — Geol. Bl. NO-Bayern, **9**, 13—24, Erlangen 1958. — [1958 c].
- Bodenkarte von Bayern 1 : 25 000 Nr. 6227 Iphofen mit Erläut. — München 1959. — [1959 a].
- Die geologisch-bodenkundlichen Verhältnisse bei Epfach. — (Manuskript). München 1959. — [1959 b].
- Junge Deckschichten und „schwarzerdeähnliche“ Böden bei Schweinfurt. — Geol. Bl. NO-Bayern, **9**, 2—14, Erlangen 1959. — [1959 c].
- Bodenkarte von Bayern 1 : 25 000 Nr. 7636 Freising Süd mit Erläut. — München 1959. — [in Druck, 1959 d].
- Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000 Nr. 7636 Freising Süd mit Erläut. — München 1959. — [1959 e].
- Bemerkungen zur Parabraunerde. — Geol. Jb., **76**, 561—578, Hannover 1959. — [1959 f].
- BRUNNACKER, M. & BRUNNACKER, K.: Die Molluskenfauna einiger Lößprofile im Donautal. — Geol. Bl. NO-Bayern, **6**, 91—106, Erlangen 1956.
- Gehäuseschneckenfauna und Boden. — Zoolog. Anzeiger, **163**, 128—134, Leipzig 1959. — [1959 a].
- Die Molluskenfauna im Kalktuff von Egloffstein. — Geol. Bl. NO-Bayern, **9**, 135—140, Erlangen 1959. — [1959 b].
- BRUNNACKER, K. & KOSSACK, G.: Ein Beitrag zur vorrömischen Besiedelungsgeschichte des niederbayerischen Gäubodens. — Archaeologia Geographica, **6**, 43—54, Hamburg 1957.
- BÜDEL, J.: Die periglazial-morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas auf der ganzen Erde. — Erdkunde, **7**, 249—266, Bonn 1953.
- DEEVEY, E. S. JR. & FLINT, R. F.: Postglacial hypsithermal interval. — Science, **125**, 182—184, Washington 1957.
- DORN, P.: Geolog. Karte von Bayern 1 : 25 000 Nr. 6432 Erlangen Süd mit Erläut. — München 1930.
- DÜCKER, A. & MAARLEVELD, G. C.: Hoch- und spätglaziale äolische Sande in Nordwestdeutschland und in den Niederlanden. — Geol. Jb., **73**, 215—234, Hannover 1958.
- EISSELE, K.: Beiträge zum Schwarzerdeproblem im Fellbach-Schmidener Feld. — Jb. Geol. Landesamt, **1**, 478—486, Freiburg i. B. 1955.
- FIRBAS, F.: Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen **I**. — Jena 1949.
- Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen **II**. — Jena 1952.
- FIRBAS, F., MÜLLER, H. & MÜNNICH, K. O.: Das wahrscheinliche Alter der späteiszeitlichen „Bölling“-Klimaschwankung. — Die Naturwissenschaften, **42**, 509, Berlin 1955.
- FIRBAS, F., MÜNNICH, K. O. & WITTKÉ, W.: C¹⁴-Datierungen zur Gliederung der nacheiszeitlichen Waldentwicklung und zum Alter von Rekurrenzflächen im Fichtelgebirge. — Flora, **146**, 512—520, Jena 1958.

- FIRBAS, F. & ROCHOW, M. v.: Zur Geschichte der Moore und Wälder im Fichtelgebirge. — Forstw. Cbl., **75**, 367—380, Hamburg 1956.
- FLOHN, H.: Klimaschwankungen im Mittelalter und ihre historisch-geographische Bedeutung. — Ber. Dt. Landeskde., **7**, 347—357, Stuttgart 1950.
- FREYBERG, B. v.: Die Entstehung des Bamberger Kessels. — Geol. Bl. NO-Bayern, **5**, 155—164, Erlangen 1955.
- FUCHS, B.: Geolog. Karte von Bayern 1 : 25 000 Nr. 6531 Fürth mit Erläut. — München 1955.
- GAMS, H.: Zur Chronologie des oberbayerischen Postglazials. — Geogn. Jh., **34**, 245—246, München 1922.
- GAMS, H. & NORDHAGEN, R.: Postglaziale Klimaänderungen und Erdkrustenbewegungen in Mitteleuropa. — Mitt. Geogr. Ges. München, **16**, 1—336, München 1923.
- GRAUL, H.: Über die quartären Geröllfazien im deutschen Alpenvorlande. — Geol. Bavarica, Nr. 19, 266—280, München 1953.
- GRAUL, H. & GROSCHOPE, P.: Geologische und morphologische Betrachtungen zum Iller-Schwemmkegel bei Ulm. — 5. Ber. Naturforsch. Ges. Augsburg, 3—27, Augsburg 1952.
- GRAUL, H. & SCHAEFER, I.: Zur Gliederung der Würmeiszeit im Illergebiet. — Geol. Bavarica, Nr. 18, München 1953.
- GROSCHOPE, P.: Alte Blauablagerungen im Stadtgebiet von Ulm und ihre siedlungsgeschichtliche Bedeutung. — Mitt. Ver. Naturkde. u. Math. Ulm, **23**, Ulm 1950.
- Pollenanalytische Datierung württembergischer Kalktuffe und der postglaziale Klimablauf. — Jh. Geol. Abt. württ. statist. L.-Amt, **2**, 72—94, Stuttgart 1952.
 - Ergebnisse der Ausgrabung in Ehrenstein für die nahezeitliche Entwicklung der Ulmer Landschaft. — Mitt. Ver. Naturwissenschaft u. Mathematik, **24**, 1—11, Ulm 1954.
 - Das Alter des Steinzeitdorfes Ehrenstein (Kr. Ulm) nach den C¹⁴-Bestimmungen. — Fundber. aus Schwaben, N. F. **14**, 132, 1957.
- GROSS, H.: Das Alleröd-Interstadial als Leithorizont der letzten Vereisung in Europa und Nordamerika. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **4/5**, 189—209, Ohringen 1954.
- Moorgeologische Untersuchung zweier Filze des oberbayerischen Jungmoränengebietes im Umland des Starnberger Sees. — Ber. Bayer. Botan. Ges., **31**, 12—24, München 1956.
 - Die bisherigen Ergebnisse von C¹⁴-Messungen und paläolithischen Untersuchungen für die Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns in Mitteleuropa und den Nachbargebieten. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **9**, 155—187, Ohringen 1958. — [1958 a].
 - Die postglaziale Klimaverschlechterung. — Abh. naturwiss. Ver. Bremen, **35**, 259—279, Bremen 1958. — [1958 b].
- HELLER, FL.: Weitere Funde von Säugetierresten und sonstige Beobachtungen im Kalktuffvorkommen vom Muggendorfer Bad. — Geol. Bl. NO-Bayern, **3**, 64—67, Erlangen 1953.
- HEMPEL, L.: Über Alter und Herkunftsgebiete von Auelehmen im Leinetal. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **7**, 35—42, Ohringen 1956.
- HERMANN, H.: Die Entstehungsgeschichte der postglazialen Kalktuffe der Umgebung von Weilheim (Oberbayern). — Neues Jb. Geol. u. Paläontol., Abh. **105**, 11—46, Stuttgart 1957.
- JAKOB, H.: Zur Datierung des „Rannenhorizontes“ und der sogen. „Pfählbauten“ im Main-Regnitz-Gebiet um Bamberg. — Ber. Naturforsch. Ges. Bamberg, **35**, 62—82, Bamberg 1956.
- Zeugnisse vorgeschichtlichen Ackerbaues am Rande der Fränkischen Alb. — Beiträge zur Frühgeschichte der Landwirtschaft, III, 139—150, Berlin 1957.
- KRÄMER, W.: Cambodunumforschungen 1953 — I. — Materialheft zur bayerischen Vorgeschichte **9**, Kallmünz/Opf. 1957.
- KRAUS, E.: Der Blutlehm auf der süddeutschen Niederterrasse als Rest des postglazialen Klimaoptimums. — Geogn. Jh., **34**, 169—222, München 1921.
- KRUMBECK, L.: Das Quartär bei Forchheim. — Neues Jb. Mineral. usw., **89** Abt. B, 258—314, Stuttgart 1948.
- Das Quartär von Erlangen (Mittelfranken). — Neues Jb. Geol. u. Paläontol., Abh. **92**, 1—30, Stuttgart 1950.

- KRUMBECK, L.: Einige Beobachtungen an Dünen in der Umgebung von Erlangen. — Geol. Bavarica, Nr. 14, 16—19, München 1952.
— Geol. Karte von Bayern 1 : 25 000 Nr. 6232. Forchheim mit Erläut. — München 1956.
- KUBIENA, W. L.: Entwicklungslehre des Bodens. — Wien 1948.
— Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas. — Stuttgart 1953.
- KUHN, O.: Jüngste Aufschüttungen im Rednitztal bei Strullendorf. — Geol. Bl. NO-Bayern, **6**, 168—169, Erlangen 1956.
- LAATSCH, W.: Dynamik der Mineralböden Mitteleuropas. — Dresden u. Leipzig 1955.
- LAIS, R.: Über rotgefärbte postglaziale Böden im Gebiet des Oberrheins. — Germania, **24**, 157—166, Berlin 1940.
- LEMBKE, H.: Spätwürmeiszeitliche periglaziale Trockentäler aus dem norddeutschen Jungmoränengebiet. — Wiss. Z. Humboldt-Univ. Berlin, Math.-Naturwiss. Reihe, **5**, 113—117, Berlin 1955/56.
- LOŽEK, V. & KUKLA, J.: Das Profil holocäner Gehänge-Sedimente in Velka Chuchle bei Prag (V Dolich). — Anthropozoikum, **5**, 407—424, Praha 1956. — [1956 a].
— Holozäne „Keile“ in der Lößschlucht bei Hostim. — Anthropozoikum, **5**, 219—232, Praha 1956. — [1956 b].
- LOŽEK, V. & PROSEK, FR.: Über Veränderungen des Landschaftsbildes des südslovakischen Karstes in der jüngsten geologischen Vergangenheit. — Ochrana pirody, **10**, 33—42, 1956.
- LÜDL, W.: Die Vegetationsentwicklung seit dem Rückzug der Gletscher in den mittleren Alpen und ihrem nördlichen Vorland. — Ber. über das geobotan. Forsch.-Inst. RÜBEL in Zürich f. d. Jahr 1954, 36—68, Zürich 1955.
- LÜRZER, E. v.: Das Spätglazial im Egelseegebiet (Salzach-Vorlandgletscher). — Z. Gletscherkde. u. Glazialgeologie, **III**, 83—90, Innsbruck 1956.
- MAAS, H.: Die geologische Geschichte der westfälischen Dünen auf Grund der Bodenbildungen. — Diss. Münster 1952.
- MENSCHING, H.: Akkumulation und Erosion niedersächsischer Flüsse seit der Rißeiszeit. — Erdkunde, **5**, 60—70, 1951.
— Bodenerosion und Auelehmbildung in Deutschland. — Dt. Gewässerkde. Mitt. **6**, 1957.
- MILOJČIĆ, V.: Zur Anwendbarkeit der C¹⁴-Datierung in der Vorgeschichtsforschung. — Germania, **35**, 102—110, Berlin 1957.
— Zur Anwendbarkeit der C¹⁴-Datierung in der Vorgeschichtsforschung. II. Teil. — Germania, **36**, 409—417, Berlin 1958.
- MORANI, V. & GUGNONI, G.: Fertilita residuanci terreni di antichi insediamenti umani. — Ann. d. sperim. agr. **7**, 1659—73, 1953. — [vgl. Referat in Pflanzenern., Düngung, Bodenkde., **65**, S. 259, Berlin 1954].
- MÜCKENHAUSEN, E.: Die wichtigsten Böden der Bundesrepublik Deutschland. — Frankfurt 1957.
- MÜLLER, S.: Buckelwiesen — Beobachtungen aus den Julischen Alpen. — Kosmos, **55**, 40—44, 1959.
- MÜNICHSDORFER, F.: Geolog. Karte von Bayern 1 : 25 000 Nr. 676 Mühldorf mit Erläut. München 1921.
— Über Almbildung und einen interglazialen Alm in Südbayern. — Geogn. Jh., **40**, 59—85, München 1928.
- MÜNNICH, K. O.: Heidelberg natural radiocarbon measurements I. — Science, **126**, 194—199, Washington 1957.
- NATHAN, H.: Ein interglazialer Schotter südlich Moosburg in Oberbayern mit *Fagotia acicularis* FÉRUSSAC (Melanopsen-Kies). — Geol. Bavarica, Nr. 19, 315—334, München 1953.
- NIETSCH, H.: Zur spät- und nacheiszeitlichen Entwicklung einiger Flußtäler im nordwestlichen Deutschland. — Z. deutsch-geol. Ges., **104**, 29—40, Hannover 1952.
— Hochwasser, Auelehm und vorgeschichtliche Siedlung. — Erdkunde, **9**, 20—39, 1955.
- NYE, P. H.: Some soil-forming processes in the humid tropica. — J. Soil Sci., **5**, 5—21, 1954.
- OVERBECK, F. & GRIÉZ, I.: Mooruntersuchungen zur Rekurrenzflächenfrage und Siedlungsgeschichte der Rhön. — Flora, **141**, 51—96, Jena 1954.

- PAUL, H. & RUOFF, S.: Pollenstatistische und stratigraphische Mooruntersuchungen im südlichen Bayern. I. — Ber. Bayer. Botan. Ges., **19**, 1—84, 1927.
- Pollenstatistische und stratigraphische Mooruntersuchungen im südlichen Bayern. II. — Ber. Botan. Ges., **20**, 1—24, 1932.
- PETZOLDT, E.: Verbreitung und Alter von Kalktuffen in der Wiesent-Alb und ihrer Nachbarschaft. — Geol. Bl. NO-Bayern, **5**, 34—40, Erlangen 1955.
- POSER, H.: Äolische Ablagerungen und Klima des Spätglazials in Mittel- und Westeuropa. — Die Naturwiss., **35**, 269—276, 307—312, 1948.
- PRIEHÄUSSER, G.: Ortsfremde Gesteinsblöcke im diluvialen Schotter der Donaulandschaft bei Straubing. — Geol. Bavarica, Nr. 19, 281—296, München 1953.
- Der Klimaablauf der Späteiszeit im Bayerischen Wald. — Geol. Bl. NO-Bayern, **6**, 55—66, Erlangen 1956. — [1956 a].
- Die Hochmoore im Osten des Forstamtes Buchenau und deren klimatischer Einfluß auf die im Westen anschließende Waldlandschaft. — Forstw. Cbl., **75**, 207—222, Hamburg 1956. — [1956 b].
- Über den Aufbau und die Oberflächenformen der Ablagerungen aus dem Firneis der letzten Kaltzeit (Endwürm) im Bayerischen Wald. — Geol. Bl. NO-Bayern, **8**, 152—157, Erlangen 1958.
- PROŠEK, FR. & LOŽEK, V.: Stratigraphische Übersicht des tschechoslowakischen Quartärs. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **8**, 37—90, Öhringen 1957.
- RATHJENS, C.: Asymmetrische Täler in den Niederterrassen des nördlichen Alpenvorlandes. — Geol. Bavarica, Nr. 14, 140—150, München 1952.
- Über Klima und Formenschatz der Späteiszeit. — Geol. Bavarica, Nr. 19, 186—194, München 1953.
- Das Schlernstadium und der Klimaablauf der Späteiszeit im nördlichen Alpenraum. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **4/5**, 181—188, Öhringen 1954.
- REICHEL, G.: Über den Stand der Auelehmforschung in Deutschland. — Pet. Mitt., **4**, 245—261, Gotha 1953.
- REIS, O. M.: Über Dünensande, Sandlöß und Windschliffe in Franken. — Geogn. Jh., **40**, 151—157, München 1927.
- RIETH, A.: Vorgeschichtliche Funde aus dem Kalktuff der Schwäbischen Alb und des württembergischen Muschelkalkgebietes. — Mannus, **30**, 562—584, Leipzig 1938.
- RÜCKERT, L.: Zur Flußgeschichte und Morphologie des Rednitzgebietes. — S.-Ber. Phys.-med. Soz. Erlangen, **63/64**, 371—453, Erlangen 1933.
- SCHMID, E.: Die geologische Einordnung der Fundstelle des urnenfelderzeitlichen Helmes von Weil a. Rhein. — Jb. u. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., N. F. **32**, 128—134, Stuttgart 1951.
- SCHÖNHALS, E.: Späteiszeitliche Wind-Ablagerungen in den nördlichen Kalkalpen und die Entstehung der Buckelwiesen. — Natur u. Volk, **87**, 317—328, Frankfurt 1957. — [1957 a].
- Spätglaziale äolische Ablagerungen in einigen Mittelgebirgen Hessens. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **8**, 5—17, Öhringen 1957. — [1957 b].
- Eine äolische Ablagerung der jüngeren Tundrenzeit im Habichtswald. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. **85**, 380—386, Wiesbaden 1957. — [1957 c].
- SCHREINER, A.: Niederterrasse, Flugsand und Löß am Kaiserstuhl (Südbaden). — Mitt. Bad. Landesver. Naturkde. und Naturschutz, **7**, 113—125, Freiburg i. Br. 1958.
- SCHRÖDER, R.: Die Conchylien des Münchener Gebietes vom Pleistozän bis zur Gegenwart. — Nachr.-Bl. Dt. Malakozoolog. Ges., **3** u. **4**, 1—87, Schwanheim a.M. 1915.
- SCHWABEDISSEN, H. & MÜNNICH, K. O.: Zur Anwendbarkeit der C¹⁴-Datierung und anderer naturwissenschaftlicher Hilfsmittel in der Ur- und Frühgeschichtsforschung. — Germania, **36**, 133—149, Berlin 1958.
- SCHWIND, J.: Mollusken aus dem Alm im Münchener Gebiet. — Archiv f. Molluskenkde., **62**, 1—32, 1930.
- SEITZ, H. J.: Die Süßwasserkalkprofile zu Wittslingen und die Frage des nacheiszeitlichen Klima-Ablaufes. — 4. Ber. Naturforsch. Ges. Augsburg, 4—131, Augsburg 1951.

- SEITZ, H. J.: Die Süßwasserkalkprofile zu Wittlingen. — 5. Ber. Naturforsch. Ges. Augsburg, 28—36, Augsburg 1952.
 — Zur Altersfrage der Bandkeramik und weitere Neuergebnisse aus den Profilen zu Wittlingen (1952—1956). — 7. Ber. Naturforsch. Ges. Augsburg, 5—33, Augsburg 1956.
- SMOLLA, G.: Der „Klimasturz“ um 800 v. Chr. und seine Bedeutung für die Kulturentwicklung in Südwestdeutschland. — Tübinger Beiträge zur Vor- und Frühgeschichte, 168—186, Stuttgart 1954.
- STAMPFUSS, R.: Vorgeschichtliche Fundstätten in niederrheinischen Flugsanddünen. — Z. deutsch. geol. Ges., **110**, 601—603, Hannover 1959.
- STARK, G.: Über Kalktuffvorkommen südöstlich von Staffelstein. — Geol. Bl. NO-Bayern, **2**, 67—71, Erlangen 1952.
- TILLMANN, H.: Geologisch-hydrologische Karte von München 1 : 50 000. — München 1953.
- TROLL, C.: Die jungglazialen Schotterfluren im Umkreis der deutschen Alpen. — Forsch. dt. Landes- u. Volkskde., **24**, 158—256, Stuttgart 1926.
 — Die jungeszeitlichen Ablagerungen des Loisach-Vorlandes in Oberbayern. — Geol. Rdsch., **34**, 544—694, Stuttgart 1944.
 — Über Alter und Bildung von Talmäandern. — Erdkunde, **4**, 286—302, Bonn 1954.
 — Tiefenerosion, Seitenerosion und Akkumulation der Flüsse im fluvioglazialen und periglazialen Bereich. — Geomorph. Studien, MACHATSCHEK-Festschrift, 214—226, Gotha 1957.
- WAGNER, W.: Der geologische Aufbau an der Fundstelle der Hügel-Bronzegräber 1200 m südöstlich Wixhausen bei Darmstadt. — Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **3**, 171—175, Wiesbaden 1952.
- WALLNER, J.: Wie entstand der Kalktuff? — Lech-Isar-Land, **11**, 121—142, 1935.
 — Wie entstand der Alm? — Bl. Natursch. u. Naturpfl., **18**, 40—44, München 1935.
- WERNER, J.: Ausgrabungen auf dem Lorenzberg bei Epfach, Ldkrs. Schongau (Oberbayern). — Germania, **35**, 327—337, Berlin 1957.
- WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter I. — Stuttgart 1954.
 — Das Eiszeitalter II. — Stuttgart 1958.
- WRIGHT, H. E.: The Late-Glacial chronology of Europe — a Diskussion. — American Journal of Science, **255**, 447—460, 1957.
- ZEIDLER, H.: Untersuchungen an Mooren im Gebiet des mittleren Mainlaufes. — Z. Botanik, **34**, 1—66, 1939.
 — Pollenanalyse und Standortskunde. — Waldhygiene, **8**, 237—248, 1956.