

Arbeiten zur Rheinischen Landeskunde
Herausgegeben vom Geographischen Institut der Universität Bonn
ISSN 0373-7187

Heft 24

**Beobachtungen und Studien
zur quartären Landschaftsentwicklung
des Pfrimmgebietes
(Südrheinessen)**

von

Hartmut Leser

1967

Bonn

**Hartmut Leser, Quartäre Landschaftsentwicklung
Südrheinessens**

Arbeiten zur Rheinischen Landeskunde

Herausgegeben vom Geographischen Institut
der Universität Bonn

Herausgegeben vom Geographischen Institut der Universität Bonn

durch C. Troll, H. Hahn, W. Kuls, W. Lauer

Schriftleitung: Hans Voigt

Heft 24

Hartmut Leser

Beobachtungen und Studien zur quartären Landschaftsentwicklung des Pfrimmgebietes (Südrheinessen)



1967

In Kommission bei
Ferd. Dümmlers Verlag, Bonn


**Beobachtungen und Studien
zur quartären Landschaftsentwicklung
des Pfrimmgebietes
(Südrheinessen)**

von

Hartmut Leser

**Mit 56 Abbildungen, 26 Diagrammen, 24 Tabellen
und 2 Karten als Beilage**

**In Kommission bei
Ferd. Dümmlers Verlag · Bonn**

 *Stümmelbuch 7484*

Alle Rechte vorbehalten

**Druck: Rheinische Friedrich-Wilhelms-Universität
Bonn**

VORWORT

Die vorliegende Arbeit entstand in den Jahren 1962 - 1964 am Geographischen Institut der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn.

Zunächst sollte nur die Terrassengeschichte der Pfrimm den Inhalt der Arbeit bilden. Im Laufe der Geländearbeiten zeigte es sich jedoch, daß eine Ausweitung des Arbeitsgebietes nach Nordrhein-hessen notwendig wurde, um die großen Lößprofile des Wiesbachtals mit in die Betrachtung einbeziehen zu können. Sie enthalten nämlich wichtige Zeitmarken der jungpleistozänen Entwicklung Rhein Hessens, auf die aus verschiedenen Gründen nicht verzichtet werden konnte. Einer der Hauptgründe für die Ausweitung des Arbeitsgebietes war das Fehlen von Großaufschlüssen im Pfrimmgebiet selbst.

Da heutzutage viele Aufschlüsse oft nur kurzfristig dem Interessierten zugänglich sind, lag einer der Schwerpunkte dieser Arbeit in der Bestandsaufnahme und Beschreibung möglichst vieler Aufschlüsse. Aus naheliegenden Gründen konnten von den ca. 120 aufgenommenen Profilen in der Arbeit nur etwa 100 erwähnt und eine noch viel geringere Zahl beschrieben und ausgewertet werden.- Die genaue Beschreibung der Lokalitäten soll das Auffinden für andere erleichtern. Zur leichteren Orientierung wurden die Profile mit einem Namen belegt, der meist der dem Profil nächstliegenden Gemeinde entlehnt ist. Teilweise wurden auch Gewinnbezeichnungen verwendet, die ein rasches Auffinden auf den Meßtischblättern ermöglichen. - Um von den im Text beschriebenen Aufschlüssen ein möglichst plastisches Bild entstehen zu lassen, wurden alle zur Auswertung herangezogenen Profile als Zeichnung eingefügt. Dabei wurde auf eine Schematisierung weitgehend verzichtet, um ein möglichst naturgetreues Abbild des Aufschlusses bzw. des Profiles zu geben.

Meinem hochverehrten Lehrer Herrn Professor Dr.phil., Dr.sc.h.c., Dr.phil.h.c. Carl Troll möchte ich nun meinen herzlichen Dank für die Förderung bei der Durchführung der Arbeit aussprechen. Auf ihn geht die Anregung zu dieser Dissertation zurück. Zahlreiche wertvolle Hinweise und Gedanken verdanke ich seiner steten Bereitschaft zur Diskussion und seinem Interesse, das er dem Fortgang der Arbeit, sei es im Gelände oder im Institut, entgegenbrachte. Gleichzeitig möchte ich der Akademie der Wissenschaften und der Literatur in Mainz für die finanziellen Beihilfen zur Durchführung der Geländearbeiten danken, die mir durch Befürwortung von Herrn Professor C. Troll zuteil wurden.

Mein Dank gilt auch Herrn Dozent Dr. Otto Fränzle. Mit Rat und Tat stand er mir bei der Durchführung der Gelände- und Laborarbeiten jederzeit zur Seite. Wichtige Anregungen erbrachten die zahlreichen Gespräche, die wir in unserem Bonner Institut miteinander führen konnten, wofür ich ganz besonders dankbar bin.

Weiterhin danke ich Herrn Professor Dr. Paul Woldstedt für klärende Aussprache. Herr Professor Dr. Ernst Schönhals besaß die Freundlichkeit, das Manuskript seiner im Druck befindlichen Arbeit mir zur Einsicht zu überlassen. Herrn Professor Dr. Wilhelm Weiler - Worms, dem ausgezeichneten Kenner der Geologie Südrhein Hessens, danke ich für die freundliche Beantwortung meiner vielen Fragen. Dankbar für einzelne Hinweise bin ich Herrn Dozent Dr. Heinz Klug - Kiel und Herrn Dr. Ernst Schmidt-Kraepelin vom Geographischen Institut Bonn. Dem Geologischen Landesamt von Rheinland-Pfalz danke ich für die mir gegebene Möglichkeit, in unveröffentlichte Karten Einsicht zu nehmen.

Bonn, im August 1964

Hartmut Leser

Gewidmet
meiner Frau und meinen Eltern

Inhaltsverzeichnis

	Seite
I. Die Landschaft Südrhein Hessens und ihre geologische und geomorphologische Entwicklung	19
1. Die Landschaft im Rahmen der sie umgebenden Großlandschaften	19
2. Die geologische und geomorphologische Erforschung	24
3. Durchführung und Zielsetzung der vorliegenden Arbeit im Zusammenhang mit den bisherigen Arbeiten über das Gebiet	29
II. Geologischer Aufbau und Entwicklung der Landschaft Südrhein Hessens	33
1. Geologie und Paläogeographie bis zum Miozän	33
a. Die vortertiäre Entwicklung und die Beteiligung der Gesteine am Aufbau des Untergrundes	
b. Tertiäre Entwicklung des Gebietes bis zum Miozän	37
(1) Tertiäres Sand- und Mergelstockwerk	38
(2) Tertiäres Kalkstockwerk	42
2. Die Entwicklung der Landschaft im Pliozän	44
a. Tone und Sande des Pliozäns	46
(1) Die Sedimente	46
(2) Paläogeographie	47
b. Roterdebildungen des Pliozäns	51
III. Das Pleistozän in Südrhein Hessen	53
1. Übergang vom Pliozän zum Pleistozän	53
2. Die Entwicklung der Landschaftsformen im Pleistozän	63
a. Überblick	63
b. Die Terrassenlandschaft der Pfrimm und die Gliederung ihrer Decksedimente	65
(1) Das Pfrimmgebiet und seine Flußabschnitte	65

(2) Beschreibung der Terrassenreste im Zusammenhang mit den in der Literatur genannten Aufschlüssen	73
(a) Die ältesten Terrassen (Hauptterrassen)	73
(b) Die Hoch-Terrassen	81
(aa) Zusammenstellung der Vorkommen	81
(bb) Die Obere Stufe der Älteren Hoch-Terrasse	82
(cc) Die Untere Stufe der Älteren Hoch-Terrasse	91
(dd) Die Jüngere Hoch-Terrasse	107
(c) Die Mittel-Terrassen	139
(aa) Zusammenstellung der Vorkommen	139
(bb) Die Ältere Mittel-Terrasse	140
(cc) Die Jüngere und Jüngste Mittel-Terrasse	176
(d) Die Nieder-Terrassen	181
c. Die periglaziale Überformung	206
(1) Die Hochflächen der Kalkplateaus und der Riedel	206
(2) Die Gehänge	236
IV. Die rezente Ausformung	240
1. Die Starkregen und ihre Wirkungen	241
2. Hochwasser	244
V. Zusammenfassung der Untersuchungen mit Hilfe des dargelegten Boden- und Terrassenmaterials	246
1. Zeitliche Einordnung der Landschaftsformen in das Schema der Eiszeiten, insbesondere aufgrund der fossilen Böden in den Decksedimenten der Terrassen	247
a. Zeitliche Einordnung einiger Profile mit Hilfe vorhandener Zeitmarken	247
(1) Terrassen, fossile Böden und Tuffbändchen	247
(aa) Wallertheim	247
(bb) Sprendlingen II	260
(cc) Sprendlingen I	270
(dd) Im Neuweg und St. Johann	282
(2) Profile aus dem Mittleren Rheinhessen, deren Aufbau Parallelen zu dem der Profile Wallertheim, Sprendlingen etc. erkennen läßt	294

	Seite
(aa) Zeilstück als Beispiel für korrelierte Sedimente	294
(bb) Hahnberg	310
(3) Der sich daraus ergebende Klimaablauf für die Zeit vom Riß/Würm-Interglazial bis ins Postglazial	317
b. Weitere Profile, die den bisher skizzierten Klimaablauf erweitern und die es erlauben, die Gliederung auch auf Südrheinessen zu übertragen	322
(1) Einordnung der Decksedimente auf der Jüngeren Hoch-Terrasse der Pfrimm	323
(2) Einordnung der Decksedimente auf der Älteren und Jüngeren Mittel-Terrasse der Pfrimm	328
(3) Einordnung der Decksedimente auf den Nieder-Terrassen der Pfrimm	345
c. Die Faunen und ihre Stellung in dem Terrassensystem der Pfrimm, zugleich Diskussion der Pleistozän-Gliederungen von Südrheinessen	346
(1) Stellung der Faunen in der Gliederung der Terrassen	346
(2) Klimatische Entwicklung und Gliederung der Würm-Kaltzeit	353
(aa) Übersicht der Klimaentwicklung	353
(bb) Gliederung der Würm-Kaltzeit	356
(cc) Stellung der Gliederung in größerem Rahmen	362
d. Zusammenfassende Übersicht über die Entwicklung der Landschaftsformen des Rhein Hessischen Tafel- und Hügellandes	372
(1) Tabelle	Beilage
(2) Übersicht der Landschaftsentwicklung	372
2. Geomorphologische Karte 1 : 50 000	377
VI. Quellenverzeichnis	378
1. Verwendetes Schrifttum	378
2. Geologische und bodenkundliche Karten	417
VII. Anhang	419
1. Verzeichnis der Profile	420
2. Zusammenstellung der Morphogramme	425
3. Zusammenstellung der beobachteten Frostbodenerscheinungen	429
4. Methoden der Bodenuntersuchungen	431
5. Zusammenstellung einer Auswahl der Analyseergebnisse	
6. Querprofile durch das Pfrimmgebiet und Längsprofil mit den Terrassenresten	

Verzeichnis der Abbildungen, Diagramme, Tabellen und Karten

<u>Abbildungen</u>	Seite
Abb. 1 Profil 35 Krämershalde	55
Abb. 2 Blick vom Hang des Zeller Plateaus auf das Pfrimmtal	67
Abb. 3 Blick vom Hang des Kahlenberg-Plateaus über das Pfrimmtal nach Nordwesten	68
Abb. 4 Blick vom Wachenheimer Plateau über das Pfrimmtal nach Nordosten	69
Abb. 5 Blick vom Hang des Blödesheimer Plateaus nach Süden	70
Abb. 6 Profil 62 Esper	77
Abb. 7 Skizze der Terrassen südwestlich von Marnheim/Pfrimm	84
Abb. 8 Pfrimmterrassen am Heldenberg	84
Abb. 9 Terrassenreste der Pfrimm bei Dreisen	84
Abb. 10 Terrassenreste am Fockenberg bei Dreisen	84
Abb. 11 Profil 76 Haiden-Placke I und Profil 77 Haiden-Placke II	87
Abb. 12 Morphogramme für Schichten aus den Profilen Haiden-Placke I und II (76 und 77)	88
Abb. 13 Profil 77 Haiden-Placke II: Froststrukturen	88
Abb. 14 Profil 105 Nornberg	92
Abb. 15 Profil der Nordflanke des Pfrimmtales bei Kriegsheim (Wiesen-Mühle)	107
Abb. 16 Morphometrische Schotteranalyse der Kriegsheimer Terrasse	108
Abb. 17 Westabschnitt des Pfrimmterrassenprofils bei Kriegsheim	111
Abb. 18 Profil 50 Kriegsheim	112
Abb. 19 Deckschichten der Pfrimmterrasse südlich von Abenheim	120
Abb. 20 Frostspalte in pleistozänen Auesanden über einer Pfrimmterrasse (Abenheim)	120
Abb. 21 Profil 43 Mörstadt und Profil 44 Hübelbrunnen	121
Abb. 22 Profil 44 Hübelbrunnen: Morphometrische Schotteranalysen der liegenden Terrasse	123
Abb. 23 Profil 53 Pfeddersheim III: Aufbau des Profils und der Profilwand und morphometrische Schotteranalysen der liegenden Terrasse	131

	Seite
Abb. 24	Profil 71 Hohensülzen III und Schotteranalyse der liegenden Terrasse 161
Abb. 25	Profil 51 und 52 Pfeddersheim I und II und Morphogramm der Terrassengerölle 167
Abb. 26	Aufschluß in der Pfrimm-Niederterrasse bei Pfeddersheim 184
Abb. 27	Profil 68 Grube Goedel bei Pfeddersheim und morphometrische Schotteranalyse der Jüngeren und Älteren Niederterrasse der Pfrimm . . 184
Abb. 28	Entwicklung der Pfrimm-Niederterrasse bei Pfeddersheim (Grube Goedel) 185
Abb. 29	Skizze der Pfrimmterrassen am Westausgang von Wachenheim 193
Abb. 30	Profil 54 und 56: Rheinweide I und II 193
Abb. 31	Profil 55 Industriegelände 195
Abb. 32	Profil 75 Bärenloch und Aufbau der Profilwand in der Grube Bärenloch bei Worms-Weinsheim . 199
Abb. 33	Erscheinungen des Frostbodens in der Niederterrasse (Grube Bärenloch bei Worms-Weinsheim) . . 203
Abb. 34	Profil 94 Rücken/Profil 95 Pfuhl III und ihre Lage im Bereich einer Delle 209
Abb. 35	Periglazial veränderte Profile I: Profil 22 Bahnhof Monzernheim, Profil 37 Klausenberg und Profil 46 Nieder-Flörsheim 220
Abb. 36	Periglazial veränderte Profile II: Profil 42 Bärenstall, Profil 57 Saukopf und Hangprofil einer Wanderschuttdecke am Saukopf bei Albisheim . 232
Abb. 37	Rezente Weiterformung der Hangdellen im Gerbach-Tal (Ansichtsskizze) 243
Abb. 38	Profil 5 Wallertheim I sowie Lage der Wiesbach-Mittelterrasse und Morphogramm ihrer Quarzitzerölle 248
Abb. 39	Profil 1 und 2 Sprendlingen I und II 263
Abb. 40	Wiesbach-Mittelterrasse bei Profil Sprendlingen II und Morphogramme der Schotteranalysen von Profil Sprendlingen I und II 264
Abb. 41	Die Lößprofile im Wiesbachtal: Wallertheim I, Sprendlingen I und Sprendlingen II 280
Abb. 42	Profil 4 Im Neuweg 281
Abb. 43	Profil 3 St. Johann 289
Abb. 44	Profil 17 und 18 Zeilstück I und II 295

	Seite	
Abb. 45	Profil 19a Zeilstück IIIa und Profilwände der Grube Zeilstück bei Weinheim/Rheinhausen . . .	301
Abb. 46	Grube Zeilstück bei Weinheim/Rheinhausen: Die Lage der Profile 17, 18, 19a und 19b zueinander und die vertikale und horizontale Differenzierung der Sedimente	305
Abb. 47	Profil 20 Hahnberg und Lage des fossilen Bodens in der Wand	313
Abb. 48	Profil 49 Monsheim II, Lage des Sumpflöß- Restes zu Profil 49 Monsheim II und Profil 48 Monsheim I	338
Abb. 49	Profil 48 Monsheim I	340
Abb. 50	Gliederung des Würm-Lösses im Rhein-Main- Gebiet und in Nordhessen (nach SCHÖNHALS, ROHDENBURG & SEMMEL)	367
Abb. 51	Typische Geröllformen aus Terrassen süd- rheinheissischer Bäche	428
Abb. 52	Querprofile durch das Vordere Pfrimmtal zwischen Pfiffligheim und Monsheim	433
Abb. 53	Querprofile durch das Mittlere Pfrimmtal zwischen Wachenheim und Marnheim	433
Abb. 54	Querprofile durch das Obere Pfrimmtal zwischen Marnheim und Standenbühl	434
Abb. 55	Querprofile durch das Obere Pfrimmtal zwischen Standenbühl und Sippersfeld	434
Abb. 56	Die pleistozänen Terrassen der Pfrimm in schematischer Anordnung nach Höhenlage und Ausdehnung (jeweils Unterkante der Terrasse) .	Beilage

Diagramme

Diagramm 1	Analysenergebnisse: Profil 35 Krämershalde	56
Diagramm 2	Analysenergebnisse: Profil 105 Nornberg	94
Diagramm 3	Analysenergebnisse: Profil 50 Kriegsheim	114
Diagramm 4	Analysenergebnisse: Profil 43 Mörstadt	128
Diagramm 5	Analysenergebnisse: Profil 53 Pfeddersheim III	134
Diagramm 6	Analysenergebnisse: Profil 48/49 Monsheim I/II	149

	Seite
Diagramm 7	Analysenergebnisse: Profil 71 Hohensülzen III 162
Diagramm 8	Analysenergebnisse: Profil 51 Pfeddersheim I 168
Diagramm 9	Analysenergebnisse: Profil 52 Pfeddersheim II 169
Diagramm 10	Analysenergebnisse: Profil 68 Grube Goedel III 188
Diagramm 11	Analysenergebnisse: Profil 75 Bärenloch 202
Diagramm 12	Analysenergebnisse: Profil 94 Rücken 210
Diagramm 13	Analysenergebnisse: Profil 95 Pfuhl III 211
Diagramm 14	Analysenergebnisse: Profil 22 Bahnhof Monzernheim 221
Diagramm 15	Analysenergebnisse: Profil 46 Nieder-Flörsheim 226
Diagramm 16	Analysenergebnisse: Profil 62 Wachenheim 229
Diagramm 17	Analysenergebnisse: Profil 42 Bärenstall 234
Diagramm 18	Analysenergebnisse: Profil 5 Wallertheim I 253
Diagramm 19	Analysenergebnisse: Profil 2 Sprendlingen II 266
Diagramm 20	Analysenergebnisse: Profil 1 Sprendlingen I 274
Diagramm 21	Analysenergebnisse: Profil 4 Im Neuweg 285
Diagramm 22	Analysenergebnisse: Profil 3 St. Johann 291
Diagramm 23	Analysenergebnisse: Profil 18 Zeilstück II 299
Diagramm 24	Analysenergebnisse: Profil 19b Zeilstück II b 304
Diagramm 25	Analysenergebnisse: Profil 20 Hahnberg 314
Diagramm 26	Tafel: Zusammenstellung der Morphogramme 427

<u>Tabellen</u>	Seite	
Tabelle 1	Verzeichnis der Terrassenreste Wart-Berg und Haiden-Placke (Profil 77)	80 80
Tabelle 2	Reste der Älteren und Jüngeren Hoch- Terrasse im Pfrimmgebiet	81
Tabelle 3	Reste der Mittel-Terrassen im Pfrimmgebiet	139
Tabelle 4	Reste der Nieder-Terrassen im Pfrimmgebiet	182
Tabelle 5	Lößprofile und Gliederung der Würm- Kaltzeit in Nordrheinhessen	319
Tabelle 6	Gegenüberstellung der Würm-Gliederung in Nordrheinhessen, Rheingau und Südrheinhessen	320
Tabelle 7	Die im vorhergehenden Teil beschriebenen Aufschlüsse, die für die Datierung in Frage kommen	322
Tabelle 8	Zeitliche Einordnung der Sedimente des Profiles Nr. 53 Pfeddersheim III	327
Tabelle 9	Zeitliche Einordnung der Straten des Profiles Nr. 50 Kriegsheim	327
Tabelle 10	Zeitliche Einordnung der Sedimente des Profiles Nr. 52 Pfeddersheim II	331
Tabelle 11	Zeitliche Einordnung der Straten des Profiles Nr. 71 Hohensülzen III	334
Tabelle 12	Zeitliche Einordnung der Sedimente und Böden des Profiles Nr. 48 Monsheim I	342
Tabelle 13	Tabelle der Säugerfunde aus dem Pleistozän Südrheinhessens (nach WEILLER, verändert)	347
Tabelle 14	Gliederung der Pfrimm-Terrassen durch WEILLER (1953)	348
Tabelle 15	Gliederung der Pfrimm-Terrassen durch KLUG (1959)	349
Tabelle 16	Klimatische Entwicklung und Gliederung der Würm-Kaltzeit in Rheinhessen	354
Tabelle 17	Klimaentwicklung innerhalb eines Stadials	361
Tabelle 18	Gegenüberstellung von zwei Nieder- Terrassenprofilen aus Südrheinhessen	363
Tabelle 19	Nieder-Terrassendecksedimente im Niederrheingebiet und Südrheinhessen	366
Tabelle 20	Verzeichnis der Profile	420

		Seite
Tabelle 21	Zusammenstellung der Morphogramme (dazu Diagrammtafel 26)	425
Tabelle 22	Zusammenstellung der beobachteten periglazialen Frostbodenerscheinungen im Rhein Hessischen Tafel- und Hügelland (dazu Karte 3)	429
Tabelle 23	Zusammenstellung einer Auswahl von Analysergebnissen	
Tabelle 24	Übersicht über die Entwicklung der Landschaftsformen des Rhein Hessischen Tafel- und Hügellandes	Beilage

Karten

Karte 1	Südliches Rhein Hessen und Pfrimmgebiet: Lage der Profilaufnahmen (Maßstab 1 : 200 000)	423
Karte 2	Aufnahmepunkte des Rohrgraben-Profiles (Maßstab 1 : 25 000)	424
Karte 3	Frostbodenerscheinungen im Rhein- hessischen Tafel- und Hügelland (Maßstab 1 : 200 000)	430
Karte 4	Die pleistozänen Terrassen der Pfrimm (Maßstab 1 : 50 000)	Beilage
Karte 5	Geomorphologische Spezialkarte des Rhein Hessischen Tafel- und Hügellandes 1 : 50 000, Blatt Alzey (L 6314)	Beilage

Alle Zeichnungen stammen vom Verfasser.

I. Die Landschaft Südrheinessens und ihre geologische ----- und geomorphologische Erforschung -----

1. Die Landschaft im Rahmen der sie umgebenden Großlandschaften.

Das Rhein Hessische Tafel- und Hügelland¹⁾ - als Naturraum - stellt den größten Anteil des Untersuchungsgebietes. Seine Hauptgrenzen sind im Norden und Osten das Tiefland des Oberrheins, im Süden die Plateaus südlich der Pfrimm und Eis und im Westen die Ausläufer des Saar-Nahe-Berglandes. Es stellt somit den nordwestlichsten Eckpfeiler des Oberrheinischen Tieflandes dar.

Diese grobe Abgrenzung eines in sich sehr differenzierten Naturraumes soll eine genaue Untergliederung nicht ersetzen. An dieser Stelle jedoch muß sie als erster Überblick genügen. Das Rhein Hessische Tafel- und Hügelland bietet selbstverständlich aufgrund seiner Untergliederung in mehrere Teilräume jeweils ein anderes Bild. Die relativ geringe Höhe macht das Hügelland von den angrenzenden Landschaften aus überschaubar, selbst vom Oberrheinischen Tiefland her läßt sich noch ein Überblick über Geomorphologie und Aufbau gewinnen. Der dabei entstehende Eindruck von der Physiognomie dieser Landschaft hängt in hohem Maße von dem Standpunkt des Betrachters ab.

Im Norden erhebt sich das Rheinische Schiefergebirge. Das Devon des Hunsrücks und des Taunus, dieser jenseits des Rheines, weicht mit einem Mal einer offenen Landschaft. Anstelle des Soon-Waldes, des Binger-Waldes und des Rochusberges, als von der Denudation freigelegte Taunusquarzit Rücken (600-650 m), treten breite Ausraumzonen, die von Rhein und Nahe geschaffen wurden und durch die durch Flußterrassen gegliedert werden. Das im Norden vorge-

1) Der Begriff "Alzeyer Hügelland" wird hier nicht mehr gebraucht. Der den natürlichen Verhältnissen der Landschaft besser gerecht werdende Name "Rhein Hessisches Tafel- und Hügelland" wurde an anderer Stelle ausführlich begründet (Leser 1966, a).

lagerte Rheinische Schiefergebirge grenzt also auf breiter Front nirgendwo direkt an das Rhein Hessische Tafel- und Hügelland an, vielmehr sind es die fluviatil geformten Landschaften des Unteren Nahetales und der Ingelheimer Rheinebene, die den im Bereich des Taunus und Hunsrück aus unterdevonischen Schieferen und Quarziten bestehenden alten Faltenrumpf von ihm trennen. Den tektonischen Abfall bildet die Taunus-Linie, die sich auch nach Südwesten fortsetzt und eine geologische Grenze gegen das Saar-Nahe-Bergland bildet. Die flache Landschaft um Rhein und untere Nahe geht im Bereich des Wies- und Appelbachs in ein welliges und kuppiges Hügelland über. Den Tonen und Mergeln des Oligozäns fehlt hier eine Decke aus miozänen Kalken, die die morphologisch weichen Sedimente vor der Abtragung schützen könnten. Wenn man von Norden her auf das Rhein Hessische Tafel- und Hügelland blickt, tragen diese Hügel und Kuppen nur unwesentlich zu der Gestaltung des Landschaftsbildes bei. Morphologisch imposanter sind die Plateaus, die eine Decke aus miozänen Kalken tragen. Mit einer mehr oder weniger scharfen Kante fallen sie zunächst steil ab, gehen dann aber in einen sanft geneigten, durch Rutschungen oft wellig und bucklig gestalteten Hang über, der die Verbindung zu den Mergel- und Tonhügeln am Fuße des Plateaus herstellt. Die Plateaus erheben sich fast mauerartig über der Ausraumzone des Rheines zwischen Mainz und Bingen. Hauptsächlich sie prägen durch ihre Erscheinung das Landschaftsbild des Rhein Hessischen Tafel- und Hügellandes.

Das gleiche gilt auch für die Ostseite des Plateaus. Bei Mainz, Nierstein und Oppenheim treten sie dicht an den Rhein heran, während sich jenseits des Flusses die weite Ebene des Oberrheinischen Tieflandes ausdehnt. Das Bild der Landschaft ändert sich ab Oppenheim nach Süden zu: die Grenze des Rheintalgrabens fällt dort mit den Verwerfungen der Rhein Hessischen Plateaus zusammen. So ist der markante Abbruch zum Tiefland etwas verwischt. Immerhin herrscht auch hier noch das linienhafte Element der Hochflächen vor. Ungefähr ab Mettenheim ändert sich die Gestalt des Rhein Hessischen Tafel- und Hügellandes: die Plateaus weichen nach Südwesten hin zurück. Sie erheben sich als zweite, wesent-

lich höhere Fläche über den pliozänen Riedeln. Diese Riedel sind West-Ost verlaufende Rücken mit weichen Formen: aus den Sohlenmuldentälern der in der gleichen Richtung zum Rhein strebenden Bäche, die fast ständig trocken liegen, gehen sanfte, gegen das Tiefland hin flacher werdende Hänge in die Riedelflächen über. Ohne eine Kante zu bilden wird dabei der Hang von der Riedeloberfläche abgelöst. Die Riedel tragen über ihrem pliozänen Sandkern eine Decke aus LÖB, die oftmals von pleistozänen Terrassenschottern der Pfrimm und parallel dazu verlaufender Bäche unterlagert wird. Sie bilden als weite Talwannen einen Übergang zum Oberrheinischen (hier Worms-Oppenheimer) Tiefland. Es begleitet die Ostflanke des Rhein Hessischen Tafel- und Hügellandes als fast ebenes Terrassen- und Auengelände, das bis an den Rand des Hügellandes kaum einen Anstieg aufweist, sondern sich vielmehr mit einem mehr oder weniger scharfen Fußknick von diesem absetzt. Hochflutbildungen sind bis an das Rhein Hessische Tafel- und Hügelland hin auf der Linie Worms - Guntersblum zu finden. Stellenweise schließen sich daran Flugsandfelder mit kuppigem, unruhigem Relief (Guntersblum - Gimsheim - Alsheim und östlich Mettenheim) an. Beide Bildungen liegen auf der Niederterrasse des Rheins. Im Gebiet der Pfrimm-Mündung, nördlich von Worms gelegen, werden die Niederterrassenschotter des Rheins von denen des Pfrimm-Schwemmkegels abgelöst. Das Tiefland weist einzelne geschlossene Wannn auf, zwischen denen sich flache, langgestreckte Rücken befinden, die sich nicht mehr als 2 - 4 m über die Ebene erheben. Dazwischen ziehen zahllose Wassergräben hindurch, die zur Regulierung des oberflächennahen Grundwassers dienen. Wesentlich tragen die Altrheinarme zur Gestaltung der Oberflächenformen des Tieflandes bei. Ihre sumpfigen, zum Teil noch wassergefüllten Relikte liegen nur wenige Meter unter dem Niveau der höheren Punkte, die hier im Tiefland durch die Flugsandfelder markiert werden.

Die Riedel westlich von Worms leiten allmählich zu den Formen des Riedellandes östlich der Haardt über. Sie unterscheiden sich von ersteren durch ihre geringere Höhe und der Einschaltung von mächtigen Terrassenschottern zwischen LÖBdecke und pliozänen

Riedelkern. Außerdem ist die Lößmächtigkeit in Südrheinessen wesentlich geringer als in der Vorderpfalz östlich der Haardt. Vom Süden her gesehen, bietet sich aufgrund der West-Ost-Er-streckung der Riedel und der dazwischenliegenden Talmulden das schon oben gezeichnete Bild - hier nur im Längsprofil gesehen: über dem Oberrheinischen Tiefland erheben sich die Riedel. Ihre im Profil ebene Oberflächen erstrecken sich weit nach Westen, wo sie an die Plateaus ansetzen. Die Kalktertiärplateaus erheben sich über die Riedel entlang einer Bruchlinie. Ihre Oberfläche ist eben bzw. senkt sich leicht gegen den Randbruch des Rheintalgrabens hin ab.

Völlig anders ist die Landschaft im Bereich der Westgrenze des Rhein Hessischen Tafel- und Hügellandes gestaltet: sie ist weder eine Stufe, die sich über Flußniederungen erhebt, wie im Norden und z.T. im Nordosten, noch ein Riedelland, wie im Südosten des Hügellandes. Im Westen geht das Saar-Nahe-Bergland in die Flächen und Plateaus des Rhein Hessischen Tafel- und Hügellandes über. Die Grenze ist nicht so scharf wie im Norden oder Osten. Da die Bruchlinie, die Rotliegendes vom Tertiär trennt, auch nicht in einem Zug verläuft, sondern bei Alzey am weitesten nach Osten vorspringt, bei Kirchheimbolanden und Bad Kreuznach dagegen weit zurückweicht, greift auch das Saar-Nahe-Bergland bei Alzey am weitesten nach Osten vor. Runde Rücken und kuppiges Bergland des Rotliegendes stößt unmittelbar an die tertiären Hügel im Wies- und Appelbachtal oder an die Kalktertiärplateaus um Alzey. Nur im oberen Pfrimm-Gebiet, etwa westlich Marnheim, bilden z.T. flächenhaft ausgebildete Flußterrassen auf dem Rotliegendes einen Übergang zu den Flächen des Kalktertiärs. Deshalb kann insgesamt gesehen im Westen des Rhein Hessischen Tafel- und Hügellandes nicht direkt von einer scharf gezogenen Grenze gesprochen werden, sondern es handelt sich hierbei vielmehr um einen mehr oder weniger breiten Saum, in welchem sich die Formen des Rhein Hessischen Tafel- und Hügellandes und die des Saar-Nahe-Berglandes miteinander verzahnen.

Das Saar-Nahe-Bergland liegt zwischen dem Pfälzer-Lothringischen Stufenland im Süden und dem Rheinischen Schiefergebirge im Norden.

Es bildet damit die Westgrenze des Rhein Hessischen Tafel- und Hügellandes. Die tektonische Saar-Nahe-Scholle neigt sich mit dem Ostflügel zum Mainzer Becken hin, mit dem Westflügel zum Pariser Becken (Nahe- und Prims-Mulde). Karbonische und permische Sedimente, besonders rote und graue Sandsteine und Konglomerate, sowie Vulkanite, wie Porphyre, Porphyrite und Melaphyre, bauen das Bergland auf. Morphologisch am stärksten treten bei diesem kuppigen Bergland die Quarzporphyrstöcke in Erscheinung. Der Donnersberg, unweit der Westgrenze des Rhein Hessischen Tafel- und Hügellandes und noch z.T. im Einzugsbereich der Pfrimm liegend, ist das markanteste Gebilde unter mehreren anderen. Das Gebiet ist tektonisch stark beansprucht. Mulden und Sättel gliedern es. Geologisch und geomorphologisch wichtig für das Rhein Hessische Tafel- und Hügelland ist der Pfälzer Sattel, der einen Teil der in hercyner Richtung laufenden Sattel-Mulden-Struktur der nordwestlichen Randgebiete des Oberrheinischen Tieflandes darstellt. Er kommt im Alzey-Niersteiner Horst, der das Hügelland quert und als geologische Grenze zwischen Nord- und Südrheinessen gilt, geologisch und geomorphologisch wieder zum Tragen. Nicht zum Rhein Hessischen Tafel- und Hügelland gehört das oberste Pfrimm-Gebiet. Es stellt ein Anhängsel dar, denn dort greift die Pfrimm mit ihren Quellbächen aus der Terrassenlandschaft der Kalkplateaus in das Rotliegendgebiet und in den Buntsandstein der Haardt hinein. Die völlig andere Formung dieses Gebietes unterscheidet sich daher auch von dem Übergangsglied des Rotliegendgebietes, dem Tertiärriegel zwischen Marnheim und Wachenheim und den Riedeln zwischen Wachenheim/Monsheim und Worms. Die Pfrimm schließt deshalb auf ihrem relativ kurzen Lauf eine Vielfalt von Formen ein, die einmal vom Gestein als solchen abhängig sind, zum anderen aber von der Überprägung im Pleistozän herrühren, die sich je nach vorliegenden Bedingungen verschieden auf die jeweils in den Flußabschnitten vorhandenen Formen auswirkte.

Das Saar-Nahe-Bergland verzahnt sich südlich des Donnersberges mit der Haardt. Durch die breiten Ausraumzonen an der Grenze Buntsandstein-Rotliegendgebiet ist ein Übergang des flachwelligen,

runden bis buckligen Saar-Nahe-Berglandes in die im Gebiet der oberen Pfrimm tafelartigen Buntsandsteinhöhen der Haardt gegeben. Sieht man von der Landstufe der Staufer Schichten einmal ab, fehlt von der Form her eine scharfe Grenze, da die Randbrüche zu weit entfernt liegen und das Gebiet außerdem zwischen dem Pfälzer Sattel und der Pfälzer Mulde liegt, außerdem die Talentwicklung in diesem Bereich, wo das Rotliegende ausstreicht, keinerlei markante Großformen lieferte. Die zumeist tonigen und mergeligen Schichten des Unterrotliegenden wurden ausgeräumt, während der sich daran anschließende Buntsandstein durch kleine Bäche in ein zerlapptes Bergland zerlegt wurde. Seine Formen, besonders die flachen, tafelartigen Berge sind Landterrassen und somit gesteinsbedingt. Diese Ausformung wurde besonders begünstigt durch die fast horizontale Lagerung der Schichten und der relativ starken Gesteinsunterschiede innerhalb der Sedimentfolgen (LÖFFLER 1927, GARST 1935).

2. Die geologische und geomorphologische Erforschung

Schon frühzeitig konzentrierte sich das Interesse einzelner weniger Forscher und Heimatkundler auf das Gebiet Rheinhessens. Somit liegt nun seit langem die verschiedenste Literatur sowie Kartenmaterial über das Arbeitsgebiet vor. Das Mainzer Tertiärbecken liegt am Rande des Oberrheinischen Tieflandes und wird im Norden, Westen und z.T. auch im Süden durch paläozoische und mesozoische Formationen begrenzt. Als fast reines Tertiärgebiet stellt es damit eine Insel in andersartiger Umgebung dar. Dieses nun so völlig andere Gebiet lenkte allerdings nicht die vielleicht zu erwarten gewesene Aufmerksamkeit auf sich - der Pfälzer Wald, das Saar-Nahe-Bergland mit seinen Quarzporphyrstöcken oder gar das Rheinische Schiefergebirge schienen für die Mehrzahl der landeskundlich Forschenden viel interessanter als jenes flachwellige Hügel- und Plateauland. So nimmt es auch nicht wunder, daß beim Sichten der vorhandenen Arbeiten festgestellt werden konnte: die Untersuchungen konzentrieren sich nur auf bestimmte Fachgebiete und innerhalb dieser wieder nur auf

gewisse, oft eng begrenzte Themen oder Themengruppen. Um es gleich vorwegzunehmen: das Gros der Arbeiten wird von geologischen Untersuchungen gestellt. Diese wiederum setzen sich aus einer Vielzahl Einzeluntersuchungen zusammen, die oft höchstspeziellen Fragestellungen nachgehen. Die für besondere Zwecke ebenfalls sehr wichtigen Zusammenfassungen der geologischen Literatur fehlen fast ganz. Zweifellos sind sie auch im beschränkten Maße vorhanden, jedoch sind diese Art von Zusammenfassungen meist zu knapp, um dem an etwas genauerer Information Interessierten dienen zu können.

Seltsamerweise fehlt auch eine gute Landeskunde von Rheinhessen. Weit verstreute Einzelaufsätze unterschiedlichster Qualität und Quantität, sowie große Werke, wie Gradmanns "Süddeutschland" (1931) oder das "Handbuch der naturräumlichen Gliederung Deutschlands" (1953-1962), bieten keinen Ersatz für ein Werk, das ausführlich eine Geographie Rheinhessens bieten würde. Erst in jüngster Zeit sind Ansätze vorhanden, die erkennen lassen, daß man bemüht ist, von geographischer Seite her wenigstens die Lücken in der Kenntnis der Landeskunde Rheinhessens zu schließen. Bisher erfolgte das aber auch nur im Rahmen von Einzeldarstellungen, die jedoch als Fundament für eine Landeskunde dienen könnten.

Die Übersichten über die Geologie Rheinhessens werden schon 1883 mit LEPSIUS' "Das Mainzer Becken, geologisch beschrieben" eingeleitet. Zu nennen wäre hier auch GÜMBELs "Geologie von Bayern", die im 2. Band die geologische Erforschung der Pfalz zusammenfaßt. MORDZIOL (1911) berichtete dann über die Geologie des Mainzer Beckens. Dabei verwertete er eine große Anzahl Werke anderer Autoren, gab einen Überblick über die geologischen Verhältnisse und eine geomorphologische Gliederung des Gebietes. Pliozän und Pleistozän stellte er jeweils gesondert in einem Abschnitt dar.

WENZ wollte mit seinem geologischen Führer "Das Mainzer Becken und seine Randgebiete" eine "geologische Heimatkunde" geben. Das heute noch sehr brauchbare, wenn auch in einigen Teilen überholte Werk wird besonders durch das umfangreiche Verzeichnis der älteren

Literatur "zur Geologie und Paläontologie des Tertiärs und Diluviums im Mainzer Becken" wertvoll. Daneben sind hier auch die älteren geologischen Karten verzeichnet. Eine sehr umfassende Arbeit über das Pleistozän Süd-Rhein Hessens und der Rheinpfalz veröffentlichte GARST (1935). Dabei wurde als Untersuchungsgebiet nur der Südtteil des Mainzer Beckens gewählt, jedoch dafür weit nach Süden gegangen, so daß die Entstehung der Formen des Pfälzer Waldes und ihre Zusammenhänge mit dem nach Osten gerichteten Flußnetz dargestellt werden konnten. Er stützt sich im wesentlichen auf zahlreiche geologische und geographische Spezialuntersuchungen. Die zusammengefaßten Tatsachen und die daraus resultierenden Schlüsse besitzen zum großen Teil auch noch heute Gültigkeit. Auch W.WAGNER (1938) gab eine Literaturschau über das Mainzer Becken. Erst 1957 kam mit SPÜHLERS "Einführung in die Geologie der Pfalz" wieder ein größeres Werk heraus, das die Literatur von 1740 an bis in die Mitte der fünfziger Jahre dieses Jahrhunderts anführt. Es ist vor allem durch seine Ausführlichkeit ausgezeichnet, wobei zu bemängeln ist, daß die Ansichten verschiedener Autoren nicht kritisch genug betrachtet wurden. Das Gebiet von Rhein-Hessen wird nur am Rande behandelt. - Der geologische Führer von FALKE (1960) dagegen beschränkt sich genau auf das Mainzer Becken. Er verwertet besonders die nach dem Erscheinen des WENZ'schen Führers (1921) herausgekommene Literatur. Erwähnt sei auch noch die Arbeit von KLUG über "Das Zellertal" (1959). Wenngleich hier nur ein bestimmter Teilraum Südrhein Hessens monographisch abgehandelt wird, so sind doch im ersten Teil der Arbeit (Geologie und Geomorphologie) eine Reihe Tatsachen und Anregungen enthalten, die für Südrhein Hessens im allgemeinen und für das Pfrimmgebiet im besonderen ausgewertet werden konnten.

Auf die Fülle der geologischen Einzelarbeiten kann nur hingewiesen werden. Sie beschäftigen sich auch im wesentlichen mit dem Tertiär und seinen Gesteinen. Sehr selten sind jedoch Arbeiten, die das Pleistozän und seine Entwicklung zum Inhalt haben. Einmal ist es der schon zitierte WENZ (1914) und zum anderen W.WAGNER (1931, 1950), die die pleistozänen tektonischen Bewegungen im Bereich des Mainzer Beckens beschreiben. Besonders WAGNER

bietet mit seinen Arbeiten ein Grundgerüst auch für künftige Untersuchungen. Gleichfalls Grundlagen und Ausgangspunkte lieferte BARTZ mit seinen Untersuchungen über das Pliozän (besonders 1936, 1940, 1950). Auf seinen Arbeiten baut z.T. WEILER auf. WEILER lieferte mit seiner Arbeit über "Die diluvialen Terrassen der Pfrimm etc." (1931) wohl eine der gründlichsten Arbeiten über das rheinhessische Pleistozän. Seine Untersuchungen führte er im vorderen Pfrimm-Gebiet, hauptsächlich zwischen Wachenheim und Worms durch. Auf seinen Arbeiten baute auch KLUG (1959) seine "Gliederung der Pfrimm-Terrassen" auf, ohne jedoch eine grundlegende Verbesserung an der zeitlichen Einstufung der Terrassen vorgenommen zu haben. WEILERS Arbeit gibt zwar eine äußerst genaue Einordnung der Terrassen zueinander, jedoch läßt sich die zeitliche Abfolge der Eiszeiten, die seinerzeit gewählt wurde und in den Arbeiten von 1953 und 1954 beibehalten wurde, nach neueren Forschungen sicherlich nicht mehr aufrecht erhalten. Die Terrassen werden von KLUG jenseits des Tertiärriegels (zwischen Marnheim und Wachenheim) nur z.T. weiterverfolgt. Er kommt dabei zu einigen Terrassen zwischen Marnheim und Dreisen, die sich ohne weiteres in die von WEILER (1931) gegebene Abstufung einordnen lassen. Im übrigen wird die schon von REIS (1921) aufgestellte und von GARST (1936) wieder aufgegriffene Behauptung, nach der die fluviatilen Formen im Rotliegendebiet eine "zusammenhängende Aneinanderreihung von einzelnen bei der Tiefeneinnagung abwärts rückenden Schotterstufen" sei, beibehalten.

Die Terrassenfrage hat in jüngster Zeit keinen Fortschritt erfahren. Z.T. mag das daran liegen, daß - abgesehen von WEILER - nur wenige Untersuchungen vorliegen, die eine gute Basis abgeben könnten. SCHOPP (1903) berichtet nur über das westliche Rheinhessen, wo heute derartige Aufschlüsse kaum noch zu finden sind sowie WAGNER (1927) über das Nahetal und über die Rheinterrassen zwischen Oppenheim-Mainz und Mainz-Bingen (1930). Im südlichen Rheinhessen ist außer WEILER (1931) und dem darauf aufbauenden GARST (1936) nichts vorhanden, was über die pleistozäne Entwicklung der Pfrimm Auskunft geben könnte.

Aufgrund der Literatur und der darin beschriebenen Methoden kam klar zum Ausdruck, daß mit den herkömmlichen Untersuchungsmethoden keine genauere Einordnung und Gliederung des Pleistozäns mehr möglich ist. Es war schon versucht worden und ist auch wieder in etwas verfeinerter Form im Gange (freundl. briefl. Mitt. WEILLER 1964), mit Hilfe der prähistorischen Funde die Gliederung zu ergänzen und die Artefakte den geologischen Epochen zuzuordnen (u.a. GEIB 1922, SCHMIDTGEN u. W.WAGNER 1929, WEILLER 1937, 1938, 1949/50, FAULER 1938). In neuerer Zeit setzt sich von pedologisch-geomorphologischer Seite her die Analyse der Deckschichten und eine daraus resultierende Gliederung und zeitliche Einordnung des Liegenden immer mehr durch. Besonders der Lößforschung kommt hierbei eine überragende Rolle zu. Die dabei für das Gebiet des Rheinhessischen Tafel- und Hügellandes in Frage kommende Literatur ist jedoch sehr klein. Schon 1920 fielen HOHENSTEIN bei seinen Wanderungen in Rheinhessen Schwarzerdehorizonte im Löß auf, denen er einen Aufsatz widmete. Durch ihr Vorkommen gab HOHENSTEIN einige Hinweise auf die klimatische Entwicklung während des Pleistozäns. Die gleichen Schwarzerdevorkommen wurden von SCHNELL (1928) chemisch untersucht, ohne daß aber eine klimatische oder pedogenetische Auswertung erfolgte. Erst ZAKOSEK (1962) nahm aus bodenkundlicher Sicht heraus zu den an der heutigen Oberfläche liegenden Schwarzerdevorkommen Stellung. Er wies sie als Steppenböden, wobei verschiedene Verietäten unterschieden wurden, der postglazialen Wärmezeit zu. In der Lößgliederung gelang es FRECHEN (1959,a,b) einen Fortschritt zu erzielen. Das in Rheinhessen vorkommende Tuffbändchen im Würm -III- Löß²⁾ konnte er dem Kärlicher Vulkan zuordnen und somit eine absolute Zeitmarke für das jüngste Pleistozän schaffen.

2) In den folgenden Teilen der Arbeit werden weiterhin die bisher in der Literatur zur Verwendung gekommenen Begriffe benutzt, um die in der Anwendung dieser termini bestehende Verwirrung nicht zu vergrößern. Ebst im letzten Kapitel (V) wird dazu kritisch Stellung genommen.

3. Durchführung und Zielsetzung der vorliegenden Untersuchungen in Zusammenhang mit den bisherigen Arbeiten über das Gebiet

Vom Frühjahr bis zum Spätherbst 1963 wurden die Geländearbeiten durchgeführt, um genügend Beobachtungsmaterial zu gewinnen, das einen genaueren Einblick in die Morphogenese bot. Die vom Bonner Geographischen Institut aus von FRÄNZLE (1959, 1963) durchgeführten geomorphologischen Untersuchungen in Oberitalien ließen erkennen, daß es mit Hilfe bodenkundlicher Methoden möglich ist, eine genaue und schärfer gefaßte Datierung des Pleistozäns vorzunehmen, als es bislang möglich war. Dabei wird durch Analyse der Deckschichten (hier: Löss mit fossilen Böden) erreicht, daß auch die liegenden Sedimente stratigraphisch eingeordnet und genauer datiert werden können. Das Pfrimm-Gebiet war durch die Untersuchungen von WEILLER recht gut erforscht worden. Jedoch gilt das nur für jenen Flußabschnitt, wo die Pfrimm sich im Riedelland bewegt. Der Mittelabschnitt, also das Gebiet der Kalktertiärplateaus und der Pfrimmlauf von Marnheim an aufwärts im Rotliegenden und im Buntsandstein, war praktisch nur geologisch untersucht. REIS (1921) lieferte eine sehr detaillierte Beschreibung aller Gesteinsvorkommen bis einschließlich Pliozän. Das Pleistozän, und hierbei besonders die Terrassen, kommen merkwürdigerweise zu kurz, gemessen an dem starken Grad der fluviatilen Formung des Gebietes. So lag es auch nahe, zuerst die Terrassen zu kartieren, da auch mit fortschreitender Jahreszeit durch das zunehmende Wachstum der Vegetation große Teile der feineren geomorphologischen Erscheinungen verdeckt werden (Karte 1). Die Hauptschwierigkeit dabei war der Mangel an Aufschlüssen. Selbst noch von KLUG (1959) beschriebene waren nicht mehr vorhanden. Im Pfrimmgebiet selbst lagen tatsächlich nur wenige Aufschlüsse frei:

Pfeddersheim (Grube Goedel) an der B 47
 Straßeneinschnitt Pfeddersheim-Mörstadt
 Südkante des Flutgrabentals
 Kriegsheim
 Monsheim
 Haiden-Placke (Nähe Pfrimmerhof)

Dabei ist zu berücksichtigen, daß die drei zuerst genannten Aufschlüsse nahe beieinander liegen, während sich zwischen dieser Aufschlußgruppe sowie Monsheim/Kriegsheim und der Haiden-Flacke Strecken von einigen Zehner Kilometern einschieben, die keinerlei Aufschlüsse zeigen. Da aber auf weiten Strecken, besonders im Rotliegend- und Buntsandsteingebiet Schotterstreu vorkommt, wurde nicht verzichtet, auch diese zu kartieren. Gleichzeitig wurden in den Aufschlüssen Schotteranalysen (Geröllzählung, Morphometrie) durchgeführt, um Hinweise auf Transportart, die zur Zeit des Transportes herrschenden Klimabedingungen u.a. zu finden. Im Anschluß an die Kartierung der Schotterstreu des Pfrimmgebietes wurde eine geomorphologische Kartierung der Blätter Alzey, Gau-Odernheim, Kirchheimbolanden und Pfeddersheim (Nr. 6214, 6215, 6314, 6315 der Topographischen Karte 1:25 000) durchgeführt (siehe dazu Karte 5)³⁾. Dabei sind große Teile des Pfrimmgebietes, des Riedellandes und einige Kalkplateaus erfaßt. Auf diese Weise konnte der Formenschatz Südrheinens in fast allen Varianten inventarisiert werden. Die Kartierung wurde dann auf das Blatt Alzey (L 6314) der Topographischen Karte 1:50 000 übertragen. Die Schotterstreu und die Kartierung der übrigen geomorphologischen Fakten allein reicht selbstverständlich nicht aus, um die Genese der Landschaftsformen Südrheinens zu rekonstruieren und eine Datierung vorzunehmen. Deshalb wurde auf die oben beschriebene Weise verfahren, die Deckschichten zu gliedern und mit Hilfe dieser Gliederung auch Schlüsse auf das Alter der Liegendsedimente zu ziehen. Zunächst wurden alle Bodenprofile Südrheinens, die in irgendeiner Form aufgeschlossen waren, aufgenommen (Karte 1 und 2). In den meisten Fällen wurden auch aus sämtlichen Horizonten Proben entnommen. Auch hierbei machte sich der Mangel an Aufschlüssen bemerkbar. War zunächst nur beabsichtigt, die großen Lößprofile aufzunehmen, so zwang ihre relativ

3) Die Karte erscheint auch - verbunden mit einem themakartographischen Aufsatz - in der "Erdkunde". Sie soll gleichzeitig ein Beitrag zur Geomorphologischen Kartographie darstellen.

kleine Zahl, auch alle übrigen Aufschlüsse hinzuzunehmen, um die Lücken wenigstens teilweise zu schließen. Immerhin konnten fast 120 Einzelprofile aufgenommen werden, abgesehen von einer ganzen Anzahl Profilwänden, die oft einen größeren Einblick in die Morphogenese der Landschaftsformen ermöglichen und durch die bodenkundliche Untersuchung des Einzelprofils sehr gut ergänzt werden. Von den fast 120 Einzelprofilen kommen 106 in der Arbeit zur Auswertung. Ergänzend wäre dazu festzustellen, daß durch die Verlegung einer Gasleitung die Aufnahme einer Profilsérie ermöglicht wurde, wodurch erst die relativ große Anzahl möglich wurde. Immerhin lag die Trasse sehr günstig. Infolge des Nord-Süd-Verlaufes der Leitung wurden Riedelflächen sowie das West-Ost verlaufende Flutgrabental gequert. - Die Profilaufnahme wurde auch auf die Hochflächen der Kalkplateaus ausgedehnt, so daß neben großen Lößprofilen in den Tälern auch kleinere Lößprofile und Rendzinen stehen. Da die Feststellung des makromorphologischen Aufbaus und des Bodentyps dieser Profile nicht ausreicht, wurden die aufgesammelten Proben in mehrmonatiger Arbeit im Geomorphologischen Labor des Geographischen Institutes in Bonn analysiert. Erst aufgrund der Analysendaten war bei zahlreichen Proben eine endgültige Ansprache des vorliegenden Materials möglich. Analysiert wurden die Korngrößen, der CaCO_3 -Gehalt und der pH-Wert grundsätzlich aller Proben. Bei ausgewählten Profilen wurde auch der S-, T- und T-S-Wert bestimmt. Besonders die zuletzt genannten Analysenwerte lassen genauere Schlüsse, etwa hinsichtlich der klimatischen Verhältnisse zur Zeit der Pedogenese, zu.

Mit den bodenkundlichen und geologischen Methoden ist der Geomorphologie ein Werkzeug in die Hand gegeben, um über bloße Analogieschlüsse und Kombinationen, aufgrund der Formen, hinausgehend konkretere Angaben zur Morphogenese machen zu können. Dies soll nicht bedeuten, daß die alten und bewährten geomorphologischen Methoden nicht mehr brauchbar sind oder als überholt gelten. Die Terrassen im hinteren Pfrimmggebiet (und z.T. auch im Marnheim-Wachenheimer Tertiärriegel) sind keineswegs nur Schotterhänge, die keine Gliederung besitzen. Gerade die Terrassen im hinteren Pfrimmggebiet konnten mit Hilfe der herkömmlichen

morphologischen Terrassenkartierung und der Schotterstreu mit den Terrassen WEILLERS (1931) im Bereich Wachenheim-Worms korreliert werden. Die genaue Datierung derselben jedoch kann nicht mehr allein nach dem bisherigen System erfolgen, sondern es müssen verfeinerte Methoden angewandt werden. Mindestens die jüngeren Pfrimmterrassen lassen sich - sofern ihre Parallelisierung und Stellung zueinander richtig ist - mittels der folgenden drei Kriterien genauer datieren:

1. Die Niederterrasse verwitterte in 2 Stufen. Außerdem trägt sie unter dem rezenten Boden einen smonitza-artigen Auenboden.
2. Die ältere Stufe der Talwegterrasse der Pfrimm ist an der Oberfläche verwittert. Ihr Liegendes wird von einem fossilen, umgelagerten Boden gebildet.
3. In der Grube Monsheim liegt ein mehrere Meter mächtiges Lößpaket, das genauer untergliedert werden kann, auf Terrassenschottern der Pfrimm. Dazu äußert sich auch WEILLER (1953).

Aufgrund der Untersuchungen der übrigen Aufschlüsse wird dann versucht, eine möglichst umfassende Gliederung des jüngeren Pleistozäns in Südrheinessen zu geben. Mit der Beweisführung kommen damit gleichzeitig auch fast alle derzeit vorhanden Aufschlüsse Südrheinessens, die für die quartäre Landschaftsentwicklung von Bedeutung sind, zur Darstellung.

Einen zweiten Schwerpunkt innerhalb der Ergebnisse dieser Arbeit soll die geomorphologische Karte bilden. Es wurde dabei erkannt, daß die "periglazialmorphologische" Karte zur Darstellung der Zusammenhänge in der Morphogenese der Landschaft nicht ausreicht (KLIMASZEWSKI 1959), sondern daß erst die geomorphologische Karte mit allen geomorphologischen Erscheinungen ein morphogenetisches Gesamtbild zu bieten vermag. Durchgeführt wird dies am Beispiel der Geomorphologischen Spezialkarte von Südrheinessen 1:50 000 (Blatt Alzey der Topographischen Karte 1:50 000) (Karte 5)⁴.

4) Siehe auch Anmerkung 3)

II. Geologischer Aufbau und Entwicklung der Landschaft

Südrhein Hessens

1. Geologie und Paläogeographie bis zum Miozän

a. Die vortertiäre Entwicklung und die Beteiligung der Gesteine am Aufbau des Untergrundes

Für den Geomorphologen sind in erster Linie die Gesteine und ihre Eigenschaften von besonderer Bedeutung. Sie wirken sich zumeist am stärksten von allen übrigen geologischen Erscheinungen auf die Form aus. Fast das gesamte Rhein Hessische Tafel- und Hügelland besteht aus den Gesteinen des Tertiärs, das nur im Bereich der Aufwölbung des Pfälzer Sattels stellenweise von älteren Gesteinen durchragt wird. Nur im Südwesten des Arbeitsgebietes stehen wieder ältere Gesteine an: das ist etwa westlich der Linie Kirchheimbolanden - Marnheim - Göllheim der Fall. Hier, im oberen Pfrimmgebiet, wird der Untergrund vom oberen Rotliegenden gebildet, das sich aus Sandsteinen, Schiefertonen und zwischen Kirchheimbolanden und Dannenfels auch aus Konglomeraten mit Sandsteinen zusammensetzt. Diese Gesteine gehören zumeist den Söterner und Waderner Schichten an.

Im obersten Pfrimmgebiet - im Bereich der Quellbäche - steht der dem Rotliegenden hier auflagernde Buntsandstein an, der ebenfalls von Konglomeraten und Sandsteinen gebildet wird. Um die geologische Entwicklung kurz zu umreißen, sei mit einem Überblick über das Rotliegende und den Buntsandstein begonnen.

Mitteleuropa gliederte sich in eine Reihe von Becken und Senken, die zunächst nur kleinere Ausmaße besaßen, sich dann aber wesentlich erweiterten. Zu ihnen gehörte auch der von Nordost nach Südwest verlaufende Saar - Saale - Trog, dessen Existenz noch heute im Pfälzer Sattel, der das Rhein Hessische Tafel- und Hügelland durchquert, und in seinen begleitenden Mulden wirksam ist. Die Mulden schlossen sich nach Norden und Süden an den Sattel an.

Es ist die Nahe - Mulde und die Pfälzer Mulde. Der Saar- Saale - Trog wurde nun im Laufe der Zeit mit Sedimenten zugefüllt. Aufgrund der Sedimente wird angenommen, daß es sich bei diesen riesigen Senken um terrestrische, intramontane Becken handelt. Gesteinsfarbe und -beschaffenheit lassen arides Klima zur Zeit der Sedimentation vermuten. Episodische Gewässer brachten den Schutt, der unter ariden Klimabedingungen durch Verwitterung rasch anfällt, in die Tröge. Vom randlichen Gebirge reichten große Fanglomeratfächer in die Senken hinein. Hier versiegten auch die Flüsse.

Mit der Gebirgsbildung ging auch die Faltung der Sättel voran, wie etwa die Auffaltung des Pfälzer Sattels. Begleitet war diese von schon vorher einsetzenden vulkanischen Vorgängen, wobei Ausbrüche verschiedener Intensität stattfanden. Dabei wurden Melaphyr und Quarzporphyr gefördert, die sich heute noch als von der Verwitterung herauspräparierte Stöcke über das Saar - Nahe Bergland erheben, z.T. unmittelbar am Rande des Rheinhessischen Tafel- und Hügellandes, wie das Quarzporphyrmassiv des Donnersberges.

Zeitlich geordnet liegen diese Vorgänge wie folgt:

1. Eintiefung des Saar - Saale - Troges in variscischer Richtung an der Wende Oberkarbon/Unterrotliegendes.
2. Gleichzeitig Trockenerwerden des Klimas (anfangs noch relativ feucht, da die liegenden Kuseler und Lebacher Schichten des Unterrotliegenden noch Kohlenflöze führen) und Füllung der Senken mit Verwitterungsschutt aus den Randgebirgen der Senken.
3. Mit ausgehendem Unterrotliegendem (Tholeyer Schichten = rote, grobe Arkosen, die auf semiaride bis aride Klimabedingungen hinweisen) wölbte sich der Pfälzer Sattel auf. Er gehört der Salischen Phase an und streicht, ebenso wie die übrigen mitteleuropäischen Tröge, in variscischer Richtung.
4. Mit dem Aufbiegen des Sattels durch Aufwölbung und Zusammenschieben bildeten sich an seinen Flanken die Nahe - Mulde und die Pfälzer Mulde. Beide Mulden waren Saamtiefen, deren Boden sich ständig senkte und so die Möglichkeit bot, erneut Verwitterungsmaterial zu sedimentieren.

5. Im Rahmen der Aufwölbung der Mulden und Sättel im mitteleuropäischen Rotliegendengebiet kam es zu Lavaergüssen, wobei Grenzmelaphyr und Kuselit sowie deren Tuffe gefördert wurden.
6. Im Oberrotliegenden wurde das Lavamaterial z.T. sofort umlagert und in die Senken transportiert. Hierbei handelt es sich wiederum um terrestrische Sedimente, denen aber gleichfalls Ergußgesteine zwischengeschaltet sind. Mit diesen Waderner Schichten des Oberrotliegenden der Saar - Saale - Senke ist die Sedimentation abgeschlossen.

Die Kreuznacher Schichten, ein aus terrestrischem Schutt bestehendes Sediment, gehören wahrscheinlich in den Zechstein (KÖLBEL 1955, BRINKMANN 1959). Auf der alten Geologischen Übersichtskarte von Deutschland 1:200 000, Blatt 150 (Mainz) werden sie noch dem Oberrotliegenden zugeschlagen. Die zeitliche Einordnung ist in diesem Falle jedoch unwesentlich, da hier lediglich ihre Beschaffenheit - es handelt sich um rote Schiefertone und feinkörnige Sandsteine - geomorphologisch relevant ist. Diese Schichten sind nämlich im oberen Pfrimmgebiet zwischen Marnheim und dem Buntsandstein um die Pfrimmquellen in weiter Verbreitung zu finden. Sie sind vom unteren und mittleren Buntsandstein bedeckt gewesen, der erst in geologisch jüngster Zeit abgetragen wurde. Zur Zeit, als der Meeressand (Rupel) sedimentiert wurde, war der Buntsandstein noch nachweislich in der Marnheimer Gegend vorhanden (KLUG 1959). Im Zechstein herrschten hier in der Pfalz jedoch andere Bedingungen. Das Zechsteinmeer kam nur bei einem schwachen Vorstoß hierher. Eine Transgression im eigentlichen Sinne fand nicht statt. Konglomerate, die gefunden wurden, stellen keine Transgressionsbildungen dar (SPUHLER 1957), sondern es sind fluviatile Schotter von Gewässern, die sich an die bei sinkendem Grund bildenden Tiefenlinien hielten. In gleicher Weise beeinflußt wurde das anrückende Meer, das in einer in rheinischer Richtung verlaufenden Senke auf sinkendem Untergrund kein Konglomerat bilden konnte, sondern allmählich das Land von Norden her überdeckte. Die Stellung der Sedimente, die es hinterlassen haben soll, ist noch nicht geklärt (LEPPLA 1923, REIS 1923 zit. bei SPUHLER 1957). Auf alle Fälle befand sich hier im Bereich

des westlichen Teils der Pfalz die Küste, die durch seichte Stellen, Buchten, Klippen und Flußmündungen gekennzeichnet war.

Der Charakter des Germanischen Beckens blieb in der Trias weiterhin erhalten: Das gilt für den Buntsandstein in besonderem Maße, weil seine Ablagerungen im wesentlichen denen des Perm gleichen. Besonders deutlich wird das durch die Gesteine, die - nicht nur wegen ihrer roten Farben - sich durch gleiche Beschaffenheit (Sandsteine, Konglomerate, Arkosen) auszeichnen. Besonders in der Pfalz geht das Oberrotliegende ohne große Unterschiede in die Gesteine des Unteren Buntsandsteins über. Schon zu Zeiten GÜMBELS und v. AMMONS wurde über die Abgrenzung diskutiert, die erst entschieden war, als am Haardtrand Zechsteinfossilien in einer geringmächtigen Kalkbank aufgefunden wurden, so daß wenigstens hier genau getrennt werden konnte. Das gilt aber nicht für die Teile des Untersuchungsgebietes, die im Bereich von Oberrotliegenden und Unterem Buntsandstein liegen. Hier fehlt ein Äquivalent der besagten Kalkbank.

Die paläogeographische Entwicklung vollzog sich nun in der Weise, daß erneut von Norden ein Flachmeereinbruch erfolgte, der wiederum in der Pfalz nur seinen Küstensaum hatte. Stellenweise lagen verschiedene Teile des Landes trocken; manchmal erfolgte auch ein flaches Überspülen mit Wasser. Insgesamt ist zu sagen, daß diese Tendenz einer von Norden nach Süden (Burgundische Pforte) gerichteten Wasserbewegung anhielt, wobei sich das süddeutsche Buntsandsteinbecken bildete. Dabei dürften auch hier die Gesteine späterer Formationen abgelagert worden sein. Ihre Abtragung erfolgte wahrscheinlich zur Zeit der Kreide, da das Gebiet Festland war, so daß keinerlei Spuren davon zurückblieben. Da nun auch keine Kreidesedimente zu finden sind, auch nicht in den anderen angrenzenden Teilen des Germanischen Beckens, wird angenommen, daß wohl die Abtragung von der Kreide bis in die frühen Zeiten des Tertiärs anhielt.

Deshalb soll hier die Entwicklung des Unteren Buntsandsteines noch kurz verfolgt werden, da nur er im Untersuchungsgebiet geomorphologisch wirksam wird. Konglomerate der Staufer Schichten und die Sandsteine der Annweiler Schichten, die hier im Gebiet

der oberen Pfrimm dem Oberrotliegenden folgen, weisen auf fluviatile Sedimentation hin, die auf das zurückweichende Meer folgte. Durch Belebung der Tektonik verschiedener Randgebiete wurde auch durch intensivere Denudation mehr Verwitterungsmaterial angeliefert. Das war besonders im Bereich der Nordpfalz der Fall, wo durch Bewegung des Pfälzer Sattels das eben sedimentierte Oberrotliegende aufgestellt wurde. SPUHLER (1957) nimmt an, daß sich eine nach Süden gerichtete Abtragungsfläche bildete, die nicht nur den Pfälzer Sattel, sondern auch die nordwestlich daran anschließende, jetzt gehobene Nahemulde umfaßte. Die Pfälzer Mulde im Bereich dieses Hebungsgebietes nahm die von Norden angelieferten Sedimentmassen auf. Dort war selbstverständlich keine Sedimentation möglich. Dadurch erklärt sich auch die Abnahme in der Feinheit des Materials von Norden nach Süden. Der Norden zeichnet sich deshalb besonders durch Konglomerate (Staufer Schichten) aus. Aufgrund der Farbe und der Beschaffenheit sowie der Größenverteilung der Fazies kann auf aride oder semiaride Bedingungen zur Zeit der Sedimentation geschlossen werden. Der Transport des Materials mag durch periodisch oder episodisch fließende Gewässer erfolgt sein, die von den Höhen im Norden auf den Trog der Pfälzer Mulde gerichtet waren.

b. Tertiäre Entwicklung des Gebietes bis zum Miozän

Die Sedimentation im Bereich des Mainzer Beckens war eng an die alten Linien der rheinischen Richtung gebunden. Entlang dieser entstanden Einsenkungen (später auch der Graben), die als Sedimentationsbecken dienten. Im allgemeinen betrachtet, schritt die Transgression von Süden nach Norden fort, wobei sie den besagten Senkungsfeldern folgte. Die Strandlinie rückte immer weiter nach Norden, gleichzeitig auch in der gleichen Richtung das Tiefste der Geosynklinale und damit der Raum mit der größten Sedimentmächtigkeit. Der erste, schwache Meeresvorstoß muß im Mittleren Eozän stattgefunden haben. Er wird belegt durch bituminöse Schiefer in der Darmstädter Gegend. Vorher klafft im Bereich des Mainzer Beckens in der Stratigraphie eine Lücke. Die weiter im

Süden des heutigen Oberrheinischen Tieflandes gelegenen Lokalitäten jedoch weisen auch ältere Schichtglieder auf. Die früher nur im Süden, heute auch im Bereich des Mainzer Beckens angetroffenen Pechelbronner Schichten zeigen (sowie verschiedene Tonmergel, Milchquarzsotter, Kiese, Sande, Sandsteine, die ihnen gleichgestellt werden (FALKE 1960) , daß im Unteren Oligozän schon eine Absenkung der nördlichen Teile des Oberrheinischen Tieflandes stattgefunden hatte, in deren Einmündung das Meer vordringen konnte, das über die Rhönesenke durch die Burgundische Pforte seinen Weg in das Senkungsfeld des heutigen Oberrheingrabens nahm.

Der Sedimentationsraum erfuhr nun in der folgenden Zeit eine sehr starke Ausweitung, verursacht durch weitreichende Senkungen im Bereich des Mainzer Beckens und des Rheintalgrabengebietes: Das Meer rückte besonders nach Norden vor, also in Gebiete, die bisher kaum überflutet waren. In diesen Zeitraum ist auch die Entstehung des westlichsten Teiles des Mainzer Beckens zu legen, nämlich der Marnheimer Bucht. Sie schließt sich, ebenso wie die Nahebucht (Kreuznacher Bucht), an die alten Anlagen der Nahe- und Pfälzer Mulde an. Damit wurde die Ablagerung der Sedimente eingeleitet, die als das Sand- und Mergelstockwerk sowie das nachfolgende Kalkstockwerk für die Geomorphologie Rheinhessens von äußerster Wichtigkeit sind.

(1) Tertiäres Sand- und Mergelstockwerk

Der zunächst sedimentierte Untere Meeressand, der die Küstenfazies des Rupeltonmeeres darstellt, ist eine Bildung aus denudierten Gesteinen, die in der Meeresbucht anstanden. Die große Mächtigkeit des Meeressandes läßt auf intensive Verwitterung schließen, die nur in einem stark reliefierten Gelände (JÜNGST 1929) diese großen Materialmengen liefern konnte. Die Küste kann als Steilküste bestimmt werden, die allmählich absank, wobei die Anhäufung des Meeressandes, seine teilweise Umlagerung oder weitere Verfrachtung, stattfinden konnte. Die Küstenlinie im Westen des Mainzer Beckens ist nicht genau festzulegen, doch

dürfte sie entlang von Taunus, Hunsrück, Glanmündung, mittlerer Alsenz und Appelbach verlaufen sein. Im Bereich des Alzey - Niersteiner Horstes, also auf der verlängerten Linie des Pfälzer Sattels, bildete sie einen mit Inseln und seichten Stellen versehenen Vorsprung, der etwa auf der Achse Alzey - Nierstein lag. Weiter im Süden sind als Küstenpunkte Kirchheimbolanden, Marnheim, Leistadt und Neuleiningen zu nennen (GEIB 1950, SPUHLER 1957, SONNE 1958).

Völlig anders war die Becken-Fazies des Rupelmeeres, das sich an den Meeressand - Küstensaum anschloß und das Mainzer Becken sowie das Oberrheinische Tiefland erfüllte. Schon vom Material her unterscheidet er sich von den Küstensanden und Konglomeraten des Unteren Meeressandes. Der Rupelton ist ein zumeist grauer, zum Teil grünlicher, zum Teil auch bläulicher Ton, der mit Sand und Kalk gemischt ist. Weiter oben besteht er aus dunkelgrauen bis schwarzbraunen Tönen. Die obersten Teile des Rupeltones besitzen schon den Charakter des Schleichsand. Zwar handelt es sich immer noch um einen grauen bis braunen Mergel, jedoch nimmt Glimmer- und Feinsandgehalt ständig zu. Die wechselnde Mächtigkeit des Rupeltones insgesamt wurde stark von dem schon vorhandenen Relief beeinflußt: In der Mitte sind es 125 m, gegen die Küste hin nimmt die Mächtigkeit auf etwa die Hälfte ab. Dort geht er auch zum Teil in seine Küstenfazies, den Unteren Meeressand über. Das Vordringen des Rupeltonmeeres und die damit verbundene Ausdehnung des Mainzer Beckens wird durch das Überlagern von Meeressand durch Rupelton im Gebiet von Kirchheimbolanden angezeigt. Die paläogeographische Entwicklung war oben schon angedeutet. Die Ausweitung des von Süden allmählich vorgerückten Meeres in die Senkungsgebiete des Mainzer Beckens erfuhr zur Zeit des Rupeltons, also im Mitteloligozän, eine neue Wendung: Von Norden her war durch die Hessische Straße eine Verbindung über das Mainzer Becken und das Oberrheintal zur Tethys erfolgt. Das zunächst noch flache Meer wies brackische Verhältnisse auf, die allmählich in marine übergingen, als die Senkungen in den einzelnen Teilen des Beckens fortschritten. Während der Alzey - Niersteiner Horst in der Zeit vor dem Oberen Rupelton noch einen

Rücken bildete, der sich über das Meer erhob, teilte er sich später in Inseln, um dann nur noch als submarine Schwelle zu erscheinen. Bei diesen Senkungen wurde auch der Küstensaum erniedrigt, so daß das Rupelton - Meer (Oberer Rupelton) auf den Bereich seiner früheren Küstenfazies übergreifen konnte (siehe oben) (FALKE 1960, KLUG 1959).

Die schon z.T. in der Zeit des Oberen Rupeltones sich andeutenden faziellen Verhältnisse leiten zum nächsten Sediment, dem Schleichsand über, der im oberen Rupel (= ob. Mittleres Oligozän) abgelagert wurde. Es handelt sich dabei um einen feinkörnigen, tonarmen, aber glimmerreichen und kalkhaltigen Mergel, der eine graue bis graugrüne Farbe besitzt. Teilweise ist er durch Kalk zum "Schleichsandstein" verbacken. Die paläogeographischen Verhältnisse unterscheiden sich nur unwesentlich von jenen z.Zt. des Rupeltones, selbst die Küstenlinie entspricht etwa der dort genannten, jedoch war ihr Verlauf noch sehr unausgeglichen. Der Alzey - Niersteiner Horst war weiterhin eine submarine Schwelle, deren Fazies der Küstenfazies im Westen gleicht (sog. "Oberer Meeressand"). Aufgrund der Faunenverhältnisse lassen sich rasch wechselnde marine und brackische Bedingungen erschließen, wie sie in einem küstennahen Flachmeer wechselnder Tiefe möglich sind, dem auch Süßwasser zufloß. Seine etwa im Bereich des Pfrimmgebietes rasch abnehmende Mächtigkeit (Zell 30 m⁵) - Göllheim 50 m - Sandbrunnerhäuschen bei Marnheim 6 m) weist auf die Nähe der im Westen liegenden Küstenlinie hin. Für das südliche Rheinhessen werden durchschnittlich 50 m angegeben. Die allmähliche Verbrackung des Flachmeeres und der Übergang zu Süßwasserverhältnissen vollzog sich an der Wende Rupel/Chatt (Mittleres Oligozän zum Oberen Oligozän). Der Übergang spiegelt sich auch in den Gesteinsverhältnissen wider. Der z.T. hohe Sandanteil erinnert noch stark an die Schleichsandmergel. Ansonsten sind die jetzt folgenden Cyrenenmergel plastische, graue, mit blauer bis gelbgrüner Tönung versehene kalkreiche, tonige Mergel. Die Ausdehnung

5) Hier ist nur der obere Schleichsand erfaßt.

dieser Cyrenenmergelsee ist nicht mehr genau zu rekonstruieren, doch dürfte der Küstenverlauf im wesentlichen wohl dem des Schleichsand- und Rupelmeeres entsprochen haben. Die zahlreichen faziellen Unterschiede des Cyrenenmergels auf oft kleinstem Raum deuten auf den Wechsel zwischen zeitweise marin - brackischen Bedingungen und verstärktem Einfluß von süßen Gewässern hin. Schließlich wurde das Meer vollständig vom Süßwasser und seinen Sedimenten abgelöst. Die Mächtigkeit der Cyrenenmergel schwankt daher auch sehr stark. Maximal beträgt sie 50 m. Senkungen südlich von Nierstein und westlich von Worms (FALKE 1960) weisen mit ihrer großen Sedimentmächtigkeit (50 m) auf die schon hier in der Anlage vorhandenen Senkungsfelder des Rheintalgrabens und des Wormser Senkungsgebietes.

Etwas unklare Verhältnisse herrschen in der nachfolgenden Zeit, als im oberen Chatt im Bereich des Mainzer Beckens eine Reihe Sedimente abgelagert werden, die die Süßwasserschichten (Glimmersande), Landschneckenkalke, und im Südrheinhesischen und der Pfalz die Niederrödener Schichten umfassen. Dadurch sind auch die vorkommenden Gesteine recht verschieden: zumeist sind es tonige, bunte Mergel, teils sandig und lokal auch stark glimmerführend. Nach oben zu gehen die Süßwasserschichten stellenweise in kaum gerundete Milchquarzsotter über (WAGNER 1931), die auf Flußtransport schließen lassen. Sie wurden vom Hunsrück und Taunus in den Süßwassersee eingebracht. Die im Oberrheintal bis 500 m mächtig werdenden Niederrödener Schichten kommen im Bereich des Mainzer Beckens im Wormser Senkungsgebiet vor (WEILLER 1934, WAGNER 1948).

Dort werden sie als Grabenzonafazies bis 200 m mächtig. An sie schließt sich nach Nordwesten die Randfazies der "Landschnecken"-Kalke an, die im Mittel 10 m mächtig werden. Diese "Landschnecken"-Kalke stellen eine Reihe von Riffen dar, die von Mainz über Nierstein, Heßloch und Gundersheim zur Südpfalz ziehen.- Die große Sedimentmächtigkeit in der Grabenzonzone und im Wormser Gebiet erklärt sich dadurch, daß hier die Senkung des Untergrundes anhielt, während sich die randlichen Teile, besonders nördlich des Alzey - Niersteiner Horstes, hoben (WAGNER 1931, 1933).

(2) Tertiäres Kalkstockwerk

Genaugenommen gehört der "Landschnecken"-Kalk hier in diesen Abschnitt hinein. Da er aber ohne wesentliche geomorphologische Bedeutung ist, soll er - genetisch richtiger - mit dem Zeitabschnitt behandelt werden, in welchem er auch sedimentiert wurde. Im Laufe des Miozäns werden im Mainzer Becken jene großen Kalkdecken zur Ablagerung gebracht, die heute noch die Hochflächen der Plateaus bilden und aufgrund ihrer Eigenschaften sehr wesentlich den Charakter der rheinhessischen Landschaft mitbestimmen. Wie bei der Sedimentation des mergeligen und sandigen Tertiärs ist auch bei der Ablagerung des Kalktertiärs eine Abfolge Meer - Brackwasser - Süßwasser festzustellen. Auch hier steht eine Beckenfazies einer Küstenfazies gegenüber.

Eingeleitet wurde die Sedimentation mit einem Vorstoß des Meeres, das dieses Mal nur von Norden kam, wiederum durch die Hessische Straße. Im Süden fand es sein Ufer im Bereich der Pfalz. Zunächst kam der Cerithienkalk mit einer Mächtigkeit von 20 - 40 m zur Sedimentation. Im südlichen Rheinhessen tritt er in mergeliger Fazies auf. Meist aber handelt es sich um Geröllkalke, sandige Oolithkalke sowie mergelige Kalke. Während der Cerithienkalk östlich Oppenheim - Osthofen - Monsheim noch starke Anklänge an die Grabenfazies des Liegenden zeigt, schließt sich nach Westen an diese Linie die kalkige Randfazies an, die sich auf verschiedene liegende Schichtglieder auflegt. Im Meer der Cerithienzeit stellten sich allmählich brackische Verhältnisse ein, und zwar zuerst in der Randfazies, später aber auch im Grabenbereich. Wenngleich ausgesprochene Küstensedimente fehlen, so deuten doch die Verhältnisse auf Küstennähe hin. Für das Meer war kennzeichnend, daß es sich ständig etwas verlagerte und sich vor allem den vorgegebenen Bedingungen anpaßte, so daß damit die Wechsel der Fazies-Verhältnisse erklärt werden können.

Ähnliches ist von den 10 - 50 m mächtigen Inflata - Schichten zu berichten. Der Grabenfazies, die entlang der oben genannten Linie aussetzt, folgt nach Nordwesten eine kalkige Seichtwasserfazies,

die im äußersten Nordwesten des Mainzer Becken in eine kalkig-mergelige Flachwasser-Fazies übergeht. Kalke und Mergelkalke sowie Tonmergel der Grabenfazies sind für die Inflataschichten charakteristisch. Sie liegen wieder auf durch Abtragung freigelegten, älteren Schichten. Auch hier gilt, daß die wechselnden brackischen und marinen Verhältnisse allmählich Süßwassereinflüssen unterliegen. Immerhin läßt sich sagen, daß das Inflata- Meer das gesamte Mainzer Becken ausfüllte und durch Senkungen der Randgebiete die Küste weiter nach Westen verlegen konnte. Die Faziesunterschiede stuften sich wieder von Westen nach Osten ab, wobei die Grabenfazies durch bituminöse Mergel vertreten wird.

Schon zur Inflata-Zeit, im mittleren Aquitan, war das Mainzer Becken vom offenen Meer fast vollständig abgeschnitten. Mit der Sedimentation der Hydrobienschichten im obersten Aquitan schritt die Aussüßung weiter fort. Die Hydrobienschichten werden durch Mergel in Südrheinessen und Kalkmergel und Kalk in Nordrheinhessen vertreten. Der Unterschied der Randfazies zur Grabenfazies ist wieder sehr groß. Da sich das Grabengebiet, in das sich das Meer zurückzog, weiter absenkte, konnten hier Sedimente von über 500 m Mächtigkeit abgelagert werden, wohingegen die Randfazies nur 40 m erreichte. Die Aussüßung ging nun nicht fortwährend weiter: zeitweise wurde sie von brackisch - marinen Einbrüchen gestört, was sich auch in eingeschalteten, entsprechend andersartigen Gesteinsbänken bemerkbar macht.

Nachdem die Sedimentation der aquitanen Kalke und damit der zweite Durchgang von marin zu brackisch und schließlich zu limnischen Verhältnissen im Mainzer Becken erfolgt war, stellte sich die Ablagerung von Gesteinen ein. Rheinhessen unterlag jetzt der Abtragung, die mindestens nach dem Rückzug des Hydrobienenmeeres begonnen hat. Jedenfalls reicht dieser Hiatus bis zum unteren Pliozän.

Nur wenige Vorgänge dieses oftmaligen Wechsels in den einzelnen Abteilungen des Tertiärs bis zum Miozän hin haben geomorphologische Spuren hinterlassen. Dabei ist aber nicht an die Gesteinsbeschaffenheit gedacht, die für die Formen der Landschaft von größter Wichtigkeit ist. GEIB (zit. bei SPUHLER 1957) wies bei

Waldböckelheim einen mitteloligozänen Fluß nach, "der über die Waldböckelheimer Kuppe floß und bei Kreuznach in das Meer mündete". Auch FALKE (1960) spricht von Rinnen im Rupeltonmeer, die ein prämitteloligozänes Relief mit seinen Tälern und Senken darstellen sollen. Als Gebiet wird Freilaubersheim, Wöllstein und Waldböckelheim angegeben. Diese Formen des Tertiärs müssen daher als von äußerster Beständigkeit betrachtet werden. Sie wurden mehrfach zugefüllt und wieder ausgeräumt. Dabei wurde die Grundform mehr oder weniger beibehalten. JÜNGST (1929) wies nach, daß die breiten Täler von Wies- und Appelbach, die heute nur von kümmerlichen Bächen durchflossen werden, "ausgeräumte Hohlformen des Mitteloligozäns" (SPUHLER 1957) sind: "Es liegt auch hier nahe, an Täler zu denken".

Eine zweite Erscheinung ist es noch, die im Tertiär ihre Anfänge nahm und bis in das Pleistozän, z.T. auch noch im Holozän fortwirkte. Es ist das Wormser Senkungsfeld, das im Bereich des Oberrheintalgrabenrandes entstand. Die Sedimente besitzen hier eine sehr große Mächtigkeit, da ihre Ablagerung auf sinkendem Untergrund stattfand. Rheinhessen und somit das Mainzer Becken war am Ende der Zeit, als die Hydrobienskalke und -mergel sedimentiert wurden, zum Abtragungsgebiet geworden. Daher sind auch aus diesen Epochen keinerlei Gesteine erhalten. Nur das Wormser Senkungsfeld zeigte in dieser Zeit, da keinerlei Sedimentation stattfand, eine Tendenz zu schwach absinkender Bewegung. Diese höchst bemerkenswerte Erscheinung, die ihre Wurzeln im Tertiär hat, besitzt, obwohl sie nur lokalen Charakter trägt, einen großen Einfluß auf die Entwicklung der Landschaftsformen in Südrheinhessen: einmal wirkt sie auf die Sedimentation im Pliozän ein, zum anderen beeinflußt sie die pleistozäne Talbildung und Terrassenabfolge der Pfrimm.

2. Die Entwicklung der Landschaft im Pliozän

Ende Aquitan, nach der Sedimentation der Hydrobienschichten, begann in Rheinhessen die Abtragung zu wirken. Keinerlei Sedimente geben von etwaigen Ablagerungsvorgängen Zeugnis. Auch die Senkung

des Gebietes war nur noch im Wormser Raum schwach wirksam, ansonsten nur im Grabenbereich zwischen Karlsruhe und Darmstadt.

Wesentlich ist nun die Frage der Relieferung der Landschaft beim Übergang vom Miozän zum Pliozän. Welche der präpliozänen Formen wurden in die jüngste Stufe des Tertiärs, in das Pliozän, sowie in das anschließende Pleistozän mit hineingenommen? Aufgrund der vorangegangenen Entwicklung - nämlich Abtragung nach Aussetzen der Sedimentation - kann auf eine schwach gewellte Landschaft (FALKE 1960) nach Art einer Fastebene geschlossen werden. Fraglich ist allerdings, inwieweit tatsächlich von einer solchen gesprochen werden kann. Freilich war noch keine Heraushebung erfolgt, so daß nicht derartige Höhenunterschiede auftreten konnten, wie sie heute im Mainzer Becken zu beobachten sind. Aber bot nicht die wechselvolle Geschichte zur Zeit des Hydrobiénmeeres und seines Rückganges genug Möglichkeiten, das Relief entsprechend den bestehenden Gegebenheiten zu gestalten? Falls die Abtragung mit durchschnittlicher Intensität gewirkt hat, wie es allein der lange Zeitraum (zwischen dem Ende des Aquitan bis zum angehenden Pliozän) erlaubt, müßten doch zunächst für viele Teile der Landschaft Verstärkungen der Reliefunterschiede angenommen werden. Die sehr unterschiedlichen Fazien der Hydrobienmergel boten gewiß genügend Spielraum. Möglicherweise erfolgte erst dann eine Einebnung des auf Grund der unterschiedlichen Gesteinsverhältnisse selektiv denudierten Reliefs zu der besagten Fastebene. Hiermit soll nur angedeutet werden, daß durchaus eine Ur-Anlage verschiedener rezenter Formen früher schon bestanden haben kann, die recht ausgeprägt gewesen sein können. Dahin gehören auch jene schon genannten "ausgeräumten Hohlformen des Mitteloligozäns" (SPUHLER 1957, s.o.). Falls dieses Tälerr relief bestanden hat, müssen auch entsprechende Gefällsunterschiede vorhanden gewesen sein, auch an der Wende Miozän/Pliozän. Mindestens wurden diese Formen nach ihrer postoligozänen Zufüllung durch jüngere Gewässer, etwa denen, die zur Zeit der jungmiozänen Abtragungslandschaft wirksam waren, wieder ausgeräumt.

Verschüttete Talformen erweisen sich als äußerst langlebig, wenn

sie unter entsprechende Bedingungen fallen, die ihre weitere Existenz sichern. Will man nicht eine groß angelegte junge Ausräumung durch den Urrhein oder die pleistozänen Gewässer annehmen, so bleibt die Möglichkeit bestehen, daß die Formen in der Anlage präpliozäner Entstehung sind. Daraus ist aber zu folgern, daß mindestens zeitweise eine Auffüllung dieser Formen stattgefunden hat, danach aber eine erneute Ausräumung. Letztere ist wahrscheinlich nur zum Teil noch im Miozän erfolgt. Auch der sehr breite, aber wohl flache pliozäne Urrhein kommt nicht dafür in Frage. Nur im Pleistozän, verbunden mit den Heraushebungen im Bereich des Mainzer Beckens, war es erst der Abtragung durch die Flüsse möglich, diesen alten Spuren zu folgen.

a. Tone und Sande des Pliozäns

(1) Sedimente

Das Liegende des Pliozäns bilden in Südrheinessen die Hydrobiemergel und die Inflataschichten. Das älteste Pliozän wird hier von den Dinotheriensanden gebildet. Es sind rostfarbene bis rötliche, z.T. graue Sande, die teilweise Tonbänder als Zwischenlagen haben.

Dazu kommen Kies- und Gerölleinschaltungen. Die Mächtigkeit beträgt 16 m (BARTZ 1936).

Als zeitlich nächste folgen weiße Feinsande, denen rötliche bis rostfarbene Schichten eingeschaltet sind. Einzelne der Schichten sind tonig-sandig, andere unterscheiden sich durch ihr gröberes Korn. Eingeschaltet sind dünne Limonitbänder, diese z.T. in Schwarten (WEILLER 1952).

Das Mittelpliozän ist außerdem durch terrestrische Tonsedimente gekennzeichnet, "die flächenhaft das Rheinhessische Plateau bedeckten" (FALKE 1960). Daraus entstanden die Bohnerzton- und -kalke. Auf die Feinsande mit Limonitbändern folgen die pliozänen Ockersande. Sie sind gröber und führen - daher der Name - roten Ocker. Ihr Hangendes bildet eine Terrasse aus aufgearbei-

teten Sanden des Liegenden, gemischt mit Rotliegendgeröllen des Hillesheimer Horstes (WEILER 1952). BARTZ (1936, 1950) spricht von groben, tonigen Sanden, die das Oberpliozän bilden sollen.

In Südrheinessen gelten als äußerst charakteristische Bildungen des Oberpliozäns - die auch für die Morphologie des Riedellandes von Bedeutung sind - die Klebsande. Es handelt sich um weißen, gebleichten, kalkfreien Feinsand, gemischt mit Quarzkiesen und Sanden, Außerdem kommen Ton- und Kieslinsen darin vor. Kennzeichnend ist weiterhin, daß die Klebsande schlecht sortiert und die beigemischten Quarzkomponenten kaum gerundet sind, sowie der geringe Schwermineralgehalt (SINDOWSKI 1937). Ihre Mächtigkeit beträgt ca. 30 m .

Die Schneckenmergel werden als zeitlich darauffolgende Bildung aufgefaßt (Oberes Villafranchien), die eine Mächtigkeit von ca. 8 - 9 m erreichen (WEILER 1952). Sie waren nur bei Westhofen und Hohensülzen aufgeschlossen.

Die jüngsten Sedimente des Pliozäns sind die Freinsheimer Schichten. Hierbei handelt es sich um ca. 50 m mächtige, helle Sande, deren einzelne Schichten eine schwache Rotfärbung aufweisen. Der Oberteil (10 m) ist tonarm. Weiter gegen die Untergrenze hin sind mehr Tone eingeschaltet.

Auf die Freinsheimer Schichten wird im Kapitel III Absatz 1 (Übergang vom Pliozän zum Pleistozän) näher eingegangen. Hier soll nur soviel gesagt sein, daß ihre zeitliche Stellung nicht restlos geklärt ist und daher angezweifelt werden muß.

(2) Paläogeographie

Die oben kurz beschriebenen Sedimente des Pliozäns kommen in dieser Abfolge, und auch nicht überall gleichzeitig, nur im südlichen Rheinessen vor. Durch die im folgenden geschilderte paläogeographische Entwicklung wird deutlich, daß die Sedimentation sich nicht überall zur gleichen Zeit vollziehen konnte.

Als Ausgangspunkt darf wieder die Fastebene angenommen werden, die sich nach dem Trockenfallen des Mainzer Beckens über Rhein-

hessen ausbreitete und nur der Abtragung unterlag (W.WAGNER 1960).

Innerhalb dieser Ebene befanden sich weite, flache Flußtäler, nachdem in der Attischen Phase (WITTMANN 1938/39, 1941) die Tektonik, vorläufig noch lokal, wirksam wurde. Hauptsächlich der unterpliozäne Urrhein war es, der neben der Urnahe und der Urselz Rheinhessen durchzog. Sein Sediment sind die Dinotheriensande, deren Verbreitung über Rheinhessen von Westhofen - Eppelsheim - Bernersheim - Wißberg - Ockenheim nach Bingen die damalige Lauf- richtung angibt, die in der Verlängerung der PHILIPPSON'schen Trogfläche liegt. WEILLERS (1952) Angaben über die Aufschlüsse in den Dinotheriensanden bei Westhofen besagen, daß die Urrhein- sände nie Basis-Gerölle aufwiesen, wie es später bei den pleisto- zänen Flüssen und ihren Terrassen der Fall ist. Daraus ist zu folgern, daß der pliozäne Urrhein kaum die Morphologie seines Bettes beeinflußt hat. Vielmehr spricht vieles dafür, daß der unebene Untergrund von ihm "im wesentlichen bereits vorgefunden" wurde. Seine zuerst sedimentierte rostfarbene bis graue Tonlage weist darauf hin, daß nach der ersten Inbesitznahme des Fluß- bettes und dem anschließenden vollen Lauf keinerlei Tiefenerosion stattgefunden hat. BARTZ (1936) schließt aus der großen Schotter- menge auf einen wasserreichen, aber im wesentlichen gefällsarmen Fluß von sehr großer Breite (15 km nach BARTZ). Damit ist gesagt, daß auch WEILLER, bestärkt durch die Angaben von BARTZ, ein schon zu Beginn des Pliozäns vorhandenes Relief "mit überall einge- senkten Vertiefungen" möglich erscheinen läßt. Das wiederum im- pliziert, daß die Formung dieses gegebenen Reliefs nur lokal vorangetrieben wurde, also in obigem Fall nur, soweit der Urrhein sich ausbreitete, bzw. auf der breiten Trogfläche mäandrierte. Die immerfortwährende Verlagerung des Flußbettes wird auch durch die Vermischung der Dinotheriensande des Urrheines mit Rotliegend- Geröllen der Urnahe, die bei Sprendlingen mündete, angezeigt. FALKE (1960) beschreibt ebenfalls die auf welligem, verkarsteten Inflatalkalk liegenden Schotter als präpliozäne Verwitterungs- produkte. Diese Schotter setzen sich zum größten Teil aus Quar- zen zusammen (60%). Daneben kommen noch Quarzite, Muschelkalk- hornsteine, Kieseloolithe, Sandsteine, Porphyre, Lydite und

Achate vor, also alles Gesteine aus der weiteren und näheren Umgebung des Mainzer Beckens. Gegen Ende des Unterpliozäns traten die groben Komponenten zurück. Allmählich verringerte sich auch das feinkörnigere Material, bis die Sedimentation schließlich ganz aussetzte. Aus der Folgezeit fehlen Sedimente (FALKE 1960).

WAGNER (1947 a,b) und WEILLER (1952) gingen auch den Spuren der Fauna nach. Die vorkommenden Arten, meist Walddiere sowie Bewohner sumpfiger Wälder und des Steppenbereiches, lassen vermuten, daß es sich seinerzeit um eine Steppen- und Galeriewaldlandschaft gehandelt haben muß, die im Unterpliozän das Gebiet des Mainzer Beckens bedeckte. - Auch das Wormser Senkungsfeld wurde gegen Ende des Unterpliozäns wieder mobil. Die Dinotheriensande kommen hier in größerer Tiefe (630 m) vor, was nicht nur mit der Absenkung des Rheintalgrabens erklärbar ist. Der jüngere Urrhein lagerte nach der Wende Unterpliozän - Mittelpliozän die Feinsande ab, die von BARTZ als umgelagerte Dinotheriensande angesehen werden. Die Entwicklung ist hier noch umstritten. BARTZ (1936, 1950) meint, daß durch Senkungen im Grabengebiet der Urrhein nach Osten abgelenkt wurde, so daß in Rheinhessen seine Sedimente fehlen müssen. Die Rhodanische Phase war zu diesem Zeitpunkt schon wirksam, wobei gerade der Grabenbereich in starker Absenkung begriffen war. WEILLER (1952) spricht dagegen die Feinsande als die Ablagerungen des mittelpliozänen Urrheines an. - Für die Formenentwicklung ist wichtig, daß in dem Gebiet der heutigen Plateaus Tone sedimentiert wurden, die als terrestrisch angesehen werden müssen. Sie waren flächenhaft verbreitet. Aus ihnen entstanden bei hohem Grundwasserstand und Zuführung ortsfremder Eisenlösungen (FALKE 1960) Bohnerztone, die lokal zu Bohnerzkalken umgewandelt wurden. Die flächenhaft verbreiteten Tone beweisen, daß das Relief sehr ausgeglichen war, ohne aber eben zu sein. Die Bildung dieser Bohnerze weist auf subtropisches, wechselfeuchtes Klima hin.

Äußerst wirksam war in der Folgezeit, besonders an der Wende zum Oberpliozän, die Tektonik. Innerhalb der noch anhaltenden Rhodanischen Phase wurden der Graben und seine Randbereiche gesenkt. In Südrheinhessen dokumentiert sich das durch die Sedimentation

der 20 - 30 m mächtigen Klebsande, die WEILER (1952) als lokale Schüttung aus dem Westen anspricht. Aufgrund des Materials ist auf die Haardt als Liefergebiet zu schließen. SINDOWSKI (1937) Untersuchungen zeigen, daß die Schwermineralien durch Verwitterung auf bestimmte Gesellschaften beschränkt worden sind. Auch der fehlende Kalk läßt auf intensive Verwitterung schließen. Die lithologischen Befunde zeigen, daß der Buntsandstein gegenüber Rotliegendem, Muschelkalk und präpliozänem Tertiär überwiegt. Die Haardt muß also schon eine erste Heraushebung erfahren haben, um als Liefergebiet in Frage zu kommen. Mindestens ihre nördlichsten Ausläufer südlich des Donnersberges und im heutigen oberen Pfrimm- und Eisbachgebiet müssen seinerzeit einer intensiven Verwitterung unterlegen haben. Feine Kreuzschichtung spricht für einen nur leicht strömenden Fluß. Das Liegende der Sande ist sehr verschieden. Zum Teil sind es Gerithienkalke (Gundersheim), z.T. Inflata-Schichten (Bockenheim). Durch nachfolgende Abtragung sind sie wieder abgedeckt und nur noch in Resten vorhanden, die sich in Vertiefungen auf dem Kalk befinden. Damit ist angezeigt, daß allmählich auch hier eine Heraushebung erfolgt ist. Will man keine völlige Abtragung annehmen, muß frühestens ab dieser Zeit schon eine Verkarstung stattgefunden haben, damit die Sande in den Dolinen des Kalkgebietes überhaupt konserviert werden konnten.

Tatsächlich wurde durch die Hebung im Zuge der Rhodanischen Phase auch eine stärkere Reliefierung Rheinhessens und der Grabenrandgebiete erzielt. In diese Zeit fällt auch die Existenz des jüngsten Urrheines, dessen Ockersande in Südrheinhausen (WEILER 1952) den groben, tonigen Sanden (BARTZ 1950) im östlichen Teil Nordrheinens entsprechen. Letztere liegen auf älteren Sedimenten. Sie gehen über in helle Quarzsande des Urmains (Arvernensschotter). Hiermit zeigt sich noch stärker als bisher die etwas anders verlaufende Entwicklung in Südrheinhausen. Besonders deutlich wird das noch in der Folgezeit, wo die Freinsheimer Sande mit ihrer großen Mächtigkeit kein gleichwertiges Sediment in Nordrheinens besitzen.

Die nicht genau auszudeutenden Schneckenmergel lassen zwar tiefere Schlüsse über die mittelbare Umgebung zu, da sie außerordentlich fossilreich sind (stehende oder kaum bewegte Gewässer mit reicher Ufervegetation sowie Wasser- und Festlandsfauna). Ihre Bedeutung liegt trotz geringer Verbreitung darin, daß sie Auskunft über die Ausdehnung des Sedimentationsgebietes geben: Die zu Beginn des Unteren Villafranchien im Westen liegende Grenze des Sedimentationsraumes hatte bei der Sedimentation der Schneckenmergel im Oberen Villafranchien die Linie Hohensülzen - Westhofen erreicht. Damit ist angezeigt, daß der nach Osten wandernde Sedimentationstrog sich auf das senkende Rheingrabengebiet hinbewegte. Damit verbunden war gleichzeitig ein Herausheben der Buntsandsteingebiete im Westen, die gegen Ende des Oberpliozäns wahrscheinlich zum Liefergebiet der Freinsheimer Schichten wurden. Infolge der Heraushebung war auch die Verwitterung intensiver. So war es möglich, daß in dem sich im Osten einsenkenden Graben 450 m Pliozän (insgesamt) sedimentiert wurde. Im Pfrimmgebiet sind es 100 m, wovon allein 50 m auf das jüngste Sediment, die Freinsheimer Schichten, entfallen. So betrachtet, kommt die große Sedimentmächtigkeit im Graben wohl nicht allein auf das Konto des nach Osten zum Rheintalgraben wandernden Sedimentationsgebietes, sondern auch auf die Tektonik des Grabens.

Die Freinsheimer Sande werden im allgemeinen durch ihre Kieszwischenlagen und die Kreuzschichtung auf ein vom Westen kommendes Gewässer zurückgeführt, das eine stärkere Strömung besessen haben muß. Ihre Fazies ähnelt der von Dirmstein/Pf. (SPUHLER 1957). Eine andere liegt jedoch in Freinsheim vor, wo besonders Tone mit frischer Buntsandsteinfarbe sedimentiert wurden.

b. Roterdebildungen des Pliozäns

Für das Oberpliozän wird ein stärkeres Relief angenommen. Verbunden damit waren Verkarstungserscheinungen und Roterdebildungen (FALKE 1960).

Die in der Rhodanischen Phase auftretenden tektonischen Bewegungen

dürften auch die Absenkung des Grundwasserspiegels, bzw. die Heraushebung der Plateaus aus dessen Niveau, verursacht haben. Damit kam es zur Verkarstung der Kalkgebiete. Sie waren entweder gar nicht oder nur dünn mit pliozänen Ablagerungen bedeckt, die auf die Reliefgestaltung keinen wesentlichen Einfluß hatten. Zum großen Teil waren sie z.Zt. der Heraushebung in Abtragung begriffen, wobei wohl die Sedimentdecke fast vollständig entfernt werden konnte. Dabei wurde auch ein Teil in die sich bildenden oder vorhandenen Karsthohlräume eingebracht (WEILLER 1952), wo sie bis heute überdauerten. SINDOWSKI (1937) analysierte den Schwermineeralgehalt und wies nach, daß die in der Roterde südwestlich Gundersheim vorkommenden Sande den oberpliozänen Klebsanden entsprechen. Da die Klebsande aber etwas jünger sind, wäre fast anzunehmen, daß erst nach der Roterdebildung die Klebsande eingebracht wurden. Die Frage ist nur, ob die Roterde schon in den Spalten vorhanden war und danach der Klebsand eingebracht wurde oder Einfüllung von Roterde und Klebsand gleichzeitig erfolgte. Festgehalten werden muß erst auf alle Fälle, daß die von WEILLER (1935) beschriebene und von HELLER (1936) in das Untere Villafranchien (das ist nach dem gleichen Autor Ende des unteren Cromerian) gestellte Wirbeltierfauna von Gundersheim als synsedimentär mit der Roterde zu betrachten ist. Über die Klebsande in der Roterde ist damit nichts ausgesagt, obwohl die Wirbeltierreste "daher zeitlich fast mit den älteren Klebsanden" (WEILLER 1952) zusammenfallen.

III. Das Pleistozän in Südrhein Hessen

1. Übergang vom Pliozän zum Pleistozän

Auch in Südrhein Hessen ist die Grenze zwischen Tertiär zum Quartär nicht ganz klar. Für die derzeitig vorliegende Abgrenzung gilt vor allem die Gliederung WEILLERS (1952, 1953). Auch in neueren Arbeiten (SPUHLER 1957, FALKE 1960) wird diese Abgrenzung immer wieder zitiert. Im allgemeinen ist dazu festzustellen, daß wohl die Freinsheimer Schichten der Fazies nach noch eindeutig zum Pliozän gehören. Sie sind nach WEILER (1952) als letzte Ablagerungen des Pliozäns anzusehen. Ebenso unproblematisch ist die Stellung der Schneckenmergel, die von WEILER (1952) ebenfalls ins Obere Villafranchien, jedoch zeitlich vor die Freinsheimer Sande gestellt werden. Als Fundorte der Schneckenmergel werden Hohensülzen und Westhofen angegeben. Da z.Zt. ihrer Sedimentation der Ablagerungsraum schon weit nach Osten gewandert war, konnten sie nur bis zur Linie Hohensülzen - Westhofen abgelagert werden. Vorher, im Unteren Villafranchien, lag die Grenze des Sedimentationsraumes viel weiter im Westen, was aus der Verbreitung der in diese Zeit gestellten Klebsande zu erschließen ist.

Die Stellung der Schneckenmergel wird durch Fossilfunde, die in großer Zahl gemacht wurden, untermauert. Aufgrund WEILLERS Angaben wird folgendes Landschaftsbild wahrscheinlich: stehende oder langsam fließende Gewässer, mit von den Seiten kommenden, kleineren Gewässern. Die einzelnen Arten lassen auf folgende Ökotope schließen: trockene Stellen; feuchte, nasse Stellen mit Moos, Gras und Mulm; Gras- und Wiesenflächen; Moor- und Erlenbrüche; feuchte Wälder; See- und Sumpfränder, z.T. mit Gebüsch. Aufgrund dieser Vegetationsverhältnisse lassen sich warmgemäßigte bis gemäßigte Klimabedingungen ableiten. Die Arten als solche zeigen, daß die Fauna sehr jung sein muß. Einzelne kommen im Pleistozän vor, sie sind jedoch moderner als die Hohensülzener Fauna. *Cricetiscus songarus* PALL. kam bisher nur im Pleistozän vor.

BRUNNER (zit. bei WEILER) stellt die Fauna der Schneckenmergel deshalb an das Ende des Pliozäns. WEILER schließt deshalb auf eine durch die Fauna bewiesene Klimaverschlechterung zur Zeit der Schneckenmergel, die nach den subtropischen Bedingungen der vorangehenden Klebsandzeit eintrat.

WEILER (1952) beschreibt das Schneckenmergelprofil der ehemaligen Tongrube Ertel, Westhofen. Die Schneckenmergel sind leider nicht mehr aufgeschlossen, nur noch der Oberteil eines Profils (Grube 10 bei WEILER 1952), der WEILLERS Deckschichten f bis h umfaßt und nun gegliedert vorgelegt werden kann: Profil 35 Krämershalde (Abb. 1).

Der Aufschluß befindet sich in den aufgelassenen Sandgruben, die kurz vor Westhofen die Straße nach Gundheim säumen. Das Relief wird hier von den flachen Rücken und kleinen Tälchen bestimmt, die zumeist West - Ost gerichtet sind. Während die Rücken ganz sanft gewölbt sind und keinen Hochflächencharakter besitzen, ziehen muldenförmige Dellen oder kleine Tälchen von Westsüdwest nach Ostnordost. Beide Formen lassen sich von den dazwischenliegenden Rücken nicht trennen, sie gehen, ohne genau gegeneinander abgegrenzt zu sein, ineinander über.

Bei 165 m NN liegt im Gewann Krämershalde der Aufschluß an der Südost-Flanke einer von Südwest nach Nordost ziehenden Delle, die hinab zum Seebachtal führt, das bei ca. 115 m NN liegt. Oberhalb des Profils ist nach Süden der Rücken etwas flächenhaft entwickelt, fällt dann aber sofort zu einem Trockental (155 m NN) ab, in das - ebenfalls von den Seiten her - einzelne Dellen einmünden. Oberhalb des Profils beginnt die "Oberfläche" des Rückens. Das Profil baut sich auf wie folgt:

- | | | |
|----------|----|---|
| 0-10 cm | A | Blaßrosa-grauer (7.5 YR 7/2), lockerer, schwach humoser LÖB. Gut durchwurzelt, pulverig. |
| 10-40 cm | AC | wie A, nur hellerer und sehr lockerer LÖB. Einzelne Wurmlöcher. Abgrenzung nach oben und unten ungenau, da allmählicher Übergang. Durchwurzelt. |

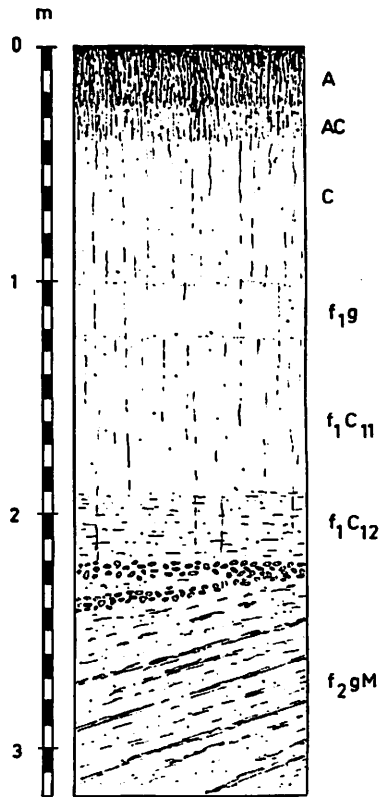
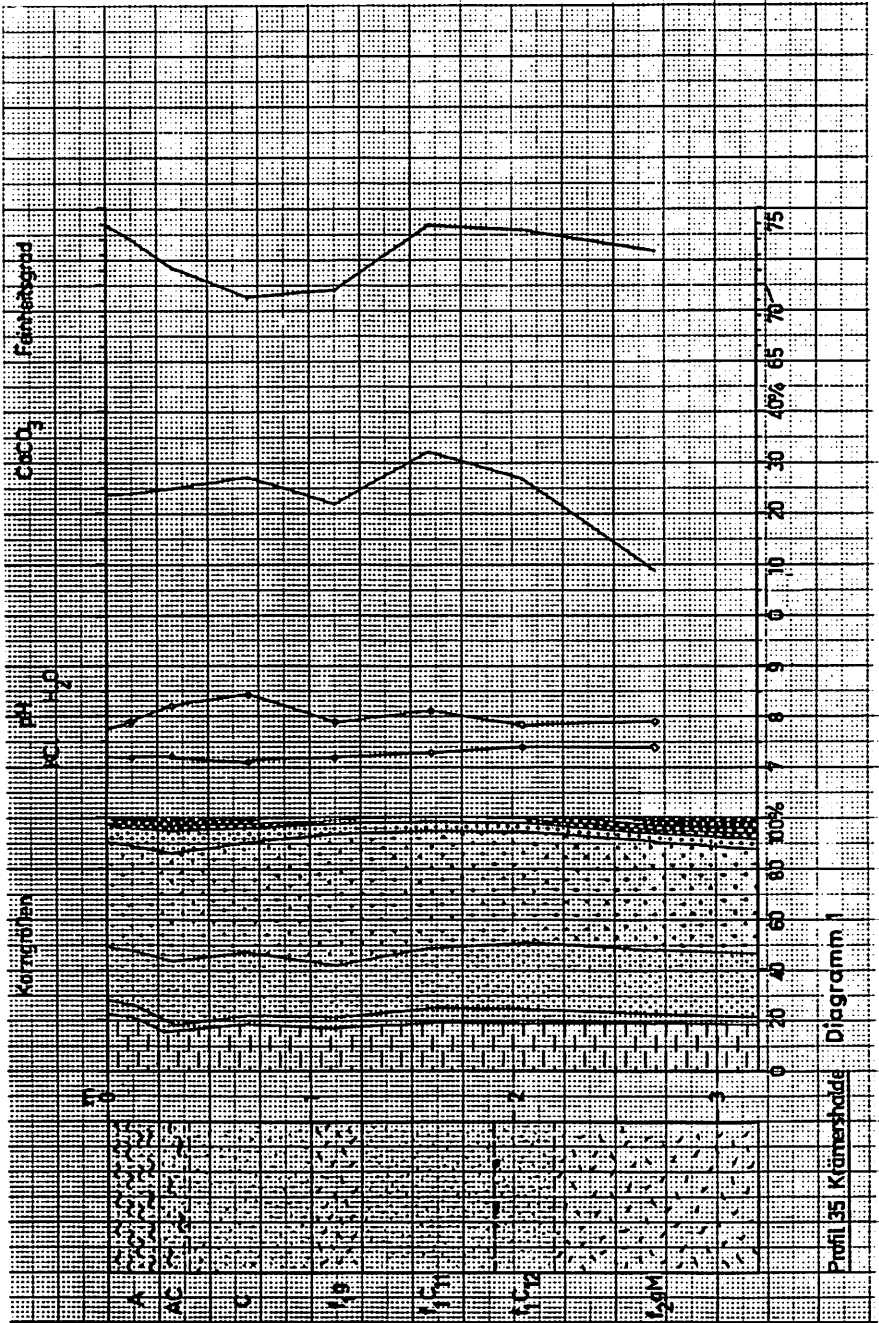


Abb.1 Profil 35 Krämershalde



- 40- 100 cm C Blaßbrauner (10YR 6/3) poröser, heller Löß mit zahlreichen Kalkröhrchen und Wurmlöchern. Senkrecht geklüftet, nicht mehr durchwurzelt. In der Wand relativ weit vorkragend.
- 100- 125 cm f_{1g} Eigenschaften wie C, jedoch sehr blasses Braun (10YR 7/4), leicht ins Grau gehend.
- 125- 190 cm $f_{1C_{11}}$ ⁶⁾ Blaßbrauner (10YR 6/3) Horizont. Eigenschaften wie C. Einzelne feste und weichere Partien im Horizont.
- 190- 220 cm $f_{1C_{12}}$ Löß porös, helles, gelbliches Braun, (10YR 6/4). Weicher, leicht feuchter Horizont, kaum geklüftet. Pseudomycel und einzelne Kalkröhrchen. Scharfe Grenze zum Liegenden.
- 220-+320 cm f_{2gM} Braungelber Horizont mit kleinen Konkretionen, die an dessen Obergrenze angereichert sind und von W nach E einfallende Schichten ockergelber Farbe. In der gleichen Richtung einfallend: rostfarbene Streifen 1-2 cm Breite. Feucht. Zahlreiche weiße Kalkröhrchen. Einzelne unregelmäßige rostfarbene Streifen.

Die mechanische Bodenanalyse zeigt (Diagramm 1), daß es sich bei allen Horizonten um Löß handelt. Der Tongehalt überschreitet nur im A - Horizont 20% (26,9), sonst liegt er zwischen 17,4 und 19,5%. Interessant ist der Gegensatz des A- zum AC-Horizont, der mit 15,8% den niedrigsten Tongehalt aufweist. Der f_{1g} Horizont fällt bezüglich der Korngrößenzusammensetzung etwas aus der Reihe: der Teil der Lößkomponente mit einer Größe von 0,06 - 0,02 mm stellt 51,8 % des Materials in diesem Horizont. Nur sein Liegendes kommt mit 46,5 % derselben Korngrößensklasse noch einmal an diesen hohen Anteil heran. Der f_{1g} besitzt auch mit 21,7 % einen wesentlich geringeren $CaCO_3$ - Gehalt als der Liegende f_{1C_1} mit 32,2 % oder auch der Hangendlöß mit 27,2 %. Der geringste Kalkgehalt liegt im f_{2gM} mit 9,2 % vor. - WEILLER beschreibt aus dem

6) Um genetisch mehr oder weniger gleiche, materialmäßig aber unterschiedliche Horizonte zu kennzeichnen, wird eine Untergliederung der Horizonte nach Ziffern vorgenommen. Zu lesen wäre das hier wie folgt: f_{1C} eins-eins und f_{1C} eins-zwei. Das Verfahren ist auch bei den übrigen, im Text noch erscheinenden Horizontensymbolen anzuwenden.

nicht mehr aufgeschlossenen Teil die Schichten a-d als umgelagerten Schneckenmergel.

Die eingeschlossenen Bänder im f_{2gM} beschreibt er als Reste einer alten Verwitterungsdecke, die auch teilweise an der Basis des f_{2gM} vorhanden gewesen sein soll.

Auf Grund der makroskopischen Betrachtung und der Analysenbefunde lassen sich folgende Schlüsse für die Pedogenese ziehen: Rostfleckung, Marmorierung und Streifung geben Hinweis auf starke Nässeeinwirkung in einem umgelagerten Löß. Es kann dabei die Einwirkung fließenden Wassers angenommen werden, da eine ungestörte Lagerung des Horizontes mit den Konkretionen vorliegt. Es handelt sich dabei um Schwemmlöß, in welchem sich die an der Oberkante des Horizontes lagernden Lößkindel erst postsedimentär ausbildeten. Bei der sehr intensiven Durchtränkung des Sedimentes im Zuge der Umlagerung wurde auch der Kalk zum größten Teil weggeführt, so daß nunmehr ein $CaCO_3$ - Gehalt von nur 9,2 % vorhanden ist. Diese Vorgänge müssen sich in feucht - kalter Zeit abgespielt haben. Die Obergrenze des f_{2gM} - Horizontes ist dabei die Landoberfläche gewesen. Es handelt sich bei dem f_{2gM} - Horizont also um umgelagertes Bodenmaterial. Dafür spricht die intensive Braunfärbung und seine größere Dichte gegenüber dem hangenden Löß. Bei Verwitterung des Hangendlösses wurden dann die Kalksekretionen gebildet. Die Lößkindel gehören zu einer älteren Bodenbildung, die aber als Substanz nicht mehr erhalten ist. Möglicherweise stammt dieser Kalk auch aus dem f_{1g} - Horizont. Der Steppenboden, der heute die Landoberfläche bildet, kommt in diesem Fall als $CaCO_3$ - Lieferant nicht in Frage, da er zu hoch über den Sekretionen liegt. - Nach Abschluß der Umlagerung setzte wieder äolische Sedimentation von Löß ein, welche die bisherige Oberfläche abdeckte und mindestens 120 cm Löß ablagerte. Dieser Vorgang erfolgte in zwei Phasen, wobei erst ein 30 cm mächtiger $f_{1C_{12}}$ - Horizont abgelagert wurde, der infolge der noch vorhandenen Bodenfeuchte des Liegenden und bei dem Klimaumschwung von feucht-kalten zu trocken-kalten Bedingungen noch stärkeren Wasserzirkulation im Boden eine etwas dunklere Braunfärbung (limonitisches Eisen) im f_{2gM} annahm. Diesen folgte ein rein äoli-

scher LÖB (f_1C_{11}), der sich durch einen Kalkgehalt von 32,2 % auszeichnet. Darauf bildete sich in feucht-kalter Zeit ein Naßboden (f_1g). Sein gegenüber dem f_1C_{11} geringerer Kalkgehalt und der um 2% niedriger liegende Tongehalt weisen auf absteigende Wasserbewegung mit Kalklösung, Verlagerung unzerstörter Tonsubstanz und Naßbleichung durch Lösung des Eisens im Horizont. Auf Grund der nur schwachen Ausprägung des f_1g ist für die Zeit der Entstehung nur eine geringe Intensität der Bodenbildung anzunehmen.

Neuerliche Sedimentation von äolischem LÖB ließ eine Ablagerung von mindestens 100 cm entstehen, auf dem sich heute ein AC - Profil befindet. Die schwache Bodenbildung ist der Rest eines Steppenbodens, der in der postglazialen Wärmezeit unter trockenwarmen Klimaverhältnissen bei geringem Jahresniederschlag und hohen Sommertemperaturen (MÜCKENHAUSEN 1962) gebildet wurde. Der Boden ist bis zur Oberfläche kalkhaltig, hier 23,8 %, da die absteigende Wasserbewegung nur schwach ist. Infolge der Lage des Profils an exponierter Stelle dürfte ein wesentlicher Teil des Solums abgetragen worden sein.

Die Analyse der Deckschichten gibt also keinerlei weitere Hinweise auf die Genese der Schneckenmergel. Da nach WEILLERS Skizze die Fließerde und der gesamte Hangenteil des Profils diskordant auf den aufgearbeiteten Schneckenmergeln liegt, ist somit kein Zusammenhang zwischen beiden Profiltteilen gegeben.

Trotzdem sollen hier einige Überlegungen angestellt werden, die die Schneckenmergel als Kernpunkt haben. Dabei soll nicht ihre Stellung angezweifelt werden, vielmehr soll gerade diese als wesentlicher Punkt in die folgende Hypothese eingebaut werden. Vereinfacht gesprochen, ist mit der ausgehenden Klebsandzeit auch das subtropische Klima zu Ende, das die intensive Verwitterung und Bleichung der Haardt-Buntsandsteine erst ermöglichte. Auch die Fauna der Schneckenmergel weist auf einen Klimaumschwung hin, abgesehen von den Arten, die schon entwicklungsgeschichtlich nahe dem Pleistozän stehen.

Wenn nun aufgrund äußerer Merkmale eine große Übereinstimmung der

Freinsheimer Sande mit den Klebsanden besteht, (man vergleiche nur die Sande der Grube Goedel bei Pfeddersheim an der Bundesstraße 47 und die Sande von Kriegsheim und Monsheim) ist man versucht, auch für die Bildung ersterer ein Klima mit sehr intensiver Verwitterung anzunehmen. Unwahrscheinlich ist, daß solche Sedimentmassen von ca. 50 m Mächtigkeit in einem gemäßigeren Klima, wie es zur Klebsandzeit herrschte, entstanden sein sollen. Da mit dem Gang der Zeit auf das Quartär hin die Klimaschwankungen zunahmen, d.h. kühlere und relativ feuchtere Klimaabschnitte folgten, ist wohl kaum eine Zeit eingetreten, die vom Klima her derartige Verwitterungsbildungen zulassen könnte. Auch SPÜHLER (1957) meinte, daß eine von WEILLER z.Zt. der Schneckenmergel angenommene Klimaverschlechterung "in den Freinsheimer Schichten erst recht zum Ausdruck kommen müsse". Zunächst sollen aber noch Beobachtungen von SPÜHLER referiert werden. Ähnliche Vorkommen weißer Sande der Freinsheimer Schichten, wie sie in Südrheinessen vorkommen, beschreibt er von Dirmstein und Grünstadt. Jedoch ist die Freinsheimer Fazies eine völlig andere: dort wurden feine Tone mit frischer Buntsandsteinfarbe abgelagert. In diesen Tonen kommen folgende fossile Pflanzenreste vor:

Phragmites communis Poiret, Carex-Typ,
 Salix incana,
 S. repens L.,
 S. cinerea L.,
 S. aurita,
 Corylus avellana L.,
 Alnus incana L.,
 Angelica silvestris L.

Durch diese Pflanzen kommt nach SPÜHLER nicht genügend die Klimaverschlechterung zum Ausdruck. Immerhin kann es sich um Schwankungen handeln, die aber wohl nicht solche Ausmaße angenommen haben können, um die 50 m mächtigen weißen Sande zu produzieren.

Vor allem deuten die Fazies große Unterschiede in der Entwicklung auf kleinem Raum an.

Zuerst soll klargestellt werden, ob überhaupt beide Ausbildungen synchrone Elemente sind. Wichtig für diese Frage ist die Farbe

der beiden Sedimente. Die Sande sind ausgesprochen weiß. Die rötliche Farbe tritt bis auf einen rötlichen Schimmer mancher Partien zurück. Die Tone dagegen besitzen eine "frische Buntsandsteinfarbe". Das heißt hier: Bleichung bei Verwitterung und Transport, dort nicht, obwohl ebenso Verwitterung gewirkt und Transport stattgefunden haben muß. Dabei kann die Entfernung zwischen Abtragungs- und Akkumulationsgebiet zwischen beiden Punkten als gleich gesetzt werden. Es erhebt sich die Frage: entsprechen die Freinsheimer Tone den Freinsheimer Sanden? Aufgrund von Farbe und Beschaffenheit dürfte wohl kein Zusammenhang angenommen werden. Die völlig fossilere Sande bei Pfeddersheim lassen sich auf den Buntsandstein zurückführen, ebenso wie der Klebsand, aber ebenso auch wie die roten Tone von Freinsheim. Die Freinsheimer Schichten unterscheiden sich aber sehr wesentlich vom Klebsand: die Korngrößen sind besser sortiert, der Zurundungsgrad ist größer und der Biotit-Gehalt ist ebenfalls höher.

Eine ergänzende Beobachtung dazu sei hier noch mitgeteilt: in der Grube Rasp bei Monsheim (Profil 65) befanden sich in der Südostecke der Grube unter dem LÖß rotbraune bis rote Sande mit typischer Buntsandsteinfarbe. Z.Zt. sind brotlaibförmige rote Sandgänge (nach Art von Krotowinen) im hangenden LÖß vorhanden. Sie liegen bis 30 cm über der Grenze LÖß/Sand. Dieser rote, feine Sand paßt viel besser zu den buntsandsteinfarbenen Tönen von Freinsheim als die weißen Sande von Pfeddersheim.

Für die Grube Rasp ist dann wohl anzunehmen, daß die über den Klebsanden liegenden Kiese und Sande (WEILLER 1953) eine spätere Bildung sind, jedoch nicht mehr Günz, wie in dieser eben zitierten Arbeit angenommen (frdl. schriftl. Mitteilg. WEILLER 1964). Eine zeitliche Einstufung soll hier nicht versucht werden, es gilt nur darauf hinzuweisen, daß die an der Oberkante liegenden roten Sande sicher dem Buntsandstein entstammen. Sie stellen Reste einer möglicherweise ausgedehnteren Decke im Umland der Haardt dar, die aber im Pleistozän z.T. wieder abgeräumt wurde. Weiterhin soll damit gesagt werden, daß, wenn Buntsandsteinsande ohne Bleichung bis Monsheim gelangen, für die weißen Sande von Pfeddersheim nur eine stärkere Verwitterung für die Bleichung in

Betracht kommt, nicht jedoch eine Bleichung infolge des Transportes Haardt - Pfeddersheim. Zwei Möglichkeiten ergeben sich als Konsequenzen der obigen Überlegungen:

1. Die bisher Freinsheimer Schichten genannten weißen Sande von Pfeddersheim sind keine "Freinsheimer", sondern pliozän umgelagerte Klebsande, deren zeitliche Stellung den bisherigen Freinsheimer Sanden aber entspricht.
2. Die Freinsheimer Schichten in Freinsheim sind ebenso wie die roten Sande von der Grube Rasp wesentlich jünger, also nicht Pliozän. Dann wäre ihre Stellung nicht mit den Sanden von Pfeddersheim gleichzusetzen, sondern letztere würden an der richtigen Stelle stehen. Allerdings wäre dann noch nicht Klima- und Verwitterungsfrage gelöst.

Bei der Klimafrage bliebe offen, ob so intensiv wirkende Verwitterung noch möglich ist, nachdem die Schneckenmergelfauna schon gemäßigte Klimaverhältnisse andeutet, selbst wenn verstärkte Hebung in der Haardt angenommen würde. Etwas Licht in diese noch nicht geklärten Sachverhalte brachten die Untersuchungen von HAFFNER-JANEK, die gleichfalls vom Geographischen Institut in Bonn ausgehend, in der Vorderpfalz durchgeführt werden. Folgende Verhältnisse wurden mir geschildert: In Freinsheim, an der klassischen Stelle der "Freinsheimer Schichten", finden sich nachstehende Aufschlußverhältnisse: Unter 7 m der sogenannten "Freinsheimer Schichten", die in das Oberpliozän gestellt werden (durchschnittlich ca. 65 % Ton- und 20 % Löß-Gehalt, Rest entfällt auf andere Korngrößen), kommt ein ausgesprochener Löß (ca. 20 % Ton, 55 % Fraktion 60 - 20 μ), dessen Liegendes in der Korngrößenzusammensetzung den hangenden Tonen entspricht (frdl. mündl. Mitteilung HAFFNER-JANEK 1964).

Will man nun für den Löß keine pliozäne Entstehung annehmen, muß gefolgert werden, daß die "Freinsheimer Schichten" in Freinsheim ein pleistozänes Alter haben. Sie sind daher nicht mit der südrheinheissischen Fazies identisch. Vermutlich handelt es sich hierbei zwar um ein pliozänes Verwitterungsprodukt, das aber erst nach der Schneckenmergelzeit umgelagert wurde. WEILER gibt mir recht (frdl. briefl. Mitteilung 1964), daß die südrheinheissischen

Freinsheimer Schichten u.U. beträchtliche Klebsandmengen enthalten können. Es liegt die Vermutung nahe, daß die hier vorliegenden Freinsheimer Schichten die korrelierten Sedimente zu der durch Verwitterung entfernten Klebsanddecke der Kalkplateaus westlich der Vorkommen von Pfeddersheim darstellen. Dort ist der Klebsand, wie schon erwähnt, nur noch in Dolinen und Vertiefungen erhalten. Da zwischen den letzten Tertiärsedimenten und den pleistozänen Ablagerungen ein Hiatus besteht, der erst später durch entsprechende Untersuchungen einmal aufgeklärt werden könnte, soll hier nicht weiter auf die - wie es sich nun doch gezeigt hat - durchaus problematische Grenzziehung eingegangen werden. Vorläufig muß man noch von den eingeführten Begriffen und Einordnungen ausgehen, um die Begriffsverwirrung nicht weiter zu vergrößern.

2. Die Entwicklung der Landschaftsformen im Pleistozän

a. Überblick

Die zwischen Pfeddersheim, Oppenheim und Mainz vorkommenden altpleistozänen Rheinsedimente weisen als besondere Eigentümlichkeit Gerölle auf, die aus den Alpen stammen. Sie entsprechen den Moosbacher Sanden (FALKE 1960). Um diese Zeit floß der Rhein noch über das Gebiet der Kalkplateaus, verursacht durch Einbrüche in hercyner Richtung. Bei seinem Lauf nahm er den Main auf, der nach einem großen Südbogen im Bereich der heutigen Plateaus mündete.

Nach Akkumulation der Hauptterrasse setzte die Endheraushebung der Plateaus ein. Damit wich der Rhein wieder nach Osten zurück. Infolge der Heraushebung wurde auch durch den jetzt morphologisch deutlich werdenden Grabenrand dem Rhein eine Westgrenze gesetzt. Die im Zuge dieser tektonischen Bewegungen gleichzeitig entstandene Ingelheimer Senke zwischen Mainz und Bingen bildete einen weiteren Punkt auf dem weiteren Weg des Rheines, der in das Schiefergebirge bei Bingen eintrat.

Für die Pfrimm gilt folgendes: zunächst nahm sie ihren Lauf nach Nordosten, wie aus der Einregelung der Schotter und der "plio-

zänen" Richtung des Flusses hervorgeht (KLUG 1959). Damit entsprechen die Verhältnisse den bei Urselz und Urnahe vorliegenden, die in der nämlichen Richtung flossen. Erst zur Hochterrassenzeit erfolgte ein Durchbruch durch den Tertiärriegel und damit das Umschwenken in die West - Ost -Richtung. Vorher umfloß die Pfrimm teilweise den Tertiärriegel in einem weiten Südbogen. Die Paläogeographie des Pfrimmgebietes soll erst in der Zusammenfassung der Untersuchungsergebnisse etwas ausführlicher dargestellt werden (s.u.).

Zunächst werden im folgenden alle Terrassenreste geschildert. Auf den Mangel an Schotteraufschlüssen wurde im Kapitel I schon hingewiesen. Daher sind die Angaben der Terrassenkanten (es handelt sich jeweils um die Unterkante) nur als morphometrischer Ausdruck zu werten, denn geomorphologisch wichtig allein ist die Erscheinung der Terrasse in der Landschaft. Das bedeutet hier: die Kante ist der wesentlichste Faktor zur Bestimmung des Niveaus, da sie von allen Erscheinungen den Terrassenkörper am deutlichsten markiert. So sollen vorerst die von WEILER (1931, 1953) und KLUG (1959)⁷⁾ verwendeten Niveaus auch weiterhin benutzt werden. Sie erleichtern den Vergleich und vermeiden Begriffsverwirrung. Da aber diese Einteilung der Pfrimm - Terrassen auf älteren Grundlagen basiert, etwa der Strahlungskurve MILANKOVITCHs, soll aufgrund der vorliegenden Untersuchungen versucht werden, das Schema der Terrassen im Pfrimmgebiet zu straffen. Damit werden künftighin auch solche Extreme vermieden, wie sie noch 1957 (SPUHLER) zu lesen waren. Die Ergebnisse WEILERS werden dort zusammengefaßt und in dem Sinne wiedergegeben, daß "sich auch im südlichen Rheinhessen 11 Eiszeiten mit 3 Interglazial- und 7 Interstadialzeiten" ergeben würden.

Daher sollen auch erst im stratigraphisch-geomorphologischen Teil der Arbeit Schlüsse hinsichtlich der Datierung gezogen werden,

7) Die Terrassenschemata von WEILER (1931, 1953) und KLUG (1959) werden im Kapitel V diskutiert. Hier soll vorerst nur das von KLUG angeführt werden, der WEILERS Schema etwas ausweitete und es mit den neueren Terrassenbezeichnungen versah.

wobei gleichzeitig überprüft wird, ob die bisher gegebenen Einstufungen vertretbar sind. Das schließt aber nicht aus, daß schon bei den im folgenden Teil beschriebenen Terrassen die Decksedimente beschrieben werden, sowie deren Genese in relativer Einordnung gedeutet und diskutiert wird. Erst mit diesen Ergebnissen wird dann im Kapitel V die Synthese durchgeführt.

b. Die Terrassenlandschaft der Pfrimm und die Gliederung ihrer Decksedimente

(1) Das Pfrimmgebiet und seine Flußabschnitte

Der heutige Lauf der Pfrimm soll als Ausgangspunkt dieser Darlegungen dienen. Obwohl die Pfrimm nur ein sehr kleiner Fluß ist, besitzt sie doch eine Gliederung in mehrere markante Flußabschnitte. Diese sind gesteinsbedingt und verleihen dem jeweiligen Abschnitt besondere Charakteristika. Vornehmlich die Farbe und die Beschaffenheit, d.h. die geomorphologische Wertigkeit, der Gesteine sind es, die die Flußabschnitte zu äußerst selbständigen Gebilden machen. Der Oberlauf der Pfrimm bewegt sich, eingeschlossen die Quellen, im Gebiet des Oberen Buntsandsteins. Dieser gehört schon zur Haardt. Dunkle bewaldete Buntsandsteinberge mit sargdeckelförmiger Gestalt bilden die Umgebung des Quellgebietes. Bei 298 m NN. entspringt die Pfrimm in einem Tal, zu dem zahlreiche Quellmulden in kleinen Nebentälchen von den Hängen herabziehen. Letztere erreichen Höhen bis 380 m NN. Zunächst fließt der Bach in Süd - Nord Richtung bis Breunigweiler. Halbwegs zwischen Pfrimmerhof und Breunigweiler verläßt das Flübchen den Buntsandstein und tritt in das Rotliegende ein. Gleichzeitig ist damit auch das Waldgebiet verlassen.

Eine offene Landschaft breitet sich zu Füßen des nordwestlich von Breunigweiler gelegenen Donnersberges aus. Relativ weiche Tone, Mergel und Tonsandsteine, alle mit einer tiefroten Farbe, sind für diesen nächsten Flußabschnitt kennzeichnend. Fluviatil gestaltete Talhänge und flache Rücken lösen sich ab. Die Pfrimm setzt von Breunigweiler aus ihren Weg nach Nordnordost fort, bis

Abb.2:

Blick vom Hang des Zeller Plateaus auf das Pfrimmtal. Links der Hang des Kahlenberg-Plateaus, dahinter das Immesheimer Plateau, halb rechts der Wart-Berg, an seinem Fuß : Albisheim. Hinter den Kalkplateaus erheben sich links die dunklen, bewaldeten nördlichen Ausläufer der Haardt. Im Mittelgrund das kuppige Hügelland des Rotliegendgebietes der oberen Pfrimm, über das sich der Quarzporphyrstock des Donnersberg-Massives erhebt. Daran schließen sich nach rechts die kuppigen Höhen des Saar-Nahe-Berglandes an.

Abb.3:

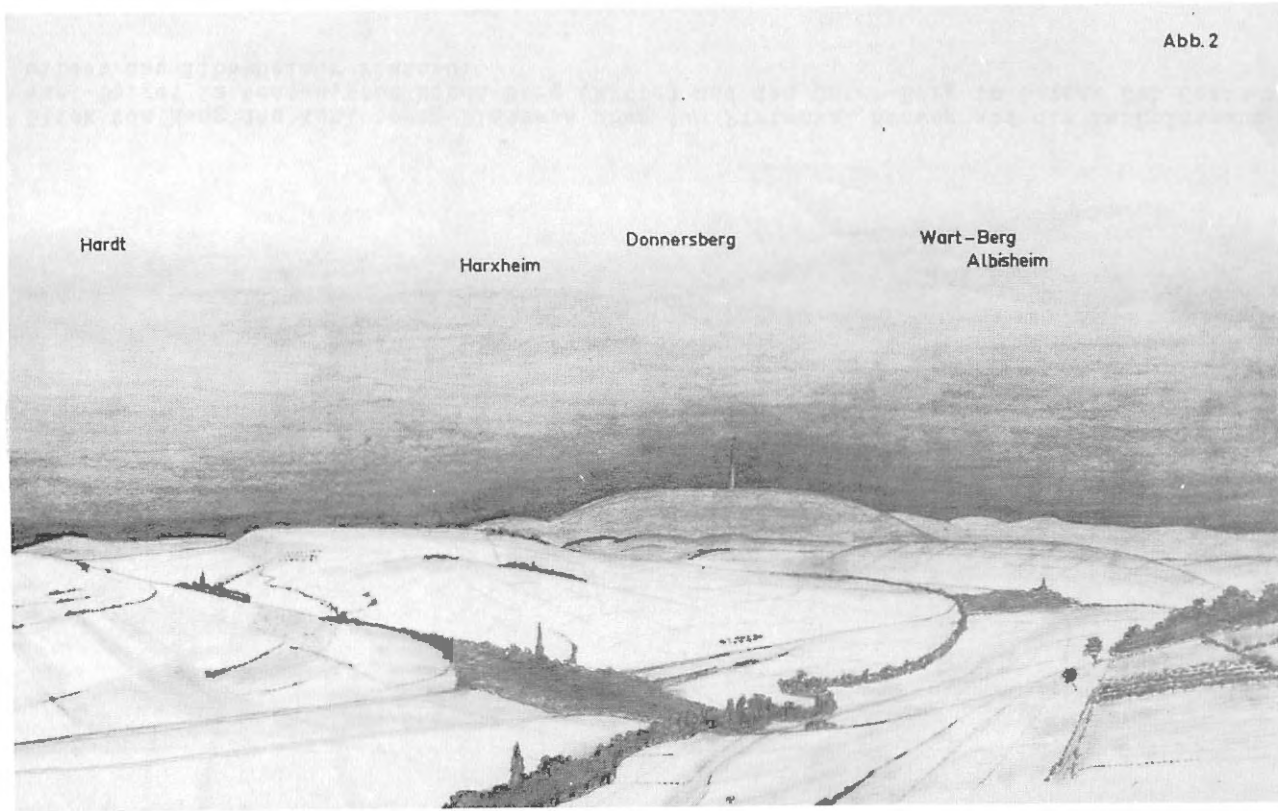
Blick vom Hang des Kahlenberg-Plateaus über das Pfrimmtal hinweg auf die Kalkplateaus des Wart-Berges im Westen, den Hohen-Berg (Mitte) und den Oster-Berg im Osten. Den Horizont bildet das Ilbesheimer Plateau.

Abb.4:

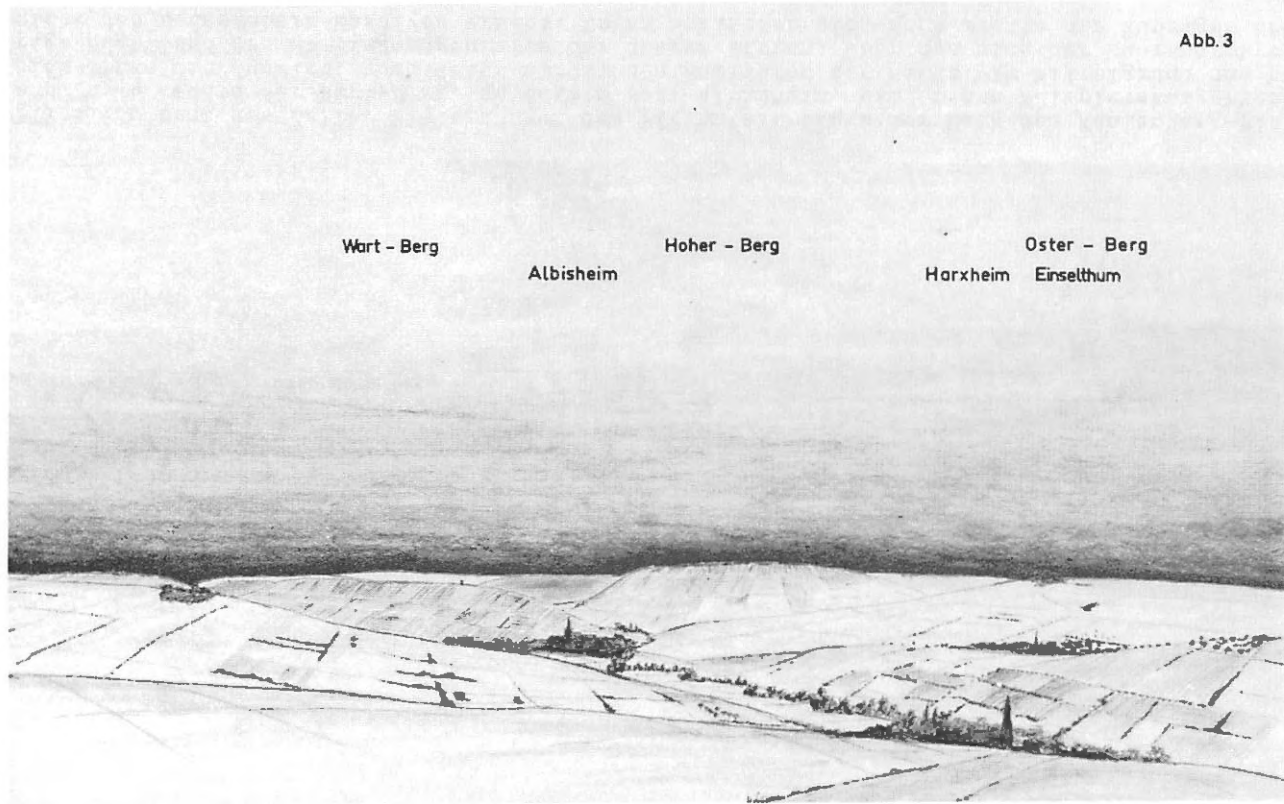
Blick vom Wachenheimer Horn über das Pfrimmtal hinweg auf die Grenze Riedellandschaft/Kalkplateaus. Das Kalkplateau des Niederflörsheimer Berges geht in die Riedelflächen über, die hier ihre höchsten Erhebungen aufweisen. Sie liegen ca. 100 m niedriger als die Plateaus. Die Riedel tragen zumeist pleistozäne Flußterrassen, ebenso der Kalkklotz des Heldenberges.

Abb.5:

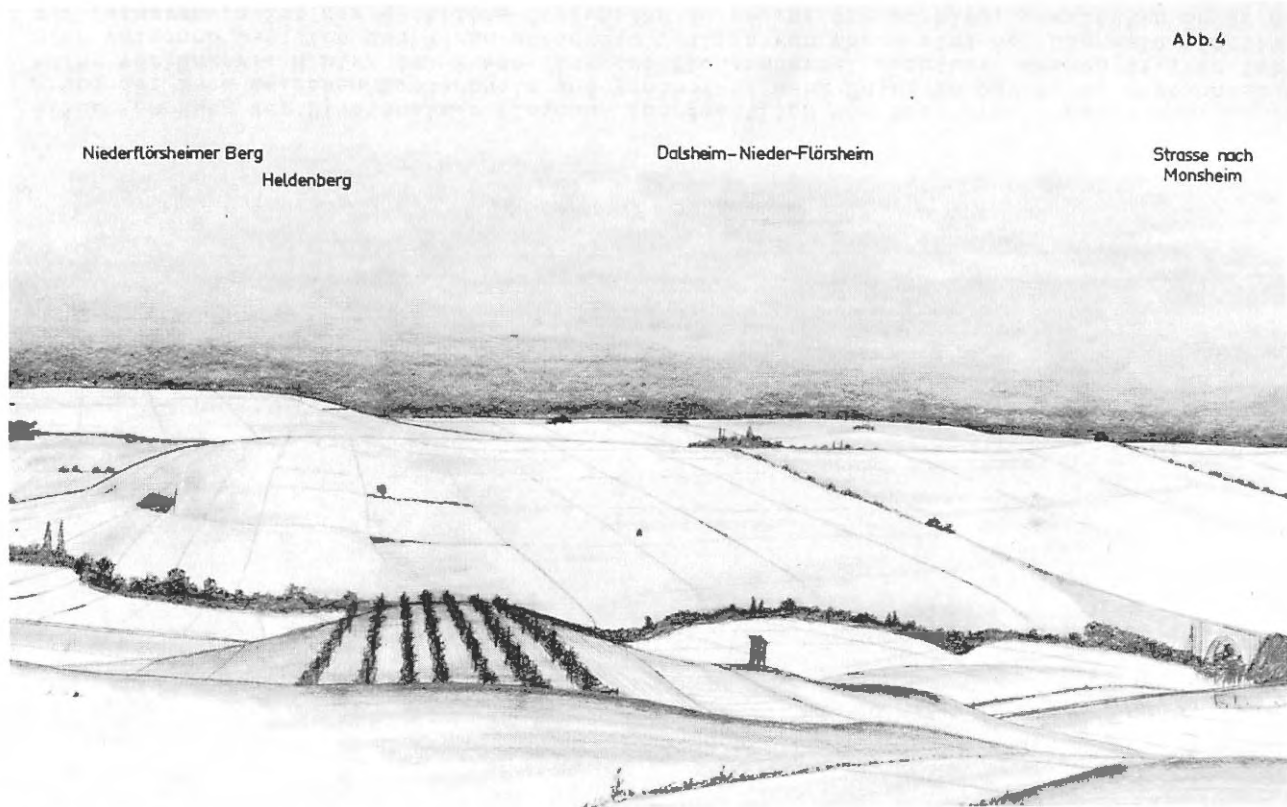
Blick vom Hang des Blödesheimer Plateaus (nordwestlich von Westhofen) nach Süden. Im Vordergrund der Bach zwischen Gundersheim und Westhofen, nach Osten zu durch das Seebachtal bis Osthofen verlängert. Hinter dem Riedel ist das Flutgrabental sichtbar, dessen breiter Taltrichter sich zwischen Osthofen und Worms ausdehnt. Östlich von Worms wird der Odenwald sichtbar. Hinter Bermersheim ist der westliche Grabenrand zu sehen: die dunklen, bewaldeten Berge der Haardt und die helleren und etwas niedrigeren Kalkplateaus.



Blick vom Hang des Zeller Plateaus auf das Pfrimmtal. Links der Hang des Kahlenberg-Plateaus, halb rechts der Wart-Berg, an seinem Fuß: Albisheim. Hinter den Kalkplateaus erheben sich links die dunklen, bewaldeten nördlichen Ausläufer der Hardt. Im Mittelgrund das kuppige Hügelland des Rotliegendgebietes der oberen Pfrimm, über das sich der Quarzporphyrstock des Donnersberg-Massives erhebt. Daran schließen sich nach rechts die kuppigen Höhen des Saar-Nahe-Berglandes an.



Blick vom Hang des Kahlenberg-Plateaus über das Pfrimmtal hinweg auf die Kalkplateaus des Wart-Berges im Westen, den Hohen-Berg (Mitte) und den Oster-Berg im Osten. Den Horizont bildet das Ilbesheimer Plateau.



Blick vom Wachenheimer Horn über das Pfrimmtal hinweg auf die Grenze Riedellandschaft/Kalkplateau des Niederflörsheimer Berges geht in die Riedelflächen über, die hier ihre höchsten Erhebungen aufweisen. Sie liegen ca. 100 m niedriger als die Plateaus. Die Riedel tragen zu meist pleistozäne Flußterrassen, ebenso der Kalkklotz des Heldenberges.

Odenwald/Oberrh.Tiefland

Hardt

Kalkplateaus

Worms

Westhofen

Bernersheim

Gundersheim



Blick vom Hang des Blödesheimer Plateaus (nordwestlich von Westhofen) nach Süden. Im Vordergrund der Bach zwischen Gundersheim und Westhofen, nach Osten zu durch das Seebachtal bis Osthofen verlängert. Hinter dem Riedel ist das Flutgrabental sichtbar, dessen breiter Taltrichter sich zwischen Osthofen und Worms ausdehnt. Östlich von Worms wird der Odenwald sichtbar. Hinter Bernersheim ist der westliche Grabenrand zu sehen: die dunklen, bewaldeten Berge der Hardt und die helleren und etwas niedrigeren Kalkplateaus.

an die Ausraumzone von Standenbühl. An dieser Talweitung münden zahlreiche kleine Bäche in die Pfrimm, die hier im Niveau von 230 m NN. fließt. Die Höhen in ihrer Umgebung liegen bei 250 - 280 m. Dieses fluviatil gestaltete Rotliegendgebiet der oberen Pfrimm geht bis Marnheim. Der Fluß schwenkt bei Standenbühl in die Nordostrichtung, die er auch im großen und ganzen bis Marnheim beibehält.

Schlagartig ändert sich hier die Situation. Die Pfrimm schwenkt noch weiter herum, so daß sie fast West - Ost fließt. Die bisher weiten Talhänge rücken näher zusammen und erreichen auch größere Höhen. Es ist das Gebiet der mittleren Pfrimm, die hier den Wachenheim-Marnheimer Tertiärriegel durchbricht. Die Hänge sind jetzt steiler, grau-gelbliche Mergel und Kalke bauen sie auf. Oben setzen die Gehänge an der Plateaukante aus, die Höhen bis zu 300 m erreicht. Diesen Charakter behält das Pfrimmtal bis Wachenheim bei.

Dort öffnet sich wieder das Tal. Die grau-gelblichen Kalkplateaus bleiben zurück und werden von flachen Riedeln abgelöst, über die sie sich wie eine Mauer erheben. Die Riedel sind aus Pliozänsand aufgebaut und tragen eine Lößdecke, die der Landschaft eine gelbliche Farbe verleiht. Während die Pfrimm bei Wachenheim in 140 - 170 m NN. fließt, senkt sie sich rasch auf 100 m NN. bei Worms - Hochheim ab. Entsprechend ihrem West-Ost-Lauf sind die Riedel, 140 - 170 m NN. erreichend, ebenso ausgerichtet. Dieser Unterlauf der Pfrimm im Riedelland geht in die Ebene des Oberrheinischen Tieflandes über, nachdem sich die Riedel trichterartig nach Osten geöffnet haben.

Am Austritt der Pfrimm aus den Riedeln breitet sich ein flacher Schwemmfächer aus, der in das um 90 m NN. liegende Oberrheinische Tiefland überleitet. Das Mündungsgebiet der Pfrimm stellt somit den fünften und letzten Flußabschnitt dar, der den Lauf in charakteristischer Weise untergliedert. Auf dieser zuletzt beschriebenen Strecke wendet die Pfrimm sich aus ihrer bisherigen West-Ost-Richtung nach Nordosten ab. Die Mündung wurde durch den Rhein verschleppt, so daß sich auch die Schotter des Schwemm-

fächers mehr nach Norden ausdehnen, als sich kegelförmig vor dem Austritt der Pfrimm aus den Riedeln auszubreiten.

Diese so klare Physiognomie der einzelnen Flußabschnitte ist jedoch nur eine äußere Erscheinung. Der Flußlauf selbst bildet nämlich eine Einheit, die sich besonders in den Terrassenzügen dokumentiert. Diese Terrassen lassen sich nun vom Quellgebiet bis zur Mündung verfolgen. Zwar sind sie nicht vollständig durchlaufend - Unterbrechungen aus verschiedenen Ursachen heraus sind die Regel - doch lassen sich die einzelnen Terrassenreste miteinander in Verbindung bringen. Obwohl die einzelnen Flußabschnitte sehr verschieden sind, besitzen sie doch in ihren Terrassen miteinander vergleichbare Niveaus. Diese schwanken auffallenderweise nur um einen ganz geringen Höhenbetrag. Meist jedoch liegen sie, bei gleichem Alter, in der selben Höhe über den heutigen Talboden der Pfrimm, der bei den in folgenden genannten Höhenwerten immer wieder den Bezugspunkt bildet.

Die unterschiedlichen Gesteinsverhältnisse in den einzelnen Flußabschnitten besitzen einen bedeutenden Einfluß auf Zustand und Erhaltung der Terrassen. Bei Betrachtung des Längsprofil-Terrassenschemas der Pfrimm (Abb.56) fällt sofort auf, daß der Mittellauf im Kalktertiär auffällig wenig Terrassen führt. Zwar kommen noch die tiefergelegenen Terrassen vor, die höheren fehlen aber praktisch vollständig. Als Ursache für das Fehlen sind wohl die zahlreichen Rutschungen anzunehmen, deren großflächigen Bodenbewegungen die meisten Terrassenreste zum Opfer fielen. KLUG (195) wies nach, daß im Gebiet des Zellertales im Pleitozän äußerst starke Rutschungen möglich waren, die ihre Ursache in der Beschaffenheit und Lagerung der Gesteine haben. Dabei wurden wohl auch die Terrassen zum größten Teil zerstört. Im Oberlauf dagegen sind die Reste noch vielerorts in großer Zahl erhalten, praktisch in allen Niveaus. Allerdings sind sie in der Mehrzahl nur von sehr kleiner Ausdehnung. Die von REIS (1921) bezeichneten Schotterhänge ohne Terrassierung sind tatsächlich eindeutig erkennbare Flußterrassen, wenn auch bei der von mir durchgeführten Festlegung die geomorphologischen Aspekte mehr zum Tragen kommen müssen.

Wesentlich daran ist, daß sie eindeutig mit den Terrassen des Vorderen Pfrimmgebietes, die von WEILER (1931) aufgenommen wurden, parallelisierbar sind. Das Vordere Pfrimmgebiet östlich von Wachenheim zeigt nun die größte Zahl von Terrassenresten. Teilweise laufen diese sogar als ganze Züge durch.

(2) Beschreibung der Terrassenreste im Zusammenhang mit den in der Literatur genannten Aufschlüssen

a) Die ältesten Terrassen (Haupt - Terrassen)

REIS (1921) vertrat als erster die Meinung, daß die Terrassen im oberen Pfrimmgebiet nicht zu gliedern sind. Er schreibt dazu: "Wir haben in den flachliegenden Schottergebieten der Hochterrasse unter dem Löß eine verhältnismäßig geringe Mächtigkeit von durchschnittlich 2,5 m, was auch im Grunde für die flachliegenden Schotter in den Seitentälern gilt. Wir können daher die 60 - 80 m und auch mehr hohen Schotterhänge nicht etwa als durchnagte Reste einer solchen hohen Talfüllung betrachten, sondern nur als eine zusammenhängende Aneinanderreihung von einzelnen bei der Tiefeneinnagung abwärts rückenden Schotterungsstufen welche bei dem annähernd gleichbleibenden Zuflußgebiete auch jeweils ähnliche Mächtigkeiten erhalten".

Im gleichen Sinne äußert sich auch GARST (1936). Durch Stauung an der Kalkbarre sollen nach dem gleichen Autor die Pfrimm-Hauptterrassenschotter und jene im Oberen Pfrimmgebiet sehr hoch liegen.

Bei Breunigweiler und am Pfrimmerhof liegen die Schotter in ca. 300 m NN. REIS führt nun ebenso wie GARST zahlreiche Schotteranlagen an, ohne zu berücksichtigen, daß sie verschiedenen Talböden angehören. So stehen folgende Höhen nebeneinander:

- 300 m Pfrimmerhof
- 270 - 335 m Steinbach
- 230,250 - 308 m Jakobsweiler
- 220 m Dreisen
- 306 m Bolanden

275 m Göllheim
 200 m Marnheim
 288 m Wartberg

Den letzten Wert scheint REIS dem "hintersten Schotter der Talverzweigung", also denen im Oberen Pfrimmgebiet, parallel zu stellen. GARST (1936) bringt die gleichen Angaben, stellt aber mindestens die höheren Lagen als Hauptterrassenschotter hin.

Als Konsequenz der vorgelegten Skizze "Die Terrassen der Pfrimm in schematischer Anordnung nach Höhe und Ausdehnung" geht schon einmal hervor, daß die Terrassen auch im Oberen Pfrimmgebiet völlig den von WEILER (1931) untersuchten gleichen. In der früheren Literatur wurde von den Autoren wohl die Wirksamkeit des Kalkriegels etwas überschätzt. Für das Pleistozän ist nämlich anzunehmen, daß die Schmelzwässer im Frühjahr durch höheren CO_2 -Gehalt eine stärkere Lösungsfähigkeit besaßen. Da man somit dem Tertiärriegel eine schwächere Wirkung zusprechen kann, dürfte auch die Fließrichtung durch den Stau am Kalkriegel weniger stark beeinflußt gewesen sein, als bisher vermutet. Auch der Klebsand und die "Freinsheimer Schichten" kamen von Westen, deshalb darf geschlossen werden, daß schon seit dem Pliozän für die Gewässer eine mehr oder weniger starke Tendenz bestand, nach Osten zu fließen. Die schon genannte "pliozäne" Fließrichtung der Pfrimm, gemeint ist nach Nordosten, kann nicht allein aus der Einregelung einiger Höhenschotter abgeleitet werden, da es sich ebensogut um eine nur vorübergehend nach Nordosten gerichtete Flußschlinge gehandelt haben könnte.

Nur aufgrund der Tatsache, daß im Oberen Pfrimmgebiet früher keine Terrassen ausgeschieden worden sind, schließt sich GARST der REISSchen Auffassung an. Er gibt sogar eine Erklärung für das vermeintliche Fehlen der Terrassen. Da nach GARST keine Stufung der Hänge auftritt, ist die Aufschotterung in den Zwischeneiszeiten nicht unterbrochen gewesen. Er führt dazu aus (sich auf die fehlende Stufung der Hänge beziehend): "Das trifft nicht zu, so daß man das Fehlen einer größeren Pause in der Aufschotterung mit einer tektonischen Rücksenkung der Bucht in Verbindung bring-

gen muß, einer Bewegung, die mindestens schon im Pliozän geherrscht hat, denn schon in dieser Zeit erreichen die weißen Pliozänsande ihre größte Mächtigkeit in dem am stärksten sinkenden Teil der Marnheimer Bucht." Falls eine tektonische Rücksenkung aber stattgefunden hätte, dürften die Terrassenniveaus im Oberen Pfrimmgebiet nicht so auffallend mit denen im Riedelland übereinstimmen. Sie müßten hier im Rotliegend- und Buntsandsteingebiet viel tiefer liegen, als es weiter im Osten der Fall ist. Dieser Schluß liegt meiner Ansicht darin begründet, daß man seinerzeit viel zu wenig auf geomorphologische Erscheinungen Rücksicht nahm, sondern allein vom Aufschluß her an die Terrassenfrage heranging.

Der am höchsten gelegene Terrassenrest ist auf dem Wart-Berg bei Albisheim zu finden. Im Sommer 1963 war keine Spur mehr davon festzustellen. Deshalb sei die Schilderung aus der Arbeit von KLUG (1959) zitiert. In 285 m NN. liegen dort Schotter der älteren Haupt - Terrasse, das sind 110 m über dem heutigen Talboden der Pfrimm. Die Schotter sollen auf der Oberfläche des Kalkplateaus unter einer dünnen Lößdecke liegen. Als Zusammensetzung gibt KLUG an: stark gerundete Quarze, Porphyre, wenige Buntsandsteingerölle, ganz selten Kalk. Die Schotter sind stark verwittert. GARST (1936) gibt jedoch 290 m NN. = 130 m über dem rezenten Talboden an und stuft die Terrasse als jüngere Haupt - Terrasse ein. Seine ältere Haupt - Terrasse liegt auf den Höhen um Steinbach. Er gibt dafür 340 - 270 m NN. an und bezeichnet sie als "ältesten nachgewiesenen Terrassenrest der Pfrimm".

Neben diesen Resten der ältesten Haupt - Terrasse, deren Einstufung bis auf die Schotter des Wart-Berges zweifelhaft ist, gibt es weitere kleine Vorkommen, die ebenfalls noch zu dieser Terrassengruppe gehören. Sie liegen auf dem Scharf - Hübel, nordwestlich des Gundheimerhofes und dem Gold - Hübel. Die beiden ersten wurden z.T. schon von KLUG (1959) beschrieben.

Der Scharf - Hübel ist eine kleine Kuppe südlich von Göllheim, westlich der Straße nach Kerzenheim. In seiner Umgebung sind die Felder mit Schottern bestreut. Auf dem Hübel selbst ist die Streu

am dichtesten. 20 - 30 Gerölle pro m^2 wurden von mir geschätzt. Alle sind gut gerundet und geglättet. In der Reihenfolge ihrer Häufigkeit treten auf: Quarzite brauner bis grau-weißer Farbe, Quarze, Porphyre, roter Sandstein, Baryt, ein dunkles eisenschüssiges Konglomerat sowie ganz selten oolithische Kalkgerölle mit kleinen Schnecken. Der in 271 m und somit ca. 70 m über dem heutigen Pfrimmtal liegende Terrassenrest ist nach der Höhenlage als jüngere Haupt - Terrasse einzuordnen. Da die Schotter auch Porphyr enthalten, der nur aus dem Donnersberg-Massiv stammen kann, ist die Terrasse als ein Teil des Pfrimmsystems anzusehen. Die hier unweit liegenden Quellbäche des Eisbaches bzw. deren Vorläufer kommen deshalb nicht als die Akkumulation verursachenden Flüsse in Frage.

Ein weiterer Terrassenrest der Pfrimm liegt nordwestlich des Gundheimerhofes, an der Straße Rüssingen - Göllheim. KLUG (1959) konnte keine Schotterlage finden, trotz mehrerer Grabungen. Ich fand zahlreiche gut gerundete und geglättete Gerölle als Schotterstreu auf dem flachen Hang, der sich gleichmäßig zum Mohrbach hin absenkt. Die Gerölle besitzen meist Walnußgröße, maximal Faustgröße. Häufig sind kleine Quarze unter 1 - 2 cm maximaler Länge. Es treten auf: Quarz, Quarzit, eisenschüssiges Geröll, Kalk. Außerdem wurde ein stark abgerollter Bergkristall gefunden.

Der dritte Punkt, an dem die jüngere Haupt - Terrasse auftritt, ist der Gold - Hübel südwestlich von Marnheim (Abb.7). Der Berg ist größtenteils mit Schottern übersät. Das gleiche gilt für den Rotenberg, der sich als Teil des Gold - Hübels nach Osten anschließt. Im Niveau der Bundesstraße 40 befindet sich eine weitere Terrasse. - Die Gerölle besitzen meist Taubeneigröße bis Faustgröße. Größere und kleinere Stücke sind seltener. Sie setzen sich wie folgt zusammen: Quarz (weiß, rötlich), Phonolith, Quarzit verschiedener Farbtönungen, meist aber hellbraun, stark verwitterter Porphyr, eisenschüssiges Konglomerat, Breccie. - Zum Helges-Graben hin nimmt die Anzahl der Gerölle ab.

Zur Frage der Decksedimente im Bereich der Haupt - Terrassen ist folgendes zu sagen: Auf den Plateaus um das Pfrimmtal, die im

Niveau des Wart-Berges liegen, ist zumeist eine dünne Lößdecke vorhanden. Daneben kommen aber auch Rendzinen vor. Während im LÖB dieser Niveaus keinerlei Aufschlüsse zu finden sind, sind die Rendzinen durch Abbau des Kalkgesteines häufiger aufgeschlossen. Als Beispiel können folgende Profile dienen: Nr. 38 (Steinkaut), Nr. 41 (Hoher Berg), Nr. 57 (Saukopf), Nr. 72 (Esper). Es handelt sich bei allen diesen Profilen um verbrauchte Rendzinen.

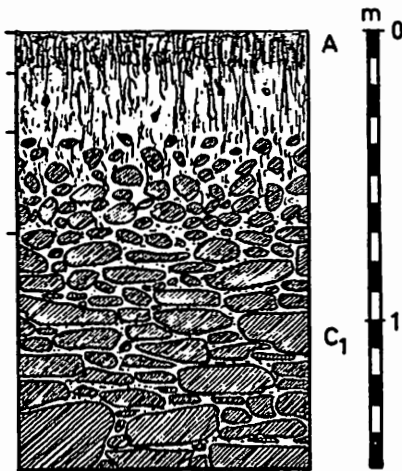


Abb.6 Profil 72 Esper

Profil 72 Esper (Abb.6) sei deshalb genauer beschrieben. Es steht stellvertretend für eine Reihe anderer und ähnlicher Aufnahmen. Die Gruben befinden sich im Gewann Esper am Galgenberg der Göllheimer Höhe (301 m) in 295 m NN., direkt neben der Straße Göllheim - Biedesheim. Die Oberfläche ist wie folgt gestaltet: die

Gruben liegen am Nordwesthang des flachen Buckels, der von der Göllheimer Höhe gebildet wird. Insgesamt handelt es sich um ein sanft geneigtes und leicht flachwelliges Gelände mit Hochflächencharakter. Nordwestlich vom Aufschluß senkt sich der Hang zum Mohrbach und zum Gundheimerhof ab.

Das Profil zeigt den nachstehenden makromorphologischen Aufbau:

1. 0 - 15 cm A Lockerer, gut krümeliger, brauner (7.5YR 5/4) und humoser Horizont. Bröckel- bis Krümelgefüge. Sehr gut durchwurzelt. Tonig. Nur einzelne winzige Kalkscherben (Größe: unter 1 cm maximaler Länge).
2. 15 - 35 cm B Lockerer, brauner (7.5YR 5/4) Horizont. Subpolyedergefüge. Tonig. Noch gut von oben her durchwurzelt. Einzelne Kalksteine.
3. 35 - 70 cm C₁ Kalksteine, rasch das Solum ersetzend. Gestein liegt zumeist in kleinen Stücken vor, Braunes Zwischenmittel aus dem Material des Hangenden (B). Locker. Tonig. Steine von brauner Tonhülle umgeben. Feine Wurzeln noch in den Zwischenräumen. - Keine deutliche Grenze zum Liegenden.
4. 70 - +135 cm C₂ Zwischenmittel wird geringer, jedoch toniger. Braune Farbe wird durch die gelbe der Lösungsrückstände des Kalkes ersetzt. Kalksteine sind dichter gepackt. Zwischenräume werden nach unten zu kleiner, während die Größe der Steine zunimmt. Wurzeln fehlen.

Für die Genese der Haupt-Terrassen im Kalkgebiet kann demnach aufgrund dieser Profile keine Aussage getroffen werden, da sie offensichtlich in keinem Zusammenhang mit den Terrassen stehen. Die Profile sagen immerhin, daß hier entweder nicht akkumuliert wurde oder die Schotterreste schon abgetragen worden sind. Da aber auch unterhalb der Aufschlüsse in den Wanderschuttdecken am Hang keine Schotter auftreten, sondern nur Kalkbruchstücke, wie sie in den Rendzinen selbst vorkommen, ist mit hoher Wahrscheinlichkeit die Annahme gerechtfertigt, daß im Bereich dieser Profile kein pleistozäner Flußlauf vorlag. Im wesentlichen war

auch die pleistozäne Pfrimm an den Bereich des heutigen Tales gebunden.

Den Schottern des Wart-Berges glaubt KLUG (1959) nun die des obersten Pfrimm-Gebietes gleichsetzen zu dürfen. Als Kriterium führt er die Höhenlage dieser beiden Schottervorkommen an. Die von mir auf der Haiden-Placke (Profil 76,77; Abb.11,12,13) südlich Breunigweiler kartierten Terrassen liegen in ihren höchsten Teilen mit der Unterkante auf 45 m über dem Flußspiegel bzw. 320 m NN. Das wäre ein Gefälle zur Zeit der ältesten Haupt-Terrasse von ca. 3 ‰. Bei diesem geringen Gefälle müßte eine ungeheure Schotterakkumulation stattfinden, wenn genügend Material - eventuell durch Seitenerosion - anfallen würde. Gleichzeitig wird aber die Transportleistung so weit herabgesetzt, daß unmöglich die Wart-Berg-Schotter akkumuliert werden konnten. Erst ein Lauf, der im obersten Pfrimmgebiet gleichfalls in das Niveau der älteren Haupt-Terrasse des Wart-Berges fallen würde, käme auf ein Gefälle von 9 ‰. Dieser Wert ist wahrscheinlicher als der, den KLUGs (1959) Terrassenparallelisierung ergeben würde. Vielmehr lassen Überlegungen die folgenden Verhältnisse z.Zt. der älteren Haupt-Terrasse wahrscheinlich werden: Mindestens im Gebiet der Quellbäche der Pfrimm, d.h. um Sippersfeld und Pfrimmerhof, ist auch das pleistozäne Quellgebiet zu suchen. Hier sind mehrere Buntsandsteinhöhen, die bis auf 400 m NN. ansteigen. Selbst wenn hier für das Gebiet ein älteres Haupt-Terrassenniveau von 110 m über dem rezenten Pfrimm-Talboden angenommen würde (analog der Terrasse auf dem Wart-Berg), würden diese Höhen noch nicht erreicht werden. Da für das Pleistozän eine intensive Verwitterung durch Frost sowie eine Tieferlegung durch die zahlreichen Quellmulden und -tälchen angenommen werden kann, liegt es durchaus im Bereich der Möglichkeiten, daß ein ehemals höheres Quellgebiet der Älteren Haupt-Terrasse hier vermutet werden kann. Somit erhebt sich gleich die Frage nach den Schottern. Sofern welche abgelagert wurden, sind sie weitgehend den pleistozänen Denudationsvorgängen zum Opfer gefallen. Ich halte es für begründeter, wenn angenommen wird, daß nur wenige Schotter in diesen ehemaligen höheren Niveaus akkumuliert wurden. Hier im Quell-

gebiet herrschte die Erosion vor, so daß sich keine Schotter-Terrassen bilden konnten. Diese werden ja nur akkumuliert, wenn die Transportkraft des Flusses erlahmt und das ist hier gewiß nicht der Fall. Später, mit dem weiteren Herausheben des Rheinhessischen Tafel- und Hügellandes und der westlich und südwestlich anschließenden Gebiete kam es allerdings zum Einschneiden in die eigenen Oberlaufsedimente: es konnten sich bescheidene Terrassen bilden. Gleichzeitig wirkte auch der Mechanismus Erosion-Akkumulation mit dem Wechsel von Kalt- und Warmzeiten. Da die älteste Pfrimm-Terrasse, nämlich die Ältere Haupt-Terrasse, erst an den Beginn dieser Entwicklung fällt, wurde weder aus dem einen noch aus dem anderen Grunde eine Terrasse im Oberlauf gebildet. Da nun außerdem das 45-m.-Niveau auch im Mittleren und Vorderen Pfrimmgebiet vorkommt, ist zu erschließen, daß die höchsten Schotter im Oberen Pfrimmgebiet diesem angehören und nicht dem der Älteren Haupt-Terrassen. Bekanntlich lehnen sich die Kalkplateaus an das Rotliegendgebiet des Saar-Nahe-Berglandes an. Das heißt, die Flächen steigen zu diesem gleichfalls gehobenen Gebiet an, Daraufhin ist zu erwarten, daß kein tektonischer Einfluß auf die Lage dieser Terrassen gewirkt hat, jedenfalls nicht in der Art, daß die Kalkplateaus stärker herausgehoben wurden. Aufgrund der Lagerungsverhältnisse ist vielmehr zu erschließen, daß bei der Hebung die Lage der Terrassen zueinander unverändert geblieben ist. Die Terrassen der Haiden-Placke liegen also nicht tektonisch tiefer. - Außerdem sprechen die lithologischen Verhältnisse dagegen, soweit ein Vergleich mit den von KLUG (1959) beschriebenen Schottern überhaupt möglich ist:

Tab. :Verzeichnis der Terrassenreste Wart-Berg und Haiden-Placke (Profil 77)

Wart-Berg	Haiden-Placke (obere Grube) Profil 77
110 m = 285 m NN	45 m = 320 m NN
Quarz } zahlreich Porphyr }	Quarz } zahlreich Quarzit }
Buntsandstein wenig	Buntsandstein wenig
Kalk } selten	Baryt } selten

Die von der Haiden-Placke beschriebene Schotterzusammensetzung kommt auch auf dem Lang-Berg (296 m) vor, der zwischen Breunigweiler und dem Pfrimmerhof liegt. Diese Vorkommen werden von KLUG (1959) mit denen des Wart-Berges gleichgesetzt. Da sie wesentlich tiefer als die nur wenig davon entfernten Aufschlüsse der Haiden-Placke liegen, dürfte wohl eine Verbindung mit dem Wart-Berg nicht möglich sein.

(b) Die Hoch-Terrassen

(aa) Zusammenstellung der Vorkommen

Die Hoch-Terrassenreste sind wesentlich zahlreicher als die der älteren Haupt-Terrassen. Sie treten auch in zwei Gebieten häufiger auf: einmal als ein kleiner Teil zwischen Wachenheim und Monsheim, zum anderen in einer etwas größeren Zahl im Oberen Pfrimmgebiet und dort wiederum besonders ab Dreisen pfrimmaufwärts. Folgende Terrassenreste sind zu finden:

Tab. 2: Reste der Älteren und Jüngeren Hoch-Terrasse
im Pfrimmgebiet

Ältere Hoch-Terrasse (Obere Stufe) = 45 m:

1. Heldenberg
2. Höhe 201,9 (östlich Wachenheim)
3. "Am Grasweg"
4. Riedelhöhe (a.d.SträÙe Pfeddersheim-Niederflörsheim)
5. Fockental
6. Fockenberg
7. Schaf-Hübel
8. Standenbühl (südlich des Ortes)
9. Breunigweiler (südlich Wasserbehälter)
10. Haiden-Placke

Ältere Hoch-Terrasse (Untere Stufe) = 35 m:

1. Monsheim (nördlich)
2. Monsheim (nordwestlich)

3. Heldenberg
4. Marnheim - Heyerhof (links der B 47)
5. Gold-Hübel
6. Friedhof Dreisen
7. Standenbühl (südlich) u. Standenbühler Höhe
8. Standenbühl (südöstlich)
9. Salzberg (südlich)
10. Herfinger Hof
11. Breunigweiler (östlich)
12. Breunigweiler (westlich)
13. Lang-Berg
14. Haiden-Placke
15. Sippersfeld (nordwestlich)
16. Sippersfeld (nördlich)

Jüngere Hoch-Terrasse = 20 m

1. Leiselheim (nördlich)
2. Pfeddersheim (westlich)
3. Werk Enzinger (nördlich)
4. "In Westerlangen"
5. Kriegsheim (nördlich)
6. Bahnhof Monsheim (südlich)
7. Monsheim (nördlich)
8. Monsheim (nordwestlich)
9. Grube Rasp (östlich)
10. Grube Rasp (westlich)
11. Harxheim (Bahnhof)
12. Breunigweiler (östlich)
13. Breunigweiler (südlich)
14. Breunigweiler (Hasen - K.)

(bb) Die Obere Stufe der Älteren Hoch-Terrasse

Mangels Aufschlüssen muß auch hier zum größten Teil nach Schotterstreu und morphologischen Terrassen vorgegangen werden. So auch bei dem Vorkommen Heldenberg, nordöstlich von Wachenheim.

Ca. 50 m erhebt sich dieser Kalkberg über das Pfrimmtal. Bei 45 m ist eine deutliche Terrassierung des Hanges erkennbar. Eine sehr differenzierte Schotterstreu weist auf einen Terrassenrest hin. Folgende Gerölle kommen an verschiedenen Punkten in nachstehenden Vergesellschaften vor:

Quarz	} Größe: alle nicht über 3 cm max.Länge	Braune u. graue Quarzite	} um Walnuß- größe
Quarzite		Weißer Quarze	
Kalkgerölle		Rote bis braune Porphyre	

(Gruppierung hält auch
noch nördl. von Punkt
186,3 m an.)

Die Gerölle kommen noch einmal ganz vereinzelt um Höhe 202 vor. Dort treten auf: Quarz (bis 5 cm max. Länge), Porphyr (stark verwittert), Quarzit. Möglicherweise wäre hier die Oberkante der beschriebenen Terrasse zu suchen. Auch das Profil des Berges spricht dafür (Abb.8).

Auf der anderen Seite des Pfrimmtales, gegenüber vom Heldberg, befindet sich ein entsprechender Terrassenrest. Im Sommer 1963 fand ich nur noch hasel- bis walnußgroße Quarze, weniger Quarzite. KLUG (1959) beschreibt von 1957 Aufschlüsse in dieser Terrasse. Als Geröllzusammensetzung gibt er an: Quarz, Quarzit, Porphyr, Buntsandstein, Kalk. Sie waren unter einer 40 cm mächtigen Lößdecke 150 cm aufgeschlossen, wobei das Liegende der Schotter nicht angetroffen wurde.

Ähnliches gilt für die Schotter im Gewann "Am Grasweg", westlich der Straße Monsheim - Nieder-Flörsheim. Die Schotter sind hier sehr häufig zu finden: 45 Gerölle mit einer Größe von über 1 cm maximaler Länge kommen pro m² vor. Sie teilen sich wie folgt auf:

Quarz	30 Stück
Quarzit (weiß, rötlich, graubraun)	11 Stück
Porphyr	2 Stück
Porphyr (stark verwittert)	2 Stück

Damit sind schon alle Spuren einer Oberen Stufe der Älteren Hoch-Terrasse im Vorderen Pfrimmgebiet erfaßt. Erst im Rotliegenden



Abb. 7 Skizze der Terrassen südwestlich von Mannheim/Pfrimm

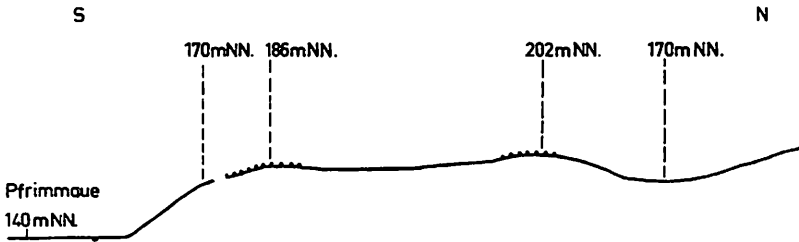


Abb. 8 Pfrimmterrassen am Heldenberg

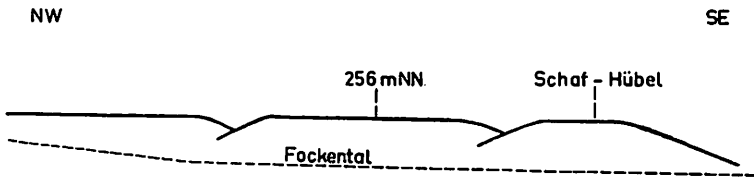


Abb. 9 Terrassenreste der Pfrimm bei Dreisen



Abb. 10 Terrassenreste am Fockenberg bei Dreisen

kommen wieder einzelne Reste vor, die jenen des Vorderen Pfrimmgebietes zur Seite gestellt werden können. Westlich von Dreisen sind es jene Höhen, die das Fockental nach Osten begrenzen und die zum 45-m-Niveau gehören (Abb.9). Die Äcker sind mit einer Unzahl von gut gerundeten und geglätteten Geröllen bestreut. Weniger jedoch der Abhang zum Fockenberg selbst, als der Focken-berg, der an einer kleinen Kante eine besonders dichte Schotterstreu zeigt. Ein Nordwest-Südostprofil vom Fockenberg zur Pfrimmaue zeigt diese Abstufung bzw. Terrassenbildung sehr deutlich (Abb.10). Die Unterkante liegt knapp 45 m über der rezenten Pfrimmaue. Der Hang des Fockenberges wird durch schwach eingemuldete Dellen gegliedert. Die unten beginnende Geröllstreu nimmt im Bereich der o.a. Kante stark zu. Die Kante läuft am Hang gegen Nordwesten hin aus. Die Oberfläche des Berges ist sanft zum Pfrimmtal hin abgedacht, das gleiche gilt auch für den Schaf-Hübel und die anschließenden Höhen östlich des Fockentales. Die hier auf den Äckern verstreuten Gerölle haben verschiedene Größe. Meist sind sie länglich-oval und von der Größe eines Hühnereies. Alle sind gut gerundet und geglättet. Es kommen vor in der (geschätzten) Reihenfolge ihrer Häufigkeit: Quarzit, Quarz, Porphy, roter Buntsandstein, rotbraunes Eisenkonglomerat.

Zum gleichen Niveau der Älteren Hoch-Terrassen (Obere Stufe) gehört auch die Höhe südlich von Standenbühl. Der Hang ist hier mehrfach terrassiert und trägt an zahlreichen Stellen Schotterstreu. Der Oberteil des Hanges jedoch, der dem 45-m-Niveau zuzurechnen ist, besitzt nur eine dünne Streu. Die Größe der Gerölle schwankt zwischen Hasel- und Faustgröße. Es kommen vor: Quarzit, Quarz, Porphy, Eisenoolithkonglomerat. Alle Gerölle, abgesehen von den nur kantengerundeten Konglomeraten, sind gut gerundet und geglättet. - Die Unterkante der beschriebenen Terrassenreste dieses Hanges liegt bei 265 m NN., meist jedoch einige Meter darüber.

Auch im obersten Pfrimmgebiet sind nahe Breunigweiler Reste dieses Terrassenniveaus erhalten. So möchte ich die Terrassenfläche am neuen Wasserbehälter südöstlich von Breunigweiler auch als Obere Stufe der Älteren Hoch-Terrasse ansprechen. Es liegt eine

starke Geröllstreu vor, jedoch nimmt die Größe der Gerölle zu höheren Teilen des Hanges hin ab. Die Mehrzahl davon ist taubenei-groß, seltener sind einzelne bis faustgroße, gut gerundete Quarzite darunter.

Fast 2 km südlich von diesem Vorkommen liegt rechts der Straße Sippersfeld - Pfrimmerhof die Höhe Haiden-Placke (344 m NN.). Zwei Gruben am Westhang zeigen dort Schotteraufschlüsse. Zunächst sei der obere Aufschluß (Profil Nr.77) beschrieben (Abb.11):

Schicht 1	0	-	100 cm	Kies und Sand. Meist Haselnuß- bis Walnußgröße. Runde oder plattlängliche Form. Meist Quarze. Gelbes bis braunrotes Zwischenmittel. Insgesamt rötlicher Farbton vorherrschend.
Schicht 2	100	-	180 cm	Tonig-sandige Schicht. Rotbraun mit gelben, nicht tonigen Sandbändern, die haselnußgroße Quarze führen. Die Bänder fallen z.T. nach links ein. Bilden auch Linsen. Die Gerölle sind in die gleiche Richtung mit der Längsachse eingeregelt, d.h. nach Nordosten.
Schicht 3	180	-	230 cm	Keine deutliche Grenze gegen die Hangendschicht. Rötlich-gelber Sand, durchsetzt mit zahlreichen Quarzen um 1 cm maximale Längenausdehnung. Auch einzelne größere Gerölle z.T. plattig gesprengt. Einregelung wie in Schicht 2.
Schicht 4	230	-	250 cm	Tonig-sandige Zwischenlage, rotgelbe Sandlinsen. Einzelne kleine Quarze selten vorkommend.
Schicht 5	250	-	360 cm	Sand und Kies. Letzterer in einzelnen Lagen konzentriert. Insgesamt nicht genau abgrenzbar. Locker gelagert. Zahlreiche plattig gesprengte Gerölle. Einregelung wie oben, auch Bänder parallel dazu ausgerichtet. Unten deutlich abgegrenzt.
Schicht 6	360	-	+460 cm	Tonig-sandige Schicht. Rot- bis gelbbraun. Einzelne sandig-tonige Lagen mit grüner Farbe. Bilden Frostspalten, Eiskeile (bis 50/60 cm lang) und sind kryoturbat verformt (Abb.13).

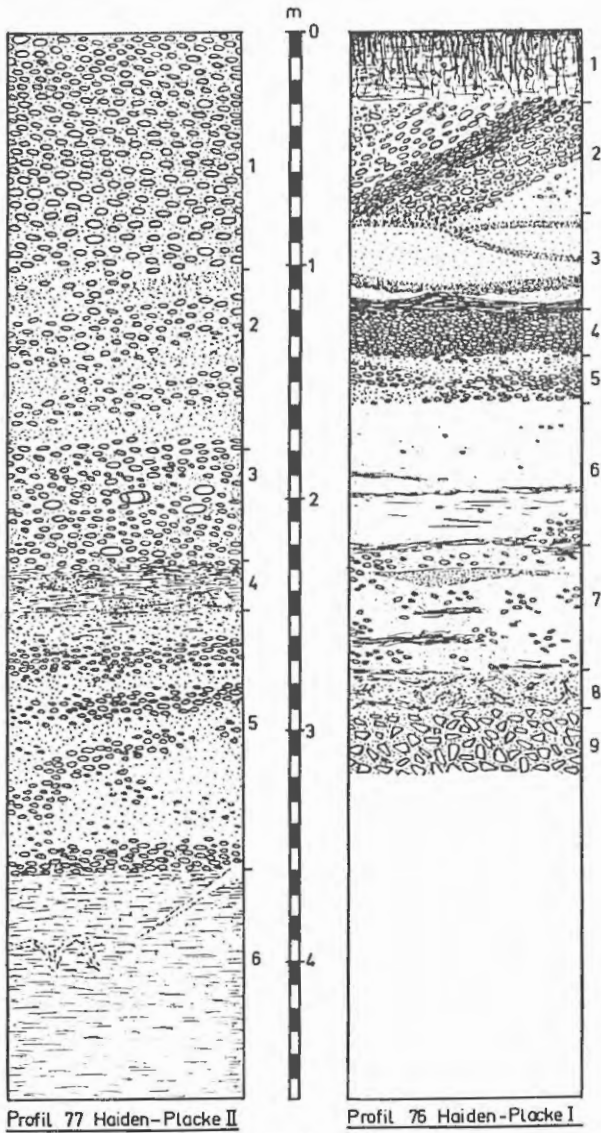
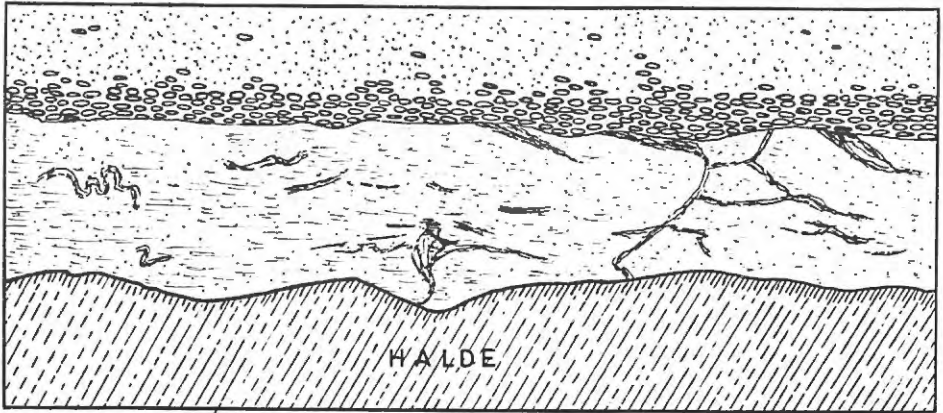
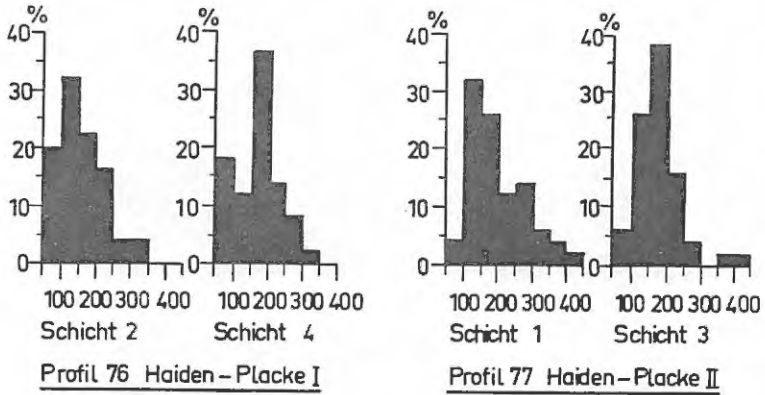


Abb. 11



6 m
Froststrukturen an der Basis von Profil 77

Abb. 13

Das Liegende ist nicht aufgeschlossen.

Die lithologische Untersuchung zeigte, daß Quarze und Quarzite den Hauptanteil der Gerölle stellen. Weniger häufig sind blasse, rötliche Buntsandsteine, selten Baryt (?). Außerdem wurde ein stark abgerollter Quarzkristall auf der Schutthalde am Fuß der Wand gefunden.

Die Terrasse ist auf 30 m Breite (Verlauf der Profilwand: Nordost-Südwest) aufgeschlossen. Sie senkt sich in ihrer Gesamtheit nach Nordosten, ebenso wie die Geröllkomponenten im Terrassenkörper, die in der gleichen Richtung eingeregelt sind. Die Oberkante der Grubenwand liegt bei 320 - 325 m NN. Das sind etwa 45 m über der rezenten Pfrimm-Talaue.

Um den Charakter der Terrassenakkumulation festzulegen, wurde von mir eine Schotteranalyse der Schicht 3 und 1 durchgeführt (Abb.12). Das Morphogramm ergab für die Schicht 3 aufgrund von Vergleichen mit den bisher vorliegenden Ergebnissen der morphometrischen Schotteranalysen (RICHTER 1952, KAISER 1956, 1961), falls diese als repräsentativ betrachtet werden können, daß die Klimadeutung für die Zeit, in der die Terrasse entstand, nur glazial sein kann. Dabei liegt das Maximum der Zurundung in der Indexgruppe 150 - 200 mit 38 %. Der Anstieg zu diesem erfolgt mit 26 % in der Indexgruppe 100 - 150. Der Abstieg vollzieht sich rasch über 16 % in der Gruppe 200 - 250. Neben dem typischen Zurundungsgrad sind es noch die zahlreichen frostgesprengten Gerölle, die besonders häufig in der Schicht 3 vorkommen. Teilweise sind die Risse durch Ausfüllung mit etwas Ton und Sand wieder verheilt. Die Schotter liegen über einem tonig-sandigen Sediment (Schicht 6). Es besitzt eine wellige Oberfläche, von der aus Frostspalten teils einzeln, teils als Netz, in die Tiefe gehen. Z.T. bilden sie nur noch ein Netz feiner Risse, die von den Spalten und Keilen aus parallel zu der Oberfläche der Schicht durch die Wand laufen. Alle diese Gebilde heben sich infolge ihrer grünweißen bis grüngrauen Tonfüllung gut von dem umgebenden gelbbraunen Sediment ab. Diese Erscheinungen des Frostbodens waren auf einer Breite von 6 m aufgeschlossen.

Auch von Schicht 1 wurde eine morphometrische Schotteranalyse durchgeführt (Abb.12). Die Gestalt des Morphogramms läßt auch hier nur den Schluß zu, daß es sich um eine glaziale Akkumulation handelt. Das Maximum der Zurundung liegt in der Indexgruppe 100 - 150 mit 32 %. Der Abstieg geht über die Gruppe 150 - 200 mit 26 %. Ein kleines Sekundärmaximum tritt in der Indexgruppe 250 - 300 auf. Aufgrund der relativ geringfügigen Unterschiede wäre es übertrieben, eine Zweigliederung dieser Terrasse vorzunehmen. Das Morphogramm der Schicht 1 zeigt mir jedoch auch Anklänge an die periglaziale Formung, so daß sich vielleicht in den Abweichungen eine periglaziale Umlagerung der obersten Partien der Terrasse dokumentiert. Von der Gestaltung des Geländes her wären dazu jedenfalls die Möglichkeiten gegeben.

Die Genese des Terrassenprofils Haiden-Placke ist aufgrund der makroskopischen Untersuchungen wie folgt zu deuten: Das Liegendsediment (Schicht 6) war vor der Terrassenakkumulation schon vorhanden. Es steht nur insofern mit der Terrassenentwicklung im Zusammenhang, als die Oberfläche aufgearbeitet wurde und dabei ihre wellige Gestalt erhielt. Genaue Aussagen sind über das Sediment nicht zu treffen. Die Kryoturbationserscheinungen und Frostkeile in der Schicht 6 weisen darauf hin, daß vor oder während der Schotterakkumulation unter kaltzeitlichen Bedingungen Bodenverwürgungen und Spaltenbildung stattgefunden haben. Damals wurde der feine graugrüne Ton eingespült, der die Spalten und Risse wieder ausfüllte. Daß tatsächlich ein Zusammenhang zwischen Terrasse und Liegendsediment besteht, zeigen besonders die Frostspalten, die an der Terrassenunterseite ansetzen und schräg in das Sediment hineinlaufen.

Im Anschluß daran wurde im Glazial die Terrasse durch die Pfrimm akkumuliert, wobei die Gesteine aus ihrer näheren Umgebung zur Ablagerung kamen. Die Sedimentation von tonig-sandigen Zwischenschichten weist dabei auf die raschen Wechsel in der Gesteinsbeschaffenheit des Pfrimmeinzugsgebietes hin: entsprechend dem Anstehenden, das durch den Fluß erodiert wurde, konnte durch die Pfrimm akkumuliert werden. Die verschiedenen Schichten innerhalb derselben spiegeln nur Schwankungen innerhalb einer Sedimenta-

tionsphase wider. Zu einem späteren Zeitpunkt fand eine periglaziale Verlagerung der obersten Terrassenschicht statt, wahrscheinlich in Form einer Wanderschuttdecke.

(cc) Die Untere Stufe der Älteren Hoch-Terrasse

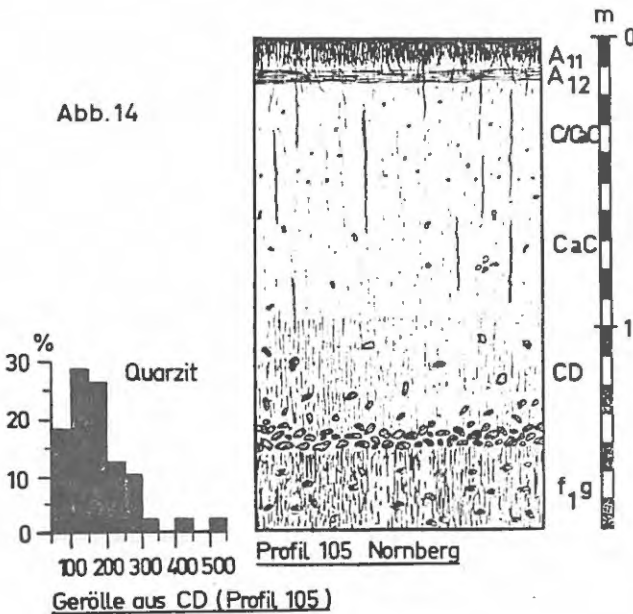
Auch diese Terrassenstufe wurde nach Verbreitung und Höhenlage der Schotterstreu erfaßt, weil von dieser Terrasse nur ein einziger Aufschluß im gesamten Pfrimm-Gebiet vorliegt.

WEILER (1931) beschrieb mehrere Vorkommen, die heute jedoch nicht mehr zu finden sind. Zwischen Wachenheim und Monsheim (nördlich der Pfrimm) traten nach WEILER in 35 m über dem Fluß in einem eng umgrenzten Bezirk über Cyrenenmergel rote Kiese auf, die sich aus Quarz, Quarzit, Porphyry und Kalk zusammensetzten, häufig soll sogar Buntsandstein dabeigewesen sein.

WEILER führt weitere Schotterlagen an, die auf dem gesamten Riedel zwischen Flutgraben und Pfrimm vorkommen (1931, 1953). Dazu gehören auch jene Schotter, die von mir nördlich und nordwestlich von Monsheim kartiert wurden. Aufgrund ihrer Lage können sie weder zu den weiter unterhalb folgenden Terrassen, noch zur Oberen Stufe der Älteren Hoch-Terrasse des Gewannes "Am Grasweg" gestellt werden. Die Schotterstreu setzte sich aus walnußgroßen, gut gerundeten Quarziten, Quarzen und Porphyren zusammen, meist von plattig-länglicher Gestalt. - Die Höhe dieses Talbodens, dem die Schotter angehören, wird von WEILER (1931) mit 30 - 35 m angegeben. Dieses Niveau soll aber nur bis zur Linie Pfeddersheim - Mörstadt eingehalten werden. Danach erfolgt ein Absinken der Terrasse nach Osten, das WEILER auf "Schleppungen des Untergrundes an der Rheintalspalte" zurückführt. Im Gewann Nornberg, nordwestlich von Herrnsheim sollen die Schotter nur noch 28 m über der Pfrimm liegen. Nach meinen Untersuchungen am Nornberg lagen dort die nachstehend beschriebenen Verhältnisse vor, die durch das folgende Profil Nr. 105 (Abb.14) verdeutlicht werden sollen. An besagter Lokalität fand ich eine Geröll-Lage von 20 cm Mächtigkeit auf reichlich 100 m in der Richtung Nordnordwest-

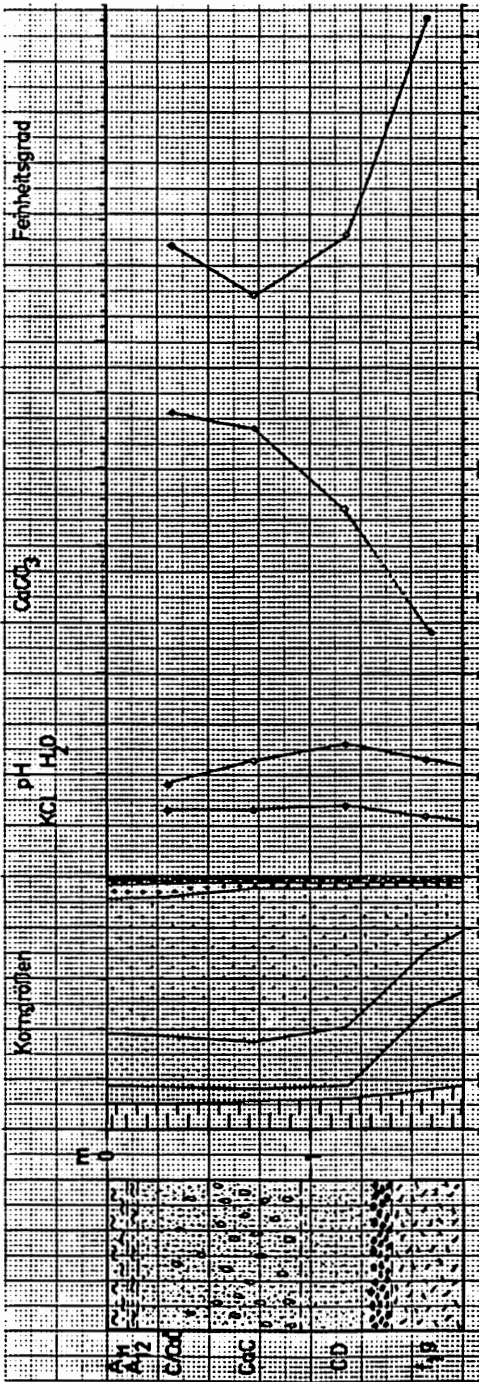
Südsüdost aufgeschlossen. Die höchsten Teile der Schotterlage befanden sich in einer Höhe von 29 m über der Pfrimm. Sie senkte sich deutlich nach Norden, also zum Flutgrabental hin ab, während gegen die Pfrimm hin nur ein schwaches Absenken feststellbar war (nicht weit genug aufgeschlossen). Da nun WEILLER ohnehin mit der Höhe dieser Terrasse auf 30 m heruntergeht, ist es wohl gerechtfertigt, diese Differenz von 1 m nicht als Beweis für eine tektonische Absenkung anzunehmen. Es entspricht durchaus den natürlichen Verhältnissen, daß gegen das Mündungsgebiet die Terrassen u.U. näher aneinanderrücken, was seine Ursachen schon in den Akkumulationsbedingungen haben könnte. Stärkere Hochwässer im Unterlauf bewirken verstärkte Denudation. Eine Terrassenakkumulation im Anschluß daran muß demzufolge auf einem niedrigeren Niveau erfolgen.

Der makromorphologische Aufbau des Profils 105 (Nornberg) wurde wie folgt aufgenommen (Abb.14):



- | | | | |
|----|---------------|-----------------|---|
| 1. | 0 - 10 cm | A ₁₁ | Dunkler, graubrauner Horizont (10YR 4/2). Locker, gut krümelig. Dicht durchwurzelt. Humos. |
| 2. | 10 - 15 cm | A ₁₂ | Farbe wie A ₁₁ (10YR 4/2). Humos. Kaum durchwurzelt. Plattiges Gefüge (Wegrain!). |
| 3. | 15 - 50 cm | C/CaC | Heller, blaß-brauner LÖB (10YR 7/4). Ohne erkennbares Gefüge. Kompakt bis fest, aber porös. Zahlreiche rhythmische Einschwemmungen (gleichfarbig oder graubraun) in Röhrenchen. Einzelne Wurmröhren mit blaß-brauner oder grau-brauner Füllung. Vereinzelt dünne Wurzelfäden. Häufig: weiße Kalksekretionen. Von oben nach unten zunehmend: zahlreiche erbsengroße LÖBkonkretionen. |
| 4. | 50 - 95 cm | CaC | Heller, gelblich-brauner LÖB (10YR 6/4). Weich, porös und ohne Gefüge. Zahlreiche Kalksekretionen und LÖBkindel (1 - 3 cm maximale Längenausdehnung). Einzelne mit dunklerem Material ausgefüllte und ausgekleidete Wurmröhren (Durchmesser 1 cm). Kalksekretionen sehr stabil, z.T. aus der Wand herauswitternd. |
| 5. | 95 - 140 cm | CD | Heller, gelblich-brauner LÖB (10YR 6/4). Feucht, daher dunklere Farbe. An der Basis des Horizontes 15 - 20 cm mächtige Quarz- und Quarzitschotterlage. Alle Komponenten gut gerundet und geglättet. Gerölle sind daneben auch im gesamten Horizont verteilt, die Zahl nimmt jedoch gegen seine Obergrenze ab. |
| 6. | 140 - +170 cm | f _{1g} | Toniges, knetbares Material, z.T. von LÖBbeschaffenheit. Einzelne Kalksekretionen und zahlreiche sehr weiche Kalkkonkretionen. Farbe: gelblich-braun mit rostigen und grau-braunen großen Flecken. Kleinere Quarze und Quarzite ganz selten. |

Zur sedimentologischen Unterscheidung des vorliegenden Materials der Horizonte 3 - 6 wurden chemische und mechanische Bodenanalysen durchgeführt. Sie erbrachten die folgenden Ergebnisse (Diagramm 2): Die Horizonte C/CaC, CaC und CD sind als ein Sediment



Profil 105 Nürnberg Diagramm 2

aufzufassen. Es handelt sich dabei in jedem Falle um Löß, dessen charakteristische Fraktionen von 0.02 - 0.006 mm und 0.06 - 0.02 mm jeweils immer über 70 % des Materials stellen. Der Tongehalt liegt nur zwischen 10 und 14 %. Die Feinheitzahl ist daher annähernd gleich, sie liegt um 70. Wesentliche Unterschiede gibt es jedoch beim CaCO_3 -Gehalt, der beim C/CaC und CaC über 32 % liegt, während der CD nur 27,4 % Kalk führt. Der pH-Wert der einzelnen Horizonte unterscheidet sich nur geringfügig. - Das Sediment des f_1g besitzt nun einen völlig anderen Charakter, der sich auch in der Beschaffenheit des Materials äußert. Die Korngrößen sind besonders durch einen hohen Ton/Schluff-Anteil von fast 50 % gekennzeichnet. Die Lößfraktion ist mit 23,9 % in der Gruppe 0.02 - 0.006 mm und mit 23,6 % in der Gruppe 0.06 - 0.02 mm vertreten. Infolge des hohen Anteils der Fraktionen unter 0.006 mm liegt die Feinheitzahl bei 86. Höchst bemerkenswert ist der äußerst geringe Kalkgehalt von nur 2,7 %. Der pH-Wert (in KCl gemessen) liegt mit 7,2 unter den Werten der Hangendhorizonte.

Zur Ergänzung der Beobachtungstatsachen und der Analysenwerte sollen noch die Ergebnisse einer morphometrischen Schotteranalyse angeführt werden, die für die Geröllage an der Basis von Horizont D durchgeführt wurde (Abb.14). Das Morphogramm zeigt ein Maximum in der Indexgruppe 100 - 150 mit 28 %, gefolgt von 26 % der Gruppe 150 - 200. Der Anstieg dazu vollzieht sich über 18 % der Indexgruppe unter 100. Der Zurundungsgrad der vorliegenden Gerölle wurde als typisch für glaziale Entstehungsbedingungen angesehen.

Die Genese des Profils vollzog sich, nach den vorstehenden Angaben gedeutet, wie folgt:

Der Liegendhorizont f_1g ist ein Frosttundrengeley, wie er im Periglazialgebiet Mitteleuropas entstehen konnte. Meiner Ansicht nach handelt es sich um Solifluktionmaterial, das durch die Einwirkung von Wasser eine entsprechende Metamorphose erfuhr. Dabei ist an Schmelzwasser des Auftaubodens gedacht, wodurch das Solum eine intensive Durchtränkung erfuhr. Die Graufleckung spricht für reduzierende Verhältnisse, wobei das Eisen in die

leichter wandernde Ferriform überführt wurde: dabei konnten nämlich dreiwertige, gelbe bis rostfarbene Eisenverbindungen in zweiwertige umgewandelt werden, dokumentiert durch die graue Fleckung (MÜCKENHAUSEN 1962). Bei Austrocknung erfolgt wieder eine Umwandlung. - Mit dem Wassereinfluß wurde auch das Solum verdichtet sowie der Ton- und Schluffgehalt infolge Durchschlämmung erhöht. Mit einer sekundären Schluffzufuhr ist aber durchaus zu rechnen, wahrscheinlich bei der Sedimentation der hangenden Schotter. - Der Kalkgehalt dürfte sekundär sein, da bei der sehr intensiven Durchfeuchtung des Bodens der gesamte Primärkalk fortgeführt worden ist. - Da die Schotter nach ihrer Höhenlage als Untere Stufe der Älteren Hoch-Terrasse anzusehen sind, muß das liegende Solum f_{1g} mindestens vor der Akkumulation der Schotter sedimentiert worden sein. Die Bildung des Naßbodens dagegen braucht erst kurz vor der Aufschotterung stattgefunden haben. Letztere hat nur kurzfristig das Gebiet bestrichen. Die geringe Mächtigkeit und die relativ weite Entfernung vom rezenten Pfrimm-Lauf läßt erschließen, daß hier nur randlich ein Bestreichen durch den Fluß möglich war, genauer: daß hier einer der Uferbereiche der pleistozänen Pfrimm gelegen haben muß. Das Hangend-sediment über den Schottern spricht für eine Aufwehung in zwei Phasen. Zunächst wurde der Löß bis in 95 cm unter die heutige Oberfläche sedimentiert. Seine Ablagerung auf der Schotterlage ist für die sekundäre Aufkalkung des f_{1g} -Horizontes unter den Schottern verantwortlich. In dieser ersten Phase, für die gleichfalls glaziale Bedingungen angenommen werden müssen (Lößsedimentation), wurde ein Teil der Gerölle durch Auffrieren im Boden nach oben transportiert. Damit ist auch die Abnahme der Geröllzahl von der Schotterlage aus nach oben hin zu erklären. Da bei 95 cm unter der rezenten Landoberfläche die Gerölle aussetzen, muß hier die Obergrenze des Sedimentes gelegen haben oder eine solifluidale Kappung des ehemals mächtigeren Horizontes erfolgt sein. Darüber folgte in einer weiteren Phase erneut Lößsedimentation, wobei mindestens 95 cm Löß abgelagert wurden. In der postglazialen Wärmezeit bildete sich ein brauner Steppenboden mit A-C-Profil. Die nur geringe Mächtigkeit des Steppenbodens

läßt allerdings vermuten, daß ein ehemals mächtigeres Solum die Oberfläche bildete, das aber inzwischen der Abtragung zum Opfer fiel. Der Steppenboden ist bis zur Oberfläche hin kalkhaltig. Das ist ein Hinweis auf die auch heute nur schwach nach unten gerichtete Wasserbewegung. Dagegen zeigen die stäbchenförmigen Kalksekretionen in den Horizonten C/CaC und CaC sowie der hohe CaCO_3 -Wert, daß zur Steppenbodenzeit aufsteigende Wasserbewegung geherrscht hat, die mit einer Anreicherung freien Kalkes verbunden gewesen ist.

Im Gegensatz zum Riedel, der nördlich der Pfrimm liegt und die eben beschriebene Schotterdecke trägt, ist der Riedel, der das Pfrimm- vom Eisbachtal trennt, ohne Schotter der Unteren Stufe der Älteren Hoch-Terrasse. Schon WEILLER (1931) stellte diese Tatsache fest. Trotz intensiven Suchens gelang es mir gleichfalls nicht, irgendwelche Schotterlagen zu entdecken, die dem gleichen Niveau der gegenüberliegenden Talseite entsprechen könnten. WEILLER glaubt aufgrund dieser Tatsache einen Pfrimm-Lauf annehmen zu müssen, der mehr nach Norden verlagert war und damit den Riedel südlich des heutigen Pfrimmtales nicht bestreichen konnte.

Neben den schon beschriebenen Vorkommen vom Nornberg und von Monsheim ist noch ein weiteres zu nennen, das an der Grenze vom Mittleren zum Vorderen Pfrimmtal liegt, nämlich auf dem Heldenberg (Abb.8). Dort befindet sich in 170 - 175 m NN. = ca. 35 m über dem Pfrimmtal eine kleine Geländestufe an dem sonst sehr steilen Südhang des Heldenberges. Sie befindet sich unterhalb jener, die schon als 45-m-Niveau der Oberen Stufe der Älteren Hoch-Terrasse ausgeschieden wurde. Im Bereich des 35-m-Niveaus sind gleichfalls zahlreiche Gerölle zu finden, vor allem Quarze und graue Quarzite. Ihre Form weist sie eindeutig als Flußschotter aus. Aufgrund dieser Schotterstreu und der Lage im 35-m-Niveau ist dieser Terrassenrest als ein Teil des alten Talbodens der Unteren Stufe der Älteren Hoch-Terrasse anzusprechen.

Ebenfalls zu diesen Terrassenniveau ist die im folgenden beschriebene Schotterstreu zu stellen: nördlich der Bundesstraße 47 und gleichzeitig östlich der Marnheimer Brücke ist eine schwache Hangverflachung in Terrassenform zu beobachten. Die Unterkante

liegt bei fast 35 m über der Talsohle des rezenten Pfrimmlaufes. Auf dem flachen Hangfuß des dort ansteigenden Hunger-Berges sind zahlreiche Schotter zu beobachten. Sie setzen schon wenig oberhalb der Straße ein. Die Größe der Gerölle ist sehr verschieden, sie schwankt zwischen Haselnuß- und Faustgröße. Die Schotterstreu setzt sich zusammen aus: Quarzen, roten und braunen Quarziten, Porphyren (teilweise stark verwittert), rotem Buntsandstein, Kalkgeröllen. Hangaufwärts nimmt die Größe der Gerölle ab. Sie überschreitet dort nicht Taubeneigröße.

Die gleichen Verhältnisse sind weiter pfrimmaufwärts, am Gold-Hübel/Roten-Berg (Abb.7) zu beobachten. Eine sehr ausgeprägte Kante setzt einen relativ stark geneigten Terrassenhang gegen eine leicht geneigte Terrassenoberfläche ab. Diese setzt sich bis an den Anstieg zum Gold-Hübel fort, der schon als Obere Stufe der Älteren Hoch-Terrasse beschrieben wurde. Die Kante der Terrasse unterhalb derselben liegt wiederum 35 m über der Pfrimm. Die Schotterstreu der Terrassenoberfläche und dieser Teil des Hanges setzt sich vor allem aus Quarzen, Quarziten und Porphyren zusammen. Seltener sind eisenhaltige Konglomerate sowie Phonolith.

Nördlich von Dreisen befindet sich ein Hang, der, ohne wesentliche Terrassierungen in seinen unteren Teilen aufzuweisen, in die Pfrimmaue übergeht. Niveaumäßig liegt er reichlich 30 m über derselben. Die Schotterstreu bedeckt nur die Hänge nordwestlich der Kaiserstraße. Eine ausgesprochene Kante ist nicht ausgebildet, doch die Hangverflachung, die als Terrassenoberfläche angesehen werden kann, liegt noch deutlicher unter dem Niveau des Schaf-Hübels. Sie ist deshalb ein Teil der Unteren Stufe der Älteren Hoch-Terrasse. KLUG (1959) stellt sie dagegen, ohne eine Begründung für die Einordnung anzugeben, zur Älteren Mittel-Terrasse (siehe seine Karte Nr.4 "Die pleistozänen Terrassen der Pfrimm"), obwohl sie weit über deren Niveau liegt.

Zu dieser Terrassenstufe sollte auch die Standenbühler Höhe, nordwestlich von Standenbühl gestellt werden. Diese isoliert stehende Kuppe (= 257 m NN.) ist ein Terrassenrest dieses 35-m-Niveaus. Hier sind die Felder ebenfalls mit einer großen Zahl

Geröllen bedeckt, vor allem mit Quarzen, Quarziten, Porphyren, stark verwitterten Porphyren und einzelnen Barytgeröllen. Die Größe der einzelnen Komponenten ist sehr unterschiedlich. Die Quarze und Quarzite haben meist eine maximale Länge von 3 - 6 cm und runde bis eiförmige Gestalt. Andere, die aber in der Minderzahl sind, weisen dagegen nur gute Kantenrundungen und Glättung auf.

Südlich des Bahnwärterhauses, auf der anderen Pfrimmseite gegenüber von Standenbühl, dürfte eines der dortigen Niveaus auch zu dieser Terrasse gehören. Der lithologische Befund zeigt Übereinstimmungen mit den Schottern der gleichen Niveaus auf der anderen Talseite. Hier kommen vor: Quarzit, Porphyr, Baryt. Außerdem ein eisenschüssiges Konglomerat, das gegenüber den anderen Geröllarten nur schlecht zugerundet gewesen ist. Alle haben Hühnerei- bis Faustgröße. Da die lokalen Umstände eine genaue Ausscheidung der Niveaus nicht zuließ, sei nur auf diesen potentiellen Terrassenrest hingewiesen.

Der Hang südöstlich von Standenbühl, der zur Höhe 262 ansteigt, zeigt an seinem oberen Ende eine Kante, die 32 - 35 m über der rezenten Pfrimmaue in 255 m NN. angebildet ist. Besonders an dieser Kante sind die auf dem gesamten Hang verteilten Gerölle sehr zahlreich. Meist sind es faust- bis hühnereigröße Gerölle der nachstehenden Gesteinsarten:

Quarzit (gut gerundet)	Porphyr (weniger gut gerundet)
Quarz	Baryt (nur z.T. gerundet od. geglättet).

Hinter der Kante setzen die Gerölle verstärkt ein und bedecken die allmählich zur Höhe 262 ansteigende Oberfläche. Nach Südwesten zu, also von der Pfrimm weg, nimmt die Zahl der Gerölle rasch ab. Zu den o.a. Schottern kommen hier noch schwach zugerundete, eisenschüssige Konglomerate. Ähnlich sind die Verhältnisse am Salz-Berg und an der Höhe 263 (südlich davon) gestaltet. In rund 30 m Höhe über dem rezenten Talboden der Pfrimm liegen auf einer leicht zum Tal hin geneigten Hangschulter Gerölle, die sich aus den gleichen Gesteinsarten, wie eben schon angeführt, zusammensetzen.

Westlich des Herfingerhofes erheben sich mehrere flache und längliche Rücken, die mit ihrer Längsachse Südwest-Nordost gerichtet sind. Sie dachen sich sanft zur Pfrimm hin ab. Gegen Nordwesten, etwa gegen die "Pfalz-Wies" hin, ist ihre Hangneigung etwas größer. Nur nördlich von Breunigweiler (s.u.) sind diese Rücken auch morphologisch Terrassen. Die Schotterstreu und die Niveaus lassen jedoch den Schluß zu, daß es sich auch hier um Terrassenreste der Unteren Stufe der Älteren Hoch-Terrasse handelt. Zahlreiche Gerölle bedecken die Hänge und ihre flacheren Oberteile. Die Schotterstreu setzt sich in der überwiegenden Mehrzahl aus gut gerundeten Quarziten zusammen. Daneben kommen Buntsandstein, Baryt (nur z.T. gerundet) und stark verwitterter Porphyrt vor. Ebenso ein eisenschüssiger Oolith, der manchmal gerundet ist.

Das Gelände wird noch von den eben beschriebenen Rücken bestimmt. Um Breunigweiler besitzen diese aber flächenhaften Charakter. Alle Oberflächen neigen sich sanft zum Pfrimmtal hin. Im Südwesten lehnen sich die Rücken zum größten Teil an eine Buntsandsteinstufe an. Zahlreiche Schotter bedecken die Hänge und die oberen Flachteile derselben. Die höheren Punkte in der Nähe des Pfrimmtales tragen dabei zahlenmäßig mehr Gerölle. Die Schotterstreu setzt sich aus Quarzit, Porphyrt, Quarz und etwas Baryt zusammen.

Östlich von Breunigweiler, in der Nähe des neuen Wasserbehälters, treten am Hang zum Pfrimmtal mehrere, rasch aufeinanderfolgende Stufen auf, die infolge Schotterdecke und Einpassung in die Terrassenniveaus als Reste alter Talböden anzusprechen sind. Folgende Gerölle kommen vor: Quarzit, Quarz, Baryt, eisenschüssiges Konglomerat. Sie unterscheiden sich deutlich von dem hier vorkommenden plattigen, tonig-sandigen Rotliegendematerial. Die Größe der Gerölle liegt meist um der eines Taubeneies. Einzelne faustgroße, gut gerundete Quarzite sind seltener.

Die vorletzte von mir festgestellte Terrasse dieses Niveaus ist südwestlich von Breunigweiler, am Lang-Berg zu finden. Er erhebt sich mit 30 m (= 296 m NN.) über die Pfrimmaue. Seine Stellung im Terrassensystem der Pfrimm ist nicht ganz klar. KLUG (1959)

glaubt diese "in einer Höhenlage von 300 m NN." auftretenden Schotter mit denen des Wart-Berges parallelisieren zu müssen. Das Problem dieser Schotter wurde oben schon diskutiert. Er schreibt weiter dazu: sie "zeigen ein allmähliches Absinken nach Norden und sind zum Teil lößbedeckt. Die Schotter bestehen aus Material des Buntsandsteines und des Oberrotliegenden". - Folgende charakteristische Verteilung der Schotter konnte ich feststellen: Um den höchsten Punkt treten die Schotter am dichtesten auf. Gleichzeitig erreichen sie Maximalgröße. Eine Kante ist hier nicht ausgebildet, sondern der zungenförmige Berg senkt sich allmählich nach Nordosten ab. Dabei ist die Nordwestflanke steiler, die Südostflanke flacher geneigt. Nach Norden und Osten zu nimmt die Anzahl der Gerölle ab, ebenso ihre Größe. Das Schottermaterial setzt sich aus Quarziten zusammen. Weniger kommen Quarz, Baryt, eisenschüssige Konglomerate und Breccien vor. Fast alle Komponenten sind gut gerundet und geglättet. Sie besitzen zumeist Haselnuß- bis Faustgröße. Einer der wenigen Terrassen-aufschlüsse befindet sich an der Haiden-Placke in 305 m NN. (= 35 m über dem heutigen Talboden). Im Sommer 1963 wurde von mir dort das folgende Profil Nr. 76 Haiden-Placke I aufgenommen (Abb.11):

Schicht 1	0 - 30 cm	jüngerer Bodenauftrag (s.u.)
Schicht 2	30 - 80 cm	Rote bis schwarzbraune Gerölle, die mit ihrer Längsachse Süd-Nord orientiert sind und nach Norden sehr stark einfallen. Das Zwischenmittel bildet feiner, roter bis brauner, z.T. auch gelbbrauner Sand. Sand und Geröllinhalt sind teilweise kreuzgeschichtet. - Lagerung: locker. Ausmaße der Geröllkomponenten: zwischen Hühner-ei- (selten) und Haselnußgröße. Am zahlreichsten: kleine Steine mit einer maximalen Längenausdehnung von unter 1 cm. Diese meist plattig-flach und von außen schwarz-braun angefärbt.
Schicht 3	80 - 120 cm	Gelber bis brauner Sand mit nur wenigen Steinchen (diese wie in Schicht 2). Dunkle,

- rostbraune, leicht auf- und abgehende Bänder um 5 cm Breite mit zahlreichen kleinen Steinen an der Basis, Bänder zum größten Teil fest verbacken.
- Schicht 4 120 - 140 cm Kaffeebrauner, dunkler Geröllhorizont. Oben sehr kleine dicht gelagerte Steine, Größe unter 1 cm maximaler Länge. Nach unten hin werden sie allmählich durch größere Gerölle, ebenfalls dicht gepackt, ersetzt. Alle sind mit kaffeebraunen Häutchen überzogen.
- Schicht 5 140 - 160 cm Geröllbänder dunkelroter Farbe im Wechsel mit hellen, gelben Sandzwischenlagen. Steine unregelmäßig darin verstreut. Zwischen Walnuß- und Haselnußgröße, daneben eine große Anzahl kleinerer mit einer Maximallänge von unter 1 cm. Letztere: dichtes, grünes Gestein. Länglich-flache Form.
- Schicht 6 160 - 220 cm Tiefrote, tonige Schicht, leicht sandig. Wirkt wie fein verschwemmtes Material, Schichtung jedoch nicht erkennbar. Steine nicht über Haselnußgröße, regellos in der Schicht verteilt. Einzelne helle, gelbe Sandlinsen eingeschaltet. Sandlinsen sind oben und unten durch schwarzbraune bis schwarze Manganbänder abgegrenzt. Die Steine sind z.T. mangan- schwärzt.
- Schicht 7 220 - 275 cm Rote, tonig bis sandige Schicht mit gelber Sandlinse. Zahlreich vorkommende Steine regellos verteilt. Die groben Komponenten sind nicht gerundet, sondern eckig. Daneben kommen einzelne gut gerundete, walnußgroße Gerölle vor. - Die Schicht weist schwarze Manganbänder und -flecken auf.
- Schicht 8 275 - 290 cm Schwarzbraun marmorierter, gelber bis leicht grünlicher toniger Sand, z.T. fester verbacken. Steine selten.

Schicht 9 290 - - +320 cm Eckige, harte aber sehr spröde Steine mit teilweise muscheligen Bruch. Dicht gepackt, keine Schichtung erkennbar. Zwischenräume nur klein. Zwischenmittel: Material und Farbe wie Schicht 8. Gleichfalls dunkle Flecken vorhanden.

Im Laufe des Sommers 1963 wurde bei weiterem Abbau in der Grube auch einmal der oberste Teil des Profils aufgeschlossen. Unter Ginster, Heidekraut und einem trockenen Rasen nahm ich das nachstehende Profil Nr. 78 auf, das als Oberteil des vorher beschriebenen Profils Nr. 76 gelten kann:

- | | | | |
|----|------------|------------------|--|
| 1. | 0 - 3 cm | A ₀₀ | Moder und unzersetzte Streu |
| 2. | 3 - 10 cm | A ₁₊₂ | Dunkler, rötlich-brauner Horizont (5YR 3/3). In trockenem Zustand leicht grauer Farbton (gebleichte Sandkörner) Humos, locker, krümelig. Sandig. Stark durchwurzelt. Einzelne kleine Steine. |
| 3. | 10 - 25 cm | (B) | Lockerer, sehr sandiger, schwach lehmiger, dunkler rötlich-brauner Horizont (5YR 3/3), mit Einzelkorn- bis leichtem Bröckelgefüge. Zahlreiche große und kleine Gesteine aus der liegenden Terrasse regellos im Horizont verstreut. |
| 4. | 25 - ...cm | D | Schotter (Untere Stufe der Älteren Hoch-Terrasse der Pfrimm). Untergliederung siehe Profil 76 (Abb.11). |

Eine Analyse der Solums aus dem Horizont A₁₊₂ ergab, daß es sich hierbei um einen Sand handelt, der einen Ton- und Schluffanteil von insgesamt nur 11,2 % aufweist. Die feinen Fraktionen mit Korngrößen von weniger als 0,06 mm sind mit nur 19,8 % vertreten. - Der pH-Wert (in KCl gemessen) liegt mit 3,7 im stark saueren Bereich.

Zur Aufhellung der Ablagerungsbedingungen führte ich für die Schichten 2 und 4 des Profils 76 morphometrische Schotteranalysen durch (Abb.12). Das Morphogramm der Schicht 2 zeigte in der Verteilung der Geröllzahlen auf die Indexgruppen das Bild einer

typisch glazialen Ablagerung. Hierbei liegt das Maximum mit 32 % der Gerölle in der Indexgruppe 100 bis 150, der Anstieg erfolgte über die Gruppe unter 100 mit 20 %, der Abstieg vom Maximum über 22 % der Indexgruppe 150 - 200 und 16 % in der Indexgruppe 200 - 250. - Völlig anders dagegen ist die Verteilung auf die Indexgruppen bei Schicht 4: Dort entfallen 18 % der Gerölle auf die Gruppe unter 100. Nur 12 % der Gerölle besitzen einen Zurundungsgrad, der zwischen 100 und 150 liegt, während bei Schicht 2 hier das Maximum mit 32 % auftritt. Erst in der Indexgruppe 150 - 200 wird bei Schicht 4 das Maximum mit 35 % erreicht. Aufgrund der 2 Maxima in den Klassen geringerer Zurundung möchte ich folgende Deutung geben:

Die Schotter der Schicht 4 stellen fluviatil transportiertes Solifluktionmaterial dar. Das gilt auch für die Schotter der Schicht 2. Diese hatten aber einen längeren Transportweg, so daß eine größere Zurundung möglich war. Die Schotter der Schicht 4 wurden jedoch nur kurzzeitig transportiert. Der Mechanismus für Vorgänge, die derartig geformte Schotter als Ergebnis zeitigen, ist relativ leicht erklärbar: Etwa die Verlagerung einer Flußschlinge und die damit verbundenen Erosions- und Transportleistungen schaffen solche Möglichkeiten.

Die makroskopische Untersuchung des Aufschlusses und die morphometrische Schotteranalyse der Schichten 2 und 4 lassen nachstehende Genese des Profiles erschließen:

Den Ausgangspunkt für die Deutung der Entwicklung müssen, da das Liegende nicht aufgeschlossen ist, die Gerölle der Schicht 9 bilden. Hierbei handelt es sich um Porphyre, die relativ starke Verwitterungsspuren zeigen. Daneben weisen sie auch typische Merkmale fluviatilen Transportes auf: sie sind geglättet und gut kantengerundet. Die rundlich-längliche Komponente fehlt jedoch völlig. Angeschlagene Stücke zeigen muscheligen Bruch und eine helle Verwitterungsrinde, während der Kern noch grau-rötlich bis rötlich gefärbt ist. Die Steine sind nicht eingeregelt, im Gegensatz zu jenen im Oberteil des Profils (bis 160 cm unter der heutigen Profilloberkante) und in einigen Partien unter dieser Grenze. Aufgrund dieser Beobachtungen erscheint folgende Entwick-

lung möglich: Die Gerölle wurden aus einem nicht zu weit entfernten Porphyrgbiet oder von einem sekundären Akkumulationsort hierher verfrachtet. Dabei erfolgte die Kantenrundung und Glättung. Anschließend wurden die Gerölle wieder umgelagert und zwar unter periglazialen Bedingungen. Dafür spricht die unregelmäßige Lagerung der groben Komponenten und ihre Einbettung in feineres Sandmaterial. Anschließend wurden darauf mindestens 15 cm Sand sedimentiert. Die Lagerungsverhältnisse sprechen für ein schwach bewegtes Gewässer, an dessen Grunde sich oxydierende und reduzierende Bedingungen einstellten. Eisen- und Manganflecke geben darüber Aufschluß. Die Art der Lagerung, wie sie die gesamte Profilwand zeigt, deutet darauf hin, daß die Sedimentation in flachen Rinnen erfolgte und zwar nicht kontinuierlich, sondern mit mehrfachem Aussetzen und daran anschließenden kurzzeitigen Überflutungen. Auch Schicht 7 läßt aufgrund ihrer Beschaffenheit den Schluß zu, daß ebenfalls solche wechselnden Ablagerungsverhältnisse herrschten. Als Beweis dafür sind die ab und zu eingestreuten Gerölle und verschiedene Sandlinsen anzusehen. Für die Manganflecken und -bänder gilt das oben schon Gesagte. Das feinere Ton- und Sandsediment roter Farbe weist ganz eindeutig auf eine Herkunft aus dem Rotliegend- bzw. Buntsandsteingebiet hin. Mit der Sedimentation dieser Schicht durch ein kleines Gewässer muß in einem früheren Oberlauf eine entsprechende Erosionsphase in Ton- und Sand (-stein?)-Schichten synchron abgelaufen sein. Das Material dieser Schicht weist in den meisten makroskopisch feststellbaren Eigenschaften die Züge der Gesteine auf, die das Rotliegendgebiet nördlich vom Buntsandsteingebiet und das Donnersberg-Vorland aufbauen. Bis einschließlich dieser Schicht 6 zeigen die Gerölle nur andeutungsweise eine Einregelung. Ich möchte daraus auch hier nicht zwei Terrassen ableiten, jedoch scheint es so zu sein, daß diese deutliche Gliederung der Terrasse auf einen Wechsel der Sedimentationsbedingungen hinweist. Die bisher beschriebene Abfolge dieses Profils spricht insgesamt für

1. ein schwach fließendes Gewässer,
2. eine dementsprechend geringe Erosionsleistung und Transportkraft

3. sowie für ein anderes Erosionsgebiet, als es für die Sedimente des Hangendteiles dieses Profils in Frage kam.

Die anschließenden 160 cm bis zur heutigen Profiloberkante zeichnen sich durch drei Merkmale gegenüber dem Liegenden aus:

1. die grobe Geröllkomponente herrscht vor,
2. die Gerölle sind sämtlich in eine Süd-Nord-Fließrichtung eingeregelt.
3. Schicht 2 und 4 sind als fluviatile Schotter anzusehen, wobei Schicht 2 unter glazialen Bedingungen akkumuliert wurde. Das gilt auch für Schicht 4, die vor Transport und Akkumulation eine periglaziale Umlagerung erfahren hatte. Einzelne frostgesprengte Gerölle in den beiden genannten Horizonten erhärten diese Deutung.

Der fluviatile Charakter dieses Profiloberteiles wird bewiesen durch die Sedimentation in einzelnen Sand- und Schotterlagen, die z.T. Manganfleckel aufweisen und die teilweise kreuzgeschichtet sind. Auf die eingeregelteten Geröllkomponenten innerhalb der Schichten wurde schon hingewiesen. Die obersten Lagen der Terrassen erfuhren im Periglazial eine Überformung. Die Gerölle wurden etwas umgelagert und mit Sand und Verwitterungsmaterial der Hangendpartien durchmischt. Dieses Mixtum bildete den Ausgangspunkt für das heute vorliegende Bodenprofil. Dabei entstand eine Podsol-Braunerde, die entsprechend den klimatischen Gegebenheiten sich auf einen Podsol hin entwickelt, sofern keine durch die Hanglage verursachten Störungen in der Profilentwicklung auftreten.

Unweit dieses Aufschlusses finden sich im gleichen Niveau der Unteren Stufe der Älteren Hoch-Terrasse, also ca. 35 m über der rezenten Talsohle, entsprechende Reste eines alten Talbodens. Nördlich von Sippersfeld sind die Hänge in äußerst markanter Weise terrassiert. Zwar läßt sich keine genaue Kante festlegen, da die Formen relativ weich sind, doch weist das Niveau und die Schotterstreu auf die Zusammenhänge mit dem Terrassenaufschluß am Hang der Haiden-Placke hin. Folgende Gerölle sind hier anzutreffen:

- | | |
|---------|------------------|
| Quarzit | (immer gerundet) |
| Quarz | (immer gerundet) |

Baryt (nur z.T. gerundet)

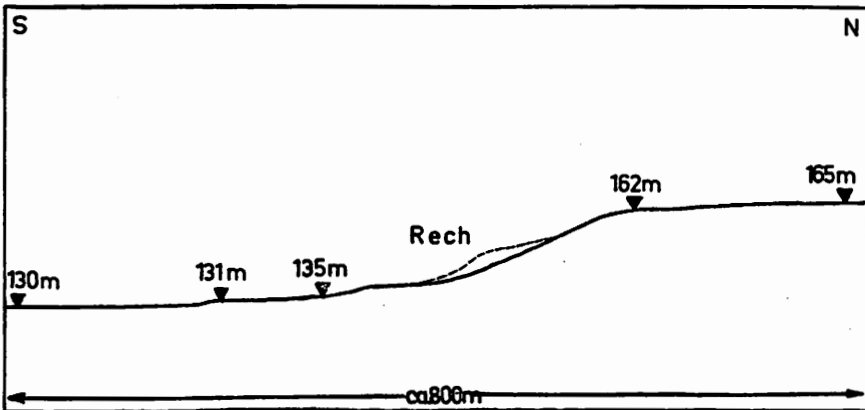
Eisenschüssiges Konglomerat (nicht od.nur schwach gerundet).

Die Gerölle schwanken in ihren Dimensionen zwischen Haselnuß- und Hühnereigröße.

Die gleichen Verhältnisse gelten auch für die Oberfläche des zungenförmigen, nach Nordosten auslaufenden Rückens nördlich von Sippersfeld. Die sanfte, gegen Breunigweiler gerichtete Abdachung trägt oben ca. 3 - 20 Gerölle pro m^2 . Die Zahl nimmt gegen die Spitze des Rückens, d.h., wo er gegen das Tal hin ausläuft, auf über 100 Stück pro m^2 zu. Damit ist aber das eigentliche Niveau der Terrassenoberfläche schon verlassen.

(dd) Die Jüngere Hoch-Terrasse (= 20 m)

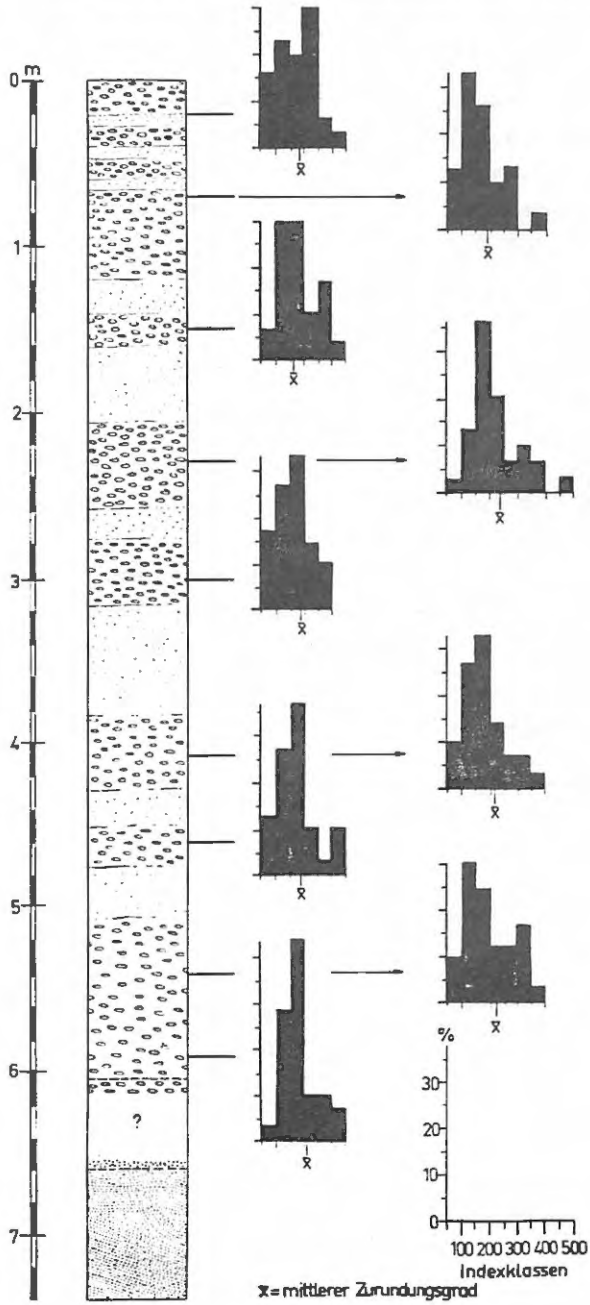
Das klassische und bisher einzige Vorkommen (KLUG 1959) dieser Terrasse (Abb.15) ist im Pfrimmgebiet in der Kriegsheimer Grube Schiffer und Kircher aufgeschlossen. Es wurde von WEILER schon 1931 erwähnt und später ausführlicher beschrieben (1953). KLUG (1959) referiert im wesentlichen WEILERS Beobachtungen. Letztere sollen auch hier den Ausgangspunkt zur Schilderung der Jüngeren Hoch-Terrassen bilden. An diese Berichte schließen sich dann meine Beobachtungen an.



Profil der Nordflanke des Pfrimmtales bei Kriegsheim (Wiesen-Mühle)

Abb. 15

Abb. 16 MORPHOMETRISCHE SCHOTTERANALYSE DER KREIGSHEIMER TERRASSE



Das Profil in der Kriegsheimer Grube beginnt über weißen Klebsanden des Oberpliozäns mit einer 7-8 m mächtigen Pfrimmterrasse (Unterkante 150 m NN. = 20 m über der rezenten Pfrimmaue), über der sich 4 m "Schlicke" (WEILLER) anschließen, die aber genauer als Auesandsedimente anzusprechen sind. Die Terrasse selbst lagert diskordant auf dem Klebsand, teils eben, teils in Rinnen und Kolken, die in das weiße Oberpliozän eingetieft und meist West-Ost ausgerichtet sind. In den Kolken liegen grobe Schotter, die nach oben zu in feinere Komponenten übergehen und schließlich von Kiessanden überlagert werden. An der Terrassenoberseite häufen sich die Einschaltungen von "Schlickern", also Auesand, die zu den schon erwähnten 4 m mächtigen hangenden Auesanden überleiten. Folgende Gesteine bauen den Schotterkörper dieser Terrasse auf: Quarzite, Quarze, Porphyre, aquitane Kalke, Kieselhölzer (Perm), Buntsandstein und Achate. In den Terrassen kommen zahlreiche Schleichsandfossilien vor (Cerithien und Axinea obovata Lam.), die aus dem Tertiärriegel westlich der Gruben entstammen; denn "zu jener Zeit muß die Pfrimm bereits in das Liegende der aquitanen und Landschneckenkalke eingeschnitten gewesen sein" (WEILLER 1953). Außerdem kommen fossile Säuger- und Molluskenreste vor, die im stratigraphischen Teil genauer aufgeführt werden sollen, um die zeitliche Einstufung der Terrassen zu erleichtern.

Die oben zitierte Beschreibung WEILLERS (1953) erfährt durch meine Beobachtungen folgende Ergänzungen: Die Terrasse ist sehr klar durch eine Wechsellagerung von Schottern und roten, tonig verbackenen Sanden gegliedert (Abb.16). In den Schottern kommen



Pfrimmterrassenschotter, z.T. mit geringmächtigen roten Feinsandbänkenchen



Roter, tonig - hart verbackener Sand, z.T. mit Gerölbändern bzw. einzelnen Geröllen

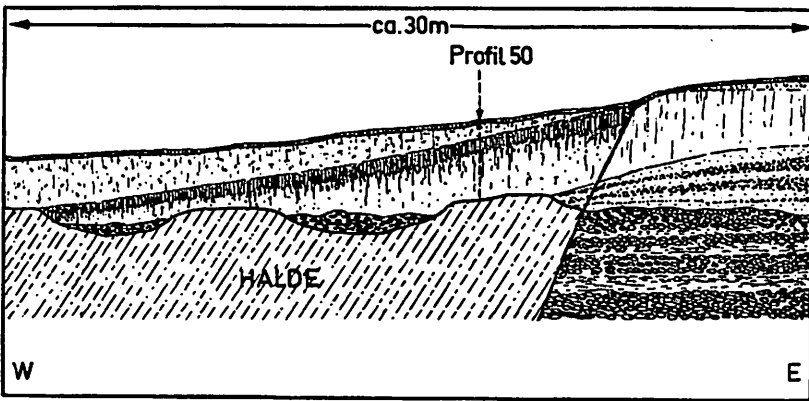


Weißer Klebsand (Oberpliozän)

zu Abb.16. Alle Morphogramme : Quarzit

zwar vereinzelt geringmächtige Feinsandbänke vor und in den Sanden einzelne Gerölle sowie Geröllagen, jedoch wird dadurch nicht das Gesamtbild der Wechsellagerung verwischt. Um die Sedimentationsverhältnisse genauer zu erfassen, führte ich 9 morphometrische Schotteranalysen von Quarzitgeröllen aus verschiedenen Schichten der Kriegsheimer Terrasse durch. Die Entnahme erfolgte in nachstehenden Tiefen (von der Terrassenoberfläche aus gerechnet): 20, 70, 150, 230, 300, 410, 460, 540 und 590 cm. Die erhaltenen Morphogramme (Abb.16) zeigen nun sehr weitreichende Unterschiede zwischen den einzelnen Schichten. Wie aus dem Vergleich mit Ergebnissen anderer morphometrischer Schotteranalysen (RICHTER 1952, KAISER 1956, 1961) hervorgeht, zeigen nur zwei Morphogramme jener Schichten (nämlich die bei 70 cm und 230 cm) wirklich eindeutig glaziale Entstehungsbedingungen. Da die Kriegsheimer Terrasse aber als mehr oder weniger einheitliche Bildung einer Zeit aufgefaßt werden muß, was sich aus Lagerungsverhältnissen, Geröllführung und Zusammensetzung sowie der Physiognomie ergibt, sind die Unterschiede in den Morphogrammen nicht überzubewerten. Darauf wies besonders schon KAISER (1956, 1961) hin. Da aber die Zurundungen der Gerölle nicht eindeutig für glaziale Bedingungen sprechen, können meiner Ansicht nach die übrigen Schichten nicht pauschal als einwandfrei glazial angesprochen werden. Mindestens in der Intensität der Beanspruchung hat es Schwankungen gegeben. Allein damit nur kann eine mehr oder weniger gute Zurundung erklärt oder nicht erklärt werden. Da auch die sandig-tonigen Zwischenlagen auf wechselnde Sedimentationsbedingungen hindeuten, sei folgender Schluß gezogen: Die pleistozäne Terrassenakkumulation im Periglazialgebiet Mitteleuropas ist nicht nur entsprechend einzelnen Klimaphasen - hier der Kaltzeiten - zu sehen, sondern innerhalb derselben vollzogen sich kleine, aber merkbare Schwankungen; d.h., Phasen verstärkter oder verminderter Akkumulation und Erosion, die zeitlich nicht genau festlegbar sind, lösten sich ab. Diese variierten auch die Abfolge der Sedimente. Die Schwankungen sind nicht als direkter Ausdruck des Klimas zu werten, sondern als Folge verstärkter oder verminderter Wasserführung innerhalb eines einzigen pleisto-

zänen Glazials. Diese unterschiedliche Wasserführung kann verschiedene Ursachen haben, die jedoch nur als Ausdruck des jahreszeitlichen Klimaganges zu werten sind. Damit soll gesagt werden, daß wahrscheinlich nur zeitweise innerhalb eines Glazials die Terrasse weiter aufgehöhht wurde: Die Akkumulation fand also nicht gleichmäßig in jedem Jahr statt, z.B. bei starker Wasserführung im Frühsommer, sondern dann und wann einmal, wenn verschiedene Bedingungen für die Terrassenbildung erfüllt waren. In engem Zusammenhang damit ist deshalb auch die Demudation im Oberlauf zu sehen.



Westabschnitt des Pfrimmterrassenprofils Kriegsheim

Abb. 17

Im Westteil der Wand wurde nun von mir ein Bodenprofil aufgenommen, dessen Aufbau besonders Hinweise auf die Entwicklung nach der Akkumulation der Jüngerer Hoch-Terrasse von Kriegsheim erbrachte. Es ist weiterhin für die Entwicklung während des letzten Glazials und die Klimageschichte im Postglazial wichtig. Da das Profil (Abb.17) hier unmittelbar auf die Terrasse folgte, sollen die Beobachtungen am Profil schon jetzt aufgeführt werden. Die Oberkante des aufgenommenen Bodens liegt auf 157 m NN. Das Profil wurde im Westteil der großen Grubennordwand aufgenommen, wo sich die Oberkante schon nach Westen senkt. Dort keilen die

gebänderten, sandigen Horizonte aus, die WEILLER (1953) (s.o.) als Schlicke bezeichnet und die von ihm als Hochwasserabsätze der pleistozänen Pfrimm gedeutet werden. Die Terrasse in ihrem Liegenden läuft mit ihrer welligen Oberfläche jedoch im selben Niveau wie unter den "Schlickern" weiter. Daher liegt im Westteil der Grube diskordant auf der Terrasse ein LÖß mit einer fossilen Schwarzerde. Er keilt gleichfalls nach 20 m auf der Terrasse aus und wird seinerseits von einem schuttreichen Solum überlagert, auf dem sich eine Braunerde herausgebildet hat.

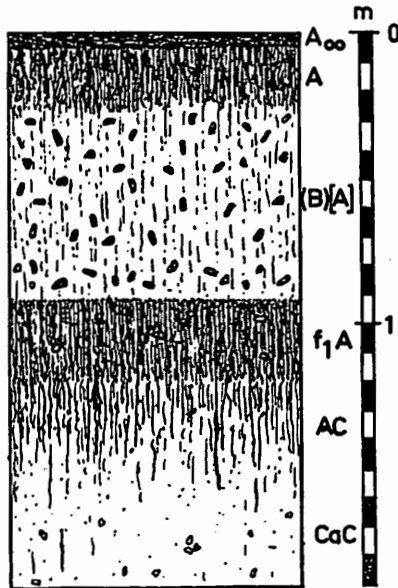


Abb.18 Profil 50 Kriegsheim

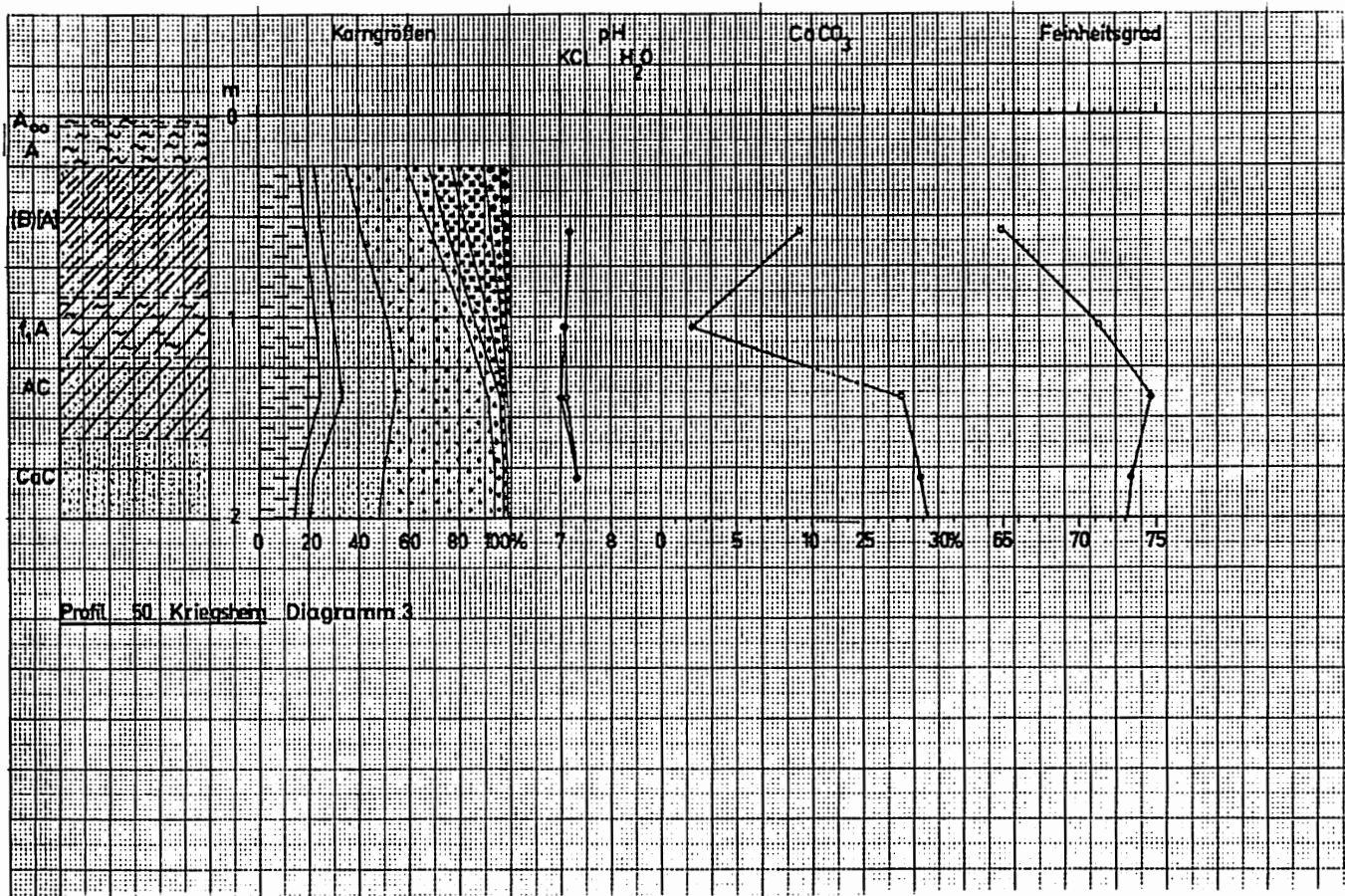
Das Bodenprofil besitzt folgenden makromorphologischen Aufbau (Abb.17,18):

- | | | | | |
|----|--------|----|----------------|---|
| 1. | 0 - 5 | cm | A _∞ | Grauschwarze, unzersetzte Pflanzenreste. |
| 2. | 5 - 25 | cm | A | Dunkelbrauner (10YR 5/3), humoser und lockerer Horizont. Sehr dicht durchwurzelt. Pseudomycelien. Von zahlreichen Steinen durchsetzt. |

3. 25 - 90 cm (B) A Gelblich-brauner (10YR 5/4) Lößlehm. Subpolyedergefüge. Zahlreiche Pseudomycelien. Wurm- u. Wurzelröhren. Gesamter Horizont mit zahlreichen Steinen gespickt.
4. 90 - 120 cm f₁A Scharf abgegrenzter, dunkler gelblich-brauner (10YR 3/4) Lößlehm. Tonig, porös. Zahlreiche feine Wurzelreste. Sehr viele Pseudomycelien. Senkrecht geklüftet. Wurm- u. Wurzelröhren. Vereinzelt Steine bis 5 cm maximaler Längenausdehnung.
5. 120 - 160 cm AC Dunkler, graubrauner (10YR 4/2) Übergangshorizont. Löß. Einzelne Risse und Wurm- u. Wurzelröhren setzen sich aus dem Hangendhorizont in den AC fort. Pseudomycelien.- Nach unten allmählich in CaC-Löß übergehend.
6. 160 - +190 cm CaC Heller, gelblich-brauner Löß (10YR 6/4). Zahlreiche harte Lößkindel im gesamten Horizont (2-4 cm maximaler Längenausdehnung). Kalkröhrchen einzeln oder in Nestern. Wurm- u. Wurzelröhren mit z.T. brauner Ausfüllung.- Einzelne kleine Steine unter 1 cm maximaler Länge.

Die mechanische und chemische Bodenanalyse der Horizonte (B) A bis C ergab das folgende Bild, das dem bei makroskopischer Betrachtung festgelegten Horizonten entspricht. Charakteristisch ist die Korngrößenverteilung (Diagramm 3): die Fraktion 0.006 - 0.02 mm, d.h. also die Lößkomponente, nimmt von oben nach unten zu: (B) A = 41,3 %, f₁A = 52,6 %, AC = 59,1 %, CaC = 71,8 %. Der Anteil der groben Komponenten nimmt von oben nach unten ab: 30,8 %, 16,9 %, 8,1 %, 5,8 %. Der Tongehalt ist im f₁A und im AC mit 23,8 % und 24,8 % am höchsten. Charakteristisch ist die Verteilung des Kalkgehaltes, der im Solifluktionsschutt des (B) A 9,1 % und im f₁A 2,1 % beträgt. Im AC- und CaC-Horizont dagegen liegt er wesentlich höher: 27,5 und 28,8 %.

Analysendaten und makromorphologischer Aufbau lassen unter Mitberücksichtigung der Landschaftsformen in der Umgebung des Profils die nachstehenden pedogenetischen Vorgänge erschließen:



Das Auskeilen der Pfrimmschlicke ist nicht durch Erosion erfolgt, sondern bei der Sedimentation entstanden, da die dunkleren Horizonte sich mit dem Senken der Oberkante des Schlickpaketes gleichfalls verjüngen. Vorerst genügt diese Feststellung, daß es sich hierbei nicht um eine Mulde handelt, in welcher die Schlicke sedimentiert wurden.

Wichtig für die Pedogenese ist die äolische Lösssedimentation, die mindestens 150 cm erbrachte. Der LÖß ist nach seiner Sedimentation durch Solifluktion zum Teil wieder entfernt worden, was sich aus dem Verjüngen des Sedimentes nach Westen hin gegen die Delle zwischen der Grube Monsheim und Kriegsheim erschließen läßt. Dann erst setzte die Bodenbildung ein. Leider ist die Stelle, wo die Bodenbildung auf der Terrasse auslaufen müßte, nicht aufgeschlossen. Mit der angedeuteten Entwicklung ergibt sich somit folgender Klimaablauf: 1. Glaziales, kalt-trockenes Klima (Lösssedimentation).

2. Fließerdezeit mit feucht-kalten Bedingungen: Kappung des Lösses durch Solifluktion. Da Steine im Löß fehlen, das Gehänge jedoch \pm steil ist und die Abnahme der Mächtigkeit des Sediments gegen die Delle hin nicht plausibler zu erklären ist, darf kryonivale Solifluktion (NANGERONI 1954) angenommen werden. Der dabei nur oberflächliche gefrorene Boden wurde mit Schnee bedeckt. Als dieser taute, drang das Wasser in den Untergrund, wobei das Solum ins Fließen geriet. Dabei wirkte auch wesentlich die Abspülung mit, die sich mit ausgehender Kaltzeit immer mehr verstärkte und schließlich an die Stelle der Fließbewegungen trat. Bei dieser Art Solifluktion wurde dem Löß nur die Sandkomponente beigegeben, die in den unteren Straten abnimmt.

3. Unter kontinentalen, semihumiden Klimaverhältnissen mit Steppevegetation (MÜCKENHAUSEN 1962) wurde die Schwarzerde gebildet.

Aufgrund der Eigenschaften - sein CaCO_3 -Gehalt von 2,1 % im f_1A , die relativ geringe Mächtigkeit und Kalkkonkretionen im Untergrund - entspricht der vorliegende Bodentyp dem rezenten "Südlichen Tschernosem der Ukraine" (MÜCKENHAUSEN 1962). Als pedoklimatische Bedingungen ergeben sich daraus: starke Verdunstung und Niederschlag unter 400 - 500 mm. Auf dem Schwarzerdeboden liegt eine tonig-lehmige Schuttdecke, die gegen Westen, also zum

Dellentiefsten hin, an Mächtigkeit zunimmt. Hierbei dürfte es sich um Solifluktionmaterial handeln, das in der Delle akkumuliert wurde. Da jedoch die letzte Möglichkeit, solifluidale Bewegungen durchzuführen, nur bis zum Ende des Glazial gegeben war, bedeutet dies, daß der hier vorliegende Tschernosem nicht in der postglazialen Wärmezeit entstanden ist, sondern viel früher. Damit würde ein interstadialer oder gar interglazialer Boden vorliegen. Auf dem Schutt selbst entwickelte sich im Postglazial unter gemäßigt-warmem, humidem Klima eine Braunerde.

Die Kriegsheimer Jüngere Hoch-Terrasse setzt sich nun unter grossen Teilen des Riedels, der zwischen Pfrimm- und Flutgrabental liegt, fort. Daher ist sie auch an weiteren Punkten des Pfrimmgebietes aufgeschlossen sowie durch Schotterstreu und ausgebildete Terrassenstufe belegt. Zunächst werden deshalb alle weiteren Vorkommen im Pfrimmgebiet zwischen Mündung und dem Beginn der Tertiärplateaus beschrieben.

Im Gewann "Kelterhohl" bei Leiselheim ist die Terrasse als deutliche Stufe ausgebildet. Sie trägt jedoch eine dicke Lößdecke. Als zweites Kriterium sind stellenweise Schotter zu finden, die sich aus nachstehenden Gesteinsarten zusammensetzen:

Quarz	(weiß, rot)
Quarzit	(rotbraun)
Porphyr	(rot, daneben stark verwitterte Porphyre)
Kalkgerölle	(oolithisch)

Zumeist sind die Gerölle 2 - 4 cm groß (maximale Länge).

Seltener sind größere zwischen 10 und 15 cm.

Ähnlich sind die Verhältnisse im Gewann "In Westerlangen" östlich von Kriegsheim und nördlich der Wiesen-Mühle (Werk Enzinger). Auch in der Umgebung von Kriegsheim, besonders im Bereich der Straße nach Mörstadt, ist die Geländestufe deutlich ausgebildet. Sie geht dort nach einem deutlichen Knick in einen sanften Hang über, der bis zur Pfrimm hinabzieht (Abb.15).

Westlich und nordwestlich von Monsheim wurden die folgenden Beobachtungen gemacht: 200 m nördlich von Monsheim, östlich der

Straße von Nieder-Flörsheim, kommen entgegen den Angaben von KLUG (1959) Gerölle bis 150 m NN. vor. Meist sind es Quarzite und Quarze, jenseits der Straße, also nach Westen zu, setzt sich die Geröllstreu fort. Hier sind besonders die rötlichen Quarzite häufig. Alle vorkommenden Gerölle sind oft bis hühnereigroß, jedoch kommen auch kleine vor, dann sind es aber meist Quarze und Porphyre. Hier wurden bei einer Geröllzählung 301 Schotter pro m² gezählt. Die Gerölle setzen sich wie folgt zusammen:

Quarzite (bunt)	124
Quarze	72
Porphyre	48
Porphyre (stark verwittert)	40
Kalkgerölle	16
Oolith (eisenschüssig)	1

Auf der gegenüberliegenden Talseite ist am Bahnhof Monsheim ein Bezugspunkt gegeben, der einer Parallelisierung mit der Kriegsheimer Terrasse weiterhilft: Dicht südlich der Gleisanlagen finden sich auf dem nach Osten sich hinziehenden Riedel zahlreiche Schotter. Letzterer läuft zwischen Pfrimm und der Mündung des Kinderbaches aus. Geomorphologisch besteht jedoch ein Unterschied zwischen dem Riedel östlich der Bahnabzweigung nach Hohensülzen und dem Riedelstück westlich davon. Unmittelbar westlich der Abzweigstelle von der Hauptstrecke erhebt sich eine Kante, die sich weiter nach Westen fortsetzt. Im Bereich des Bahnhofes liegt sie ca. 10 m höher als die Terrasse, auf der die Bahnanlagen stehen. Diese höhere Terrasse entspricht dem Niveau der Terrasse von Kriegsheim, der sie praktisch gegenüber liegt, d.h. 20 m über dem rezenten Talboden der Pfrimm.

Weiter westlich läuft die Kante gegen die Bundesstraße 271 hin am Hang aus. Aber auch auf der Seite westlich der Bundesstraße weisen zahlreiche Schotter auf die Terrassen hin. Nachteilig bemerkbar macht sich hier das Fehlen einer deutlichen Terrassenkante. Zwar kommen einzelne Geländeknicke vor, doch zeigen sie keinerlei bindende Zusammenhänge mit der Terrasse südlich des Monsheimer Bahnhofes. Niveaumäßig würden sich Verbindungen knüpfen lassen. Die Kante verläuft aber nur auf kurzen Strecken deutlich

über den Hang, so daß eine feste Eingliederung in das Terrassensystem mir zu gewagt erscheint. Folgende Schotter kommen hier vor: Quarz, Quarzit, Kalkstein, Sandstein, stark verwitterter Porphyr. Zahlreiche kleinere Komponenten mit Größen von unter 1 cm befinden sich ebenfalls als Schotterstreu auf den Feldern. Die oben genannten Gerölle maßen 5 - 10 cm maximale Länge.

Einige weitere Vorkommen von Schottern der Jüngeren Hoch-Terrassen sind bei Mörstadt und Aabenheim an der Kante des Riedels gegen das Flutgrabental hin festzustellen. Die hier vorkommende Fazies entspricht der von Kriegsheim. Selbst die Auensande sind hier sedimentiert worden, wenn auch in einer geringeren Mächtigkeit. WEILER (1931) nimmt für dieses Vorkommen hier am Rand des Flutgrabentals aufgrund der tiefen Lage der Schotter eine tektonische Verstellung an. Hier liegen die typischen roten Pfrimmschotter (s.u.) nur noch 8 m über dem rezenten Talboden des Flusses. Er vermutet einen Zusammenhang mit den Störungen, die vom Rheintalgraben ausgehen oder mit jenen, die das Westhofener Bruchgebiet bilden.

Die hangenden Auesande lassen die Gruben am Flutgrabental im Gewann Hübelbrunnen eindeutig den Vorkommen der Kriegsheimer Terrasse (= 20 m) zur Seite stellen. Wahrscheinlich lag die hier beschriebene Scholle mit besagten Aufschlüssen von Anfang an gleich tiefer. Für eine tektonische Verstellung würden die zwei nachstehenden Beobachtungen sprechen:

1. Das Gebiet zwischen Flutgrabentalkante und dem Wasserbehälter südöstlich von Mörstadt sowie dem Nornberg zeigt deutlich eine Treppung. Über dem starken Anstieg vom Flutgrabental her folgt eine nur sanft nach Ostnordost (also zum Rheintal hin) abgedachte Oberfläche, die nur von zwei Dellen gegliedert wird. Sie liegt um 130 m NN. Auf der Linie Wasserbehälter - Nornberg folgt dann ein Anstieg auf ein Niveau von 145 - 150 m NN. Im Bereich südlich der Gruben Hübelbrunnen und Mörstadt schwenkt diese zweite Stufe nach Westen um und geht allmählich in den Rand des Flutgrabentales über. Da die oben genannten Schotter und Sande nur 8 m über dem Niveau der rezenten Pfrimmaue liegen, die Kriegs-

heimer Terrasse jedoch 20 m, ist eine Absenkung von mindestens 10 - 12 m anzunehmen. Außerdem muß dann die Sedimentation in \pm gleichem Niveau stattgefunden haben. Das impliziert, daß die Absenkung dieses Schollenstückes erst nach Sedimentation der jüngeren Hoch-Terrassen erfolgt sein kann.

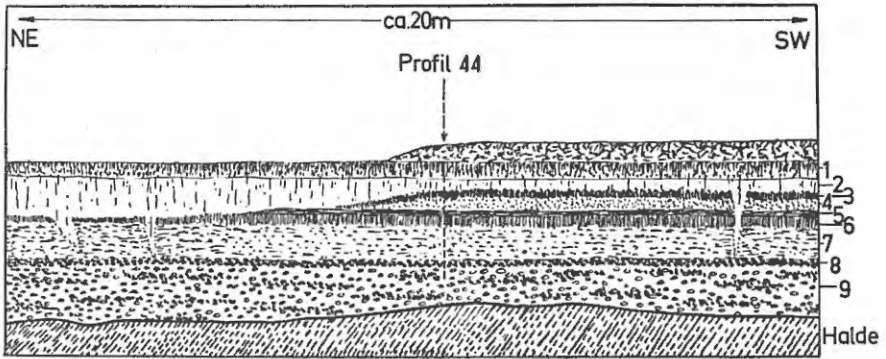
2. Das Rohrgrabenprofil zeigt im Gebiet des Gewannes Schimmert südöstlich von Abenheim, steil gegen das Tal ausstreichende Ton- und Sandbänder im weißen Oberpliozän. Am Fuße des Anstieges zum Nornberg sind im Bereich der Delle gleichfalls Ton-, Lehm- und Sandschichten aufgeschlossen gewesen, die teils abgebogen sind, teils frei auf der Oberfläche der unteren, abgesenkten Scholle ausstreichen. Diese beiden gestörten Lagerungen sind gleichfalls als Beweismittel für die ehemals größere Mobilität des Schollenstückes zu werten.

Südlich von Mörstadt und Abenheim zieht von Westsüdwest nach Ostnordost das Flutgrabental. Es ist ein Sohlenmuldental mit einer Breite von über 1000 m. Es wird im Süden durch einen steilen Rand begrenzt, der sich 20 bis 30 m über die Talsohle erhebt. Er stellt die nördliche Begrenzung des Riedels dar, der das Flutgrabental vom Tal der Pfrimm trennt. Seine Oberfläche ist durch flache Dellen gegliedert. Der Riedel baut sich aus weißen, feinen Sanden des Oberpliozäns auf. Diese werden auf der Mörstadt-Abenheimer Seite des Riedels von 4 bis 5 m mächtigen Schotterlagen einer Pfrimmterrasse überdeckt, die ihrerseits wieder durch Löß verhüllt ist.

Die Grube mit Profil 44 (Abb.19,21) befindet sich südlich des Dorfes Abenheim direkt an der Kante des Flutgrabentales, im Gewann Hübelbrunnen. Der Aufschluß liegt in 129 m NN.

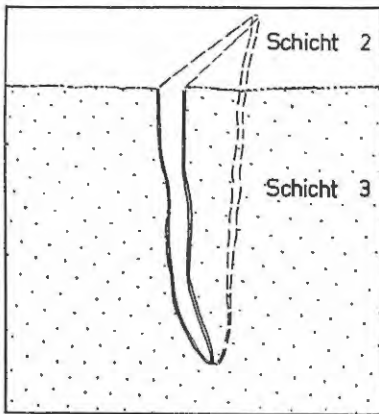
Der makromorphologische Aufbau des Profils wurde wie folgt aufgenommen (Abb.21):

Schicht	1	0 -	20 cm	Brauner (10YR 5/3), fest verbackener, löbartiger Horizont. Schwach durchwurzelt. Einzelne kleine Quarze. Untergrenze scharf gezogen.
Schicht	2	20 -	50 cm	Blaßbrauner (10YR 7/3), poröser, harter sandiger Lehm. Kalkröhrchen. Einzelne Wurmröhrchen mit dunkler,



Deckschichten der Pfirmiterrasse südlich von Abenheim

Abb. 19



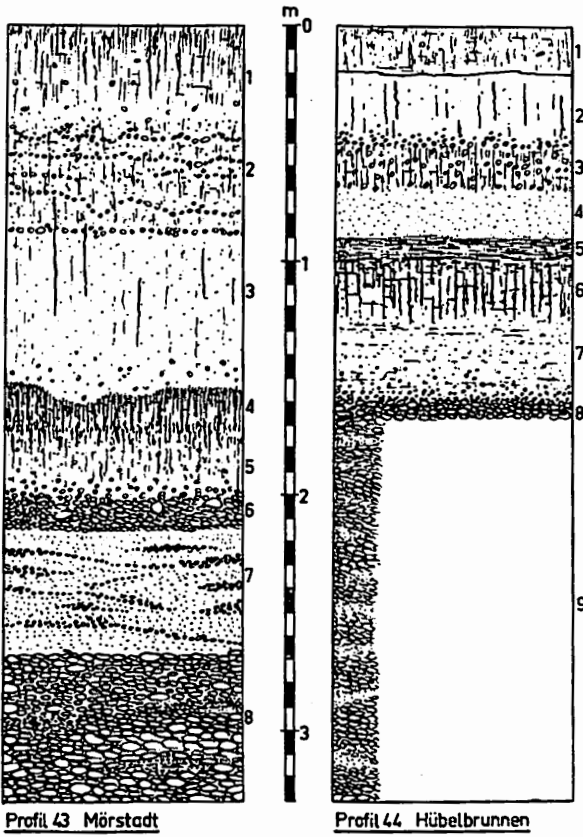
Frostspalte

Abb. 20

Schicht 3 50 - 70 cm

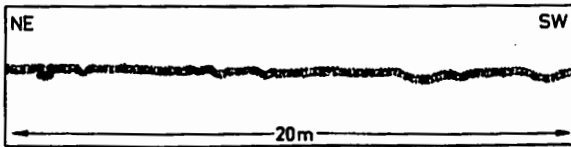
humoser Auskleidung. Einzelne Steine, meist Quarze (maximale Längenausdehnung bis 2 cm). Besonders im unteren Drittel des Sedimentes häufig. - In die liegenden Schichten gehen von der Unterseite der Schicht 2, ein Eiskeil und zwei Frostspalten hinein. Gefüllt sind diese mit Material aus 2 (Abb. 20).

Ziegelrote (2.5YR 6/6), sandige, hart verbackene Schicht mit Rissen und zahlreichen weißen Kalkröhrchen. Schicht 3 geht mit einer schmalen Übergangszone aus 2



Profil 43 Mörstadt

Profil 44 Hübelbrunnen

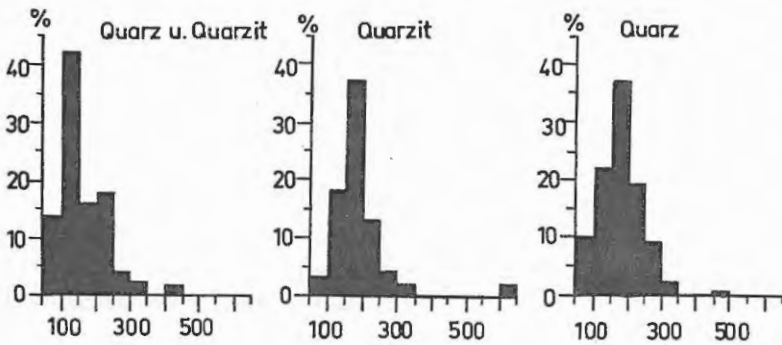


Störung der Schicht 4 (Profil 43) durch Kryoturbation

Abb. 21

				hervor, wobei deren unterer Grenzbereich mit den Quarzen einen leicht rötlichen Farbton angenommen hat. - Die Schicht führt zahlreiche Gerölle, die z.T. durch Frostsprengung verursachte Risse aufweisen.
Schicht	4	70 - 90 cm		Gleiche Eigenschaften wie Schicht 3. Jedoch sind kaum noch Kalkröhrchen vorhanden. Steine kommen nur noch in geringen Mengen vor, zumeist sehr kleine (0,5 cm maximaler Länge) Quarze.
Schicht	5	90 - 100 cm		Roter, harter, geschichteter Sand. Porös, da tonig verbacken. Einzelne Kalkröhrchen treten auf, kaum noch Steine. Risse sind horizontal angeordnet.
Schicht	6	100 - 125 cm		Gleichfalls rote, hart verbackene, sandige Schicht. Zahlreiche Senkrechtrisse. Material aus Horizont 5 ist auf diesen Rissen bis hierher eingedrungen. Polyedriges Gefüge, geht aus den Schichten von 5 hervor. - Kleine Kalkkonkretionen.
Schicht	7	125 - 160 cm		Rote, tonig-sandige, harte Schicht. Einzelne Kalkröhrchen. Von der Untergrenze der Schicht 6 an sind in 7 gleichmäßig um 1 cm große (max. Länge) Quarzgerölle verteilt. Ihre Zahl nimmt im unteren Viertel gegen Schicht 8 hin stark zu.
Schicht	8	160 - 170 cm		Kiesband mit rostrottem Sand als Zwischenmittel. Stellenweise schwarze Flecken(Manganhydro yd).
Schicht	9	170 - +500 cm		Kiesbänke und Schotter, z.T. mit kreuzgeschichteten Feinsandbänken. Vorwiegend rote Farbe.

Die Kies- und Schotterbänke der Schicht 8 und 9 werden aus Quarzit-, Quarz- und Porphyngeröllen zusammengesetzt. Seltener sind Kalkgerölle und roter, etwas blasser Sandstein. Eine Schotteranalyse (Abb.22) für den Quarzit ergab ein Morphogramm, dessen Maximum in der Indexklasse 150 - 200 mit 44 % liegt, während der übrige Teil mit 34 % in den Indexklassen 200 - 250 und 250 - 300 liegt, sowie mit 14 % in der Klasse 100 - 150.



Profil 44 Hübelbrunnen: Morphometrische Schotteranalysen

Abb. 22

Aufgrund des Morphogrammbildes muß die Terrasse unter glazialen Bedingungen entstanden sein. In der Arbeit WEILLERS (1931) wird die Terrasse als jüngere Stufe der oberen Mittelterrasse = Hochterrasse der Pfrimm bezeichnet. Mit dieser Einstufung wurde ein Ausgangspunkt für die zeitliche und räumliche Entwicklung der Hangensedimente gewonnen, an welchem sich wie folgt anknüpfen läßt:

In der gleichen Grube, wo sich der oben beschriebene Prpfilaufbau beobachten läßt, ist in der Pfrimmterrasse eine Rinne zu sehen, die nach ihrer Auskolkung in den Schottern mit feineren Kies und Sanden wieder zugefüllt wurde. Die Rinne setzt an der Oberkante der Terrasse an. Sie besitzt bei einem muldenförmigen Querschnitt eine Tiefe von ca. 2 m und eine Breite von mehreren Metern. Die Rinne stellt eine Verbindung zwischen der Sedimentation der Terrassenschotter und der hangenden Sande dar:

1. Zunächst bildete sich in der Terrasse, die noch von der Pfrimm überspült wurde, ein Kolk. Später, bei zeitweisem Trockenfallen, wurde die ausgekolkte Rinne von einem kleinen Nordwest-Südost verlaufenden Pfrimmarm durchflossen. Er liegt in einer Tiefenlinie der älteren Pfrimmsedimente, der der Fluß folgte. Möglich sind die beschriebenen Vorgänge nur bei mindestens zeit-

weise verringerter Wasserführung.

2. In einer nachfolgenden Ruhephase bildeten sich am Grunde des Wassers bzw. an der Terrassenoberkante reduzierende Bedingungen aus. Dabei wurde Eisen- und Manganhydroxyd (FeOH und MnOH) ausgeschieden. Eisen- und Manganflecke in der Schicht 8 und auch in 9 weisen eindeutig auf diese Verhältnisse hin.

3. Anschließend wurde die Rinne wieder aufgefüllt, wobei wie früher z.Zt. der Terrassenakkumulation West-Ost gerichtete Strömungsverhältnisse herrschten, bewiesen durch den Geröllinhalt und die Lagerungsverhältnisse der Sedimente. Die Sedimentation setzte sich nun weiter fort, jedoch muß nach der Auffüllung der Rinne - als die Terrassenoberkante wieder erreicht war - die Strömungsgeschwindigkeit rasch nachgelassen haben. Dabei kam es zur Ablagerung von 2 m mächtigen, intensiv rotgefärbten Auesanden unter kaltzeitlichen Bedingungen. Beweis dafür ist einmal die kryoturbate Durchmischung des feinkörnigen Sedimentes mit der liegenden Terrasse. Zum anderen sind es die zahlreichen, durch Frostsprenzung zerlegten Gerölle, die auf kaltzeitliche Klimaverhältnisse hinweisen. Die Sedimentation des Feinmaterials über der Terrasse erfolgt nun nicht schlagartig und in einem Durchgang, sondern es zeichnen sich einzelne Sedimentationsphasen deutlich voneinander ab, wenngleich auch sie zeitlich unmittelbar aufeinanderfolgen. Die Sedimente entstammen einem einzigen Liefergebiet. Die intensive rote Farbe deutet auf das Rotliegendebiet im Oberlauf der Pfrimm hin, das westlich des Tertiärriegels bei Marnheim beginnt. Entsprechend der Beschaffenheit und dem Charakter des jeweils erodierten Gesteins wurde mehr toniges oder mehr sandiges Material durch die Pfrimm angeliefert und im Unterlauf bei nur geringen Fließgeschwindigkeiten als Auesand akkumuliert.

4. Deshalb kommt auch mit Schicht 4 ein helleres, jedoch auch noch rotes Sediment zur Ablagerung, das weniger Ton enthält. Gleichzeitig wird Kalk angereichert (Schicht 3). Z.Zt. der Sedimentation der Schicht 4 kommt es zur Eiskeil- und Frostspaltenbildung (Abb.19,20). Die Eiskeile greifen bis auf die Oberfläche der Terrasse hinab. Die neben den Eiskeilen vorkommenden Frost-

spalten laufen schräg in die Wand und reichen in der Grube ebenfalls bis zur Terrassenoberfläche hinab. Die Spalten sind 10 bis 15 cm breit, wobei sie an ihrer Oberseite mindestens bis 50 cm in die Wand hineingehen. In der Grube waren zwei dieser Frostspalten zu beobachten. Sie durchlaufen die Schichten 3 bis 7. Ein kleineres, mehr keilförmiges Gebilde erreicht nur die Mitte der Schicht 7. Mit dieser Bildung dürfte auch für die Zeit nach der Auesandbildung Glazialklima als sicher gelten. Darauf deuten auch die frostgesprengten Gerölle in Schicht 3 hin. Die Spalten sind mit hellem, blaßbraunen Material (Schicht 2) gefüllt. Es könnte auf Grund seiner Physiognomie als Löß gelten. Die Bodenanalyse der Schicht 2 ergab jedoch, daß die Lößkomponente mit nur 27,7 % an den Korngrößen beteiligt ist, während der Sand den Hauptanteil stellt. Der Tongehalt beträgt 12,6 %. Das insgesamt sehr grobe Korn der Schicht 2 dokumentiert sich auch in der Feinheitsszahl, die mit 56,5 sehr niedrig liegt. - Der CaCO_3 -Gehalt beträgt 23,1 %.

Die Analysenergebnisse sowie die Lagerung des Materials deuten auf Sandlöß, der in die Frostspalten eingeschwemmt wurde und sie auszementierte. Für Wassertransport dieses Materials spricht auch der hohe Gehalt an Steinen. Gleichfalls auf die Beteiligung von Wasser weist ein lehmiger, schichtiger Saum von 1 cm Breite, der die gelblichen Frostspaltenfüllungen von ihrer rotbraunen Umgebung absetzt. Nach der Sedimentation von Schicht 2 erfolgte, eventuell mit einem Hiatus, eine Kappung derselben, möglicherweise unter gebundener Solifluktion. Dafür sprechen die relativ ebene Oberfläche, sowie die Wurmröhren, die mit dunklem Material ausgefüllt sind. Außerdem weist darauf der 20 cm mächtige Hangend-Horizont hin, der sich auf die wie abgeschnitten erscheinende Oberfläche der Schicht 2 legt, jedoch mit kleinen, ganz flachen Absätzen an der gemeinsamen Grenze. Der Beschaffenheit nach dürfte es sich um Solifluktionsmaterial handeln.

250 m westlich von Profil 44 befindet sich in 127 m NN. das Profil 43 Mörstadt (Abb.21). Es baut sich wie folgt auf:

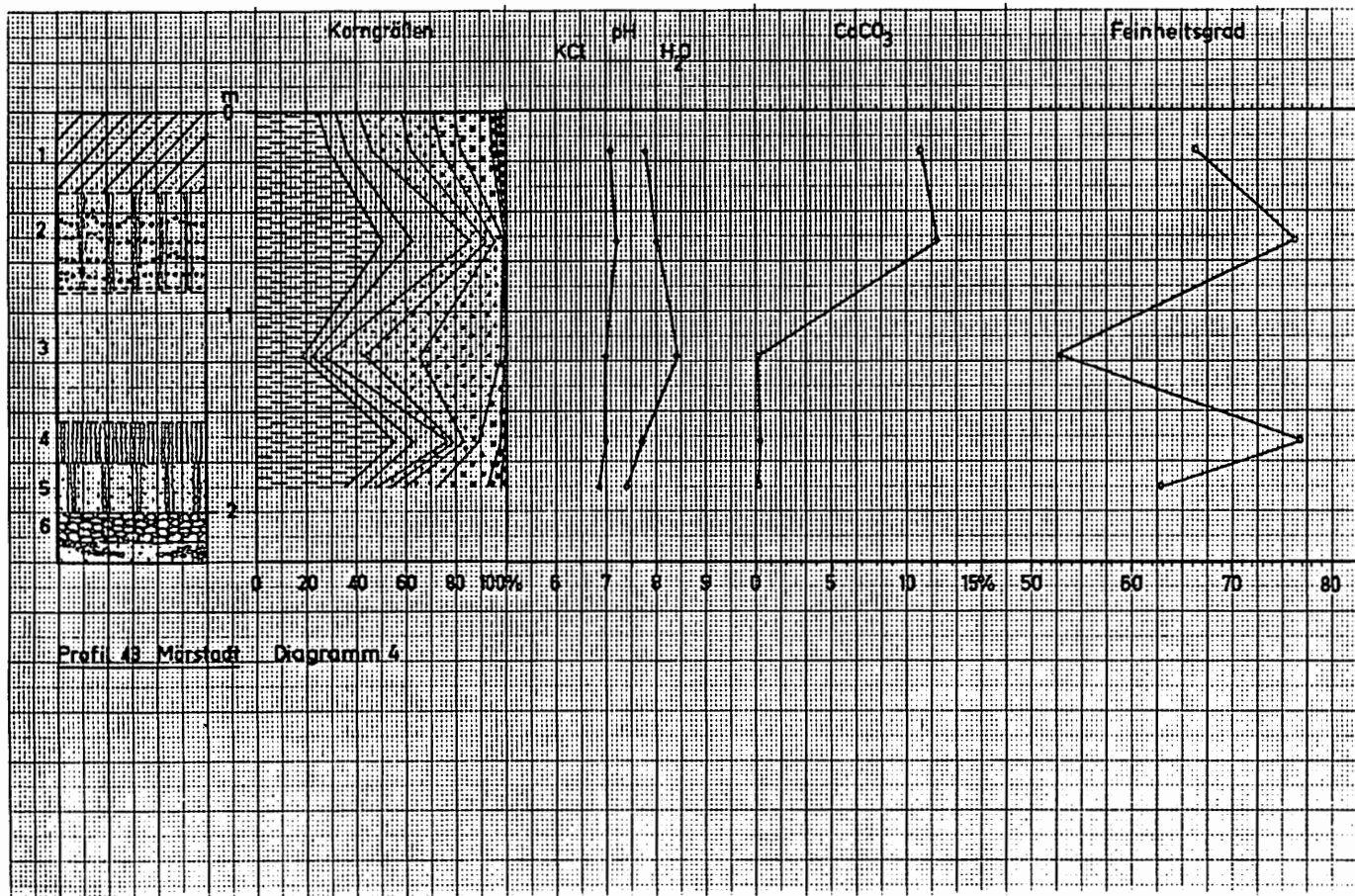
ca. 50 cm aufgeschütteter Boden

Schicht 1	0 - 40 cm	Brauner (10YR 5/3), hartverbackener sandiger Ton. Scharfkantiges Polyedergefüge mit Tonhäutchen. Schwach durchwurzelt, etwas humos. Einzelne tiefe Klüfte. Kalkröhrchen selten. Unten: Scharfe Grenze zum Liegenden, z.T. kleine Taschen bildend.
Schicht 2	40 - 90 cm	Rötlich-gelber (5YR 6/6), lehmiger Ton. Scharfkantiges Polyedergefüge. Wurmröhrchen, Durchmesser um 1 cm, mit dunklem Hangendmaterial ausgekleidet. Stark rissig. Im gesamten Horizont: zahlreiche Kalkkonkretionen in bandartiger Aufreihung. Die 4 bis 5 Bänder sind leicht gewellt. Konkretionen z.T. weich, teils auch hart. In den Bändern auch zahlreiche, oft angelöste Kalkgerölle. Größe: 2-6 cm. Im gesamten Horizont: Kalkröhrchen.
Schicht 3	90 - 155 cm	Hellroter (2.5YR 6/6) lehmiger Sand. Geschichtet. Einzelne rostrote Flecken. Senkrecht durchgehende, 1 bis 2 cm starke Wurmröhrchen, teils mit dunklem Material ausgefüllt, teils mit heller, roter Auskleidung. Im Bereich der Untergrenze: einzelne Steine (unten 1 cm max.Länge), die nach oben hin weniger häufig vorkommen. Senkrechtrisse auch in diese Schicht hineinziehend.
Schicht 4	155 - 175 cm	Lebhaft rot (2.5YR 5/6) gefärbter schwerer Ton. Polyedergefüge mit Aggregaten unter 1 cm maximaler Länge. Tonhäutchen. Stark rissig. Durch Farbe und Risse deutlich vom Hangend- und Liegendhorizont abgegrenzt. Einzelne helle Kalkröhrchen; Konkretionen. Die Schicht läuft gradlinig durch. Auf 20 m ist sie aber mehrfach gebogen und gewellt. Bildet Taschen und Falten, die bis 50 u. 60 cm tief sind (Abb.21, unten).

Schicht 5	175 - 200 cm	Heller sandiger Ton mit scharfkantigem Polyedergefüge und Tonhäutchen. Aggregate 0,5 - 2 cm groß. Nach unten zu nimmt die Zahl der Klüfte ab, die Zahl der beigemischten hasel- bis walnußgroßen Gerölle jedoch zu.
Schicht 6	200 - 215 cm	Dicht gepackter, rostrotüberfärbter Kies. Gerölle meist unter Haselnußgröße, einzelne jedoch 5 - 8 cm groß (maximale Längenausdehnung). Schicht geht allmählich in das Hangendsediment über.
Schicht 7	215 - 265 cm	Feiner Sand mit 1 - 5 cm mächtigen Kieslagen, kreuzgeschichtet. Rost- bis hellrot gefärbt. Material locker gelagert und nicht verbacken.
Schicht 8	265 - +305 cm	Grober Kies mit feinsandigem Zwischenmittel. Einzelne Sandlinien. Vereinzelt auch größere Gerölle mit über 10 cm maximaler Länge.

Die mechanische und chemische Bodenuntersuchung verdeutlicht das bei der Ansprache im Gelände gewonnene Bild (Diagramm 4): Der hohe Feinheitsgrad der Schichten 3 und 5 mit 76,2 und 76,7 wird durch den hohen Tongehalt von 42,4 % und 55,3 % bewirkt, während in diesen beiden Horizonten die groben Komponenten weit zurücktreten. Dabei hat Horizont 3 noch ein zweites Maximum in seiner Korngrößenverteilung bei der Löfffraktion (0.06 bis 0.006mm) mit 35,5 % zu verzeichnen.

Die sandigste Schicht ist Nr. 4 mit einer Feinheitszahl von 52,9. Ihr Tongehalt beträgt nur 12,2 %. Bemerkenswert ist die Verteilung des unterschiedlichen Kalkgehaltes in den Schichten. Während 2 und 3 mit 10,9 % und 12 % CaCO_3 haben, können die Schichten 4 bis 6 mit 0,2 , 0,3 und 0,2 % als fast kalkfrei gelten. Der pH-Wert dieser Horizonte liegt bei 7 (in KCl gemessen).



Prof. 43 Mörstadt Diagramm 4

Analysenergebnisse und Horizontierung des Profils über den Schottern deuten folgende Entwicklung des Materials an:

Die liegenden Schotter sind als Terrasse aufzufassen, die unter glazialen Klimabedingungen akkumuliert wurde (siehe Profil 44). Für Flußablagerung sprechen die Einregelung der Schotter, ihre gute Zurundung und die in Schicht 8 eingeschalteten Sandlinsen. Die Entstehung von Schicht 8 dürfte auf einen Wechsel der Strömungsgeschwindigkeit des Flusses zurückzuführen sein, denn sehr plötzlich herrschen hier kreuzgeschichtete Sande vor, die nur Kieslinsen als größte Komponenten aufweisen. Auch die Kieslinsen sind in der Kreuzschichtung mit eingeschaltet: Ihr Vorhandensein läßt auf mehrfach wechselnde Fließrichtung schließen. Da fast nur Feinmaterial diese 50 cm mächtige Schicht 7 aufbaut, darf auf ein kleines, schwaches Gewässer geschlossen werden, das nicht in der Lage war, gröbere Fracht zu transportieren. Zumindest handelt es sich um einen ufernahen Bereich, wo die Transportkraft des Gewässers schon weitgehend erlahmt war. Hierhin ist auch die Rinne bei Profil 44 zu stellen. Danach akkumulierte der Fluß bei wesentlich größeren Fließgeschwindigkeiten eine weitere Geröllschicht (6), auf welche mehrphasig ein Auesand sedimentiert wurde. Das Profil 43 stellt die gleichen Verhältnisse wie Profil 44 dar. Doch lassen sich aufgrund der in vielfältiger Form vorkommenden Klimazeugen die Aussagen zu Profil 44 weiter vertiefen.

Die Schicht 4 in diesem Profil ist eindeutig kryoturbat gestört worden. Das kann frühestens nach der Sedimentation von Schicht 3 erfolgt sein. Dabei ist die Schicht 3 und 4 als Auftauzone des Dauerfrostbodens anzusehen. Bei Wiedergefrieren von oben her deformierte sich die in feuchtem Zustand äußerst plastische Schicht 4 infolge des hohen Tongehaltes von 55,3 % und der Volumenverminderung sehr rasch. Es muß daher mindestens ein kaltzeitliches Tundrenklima geherrscht haben, als die Tone von Schicht 4 verbogen wurden. Außerdem enthält sie Sandknollen aus Schicht 3, die sich deutlich von dieser durch hellrote Farbe und sandige Beschaffenheit abheben und auch aus dem Schichtverband herausgraben werden können. Sie wurden nämlich in gefrorenem Zustand in die liegende Schicht 4 kryoturbat eingebracht. Weiterhin sind

in der Schicht 3 Kalkkonkretionen zu finden, die in den Auesand in fertigem Zustand kryoturbat eingebracht wurden und später, unter trockneren Bedingungen, hier am Ort der Ablagerung aufplatzten.

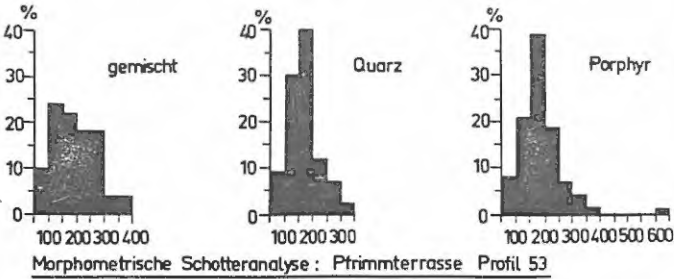
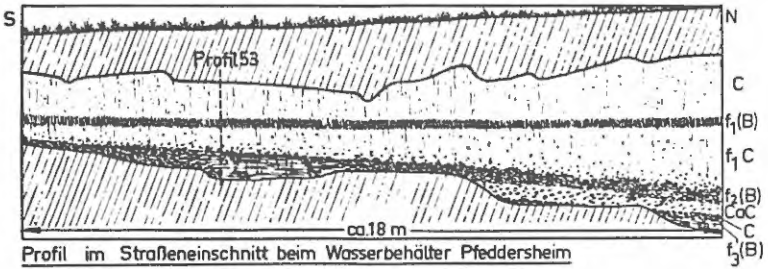
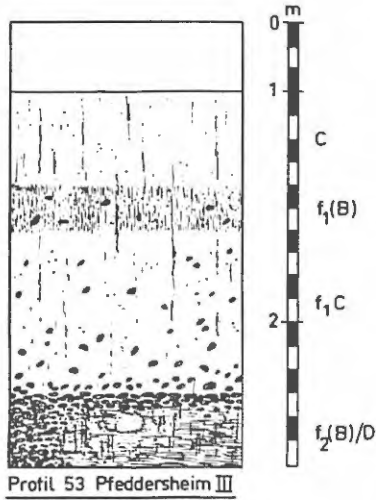
Bei der Sedimentation von Schicht 2 wurden bandartig eine große Anzahl angelöster Kalkgerölle und Lößkindel mit abgelagert. Diese Anlösung der Kalke kann beim Transport der Steine erfolgt sein, da z.Zt. der Schneeschmelze im Frühjahr die höchste CO_2 -Produktion herrscht und damit verstärkte Lösung möglich ist, wenn die Gerölle zum Beispiel durch Schmelzwässer herantransportiert werden.

Ein mit Kies und mit Geröllen gefüllter Frostkeil, der an der Untergrenze von Schicht 1 ansetzt, zieht durch den Auensand bis auf den roten Auenton hinab. Er beweist, daß das kaltzeitliche Klima, das auch schon zur Zeit der Ablagerung der liegenden Sedimente geherrscht hat, mindestens bis zur Sedimentation von Schicht 2 einschließlich angehalten hat, da auch diese kryoturbat verformt ist. Besonders deutlich wird das durch die Kalk- und Lößkindelbänder, welche die Deformation der Schichten sehr deutlich markieren.

Im Zuge des weiteren Verlaufs der Kaltzeit wurde auch von den noch nach Süden stufenartig ansteigenden höheren Teilen des Terrassenrückens Solifluktionsmaterial herantransportiert. Es ist als Rest in Form der Schicht 1 erhalten. In dieser Schicht wurde auch ein kindskopfgroßes Kalkgeröll gefunden. Es deutet darauf hin, daß dieses Material aus dem Tertiär kommt, ebenso wie die Kalkgerölle in Schicht 2.

Gleichfalls in die Zeit der Jüngeren Hoch-Terrasse ist auch der Aufschluß südlich des Wasserbehälters von Pfeddersheim zu stellen, der im Einschnitt der Straße nach Mörstadt zu sehen ist (Abb.23). Er liegt reichlich 20 m über der rezenten Talsohle der Pfrimm. Merkwürdig ist hierbei, daß die Terrasse sich nach Norden, also zum Flutgrabental hin absenkt. Im Straßeneinschnitt sind dazu folgende Beobachtungen zu machen: gegen Pfeddersheim hin nähert sich die Terrasse der rezenten Oberfläche bis auf

Abb. 23



0,5 m, und 5 m weiter nach Süden zu senkt sie sich wieder auf 0,8 m unter die sich gleichfalls nach Süden neigende rezente Oberfläche ab. Gegen die höchsten Teile des Riedels hin nimmt der Abstand der Terrassenoberseite gegen die Hochfläche rasch zu. Etwa 40 m von o.a. Minimalabstand entfernt beträgt der Unterschied von der Terrasse zur rezenten Riedeloberfläche schon über 3 m. Da nun weder nach Süden noch nach Norden weitere Aufschlußstellen zu finden sind, kann aufgrund dieses Sachverhaltes nur auf eine wellige Terrassenoberfläche geschlossen werden, deren reguläre Abdachung jedoch zum Pfrimmtal hin gerichtet ist. Andererseits müßte der von WEILER (1931, 1953) postulierte Pfrimmelauflauf nördlich des heutigen Tales (s.u.) dann mit meiner Beobachtung weitere Bestätigung erfahren.

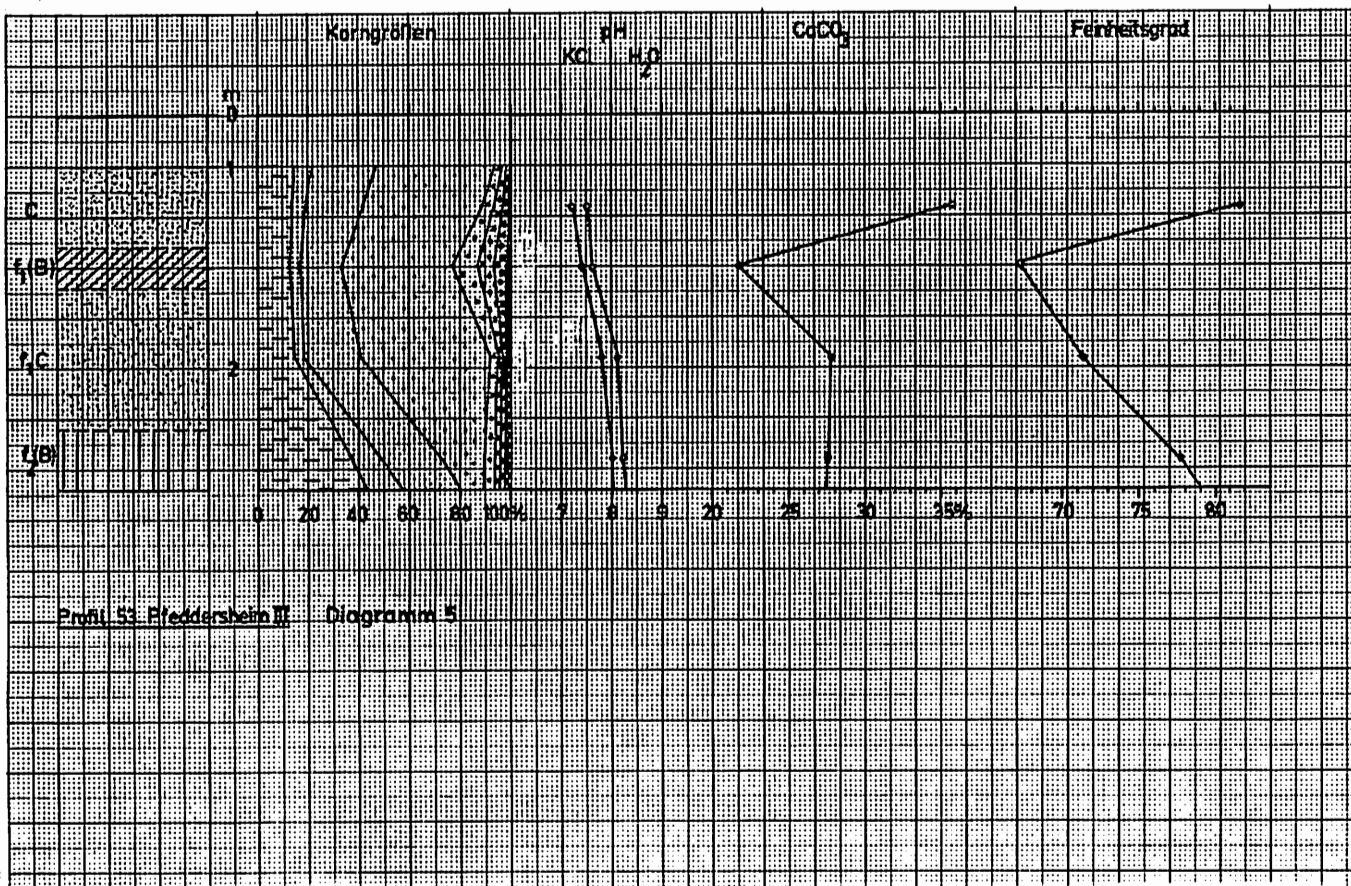
Zur Aufklärung der Lagerungsverhältnisse und der Bedingungen zur Zeit der Akkumulation der Jüngeren Hoch-Terrasse dieser Lokalität wurde von mir das Profil Nr. 53 Pfeddersheim III aufgenommen (Abb.23). Neben der Beschreibung der Decksedimente werden ergänzend zu der oben geschilderten Situation die Ergebnisse der von mir durchgeführten morphometrischen Schotteranalysen von Geröllen dieser Terrasse mitgeteilt und zur Deutung der Genese herangezogen.

Der makroskopische Aufbau des Profils ist wie folgt gestaltet:

- | | | |
|----|---------------------------------|---|
| 0. | 0 - 100 cm | Rezente Bodenoberfläche und Liegendes derselben erst ab 100 cm unter Profiloberkante aufgeschlossen. |
| 1. | 100 - 140 cm C | Heller, blaßbrauner LÖß (10YR 7/4), Porös. Wurm- und Insektenlöcher. Einzelne senkrechte Risse. Kalkröhrchen im gesamten Horizont. Nach unten etwas zahlreicher werdend. Röhrchen sehr stabil. |
| 2. | 140 - 160 cm f ₁ (B) | Rötlich-gelber (7.5YR 6/6), etwas blasser Horizont. Poröser LÖß, sehr mürb. Zahlreiche Kalkröhrchen. Nicht selten: 1 - 5 cm (max. Länge) große Gerölle. Ober- und Untergrenze wellig, jedoch deutlich gegen Hangend- und LiegendlÖß abgegrenzt. |

3. 160 - 230 cm f_1^C Heller, blaß-brauner Löß (10YR 7/4). Zahlreiche Steine, eckig und gerundet, die gegen die Untergrenze hin häufiger werden. Kalkröhrchen (einzeln im gesamten Horizont und in Nestern), sehr stabil. Wittern z.T. aus der Wand heraus. Vereinzelt erbsengroße Lößkonkretionen.
4. 230 - 280 cm $f_2(B)$ Hell-rötlichbrauner (5YR 6/4) Horizont. Schotter bis 15 cm max.Länge. Stellenweise teilt sich Schotterlage, dazwischen lehmiger, rötlichbrauner Ton, z.T. mit Sand. Zahlreiche kleine Quarze (max.Länge unter 0,5 cm) seltener größere. Weiße, z.T. horizontal liegende Kalkröhrchen. Im rotbraunen Material: handgroße, gelbe Lößflecken (Krotowinen).
- Profil-Unterteil, wie er ca. 10-12 m weiter nach rechts aufgeschlossen ist. Darüber folgen die Horizonte 1 - 3 :
4. 280 - 330 cm $f_2(B)$ Verwitterte Schotter der jüngeren Hoch-Terrasse der Pfrimm. Rotbraunes, toniges Zwischenmittel (5YR 6/4). Beschreibung der Schotter s.o. - An der Basis Eiskeile (ca. 20 cm lang) schräg in das Liegende hineinragend.
5. 330 - 370 cm f_2^{CaC} Helle, weiße Schotter mit kalkigem weißen Zwischenmittel. Einzelne Muschelschalenfragmente.
6. 370 - 390 cm f_2^C Rote, kaum verwitterte Schotter mit Sand, der die Fugen der relativ locker gelagerten Akkumulation ausfüllt.
7. 390 - +420 cm $f_3(B)$ Rotbrauner (5YR 6/4) Horizont. Tonig, kaum sandig. Zahlreiche horizontal gelagerte weiße Kalkröhrchen.

Die chemischen und mechanischen Bodenanalysen (Diagramm 5) ergänzen das bei makroskopischer Betrachtung gewonnene Bild wie folgt: Der hohe $CaCO_3$ -Gehalt bei 1 mit 35,8 % spricht für die Einstufung des Horizontes als C. Das Material ist Löß mit einem hohen Feinheitsgrad (73,4). Der $f_1(B)$ -Horizont ist seinem Material nach auch noch als Löß anzusprechen, wenngleich auch schwach verwittert ($CaCO_3$ -Gehalt 21,7 %). Sein Feinheitsgrad liegt etwas niedriger (67,2), da die grobe Komponente in Form von Feinsand relativ groß ist. Der liegende Löß kommt wieder dem des oberen C-Horizontes



zontes nah. Sein Kalkgehalt ist etwas niedriger (27,7 %). Während der tonige Lehm zwischen den Schottern fast den gleichen CaCO_3 -Wert wie der hangende Löß besitzt (27,5 %), ist seine Korngrößenverteilung wesentlich anders. Ton- und Schluffgehalt stellen zusammen fast die Hälfte des Materials: 49,4 %. Die Lößkomponente ist mit 40,8 % vertreten, davon entfallen jedoch nur 17,3 % auf die Fraktion 0.06 - 0.02 mm. Die Untersuchung des $f_2(B)$ zeigte, daß die äußerlich wahrnehmbare Übereinstimmung nicht auf die Zusammensetzung des Materials auszudehnen ist. Die Probe weist in der Korngrößenverteilung einen Tongehalt von fast 50 % auf, Schluff folgt mit ca. 20 % und die Lößkomponente mit ca. 23 %. Diese Zusammensetzung weist auf einen umgelagerten Boden hin. Er bestand aus Rotliegendematerial gemischt mit terra fusca. Beides ist aus der Farbe und dem hohen Tongehalt zu erschließen, sowie aus der Tatsache, daß als Liefergebiet nur das im Oberlauf der Pfrimm gelegene Rotliegende in Betracht kommen kann.

Die aus den Analysendaten und dem makromorphologischen Aufbau ermittelten Tatsachen lassen folgende Deutung der Entwicklung dieses Profils zu:

Da das Liegende nicht aufgeschlossen ist, bildet der umgelagerte, fossile Boden $f_2(B)$ den Ausgangspunkt. Auf sein Herkunftsgebiet wurde schon hingewiesen. Er dürfte nur noch in Resten vorkommen, da in den übrigen Aufschlüssen der Jüngeren Hoch-Terrasse unter den Schottern und Sanden sofort das weiße Oberpliozän, hier Klebsand, folgt. Nach der Sedimentation des Bodens schloß sich zunächst die Sedimentation der Terrassenschotter an. Die Gestalt der bei der Schotteranalyse gewonnenen Morphogramme läßt für die hier vorliegenden Gerölle glaziale Entstehung wahrscheinlich werden (Abb.23). Das Maximum der Zurundungsindices liegt beim ersten Morphogramm in der Zurundungsklasse 100 - 150 mit 24 %. Die meisten der übrigen Werte liegen in den Zurundungsklassen 150 - 300; zwei je mit 18 % und eine mit 22 %. Neben obigem Morphogramm, bei dessen Aufstellung alle Geröllarten dieser Terrasse verwendet wurden, stellte ich noch je eines für Quarz und eines für Porphyry auf. Sie zeigen im einzelnen zwar andere Werte, doch liegen auch hier in beiden Fällen die typischen Formen eines für

glaziale Entstehungsbedingungen charakteristischen Morphogrammes vor. Die Zusammensetzung der mit der Längsachse Nord-Süd eingeregelter Schotter ist wie folgt: Quarz, Porphyr, Quarzit, Kalk, Kieselschiefer. Die Schotter sind z.T. gut gerundet, liegen aber auch in Bruchstücken und scherbzig vor. Einzelne frostgesprengte Quarze sind gleichfalls zu finden. Das Bild der Schotter entspricht also durchaus den Vorkommen von Kriegsheim und Mörstadt-Abenheim (Profil 43 und 44). Dazu Abb. 16 und 22.

Aufgrund der vorstehenden Angaben ist die glaziale Entstehung der Terrassenschotter gesichert. Weitere Hinweise auf das Glazialklima bilden die zahlreichen Frostkeile, die z.B. von der Terrasse in den synsedimentären Löß der Schicht 4 eindringen. Die teils schräg, teils senkrecht in das Liegende reichenden keilförmigen Gebilde zeigen parallel zu ihren Seiten eine Einregelung der Schotter. Auch aus der verwitterten Terrasse $f_2(B)$ dringen Frostkeile in die liegenden Schotter des f_2CaC -Horizontes ein. Maximal erreichen diese Gebilde hier im Aufschluß eine Länge bis 40 cm, bei Breiten von 15 - 25 cm.

Die Terrasse verwitterte also an ihrer Oberfläche, wie die Beschaffenheit der Schotter zeigt. Dabei wurde der $f_2(B)$ -Horizont gebildet. Diese oberflächenhafte Verwitterung konnte jedoch nicht in den Gruben Kriegsheim und Mörstadt (Profil 43) wirken, wie sich beobachten läßt. Dort erfolgte sofort die Sedimentation von Auesand. Unter Berücksichtigung dieser Tatsache ergeben sich für die paläogeographische Entwicklung der Pfrimm genauere Lokalisierungen, auf die hier nur hingewiesen werden soll. Die Terrassenablagerungen zeigen, daß die Tiefenlinie der Pfrimm anders gelegen hat. Sie muß etwa zwischen Kriegsheim und Mörstadt entlanggezogen sein, so daß hier nur eine geringmächtige Terrasse akkumuliert werden konnte. Als die schon schwach fließende Pfrimm (siehe Profil 43 und 44) noch die Auensande sedimentierte, war die Pfeddersheimer Terrasse schon aus dem Bereich der Sedimentation heraus: die Terrasse konnte an ihrer Oberfläche zu dem o.a. $f_2(B)$ -Horizont verwittern. Das feinere Material, das zum Teil in dem Schotterkörper eingeschlossen ist, kann nach den Ergebnis-

sen der Korngrößenanalyse als synsedimentärer LÖB angesprochen werden. Die Kalkröhrchen zeigen auch, daß mindestens zeitweise nach der Sedimentation der Terrasse Trockenheit geherrscht hat, wo bei einem Wechsel von absteigender Bodenwasserbewegung der Kalk zur Ausscheidung kommen konnte. Mit der Bildung der Kalkröhrchen wird angezeigt, daß freier Kalk angereichert worden ist. Der pH-Wert in KCl ist deshalb auch gestiegen. Nach der Terrassenbildung unter glazialen Klimabedingungen und den anschließenden Vorgängen dürfte der hangende LÖB unter gleichen Bedingungen akkumuliert worden sein. Die zahlreichen Gerölle, die besonders im Bereich der Untergrenze sehr häufig sind und deren Zahl nach oben hin abnimmt, deuten auf Auffrieren und kryoturbat-solifluidale Durchmischung, wobei auch die zwei Taschen in der Terrasse entstanden sein dürften. Die kleinen Lößkindel bildeten sich wohl bei der Verwitterung dieses Horizontes, wobei auch die äußerst stabilen Kalkröhrchen entstanden sind. Auf diesem LÖB entstand unter einem wärmeren Klima ein Boden, dessen Reste noch im $f_1(B)$ als Bodensediment erhalten sind. Die zahlreichen Kalkröhrchen gehen ebenfalls auf die Anreicherung freien Kalkes zurück, die bei vorwiegend aufsteigender Wasserbewegung erfolgt ist. Damit dürfte für die Entstehungszeit ein semihumides und relativ warmes Klima angenommen werden: Bei Beginn erneuter Lösssedimentation wurde der Boden durch solifluidale Bewegungen gekappt und der $f_1(B)$ -Horizont zum Teil verformt. Unter gleichfalls glazialen Bedingungen wurde wiederum LÖB akkumuliert, der eine Mächtigkeit von mindestens 140 cm (am Punkt der Profilaufnahme) besitzt. Er hüllte das etwas ungleichmäßige Relief weiter ein, wie es vor ihm schon der LÖB des C-Horizontes des liegenden fossilen Bodens mit der verwitterten Terrassenoberfläche getan hatte.

Mit diesem Profil Nr. 53 wird es möglich sein, in dem Kapitel, wo die zeitliche Einordnung der Landschaftsformen vorgenommen wird, wesentliche Verfeinerungen in der paläoklimatischen Entwicklung des Pfrimmgebietes durchzuführen und das bisher davon schon bestehende Bild entsprechend zu ergänzen. - Damit ist jedoch die Reihe der Vorkommen dieser Jüngeren Hoch-Terrasse nicht erschöpft. Zwar fand ich keine weiteren Aufschlüsse, doch weisen

verschiedene Lokalitäten Schotterstreu auf, zu der noch morphologisch nachweisbare Terrassen hinzutreten, die dem 20-m-Niveau entsprechen. So ist oberhalb vom Bahnhof Harxheim eine deutliche Hangverflachung mit Kante wahrnehmbar. Da hier in geringer Tiefe die Cerithienschichten anstehen und der Hang deshalb stark mit Kalkschutt bedeckt ist, dürfte wohl kein Schotterkörper mehr zu erwarten sein. Falls er vorhanden war, wurde er periglazial zerstört. Als Reste der Terrasse dürfen hasel- bis walnußgroße Quarze und Quarzite angesprochen werden, die auf dieser Hangschulter zu finden sind. Neben diesen länglich-flachen und geglätteten Geröllen kommen noch gut gerundete Kalkschotter vor, die etwas größer dimensioniert sind.

Östlich von Breunigweiler befinden sich zwischen mehreren kleinen Tälern zwei Vorsprünge, deren Kante sich etwas mehr als 20 m über das Pfrimmtal (245 m NN.) erhebt. Die Schotterstreu setzt erst im Bereich derselben ein. In dem auf 266 m NN. liegenden Trockentälchen, das die Vorsprünge voneinander trennt, setzt die Geröllstreu aus. Erst auf der Oberfläche des zweiten Hügels beginnt sie wieder. Die Schotter setzen sich zusammen aus Quarziten, Quarzen und Baryt. Eisenschüssiges Konglomerat kommt nur kanten-gerundet vor. Zwei stark verwitterte Porphyngerölle wurden ebenfalls gefunden. In ihren Ausmaßen schwanken diese Gerölle zwischen Hühnerei- und Faustgröße.

Für Beschaffenheit und Zusammensetzung der Gerölle der nachstehend beschriebenen Lokalität gilt das eben Gesagte. In der Nähe des neuen Wasserbehälters südlich von Breunigweiler tritt als unterste Stufe am Hang eine schmale, aber deutliche Terrasse in Erscheinung. Sie liegt 20 m über dem heutigen Talboden der Pfrimm in 270 m NN. Auf ihrer Oberfläche liegen zahlreiche Gerölle.

Nördlich von Breunigweiler liegt links der Pfrimm die Hasen-Kuppe. Ihre kleine, ebenflächige, aber sanft zur Pfrimm abfallende Oberfläche geht nach einer nur schwach ausgeprägten Kante, die mit 20 m über der Pfrimmaue liegt, in einen deutlich abfallenden Hang über. Oberfläche und Hang tragen eine Schotterstreu, die oben etwas dichter ist und die im wesentlichen der östlich von Breunig-

weiler auftretenden entspricht.

(c) Die Mittelterrassen

(aa) Zusammenstellung der Vorkommen

Die von KLUG (1959) und WEILER (1931, 1953) ausgeschiedenen Mittelterrassen liegen 10 m, 8 m und 6 m über der heutigen Pfrimm. Im gesamten Pfrimmgebiet sind diese Terrassen weitaus häufiger verbreitet als die übrigen älteren. Abgesehen von der Jüngeren Hoch-Terrasse, die den Riedel zwischen Pfrimm- und Flutgrabental aufbaut, folgen erst jetzt ausgesprochene Terrassenzüge. Akkumulationen also, die auf eine längere Strecke durchlaufen, wobei sie deutlich als Stufe in Erscheinung treten. Im Sommer 1963 konnte ich die nachstehenden Terrassenreste kartieren:

Tab. 3: Reste der Mittel-Terrassen im Pfrimmgebiet

Ältere Mittel-Terrasse (= 10 m)

1. Leiselheim
2. Pfiffligheim (südwestlich)
3. Pfeddersheim (südlich)
4. Pfeddersheim - Leiselheim
5. Pfeddersheim (Wer. Enzinger)
6. Kriegsheim (östlich) und Gewann "In Westerlangen"
7. Monsheim (Grube Hagenburger und Schwalb)
8. Kinderbach und Hohensülzen
9. Wachenheim (nördlich "Klauer")
10. Gold-Hübel (Unterteil)
11. Schaf-Hübel (Unterteil)
12. Fockenberg (Unterteil)
13. Weg Standenbühl - Steinbach
14. Standenbühler Höhe (Unterteil)
15. Standenbühler Talknoten (nordwestl. Herfinger Hof)
16. Standenbühl - Fohlenhof (südlich)
17. Häfer-Bach

Jüngere Mittel-Terrasse (= 8 m) und Jüngste Mittel-Terrasse (= 6 m)

- | | | |
|-----------------|-----------------------------------|-----|
| 1. Pfeddersheim | (südöstlich) | 8 m |
| 2. Pfeddersheim | (westlich) | 6 m |
| 3. Monsheim | (Bahnhof) | 8 m |
| 4. Pfrimmknie | (westlich Bahnstrecke nach Alzey) | 8 m |

5. Monsheim	(östlich Wachenheim)	6 m
6. "Über der Heerstraße"	(südlich)	6 m
7. "Über der Heerstraße"		6 m
8. Wachenheim	(Ostausgang)	6 m
9. Wachenheim	(nördlich Schloßmühle)	6 - 8 m
10. Niefernheim	(östlich; Quelltümpel)	8 m
11. Harxheim	(südlich Friedhof)	8 m
12. Wiesenmühle	(südlich; zw. Harxheim u. Albisheim)	8 m
13. Steinmühle und Umgebung	(bei Marnheim)	6 m
14. Heyerhof	(östlich)	6 m
15. Albisheim	(westlich und südlich)	6 m
16. D. eisen	(südlich)	6 m
17. Lochmühle	(nordöstlich Dreisen)	6 m
18. Fockenberg		6 m

(bb) Ältere Mittel-Terrasse (= 10 m)

WEILER (1931) beschreibt folgende Terrassenreste dieses Niveaus (sie liegen in 10 - 15 m über dem heutigen Talboden der Pfrimm):

1. Grube Goedel (heute Sportplatz Pfeddersheim). Der Aufschluß zeigte von oben nach unten:
 1. LÖB
 2. Sandlöß mit 10 - 15 cm breiten Kiesbändern
 3. 1 m Pfrimmschlick
 4. Schotter, sandhaltige Kiese z.T. mit Pfrimmschlickern.
2. Einzelne Aufschlüsse in Hohlwegen. Die Terrasse ist auf diese Weise bis Leiselheim verfolgbar.
3. Im Gewann "Mittellang" westlich von Herrnsheim war nachstehendes Profil aufgeschlossen:
 1. mehrere Meter äolischer LÖB
 2. Sandlöß
 3. Pfrimmkies
 4. Liegendes verdeckt.
4. In Hohensäulen (Ostausgang) fand WEILER:
 1. Ackererde (= 50 cm)
 2. LÖB, an der Basis als Sandlöß ausgebildet (= 170 cm)
 3. Pfrimmkiese, in die sich von oben her eine mit Sandlöß gefüllte Tasche einsenkt.

5. In der Arbeit von 1953 beschreibt WEILER die Terrasse aus der Tongrube Hagenburger und Schwalb und stuft sie aufgrund seiner Untersuchungen in das Riß II-Glazial ein. KLUG (1959) führt daraufhin alle Terrassenreste dieser Höhenlage auf den gleichen Zeitabschnitt zurück.

KLUG (1959) erwähnt aus dem Donnersberg-Vorland zwischen Dreisen und dem Unterlauf des Häferbaches Schotter, die seiner Meinung nach dieser Älteren Mittel-Terrasse angehören. Ihre Unterkante soll danach 10 m über dem rezenten Pfrimmtalboden liegen.

Ausgehend von Worms und pfrimmaufwärts fortschreitend werden jetzt die heute noch wahrnehmbaren Terrassenreste geschildert. Ein großer Teil ist wiederum nur durch Schotterstreu und die morphologische Erscheinung der Terrasse als solche belegt.

Östlich und westlich von Leiselheim weisen Quarze, Quarzite, Porphyre und seltener Kalkgerölle auf die Terrasse hin, die hier ca. 10 m über dem Fluß liegt. Die mächtige Lößdecke gewährt leider keine Einblicke in den Aufbau des Terrassenkörpers.

Auf der anderen Pfrimmseite kommt ein morphologisches Äquivalent dieser Terrasse heraus. Hier ist südlich des Bahndammes auf den Feldern eine dichte Schotterstreu anzutreffen, die sich aus faustgroßen, gutgerundeten Geröllen zusammensetzt. Seltener sind walnußgroße Gerölle. Die vorkommenden Gesteinsarten sind:

Quarzite	(rotbraun von außen, innen grau-rötlich; grau)
Quarze	(wenige)
Porphyr	(wenig; frische, z.T. auch stärker verwittert)
Buntsandstein	(rot; nur ein Geröll)
Kalkstein	

Die gleiche Zusammensetzung weist das Vorkommen südlich Pfeddersheim im Gewann "Am Postpfad" auf. Allerdings ist hier keine genaue Unterteilung in morphologische Terrassen möglich, weil die Lößdecke sehr mächtig ist. Auch die Unterscheidung nach Schottern ist nicht immer gut möglich, da diese hier große Flächen bedecken. Auf der gegenüberliegenden Seite sind die Verhältnisse teilweise ähnlich gestaltet.

Zwischen Leiselheim und Pfeddersheim gliedern eine Unzahl Ackerterrassen, hier "Reche" genannt, die Hänge. Damit ist jede Spur einer Terrasse verwischt worden, so daß hier auf die Angabe WEILERS (1931) verwiesen werden muß. Westlich von Pfeddersheim hingegen sind die Verhältnisse klarer. Nördlich der Wiesen-Mühle (Werk Enzinger) ist der von WEILER beschriebene Terrassenzug mehrfach durch eine deutliche Kante und entsprechende Schotterstreuung ausgewiesen. Die Terrasse dürfte hier etwa um 10 m über dem Pfrimm-Niveau liegen. Die Schotter zeigen im wesentlichen keine anderen Charakteristika als oben schon beschrieben: gute Zurundung, meist um Faustgröße und als Gesteinsarten kommen wieder vor: Quarzite, Porphyre und Quarze. Kalkgerölle kommen hier auffallend häufig vor.

Seine Fortsetzung findet dieser Terrassenzug nach Westen östlich von Kriegsheim. Die Situation entspricht der eben geschilderten. Sehr wichtig sind die Profile Nr. 48 und 49 Monsheim I und II (Abb. 48, 49). Sie geben durch eine mächtige Sedimentdecke über der Terrasse die Möglichkeit, die Genese der Klimaentwicklung des Pfrimmgebietes durch zahlreiche Einzelheiten zu verfeinern. Nördlich von Monsheim, im Gewann Pflänzer, liegt die Tongrube der Firma Hagenburger & Schwalb. Hier werden die oberpliozänen Klebsande abgebaut, die die Basis des Riedels bilden, der das Pfrimmtal von dem weiter nördlich gelegenen Flutgrabental trennt. Der Riedel ist hier nur schmal, die Oberfläche mißt noch nicht einmal eine Breite von 1000 m. Nach Osten zu, nahe der Grenze zum Oberrheinischen Tiefland, ist er über 2500 m breit. Der Riedel dacht sich sanft von W nach E ab. Nördlich der Grube erreicht er noch 180 m NN. (Grubenoberkante 159 m NN.), während er westlich von Herrnsheim nur Höhen unter 150 m NN. aufweist.

Im Norden und Süden wird der Riedel durch breite Bachtäler begrenzt, zu deren Sohle er stellenweise steil abfällt. Die Bäche selbst sind nur noch kleine Gerinne, wobei der Flutgraben noch nicht einmal die Ausmaße der 3 - 6 m breiten Pfrimm erreicht. Nördlich des Riedels, bei Nieder-Flörsheim, fließt er auf 150 m - 140 m NN., weiter ostwärts ist das Gelände wesentlich niedriger.

An der Stelle seines Eintritts in das Oberrheinische Tiefland liegt sein Bett auf 95 m NN. - Das Pfrimmtal liegt auf Höhe der Grube in einem Niveau von 133 m NN. Erst in Hochheim erreicht die Pfrimm die 100 m-Isohypse. Der Südhang des Pfrimmtales ist nicht durch einen so deutlichen Abfall zur Bachsohle gekennzeichnet. Allmählich dacht sein ein buckelartiger Rücken von 172 m (im Bereich der Bundesstraße 271) zum Tal hin ab. Er ist ein Teil des Riedels, der das Pfrimmtal vom Eisbachtal trennt. Nur südlich von Pfeddersheim erhebt er sich noch einmal auf 140 m NN. Nach Osten, Westen und auch zum Eisbach hin flacht er sich sehr sanft ab. Ebenso wie der Riegel nördlich der Pfrimm wird auch dieser flachere von zahlreichen Dellen gegliedert, die nach mehr oder weniger gewundenem Lauf, z.T. auch direkt, gegen die Talsohlen ziehen.

Für die Grube selbst gibt FALKE (1962) folgende Beschreibung: "An der Westwand der Grube sind sie (die Kaolinsande = Klebsande) durch eine Verwerfung in gleiche Höhe mit den Hydrobienmergeln gebracht und an ihr bei sonst söhliger Lagerung geschleppt. In ihrem Hangenden stehen verschiedenartige, muldenförmig eingelagerte Löße bzw. Lößderivate (von RiB III bis Würm II) an, in denen in der ältesten Ablagerung, dem RiB II - Glazial, ein atypisches Paläolithikum gefunden wurde (WEILER 1953)". Der zuletzt bei FALKE zitierte WEILER war es auch, der die grundlegenden Untersuchungen dieses wichtigen Profils durchführte (1952, 1953). Abgesehen von älteren Untersuchungen (REIS 1921, SPUHLER 1937, auch 1951) war es erst WEILER, der eine vollständige Gliederung des Profils gab.

Im Sommer 1963 wurde nun von mir ein Profil aufgenommen, das von der Oberkante der Grube bis an die Oberfläche der Klebsande geht. Da seit der WEILER'schen Aufnahme die Grube sich schon wesentlich weiter nach Norden ausgedehnt hat und die Profilwand jeweils ein unterschiedliches Bild zeigt, sollen hier die makroskopischen Beobachtungen und die Horizontfolge in aller Ausführlichkeit beschrieben werden (Abb. 48, 49):

- | | | | |
|----|-----------|----|---|
| 1. | 0 - 10 | cm | Brauner (10YR 5/3), lockerer, schwach humoser toniger Lehm. Durchwurzelt. |
| 2. | 10 - 25 | cm | Grauer, leicht bräunlicher (zwischen 10YR 5/3 und 6/3) toniger Lehm. Subpolyedergefüge. Noch durchwurzelt. |
| 3. | 25 - 40 | cm | Heller, gelblich-brauner (10YR 6/4) kompakter toniger Lehm. Schwaches stumpfkantiges Polyedergefüge, z.T. mit Tonhäutchen. Häufig rhythmische Einschwemmungen. Kalkröhrchen und Pseudomycel häufig; zahlreiche kleine Lößkindel. |
| 4. | 40 - 80 | cm | Farbe wie hangender Horizont. Fester, poröser Löß. Kalkröhrchen und Pseudomycel noch zahlreicher als oben. Rhythmische Einschwemmungen. Zahlreiche kleine Lößkindel. |
| 5. | 80 - 95 | cm | Heller, gelblich-brauner Löß (10YR 6/4). Eigenschaften wie hangender Horizont. Nur wesentlich härter als dieser. Dazu Wurm- und Wurzelröhrchen. |
| 6. | 95 - 150 | cm | Heller, gelblich-brauner Löß (10YR 6/4), leicht rötlich getönt. Kompakt, aber nicht hart. Kalkröhrchen gleichmäßig im gesamten Horizont. Lößkindel weniger als oben. Einzelne Wurm- und Wurzelröhrchen, z.T. dunkler Ausfüllung. |
| 7. | 150 - 180 | cm | Heller, gelblich-brauner Löß (10YR 6/4). Kleinere, hellere und dunklere Flecken. Kalkröhrchen und Pseudomycel sowie einzelne Lößkindel vorkommend. Im Unterteil des Horizontes: 15 cm mächtige Lage mit zahlreichen Lößschnecken (<i>Pupilla muscorum</i> , <i>Succinea oblonga</i>). |
| 8. | 180 - 230 | cm | Etwas dunklerer als der hangende Löß-Horizont. Sehr weich, porös. Schwach rötlich-brauner Farbton. Pseudomycel und Kalkröhrchen. Untere 15 cm wiederum zahlreiche Lößschnecken (s.o.). Im gesamten Horizont: kleine Steine eingestreut. |

9. 230 - 250 cm Gelblich-brauner (10YR 5/4) Löß. Weich. Porös. Kalkröhrchen unregelmäßig im gesamten Horizont verteilt. Zahlreiche kleine Gesteinsbruchstücke, meist in Nähe der Untergrenze.
10. 250 - 265 cm Gelblich-brauner (zwischen 10YR 5/4 und 6/4) Löß. Im gesamten Horizont zahlreiche kleine ecklige Gesteinsbruchstücke (oft Quarz). Einzelne grau-gelblichbraune Flecken.
11. 265 - 285 cm Eigenschaften wie 10, nur ohne Steine.
12. 285 - 325 cm Grau-bräunlicher, blasser Löß. Porös und weich. Ohne Steine und Lößkindel. Vereinzelt weiße Kalkröhrchen. Kleine Wurm- und Wurzelröhrchen.
- 12a. 325 - 385 cm wie 12
13. 385 - 455 cm Gelblich-brauner Löß (10YR 5/4). Weich und porös. Enthält feinste Glimmerblättchen. Außerdem kleine Steine, z.T. als dünne, nur wenige mm breite Lagen. Außerdem rötlich-braune, nur 1 - 1,5 cm breite Bändchen, deren Zahl nach unten zunimmt. Treten z.T. auch als Flecken auf. Im gesamten Horizont: sehr zahlreich Kalkröhrchen vorkommend.
14. 455 - 495 cm Hellgrauer Löß (2.5YR 7/2). Weich, porös. Mit Glimmerblättchen. Zahlreiche graubraune, senkrechte, strichartige Röhrchen, z.T. graubraune Füllung. Ähneln sehr Wurm- und Wurzelröhren.
15. 495 - 510 cm Hellgelblich-brauner, leicht rötlicher Löß (10YR 6/4). Porös, mit Wurzelspuren, Kalkröhren, Glimmerblättchen und kleinen Steinen. - Horizont keilt im Profil aus, setzt aber weiter links in der Wand wieder ein.
16. 510 - 520 cm Eigenschaften wie 14, nur etwas gröber im Korn, sowie zusätzlichen kleinen rötlichen Bändchen und Flecken.
17. 520 - 545 cm Gelblich-brauner Löß (10YR 6/4), weich und porös. Mit Kalkröhrchen. Kleine Manganflecken. Deutlich vom Hangendlöß abgesetzt.

18. 545 - 570 cm Streifig-fleckiger, gelblich-brauner LÖB (10YR 6/4). Kalkröhren. Kleine Manganflecken. 10 cm über Untergrenze des Horizontes: graues Bändchen mit zahlreichen eckigen Gesteinsbruchstücken (1-3 cm max. Längenausdehnung).
19. 570 - 660 cm Feingeschichteter Schwemmlöß; Lagen nur Bruchteile eines Millimeters stark. Wechseln rasch von hellgrau bis dunkelbraun. Z.T. in Kreuzschichtung. Einzelne Steine eingestreut (2-3 cm max. Längenausdehnung).
20. 660 - 725 cm Blasser, brauner LÖB (10YR 6/3). Sehr hart. Feine Poren. Zahlreiche Kalkröhrchen. Lößschneckenschalen von *Fruticicola hispida* und *Pupilla muscorum*, vollständig oder in Bruchstücken. Kleine Manganflecken.
21. 725 - 760 cm Gelblich-brauner (10YR 5/4) kompakter, jedoch nicht harter poröser Löß. Zahlreiche Kalkröhrchen. Im gesamten Horizont: zahlreiche Steine (0.5-1 cm max. Längenausdehnung) verstreut. Stecknadelkopfgroße Manganflecken.
22. 760 - 850 cm Gelblich-brauner, weicher, feuchter LÖB (10YR 6/4), etwas dunkler als der Hangendlöß. Schichtung auftretend, die im Horizont von oben nach unten deutlicher wird. Kalkröhrchenzahl nimmt in der gleichen Richtung ab. Lagen der Schichtung sehr fein. Farbe derselben wechselt: Dunkelbraun und hellgelblich. - Zahlreiche Kieslagen eingeschaltet. 6-8 cm mächtig. Gerölle gut gerundet, z.T. bruchstückhaft. Maximale Längenausdehnung: 5 cm. - Schwarze Manganflecken in Stecknadelkopfgroße.
23. 850 - 910 cm Gelblich brauner LÖB (10YR 5/4). Porös. Schwaches Pseudomycel im gesamten Horizont. Gegeneinander versetzt 3-5 cm mächtige Sand- und Kiesbändchen. Gerölle auch verstreut vorkommend.
24. 910 - 970 cm Dunkelbrauner (10YR 4/3) gewölbter, harter, sandiger LÖBhorizont. Geschichtet: Schichten mit hellerem Braun bis Grau und dunklem Kaffee-

braun wechselnd. Weiße Kalkröhrchen in Schichten angeordnet. Kleine, meist kantige Steinchen (\varnothing 0,5 cm) in Schichten oder verstreut. Im gleichen Horizont - etwas neben dem Profilaufnahmepunkt - 60 cm lange und 20 cm mächtige Sand- und Kieslinse, die scharf gegen ihre Umgebung abgesetzt ist.

25. 970 - 1010 cm Dunkelbrauner (7.5YR 4/4) poröser Löß, leicht sandig, nicht hart. Kleine Steine verstreut (Quarze bis 3 cm maximaler Längenausdehnung). Weiße Kalkröhrchen nur vereinzelt auftretend.
26. 1010 - 1060 cm Gelblich-roter Horizont (5YR 4/8), der aus 25 hervorgeht. Sandig-toniger Lößlehm. Weich. Zahlreiche Gerölle bis 10 cm maximaler Längenausdehnung. Meist gerundet und geglättet. Steine von roter Spülhaut umgeben. Kalkröhrchen nur vereinzelt auftretend.
27. 1060 - +1110 cm Pfrimm-Terrassenschotter mit rotem, sandigen Zwischennittel, z.T. tonig und hart verbacken. Ungeschichtet.

Auf der mittleren Abbausohle folgt Profil 49 (Abb. 48), das sich auf den liegenden weißen Klebsanden des Oberpliozäns aufbaut und mit seinem obersten Horizont etwa in die Nähe des Horizontes 24 von Profil 48 zu stellen ist. Aufgrund der Abbauverhältnisse ließ sich im Sommer 1963 kein klarer Anschluß an den hangenden und ca. 10 - 15 m weiter nach N zurückliegenden Teil der Grubenwand herstellen. Ein Rest des Materials von Horizont 24 liegt aber auch auf Profil 49; es fehlt jedoch die Terrasse. Allenfalls kann der 10 cm breite Geröllhorizont an der Basis von 3 im Profil 49 der Terrasse entsprechen. Wie sich noch zeigen wird, ist das Geröllband dem weiter oben folgenden Terrassenrest gleichzusetzen.

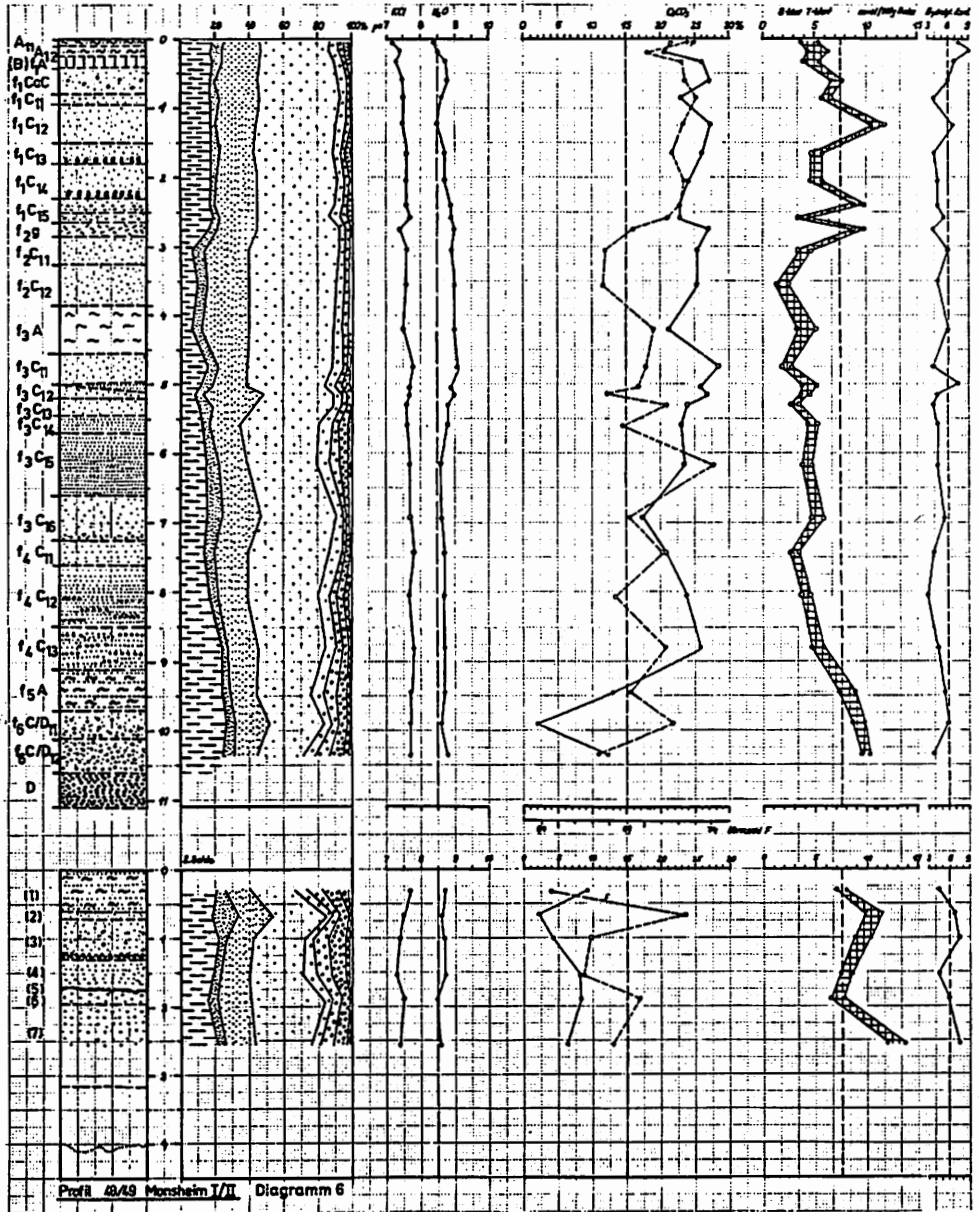
- (1) 0 - 60 cm Gelblich-roter (5YR 4/8) sandiger Löß. Mehrere auf- und ablaufende ca. 5-10 cm mächtige Kies- und Sandbänder. Einzelne Gerölle verstreut vorkommend; mit roter Spülhaut umgeben.
- (2) 60 - 70 cm Schwarzbrauner Horizont, der in seiner Mächtigkeit schwankt, wird links vom Aufnahmepunkt durch ein Kiesband abgelöst. In Umgebung des Horizontes: schwarze, leicht zerfallende, kleine

Holzkohlenstückchen.

- (3) 70 - 130 cm Dunkelbrauner (7.5YR 4/4) sandiger, poröser LÖB. Im Horizont verstreut: Gerölle. Einzelne Kalkröhrchen. Graue Schlickbändchen ohne bestimmte Neigung und Richtung. - Untergrenze wird durch einen 10 cm mächtigen Geröllhorizont markiert.
- (4) 130 - 175 cm Gelblich-roter sandiger LÖB (oben 5YR 4/8, unten 5YR 5/8). Porös. Feine Risse von 1-2 mm Breite, mit Material aus dem hangenden Horizont (3) gefüllt. Einzelne Gesteinsstücke. Dunkleres 5/8-Material in zueinander versetzten Streifen vorkommend.
- (5) um 175 cm 2-3 cm mächtiges weißes Klebsandbändchen, etwas gewellt, nicht vollständig durchlaufend.
- (6) 175 - 195 cm Eigenschaften wie Horizont (4), nur etwas andere Farbe (7.2YR 5/6). Streifen sind kaum wahrnehmbar.
- (7) 195 - 315 cm Dunkelbrauner (7.5YR 4/4) sandiger poröser LÖB. Zahlreiche Steinchen im Horizont verstreut. Kleines Bändchen mit kugeligen, grau-grünen Tongebilden (\varnothing um 1 cm).
- (8) 315 - 400 cm Brauner (7.5YR 5/6) feuchter Sand.
- (9) ab 400 cm Weißer Klebsand (Oberpliozän).

Um das bei der makroskopischen Betrachtung gewonnene Bild auszuweiten, wurden von allen Horizonten (ausgenommen (9), (8), (5) und (27)) chemische und mechanische Analysen durchgeführt, die aus Gründen der Übersichtlichkeit nur im Diagramm aufgeführt und hier nicht kommentiert werden sollen (Diagramm 6). In der folgenden klimatisch-geomorphologischen Ausdeutung werden sie jedoch mit zur Beurteilung der pedogenetischen Wertigkeit der Horizonte herangezogen. Zunächst wird das Profil sedimentologisch gegliedert und so ausgedeutet, wie es sich aus den im Sommer 1963 aufgeschlossenen Teilen ergibt.

Bei Beginn der Sedimentation der an dieser Lokalität vorkommenden Horizonte müssen die Klebsande wieder frei gelegen haben. Das Material aus dem Horizont (7) ist einwandfrei als toniger Lößlehm - aufgrund der Korngrößenanalysen - anzusprechen. Der



braune gelbe Sand, der darunter liegt, senkt sich in die wellige Oberfläche des Klebsandes ein. Dieser besitzt z.T. recht tiefe, kolkartige Taschen, die gleichfalls mit gelb-braunem Material gefüllt sind. Dabei dürfte es sich schon um Flußablagerungen handeln, die mit Löß vermischt und auf die Klebsande sedimentiert wurden. Vorausgehend müssen größere Kolke und Vertiefungen durch kräftige Flußarbeit ausgestrudelt worden sein. Die \pm ebene Fläche des Horizontes (8) läßt konkordant Horizont (7) folgen. Der Stein- gehalt und die tonigen Konkretionen deuten auf eine Schwemmlöß- sedimentation hin. Der Sandanteil mag wohl zum großen Teil aus dem Liegenden kommen. Der niedrige CaCO_3 -Gehalt ist als Rest primären Kalkes anzusehen. Der Horizont (6) ist ebenfalls als Schwemmlöß zu deuten, wie aufgrund der Streifung und des Stein- gehaltes geschlossen werden darf. Das weiße Klebsandbändchen in seinem Hangenden, das diesen Horizont von (4) trennt, ist eben- falls ein fluviatiles Sediment. Es ist zurückzuführen auf ein nachträgliches, kurzzeitiges Freilegen der Klebsande nach ihrer Abdeckung mit Schwemmlöß. Danach erfolgte die Abdeckung mit Material des Horizontes (4) und eine kryoturbate Verformung des Klebsandbändchens. Letztere kann nur unter mindestens feucht- kalten Klimabedingungen erfolgt sein, ebenso die damit verbun- dene solifluidale Durchmischung des Horizontes (4). Bei einem Vorstoß des Flusses in Form einer Überschwemmung der ufernahen Bereiche wurde die Schottererschicht akkumuliert, auf die wieder sandiger Schwemmlöß sedimentiert wurde. Die Schotter- akkumulation dürfte unter Glazialklima erfolgt sein, in der auch jener Löß ausgeweht wurde, der schließlich über der Schotterlage zur Ablagerung kam. Die grauen Schlickbändchen, das insgesamt grobe Korn (Feinheitgrad 66.9) und der niedrige Kalkgehalt sprechen gleichfalls für Wassertransport. Dabei herrschten aber nur sehr geringe Strömungsgeschwindigkeiten, so daß auch das feinste Material sedimentiert werden konnte. Die Geröllschicht und Horizont (3) darf als Ablagerung ein- und desselben Flusses angesehen werden, der erst stark strömend Schotter transportier- te und akkumulierte, bei Nachlassen seiner Kraft auch das Fein- material sedimentierte. Horizont (2) ist gleichfalls noch dieser

Serie zuzurechnen, wie die Übereinstimmung seiner Analysendaten mit denen des Horizontes (3) erschließen läßt. Der hohe T-Wert beider Horizonte (11.4 und 10.3) läßt vermuten, daß es sich hierbei um humose Horizonte handelt, da Humus am stärksten Ionen sorbieren kann und der T-Wert als Austauschkapazität die Gesamtmenge der an den Bodenkolloiden sorbierten Ionen (Metallkationen und H^- -Ionen) angibt. Der hohe Feinheitsgrad von 72.4 geht auf die hohen Anteile des Tones und Schluffs zurück. Der niedrige Kalkgehalt, besagte Feinheit, dazu der hohe T-Wert deuten neben den Holzkohlestückchen in diesem Horizont auf eine schwache Bodenbildung, die sich unter klimatisch günstigen Verhältnissen entwickeln konnte. (2) ist möglicherweise nach der Bodenbildung unter gebundener Solifluktion oder fluviatil gekappt worden, was die geringe Mächtigkeit des Horizontes vermuten läßt. Mit Hilfe des T-Wertes (= 11,4 mval/100 gr Boden für (2)) kann nämlich auf die Ausgangsminerale des Solum geschlossen werden, vorausgesetzt aber, daß die Sorptionsträger auf die Tonmineralfraktion beschränkt bleiben. Dabei wird die Sorptionskapazität auf reine Tonsubstanz umgerechnet. Man bedient sich der Gleichung (FRÄNZLE 1963)

$$T_{\text{Ton}} : T_{\text{Boden}} = 100 : \text{Tongehalt}_{\text{Boden}}$$

Der auf diese Weise gewonnene T-Wert der Tonfraktion (= Austauschkapazität) von 61,9 läßt erkennen, daß es sich hauptsächlich um Illit handelt, wohingegen Kaolinit bei den Ausgangsmineralien zurücktritt, da auch der pH-Wert mehr im basischen Bereich liegt und die Kaolinite somit instabil sind. Das Vorherrschen von Mineralien der Glimmergruppe läßt auf humide bis semihumide Klimabedingungen schließen, unter welchen die Bodenbildung erfolgt ist.

Der hangende Horizont (1) läßt auf Grund seiner groben Körnung sowie der Kies- und Sandbänder, die den Horizont durchziehen, den Schluß zu, daß er wiederum fluviatil abgelagert wurde.

Die Entwicklung des Profils 48 (Abb. 49) beginnt mit der Sedimentation einer Terrasse. Eine morphometrische Schotteranalyse für Quarzit ergab, daß die Terrasse unter glazialen Bedingungen

entstanden ist. Das Maximum der Zurundungsindices liegt in der Indexgruppe 150 - 200 mit 30 %, als nächste Gruppe folgt die Gruppe 100 - 150 mit 24 %. Dabei vollzieht sich der Anstieg zum Maximum rasch, der Abfall erfolgt in größeren Sprüngen, ist aber über mehrere Indexgruppen hinweg verteilt. - Das rote, tonig bis sandige Zwischenmittel läßt erschließen, daß als Liefergebiet wiederum das Rotliegend- und Buntsandsteingebiet im Oberlauf der Pfrimm in Frage kommt.

Nach der glazialen Terrassenakkumulation wurde Löß sedimentiert, der noch über eine stärkere grobe Komponente verfügt. Da sich hoher Tongehalt von 24,6 % und ein Anteil der Grobkomponenten von 28,5 % der Fraktionen 0.06 - 2.0 mm nur bedingt in ein- und dasselbe Sediment bringen lassen - will man nicht fluviatilen Transport annehmen - läßt sich die Erscheinung so erklären: Es wurde Löß äolisch sedimentiert, was auch klimatisch hinsichtlich der Bildungsbedingungen der Terrasse wahrscheinlicher ist.

Dieses Sediment muß mindestens bis 970 cm (unter rezenter Profiloberkante) aufgeschüttet worden sein. Danach bzw. synchron mit der Sedimentation - auch klimatisch folgerichtig - wurde das Solum bei Fließbewegungen gründlich durchmischt, wobei ein Teil der Gerölle von der Terrassenoberfläche aufgenommen wurde. Da die Zahl und Größe der Gerölle nach oben abnimmt und keine Einregelung festzustellen ist, darf neben Solimixtion auch ein Aufrieren der Steine erfolgt sein. Diese pedogenetischen Vorgänge deuten noch auf kalte, wenn auch schon feuchtere Klimabedingungen, bei deren Übergang zu wärmeren Klimaphasen sich auf dem Sediment ein Boden bilden konnte. Darauf weisen: die dunkelbraune Färbung gegenüber der gelblich-roten von Horizont (26), aus der der Boden hervorging, weiterhin der äußerst niedrige CaCO_3 -Gehalt von 2,1 % und der relativ hohe T-Wert von 9,9 (der jedoch auch bei Horizont (26) auftritt) sowie der gegenüber (26) um 2,6 % höhere Tongehalt. Letzterer wäre - wenn auch als geringe - pedogenetische Neubildungsrate zu betrachten. Diese Charakteristika zeigen auf alle Fälle an, daß es sich bei diesen Horizonten um Bodenmaterial handelt. Wie sich aber bei der zeitlichen Einordnung ergeben wird, liegt hier kein in situ gebildetes Solum vor,

sondern ein Bodensediment. Die sedimentologische Gliederung allein angewandt, würde hier zu einem Fehlschluß führen.

Durch ein fließendes Gewässer wurde im Anschluß daran ein schwarzbrauner Sumpflöß sedimentiert (Abb. 48). Aufgrund seiner Lagerung ist zu erschließen, daß die Sedimentation auf einem welligen Untergrund erfolgt ist. Die sehr scharfe Grenze gegen die übrigen Sedimente läßt an dessen Existenz keinen Zweifel entstehen. Die Form des als aufgewölbten Körper erhaltenen Sumpflösses stellt einen Erosionsrest einer früheren, weit ausgedehnteren Ablagerung dar. Diese folgte dem Relief bei gleichzeitiger Abdeckung desselben. Durch die Abtragung wurden danach alle übrigen Teile des Sedimentes beseitigt, so daß nur der aufgewölbte Rest übrigblieb, der hier an dieser Stelle eine Erhöhung des Untergrundes überkleidete. Die wellige Ablagerungsoberfläche, auf der die Sedimentation des Sumpflösses erfolgte, war die Ältere Mittel-Terrasse der Pfrimm. Deren Schotter waren im Sommer 1963 und im Frühjahr 1964 in der Grube Monsheim nur noch unter der Sumpflößdecke zu sehen. Ohne daß sich in den Klimaverhältnissen eine Änderung zu ergeben braucht, begann Schwemmlößsedimentation, die ein Sedimentpaket von 150 cm Mächtigkeit entstehen ließ. Kleine Sand- und Gesteinsbänder mit größeren Komponenten, die zum Teil auch verstreut im Horizont vorkommen, weisen auf Wassertransport. Die Sedimentation erfolgte durch ein nicht zu schwaches Gewässer, da im hangenden Horizont die Größe der Bänder bis auf 6 - 8 cm Mächtigkeit zunimmt und auch die Steine eine größere Maximallänge erreichen.

Vom Sumpflöß (24) führt bis zu dem zuletzt genannten Horizont eine durchgehende Entwicklung: nach dessen Sedimentation in einer Schlinge oder einem Altarm, der nur zeitweise vom Fluß erreicht wurde, setzte die Schwemmlößsedimentation ein. Zunächst war der Fluß noch schwach: feines Material herrscht noch vor, die Kiesbändchen sind nur wenig ausgeprägt. Danach wurde die Strömung stärker, wobei auch gröbere Komponenten transportiert werden konnten. Das plötzliche Aussetzen der Kieslinsen und die nach oben allmählich an Deutlichkeit verlierende Schichtung des Horizontes (21) weisen darauf hin, daß der Fluß an Kraft verlor -

ein Verlassen des Liefergebietes der groben Komponenten durch den Fluß ist nicht wahrscheinlich - und nur noch als langsam fließendes Gewässer vermochte er das Feinmaterial zu transportieren. Mit dem Aussetzen der Schwemmlößsedimentation dürfte auch das kalt-feuchte Klima einer mehr kalt-trockenen Variante gewichen sein. Damit konnte der Schwemmlößsedimentation auch die äolische Akkumulation folgen. Zunächst, mit dem allmählichen Trockenwerden des Klimas, wurde in der Fließerdezeit Solifluktionlöß mit zahlreichen Steinen sedimentiert, die an der Basis besonders stark konzentriert sind. Horizont 20 zeigt, daß die Lößsedimentation im vollen Gang ist. Die Lößschnecken, z.T. noch vollständig erhalten, deuten auf die klimatischen Verhältnisse einer Lößtundra. Eine solifluidale Umlagerung des Solums hat nach oder gleichzeitig mit der Sedimentation stattgefunden, da auch die Schalen der Lößschnecken z.T. davon mit erfaßt sind. Die Lößsedimentation wurde fortgesetzt, dieses Mal erfolgte sie in Form von Schwemmlöß, der z.T. in Kreuzschichtung abgelagert wurde, was auf wechselnde Strömungsrichtungen schließen läßt. Darauf folgte weitere Lößsedimentation, jedoch durch Solifluktion, wie aus den Gesteinsbruchstücken zu entnehmen ist. Daß auch hier noch starker Einfluß des Wassers festzustellen ist - Flecken und Streifen deuten darauf hin - ist auf das in Wirklichkeit viel seltenere Vorkommen von Nur-Solifluktion oder Nur-Wassertransport zurückzuführen, das wahrscheinlich weitaus weniger häufig ist, als im allgemeinen angenommen wird. Besonders als Übergangshorizont zu einem seiner Beschaffenheit nach äolischen Löß (große Lößkomponente von 61,2 % und hoher Feinheitsgrad) ist das auch klimatisch begründet, da ein Übergang von einer Schwemmlößzeit mit viel Wasser zu einem kalten Klima, wo das Wasser zumeist gebunden ist, sich nicht schlagartig vollzieht. So erklären sich zahlreiche Übergangsbildungen, die scheinbar in das Schema nicht einzupassen sind.

Erneute äolische Lößsedimentation brachte den gelblich-braunen Horizont 17 ($T_{\text{Ton}} = 31,3 \text{ mval/100 gr}$) zur Ablagerung. Im Kalkgehalt unterscheidet er sich praktisch nicht von seinem Liegenden. Aufgrund seiner Physiognomie ist der Horizont durchaus als Rest

einer Bodenbildung zu deuten, von der Materialbeschaffenheit ist das jedoch nicht der Fall. Mit dem Hangenden ist er jedenfalls nicht identisch, da nicht nur die Färbung sondern auch die Glimmerteilchen fehlen. Auf alle Fälle schließt er einen zweiten Sedimentationszyklus ab, dessen Auflagerungsfläche bei 725 cm (unter rezenter Profiloberkante) liegt. Bei beiden Zyklen verlief die Entwicklung - grob betrachtet - vom Schwemmlöß über den Solifluktlionslöß zum äolischen Löß. Erneute Lößsedimentation dürfte äolisch erfolgt sein und sich über die Horizonte 14 bis 16 erstrecken. Zunächst wird 14 und 16 als ein Horizont aufgefaßt, der durch den bräunlichen Horizont 15 unterbrochen wird. Das Material ist jedoch verschieden. Nach den Korngrößenanalysen nimmt die Lößfraktion bei 16 von 77,4 % auf 66,1 % in 15 ab, um bei 14 wiederum 77,4 % zu erreichen. Die Verteilung des Kalkgehaltes ist in beiden Horizonten ähnlich. Wesentliche Unterschiede ergeben sich nur in T-, S- und T-S-Wert, die bei 14 am niedrigsten liegen, bei 16 und 15 aber nahe beieinander. Das heißt also, daß das Ausgangsmaterial gleichen Ursprungs ist, pedoklimatisch aber andere Verhältnisse geherrscht haben, da auch der T_{Ton} -Wert von 44,4 mval bei 14 und 57,1 mval bei 16 differiert ($15 = 41,9$). Der Tonwert liegt bei 14 und 16 sehr niedrig (5,8 % und 7,7 %), während er bei Horizont 15 12,4 % beträgt. Daraus ist zu erschließen, daß hier die Sedimentation reinen Lösses erfolgte (mit hohen CaCO_3 -gehalten von 28,6 % und 26,9 %). Kurzzeitig wurde der bräunliche Horizont 15 fluviatil in den Löß hinein sedimentiert. Dafür spricht auch die Form der Strate und ihr Steingehalt. Die scharfe Abgrenzung gegen Hangendes und Liegendes spricht für schnelles Einbringen und sofortiges Abdecken des Sedimentes. Der gegenüber 14 und 16 höhere T-Wert (5.2) läßt ebenso wie der höhere Tongehalt und der niedrige CaCO_3 -Gehalt vermuten - letzterer wurde eventuell sekundär aus den umgebenden Horizonten erhöht -, daß es sich bei Horizont 15 um ein abgeschwemmtes Bodensediment handelt. Es wurde während der Lößsedimentation eingebracht. Zu jenem eben geschilderten Löß gehört nach Aufbau und Beschaffenheit auch der hangende Horizont 13. Er ist gleichfalls äolisch ab-, jedoch solifluidal umgelagert, was sich aus dem Steingehalt und dünnen

gröberen Lagen erschließen läßt; die Sedimentation erfolgte z.T. unter Mitwirkung von Wasser. Der seiner Umgebung gegenüber hohe T-Wert von 5,1 mval/100 gr. Boden kann auf Humusbeteiligung am Substrat hinweisen. Der V-Wert zeigt eine ebenfalls relativ hohe Sättigung an, während der CaCO_3 -Gehalt mit 21,2 % 7,3 % unter dem des liegenden Lösses liegt und auch niedriger ist, als der des Hangenden. Pedoklimatisch würde das bedeuten, daß unter wesentlich günstigeren Bedingungen, als die Lösssedimentation erfolgte, sich ein Boden bildete. Kalkröhrchenanreicherung im Horizont bedeutet außerdem, daß eine gewisse Durchlüftung vorhanden gewesen ist und das Bodenwasser Möglichkeiten hatte, den gelösten Kalk auszufällen. Erfolgen kann das jedoch nur, wenn zeitweise ein gewisser Grad an Trockenheit erreicht ist. Damit ist ein Hinweis auf trockeneres und relativ wärmeres Klima gegeben. T_{Ton} -Wert liegt mit 70,3 mval/100 gr. Boden verhältnismäßig hoch. Bei dem niedrigen Tongehalt von 7,2 % bedeutet dies, daß sorptionsstarke Tonminerale gebildet wurden, also vom Typ Illit und z.T. auch Montmorillonit. Daraus folgert, daß schwachhumides bis semihumides Klima für die Zeit der Bodenbildung anzunehmen ist. Aufgrund der eben vorgeführten Charakteristika und der Physiognomie muß das Solum als Aueboden angesprochen werden. Bei dem Fortgang der Sedimentation wurde weiteres Lößmaterial unter kalt-trockenem Klima äolisch aufgetragen, das mindestens bis 265 cm (unter heutiger Profiloberkante) reichte. Dabei ist der Horizont 11 als Bodenbildung, wenn auch nur als schwach ausgeprägte, anzusehen. Der hohe Sättigungsgrad von 9,16 % (= Anteil der Basen am Ionenbelag) sowie der hohe T-Wert von 9,6 % (gegenüber seinem Liegenden von 4,6 bzw. 2,4 mval/100 gr. Boden) und der hohe Tongehalt (17,0 %) deuten auf Bodenbildung. Der hohe Kalkgehalt von 27,1 % dürfte sekundär aus dem Hangenden eingebracht worden sein. Der T_{Ton} -Wert wurde mit 56,4 mval/100 gr. Boden errechnet. Das entspricht etwa glimmerartigen Tonmineralen, so z.B. Illit. In diesem Falle würde dieser Sachverhalt für humide bis semihumide Klimabedingungen sprechen.

Bei Feuchterwerden und auch Kälterwerden des Klimas begann erneute Sedimentation von Löß, jedoch in Verbindung mit Solifluktion

und unter Beteiligung von Wasser. Darauf weisen die zahlreichen Gesteinsbruchstücke, meist sind es Quarze, und die grauen, leicht bräunlichen Flecken hin. Beide Erscheinungen sind im Horizont 10 zu beobachten, im Horizont 9 dagegen treten die Steine nur im Bereich der Untergrenze auf. Diese Kiesbänder sind als Basiskies eines neuen Sedimentationszyklusses anzusehen. Nimmt man die Mächtigkeit als ein gewisses Zeitmaß (von durchaus fraglichem Charakter!) für die Dauer der Sedimentation an, so dürfte dieser Abschnitt nur sehr kurz gewesen sein. Möglicherweise handelt es sich auch nur um eine starke solifluidale Störung eines Bodens, dessen Relikt der Horizont 11 ist. Auf alle Fälle bleibt die Klimadeutung - Fließerdezeit - erhalten. Auf Horizont 9 wurde nun sofort sedimentiert. Unter kalten und trockenen Klimabedingungen wurde der hangende LÖB von Horizont 8 und 7 abgelagert. In beiden Horizonten liegt an der Basis ein Lössschneckenhorizont. Für Solifluktionseinfluß auf diese Straten spricht der Steingehalt im Horizont 8. Horizont 7 dürfte auf Grund der Fleckung und des Kalkröhrchengehaltes als Naßbodenbildung einer Frosttundra zu erklären sein. Hierbei wurden die Schnecken möglicherweise nach der Anwehung des Lösses und vor der Naßbodenbildung eingebracht. Der etwas höhere Kalkgehalt und die Lösskindel sind sekundärer Entstehung. Die CaCO_3 -Lösungen dürften durch in situ-Verwitterung des Hangendlösses nach unten gewandert sein. Danach kam es erneut zu einer Lösssedimentation, die sich gleichfalls durch Wind vollzog. Dieser LÖB muß nach der relativ feucht-kalten Naßbodenzeit in trocken-kalter Glazialzeit sedimentiert worden sein. Er reichte mindestens bis 80 cm unter die rezente Profiloberkante. Wie die Lösskindel zeigen, verwitterte er in situ. Der T_{Ton} -Wert von 66,1 läßt auf semihumid bis schwach humides Klima schließen, unter welchem die pedogenetische Ausprägung des Horizontes erfolgt ist. Die Kalkröhrchenbildung beweist, daß der Boden zeitweise Trockenphasen durchgemacht hat, in welchen die Ausfällung des Kalkes erfolgen konnte. Horizont 5 dürfte auf Grund der Physiognomie und des makroskopischen Aufbaus eine Grenze des liegenden zum hangenden LÖB mit dem heute die Oberfläche bildenden Boden sein. Der verringerte CaCO_3 -Gehalt in Horizont 5

läßt den Schluß zu, daß nach der Sedimentation dieses äolischen Lösses, vorwiegend eine aufsteigende Wasserbewegung vorhanden war. Dabei konnte im Hangendhorizont freier Kalk in Form von Lößkindeln, Pseudomycelien und Kalkröhrchen angereichert werden. Bei der komplexen Entwicklung konnte aber neben der Aufkalkung von unten her auch unter einer etwas niederschlagsreicheren Klimavariante Kalk aus dem Hangenden zugeführt werden, was sich in den relativ niedrigen CaCO_3 -Werten des A_{11} - und A_{12} -Horizontes mit 21,6 und 20,8 % CaCO_3 -Gehalt dokumentiert. Damit ist auch schon die postglaziale pedoklimatische Entwicklung angedeutet. Während oder kurz nach der postglazialen Wärmezeit entstand unter warm-feuchten Bedingungen auf dem Löß ein Steppenboden, der als f_{1A} noch in Resten erhalten ist. Er erfuhr danach eine Überprägung in Richtung auf eine Braunerde hin.

Auch jenseits von Monsheim treten noch einige Terrassenreste auf. So besonders im Bereich des Kinderbaches um Hohensülzen. Westlich der Bahnlinie ist die Terrasse heute noch in einer Reihe von aufgelassenen Gruben zu finden. Sie liegt jeweils ca. 10 m über der Sohle des Kinderbaches. Aufgrund der Kalkgeröllführung und des Niveaus möchte ich diese Terrassenschotter als eine Akkumulation des Kinderbaches ansehen, der ja in diesem Flußabschnitt in enger Beziehung zur Pfrimm steht. Die zahlreichen Kalkgerölle, bei gleichzeitigem Fehlen von Buntsandstein- und Rotliegendematerial, das für die Pfrimm so charakteristisch ist, weisen darauf hin, daß der diese Terrasse akkumulierende Bach nur aus dem Bereich der Kalkplateaus gekommen sein kann. Zwar durchfließt die Pfrimm auch den tertiären Kalkriegel, doch treten die dort aufgenommenen Schotter gegenüber denen des Rotliegend- und Buntsandsteingebietes zahlenmäßig weit zurück. Die Terrasse besitzt, flächenmäßig gesehen, eine große Verbreitung. Sie baut zum großen Teil mindestens den Riedel zwischen Kinderbach und den Eis-Nebenflächen südwestlich von Hohensülzen auf. Nach Süden zu schließt sich eine weite Ausraumzone der Eis-Tributäre an, während nördlich des Kinderbaches schon wieder die Pfrimmgerölle auftreten. In der Grube direkt westlich der Hohensülzener Eisenbahnbrücke an der Wormser Straße war die Terrasse 1963 am besten aufgeschlos-

sen (Profil 71)(Abb.24). Ihre Mächtigkeit beträgt ca. 50 cm. Die Ober- und Unterseite ist sehr wellig. Die Terrasse setzt sich zum größten Teil aus Kalkgeröllen zusammen. Eine morphometrische Schotteranalyse (Abb.24) dieser Kalkgerölle zeigt, daß für die Entstehungszeit glaziales Klima angenommen werden kann. Das Maximum der Zurundung liegt hier in der Indexgruppe 150 - 200 = 34 %. Die Gruppe 200 - 250 schließt sich mit 24 % an. Der Abstieg erfolgt weiter mit 12 % über die Indexgruppe 250 - 300. Allein 20 % der Gerölle besitzen einen Zurundungsindex, der unter 150 liegt. Dieser geringe Zurundungsgrad ist nur möglich, wenn der Transportweg entsprechend kurz ist. Der Kinderbach entspringt heute ungefähr 6 km von diesen Terrassen entfernt auf dem Kalkplateau zwischen Pfrimm und Eis-Bach. Neben den Kalkschottern kommen einzeln vor: Quarze (meist unter 2 cm maximaler Länge), Quarzite, Kalkkonkretionen. Die Schotter sind relativ dicht gepackt, jedoch sehr locker gelagert. Stellenweise sind sie durch ein gelbes, toniges Zwischenmittel verbacken. Die zumeist rundlichen, jedoch mit der Längsachse \pm horizontal ausgerichteten Gerölle besitzen teilweise eine Kruste. Außerdem kommt grober und feiner gelber Sand als Ausfüllung der Zwischenräume vor. Stellenweise sind feinsandige Schichten mit Schill eingeschaltet.

Dieses Bild der Terrasse bietet sich im großen und ganzen gesehen in allen Aufschlüssen des Hohensülzener Gebietes. Nur die Mächtigkeit schwankt:

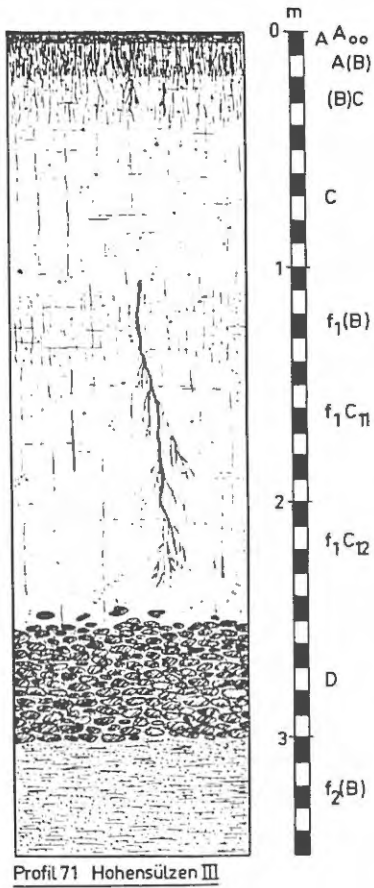
Profil 69	10 cm
Profil 70	25 cm (50 cm)
Profil 71	50 cm

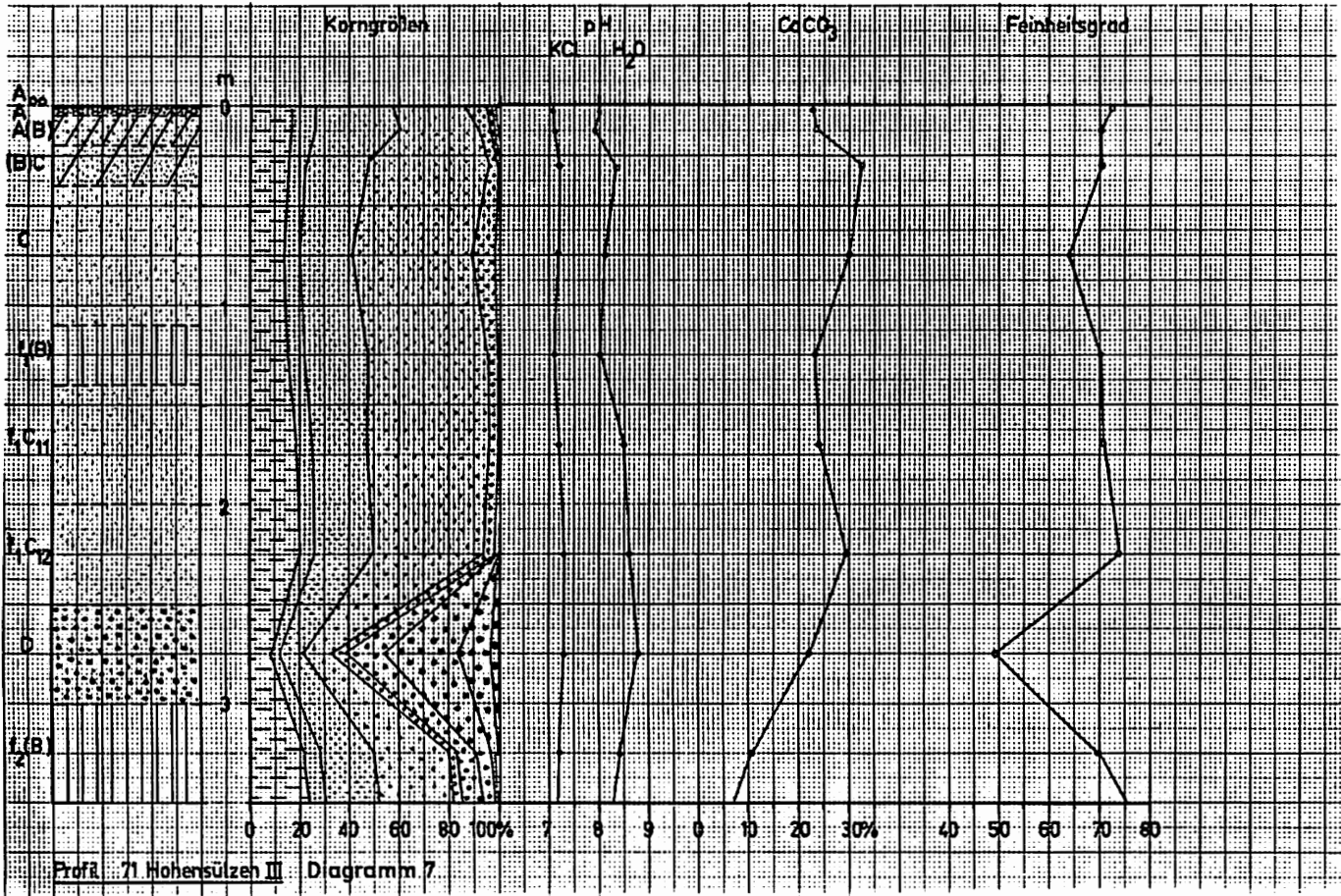
Stellvertretend für die gleichfalls von mir aufgenommenen Profile 69 und 70 sei hier Nr. 71 (Abb.24) ausführlicher beschrieben. Da die Decksedimente, in diesem Fall der Löß, auf eine derartig kurze Strecke nur wenige Unterschiede zeigen, sei dieses nur wenig generalisierende Verfahren hier erlaubt.

Die Oberfläche wird von einem trockenen, kurzen Rasen gebildet, darunter schließt sich ein Profil mit folgendem makromorphologischen Aufbau an:

- | | | | | | | |
|-----|-----|---|------|----|--------------------------------|---|
| 1. | 0 | - | 2 | cm | A ₀₀ | Unzersetzte Streu |
| 2. | 2 | - | 5 | cm | A | Lockerer, brauner (10YR 6/3) Horizont. Krümelgefüge. Gut durchwurzelt. |
| 3. | 5 | - | 20 | cm | A(B) | Lockerer, ebenfalls blaß-brauner (10YR 6/3) Horizont. Krümel- bis Subpolyedergefüge. Weißgrau von außen verwitternd. Etwas klüftig, da sehr trocken. Noch gut durchwurzelt. |
| 4. | 20 | - | 40 | cm | B(C) | Sehr blasser brauner Löß (10YR 7/3), merklich heller als der A(B)-Horizont. Schwaches Bröckelgefüge (Subpolyeder). Senkrecht zur Wand abblättern. Einzelne Wurzeln. Wurmlöcher. |
| 5. | 40 | - | 110 | cm | C | Heller, gelblich-brauner Löß (10YR 7/4). Porös. Pulverig beim Zerreiben. Pseudomycel. Nur noch einzelne Wurzeln. Fugen und Risse schwach. Einzelne Wurmlöcher. Von außen grauschwarz. |
| 6. | 110 | - | 140 | cm | f ₁ (B) | Heller, gelblich-brauner Löß (10YR 6/4). Leicht rötlicher Farbton, der den Horizont deutlich vom Hangenden und Liegenden unterscheidet. Grauweiß bis blaß-rötlich von außen verwitternd. Einzelne Wurzeln und Wurmlöcher. Klüftung setzt sich fort. Teilweise auch Fugen. |
| 7. | 140 | - | 200 | cm | f ₁ C ₁₁ | Heller, blaß-brauner Löß (10YR 6/3). Senkrecht geklüftet, einzelne Wurzeln und Wurmlöcher. Porös. Einzeln im Horizont verteilt: Kalkröhrchen und kleine Lößkindel. |
| 8. | 200 | - | 250 | cm | f ₁ C ₁₂ | Eigenschaften wie f ₁ C ₁₁ , nur etwas dunkler (keine Auswirkung auf den Farbton). Kalkröhrchen etwas häufiger. |
| 9. | 250 | - | 300 | cm | D | Ältere Mittel-Terrasse des Kinderbaches mit feinsandigen Schichten, die Schill führen. |
| 10. | 300 | - | +350 | cm | f ₂ (B) | Gelber, tonig-sandiger Horizont mit zahlreichen, horizontal angeordneten Kalkröhrchen. |

Abb. 24





Zur Ergänzung der Aufnahme des makromorphologischen Baues wurden chemische und mechanische Bodenuntersuchungen durchgeführt, die zu den folgenden Ergebnissen führten (Diagramm 7): alle Horizonte bis f_1C_{12} hinunter sind als Löß anzusprechen. Die Lößkomponente (= Fraktionen $0.06 - 0.006$ mm) beträgt bei A und A(B) etwas über 60 %, bei den Horizonten (B)C bis f_1C_{12} praktisch immer mehr als 70 %. Die Tonfraktion überschreitet in den Horizonten über der Terrasse nie 20 %. Der Horizont C des obersten Profiltails besitzt mit 64,1 die niedrigste Feinheitsszahl, die der übrigen Horizonte überschreitet immer 70. Er hat gleichzeitig mit dem hangenden (B)C den höchsten Kalkgehalt (über 30 %), während der $CaCO_3$ -Gehalt sonst immer 22 - 23 % beträgt. Nur der f_1C_{11} hat mit 29,5 % einen höheren Wert. Der unter der Terrasse folgende $f_2(B)$ unterscheidet sich nun wesentlich von dem Hangenteil des Profils und der Beschaffenheit der Feinsandschichten in der Terrasse, die anschließend geschildert wird. Der $f_2(B)$ -Horizont verfügt über einen Lößanteil von nur 52 %. Der Tongehalt beträgt 21,6 %. Relativ stark vertreten sind auch die Grobfraktionen über 0.06 mm. Sie stellen immerhin 19,6 % des Solums. Das spiegelt sich aber nicht in der Feinheitsszahl wider (69,8), weil der Tongehalt relativ hoch ist und somit kompensierend wirken kann. Der Kalkgehalt ist überraschend niedrig, er beträgt nur 10,7 %. Völlig anders setzen sich die Sande in den Schottern zusammen. Das drückt sich schon in dem niedrigen Feinheitssgrad von 49,1 % aus. Die Grobfraktionen $2,0 - 0.06$ mm haben einen Anteil von 67 %, während die Lößfraktion mit 21,1 % völlig unbedeutend ist, wenn man sie mit den Horizonten über der Terrasse vergleicht. Der Tongehalt beträgt hier 8 %. Der $CaCO_3$ -Wert = 22,1 %.

Aufgrund dieser Beobachtungen und Analysendaten kann folgende Genese erschlossen werden:

Zunächst wurde ein Bodensediment akkumuliert. Das ist der Horizont $f_2(B)$. Die horizontal angeordneten Kalkröhrchen und eine schwach erkennbare Schichtung sowie einzelne Steine weisen darauf hin, daß die Sedimentation im Wasser erfolgte. Das Bodensediment war bei Profil 69 auf 65 cm aufgeschlossen, ohne daß das Liegende erreicht war, bei Profil 70 auf 60 cm. Diese Sedimentation

kann unmittelbar vor der Akkumulation der Terrasse erfolgt sein. Es ist aber wahrscheinlicher, daß hier eine Schichtlücke klafft und zwar deshalb, weil das Bodensediment relativ gleichmäßig abgelagert wurde, während die Terrasse mit ihrer rasch wechselnden Mächtigkeit auch auf entsprechend veränderte Ablagerungsbedingungen schließen läßt. Die Terrassenakkumulation erfolgte jedoch im Glazial, wie die morphometrische Schotteranalyse ergab. Fleckige und leicht rötliche Horizonte über der Terrasse in den Profilen 69 und 70 zeigen an, daß nach deren Akkumulation die Sedimentation fortgesetzt wurde. Für Wasserarbeit spricht die wellige, etwas aufgearbeitete Oberfläche und das Material des f_1C_{12} -Horizontes. Dabei besteht die Möglichkeit, daß mit diesem Material auch ortsfremdes eingeschwennt wurde, etwa aus dem Pfrimmgebiet, das sich ja durch eine sehr charakteristische Sedimentfarbe auszeichnet, bedingt durch die im Oberlauf anstehenden Gesteine des Rotliegenden und des Buntsandsteins. Für äolische Sedimentation des restlichen Hangendlösses spricht der große Anteil der Lößfraktionen. Auch in den übrigen zwei Profilen fehlen diesen Horizonten gröbere Komponenten, etwa Steine. Dafür treten sehr zahlreich Lößschnecken auf, die Indikatoren für ein verhältnismäßig trockenes und kaltes Klima sind. Den auch in Profil 69 und 70 auftretenden schwachen $f_1(B)$ -Horizont möchte ich als Bodensediment ansprechen. Es setzt sich zusammen einmal aus Löß und zum anderen aus Bodenmaterial des Pfrimmgebietes, wie aus der Farbe zu erschließen ist. Eine beträchtliche Stütze erfährt diese Deutung durch das Vorkommen dieses Horizontes auch in den Decksedimenten der Pfrimm-Terrassen, hier aber in weit stärkerer Form (Profile Nr. 48, 53, 65). Man kann deshalb aufgrund der dort vorliegenden intensiveren Färbung auf größere Nähe zum Liefergebiet schließen. Eine genaue genetische Deutung ist jedoch auch hier nicht möglich. Für die Sedimentation des Lösses über dem $f_1(B)$ gilt das oben schon gesagte. Unter den Bedingungen einer klimatisch warm-trockenen Zeit, wie sie im Postglazial (Boreal) gegeben war, entwickelte sich auf dem Löß ein brauner Steppenboden. Sein relativ hoher Kalkgehalt in den oberen Horizonten weist darauf hin, daß auch heute noch die

absteigende Wasserbewegung gering ist. Bei Wechsel von Phasen mit aufsteigender und absteigender Wasserbewegung bildeten sich in den liegenden Horizonten Kalkröhrchen und Pseudomycelien als Zeichen einer Anreicherung freien Kalkes. Das dokumentiert sich in einem höheren CaCO_3 -Wert im (B)C- und C-Horizont, wobei gleichzeitig eine Erhöhung des pH-Wertes in KCl zu beobachten ist. Der niedrigere Kalk- und gleichzeitig höhere Tonwert in den Horizonten A und A(B) sind Zeichen einer intensiveren Verwitterung. Der braune Steppenboden entwickelt sich allmählich zu einer Braunerde.

Auf dem heutigen Sportplatz von Pfeddersheim rechts der Straße nach Nieder-Flörsheim sind zwei Profile aufgeschlossen, die zur Lokalisierung der Älteren Mittel-Terrasse mit beitragen. Das Profil 51 zeigt, obwohl sehr mächtig, keine Terrasse mehr. Auf der Nordseite des Platzes dagegen steht in 133 cm unter dem LÖB die Terrasse an. Sie liegt mit ihrer Oberfläche 15 m über der heutigen Talsohle der Pfrimm. Das Geröllmaterial ist dicht gepackt. Die Zwischenräume sind mit feinem Sand, der die rote Buntsandsteinfarbe besitzt, ausgefüllt. Über der auf 30 m Breite aufgeschlossenen Terrasse liegt ebenfalls feiner roter Sand. Von alledem ist auf der Südseite der Grube nichts mehr zu bemerken. Dazwischen liegt aber an der Straße nach Mörstadt, hinter der Pfeddersheimer Schule, ein Profil (Nr.52), das zwischen den beiden oben genannten überleitet. Es wird im Anschluß an Profil 51 ausführlicher beschrieben. Das Profil 52 zeigt sichtbar den Grenzbereich mit dem Übergang von fluviatiler zu äolischer Sedimentation. Die bei Profil 48/49 Monsheim schon beschriebene Situation ist auch für die Profile Pfeddersheim I - III gültig. Obgleich hier nicht ein so starker Abfall des Riedels zum Pfrimm-tal wie in Monsheim zu verzeichnen ist, macht der Niveauunterschied sich noch sehr deutlich bemerkbar, wenn auch nur ein sehr sanfter Übergang zwischen Talung und Riedeloberfläche festzustellen ist.

Profil I (Abb.25) ist auf der Südwand des Sportplatzes Pfeddersheim aufgeschlossen (frühere Sandgrube), östlich der Landstraße nach Nieder-Flörsheim gelegen. Das Profil befindet sich somit

an der Flanke einer Delle, die nördlich der Pfrimm-Brücke in die Talsohle übergeht. Sie nimmt ihren Anfang auf der Oberfläche des Riedels südlich Gewann Trappenberg, dabei ist sie Westnordwest-Ostsüdost gerichtet. Danach macht sie einen scharfen Knick und läuft als Muldentälchen in Nordnordwest-Südsüdost-Richtung auf die Pfrimm zu.

Die Oberkante des Profils Pfeddersheim I liegt bei 130 m NN. Am Profil ist der nachstehend beschriebene makromorphologische Aufbau zu beobachten:

- | | | | |
|----|---------------|--------------|---|
| 1. | 0 - 175 cm | C | Hellgrauer bis leicht gelblicher Löß (2.5YR 7/2). Obergrenze ungenau, da Hangendes zum großen Teil abgetragen. Porös. Einzelne Kalkröhrchen. Vereinzelt feine Senkrechtrisse. In der Mitte des Horizontes hand- bis tellergroße blaßbraune Flecken (10YR 6/3). Lößschnecken (<i>Succinea oblonga</i> , <i>Pupilla muscorum</i> , weniger <i>Fruticicola hispida</i>). Einzeln: Steinchen. |
| 2. | 175 - 230 cm | $f_1(B)$ | Deutlich abgegrenzter, heller gelblich-brauner (10YR 6/4) Löß. Kompakt. Z.T. etwas hellere Partien. Weiße Kalkröhrchen. Einzelne Senkrechtrisse. In der Mitte durch den Horizont etwas hellere, undeutlich abgegrenzte Zone. Kleine Steine. Lößschnecken (zumeist <i>Fruticicola hispida</i>). |
| 3. | 230 - 265 cm | f_1^C | Blaßbrauner Löß (10YR 6/3). Porös. Relativ fest. Etwas rissig. Lößschnecken. Keine Steine. |
| 4. | 265 - 325 cm | $f_2^C_{11}$ | Schwemmlöß heller gelblich-brauner Farbe (10YR 6/4). Z.T. mit 2-3 cm großen rötlichen Flecken. Lößschneckenschalen. |
| 5. | 325 - +385 cm | $f_2^C_{12}$ | Blaß-brauner (10YR 6/3). Schwemmlöß. Mit kleinen grauen und röt-braunen Flecken. Sehr zahlreich: Lößschneckenschalen. |

Die chemischen und mechanischen Bodenanalysen der Horizonte weisen ein recht einheitliches Bild auf (Diagramm 8). Die Korngrößen sind bei den einzelnen Horizonten fast ohne Unterschiede. Deshalb schwankt der Feinheitsgrad auch nur zwischen 73,3 und

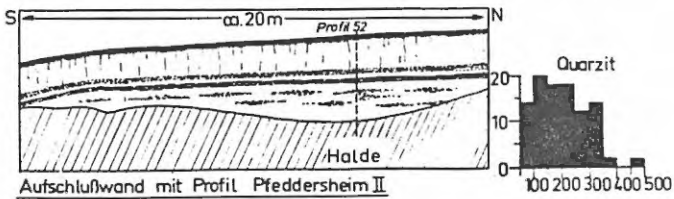
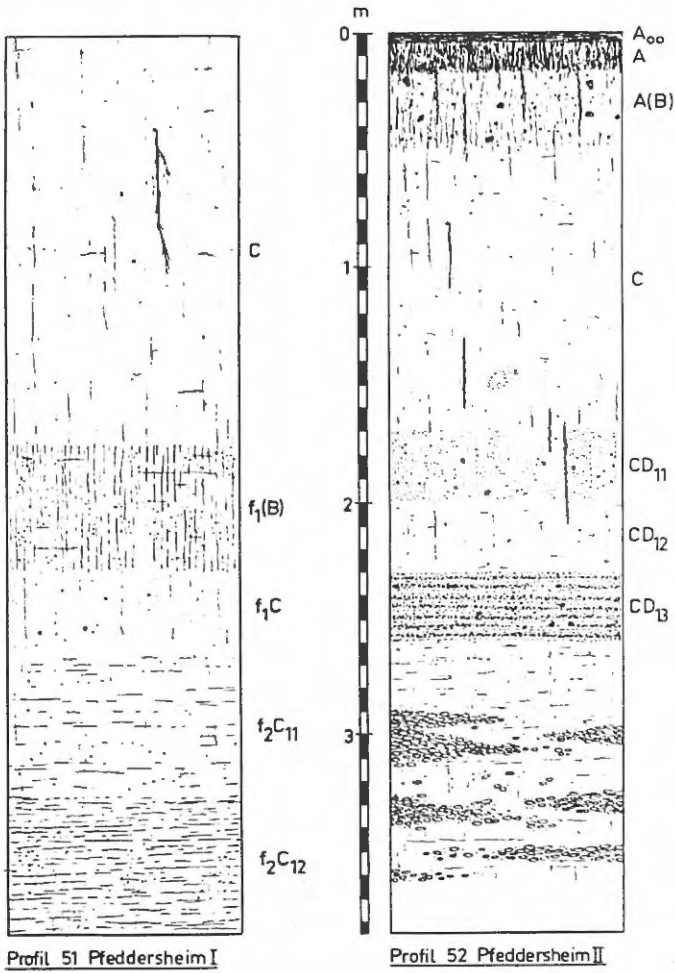
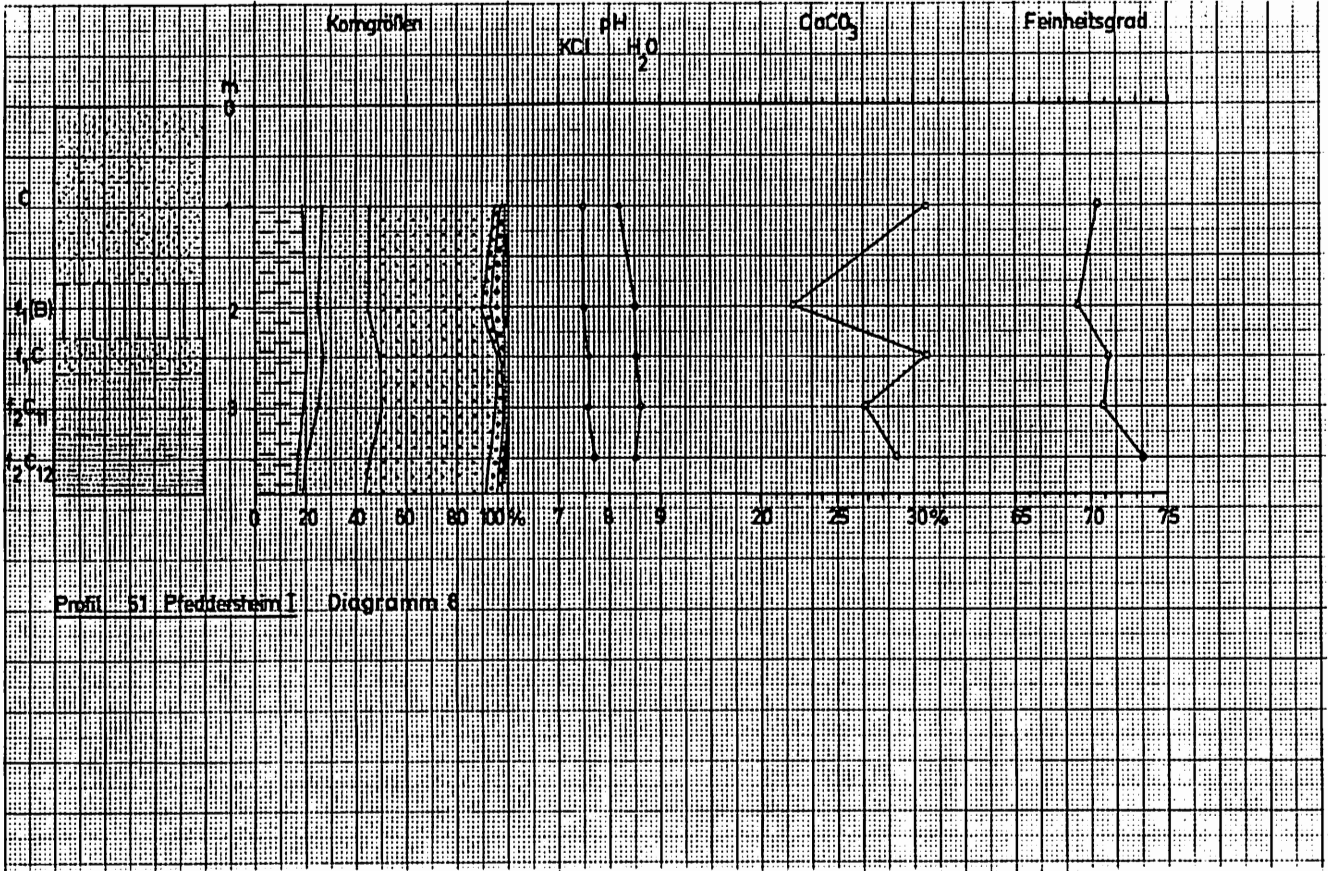
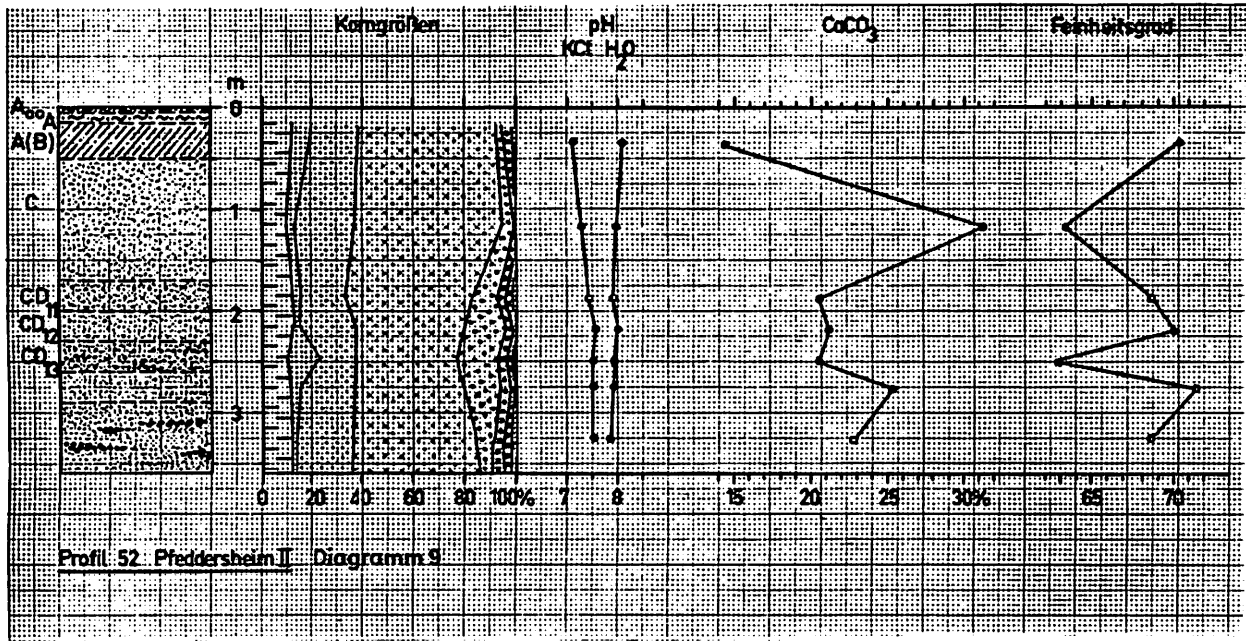


Abb. 25





Profil 52, Pfeddersheim II, Diagramm 9

69,1. Die größte Lößkomponente haben dabei die Horizonte f_2C_{11} und f_2C_{12} mit 70,8 % und 73,1 %. Etwas differenzierter sind die $CaCO_3$ -Werte: der $f_1(B)$ -Horizont weist einen Kalkgehalt von nur 22,1 % auf, während die übrigen C-Horizonte von oben nach unten 30,8 % - 30,8 % - 26,9 % - 28,9 % $CaCO_3$ haben. Der pH-Wert steigt im Profil von oben nach unten schwach an.

Aus diesen Werten und den makroskopischen Beobachtungen am Aufschluß läßt sich für das Profil (soweit aufgeschlossen) das folgende pedogenetisch-klimatische Bild entwerfen:

Die zwei liegenden f_2C -Horizonte dürften wohl als kurz nacheinander sedimentierter, \pm einheitlicher Schwemmlöß zu betrachten sein. Dafür spricht die Schichtung des Materials. Nach der Sedimentation trocknete der Löß allmählich aus. Das erfolgte jedoch nicht plötzlich, sondern er blieb längere Zeit in dem feuchten Zustand liegen, wobei sich die grauen bis rotbraunen Flecken bildeten. Im oberen Teil des Horizontes - der damit der Luft näher liegt - herrschte eine etwas bessere Durchlüftung, wodurch sich auch die Fleckung nicht ganz so extrem wie im liegenden Löß ausbilden konnte. Die somit von oben nach unten langsam fortschreitende Austrocknung deutet auf einen Klimawechsel hin, wobei dann unter kalt-trockenen glazialen Bedingungen Löß sedimentiert wurde. Dabei konnten auch die Lößschnecken in den liegenden Profileilteil eingebracht werden, der inzwischen völlig ausgetrocknet war. Die fehlenden Steine deuten darauf hin, daß der Löß keiner solifluidalen Umlagerung unterlegen hat. Diese Lößsedimentation reichte mindestens bis 175 cm (unter die heutige Profilloberkante). Für das Ausgangsmaterial des $f_1(B)$ ist deshalb anzunehmen, daß es gleichfalls kein Solifluktionlöß war. Erst am Ende der Sedimentationsphase war es der Wandel des Klimas vom kalt-trockenen Klima über eine feucht-kalte Fließerdezeit zur Bodenbildungszeit, der die Umlagerung des heutigen $f_1(B)$ -Horizontes ermöglichte. Die zweite, nicht auszuschließende Möglichkeit ist, daß bei noch anhaltender Lößsedimentation die Solifluktion einsetzte, die mit dem Hinwenden auf die Bodenbildungszeit ebenso wie die Sedimentation aussetzte. Die Bildung des $f_1(B)$ -Horizontes erfolgte in einer pedogenetisch nur sehr wenig intensiven Periode. Farbe,

etwas gröberes Korn und deutlich verringerter Kalkgehalt von 22,1 % (hangender und liegender C-Horizont jeweils 30,8 % CaCO_3) sowie die Lößschneckenfauna deuten darauf hin. Die Kalkröhrchen sprechen für + wärmeres Klima mit zeitweise aufsteigender Wasserbewegung, wobei es zur Ausbildung der Kalksekretionen kam. Bei erneuter Klimaverschlechterung zu kalt-trockenem Glazialklima wurde der Löß im Hangenden sedimentiert. Nachträglich wurde er solifluidal etwas umgelagert (vereinzelte Steine). Leider fehlt die darauf entwickelte Bodenbildung. Auf Grund der rötlichen, hand- bis tellergroßen Flecken ist zu erschließen, daß es sich, falls diese Bildungen sich als Krotowinen herausstellen, beim C-Horizont um das Relikt eines Steppenbodens oder eines Tschernosems handeln muß.

Auf die Situation der Umgebung wurde schon bei Profil 51 hingewiesen. Das Profil Pfeddersheim II (Nr. 52) selbst liegt bei 131 m NN. an der Straße Pfeddersheim - Mörstadt. Die Aufschlußwand beginnt hinter der Schule, links der Straße.

Das Profil (Abb. 25) ist wie folgt aufgebaut:

- | | | | | |
|----|----------|----|-----------------|--|
| 1. | 0 - 5 | cm | A ₀₀ | Unzersetzte Halme, Blätter, Gras, z.T. etwas modernd. |
| 2. | 5 - 15 | cm | A | Blaßbrauner (10YR 6/3), lockerer und staubartiger Horizont. Einzelne Risse, Wurmlöcher und Wurmröhrchen. Gut durchwurzelt. Schwach humos. |
| 3. | 15 - 50 | cm | A(B) | Ebenfalls blaßbrauner (10YR 6/3) Löß, nur etwas heller. Bröckelgefüge nur schwach ausgebildet. Dicht mit Wurzeln durchsetzt. Einzelne Steine. Wurmröhrchen. Rissig. |
| 4. | 50 - 170 | cm | C | Sehr blasser, brauner Löß (10YR 7/3), jedoch leicht gelblich. Einzelne Senkrechttrisse bis unten durchlaufend. Kompakt bis fest. Kalkröhrchen gleichmäßig im gesamten Horizont verteilt. Kleine rundliche Steine (Quarze u.a.) mit maximaler Längenausdehnung von unter 0,5 cm. Nahe der recht unscharfen Untergrenze: handgroßer ovaler, rötlicher Fleck. |

- | | | | | | | |
|----|-----|---|------|----|------------------|--|
| 5. | 170 | - | 200 | cm | CD ₁₁ | Heller, gelblich-brauner (10YR 6/4) rötlicher Löß mit Feinsand gemischt. Porös. Kalkröhrchen. Einzelne Risse. Quarze, Quarzite, z.T. rötlich, bis 1 cm max.Länge, meist jedoch kleiner. Handgroße, hellere Flecken: Material aus dem hangenden G-Horizont. |
| 6. | 200 | - | 230 | cm | CD ₁₂ | Wie CD ₁₁ , jedoch weniger sandig und mit blasser Rottönung, fast nur gelblich-braun (10YR 6/4). |
| 7. | 230 | - | 260 | cm | CD ₁₃ | Wie CD ₁₁ . Wieder mit stärkerer Rottönung. Stärker sandig. Der Sand kommt hier in kleinen 1-2 cm mächtigen Bändchen vor, die z.T. auch gröbere Komponenten enthalten. |
| 8. | 260 | - | 290 | cm | | Sehr blasser, brauner Löß (10YR 7/3). Fest. Schwach porös. Stellenweise feine Schichtung erkennbar. Kalkröhrchen zahlreich im gesamten Horizont, z.T. in horizontaler Anordnung. |
| 9. | 290 | - | +360 | cm | | Löß wie in 8. Hier nur einzelne Geröllbänder linsenartig dazwischengeschaltet. 2-20 cm mächtig. Zwischenmittel: roter, gleichkörniger Feinsand. Zusammensetzung der Gerölle: Quarz, Quarzit, Kalk, Porphy. Alle gut gerundet, meist mit der Längsachse N-S-eingeregelt. Größe: maximale Länge 3-4 cm, meist jedoch kleiner (unter 2 cm), Quarze z.T. frostgesprengt. |

Die zur weiteren Verfeinerung des durch makroskopische Betrachtung von der Horizontierung gewonnenen Bildes durchgeführten chemischen und mechanischen Bodenanalysen bestätigen die im Profil auf makroskopischer Grundlage durchgeführten Abstufungen (Diagramm 9): Der Löß zeigt im wesentlichen eine recht einheitliche Zusammensetzung. Das gilt für die Fraktion 0.02 - 0.006 mm wie auch für die Tonfraktion (unter 0.002 mm). Lediglich der Sandgehalt weist erhebliche Unterschiede auf. Er liegt in den Horizonten 5, 7 und 9 höher als in den Lößhorizonten, die auch in ihrer Makromorphologie keinen Sand aufgewiesen haben. Der Kalkgehalt ist mit 14,3 % im A(B) am niedrigsten. Der Maximalwert

wird in seinem C-Horizont mit 31,1 % erreicht. Alle übrigen Horizonte haben ca. 20 - 22 % CaCO_3 , nur der LÖB über dem Schotterlinsen/LÖB-Horizont hat mit 25,1 % einen größeren Anteil.

Analysen und makromorphologischer Aufbau lassen hinsichtlich der Pedogenese folgende Schlüsse zu:

Zunächst zum Zurundungsindex der Gerölle im Horizont 9, deren Zusammensetzung oben schon beschrieben wurde: Das Morphogramm für Quarzit (Abb.25) weist in der Indexgruppe 100 - 150 ein kleines Maximum mit 20 % auf, sowie ein Sekundärmaximum in der Indexgruppe 300 - 350 mit 14 %. Die dazwischenliegenden Werte sind relativ hoch. Die Verteilung der Geröllzahlen auf die einzelnen Indexgruppen deutet auf glaziale Bedingungen bei der Schotterakkumulation. Dafür spricht auch das Vorkommen frostgesprengter Quarze. Da die Gerölle in Form von Linsen im LÖB vorkommen, sind beide Ablagerungen als synsedimentär anzusehen. Deshalb ist zu folgern, daß in der Hauptsache Schwemmlöß sedimentiert wurde, und zwar unter glazialen Bedingungen, wobei zwischendurch kurze, aber stärkere Vorstöße der Pfrimm stattgefunden haben müssen, bei denen die Gerölle akkumuliert wurden. Schließlich lassen die Vorstöße nach bzw. sie setzen aus und es folgt nur noch reine Lösssedimentation; die schwach erkennbare Schichtung deutet darauf hin, daß sie weiterhin durch Wasser erfolgte. Die Korngröße und das Fehlen der Gerölle spricht für ein langsamfließendes Gewässer.

Ebenfalls fluviatiler Herkunft sind die folgenden Horizonte, mindestens jedoch der untere (CD_{13}). Darauf lassen die Bändchen aus Feinsand mit darin vorkommenden größeren Komponenten schließen. Bei den hangenden Horizonten CD_{12} und CD_{11} geben weder Schichtung noch Sandbändchen Hinweis auf fluviatilen Transport. Lediglich der rote Sand - als gleiches Material wie CD_{13} - läßt den Schluß zu, daß es sich um analoge Bildungen handelt.

Das Wasser muß dann sehr plötzlich gewichen sein - anders läßt sich die fast geradlinige, wenn auch nur schwach sichtbare Obergrenze nicht deuten - und es setzte eine rein äolische Lösssedimentation ein, die mindestens 170 cm LÖB (bis zur heutigen Profiloberkante) erbrachte, der eine solifluidale Umlagerung erfuhr,

wobei auch die ursprünglich sicher scharfe Untergrenze etwas verwischt wurde. Zahlreiche kleine Steinchen im C-Horizont weisen auf die Umlagerung hin. In der postglazialen Wärmezeit entwickelte sich unter semihumidem, warmem Klima ein Steppenboden, der durch Aufoxydierung des Eisens verbraunte, als sich anschließend pedoklimatisch feuchtere Verhältnisse einstellten. Dabei kam es auch zur Entkalkung des Hangenden. In der Steppenbodenzeit bildeten sich bei zeitweise aufsteigender Wasserbewegung die Kalkröhrchen im C-Horizont, was auf pedoklimatisch trockenere Verhältnisse deutet. Krotowinenartige Gebilde an der Basis des C-Horizontes, gefüllt mit feinsandigem Material aus dem Liegenden, sprechen für das Vorkommen einer Steppenwühlerfauna.

Weitere Terrassen dieses Niveaus kommen besonders zahlreich im Rotliegendgebiet vor. Weniger häufig sind sie im Mittellauf der Pfrimm, also im Bereich des tertiären Kalkriegels zu finden. Nördlich des Wachenheimer Gewannes "Klauer" ist eine deutliche Terrassierung des Hanges festzustellen. Das Niveau dieser Terrasse entspricht den 10 m der Älteren Mittel-Terrasse. Leider fehlen Schotter als Beleg. Die Untersuchungen einzelner Lesesteinhaufen in der Nähe der Straße ergaben keine eindeutig einzuordnenden Ergebnisse.

Im Rotliegendgebiet sind die Verhältnisse etwas klarer. Am Anstieg zum Gold-Hübel und zum Schaf-Hübel sind bei 220 m NN. Pfrimmterrassen zu sehen, die 10 m über der Aue liegen. Als Schotter kommen hier vor allem Quarzite, Porphyr und Quarz vor. Im allgemeinen zeigt die Geröllzusammensetzung der unteren Terrassen keine wesentlichen Unterschiede gegenüber den höheren Niveaus. Auch am Fockenberg (Abb. 10) ist eine Stufung des untersten Hanges zu beobachten. Höhe der Kante und Schotterstreu entspricht dem Schaf-Hübel.

Der Weg Standenbühl - Steinbach führt oberhalb eines kleinen Baches entlang, der ein breites, fast ebensohliges Tal besitzt. Die Hänge sind teilweise recht steil. Sie schließen mit Kanten ab, die dem 10 m - Niveau der Älteren Mittel-Terrasse entsprechen. Die Geröllstreu setzt sich zusammen aus Porphyr (frisch und auch

sehr stark verwittert), Quarzit, Quarz, Baryt.

Gleichfalls eine untere Stufe der Standenbühler Höhe (= 257 m NN.) bildet ein 10 m-Niveau, das mit einem deutlichen Knick zum Hang absetzt, der zur Pfrimmaue überleitete. Hier sind im Bereich der Terrasse eine große Zahl Gerölle zu finden. Sie breiten sich bis auf die Felder aus, die östlich des Einzelhofes Mühlenbusch zwischen den Bächen liegen. Fast alle Gerölle sind gut zugerundet. Ihre Ausmaße liegen zwischen Hühnerei- und Faustgröße. Die Schotterstreu setzt sich aus nachstehenden Gesteinsarten zusammen:

Porphyre (Mehrzahl der Streu bildend, meist relativ frisches Aussehen, seltener stark verwittert)

Quarzite

Quarze

eisenschüssiges, rostfarbenedes Konglomerat

Baryt.

Eine ähnliche Situation wäre von der anderen Seite des Talknotens von Standenbühl, also westlich des Pfrimm-Knies zu berichten. Auch hier liegt der Rest des alten Talbodens 10 m über der rezenten Pfrimmaue.

Zwischen Standenbühl - Fohlenhof und der Eisenbahnstrecke erhebt sich ca. 10 m über der Pfrimm eine mit Geröll bedeckte Terrasse. Die Oberfläche ist etwas uneinheitlich gestaltet, insgesamt gesehen senkt sie sich jedoch gegen die Pfrimm hin. Die Gerölle sind verschieden groß. Meist besitzen sie Faust- bis Hühnereigröße. Sie sind fast immer gut gerundet und geglättet. Nach der Streuung auf der Terrassenoberfläche zu urteilen, nimmt die Zahl der Gerölle nach Osten hin ab. Die Schotterzusammensetzung entspricht der oben aufgeführten.

Bemerkenswert ist, daß auch die Niveaus der Nebenbäche, die hier im Rotliegendgebiet in die Pfrimm münden, auf die Terrassen der Pfrimm eingespielt sind, obwohl die Bäche relativ kleine Täler besitzen. Der Häferbach nördlich von Dreisen zeigt auf seiner nordnordwestexponierten Seite bei ca. 10 m eine deutliche Terrassenkante. Auf dem gegenüberliegenden Hang ist sie wesentlich abgerundeter. Die Terrasse ist mit zumeist hühnereigrößen Geröllen

bedeckt, die gegen den Häferbach hin zahlreicher und größer werden. Die Zusammensetzung ist wie oben schon angeführt. Zusätzlich wurde ein Phonolith-Geröll gefunden.

(cc) Jüngere und jüngste Mittel-Terrassen

WEILER (1931) schilderte einige ältere dieser ca. 8 m über der Talsohle liegenden Aufschlüsse, die heute schon wieder verschwunden sind. STEUERS Beobachtungen liegen noch weiter zurück (1909), sie werden gleichfalls von WEILER referiert. Die nachstehenden Aufschlüsse werden von ihm dort angeführt:

1. In der Monsheimer Grube liegen 3 - 4 m pleistozäne Pfrimmschotter über Pliozän. Die Schotter setzen sich zusammen aus Porphy, Quarzit, Quarz, Kalk; Ton- und Sandlinsen sind eingeschaltet.
2. Im Hohlweg zwischen Monsheim und Kriegsheim war ebenfalls diese Terrasse aufgeschlossen. Ihr Hangendes bildete Sandlöß mit Kreuzschichtung, der nach oben in äolischen Löß übergeht.
3. Grube Goedel/Pfeddersheim. Südwand der Grube auf dem heutigen Sportplatz.
4. Gewann Fuchsrech, östlich der Straßenabzweigung von der Bundesstraße 47 nach Hohensülzen. Dort war folgendes Profil der Jüngeren Mittel-Terrasse aufgeschlossen:

- ca. 0,2 m Ackererde
- ca. 0,5 m LÖB
- ca. 0,2 m braunes Lehmband
- ca. 2,2 m LÖB, an der Basis als Sandlöß ausgebildet
- ca. 3,2 m Pfrimmschotter
- Liegendes "Hipparionsand" (= Klebsand)

Die Jüngere Mittel-Terrasse ist mangels Aufschlüssen nicht genau von der Jüngsten Mittel-Terrasse (6 m) zu trennen. Besonders ist das der Fall im Vorderen Pfrimmgebiet, also östlich des Tertiärriegels. Daher werden die von mir kartierten Terrassenreste dieser Niveaus im folgenden gemeinsam geschildert. Ob sich eine Trennung in zwei verschiedene Terrassen oder gar deren Stellung

in zwei Glaziale als begründet erweist, soll erst im Kapitel V untersucht werden. Zunächst gilt es nur, die ausgeschiedenen 6- und 8-m-Niveaus kurz zu beschreiben und zwar so, daß wiederum im Osten begonnen und dann das Pfrimmgebiet aufwärts gegangen wird.

Südöstlich von Pfeddersheim erhebt sich eine 8 m hohe Terrasse mit nur schwach ausgebildeter Kante über die Pfrimm. Sie gehört auf Grund der Lage des Niveaus zur Jüngeren Mittel-Terrasse. Als Geröllstreu treten faustgroße gut gerundete Schotter auf, meist Quarzite. Seltener ist Quarz und Porphyr.

In den Gewannen "Steinpfehl" und "Unterlüssen" westlich von Pfeddersheim tritt ein ähnliches Niveau mit gleicher Schotterzusammensetzung auf. Die Terrassenkante dürfte hier bei 6 m liegen.

Ebenfalls 6 m über der Pfrimm liegt zwischen der Wiesenmühle (Fabrik Enzinger) und Pfeddersheim eine Terrassenstufe, die als Fortsetzung der oben beschriebenen anzusehen ist.

Die Terrasse, auf der der Monsheimer Bahnhof steht, erhebt sich 8 m über die Pfrimmaue. Sie findet eine sehr ausgeprägte Fortsetzung in jenem Rücken, der sich zwischen Monsheim und der Kinderbach-Mündung mit einer + deutlichen Kante zur Pfrimm absenkt. Die Oberfläche steigt hinter der Kante noch etwas an, um nach dem Erreichen eines Kulminationspunktes sich zum Kinderbachtal hin abzudachen. Dieser südexponierte Hang zeigt keine Terrassenstufung. Schotterstreu tritt hier nur in geringem Maße auf. Am zahlreichsten sind die Gerölle im Bereich des Abfalles der Terrassen zur Pfrimm. Die Schotter, meist gut gerundete Quarze und Quarzite, sind zum Teil sehr groß. Sie erreichen Maximallängen von 10 bis 15 cm. Weniger häufig treten Porphyr- und seltener Kalkgerölle auf.

Jenseits der Pfrimm, westlich der Bahnstrecke nach Alzey, tritt das gleiche Niveau wieder auf. Besonders nördlich der kleinen Pfrimmbrücke und des Pegels sind zahlreiche Gerölle zu finden:

Quarzite (rot, braun, rotbraun, grau, z.T.
mit Verwitterungsrinde)
Quarz (rötlich, weiß)

Porphyr (z.T. sehr stark verwittert)
 Achat (nur 1 Exemplar)

Die Größe schwankt zwischen 2 und 6 cm (maximale Länge).

An der Stelle, wo östlich von Wachenheim Straße und Pfrimm sich am meisten nähern, liegt ca. 6 m über der Pfrimmaue eine Schotterstreu, die sich aus den o.a. Geröllen zusammensetzt. Dazu treten noch Kalkgerölle, z.T. stark vermischt mit Kalkschutt.

Die Fortsetzung findet dieser Terrassenrest nach Westen, wo er erst auf der Höhe der Neu-Mühle ausklingt. Auch auf dem Nordufer, nördlich des Gewannes "Über der Heerstraße" ist das 6 m-Niveau der Mittel-Terrasse vorhanden. Die Kante ist hier sehr deutlich sichtbar, da sie durch eine Weganlage markiert wird. Neben dem Kalkschutt, der hier die Hänge überzieht, kommen auch viele Gerölle vor, die besonders in kleineren Erosionsrinnen freigespült wurden und so zahlreicher werden. Zumeist sind es rotbraun bis rote Quarzite, daneben auch Quarze und etwas Porphyr.

Nördlich von Wachenheim, an der Schloß-Mühle, liegt eine Geländestufe 6 - 8 m über dem Niveau der rezenten Pfrimmtalsole. Die oberhalb an die Kante anschließende Oberfläche dacht sich leicht zur Pfrimm hin ab. Nach Osten hin flacht sich die Fläche ab und geht in die Dellenunterläufe der Mölsheimer Mulde über. Die Schotter kommen relativ zahlreich vor, meist sind sie klein (haselnuß- bis walnußgroß). Quarze herrschen vor. Weniger zu finden sind Quarzite und Porphyre.

In der Nähe der Quelltümpel östlich von Niefernheim ist ein heute nicht mehr aktiver Prallhang der Pfrimm in einer Terrasse ausgebildet. Die Kante liegt 8 m über der Pfrimm. Bemerkenswert ist die Schotterstreu oberhalb des Prallhanges. Neben dem obligatorischen Kalkschutt sind zahlreiche walnußgroße Kalkgerölle zu finden, die einen hohen Zurundungsgrad aufweisen. Daneben kommen ebenfalls gut gerundete Quarze und Quarzite vor.

Westlich von Harxheim liegt die breite Pfrimmaue, auf der schon einzelne Schotter zu finden sind. Die Aue geht in einen Hang über, der bis auf die Höhe des Harxheimer Friedhofes ansteigt.

Hinter diesem beginnt ein 2 m hoher Rech, dessen anschließende Oberfläche in der Fortsetzung der Hanggefällskurve liegt. Insgesamt ergeben sich 10 m für die Höhe der Kante über der Pfrimm. Bei 8 m dürfte aber die Terrasse liegen, die einzelne haselnußgroße Quarzite lieferte. Auf der Oberfläche sind auch vereinzelt faustgroße Schotter zu finden. Dieses Terrassenniveau findet weiter westlich seine Fortsetzung und zwar zwischen Wiesen- und Kleinmühle, ebenfalls auf dem Pfrimm-Südufer. Die Kante dieses Terrassenzuges liegt 8 m über dem Fluß. Auf der Oberfläche kommen zahlreiche Steine vor, die zum größten Teil als Schotter angesprochen werden können. Am häufigsten sind Kalksteine vertreten. Die größeren Komponente stellen dabei obigen Kalkschutt dar, die kleineren dagegen haben ausgesprochenen Schottercharakter. Sie sind meist walnußgroß und gut gerundet. Außerdem sind Quarze, Quarzite (grau, rotbraun) und Porphyr zu finden. Eine kleine Feuerstein-Pfeilspitze wurde gleichfalls auf dieser Terrasse gefunden.

Westlich und östlich der Steinmühle bei Marnheim ist eine deutliche Terrassenkante ausgebildet, die ca. 10 m über der Pfrimm-ae liegt. Die Oberfläche der Terrasse senkt sich gleichfalls stetig zur Pfrimm hin ab. KLUG (1959) gibt für diese Terrasse 6 m an, da die Decksedimente entsprechend mächtig sind (LÖB- und Hanglehm). Ein Aufschluß an der Steinmühle zeigt, daß hier die gleichen lithologischen Verhältnisse vorlagen wie bei den übrigen Terrassen. - Ihr gleich stellt KLUG eine Terrasse östlich von Albisheim, die von Pfrimm und Leiselbach unterschritten wurde. Hervorgehoben wird dabei, daß infolge der Aufschüttungen des Leiselbaches eine starke Porphyrkomponente vorherrscht. Der Nordteil dieser Terrasse stellt daher "einen alten Schwemmkegel" des Leiselbaches dar.

Zwischen Leiselbach und Steinmühle ist gleichfalls ein Terrassenrest dieses Niveaus vorhanden, der zweifelsohne das Verbindungsstück zwischen diesen lithologisch einwandfrei gesicherten Vorkommen bildet. Östlich vom Heyerhof weist ein deutlicher Hangknick auf diese Terrasse hin, ebenso westlich und südlich von Albisheim. Leider fehlen hier die Flußschotter fast vollständig.

Nur im Bereich des Albisheimer Westausganges sind Quarze und Quarzite zu finden. Ansonsten herrscht der Kalkschutt vor.

KLUG (1959) weist neben Leiselbach und Steinmühle noch zwei weitere Terrassenreste dieses 6-m-Niveaus nach. Er führt das Vorkommen östlich des Froschauerhofes an, das sich bis 400 m vor die Marnheimer Brücke hinzieht. Die Terrasse ist vom Riedenmühlenbach zerschnitten. Einen Aufschluß beschreibt KLUG von der Bahnunterführung der Straße Marnheim - Göllheim. "Unter einer im Durchschnitt 20 cm mächtigen Bodenschicht fanden sich in einer Mächtigkeit von 50 cm Pfrimmschotter. Sie lagen diskordant auf den nach Osten einfallenden Schichten des Oberrotliegenden und bestanden aus Quarz, Quarzit, Porphy, Buntsandstein, Rotliegendem und in geringem Maß aus Kalk. Die Unterkante der Terrasse, die offensichtlich nicht mehr in ihrer vollen Mächtigkeit erhalten war, da die oberen feinen Ablagerungen fehlten, befand sich 6 m über der rezenten Talau der Pfrimm." Ein weiteres Vorkommen sieht KLUG in der Terrasse westlich des Hasenbaches, südlich von Dreisen.

Dort, südlich des Ortes, konnte ich auch eine Terrassenkante aufnehmen, die zu dem von KLUG genannten Aufschluß gehört. Die Oberfläche, die sich daran anschließt, senkt sich einmal zur Pfrimm, zum anderen zum Hasenbach hin ab (ähnlich wie bei der Pfrimm und Kinderbach; s.o.). Zahlreiche Gerölle sind besonders im Bereich der Kante zu finden. Nach Süden zu nimmt ihre Zahl ab. Dort kommen allenfalls 5-10 hühnereigroße Gerölle pro m² vor. Vorn jedoch ist ihre Zahl wesentlich höher. 428 Gerölle konnten pro m² von mir gezählt werden. Die Streu setzt sich wie folgt zusammen:

- 248 Porphy und Quarzporphy, stark verwittert,
- 80 Porphy, schwächer verwittert,
- 60 Quarz,
- 36 Quarzit,
- 4 Buntsandstein (rot).

Die meist gut gerundeten und geglätteten Gerölle sind in der Mehrzahl haselnuß- bis walnußgroß. Die extremen Größen schwanken aber zwischen Exemplaren von unter 1 cm Maximallänge und faust-

großen Geröllen.

Dieser Terrassenzug kann weiter verfolgt werden bis zur Lochmühle nach Nordosten und pfrimmaufwärts bis zum Münsterhof. Die lithologischen und die Niveau-Verhältnisse ändern sich dabei nicht.

Ein letztes Vorkommen eines Terrassenrestes dieses Niveaus ist am Fockenberg zu beobachten (Abb. 10). Die Kante liegt dort ca. 6 m über dem Talboden der Pfrimm und zwar südöstlich der Bundesstraße 47. Die Geröllstreu hält bis an das Pfrimmufer hin an. An der Beteiligung der oben genannten Gesteinsarten hat sich nichts geändert.

(dd) Die Nieder-Terrassen

Nach WEILER (1931) fehlt die Nieder-Terrasse als Stufe bis Monsheim. Allein zwischen Monsheim und Kriegsheim bildet sich eine Kante. Unter holozänen Sedimenten wurden dort die Terrassenschotter und -sande mehrmals angetroffen. - Aus dem Pfrimmtal reicht ein großer Schwemmkegel in das Oberrheinische Tiefland hinein. Die Verschleppung der Pfrimm-Mündung durch den Rhein wirkte sich auch zur Nieder-Terrassenzeit aus. Der pleistozäne Pfrimmschwemmkegel ist bis nordöstlich von Herrnsheim nachgewiesen.

In einer neueren Arbeit WEILERS (1953) werden die Nieder-Terrassen bei Pfeddersheim beschrieben. Das Liegende bilden die Freinsheimer Schichten. Darüber folgen 2,3 m rotbraune und verschlickte Pfrimmschotter mit "Linsen eines strohgelben Lösses darin". Die oberen 1,2 m sehen nach WEILER "wie gewaschen" aus. In diesem Hangendteil "wechseln frische rotbraune Lagen mit offensichtlich + gebleichten ab, die den kräftigen Farbton gegen einen mehr grauen eingetauscht haben". Die Grenze zwischen diesen zwei Schichten ist nicht gradlinig: die obere lagert auf der unruhigeren Oberfläche der liegenden Schicht, teilweise bildet sie Taschen bis 0,5 m Tiefe, "die mit den reinen, mehr grauen Pfrimmkiesen ausgefüllt sind". Aufgrund dieser Zweigliederung nimmt WEILER auch eine Zweiteilung der Nieder-Terrasse in eine Jüngere

und eine Ältere an. Höhenangaben werden nicht gemacht, ebenso nicht bei KLUG (1959), der die Arbeiten WEILERS (1931, 1953) zitiert. - Neuerdings ist auch WEILER der Meinung, daß die Nieder-Terrasse als \pm durchgehender Zug stellenweise vorkommt, nachdem ich ihn auf die häufige 2 m-Stufe im Gesamtbereich der Pfrimm aufmerksam gemacht hatte (freundl. briefl. Mitteilung 1964).

Diese Stufe in 2 m Höhe über dem rezenten Pfrimmtalboden ist, wie Beobachtungen im gesamten Pfrimmtal zeigen, sehr weit verbreitet. Die Stufe ist gegenüber den anderen Terrassen noch relativ gut erhalten und zu verfolgen. Die beobachteten Terrassenreste dieses Niveaus werden hier nur aufgezählt. Sofern sich Gesichtspunkte ergeben, die für die Genese des Pfrimmtales und für die zeitliche Einordnung der Formen wichtig sind, wird auf diese im Anschluß an die Aufzählung noch näher eingegangen werden.

Tab. 4: Reste der Nieder-Terrassen im Pfrimmgebiet

- | | |
|----------------------------------|--|
| 1. Leiselheim | (westlich) |
| 2. Pfiffligheim | (südlich) |
| 3. Pfeddersheim | (südlich) |
| 4. Kinderbach | (Mündung) |
| 5. Kinderbach | (südlich) |
| 6. Wiesenmühle | (Werk Enzinger; östlich und westlich) |
| 7. Kriegsheim | (östlich; "In Westerlangen") |
| 8. Bundesstraße 47 | (östlich Abzweig nach Hohensülzen) |
| 9. Monsheim | (Ostausgang) |
| 10. Bahnstrecke Monsheim - Alzey | (westlich des Bahndammes) |
| 11. Wachenheim | (östlich; = nördlich Gewann "Klauer") |
| 12. Pfrimm-Brücke | (östlich Wachenheim, Nähe Pegel) |
| 13. Wachenheim | (westlich) |
| 14. Haus Lauer | (Niefernheim) |
| 15. Ostausgang Niefernheim | |
| 16. Kleinmühle | (östlich) |
| 17. Herfingerhof | (oberes Pfrimmgebiet, Nähe Standenbühl). |

Am klarsten sind die Verhältnisse südlich von Pfeddersheim, in den Gruben Goedel an der Bundesstraße 47, wo WEILER seine o.a. Beobachtungen machte.

Aufgrund der dortigen Lagerungsverhältnisse ist tatsächlich eine Zweigliederung der Nieder-Terrasse auszumachen (Abb.26). Das von mir dort aufgenommene Profil zeigt deutlich, daß zur Pfrimm hin die Mächtigkeit der Schotter abnimmt, d.h. daß der 1963 aufgeschlossene linke Teil der Gruben-Ostwand allein die Jüngere Nieder-Terrasse darstellt. Die Genese dieser Profilwand ist deshalb so zu deuten: Zunächst wurde von der Pfrimm auf den Freinsheimer Schichten die Ältere Nieder-Terrasse akkumuliert. Dabei bildeten sich in den liegenden Sanden Kolke und kleine Rinnen, die gleichfalls mit Pfrimmschottern ausgefüllt wurden. Die Pfrimm-Terrasse reichte damals bis an den Fuß der Riedel mit den älteren Terrassen heran. In einer zweiten Phase wurde die Jüngere Nieder-Terrasse akkumuliert, in der Form nämlich, wie sie WEILLER (1953) beschrieb. - Im Südteil der Grube erreichten die Schotter eine Mächtigkeit, die um 4 m liegt. Eine Schotteranalyse der Nieder-Terrassenakkumulation der Pfrimm erbrachte folgende Ergebnisse (Abb.27): zwei Morphogramme wurden aufgrund von Messungen an Quarziten aufgestellt und zwar für eine Schicht, die 1,5 m unter der rezenten Oberfläche liegt, und für eine andere, die 2,8 m tief liegt. Damit dürfte WEILLERs obere und untere Stufe der Nieder-Terrasse getroffen worden sein. Die liegende Schicht, die zur Älteren Nieder-Terrasse gehört, zeigt ein Maximum von 44 % in der Indexgruppe 100 - 150. Der Abfall vom Maximum läuft über 16 % in der Gruppe 200 - 250. Der Charakter der Bildungszeit dieser Terrassenschotter kann eindeutig als glazial angesprochen werden. Ein etwas anderes Bild ergeben dagegen die Schotter der Jüngeren Nieder-Terrasse. Die Indexgruppen 100 - 150, 150 - 200 und 200 - 250 zeigen zusammen je 22 - 26 % (26 in der Gruppe 200-250 = Maximum). Die mittlere Zurundung ist daher bei diesen Schottern höher. Sie weist auf eine Umlagerung hin, da ein längerer Transportweg nicht in Betracht kommt. WEILLERs Beobachtung von den "gewaschenen" Kiesen und Schottern erfährt damit ihre Bestätigung. Aus diesen Tatsachen ist zu erschließen, daß die Pfrimm als äußerst kräftiger Fluß diese Schotter herangeführt und hier akkumuliert haben muß, nachdem sie möglicherweise im Oberlauf von einer älteren Terrasse wieder abgetragen wurden.

Abb.26 Aufschluß in der Pfrimm-Niederterrasse bei Pfeddersheim

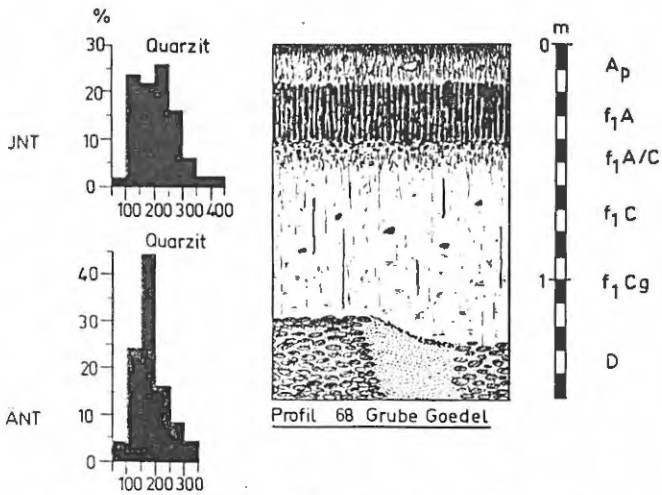
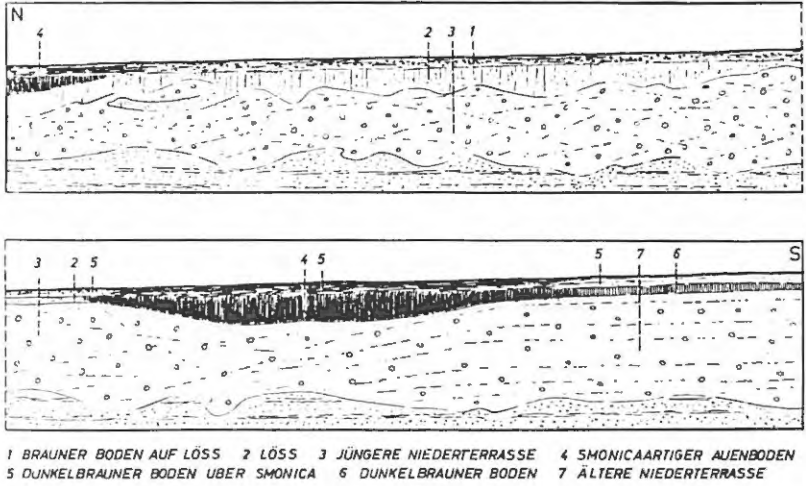
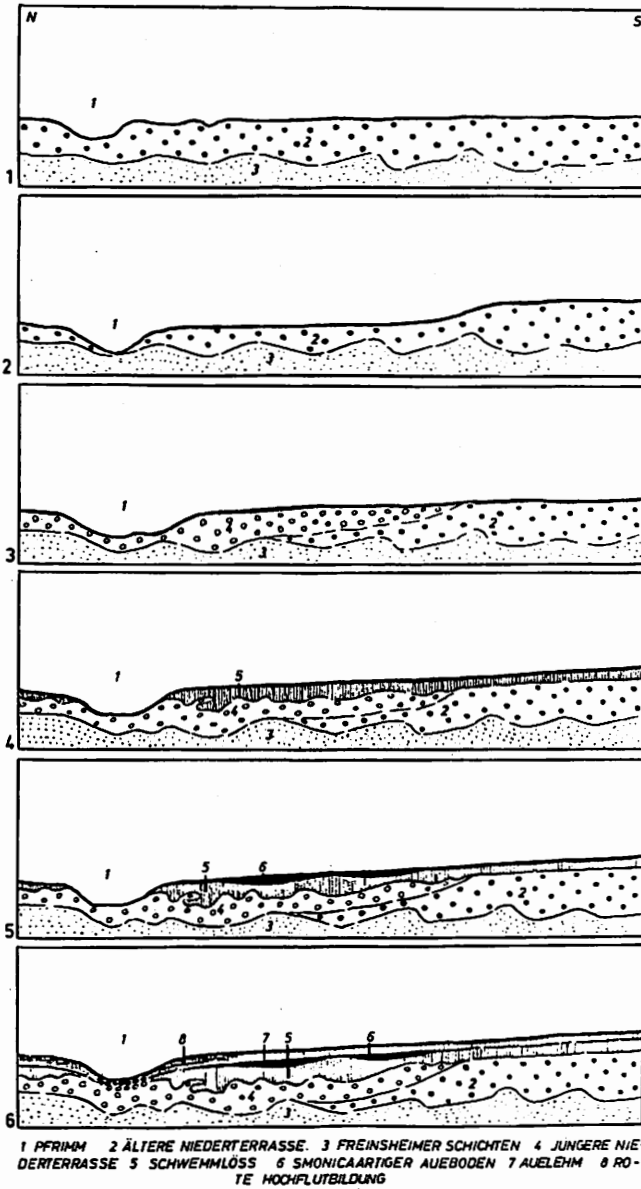


Abb.27 Morphogramm der Jüngerer u. Älteren Niederterrasse

Abb. 28 Entwicklung der Pfrimm-Niederterrasse bei Pfeddersheim (GRUBE GOEDEL)



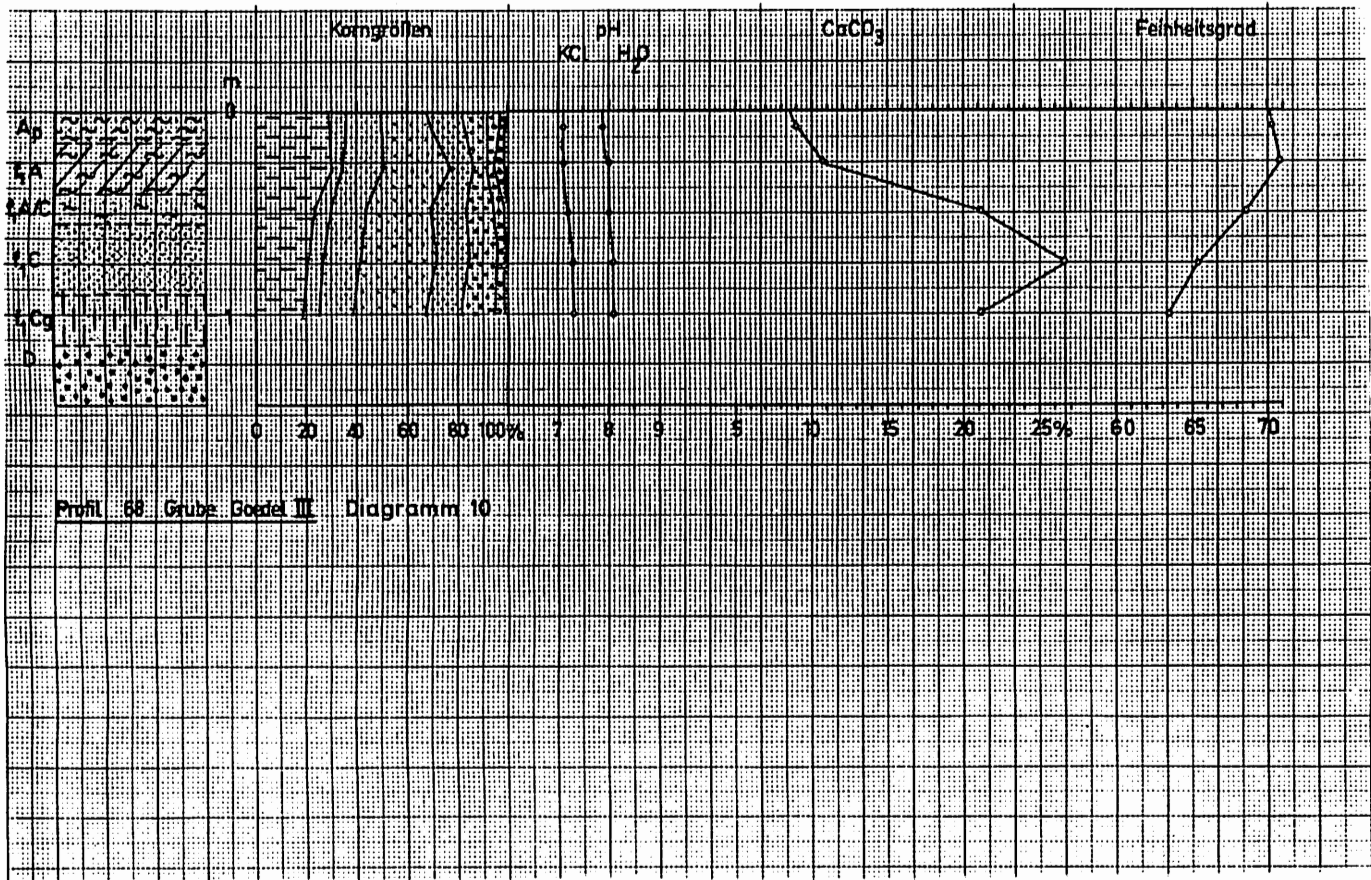
Das Feinmaterial wurde dabei weiter fortgeführt und in das Ober-rheinische Tiefland hinausgetragen. Nach der Aufschotterung der Jüngeren Nieder-Terrasse erfolgt ein neues Einschneiden und der Beginn des Rückzuges der Pfrimm in das Flußbett, welches heute von ihr benutzt wird. Bei diesem Einschneiden wurde in ufernäherem Bereich die Jüngere Nieder-Terrasse teilweise entfernt. Im Profil findet sich diese Vermutung in der Abnahme der Mächtigkeit zur Pfrimm hin und in der unruhigen Oberfläche der Nieder-Terrassen bestätigt (Abb.26). Hier wurde nämlich ein weiteres Sediment eingebracht, das teilweise mit Schotterlinsen abwechselt und die Taschen in der Jüngeren Nieder-Terrasse auffüllt. Die wellige Oberfläche dokumentiert die danach noch vorhandene erosive Tätigkeit der Pfrimm und den relativ breiten, wahrscheinlich verwilderten Lauf. Bei dem besagten Sediment handelt es sich um von den Hängen abgeschwemmten Löß. Er fehlt im Südteil der Grube, wo die \pm geschichteten Schotter der Älteren Nieder-Terrasse vorliegen. Erst nachdem die \pm geschichteten Schotter von denen der Jüngeren Nieder-Terrasse abgelöst werden, ist er in größerer Mächtigkeit vorhanden. Nach dieser Schwemmlöß-Sedimentation erfolgten wiederum Ausbrüche der Pfrimm. Dabei wurden in dem Schwemmlöß kleine Rinnen gebildet, in welchen subhydrisch ein smonitzaartiger Auenboden entstand. Schließlich kam in historischer Zeit die Auelehmbildung hinzu, die alle Ablagerungen mit von den Hängen herabgeschwemmtem Lehm überdeckte. Die jüngste Entwicklung im Bereich dieses Profils soll durch die nachstehende Aufnahme (Profil Nr. 68)(Abb.27) erläutert werden. Sie gleicht im wesentlichen zwei gleichfalls hier aufgenommenen Profilen (Nr. 66, 67):

- | | | | | |
|----|---------|----|------------------|--|
| 1. | 0 - 15 | cm | Ap | Dunkler, gelblich-brauner Horizont (10YR 3/4). Krümelig bis bröckelig mit kleinen Steinen und Geröllen. Bewurzelung: Getreidefeld. |
| 2. | 15 - 40 | cm | f ₁ A | Dunkler, leicht rötlicher Horizont (7.5YR 3/2). Stark tonig. Scharfkantiges Polyedergefüge, z.T. in Prismen. Rissig und klüftig. Vereinzelt kleine Steine. Einzelne kleine lößbraune Flecken punkt- bis tuffenartig im Horizont verteilt. Einmal sogar |

- bis 8 cm \emptyset . Material hier porös, krümelig bis bröckelig.
3. 40 - 55 cm $f_{1A/C}$ Übergangshorizont. Dunkelbraune und helle Flecken, durch Material aus f_{1A} und C verursacht (nebeneinander vorkommend). Nach unten hin nimmt die C-Komponente zu. Horizont noch tonig und rissig, z.T. polyedrisches Gefüge. Wurmröhren mit f_{1A} -Material ausgefüllt. Kleine Kalkkonkretionen um 2 cm (maximale Länge).
4. 55 - 90 cm f_{1C} Heller, lichter Löß, bräunlich (7.5YR 6/4). Rissig und klüftig. Kalkröhrchen und Pseudomycel sehr häufig. Kleine Kalkkonkretionen 1 - 2 cm maximale Längenausdehnung. Wurmröhren dunkelbraune Ausfüllung oder Auskleidung.
5. 90 - 115 cm f_{1Cg} Schwemmlöß, bräunlich (7.5YR 6/4). Kalkröhrchen und Pseudomycel. Rostfleckung. Vom Unterteil geht in die liegenden Schotter eine Tasche hinein, die mit rostrotem Sand gefüllt ist. Oben scharfe Grenze zum f_{1Cg} .
6. 115 - +150 cm D Schotter der Nieder-Terrasse der Pfrimm.

In die Horizonte f_{1C} und f_{1Cg} greifen Kiesbänder schräg hinein. Daneben schalten sich Bänder von ca. 10 cm Breite ein, die aus rötlichem Sand und Schill bestehen.

Zur Erweiterung der durch makroskopische Untersuchung gewonnenen Befunde führte ich Analysen der Horizonte 1 - 5 durch (Diagramm 10). Dabei ergab sich eine weitgehende Übereinstimmung in der Lößkomponente 0.06 - 0.006 mm, die bei allen ca. 40 % beträgt. Wesentliche Unterschiede bestehen aber in der Tonfraktion und daneben, aber etwas weniger, bei den Grobfraktionen über 0.06 mm Korngröße. Der Tongehalt erreicht im Ap- und im f_{1A} -Horizont 28,6 % und 50,5 %. In den liegenden Horizonten beläuft er sich auf 23,8 % - 19,8 %, d.h. insgesamt nimmt der Tongehalt von oben nach unten ab, damit auch der Feinheitsgrad. Er beträgt 70,3 im Ap, 63,4 im f_{1Cg} . Während der pH-Wert von oben nach unten schwach zunimmt, sonst aber wenig aussagekräftig ist, zeigt der $CaCO_3$ -Gehalt in den einzelnen Horizonten wesentliche Unterschiede. Am



Profil 68 Grube Gostel III Diagramm 10

niedrigsten ist er im Ap und f₁A mit 9 bzw. 10,7 %. In den C-Horizonten steigt er bis auf 26,6 % an, um im f₁Cg wiederum bis auf 19,1 % abzufallen.

Mit Hilfe dieser Analysendaten läßt sich der makroskopisch von f₁C kaum zu trennende f₁Cg-Horizont ausscheiden (Abb.27). Er ist aufgrund der Entkalkung und der Rostflecken als semiterrestrischer Naßgley anzusprechen. Er ging aus einem Schwemmlöß hervor, der durch die Pfrimm bzw. Nebengewässer auf der Nieder-Terrasse akkumuliert worden war. Darauf deuten die Muschel- und Schnecken-schalenreste hin, die in dem Horizont und den darin eingeschalteten Sandbändern vorkommen. Diese sind z.T. kryoturbat verformt. Damit ist ein Hinweis gegeben, daß z.Zt. der Akkumulation des Schwemmlösses, mindestens auch von f₁C, kaltzeitliche Bedingungen vorlagen. Für die Bodenbildung spricht die Rostfleckung und die Entkalkung. Als Bodentyp kann von einem Frosttundrennaßgley gesprochen werden. Die hier fehlenden Wurmröhren lassen gleichfalls auf derartige Bedingungen schließen. Für die übrigen Teile des Profils möchte ich ebenfalls Schwemmlößsedimentation annehmen, die nach der Bodenbildung erfolgte und zwar in einer Mächtigkeit von mindestens 75 cm. Danach bildete sich auf dem Schwemmlöß in einzelnen flachen Rinnen ein subhydrischer Aueboden (f₁A). Seine Bildungszeit dürfte im Postglazial gelegen haben. An den Hängen wurde danach Löß denudativ entfernt, der das gesamte Talrelief eindeckte. Bei Überschwemmungen im Holozän wurde dieser Auelehm im ufernahen Bereich der Pfrimm durch eine rote Hochflutbildung ersetzt, deren Ablagerung auch noch in unseren Tagen anhält, wenn auch in beschränkterem Rahmen. Die Farbe der Hochflutbildung zeigt deutlich das Liefergebiet an: es sind die weichen, leicht ausräumbaren Tone und Mergel des Rotliegenden. Daneben besteht das Material aus verschwemmtem Hanglöß. Dieser Hochflutlehm bildet einen zähen, zur Austrocknung neigenden Boden, der von den Landwirten als "Mörsch" oder "Dürrfeld" bezeichnet wird (siehe gleichnamige Gewanne in der Pfrimmaue östlich von Pfeddersheim und östlich von Leiselsheim). Die rote Farbe des Bodens zeigt deutlich seine Verbreitung an: überall dort, wo die Pfrimmaue eben ist, tritt er auf. Das ist in allen Fluß-

abschnitten der Pfrimm der Fall. Besonders schön entwickelt ist dieser Hochflutlehm in den Auen östlich von Kriegsheim und zwischen Pfeddersheim und Hochheim.

Zum Profil Nr. 68 sei ergänzt, daß es etwas außerhalb des typischen Auebodens aufgenommen wurde. In der Mitte einer solchen Rinne, in der obiger Boden subhydrisch gebildet wurde, erreicht der f₁A eine Mächtigkeit von 50 cm. Dort ist auch das Braun viel dunkler (fast schwarz) und die Prismen sind geradezu in einer mustergültigen Regelmäßigkeit ausgebildet.

Das von mir ebenfalls aufgenommene Profil Nr. 66 entspricht im wesentlichen der für die randlichen Bereiche der Rinne typischen Ausbildung.

Die Decksedimente verhüllen, wie auch in den oben geschilderten Profilen, einen großen Teil der Nieder-Terrassenschotter. Trotzdem ist die Stufe mancherorts gut festzustellen. Ein Beispiel dafür sollen die Nieder-Terrassenstufen westlich von Wachenheim sein (Abb.29). Die Dorfanlage befindet sich auf einer Terrasse, die allmählich in den Hang des Kalkplateaus übergeht. An der Pfrimm, nördlich des Westausganges an der Bundesstraße 47, befindet sich eine ganze Anzahl Stufen, die vor- und zurückspringen. Alle Stufen erheben sich 2 - 4 m über die Oberkante der Uferböschung. Die Pfrimm selbst ist von dieser aus noch weitere 2 - 2,5 m in die roten Hochflutbildungen eingetieft. Die Hochflutbildungen reichen nur bis an die Terrassen heran. Auf der Oberfläche und auf dem Anstieg zur Stufe finden sich zahlreiche Gerölle, vor allem Quarzit, Quarz und Porphyr, weniger Kalk, obwohl hier auch Kalkschutt anzutreffen ist.

Interessant wären die Verhältnisse auf dem Pfrimm-Schwemmkegel. Leider ist der Austritt des Flusses aus den Riedeln in das Oberrheinische Tiefland durch das Stadtgebiet von Worms verbaut. Das Relief ist dort im allgemeinen durch eine Vielzahl flacher Rinnen und Rücken gekennzeichnet, die sich nur wenige Meter über das Tiefland erheben. Morphologisch ist der Schwemmkegel daher nicht ausgeprägt. Hier im Senkungsgebiet von Worms wurden die Aufschotterungen der Pfrimm sofort vom sinkenden Untergrund ver-

schluckt. In zwei alten Kiesgruben (Profile 54, 56) und einem neuen Aufschluß (Profil 55), der aber wieder im Zuge der Ausweitung des Industriegeländes nördlich von Worms zugeschüttet wurde, konnten aber die Decksedimente und teilweise die Pfrimmschotter von mir selbst noch studiert werden.

Die nachstehenden Profile liegen alle in der Nähe der Bundesstraße 9 nördlich des Pfrimm-Mündungsgebietes. Das Gebiet der Rheinebene weist kaum Reliefunterschiede auf, nur einzelne niedrige Rücken erheben sich darüber. Dazwischen befinden sich dann und wann geschlossene, flache Mulden.

Das Profil Rheinweide I (Nr. 54) ist in 91 m NN. an der Südwand einer Sandgrube aufgeschlossen. Es liegt im Bereich einer der eben genannten Rücken. Der Schnitt durch denselben zeigt, daß dabei nur die obersten, im Bodenprofil dunklen Horizonte an Mächtigkeit zunehmen, während die liegenden Horizonte unverändert mächtig bleiben. - Am Grund der Grube, etwa 8 m unter der Flur, steht das Grundwasser.

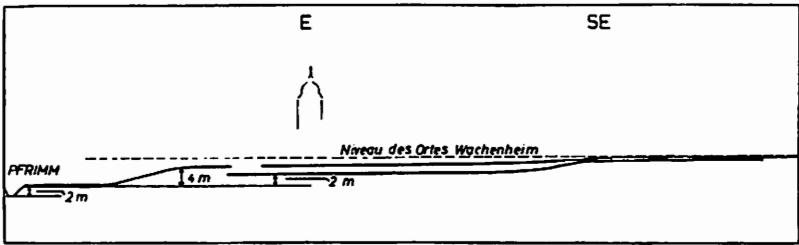
Das Profil (Abb.30) zeigt nachstehenden makromorphologischen Aufbau:

- | | | | | |
|----|----------|----|----------------|--|
| 1. | 0 - 5 | cm | (A) | Unter einer dünnen Streuauflage lockerer und sehr feiner Sand. Etwas humos. |
| 2. | 5 - 35 | cm | A | Dunkler, grau-brauner (10YR 4/2) Horizont. Humos. Durchwurzelt. Einzelne kleine Steine und glasierte Scherben sowie alte Ziegelstücke. Sandig. |
| 3. | 35 - 60 | cm | A ₁ | Dunkelbrauner (10YR 4/3), nach oben deutlich abgegrenzter Horizont. Einzelkorngefüge. Wurzeln. Wurmröhren mit grauer Auskleidung. Kleine Steine, Scherben. |
| 4. | 60 - 75 | cm | A/(B) | Eigenschaften wie A ₁ , nur dunkelbraune Flecken wie im Hangenden. Übergangshorizont. |
| 5. | 75 - 100 | cm | (B) | Dunkelbrauner, leicht gelblicher (10YR 3/4), fest verbackener Horizont. Wurmröhren mit grau-braunen Auskleidungen. |

- | | | | | |
|----|------------|----|-----------------|--|
| 6. | 100 - 115 | cm | (B)/C | Harter, grau-weißer bis brauner gefleckter Horizont. Pulverig-sandig. Kleine weiße harte Konkretionen. Wurmröhren, dunkelbraun ausgekleidet, z.T. mit Einschwemmungen. |
| 7. | 115 - 140 | cm | D ₁₁ | Grauweißer, hart verbackener, feiner Sand. Kleine weiße Konkretionen. Geht in D ₁₂ über. |
| 8. | 140 - 220 | cm | D ₁₂ | Weißer, z.T. rostig gefärbter und gefleckter, fest verbackener sehr feiner Sand. Horizontal geschichtet. Weiße Bänder aus kleinen, harten Konkretionen und als Schichten. Zahlreiche kleine, teils eckige, teils runde Steine, zumeist Quarz (immer unter 1 cm maximaler Länge). |
| 9. | 220 - +260 | cm | D ₂ | Horizontal oberflächlich scharf abgegrenzte Schotter. Längsachsen horizontal ausgerichtet. Weißer Feinsand als Zwischenmittel. |

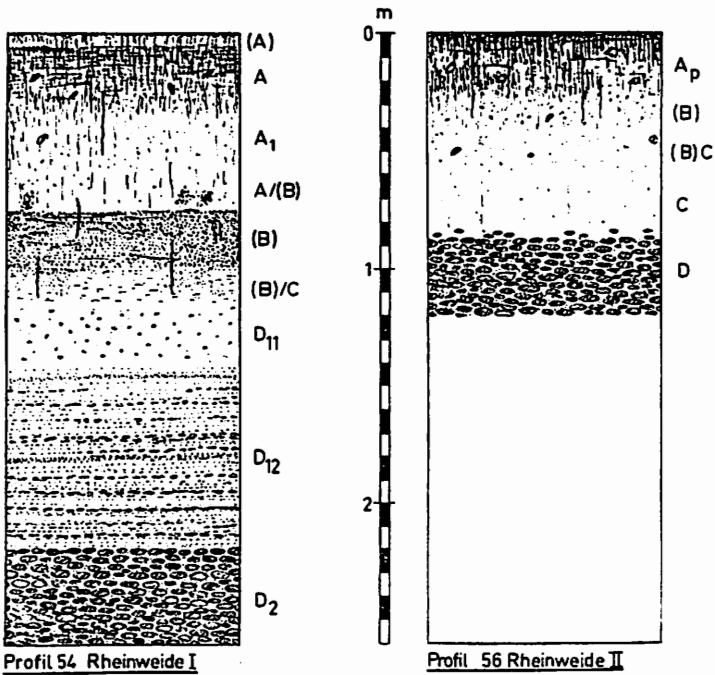
Die chemische und mechanische Bodenanalyse der Horizonte 3, 5 und 7 brachte folgende Ergebnisse: Bei allen Horizonten herrscht die Sandkomponente innerhalb der Korngrößenzusammensetzung vor. Die Prozentanteile derselben sind im wesentlichen gleich. Die Lößfraktion ist nur schwach vertreten, sie erreicht in keinem Falle 20 %. Der Tongehalt ist in 3 und 5 mit 12,1 % u. 12,3 % fast gleich, nur in Horizont 7 liegt er mit 8,5 % darunter. Die nahezu einheitliche Verteilung der Korngrößen spiegelt sich auch in den kaum variierenden Feinheitsszahlen von 55,8 - 55,9 und 55,0 (von oben nach unten) wider. - Der Kalkgehalt beträgt bei 3 und 5 gleich 0,0 %, bei Horizont 7 dagegen 26,6 %, was auch in dem höheren pH-Wert von 7,3 gegenüber den beiden anderen Horizonten mit je 6,9 zum Ausdruck kommt.

Für die Genese des Profils lassen sich aus der makroskopischen Betrachtung und den Analysendaten folgende Schlüsse ziehen: Nach der Akkumulation der Terrasse setzte sofort die Sedimentation fluviatil transportierter Sande ein. Diese bilden auch das Zwischenmittel der Schotter. Es ist daher anzunehmen, daß bei



Skizze der Pfrimmterrassen am Westausgang von Wachenheim

Abb. 29



Profil 54 Rheinweide I

Profil 56 Rheinweide II

Abb. 30

verringertes Wassergeschwindigkeit der Sand akkumuliert wurde. Die Ausscheidung von freiem CaCO_3 , auch dokumentiert durch den hohen Kalkgehalt von 26,6 %, weist auf nach oben gerichtete Wasserbewegung bei pedoklimatischer Trockenheit hin. Dieser Sachverhalt findet seinen Ausdruck in dem hohen pH-Wert von 7,3. Die + trockene Periode dürfte gleichzeitig auch die Pedogenese wesentlich beeinflußt haben. Dabei wurde auf dem Sand, der auf Grund seiner einheitlichen Makromorphologie als ein Sediment (bis 35 cm unter die heutige Profilloberkante) aufzufassen ist, die Parabraunerde-Braunerde gebildet. Das Fehlen des Kalkes wird durch das gute Filtergerüst, das der Sand bietet, erklärt: Im Postglazial dürfte durch Überschwemmungen und Durchspülung des Sedimentes der Kalk weggeführt worden sein. Deshalb ist wohl ein Teil des CaCO_3 im Untergrund (Horizont 7) als sekundär zu betrachten. Die Bänder im Horizont 8 stellen somit Ausfällungshorizonte dar. Bei den Überschwemmungen wurden auch die 35 cm Sediment über dem normalen Bodenprofil im Laufe der Zeit allmählich akkumuliert.

Bei der Neuanlage der Fabriken nördlich von Worms war in 91 m NN. das im folgenden beschriebene Profil Nr. 55 Industriegelände abgeschlossen. Für die Situation gilt das, was bei Profil 54 (Rheinweide I) gesagt wurde.

Der Aufschluß liegt im Bereich des Pfrimm-Schwemmkegels, der sich von den Rheinsedimenten durch seine tiefrote Farbe deutlich abhebt.

Der makromorphologische Aufbau des Profils (Abb.31) ist wie folgt gestaltet:

- | | | | | | |
|----|------|----|----|-----------|--|
| 1. | 0 - | 25 | cm | A_{1+3} | Brauner (7.5YR 5/4), leicht grauer Horizont. Humos. Bröckelgefüge. Schwach durchwurzelt. Einzelne kleine Steine. Rissig. |
| 2. | 25 - | 50 | cm | B | Rötlich-brauner (5YR 4/4) toniger Lehm. Scharfkantiges Polyedergefüge. Tonhäutchen. Mit Rissen und durchlaufenden Fugen. Fest. Einzelne Wurzeln. |

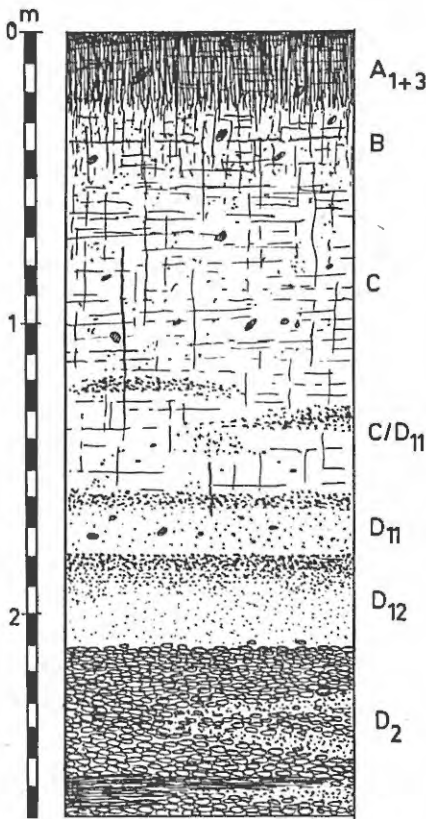


Abb. 31 Profil 55 Industriegelände

- | | | | | |
|----|-----------|----|-------------------|---|
| 3. | 50 - 120 | cm | C | Dunkelbrauner (7.5YR 4/4) Horizont. Porös. Nicht hart wie Hangendes. Feine Wurzeln. Vereinzelt Steine (bis 2 cm max.Länge). Mehrere senkrechte Wurmröhren bis 1 cm Ø mit dunkler, grau-brauner Auskleidung. Nicht selten: Schnecken- und Muschelschalen. Dabei auch typische Lößschneckenschalen in unzerstörtem Zustand. |
| 4. | 120 - 160 | cm | C/D ₁₁ | Farbe und Eigenschaften wie C, jedoch sandiger, sowie einzelne braunrote, dunkle Sandbänder (linsenartig). |
| 5. | 160 - 180 | cm | D ₁₁ | Grober, dunkelbrauner Sand mit einzelnen Steinchen, meist unter |

- 1 cm max. Länge. In oberer Hälfte ist der Horizont hart verbacken, im Unterteil lockerer.
6. 180 - 210 cm D₁₂ Oben dunkelgraubrauner, unten hellerer graubrauner Sand. Ersterer mit dunklen Lagen. Schlickartig. Letzterer gröber, an Untergrenze mit Kies. Zwischen beiden Subhorizonten keine genaue Grenze. Sehr locker.
7. 210 - +270 cm D₂ Locker gelagerter Kies mit sandigem Zwischenmittel und Sandlagen. Unten unregelmäßig geformte schwarzbraune Tonlage. Kreuzschichtung. Feinsandbänder regellos eingeschaltet.

Die Bodenanalysen der Horizonte B, C und C/D₁₁ zeigen wesentliche Unterschiede, die auch schon im makromorphologischen Aufbau sichtbar werden. Sie werden verdeutlicht durch den Feinheitsgrad, der vom Hangenden zum Liegenden abnimmt: 71,2 - 65,4 - 75,1 sind die Kennzahlen der Feinheit von den oben angeführten Horizonten. In den Anteilen der Fraktionen ausgedrückt heißt das: bei nur wenig schwankendem Tongehalt nimmt der Prozentsatz der LÖBfraktionen in dem Maß ab, wie der Anteil der groben Fraktionen über 0,06 mm zunimmt. - Bei den chemischen Analysen ergaben sich im Kalkgehalt kaum Unterschiede. Bemerkenswert ist vielleicht, daß der CaCO₃-Gehalt im C mit 8,4 % am größten ist, ebenso der pH-Wert in KCl mit 3,7 .

Aufgrund der angeführten Beobachtungen und Analysendaten lassen sich für die Ausbildung des Profils folgende Schlüsse ziehen: die Lage nahe der Pfrimm und die Situation lassen die Vermutung zu, daß es sich bei den Profilen um die jüngsten Sedimente der Pfrimm handelt, die den Schotterkegel und seine Deckschichten aufbauen. Bis zur Kanalisation der Pfrimm dürfte wohl ständig eine Überflutung dieses Gebietes stattgefunden haben. Durch Aufschüttung der Hochflutsedimente auf die vorhandenen Nieder-Terrassenschotter des Pfrimm-Schwemmkegels, die als große Fläche bis nördlich "Rheinweide" durch WEILLER (1931) nachgewiesen sind, wurde allmählich der Schwemmkegel aufgehöhht: Er setzt am Ausgang des Pfrimmtales an und zieht schräg nach Nordosten infolge Verschleppung der Pfrimm-Mündung, wobei der Lauf des Baches immer

weiter nach Norden verlegt wurde. Gleichzeitig drückte aber der Pfrimm-Schwemmfächer den Rhein nach Nordosten, was durch den Verlauf des Altrheines und die Lage der "Maulbeeraue" dokumentiert wird. Da die Schotter des Schwemmkegels würmzeitlich sind, müssen die hangenden Hochflutsedimente spät- oder postglazialen Alters sein. Die Aufhöhung erfolgte entsprechend den ungleichmäßigen Wasserschüttungen nicht gleichmäßig. So läßt sich die Genese der Sandhorizonte D_{11} und D_{12} erklären, ebenso die nachträglichen Schüttungen größeren Materials, die sich unten in die Feinsedimente der Hochflutlehme einschalten. Sie sind letzte Zeugnisse einer einstmals wesentlich kräftigeren Pfrimm. Die Hochflutlehme mit ihrer roten Farbe lassen den Schluß zu, daß auch seinerzeit, als die Aufschotterung der Pfrimm gerade beendet war, die Feinsedimente zum großen Teil aus dem weichen, leicht ausräumbaren Rotliegendgebiet westlich von Mannheim stammen. Zusätzlich dürften große Mengen dieses Materials auch durch die Abschwemmung von den Lößhängen und -rücken herabgekommen sein (MENSCHING 1951 b). Damit ist auch der hohe Lößanteil dieser Hochflutsedimente erklärt.

Das Profil Nr. 56 (Abb.30), Rheinweide II, liegt ca. 300 - 350 m nördlich von Aufschluß 54. Für die Situation gilt das dort schon Erwähnte. Die Oberkante des Profiles liegt 90 m über NN.

Makromorphologischer Aufbau:

- | | | | | | |
|----|------|----|----|-------|---|
| 1. | 0 - | 25 | cm | A_p | Dunkelbrauner (10YR 4/3), fester Horizont mit plattigem Gefüge. Zahlreiche Steine lassen den Horizont als das Produkt einer jüngeren Auftragung erscheinen. - Rissig. |
| 2. | 25 - | 40 | cm | (B) | Gelblich-brauner (10YR 5/4) toniger Lehm. Fest. Porös. Z.T. Regenwurmgefüge. Vereinzelt noch durchwurzelt. Einige Steine. |
| 3. | 40 - | 60 | cm | (B)C | Übergangshorizont. Eigenschaften wie (B); Farbe jedoch heller. Z.T. noch Regenwurmgefüge. Steine vereinzelt vorkommend. |
| 4. | 60 - | 85 | cm | C | Heller, blaßbrauner Löß (10YR 7/4). Sandig. Steine selten. Einzelne Kalkröhrchen und Pseudomycel vorkommend. |

5. 85 - +120 cm D Bunte Schotter mit sandigem Zwischenmittel (obere 10 cm noch mit Sandlöß, unten nur noch Sand).
Lockere Lagerung.

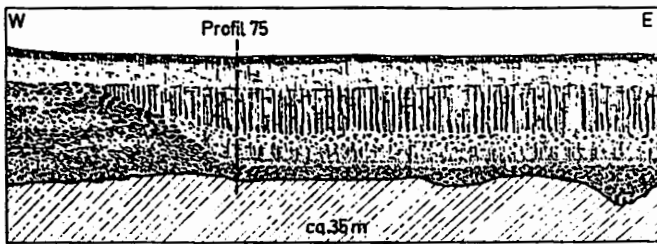
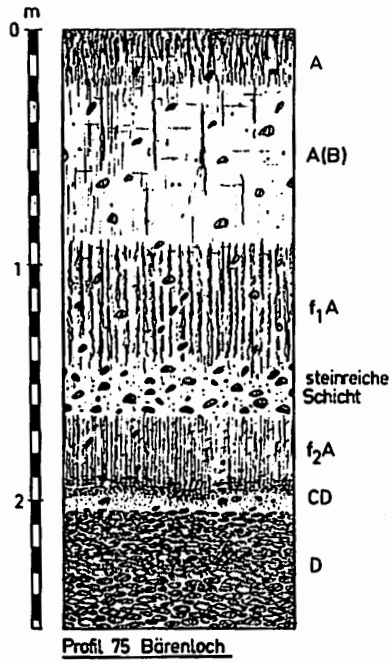
Die Bodenanalysen, die für die Horizonte (B) und C durchgeführt wurden, ergaben bei den Korngrößen nur geringe Unterschiede. Der Tongehalt ist im (B) um 5 % höher, wohingegen bei C mehr die Lößkomponente zum Tragen kommt. Der Anteil der groben Fraktionen über 0,06 mm beträgt bei (B) = 43,9 %, bei C jedoch nur 35,6 %. Für Löß ist der Sandanteil jedoch noch sehr hoch bemessen. - Während bei den pH-Werten sich kein Unterschied zwischen beiden Horizonten zeigte, war der CaCO_3 -Gehalt mit 25,5 % im C mehr als doppelt so hoch wie im (B)-Horizont mit 11,1 %.

Makromorphologie des Profiles und die Analysendaten sowie der Vergleich mit den Profilen 54 und 55 (Rheinweide I Industriegelände) deuten nachstehende Entwicklung des Bodenprofils an:

Die Schotter sind - analog zu den anderen Profilen - als Teile des Pfrimmschwemmkegels zu betrachten. Auch hier muß die Sedimentation feineren Materials sehr rasch der Schotterakkumulation gefolgt sein, da nur ein schmaler Übergangssaum Schotter - Sandlöß vorhanden ist. Das grobe Korn und vereinzelt auftretende Steine im C-Horizont lassen darauf schließen, daß dieser Sandlöß gleichfalls wie die Schotter ein Transportprodukt des Wassers ist. Die braunerdeartige Bodenbildung und der wesentlich höhere Kalkgehalt gegenüber Profil 55 (Industriegelände) lassen vermuten, daß der Überschwemmungsbereich der Pfrimm nicht mehr soweit gereicht hat, wie in einer früheren Zeit, da auch die roten Farben der Sedimente fehlen. Das plattige Gefüge des A_p -Horizontes spricht jedoch dafür, daß auch dieser Teil des Profils als Hochflutsediment anzusehen ist. Verstärkt wurde dieses Phänomen durch den Ackerbau, der hier durch die intensive Bearbeitung des Bodens eine Verdichtung des bearbeiteten Teils des Bodens verursachte.

Ein weiteres Profil gehört in diese Gruppe der Nieder-Terrassenaufschlüsse. Allerdings gehört es nicht zum Flußgebiet der Pfrimm, sondern das Profil liegt auf der Nieder-Terrasse des

Abb. 32

Nordwand der Grube Bärenloch bei Worms-Weinsheim

Eisbaches (hier in der Ebene Altbach genannt). Da die dort vorliegenden Bildungen aber sehr charakteristisch für die Rheinebene und die Schwemmkegel von Pfrimm und Eisbach sind, die man morphologisch nicht trennen kann,⁸⁾ sollen sie hier gleichfalls beschrieben werden:

Profil Nr. 75 Bärenloch (Abb.32)

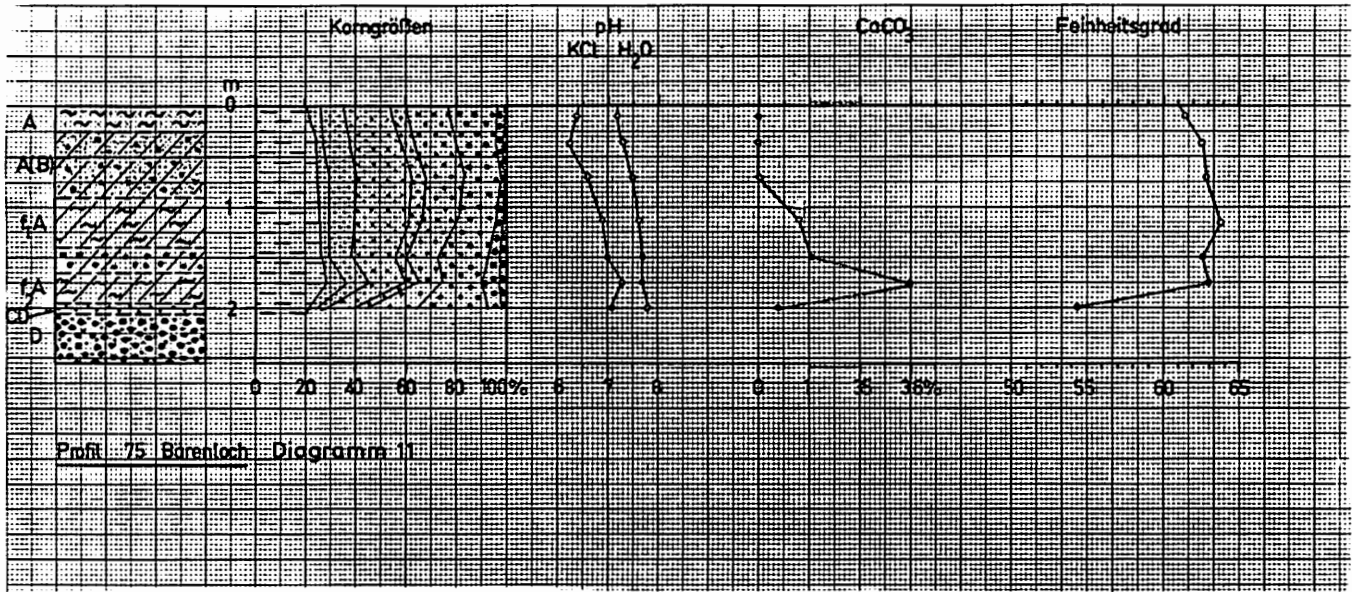
Der Aufschluß befindet sich in einer kleinen Grube südwestlich vom Weinsheimer Zollhaus im Gewann Bärenloch in 95 m NN. Der Aufschluß ist ca. 150 m vom Eisbach und ca. 3,5 km vom Rhein entfernt. Das Gelände ist hier wiederum sehr stark gegliedert: Senken wechseln mit langgestreckten flachen Rücken ab, die hier im wesentlichen Nord-Süd verlaufen, d.h. parallel zum Rhein. Diese schmalen langen Rücken sind teilweise als alte Uferdämme des Rheines aufzufassen (siehe Meßtischblatt 6316, Worms. Südwestecke). Die Profilwand stellt in ihrer Gesamtheit eine größere Rinne dar, die in der Nieder-Terrasse eingetieft ist und die mehrphasig mit Auesedimenten gefüllt wurde, auf denen sich jeweils verschiedene Böden entwickelten (Abb.32, unten). Das Profil wurde im Randbereich der Rinne aufgenommen, die mit ihrer Längsachse Südwest-Nordost bzw. West-Ost orientiert ist. Es besitzt nachstehenden makromorphologischen Aufbau:

- | | | | |
|----|------------|------|---|
| 1. | 0 - 25 cm | A | Brauner humoser Horizont (7.5YR 4/2). Krümel- bis schwaches Bröckelgefüge. Tonig. Relativ hart. Risse. Schwach durchwurzelt. Gerölle bis Taubeneigröße enthaltend. Von außen weißgrau verwittert. |
| 2. | 25 - 90 cm | A(B) | Lockerer, etwas hellerer, brauner Horizont (7.5YR 4/4). Noch hart. Z.T. polyedrisch und mit Tonhäutchen. Wurmröhreneinschwemmungen. Gerölle wie oben. Unterteil des Horizontes etwas heller. |

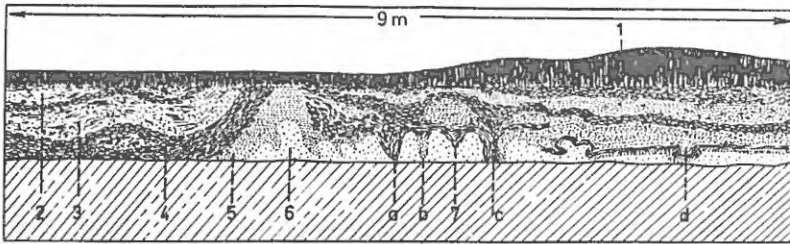
8) Eis- und Pfrimmschwemmkegel liegen direkt nebeneinander. Beide treten aus dem Riedelland heraus und biegen aus ihrer West-Ost-Richtung nach Nordosten ab. Oberflächlich treten die beiden sich verzahnenden Schwemmkegel nicht in Erscheinung, da sie im alten Hochflutbereich des Rheines liegen, der die Schwemmkegel mit seinen Sedimenten bedeckte.

3. 90 - 140 cm f₁A Deutlich nach oben abgegrenzt. Braunfärbung hier in Grau übergehend (7.5YR 5/2), zumeist aber weißlich-grau gefärbt. Tonig. Porös, aber sehr hart. Prismengefüge. Senkrechte, meist rötlich-braune Wurgänge um 1 cm Durchmesser mit und ohne Füllung (rotbraunes, sandiges Material). Gerölle verschiedenster Größe sehr zahlreich vorkommend.
4. 140 - 165 cm Steinreiche Schicht, ohne genaue Grenze nach oben. Rötlich braun (5YR 5/4). Ebenfalls sehr hart. Porös. Tonig. Einzelne tiefe Risse. Weißgrau von außen verwittert. Gerölle zahlreich. Vereinzelt weiße Kalkröhrchen.
5. 165 - 195 cm f₂A Weißgelblicher Horizont (bis 10YR 7/4). Tonig, sehr hart. Einzelne Steine. Klüftig. Besonders im oberen Drittel: Schill. Dunkelbraune Wurgänge und Wurmröhren. Kleine Rostflecken.
6. 195 - 205 cm CD Deutlich mit rotbraunem harten Sandband (mit wenigen Geröllen) abgesetzt. Nach unten in Schotter übergehend. Diese zumeist mit Längsachse etwa West-Ost eingeregelt. Mehrzahl davon: unter 2 cm maximaler Längenausdehnung.
7. 205 - +255 cm D Schotter der Nieder-Terrasse. Zwischenmittel: roter, feiner Sand, der in den oberen 20 cm tonig-hart verbacken ist. Weiter unten ist der Kies auch lockerer. Kreuzschichtung. Geröllinhalt: Quarz, Quarzit, Porphyr, Kieselschiefer, roter Buntsandstein in verschiedenen Bleichungsgraden, Kalk, ein abgerollter Bergkristall.

Die mechanische und chemische Bodenanalyse der Horizonte dieses Profiles erbrachte die nachstehenden Ergebnisse. (Diagramm 11): Für alle Horizonte gilt, daß sie einen relativ hohen und ungefähr gleichen Tongehalt besitzen, der um 25 % liegt. Die f₁A-Horizonte zeichnen sich durch einen etwas höheren Ton- und Schluffgehalt aus. Der Lößanteil an den Korngrößen liegt bei den Horizonten A bis f₁A um 30 %. In den liegenden Horizonten nimmt die Löß-

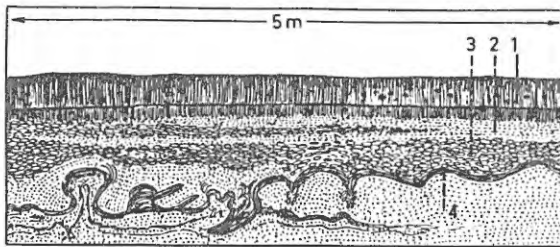


Profil 75 Boreloch Diagramm 11



Kryoturbationen in der Niederterrasse Grube Bärenloch bei Worms-Weinsheim
(Ostabschnitt der Südwand)

- 1 Aufgeschüttetes Bodenmaterial
- 2 Braune, tonig-sandige Mischung
- 3 wie 2, nur mit viel rotem Sand
- 4 Schotter der JNT mit den entsprechend der Strukturform eingeregeltten Geröllen
- 5 Feiner roter Sand
- 6 Feiner weißer Sand
- 7 Weißgrauer Ton, in den Strukturen in gelbliches, löföhnliches Material übergehend
- a Gelbliches, sandiges Material in Tasche ($h=40\text{cm}$, $b=40\text{cm}$), oben frostgesprengte Gerölle
- b Rote Feinsandtasche ($h=40\text{cm}$, $b=15\text{cm}$)
- c Stark verwürgte Stelle
- d Gelbes toniges Sandband, direkt darunter: rotes Sandband



Kryoturbationen in der Niederterrasse (Mittelabschnitt der Südwand)

- 1 Aufgeschüttetes Bodenmaterial
- 2 Roter Feinsand
- 3 JNT
- 4 Toniges, weißgrau bis gelbliches Band

komponente von der steinreichen Schicht über f_2A zu CD hin Werte von 25 % abwärts an. Bei den groben Korngrößen zwischen 2.0 und 0.06 mm schwankt der Sandanteil in den Gruppen 0.5 - 0.12 mm. Der pH-Wert in KCl steigt von 6.4 im Oberteil des Profils bis 7.3 im f_2A -Horizont an. Darunter fällt er wieder etwas ab. Wesentlich stärker kommen diese Unterschiede bei Vergleich des Kalkgehaltes der einzelnen Horizonte heraus. Die oberen sind kalkfrei, bis auf 0,8 % und 1,3 % im f_1A und seiner liegenden steinreichen Schicht. Der f_2A -Horizont besitzt dagegen einen Kalkgehalt von 36 %. Damit, daß der liegende CD nur 0,4 % Kalk führt und der Hangende einen $CaCO_3$ -Gehalt von 1,3 % hat, scheint eine sekundäre Aufkalkung ausgeschlossen zu sein.

Wesentlich für die Genese des Gebietes insgesamt ist die Tatsache, daß ca. 20 m entfernt an der gegenüberliegenden Grubenwand, die Nieder-Terrassenschotter bis unter nur wenige Dezimeter mächtigen Ackerboden reichen. An mehreren Stellen, besonders deutlich aber an zwei Abschnitten der Grubenwand, finden sich kryoturbate Verwürgungen der Nieder-Terrassenschotter (Abb.33). Hier liegt einer der seltenen Fälle vor, wo die Nieder-Terrasse derartig markante Frostbodenerscheinungen zeigt. Das ist aber kein Einzelfall, dies zeigen die schon erwähnten Sandbändchen in der Grube Goedel (Profil Nr.68). Sie liegen im Schwemmlöß - ebenfalls auf der Nieder-Terrasse - und zeigen gleichfalls frostbedingte Verwürgungen, wenn auch nicht in solchen Dimensionen, wie es hier bei Profil Nr.75 der Fall ist. Eine Beschreibung der Formen erfolgt bei der Skizze (Abb.33).

In diesen Kryoturbationen war stellenweise ein lößähnliches Material mit eingeschlossen. Lößähnlich jedenfalls, was Farbe und Fingerprobe angeht, beides etwas verfälscht durch eine leichte Feuchte des Materials. Die Analyse zeigte jedoch, daß die Lößkomponente zwar mit 66,2 % vertreten ist, davon aber 50,1 % auf die Korngrößengruppe 0.06 - 0.02 mm entfielen. Der Tongehalt lag mit 8,1 % überraschend niedrig. Als ausgesprochen hoch anzusehen sind dagegen die 28,9 % des $CaCO_3$ -Anteiles.

Die Entwicklung des Profils Nr. 75 läßt sich auf Grund meiner

obigen Beobachtungen, der Analyseergebnisse und des makromorphologischen Aufbaus wie folgt rekonstruieren:

Zunächst war die Nieder-Terrasse schon abgelagert. Das Gesteinsmaterial weist eindeutig auf eine Herkunft aus dem Westen, aus Gebieten der Kalkplateaus, des Buntsandsteines und des Rotliegenden hin. Das lößähnliche Material wurde noch unter kaltzeitlichen Bedingungen akkumuliert, dabei spricht die Sandkomponente, die mit 22,6 % vertreten ist, gegen äolischen Transport. Andererseits müßten hohe Windgeschwindigkeiten angenommen werden, die dann wirkten, als das feine Material - nämlich Ton und Schluff - schon weitgehend weggeführt war. Damit und durch das Vorhandensein der Kryoturbationen wird der Hinweis auf glaziale Bedingungen am Ende der Nieder-Terrassenzeit gegeben. Später erfolgte bei mehrfacher Verlagerung der Flußläufe eine Ausräumung der Rinnen, in die sich die Auesedimente ablagern konnten. Durch die Horizonte f_1A und f_2A ist eine Zweigliedrigkeit des Profils gegeben. Zunächst wurde die ausgeräumte Rinne z.T. mit einem Sand aufgefüllt, der sich mit den Nieder-Terrassenschottern oberflächlich vermischte. Der z.T. stark rostbraune Grenzsaum gegen das Hangende weist auf oxydierende und reduzierende Bedingungen hin, wie sie sich am Grunde der Rinne im Wasser ausbilden konnten. Danach kam ein kalkreicher grauer Auenboden (f_2A) zur Sedimentation. Seine Entstehung ist in hohem Maße gesteinsbedingt (MÜCKENHAUSEN 1962) und kann auf die zeitweise starke Anlieferung kalkreichen Materials zurückgeführt werden. Der vorliegende Bodentyp gehört zur Abteilung der semiterrestrischen Böden, die stark unter Grundwassereinfluß stehen.

Eine neuerliche Überflutung setzte ein, dokumentiert durch die steinreiche Schicht an der Basis des f_1A . Er ist gleichfalls ein semiterrestrischer Boden. Seine Eigenschaften lassen ihn aber als tschernosemartigen Aueboden erscheinen, ähnlich einer Smonica. STREMMER (1936) spricht von einem steppenartigveränderten, anmoorigen Aueboden. Damit ergeben sich Hinweise auf die Entstehungsbedingungen, die also auf "Flußniederungen mit kalkhaltigen, sandig-lehmigen Sedimenten und in vielen Fällen einem etwas trockenen Klima, wo ehemals ein höherer Grundwasserstand ein

Anmoor erzeugte, das später durch Grundwasserabsenkung trockener wurde" (MÜCKENHAUSEN 1962), hinweisen. Diese Bedingungen entsprechen auch im wesentlichen der hier vorliegenden Landschaft. Zeitweilige Austrocknung dokumentieren Wurmröhren und Klüfte im Solum. Damit war aber die Rinne nicht vollständig ausgefüllt. In den randlichen Teilen keilt der f₁A-Horizont aus. In seinem Bereich muß sich aber auch danach gegenüber der Oberfläche eine Vertiefung befunden haben, die den Konturen der ehemals tieferen Rinne folgte. Die Sedimentation des Materials, aus dem sich die Braunerde entwickelte, erfolgte in dieser Vertiefung. Das ergeben die Mächtigkeits- und Lagerungsverhältnisse der Braunerde. Auch hier liegt ein Auesediment vor, das aber unter + abgesenktem Grundwasser und entsprechenden Klimabedingungen sich zu besagtem Bodentyp entwickeln konnte. Damit war die Auffüllung der Rinne abgeschlossen.

c. Die periglaziale Überformung

Zwei Hauptfaktoren sind es im wesentlichen, die zu dieser Art der Umgestaltung der Landschaftsformen beitragen: der Löß und die Solifluktion. Beide, das äolische Sediment und die besondere Art des Transportes, haben eine gemeinsame Wirkung: sie gleichen das vorhandene Relief aus. Der Löß deckt es dabei nur ein, während die Solifluktion denudierend und akkumulierend wirken kann. Durch diese beiden Faktoren wurden dabei bedeutende Züge des heutigen Reliefs gestaltet. Hier soll im folgenden nur kurz skizziert werden, was auf den Hochflächen der Kalkplateaus und der Riedel, an deren Gehängen und auf den Terrassen, die überall eingestreut sind, unter periglazialen Bedingungen geschah. Löß und Solifluktion werden dabei immer wieder als Hauptfaktoren der periglazialen Überformung hervortreten.

(1) Die Hochflächen der Kalkplateaus und Riedel

Die pleistozänen Vorgänge auf den Kalkhochflächen werden hier nicht geschildert. Gesagt sei nur soviel, daß die Dellen auf den

Hochflächen wenigstens zum Teil pliozäner Entstehung sind und daß die pleistozäne Umformung dort nur schwach wirkte. Das gilt natürlich nur für die ebenen, kaum geneigten Plateaus. Für die stärker geneigten Flächen gilt natürlich, daß die dort auftretenden Dellen eiszeitliche Korrosionstälchen sind (BÜDEL 1944, 1957, 1959). Solche Dellen treten auf den Kalkplateaus entweder nur randlich auf oder auf Plateauflächen, die eine stärkere Neigung besitzen, wie etwa auf dem Ostteil des Kahlenberg-Plateaus (südlich von Wachenheim).

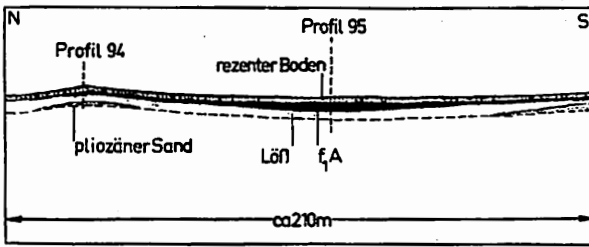
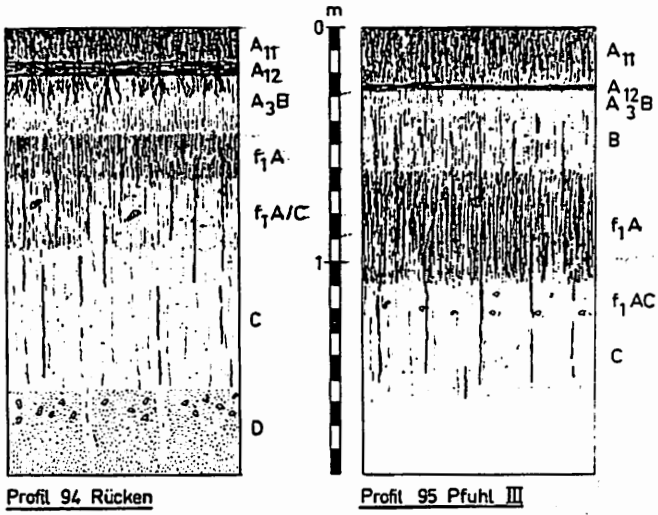
Im Bereich der Riedeloberflächen sind einzelne Dellen anzutreffen, deren Neigungswinkel weit unter denen liegen, die von BÜDEL(s.o.) als Voraussetzung für das Wirken der Solifluktion angegeben werden, d.h. also: hier wäre - aufgrund der geringen Neigungen - keine Solifluktion möglich. Für die Korrosion fehlt außerdem der Schutt, falls nicht angenommen werden soll, daß allein das Fliesen des weichen Lösses solche Hohlformen schaffen kann. Dies könnte allenfalls in einer Form erfolgen, die schon vor dem LÖB als Anlage vorhanden gewesen ist. Zu diesem Problem möchte ich eine Profilaufnahme bringen, ohne dazu endgültiges sagen zu wollen. Nur wäre darauf hinzuweisen, daß solche muldenförmigen Hohlformen äußerst stabile Gebilde sind. Nordwestlich von Abenheim z.B. war im Gewann "Der Pfuhl" eine Delle im Querprofil abgeschlossen. Es zeigte sich, daß der LÖB plus dem darauf entwickelten Boden nur 1,5 m mächtig war. Darunter folgte pliozäner Sand. Diesen Verhältnissen am Dellenrand standen jedoch andere in der Mitte der Delle gegenüber. Dort war bei 1,6 m über der rezenten Oberkante des Profils immer noch LÖB vorhanden. Verschiedene Indizien ließen aber vermuten, daß er in ca. 1,8 m durch pliozänen Sand abgelöst wurde. Auf der Gegenseite der Dellenflanke lag der pliozäne Sand ca. 1,2 m unter der heutigen Oberfläche. Die Hohlform als solche ist also auch dem Sand aufgeprägt. Für die Entstehungszeit gibt es in diesem Fall keine Hinweise. Aufgrund der geringen Neigungswinkel möchte ich rein fluviatile Formung annehmen, die zeitweise eintrat und die Delle frei- und erhielt. Der im Würm aufgewehte LÖB ist rein äolischer Natur, er konnte nicht postsedimentär durch Solifluktion umgelagert werden, weil

der Neigungswinkel dieser Delle nur 1° beträgt, außerdem zeigt er vom Material und der Beschaffenheit her keine solifluidale Veränderung. Selbst episodische Solifluktion ist hier nicht möglich gewesen. Die Decksedimente, hier der Löß, geben also in diesem Fall nur darauf einen Hinweis, daß die schon vorgegebene Delle mit Würm-Löß ausgefüllt wurde. Insgesamt wurde die Form so abgebildet, wie sie auch in dem pliozänen Sand erhalten war. Diese Beobachtungen zeigen folgendes: es gibt auf den Riedelflächen im Südosten des Rheinhessischen Tafel- und Hügellandes Dellen, die aufgrund ihrer Form eindeutig als solche anzusprechen sind. Da die Neigungswinkel mindestens in den Mittel- und Oberläufen der Dellen keine Solifluktion mehr zulassen, muß eine fluviatile Ausformung im Laufe der Kaltzeiten angenommen werden, die dellenartige Formen schuf. Möglich ist auch eine Ausräumung durch Solifluktion, als kurz nach der Heraushebung der Riedel noch stärkere Reliefverhältnisse herrschten. Später wurden die Formen durch fließendes Wasser freigehalten. Das müßte dann bis unmittelbar vor der Ablagerung des letzten Würm-Lösses der Fall gewesen sein. Die im folgenden beschriebenen Profile sollen weitere Aussagen bezüglich der Oberflächengestaltung ermöglichen.

Profil Nr. 94 Rücken (Abb.34)

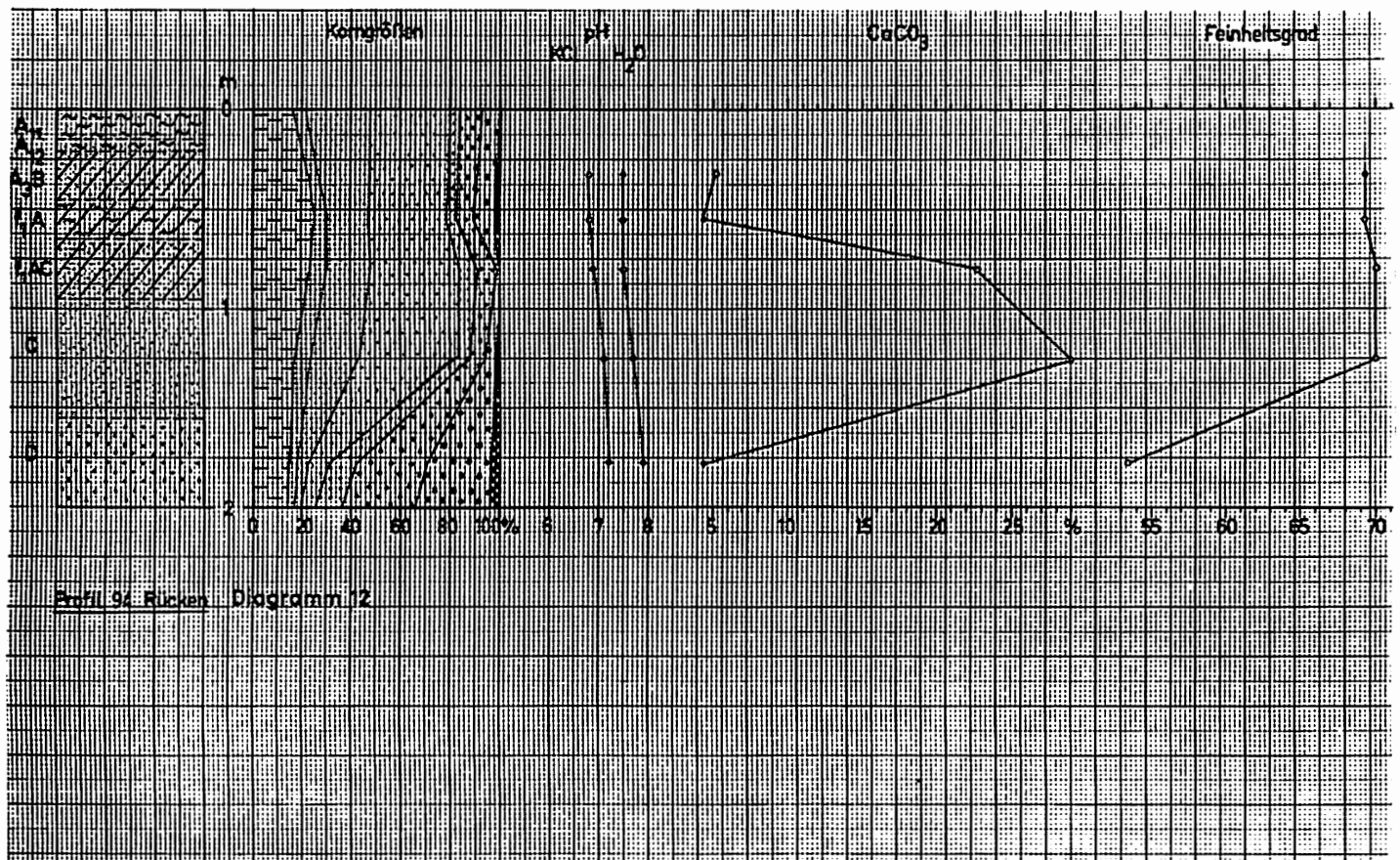
Der Aufschluß gehört zum Rohrgrabenprofil. Er liegt auf einem Rücken zwischen zwei parallellaufenden Dellen, deren Neigung bei 1° liegt. Die Profiloberkante liegt in 134 m NN.

- | | | | | | | |
|----|----|---|----|----|-----------------|--|
| 1. | 0 | - | 15 | cm | A ₁₁ | Dunkler, gelblich-brauner humoser Horizont (10YR 4/4). Locker, gut krümelig. Kleine Steine. Zahlreiche Wurzeln. |
| 2. | 15 | - | 22 | cm | A ₁₂ | Wesentlich dunklerer, gelblich-brauner Horizont (10YR 3/4). Tonig. Plattiges Gefüge. Einzelne Wurzelröhren. Humos. |
| 3. | 22 | - | 45 | cm | A _{3B} | Gelblich-brauner, etwas humoser Horizont (10YR 5/4). Porös. Kleine polyeder. Kalksekretionen und Pseudomycel vereinzelt. Dunkle rhythmische Einschwemmungen. Zahlreiche feine Wurzeln. |

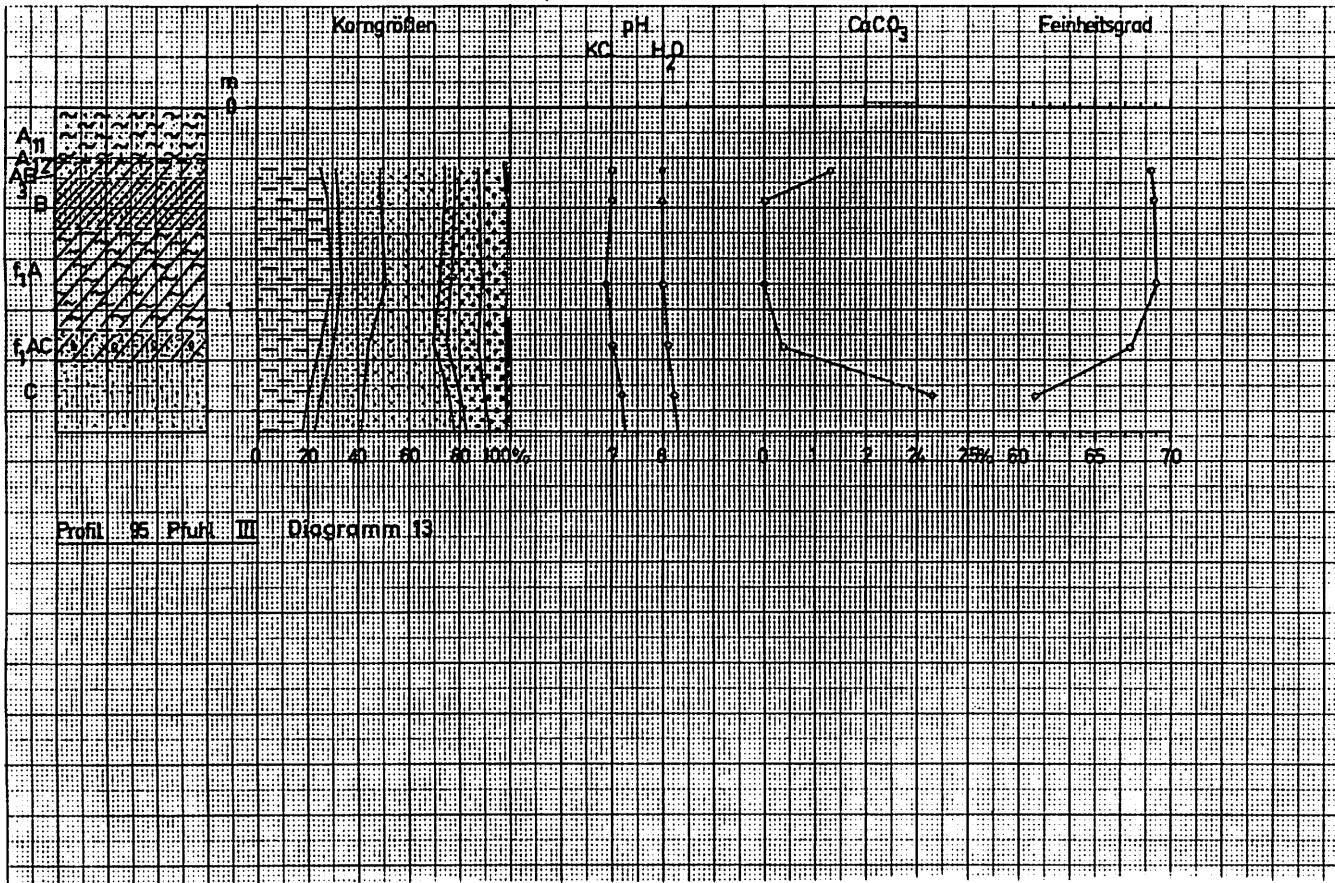


Querprofil durch eine Delle

Abb. 34



Brick 94 Rücken Diagramm 12



Profil 95 Profil III Diagramm 13

4. 45 - 65 cm f₁A Dunkler, gelblich-brauner Horizont (10YR 4/4). Kleine poröse Polyeder. Tonhäutchen. Zahlreiche rhythmische Einschwemmungen. Pseudomycel von oben nach unten zunehmend; unten sehr zahlreich, so daß Horizont fast weiß aussieht. Einzelne Wurmröhren mit humoser Auskleidung.
5. 65 - 95 cm f₁A/C Brauner Übergangshorizont (10YR 5/3 bis 10YR 7/4). Dunkles f₁A-Material wird von hellem C-LöB abgelöst. Horizont besitzt auf diese Weise fleckenartiges Aussehen. Zahlreiche rhythmische Einschwemmungen (hell und dunkel). Pseudomycel u. Kalkröhrchen sehr häufig. Einzelne, lange, schmale kantengerundete Steine (3-4 cm maximale Längenausdehnung). Wurmröhren mit humoser Auskleidung.
6. 95 - 155 cm C Heller, blaß-brauner LöB (10YR 7/4). Weich, mehlig-pulverig beim Zerreiben. Sehr porös. Oben noch zahlreiche rhythmische Einschwemmungen. Wurmröhren bis unten mit humoser, dunkler Auskleidung. Kalkröhrchen im gesamten Horizont gleichmäßig verteilt. An der Untergrenze auf 5 cm sehr zahlreich (bandartig). LöB nicht mit dem Sand versetzt. LöB geht, z.T. röhrenartig (Durchmesser 5-6 cm), 20-30 cm tief in den Sand hinein (= Tiergänge von Steppenwühlern).
7. 155 - +190 cm D Gelber bis bräunlicher Sand. In den oberen 20 cm dieses Horizontes: zahlreiche 2-3 cm große LöBkindel. Regenwurmröhren mit humoser Auskleidung setzen sich auch noch im Sand einige Zentimeter fort.

Zur Erweiterung der aufgrund makroskopischer Untersuchung getroffenen Aussage über die Horizontierung wurden chemische und mechanische Bodenanalysen durchgeführt, die folgende Ergebnisse zeigten (Diagramm 12): Die Korngrößenanalysen wiesen die Horizonte A₃B bis C als LöB aus, wobei die LöBkomponente im C-Horizont am größten ist. Der Tongehalt ist im f₁A und f₁A/C-Horizont am

größten. Er nimmt nach oben etwas weniger, nach unten etwas stärker ab. Das insgesamt feinere Korn der Lößhorizonte bzw. der Bodenbildung auf diesen wird in der Feinheitsszahl 70 deutlich, um die alle Werte schwanken. Deutlich davon ist aber der D-Horizont unterschieden, dessen Feinheitsgrad bei 53.5 liegt. Die Korngrößenverteilung weist das Material als lehmigen Sand aus, der einen Tongehalt von 14,8 % besitzt. Die Lößkomponente (0.06 - 0.006 mm) ist nur mit 13,6 % vertreten. - Der Kalkgehalt hat dagegen eine sehr unterschiedliche Verteilung - auch in den oberen Horizonten. Im D beträgt er, wie zu erwarten, nur 4,3 %. Dieser CaCO_3 -Gehalt dürfte sekundär sein, dafür sprechen auch die oben erwähnten Lößkindel. Im C- und f_1A/C -Horizont erreicht der Kalkgehalt mit 29,0 bzw. 22,8 % seine Maximalwerte. Im f_1A und A_3B dagegen sinkt er auf 4,3 bzw. 5,1 % ab.

Bevor diese Beobachtungen und Analysendaten genetisch gedeutet werden, möchte ich zunächst noch das Profil Nr. 95 Pfuhl III beschreiben (Abb.34). Dann ist es möglich, die Genese der Böden in dieser Delle auch einmal unter dem Aspekt der unterschiedlichen Lageverhältnisse - Dellentiefstes und Dellenrand - zu betrachten. Das Profil liegt in 133 m NN. im Dellentiefsten. Die Delle gehört zu den schon erwähnten Formen im Gewann "Der Pfuhl", östlich vom Klausenberg bei Abenheim.

- | | | | | | | |
|----|----|---|----|----|----------|---|
| 1. | 0 | - | 25 | cm | A_{11} | Dunkler, gelblich-brauner Horizont (10YR 3/4). Humos. Sehr weich und locker. Gut krümelig. Einzelne kleine Quarze (um 0,5 cm max. Länge). Gut durchwurzelt. |
| 2. | 25 | - | 28 | cm | A_{12} | Horizont nur härter als oben. Plattiges Gefüge. |
| 3. | 28 | - | 35 | cm | A_3B | Dunkler, gelblich-brauner Horizont (10YR 4/4). Bröckel- bis Krümelgefüge. Porös. Dunkle Einschwemmung. Relativ fest. Porös. Wurzeln. |
| 4. | 35 | - | 60 | cm | B | Dunkelbrauner Horizont (10YR 4/3). Relativ hart. Polyedergefüge mit Tonhäutchen. Zahlreiche dunkle (leicht graue) rhythmische Einschwemmungen. Wurm- und Wurzelröhren, z.T. harte Auskleidungen. Pseudomycel von oben nach unten zunehmend. |

5. 60 - 110 cm f₁A Sehr dunkler, brauner Horizont (10YR 2/2). Tonig und hart. Polyedrisches Gefüge. Senkrechte Wurm- und Wurzelröhren mit heller, bräunlicher Auskleidung und Füllung. Kalkröhrchen im gesamten Horizont einzeln verstreut. Kleine Quarze (um 1 cm max.Länge).
6. 110 - 125 cm f₁AC Dunkler, gelblich-brauner poröser Horizont (10YR 4/4) mit dunklen Einschwemmungen aus f₁A. Zahlreiche Wurm- und Wurzelröhren mit dunkler, humoser Auskleidung. Zahlreiche Kalkröhrchen. Kleine Quarze.
7. 125 - +160 cm C Heller, gelblich-brauner LÖB (10YR 5/6). Porös. Kalkröhrchen im gesamten Horizont. Dunkel ausgekleidete Wurm- und Wurzelröhren, die sich aus dem hangenden f₁AC noch bis in den LÖB hinein fortsetzen.

Die Bodenanalysen (Diagramm 13) zeigen im wesentlichen die gleichen Ergebnisse wie jene Analysen der Horizonte des Profils Nr. 94. Es ergibt sich aber ein gröberes Korn, ausgedrückt durch eine Feinheitsszahl zwischen 67 und 69. Für den LÖB liegt sie bei 61 aufgrund des relativ niedrigen Tongehaltes gegenüber den hangenden Horizonten. Das Typische hier bei diesem Profil ist, daß der Tongehalt in allen Horizonten (Ausnahme bildet der LÖB) höher liegt. Am höchsten ist er im f₁A mit 30 %. Er liegt damit weit über dem des f₁A vom Profil Nr. 94. Wie sich noch zeigen wird, liegen die Ursachen dieser Materialunterschiede in der jeweiligen Lage des Profils begründet, da anzunehmen ist, daß sich das Material auf diese geringen Entfernungen nicht verändert hat. Der Kalkgehalt ist im A₃B mit 1,3 % als sekundär anzusehen; er wurde durch Düngung verursacht. Die übrigen Horizonte darunter sind (bis auf f₁AC mit 0,4 %) kalkfrei. Erst der LÖB zeigt wieder einen hohen CaCO₃-Wert: nämlich 24,3 %.

Diese pedogenetisch wichtigen Unterschiede zwischen dem Material des Profils Nr. 94 und dem des Profils Nr. 95 kommen noch stärker zum Ausdruck, wenn die mikroskopische Untersuchung dazu herangezogen wird. Der am ausgeprägtesten erscheinende f₁A-Horizont des Profils Pfuhl III (Nr. 95) soll dazu herangezogen werden.

Als Untersuchungsobjekt lag eine Probe dieses Horizontes vor. Sie zeigte bei makroskopischer Betrachtung subanguläres bis anguläres Bröckelgefüge, das reich an Nadelstichporen und bis zu 1 mm messenden röhrenförmigen Hohlräumen ist. Mineralboden- und Humussubstanz sind eine so innige Verbindung eingegangen, daß bei makroskopischer Untersuchung der Humus als strukturlose graufärbende Substanz des Mineralbodens in Erscheinung tritt. Kräftigere Farbstrukturen stellen nur die Pseudomycelien dar, die als Röhrenauskleidungen und Kluftüberzüge vorkommen. Mikroskopisch untersucht, ergeben sich folgende Tatsachen: Der Humus zeigt, von wenigen Ausnahmen abgesehen, keine Hartfaserreste mehr. Er ist als färbende Substanz mit den im Boden enthaltenen Tonkolloiden die Verbindung zum Tonhumuskomplex eingegangen. Dieser ist außerordentlich stabil, so daß er ein kolloiddisperses Gemenge bildet. Die Bildung derartiger Tonhumuskomplexe, die den Humus vorwiegend in der Form des sogenannten Dauerhumus enthalten, erfolgt vor allem im Darmtractus der Regenwürmer. Die edaphisch-klimatischen Voraussetzungen zuseiner Bildung sind ausreichend hoher Tongehalt, entsprechende Basensättigung, hartfaserarmer Pflanzenwuchs, relativ warmes Bodenklima und hohe biotische Aktivität.

Die vorliegende Probe des f_1A zeigt neben diesen allgemeinen Charakteristika eines Bodens, dessen Humusform der Mull ist und die sich im Gelände durch den typischen Erdgeruch auszeichnet, auch eine gewisse Glättung der Aggregatoberflächen. Sie kam dadurch zustande, daß der in Solform gewanderte Tonhumuskomplex die einzelnen Mineralkörner verkittet. Charakteristisch für die Wanderung in Solform ist der etwas stumpfe Glanz und die Schwundrisse. Eine Vielzahl kleiner Kristalle von plattigem Habitus sind bei der Wanderung in Fließrichtung eingeregelt worden.

Aus dem Gesagten lassen sich nun einige Schlüsse bezüglich der Paragenese des f_1A -Horizontes ziehen. Der hier relativ hohe Humusgehalt spricht dafür, daß die oben erwähnten Temperatur- und Feuchtigkeitsverhältnisse bei der Pedogenese gegeben waren. Der geringe Pseudomycelgehalt weist weiter darauf hin, daß im Ganzen gesehen absteigende bzw. abziehende Wasserbewegung überwog. Sie bewirkte auch die Fortfuhr des Kalkes. Es blieben aber genug

Ca-Ionen zur Absättigung des Humus übrig (milder Humus).

Die Genese der Deckschichten möchte ich aufgrund der Analysendaten und Beobachtungen wie folgt deuten: Auf ein in den pliozänen Sanden vorgegebenes Relief wurde äolisch Löß sedimentiert. Die Lößdecke glied sich dabei weitgehend den vorhandenen Formen an, wobei sie diese nur in eine höhere Ebene verlegte. Dieses Höherverlegen erfolgte mindestens um 155 cm. Da der Löß aufgrund seiner Beschaffenheit nur als äolisch sedimentiert angesehen werden kann, muß die Ablagerung unter kaltzeitlichen Bedingungen im letzten Glazial erfolgt sein. Eine solifluidale Umlagerung fand nicht statt, da die geringen Hangneigungen keine seitlichen Bodenversetzungen mehr erlauben.

Auf diesem Löß entwickelte sich ein A-Horizont eines schwarzerdeartigen Bodens. Da er in Profil Nr. 95 mächtiger ist als im Profil Nr. 94, ist anzunehmen, daß diese Bodenbildung zum großen Teil auf die Lage im Dellentiefsten zurückzuführen ist. Dabei verwitterte der Löß besonders im Dellengrund am stärksten, da hier eine lebhaftere Wasserzirkulation und lokalklimatisch günstigere Bedingungen herrschten. Für die Verwitterung zu einem Schwarzerdeboden mit AC-Profil aus Löß sprechen:

1. die Lößkindel, Pseudomycelien und Kalkröhrchen.
2. die Regenwurmröhren, die bis auf den Plioziänsand hinunterreichen und humose Füllungen bzw. Wandauskleidungen besitzen.
3. die Krotowinen an der Basis des Profils Nr. 94. Sie geben Zeugnis von der Tätigkeit einiger Steppennagetiere, die hier gewühlt haben.

Diese 3 Beobachtungen besagen also, daß

1. eine intensive oder längere Verwitterung stattgefunden hat, die eine Wegfuhr des Kalkes verursachten, bei gleichzeitiger Vermehrung der Tonsubstanz, dokumentiert durch niedrige CaCO_3 - und hohe Tonwerte. Mindestens zeitweise hat eine aufsteigende Wasserbewegung geherrscht, die auch die Kalksekretionen entstehen ließ. Da bei Profil Nr. 94 der Kalkgehalt etwas höher liegt als bei Nr. 95, kann erschlossen werden, daß die Wegfuhr des Kalkes durch das Sickerwasser erfolgte. Dieses strebt einmal seitwärts, zum anderen abwärts, also gegen das Dellentiefste hin.

2. eine sehr hohe biotische Aktivität geherrscht hat, die insbesondere durch Lumpriciden und kleine Steppensäuger bewirkt wurde, abgesehen von der Mikrobentätigkeit.

Diese Kriterien und die große Mächtigkeit des Bodens sprechen für ein warm-trockenes Steppenklima, das nachhaltigste Wirkungen auf die Entwicklung der Böden hatte. Bei der intensiven Verwitterung, wie sie nach obigen Beobachtungen zu erschließen ist, hatte der A-Horizont eine noch größere Mächtigkeit als heute. Er muß bis zur rezenten Oberfläche gereicht haben. Erst eine anschließende Klimaveränderung bewirkte die Überprägung der oberen Teile des AC-Profiles in eine Parabraunerde. Berücksichtigen muß man dabei, daß es infolge des hohen Tongehaltes von Steppenboden bzw. Schwarzerde direkt zur Durchschlammung kommen konnte. Die Überprägung stand wieder wesentlich unter dem Einfluß der Lage Dellenrand/Dellentiefstes. Größere Bodenfeuchte und Wasserzirkulation vermochten deshalb im Dellentiefsten einen B-Horizont auszubilden. Diese Verhältnisse können als repräsentativ für das gesamte Riedelland im Südosten des Rhein Hessischen Tafel- und Hügellandes gelten. Ich konnte den fossilen A-Horizont darüberhinaus in nachstehenden Profilen finden:

- Nr. 84 Borntal II
- Nr. 89 Rechweg
- Nr. 92 Pfuhl I
- Nr. 93 Pfuhl II
- Nr. 96 Am Bildstock
- Nr. 98 Tallache II
- Nr. 101 Kleiner
- Nr. 102 Schimmert I

(Alle diese Profilaufnahmen gehören zum Rohrgraben-Aufschluß).

Selbstverständlich gibt es auch einzelne Punkte, wo Solifluktion auf den Riedeln nachweisbar ist. Das ist aber nur randlich der Fall, d.h. an Stellen, wo die Riedeloberfläche stärker geneigt ist und zum Hang i.e.S. überleitet. Als Beispiele möchte ich die Profile Nr. 22, 37 und 46 anführen. Das zweite Profil liegt auf der Nordflanke des Flutgrabentals bei Abenheim, das dritte bei

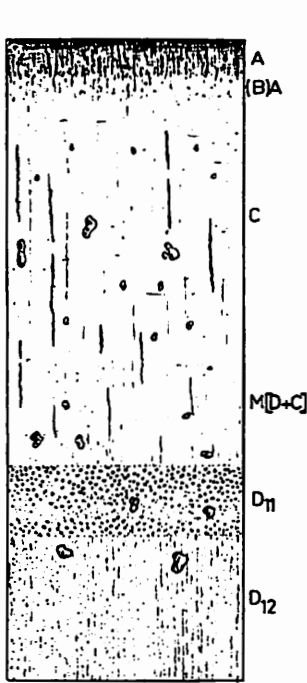
Nieder-Flörsheim an der Südflanke des Tales. Das erste Profil wurde in der Nähe des Bahnhofes Monzernheim an der Straße nach Heßloch aufgenommen.

Das zuletzt genannte Profil (Abb.35) befindet sich an einem flachen, hier aber deutlich abfallenden Hang, der südexponiert ist. Er begrenzt ein W-E verlaufendes, muldenförmiges Trockental, das sogenannte "Sonderntal". Es beginnt in einer Bucht der Kalkplateaus mit mehreren Dellen, die sich um und östlich von Monzernheim zu dem genannten Tal vereinigen. Bei Bechtheim nimmt das Sonderntal ein weiteres, aber nur flaches Trockental auf, das nördlich vom Sonderntal sich parallel dazu gleichfalls West-Ost erstreckt. Ab Bechtheim ist eine kleine Sohle ausgebildet, die vom Ritterbach benutzt wird. Etwa 1,5 km östlich des Ortes tritt der Bach in das Oberrheinische Tiefland ein. Das Profil liegt mit seiner Oberkante bei ca. 186 m NN. Der anschließende Hang steigt sanft nach Nordwesten zum Steinböhl (232,8 m) an, nördlich von Monzernheim gelegen. Südlich des Sonderntals (auf der Höhe des Profils nahe der Straße Westhofen - Heßloch) erhebt sich noch ein schmaler, trennender, in West-Ost-Richtung laufender Rücken, der gleichfalls nach Süden, zum Seebach hin abfällt.

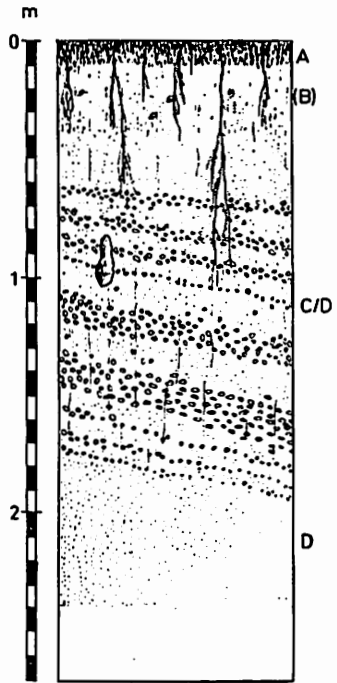
- | | | | | |
|----|----------|----|------|--|
| 1. | 0 - 15 | cm | A | Brauner (10YR 5/3), leicht grauer Horizont. Schwach humos, locker. Gut durchwurzelt. Krümelig. |
| 2. | 15 - 25 | cm | (B)A | Blaß-brauner Horizont (10YR 6/3). Noch relativ locker, gut durchwurzelt. Bröckel- bis Wurmlösungsgefüge. Einzelne Wurm- und Wurzelröhren. |
| 3. | 25 - 130 | cm | C | Heller, gelblich-brauner Löß (10YR 6/4). Kompakt, aber nicht fest. Oben noch reichlich Wurmlösungsgefüge; hellgraue rhythmische Einschwemmungen. Gut porös. Einzelne Risse. Wurm- und Wurzelröhren. Im gesamten Horizont: zahlreiche Kalkröhrchen, z.T. sehr stabil (aus der Wand herauswitternd). Kleine Steine. Lößschneckenschalenreste. Zahlreiche Lößkindel verschiedener Größe im gesamten Horizont. |

4. 130 - 180 cm M D+C Übergangshorizont. Löß mit leicht ockerfarbener Tönung (10YR 6/4), z.T. kleine rostige Flecken. Kalkröhrchen noch zahlreich. Horizont porös und fest. Ganz vereinzelt Wurm- und Wurzelröhren.
5. 180 - 210 cm D₁₁ Rostrot, sandiges und bisweilen toniges Material. Oben noch auf 10 cm mit Löß vermengt, dann reiner, hart verbackener eisenschüssiger Sand. Zahlreiche harte, grau-gelbe Kalkkonkretionen. Zahlreiche rostbraune Bohnerze.
6. 210 - + 270 cm D₁₂ wie D₁₁, nur ohne Bohnerze.

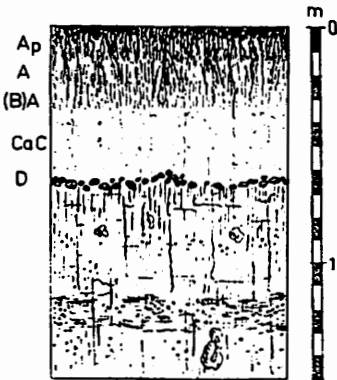
Die liegenden sandigen Horizonte (eingeschlossen ihre Bohnerzbeimengungen), gehören dem Pliozän an. Der hangende Löß mit dem Profil eines Steppenbodens ist wahrscheinlich eine einzige Bildung. Zwischen dem Oberteil und dem Unterteil liegt eine große Schichtlücke. Zur Genese läßt sich sagen, daß z.Zt. der Ablagerung der Lößdecke wenigstens am Anfang periglaziale Bedingungen herrschten. Die Korngrößenverteilung zeigt (Diagramm 14), daß der Sand aus dem Bohnerzhorizont D infolge kryoturbater Durchmischung dem folgenden M D+C -Horizont mit seinem Löß beige-mischt wurde. Dabei stammen 21,3 % des Materials aus dem liegenden D-Horizont. Zum größten Teil enthält der M D+C -Horizont also noch Löß. Für den Zeitabschnitt der Ablagerung dieses Horizontes wären somit kühl-feuchte Bedingungen (etwa Frühglazial) anzunehmen. Im anschließenden, kalt-trockenen Hochglazial wurde der Löß sedimentiert. Nach der Lößsedimentation begann dann in einer entsprechend warm-trockenen Klimaphase die Steppenbodenbildung (hier: brauner Steppenboden). Vor dieser kann noch ein gewisser, mehr oder weniger langer Zeitraum gelegen haben, so daß der Löß ohne Bodenbildung war. Vielmehr dürfte er vorher noch solifluidal umgelagert worden sein. Dafür spricht der Gehalt an Steinen im C-Horizont, wengleich auch am Ausgang des Glazials nicht eine so starke Solimixtion wie vor und zu Beginn der Lößablagerung geherrscht haben mag. Sonst wäre nämlich die Grenze M D+C /C nicht so scharf ausgebildet - vielmehr müßte ein merklicher Teil des Sandes in den C-Horizont gebracht worden sein.



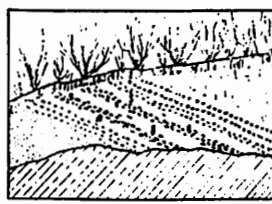
Prof. 22 Bhf. Monzernheim



Prof. 46 Nieder-Flörheim

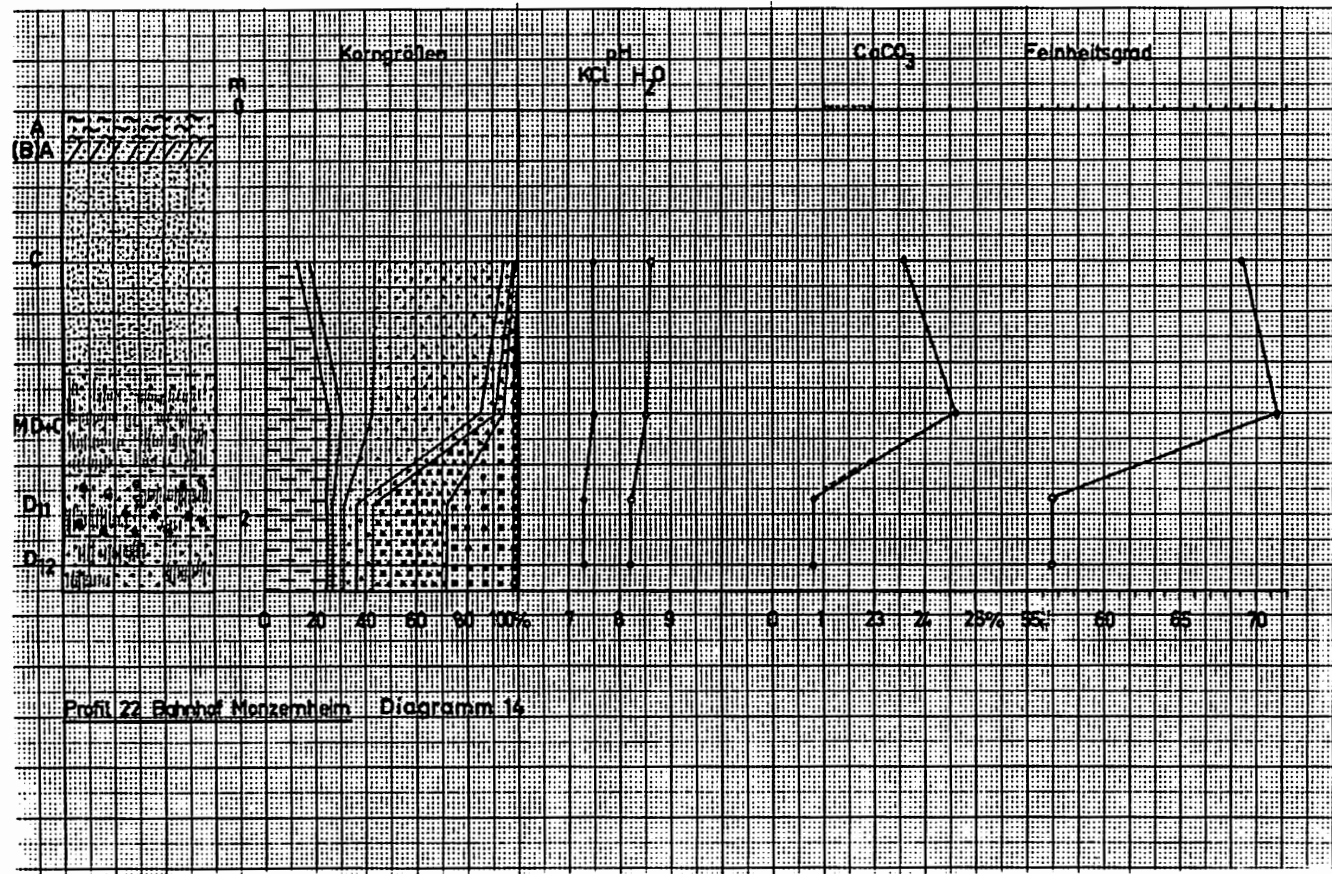


Prof. 37 Klausenberg



Aufschluffwand mit Prof. 46

Abb. 35



Profil 22 Bohrtief Menzenheim Diagramm 14

Dieser besitzt jedoch nur einen kleinen Sandanteil. Zum rezenten Boden ist zu sagen, daß unter heutigen Klimabedingungen die Steppenböden mindestens im jetzigen Zustand erhalten bleiben, u.U. unter weiterer Aufkalkung (ZAKOSEK 1962).

Der Kalkgehalt im M D+C = 24,6 % und im C = 23,6 zeigt, daß heute nur eine ganz schwache, nach unten gerichtete Wasserbewegung vorhanden ist.

Profil 37 Klausenberg

Nordwestlich vom Klausenberg (141 m) bei Abenheim zweigt am Straßknick ein Hohlweg ab, in welchem auf der linken Seite der Aufschluß zu finden ist. Höhe der Oberkante: bei 138 m NN. Das Profil (Abb.35) liegt an der Südkante des Riedels zwischen dem Seebachtal im Norden und dem Flutgrabental bzw. Gundheimer Tal im Süden. Der Rücken baut sich aus pliozänen Sanden auf, die nur in den Hohlwegen ab und zu einmal angeschnitten sind. Sonst ist das gesamte Gelände mit einer Lößdecke bedeckt. An einzelnen Stellen sind zwischen beiden Sedimenten Geröll-Lagen und Schotter abgelagert, die aber erst jenseits des Flutgrabens südlich Abenheim 2 - 3 m Mächtigkeit erreichen.

Die Täler sind jeweils West-Ost gerichtet, nur der Flutgraben verläuft Südwest-Nordost, seine Verlängerung ab Abenheim in Richtung Gundheim aber West-Ost. Unweit Abenheim tritt der Flutgraben in das Oberrheinische Tiefland hinaus. - In die Hänge und z.T. auch die Hochfläche des Rückens sind zahlreiche Dellen einmodelliert. Von Abenheim an steigt das Gelände nach Norden sehr stark an. An der Kante etwa liegt das Profil. Es schließt sich an eine sanft geneigte Fläche. Der Höhenunterschied Talsohle/Hochfläche beträgt fast 40 m.

Der Aufschluß ist äußerlich klar gegliedert: eine braune Bodenbildung liegt über ca. 30 cm gelbem Löß. Darunter folgen rostbraune Horizonte, z.T. mit Bohnerzen.

Der Oberteil des Profils (Abb.35) wird von einem Steppenboden gebildet. Unter einem blassen, braunen A_p -Horizont (15 cm) folgt ein 10 cm mächtiger A, der nur wenig heller ist. Ein heller, gelblich-brauner (B)A-Horizont von 10 cm Mächtigkeit folgt. Aus

ihm geht der 30 cm mächtige CaC-Horizont hervor, der aus sehr blassem, braunen LÖß besteht, der recht kompakt und rissig ist. Er blättert senkrecht zur Wand ab. Vereinzelt enthält er Steine (siehe unten). Bei 65 cm liegt eine sehr deutliche Grenze. Unmittelbar unter dem CaC folgt eine dünne Gerölllage, die leicht gewellt ist. Ohne Einregelung und Sortierung liegen hier gut gerundete, glatte, haselnuß- bis halbfautgroße helle Quarze und rote, braune und gelbbraune Quarzite. Vereinzelt sind kleine Kalkkonkretionen (um 5 cm maximale Länge) dabei. Neben dem Profil erweitert sich die Lage in eine Tasche, die 25 cm tief und oben 50 cm breit ist. Unter dieser Grenzlage folgt ein sandiger D-Horizont von 50 cm Mächtigkeit mit einzelnen der oben beschriebenen Gerölle. Der Horizont ist ziemlich hart verbacken. Daneben kommen einige kleine, eckige Quarzbruchstücke (um 0,5 cm maximale Länge) darin vor; außerdem kleine Kalkkonkretionen. Ohne deutliche Grenze folgt ein ähnlich aufgebauter Horizont, ca. 15 cm mächtig, der zusätzlich sehr große, scherbügel-eckig aufplatzen- de Kalkkonkretionen enthält, z.T. auch grau-gelbe Tonschmitzen mit vielen erbsengroßen, sandig-tonigen, schwarzbraun bis rost-roten Eisenkonkretionen (weich und zerschneidbar). Der Ton besitzt stellenweise schwarze Manganflecken. Weitere 20 cm, die aufgeschlossen sind, zeigen ähnliches Material wie der D-Horizont. Auch hier kommen die Eisenkonkretionen nur vereinzelt vor.

Das Liegende bis zu der scharfen Grenze gehört auf Grund der Kornzusammensetzung noch den pliozänen Sanden an. Diese wurden später auf mindestens 50 cm kryoturbat durchmischt; die kleinen Quarzbruchstücke sprechen dafür, ebenso die schon beschriebenen Gerölle. Ein kurzzeitig fließendes Gewässer muß die Schotter abgelagert haben. Vielleicht kamen sie nur bei einem Hochwasser oder durch ein kurzfristiges Auspendeln eines Flußarmes zur Ablagerung. Der Sand wird dabei wahrscheinlich schon einmal verfestigt gewesen sein, entweder durch Austrocknen oder durch Gefrieren, was wahrscheinlich in einer Kaltzeit erfolgt sein kann (ebenso auch die Aufschotterung). Gleichzeitig oder kurz nach der Ablagerung kann eine solifluidale Bewegung der Oberfläche eingesetzt haben, wobei sich die Gerölle einmischten und die Oberfläche verwellt

wurde. Die Tasche ist wahrscheinlich als kleiner Kolk zu deuten, der bei der Ablagerung entstanden ist. Gegen kryptoturbate Entstehung der Tasche spricht die fehlende Sortierung und Einregelung der Gerölle.

Nach mehr oder weniger langem zeitlichen Zwischenraum setzte die kaltzeitliche LÖBsedimentation ein. Solimixtion mischte einzelne Gerölle unter den LÖB. Teilweise wird er auch von höheren Teilen des Rückens rasch zu Tal geflossen sein. Es ist anzunehmen, daß er dadurch auf der Hochfläche und am Fuß bzw. in den unteren Teilen des Hanges wesentlich mächtiger ist. In klimatisch trockener und wärmerer Zeit setzte die Bildung des braunen Steppenbodens ein. Eine schwach absteigende Wasserbewegung unter heutigen Klimabedingungen läßt nur im CaC einen etwas höheren Kalkgehalt als im (B)A erscheinen (27,6 / 25,1 %).

Profil 46 Nieder-Flörsheim (Abb.35)

Für die Lage des Profils und seine Umgebung gilt das schon bei Profil Nr. 43 (Mörstadt) Gesagte. Der Aufschluß liegt in 160 m NN., also schon im Bereich des abfallenden Hanges. Das Profil liegt unter einem Grasrain mit Dornsträuchern. Es weist die nachstehenden Horizonte auf:

0	-	10	cm	A	Humoser, lockerer und leicht krümeliger sandiger LÖBLEHM. Rötlich-braun (5YR 4/4). Dichtes Wurzelwerk, das sich auch in das Liegende fortsetzt.
10	-	40	cm	(B)	Rötlich-brauner (5YR 4/4), lockerer sandiger LÖBLEHM. Etwas heller als A. Schwaches Subpolyedergefüge. Durchwurzelung noch dicht. Kaum Wurmrohren. Einzelne Steine. Kaum Risse oder Klüfte. Deutliche Grenze zum Liegenden.
40	-	180	cm	C/D	Gelblich-roter (5YR 5/8) sandiger Lehm, relativ fest verbacken. Zahlreiche Senkrechttrisse. Im Horizont Steinbänder in regelmäßigen Lagen, jedoch steil nach Süden einfallend. Nach Norden werden sie vom Hang gekappt. Die meisten der gut gerundeten u.geglätteten Steine sind mit der Längsachse im Fallen der Bänder

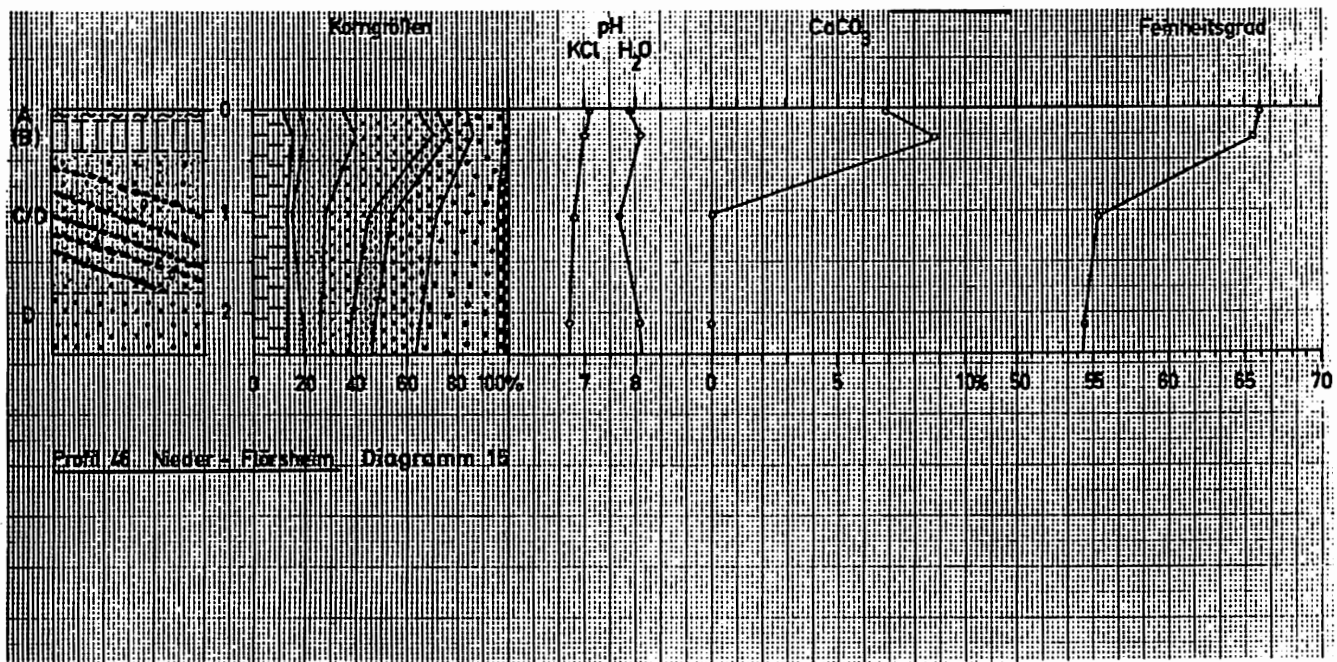
eingeregelt. Maximalgröße von Einzel-exemplaren: 6 - 8 cm. Unterbrochen sind die Bänder durch mehrere senkrecht in der Wand stehende Kalkkretionen (bis 20 cm groß). Die Steine sind z.T. geborsten (jedoch keine Quarze).

180 - +240 cm D

Gelblich-roter (5YR 5/8) fest verbackener lehmiger Sand, jedoch weicher als C/D. Einzelne dünne Risse.

Die chemische und mechanische Bodenanalyse (Diagramm 15) zeigt, daß die Horizonte A und (B) auf Grund ihrer Korngrößenzusammensetzung als Löß anzusprechen sind, obwohl sie eine sehr große Sandkomponente aufweisen. Immerhin liegen ihre Feinheitsszahlen noch bei 66,1 und 65,7. Ihr Tongehalt ist mit 12 bis 15 % ähnlich dem der liegenden Horizonte. Der Kalkgehalt von 6,9 % und 8,8 % ist für Löß Rheinhessens ausgesprochen niedrig. Hierbei handelt es sich jedoch nicht mehr um den Primärkalkgehalt, da infolge der Umlagerung des Materials durch Solifluktion - darauf deuten die Steine in A und (B) hin - schon eine Entkalkung stattgefunden hat, die bei der Bodenbildung fortgesetzt wurde. Die Horizonte C/D und D sind beide kalkfrei. Beide haben einen sehr hohen Sandgehalt, wobei bei C/D die Lößfraktion immerhin noch mit 30,5 % vertreten ist, während sie bei D mit 19,3 % noch weiter zurücktritt. Der Feinheitsgrad der beiden Horizonte ist entsprechend der Grobheit des Kornes relativ niedrig. Er liegt bei CD und D um 55.

Auf Grund der Analysenbefunde und der makroskopischen Betrachtung ergibt sich, daß der Horizont D nicht identisch mit den weißen Pliozänsanden ist, die hier das Liegende bilden. Er ist vielmehr ein Mixtum aus pliozänem Sand und Löß. Es muß angenommen werden, daß dieser und auch der hangende Horizont nicht schräg, sondern horizontal abgelagert wurden. Die ungestört durchlaufenden Geröllstreifen im Horizont CD deuten darauf hin, daß ihre Ablagerung in rhythmischer Aufeinanderfolge ablief. Dabei ist Wassertransport nicht ganz ausgeschlossen: Entkalkung und Einregelung der Gerölle sprechen dafür. Wahrscheinlich kommt ein Mixtum von Wassertransport und Solifluktion in Frage. Danach



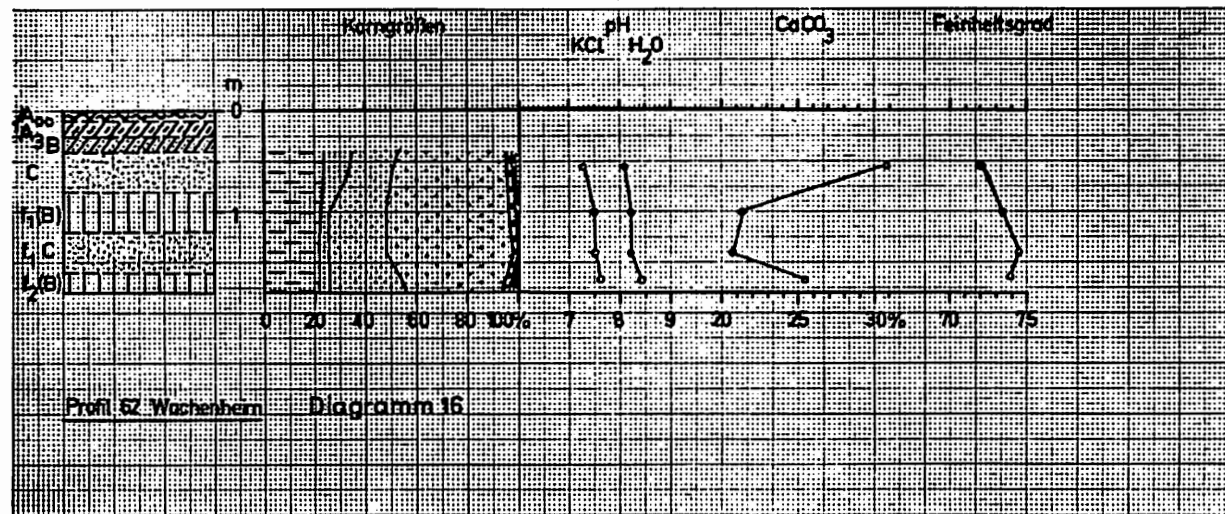
ist eine Schrägstellung des Schichtpaketes erfolgt, wobei die Scholle gefroren gewesen ist - ähnlich bei der Entstehung von Kryoturbation von oben her, während das Liegende, hier der D-Horizont, noch ausgetaut war und infolge seiner Instabilität unter dem Block ausfloß. Die liegenden Pliozänsande und das Löß-Sand-Gemisch verhalten sich gegenüber Wasser und Temperaturwechseln anders als reiner Löß. Dadurch ist ein Ausquetschen der ungefrorenen Sande möglich. WEILLER (1938 b) beschrieb einen rezenten Hangrutsch aus dem Pfrimmtal, dessen Ursache gleichfalls das Ausquetschen der Pliozänsande war, hier jedoch nach einem starken Regenguß. - Anschließend wurde Löß akkumuliert, der eine Umlagerung durch Solifluktion erfuhr. Auf diesem Material bildete sich eine Braunerde, nachdem klimatisch günstigere Verhältnisse im Postglazial einsetzten. Bei fortschreitender Entkalkung wurden im CD mehrere Kalkkonkretionen gebildet. Auf Grund der geringen Tonverlagerung vom A in den (B) und einer schwachen CaCO_3 -Anreicherung im (B)-Horizont ist nur eine geringe Bodenbildungsintensität zu konstatieren.

Für die Kalkplateaus gilt im wesentlichen das gleiche, was für die Riedelhochflächen gesagt wurde. Auf den ebenflächigen, kaum geneigten Plateaus wird die Solifluktion durch nach oben gerichtete Bewegungen des Frostbodens ersetzt, wie am Profil Nr. 63 auf dem Kahlenberg beobachtet werden konnte. Daneben kann aber das Profil Nr. 62 Wachenheim verdeutlichen, daß auf demselben Kahlenberg-Plateau sich randlich recht lebhaft solifluidale Vorgänge abspielen konnten. Noch deutlicher wird das bei dem daran anschließend geschilderten Profil Nr. 42 Bärenstall. In diesem an der Plateaukante gelegenen Profil sind sogar die liegenden pliozänen Klebsande mit aufgearbeitet. Ob dort bei dem liegenden Horizont von "Löß" gesprochen werden kann, wie KLUG (1959) es tut, ist fraglich. Die Lößkomponente ist in diesem Horizont nämlich mit nur 18,6 % vertreten. Allerdings ändert das nichts an der auch von ihm festgestellten Tatsache, daß es sich hierbei um umgelagertes Material handelt.

An der Plateaukante südlich von Wachenheim befindet sich in 245 m NN. in einem kleinen Wegeinschnitt der Aufschluß (Profil Nr. 62). Das Plateau senkt sich von Westen nach Osten - vom Kahlenberg bis zum Wachenheimer Horn - sanft ab. Infolge der zahlreichen Dellen ist die Plateau-Oberfläche geneigt und gewellt. Eine Kante ist nur zum Pfrimmtal und teilweise auch nach Osten hin ausgebildet. Bis auf die Umgebung der höchsten Punkte um Kahlenberg (303 m NN.) und Rosengarten (305 m NN.) und die Gehänge trägt das Plateau eine Lößdecke.

Das Profil baut sich in folgender Weise auf:

- | | | | | | |
|----|-----|---|---------|--------------------|--|
| 1. | 0 | - | 3 cm | A ₀₀ | Unzersetztes Gras und Moderauflage. |
| 2. | 3 | - | 10 cm | A ₁ | Dunkler, gelbbrauner (10YR 4/4) Horizont. Krümelig. Humos. |
| 3. | 10 | - | 25 cm | A ₃ | Gelbbrauner (10YR 5/4) Lößlehm. Bröckelig. Ohne Steine und Kalkröhrchen. Einzelne dunkle Wurmröhrchen. Schwach humos. |
| 4. | 25 | - | 40 cm | B | Blasser, brauner (10YR 6/3) Lößlehm. Polyedergefüge. Noch gut durchwurzelt. Einzelne Wurmröhrchen. Kleine Gesteinsstückchen (um 0,5- 1 cm maximale Länge): Kalk und Quarz. |
| 5. | 40 | - | 80 cm | C | Hellbrauner bis gelber Löß (10YR 7/4). Klüftig. Rissig. Im gesamten Horizont weiße Kalkröhrchen. Senkrecht, mit dunkel-braunem Material gefüllte Wurmröhrchen (0,5 - 1 cm Durchmesser). |
| 6. | 80 | - | 120 cm | f ₁ (B) | Heller, gelblich-brauner (10YR 6/4) Löß, rötlich getönt. Sehr zahlreiche weiße Kalkröhrchen. Horizont sehr fest. Krotowinen. |
| 7. | 120 | - | 160 cm | f ₁ C | Braungelber Löß (10YR 6/4), nur ohne rötliche Tönung (siehe f ₁ (B)). Porös. Vereinzelt Wurmröhrchen. Kalkröhrchen nur stellenweise. Unten vereinzelt kleine Rostflecken. |
| 8. | 160 | - | +180 cm | f ₂ (B) | Heller, gelblich-brauner (10YR 6/4) leicht rötlicher Löß. Porös. Rostflecke häufiger. Einzelne Gesteinsbruchstücke (1 - 2 cm Durchmesser). Kleine, schwarze Manganflecken. Kalkröhrchen nur vereinzelt vorkommend. |



Die mechanischen und chemischen Bodenanalysen der Horizonte C bis $f_2(B)$ erbrachten nachstehende Ergebnisse (Diagramm 16):

Die Korngrößenverteilung in den einzelnen Horizonten läßt nur geringe Unterschiede erkennen. Der Horizont C weist das größte Korn dieser Lösses auf (71,8), während die übrigen mit 74,0 - 74,5 etwa einen gleichen Feinheitsgrad besitzen. Die Lößkomponente (0.006 - 0.06 mm) ist bei den Horizonten C und $f_2(B)$ mit über 60%, bei den beiden anderen ($f_1(B)$ und $f_1(C)$) mit über 70 % beteiligt. Letztere besitzen jedoch einen CaCO_3 -Gehalt von 21,3 % bzw. 20,7% während C und $f_2(B)$ 30,8 % und 25,3 % Kalk führen. Der pH-Wert ist in diesem Falle nicht relevant.

Hinsichtlich der pedoklimatischen Verhältnisse und der Pedogenese lassen sich - in Zusammenhang mit der geomorphologischen Situation in der Umgebung des Profils gesehen - aufgrund der makroskopischen Betrachtung und der Analysenergebnisse folgende Schlüsse ziehen:

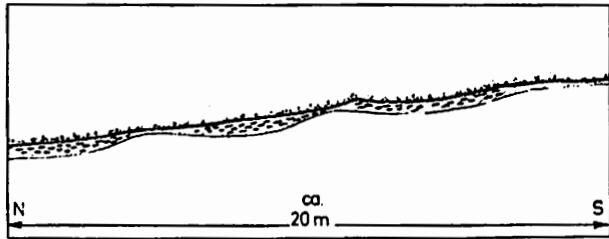
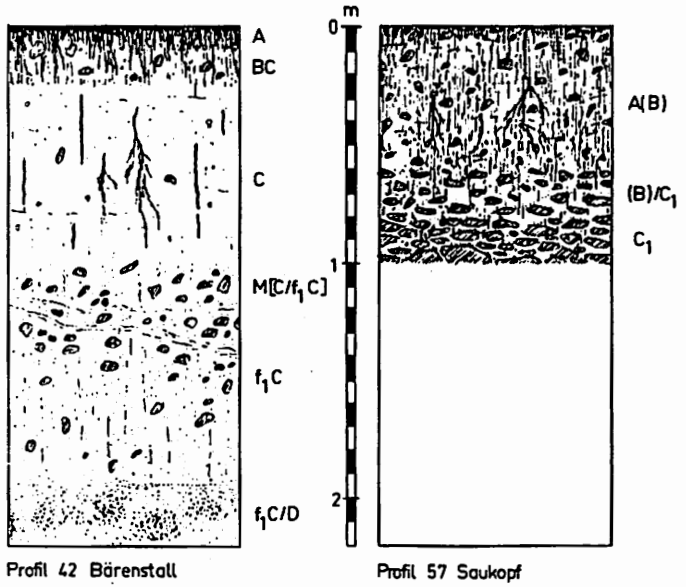
Da die Kalkdecke des Kahlenberg-Plateaus im Westen höher liegt als am Ostrand und der LÖB im Westteil des Plateaus geringmächtiger ist als im Osten, darf angenommen werden, daß die Neigung der Hochfläche bis zu einem gewissen Grade schon vor der Sedimentation des Lösses vorhanden war. Dieser Umstand ermöglichte daher hier die solifluidalen Bewegungen des Lösses.

Die Entwicklung des aufgeschlossenen Profiltails begann mit den solifluidalen Bewegungen des Lösses in feucht-kalter Fließerdezeit. Dafür sprechen die Steine, die dem LÖB beigemischt sind. Die Rostflecken lassen auf Bildung eines Frosttundrengleys schließen, gleichfalls unter feucht-kalten Klimabedingungen. Bei der Sedimentation des Lösses im Hangenden haben diese klimatischen Verhältnisse noch eine Zeit lang angehalten; die noch vorhandene Feuchte ließ auch im Unterteil dieses äolisch sedimentierten Lösses Rostflecken entstehen. Mit der Lößsedimentation wandelte sich auch das Klima: kalt-trockene Verhältnisse dominierten. Dabei wurde in Zeiten pedoklimatischer Trockenheit unter vorwiegend aufsteigender Wasserbewegung freier Kalk angereichert, dokumentiert durch die Kalkröhrchenbildung. Die Lößsedimentation

muß bis mindestens 80 cm unter die heutige Profilloberkante gegangen sein. Auf diesem Löß konnte sich ein Boden bilden ($f_1(B)$), dessen Mächtigkeit von 40 cm für relativ intensive Bodenbildung spricht. Aufgrund der zahlreichen Kalksekretionen und der Krotowinen ist ein steppenartiges, warm-trockenes Klima für die Bodenbildung anzunehmen. Die mit dunklem Material gefüllten Krotowinen lassen weiterhin erschließen, daß auch ein humoser A-Horizont vorhanden gewesen sein muß, der in einer späteren Zeit gekappt worden ist.

Die Möglichkeiten dazu waren in einer feucht-kalten Solifluktiionsphase gegeben, welche die neue Lößsedimentation einleitete. Da auch im Hangendlöß, d.h. im C-Horizont, keinerlei Steine zu finden sind, kann angenommen werden, daß während der kalt-trockenen Löß-Phase keine Solifluktion herrschte. Diese stellte sich erst ein, als pedoklimatisch feuchtere Verhältnisse eintraten, die Lößsedimentation aber noch, wenn auch verringert, anhielt. Beide Vorgänge setzten gegen Ende des Glazials völlig aus und unter allmählichem Wandel zu wärmeren und trockeneren Klimaverhältnissen im Postglazial bildete sich auf dem Löß eine Parabraunerde. Die Kalksekretion im C und seinem Hangenden spricht dafür, daß mindestens zeitweise ein trockeneres Klima mit \pm aufsteigender Wasserbewegung geherrscht hat.

Nordwestlich von Einselfthum sind am Oster-Berg im Gewinn Bärenstall mehrere Aufschlüsse im Bereich der Plateaukante zu finden. Die Hochfläche senkt sich hier allmählich in Richtung Südwesten ab. Dabei geht sie nach einer undeutlichen Kante in das Gebänge über, das sich sanft gegen Leiselbach und Pfrimm hin absenkt. Die Flüsse fließen unterhalb des Plateaus im Niveau von 160 m NN. Das Plateau erreicht unweit nördlich der Aufschlüsse im "Hasensteil" mit 295,6 m NN. seinen höchsten Punkt. Hochfläche und Gebänge werden durch schwach eingetiefte Dellen gegliedert. Der Aufschluß mit dem Profil Nr. 42 liegt bei 285 m NN.



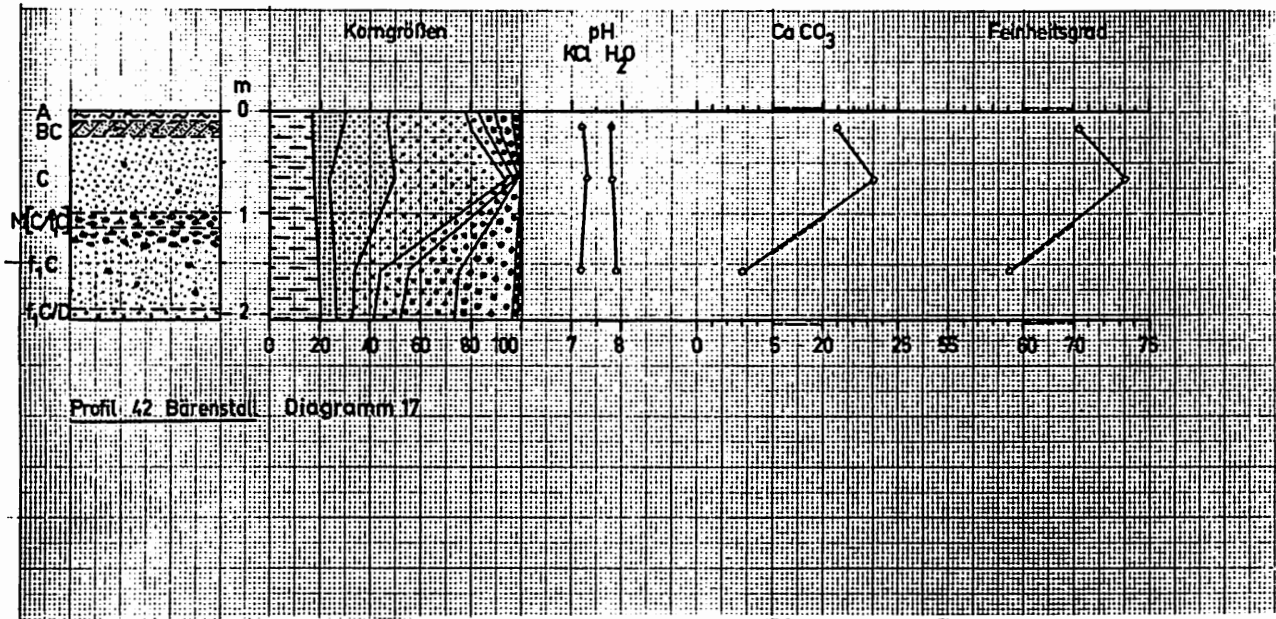
Hangprofil am Saukopf bei Albisheim

Abb. 36

Das Lößprofil (Abb.36) zeigt unter einem kurzen Trockenrasen eines Feldraines den im folgenden geschilderten Aufbau:

- | | | | |
|----|---------------|----------------------|--|
| 1. | 0 - 10 cm | A | Lockerer, dunkelbrauner (10YR 4/3) krümeliger, gut durchwurzelter Horizont, einzelne kleine Steine führend. |
| 2. | 10 - 25 cm | BC | Blaßbrauner (10YR 6/3) toniger Lehm, schwaches Subpolyedergefüge. Aggregate relativ hart. Noch durchwurzelt. Einzelne Steine führend. |
| 3. | 25 - 100 cm | C | Heller, bräunlich-gelber (10YR 6/4) Löß. Porös, fest. Weiße Kalkröhrchen. Einzelne Steine sowie kleine Lößkindel kommen vor. |
| 4. | 100 - 115 cm | M C/f ₁ C | Blaßbrauner (10YR 6/3) Löß, mit größeren und kleineren Kalksteinen, sowie kleinen rostigen Eisenkonkretionen, die besonders an der Untergrenze des Horizontes vorkommen. Weiße Kalkröhrchen. |
| 5. | 115 - 195 cm | f ₁ C | Gelblichbrauner (10YR 5/8), verbackener, sandig-toniger Lehm mit hellen, weißgelben Bändern. Einzelne Lößkindel. Steine (um die Obergrenze häufiger). Eisenkonkretionen gleichmäßig im gesamten Horizont verteilt. |
| 6. | 195 - +205 cm | f ₁ C/D | Weißer Sand, fest gelagert, stark gelb gefleckt. |

Die Analysen (Diagramm 17) der Horizonte BC, C und f₁C bestätigen das bei makroskopischer Betrachtung gewonnene Bild. Der f₁C-Horizont zeichnet sich durch einen sehr hohen Sandgehalt aus, der besonders in den Fraktionen 0.5 bis 0.12 mm Korngröße deutlich zum Ausdruck kommt. Der Tongehalt von 19,9 %, der höchste im Profil, kommt im Verbacken der größeren Komponenten zum Tragen. Da der Horizont äußerlich dem Löß in seinem Aussehen sehr nahe kommt, ist der Anteil von 18,6 %, den die Lößfraktion an den Korngrößen hat, überraschend niedrig. Der Kalkgehalt von nur 3% braucht nicht primär zu sein; auf alle Fälle läßt sich aus seinem geringen Anteil schon die Herkunft der groben Komponenten aus den kalkfreien pliozänen, weißen Sanden erschließen, welche die Basis im f₁C/D-Horizont bilden. Der Löß des C-Horizontes hat einen Anteil der Fraktionen 0.06 - 0.006 von 71,1 %. Der Kalkgehalt von



23 % ist sehr hoch. Ähnlich ist auch die Zusammensetzung des BC-Horizontes. Jedoch ist die Lößkomponente kleiner, dafür sind Schluff- und Grobfractionen (diese 0.06 mm) mit wesentlich höheren Prozentanteilen vertreten.

Die Pedogenese des Profils läßt sich aus der Abfolge der Horizonte und den chemischen und mechanischen Bodenanalysen rekonstruieren.

Es muß davon ausgegangen werden, daß auch hier der Untergrund von fluviolakustren Sedimenten, den weißen Pliozänsanden, gebildet wird (WEILER 1952). Dadurch war es nämlich möglich, daß, nachdem unter kalt-trockenem Glazialklima LÖß sedimentiert wurde, eine solifluidale Durchmischung erfolgen konnte. Es ist anzunehmen, daß die Lößsedimentation nur schwach war. Bei der solifluidalen Durchmischung in der anschließenden Fließerdezeit wurde ein großer Teil des pliozänen Sandes unter den Löß gemischt. Da die Frostverwitterung und später auch die Solifluktion im Bereich der Plateaukanten sehr viel stärker war als an weniger exponierten Punkten, konnte die Durchmischung sehr intensiv sein. Kalkgerölle wurden dabei gleichfalls unter das Solum gemischt, ebenso die kleinen Bohnerze, die sich heute im $M C/f_1C$ und im f_1C/D finden lassen. In einer Zwischenphase, als das Klima etwas wärmer war, wurde bei vorwiegend absteigender Wasserbewegung der nur in geringen Mengen vorhandene Kalk weggeführt, da die Grobfractionen mit ihrem großen Anteil am Solum ein gutes Filtergerüst bildeten. Einzelne kleine Kalkkonkretionen konnten dabei ausgefällt werden. Zu Beginn der folgenden Sedimentationsphase herrschte zunächst wieder Solifluktion vor. Der jüngere Würmlöß wurde deshalb mit dem obersten Teil des älteren sandigen Lösses an der Basis vermengt, wobei der Mischhorizont $M C/f_1C$ entstand. Dann ging aber bei dem Fortschreiten der glazialen Lößsedimentation auch die intensive Solifluktion zurück. Die Sedimentation des Lösses baute mindestens die oberen 100 cm des Profils auf. Das Nachlassen des kalt-trockenen Glazialklimas ließ unter feucht-kalten Bedingungen wieder die Solifluktion stärker wirksam werden. Dabei wurden infolge Solimixtion und Fließbewegung Kalksteine, die als periglazialer Frostschutt anzusprechen sind, dem oberen Drittel des

Sedimentes beigemischt.

Nachdem auch die Solifluktion zum Stillstand gekommen war und das Klima sich wieder durch höhere Temperaturen und wohl auch höhere Niederschläge auszeichnete, im ganzen also gemäßigt warm-feucht war, setzte die Bildung einer Braunerde ein. Deren Physiognomie wird stark durch die Umgebung beeinflusst. Die Lage an dem Übergang des Plateaus zum Gehänge dürfte auch unter den rezenten Klimabedingungen mit nur sehr geringen Jahresniederschlägen, zum Teil in Form kurzer und heftiger sommerlicher Regengüsse, eine starke Durchschlammung der obersten Horizonte ermöglichen, was im hohen Gehalt von Ton plus Schluff (= 29,6 %) im BC gegenüber 23,3 % im C-Horizont zum Ausdruck kommt. Der relativ hohe Kalkgehalt im BC-Horizont dürfte in diesem sehr trockenen Gebiet auf die nur schwache absteigende Wasserbewegung zurückzuführen sein.

Die beschriebenen Profile dürften deutlich gemacht haben, daß sich sowohl auf den Riedeln als auch in den Bereichen der Kalkplateauränder die gleichen Periglazialvorgänge abgespielt haben. Solifluktion, Solimixtion - unter teilweiser Aufarbeitung des liegenden pliozänen Untergrundes - und Lößakkumulation, diese z.T. durch Bodenbildungsphasen unterbrochen, kennzeichnen die geomorphologischen Vorgänge in beiden Teillandschaften. Die schwache Ausbildung der fossilen Böden ermöglicht nur bedingt, diese Profile zur Gliederung des Pleistozän im Rheinhessischen Tafel- und Hügelland heranzuziehen. Zwischen dem liegenden Pliozen und dem hangenden pleistozänen Löß mit seinen Böden besteht ein sehr großer Hiatus, der lediglich Zeugnis für die große Intensität der Erosion an exponierten Punkten der Landschaft ablegt.

(2) Die Gehänge

Im wesentlichen sind es vier Elemente, welche die Formung der Gehänge bewirken. Einmal sind es Löß und Hangschutt, zum anderen Hangdellen und Rutschungen. Sie sind entweder nur unter periglazialen Bedingungen möglich, wie die Lößsedimentation und die Dellenbildung, oder sie werden unter periglazialen Bedingungen intensiviert, wie die Rutschungen und die Hangschuttproduktion

durch Frostverwitterung. Der Löß bedeckt in Südrheinessen alle Plateaus und Riedel, dazu noch die nord-, nordwest- und nordost-exponierten Talflanken der Kalkplateaus. Die Lößdecke der Riedel hingegen geht bis auf die Talsohle hinab bzw. bedeckt diese sogar als Schwemmlöß.

Daneben gibt es aber günstige Stellen, die Löß auf den sonst davon entblößten süd-, südwest- und südostexponierten Hängen aufweisen.

Die Verteilung des Lösses auf den Hängen ist so zu erklären, daß die nach Süden exponierten Hänge gerade durch diese Neigung einer verstärkten Sonneneinstrahlung unterlagen. Damit verbunden ist eine größere Auftautiefe und eine längere Auftauzeit. Die somit auch in verstärktem Maße freiwerdenden Wassermassen sorgten für eine intensivere Durchtränkung des Bodens. Die Solifluktion wurde damit nicht nur begünstigt, sondern wesentlich verstärkt. Das Ergebnis war die völlige Entblößung dieser Hänge vom Löß. KLUG (1959) führt eine speziell für Südrheinessen geltende Tatsache an, die diese Solifluktionvorgänge an den südexponierten Hängen wesentlich förderte. Die Rutschneigung dieser Hänge, die durch den geologischen Aufbau gegeben ist, erfährt eine bedeutende Steigerung im Glazial. Hier muß das Auftauen des Bodenwassers in den Rutschnischen und -depressionen ein "Ausquetschen und Auswulsten der Mergelschichten" zur Folge gehabt haben, so daß mindestens die stärkere Bodendurchfeuchtung auf die Solifluktion belebend gewirkt hat.

Gleichfalls solifluidal transportiert ist der Hangschutt. Er bedeckt im Gebiet der Rhein Hessischen Kalkplateaus die oberen Hänge aller Plateaus. Die Hauptentstehungszeit dürfte in den Glazialen gelegen haben, wo durch Frostverwitterung große Materialmengen freigesetzt wurden. Für die Plateaus im Kalktertiär ist daher eine stärkere Verwitterung im Bereich der Kanten zu erschließen, da hier der Demudation entsprechende Ansatzpunkte geboten wurden. Die nach unten anschließenden Hänge ermöglichen den solifluidalen Abtransport des Materials. Das Aussetzen des Solifluktionsschuttes oberhalb der Plateaukanten hängt mit dem

geringen Gefälle der Hochflächen zusammen, daneben aber auch mit der Tatsache, daß eben auf den Plateaus die Ansatzpunkte für Verwitterung des Kalkgesteins fehlten, somit auch die Liefergebiete für den Solifluktionsschutt. Zudem verhüllten ältere Lößdecken die Kalkgesteine.

An den Hängen erreicht der Schutt eine sehr große Mächtigkeit. Nach KLUG (1959) beträgt sie im Pfrimmgebiet am Westausgang des Dorfes Zell 4,5 m, in einer Delle, ebenfalls nördlich der Straße nach Einselfthum, 6,6 m.

Dieser in Rheinhessen weit verbreitete und sehr mächtige Solifluktionsschutt gehört zu den heute ruhenden eiszeitlichen Abtragungsdecken außerhalb des Bereiches der letzten Vereisung in Mitteleuropa (BÜDEL 1944). Der Grenzwinkel für die Erhaltung solcher eiszeitlichen Wanderschuttdecken an Hängen liegt bei 17 - 27°. Sehr schön aufgeschlossen waren die Reste einer solchen Wanderschuttdecke am Saukopf südlich von Albisheim (Abb.36, unten). Folgendes Profil (Nr. 57) einer Braunerde-Rendzina war dort unter einem Trockenrasen aufgeschlossen (Abb.36):

- | | | | |
|----|-------------|--------------------|---|
| 1. | 0 - 60 cm | A(B) | Dunkelbrauner (10YR 4/4) Horizont mit Krümel- bis Subpolyedergefüge. Humos. Obere 40 cm des Horizontes mit feinem, aber dichten Wurzelwerk. Relativ zahlreich schon Kalksteine eingestreut, im allgemeinen plattig-länglich. Zumeist gefällsparallel eingeregelt. Das Solum ist tonig, stellenweise führt es Pseudomycel. |
| 2. | 60 - 80 cm | (B)/C ₁ | Etwas helleres Braun (noch nahe 10YR 4/4). Steine zahlreicher. Subpolyedergefüge. |
| 3. | 80 - 100 cm | C ₁ | Kalksteine mit wenig (B)-Material und hellem, grau-gelben Kalkverwitterungsmaterial. |
| 4. | +100 cm | C ₂ | Größe der Kalksteine nimmt zu. Nur noch wenig Kalkverwitterungsmaterial als Zwischenmittel. |

Die Braunerde-Rendzina ist nun besonders in den Vertiefungen des Hangprofils entwickelt. Die eingeregelteten Kalksteine zeigen, daß die Decke einmal zusammenhängend gewesen ist und sich den Hang hinabbewegt hat. Nach BÜDEL (1944) muß die letzte Bewegung der-

artiger Wanderschuttdecken im letzten Glazial erfolgt sein. Dabei bewegte sich auf dem hier relativ steil geneigten Hang der größte Teil abwärts und zwar noch zu einer Zeit, da die Frostverwitterung schon nicht mehr als Schuttlieferant wirksam war. Dieser Abtransport der hier beschriebenen Wanderschuttdecke muß noch unter periglazialen Bedingungen erfolgt sein, da in späterer Zeit keine Kräfte mehr auftraten, die in der Lage waren, die Wanderschuttdecken in Bewegung zu setzen. Nur in den Vertiefungen am Hang konnten sich ihre Reste vor der Denudation bewahren. Postglazial verwitterten sie zu einer Braunerde-Rendzina.

Die Dellen, die als weiteres wichtiges Formelement an den Hängen auftreten, entsprechen in ihrem Habitus der Grundform auf den Kalkplateaus. Das heißt: es sind flache Vertiefungen mit einem muldenförmigen Querprofil. Sie münden entweder auf der Niederterrasse oder etwas höher am Hang. Damit ist bewiesen, daß es keine rezenten Formen sind. Sie enthalten keine fließenden Gewässer, sondern stellen nur Bahnen des unterirdisch sickernden Grundwassers dar (BÜDEL 1944). Die Dellen sind in den mächtigen Hangschuttdecken angelegt. Ihre Bildung ist wie folgt zu erklären: die Dellen nahmen ihren Anfang in kleinen Rinnen, Vertiefungen oder sonstigen Hangrelieferungen. Sie bildeten die Leitlinien für Solifluktion und Wasser (Niederschlags- und Schmelzwasser). Das Solifluktionsmaterial, dessen Beweglichkeit mit einer intensiveren Durchtränkung wuchs, bewegte sich einmal in der Hohlform als solcher zum Tal hinab. Daneben unterlagen aber auch die Flanken der Hohlform der Denudation, d.h. der Abspülung und der Solifluktion. Allmählich wurde so die Ursprungsrinne oder Hohlform seitlich erweitert, gleichzeitig aber durch lineare Erosion auch vertieft.

Wie auch schon von KLUG (1959) dargestellt wurde, sind die Anfangsmulden der Hangdellen etwas in den Plateausrand hineinverlegt. Diese Anlage ist für die Mehrzahl der Hangdellen sehr typisch. KLUG gibt für dieses Phänomen folgende Erklärung: die Bodengefrornis in 2 - 3 m Tiefe unter der Plateaufläche bildete eine Art Quellhorizont. In ihrem Schnittpunkt mit der Hangdelle kam es mit dem jahreszeitlichen Auftauen zu einer periodischen

"Schichtquelle". In der Hochfläche bildete sich im Einzugsgebiet der "Quelle" infolge der flächenhaften Abtragung die Anfangsdelle aus. Damit unterscheiden sich die Hangdellen genetisch von den hier in der Arbeit nicht beschriebenen Hochflächen-Dellen. Daneben ist auch die Form der Hangdelle eine andere: Sie zieht meist senkrecht zur Plateaukante direkt zum Tal hinunter. Zwar kommen in den obersten Teilen auch Verzweigungen vor - die Äste laufen dann meist parallel zueinander - doch fehlt diesen Hangdellen der langgestreckte "Oberlauf" auf den Plateaus und die z.T. dendritenartigen Verzweigungen.

IV. Die rezente Ausformung

Hier sollen nur die Wirkungen der Starkregen und die Hochwässer der Pfrimm behandelt werden. Neben diesen Faktoren wird die rezente Ausformung auch durch Rutschungen bewirkt. Daneben sind Tilken, Reche und Rosseln als durch den Menschen geschaffene Formen gleichfalls als geomorphologische Elemente zu betrachten, denen heute z.T. noch eine gewisse Bedeutung bei der Ausformung der Landschaft zukommt. Auf diese Frage ging jedoch KLUG (1959) sehr ausführlich ein, so daß es sich an dieser Stelle erübrigt, noch einmal bekannte Tatsachen zu schildern.

Anders jedoch die Starkregen und Hochwässer. Ihre Wirkung kann in fast jedem Sommer bzw. jedem Frühjahr erneut beobachtet werden, so daß sich ständig neues Beobachtungsmaterial ergibt. Die Formung durch Starkregen und Hochwässer vollzieht sich ja auch innerhalb kürzerer Zeiträume, als es bei Vorgängen der Fall ist, die z.B. Tilken als Ergebnis vorweisen. Zwar sind die Spuren eines Starkregens nicht immer so ausgeprägt in der Landschaft zu finden, wie eine dauerhaftere Form (Tilke, Rutschnischen, Reche), doch sind sie insgesamt eindrucksvoller und wirkungsvoller, nicht zuletzt durch die Plötzlichkeit ihres Auftretens. Daneben kommt ihnen eine wesentliche Bedeutung im Rahmen der Acker- und Weinbaukultur zu, so daß wenigstens kurz darauf eingegangen werden soll. Starkregen und Hochwässer sind unter den derzeitigen Verhältnissen die stärksten formenden Kräfte im Gebiet des Rheinhessischen Tafel- und Hügellandes.

1. Die Starkregen und ihre Wirkungen

Über die Ursachen, die zu den Starkregen führen, soll hier nicht berichtet werden. Wichtiger sind hier die geomorphologischen Wirkungen derartiger Niederschläge. Eine Reihe Beobachtungen soll hier zunächst angeführt werden:

Ein großer Gegensatz besteht zwischen den Kalkplateaus mit Lößdecke und den Riedeln, die auch eine Lößdecke tragen. Am stärksten macht sich die unterschiedliche Höhe und damit die Entfernung zur Erosionsbasis bemerkbar. Die zum Teil randlich aufgeschlitzten Kalkplateaus und deren Hänge weisen eine Vielzahl Dellen und Mulden auf, die heute als Leitbahnen für die Starkregenabflüsse dienen. Die Riedel dagegen, als rundliche Formen mit wenigen oder nur kurzen Dellen, zeigen im allgemeinen weniger Unwetterschäden als die Kalkplateaus. Riedel und Plateaus werden beackert, beide liegen eine zeitlang jedes Jahr brach, beide tragen eine Lößdecke, die bei Regen verschmiert und so einen flächenhaften Abfluß und Abtrag ermöglicht. Ganz allgemein sind die Kalkplateaus gegenüber dem Riedelland benachteiligt. Das hat wahrscheinlich nur die beiden Ursachen des stärkeren und verlängerten Gefälles und die schon genannte reichere Gliederung: an den Stellen nämlich, wo auf engem Raum die Reliefenergie stärker ist, kann auch an den Riedeln verstärkte Hang- und Bodenzerstörung beobachtet werden. Das ist besonders an der Rheinfront der Riedel der Fall, also an ihrer Grenze zum Oberrheinischen Tiefland. GEGENWART (1952) machte für dieses Gebiet Angaben über die Komplexität solcher Niederschläge, ihrer Ursachen und ihrer Folgen. Er führt die Schäden dieses nach seiner Meinung als stark gefährdet zu bezeichnenden Gebietes auf ein Zusammenwirken von hoher Anbauintensität, hohen Sommerbeträgen der ergiebigen Stark- und Dauerregen in der phänologischen Phase, große Einzugsgebiete der örtlichen Gerinnelinien und die besondere Bodenbeschaffenheit zurück. Die größten Schäden sind nach GEGENWART daher dort am häufigsten, wo gefährdete Flächen und hohe Summenbeträge der Starkregen zusammenfallen.

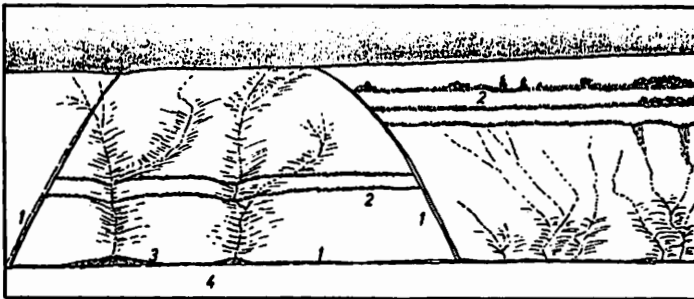
Die im folgenden berichteten Beobachtungen beziehen sich jedoch weniger auf die Riedel als vielmehr auf die Kalkplateaus des Pfrimmtales und deren Hänge. Die Beobachtungen konnte ich bei einem Starkregenfall, verbunden mit Hagelniederschlag, am 4. und 5. Juli 1963 sammeln (LESER 1965). Er wirkte sich besonders im Mittleren Pfrimmgebiet, also an den Hängen der Kalkplateaus aus. Da die hierbei aufgetretenen Formen als typisch für ähnliche Fälle dieses Raumes gelten können, sollen kurz die wichtigsten davon aufgezählt werden.

Erosionsformen:

1. Rinnen (Breite von wenigen Zentimetern bis um 1 Meter. Tiefe bis ca. 30 cm, meist jedoch flacher)
2. Abflußbahnen bei Flächenspülung (Eine Breite bis 10 m konnte bei derartigen Abflußbahnen beobachtet werden).

Die Rinnen sind vorzugsweise in Kartoffelfeldern, weniger in Rübenfeldern und selten in Getreidefeldern zu beobachten. Offensichtlich bestehen hier Zusammenhänge zwischen Bepflanzungs- und damit Bewurzelungsdichte und Art der Ackerkultur (Furchen). Daneben ist sehr häufig Rinnenspülung in den Weinbergen zu beobachten. Die Anlage der Rinne wird teils durch unbeabsichtigtes Aufhäufeln des Bodens, teils durch die Spuren der Maschinen sowie durch die Anlage der Kulturen in Reihen, die mit dem Gefälle verlaufen, geschaffen. Als Leitbahnen dieser Rinnenspülung dienen die Hangdellen. Selbst äußerst flache, am Hang kaum wahrnehmbare Dellen entwickeln sich bei Unwetter in ihrer Tiefenlinie zu reißenden Bächen. Charakteristische Beispiele sind fast zu jeder Jahreszeit am Wartberg, in der Eßlinger Mulde und um Immesheim sowie bei Stetten zu beobachten (alle Lokalitäten liegen in der Nähe von Albisheim/Pfrimm). Ein sehr eindrucksvolles Beispiel konnte ich im Tal des Gerbaches beobachten, das südlich von Bolanden in West-Ost-Richtung verläuft und bei Marnheim in die Pfrimm mündet. An einem relativ steil geneigten, nordexponierten Hang sind mehrere Dellen zu beobachten (Abb.37). In ihren Tiefenlinien ziehen sich Risse und Rinnen entlang, die offensichtlich bei Starkregen als Abflußlinien dienen. Sie verzweigen sich

von einem Hauptast aus bis in den letzten Arm der Delle hinein. Quer durch dieses gesamte System ziehen zwei hangparallele Reche. Sie sind an den Stellen, wo sie von den Dellen und Rinnen durchlaufen werden, gegen den Hangfuß zu leicht ausgedehnt. Da mit dieser Beobachtung kein Einzelfall vorliegt, ist zu erschließen, daß die Dellen an den Hängen bei entsprechendem Gefälle und Einzugsgebiet durch die Starkregen eine *rezente Weiterbildung* erfahren können. Daß hier tatsächlich ein Materialtransport vorliegt, beweisen die am Hangfuß ausgebreiteten flachen Schwemmfächer. Sie liegen dort, wo der Hang in die fast ebene bis schwach muldenförmige Talsohle des Gerbaches übergeht.



Rezente Weiterformung der Hangdellen(Gerbach-Tal)

Abb.37

1 Wege 2 Reche, z.T. mit Gebüsch 3 Akkumulationen 4 Talboden

Die Erosionsformen sind meist dauerhafter als die Akkumulationsformen der Starkregen. Letztere sind zumeist an der Talsohle oder am Hangfuß zu finden. Da sie häufig Wege oder Felder bedecken, wird für ihre rasche Beseitigung oder Planierung gesorgt.

Akkumulationsformen:

1. Schlammströme (Verschiedene Dimensionen. Akkumuliert meist hinter Böschungen, in Straßengraben, in Vertiefungen, auf Feldwegen).
2. Schlamm- und Geröllfächer (Akkumuliert am Ausgang von Wegen auf die Straße oder an Hangverflachungen unterhalb von Rinnen oder Spülbahnen. Dadurch verschiedene Größen).

3. Schlammdecken (Bleiben nach Abzug des Wassers in Wegen oder auf Straßen zurück. Kein aktives Fließen im Gegensatz zu den Schlammströmen. Ausmaße entsprechend den Gegebenheiten).

Diese Akkumulationsformen stehen in engem Zusammenhang mit der soil erosion. Sie werden erst aufhören zu existieren, wenn weitgehende Maßnahmen zur Verhinderung der Bodenabtragung ergriffen werden. Vorläufig bilden aber diese Wirkungen der Stark- und Dauerregen bei der derzeitigen Ausgestaltung der Landschaft einen Formungsfaktor, der nicht unterschätzt werden sollte. Zeugnis von seiner Bedeutung und Intensität legen die Wasser-, Schutt- und Schlamm-Massen ab, die fast alljährlich die Felder, Straßen und Wege der südrhein Hessischen Gemeinden schwer schädigen.

2. Hochwasser

Aktiv formend in der Landschaft wirkt auch das Hochwasser. Ähnlich wie bei den Starkregen sind die Wirkungen des Hochwassers meist sehr intensiv. Die Erosion ist besonders im Oberlauf der Pfrimm stärker, was auf die Gesteinsbeschaffenheit zurückzuführen ist. Im Mittel- und Unterlauf ist die augenscheinlich wahrnehmbare Erosion nur auf wenige Punkte beschränkt. Das gilt für unrichtig begradigte Flußstrecken. Ein Beispiel dafür bildet der Pfrimknick nördlich von Harxheim. In dieser Kurve kann der rechtwinklige Knick im Lauf von der Pfrimm nicht "genommen" werden. Durch den Aufprall des Wassers wird das Ufer an diesem Punkt ständig unternagt. Oberhalb führt - parallel zur Pfrimm - eine Straße, die ständig ausgebessert werden muß, da der Unterbau von der Pfrimm weggespült wird und die Straßendecke nachrutscht.

Auch bei den Frühjahrshochwässern, die als Folge der Schneeschmelze auftreten, ist an diesem Punkt die Wirkung nicht anders. Erodierend wirkt das Hochwasser nur im ufernahen Bereich, während die Ausdehnung des Wassers eine viel größere ist. Der Wasserstand kann zudem beträchtliche Höhen erreichen und es ist keine Ausnahme, wenn die Höfe an der Pfrimm überschwemmt werden.

Bei diesen Überschwemmungen sedimentiert die Pfrimm einen roten Hochflutlehm, der sich aus den weichen Gesteinen des Donnersbergvorlandes und Hanglöß zusammensetzt. Nach KLUG (1959) werden bei einem stärkeren Hochwasser durchschnittlich 8 - 10 cm derartigen Materials abgesetzt. Durch die rote Farbe ist der Überschwemmungsbereich der Pfrimm im Mittel- und Unterlauf sehr gut gekennzeichnet. So konnte ich im Frühjahr 1963 beobachten, daß er alle flachgelegenen Teile der Aue umfaßt, d.h. bis an die Terrassen oder an den Fuß der Hänge heran. Durch die Überschwemmungen der Pfrimm hat sich eine mehr oder weniger ebene Talsohle gebildet. Die roten Hochflutsedimente sind daher besonders weit im offenen Riedelland zwischen Monsheim, Pfeddersheim und Worms verbreitet. Im Frühjahr stehen noch lange Zeit größere Flächen der Pfrimmaue unter Wasser, d.h. zu einem Zeitpunkt, da das Hochwasser längst abgezogen ist und die Pfrimm sich in ihr Bett zurückgezogen hat. Das Pfrimbett ist 2 - 3 m in die Talsohle eingetieft. Selten ist aber das Flußbett vollständig mit Wasser erfüllt, zumeist ist nur ein Rinnsal mit einer Tiefe von 60 - 70 cm zu beobachten, das in diesem Zustand nur schwach formend wirkt. Der Boden des Flußbettes selbst ist mit Schottern und Sanden bedeckt.

V. Zusammenfassung der Untersuchungen mit Hilfe des oben dargelegten Boden- und Terrassenmaterials

Der Boden in seiner Gesamtheit ist der Ausdruck der Bodenbildungsfaktoren Klima, Vegetation, Wasser, Relief, Tiere, Mensch, Ausgangsgestein und Zeit. Alle Faktoren zusammen genommen wirken jedoch nicht gleichmäßig, sondern die Intensität ihrer Wirkung auf den Boden schwankt. Der zuletzt genannte Faktor Zeit steht für die "Dauer der Wirkung" (MÜCKENHAUSEN 1962). Er fällt somit etwas aus dem Rahmen der übrigen heraus, doch ist seine Stellung damit begründet, daß er - bei gleichbleibenden Bodenbildungsfaktoren - im Gange der Entwicklung den Boden durch verschiedene Stadien laufen läßt.

Diese Entwicklungsstadien, die bestimmte Zeitabschnitte repräsentieren, sind somit Ausdruck der seinerzeit herrschenden Bildungsbedingungen. Diese wiederum werden durch die o.a. Bildungsfaktoren dokumentiert. Ein Bodentyp, der uns nun als fossiler Boden erhalten ist, stellt damit also nicht nur ein bestimmtes Entwicklungsstadium dar, sondern erlaubt auch - im Zusammenhang mit der Landschaft gesehen - Rückschlüsse auf die Bildungsfaktoren. Durch diese ergeben sich Hinweise auf das Landschaftsbild einer früheren Epoche. Der Boden, sei er nun überprägt oder nicht, gibt eindeutig und in erster Linie über das Klima Auskunft. Dieser an der ersten Stelle stehende Faktor wirkt sich bekanntlich sehr nachhaltig auf das Solum aus. Er bildet daher in der Analyse der Landschaftsentwicklung auch den Ausgangspunkt der Betrachtung. Jedoch läßt sich auch über die anderen Bodenbildungsfaktoren aus dem fossilen Boden direkt - oder über die Klimabedingungen, d.h. also indirekt - Aufschluß gewinnen. Unter klimageomorphologischen und genetischen Aspekten gesehen, ergeben sich so aufgrund der fossilen Böden eine Reihe Möglichkeiten, das bisher mit Hilfe der herkömmlichen geomorphologischen Methoden gewonnene Landschaftsbild und seine Entwicklung in zahlreiche Feinheiten hinein zu ergänzen und abzurunden. Der Boden als Ausdruck der Bodenbildungsfaktoren ist gleichzeitig der Ausdruck des Landschaftszu-

standes jener Zeit, da der Boden gebildet wurde. Er wird somit, durch die Art und Weise der Betrachtung, vom Forschungsobjekt der Pedologie zur Basis paläogeographischer, d.h. hier quartärgeomorphologischer Überlegungen gemacht.

1. Zeitliche Einordnung der Landschaftsformen in das Schema der Eiszeiten, insbesondere aufgrund der fossilen Böden in den Decksedimenten der Terrassen.

a. Zeitliche Einordnung einiger Profile mit Hilfe vorhandener Zeitmarken.

Den Ausgangspunkt bilden Lößprofile, denen fossile Böden eingeschaltet sind, die durch ihre Lagerungsverhältnisse eine feste Basis für die Einordnung anderer, weniger vollständiger Profile abgeben sollen. Soweit diese Profile im beschreibenden Teil im Zusammenhang mit den Pfrimm-Terrassen noch nicht vorgeführt werden konnten, erfolgte die Schilderung ihres Aufbaus erst an dieser Stelle hier.

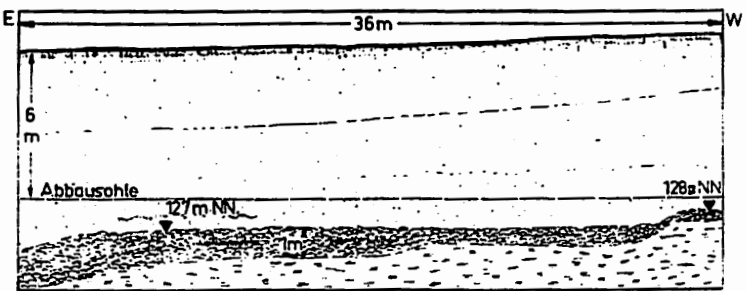
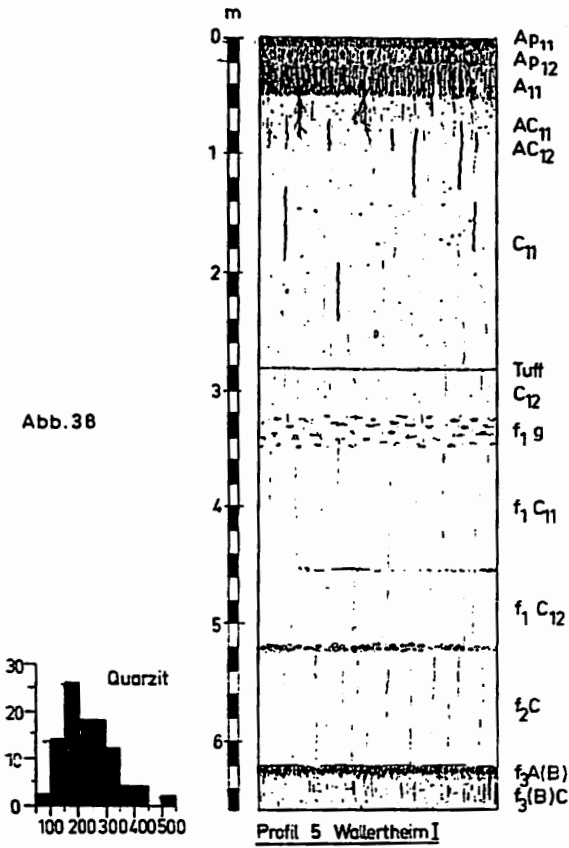
(1) Terrasse, fossiler Boden des Riß/Würm-Interglazials und Tuffbändchen.

(aa) Wallertheim

In der Ziegeleigrube Wallertheim treten die genannten drei Kriterien in einem Profil zusammen auf (Abb. 38). Damit ist durch die Terrasse sowohl nach unten als auch für den Hangenteil des Profils eine Abgrenzung gegeben. Dieser zeigt ein Bimstufbändchen in jenem Löß, auf welchem ein Steppenboden entwickelt ist.

Wallertheim liegt an der Stelle des Wiesbachs, wo das Fließchen aus seiner Nord-Süd-Richtung nach Westen (später nach Nordwesten) fast rechtwinklig abbiegt. Der Wiesbach fließt vor dem Fuß der Kalkplateaus und dessen Ausläufern. Nach Westen zu ist er durch ein meist mergeliges Hügelland mit weichen, sanften Formen vom Appelbach-Tal getrennt. Wallertheim befindet sich in einer grossen Ausraumzone des Wiesbachs, die nach Norden, Osten und Südosten durch die Täler mehrerer kleiner Bäche erweitert wird. Diese zerlegten auch die Kalkplateaus in Auslieger und Stufen-

Abb. 38



randbuchten: südlich und südwestlich von Wallertheim zieht sich ein flacher, seitwärts von Dellen begrenzter Rücken entlang. Er steigt zum Streitberg (201,6 m) und zum Schwarzen-Berg an. Am Fuß des Südwest-Nordost verlaufenden Rückens, aber noch auf seiner Abdachung, liegt nahe dem Wiesbach die Grube Schick mit den Aufschlüssen Wallertheim I bis III.

An der Südsüdwestwand der Grube, wo im Sommer 1963 der Abbau erfolgte, war nachstehendes Profil Nr.5 Wallertheim I aufgeschlossen (Abb.38):

- | | | | |
|----|--------------|------------------|--|
| 1. | 0 - 10 cm | A _{p11} | Dunkler, graubrauner Horizont (10YR 4/2). Humos, locker, krümelig. Durchwurzelt. Vereinzelt kleine Steine. |
| 2. | 10 - 25 cm | A _{p12} | Brauner, krümelig bis schwach bröckeliger Horizont (10YR 5/3). Noch durchwurzelt. Wurmröhren. Pseudomycel. |
| 3. | 25 - 50 cm | A ₁₁ | Dunkelbrauner humoser Horizont (10YR 4/3). Schwach porös. Einschwemmungen, Wurmlosungsgefüge. Kalkröhrchen. Pseudomycel. |
| 4. | 50 - 85 cm | AC ₁₁ | Brauner, noch humoser Horizont (10YR 5/3). Wurmlosungsgefüge. Hell und dunkel gefleckt. Zahlreiche Wurmlöcher und -röhren. Infolge zahlreicher Pseudomycelien weiß gesprenkelt. |
| 5. | 85 - 100 cm | AC ₁₂ | Ähnliche Eigenschaften wie AC ₁₁ , nur heller. |
| 6. | 100 - 280 cm | C ₁₁ | Heller, gelblich-brauner LÖB (10YR 6/4). Porös. Tonig-lehmig. Zahlreiche Kalkröhrchen. Wurmröhren mit dunkelbraunen, z.T. humosen Füllungen. Im gesamten Horizont kleine Lößkindel unter 1 cm maximaler Länge. |
| 7. | 280 - 283 cm | Tuff | Dunkelgraues, erdiges Bändchen (feinsandiger Lehm), fleckenartig im hellen LÖB. Etwas verwürgt. Material lehmig und wie LÖB beschaffen. Keine festen Grobbestandteile. Kalkröhrchen. |
| 8. | 283 - 320 cm | C ₁₂ | Heller, gelbbrauner toniger LÖB-lehm (10YR 6/4). Porös. Kalkröhrchen. Wurmlöcher. |

- | | | | |
|-----|--------------|---------------|--|
| 9. | 320 - 350 cm | f_{1G} | Heller, gelbbrauner toniger Lößlehm (10YR 6/4). Porös. Kleine Rostflecken im gesamten Horizont gleichmäßig verteilt. |
| 10. | 350 - 450 cm | $f_{1C_{11}}$ | Gelblich-brauner Löß (10YR 6/4). Kompakt. Kleine, dunklere, kaum sichtbare, nicht durchlaufende Bändchen. Lehmig. |
| 11. | 450 - 455 cm | | Dunkles, oft aussetzendes graues Bändchen, schräg. |
| 12. | 455 - 520 cm | $f_{1C_{12}}$ | Gelblich-brauner, sandig-toniger Lößlehm (10YR 6/4). Möglicherweise geschichtet. |
| 13. | 520 - 525 cm | | 1-5 cm mächtiger, dünner Geröllhorizont (Quarze, Quarzite) mit Schneckenschalen- und Muschel-schalenresten. Steine eckig und gut gerundet. Bändchen leicht wellig auf- und abgehend. Toniger Lehm. |
| 14. | 525 - 620 cm | f_{2C} | Toniger Lößlehm, gelblich-braun (10YR 6/4), z.T. leicht graue Färbung annehmend. Porös. Kompakt. Lößkindel. Kleinste Manganflecken. Eckige, kleine Gesteinsstückchen, häufiger vorkommend (2 - 5 mm maximale Länge). |
| 15. | 620 - 630 cm | $f_{3A(B)}$ | Graubrauner, nach oben deutlich abgesetzter Horizont mit Geröllen (2-5 cm maximaler Länge). Toniger Lehm. Farbe geht nach unten in eine blasse |
| 16. | 630 - 650 cm | $f_{3(B)C}$ | braun-violette Tönung über. Einzelne kleine Steinchen. |

Dieses Profil geht bis auf die Basis der oberen Abbausohle. Dabei wurde der Übergang zum nachstehend beschriebenen Teil gestört, so daß kein durchlaufender Aufschluß vorhanden war; vielmehr mußte er aus dem Oberteil und dem unter dem $f_{3A(B)}$ folgenden Profiltteil zusammengesetzt werden.

Nach den Aufschlußverhältnissen zu urteilen, muß der f_3 -Boden auf dem nachstehend beschriebenen Löß entwickelt sein:

Ein ca. 1 - 1,2 m mächtiger Schwemmlöß von graubrauner Farbe bildet das Hangende der Terrasse. Eingeschaltet sind einzelne Geröllbänder, z.T. mit fossilen Schnecken und Muscheln. Daneben kommen mehrere 2 - 5 cm breite, grüne Sandbändchen vor, die

kryoturbat gestört sind. Sie verlaufen gewellt und sind teilweise taschenförmig ausgestülpt. Einzelne kleine Steine und Muschelschalenfragmente kommen ebenfalls wieder darin vor. Die Bändchen sind 280 cm lang, mit einer kurzen Unterbrechung dazwischen. In geringem Abstand ist daneben noch ein 90 cm langes Paar aufgeschlossen. Neben ihrem Sandgehalt zeichnen sie sich noch durch einzelne kleine Steine und Reste von Muschelschalen aus. Die liegende Terrasse (Abb. 38, unten), von den Bändchen nur durch ca. 20 cm graubraunen Löß getrennt, war auf ca. 40 m Breite aufgeschlossen. Sie fällt von Westen nach Osten ein. Ihre Oberfläche ist nicht eben, sondern etwas gewellt, z.T. auch getrept. Letzteres gilt auch für die Unterseite, also die Auflagerungsfläche der Terrasse auf die Schleichsandmergel. Eine zweimalige Stufung der Terrasse ist hier festzustellen. Die Mächtigkeit nimmt von ca. 40 cm im Westen auf 100 cm im E (soweit aufgeschlossen) zu. Die Schotter sind mit ihrer Längsachse parallel zur Terrassenoberfläche und zur Aufschlußwand gelagert. Die Größe ist unterschiedlich. Eingeschaltet sind graugrüne Ton- und graue Feinsandbändchen, die z.T. sehr fossilreich sind. Teilweise kommen reine Schillbänder darin vor. Die Schotter setzen sich aus Quarzit-, Quarz-, Melaphyr-, verkieselten Tonstein- und Amethystdrusen-Geröllen zusammen. In der Terrasse kommen daneben noch geborstene Gerölle in großer Zahl vor, wobei jedoch keine Quarze zu finden sind. Die Oberseite der Terrasse liegt im Westteil des Aufschlusses bei ca. 128 m NN., im Ostteil bei ca. 127 m NN. (= 6 m bzw. 7 m über Wiesbach-Niveau).

Zur Verfeinerung der makroskopischen Deckschichtenanalyse wurden von fast allen Horizonten des Profils mechanische und chemische Bodenanalysen durchgeführt (Diagramm 18):

Die Korngrößenanalysen erbrachten, daß sich das Profil im wesentlichen aus tonigem Lehm aufbaut. Dabei stellen sich aber Variationen in seiner Zusammensetzung ein. Besonders schwanken Lößkomponente und Tonanteil. Der hangende dunkelbraune Steppenboden mit seinem A_p -A-AC-C-Profil zeichnet sich durch einen über 55 % liegenden Lößanteil und einen Tongehalt von um 25 % aus. Der Kalkgehalt nimmt von oben (14,6 %) nach unten (23,1 %) zu. Das Tuff-

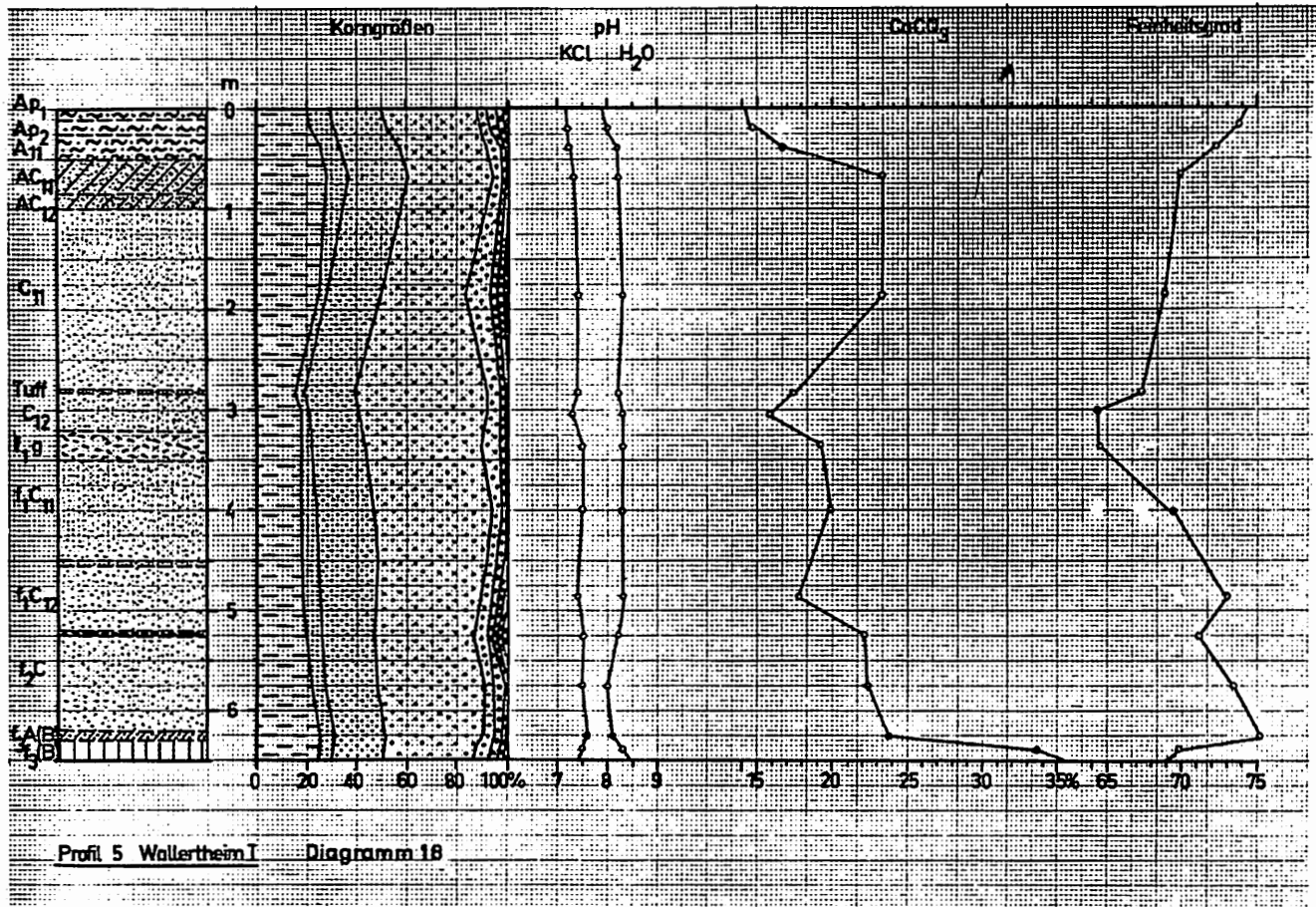
Bändchen hat charakteristischerweise eine Lößkomponente von 73 %, d.h. einen hohen "äolischen" Anteil. Der Tongehalt liegt bei 14%. Auch der liegende Löß des C_{12} -Horizontes besitzt einen Lößanteil von 70 %. Der Kalkgehalt liegt mit 15,8 % unter dem des Tuff-Bändchens von 17,5 %. Aufgrund gleicher Körnung und gleichen Kalkgehaltes möchte ich die beiden Horizonte f_1g und f_1C_{11} als Zusammengehörig betrachten.

Wenig unterschieden davon ist der f_1C_{12} -Horizont. Da er durch ein graues, leider nicht genaues faßbares Bändchen nach oben abgeteilt wird, möchte ich ihn als gesonderten Horizont auffassen. Dafür spricht auch der niedrigere Kalkgehalt des f_2C -Horizontes von 17,9 % gegenüber dem bei fast 20 % liegenden der anderen f_1 -Horizonte.

Ebenfalls eine eigene Stellung ist dem Geröllband, eingebettet in tonigen Lehm, zuzubilligen. Der Feinheitsgrad ist niedrig, der $CaCO_3$ -Gehalt entspricht dem liegenden f_2C -Horizont. Die Lößkomponente ist mit 64 % im f_2C höher als im Geröllbändchen mit 60 %.

Völlig anders erscheint dagegen der $f_3A(B)$ -Horizont: Sein Feinheitsgrad beträgt bei einem Tongehalt von 24,6 und einem $CaCO_3$ -Gehalt von 23,8 % 75,1. Die Lößkomponente ist mit 60 % vertreten. Auch aufgrund seiner dunkleren Farbe fällt dieser Horizont aus dem Schwankungsbereich der bisher beschriebenen heraus. Das gilt auch für seinen etwas gröberen (Feinheitsgrad 69,8) liegenden $f_3(B)C$ -Horizont. Die Korngrößenzusammensetzung gleicht der im $f_3A(B)$, nur die grobe Komponente über 0.06 mm ist etwas stärker beteiligt. Der Kalkgehalt von 33,6 % ist sehr hoch. Da aber die Farbe der des hangenden Horizontes entspricht - abgesehen von dem blasserem Farbton - ist dieser Horizont dem $f_3A(B)$ als $f_3(B)C$ zuzuschlagen. Aufgrund des Profilaufbaus kann dieser Abschnitt als verbraunter Rest eines Schwarzerdebodens angesprochen werden.

Wichtig für die Genese und zeitliche Einordnung des Profils ist das Tuffbändchen. Es wurde von FRECHEN (1959 ; a,b) und SCHÖNHALS (1959) auch aus der Wallertheimer Grube beschrieben. FRECHEN klärt vor allem unter mineralogischem Aspekt Herkunft, Verbreitung,



Alter der Kärlicher Tuffe, Zusammensetzung und die regionalen Differenzierungen. Daneben werden auch die zeitlichen Zusammenhänge berücksichtigt. SCHÖNHALS geht gleichfalls der Verbreitung und der Datierung des Tuffes nach. Bei ihm wird besonders die Stellung des Tuffes in einzelnen bekannten Lößprofilen des Rheingaus und Rheinhessens untersucht. Die Verbreitung des Tuffes ist wie folgt angegeben: Ein Kreissektor mit dem Radius = 100 km und den seitlichen Begrenzungslinien Kärlich - Staufenberg und Kärlich - Monsheim. Um den Ausbruchspunkt ist der Tuff, in der Form des "Brocken-Tuffes" vorkommend, 1,4 m mächtig. Er nimmt nach Osten und Süden in seiner Mächtigkeit ab. Bei Limburg kommt er noch als 3 cm mächtiges Bändchen vor, das teilweise in drei Einzellagen aufgespalten ist. In Rheinhessen, dem Rheingau und der Wetterau ist das Bändchen nur 1 - 2 cm mächtig und nur sehr schwach gefärbt.

Von Wallertheim berichtet SCHÖNHALS in der gleichen Arbeit: Der Tuff ist im Würm III-LÖß⁹⁾ in drei Teilbändern von 0,5 - 1,5 cm Mächtigkeit vorhanden. Der Abstand zwischen 1 und 2 beträgt 2 bis 3 cm, der zwischen 2 und 3 3 bis 4 cm. Je nach Mischung mit gelbem Löß schwankt die Farbe des Tuffbändchens zwischen gelbbraun und schwarz. Das oberste Band ist am dunkelsten und deshalb im ganzen Aufschluß, auch im südlichen Teil der Abbauwand, sichtbar. Hier liegt das Tuffbändchen etwa 0,4 m über der Basis des Würm III-Lösses. Diese ist an einer nur einige Zentimeter mächtigen Kies-Einlagerung erkennbar. Darunter folgt der 0,1 - 0,25 m mächtige Boden des Würm II/III-Interstadials. An der nördlichen Abbauwand ist der Abstand der Basis des Würm III-Lösses von dem Tuffbändchen etwas größer.

Diese Beobachtungen konnte ich im Sommer 1963 und im Frühjahr 1964 überprüfen. Soweit das Bändchen noch aufgeschlossen war, konnte es nur als einzelnes wahrgenommen werden. Es war 1 - 3 cm mächtig, die von SCHÖNHALS angegebene Dreiteilung - auch des 3 cm-Bandes - war nicht mehr zu beobachten. An der Südwand (mit Profil Nr.5 Wallertheim I) war das Bändchen in 2,8 m unter der

9) Bezeichnungen der Würm-Gliederung nach SCHÖNHALS

rezenten Landoberfläche aufgeschlossen worden. Es fiel nicht parallel zu dieser, sondern etwas stärker zum Wiesbachtal hin ein. Der Abstand des Bändchens zum Würm II/III-Interstadialboden betrug 40 cm. Es fehlte das Kiesband an der Basis des Würm III-Lösses.

Im Profil Nr.6 Wallertheim II, das von mir gleichfalls aufgenommen wurde, lagen folgende Verhältnisse vor (Südostwand): Das Tuffbändchen ist hier deutlich wahrnehmbar, aber unscharf abgegrenzt. Es kommt auf einer Breite von 5 cm fleckenartig vor, eine Untergliederung in Teilbändchen ist hier gleichfalls nicht mehr festzustellen. Der Abstand zum Würm II/III-Interstadialboden beträgt an dieser Stelle 60 cm. Das von SCHÖNHALS erwähnte Kiesband an der Basis des Würm III-Lösses fehlt auch hier. Allerdings kommen im Löß zwischen Tuffbändchen und Boden kleinste Steinstückchen vor. Die Datierung der Tuff-Eruption und des damit verbundenen äolischen Transportes ist für die Genese des Profils von höchster Bedeutung. SCHÖNHALS (1959) bemerkt dazu, daß das Band an fast allen Aufschlußpunkten im unteren Teil des Würm III-Lösses vorkommt und zwar 0,2 bis 0,6 m über seiner Auflagerungsfläche (siehe auch meine Beobachtungen). Der Tuff ist nirgendwo in der basalen, durch Solifluktion entstandenen Umlagerungszone vorhanden, sondern immer im primären Löß (siehe Profil Nr.5, Abb.38). Der Ausbruch muß also nach der Fließerdezeit, die in den frühen Abschnitt des Würm III-Stadials gestellt wird, erfolgt sein. Um diese Zeit ist schon mit einer relativ starken Lößsedimentation zu rechnen, wobei die Solifluktion schon zurücktrat. Der "Höhepunkt der Kaltzeit war jedoch noch nicht erreicht, wie aus den mit Würm III-Löß gefüllten Eiskeilen geschlossen werden kann, die den Tuff durchsetzen." In Kärlich konnten nun im Brocken-Tuff auch Kryoturbationen beobachtet werden, ebenso kleine, keilförmige Ausstülpungen im Tuff-Bändchen. Dunkle, mit dem Band noch zusammenhängende Schmitzen sieht SCHÖNHALS auch als Wirkungen von Frostbewegungen an. Die größere Mächtigkeit des Lösses über dem Tuff läßt außerdem erschließen, daß das eigentliche Stadial mit der Hauptlößsedimentationszeit erst nach dem Tuff-Ausstoß erfolgte. Mit dieser Einordnung ist ein Ausgangs-

punkt für die Deutung der Genese gegeben.

Wenn der Löß mit dem Tuff-Bändchen dem Würm III-Stadial angehört, kann der oben die rezente Landoberfläche bildende Steppenboden nur ein Produkt der postglazialen Wärmezeit sein, da seit dem Hochstand des Würm III-Stadials und der vorhergehenden Tuff-Eruption keine entsprechenden Bildungsbedingungen für einen derartigen Boden gegeben waren. Erst seit dem trocken-warmen kontinentalen Klima des Boreals im Postglazial konnten sich Steppenböden entwickeln (MÜCKENHAUSEN 1962, ZAKOSEK 1962).

Eine weitere Unterteilung des Lößprofils von Wallertheim ergibt sich dadurch, daß nach SCHÖNHALS (1959) unter der Basislage des Würm III-Lösses der Boden des Würm II/III-Interstadials folgt. Das Kiesband war nicht aufgeschlossen, soweit ich feststellen konnte. Doch stimmen die Tiefenangaben (0,2 - 0,6 m) des Abstandes des Würm II/III-Bodens mit dem von SCHÖNHALS gegebenen überein. Deshalb ist es berechtigt, den 30 cm mächtigen, rostfleckigen Horizont unter dem C_{12} -Horizont des Würm III-Lösses als f_1g eines Frosttundren-Naßbodens anzusprechen. In dem klimatisch relativ günstigeren Würm II/III-Interstadial konnte dieser Boden auf dem im trocken-kalten Würm II-Stadial sedimentierten Löß unter feucht-kalten Bedingungen gebildet werden. Dieser Löß wird als f_1C_{11} -Horizont bezeichnet. Bei solchen Bedingungen, unter welchen die hangende Bodenbildung erfolgte, kann auch eine solifluidale Bewegung des f_1C -Materials stattgefunden haben, wobei die dunkleren Streifen und Bändchen gebildet wurden. Sie können aber auch durch eine mit der Bodenbildung einhergehenden Vernäsung entstanden sein.

Der f_1C_{12} -Horizont ist gleichfalls seiner Zusammensetzung nach zum Löß des Würm II-Stadials zu rechnen. Dieser Unterteil ist als Fließlöß (?) anzusprechen, der aus der Übergangszeit vom Würm I- zum Würm II-Stadial herrührt. Er ist Ausdruck feuchterer Klimabedingungen, die auch zur fluviatilen Kappung des Würm I-Bodens führten. Dieser Kappung ging eine Sedimentation von Solifluktionlöß (f_2C) voraus. Damit konnte sich ein Frosttundregley bilden, der sofort wieder erodiert wurde. Das erfolgte durch

fließendes Wasser, worauf die Gerölle und Molluskenschalen des Geröllhorizontes zwischen f_2C und f_1C_{12} hinweisen. Für diese Ausräumung kommt, ebenso wie für die Bildung des Frosttundrenbodens, nur der Übergang des Würm I/II-Interstadials in Frage. Da eine derartige Abtragungsleistung nur unter feuchten Bedingungen stattfinden konnte, der Boden aber gleichzeitig nur in dieser Zeit entstehen konnte, muß man mit einer raschen Abtragung rechnen, was durchaus im Bereich der hier vorhandenen und dargelegten Möglichkeiten liegt. Der f_2C -Lößlehm, der sich darunter anschließt, bildet eine ausgezeichnete Überleitung zur Entwicklung des Liegendteiles des Profiles.

Es sei aber zunächst auf die Terrasse eingegangen: In die Schleichsandmergel erodierte der Wiesbach z.Zt. der Mittel-Terrasse bei mehrfach wechselnder Wasseranlieferung sein Bett zwei- evtl. dreimal. Dabei wurde die Terrassierung im Liegenden geschaffen, evtl. ältere Sedimente (älter jedenfalls als die Mittel-Terrasse) ausgeräumt. Die Akkumulation der Terrasse wird sich wohl, nach dem äußeren Bild zu urteilen, in einem Zug vollzogen haben, wenn auch mit wechselnden Fließgeschwindigkeiten. Dabei konnten in Zeiten schwacher Wasserführung die Schill-, Ton- und Feinsandbänke akkumuliert werden. Das Morphogramm der Quarzitgerölle (Abb.38) weist bei einem Maximum des Zurundungsindex zwischen 150 und 200, sowie höheren Werten zwischen 200/250 und 250/300 diese Mittel-Terrasse des Wiesbachs als unter glazialen Bedingungen entstanden aus. Danach erfolgte die Sedimentation des Schwemmlösses. Die Sandbändchen (s.o.) sowie die Muschel- und Schneckenschalen sprechen für fluviatilen Transport. Dieser Löß wird von einem Rest verbrauchten Tschernosems überlagert. Über ihm folgt der f_2C -Horizont des Würm I-Stadials.

Da aus der Klimageschichte des Würm-Glazials keine Zeiten bekannt sind, in denen die Bedingungen für eine Tschernosembildung (im strengen Sinne, d.h. warm-kontinentales Steppenklima) gegeben waren, bleibt nur die Möglichkeit vor oder nach dem Würm. "Nach" scheidet aus stratigraphischen Gründen von vornherein aus, weil in der Postglazialzeit der dunkelbraune Steppenboden gebildet wurde, der heute als Reliktboden die Landoberfläche bildet. Da

nun nur noch das Eem-Interglazial zwischen der Riß- und Würmeiszeit als nächste Zeit mit entsprechenden pedoklimatischen Bedingungen übrigbleibt, außerdem der Boden über dem Schwemmlöß auf der Mittel-Terrasse liegt, ist folgende Abfolge der Sedimente und Bodenbildungen zu erschließen: Nach der Schwemmlößsedimentation, die noch im Ausgang der Rißkaltzeit erfolgt sein muß, setzte unter deren feucht-kalten Bedingungen eine kryoturbate Verformung der Sandbänder ein.

Im Klimaoptimum des Riß-Würm-Interglazials, mit größerer Sommerwärme als heute (MÜCKENHAUSEN 1962), das durch die Transgression des Eem-Meeres erklärt wird, bildete sich ein Schwarzerdeboden¹⁰⁾. Da im späten Eem-Interglazial die Entwicklung auch wieder auf glaziale Verhältnisse hinauslief, wurde bei der allmählichen Klimaverschlechterung der Tschernosem in Richtung auf eine Braunerde hin überprägt und wenigstens stellenweise erodiert.¹¹⁾

- 10) Die Herren ZAKOSEK und SEMMEL teilten mir freundlicherweise mündlich mit, daß der Boden im Heidelberger C¹⁴-Laboratorium auf 28000 Jahre datiert wurde. Von einer Diskussion möchte ich hier absehen. Als Bedenken möchte ich anmelden, daß außer diesem Boden noch weitere mächtige Eem-Schwarzerden in Rheinhessen zu finden sind (Hahnberg; Zeilstück; Kriegsheim), die vermuten lassen, daß Wallertheim gleichaltrig ist. Wie die fortgesetzt beobachteten Aufschlußverhältnisse erbrachten, kann der Boden gegen die Südwand hin an Mächtigkeit abnehmen (Oktober 1964). An der Westwand zeigte sich aber der schwarzbraune Tschernosem im Juli 1966 immerhin mit einer Mächtigkeit von 120 cm, die durchaus Vergleiche mit den anderen Profilen zuläßt. Das Alter von ca. 28000 Jahren müßte zudem auch mit dem auf ca. 26000 Jahre datierten Tuffbändchen von Kärlich (FRECHEN 1962) im Zusammenhang gesehen werden, wobei zu beachten ist, daß der Boden mit seiner Oberkante nicht mehr als 180 cm über der Terrasse liegt und durch 340 cm Sediment von der Tufflage getrennt ist. Falls der Boden mit 28000 Jahren richtig datiert ist, würden aber die stratigraphischen Positionen des Tuffes und der umgebenden Lössе unrichtig sein, die SCHÖNHALS, ROHDENBURG & SEMMEL (1964) - neben zahlreichen Arbeiten dieser und anderer Autoren - zu einem wichtigen Merkmal ihrer Würm-Gliederungen machen.
- 11) Wie eine neuerliche Begehung (Oktober 1966) erbrachte, dürfte die Erosion des Tschernosems nur stellenweise erfolgt sein, denn an der Westwand war der Boden auf einer Breite von 32 m in einer muldenartigen Hohlform aufgeschlossen. Die Oberkante des Bodens lag 525 m unter Flur. Über diese neuen Beobachtungen wird an anderer Stelle berichtet.

Interessant ist vielleicht noch ein Gedanke zum Alter des Lösses: seine Akkumulation muß nämlich altersmäßig in einem jüngeren Abschnitt der Rißkaltzeit erfolgt sein. Wie bekannt ist, wird das Liegende durch die Jüngere Mittel-Terrasse des Wiesbaches (FALKE 1960) gebildet. Damit ist aber verbunden, daß kaltzeitliche Bedingungen zur Zeit ihrer Akkumulation geherrscht haben, was auch durch die morphometrische Schotteranalyse (Abb.38), u.a. aber auch durch frostgesprengte Gerölle in der Terrasse erwiesen ist. Die kryoturbate Verformung der Sandbändchen im hangenden Schwemmlöß spricht gleichfalls für glaziale Bedingungen. Man muß also erschließen, daß es sich bei dem Schwemmlöß um ein rißglaziales Sediment handelt, das nach Akkumulation der Terrasse an den Hängen erodiert und auf dem Schotterkörper fluviatil sedimentiert wurde. Aufgrund der Sedimentfolge möchte ich zusammenfassend folgende Entwicklung für die Zeit nach der Akkumulation der Jüngeren Mittel-Terrasse des Wiesbaches bis zur Bildung des postglazialen Steppenbodens annehmen:

1. Kaltzeitliche Akkumulation der Jüngeren Mittel-Terrasse.
2. Stadiale Schwemmlößsedimentation mit gleichzeitiger kryoturbater Verformung der Sandbändchen im Schwemmlöß.
(1 - 2 im Jüngeren Riß-Stadial)
3. Bildung eines Tschernosems unter warmem Klima des Eem-Interglazials.
4. Klimaverschlechterung mit Verbraunung des Tschernosems.
5. Akkumulation des Würm I-Lösses unter feucht-kalten Bedingungen, die das Würm-Glazial einleiten.
6. Bildung eines Frosttundrengleys im Würm I/II-Interstadial. Erosion desselben möglicherweise im gleichen Interstadial oder im beginnenden Stadial.
7. Sedimentation des Würm II-Lösses im Würm II-Stadial, z.T. als Flieblöß.
8. Bildung eines Frosttundrengleys im Würm II/III-Interstadial unter feucht-kalten Bedingungen.
9. Sedimentation äolischen Lösses mit ausgehender Fließerdezeit (frühes Würm III-Stadial).
10. Ausbruch des Kärlicher Vulkans und Ablagerung des Tuffbändchens.

11. Höhepunkt des kaltzeitlichen Würm III-Stadials mit Lößsedimentation.
12. Aussetzen der Lößsedimentation und Übergang zu milderen Klimabedingungen im Postglazial.
13. Entwicklung eines Steppenbodens seit der postglazialen frühen Wärmezeit (Boreal).

(bb) Sprendlingen II

Einen ähnlichen Aufbau besitzt das Profil Nr. 2 Sprendlingen II (Abb.39). Es soll, soweit nötig, die obigen Aussagen ergänzen. Lage der Grube: Östlich vom Wiesbach, an einem schmalen Südwest-Nordost verlaufenden Rücken gelegen, der durch ein in der gleichen Richtung verlaufendes Trockental vom Abhang des Wiss-Berges getrennt ist. Die Grubenwand mit dem Terrassenprofil verläuft Westnordwest-Ostsüdost, das Lößprofil wurde in deren Südecke aufgenommen.

Die Grube ist in einem sanft, aber deutlich ansteigenden Hang eingeschnitten, der im Norden durch eine kleine Delle (Straße nach St.Johann) und im Süden durch eine lange Flanke - hinab zum Wiesbach verlaufend - begrenzt ist. Der Rücken erhebt sich bis 152 m NN., der Grubenrand liegt bei 145 m NN. (= Oberkante des Lößprofils). Die auslaufende Terrasse (Westende) liegt bei ca. 130 m, also = 20-23 m über dem heutigen Wiesbach-Niveau (= 107 m NN. in Sprendlingen).

Das Profil hat nachstehenden makromorphologischen Aufbau:

- | | | | |
|----|------------|------|--|
| 1. | 0 - 30 cm | A(B) | Dunkelbrauner humoser Horizont (10YR 4/3). Sehr kompakt. Toniger Lehm. Porös. Leicht bröckelnd. Schwach durchwurzelt. |
| 2. | 30 - 50 cm | AC | Gelbbrauner, toniger Lößlehm (10YR 5/4). Etwas porös. Kompakt. Nach unten heller werdend. Einzelne Wurmröhren mit humoser Auskleidung. Kalkröhrchen. |
| 3. | 50 - 70 cm | CaC | Heller, gelblich-brauner, toniger Lehm (10YR 6/4). Porös. Pseudomycel, Kalkröhrchen und Lößkindel zahlreich. |

- | | | | |
|-----|--------------|-------------------|--|
| 4. | 70 - 85 cm | C ₁₁ | Gelblich-brauner, toniger Lehm (10YR 6/4). Porös. Zahlreiche mit grauschwarzem humosen Material ausgekleidete senkrechte Wurmröhren. Kalkröhrchen nur noch einzeln, keine Lößkindel mehr. |
| 5. | 85 - 88 cm | Tuff | Grau-gelblich-braunes Tuffbändchen (feinsandiger, toniger Lehm). |
| 6. | 88 - 150 cm | C ₁₂ | Heller, gelblich-brauner, toniger Lößlehm (10YR 6/4). Porös. Rhythmische Einschwemmungen. Oben einzelne Lößkindel. Kalkröhrchen verstreut auftretend. Zahlreiche senkrechte Wurmröhren, Auskleidung wie oben. Setzen an der Untergrenze aus. Quarze, gerundet und mit Bruchflächen. |
| 7. | 150 - 235 cm | f _{1g} | Heller, gelblich-brauner, toniger Lehm (10YR 6/4). Toniger als oben. Porös. Im Bereich der Obergrenze noch einzelne, ausgekleidete Wurmröhren. Kalkröhrchen im gesamten Horizont. Nehmen nach unten zu. Kleine Steine, meist Quarze und Muschelbruchstücke; nicht selten vorkommend. |
| 8. | 235 - 275 cm | f _{1C11} | Gelblich-brauner (10YR 6/4), leicht grauer toniger Lehm. Schwach porös. Zahlreiche Kalkröhrchen, häufig horizontal lagernd. Daneben kleine Steinchen. Muschelschalenreste. Stecknadelkopfgroße Manganflecken. |
| 9. | 275 - 325 cm | f _{1C12} | Gleiche Eigenschaften, nur wieder normaler gelblich-brauner Farbton. |
| 10. | 325 - 485 cm | f _{1C13} | Gelbbrauner, toniger Lehm (10YR 6/4). Porös. Kalkröhrchen nicht mehr horizontal eingeregelt. Ihre Zahl nimmt nach unten zu ab. Vereinzelt Schneckenreste. |
| 11. | 485 - 525 cm | f _{1C14} | Heller, gelblich-brauner, toniger Lehm (10YR 6/4). Kompakt. Porös. Wenig Kalkröhrchen. |
| 12. | 525 - 545 cm | f _{2A/g} | Gelblich-brauner, toniger Lehm (10YR 6/4). Porös. Kompakt. Kalkröhrchen nestartig. Einzelne runde, geschwärzte Steine und kleine Manganflecken. |

13. 545 - 590 cm $f_{2C_{11}}$ Heller, gelblich-brauner Lößlehm (10YR 6/4), mit grauer Tönung. Diese ist an der Obergrenze am stärksten und geht nach unten in besagtes Braun über. Tonig. Porös. Zahlreiche kleine Steinchen (Quarz, Kalk), z.T. geschwärzt. Kleine Manganflecken. Kalkröhrchen einzeln und nestartig.
14. 590 - 660 cm $f_{2C_{12}}$ Scharfe Grenze: der gelblich-braune Horizont (sandig-toniger Lehm) ist horizontal hell gestreift: Schichtung. Sandig-toniger Lehm. Kalkröhrchen selten. Kleine Manganflecken nehmen nach unten hin ab. Streifen: gelblich bis bräunlich. Z.T. gewellt.
15. 660 - 750 cm $f_{2C_{13}}$ Wie $f_{2C_{11}}$. Dazu ca. 1 cm breite, tonige Bändchen (lehmyger Ton)eingeschaltet, die weiße Kalkkonkretionen enthalten.
16. 750 - 820 cm $f_{2C_{14}/D}$ Tonige Bändchen 2-3 cm breit, ohne Konkretionen. Jedoch mit Sand versetzt. Zahlreiche kleine Rostflecken, beides nach unten zu häufiger.
17. ca. 820 - um 920 D Mittel-Terrasse (ältere) des Wiesbaches.

Der Terrassenaufschluß besaß 1963 das nachstehend beschriebene Aussehen:

An der Grubennordwand (Abb. 40, oben) ist auf einer Länge von etwa 70 m eine Terrasse aufgeschlossen. Sie setzt sich in der rechtwinklig dazu verlaufenden Ost-Wand noch fort. Dort ist durch den Abbau der kryoturbar durchmischte Grenzbereich Terrasse/Löß eben noch angeschnitten (zahlreiche Fossilien: Muschel- und Schnecken-schalenfragmente, z.T. auch vollständig). Die Breite dieses Grenzbereiches entspricht der Grubenbreite (100 m). Der aufgeschlossene Teil an der Nordwand besitzt eine Mächtigkeit von 0,5 bis 1,2 m. Im Ost-südost-Teil ist die Mächtigkeit vermutlich geringer (0,40 m). Die Terrasse liegt leicht gewellt diskordant auf roststreifigem, grünlich-gelben Ton (Rupelton; mittl. Oligozän). Das Hangende bildet der Löß, unten z.T. mit einzelnen Geröllagen. Die Terrassenoberfläche ist stark gewellt. Die Terrasse fällt in der Profilwand von links nach rechts ganz leicht ein,

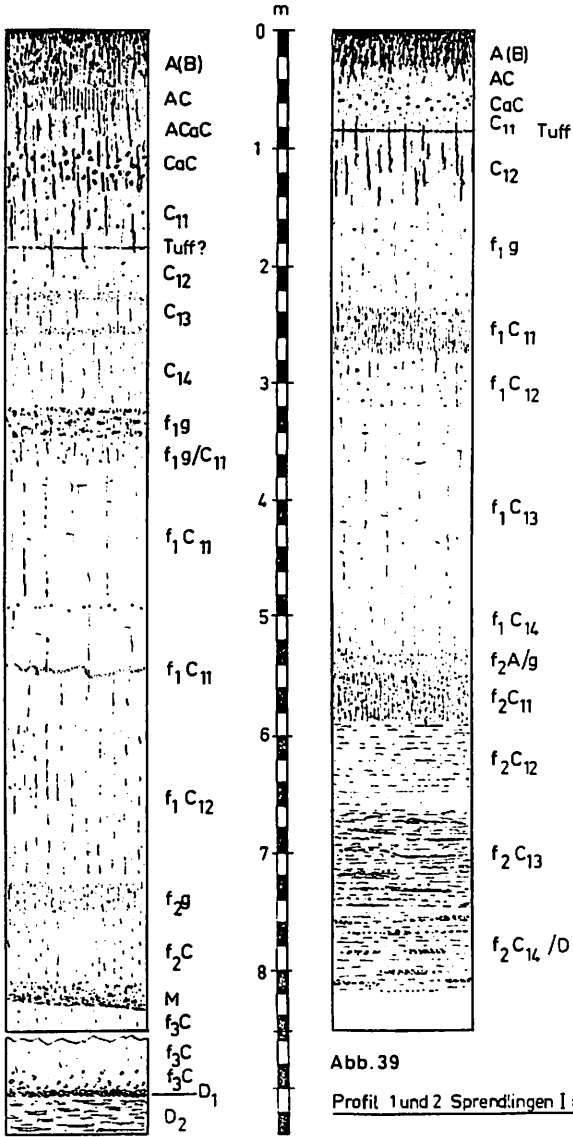


Abb. 39

Profil 1 und 2 Spremlingen I und II

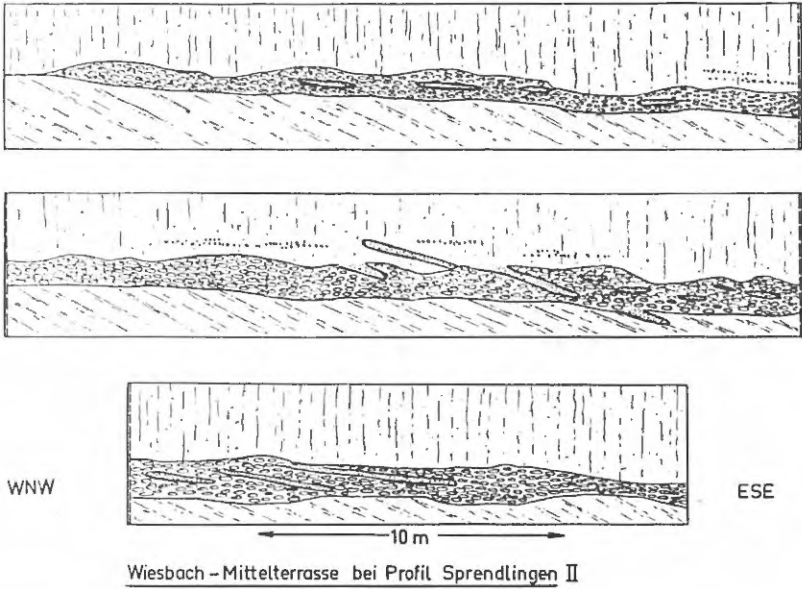
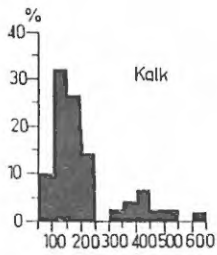
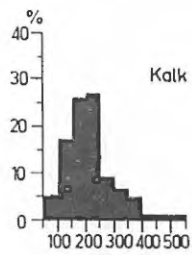


Abb. 40



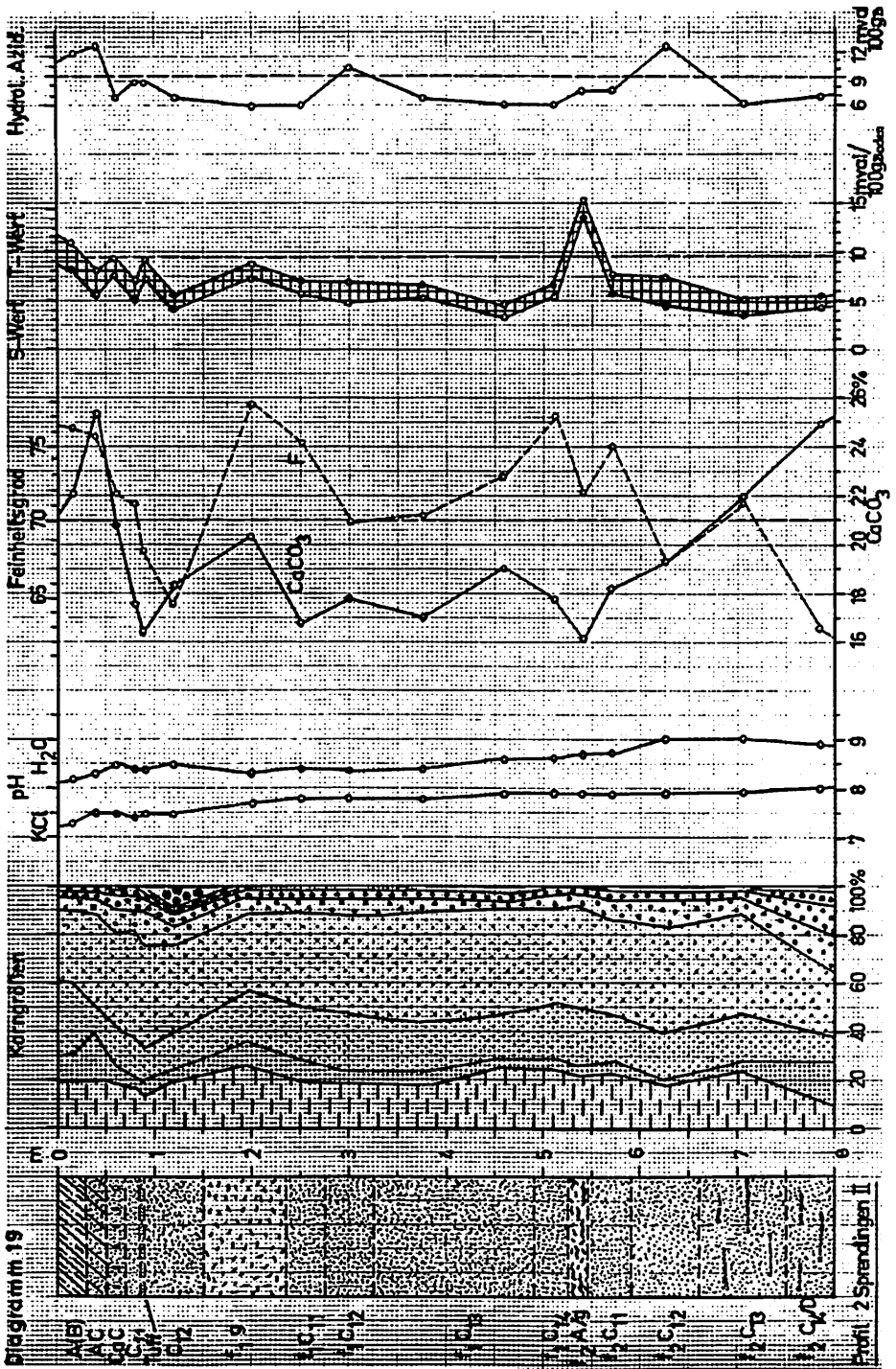
Profil 1 Sprendlingen I



Profil 2 Sprendlingen II

d.h. entgegen dem heutigen Talverlauf des Wiesbaches. Den Hauptanteil am Aufbau des Terrassenkörpers besitzen die Kalkgerölle (schätzungsweise 80 - 90 %). In der Reihenfolge ihrer Häufigkeit treten daneben folgende Gerölle auf: Quarz, Kieselschiefer, Kalkoolith, rotbrauner Eisenoolith, Chalcedon (?), Quarzit, braunrote Bohnerze. Nach der Zusammensetzung ist zu folgern, daß die Kalkgerölle aus der näheren Umgebung des Wiesbachtals stammen, das sich aus tertiären Kalken und Mergeln aufbaut. Die übrigen Gerölle dürften zum überwiegenden Teil aus dem Rotliegend-Gebiet stammen.

Das Morphogramm der Kalkgerölle (Abb.40, unten) zeigt ein Maximum des Zurundungsindex zwischen 150 und 200 bzw. 200 und 250 für 25 bzw. 26 % der Gerölle. 17 % entfallen auf einen Zurundungsindex von 100 - 150. Aufgrund der Verteilung der Indexgruppen lassen sich für die Bildung der Terrasse spätinterglaziale bis frühglaziale Verhältnisse erschließen. Die Gerölle liegen meist horizontal, also mit der Längsachse in Richtung West-Ost, sofern sie plattig sind. In den Terrassenschottern sind zahlreiche Grob- und Feinsandlinsen und Lagen eingeschaltet, z.T. auch als feinere Bändchen, die bisweilen auch tonig und von graugrüner bis gelblicher Farbe sind. Eine Schichtung ist erkennbar. Die Breite beträgt 10-15 cm. Sie laufen nicht durch die gesamte Terrasse, sondern setzen schon nach 1 - 2 Metern aus. Materialmäßig von ähnlicher Beschaffenheit ist ein Eiskeil, der im Mittelstück des Aufschlusses an der Terrassenoberfläche ansetzt und unter flachem Winkel sich bis fast an die Terrassenunterseite fortsetzt. Das Material ist sehr fein und tonig-hart. Eine ganz dünne Schichtung ist erkennbar. Ein ähnliches Gebilde setzt links davon an der Terrassenoberfläche ohne deutliche Grenze an und führt jedoch in den hangenden LÖB. Es ist ebenso scharf umgrenzt wie der beschriebene Eiskeil. Daneben kommen noch weitere, ähnlich beschaffene Eiskeile in dieser Terrasse vor. Im Schotter verstreut, oft aber in den feineren, schlickartigen Bändern, finden sich zahlreiche Muschel- und Schneckenschalen (Cerithiaceen). Teilweise sind sie vollständig erhalten, teils auch Bruch.



Die von allen Horizonten durchgeführten mechanischen und chemischen Bodenanalysen erbrachten wesentliche Verfeinerungen des makromorphologisch untersuchten Profilaufbaus. Der Einfachheit halber wird hier auf eine Beschreibung der Analysendaten verzichtet und auf das Diagramm 19 mit den Kurvendarstellungen verwiesen. Kurz herausgestellt werden sollen hier nur der f_{1g} - und der $f_{2A/g}$ -Horizont. Beide kommen in dem Kurvenbild recht gut heraus. Der f_{1g} zeichnet sich durch eine höhere Tonbildungsrate aus. Das gilt auch für den $f_{2A/g}$ -Horizont, dessen relativ hoher T-Wert u.U. auf Humus hindeutet. Humus kann nämlich am stärksten Ionen sorbieren und so den T-Wert entsprechend erhöhen, wenngleich dieser auch auf sorptionsstarke Tonminerale zurückgehen kann (etwa Montmorillonit). Hier in dem zweiten fossilen Boden deutet der niedrige CaCO_3 -Gehalt gleichfalls auf Bodenbildung. Der im f_{1g} höhere Kalkgehalt ist infolge Aufkalkung durch den hangenden Löß erzielt worden.

Für die Genese des Profils lassen sich aus makroskopischer Untersuchung, Analysendaten und Schotteranalyse folgende Schlüsse ziehen:

Da es sich bei der Terrasse um eine spätinterglaziale bis frühglaziale Bildung handelt, wie die morphometrische Schotteranalyse ergab, sonst aber ähnliche Verhältnisse wie in Wallertheim (Profil Nr.5) herrschen, komme ich zu nachstehender Deutung der Entwicklung des Profils:

Die Terrasse muß in einem Altwasserarm sedimentiert worden sein, da eine unzerstörte, ziemlich weichschalige Muschel- und Schneckenfauna vorkommt. Diese ist individuenreich und artenarm. Aufgrund der Tatsache, daß der zu den Mittel-Terrassen (FALKE 1960) gestellten Akkumulation von Sprendlingen spätglaziales bis frühglaziales Alter eines früheren Abschnittes der Rißeiszeit zukommt, muß eine größere Schichtlücke zwischen den jüngeren Sedimenten im Hangenden und der Terrasse selbst angenommen werden. Es folgte nach der Terrassenakkumulation sicher sofort eine Eindeckung mit Löß, der aber nicht mehr vorhanden ist. Die Eiskeile in der Terrasse könnten vielleicht diesen nicht durch Sedimente

belegten Kaltphasen entsprechen. Über der Terrasse folgt ein Löß, der aufgrund seiner Beschaffenheit und Zusammensetzung als Schwemmlöß angesprochen werden kann. Die Rostflecken entsprechen den oxydierenden Bedingungen, die bei der Sedimentation im Wasser herrschten. Infolge kryoturbater Durchmischung wurde der Löß mit Muschel- und Schneckenschalenresten sowie Gesteinsmaterial aus dem Oberteil der liegenden älteren Terrasse versetzt. Damit ist eine klimatisch anders gestaltete Zeit angebrochen: die feuchtkalte Zeit am Ende des Rib/Würm-Spätinterglazials geht allmählich in den gegen ein trocken-kaltes Klima hin tendierenden Abschnitt des Würm I-Stadials über. Erschließbar ist das Alter aus der Abfolge der Decksedimente. Ausgegangen wird in diesem Fall von der Profilerkante. Oben ist das Profil vollständig, da ein postglazialer Steppenboden den Abschluß bildet. Aufgrund des Materialvergleiches mit Wallertheim I (Profil Nr. 5) ist eine Parallelisierung der Horizonte möglich. Pedologisch drückt sich die Entwicklung in folgenden Bildungen aus: die noch auf fluviatile oder mindestens solifluidale Sedimentation (wahrscheinlich ein Mixtum aus beiden) hinweisenden Horizonte f_2C_{12} und f_2C_{13} weisen - jetzt nur einmal vom Material her gesehen - wesentliche Unterschiede zum Hangenden f_2C_{11} auf. Dieser Horizont dürfte rein äolisch abgelagert sein. Klimatisch bedeutet das: die kryonivale Solifluktion (NANGERONI 1954) tritt allmählich zurück. Die reine Wasserbewegung wird durch Solifluktion abgelöst, diese wiederum von kaltzeitlicher äolischer Lößsedimentation, die mindestens bis zur Obergrenze des f_2A/g gegangen sein muß. Nebenher läuft eine Aufkalkung des liegenden Lösses durch Einwaschung von oben, wenngleich ein etwas höherer Primärgehalt vorhanden gewesen sein dürfte. In der trocken-kalten Phase der Lößsedimentation setzte diese Aufkalkung jedoch aus.

Mit Beginn des Würm I/II-Interstadials bildete sich unter wesentlich günstigeren Klimabedingungen ein Naßgley, der als Rest im f_2A/g -Horizont vorliegt. Dieser Bodentyp läßt auf ein gemäßigtes, kühles Steppenklima schließen, da auch die Ausgangstonmineralgarnitur, errechnet aus Tongehalt und T-Wert und als T_{Ton} -Wert zum Ausdruck gebracht, auf die Anwesenheit von Illit und eventuell

auch Montmorillonit schließen läßt. Dabei liegt die Bildung eines Naßgley's mit Auenbodencharakter von der Lokalität her durchaus im Bereich der Möglichkeiten. Das Ausgangsgestein ist deshalb nicht ein Löß, sondern, wie der Tongehalt zeigt, ein Staublehm. Die kaltzeitliche Steppe des Würm I-Interstadials ist auch klimatisch wahrscheinlicher als die bei Profil 5 Wallertheim vermutete Frosttundra, denn der Klimacharakter kann durchaus noch vom Interglazial her günstig beeinflußt sein.

Nach der Bodenbildung erfolgte Abtragung unter gebundener Solifluktion, d.h. relativ dichter Pflanzenwuchs war noch vorhanden. Dabei wurde der Oberboden entfernt. Klimatisch gesehen handelt es sich bei diesem Zeitabschnitt um die das Würm II-Interstadial einleitende feucht-kalte Fließerdezeit. Sie leitete zu erneuter Lößsedimentation über, die eine Decke von mindestens 3,5 m Mächtigkeit zur Ablagerung brachte. Mehrere Hinweise lassen vermuten, daß es sich hierbei zunächst um äolischen Löß handelt, der in seinen oberen Horizonten (f_1C_{11} und f_1C_{12}) solifluidal umgelagert wurde. Das gilt also für den Ausgang des Würm II-Interstadials. Im Würm II/III-Interstadial kam es zu einer nur schwach ausgeprägten Bodenbildung auf diesem Löß. Ein Naßboden, eventuell wieder vom Typ Frosttundregley, ist in Form des f_1g -Horizontes noch erhalten.

Mit dieser Bodenbildung ist das Würm II/III-Interstadial zwar abgeschlossen, doch dürfte die feucht-kalte Phase noch zu Beginn des Würm III-Interstadials angehalten haben. Zu erschließen ist das aus dem Solifluktionslöß, der als C_{12} -Horizont das Stadial einleitet. Auch hier fehlt, wie in den Profilen Nr. 5 und 6 (Wallertheim I und II) das Basis-Kiesband, was SCHÖNHALS (1959) von Wallertheim beschrieben hat. Meines Erachtens wird es von dem Solifluktionslöß im C_{12} vertreten. Er geht in äolischen Löß über, in welchem wiederum ein Tuff-Bändchen abgelagert wurde (siehe dazu auch Profil Nr. 5). Das Bändchen verursachte ein sekundäres Minimum im $CaCO_3$ -Gehalt des Lösses seiner Umgebung, indem eine "Verdünnung" des Materials erfolgte. Die weitere Sedimentation äolischen Materials erbrachte einen Staublehm, auf dem sich ein Steppeboden entwickelte. Auch seine Bildung fällt, wie in Wallert-

heim, in das Postglazial. Der Steppenboden mit seinem A(B)-AC-CaC-C-Profil zeigt eine leichte Verbraunung. Diese wurde durch Aufoxydierung des Eisens bei gleichzeitig fortschreitender Entkalkung bewirkt. Der Steppenboden entwickelt sich unter rezenten Bedingungen zu einer Braunerde.

Zusammenfassend sei zum Sprendlinger Profil Nr. 2 gesagt, daß sich im wesentlichen die Verhältnisse, die zur Entstehung des Profils Nr. 5 Wallertheim I führten, in Sprendlingen wiederfinden lassen. Dabei ist die Entwicklung seit dem Würm I-Stage gleich. Die Entstehung einer spätinterglazialen bis frühglazialen Terrasse in Sprendlingen möchte ich auf die lokal besonders gearteten Umstände zurückführen, ebenso die Erhaltung des Rib/Würm-Interglazialbodens in Wallertheim. Beide stellen keine Besonderheiten, sondern nur verschiedene Stadien einer Entwicklungsreihe dar.

(cc) Sprendlingen I

Zunächst sollen noch einige Profile beschrieben werden, deren Aufbau nur z.T. oder gar nicht mit den in signifikanter Weise ausgebildeten Profilen Nr. 5 und Nr. 2 übereinzustimmen scheint. Diese Profile liegen unweit der schon beschriebenen von Wallertheim und Sprendlingen. Wie sich zeigen wird, sind die Differenzierungen im Profilaufbau nur durch die Lage bedingt.

Das Profil Nr. 1, ebenfalls in Sprendlingen, jedoch auf der anderen Seite des Wiesbaches gelegen, zeigt noch zahlreiche Übereinstimmungen. Seine Merkmale sind größtenteils mit obigen Profilen parallelisierbar und somit auch zeitlich in das schon bei Wallertheim gegebene Schema des Entwicklungsganges während der Würmeiszeit einzuordnen.

Zunächst Profil Nr. 1, Sprendlingen I (Abb.39). Die Situation kann wie folgt beschrieben werden: Am Rand des Wiesbachtals steigt ein alter Gleithang an, auf welchem Sprendlingen liegt. Oben flacht er sich fast plateauartig ab. Sein Südost-Teil ist als ein von zwei Seiten angeschnittener Prallhang anzusehen, der heute das Wiesbachtal vom Appelbachtal trennt. Der Galgenberg liegt in einer Höhe von 155 m, die Sohle des Wiesbachtals,

nordöstlich davon im Bereich des Ortes, bei 105 m. An jener Stelle, wo der Prallhang in den Gleithang übergeht, liegt die Ziegeleigrube Schnell. An ihrer Nordwestwand ist das im folgenden beschriebene Profil aufgeschlossen (Profil-Oberkante = 130 m NN.):

1. 0 - 50 cm A(B) Dunkelbrauner (10YR 3/3) humoser, lehmiger Ton. Porös. Krümel- bis Bröckelgefüge. Sehr locker. Ab 20 cm Kalkröhrchen. Zahlreiche kleine Steine und Scherbenreste. In trockenem Zustand: Risse und Klüfte.
2. 50 - 70 cm AC Dunkler, gelblich-brauner (10YR 3/4) lehmiger Ton. Porös. Noch humos. Kalkröhrchen und zahlreiche Pseudomycelien.
3. 70 - 100 cm ACaC Gelbbrauner (10YR 5/4) lehmiger Ton. Wird nach unten zu heller. Porös. Dunkelbraune, rhythmische Einschwemmungen. Zahlreiche Wurm- und Wurzelröhren mit dunkler, humoser Auskleidung.
4. 100 - 135 cm CaC Gelbbrauner lehmiger Ton (Farbe wie ACaC, nur eine Nuance heller). Porös. Kalkröhrchen zahlreich. Lößkindel 2 - 5 cm, häufig. Zahlreiche humos ausgekleidete Wurmröhren um 1 cm Durchmesser. Einzelne kleine Quarze.
5. 135 - 185 cm C₁₁ Heller, gelblich-brauner toniger Lößlehm (10YR 6/4). Porös. Kalkröhrchen einzeln. Weniger Kalkkretionen als im CaC. Noch einzelne, dunkel ausgekleidete Wurmröhren.
6. 185 - 190 cm Tuff? Lehmiger, toniger Löß. Einzelne Steine. Grau-gelblich. Vermutlich Tuffbändchen.
7. 190 - 225 cm C₁₂ Heller, gelblich-brauner toniger Lößlehm (10YR 6/4). Porös. Einzelne dunkel ausgekleidete Röhren. Kalkröhrchen vereinzelt. Steine bis um 2 cm maximaler Länge im Horizont verstreut.
8. 225 - 260 cm C₁₃ Heller, blaß-brauner Löß (10YR 6/3). Tonig-lehmig. Noch humos ausgekleidete Wurmröhren. Kalkröhrchen einzeln. An Ober- und Untergrenze stärker konzentriert, sonst aber im gesamten Horizont verstreut: kleine Steine (zumeist Quarze) und Molluskenschalenbruch.

9.	260	-	320	cm	C ₁₄	Gelblich-brauner (10YR 5/4 bis 6/4) toniger Lößlehm. Porös. Kalkröhrchen. Kleine Manganflecken.
10.	320	-	350	cm	f _{1g}	Blaß-brauner toniger Lößlehm. Zahlreiche Kalkröhrchen und kleine schwarze Manganflecke. Zahlreiche grau-grüne, 2-5 cm große Flecke. Einzelne kleine Quarze.
11.	350	-	375	cm	f _{1g} /C ₁₁	Übergangshorizont.
12.	375	-	495	cm	f ₁ C ₁₁	Blaß-brauner Lößlehm (10YR 6/3), tonig. Kompakt. Schwach porös. Kalkröhrchen ungleichmäßig im gesamten Horizont verstreut.
13.	495			cm	-	Einzelne Quarze.
14.	495	-	595	cm	f ₁ C ₁₁	wie oben. In der Mitte dieses Horizontteiles: schwaches sandiges Bändchen von ca. 2 cm Breite, das wellig im Horizont auf und abläuft (kryoturbat verformt).
15.	595	-	725	cm	f ₁ C ₁₂	Gelblich-brauner Lößlehm (10YR 6/4 bis 5/4). Schwach bis kaum porös. Teilweise feucht und kleine schwarze Manganflecken, stellenweise (nach unten zu) grau getönt. Kalkröhrchen z.T. häufig vorkommend.
16.	725	-	755	cm	f _{2g}	Gelblich-brauner (10YR 6/4) toniger Lößlehm. Kaum porös. An der Basis kleine gelblich-graue Flecke.
17.	755	-	810	cm	f ₂ C	Gelblich-brauner lehmiger Ton (10YR 6/4). Teilweise grauer Farbton. Kaum porös. Kalkröhrchen vorhanden.
18.	810	-	830	cm	M	Gelbbrauner (10YR 5/6) Löß. Sehr tonig. Wenig Poren. Dunkelbraune, kleine Flecken, besonders im Bereich der Untergrenze. Mit kleinen Steinen und Muschelschalenbruch durchsetzt. Schräg verlaufende Untergrenze. Gut vom Liegenden getrennt.
19.	830	-	+850	cm	f ₃ C	Sehr toniger grauweißer bis gelbbraunlicher Löß. Kalkröhrchen. Kleine Steinchen.
<hr/>						
20.	bis		880	cm	(?)f ₃ C	Gelblich-grauer Löß. Tonig. Kaum porös. Kleine Rostflecke.
21.	880	-	900	cm	f ₃ C/D	Braun-gelber (10YR 5/6 bis 5/4) Löß. Tonig und sandig mit Geröllen versetzt. Gerölle an der Basis zum

- liegende(n) Ton zu etwas häufiger und dichter. Plattige liegen dabei horizontal. Schichtung insgesamt nach rechts (= zum Wiesbach hin) einfallend. Muschelschalenreste.
22. 900 - 905 cm D₁ Gerölllage als solche 5 cm mächtig. Geröllzusammensetzung: Kalk, Quarz, Quarzit, Breccie, Melaphyr, Porphy, Arkosen. Dazwischen wieder Muschelschalenreste.
23. Liegendes D₂ Grau-grüner, z.T. gelbgefleckter Rupelton.

Die Analysendaten werden der Einfachheit halber wieder nur in Diagrammform dargestellt (Diagramm 20). Aufgrund der Ergebnisse der chemischen und mechanischen Bodenanalyse komme ich zu nachstehender Deutung der Genese des Profils:

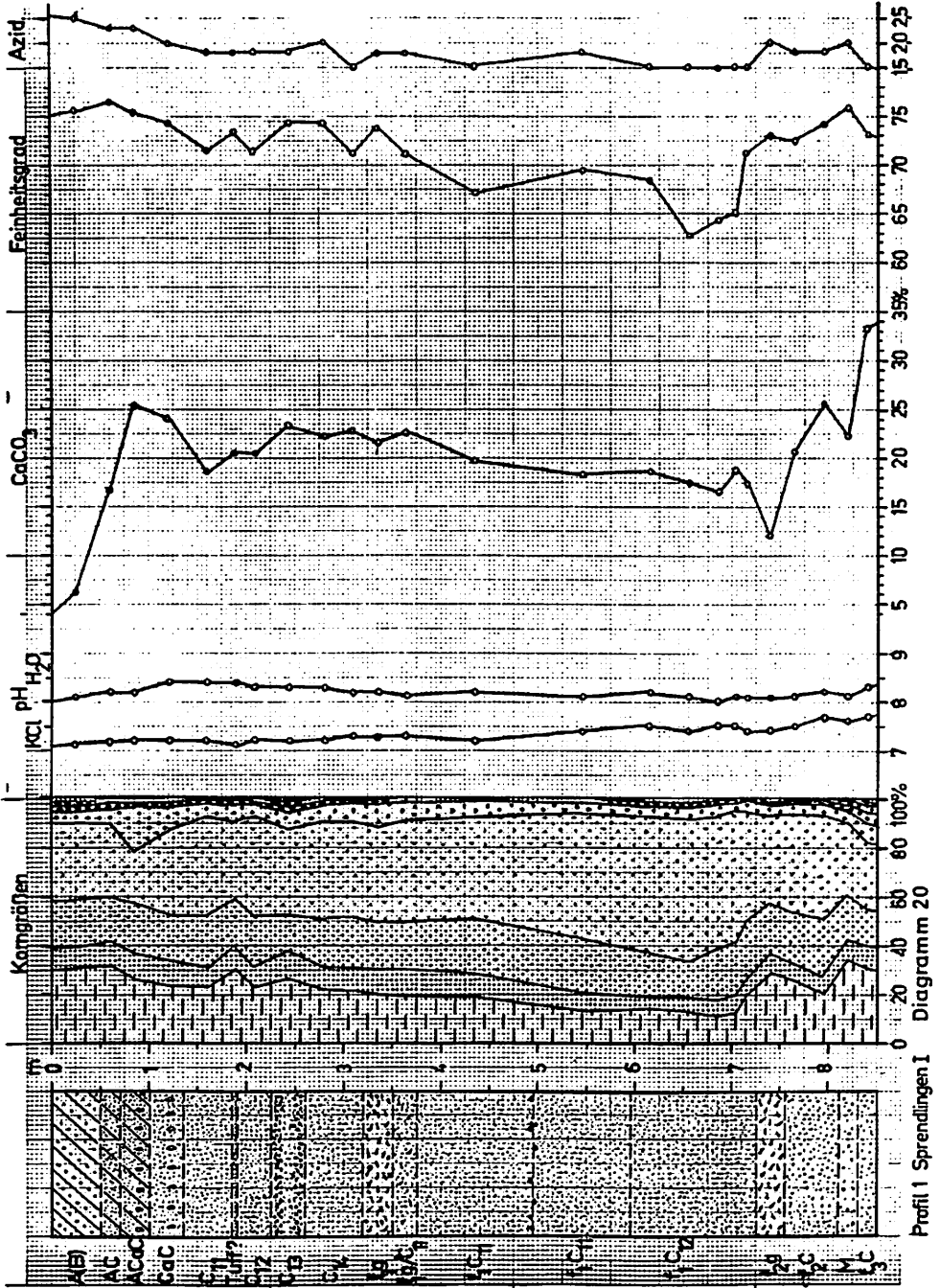
Den Ausgangspunkt sollen wiederum die Terrassenschotter bilden. Leider sind die Schotter nicht direkt unter dem Profil aufgeschlossen. Aufgrund der Höhenlage und sonstiger lokaler Verhältnisse möchte ich aber annehmen, daß der f₃C-Horizont ab 8,5 m unter der heutigen Profilloberkante seine Fortsetzung in jenem Löß über den Schottern findet, der bei 8,8 m von einem direkt auf der Terrasse liegenden, andersfarbigen Löß abgelöst wird. Der Aufschluß mit der Terrasse befindet sich 40 - 45 m nordwestlich des aufgenommenen Profils. An dieser Stelle wird der Rupelton von der Abbausohle geschnitten. Er bildet das Liegende des Terrassenrestes.

Die Einstufung derselben wird durch mehrere Umstände sehr erschwert:

1. ist nur der oben als D₁ bezeichnete Rest aufgeschlossen.

2. besteht zwischen dieser Terrasse und der von Profil Sprendlingen II, Nr. 2 eine Höhendifferenz von ca. 15 m, obwohl die Deckschichten einen ± gleichartigen Aufbau haben.

3. die Terrasse jenseits des Wiesbaches ist als Ältere Mittel-Terrasse eingestuft.



Profil 1 Spreddingen I Diagramm 20

Einen Hinweis auf das Alter der Terrasse bei Profil 1 erbrachte eine ältere Arbeit von SCHOPP (1903). Nach ihm wird diese Terrasse als "Hoch-Terrasse" des Wiesbaches bezeichnet. Da er die Gliederung aus dem Alpenvorland mit Nieder-Terrasse, Hoch-Terrasse und Deckenschotter nach hier übertragen hat, ist ein rißzeitliches Alter anzunehmen. Nach der Terrassenchronologie in Rheinhessen entspricht das demnach den Mittel-Terrassen. Einen Hinweis für die Bestätigung dieser Vermutung ist ebenfalls der zitierten Arbeit zu entnehmen: SCHOPP erwähnt aus dem Ort Sprendlingen pleistozäne Schotter, die bei der Anlage von Kellern unter 5 m Löß gefunden wurden. Direkt über den Schottern fand sich "der wohlerhaltene Unterkiefer von *Elephas primigenius*." Nach WEILER (1953) wird erst für das Riß III-Glazial das Erlöschen der "alt-diluvialen Säugerfauna" festgestellt. "Sie wird durch die sogenannte Primigenius-Fauna ersetzt." Vorsichtig ausgedrückt heißt das wohl: gegen Ende des Riß-Glazials tritt der *Elephas primigenius* auf. Der Terrasse kommt also mindestens noch rißeiszeitliches Alter zu. Die Abfolge der Sedimente stimmt im wesentlichen mit Sprendlingen II und Wallertheim I überein. Die Terrassenschotter dieses Profils sind wahrscheinlich nicht denen von Wallertheim gleichzusetzen, obwohl lithologisch nur wenig Unterschiede bestehen. Es treten auf:

Profil Nr. 5 (Wallertheim I)	Profil Nr. 1 (Sprendlingen I)
Quarz	Kalk
Quarzit	Quarz
verkieselte Tonsteine	Quarzit
Melaphyr	verkieselte Tonsteine
	Melaphyr
	Porphyr
	Breccie
	Arkosen

Nach SCHMIDTGEN und W.WAGNER (1929) wurde hier in der Grube eine paläolithische Jagdstelle gefunden, die dem jüngeren Moustérien angehört. Die Werkzeuge wurden aus den Schottern der oben beschriebenen Terrasse gefertigt. Daneben wurden die Reste nach-

stehender Säuger gefunden:

- Bison priscus BOJ.
- Equus germanicus NEHR
- Equus przewalskii POL.
- Rangifer tarandus (LIN.)
- Coelodonia antiquitatis BLUMENBACH
- Felis spelaea (GOLDF.)
- Ursus spelaeus ROSENM.
- Mammonteus primigenius (BLUMENBACH) = Elephas.

Die Fundschicht ist z.Zt. nicht aufgeschlossen. "Zeitlich gehört sie an das Ende des ersten Vorstoßes der Würmvereisung" (FALKE 1960). FAULER (1938) kommt aufgrund von Lößanalysen zu einer anderen Einstufung. Die Kulturschicht von Wallertheim wird von ihm in das Riß III-Glazial - unter Anwendung der SOERGELSchen Vollgliederung des Eiszeitalters - eingeordnet. FAULER findet übereinstimmende geologische, faunistische und prähistorische Befunde, die seine Einordnung gerechtfertigt erscheinen lassen. Eine Entscheidung ist hier jedoch unmöglich, da dies die derzeitigen Aufschlußverhältnisse nicht zulassen.

Die morphometrische Schotteranalyse (Abb.40) erbrachte folgende Ergebnisse: Die Zurundungsindices liegen hier bei Kalkgeröllen mit über 30 % in der Indexklasse 100 - 150. Sie fallen dann auf über 25 % und unter 15 % in den Indexklassen 150 bis 200 und 200 bis 250 ab. Ein kleines sekundäres Maximum liegt mit über 5 % in der Indexklasse 400 bis 450. Nach Ausweis der bisher vorliegenden Morphogramme spricht die Verteilung der Zurundungsgrade für kaltzeitliches Entstehungsklima. Noch während der Terrassensedimentation, oder auch kurz danach, muß eine rasche Eindeckung mit braunem bis gelbem Löß erfolgt sein. Dieser vermischte sich mit den Geröllen. Der Löß ist etwas geschichtet und mit Sand vermischt. Beide Kriterien sprechen für Schwemmlöß. Damit verbunden war eine teilweise Aufarbeitung der Terrasse. Nach Vergleichen mit den Profilen Nr. 2 und 5 möchte ich annehmen, daß der hier über der Terrasse folgende Löß des f_3C als jüngster Riß-Löß anzusprechen ist. Für eine solifluidale Umlagerung spricht der Gehalt an kleinen Steinchen. Da durch die Abfolge des

Profils eine Festlegung der anderen Straten möglich ist - auch pedoklimatisch - bleibt als Zeitraum für die solifluidale Bewegung des f_3C -Materials spätestens die Fließerdezeit am Ende des Rib-Glazials.

Aus dem Rib/Würm-Interglazial fehlt eine autochthone Bodenbildung. Als ein Äquivalent derselben möchte ich das Bodensediment M ansehen. Sand- und Geröllinhalt, Muschelreste und hoher Tongehalt sowie braune Flecken sprechen für ein Bodensediment, das durch Wasser abgelagert wurde. Die damit vorausgesetzte vorhergehende Erosion des Rib/Würm-Interglazialbodens und Akkumulation des Sedimentes dürfte gegen Ende des Interglazials oder am Übergang zum Würm I-Stadial erfolgt sein, was auch klimatisch möglich ist. Danach wurde der Löß des f_3C -Horizontes äolisch sedimentiert, was sich aus den Korngrößen erschließen läßt: die Fraktionen 0.06 - 0.006 mm umfassen 66,9 % des gesamten Materials. Er wird daher als kaltzeitliches Produkt anzusehen sein. Die Sedimentation erfolgte unter synchroner oder anschließender Solimixtion. Auch für das Wallertheimer Profil war auf eine feucht-kalte Phase, die das Würm-Glazial einleitete, geschlossen worden.

Auf diesem Solifluktuationslöß bildete sich im Würm I/II-Interstadial ein Frosttundrengley geringer Mächtigkeit. Trotzdem dürfte ein Teil davon im anschließenden Würm II-Stadial gekappt worden sein. Der niedrige Kalkgehalt deutet auf Bodenbildung. Die feucht-kalte, aber relativ wärmere Phase zeigt mit vorwiegend absteigender Bodenwasserbewegung eine Tendenz zur Entkalkung. Das im f_2g -Horizont ausgewaschene $CaCO_3$ wurde im Liegenden f_2C und z.T. auch noch im Bodensediment M wieder angereichert, dokumentiert durch die Kalkröhrchen im f_2C , die auf Bewegungen des Bodenwassers hindeuten.

Der mächtige f_1C_{12} und f_1C_{11} muß als Sediment des Würm II-Stadials aufgefaßt werden. Seine unteren Straten weisen im Anschluß an die Frosttundrengley-Bildung zunächst Merkmale für feucht-kaltes Klima auf. Das bedeutet beginnende Lösssedimentation, noch verbunden mit Solifluktion. Allmählich kam eine trocken-kalte Variante des Klimas auf, in der die äolische Lösssedimentation

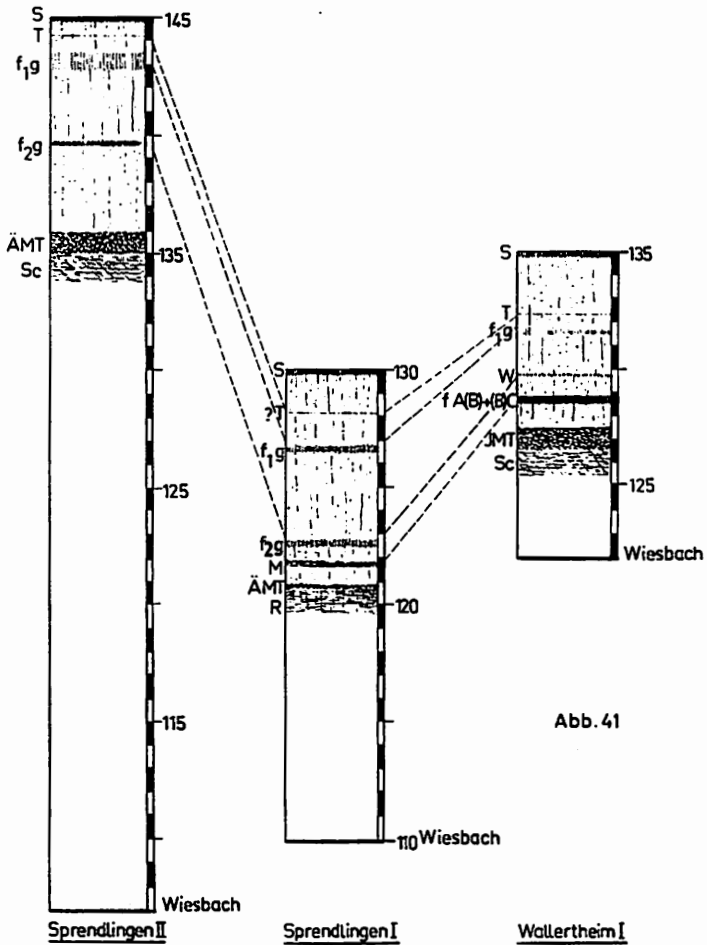
dominierte. Die Solifluktion trat zurück. Hinweise ließen sich jedenfalls auch nicht in Spuren finden. Das im f_1C_{11} zwischen 495 cm und 595 cm unter der rezenten Profiloberkante entlanglaufende Sandbändchen paßt sich auch in die klimatischen Verhältnisse dieser Abfolge gut ein. Im mittleren Abschnitt des Würm, unter glazialen Bedingungen, wurde das Bändchen äolisch abgelagert. Bei Wechsel der Windstärke kommt es nämlich zu einer scharfen Trennung von Löß und Sand. Bei höheren Windstärken bewegt sich der an feinerem Löß schon verarmte Sand (SCHÖNHALS 1953). Seine großen Wellen beim Auf- und Abspringen in der Wand dürfen durch das seinerzeit vorhandene Relief erklärt werden, dem die Sedimentation des Sandbändchens folgte. Die kleineren zipfel- und taschenförmigen Ausstülpungen innerhalb der größeren Wellen sind jedoch als kryoturbate Deformation des schon sedimentierten Sandbändchens zu erklären. Die kaltzeitlichen Bedingungen hielten auch nach der Ablagerung dieser größeren Komponenten an, da äolischer Löß sedimentiert wurde. Die erwähnten kryoturbaten Störungen des Sandbändchens fallen gleichfalls in diese Zeit. Die einzelnen Quarze an der Obergrenze des unteren f_1C_{11} deuten auf kurzzeitig anhaltende, feucht-kalte Bedingungen mit Solifluktion hin, die aber bald wieder von einer trocken-kalten Lößsedimentationszeit abgelöst wurden (f_1C_{11} , oberer Teil). Als diese ihrem Ende zuging, machen sich in den oberen Teilen Solifluktionserscheinungen bemerkbar, die zum Würm II/III-Interstadial überleiten. In dieser Zeit bildete sich auf dem Löß ein Naßboden, etwa nach Art des schon beschriebenen Frosttundrengleys. Auf die Bodenbildung weisen eine Reihe äußerer Merkmale: kleine Manganflecken, grau-grüne Flecken, Kalkröhrchen. Letztere deuten auf die Bewegungen des Bodenwassers in relativ feuchteren und relativ trockeneren Phasen des Würm II/III-Interstadials hin. Die auch im liegenden f_1g/C_{11} vorkommenden Quarze dokumentieren eine solifluidale Durchmischung des Bodens, dessen Oberteil wenigstens dabei zum Teil gekappt wurde. Die Vorgänge leiten schon zum Würm III-Stage über, das wieder mit einer feucht-kalten Fließerdezeit einsetzt. Es darf mit Sicherheit auf Wassertransport geschlossen werden, denn der z.T. hohe Gehalt an Quarzstein-

chen bis 2 cm maximale Länge, z.T. in 2 Lagen konzentriert, spricht dafür. Beigemischt ist diesen Lagen etwas Muschelbruch. Bis in diese Horizonte (260 cm Tiefe) reichen auch zahlreiche dunkel ausgekleidete Wurmröhren. Diese relativ steinigen Horizonte können als Basis des Lösses angesehen werden, der die obersten Teile des Profils einnimmt (bis in 260 cm Tiefe). Damit wäre auch einmal das von SCHÖNHALS (1953) erwähnte Kiesband an der Basis, oder jedenfalls nahe dieser, aufgeschlossen. Hier in Spendingen I liegt es sogar zweigeteilt vor. - Damit ergibt sich für die hier beschriebene Lokalität als Einleitung des Würm III-Stadials:

- 1.) Solifluktuationszeit (C₁₃-Horizont).
- 2.) Fluviatile Akkumulation von Schwemmlöß in zwei Phasen; dazwischen ein Abschnitt, in welchem das transportierende Gewässer verringerte Fließgeschwindigkeit aufwies.

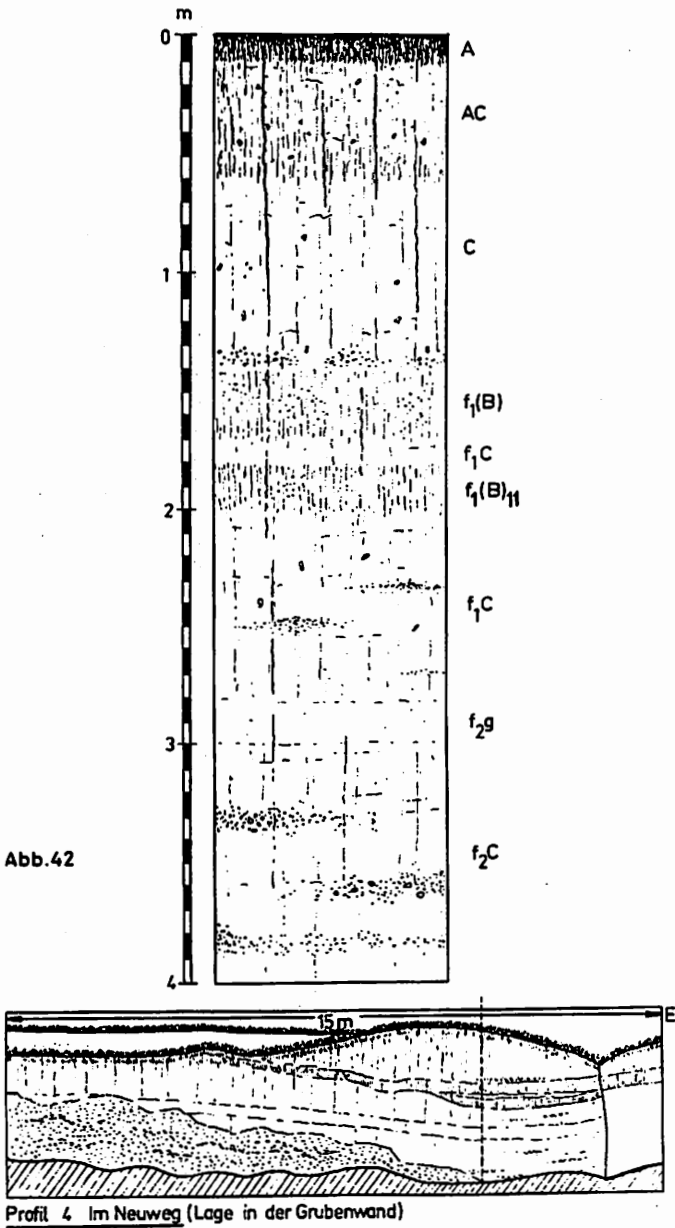
Ca. 35 cm über der letzten kiesigen Lage folgt ein in der Färbung vom übrigen Löß abweichendes Bändchen. Es unterscheidet sich durch höheren Tongehalt und einen höheren Feinheitsgrad von dem über- und unterlagernden Löß. Es enthält einzelne kleine Steine. Unter Umständen handelt es sich um das Tuffbändchen, das in der Schnell'schen Grube an der Straße nach St. Johann aufgeschlossen ist. Dort allerdings besitzt es eine ausgesprochen graue Färbung. Falls es sich um den Tuff handelt, wäre mit dem Bändchen der untere Abschnitt des Würm III-Lösses angezeigt. Dafür spricht auch, daß es schon im reinen, primären Löß vorkommt, dem aber die Hauptlößsedimentation des Würm III-Lösses noch folgt (SCHÖNHALS 1959). Diese Horizontalabfolge des Würm III-Stadials von Spendingen I entspricht ohne Abweichungen den Profilen Bad Homburg und Walzenborn-Steinberg, die SCHÖNHALS (s.o.) beschrieb. - Nach der Sedimentation des Tuffbändchens setzte sich die äolische Lößablagerung fort, die mindestens bis zur rezenten Profiloberkante reichte. Die heutige Oberfläche wird von einer dunkelbraunen Bodenbildung eingenommen, die sich durch Krümel- bis leichtes Bröckelgefüge auszeichnet. Darunter folgen die 20 cm des dunklen, gelblichen Brauns des AC-Horizontes mit gleichem Gefüge. Beide sind sehr tonreich und geben somit die Möglichkeit, die Humus-

DIE LÖSSPROFILE IM WIESBACHTAL



- f_{1g}, f_{2g}, M und f_{A(B)+(B)C} = Horizontsymbole; siehe Text
 JMT und ÄMT = Jüngere und ältere Mittelterrasse
 S = Steppenboden
 T = Tuffbändchen
 W = Geröllband des Würm/II-Interstadials
 Sc = Schleichsandmergel } ob. Mittel - Oligozän
 R = Rupelton } unt.

Alle Höhenangaben in m NN.



substanz dauerhaft zu binden (MÜCKENHAUSEN 1962). Stabile Huminstoffe können sich besonders bilden, wenn der Boden sehr basenreich ist. Dieser Boden hat sich unter kontinental-semihumiden Bedingungen gebildet. Er ist auf Grund seines A(B)C-Profiles als verbraunter Steppenboden (schwarzerdeähnlich) anzusprechen. Seine Bildung muß unter einem kontinentaleren Klima erfolgt sein, als es heute in Rheinhessen herrscht. Das Bildungsoptimum wird von MÜCKENHAUSEN (1962) in der postglazialen Wärmezeit (Boreal) gesehen. Infolge der Klimaverschlechterung und der Ackerkultur wurde der Kalk ausgewaschen und der Boden verwitterte. Durch die in situ-Verwitterung wurde in den unteren Horizonten ACaC und CaC Kalk in Form von Lößkindeln angereichert. Gleichzeitig drückt sich das in dem höheren Kalkgehalt dieser beiden Horizonte von 25,3 % und 24 % aus, während der hangende AC nur 16,7 % und der oberste A(B) gar nur 6,1 % hat. Die Verbraunung des Humus wird durch den Humusabbau und die Brauneisenbildung erreicht. Dieser Degradierungsvorgang schreitet allmählich von oben nach unten fort: Die Entwicklung des Steppenbodens geht auf eine Braunerde hin.

(dd) Profil Nr. 4 Im Neuweg und Nr. 3 St. Johann

Wie sich die jüngste Entwicklung im Glazial nun auf den Höhen um das Wiesbachtal abspielte, sollen zwei weitere Profile zeigen. Dann kann gesagt werden, ob die anhand des Wallertheimer Lößprofils gegebene provisorische Gliederung des Würm-Glazials und seiner Klimaabschnitte auf das übrige Rheinhessen ausgedehnt werden darf, speziell auch auf die Plateaus. Vorher jedoch müssen auch einige Profile aus dem Mittleren Rheinhessen in die Betrachtung einbezogen werden, um bei einer beabsichtigten Ausdehnung dieser Einordnung auf das gesamte Rheinhessen Anknüpfungspunkte an die schon beschriebenen großen Profile im Norden zu haben. - Nördlich von Gau-Bickelheim liegt der Wißberg (270,2 m NN.). Es ist ein Zeugenberg, der durch eine Kalkplatte vor weiterer Abtragung geschützt wird. Mit dem Rheinhessischen Plateau ist er durch einen Mergelsockel der Süßwasserschichten verbunden. Er trägt eine Lößdecke und stellenweise darunter pliozäne

Dinotheriensande.

Die Grube liegt nordöstlich von Gau-Weinheim nahe jener "Mergel-Brücke", die den Berg mit dem Rhein Hessischen Plateau verbindet. An der Nordwand der Grube (Abb.42) befindet sich der Aufschluß. Unter einer mächtigen Lößdecke (3-4 m) befinden sich gelbe, weiße und z.T. rostfarbene Sande mit Ton- und Eiseneinlagerungen, auch Bohnerzen. Die Schichtung ist stark gestört, die Grenzfläche zum LÖB ist sehr wellig. Der Löß ist nur rechts in der Wand so mächtig. Nach Westen - also zum Wißberg i.e.S. hin - wird er zu einer geringmächtigen Decke, die über den Sanden im Bereich der Grube allmählich ausdünt. Die Oberfläche nördlich der Grube dacht sich ganz sanft, aber deutlich ab. Das Profil liegt in 250 m NN (Oberkante) und besitzt den nachstehend beschriebenen makromorphologischen Aufbau (Abb.42):

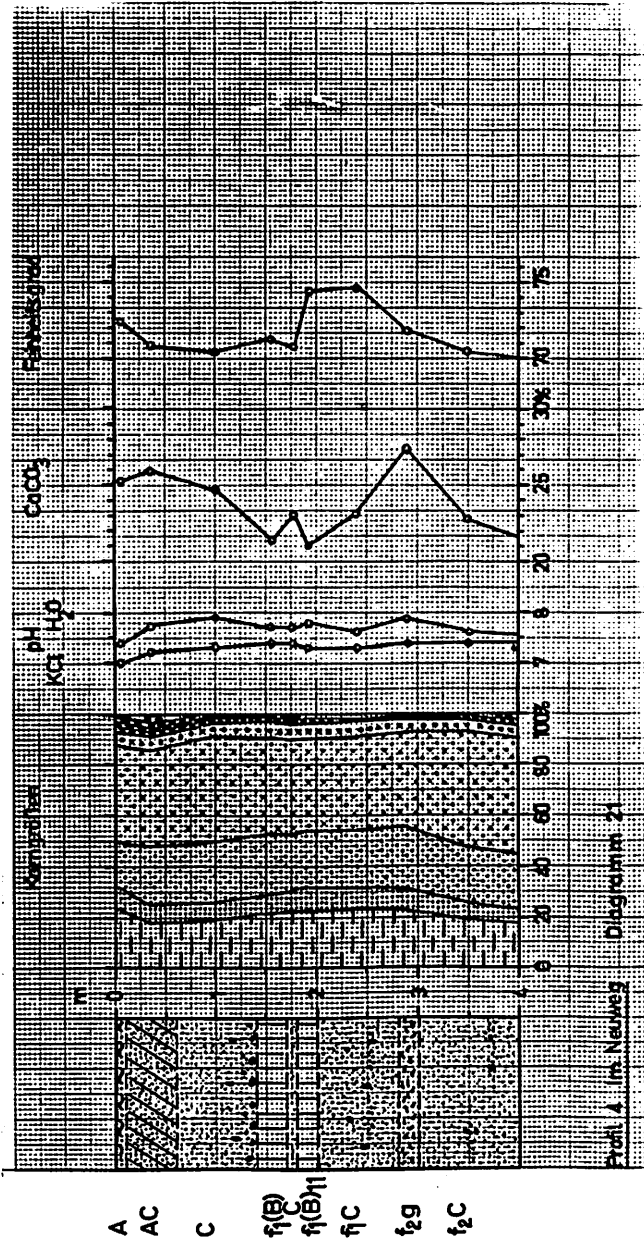
- | | | | |
|----|--------------|----------------------------------|--|
| 1. | 0 - 10 cm | A | Heller, gelblich-brauner, humoser toniger Lehm (10YR 6/4). Locker, krümelig. Zahlreiche feine Wurzeln. |
| 2. | 10 - 60 cm | AC | Blaß-brauner, toniger Lößlehm. Noch humos. Wurzeln. Porös. Zahlreiche Kalkröhrchen. Von oben her mehrere Klüfte, die meist im Horizont auslaufen. Sehr zahlreiche Kalkkonkretionen (Lößkindel): 1 - 4 cm maximale Länge. - Horizont nach unten unscharf abgegrenzt. |
| 3. | 60 - 140 cm | C | Blaß-brauner, heller Lößlehm (10YR 7/4). Kompakt bis hart. Fein porös. Vereinzelt Kalkröhrchen. Kleine Steinchen und Lößkindel. Zerstörte Schalen von Lößschnecken. An seiner Basis: kleine, braune Bohnerze und Steine, z.T. in Nestern. Größe der Komponenten: meist um 0,5 cm maximale Länge. Form: rundlich bis eiförmig. Daneben zahlreiche Lößschnecken, z.T. als Bruch. Kalkröhrchen. |
| 4. | 140 - 170 cm | f ₁ (B) ₁₁ | Graubrauner bis gelblich-brauner (um 10YR 6/4) toniger Lößlehm. Sehr hart. Zahlreiche kleine Rostflecken. Kleine Steine und Lößschnecken, meist als Bruch. Bohnerze selten. Kalkröhrchen. |

- | | |
|-------------------------------|--|
| 5. 170 - 180 cm f_1C | Heller, grau-gelblicher Lößlehm. Trennt hier auf wenige Meter die Horizonte $f_1(B)_{11}$ und $f_1(B)_{12}$. Einzelne Lößschneckenschalenbruchstücke. Kalkröhrchen. |
| 6. 180 - 200 cm $f_1(B)_{12}$ | Eigenschaften wie $f_1(B)_{11}$. |
| 7. 200 - 280 cm f_1C | Blaß-brauner, toniger Lößlehm (10YR 6/3). Hart. Porös. Kalkröhrchen. Kleine Kalkkonkretionen. Von oben durchgehende Risse. Lößschnecken vollständig oder als Bruch. Kleine Steine. Maximale Größe: ein Quarz 3 cm Länge. Unregelmäßig verteilt: einzelne Bohnerzlagen. |
| 8. 280 - 300 cm f_1g | Heller, weißlich-grauer toniger Lößlehm. Porös. Kalkröhrchen. Weniger hart als die hangenden Horizonte. Kleine Glimmerblättchen beigemischt. |
| 9. 300 - 400 cm f_2C | Blaß-brauner, toniger Lößlehm (10YR 6/3). Härter. Porös. Zahlreiche Lagen mit kleinen Kalkkonkretionen, Bohnerzen und Steinchen. Quarze dabei bis 2 cm maximale Länge. Kalkröhrchen im Bereich der Bänder zahlreich. |

Die Ergebnisse der Bodenanalysen (Diagramm 21) dieser Horizonte zeigen nur geringfügige Unterschiede in der Zusammensetzung. Die Lößkomponente ist mit ca. 55 - 65 % relativ hoch. Bezeichnend ist der Tongehalt: seine Werte liegen in den als Böden oder wenigstens Bodensedimenten angesprochenen Horizonten etwas höher. Der Kalkgehalt ist nur im $f_1(B)_{11}$ und $-_{12}$ um einige Prozente niedriger als in den übrigen Horizonten. Den mit 27 % sehr hohen $CaCO_3$ -Gehalt im f_2g möchte ich als sekundär bezeichnen. Aufkalkung aus dem Hangenteil des Profils erhöhte ihn. Der pH-Wert in KCl zeigt oben neutrale, unten und im Mittelteil des Profils leicht basische Verhältnisse an.

Die Genese läßt sich wie folgt deuten:

Die Oberfläche der pliozänen, fluviatilen Dinotheriensande ist im Bereich der Grube postsedimentär gestört worden. Wahrscheinlich kam es kaltzeitlich infolge teilweiser Abtragung auch zu einer kryoturbaten Verformung. Dabei muß eine Art Rinne oder



Mulde bestanden haben, in welche der Löß in der Folgezeit hineinsedimentiert wurde. Die horizontal verlaufenden Linsen im untersten Horizont deuten auf eine Aufarbeitung des Pliozäns. Seine Sande lieferten die Steine und die Bohnerze. Der Löß wird dabei durch fließendes Wasser abgelagert worden sein - dafür spricht die Form und Anordnung der Lagen. Der blasse f_{2g} -Horizont ist als Naßboden anzusehen. Da er seitlich in der Profilwand kein Auskeilen zeigt, jedenfalls nicht im Bereich des Aufschlusses, möchte ich ihn als ehemalige Landoberfläche ansprechen. Seine sanftgeschwungene Form und sein paralleler Lauf zu den weiter oben folgenden $f_1(B)$ -Horizonten lassen dies vermuten. Im Bereich der Grubenwand bildet er jedenfalls gerade eine Mulde. Sein gegenüber dem Hangenden und Liegenden unterschiedlicher Feinheitsgrad läßt ihn gleichfalls als eigenen Horizont erscheinen. Seine Sedimentation erfolgte äolisch.

Der hangende Löß der f_{1C} -Horizonte ist gleichfalls als äolisches Sediment anzusehen. Die Bohnerze- und Steinlagen sind nicht so klar abgegrenzt wie im f_{2C} -Horizont. Daher möchte ich für die Entstehung dieser Sedimentabfolge nachstehende Bedingungen annehmen:

1. äolische Sedimentation von Löß in Mulden.
2. Zwischendurch Einbringen von größeren Lagen aus den seinerzeit an der Oberfläche ausstreichenden Dinotheriensanden (Profilwand links). Der Transport mag solifluidal unter starker Mitwirkung von Wasser erfolgt sein. Es ist dabei nur an kürzere Feuchtperioden innerhalb der hochglazialen, trocken-kalten Lößzeit gedacht. Die zahlreichen Schalen von Lößschnecken sprechen dafür. Sie wurden zum Teil bei den Solifluktionvorgängen zerstört. - Für die in den Dinotheriensanden auftretenden Frost-

strukturen lassen sich keine zeitlichen Anhaltspunkte finden. Sie können im Laufe dieses Stadials entstanden sein, jedoch auch früher.

3. Den $f_1(B)_{12}$ -Horizont möchte ich als Bodensediment auffassen, das solifluidal in das Muldentiefste eingebracht wurde. Er muß zeitlich zum $f_1(B)_{11}$ gehören, der sich in einem Interstadial auf dem f_1C -Löß bildete. Zu diesem relativ wärmeren Abschnitt leitete schon die Fließerdezeit mit der Umlagerung des f_1C -Materials über.
4. Kurzzeitige Solifluktion oder Einschwebmen einer dünnen Lößlage in das feuchtere Muldentiefste und somit Abdeckung eines Teils des $f_1(B)$ (daher jetzt $f_1(B)_{12}$).
5. Weiteres Bodenfließen, das auf das Tiefste der Mulde hin gerichtet ist. Damit wiederum Verflachung des Reliefs und Verbindung der Bodenoberfläche des $f_1(B)_{11}$.

Die Entwicklung des Profils setzt sich damit fort, daß zunächst bei Beginn des nächsten Stadials ein Basiskiesband, vorzugsweise aus Komponenten der umgebenden Dinotherienaufschlüsse, solifluidal sedimentiert wird. Danach kommt es zur äolischen Sedimentation von Löß unter trocken-kalten Klimabedingungen. Dabei wurde auch der $f_1(B)_{11}$ -Horizont kryoturpat deformiert. Daraufhin deutet auch jene Verformung, die ca. 3 m links vom Punkt der Profilaufnahme in besagtem Horizont zu beobachten ist.

Am Ende des Glazials wurde der C-Löß solifluidal etwas verlagert. In der Postglazialzeit entwickelte sich auf diesem dann ein schwacher A-Horizont. Die Lößkindel im A, AC und C weisen auf Verwitterung in situ hin. Der Boden, ähnlich einem braunen

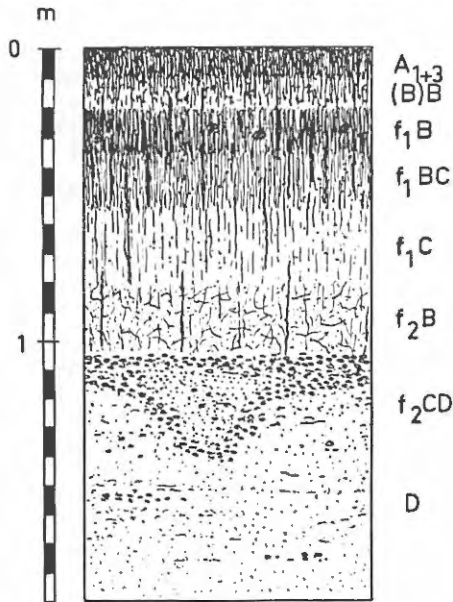
Steppenboden, ist wahrscheinlich deshalb nicht voll erhalten, weil seine Umgebung eine typische Erosionslage ist, die keine Möglichkeiten bietet, einen Steppenboden ungestört bis heute überdauern zu lassen: nach Süden fällt unweit des Profils der Hang sehr deutlich zu der zirkusartigen Nische "Im Neuweg" ab, die durch zahlreiche Dellen gegliedert wird. Nach Norden fällt das Gelände sanft, aber sehr merklich ab. Direkt hinter der Grube setzt eine nach Norden laufende, größere Delle an. Solifluktion, später Niederschlag und soil erosion konnten an diesem exponierten Punkt voll wirksam werden. In ungestörter Lage hätte sich wohl ein vollwertiger brauner Steppenboden entwickelt und erhalten. - Die zeitliche Einordnung der Horizonte ist nur durch Vergleich mit den großen Profilen aus dem Wiesbachtal möglich. Einziger genauer datierbarer Anhalts- und somit Ausgangspunkt ist der Rest des braunen Steppenbodens, der heute die Oberfläche bildet. Da sich im Profil als solchem keine Hinweise auf Schichtlücken entnehmen lassen, sondern vielmehr eine kontinuierliche Entwicklung vorzuliegen scheint, möchte ich für die einzelnen Horizonte folgende zeitliche Einordnung geben:

Der Steppenboden ist in die postglaziale Wärmezeit zu stellen. Er entwickelte sich auf dem Würm III-Löß, an dessen Basis das schon erwähnte Kiesband liegt (siehe auch SCHÖNHALS 1959). Der $f_1(B)$ -Horizont ist deshalb in das Würm II/III-Interstadial zu stellen, da er von besagtem Kiesband überlagert wird. Er ist als Rest einer Braunerde mit A(B)-C-Profil anzusehen, deren Oberteil solifluidal gekappt wurde. Ein ähnliches Profil - jedoch mit Tuff-Bändchen im Würm III-Löß beschrieb SCHÖNHALS (1959) von Eltville. Der Löß, auf dem die Braunerde entstand, muß daher im Würm II-Stage entstanden sein. Soll das Profil nicht von hier nicht nachweisbaren Schichtlücken unterbrochen sein, kann in der bisher geschilderten Abfolge der f_2g -Naßboden nur als Tundrenboden oder Rest eines Lößsteppenbodens gedeutet werden, dessen Entstehung in das Würm I/II-Interstadial fällt. Der Löß, der das Ausgangsgestein dieses Bodens war, wurde im Würm I-Stage sedimentiert.

Damit ist die Bildung dieses Profils erklärt und abgeschlossen.

Zwischen dem Würm I-LöB und den Dinotheriensanden besteht ein großer Hiatus. Einen Hinweis darauf, daß schon vor der Würm-Kaltzeit LöB vorhanden gewesen sein muß, geben die im f_2C vorkommenden Lößkiesel. Diese kommen nämlich nicht in dem LöB selbst vor, sondern nur in den Kies- und Bohnerzlagen, die fluviatil eingebracht wurden. Die Konkretionen entstammen also einer LöB-verwitterung, die vor dem Würm I-Stadial stattfand. Der LöB selbst wurde abgetragen, die groben Komponenten blieben zurück oder wurden erst hierher gebracht und auf den Dinotheriensanden abgelagert. Erst im Würm I wurden sie wieder aufgenommen und in die Mulde eingespült.

Das Profil Nr.3 St. Johann (Abb.43) liegt bei 248 - 253 m NN. und ist in der Sandgrube "Auf dem Kisselberg" aufgeschlossen.

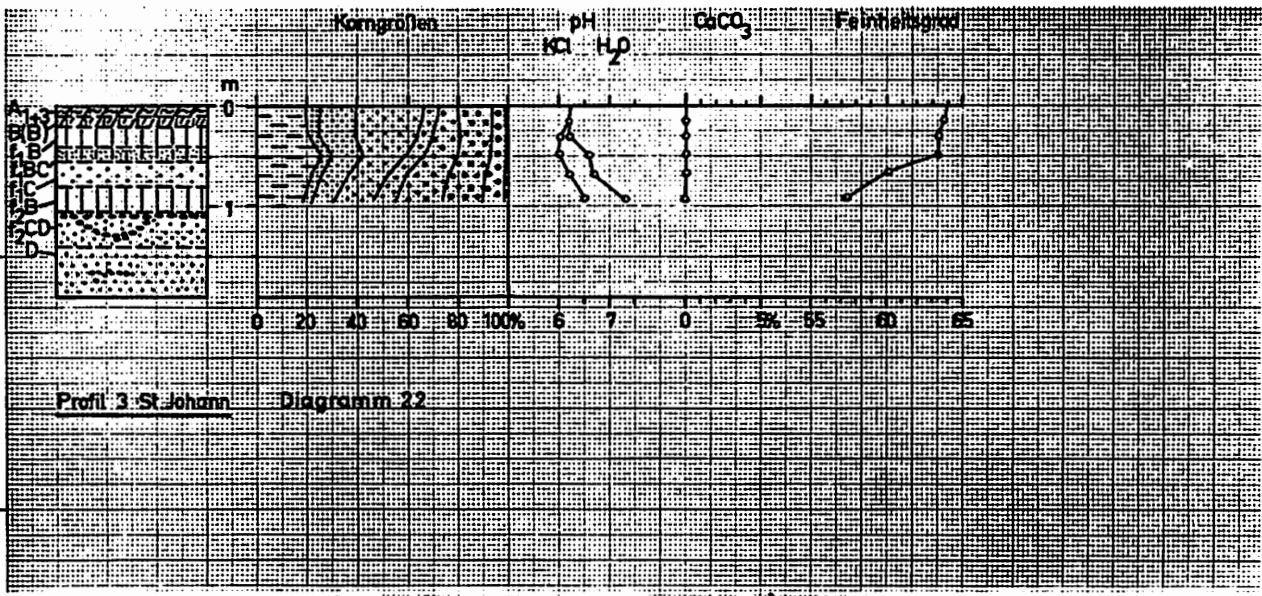


Profil 3 St.Johann Abb.43

Die Grube ist einer von mehreren am Rand des Kalkplateaus liegenden Aufschlüssen im pliozänen Dinotheriensand. Die Gruben befinden sich oberhalb der eigentlichen Plateaukante auf dem flachen Anstieg zu den fast ebenen Hochflächen der Kalkplateaus.

Das Profil zeigt nachstehenden makromorphologischen Aufbau:

- | | | | | |
|----|-------|---------|-------------------|--|
| 1. | 0 - | 10 cm | A ₁₊₃ | Brauner (10YR 5/3), humoser, bröcklicher bis krümeliger, z.T. fester sandig-toniger Lehm. Durchwurzelt. |
| 2. | 10 - | 20 cm | (B)B | Brauner (10YR 5/3) sandig-toniger Lehm mit schwach ausgebildeten kleinen Polyedern. Etwas porös. Zahlreiche Wurzeln. Rissig. Horizont von außen weiß-grau. |
| 3. | 20 - | 35 cm | f ₁ B | Dunkelbrauner bis rötlich-brauner sandig-toniger Lehm (7.5YR 4/4). Kleinpolyedrische Aggregate: einzelne Tönhäutchen, hart, porös. Kleinere und größere Steine. Einzelne Risse. Noch feine Durchwurzlung. Weiß-grauer Anflug. |
| 4. | 35 - | 55 cm | f ₁ BC | Brauner sandiger Ton (7.5YR 5/4). Hart und rissig. Wurmröhren, z.T. mit humoser Auskleidung. Aggregate porös, mit einzelnen Quarzkörnchen (um 1 mm Durchmesser) verbacken. |
| 5. | 55 - | 80 cm | f ₁ C | Brauner, sandig-toniger Lehm (10YR 5/3). Klüftig. Nur in Stücken brechbar. Porös, Tönhaut. Kleine Steine eingebacken, ebenso Quarzkörner (um 1 mm). Vereinzelt Wurmlöcher. |
| 6. | 80 - | 105 cm | f ₂ B | Gelblich-brauner, sandig-toniger Lehm (10YR 5/4). Ebenfalls nur in Stücken brechbar. Einzelne größere und zahlreiche kleinere, netzartige Risse. Kaum noch porös. Tönhäutchen. Sehr hart. Quarzkörner werden größer (um 2 mm). |
| 7. | 105 - | (140)cm | f ₂ CD | Tonig verbackener, brauner Horizont (10YR 5/4). Hellere Flecken mit porösem, hart verbackenen Material. Obergrenze des Horizontes: nicht genau abgrenzbares Kiesband. Teilweise taschenartig nach unten eingestülpt. Darin der dunkelbraune, verbackene Sand und Kies. |



8. + (140) cm D

kreuzgeschichteter, gelbbrauner Sand, meist Quarz mit dunkler Marmorierung (Ton). Einzelne dünne Kies- und Bohnerzbänder.

Die von den Horizonten 2 - 6 durchgeführten Analysen (Diagramm 22) brachten die nachstehenden Ergebnisse: der pH-Wert in KCl liegt immer unter 6.0 und somit im sauren Bereich. Der Kalkgehalt ist dementsprechend immer gleich 0.0. Der sehr niedrige Feinheitsgrad von unter 64 bis 57 weist schon auf das grobe Korn hin. Der um 20 % liegende Tongehalt steht einer von oben nach unten abnehmenden schwachen Lößkomponente gegenüber (oben 35 - 40 %, unten 24 - 26 %).

Genetisch ist das Profil so zu deuten: Auf die gelbbraunen Pliozänsande wurde tonig-sandiges Material mit schwacher Lößkomponente fluviatil sedimentiert. Es ist das größte im gesamten Profil und befindet sich über den liegenden Pliozänsanden. Wahrscheinlich wurde es auch kryoturbat mit den liegenden Sanden vermischt. Daher rührt auch die Taschenform des Basiskiesbandes. Anschließend wurde Material sedimentiert, dessen Feinheitsgrad größer ist, da Schluff- und Lößfraktion zusammen über 50 bzw. 60 % liegen. Äolischer Transport wäre nur dann möglich gewesen, wenn hohe Windgeschwindigkeiten (9,8 - 11,4 m/sec.) (SOKOLOW zit. bei KÖSTER 1960) auftreten, da die Quarzkörner im BC und C Größen von um 1 mm besitzen. Das war aber nur in den Kalkzeiten möglich. Ein Teil dieses Materials wird von den höheren randlichen Teilen der anschließenden Hochflächen stammen, da hier im Bereich der Kante des Plateaus die Solifluktion sehr intensiv wirken konnte. Nur ein kleiner Teil des heute vorhandenen Materials mag hier am Ort abgelagert worden sein. Der Sand stammt wahrscheinlich aus dem Pliozän der Hochflächen, wo er ausgeweht wurde und dann nachträglich mit dem feineren Material des Hochflächenlösses durch Solimixtion vermengt wurde. Andererseits kann er auch aus den Flußtäälern stammen, wo er aufgenommen wurde, als das Feinmaterial schon ausgeweht war. Auch hierfür konnten nur kaltzeitliche Klimabedingungen in Betracht kommen. In einer relativ wärmeren Klimaphase setzte sodann eine schwache Bodenbildung ein, wobei der f_2B gebildet wurde. Er ist, wie alle übrigen Horizonte des Profils,

völlig entkalkt. Unter Umständen mag der Primärkalkgehalt schon sehr gering gewesen sein, da das Material gewiß eine mehrmalige Umlagerung erfahren hatte, bevor es hier erneut zur Sedimentation gebracht wurde. Nach der Sedimentation des Materials zwischen 20 und 80 cm unter der Profilloberkante bildete sich auf diesem der Boden, dessen f_1B noch als dunkelbrauner Horizont erhalten ist. Später wurde er noch einmal solifluidal umgelagert (Steine) und dabei auch gekappt, bevor eine erneute Sedimentation - wiederum äolisch - einsetzte, welche die letzten, obenauf gelegenen Horizonte sedimentiert. Daraus entwickelt sich die Braunerde-Parabraunerde. Diese klimatisch zwar deutbaren, jedoch stratigraphisch nur schwer einzuordnenden Horizonte des Profils Nr. 3 zeigen keine eindeutigen Zusammenhänge mit den Profilen von Sprendlingen, Wallertheim und vom Wißberg. Das hier vorliegende Profil nimmt aufgrund seiner exponierten Lage eine gewisse Sonderstellung ein. Sicher lassen diese Horizonte sich auch mit den Klimaphasen, die z.T. bei den Lößprofilen herausgestellt wurden, verknüpfen. Da aber ein vergleichbarer, auch dort auftretender Horizont fehlt, möchte ich eine Zuordnung unterlassen.

Die Profile Nr. 3 St. Johann und Nr. 4 Im Neuweg zeigen daher, daß die Gliederung der Decksedimente mindestens für die reinen Lößgebiete der Nordrheinhessischen Plateaus angewandt werden kann. Die Entwicklung verlief - abgesehen von den Lageverhältnissen - wie im Wiesbachtal. Der im Würm II/III-Interstadial auftretende Braunerdebodenrest ist durchaus aufgrund der besonderen Lageverhältnisse auf den Plateaus erklärbar. Einen Ausnahmefall stellt meiner Ansicht nach auch das Profil von St. Johann nicht dar. Ausgangsgestein und Lage an der Plateaukante ließen andere Bodentypen als auf dem Löß entstehen. Flächenmäßig gesehen sind die von Profil St. Johann geschilderten Verhältnisse von relativ geringerer Bedeutung.

(2) Profile aus dem Mittleren Rheinhessen, deren Aufbau Parallelen zu dem der Profile Wallertheim, Sprendlingen etc. erkennen läßt.

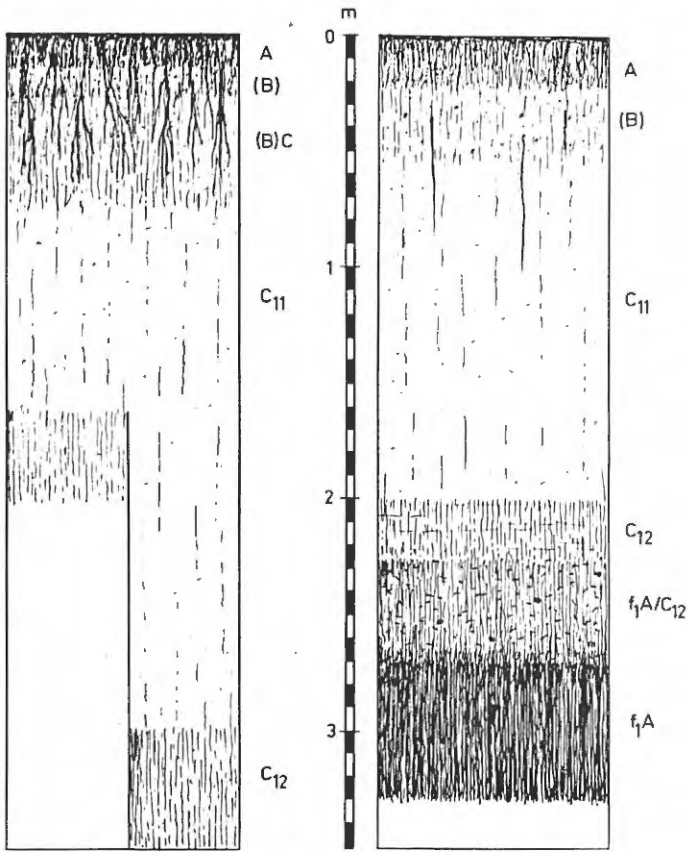
(aa) Zeilstück als Beispiel für korrelierte Sedimente

Die Profile "Zeilstück" nordwestlich von Weinheim

Nördlich von Weinheim zieht in Südwest - Nordost - Richtung ein ziemlich steil abfallender Plateaurand entlang. Seine Kante ist stellenweise sehr deutlich ausgeprägt. Die anschließende Hochfläche ist fast eben, dacht sich aber dann sanft nach Nordwesten ab. Vor dem Plateau liegen die Orte Bechenheim, Weinheim und Heimersheim, meist in Buchten, die von den Nebenbächen der Selz geschaffen wurden. Diese Bäche laufen an ihren oberen Enden in Dellen aus, die die Hänge hinaufziehen und meist erst an der Plateaukante aussetzen. Besonders charakteristisch dafür ist die zirkusförmige Bucht nordwestlich von Weinheim. Sie wird von der Straße Weinheim-Heimersheim wenigstens z.T. gequert. Bevor sie steiler zu werden beginnt, zweigt nach links ein Feldweg ab, der zu den Aufschlüssen "Am Zeilstück" führt¹²⁾.

FALKE (1960) beschreibt die Aufschlüsse wie folgt: "Auf ihrer unteren Sohle stehen an der Nordwand gelbliche, mehr oder weniger feinkörnige Untere Meersande mit vereinzelt Schalen von *Ostrea callifera*, *Glycimeris obovatus* usw. an. Diskordant darüber folgen diluviale Schichten mit einem Geröllhorizont und Fließerde übergehend in umgelagerten Löß, der an der Südwand der Grube eine Mächtigkeit von 450 cm erreicht. Zwischen diesen diluvialen Bildungen im Hangenden und dem Meeressand im Liegenden sind an dieser Südwand mit einer von E nach W zunehmenden Mächtigkeit (1 bis 3,5 m) Sande aufgeschlossen, die vor allem massenhaft *Potamides plic. var. papillatus* (SANDBG.) führen. Die stratigraphische Stellung dieser Schichten ist auch heute noch umstritten. Da sie nach W. WAGNER Gerölle aus den Süßwasserschichten erhalten, sind sie nach diesem Autor (mündl. Mittlg.) mindestens postoligozän umlagert

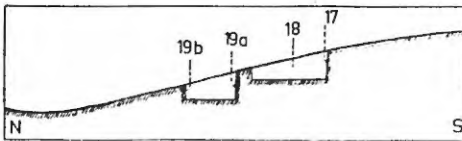
12) Im Herbst 1964 begann man, den Aufschluß zuzuschütten.



Profil 17 Zeilstück I

Abb. 44

Profil 18 Zeilstück II



Lage der Profile Zeilstück

MATHES (1957) hält sie in Anlehnung an LEPSIUS (1883) und SCHOPP (1888) für ein diluviales Umlagerungsprodukt, SONNE (1958) in Übereinstimmung mit WEINKAUFF (1865), STEUER (1911) und WENZ (1921) für eine ufernahe Bildung des Schleichsandes."

Die Grube (Abb.44, unten) liegt bei 230 m NN. (Oberkante 232 m NN., Unterkante 228 m NN.). - Zunächst werden die drei Profile geschildert, danach soll aus ihrem makromorphologischen Aufbau und ihrer Lage die Genese und gegenseitige Abhängigkeit des Profilaufbaus abgeleitet werden.

Profil Nr. 17 Zeilstück I (Abb.44):

- | | | | | | |
|-----|-----|---|---------|-------------------|---|
| 1. | 0 | - | 15 cm | A | Gelblich-brauner, humoser, lehmiger Horizont (10YR 5/4). Locker. Krümelgefüge. Gut durchwurzelt. Stellenweise weißer Anflug. |
| 2. | 15 | - | 30 cm | (B) | In der Farbe etwas heller als der A-Horizont. Locker. Bröckelgefüge. Noch ± gut durchwurzelt. Weißer Anflug. Unschärfe Abgrenzung nach unten. |
| 3. | 30 | - | 75 cm | (B)C | Sehr blasser, brauner Lößlehm (10YR 7/4). Senkrecht zur Wand abblättern. Stellenweise wieder weißer Anflug. Klüftig und rissig. Noch ± gut durchwurzelt. Einzelne Wurm- und Wurzelröhren, z.T. mit Ausfüllung. Kalkröhrchen selten. |
| 4. | 75 | - | 165 cm | C ₁₁ | Blaß-brauner Löß (10YR 7/4). Sehr kompakt, aber nicht fest. Porös. Kaum Risse. Wurmröhren seltener. Wurzeln nur ganz vereinzelt. Kalkröhrchen. Einzelne Steine bis 2 cm maximale Länge (selten). - Grauweißer Anflug. - Gegen das Liegende deutlich abgegrenzt. |
| 5. | 165 | - | +200 cm | C ₁₂ | Blaß-brauner Lößlehm (10YR 6/3). Feucht. Keine Risse und Fugen. Wurm- und Wurzelröhren fehlen. Zahlreiche Kalkröhrchen. Grauweißer Anflug. 6 - 7 m vom Aufnahmepunkt des Profils nach rechts gegangen, reicht der C ₁₁ -Horizont |
| (6. | - | - | 300 cm | C ₁₁) | bis 300 cm, dann beginnt erst der ca. |
| (7. | 300 | - | 350 cm | C ₁₂) | 50 cm mächtige C ₁₂ . |

8. 350 - 400 cm D₁ Gelbe bis grünliche, z.T. rostbraune sandig-tonige Lagen. Bilden Übergang zum D₂.
9. 400 - +600 cm D₂ Schill. Drei 1-2 cm breite rostrote Bändchen nahe der Obergrenze z.T. ähnlich einer Verwerfung entlang senkrechter Klüfte um 75 cm versetzt.
Schill: z.T. stark zerdrückte Schalen, sehr weich und brüchig. Lagerung locker.

Die Entwicklung dieses Profiles hat sich wie folgt abgespielt:

Nach der Umlagerung der Schillschichten im Pleistozän (MATTHES 1957) kam es zur Sedimentation des bis 100 cm mächtigen gelbgrünen tonig-sandigen Materials, das unter Umständen sofort nach den Schalen abgelagert wurde, wahrscheinlich sogar vom gleichen Gewässer. Dessen Wasserlieferung hat geschwankt, wie aus der unterschiedlichen Beschaffenheit einzelner Lagen dieses Horizontes hervorgeht. Klimatisch gesehen müßte es ein kaltzeitliches Sediment sein, wenn man das Fehlen von Fossilien als Hinweis auf eine Lebewelt und das Fehlen von Bodenbildungsansätzen so ausdeuten möchte. Nach einer zeitlich schwer faßbaren Schichtlücke dürfte der gesamte Löß, der sich im Hangenden befindet, abgelagert worden sein. Der dunkle Horizont an seiner Basis ist ein C-Horizont, der auf Grund des stauenden Schichtpaketes in seinem Liegenden durch Nässen infolge aufgestauten Sickerwassers eine dunkle Färbung angenommen hat. Der gesamte Löß dürfte eine solifluidale Umlagerung erfahren haben, zumindest in seinen obersten Teilen (A bis C_{1,1}). Entsprechend den postglazialen Klimabedingungen entwickelte sich auf dem LÖB eine Braunerde und zwar unter gemäßigten Bedingungen.

Profil Nr. 18 Zeilstück II (Abb.44,45) ist mit nachstehend beschriebenen Aufbau an der Ostwand der Grube aufgeschlossen:

1. 0 - 25 cm A Lockerer, humoser, blaß-brauner Lehm (10YR 6/3). Durchwurzelt. Keine Steine.
2. 25 - 55 cm (B) Gelblich-brauner Horizont (10YR 6/4) mit Bröckelgefüge (lehmgiger Ton). Noch durchwurzelt. Keine Steine. Kaum Wurmröhren. Z.T.

Wurmlosungsgefüge in kleinen Nestern. - Horizont am weitesten zurückgewittert. - Abgrenzung zum Liegenden unscharf.

3. 55 - 200 cm C₁₁

Blasser, brauner toniger Lößlehm (10YR 7/4). Wurm- und Wurzelröhren mit braunen, humosen Auskleidungen. Kalkröhrchen im gesamten Horizont gleichmäßig verstreut auftretend. Einzelne Lößschnecken und Turmschnecken (Schill!) im gesamten Horizont anzutreffen. Sehr viel Schalenbruch dabei.

4. 200 - 225 cm C₁₂

Poröser toniger Lehm. Hellerer Farbton als 10YR 7/4, mehr nach Grau tendierend. Kalkröhrchen. Schwache Schichtung erkennbar.

5. 225 - 270 cm f_{1A}/C₁₂

Dunkelbraun gefleckter, toniger Lehm mit zahlreichen Schalenbruch. Horizont fest bis hart. Kalkröhrchen zahlreich. Steine bis 2 cm maximaler Länge, meist jedoch unter 1 cm.

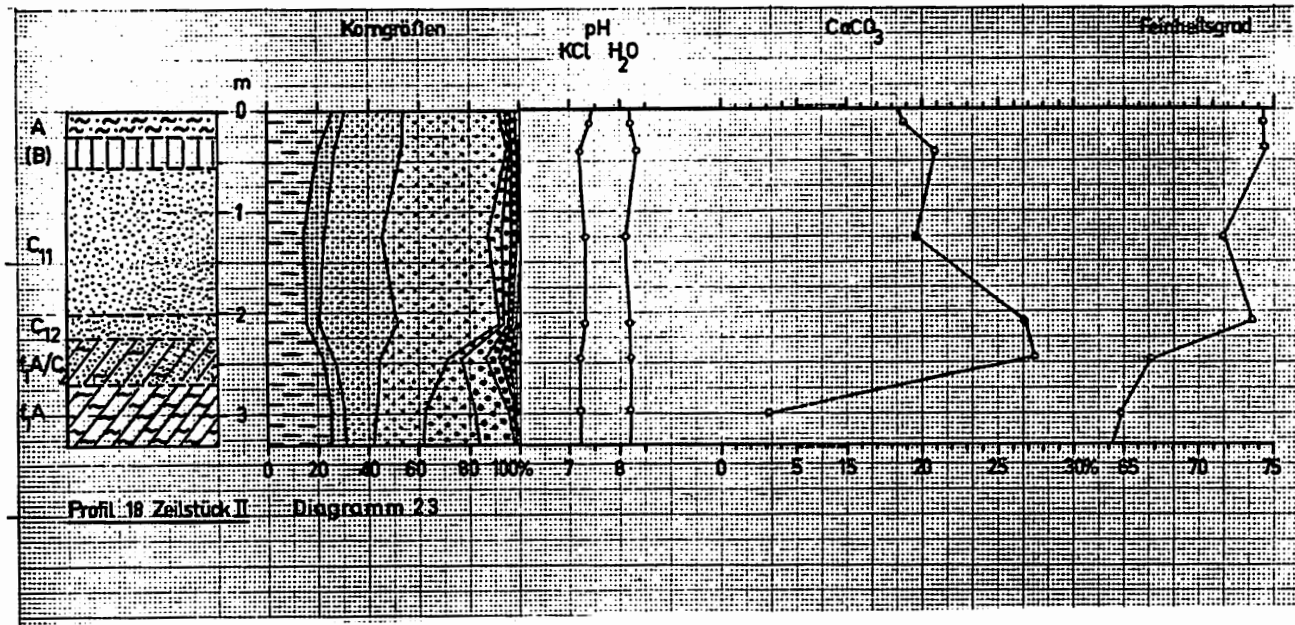
6. 270 - +330 cm f_{1A}

Aus f_{1A}/C₁₂ hervorgehender, dunkler, gelblich-brauner sandiger Ton (10YR 3/4). Kompakt. Porös. Zahlreiche Löcher und Röhren. Einzelne hellere, 6-7 cm² grosse ockerbraune Flecken. Ungleichmäßig im Horizont verteilt. Kalkröhrchen.

Die Entwicklung dieses Profils soll nach einem kurzen Überblick über die chemischen und mechanischen Bodenanalysen (Diagramm 23) dargestellt werden.

Der Hangenteil des Profils mit der Braunerde zeichnet sich durch einen um 20 % schwankenden Kalkgehalt und einen von oben nach unten abnehmenden Tongehalt von 25 % auf 14 % aus. Die Lößkomponente übersteigt bei den Horizonten A-(B)-C in jedem Falle 60 %. Der C₁₂ und der f_{1A}/C₁₂-Horizont zeigen einen CaCO₃-Gehalt von 26,8 bzw. 27,2 %. Die Lößkomponente beträgt in ersterem 74,1 %, in letzterem 46,1 %. Sie nimmt im f_{1A} bei einem Tongehalt von 26 % auf 33,2 % ab, bei einem Anteil der Grobfractionen über 0.06 mm von 35,6 %. Der CaCO₃-Gehalt beträgt beim f_{1A} nur 3,1 %.

Die Entwicklung des Profils mag in folgender Weise vonstatten



Da die Basis nicht aufgeschlossen ist, muß auf Grund der Analysen und der Horizontabfolge auf lößähnliches Material geschlossen werden, aus welchem sich der Boden entwickelte: Für die Entwicklung dieses Schwarzerdebodens muß ein langandauerndes, warm-trockenes Klima angenommen werden, damit eine dermaßen tiefgründige und intensive Verwitterung ermöglicht werden kann. Gleichzeitig muß eine entsprechende Fauna für die ständige Durchmischung des Solums gesorgt haben. Die ockerfarbenen, sehr deutlich abgegrenzten Flecken sind beim Nachgraben als Krotowinen identifiziert worden. Die große Zahl derselben spricht für eine mindestens individuenreiche Fauna. Die Flecken lassen gleichzeitig auf ein lößähnliches Material als Ausgangsgestein und damit Liegendes der Schwarzerde schließen. Der hangende, nicht deutlich abgegrenzte Horizont läßt vermuten, daß es sich hierbei um äolisches Material handelt, das nachträglich solifluidal umgelagert wurde. Dabei ist die Mitwirkung von Wasser nicht ausgeschlossen, wie der zahlreiche Molluskenschalenbruch im f_{1A}/C_{12} und die Schichtung im C_{12} -Horizont erschließen läßt. Die gröberen Komponenten in diesen Horizonten deuten gleichfalls darauf hin. Bei der Sedimentation durch Solifluktion wird auch ein Teil des dunklen f_{1A} -Materials mit dem vorher helleren f_{1A}/C_{12} -Material vermischt worden sein. Auch der Teil des Profils, der auf diesen Horizont folgt und noch dem G-Horizont zugerechnet wurde, weist auf Wassereinfluß bei der Sedimentation hin. Die schwach erkennbare Schichtung und die blasse, leicht ins Graue gehende Farbe sprechen jedenfalls nicht dagegen. Den Korngrößenverteilungen nach gehören diese Horizonte noch zum hangenden Teil des Profils. In feucht-kalter Zeit kam dann auch der übrige Löß zur Ablagerung und solifluidalen Umlagerung. Der reiche Schalenbruch von Lößschnecken und Turmschnecken (Potamides) - letztere kommen an der Südwand massenhaft vor (FALKE 1960) - deuten auf Umlagerung eines älteren Lösses hin, die nur solifluidal erfolgt sein kann.

Im Postglazial begann auf dem Löß die Bildung einer Braunerde, welche die oberen Teile des Profils erfaßte. Dabei wurde das Bodenmaterial verwittert, durch Brauneisenbildung gefärbt und wahrscheinlich nachträglich aufgekalkt. Für die Zeit zwischen

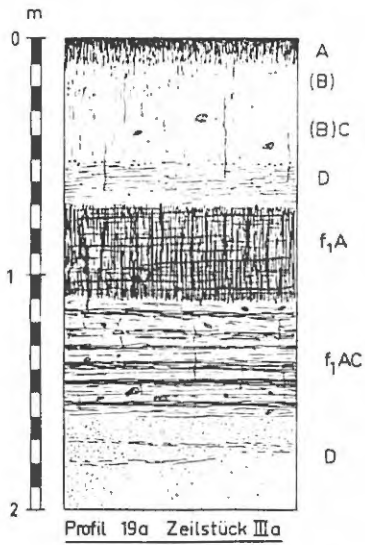
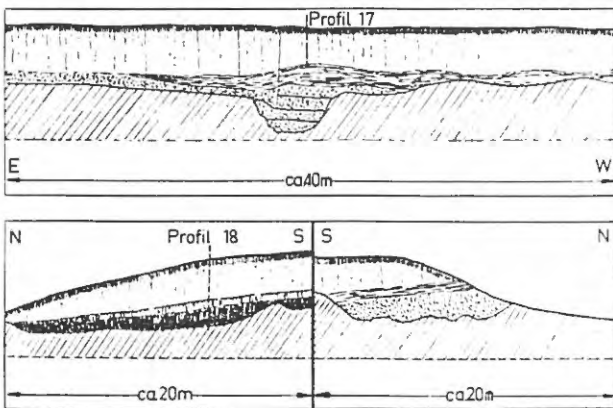


Abb. 45



Grube Zeilstück bei Weinheim

Sedimentation des Hangendlösses (C₁₁) und der Bildung der Schwarzerde im Liegenden muß eine größere Schichtlücke angenommen werden. Über ihr Ausmaß kann erst im Zusammenhang mit den Profilen Nr. 17 und Nr. 19a und b etwas gesagt werden.

Profil Nr. 19a Zeilstück III (Abb.45)

Das Profil befindet sich an der Oberkante der 2. Abbausohle (Abb.44), die schon im Sommer 1963 allmählich mit Müll aufgefüllt wurde. Das Profil ist ebenso wie Zeilstück I Ost-West orientiert. Es zeigt nachstehenden makromorphologischen Aufbau:

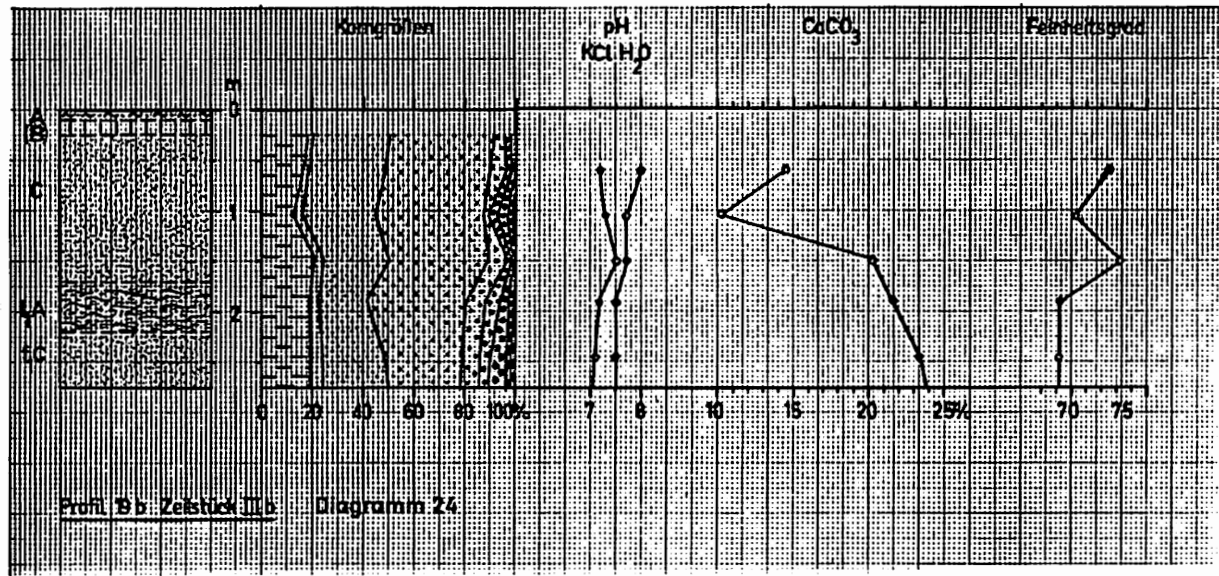
- | | | | |
|----|---------------|-------------------|---|
| 1. | 0 - 10 cm | A | Lockerer, humoser brauner Horizont (10YR 6/3). Einzelne Steine. Turmschnecken (Potamides). Krümelgefüge. |
| 2. | 10 - 25 cm | (B) | Ebenfalls brauner, relativ lockerer Horizont. Farbton mehr zum Gelb tendierend. Größere Turmschnecken und Steine im Horizont verstreut. |
| 3. | 25 - 50 cm | (B)C | Hellbrauner, harter rissiger Löß-Horizont. Leicht plattiges Gefüge. Steine bis 5 cm maximale Länge. Schalenbruch. Turmschnecken. |
| 4. | 50 - 70 cm | D | Übergangshorizont; heller, ockerartiges Braun. Sandig. Weiße, schmale Bänder. An der Obergrenze zahlreiche Steinchen. |
| 5. | 70 - 110 cm | f ₁ A | Sehr hart verbackener, dunkelbrauner Horizont (10YR 3/4). Rissig. Einzelne dünne, unter 1 cm breite harte Streifen. An ihrer Basis: Molluskenschalenbruch und kleine Steine. |
| 6. | 110 - 160 cm | f ₁ AC | Dunkelbrauner harter Horizont um (10YR 6/3 bis 5/3). Bänder hier bis 5 cm breit. Enthalten Schalenbruch sowie größere und kleinere Steine. Dazwischen jeweils die harten, braunen Bänder. |
| 7. | 160 - +700 cm | D | Gelbbrauner, fest verbackener Tertiärsand. Oben noch einzelne der harten, weißen Bänder (jedoch nur 1-2 cm breit). (=Unterer Meeressand). |

Von einem noch weiter abwärts gelegenen Profil (Nr. 19b)¹³⁾, das aber im wesentlichen dem eben beschriebenen entspricht, entnahm ich gleichfalls Proben. Da es für die noch zu schildernde Entwicklung dieser Ablagerungsfolge charakteristisch ist, sollen seine Korngrößenverteilungen die obige Profilbeschreibung ergänzen. Es wurden aus folgenden Tiefen Proben entnommen:

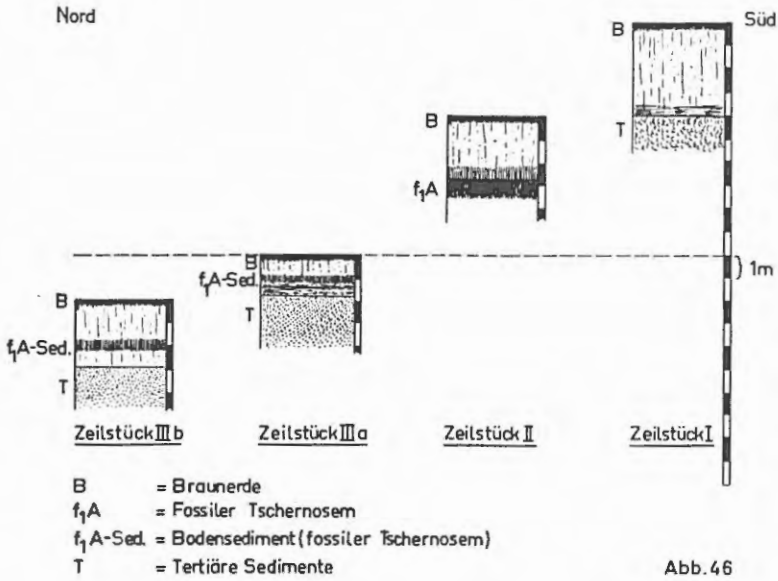
0,6 m Löß	} über 70 % }	} Lößanteil	
1,0 m Löß			
1,5 m Löß			} über 60 % }
1,9 m Schwarzerde-Bodensediment			} über 50 % }
2,5 m Löß			

Die Genese des Profils Nr. 19 a (und somit auch von Nr. 19 b) dürfte sich wie folgt vollzogen haben: Vor der Sedimentation müssen die liegenden Unteren Meeressande freigelegt haben. Denn nur so konnte die Einlagerung der Bänder in den Oberteil des D-Horizontes zustandekommen. Der AC-Horizont dürfte eine fluviatil-solifluidale Ablagerung sein, die unter einem entsprechenden (kalt-feuchten) Klima stattgefunden haben kann. Der große Anteil grober Geröllkomponenten und die starke Neigung der Schichten oberhalb dieses Profils spricht ebenfalls dafür, ebenso der nicht seltene Schalenbruch, sowie die vollständig erhaltenen tertiären Fossilien (Cerithien und Ostreaen). Möglicherweise bildete gerade dieser Abschnitt der Profilwand den Rand eines Gewässers oder zumindest eine Vertiefung, in welchem sich Hangmaterial akkumulieren konnte. Die hellen Streifen dürften aber ausgesprochen fluviatile Bildungen sein, dokumentiert durch die relativ groben Komponenten. Auf dem Material des f_1 AC-Horizontes wurde das als f_1 A bezeichnete schwarzerdeartige Bodensediment abgelagert. Es wurde durch Wasser und Solifluktion umgelagert, was aus dem Vorkommen des Schalenbruchs, der Steine und der Streifen zu erschließen ist. Oberflächlich dürfte der f_1 A fluviatil etwas aufgearbeitet und bei der Ablagerung des streifigen, sandigen und leicht steinigen D-Horizontes mit diesem vermischt worden sein. Darauf folgt ein helleres Solum mit einem A-(B)-(B)C-Profil, das

13) Das Profil 19 b ist nicht so differenziert wie 19 a. Die Verhältnisse sind hier etwas klarer und einfacher. Die Lößdecke ist aufgrund der tieferen Lage mächtiger.



Profil Bb. Zeilstück IIIa



DIE LAGE DER PROFILE 17,18,19a und 19b ZUEINANDER: VERTIKALE UND HORIZONTALE DIFFERENZIERUNG DER SEDIMENTE

solifluidal aufgebracht wurde, da zahlreiche Schneckenschalen, z.T. als Bruch, sowie relativ große Steine in diesen Horizonten vorkommen. Die starke Hangneigung der alten, leicht gewellten Oberfläche um Profil 18 bietet dazu die Voraussetzung.

Aufgrund der vier Profile der Lokalität Zeilstück läßt sich die Genese wie folgt ableiten (Abb.46): Der Ausgangspunkt der Betrachtungen soll der äußerst markante Schwarzerdehorizont sein. Er nimmt den gesamten Unterteil der Ostwand ein. Die Oberkante dieses f_1A -Horizontes fällt von Süden nach Norden ein, dabei etwas flacher als die rezente Landoberfläche. Dort, wo diese das Niveau der oberen Grubensohle erreicht, verschwindet auch der Tschernosem. Wenige Meter weiter nördlich, also immer noch gegen das Tal hin, taucht er wieder auf. Dieses Mal aber als Bodensediment im Profil Nr. 19a. Noch weiter unten ist er im Profil Nr. 19b nur noch als 20 cm mächtiger Horizont, gleichfalls als Bodensediment, erhalten. Es erscheint die Annahme berechtigt, daß er noch weiter zum Tal hin ganz auskeilt. Da die Schwarzerde im Profil Nr. 18 dem Hang \pm parallel läuft, ist zu vermuten, daß die Talform eine alte Anlage ist, der das Hangsediment und die Bodenbildung nur folgte.

Im Profil Nr. 18 ist der Punkt gegeben, wo zwischen Erosion und Akkumulation ein Gleichgewicht geherrscht hat, d.h. die Schwarzerde blieb erhalten. Sie ist Zeugnis eines warm-kontinentalen Steppenklimas, wie es etwa im Riß/Würm-Interglazial herrschte, in das der verbrauchte Tschernosem des Wallertheimer Profils (Nr.5) gestellt wurde. - Die Schwarzerde dürfte früher weite Teile des Hanges bedeckt haben, mindestens auch jene weiter oberhalb, also im Bereich des Profils Nr. 17. Eine feucht-kalte Klimaphase, wie sie nach dem Interglazial etwa folgte, trug große Teile der Schwarzerdedecke ab. Dabei wurde in den oberen Teilen des Hanges (Profil Nr. 17) erodiert, im Mittelteil (Profil Nr. 18) solifluidal der Oberteil des Tschernosems gekappt bzw. mit hangabfließendem Löß vermischt. Dieser Löß muß einer früheren Kaltzeit angehört haben, ebenso derjenige, aus dem sich der f_1A gebildet hat. Wahrscheinlich ist es der gleiche, denn zuerst wurde der Boden abgetragen und in den tieferen Lagen, die durch Solifluktion

und Wasser freigehalten wurden, akkumuliert. Dabei entstand das Bodensediment. Danach folgte der Löß, aus welchem die Schwarzerde gebildet wurde. Daher ist in den Profilen 19 a + b das Bodensediment mit Löß bedeckt, der in der Korngrößenzusammensetzung der Körnung des Bodensedimentes gleicht (vgl. Analysen des Profils Nr. 19b, Diagramm 24). Dieser feucht-kalten Erosionsphase, der die Ablagerungen in den niedriggelegenen Teilen zukommen, folgte äolische Lößsedimentation. Dokumentiert wird diese durch den C_{11} -Horizont des Profils Nr. 17 und den C_{11} -Horizont im Profil Nr. 18. Die starke Hangneigung läßt an sofortigen solifluidalen Weitertransport des Materials denken. Möglicherweise wurde der Löß im Bereich der Grube überhaupt nur solifluidal antransportiert. Eine genaue Trennung läßt sich hier nicht mehr durchführen. Für die Profile 19 a + b müssen sehr feuchte pedoklimatische Verhältnisse angenommen werden. In ihrem Aufbau dokumentiert sich die Nähe der Talsohle. Wassertransport mag hier weitgehend die Solifluktion überlagert haben. Der auf Profil Nr. 19b 1,8 m mächtige Löß zeugt jedenfalls von einer sehr intensiven Abtragung. Ein Nivellement ergab, daß die Oberkante dieses Profils 12 m unter der Oberkante von Profil 17 liegt, wo nur erodiert wurde. Gleichzeitig liegt ersteres etwa 10 m über dem Talgrund. Diese Gefällsverhältnisse lassen schon die sehr starke Erosion ermesen, die unter den feucht-kalten Bedingungen geherrscht haben muß. Der auf die Schicht 1 im Profil Nr. 19 b folgende Löß entspricht - nach seiner Korngrößenzusammensetzung - dem, der auch das Profil Nr. 17 aufbaut. Er ist als äolisches Sediment anzusehen, das solifluidal umgelagert wurde.

Da nun unter dem Bodensediment im Profil Nr. 19 b noch ein Löß folgt, dessen Körnung sich von allen anderen unterscheidet, muß angenommen werden, daß er jünger als die Schwarzerde ist, da seine Sedimentation vor deren Erosion erfolgt sein muß.

Diese Gedanken sollen jetzt kurz zusammengefaßt werden, um eine klimatische Folge aus diesen Sedimenten und ihren Lagerungsverhältnissen ableiten zu können:

1. Sedimentation eines älteren Lösses unter trocken-kalten Klimabedingungen.

2. Bildung der Schwarzerde unter kontinentalen warm-trockenen Klimabedingungen.
3. Sedimentation eines jüngeren Lösses auf der Schwarzerde unter trocken-kalten Klimabedingungen. - Von einer eventuellen Bodenbildung auf diesem LÖß gibt es keine Spuren.
4. Solifluktionsphase, in der dieser LÖß abgetragen und in die tieferen Teile des Tales verfrachtet wird.
5. Weitere Erosion, jetzt der Schwarzerde. Sie wird im Bereich des Profils 17 vollständig abgetragen und bei Profil 19 a und b akkumuliert.
6. Erosion des Liegendlösses der Schwarzerde (= älterer LÖß) im Bereich des Profils Nr. 17 und Akkumulation als geringmächtiger Horizont im Profil 19 b.
7. Kaltzeitliches, trocken-kaltes Klima mit Lösssedimentation. Zunächst noch Wechsel mit Solifluktion unter Mitwirkung von Wasser. Entstehung der oberen Durchmischungszone über der Schwarzerde im Profil 18. Einbringen der Tertiärmollusken aus der Basis des Profils 17.
8. Solifluktionsphase im ausgehenden Stadial bzw. Glazial. Da Bodenreste aus den Interstadialen fehlen, darf nicht erschlossen werden, daß hier kein Boden vorhanden gewesen ist. Ich möchte vermuten, daß der äolische LÖß erst im Ausgang des letzten Stadials (Würm III) solifluktuell umgelagert wurde. Dabei auch weitere Akkumulation im Bereich des am tiefsten liegenden Profils Nr. 19 b und weitere Auffüllung des Tales.
9. Im Postglazial fand ein erneutes Einschneiden statt. Oben am Hang, westlich der Grube, befinden sich zwei primär-asymmetrische Dellen. Sie führten auch früher wenig Wasser, jedoch lief unten an der Talsohle genügend zusammen (Schneeschnellen!), um ein Sohlenmuldental zu bilden, das postpleistozän und anthropogen in ein Muldental umgeformt wurde.

Aufgrund des Vergleiches mit den Profilen im nördlichen Rheinhessen möchte ich die Schwarzerde vom Zeilstück mindestens in

das Riß/Würm-Interglazial stellen. Der liegende Löß, auf dem der Boden entstand, gehört danach in die letzte Phase der Rißeiszeit. Die Aufwehung des Lösses auf die Schwarzerde ist für das Würm I-Stadial anzunehmen, wenn man die Fließerdezeit am ausgehenden Würm I-Stadial oder die das folgende Würm II-Stadial einleitende, als Erosionszeit dieser Lößdecke betrachtet. In der gleichen Zeit ist auch die Erosion der Schwarzerde möglich bzw. eine solifluidale Veränderung ihrer Oberfläche (im mittleren Profil Nr. 18). Im gleichen Stadial wurde auf dem solifluidal veränderten und z.T. freierodierten Untergrund gleichfalls Material akkumuliert. Da aber diese Vermutung belegende Sedimente fehlen, muß zunächst auf eine Schichtlücke geschlossen werden. Im Würm III-Stadial wurde dann der Hangendlöß äolisch sedimentiert und solifluidal umgelagert. Im Postglazial entwickelte sich über allen oben beschriebenen Profilen eine Braunerde.

Diese Entwicklung kann auch zur Festlegung der Eintiefungsphasen des Tales benutzt werden. Den Ausgangspunkt bildet dabei wiederum der interglaziale Tschernosem. Er bedeckte früher auch die Talsohle und damit den gesamten Hang. Dabei ist anzunehmen, daß dieser Boden dort eine noch größere Mächtigkeit besaß. Seine Ausdehnung auch im Bereich der Talsohle impliziert das Vorhandensein eines Tales. Erschließbar ist das aus der von Süden nach Norden und damit zu einem tieferen Punkt hin abfallenden Oberkante der interglazialen Schwarzerde. Eine anschließende frühglaziale Eintiefungsphase im Würm räumte die Schwarzerde und ihr Liegendes aus. Aufgrund der Lagerungsverhältnisse und Höhen der Boden- und Bodensedimenthorizonte muß diese Tieferlegung bzw. Ausräumung des Tales einen Betrag von 10 m erreicht haben. Die Hohlform wurde dann mit Lößfließerde ausgefüllt. Dabei wurde zunächst der Hangendlöß der Schwarzerde, dann die Schwarzerde selbst und schließlich ihr Liegendlöß akkumuliert. Dazu kommen Akkumulationen des Baches selbst. Anschließend kam der letzte Löß zur Sedimentation und zwar auf dem ± freierodierten Hang, dem Mittelstück mit der nur oberflächlich solifluidal veränderten Schwarzerde und dem Bodensediment im Akkumulationsbereich. Das waren die Verhältnisse, die während des Würm herrschten. Die Entwicklung ist damit jedoch

nicht abgeschlossen: Die Verbreitung des Bodensedimentes und die Lage des heutigen Tales erlauben den Schluß, daß seit der Wende Würm/Postglazial eine Eintiefung um 4 m stattgefunden hat. Sie ist dadurch erklärbar, daß die zahlreichen Dellen im Talschluß dieses Gebietes, obwohl fast ganzjährig wasserlos, doch zeitweise genügend Wasser sammeln können. Dieses reichte aus, um einen Bach zu bilden, der die Ausräumung der Schichten erneut übernahm. Dabei wurden der letzte Würmlöß, das Bodensediment und z.T. sein Liegendes im Taltiefsten völlig ausgeräumt.

(bb) Hahnberg

Ein äußerlich ähnlich aussehendes Profil wie das vom Zeilstück ist am Hahnberg zwischen Alzey und Weinheim aufgeschlossen. Die Ähnlichkeit schwindet jedoch sofort, wenn das Profil genauer untersucht wird. Der auf den ersten Blick sehr mächtige A-Horizont zeigt eine weitere Untergliederung, die auch schon in der Literatur kurz erwähnt ist.

SCHÖNHALS (1951b) meinte wahrscheinlich dieses Vorkommen, als er schrieb: "Zwei weitere begrabene Böden sah ich im April 1949 anläßlich der Exkursion der Geologischen Vereinigung in der Nähe von Alzey. Dort war auf dem tiefsten Löß ein Bodenprofil erhalten, das nach Meinung aller anwesenden Bodenkundler als degradierte Schwarzerde bezeichnet werden muß (Krotowinen). Hierüber folgt ein umgelagerter Löß mit einem zweiten fossilen Bodenprofil, dessen typologischer Charakter noch nicht eindeutig bestimmt werden konnte (degradierte Schwarzerde oder Braunerde). Ein zweiter jüngerer Löß schließt das Profil ab." Leider wurde auf die genaue Angabe der Lokalität verzichtet.

FALKE (1960) meint aber den von mir im folgenden beschriebenen Aufschluß ganz sicher, da er eine genaue Beschreibung des Ortes gibt. Er erwähnt, daß sich dort "ein Lößaufschluß mit zwei Lössen, getrennt durch einen Verlehmungshorizont" befindet. Der Aufschluß (212 m NN.) befindet sich am Hahnberg, oberhalb der Würzmühle, ca. 2 km westlich von Alzey. Der Hahnberg erhebt sich ziemlich steil über das Steinbach-Tal, das hier an der Poppen-

mühle in die Selz mündet. Jenseits des Tales erhebt sich ein großes, von Südwest nach Nordost (Morschheim-Alzey) ziehendes Kalkplateau. Einzelne Dellen ziehen hinab bis zur Selz. Zwischen Selz und Steinbach liegt ein flacher, zungenförmig nach Nordosten zugespitzter Rücken, dessen Oberfläche durch flache Dellen modelliert wird. Der Hahnberg selbst ist ein Vorsprung des Kalkplateaus, das parallel zum erstgenannten verläuft. An seinem Südostabhang liegen die Orte Bechenheim, Weinheim und Heimersheim. Um 400 m oberhalb der Aufschlüsse setzt eine Delle ein, die sich kurz vor den Aufschlüssen gabelt. Ein Ast läuft in Richtung Villa Heiligenblut und mündet dort auf die Talsohle aus. Der andere zieht etwas rechtwinkelig zu ersterem nach Südwesten und mündet dort, oberhalb der Poppenmühle, auf die Talsohle aus. Die Aufschlußwand (Nordwest-Südsüdost orientiert) zeigt ein mehrere Meter mächtiges Lößprofil, durch dessen Unterteil ein mächtiger dunkelbrauner Boden zieht (Abb.47). Dieser keilt an der rechtwinklig zur Hauptwand laufenden kleinen Wand nach wenigen Metern aus. Auf Grund des Verlaufes des Horizontes muß angenommen werden, daß er in einer mulden- bis dellenförmigen Hohlform gebildet wurde, deren Neigung etwas geringer als die der heutigen Oberfläche war. Leider ist der Unterteil nicht aufgeschlossen, der darüber Aufschluß geben würde, ob eine geschlossene Hohlform vorliegt oder ob der Horizont, nun aber stärker geneigt, ähnlich einer Delle hangab zieht. Die dritte Möglichkeit wäre, daß er zwar weiter geneigt, jedoch viel flacher auf ein heute nicht mehr vorhandenes Talniveau auslief. Dieses müßte wesentlich höher als der Talboden der rezenten Selz bzw. des rezenten Steinbaches gelegen haben.

Der makromorphologische Aufbau des Profils Nr. 20 Hahnberg wurde wie folgt aufgenommen (Abb.47, oben):

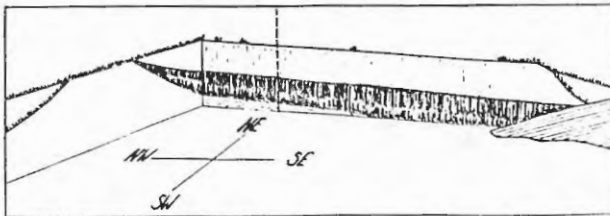
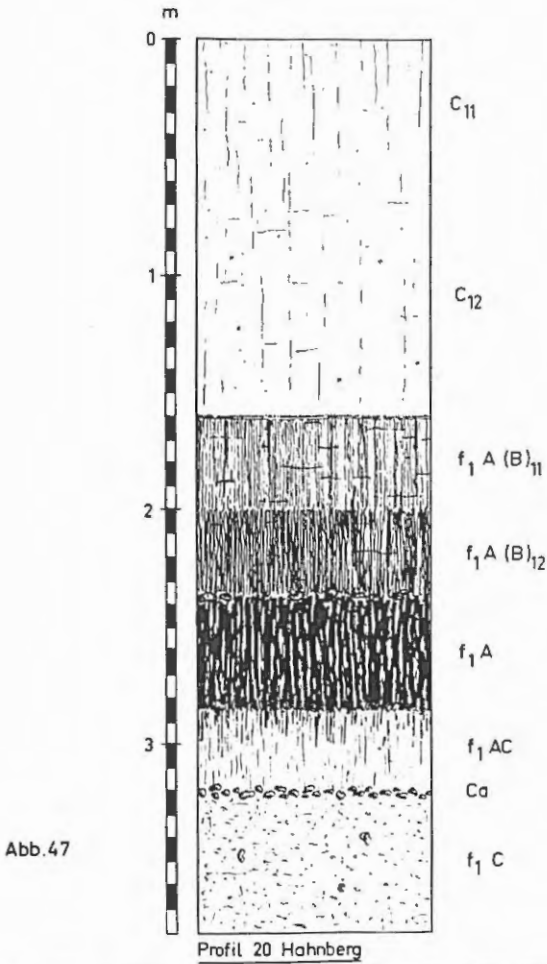
Unter einer durch Ackerbau und Abspülung gestörten Oberfläche:

1. 0 - 60 cm C₁₁

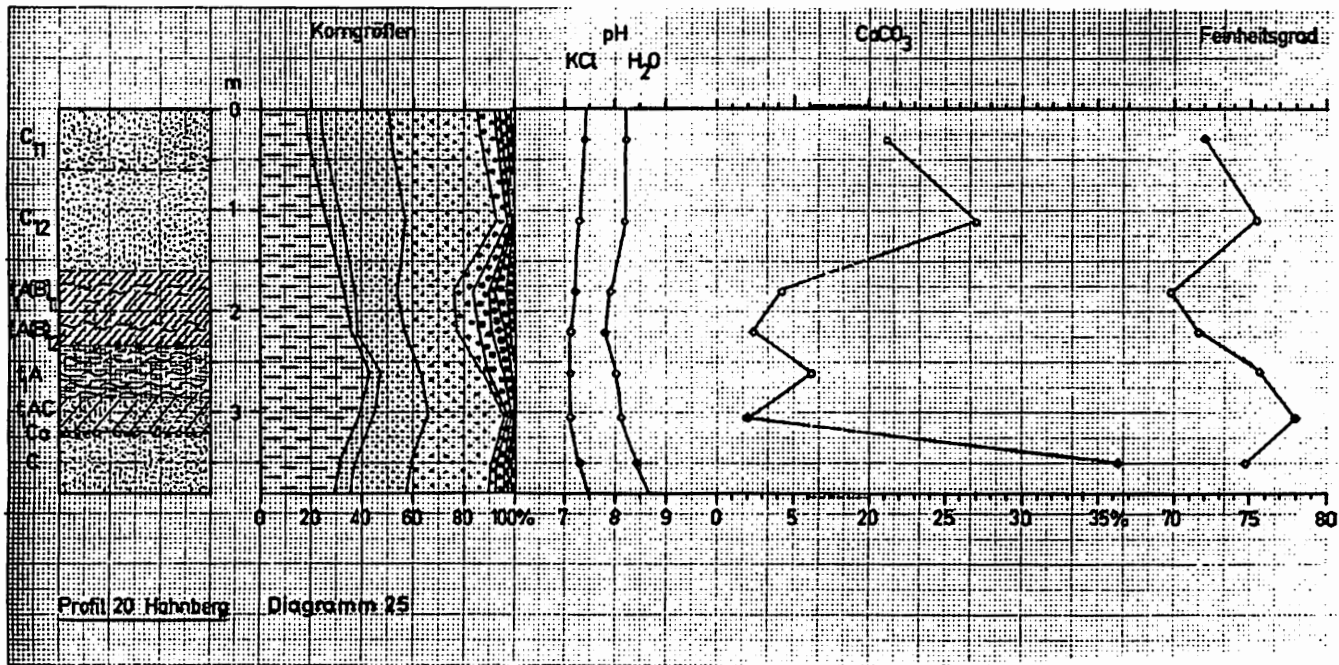
Blaß-brauner, heller toniger Lößlehm (10YR 7/4). Porös. Kaum noch Durchwurzelung. Oben z.T. Wurmlösungsgefüge. Einzelne Lößschnecken. Wenig weiße Kalksekretionen.

- Steine selten.
2. 60 - 160 cm C₁₂
Heller Löß (toniger Lehm). Farblich zwischen 10YR 7/4 und 7/3 stehend. Porös. Kalkröhrchen. Vereinzelt Lößschnecken. Keine Risse in der Wand. Einzelne kleine Steine regellos im Horizont verstreut (1 cm maximale Länge), meist Quarze. Untergrenze: hartes 3 cm mächtiges Lehm-Sandbändchen. Geschichtet. Bändchen bildet eine scharfe Grenze zum Liegenden. Fällt parallel zum Hang ein.
 3. 160 - 200 cm f₁A(B)₁₁
Dunkelbrauner sandiger Ton (7.5YR 4/4) Bröckelgefüge. Kompakt bis fest, stellenweise sogar hart. Einzelne Risse. Etwas klüftig. Vereinzelt helle, ockerbraune Flecke (7.5YR 5/6). Sehr zahlreich: kleine Kalksekretionen (Röhrchen).
 4. 200 - 235 cm f₁A(B)₁₂
Eigenschaften wie f₁A(B)₁₁, nur Farbe etwas dunkler. Außerdem an der Basis einige Lößkindel.
 5. 235 - 285 cm f₁A
Dunkelbrauner lehmiger Ton, noch etwas dunkler als der hangende Horizont.
 6. 285 - 320 cm f₁AC
Ohne scharfe Grenze zum f₁A: Lehmiger Ton von ockerbrauner Farbe (7.5YR 5/6). Kalkröhrchen nicht zahlreich, aber gleichmäßig im gesamten Horizont verteilt.
 7. bei 320 cm Ca
Untergrenze durch zahlreiche helle Lößkindel markiert.
 8. 320 - +380 cm C
Heller, blaß-brauner Löß (10YR 7/4). Leicht feucht. Weiße, kalkröhrchenartige Musterung. Auch hier im Horizont treten einige Konkretionen auf, die jedoch weich und völlig aufgelöst sind.

Die mechanischen und chemischen Bodenanalysen (Diagramm 25) erbrachten folgende Ergebnisse: bei den obersten zwei C-Horizonten ist die Lößkomponente mit jeweils über 60 % besonders ausgeprägt. Der Tongehalt beträgt ca. 20 - 25 %. Im f₁A(B)₁₁ dagegen steigt er auf 33 %, im liegenden Horizont auf fast 35 % und im f₁A sogar auf 43 %. Die Lößkomponente ist immerhin noch mit ca. 35 % vertreten. Im f₁AC- und C-Horizont nimmt der Tongehalt wieder auf



Lage des Profils in der Aufschlußwand



30 % ab.

Charakteristisch ist auch der Kalkgehalt: 21 - 27 % in den hangenden C-Horizonten, 4 - 6 - 2 % im Bodensediment und AC und 36,1 % im liegenden C-Horizont.

Makromorphologie und Analysendaten der Horizonte lassen nachstehend beschriebene Genese möglich erscheinen:

1. In kalt-trockener Glazialzeit wurde der Basislöß äolisch sedimentiert. Eine solifluidale Umlagerung hat im Anschluß daran stattgefunden. Jedenfalls lassen das die Linierungen und Musterungen im liegenden C-Horizont vermuten.
2. Solifluidal- bis fluviatile Anlage einer Mulde. Die Hanglage in Südexposition läßt tieferes und rascheres Auftauen und somit länger wirkende Solifluktion zu. In der weiteren Entwicklung des Profils gibt es jetzt zwei Möglichkeiten, die hier angeführt werden sollen:
 - 3a. Nach dieser kaltzeitlichen Lößsedimentation unter trockenkalten Bedingungen und Solifluktion: Bodenbildung in der Mulde. Dieser Boden wurde nur in der Rinne bzw. Mulde vor der Erosion geschützt und auf diese Weise erhalten. Dafür spricht das Vorhandensein des AC-Horizontes und der CaC-Lößkindelhorizont als Zeugnis einer in situ-Verwitterung. Als Bodentyp wäre hier von einem Tschernosem zu sprechen. Darauf weisen einzelne Krotowinen hin sowie weitgehende Entkalkung (auch des AC-Horizontes) und die intensiv schwarz-braune Färbung. Für seine Bildung ist ein kontinentales, evtl. warm-trockenes Klima anzunehmen. Die Horizonte $f_1A(B)_{11}$ und $f_1A(B)_{12}$ möchte ich als gleichaltrige Bildung auffassen, da der Oberteil im Hangenden des f_1A aus dem gleichen Material besteht. Somit ist zeitlich kein großer Unterschied und keine Trennung anzunehmen.
 4. Restlose Auffüllung der Mulde mit schwarzerdeartigem Bodensediment, das mit Löß vermischt ist. Das Sediment kann von dem oberhalb gelegenen steilen Hang herabtransportiert worden sein. Dieser Auftrag ermöglichte eine Aufkalkung des f_1A und in geringerem Maße des f_1AC (siehe Analysen) sowie die

Bildung des schwach ausgeprägten Lößkindelhorizontes (in 235 cm unter der rezenten Oberfläche). Dieses Bodensediment wurde überprägt, so daß ein braunerdeartiges Solum entstand.

5. Äolische Sedimentation des Hangendlösses unter kalten und trockenen Klimabedingungen. Die nicht seltenen Lößschnecken lassen eine Lößtundra mit entsprechendem Klima (s.o.) vermuten.
6. Den Abschluß bei der Prägung des Profils bildete die Solifluktion unter feucht-kalten Bedingungen, wobei der Löß umgelagert wurde. Im C_{11} und C_{12} verstreut vorkommende Quarze dokumentieren diese Umlagerung. Davon wurde aber nur der Oberteil des Profils erfaßt. Die dünne Schwemmlößlage und der darunter folgende lehmige Ton des f_1A wurden davon nicht erfaßt. Der im C_{12} höhere Kalkgehalt mit 27,0 % gegenüber 21,1 % im C_{11} dokumentiert die heute überwiegend nach abwärts gerichtete Wasserbewegung. -

Die zweite Möglichkeit der Ausbildung dieses Profils ist zwar weniger wahrscheinlich, soll jedoch hier auch erwähnt werden:

- 3b. Ablagerung eines braunerdeartigen Bodensedimentes.
Überprägung desselben in Richtung eines Tschernosems.
Dafür sprechen die krotowinenartigen Flecke im $f_1A(B)_{11}$ und $f_1A(B)_{12}$ sowie die große Mächtigkeit der A-Horizonte. Nicht restlos erklärt würden dann die Existenz der zwei Lößkindelhorizonte sowie die Materialunterschiede der A-Horizonte.
4. 5. und 6. wie bei dem ersten Deutungsversuch des Profils.

Anknüpfend an den geschilderten Ablauf der Genese sollen auch für die hier vorliegenden Horizonte zeitliche Einordnungen vorgenommen werden.

Ausgehend von den Profilen Nr. 1, 2, 5, 17, 18 und 19 und den dort gewonnenen zeitlichen Zuordnungen der fg- und fA-Horizonte möchte ich auch für den hier vorliegenden Tschernosem ein riß/wärm-interglaziales Alter annehmen. Dem liegenden Löß, auf dem sich der interglaziale Tschernosem bildete, kommt daher rißeiszeitliches Alter zu. Die $f_1A(B)$ -Horizonte wurden als gleichaltrig

mit dem Tschernosemmaterial angesprochen. Die Überprägung nach einer Braunerde hin erfolgte gleichfalls noch im Riß/Würm-Interglazial.

Das lehmige Bändchen über der gesamten Muldenfüllung ist nicht gestört. Es ist möglicherweise eine alte Grenzfläche, die bis zu der Sedimentation und Solifluktion in den Würm-Stadialen hinabreichte. Der hangende Löß (C_{11} und C_{12}) dürfte als Bildung des letzten Würm-Stadials (Würm III) anzusehen sein. Er wurde im Anschluß an seine Sedimentation solifluidal umgelagert.

- (3) Der sich aus den oben beschriebenen Profilen ergebende Klimaablauf für die Zeit vom Riß/Würm-Interglazial bis zum Postglazial.

Als Leitlinie der hier auszuführenden Entwicklung des Klimaablaufs und damit mehr oder weniger auch der davon abhängigen Formungsphasen sei das Profil Nr. 5 Wallertheim I benutzt. Eine damit verbundene Aufstellung der wichtigsten Profile aus dem nördlichen Rheinhessischen Tafel- und Hügelland soll die Gliederung der Entwicklung im Würm-Glazial ermöglichen. Zunächst werden alle Sedimenttypen aufgeführt und zwar in der Reihenfolge ihrer Entstehung bzw. Ablagerung. Wenn in einem Profil ein Sediment für einen bestimmten Abschnitt in der Entwicklung fehlt, an anderer Stelle dafür jedoch ein solches vorkommt, werden beide Erscheinungen als sich ergänzend betrachtet. Die freien Stellen innerhalb der einzelnen Profilsäulen stellen also tatsächliche Schichtlücken dar. Die Größe der einzelnen Abschnitte in den Tabellen soll hier aber nichts über die Dauer der Zeit aussagen, für die ein belegendes Sediment fehlt oder vorhanden ist.

Aufgrund der Ausbildung der einzelnen Sedimenttypen wurde nun das entsprechende Klima z.Zt. ihrer Bildung erschlossen. Gleichzeitig wurde die geomorphologische und pedologische Wirkung der gerade herrschenden Bedingungen in der Landschaft gekennzeichnet. Beide Kriterien sind aus dem Charakter der Sedimente, der Abfolge der Horizonte in den einzelnen Profilen, aus dem Vergleich und der Stellung der Profile zueinander und der Lage des Profils in der Landschaft, als einem Teil derselben, zu gewinnen. Die Fak-

toren, die im einleitenden Teil dieses Kapitels als charakteristisch für die Bodenbildung herausgestellt wurden, kommen nicht einzeln, sondern in Vergesellschaftungen vor. Dabei überwiegt einmal dieser oder jener Faktor, wodurch auch die Bodenbildung in entsprechendem Maße beeinflußt wird. Diese, als Resultierende der besagten Faktoren, ist gleichzeitig ein Ausdruck des jeweils vorliegenden Landschaftszustandes.

Mit Hilfe der Profile wurde eine lokale Gliederung der Würm-Eiszeit vorgenommen¹⁴⁾. Es ergaben sich zwei Interstadiale: eines zwischen Alt- und Mittel-Würm sowie eines zwischen Mittel- und Jung-Würm. Beide werden durch die Bildung eines Frosttundren-gleys gekennzeichnet. Da für die Bodenbildung die lokalen Verhältnisse sehr ausschlaggebend sind, möchte ich auch die Braunerde des Jung/Mittel-Würm-Interstadials als eine reguläre bzw. nicht atypische Bildung ansprechen, die lediglich der Lagegunst zu verdanken ist. Bezeichnenderweise liegt die Braunerde auf dem Plateau, während sich die Frosttundrenböden im Bereich des Wiesbachtals befinden.

Die in der älteren Literatur immer herausgestellten und verwendeten "Verlehmungszonen" sind in vieler Hinsicht fraglich, z.B. braucht Pseudovergleyung keine Tonminerale zu schaffen (FRÄNZLE 1963). Die auch im Profil nicht immer eindeutig abzugrenzenden Verlehmungszonen, für die ja auch eine ausreichende Definition fehlt, wurden daher zugunsten der Bodentypen aufgegeben. Diese erlauben durch klar definierte Eigenschaften eine bessere Ansprache, die genauere Schlüsse hinsichtlich der Pedogenese und damit des Klimas ziehen läßt.

Die von mir für Nordrheinhessen gegebene Gliederung der Würm-Kaltzeit soll nun der von SCHÖNHALS (1950) für den Rheingau und der WEILLERS (1953) für Südrheinhessen gegenübergestellt werden (Tab. 6).

14) Dazu Tab. 5: Lößprofile und Gliederung der Würm-Kaltzeit in Nordrheinhessen.

Tabelle 5: Lössprofile und Gliederung der Würm - Kaltzeit in Nordrhinehessen

Profil Nr. 5 Wallertheim I	Profil Nr. 2 Sprendlingen II	Profil Nr. 1 Sprendlingen I	Profil Nr. 4 Im Neuweg	Profil Nr. 18 Zeilstück II
Steppenboden	Steppenboden	Steppenboden	Steppenboden	Braunerde -----
holischer Löss	holischer Löss	holischer Löss	Solifluktion	Solifluktion holischer Löss
Auff	Auff	Auff		
holischer Löss	holischer Löss	holischer Löss	holischer Löss und kryo- turbate Verformung des f(B) Umlagerung der Braunerde	
Frosttundregley	solifluidaler Löss Frosttundregley Solifluktion	Kiesband u. Schwemmlöss Frosttundregley	Braunerde Solifluktion u. Wasserwirkg. holischer Löss	
holischer Löss solifluidaler Löss Erosion	holischer Löss Erosion unt. gebund. Solifluktion	holischer Löss und Kryotur- bation des Sandbandes holisches Sandband holischer Löss solifluidaler Löss Solifluktion u. Bodenkappung		
Frosttundregley	Frosttundregley	Frosttundregley	Frosttundregley	
holischer Löss Solifluktion	holischer Löss Schwemmlöss	Solimitation holischer Löss Bodensdiment	Schwemmlöss	solifluviatil umgelagerter Löss holischer Löss Solifluktion
Verbraunung Tachernosen		Erosion		Tachernosen
Schwemmlöss mit Kryoturbat verformten Sandbändern		solifluidaler Löss		
Terrasse	Terrasse	Terrasse		

Profil Nr. 20 Hahnberg	Klimadeutung	Geomorphologisch-pedologische Wirkung in der Landschaft	Zeitliche Einordnung für das Nördliche Rheinhessen
Erosion -----	gemäßigt warm-feucht kontinental warm-trocken	Steppenbodenbildung	Postglazial
Solifluktion holischer Löss	kühl-feucht kalt-trocken	Solifluktion Stadiale Lössakkumulation	
	kalt-trocken	Stadiale Lössakkumulation	Jung-Würm-Stageial
	kalt-trocken	Stadiale Lössakkumulation	
	kühl-feucht	Fluviatile Erosion / Solifluktion	
	gemäßigt kühl-feucht	Interstadiale Maßboden- und Braunerdebildung	Jung/Mittel-Würm-Interstadial
	kühl-feucht kalt-trocken	Solifluktion und fluviatile Erosion Stadiale Lössakkumulation	
	kalt-trocken	Stadiale Lössakkumulation	Mittel-Würm-Stageial
	kühl-feucht	Solifluktion	
	gemäßigte kühl-feucht	Interstadiale Maßbodenbildung	Mittel/Alt-Würm-Interstadial
	kühl-feucht	Solifluktion	
	kalt-trocken	Stadiale Lössakkumulation	
	kühl-feucht	Solifluktion	Alt-Würm-Stageial
	kühl-feucht	Fluviatile Erosion und Solifluktion	
Verbraunung Tachernosen	warm-feucht, gemäßigt kontinental warm-trocken	Degradierung / Erosion Schwarzerdebildung	Riß-Würm-Interglazial
solifluidaler Löss	feucht-kalt	Solifluktion	
	kalt-trocken	Glaziale Terrassenaakkumulation	Riß-Glazial

15) Es sei noch einmal darauf hingewiesen, daß die stratigraphischen Tabellen nur tatsächlich beobachtete Sedimente und Böden enthalten. Der Abstand der einzelnen Rubriken voneinander steht in keinem Zusammenhang mit der zeitlichen Dauer der jeweiligen Abschnitte des Würm.

Tabelle 6: Gegenüberstellung der Würm-Gliederungen in Nordrheinhessen, Rheingau und Südrheinhessen

Östliches Rheinhesisches Tafel- und Hügelland		Rheingau (SCHÖNHALS)		Südrheinhessen (EILER)	
Jung-Würm-Stadial	kühl-feucht kalt-trocken kühl-feucht	Würm-III-Glazial	kalt-trocken kühl-feucht	Würm-III-Glazial	Würm-III-Löss
Jung/Mittel-Würm-Interstadial	gemäßigt kühl-feucht	Würm-II/III-Interstadial	feuchter und wärmer	Würm-II/III-Interstadial	Erosion, Verlehmung
Mittel-Würm-Stadial	kühl-feucht kalt-trocken kühl-feucht	Würm-II-Glazial	kalt-trocken kühl-feucht	Würm-II-Glazial	Würm-II-Löss, röt. Lehm
Mittel/Alt-Würm-Interstadial	gemäßigt kühl-feucht	Würm-I/II-Interstadial	feuchter und wärmer	Würm-I/II-Interstadial	Erosion, oberfl. Verlehmung
Alt-Würm-Stadial	kühl-feucht kalt-trocken kühl-feucht	Würm-I-Glazial	kalt-trocken kühl-feucht	Würm-I-Glazial	Würm-I-Löss, Schuttband
RIS/Würm-Interglazial	warm-feucht, gemäßigt warm-trocken, kontinental	RIS/Würm-Interglazial	feuchte Phase kontinentale Phase	RIS/Würm-Interglazial	Erosion, Verlehmung
RIS-Glazial	kalt-trocken	RIS-Glazial	kalt-trocken	RIS-Glazial	Talwegterrassen

Da solche Gliederungen nicht nach einheitlichen Gesichtspunkten erstellt werden, fehlt bei der WEILERS die Klimadeutung. Sie läßt sich aber unschwer aus den von WEILER angeführten geomorphologisch-pedologischen Vorgängen ableiten.

Bei Vergleich der Gliederungen, die jeweils für verschiedene Gebiete erstellt sind, zeigen sich beträchtliche Übereinstimmungen. Die Gliederung von SCHÖNHALS (1950) ist mindestens im Oberteil auch für Rheinhessen gesichert gültig, wie ein Vergleich der Arbeit mit der Rheingau-Gliederung über die Tuffbändchen zeigte (1959).

Die von mir aufgenommenen und gegliederten Profile im nördlichen Rhein Hessischen Tafel- und Hügelland zeigen in vielen Punkten eine Übereinstimmung mit den von SCHÖNHALS (1950, 1951, 1959) beschriebenen Profilen. Unterschiede ergeben sich nur teilweise bei den Bodentypen. Da jedoch dem Lagefaktor eine außerordentlich große Bedeutung zukommt, wie schon bei Profil Nr. 4 gezeigt wurde, möchte ich doch annehmen, daß die Entwicklung in ihren großen Zügen nicht viel Unterschiede zeigte. Die Klimadeutung wurde aber gegenüber SCHÖNHALS etwas erweitert. Wie aus den Profilen zu erkennen ist, sind alle klimatischen Differenzierungen durch ein Sediment zu belegen.

Zu den älteren Gliederungen von SCHÖNHALS und WEILER wäre noch zu bemerken, daß der Begriff "Glazial" in den Unterabteilungen der Würm-Kaltzeit besser durch "Stadial" ersetzt werden sollte, wenn schon für die Zeitspannen zwischen den "Glazialen" der Begriff "Interstadial" gewählt wird. Fraglich ist ohnehin, inwieweit oder ob überhaupt die einzelnen Abschnitte der Würm-Kaltzeit als selbständige Kaltzeiten aufgefaßt werden sollen. Fehl am Platze dürfte aber auf alle Fälle der Terminus "Glazial" sein.

Die von WEILER (1953) gegebene Gliederung für das Pfrimmgebiet und Südrheinhessen wird erst weiter unten überprüft. Aufgrund der im nördlichen Rhein Hessischen Tafel- und Hügelland festgestellten Horizontabfolge kann zunächst gesagt werden, daß es sich - wie ihre große Verbreitung zeigt - bei den fossilen Böden nicht nur um lokale Bildungen handelt. Die Gliederung in der oben

gegebenen Form gilt also mindestens für das gesamte Nordrheinhessen. Der schon durchgeführte Vergleich mit anderen Gebieten läßt vermuten, daß diese Gliederung auch auf Südrheinhessen übertragbar ist.

b. Weitere Profile, die den bisher skizzierten Klimaablauf erweitern und die es erlauben, die Gliederung auch auf Südrheinhessen zu übertragen.

Im Pfrimmgebiet ist es besonders der vordere Abschnitt mit dem Riedelland, der aufgrund der Aufschlüsse in Löß und Terrassen eine zeitliche Zuordnung erlaubt. Da nicht anzunehmen ist, daß im übrigen Pfrimmgebiet und Südrheinhessen wesentlich andersartige klimatische Bedingungen herrschten, möchte ich den im folgenden geschilderten Versuch einer Einordnung der Decksedimente der Terrassen als repräsentativ für den gesamten Südteil des Rheinhessischen Tafel- und Hügellandes betrachten, d.h. für das Gebiet, wo die entsprechenden Voraussetzungen gegeben sind.

Die nachstehend aufgeführten Profile wurden schon als Decksedimente der Terrassen in den vorangegangenen Teilen der Arbeit beschrieben:

Tab. 7: Die im vorhergehenden Teil beschriebenen Aufschlüsse, die für die Datierung in Frage kommen

Nr.	105	Nornberg	Ältere Hoch-Terrasse ¹⁶⁾
Nr.	50	Kriegsheim	Jüngere Hoch-Terrasse
Nr.	43	Mörstadt	"
Nr.	44	Hübelbrunnen	"
Nr.	53	Pfeddersheim III	"
Nr.	48	Monsheim	Ältere Mittel-Terrasse
Nr.	71	Hohensülzen	"
Nr.	51	Pfeddersheim I	"
Nr.	52	Pfeddersheim II	"
Nr.	68	Grube Goedel	Nieder-Terrasse
Nr.	54	Rheinweide I	"
Nr.	55	Industriegelände	"
Nr.	56	Rheinweide II	"
Nr.	75	Bärenloch	"

¹⁶⁾Die Terrassenbezeichnungen entsprechen noch der Zuordnung von WEILER (1931, 1953) und KLUG (1959). Eine Überprüfung dieser Bezeichnung erfolgt, wie schon gesagt, weiter unten.

Die bei der Profil- und Terrassenbeschreibung gegebene Einteilung der Sedimente nach ihrem Charakter und den Ablagerungsbedingungen läßt sich nicht durchweg mit den pedologisch-klimatisch gegliederten Profilen in Nordrheinhessen parallelisieren. Als Hauptgründe dafür möchte ich die z.T. geringere Sedimentmächtigkeit und die großen Schichtlücken anführen, die im südlichen Rhein-hessischen Tafel- und Hügelland anzutreffen sind. Wenn ein Profil zu groß ist, wie es in Monsheim der Fall ist, kann es durchaus passieren, daß eine zeitliche Einordnung nur unter großen Schwierigkeiten vorgenommen werden kann. Hier ist zwar im Liegenden eine Terrasse aufgeschlossen, doch fehlen im Hangenteil des Profils weitere Anhaltspunkte. WEILER (1953) hat sich damit beholfen, daß er mit geomorphologischen Erscheinungen (Mulden, Rinnen) operierte. Derzeitig sind aber die Aufschlußverhältnisse nicht so beschaffen, daß diese an sich sehr gute Methode angewandt werden könnte.

(1) Einordnung der Decksedimente auf der Jüngeren Hoch-Terrasse der Pfrimm

Den Ausgangspunkt der Betrachtungen im Pfrimmtal soll der Aufschluß Nr. 53 (Pfeddersheim III) bilden. Er wurde schon beschrieben und seine Genese erläutert. Jetzt gilt es, diese Beobachtungen und Deutungen zeitlich einzuordnen: Die Terrasse wurde als Jüngere Hoch-Terrasse eingeordnet. Die von WEILER (1953) und KLUG (1959) gegebene Einstufung in das Mindel II/III- bzw. Mindel III-Glazial sei vorerst zurückgestellt. Da die Terrasse von einem Bodensediment unterlagert wird, ist zu erschließen, daß irgendwann vor der Terrassenakkumulation eine Bodenbildung stattgefunden hat. Der Boden wurde anderorts erodiert und danach akkumuliert. Daher ist er älter als der hangende Terrassenkörper. Bodentypologisch möchte ich das Sediment als Rest einer Braunerde ansprechen. Genaueres - auch über den terra fusca-Anteil - war dem Aufschluß nicht zu entnehmen. Auf alle Fälle kann mindestens auf ein wärmeres, gemäßigtes Klima geschlossen werden, das spätestens noch vor der Terrassenakkumulation herrschte. Diese erfolgte in der Kaltzeit (siehe Morphogramme, Frostkeile).

Nach der glazialen Terrassenakkumulation lag die Oberfläche des Terrassenkörpers längere Zeit frei. Erschließbar ist das aus den sehr deutlichen Verwitterungsspuren. Die oberflächlich zu einem (B)-Horizont verwitterte Terrasse, sowie die Bildung eines CaC-Horizontes darunter, läßt eine klimatisch wärmere und feuchtere Zeit wahrscheinlich werden. Einen Anhaltspunkt geben ferner vielleicht die Auesande von Profil 43, 44 und 50 (Mörstadt, Hübelbrunnen, Kriegsheim). Sie sprechen für kaltzeitliche Bedingungen, die z.Zt. ihrer Bildung herrschten. Aufgrund des Aufbaus der Profile 43 und 44 möchte ich auf alle Fälle annehmen, daß sich dort an der weiter nördlich gelegenen heutigen Kante des Flutgrabentals die Sedimentation kontinuierlich nach der Ablagerung der Terrasse fortsetzte. Wie schon erwähnt, lag die Tiefenlinie der Pfrimm anders als heute: sie zog von Kriegsheim nach Mörstadt und Abenheim hinüber, das heißt: statt in der heutigen West-Ost-Richtung floß die Pfrimm von Kriegsheim aus nach Nordosten. Innerhalb der tieferen Teile des Bettes wurde dabei noch akkumuliert. Das peripher gelegene Gebiet um das Profil Nr. 53 - die Terrassenoberfläche senkt sich hier nach Norden! - blieb somit außerhalb des Sedimentationsgebietes der Pfrimm. Gleichzeitig dokumentiert auch die feinkörnige Auesandbildung sehr deutlich den Übergang der hochglazialen Schotterakkumulation zur endglazialen Sedimentation feinerer Sedimente. Währenddessen lag die Terrasse stellenweise frei und konnte verwittern. In erster Linie handelt es sich um eine Frostverwitterung, wie die gesprengten Gesteine in der Terrasse zeigen. Da die Verwitterung mit der Sedimentation der Auesande als zeitlich gleich angesehen wird, gibt es noch weitere Beweise für kaltzeitliche Bedingungen. Sie finden sich in den Auesanden selbst. Es sind die schon genannten frostgesprengten Gerölle, die Frostkeile, die gefrorenen Sandbrocken und die kryoturbat verformten Geröll- und Konkretionslagen. Für die weitere Verwitterung sind gemäßigte Bedingungen mit auf- und absteigender Bodenwasserbewegung (Kalktransport) und Bildung eines $f_2(B)$ -Horizontes zu nennen. Um diese Zeit dürfte die Sedimentation der Auesande schon abgeschlossen gewesen sein.

Zum hangenden Lößprofil besteht keinerlei feste Beziehung. Lediglich einige Krotowinen deuten an, daß der Löß von einer Steppenfauna bewohnt wurde. Wühler brachten dabei Material aus dem Löß in die Terrasse ein, wobei relativ große Gänge gegraben wurden, die dann mit Löß ausgefüllt wurden. Kryoturbate Durchmischung erfolgte mit Einsetzen der Lößsedimentation. Damit ist ein Hinweis auf die neuerlich einsetzende Kaltzeit gegeben, wobei unter trockenkalten Bedingungen weiterer Löß äolisch sedimentiert wurde. Der bis an die rezente Oberfläche reichende Löß zeigt oben und bis zum Mittelteil keinen Einfluß von Solifluktionwirkungen. Daher ist zumindest dieser Hangendteil des Profils als jüngerer Löß anzusprechen. Er wird von dem liegenden Solifluktionlöß durch einen deutlich abgegrenzten $f_1(B)$ -Horizont getrennt. Dieser $f_1(B)$ ist ein Bodensediment. Der große Steingehalt und die auch gegen das Liegende scharf gezogene Grenze weisen ihn als einen solchen aus.

Zur Genese dieses Horizontes ist zu sagen, daß er

1. ein relativ wärmeres und trockeneres Klima während und
2. eine Umlagerung nach seiner Bildung

dokumentiert bzw. erfahren hat. Nun gibt es zwei Möglichkeiten seiner zeitlichen Einordnung: entweder wurde er im letzten Teil des Würm gebildet, dann müßten entsprechende klimatische Verhältnisse vorliegen oder er stellt eine frühere Bildung dar, die aus dem Prävürm stammt.

Gegen letzteres spricht die Tatsache, daß der Boden eine sehr weite Verbreitung gehabt hat und vor allem große Flächen noch bedeckt haben muß, von wo er entfernt werden konnte, bevor er sedimentiert wurde. Für eine weite Verbreitung sprechen nämlich auch die ausgedehnten Vorkommen dieses Bodensedimentes im Pfrimmtal. Gegen eine Bildung im letzten Teil der Würm-Kaltzeit ist die Klimaentwicklung anzuführen, der eine Phase mit der Möglichkeit einer so intensiven Bodenbildung fehlt. Ich möchte deshalb folgende Deutung unter den gegebenen Bedingungen für die wahrscheinlichste halten:

Das gesamte Lößprofil über der Terrasse ist eine Bildung des jüngsten Würmabschnittes (Jung-Würm-Stadial in Nordrheinhessen be-

zeichnet). Zunächst wurde es mit einer Solifluktuationszeit unter sich allmählich verstärkender äolischer LÖBsedimentation eingeleitet. Das Bodensediment wurde dann aus westlichen Gebieten hertransportiert. Solifluidaler (evtl. bis solifluidal-fluviatiler) Transport kommt aufgrund des Steingehaltes in Frage. Die rotbraune Farbe weist dabei auf einen braunerdeartigen Boden hin, der im Oberlauf der Pfrimm auf Sanden und sonstigen feineren Materialien des Rotliegenden, gemischt mit LÖB, gebildet wurde. Für die Bodenbildung spricht der relativ niedrige Kalkgehalt, für den Transport - unter Wegführung eines Teiles der feinen Fraktionen - die niedrigen Prozentanteile unter 0.006 mm Korngröße. Danach setzten trocken-kalte Bedingungen ein, die den höchst kalkhaltigen LÖB ablagerten. Aufgrund des mehrmaligen Vorkommens dieses Bodensedimentes ist ein Leithorizont des jüngsten Würmlösses für das Pfrimmgebiet gegeben.

Das Bodensediment läßt aufgrund der frischen Farbe vermuten, daß es kein zu hohes Alter besitzt. Ich möchte die Bodenbildung, die das Material für das hier beschriebene Bodensediment lieferte, in das Jung/Mittel-Würm-Interstadial stellen. Es würde analog zu dem Vorkommen am Wißberg (Profil Nr.4, "Im Neuweg") in Nordrheinessen einen Bodentyp der trockeneren und möglicherweise höheren Plateau- oder Rotliegendflächen repräsentieren. Da hier im Pfrimmgebiet die höher gelegenen Teile der Landschaft im Westen liegen, wo auch das Liefergebiet vermutet wird, gewinnt diese Deutung an Wahrscheinlichkeit. Als weitere Kriterien für die Materiallieferung aus dem Westen - auch in älteren Sedimenten - möchte ich folgende anführen:

1. Lößkindellagen im Profil Nr. 43,
2. Kalksteine, gleichfalls in Profil Nr. 43,
3. Auesande der Profile 43, 44, 50 und
4. die Terrassenschotter als solche ebenfalls.

Für das Profil Nr. 53 Pfeddersheim III komme ich, unter Mitberücksichtigung der Profile 43, 44 und 50, zu nachstehender Klimadeutung und zeitlicher Einordnung der einzelnen Straten:

Tab. 8: Zeitliche Einordnung der Sedimente des Profiles Nr. 53 Pfeddersheim III

Sediment/Boden	Klimadeutung	Zeitliche Einordnung
1. Lößakkumulation	kalt-trocken	Jung-Würm-Stadial
2. Bodensediment/Akk.u.Solifluktion	kalt-feucht	} Jung-Würm-Stadial
3. Löß-Akkumulation/Solifluktion	kalt-feucht	
4. Bodenbildung (?)	gemäßigt, kühl-feucht	Jung/Mittel-Würm-Interstadial
5. Terrassenoberfläche: Verwitterung	gemäßigt, kühl-feucht	Wende Mindel-Glazial/ Mindel-Riß-Interglazial
6. Auesand-Sedimentation/Verwitterung	kalt-feucht	ausgehendes Mindel-Glazial
7. Terrassen-Akkumulation	kalt-trocken	Mindel-Glazial

Auf der Jüngeren Hochterrasse von Kriegsheim ist Profil Nr. 50 aufgeschlossen.

Folgende Sedimente und Böden sind dort anzutreffen:

Tab. 9: Zeitliche Einordnung der Straten des Profiles Nr. 50 Kriegsheim

Sediment/Boden	Klimadeutung	Zeitliche Einordnung
1. Braunerde	gemäßigt, feucht-warm	<u>Postglazial</u>
2. Solifluktionsschutt	kaltzeitlich	<u>Würm-Glazial</u>
3. Schwarzerde	kontinental, warm-trock.	<u>Riß/Würm-Interglazial</u>
4. äolischer LÖB	kalt-trocken	<u>Riß-Glazial</u>
5. Terrasse	kaltzeitlich	Mindel-Glazial

Aufgrund der Terrasseneinordnung kann der Löß nur eine Bildung des Riß-Glazials sein. Das schon bei der Terrassen- und Profilbeschreibung abgeleitete präholozäne Alter läßt sich auch durch den Klimaablauf beweisen. Da der postglaziale Boden hier vorhanden ist - die Braunerde entstand wahrscheinlich aus einem Steppenboden -, kann die Bodenbildung nicht in der borealen Wärmezeit erfolgt sein. Die bisher gezeigten Profile lassen erkennen, daß innerhalb der Würm-Interstadiale keine echten Schwarzerdebildungen nachzuweisen waren. Selbst in fast vollständigen Profilen, wo von der Mittelterrasse bis zum postglazialen Steppenboden alles aufgeschlossen ist, wurden nur Frosttundrengleye als interstadiale Bodenbildungen der Würm-Kaltzeit beobachtet. An lokal- und pedoklimatisch günstigeren Punkten wurde allenfalls eine Braunerde festgestellt (Profil Nr. 4, Nr. 71). Der Tschernosem von Kriegsheim muß also dem Riß/Würm-Interglazial angehören. Klimatisch sind in diesem Zeitabschnitt die Voraussetzungen gegeben. Aufgrund der Profile Nr. 5, 17, 18, 19a, 19b und 20 ist für das Riß/Würm-Interglazial ein warm-trockenes Klima kontinentalen Charakters zu erschließen. Unter diesen Bedingungen wurde auch die Schwarzerde von Kriegsheim gebildet. Die diskordante Lagerung auf der Terrasse zeigt, daß vorher eine Ausräumung stattgefunden hat; wahrscheinlich handelt es sich um die Sedimente, die als Äquivalente eines zweiten Abschnittes des Riß-Glazials anzusprechen sind. Auch nach der Bodenbildung erfolgte Abtragung. Einmal wurde der f_1A -Horizont, eventuell unter gebundener Solifluktion, zu Beginn der Würm-Kaltzeit gekappt. Der (B)A-Horizont ist auch als Würm-Löß-Derivat anzusprechen. Eine genaue Zuordnung in ein Stadal erlauben die Aufschlußverhältnisse nicht. Seine beigemischten Steinkomponenten lassen auf eine Solifluktionsdecke schließen, auf der im Postglazial die Braunerde bzw. ein Steppenboden gebildet wurde.

(2) Einordnung der Decksedimente auf der Älteren und Jüngeren Mittel-Terrasse der Pfrimm

Leider fehlen im Bereich des Aufschlusses Nr. 52, von dem hier ausgegangen werden soll, Terrassenschotter. Doch unweit von dieser

Stelle konnte ich noch einen Terrassenrest in der alten Sandgrube Goedel finden, dessen Bodenbeschreibung bei der Schilderung des Profils Nr. 51 (Pfeddersheim I) mit erfolgte. Die Schotter tauchen zur Pfrimm hin ab und dürften im Bereich des hier genauer ausgewerteten Profils das Liegende bilden. Die in dem Basisteil des Lösses eingearbeiteten Gerölle lassen aufgrund ihres Zurundungsgrades (siehe Profilbeschreibung Nr. 52) glaziale Entstehungsbedingungen erschließen. Das heißt also: das von WEILER (1931, 1937) als "jüngste Talweg-Terrasse" ausgeschiedene Vorkommen, das etwa das Liegende des hier beschriebenen Profils bilden könnte, darf als eindeutig glaziale Bildung angesprochen werden. Die im Hangenden vorkommenden sandigen Bänder führt WEILER (1937) auf Windwirkung zurück. Der Feinsand stammt von der im Glazial teilweise trockenliegenden Nieder-Terrasse. Die rote Farbe gibt darauf einen nicht zu übersehenden Hinweis. Nach WEILER wurde der Sand dort auf der Terrasse ausgeweht und unweit davon akkumuliert. Auch für die zeitliche Einstufung hat WEILER Gründe: das Liefergebiet kann nur die Nieder-Terrasse sein, weil alle älteren Terrassen mit Löß bedeckt waren: "Die mittlere Lößpartie mit den eingeschalteten Sandstreifen ist nach unserer Anschauung während des Hochglazials des zweiten Vorstoßes der Würmvereisung entstanden (SOERGEL 1921)". Dabei würde vorausgesetzt daß:

1. die Nieder-Terrasse schon akkumuliert ist,
2. die Lößsedimentation schon abgeschlossen ist.

Die Beobachtung zeigt aber, daß zunächst - nach der Akkumulation der jüngeren Mittel-Terrasse - Lößsedimentation, und zwar fluviatile, erfolgte. Die als glazial eingestuften Schotter der Schicht 9 sind mit dem Löß, in dem sie eingebettet sind, als synsedimentär zu betrachten. Die frostgesprengten Gesteine in den Geröllinseln weisen auf noch herrschende Glazialbedingungen hin. Auch der hangende Löß der Schicht 8 ist ein Wassersediment, wie aufgrund seiner Schichtung festzustellen ist. Daraus ist die Herrschaft kalt-feuchter Klimabedingungen zu erschließen. Diese hielten mindestens bis zur Sedimentation des untersten Sand-Löß-Horizontes CD₁₃ an. Für fluviatile Sedimentation sprechen :

1. die horizontale Schichtung
2. die horizontal angeordneten Kalksekretionen
3. der rote Sand bildet regelrechte 1 - 2 cm breite Bändchen im Horizont
4. zahlreiche grobe Komponenten sind beigegeben, deren Vorkommen durch Windtransport nur schwer erklärbar ist.

Der CD₁₁-Horizont besitzt nicht solch ausgeprägte Merkmale fluviatilen Transportes, jedoch läßt Physiognomie und Beschaffenheit ein Vorherrschen solifluidalen Transports unter Beteiligung von Wasser vermuten. Für die obersten Teile dieses Horizontes kann unter Umständen auch Beteiligung des Windes am Transport angenommen werden. Wahrscheinlich wäre das insofern, als ein Übergang von vorherrschend fluviatilen über solifluidalen zum rein äolischen Transport dem Ablauf eines Glazials bzw. Stadials entsprechen würde. Der hangende äolische Löß entspricht dann dessen kalt-trockener Phase. Für den Löß ist mindestens noch oberflächlich solifluidale Umlagerung anzunehmen. Die rezente Oberfläche wird von einem Steppenboden gebildet.

Die Terrasse läßt sich nach diesen Gedanken daher nur z.T. als Ausgangspunkt der Datierung dieses Profils verwenden: Von WEILER (1931, 1937, 1953) wird sie in das Würm I-Glazial gestellt.

Tab. 10: Zeitliche Einordnung der Sedimente des Profiles Nr. 52 Pfeddersheim II

Sediment/Boden	Klimadeutung	Zeitliche Einordnung
1. Steppenboden	kontinent.warm-trocken	Postglazial
2. Solifluktion	kalt-feucht	
3. Äolischer LÖB	kalt-trocken	Jung-Würm-Stadial
4. Solifluktion des CD ₁₁	kalt-feucht bis kalt-trocken	

5. SolifluktionslÖB CD ₁₂	kalt-feucht	Jung/Mittel-Würm- Interstadial
6. Fluviale Sedimentation des CD ₁₃	kalt-feucht	
7. SchwemmlÖB (äol.LÖB umgelagert)	kalt-feucht	Alt-Würm
8. Akkumulation Geröllbänder/LÖB	kalt-feucht	
9. Terrasse	kalt-trocken	RiB-Glazial

Aufgrund obiger Aufstellung erscheint es unwahrscheinlich, daß die kalt-feuchten Phasen in derartiger Häufung - bei jeweils völlig verschiedenen Sedimenten - auftreten. Der Schwemmlöß z.B. hat gegenüber den anderen Lössen dieses Profils eine sehr hohe Lößkomponente. Da seine Korngrößen im wesentlichen denen des Liegenden gleichen, möchte ich beide als zeitlich aufeinanderfolgende Sedimente auffassen. Das eingeschaltete Terrassenmaterial deutet auf Abtragung einer älteren Terrasse weiter flußaufwärts hin. Über deren Umlagerung findet sich kein Hinweis, ebensowenig auf das Alter. Ich bin der Ansicht, daß die Terrassenniveaus von 6 und 8 m, die WEILER (1931, 1937, 1953) als Jüngste und Jüngere Talweg-Terrasse bezeichnet, eine einzige Terrasse darstellen (siehe weiter unten). Zwar läßt sich dann und wann auch ein 6 m-Niveau ausscheiden, doch bin ich mir fast sicher, daß hier nur eine Schwankung des Niveaus vorliegt, die durchaus nicht außergewöhnlich ist: man beachte nur die von WEILER (1937, 1953) abgeleiteten paläotopographischen Verhältnisse in der Monsheimer Grube oder in der alten Grube Goedel in Pfeddersheim (am Sportplatz). Die von dort beschriebenen Mulden, Rinnen etc. sind ja auch charakteristisch für ein Flußbett. Sie wurden dort sogar zur Deutung der Genese des Profils herangezogen. Selbst in rezenten Flüssen lassen sich sehr tiefe Stellen neben sehr seichten beobachten, ebenfalls durch Rinnen auf dem Boden des Flußbettes verursacht (BREMER 1959). Da in dieser Terrasse ansonsten keine Aufschlüsse mehr zu finden sind, erscheint es zu gewagt, hier ein eigenes Niveau ableiten zu wollen, zumal sich einige Gegenargumente finden lassen.

Die Terrasse, die WEILER (1953) noch als Jüngere Talwegterrasse bezeichnet, dürfte auch hier das Liegende bilden. Vor allem ist dann auch die zeitliche Einordnung der Decksedimente viel wahrscheinlicher, deren Aufbau mit einem Male verständlicher wird. Die Terrasse ist demnach insgesamt ins Riß zu stellen, will man nicht das 6 m-Niveau davon abtrennen (Die Stellung im Riß soll hier noch nicht diskutiert werden). Damit wäre der Schwemmlöß und der Löß mit den Geröllbändern in das Alt-Würm zu stellen. Sie sind dann klimatisch verständlich: ihre Abtragung von einer

Terrasse in feucht-kalter Zeit erfolgte im ausgehenden Riß/Würm-Interglazial oder im Alt-Würm. Die äolische Lösssedimentation ist hier noch schwach, so daß wenigstens eine Beimengung äolischen Lösses zum Schwemmlöß erfolgt.

Für die Aufschwemmung des feineren Terrassenmaterials plus Löß sind gleichfalls fluviatile Kräfte verantwortlich. Meines Erachtens ist der Horizont CD_{13} mit CD_{12} und $-_{11}$ im Zusammenhang zu betrachten. Da ich hier eine Schichtlücke zwischen dem Alt-Würm-Material und dem CD_{13} vermute, soll die weitere zeitliche Einordnung von der Profiloberkante her erfolgen. Der Steppenboden ist eine Bildung der postglazialen Wärmezeit (siehe die schon dazu beschriebenen Profile aus Nord- und Südrheinessen). Er ist auf dem jüngsten Würmlöß (C-Horizont) entwickelt und infolge der späteren erneuten Klimaverschlechterung im Postglazial etwas verbraunt. Sein Steppenbodencharakter wird durch einzelne Krotowinen im Unterteil des C-Horizontes erwiesen. - Der unter diesem A-A(B)-C-Profil folgende CD_{11} -Horizont muß dann gebildet worden sein, als erneut Terrassenmaterial angeliefert wurde. Seine liegenden Horizonte sind ja fluviatil transportiert. Daher ist zu vermuten, daß sie mit ausgehendem Jung/Mittel-Würm-Interstadial angeschwemmt wurden. Durch Laufverlagerungen der Pfrimm wurde ein Materialwechsel erzielt, der die unterschiedliche Vermischung des Lösses mit Terrassenmaterial verursachte. Der CD_{11} -Horizont leitet dann zur äolischen Lösssedimentation des Jung-Würm über.

Ein weiteres, weil ähnliches Profil, soll hier noch angeführt werden. Eigentlich handelt es sich um eine ganze Gruppe, doch soll stellvertretend dafür das schon beschriebene Profil Nr. 71 Hohensülzen III zeitlich eingeordnet werden. Die Terrasse wird aufgrund der Höhenlage als Ältere Mittel-Terrasse eingeordnet.

Zunächst soll mit dem Hangend-Teil des Profils begonnen werden, da dieser mindestens bis zum $f_1(B)$ vollständig ist.

Tab. 11: Zeitliche Einordnung der Straten des Profiles Nr. 71 Hohensülzen III

Sediment/Boden	Klimadeutung	Zeitliche Einordnung
1. Steppenboden	kontinent.warm-trocken	Postglazial (Boreal)
2. äolischer LÖB	kalt-trocken	Jung-Würm-Stadial
3. Bodensediment	gemäßigt kühl-feucht	Jung/Mittel-Würm-Interstadial
4. äolischer LÖB	kalt-trocken	Mittel-Würm-Stadial
5. Terrasse	kaltzeitlich	Riß-Glazial (älterer Abschnitt)
6. Bodensediment	mindestens gemäßigt kühl-feucht	Riß/Mindel-Interglazial
7. Ausgangsmaterial: LÖB	kalt-trocken	Mindel-Glazial

Dabei ist gesichert: die Entstehungszeit des Steppenbodens und die des Bodensedimentes $f_1(B)$. Die des ersteren ist infolge seiner Eigenschaften begründet, die des letzteren durch seine stratigraphische Stellung. Aufgrund des Vergleiches mit anderen Profilen (Nr. 65, 69, 70) muß für das $f_1(B)$ -Bodensediment mindestens das letzte Interstadial angenommen werden. Es ist zu dieser Zeit abgelagert worden, wie auch sein - gegenüber den hangenden und liegenden Straten - geringerer $CaCO_3$ -Gehalt zeigt, nach der Sedimentation in Richtung auf eine Braunerde hin überprägt worden. Für die teilweise in situ-Verwitterung sprechen auch die Kalksekretionen und kleinen Lößkindel in dem liegenden Löß. Da im Hangenden ein Solifluktionshorizont fehlt, ist auf restlose Abtragung bei der Kappung des $f_1(B)$ zu schließen. Die großen Neigungswinkel der Riedelhänge im Bereich dieses Profils lassen dies möglich erscheinen. Die vorangehende Epoche ist durch trocken-kalte Lößsedimentation gekennzeichnet. Sie gehört daher - als $f_1(B)$ -Liegendes - in das Mittel-Würm-Stage. Dafür sprechen die hohen Lößkomponente sowie zahlreiche Lößschnecken, die in der Regel nicht zerstört sind. Da nun auch die Terrasse eine glaziale Bildung darstellt, ebenso wie der hangende Löß, muß zwischen beiden ein Hiatus angenommen werden. Aufgrund ihrer Höhe und durch Vergleich mit anderen ist die Terrasse als Akkumulation des Ribglazials anzusprechen. Aufgrund der Höhenlage ist sie als Ältere Mittelterrasse dem Rib II-Glazial zuzuordnen. Nach der Dreiteilung der Ribzeit (SOERGEL 1925, WEILER 1931, KLUG 1959) für dieses Gebiet würden diese Verhältnisse somit den mittleren Abschnitt des Ribglazials darstellen. Ob diese Dreiteilung haltbar ist, wird noch weiter unten diskutiert.

Da unter der Terrasse noch ein Bodensediment folgt, muß dessen Ausgangsmaterial älter als die Terrasse sein. Auch das Bodensediment läßt sich in allen Aufschlüssen des Hohensülzener Gebietes verfolgen (Profil Nr. 69, 70, 71). Sein Liegendes ist an keiner Stelle aufgeschlossen. Aufgrund der Analysen ist das Material als Löß zu deuten. Sein niedriger Kalkgehalt von 10,7 % deutet die Fortfuhr des Kalkes an, die teils bei der Bodenbildung, teils beim Transport erfolgte. Da für die Bildung des Aus-

gangsmaterials nur eine Zeit mit glazialen Bedingungen in Frage kommt, möchte ich die Bodenbildung in den gemäßigteren Zeitabschnitt vor dem Glazial mit der Terrassenakkumulation stellen. Das wäre aufgrund der vorhandenen Terrassen und deren Decksedimentabfolge nur das Mindel/Riß-Interglazial, wobei der LÖB, der das Ausgangsgestein bildete, im Mindel-Glazial akkumuliert sein muß.

Das sich auf der Älteren Mittel-Terrasse aufbauende Profil Nr.48 (Monsheim I) wurde schon beschrieben und sedimentologisch gegliedert. Obwohl bei diesem großen Profil zahlreiche Faktoren vorhanden sind, die einer völlig gesicherten Deutung im Wege stehen, möchte ich doch versuchen, eine zeitliche Einordnung vorzunehmen. Das erfolgt vor allem aus zwei Gründen: einmal ist es das mächtigste Pleistozän-Profil im Pfrimmgebiet überhaupt, auf das ich bei der zeitlichen Zuordnung des Lösses nicht verzichten möchte. Zum anderen bietet sich hier ein Vergleich mit den verdienstvollen Arbeiten WEILERS, die noch die alten SOERGELSchen Auffassungen als Grundlage haben. Dann besteht möglicherweise die Gelegenheit, in der Pleistozänstratigraphie Südrhein Hessens einige Korrekturen vorzunehmen, die aus dem Blickwinkel des Geomorphologen und im Lichte der neueren Forschung angebracht erscheinen.

Zunächst wird eine zeitliche Einordnung des Monsheimer Profils vorgenommen, um im Anschluß daran die Darstellung, die WEILER (1931 bis 1953) von diesem Profil gegeben hat, zu diskutieren. Die Terrasse ist aufgrund der Höhenlage und Verbreitung in das Rißglazial zu stellen. Die genaue Einstufung sei vorerst noch dahingestellt. Immerhin dürfte ihre Entstehung in den ersten Teil des Rißglazials fallen, da das Hangendsediment nach den Analysen durchaus als LÖB anzusprechen ist und - wie man noch sehen wird - darüber ein Boden als Äquivalent des Riß/Würm-Interglazials folgt. Dem Terrassenmaterial wurde ein LÖB kryoturbat beigemischt, der jünger als die Terrasse ist ($f_{6C/D_{11}}$ und $f_{6C/D_{12}}$). Dabei läßt Ton- und Kalkgehalt des $f_{6C/D_{11}}$ vermuten, daß es sich bei diesem Horizont um einen fossilen Boden handelt. Der niedrigere $CaCO_3$ -Gehalt zeigt, daß der LÖBaufwehung eine Verwitterung

folgte. Das Ausgangsmaterial bildete entweder ein LÖß plus Reste eines Pelosols oder LÖß plus Reste eines Braunlehms. Vom Material her läßt sich keine Entscheidung treffen, so daß diese Alternative bestehen bleiben muß. Genetisch gesehen heißt das,

- entweder
1. Bodenbildung
 2. Lößaufwehung

-
- oder
1. Lößaufwehung
 2. kryoturbate Mischung
 3. Bodenbildung.

Diese Bodenbildung möchte ich als Zeugnis für die intensive Verwitterung unter den Klimabedingungen eines Interglazials betrachten. Da der aufgewehte Löß in dem zweiten Abschnitt des Riß-Glazials aufgeweht sein muß, weil im ersten die liegende Terrasse akkumuliert wurde, ist der Boden eine Bildung des Riß/Würm-Interglazials. Dieser Rest, der in den Horizonten f_6C/D_{11} und f_6C/D_{12} vorliegt, war eine Bildung des ufernahen Bereiches der pleistozänen Pfrimm, wie aus den Eigenschaften der Sedimente zu erschließen ist.

Wie bei den Profilen aus Nordrheinhessen (Nr. 5, 18, 19a, 19b, 20) und Südrheinhessen (Nr. 50) gezeigt wurde, ist für das Riß/Würm-Interglazial eine Tschernosembildung unter den warm-trockenen Bedingungen eines kontinentalen Steppenklimas anzunehmen. Das gilt auch für die nähere Umgebung dieses Profils Nr. 48. Der interglaziale Tschernosem wurde hier nur auf den Hängen gebildet, d.h. wie im Falle Kriegsheim, außerhalb des engeren Pfrimm-Bereiches. Dort liegt der Tschernosem mit seinem Löß diskordant auf der Jüngeren Hoch-Terrasse.

Für den Übergang zum Altwürm möchte ich eine Abschwemmung des Interglazialbodens annehmen. Er lieferte das Material für den Sumpflöß-Horizont f_5A im Profil Nr. 48 Monsheim I. Hierbei handelt es sich um ein Bodensediment des angehenden Alt-Würm, das die liegenden interglazialen Bodenreste im ufernahen Gebiet der Pfrimm bedeckte. Die Abtragung machte aber nicht beim interglazialen Tschernosem halt, sondern demudierte auch den Löß, auf welchem sich die Schwarzerde entwickelt hatte, wie sich aus dem

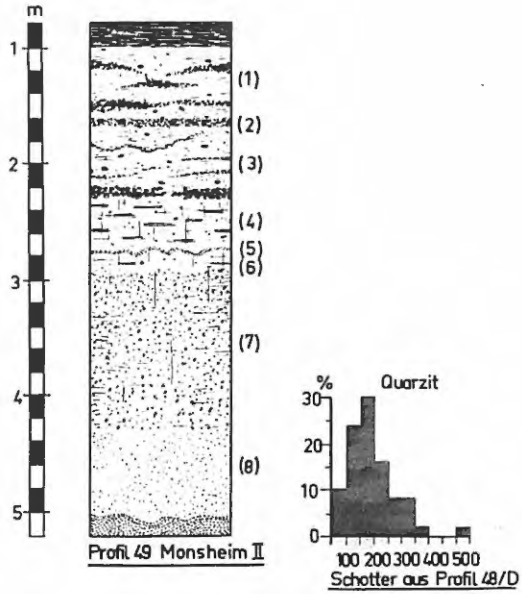
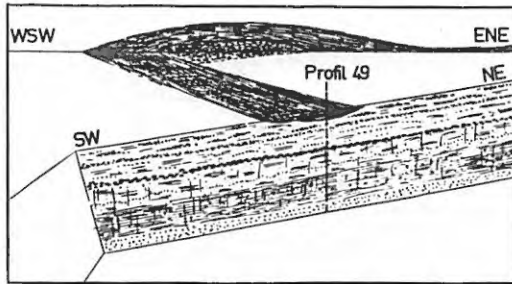
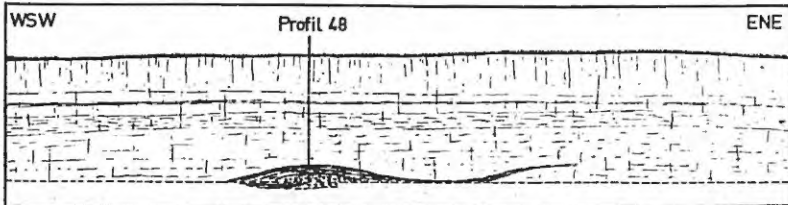


Abb. 48



Lage des Sumpflöß-Restes im Aufschluß Monsheim



Grube Monsheim

Material des f_4C_{13} -Horizontes erschließen läßt. Es dürfte schon einen hohen primären Tongehalt besessen haben. Allmählich vollzog sich von der feucht-kalten Anfangsphase des Alt-Würm ein Übergang zur trocken-kalten äolischen Lösssedimentation. Ein Interstadialboden fehlt zwar darauf, doch möchte ich mindestens im Abschluß des f_4C_{11} -Horizontes auch den Ausgang des Alt-Würm-Stadials sehen.

Das Basis-Kiesband des f_3C_{16} -Horizontes zeigt den Beginn der Lösssedimentation im Mittel-Würm-Stadial an. Das Material ist jetzt staublehmartig. Die Sedimentation und Beschaffenheit des Materials zeigt, daß verschiedene Schwankungen innerhalb des Mittel-Würm-Stadials auftreten. So kam auch zwischen den Horizonten f_3C_{11} und f_3C_{12} ein Bodensediment zur Ablagerung, dessen Herkunft und Charakter nicht eindeutig festlegbar ist. Im Horizont f_3A repräsentiert sich eine im Laufe des Mittel-Würm-Stadials eintretende schwache Bodenbildung. $CaCO_3$ -Gehalt, Sorptionskapazität und Struktur sprechen für einen Aueboden. Daß solch eine Bildung unter relativ kalten Bedingungen möglich ist, wird noch der Alleröd-Boden auf der Jüngeren Nieder-Terrasse beweisen (Profil 75 Bärenloch).

Als zusammenhängend sind die Horizonte f_2C_{12} , f_2C_{11} und f_2g zu betrachten. Sie bilden den Abschluß des späteren Mittel-Würm-Stadials und im f_2g den Übergang zum darauf folgenden Interstadial. Die charakteristische Pseudogley-Fleckung weist auf einen Naßboden der Frosttundra hin, der sich unter kühl- bis kaltfeuchten Bedingungen bildete. Wie jedoch die Trennungslinie zwischen f_2g und f_2C_{11} und die Materialstruktur zeigt, kann an dieser Stelle die Untergrenze der Solifluktion und der Beginn des Dauerfrostbodens angenommen werden. Die Grenze zeigt die maximale Höhenlage des Dauerfrostbodens an.¹⁷⁾

Das Jungwürm beginnt mit einer Basiskieslage, wie sie von SCHÖNHALS (1959) und mir (s.o.) z.T. in Nordrheinhessen beobachtet

17) Einen ähnlichen Fall beobachtete FRÄNZLE (1964) bei Echtrop am Hellweg (freundl. mündl. Mitteilung):
Ein in der dortigen Ziegelei aufgeschlossener extremer Pseudogley markierte mit seiner Untergrenze die obere Grenze der Dauergefrorennis.

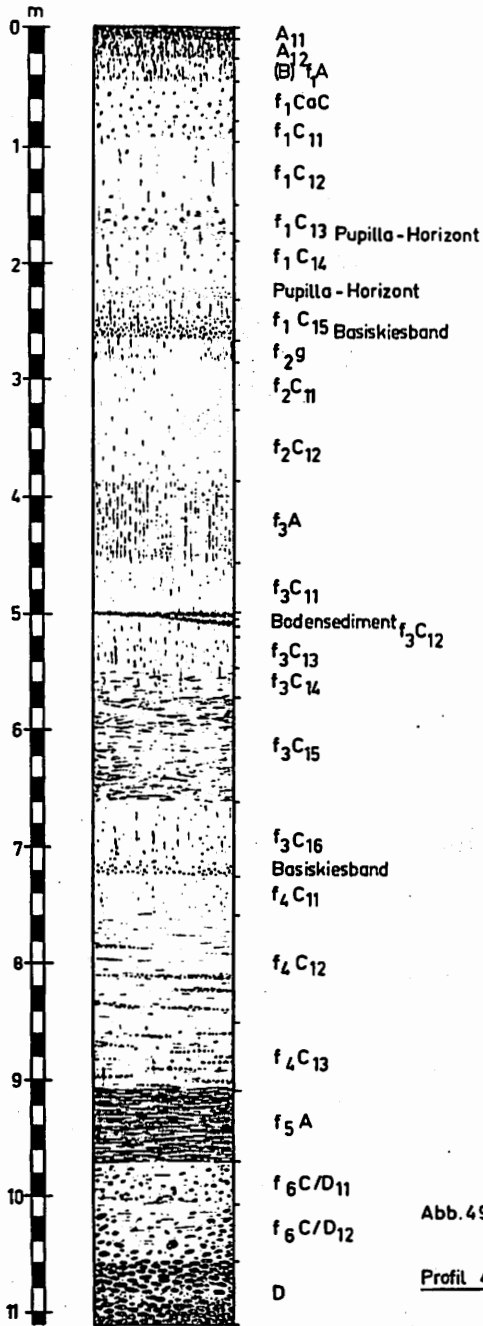


Abb. 49

Profil 48 Monsheim I

worden ist. Sie dokumentiert die Fließerdezeit am Beginn des Jung-Würm-Stadials. Die Lösssedimentation ging anschließend äolisch weiter. Sie vollzog sich nicht in einem Zug, sondern in mehreren Abschnitten, wie der differenzierte Aufbau des obersten Profiltelles zeigt. Im Unterteil des Jung-Würm-Profiles wurde hier folgende Beobachtung gemacht: in den Horizonten f_1C_{13} und f_1C_{14} kann jeweils an deren Basis je ein deutlich ausgeprägter, ca. 10 - 15 cm mächtiger Lössschnecken-Horizont beobachtet werden. Vorzugsweise handelt es sich dabei um *Pupilla muscorum*. Eine analoge Beobachtung machte REMY (1959) im Mittelrheingebiet, wo er im oberen Würm-Löß (Würm III) von Weitersburg, Metternich bei Koblenz und Römlinghoven einen "Pupilla-Horizont" ausschied. - Daneben wurden noch *Fruticicola hispida* und *Succinea oblonga* beobachtet. Sie traten aber zahlenmäßig gegenüber *Pupilla muscorum* weit zurück. Gleiches gilt auch für die Horizonte im Jung-Würm-Löß von Monsheim. *Succinea oblonga* überwiegt hier jedoch noch weit gegenüber *Fruticicola hispida*. REMY führt das gehäufte und plötzliche Auftreten auf eine klimatische Änderung zurück. Weiterhin wurde dieser Horizont auch im Niederrheingebiet gefunden; daher kann er nicht nur als eine lokale Einlagerung betrachtet werden. REMY denkt dabei an eine Oszillation des Klimas, die aber keine Bodenbildung erbrachte. Ergänzend ist folgende Beobachtung zu berichten: der f_1C_{13} -Horizont ist von mir als ein Teil des Ausgangsgesteins des hangenden Bodens angesprochen worden. Besagter Horizont weist aber deutliche helle und dunklere Flecken auf, die auf eine schwache Bodenbildung hinweisen könnten. Da sie mir aber nicht genügend ausgeprägt erschien, verzichtete ich auf eine Ausscheidung als fossiler Boden. Die Beobachtungen hier am Profil Nr. 48 zeigen jedoch, daß die von REMY vermutete Oszillation auch in Rheinhessen wirkte und sich in einer ganz leichten Überprägung des Lösses in Richtung auf einen Boden äußerte.

Für das Postglazial und seine Wärmezeit kann die Bildung eines Steppenbodens angenommen werden. Dies kann aus dem f_1A -Rest erschlossen werden. Aus dem A-C-Profil des Steppenbodens entstand eine Braunerde.

Die oben beschriebene Entwicklung läßt sich in nachstehender Tabelle zusammenfassen:

Tab. 12: Einordnung der Sedimente und Böden des Profils Nr. 48 Monsheim I

	Horizonte	Bodenbildung und Sedimentation	Zeitliche Einordnung
1.	A ₁₁	Braunerde-Horizont	Postglazial (rezente Überprägung)
2.	A ₁₂		
3.	(B)f ₁ A	Steppenboden überprägt	Postglazial/Wärmezeit
4.	f ₁ CaC		
5.	f ₁ C ₁₁		
6.	f ₁ C ₁₂	Lößsedimentation	Jung-Würm-Stadial
7.	f ₁ C ₁₃		
8.	Pupilla-Horizont f ₁ C ₁₄		
9/10.	Pupilla-Horizont f ₁ C ₁₅ Basiskiesband		
11.	f ₂ B	Naßboden	Übergang zum Jung/Mittel-Würm-Interstadial
12.	f ₂ C ₁₁		
13.	f ₂ C ₁₂	Lößsedimentation	
14.	f ₃ A	Auenboden	
15.	f ₃ C ₁₁	Lößsedimentation	
16.	<u>Bodensediment</u>	<u>Bodensediment</u>	
17.	f ₃ C ₁₂		Mittel-Würm-Stadial
18.	f ₃ C ₁₃		
19.	f ₃ C ₁₄	Lößsedimentation	
20.	f ₃ C ₁₅		
21.	f ₃ C ₁₆ Basiskiesband		
22.	f ₄ C ₁₁		
23.	f ₄ C ₁₂	Lößsedimentation	Alt-Würm-Stadial
24.	f ₄ C ₁₃		
25.	f ₅ A	Sumpflöß	
26.	f ₆ D ₁₁	Bodenbildung	Riß/Würm-Interglaziale
27.	f ₆ C/D ₁₂	Lößsedimentation	Jüngeres Riß-Glazial
28.	D	Terrassenakkumulation	Älteres Riß-Glazial

Das weiter oben von mir beschriebene Profil Nr. 49 (Monsheim II) schließt sich unter das eben geschilderte Profil Nr. 48 an. Bevor auf seine Stellung weiter eingegangen werden soll, muß WEILLERs Profil Monsheim (1938a) mit den paläolithischen Funden beschrieben werden. Er gibt folgende Gliederung an:

- 1,6 m Heller Gehängelöß wie über der Terrasse nebenan, mit einem hellgrauen Lettenband an der Basis.
- 0,75 - 0,8 m Schuttband aus Terrassenmaterial der Pfrimm, verschwemmtes Pliozän und Hydrobienkalken.
- 3,4 m Geschichteter brauner, kalkhaltiger Löß mit Beimengungen von pliozänem Sand und, vor allem in der Randpartie, von Material aus der Pfrimm-Talwegterrasse.

Liegendes Jungpliozäne Sande.

Nach WEILLER (1938a) wurden nur im braunen Löß paläolithische Funde gemacht. Dabei kamen auch Knochen zum Vorschein, die kalkinkrustiert und aufgeschlagen waren:

- Mammut (1 Individuum)
- Wildpferd (2 Individuen)
- Wisent (1 Individuum)
- ? Ren (1 Individuum)
- 1 kleiner Paarhufer
- 1 Carnide (? Wolf).

Daneben fanden sich Schneckenschalen, kleine Holzkohlebrocken, Steinwerkzeuge aus Quarzit, Porphyr, Hydrobienkalk. - "Die Säufigauna umfaßt nur Formen der kalten Steppe", wie WEILLER bemerkt. Die paläolithischen Funde glaubt WEILLER mit Pfeddersheim parallelisieren zu dürfen, obwohl sehr starke Unterschiede zu den Funden in der Grube Goedel bestehen. Dort soll sich ein Wohnplatz befunden haben, womit auch die vielfältigeren und sauberer bearbeiteten Geräte erklärt werden. Monsheim dagegen soll nur eine Jagdstelle sein, wie aus dem Zustand der Knochenfunde, Werkzeuge etc. erschlossen werden kann. Die Pfeddersheimer Funde wurden nun ins Moustérien gestellt. Geochronologisch heißt das, an den

Anfang des Altwürm-Stadials. Neuerdings bestätigen das Untersuchungen von BOSINSKI (freundl. briefl. Mitteilung 1964), der als gesichert ansieht, daß "Pfeddersheim in das erste Drittel der Würmeiszeit" fällt. WEILLER stellt also auch die Monsheimer Funde ins Moustérien, obwohl sie auch nach seiner Darstellung (1953) mindestens in das "Riß-III-Glazial" gehörten.

Das nach WEILLER (1938) oben beschriebene Profil entspricht nun im wesentlichen dem von mir aufgenommenen Profil Nr. 49 (Monsheim II). Da hier auch der Sumpflöß (f_5A) vorhanden ist bzw. die Oberkante des Profils bildet, möchte ich die zwei liegenden Horizonte (1) und (3) mit (2) als Äquivalente der Horizonte f_6C/D_{11} und f_6C/D_{12} ansehen. Bei den Horizonten (1) und (3) handelt es sich um eine Fazies, die noch näher am Ufer gelegen hat als die Horizonte f_6C/D_{11} und f_6C/D_{12} . Das zeigen graue Schlick- und Sandbändchen sowie größere und größere Kies- und Sandbänder im Profil Nr. 49. Die Terrasse ist hier nur durch ein schmales Geröllband vertreten. Die von mir gegebene Beschreibung dieses untersten Profilverteiles stimmt mit WEILLER (s.o.) im wesentlichen überein. Die Schicht (2) enthielt sogar, wenn auch nur kleine, so doch zahlreiche Holzkohlenstückchen. Aufgrund der bei Profil Nr. 48 angestellten Überlegungen werden die hier als (1) bis (3) bezeichneten Horizonte in das Jüngere Riß-Glazial gestellt, wenn die Terrassenakkumulation in den vorhergehenden Abschnitt des Riß-Glazials gehört, die Lösssedimentation aber in den darauffolgenden. Die paläolithischen Funde sind daher keineswegs in das erste Drittel des Würm einzuordnen, sondern sie besitzen ein wesentlich höheres Alter. WEILLER setzt die Pfeddersheimer Kultur zeitlich etwas älter als Wallertheim an (1937). Nach FAULER (1938) ist Wallertheim jedoch Präwürm, was mir auch stratigraphisch wahrscheinlicher ist, da die Terrasse von einem Löß und dem Rest eines Riß/Würm-Interglazial-Tschernosems überlagert wird. Von FAULER wird nämlich die Terrasse als Fundschicht angegeben. Falls nun in Monsheim die Fundschicht WEILLERS mit der von mir beschriebenen Holzkohlenlage ident ist, müßte auch ein entsprechend höheres Alter vorliegen. Dazu brauchte noch nicht einmal der Unterschied Jagdplatz/Wohnplatz gemacht zu werden, um die einfacheren

Werkzeuge hier von Monsheim zu erklären. Sie wären dann nämlich eine frühere Kulturstufe. Daß dies kein Einzelfall ist, zeigen die Prävürm-Funde von Wallertheim. Deren Alter dürfte jedoch zwischen dem der einwandfrei als Alt-Würm zu bezeichnenden Funde von Pfeddersheim und dem der wesentlich früheren Monsheimer Funde liegen. Letztere befinden sich ja über der Älteren Rib-Terrasse.

(3) Einordnung der Decksedimente auf den Nieder-Terrassen der Pfrimm

Wo sich eindeutig im Aufschluß eine Zweiteilung der Nieder-Terrasse nachweisen läßt, ist einzig und allein die Grube Goedel an der Bundesstraße 47 bei Pfeddersheim (Profil 68). Da diese Zweiteilung hier äußerst charakteristisch ist, möchte ich annehmen, daß sie zumindest im Bereich der unteren Pfrimm verbreitet ist, also bis an die Kalkplateaus hin¹⁸⁾. Als Kriterium für die zeitliche Einordnung können auch hier die Böden dienen. Sie sind, wie die Aufschlußverhältnisse zeigen, alle nach der Ablagerung der Jüngeren Nieder-Terrasse entstanden.

Der hier auf der Nieder-Terrasse abgelagerte Löß ist ein Schwemmlöß und nicht primär. Er ist zwar jünger als die Terrasse, aber älter als der smonicaartige Aueboden, der sich in Rinnen, die in dem Schwemmlöß eingetieft sind, bildete. Allerdings ist der Boden zeitlich nicht ganz faßbar. Er kann der Allerödzeit angehören, d.h. dem Klimaoptimum der Späteiszeit oder auch einer späteren Zeit, z.B. dem Boreal. Da es sich hier um einen schwarzerdeähnlichen Boden handelt, der eine sehr ausgeprägte Bildung darstellt, möchte ich nicht unbedingt das Alleröd als Entstehungszeit annehmen. Das läßt sich aus dem Profil Nr. 75 Bärenloch erschließen. Dort ist der schwarzerdeähnliche Aueboden auch vorhanden, doch wird er von einem anderen Boden unterlagert. Beide sind durch eine steinreiche Schicht voneinander getrennt. Der untere Boden liegt direkt auf der Jüngeren Nieder-Terrasse. Ihm möchte ich deshalb allerödzeitliches Alter zubilligen. Der

18) Die Entwicklung der Nieder-Terrassen bei Pfeddersheim wurde schon bei der Profilbeschreibung mit dargestellt.

tschernosemartige Aueboden, ähnlich einer Smonica, würde daher einer jüngeren, intensiveren Bodenbildungsphase angehören. Sie fällt vermutlich mit der im Präboreal ebenfalls einsetzenden Steppenbodenbildung zusammen. Die beginnende Braunerdebildung auf dem Hochflutlehm über dem f_{1A} des Auebodens ist für den Zeitabschnitt nach der Steppenbodenentstehung anzunehmen. - Aufgrund des gleichen Bodentypes in der Grube Goedel, Profil Nr. 68, ist eine ebensolche Altersstellung zu vermuten.

Die Braunerden der Profile Nr. 54, 55 und 56 entsprechen alle der Braunerde des Profils Nr. 75. Sie sind gleichfalls auf Hochflutlehm entstanden. Hier sind diese jedoch mächtiger; sie liegen direkt auf der Nieder-Terrasse.

c. Die Säuger-Faunen und ihre Stellung zu den Terrassen der Pfrimm, zugleich Diskussion der Pleistozän-Gliederung von Südrheinessen

Obwohl KAISER (1960 b) davor warnt, Säugerfaunen als Klimaindikatoren zu verwenden, soll doch in einem kurzen Überblick eine Sichtung des von WEILER (1931 bis 1953) veröffentlichten Materials erfolgen. KAISER zitiert CALLIEUX, nach dessen Angaben Warm-Faunen auch im Kaltklima auftreten und in dessen Sedimenten fossil werden können.

In einem Anhang zu seiner Arbeit über die Pfrimm-Terrassen berichtet WEILER erstmals über Säugerreste (1931). 1935 (a) beschreibt er *Alces latifrons* Johns. aus der Jüngeren Hoch-Terrasse, in der schon *Elephas trogontherii primigenius* gefunden worden war. Ein Jahr später berichtet WEILER (1936) über Säugerreste aus der paläolithischen Station von Pfeddersheim, deren ausführliche Beschreibung durch den Autor ein Jahr darauf folgte. Ergänzt und parallelisiert wird dies durch das "Moustérien" von Monsheim (s.o. das 1938 (a) und 1939 beschrieben wurde.

(1) Stellung der Faunen in der Gliederung der Pfrimm-Terrassen.

1953 gab WEILER in seiner Arbeit über das rheinhessische Pleistozän eine Aufstellung der Säugerfaunen und einen Überblick über

deren Entwicklung ("Die diluvialen Säugetiere im südlichen Rheinhessen"). Aufgrund dieser Angaben läßt sich folgende Tabelle aufstellen¹⁹⁾:

Tab. 13: Tabelle der Säugerfunde aus dem Pleistozän SüdrheinhesSENS (nach WEILER, verändert)

	Fossilien	1	2	3	4	5	6	7
1.	<i>Elephas antiquus</i>		+	+				
2.	<i>E.trogontherii</i>	+						
3.	<i>E.trogontherii primigenius</i>			+				
4.	<i>E.primigenius</i>				+	+	+	
5.	<i>Dicerorhinus mercki</i>			+				
6.	<i>D.etruscus</i>	+		+				
7.	<i>Tichorhinus antiquitatis</i>				+	+	+	
8.	<i>Rhinocerus sp.</i>			+				
9.	<i>Equus mosbachensis</i>			+				
10.	<i>E.germanicus</i>				+	+	+	
11.	<i>E.przewalski</i>				+	+	+	
12.	<i>E.asinus</i>				+		+	+
13.	<i>E.sp.</i>	+		+		+	+	
14.	<i>Bison priscus</i>	+		+	+	+	+	
15.	<i>B.schoetensacki</i>			+	+		+	
16.	<i>Alces latifrons</i>	+		+				
17.	<i>Cervus elaphus</i>	+		+	+	+	+	
18.	<i>C.megaceros germanicus</i>				+	+		
19.	<i>Capreolus capreolus</i>			+				
20.	<i>Rangifer tarandus</i>				+	+	+	
21.	<i>Arctomys marmotta</i>				+	+	+	
22.	<i>Castor fiber</i>			+				
23.	<i>Lepus sp.</i>						+	
24.	<i>Citellus rufescens</i>					+		
25.	<i>Dicrostenyx sp.</i>						+	
26.	<i>Arvicola sp.</i>						+	
27.	<i>A.terrestris</i>				+			
28.	<i>Microtus sp.</i>				+			
29.	<i>M.arvalis/agrestis</i>			+				
30.	<i>M.gregalis</i>				+			
31.	Fam. Chiropteridea				+			
32.	<i>Ursus deningeri</i>	+		+				
33.	<i>U.spelaeus</i>				+			
34.	<i>Gulo luscus</i>	+						
35.	<i>Canis lupus</i>				+		+	
36.	<i>Canis sp.(kl.Wolf)</i>		+					
37.	<i>Vulpes vulpes</i>						+	
38.	<i>Felis sp.</i>					+		

1 = Mindel I/II-Glazial

2 = Mindel II/III-Interstadial

3 = Mindel III-Glazial

4 = Riß III-Glazial

5 = Würm I-Glazial

6 = Würm II-Glazial

7 = Würm III-Glazial

19) Berücksichtigt wird hierbei nur die zeitliche Einordnung der Funde durch WEILER.

WEILER (1953) stellte nun aufgrund der Faunen und der Pfrimm-Terrassen folgende Gliederung des Pleistozäns auf:

Tab. 14: Gliederung der Pfrimm-Terrassen durch WEILER (1953)

Zeit	Pfrimm-Terrassen
Alluvium	Kulturboden
Würm III-Glazial	Jüngere Nieder-Terrasse
Würm II/III-Inter- stadial	---
Würm II-Glazial	Ältere Nieder-Terrasse
Würm I/II-Inter- stadial	---
Würm I-Glazial	Jüngste Talweg-Terrasse
RiB-Würm-Interglazial	---
RiB III-Glazial	Jüngere Talweg-Terrasse
RiB II/III-Inter- stadial	---
RiB II-Glazial	Ältere Talweg-Terrasse

KLUG (1959) folgte ihm darin, indem er das Terrassenschema WEILERS (1953) ohne wesentliche Revision übernahm. Darüber hinaus werden die von WEILER nicht in das Schema eingeordneten und z.T. nur vermuteten Terrassen zu einem Schema der "Gliederung der Pfrimm-Terrassen" erweitert:

Tab. 15: Gliederung der Pfrimm-Terrassen durch KLUG (1959)

Zeit	Pfrimmtalboden	Höhenlage ü.T.(m)
Alluvium	Kulturboden	--
Spät-Würm	Jüngere Niederterrasse	--
Mittel-Würm	Ältere Niederterrasse	--
Früh-Würm	Jüngste Mittelterrasse	6
RiB III	Jüngere Mittelterrasse	8 ?
RiB II	Ältere Mittelterrasse	10
RiB I	Jüngste Hochterrasse	?
Mindel III	Jüngere Hochterrasse	20
Mindel II/III		
Mindel II	Ältere Hochterrasse	
	Untere Stufe	35
	Obere Stufe	45
Mindel I	Jüngere Hauptterrasse	70
Günz	Ältere Hauptterrasse	110

Der Ausgangspunkt meiner Betrachtungen soll die RiB I-Vereisung sein. Dazu WEILER (1953): "Ein Äquivalent der RiB I-Vereisung, das sich zwischen die RiB II-Terrasse und die Kriegsheimer Terrasse mit *Elephas trogontherii* einschleiben müßte, ist bis jetzt noch nicht ermittelt worden, vielleicht weil die Terrasse im untersuchten Gebiet restlos erodiert ist oder aus anderen Gründen. Trotz gewisser Bedenken, bedingt durch den Charakter der RiB-fauna anderer Gebiete, würden wir die RiB I-Terrasse als jüngste Stufe in die Hoch-Terrasse einreihen, während die RiB II-Terrasse als ältere Talweg-Terrasse angesehen wird. Die beiden nächstjüngeren Stufen der Talweg-Terrasse stellen wir in das RiB III- bzw. Würm I-Glazial (WEILER 1931, 1937)."²⁰⁾

Meiner Auffassung nach ist hier folgendes nicht zu akzeptieren:

20) Unterstreichungen vom Verfasser, nicht von WEILER.

Neuere Forschungen ergaben, daß zwischen den einzelnen Teilen des mitteleuropäischen Periglazialgebietes wesentliche Unterschiede in der Entwicklung festzustellen sind (neben vielen anderen Arbeiten: BRUNNACKER 1956). Daher sollte nicht unbedingt eine Terrasse eines "Riß I-Glazials" gesucht werden, nur um die Vollgliederung des Eiszeitalters, die auf SOERGEL zurückgeht, anwenden zu können. Zum anderen: auf die Verlässlichkeit oder Nichtverlässlichkeit der Säugerfaunen als Klimaindikatoren wurde schon hingewiesen. Außerdem erscheint mir äußerst kritisch, Terrassenniveaus auf 2 m-Abstände voneinander zu scheiden. WEILLER hat dies getan und KLUG (1959) folgte ihm darin. Wie bei der Terrassenkartierung schon festgestellt worden war, sind die Stufen 6 m und 8 m sowie die 10 m-Niveaus von einigen höheren, die aber auf alle Fälle aufgrund ihrer Morphologie keinesfalls zum 20 m-Niveau gehören, nicht scharf zu trennen.

Wie WEILLERs Untersuchungen (1953) ergaben, fehlt eine Jüngste Hoch-Terrasse (KLUG 1959), d.h. eine Bildung des "Riß I-Glazials". Aufgrund meiner Kartierungen und der Abfolge der Straten in den Lößprofilen möchte ich vielmehr folgendes annehmen:

Das 6 m-Niveau ist mit der 8 m-Terrasse als eine Bildung anzusehen. 2 m Differenz kann im normalen Schwankungsbereich derartiger Akkumulationen liegen. Diese Terrasse ist als ein Produkt des Jüngeren Riß anzusehen, da sie unter den fossilen Bodenresten des Riß/Würm-Interglazials liegt. Am Profil 52 (Pfeddersheim II) wurde die Abfolge der Sedimente dargestellt, die die Deckschichten dieser Terrasse bilden. Aufgrund deren Einstufung ist die Terrasse als Bildung des Riß-Glazials zu betrachten. Die von Monsheim (Profil Nr. 48 und 49) beschriebene Terrasse ist jedoch eindeutig älter, da sie unter dem als Riß/Würm-Interglazial angesprochenen Boden noch Lösssedimentation und kryoturbate Untermischung zeigte, die über besagter Terrasse stattfand. Beide Terrassen, d.h. Pfeddersheim und Monsheim stellen zwei verschiedene Bildungen des Riß dar. Die von WEILLER und KLUG gesuchte, jedoch noch nicht gefundene Terrasse des "Riß I-Glazial" würde dadurch auch entbehrlich, so daß nur eine Zweiteilung der Riß-Terrassen notwendig erscheint. Die Decksedimente lassen dies jedenfalls

vermuten. Ich möchte daher alle die um 10 m liegenden Niveaus bis etwa 15 m über der rezenten Pfrimmaue zur Älteren Mittel-Terrasse stellen. Der Terminus Jüngere Mittel-Terrasse wäre dann den bei 6 bis 8 m liegenden Niveaus vorbehalten. Somit würden zwar die von WEILLER (1953) vorgegebenen und von KLUG (1959) neuformulierten Begriffe beibehalten, doch kann auf die Begriffe Jüngste Mittel-Terrasse (6 m) und Jüngste Hoch-Terrasse (? m) verzichtet werden: Erstere ist nicht als vollständige und selbständige Stufe und letztere überhaupt nicht vorhanden. Meines Erachtens wurden seinerzeit die in anderen Gebieten möglicherweise gerechtfertigten Gliederungen der einzelnen Glaziale als zu starre Schemata angesehen und, ohne die Eigenständigkeit solcher Entwicklungen in den Flußgebieten zu berücksichtigen, auf andere Bereiche übertragen. Damit soll aber keineswegs das große Verdienst WEILLERs geschmälert werden, die Pfrimm-Terrassen zwischen Wachenheim und Worms grundlegend erforscht und bearbeitet zu haben.

Die Terrassen sollten auch weniger als plötzlich einsetzende und kontinuierlich fortlaufende Bildungen betrachtet werden. Wie oben schon einmal angedeutet, vollzog sich die Entwicklung in Schwankungen und überhaupt nicht kontinuierlich. Unterbrechungen scheinen in dieser Entwicklung häufiger gewesen zu sein, als man bisher annahm. Diese sind zwar bei großräumiger Betrachtung nicht so von Belang, doch wächst ihre Bedeutung mit dem Kleinerwerden des Untersuchungsgebietes. So ist auch das Fehlen entsprechender Formen und Sedimente zu erklären, die in anderen Gebieten äußerst charakteristisch in Erscheinung treten.

Faunistisch betrachtet, kann die von mir angedeutete Entwicklung durchaus mit entsprechenden Fossilien belegt werden. WEILLER (1953 und obige, daraus resultierende Tabelle) konnte nur für folgende Zeitabschnitte des Pleistozäns entsprechende Belege beibringen:

1. Mindel/I/II-Glazial
2. Mindel/II/III-Interstadial
3. Mindel/III-Glazial

4. Riß/III-Glazial (1)
5. Würm/I-Glazial
6. Würm/II-Glazial
7. Würm/III-Glazial.

(Bezeichnungen alle nach WEILER).

Die Entwicklung im Mindel-Glazial möchte ich nicht beurteilen, weil die entsprechenden Decksedimente fehlen. Aufgrund der Terrassenkartierungen konnten die Niveaus, die von WEILER (1931, 1953) und KLUG (1959) gegeben wurden, beibehalten werden. Ihre Intervalle sind größer und weniger starr als die des Würm- und Riß-Glazials. Abgesehen von der Älteren Haupt-Terrasse (110 m) habe ich alle Niveaus fast im gesamten Pfrimm-Gebiet wiedergefunden. Auch die Fossilien möchte ich nicht damit in Beziehung setzen, da die geeigneten Aufschlüsse fehlen. Einzig und allein stehen dann die Fossilien des Riß III-Glazials da. Nach WEILER (1953) blieb Südrheinessen im "Riß I- und Riß II-Glazial steril". Das Erlöschen der altpleistozänen Säugetierfauna ist somit erst für das Riß III-Glazial feststellbar, als die Primigenius-Fauna allmählich die Oberhand gewinnt. Falls man nicht das Riß III-Glazial unbedingt als eigenständig abgrenzen möchte, sollte seine Fauna doch einem jüngeren Riß-Stadial zugeschlagen werden, jener Zeit etwa, in der die Jüngere Mittel-Terrasse akkumuliert wurde. Von WEILER war dieser Platz der Fauna praktisch ohnehin zugebilligt worden. Auch dem Klimacharakter des o.a. Stadials wird damit entsprochen. Der von WEILER (1938 a, 1953) als geschichteter brauner LÖB in Monsheim ausgeschiedene Fossil- und Artefaktenhorizont (s.o.) berührt sich doch mit dem von mir beschriebenen Profil Nr. 49 Monsheim II in vielen Punkten. Die darin von WEILER gefundene Säugerfauna ist also zeitgleich mit diesen Sedimenten zu stellen. Aufgrund meiner Terrasseneinordnung gehört die Fauna dem Jüngeren Riß-Stadial an.

Die Faunen der drei Würm-Glaziale WEILERS entsprechen ohne weiteres den von mir ausgeschiedenen Stadialen der Würm-Kaltzeit. Lediglich die Stellung der Nieder-Terrassen ist fraglich. WEILER und KLUG beschreiben zwar die Teilung der Nieder-Terrasse, doch

werden kaum Höhen für die Niveaus genannt. WEILER (1953) sagt über ihre Einordnung:

"Wir nehmen an, daß diese Stufen zeitlich dem Würm II- bzw. dem Würm III-Glazial entsprechen." Aber: Diese Terrassen mußten so eingestuft werden, weil die "Jüngste Talweg-Terrasse" WEILERS bzw. die "Jüngste Mittel-Terrasse" KLUGs mit ihrem 6 m-Niveau in das Würm I-Glazial bzw. Früh-Würm gestellt worden waren. Ich neige fast zu der Auffassung, daß die Ältere-Nieder-Terrasse in etwa dem Alt-Würm-Stadial und die Jüngere dem Mittel-Würm-Stadial entsprechen würde. Die von Profil Nr. 75 Bärenloch beschriebene Kryoturbation, die sich eindeutig in der Jüngeren Nieder-Terrasse befinden, sind nur zu verstehen, wenn man für ihre Bildungszeit ein Stadial annimmt, in welchem die Jüngere Nieder-Terrasse schon akkumuliert war. Die Bildung dieser Formen kann also frühestens am Ende der Schotterakkumulation der Jüngeren Nieder-Terrasse erfolgt sein. Einen Beweis für eine feste zeitliche Einstufung der beiden Nieder-Terrassen gibt es noch nicht. Außerdem ist nicht genau feststellbar, ob die Frostbodenerscheinungen syngenetisch oder epigenetisch sind. Auch die Terrasseneinordnungen von WEILER und KLUG sind ohne ausreichende Gründe und Beweise. Für das Jung-Würm-Stadial scheint eine Akkumulation der Jüngeren Nieder-Terrasse nicht ganz gesichert, sie könnte wahrscheinlich um diese Zeit schon teilweise abgeschlossen gewesen sein. Ob im Jung-Würm noch akkumuliert wurde und ob eine Ausräumung erfolgte, kann mangels Aufschlüssen nicht gesagt werden.

(2) Klimatische Entwicklung und Gliederung der Würm-Kaltzeit.

(aa) Übersicht der Klimaentwicklung

Anhand der schon bei der genetischen Ausdeutung von Profil Nr.48 gegebenen Horizontierung und den von WEILER (1953 etc.) gegebenen Faunen läßt sich die nachstehende Klimagliederung des Pleistozäns für das Rheinhessische Tafel- und Hügelland erschließen. Den Anschluß nach Nordrheinhessen bieten die Profile Nr. 1, 2, 3, 4, 5, 17, 18, 19 a, 19 b und 20. Ihre schon gegebene Gliederung wurde bei der Aufstellung mit berücksichtigt:

Tabelle 16: Klimatische Entwicklung und Gliederung der Würm-Kaltzeit im Rheinheissischen Tafel- und Hügelland

Lokale Gliederung des jüngeren Pleistozäns in Rheinheissen	Geomorphologische Vorgänge	Pedogenetische Vorgänge	Sedimente ²¹⁾	Klimatische Deutung
Subatlantikum Subboreal Atlantikum Boreal Fraeboreal	Hochwässer, Starkregen	Braunerden u. Parabraunerden Steppenböden Sonicartaartige Aueböden	Hochflutlohm	Gemäßigt kühl-feucht Warm-trocken, kontinent wärmer, trockener
Jüngere Dryaszeit Alleröd Ältere Dryaszeit. <u>Jung-Würm-Stadial</u>	Solifluktion Stadiale Lössakkumulation Fluviale Erosion und Solifluktion	Kalkauböden Ansatz zur Bodenbildung Braunerdeumlagerung	Löss, Molisch; solifluid. Pupilla-Horizonte Tuff von Kärlich Äolischer Löss Basiskiesband / solifluidaler Löss	Subarktische Erwärmg. Oszillation Kalt-trocken Gemäßigt kühl-feucht
<u>Jung/Mittel-Würm-Interstadial</u>	Erosion	Frostundrengeleye und Braunerden		Gemäßigt kühl-feucht
<u>Mittel-Würm-Stadial</u>	Solifluktion, fluviale Erosion; Stadiale Lössakkumulation unterbrochen durch Auebodenbildung und Boden-oxidation Solifluktion und Erosion	Naßböden Aueböden	Äolischer Löss Bodensediment Löss / Basiskiesband	Kühl-feucht Kalt-trocken bis Kalt-feucht Kühl-feucht
<u>Mittel/Alt-Würm-Interstadial</u>	Erosion	Frostundrengeleye		Gemäßigt kühl-feucht
<u>Alt-Würm-Stadial</u>	Solifluktion, fluviale Erosion Stadiale Lössakkumulation Solifluktion, Erosion	Sumpflöss	Äolischer Löss Schwemmlöss Bodensediment	Kühl-feucht Kalt-trocken Kalt-feucht Kühl-feucht
<u>Em- (=Riß/Würm-) Interglazial</u>	Erosion	Verbraunung Fechernosen		Gemäßigt warm-feucht warm-trocken, kontinent
<u>Jüngeres Riß-Stadial (?)</u>	Solifluktion, Erosion Stadiale Löss- und Terrassenakkumulation		Löss und Schotter der Jüngeren Mittel-Terrasse	Kalt-trocken
<u>Riß-Interstadial (?)</u>			Keine Sedimente u. Böden	
<u>Älteres Riß-Stadial (?)</u>	Solifluktion, Erosion Stadiale Löss- und Terrassenakkumulation		Löss und Schotter der Älteren Mittel-Terrasse	Kalt-trocken

21) Auf eine Einordnung der Nieder-Terrassen und ihrer Schotter wurde verzichtet.

Um den kaltzeitlichen Charakter der in der Tabelle ausgeschiedenen Stadiale zu unterstreichen, wurde die Faunenentwicklung z.T. mit berücksichtigt, allerdings nicht mit in die Tabelle aufgenommen (s.u.):

Die hier geschilderte Entwicklung begann damit, daß der Steppentyp *Elephas trogontherii* durch *Elephas primigenius* ersetzt wird. Die Umstellung ist in Rheinhessen aufgrund der vorliegenden Faunen zeitlich nicht festzulegen. Erst im Jüngeren Riß-Stadial ist das Mammut nachgewiesen. *Elephas primigenius* gilt als Bewohner der kalten Steppen und Tundren (WOLDSTEDT 1961). Wie die auf WEILER (1953) basierende Faunenaufstellung zeigt, ist *Elephas primigenius* auch aus dem Alt- und Mittel-Würm-Stadial bekannt geworden. Das gleiche gilt für *Tichorhinus antiquitatis* (Wollhaariges Nashorn), das erst im Würm-Glazial seine Hauptverbreitung hatte (WOLDSTEDT 1961). Beide treten in einer Faunengemeinschaft auf, die als "kalt" bezeichnet werden kann. *Equus germanicus*, das "Löß-Pferd" des Würm-Glazials, ist in Südrheinhessen ebenfalls aus dem Jüngeren Riß, dem Alt- und Mittel-Würm bekannt. Nahe steht dieser Form *Equus przewalski*. In Südrheinhessen wies es WEILER (1953) im "RiB III-Glazial" nach, unsicher ist seine Stellung im Alt- und Mittel-Würm-Stadial. Von WEILER (s.o.) wird *Equus przewalski* immer in die "Glaziale" (=Stadiale) gestellt. Es tritt häufig in Gemeinschaft mit Rangifer auf und bildet eine Fauna, die besonders im Jungpleistozän die Primigenius-Fauna mit *Elephas primigenius* und *Tichorhinus antiquitatis* ersetzt. Zu ihr gesellt sich eine Nagerfauna, die durch Tundrenformen (*Lepus variabilis* und *Dicrostenyx* sp.) und Steppenformen (*Arctomys* sp.) gekennzeichnet ist. Als ausgesprochene Kaltform ist dabei Rangifer tarandus anzusprechen. Im jüngeren Riß ist es noch selten. Es tritt erst im Würm-Glazial zahlreich auf. *Bison priscus* gilt als Steppenform, während das verwandte Wildrind *Bison schoetensacki* als Waldbewohner gilt (SCHWERTZ 1936, 1937 zit. bei WOLDSTEDT 1961). WEILER fand beide Arten in stadialen Sedimenten des Riß- und Würm-Glazials. Wie die Stellung der Tiergruppen in den einzelnen Abschnitten des Pleistozäns zeigt, läßt sich damit keine genaue klimatische Deutung erreichen, jedenfalls nicht in kleinen

Gebieten. Die Variationsbreite der Lebensformen ist zu groß, als daß diese als wesentliche Klimaindikatoren benutzt werden können. Die eingangs erwähnte Warnung KAISERS (1960) hat bei einem so kleinen Gebiet wie Rheinhessen eine noch größere Gültigkeit. Viel differenzierter und vor allem zeitlich viel genauer einzuordnen sind die pleistozänen Sedimente. Sie spiegeln deutlich die klimatische Entwicklung wider, wobei die Böden wesentlichere Klimaschwankungen dokumentieren. Wie die Tabelle 16 zeigt, lassen sich die Stadiale in klimatischer Hinsicht vielfach untergliedern. Die Sedimente sind in diesem Falle untrüglichere Klimaindikatoren als die tierischen Fossilien. Sie bleiben \pm ortsfest, entsprechen in ihrem Charakter nur einer bestimmten Klimabedingung und besitzen dadurch eine stratigraphisch feste Stellung.

(bb) Gliederung der Würm-Kaltzeit.

Hier soll kurz aufgrund der Sedimente die vorliegende Aufgliederung der Würm-Kaltzeit gerechtfertigt werden. Wie oben schon gesagt, wird auf eine Gliederung der älteren Abschnitte des Pleistozäns verzichtet, weil entsprechend aussagefähige Sedimente fehlen.

WOLDSTEDT (1956) und MÜLLER (1959) gaben einen Überblick der Arbeiten, die sich mit der Gliederung des Würm-Lösses befassen. MÜLLER (1959) führte die unterschiedlichen Ansichten der einzelnen Forscher über die Gliederung des Würm-Lösses in der Hauptsache auf die Verhältnisse im jeweiligen Arbeitsgebiet zurück. In kühlen und relativ feuchten Bereichen werden dabei weniger Bodenbildungen gefunden, da der LÖB postsedimentär durch Solifluktion eine intensivere Umlagerung erfuhr. BÜDEL (1950), FREISING (1951), WEIDENBACH (1955), um nur einige zu nennen, konnten nur einen Würm-LÖB feststellen. Der Meinung SOERGELS (1919) schlossen sich eine Reihe anderer Forscher an, die eine Mehrgliederung befürworteten, so SCHÖNHALS (1951, 1959), FINK (1954), BRANDTNER (1954) und BRUNNACKER (1956).

Gegen das Liegende hin besteht beim Würm-LÖB eine deutliche Abgrenzung gegen die Sedimente der Riß-Kaltzeit. Aus feuchteren Gebieten werden Braunerden (als Übergang von Parabraunerden zu

Braunlehmen (BRUNNACKER 1956)) und Braunlehme beschrieben, die die Bodenbildung des Riß/Würm-Interglazials darstellen. Daneben kommen auch schwarzerdeartige Böden und Schwarzerden vor, die für trockenere Gebiete charakteristisch sein sollen (siehe meine Beobachtungen aus Rheinhessen).

MÜLLER (1959) schreibt weiter dazu: "Im Würm-Löß selbst wurden aus Frankreich und Österreich zum Teil mehr als drei Böden übereinander beschrieben. Interstadiale, die sich bei uns auf die Bodenbildung nicht mehr auswirken konnten, sind in diesen etwas wärmeren Gebieten noch erkennbar." BÜDEL (1951) unterscheidet bei der interstadialen Bodenbildung zwischen Böden der Löß-Tundra und der Löß-Steppe. Im Zusammenhang damit stehen nämlich Niederschlags- und Temperaturverhältnisse. Löß-Steppen-Vegetation ist besonders von hohen Sommertemperaturen, Löß-Tundra von niedrigeren abhängig. Eng verknüpft damit sind auch die Wasserverhältnisse. "In den Löß-Steppen des östlichen Niederösterreichs bildeten sich in den Interstadialen geringmächtige, schwarzerdeartige, jedoch relativ schwach humose Böden" (MÜLLER 1959). In den Gebieten mit weniger kontinentalen Klimazügen entstanden braunerdeartige Verwitterungsböden, wie sie SCHÖNHALS (1951, auch 1959) schilderte. Aufgrund dieser Angaben wird für Mitteleuropa eine "Dreiteilung des Würm-Lösses" (MÜLLER 1959) angenommen. Für die kühleren Gebiete Süddeutschlands zeigte BRUNNACKER (1953, 1955) nur eine interstadiale Bodenbildung im Würm-Löß. Als Bodentyp wird dafür ein "Tundra-Naßboden" angegeben. SCHÖNHALS (1950, 1951 a, 1951 b, 1959) vertritt nachdrücklich die Auffassung einer Gliederung "in 3 selbständige Lößdecken", die durch zwei braune Verwitterungszonen getrennt sind. Sie entstanden in "Zeiten mäßiger Verwitterung....., wie die Verlehmung bzw. die mehr oder weniger starke Entkalkung des jeweiligen Lösses erkennen läßt." SCHÖNHALS spricht der Bildungszeit dieser Verwitterungsdecken einen ausgesprochenen humiden Charakter ab, weil ihre Mächtigkeit zu gering und die Entkalkung zu schwach ist. Sie wird im allgemeinen mit 0,4 - 0,7 m angegeben. Dies stimmt mit meinen Beobachtungen aus Rheinhessen durchaus überein (siehe Profilbeschreibungen, ihre Deutung und zeitliche Einordnung).

Die Böden werden typologisch zu den Braunerden gestellt. SCHÖNHALS (1950) begründet dies damit, daß bei humiderem Klima eine zumindest schwache Podsolierung eintreten müßte, die sich in einer Bleichungszone und Einwaschungen im (B)-Horizont äußern würde. SCHÖNHALS (1951) scheidet 5 Gruppen Bodentypen bei interstadialen Verwitterungsdecken aus:

- (1) Kalkhaltige, wenig und flach verlehnte Böden;
Tonaufbau gehemmt; unentwickelte Böden
(Vorkommen: vereinzelt im Rhein-Main-Gebiet).
- (2) Schwach kalkhaltige, tiefer verlehnte Böden
bis 0,8 m Mächtigkeit, nicht voll entwickelte
Braunerden (Vorkommen: Rhein-Main-Gebiet).
- (3) Kalkfreie, tief verlehnte Böden, über 1 m
Mächtigkeit (Vorkommen: Böhmen, Mähren).
- (4) Podsoliierte Böden (Vorkommen: Mittlere böhmische
Elblandschaft und bei Homburg in Niederhessen).
- (5) Gleyartige Böden.

Die von mir beschriebenen Profile zeigen die von SCHÖNHALS herausgestellten zwei "Verlehmungszonen", die den Würm-LÖß in drei Abteilungen gliedern. Nach o.a. Bodentypen handelt es sich in fast allen Fällen um die Gruppe (5) = gleyartige Böden. Diese Naßböden konnten in den meisten Fällen als Frosttundrengleye bestimmt werden. Teilweise zeigte der obere Boden Merkmale einer Braunerde, so daß er der Gruppe (1) = kalkhaltige, wenig und flach verlehnte Böden bzw. der Gruppe (2) = schwächer kalkhaltige Böden mit etwas tieferer Verlehmung zugeschlagen werden könnte.

Die von MÜLLER (1959) und WOLDSTEDT (1956) klargestellte Dreigliederung des Würm-Lösses ist durch das Vorkommen der beiden fossilen Bodenhorizonte in Rheinhessen ebenfalls feststellbar. Damit decken sich auch verschiedene andere Beobachtungen, besonders zur Stratigraphie des Jung-Würm-Lösses, wie das Tuff-Bändchen und der "Pupilla"-Horizont. Wesentlich erscheint mir nach

MÜLLERS Auffassung festzustellen, daß die Erhaltung und Beschaffenheit des Lösses in hohem Maße vom Klima abhängig ist. In relativ wärmeren Gebieten überprägten daher die Interstadiale auch den LÖß zu einem Boden, da anderwärts unter feuchteren Bedingungen sich nichts tat. Da Rheinhessen auch heute noch zu einem der trockensten Gebiete Mitteleuropas (Jahresniederschlag um 500 mm, gebietsweise sogar darunter) gehört, möchte man auch derartige Tendenzen für frühere Abschnitte in der jüngeren erdgeschichtlichen Entwicklung annehmen. Anzuführen wären da die Steppenböden des Postglazials (siehe Profile Nr. 1, 2, 4, 5, 6, 9, 10 u.a.) sowie die interglazialen Schwarzerden (Profile Nr. 5, 18, 20). In die Zeitspanne zwischen diese zwei ausgeprägten Klimaschwankungen und ihren pedogenetischen Auswirkungen fiel die Bildung der o.a. Frosttundrengleye bzw. Braunerden.

Weitere Beweise stellen die Säugerfaunen und ihr Auftreten dar. Wenn auch keine differenzierte klimatische Entwicklung daraus abgeleitet werden sollte, so zeigt doch das im Alt- und Mittelwärm rhythmische und gehäufte Auftreten bestimmter Arten in den Sedimenten, daß hier auch zeitlich eine Trennung erfolgen sollte.

Nun noch zur klimatischen Gliederung innerhalb der Stadiale. Da diese Schlüsse zum größten Teil auf der Ausbildung und dem Vorkommen der Sedimente beruhen, muß besonders berücksichtigt werden, daß deren Beschaffenheit sehr wesentlich von der Topographie abhängig ist. Deshalb sollen die Bezeichnungen kühl-feucht, kalt-trocken usw. nur als Ausdruck der lokalen Verhältnisse in Rheinhessen (in einzelnen Fällen nur der eines Profils) gewertet werden. Wie oben schon gezeigt, sind schon von anderen Autoren Schwankungen in der Ausbildung der Sedimente und Böden festgestellt worden. Das wurde zum großen Teil auf das Klima zurückgeführt. Die hier in Rheinhessen sehr differenzierten Verhältnisse im Lößaufbau lassen den Schluß zu, daß an der Ausprägung dieser Sedimente das Relief einen mindestens ebenso großen Anteil wie das Klima hat, wenn da auch ein gewisses Abhängigkeitsverhältnis besteht. Damit ist natürlich auch gesagt, daß sich bei Parallelisierungen wesentlich größere Schwierigkeiten als

bisher ergeben, da ja das Relief von Ort zu Ort wechselt. Trotzdem möchte ich einen Vergleich der von mir abgeleiteten allgemeinen Klimaentwicklung eines Stadials, die sich aus der Zusammenschau zahlreicher Profile ergibt, mit einer von anderen Autoren gegebenen vorführen. Diese wurde z.T. mit anderen Methoden, aber auf alle Fälle mit anderen Kriterien in einem anderen Gebiet durchgeführt (FRECHEN & ROSAUER 1959). Eine Gegenüberstellung soll die Übereinstimmungen zeigen:

Tab. 17: Klimaentwicklung innerhalb eines Stadials

Neuwieder Becken		Rheinhesisches Tafel- und Hügelland		
Bodenbildung	Interstadial	Naßbodenbildung	gemäßigt kühl- feucht	Interstadial
(Taschenbodenbildung ?)	Spätstadial	Solifluktion	kühl-feucht	spätes Stadial
finale Solimixtion				
Eiskeilbildung	Hochstadial	LöSsedimentation	kalt-trocken	(Hoch-)Stadial
initiale Solimixtion		Solifluktion	kalt-feucht	
Taschenbodenbildung	Frühstadial	Solifluktion/ fluviatile Ero- sion/Basiskies	kühl-feucht	frühes Stadial
		Interstadial	Naßbodenbildung	gemäßigt kühl- feucht
				Interstadial

Der daraus von FRECHEN & ROSAUER (1959) abgeleitete Zyklus der Lösssedimentation wird wie folgt angegeben:

- (1) Schwache Lösssedimentation im Frühstadial
- (2) Verstärkung der Lösssedimentation am Übergang zum Hochstadial
- (3) Hauptlösssedimentation im Hochstadial
- (4) Aussetzen der Lösssedimentation (am Übergang zum oder) im Spätstadial

Dieser Zyklus ist auch in den rheinhessischen Lößprofilen zu erkennen, wenngleich sich dann und wann lokal bedingte Abweichungen ergeben. Jedoch die daraus abgeleitete Klimaentwicklung im Laufe eines Stadial stimmt ohne weiteres mit den von o.a. Autoren gemachten Beobachtungen überein.

(c). Stellung der Gliederung im größeren Rahmen

Die einzige absolute Zeitmarke für die Geochronologie des jüngeren Pleistozäns im Rhein Hessischen Tafel- und Hügelland ist das Tuffbändchen, das von verschiedenen Autoren dem Kärlicher Brockentuff gleichgestellt wird. FRECHEN gibt in einer neueren Arbeit (1962) an, daß der Brockentuff vor ungefähr 25000 Jahren abgelagert wurde. SCHÖNHALS stellt den Tuff an den Beginn des Würm III- Stadials. Nach der neueren Würm-Gliederung von WOLDSTEDT (1962) ist hier gleichfalls der Beginn des Jung-Würm zu suchen. Damit ist die Stratigraphie der rheinhessischen Profile über die rein lokale Gliederung hinausgehoben und besitzt auf diese Weise einen Anschluß an die Gliederungen aus dem Mittel- und Niederrheingebiet.

Aufgrund der stratigraphischen Verhältnisse konnte der Kalkauenboden als Bildung des Alleröd bestimmt werden. Die gleiche Beobachtung machte PAAS (1962), der den Boden ebenfalls auf der Nieder-Terrasse fand. Dort im Rheingebiet jedoch war es die Ältere Nieder-Terrasse, auf der dieser Boden entwickelt war. Die Jüngere wurde nach PAAS erst in der Jüngeren Dryaszeit akkumuliert. Im Pfrimmgebiet wurde zwar auch die Zweiteilung der Nieder-Terrasse durchgeführt, doch muß aufgrund folgender Tatsachen angenommen

werden, daß die Jüngere Nieder-Terrasse schon vor dem Alleröd akkumuliert wurde:²²⁾

- (1) sie wird vom allerödzeitlichen Kalkauenboden in Form einer Rinnenfüllung überlagert.
- (2) unweit der Rinne weisen kryoturbate Verformungen der Jüngeren Nieder-Terrassenschotter auf kaltzeitliche Bedingungen hin. -
(Beides Lokalität Bärenloch, Profil 75)

Tab. 18: Gegenüberstellung von zwei Nieder-Terrassenprofilen aus Südrheinessen

Pfeddersheim: Grube Goedel	Weinsheim: Grube Bärenloch
Braunerdeartig überprägter Hochflut- und Auelehm	Braunerde auf Hochflutlehm
smonicaartiger Aueboden	smonicaartiger Aueboden
Schwemmlöß	Kalkaueboden
Jüngere Nieder-Terrasse	Jüngere Nieder-Terrasse

In der Grube Goedel (Profil 68) folgt über einem Schwemmlöß und unter einem Auelehm ein smonicaartiger Aueboden, der einer Schwarzerde ähnlich ist. Der gleiche Boden überlagert aber auch den Kalkaueboden im Profil 75. Für seine Entstehung ist die wärmere und trockenere Zeit des Präboreals und Boreals anzunehmen, d.h., als

22) In der Literatur wird neuerdings die Auffassung geäußert, daß die Nieder-Terrassenschotter mit den Würm-Lössen korreliert werden können. Die Schotterdecke besteht aus mehreren Teildecken, die in den einzelnen Würm-Stadialen akkumuliert wurden. Insgesamt kann daher das vollständige NT-Schotterprofil dem gesamten Würm-Glazial gleichgesetzt werden. Dazu: FRECHEN, J. & H.J.LIPPOLT: Kalium-Argon-Daten zum Alter des Laacher Vulkanismus, der Rheinterrassen und der Eiszeiten, in: Eiszeitalter u. Gegenwart, Bd.16, 1965, S. 5-30.

außerhalb der Talauen die Bildung der Steppenböden einsetzte. Der Kalkauenboden - als ältere Bildung - dürfte ein Äquivalent des Auenbodens vom Niederrhein sein. Er repräsentiert die erste intensivere Warmphase, nämlich die subarktische Erwärmung des Alleröd. FRECHEN & ROSAUER (1959) möchten dem Alleröd sogar interstadialen Charakter zusprechen. Die Jüngere Dryaszeit soll nach deren Untersuchungen alle Merkmale und Eigenschaften eines Stadials besitzen. Im Rheinhessischen Tafel- und Hügelland sind hierfür keine Belege zu erbringen, die Schwankung ist zu unausgeprägt, jedenfalls was ihre Wirkung auf die Sediment- und Bodenbildung angeht, so daß sich keine Abtrennung rechtfertigen läßt. Möglicherweise ist der Bodenbildungsansatz im Bereich der beiden Pupilla-Horizonte eine ähnliche, aber schwächere Schwankung, die noch vor der ausgeprägteren des Alleröd lag. Da anschließend noch eine relativ starke Lösssedimentation erfolgte, kann die Schwankung nur innerhalb des Jung-Würm-Abschnittes gewesen sein, der noch eindeutig stadialen Charakter trug.

PAAS (1962) stellt im Bereich des Niederrheins den Hochflutlehm sowie die Parabraunerden hierher. Auf den Mittel-Terrassen des Niederrheingebietes bildeten sich ebenfalls Parabraunerden, daneben Gleye und Pseudogleye. Die im Rheinhessischen Tafel- und Hügelland "wärmeren" Böden (Steppenböden, smonicaartige Aueböden) entsprechen im wesentlichen diesen Parabraunerden des feuchteren Niederrheingebietes. Bodentypologisch handelt es sich bei den genannten Unterschieden also nur um topo-klimatisch bedingte Differenzierungen.

Die Akkumulation der Jüngeren Nieder-Terrasse kann im südlichen Rheinhessen nicht nach den Bodenbildungen erfolgt sein. Da letztere klimatisch festgelegt sind, muß mit einer Terrassenbildung gerechnet werden, die im Jung- oder Mittel-Würm, auf alle Fälle aber vor dem Alleröd erfolgt ist.

Weitere Versuche von Parallelisierungen mit den von PAAS (1962) ausgeschiedenen Böden sind nicht möglich. WOLDSTEDTs Einteilung der Würm-Kaltzeit (1962) in verschiedene Stadiale läßt sich auch nicht vollständig auf die rheinhessischen Verhältnisse übertragen.

Die von mir gefundenen Naßböden und Braunerden innerhalb des Würm-Lösses wurden zwar als interstadiale Bildungen ausgeschieden. Eine Einordnung, ob z.B. der Jung/Mittel-Würm-Interstadialboden zum Paudorf- oder Arcy-Interstadial gehört oder ob er gar beide repräsentiert, kann aber aufgrund der derzeitigen Aufschlußverhältnisse nicht vorgenommen werden.

Erst der Eem-Boden ist wieder eindeutig zeitlich einzustufen. Im Niederrheingebiet, eine wesentlich feuchtere Landschaft, als es das Rheinhessische Tafel- und Hügelland ist, kommen nach PAAS (1962) Parabraunerden, Pseudogley-Parabraunerden, Parabraunerden Pseudogleye, Gley-Parabraunerden und Gleye vor. In Rheinhessen sind es dagegen Tschernoseme, die als Bodentypen wärmere Verhältnisse repräsentieren. Zeitlich entsprechen diese Böden eindeutig den Rib/Würm-Interglazialböden anderer Lokalitäten. Sie sind aus einem Rib-Löß hervorgegangen, dessen Lage auf der Mittel-Terrasse eine zeitliche Abgrenzung auch gegen das Liegende hin erlaubt.

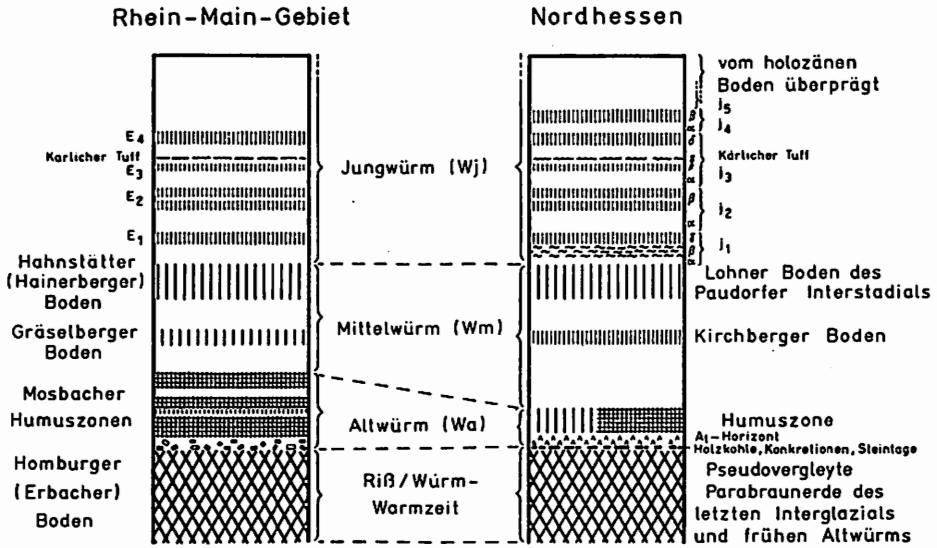
Die nebeneinandergestellten Gliederungen des jüngsten Pleistozäns vom Niederrhein und aus dem Südlichen Rheinhessen sollen das oben Gesagte verdeutlichen.

Tab. 19: Nieder-Terrassendecksedimente im Niederrheingebiet und Südrheinessen

		Niederrheingebiet nach PAAS 1962		Südliches Rheinessen	
		höhere Terrassen	Niederterrasse	höhere Terrassen	Niederterr.
Holozän	Subatlantikum Subboreal Atlantikum Boreal Praeboreal	Parabraunerde Pseudogley, Gley	Parabraunerde, Sand Parabraunerde Hochflutlehm Dünen	Braunerden Steppenböden	Braunerden auf Hochflutlehm Smonicaartiger Aueboden
	Jüng. Dryaszeit Alleröd		Bildung der JNT Allochthoner Kalk- auenboden		Schwemmlöß Kalkauenboden
Weichsel-(Würm)-Eiszeit	Ältere Dryaszeit Bölling Älteste Dryaszeit	Löß und Boden- bildungen	Bildung der ÄNT	Löß und Boden- bildungen	Bildung d. JNT? Bildung d. ÄNT?

Abkürzungen: ÄNT = Ältere Nieder-Terrasse
JNT = Jüngere Nieder-Terrasse

In einer neuen Arbeit von SCHÖNHALS, ROHDENBURG & SEMMEL (1964)²³⁾ werden die Würmlöb-Gliederungen des Rhein-Main-Gebietes und Nord-



23) Für die Überlassung des Manuskriptes vor dem Druck des Aufsatzes bin ich Herrn Prof. Dr. E. Schönhals sehr zu Dank verpflichtet. Ebenso sei herzlichst gedankt für das aus dieser Arbeit zur Verfügung gestellte Klischee (Abb.50). - Erst nach Abschluß der Niederschrift meiner Arbeit erlangte ich von der Existenz der Untersuchung der Herren SCHÖNHALS, ROHDENBURG & SEMMEL Kenntnis. (Freundl. Hinweis von Herrn Prof. Woldstedt).

hessens gegenübergestellt und mit den Verhältnissen im übrigen Mitteleuropa verglichen. Die Verfasser gliedern den über dem letztinterglazialen Boden folgenden Löß der Würm-Kaltzeit in Alt-, Mittel- und Jung-Würm. Die Abgrenzungen werden durch Bodenbildungen markiert. Für jeden Würm-Abschnitt wurden charakteristische Bildungen herausgestellt, so für das Alt-Würm mehrere Humuszonen. Im Mittel-Würm sind es Naßböden und braune Verlehmungszonen, im Jungwürm Naßböden und Verbraumungszonen. Gleichzeitig wird das Kärlicher Tuffbändchen in diese Bodenabfolge des Jung-Würm eingeordnet (Abb. 50).

Das aufgrund der Profilaufnahmen an verschiedenen Orten des Rhein-Main-Gebietes von den Verfassern aufgestellte Sammelprofil ermöglicht auch die Einordnung der von mir gegebenen Profile. Besonders die Profile Nr. 1 (Sprendlingen I) und Nr. 48 (Monsheim I) lassen parallele Entwicklungen zu den SCHÖNHALSschen Profilen (1964) erkennen.

In Sprendlingen liegt zwar nicht mehr der letztinterglaziale Boden vor, doch läßt die Erosionsdiskordanz zwischen f_3C und f_2C die Grenze Kaltzeit/Warmzeit hier an dieser Stelle vermuten. Auch die Autoren der o.a. Arbeit nehmen intensive Abtragungsvorgänge an, die die Bodenbildungsphasen des Rib/Würm-Interglazials abgebrochen haben. Die von mir als f_2C und f_2g bezeichneten Horizonte dürften aufgrund ihrer Physiognomie etwa den "Mosbacher Humuszonen" entsprechen. Im f_2C -Horizont habe ich zwei Straten zusammengefaßt, deren Stellung nicht genau definierbar war.

Dem "Hahnstätter (Hainerberger) Boden" im Rhein-Main-Gebiet und dem ihm entsprechenden "Lohner Boden" Nordhessens sind wahrscheinlich die Naßböden und Braunerdereste des Rheinhessischen Tafel- und Hügellandes gleichzusetzen. Mit ihnen geht das Mittel-Würm zu Ende. Da sie als einzige Bodenbildungen dieses Zeitabschnittes im nördlichen Rheinhessen erhalten sind, muß hier mit starken Abtragungsleistungen gerechnet werden, da z.B. ein Äquivalent des von SCHÖNHALS, ROHDENBURG & SEMMEL gleichfalls in das Mittel-Würm gestellten, aber etwas schwächeren "Gräselberger Bodens" nicht gefunden werden konnte. Dagegen liegt im f_3A des Profils Nr. 48 Monsheim I ein Boden vor, der seiner Stellung nach

dem "Gräselberger Boden" gleichkommen würde. Allerdings beobachtete ich den Boden nur hier in Monsheim. Die relativ große Mächtigkeit (70 cm) kann mit den besonderen Entstehungsbedingungen erklärt werden, da das Solum als Aueboden angesprochen wurde.

Das Monsheimer Profil ist jedoch noch aus anderen Gründen bemerkenswert. Einmal war unweit dieser Grube das Tuffbändchen des Kärlicher Ausbläusers aufgeschlossen, zum anderen weist der von mir dem Jung-Würm zugewiesene Profilabschnitt einen ähnlichen Wechsel der Straten auf, wie das Sammelprofil der o.a. Arbeit. Der LÖB des Jung-Würms von Monsheim beginnt gleichfalls mit gelbgrauen bis braunen Flecken, die z.T. als Rostflecke anzusprechen sind. Darüber folgen nach SCHÖNHALS u.a. "vier schwache Verbraunungshorizonte". Diese werden hier vertreten durch (von unten nach oben) den Oberteil des f_1C_{15} , der über dem Basiskies folgt, durch f_1C_{14} und f_1C_{13} mit den Pupilla-Horizonten im Bereich ihrer Untergrenzen, sowie durch den f_1C_{11} , der sich infolge Verhärtung (Wasserzirkulation !) von seinem Hangenden und Liegenden gut abhebt. Der f_1C_{13} weist (s.o.) deutliche hellere und dunklere Flecken auf, die der Grau- und Rostfleckung des zweiten Horizontes des Sammelprofils von SCHÖNHALS u.a. entsprechen. Leider ist hier in der Grube - obwohl es zu erwarten wäre - das Tuffbändchen nicht mehr aufgeschlossen, so daß eine noch schärfere Untergliederung nicht möglich ist. Daß die Zahl der "Verbraunungshorizonte" stark variieren kann, zeigt das Sammelprofil für Nordhessen, das die gleichen Autoren gaben, wobei aber insgesamt 6 solcher Horizonte ausgeschieden wurden.

Bei ihren Vergleichen mit anderen bekannten Lößprofilen aus Mitteleuropa kommen SCHÖNHALS, ROHDENBURG & SEMMEL (1964) zu dem Schluß, daß der "Homburger Boden" dem "R/W-Boden" BRUNNACKERS (1958) und dem "Boden der Letzten Warmzeit" FREISINGS (1957) entspricht. Desweiteren führen die Autoren folgende Arbeiten an, in denen Böden des Rib/Würm-Interglazials beschrieben werden, die mit dem "Homburger Boden" gleichzusetzen sind:

FINK (1962), KLÍMA, KUKLA, LOŽEK & deVRIES (1962), LIEBEROTH (1962), PAAS (1962), RUSKE & WÜNSCHE (1961), UNGER & RAU (1959).

Damit ist gesagt, daß auch die Schwarzerdebildungen vom "Zeilstück" bei Weinheim (Profil Nr. 18) und vom "Hahnberg" (Profil Nr. 20), sowie die über der Riß-Terrasse folgenden Böden in Monsheim (Profil Nr. 48/49) und der Tschernosem von Kriegsheim (Profil Nr. 50) mit dem "Homburger Boden" parallelisierbar sind.

Die "Mosbacher Humuszonen" werden mit ebensolchen Bildungen aus Nieder-Österreich, der ČSSR, aus Niedersachsen und Thüringen parallelisiert. Im Rheinhessischen Tafel- und Hügelland weist nur das Profil Nr. 1 Sprendlingen I ähnliche Erscheinungen auf, die jedoch nicht so ausgeprägt sind, wie sie in der o.a. Arbeit geschildert werden.

Wie SCHÖNHALS, ROHDENBURG & SEMMEL (1964) selbst schreiben, ist der "Gräselberger (bzw. Kirchberger) Boden" bisher nur in Hessen zu beobachten gewesen. Ob BRUNNACKERS "Fwc-Boden" (1958) diesem entspricht ist fraglich. Ebenfalls nicht vollständig gesichert ist die Parallelisierung des f_3^A von Monsheim mit dieser Bodenbildung.

Die Autoren setzen dagegen den "Lohner (bzw. Hahnstätter) Boden" mit BRUNNACKERS "Braunem Verwitterungshorizont" (1959) gleich. Dementsprechend sind die Naßbodenbildungen und Braunerdereste aus dem nördlichen und südlichen Rheinhessen mit diesem zu parallelisieren. Dem "Lohner Boden" werden außerdem "Stillfried B" bzw. "Paudorf" FINKS (1961), sowie die "Gleinaer Bodenbildung" LIEBEROTHs (1962) und "PKI" der Tschechen gleichgesetzt.

Die "schwachen Verbraunungshorizonte" wurden nach den Angaben von SCHÖNHALS, ROHDENBURG & SEMMEL (1964) bisher nur im Würmlöß Hessens gefunden. Nur der " E_2 "-Horizont des Rhein-Main-Gebietes entspricht dem "Naßboden III" FREISINGS (1957). Hierher sind auch die dunkleren Horizonte des Jung-Würmlösses von Monsheim (Profil Nr. 48) zu stellen. Zwar ist die Parallelisierung nicht vollständig möglich, da das Tuffbändchen fehlt, doch lassen Zahl, Anordnung und Ausbildung der Straten eine gleiche Entwicklung vermuten. Mit diesen Verbraunungszonen müssen auch die "Pupilla-Horizonte" in Verbindung gebracht werden. REMY (1959) beschrieb sie aus dem Mittelrheingebiet. Dort fehlen allerdings die Ansätze zur Boden-

bildung. Außerdem tritt der "Pupilla-Horizont" dort nur einmal auf, während er hier in Monsheim - deutlich getrennt - zweimal vorkommt und mit je einer der Verbraunungszonen in Verbindung steht. Die "Pupilla-Horizonte" werden von SCHÖNHALS, ROHDENBURG & SEMMEL (1964) jedoch nicht erwähnt.

d) Zusammenfassende Übersicht über die Entwicklung der Landschaftsformen des Rhein Hessischen Tafel- und Hügellandes

(1) Tabelle 24 (Beilage)

(2) Zur Übersicht der Landschaftsentwicklung

Der erste Teil der Tabelle, besonders der Zusammenhang der Entwicklung mit den einzelnen Hebungsphasen, beruht auf Angaben von WEILLER (1953). Die Flußentwicklung der Pfrimm läßt sich mit Hilfe zahlreicher Terrassen ableiten. Aufgrund ihrer Niveaus und der landschaftlichen Zusammenhänge wurden die höchsten Terrassen in das Günz- und Mindel-Glazial gestellt. Die Mindel-Terrassen wurden von mir bis in das Rotliegend-Gebiet hinein weiterverfolgt. Die dort vorliegenden Verhältnisse lassen zwar die schon von REIS (1921) ausgesprochene These von der Schaffung der Marnheim-Dreiesener Ausraumzone bzw. Talweitung durch Stau am Tertiärriegel zwischen Marnheim und Wachenheim als durchaus akzeptabel erscheinen, doch sind die Schotterhänge (s.o.) tatsächlich terrassiert. Genetisch ist das so zu verstehen, daß beim Stau am Tertiärriegel zunächst nur erodiert wurde. Das heißt: es erfolgte solange eine Abtragung des weicheren Rotliegendgesteins, bis das tertiäre Kalkplateau erstmals durchbrochen war. Aus diesem Grunde sind die Höhen westlich des Plateaus niedriger. Ihre höchsten Teile tragen deshalb auch oben eine Schotterdecke, selbst, wenn es sich nur um kleine, den Rücken oben aufgesetzte Kuppen handelt. Mit dem Einschneiden in den Kalkriegel und den zeitweise auftretenden Hebungen begann aber auch die Terrassenbildung. Da die Terrassenniveaus des Oberen Pfrimmgebietes mit den in Vorderen, also östlich des Tertiärriegels, übereinstimmen, halte ich es für unbegründet, nur von "Schotterungsstufen" zu sprechen, wie es REIS (1921) und spätere Autoren (WEILLER, KLUG) taten. Es handelt sich hierbei einwandfrei um Flußterrassen. Daß auch bei ihrer Bildung eine gewisse Stauwirkung geherrscht hat, zeigt die verstärkte Ausräumung in der näheren Umgebung von Marnheim. Dokumentiert wird das durch die dort fehlenden höheren Terrassen.

Weil nun nicht nur die Niveaus der "Schotterungsstufen" auf die einwandfrei als Flußterrassen, also durchnagte Reste alter Talfüllungen, identifizierten Formen des Vorderen Pfrimmgebietes eingespielt sind, sondern auch der morphologische Charakter einer Terrasse gewahrt bleibt, sollen diese Formen des Oberen Pfrimmgebietes auch als solche angesprochen werden.

Bei dem Stau suchten sich auch einzelne Arme der Pfrimm andere Wege. Die bei Göllheim auf dem Scharf-Hübel gefundenen Schotter, ebenso die vom Gundheimerhof (KLUG 1959), sind als Reste eines ehemaligen Pfrimmlaufes aufzufassen, der über das heutige Mohr- und Ammelbachtal seinen Weg nahm. Zur Zeit der Jüngeren Hochterrasse muß die Pfrimm schon die Kalkdecke durchschnitten haben. Schleichsandfossilien in der Kriegsheimer Terrasse, auf die WEILER (1953) hinwies, beweisen das. Die für diese Zeit angesetzte Bakinische Phase (WITTMANN 1938/1939, WEILER 1953) brachte für Südrheinessen eine Hebung von Westen her, gleichzeitig ein erstes Festlegen des Pfrimmlaufes in die West-Ost-Richtung. Auf dem Höhepunkt der Bakinischen Phase erfolgt die endgültige Festlegung des Flusses. Vorher, im Mindel II und Mindel II/III und III, wurde die Obere und Untere Stufe der Älteren Hochterrasse (35 bzw. 45 m) und die Jüngere Hochterrasse (20 m) akkumuliert.

Diese Terrassen wurden von mir gleichfalls gefunden und durch Kartierungen erweitert festgelegt. Da jedoch entsprechende Decksedimente fehlen, muß die von WEILER (1931, 1953) gegebene Datierung und Einstufung der Terrassen beibehalten werden. - Die sogenannten "grauen Rheinsande" aus dem Altpleistozän bilden nach WEILER östlich von Pfeddersheim das Liegende der Unteren Stufe der Älteren Hochterrasse. Die Sande sind als Sedimente einer ehemaligen Flußschlinge des Rheines aufzufassen, die Südrheinessen bis Pfeddersheim überstrich. Die Fauna jener Sande läßt sie mit den mittleren Mosbacher Sanden gleichaltrig sein, die vor dem Höhepunkt des Mindel II-Glazials akkumuliert wurden. WEILER legte bei der Datierung Arbeiten von SOERGEL zugrunde. Demnach muß die Terrasse nun jünger als die Sande sein, man stellt sie daher ins Mindel II-Glazial. Aufgrund dieser Einstufung werden die höher gelegenen Terrassen in vorhergehende Glaziale ge-

legt, tiefer gelegene als jünger betrachtet. Die 20 m-Terrasse von Kriegsheim stellt WEILER (1953) in das Mindel II/III bzw. III, weil faunistische Gründe dies wahrscheinlich machen. In der bakischen Phase bzw. deren Höhepunkt wurde nicht nur der Pfrimmlauf festgelegt, sondern es wurde auch die Trennung des Grabens vom Plateau morphologisch sichtbar. Damit sind dann die wichtigsten Züge im Antlitz der Landschaft des Rhein Hessischen Tafel- und Hügellandes festgelegt. Seit dem Riß-Glazial besteht aber die Möglichkeit, durch fossile Böden und Löss die Entwicklung auch in Einzelheiten festzulegen, was besonders für die klimageomorphologische Entwicklung neue Aspekte erbrachte.

Die Ältere und Jüngere Mittel-Terrasse des Älteren und Jüngeren Riß-Stadials bilden wichtige Formen des Pfrimmgebietes und Nordrheinhessens. Wie schon gezeigt, liegt die Ältere Mittel-Terrasse der Pfrimm um 10 m über dem rezenten Talboden. Dieses Niveau konnte auch am Wiesbach wiedergefunden werden (Profil Nr. 1; Sprendlingen I). Die Jüngere Mittel-Terrasse im Pfrimm-Gebiet mit 6 - 8 m angesetzt, kann auch in Nordrheinhessen (Profil Nr. 5; Wallertheim) mit 6 m beobachtet werden. Nun zeigt sich am Beispiel der Profile Sprendlingen I und II (Abb.41), daß beide zwar die Ältere Mittel-Terrasse führen und auch im Aufbau der Decksedimente der Terrasse übereinstimmen, jedoch eine wesentliche Differenz in der Höhenlage der Terrasse aufweisen. In Profil Nr.1 liegt sie 10 - 11 m über dem Bach, in Profil Nr. 2 jedoch 28 - 29m. Falls nicht die von FALKE (1960) für Profil Nr. 2 gegebene Terrasseneinstufung unrichtig ist, kann nur eine Hebung nach der Akkumulation dieser Terrasse vermutet werden. Da das Profil auf der höheren Terrasse am Hang des Kalkplateaus liegt und auf der Karte von FALKE im Gebiet zwischen den beiden o.a. Profilen eine Störung vermutet wird, könnte die angenommene Hebung sich als wahrscheinlich erweisen. Dann hätte man aber mit einer nochmaligen Heraushebung der Plateaus zu rechnen, die einen Betrag von ca. 15 m ausmache. Zeitlich wäre diese junge Hebung frühestens nach der Akkumulation der Älteren Mittel-Terrasse im Älteren Riß-Stage erfolgt. Weitere Konsequenzen ergeben sich daraus für die Heraushebung der Plateaus im nördlichen Rheinhessen: Da die

Plateaus mindestens östlich vom Wißberg im gleichen Niveau wie dessen Oberfläche liegen, muß auch für diese mit einer ähnlichen Heraushebung gerechnet werden.

Das Riß/Würm-Interglazial brachte eine neue Entwicklung. Auf dem Riß-Löß bildeten sich ausgedehnte Schwarzerdeflächen, die auf eine Steppenlandschaft mit kontinentalem warm-trockenen Klima schließen lassen. Wie der Aufbau des Profils Nr. 18 (Zeilstück) vermuten läßt, muß mindestens in Teilen der Landschaft des Rheinhessischen Tafel- und Hügellandes das Relief dem heutigen entsprochen haben. Der fossile, interglaziale Tschernosem läuft mit seiner Oberkante + parallel der heutigen Oberfläche. Korrelierte Sedimente ließen an der Lokalität Zeilstück bei Weinheim nicht nur Schlüsse auf den Erosions- und Akkumulationszyklus zu, sondern auch auf die Ausformung der Landschaft vom Riß/Würm-Interglazial bis ins Postglazial.

An anderen Orten, etwa im Pfrimmgebiet, konnten ebenfalls Reste eines interglazialen Tschernosems (Kriegsheim) festgestellt werden. In der weiteren Entwicklung wurden verschiedene Würm-Lösse akkumuliert. Für die gleichfalls in der Würm-Kaltzeit entstandenen Nieder-Terrassen lassen sich zeitlich keine genauen Einstufungen geben. Vermutlich ist die Ältere Nieder-Terrasse in einen früheren Abschnitt des Würm-Glazials zu stellen. Die Jüngere Nieder-Terrasse läßt aufgrund der bei Worms-Weinsheim beobachteten Kryoturbationen vermuten, daß auch nach der Akkumulation der Terrasse noch längere Zeit Glazialklima herrschte. Während des Würms wurden in zwei Interstadialen, die an die Grenze vom Alt- zum Mittel-Würm und vom Mittel- zum Jung-Würm zu stellen sind, Frosttundrengleye, örtlich aber auch Braunerden gebildet. Diese Entwicklung ist in Südrhein Hessen ebenso wie im Norden des Rheinhessischen Tafel- und Hügellandes zu beobachten. Einzelne Bodenhorizonte zeigen auch hier wiederum, daß der Löß sich den gegebenen Formen des Reliefs anpaßte, die wiederum in wesentlichen Zügen den rezenten gleichen. Ein Tuff-Bändchen im jüngsten Würm-Löß bildet eine absolute Zeitmarke in den Sedimenten. Es wurde nur im nördlichen Rhein Hessen beobachtet, während es aus dem Süden nur von Monsheim aus der Literatur bekannt ist.

Am Ausgang des Pfrimm-Tales aus den südrhein Hessischen Kalkplateaus schüttete der Fluß einen großen Schotterkegel auf. Die Mündung der Pfrimm muß damals schon verschleppt gewesen sein, weil die Schotter sich vom Ausgang des Tales nach Nordosten zu ausbreiten. Morphographisch gesehen, ist das Riedelland des Vorderen Pfrimmtales eigentlich ein Schwemmkegel. Er setzt an dem Ausgang des Kalkplateaus zwischen Wachenheim und Monsheim an und erstreckt sich nach Ostnordost. Die Verteilung der Terrassen sowie das Fehlen einiger höherer Niveaus auf der Südseite des Vorderen Pfrimmtales ließen schon WEILLER (1931) vermuten, daß der Flußlauf der Pfrimm mehr auf der nördlichen Seite gelegen hat. Wie die Beobachtung an der Terrasse bei Profil 53 Pfeddersheim III zeigt, senkt sich diese noch nach Norden ab. Auch die Verteilung der Auesande läßt darauf schließen, daß der Pfrimmlauf noch in einem Teil der Mindel-Kaltzeit nach Nordosten gerichtet war. Der Uferbereich muß - wie aus den Geröllen am Klausenberg zu erschließen ist - bis nördlich Aabenheim gereicht haben. Erst dann kann mit der weiteren Heraushebung der Riedel eine Verlagerung der Pfrimm und ein Einschneiden in diesen großen Schwemmkegel erfolgt sein. Die Terrassen zeigen, daß danach die West-Ost Richtung eingehalten wurde und auch ein Bestreichen des Riedels zwischen dem heutigen Pfrimm- und Eistal erfolgen konnte. Vor dem alten Schotterkegel, der wenigstens teilweise in Form des Mörstadt-Pfeddersheimer Riedels konserviert ist, breitete sich dann der neue, mindestens würmzeitliche Nieder-Terrassenschwemmfächer in das Oberrheinische Tiefland aus. Die Wässer des Rheines und seiner Hochfluten arbeiteten an der Ausgestaltung des Schwemmkegels im heutigen Oberrheinischen Tiefland. Rinnen und Mulden bildeten sich, die teilweise wieder aufgefüllt wurden. Zum Teil entstanden in diesen Rinnen allerödzeitliche Kalkauenböden, als Ausdruck einer kurzfristigen Klimaverbesserung im Ausgang des Glazials. Endgültig wurde aber das Klima danach erst besser: mit dem Hinwenden auf das Boreal begann ein kontinentales, warm-trockenes Klima zu herrschen. Auf dem Löss bildeten sich Steppenböden, die von ZAKOSEK (1962) für das nördliche Oberrheintal untersucht wurden und bei welchen er mehrere Subtypen ausscheiden

konnte ²⁴⁾. Die Steppenböden bilden als Reliktböden in vielen Teilen Rheinhessens oft die rezente Landoberfläche. Mit dem neuerlichen und letzten Klimaumschwung bildeten sich aus den Steppenböden unter den heutigen gemäßigten und feucht-kühlen Klimaverhältnissen Braunerden und Parabraunerden.

2. Geomorphologische Karte 1 : 50 000

Ergebnis und Bestandteil einer jeden geomorphologischen Untersuchung sollte eine geomorphologische Karte sein. Sie faßt die Ergebnisse in übersichtlicher Form zusammen oder gibt zumindest eine Bestandsaufnahme des geomorphologischen Inventars, um den Lesenden Stütze und Hilfe in einem zu sein. Oft handelt es sich bei den geomorphologischen Arbeiten um kleinräumige Untersuchungen, die häufig Dinge voraussetzen, die nur dem Kenner des Gebietes vertraut sind. Schon die Untersuchungen und ihre Ergebnisse in eine unbekannte Landschaft hineinzuprojizieren verlangt Zeit und Mühe. So ist es recht und billig, wenn eine Karte gefordert wird, die ausreichend über das Gebiet informiert oder die eine Verteilung der Formen in der Landschaft sowie ihre Gruppierung und Stellung zueinander zeigt.

Da die Behandlung themakartographischer Fragen an anderer Stelle erfolgt, erübrigt sich hier ein Eingehen darauf. Die Erstellung der "Geomorphologischen Spezialkarte des Rheinhessischen Tafel- und Hügellandes 1 : 50 000 , Blatt Alzey (L 6314)" erfolgte aber in engem Zusammenhang mit der Anfertigung der vorliegenden Arbeit und ist daher als ein Teil dieser anzusehen.

24) Die Untersuchungen im südlichen Rheinhessischen Tafel- und Hügelland lassen mich fast zu der Auffassung kommen, daß wenigstens die braunen Steppenböden nur eine Erosionsform o.ä. der wärmezeitlichen Steppenböden darstellen. Andernfalls müßte eine klimatische Erklärung für die teilweise in ihrem Liegenden anzutreffenden tiefhumosen Zonen grosser Mächtigkeit, die deutlich vom hangenden A- oder A(B)-Horizont abgesetzt sind, gefunden werden.

VI. Quellenverzeichnis

Um die Arbeit mit dem Schrifttum zu erleichtern, wurde jede Literaturnummer mit einem Buchstaben versehen, der über die nicht immer aus dem Aufsatz- oder Buchtitel ersichtliche Fragestellung Auskunft gibt.

Es bedeuten: R = Regionale Arbeiten (Rheinhesisches Tafel- und Hügelland und angrenzende Landschaften)
 B = Bodenkunde und Bodengeographie
 M = Methodik und Methodologie
 E = Eiszeitalter
 A = Allgemeine Literatur, die nicht unter obige Rubriken fällt.

1. Verwendetes Schrifttum

- | | | |
|---|---------------------|---|
| M | 1. ACKERMANN, E. | Thixotropie und Fließeigenschaften feinkörniger Böden.
in: Geol.Rdsch., 36, 1948, S. 10-29 |
| E | 2. ACKERMANN, E. | Gliederung, Kinematik und paläoklimatische Bedeutung der würmeiszeitlichen Ablagerungen in Göttingen.
in: Mitt.d.Geol.Staatsinst.Hamburg, 23, 1954 |
| E | 3. ADAM, K.D. | Die altpleistozänen Säugetierfaunen Südwestdeutschlands.
in: N.Jahrb.Geol.Paläontol., Mh., 5, 1952, S. 229-236 |
| E | 4. ADAM, K.D. | Die Bedeutung der altpleistozänen Säugetierfaunen Südwestdeutschlands für die Gliederung des Eiszeitalters.
in: Geol.Bavar., 19, 1953, S. 357-363 |
| A | 5. AHNERT, F. | Zur Frage der rückschreitenden Denudation und des dynamischen Gleichgewichts bei morphologischen Vorgängen.
in: Erdkunde, VIII, 1954, S. 61-65 |
| R | 6. AMMON, L.v. u.a. | Erläuterungen zu dem Blatt Kusel (Nr. XX) der Geognostischen Karte des Königreiches Bayern (1 : 100 000).
München 1910 |

- R 7. ANFON, P. Eine Bemerkung zur oligozänen Geographie des Mainzer Beckens.
in: Notizbl.d.Hess.Landesamtes f.Bodenforsch., 82, 1954, S.213-214
- R 8. BAAS, J. Eine fröhdiluviale Flora im Mainzer Becken.
in: Zeitschr.f.Botanik, 25, 1932
- R 9. BAKKER, J.P. Einige Probleme der Morphologie und der jüngsten geologischen Geschichte des Mainzer Beckens und seiner Umgebung.
Utrecht 1930, 111 S. = Geogr.en geol. Mededeelingen,
Physiogeogr.-geol.Reeks, No.3.
- A 10. BERTSCH, K. Paläobotanische Monographie des Federseerieds.
Bibliotheca Botanica, 26, H, 103, 1931,
S.1-127
- R 11. BARTZ, J. Das Unterpliozän in Rheinhessen.
in: Jahresber.d.Oberrhein.Geolog.Ver.,
N.F.25, 1936, S.121-228
- R 12. BARTZ, J. Die Bohnerzablagerungen in Rheinhessen und ihre Entstehung.
in: Archiv f.Lagerstättenforsch., H.72,
1940
- R 13. BARTZ, J. Das Jungpliozän im nördlichen Rheinhessen.
in: Notizbl.d.Hess.Landesamtes f.Bodenforsch., (VI), 1, 1950, S.201-243
- M 14. BIROT, P. Les méthodes de la morphologie.
Reihe "Orbis", Paris 1955, 175 S.
- M 15. BLENK, M. Ein Beitrag zur morphometrischen Schotteranalyse.
in: Ztschr.f.Gem., N.F.4, 1960,
S.202-242
- E 16. BORDES, F. & MÜLLER-BECK Zur Chronologie der Lösssedimente in Nordfrankreich und Süddeutschland.
in: Germania, 34, 1956, S.199-208
- E 17. BRANDTNER, F. Lössstratigraphie und paläolithische Kulturabfolge in Niederösterreich und in den angrenzenden Gebieten (Zugleich ein Beitrag zur Frage der Würmgliederung).
in: Eiszeitalter und Gegenwart, 7, 1956,
S.127-175

- E 18. BRELIE, G. v. d. Probleme der stratigraphischen Gliederung des Pliozäns und Pleistozäns am Mittel- und Niederrhein.
in: Fortschr. Geol. Rheinland u. Westfalens, 4. 1959, S. 371-388
- A 19. BREMER, H. Flußerosion an der oberen Weser. Ein Beitrag zu den Problemen des Erosionsvorganges, der Mäander und der Gefällskurve.
Göttinger Geogr. Abhandlungen, 22, 1959, 192 S.
- A 20. BRINKMANN, R. Abriß der Geologie.
2 Bde., Stuttgart 1961 und 1959 (= 1. Bd. 9. Aufl. und 2. Bd. 8. Aufl.), 280 S. u. 360 S.
- E 21. BRUNNACKER, K. Der würmeiszeitliche Löß in Südbayern.
in: Geol. Bavar., 19, 1953, S. 258-265
- E 22. BRUNNACKER, K. Löß und diluviale Bodenbildungen in Südbayern.
in: Eiszeitalter und Gegenwart, 4/5, 1954, S. 83-86
- E 23. BRUNNACKER, K. Würmeiszeitlicher Löß und fossile Böden in Mainfranken.
in: Geol. Bavar., 25, 1955, S. 22-38
- E 24. BRUNNACKER, K. Regionale Bodendifferenzierungen in Mitteleuropa während der Würmeiszeit.
in: Eiszeitalter und Gegenwart, 7, 1956, S. 43-48
- E 25. BRUNNACKER, K. Bemerkung zur Feinstgliederung und zum Kalkgehalt des Lösses.
in: Eiszeitalter und Gegenwart, 8, 1957, S. 107-115
- E 26. BRUNNACKER, K. Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän in Bayern.
in: Geol. Bavar., 34, 1957, 95 S.
- E 27. BRUNNACKER, K. Zur Parallelisierung des Jungpleistozäns in den Periglazialgebieten Bayerns und seiner östlichen Nachbarländer.
in: Geol. Jahrb., 76, 1958, S. 129-150
- R 28. BUCHER, W. Beiträge zur geologischen und paläontologischen Kenntnis des jüngeren Tertiärs der Rheinpfalz.
in: Geognost. Jahresh., 26, 1914, S. 1-103

- E 29. BÜDEL, J. Eiszeitliche und rezente Verwitterung und Abtragung im ehemals nicht vereisten Teil Mitteleuropas. Pet.Mitt.Erg.-H.229, Gotha 1937, 71 S.
- E 30. BÜDEL, J. Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet. Geol.Rdsch., 34, 1944, S.482-519. Programmheft "Diluvialgeologie und Klima".
- A 31. BÜDEL, J. Die klima-morphologischen Zonen der Polarländer. in: Erdkunde, II, 1948, S.22-53
- E 32. BÜDEL, J. Die räumliche und zeitliche Gliederung des Eiszeitalters. in: Die Naturwissenschaften, 36, 1949, S.105-112 und 133-139
- A 33. BÜDEL, J. Das System der klimatischen Morphologie. in: Tagungsberichte Dt.Geogr.Tag München 1948. Landshut 1950, S.65-100
- E 34. BÜDEL, J. Die Klimaphasen der Würmeiszeit. in: Die Naturwissenschaften, 37, 1950, S.438-449
- E 35. BÜDEL, J. Die Klimazonen des Eiszeitalters. in: Eiszeitalter und Gegenwart, 1, 1951, S.16-26
- E 36. BÜDEL, J. Die "periglazial"-morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas auf der ganzen Erde. in: Erdkunde, VII, S.249-266, 1953
- A 37. BÜDEL, J. Die doppelten Einebnungsflächen in den feuchten Tropen. in: Zeitschr.f.Geom., N.F.1, 1957, S.201-228
- A 38. BÜDEL, J. Grundzüge der klimamorphologischen Entwicklung Frankens. = Würzb.Geogr.Arb., H.4/5 "Beiträge zur Geographie Frankens", Würzburg 1957. S.7-45; Gleichzeitig: Festschrift zum 31.Dt.Geogr.Tag. Würzburg 1957
- A 39. BÜDEL, J. Die Flächenbildung in den feuchten Tropen und die Rolle fossiler solcher Flächen in anderen Klimazonen. in: Tagber.Dt.Geogr.Tag.Wiesbaden 1958, S.89-121

- E 40. BÜDEL, J. Periodische und episodische Solifluktion im Rahmen der klimatischen Solifluktionstypen.
in: Erdkunde, XIII, 1959, S. 297-314
- E 41. BÜDEL, J. Die Gliederung der Würmkaltzeit.
= Würzb. Geogr. Arb., 8, 1960, 45 S.
- M 42. BÜDEL, J. Klima-genetische Geomorphologie.
in: Geogr. Rdsch., 15, 1963, S. 269-285
- E 43. CAILLEUX, A. Les actions éoliennes périglaciaires en Europe.
= Mémoires de la Société géologique de France (Nouvelle Série), Mémoire N° 46, Paris 1942
- M 44. CAILLEUX, A. Morphoskopische Analyse der Geschiebe und Sandkörner und ihre Bedeutung für die Paläoklimatologie.
in: Geol. Rdsch., 39, H. 1, 1951, S. 11-19
- A 45. DEGE, W. Landformende Vorgänge im eisnahen Gebiet Spitzbergens.
in: Pet. Mitt., 87, 1941, S. 81-97 u. S. 113-122
- E 46. DIJK, D.C. van & EDELMAN, C.H. Über alt- und mittelpleistozäne Solifluktionsablagerungen im Stromberggebiet in Württemberg.
in: Biuletyn peryglacjalny, Nr. 9, Łódz 1960
- A 47. DONGUS, H. Alte Landoberflächen der Ostalb.
= Forschungen zur dt. Landeskunde, Bd. 134, 1962, S. 71 S.
- E 48. EBERS, E. Hauptwürm, Spätwürm, Frühwürm und die Frage der älteren Würmschotter.
in: Eiszeitalter und Gegenwart, 1955, 6, S. 96-109
- A 49. EHRENBERG, P., GROSSE, B., HANNEMANN, W., JUNG, L., KURON, H. Bodenabtrag und Bodenschutz. Beiträge zum Problem der Bodenerosion für landwirtsch. Beratung u. Untersuchung.
in: Mitt. Inst. f. Raumf., Bonn, Bad Godesberg 1953
- R 50. FALKE, H. Rheinhessen und die Umgebung von Mainz. Berlin 1960, = Sammlung Geol. Führer Bd. 38, 156 S.

- R 51. FAULER, W. Das Deckschichtenproblem und das geologische Alter der Moustierstation in Wallertheim (Rheinhessen).
in: Jber. u. Mitt. Oberrh. geol. Ver., N.F. 27, Stuttgart 1938, S. 116-140
- E 52. FINK, J. Zur Systematik fossiler und rezenter Lössböden in Österreich.
Verhandl. VI. Int. Bod. Kongr., Paris 1956
- E 53. FINK, J. Zur Korrelation der Terrassen und Löss in Österreich.
in: Eiszeitalter und Gegenwart 1956, S. 49-77
- E 54. FINK, J. Leitlinien einer österreichischen Quartärstratigraphie.
in: Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 53, 1960, S. 249-266
- E 55. FINK, J. Die Gliederung des Jungpleistozäns in Österreich.
in: Mitt. d. Geol. Ges. in Wien, 54, 1961, S. 1-25 (Sonderdruck)
- E 56. FINK, J. Studien zur absoluten und relativen Chronologie der fossilen Böden in Österreich II. Wetzleinsdorf und Stillfried.
in: Archaeologia Austriaea, Wien, 31, 1962, S. 1-18 (Sonderdruck)
- E 57. FINK, J. Die fossilen Böden im Löss Österreichs und ihre Bedeutung für Stratigraphie und Paläoklimatologie.
Bodenkundliches Colloquium Bonn, 20. Februar 1963 (Vortrag)
- R 58. FIRBAS, F. Zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte der Rheinpfalz.
Beiheft botan. Centralbl., 52, Abt. B, 1934, S. 119-156
- A 59. FIRBAS, F. Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mittel-Europas nördlich der Alpen.
I. Bd., Jena 1949, 480 S.
- A 60. FIRBAS, F. Das absolute Alter der jüngsten vulkanischen Eruptionen im Bereich des Laacher Sees.
in: Die Naturwissenschaften, 40, 1953, S. 54-55

- E 61. FRANZ, H. Die thermophilen Elemente der mitteleuropäischen Fauna und ihre Beeinflussung durch die Klimaschwankungen der Quartärzeit.
in: Zoogeographica, 3, 1936, S. 159-320
- A 62. FRANZ, H. Zur Kenntnis der "Steppenböden" im pannonischen Klimagebiet Österreichs.
in: Die Bodenkultur, 8, H. 2, Wien 1955, S. 125-132
- E 63. FRANZ, H.-J. Das Oberrheingebiet und die Mittelgebirge im Quartär.
Ber. ü. d. 10. Tagung d. Dt. Quartärvereinerung vom 7.-12. Juni 1960 in Karlsruhe.
in: Geogr. Ber., Mitt. d. Geogr. Ges. in der DDR, Nr. 16, Jg. 5, 1960, S. 183-188
- E 64. FRÄNZLE, O. Untersuchungen über Ablagerungen und Böden im eiszeitlichen Gletschergebiet Norditaliens.
in: Erdkunde, XIII, 1959, S. 289-297
- E 65. FRÄNZLE, O. Interstadiale Bodenbildungen in oberitalienischen Würm-Lössen.
in: Eiszeitalter und Gegenwart, 11, 1960, S. 196-205
- E 66. FRÄNZLE, O. Die pleistozäne Klima- und Landschaftsentwicklung der nördlichen Po-Ebene im Lichte bodengeographischer Untersuchungen.
Habil.-Schr. Univ. Bonn, 1963
= Akad. d. Wiss. u. d. Lit., Abh. d. Math. nat. Kl., Jg. 1965, Nr. 8, Wiesbaden 1965, 144 S.
- A 67. FRECHEN, J. Die Herkunft der spätglazialen Bims- tuffe in mittel- und süddeutschen Maaren.
in: Geol. Jb., 67, 1952, S. 209-330
- E 68. FRECHEN, J. Die Tuffe des Laacher Vulkangebietes als quartärgeologische Leitgesteine und Zeitmarken.
in: Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf. 4, Krefeld 1959 a, S. 363-370
- E 69. FRECHEN, J. Die basaltischen "Ausbläser" von Kärlich (Neuwieder Becken) und die Verbreitung ihrer Tuffe.
in: Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf. 4, Krefeld 1959 b, S. 301-312

- A 70. FRECHEN, J. Führer zu vulkanologisch-petrographischen Exkursionen im Siebengebirge am Rhein, Laacher Vulkangebiet und Maar-gebiet der Westeifel. Stuttgart 1962, 151 S.
- E 71. FRECHEN, J. u. ROSAUER, E.H. Aufbau und Gliederung des Würm-Löß-Profils von Kärlich im Neuwieder Becken. in: Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf. 4, Krefeld 1959, S. 267-282
- E 72. FREISING, H. Löss, Fließerden und Wanderschutt im nördlichen Württemberg. Diss. TH Stuttgart 1949
- E 73. FREISING, H. Neue Ergebnisse der Lößforschung im nördlichen Württemberg. in: Jh. geol. Abt. Württ. Stat. L-A. 1, 1951, S. 54-59
- E 74. FREISING, H. Gibt es in Hessen drei Würmlösser? in: Jber u. Mitt. Oberrh. Geol. Ver., N.F. 33, 1953, S. 54-66
- E 75. FREISING, H. Gliederung und Alter des deutschen Lösses. Actes IV. Congr. Int. Quarternaire, 1953, 340, Rom 1956
- E 76. FREISING, H. Neue Altsteinzeitfunde aus Nordwürttemberg und ihr erdgeschichtliches Alter. Fundber. aus Schwaben, N.F. 14, 1957, S. 7-27
- E 77. GALLWITZ, H. Eiskeile und glaziale Sedimentation. in: Geologica 2, 1949, S. 1-24
- E 78. GAMS, H. Die relative und absolute Chronologie des Quartärs. in: Geol. Bavar. 19, 1953, S. 364-369
- E 79. GANSSSEN, R. Die Entstehung und Herkunft des Löß. Mitt. d. Laborat. d. Preuß. Geol. Landesanst., Berlin 1922
- B 80. GANSSSEN, R. u. HARTH, H. Beiträge zur Kenntnis der Böden des Oberrheingrabens. II. Mitt. in: Zeitschr. f. Pflanzen-ernährung, Düngung, Bodenkunde, 76, 1957, S. 213-257
- B 81. GANSSSEN, R. Bodenbenennung, Bodenklassifikation, Bodenverteilung in geographischer Sicht. in: Die Erde, 92, 1961, S. 281-295

- R 82. GARST, E. Das Diluvium im südlichen Rheinhessen und in der Rheinpfalz.
in: Ber. oberhess. Ges. Natur-u. Heilk., 17, 1936, S. 147-195 und Diss. Giessen 1936
- R 83. GEGENWART, W. Die ergiebigen Stark- und Dauerregen im Rhein-Main-Gebiet und die Gefährdung der landwirtschaftlichen Nutzfläche durch die Bodenzerstörung.
= Rhein-Main. Forschgn., H. 36, 1952, 52 S.
- R 84. GEGENWART, W. u. RUPPERT, K. Ein Versuch zur Feststellung der winterlichen Bodenzerstörung.
in: Pet. Mitt. 99, 1955, S. 21-23
- R 85. GEIB, K. Beiträge zur Kenntnis des West-Ufers des Mainzer Beckens.
in: Notizbl. d. Ver. f. Erdk. zu Darmstadt etc., Darmstadt 1917
- R 86. GEIB, K. Der Südwesten Rheinhessens in Geologie und Vorgeschichte.
Mainz 1922, 64 S.
- R 87. GEIB, K. W. Stratigraphisch-tektonische Untersuchungen im Bereich des Kartenblattes Waldböckelheim im Nahebergland und die tertiären Ablagerungen im westlichsten Teil des Mainzer Beckens.
in: Notizbl. Ver. Erdk. u. hess. geol. Landesamt, Darmstadt, (V) 19, Darmstadt 1938, S. 71-119
- R 88. GEIB, K. Neue Erkenntnisse zur Paläogeographie des westlichen Mainzer Beckens.
in: Notizbl. d. Hess. Landesamtes f. Bodenforsch. Wiesbaden, (F.6) 1950, S. 101-111
- A 89. GERMAN, R. Taldichte und Flußdichte in Südwest-Deutschland.
Ein Beitrag zur klimabedingten Oberflächenformung.
in: Studien zur südwestdeutsch. Landeskunde. Festschrift zu Ehren von Fr. Huttenlocher, 476 S.; Bad Godesberg 1963, S. 12-32
- E 90. GERTH, H. Über die Gliederung des Lösses auf den Terrassen am Taunusrand.
in: Verh. d. niederrh. geol. Ver., III, 1909, S. 45-47

- E 91. GRAUL, H. Eine Revision der pleistozänen Stratigraphie des schwäbischen Alpenvorlandes.
Mit einem bodenkundlichen Beitrag von Doz. Dr. Karl Brunnacker.
in: Pet.Mitt. 106, 1962, S.253-271
- A 92. GRADMANN, R. Süddeutschland.
2 Bde. Stuttgart 1931, 215 S. u. 553 S.
- A 93. GREBE, H. Über Talbildungen auf der linken Rheinseite, insbesondere über die Bildung des unteren Nahetales.
in: Jb.d.Preuß.geol.Landesanst., Berlin 1884, S.133-164
- R 94. GROSS, A. Einführung in die Geologie des Mainzer Beckens.
Braunschweig 1913
- A 95. GROSCHOPF, P.,
HAUFF, R. u.
KLEY, A. Pollenanalytische Datierung Württembergischer Kalktuffe und postglazialer Klimaablauf.
in: Jahresh.Geol.Abt. Württ.Statist. L.A., 2, 1952, S.72-94
- E 96. GROSS, H. Das Göttweiger Interstadial, ein zweiter Leithorizont der letzten Vereisung.
in: Eiszeitalter und Gegenwart 7, 1956a, S.87-101
- E 97. GROSS, H. Bericht über die Tagung der Deutschen Quartärvereinigung in Laufen a.d. Salzach (Oberbayern) am 4.Sept.1955, die Exkursionen in Österreich und die Spätpleistozän-Diskussion in Wien am 9.9.1955.
in: Eiszeitalter und Gegenwart 7, 1956b, S.225-229
- E 98. GROSS, H. Die geologische Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns in Mitteleuropa und den angrenzenden Gebieten.
in: Quartär, Bd.9, 1957, S.3-39
- E 99. GROSS, H. Die bisherigen Ergebnisse von C¹⁴-Messungen und paläontologischen Untersuchungen für die Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns in Mitteleuropa und den Nachbargebieten.
in: Eiszeitalter und Gegenwart, 1958, S.155-187

- E 100. GROSS, H. Noch einmal: Riß oder Würm?
in: Eiszeitalter und Gegenwart 10,
1959, S.65-76
- E 101. GROSS, H. Die Bedeutung des Göttweiger Intersta-
dials im Ablauf der Würmeiszeit.
in: Eiszeitalter und Gegenwart 11,
1960, S.99-106
- E 102. GROSS, H. Die Lösung des Problems der Gliederung
und Chronologie der letzten Eiszeit in
Mittel-Europa.
in: Forsch.u.Fortschr., 34, 1960,
S.297-301
- A 103. GROSSE, B. Die Bodenerosion in Deutschland und
ihre Kartierung als Grundlage für eine
systematische Bekämpfung.
in: Zeitschr.f.Raumforsch., Jg.1950,
H.1/2, S.40-51
- R 104. GÜMBEL, C.W.v. Erläuterungen zu dem Blatte Speyer
(XVIII) der Geognostischen Karte des
Königreichs Bayern (1:100 000).
München 1897
- E 106. GUENTHER, E.W. Gliederung des Jungpleistozäns im mit-
teleuropäischen Periglazialgebiet.
in: Schrift.d.Naturwiss.Ver.f.Schlesw.-
Holstein XXIX, S.65-72
- E 107. GUENTHER, E.W. Sedimentpetrographische Untersuchungen
von Lössen zur Gliederung des Eiszeit-
alters und zur Einordnung paläolithi-
scher Kulturen. Teil I: Methodische
Grundlagen mit Erläuterungen und Profi-
len.
Fundamenta, Monographien zur Urgeschichte.
Hrsg.v. H.Schwabedissen, Reihe B,
Bd.1, Köln-Graz 1961, 91 S.
- E 108. HAASE, G. Stand und Probleme der Lössforschung in
Europa.
in: Geogr.Ber., 27, 1963, S.97-129
- R 109. HÄBERLE, D. Die geologischen Verhältnisse der Nord-
pfalz.
Kirchheimbolanden 1913
- R 110. HÄBERLE, D. Über Flugsandbildungen in der Rhein-
pfalz.
in: Verh.naturh.-med.Ver., 17, 2,
Heidelberg 1930, S.85-103

- R 111. HÄBERLE, D. Über Flugsandbildung mit Kiesrückständen in der Rheinpfalz.
in: Jahresber. u. Mitt. d. Oberrh. Geol. Ver., N.F. 1931
- R 112. HÄBERLE, D. Die Nord-Pfalz in geologisch-geographischer Darstellung.
Kirchheimbolanden 1931
- R 113. HAFFNER-JANEK, S. Die quartären Ablagerungen der Vorderpfalz.
Diss. Univ. Bonn (in Arbeit)
- B 114. HANNEMANN, W. Bodenuntersuchungen in Rheinland-Pfalz in den Jahren 1949-1954.
in: Die Phosphorsäure, Bd. 14, 1954, S. 179-194
- B 115. HARD, G. Das Bodenprofil als landschaftsgeschichtliches Archiv.
Über eine pedologische Hilfe bei der Bestimmung von Flurwüstungen.
in: Erdkunde, XVII, 1963, S. 232-235
- B 116. HARRASSOWITZ, H. Fossile Verwitterungsdecken.
in: Handbuch der Bodenlehre, 4, Berlin 1930, S. 225-305
- B 117. HARTH, H. Beiträge zur Kenntnis der Steppen- und steppenähnlichen Böden des Oberrheintales.
Diss. Freiburg 1956
- A 118. HARTKE, W. Kartierung von Starkregengüssen auf Grund ihrer bodenzerstörenden Wirkung.
in: Erdkunde, VIII, 1954, S. 202-206
- R 119. HAUPT, O. Bemerkungen über die Hirsche aus dem Dinotheriensand Rheinhessens.
in: Notizbl. Ver. Erdk. u. hess. geol. Land.-Anst. Darmstadt f. 1934 (V), 15, Darmstadt 1935, S. 50-55
- R 120. HELLER, F. Eine oberpliozäne Wirbeltierfauna aus Rheinhessen.
in: N. Jb. f. Min. etc. Abt. B. Beilageband 76. 1936, S. 99-160
- A 121. HEMPEL, L. Tilke und Sieke - ein Vergleich.
in: Erdkunde, VIII, 1954, S. 198-202
- A 122. HEMPEL, L. Über Alter und Herkunftsgebiet von Auelehmen im Leinetal.
in: Eiszeitalter und Gegenwart, 7, 1956, S. 35-42

- A 123. HEMPEL, L. Jüngste Entwicklungen und gegenwärtiger Stand der geomorphologischen Forschung in Deutschland.
in: Berichte zur dt. Landeskunde, 22, 1959, S. 224-242
- R 124. HERCHENRÜTHER, L. Zur Morphologie des Nordpfälzischen Berglandes und des südlich angrenzenden Buntsandsteingebietes der Pfälzischen Stufenlandschaft.
= Bad. Geogr. Abh., 13, 1935, 88 S.
- E 125. HIRSCH, L. Neue Beobachtungen zur Stratigraphie und Tektonik des oberrheinischen Diluviums.
in: Mitt. bad. geol. Landesamt, 1948, Freiburg i. Br. 1948, S. 51-54
- R 126. HIRSCH, L. Eiszeitliche Frostböden in der Oberrheinebene bei Karlsruhe.
in: Beitr. naturk. Forsch. SW-Dtschl., 8, Karlsruhe 1949, S. 61-73
- R 127. HIRSCH, L. Echte und falsche Dauerfrostböden auf der Oberrheinebene zwischen Karlsruhe und Mannheim.
in: Beitr. naturk. Forsch. SW-Dtschl., 9, Karlsruhe 1950, S. 1-14
- R 128. HOCK, A. u. GOETTING, A. Erläuterungsheft zur Geologischen Übersichtskarte der Pfalz (1:100 000) (Geologische oder erdgeschichtliche Übersichtskarte der Pfalz) Stuttgart 1937
- B 129. HOHENSTEIN, V. Die Löß- und Schwarzerdeböden Rheinhessens.
in: Jb. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. 9, Stuttgart 1920, S. 74-97
- A 130. HÖVERMANN, J. Studien über die Genesis der Formen im Talgrund südhanoverscher Flüsse. Nachr. d. Akad. d. Wiss. in Göttingen, math.-phys. Kl., biol.-physiol.-chem. Abt. 1953, 14 S.
- A 131. JESSEN, O. Tertiärklima und Mittelgebirgsmorphologie.
in: Zeitschrift d. Ges. f. Erdkunde, Berlin 1938, S. 36-49
- R 132. JÜNGST, H. Zur Sedimentation des Meeressandes im Mainzer Becken.
in: Zentralbl. f. Min. etc. Abt. B, 3, 1929, S. 65-84

- M 133. KAISER, K.H. Geologische Untersuchungen über die Hauptterrassen der Niederrheinischen Bucht.
= Sonderveröff. d. Geol. Inst. d. Univ. Köln I, Köln 1956, 68 S.
- E 134. KAISER, K.H. Wirkungen des pleistozänen Bodenfrostes in den Sedimenten der Niederrheinischen Bucht.
in: Eiszeitalter und Gegenwart, 9, 1958, S. 110-129
- E 135. KAISER, K.H. Klimazeugen des periglazialen Dauerfrostbodens in Mittel- und Westeuropa.
in: Eiszeitalter und Gegenwart, 11, 1960 a, S. 121-141
- E 136. KAISER, K.H. Bericht über die Tagung der Deutschen Quartärvereinigung in Karlsruhe vom 7.-12.6.1960
in: Eiszeitalter und Gegenwart, 11, 1960 b, S. 226-238
- E 137. KAISER, K.H. Gliederung und Formenschatz des Pliozäns und Quartärs am Mittel- und Niederrhein, sowie in den angrenzenden Niederlanden unter besonderer Berücksichtigung der Rheinterrassen.
in: "Köln und die Rheinlande". Festschrift z. 33. Dt. Geogr. Tag 1961, Wiesbaden 1961, S. 236-278
- M 138. KALTERHERBERG, J. u. KARRENBERG, H. Zur Methodik und Auswertung von Korngrößenuntersuchungen im Niederrheinischen Tertiär.
A. "Zur Methodik der Korngrößen-Untersuchungen (H. Karrenberg)"
B. "Zur Auswertung von Korn- und Gefügeuntersuchungen" (J. Kalterherberg u. H. Karrenberg).
in: Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., 1, 1958, S. 33-55
- W 139. KÄUBLER, R. Die Tilke als junge Form des Kulturlandes.
in: Geogr. Anz., 1937, S. 361-372
- A 140. KELLERSOHN, H. Untersuchungen zur Morphologie der Talanfänge im mitteleuropäischen Raum.
= Kölner Geogr. Arbeiten, H. 1, 1952, 104 S.
- A 141. KESSLER, A. Studien zur jüngeren Talgeschichte am Main und an der unteren Mümling und

über jüngere Formenentwicklung im hinteren Buntsandstein-Odenwald.
= Forschungen zur dt.Landeskunde, Bd.133, 1962, 94 S.

- E 142. **KESSLER, P.** Das eiszeitliche Klima und seine geologischen Wirkungen im nichtvereisten Gebiet.
Stuttgart 1925, 210 S.
- R 143. **KINKELIN, F.** Der Pliozänsee des Rhein-Maintales und die ehemaligen Mainläufe.
Ein Beitrag zur Kenntnis der Pliozän- und Diluvialzeit des westlichen Mitteldeutschlands.
in: Ber.d.naturforsch.Ges. Frankfurt a.M. 1888
- B 144. **KISSEL, F.** Die alten Grundsteuereinschätzungen im südlichen Rheinhessen in Beziehung zu Boden und Klima.
Arb.d.Anst.f.Hess.Landesforsch.a.d. Univ.Gießen, Geogr.Reihe, Hrsg.v. F.Klute, H.6, Gießen 1931
- R 145. **KLÄHN, H.** Rheinhessisches Pliozän, besonders Unterpliozän im Rahmen des mitteleuropäischen Pliozäns.
in: Geol.u.pal.Abh., N.F. Bd.18, 1931
- E 146. **KLÍMA, B.,
KUKLA, J. u.
DE VRIES, H.** Stratigraphie des Pleistozäns und Alter des paläolithischen Rastplatzes in der Ziegelei von Dolni Vestonice (Unter Wisternitz).
in: Anthropozoikum XI, Praha 1962, S.93-146
- R 147. **KLING, M. u.
ENGELS, O.** Bodenuntersuchungen in der Rheinpfalz und ihre Auswertung für die landwirtschaftliche Praxis.
Ausgeführt in den Jahren 1924-1929 a.d.Landw.Krs.-Versuchsstation Speyer a.R. Veröff.d.Pfälz.Ges.z.Förd.d.Wiss., Bd.XV, Speyer a.R. 1930
- R 148. **KLUG, H.** Das Zellertal. Eine geographische Monographie.
= Diss.Mainz 1959 (1961), 214 S.
- R 149. **KLUG, H.** "Reche" und "Rosseln" in Rheinhessen.
in: Mitteilungsblatt zur rheinhess. Landeskunde, 13, 1964, S.131-134

- A 150. KLUTE, F. u. WILL, W. Terrassenbildung und Erosion des mittleren Rheingebietes in ihrer Abhängigkeit von Tektonik und Klima des Diluviums.
in: Pet.Mitt., 80, 1934, S.144-147
- E 151. KLUTE, F. Rekonstruktion des Klimas der letzten Eiszeit in Mitteleuropa auf Grund morphologischer und pflanzengeographischer Tatsachen.
in: Geogr.Rdsch. 1949, 1. S.81-89 u. S.121-126
- E 152. KLUTE, F. Das Klima Europas während des Maximums der Weichseleiszeit und die Änderungen zur Jetztzeit.
in: Erdkunde, V, 1951, S.273-283
- R 153. KNIERIEM, F. Landeskundliche Skizze von Rheinhessen. Festschr.z.22.Dt.Geogr.Tag Breslau 1927, S.91-101
- A 154. KOCH, H.G. Landregen- und Gewitterniederschläge in Abhängigkeit vom Gelände.
in: Urania, Jg.15, 1952, 4, S.269-273
- A 155. KÖLBEL, H. Perm.
in: Die Entwicklungsgeschichte der Erde. Brockhaus-Taschenbuch der Geologie. Leipzig 1955, S.278-292
- B 156. KOSSOWITSCH, P. Die Schwarzerde.
Intern.Mitt.f.Bodenkde., 1, 1911-1912
- M 157. KÖSTER, E. Mechanische Gesteins- und Bodenanalyse. Leitfaden der Granulometrie und Morphometrie.
München 1960, 171 S.
- M 158. KÖSTER, E. Möglichkeiten und Grenzen granulometrischer und morphometrischer Untersuchungsmethoden in der geographischen und geologischen Forschung.
in: Pet.Mitt., 106, 1962, S.111-115
- M 159. KÖSTER, E. Granulometrische und morphometrische Meßmethoden an Mineralkörnern, Steinen und sonstigen Stoffen.
Stuttgart 1964, 336 S.
- A 160. KREBS, N. Landeskunde von Deutschland.
3.Bd. "Der Südwesten", Leipzig 1931, 219 S.

- A 161. KREBS, N. Talnetzstudien.
Sitz.-Ber. Preuß. Akad. d. Wiss., Phys.-
Math. Kl., Berlin 1937
- E 162. KREKELER, F. Fossile Strukturböden aus der Umgebung
von Gießen und Wiesbaden.
in: Zeitschr. dt. geol. Ges. 81, H. 9, (1929),
S. 458-470
- B 163. KUBIENA, W. L. Bestimmungsbuch und Systematik der
Böden Europas.
Stuttgart 1953, 392 S.
- B 164. KUBIENA, W. L. Zur Mikromorphologie, Systematik und
Entwicklung der rezenten und fossilen
Lößböden.
in: Eiszeitalter und Gegenwart 7,
1956, S. 102-112
- E 165. KUGLER, H. Bemerkungen zur Gliederung und Alters-
stellung der pleistozänen Flußterrassen
der Unstrut.
in: Geogr. Ber., 20/21, 1961, S. 183-196
- R 166. LAUBMANN, G. H. Über die Bodenverhältnisse der Pfalz.
in: Jber. Pollichia, Dürkheim a. H. 1866
- E 167. LAUTERBORN, R. Über Staubbildung aus Schotterbänken
im Flußbett des Rheins, ein Beitrag
zur Lößfrage.
in: Verh. naturhist. med. Ver. Heidelberg
N. F. 11, 4. 1912
- R 168. LEPSIUS, R. Das Mainzer Becken, geologisch be-
schrieben.
Darmstadt 1883
- R 169. LESER, H. Geomorphologische Gliederung des Al-
zeyer Hügellandes.
in: Mitteilungsbl. z. rheinhess. Landes-
kde., 14, H. 3, S. 224-231 und H. 4, S. 238-
241, 1965 (a)
- R 170. LESER, H. Die Unwetter vom 4. und 5. Juli 1963
im Zeller Tal (Pfrimm-Gebiet, Südliches
Rheinessen) und ihre Schäden.
in: Ber. z. dt. Landeskd., Bd. 35, 1965,
S. 74-90 (b)
- R 171. LESER, H. Der Name "Rheinessen" in der landes-
kundlichen Literatur.
in: Geschichtliche Landeskunde, Bd. III,
1966, S. 210-219 (a)

- R 172. LESER, H. Geomorphologische Übersichtskarte (Erläuterungen zur ...) = Pfalzatlas, Textband; 3. Heft, Speyer 1966, S. 69-104 (b)
- R 173. LESER, H. Landformen und geologische Entwicklung. Zur geomorphologischen Übersichtskarte 1 : 300 000 im Pfalzatlas. in: Pfälzer Heimat, 17, 1966, S. 61-66(c)
- E 174. LIEBEROTH, J. Ein Beitrag zum Klima und zur Chronologie des Jungpleistozäns. in: Forsch. u. Fortschr., 36, 1962, S. 72-77
- E 175. LIEBEROTH, J. Die jungpleistozänen Lössе Sachsen im Vergleich zu denen anderer Gebiete. in: Pet. Mitt., 106, 1962, S. 188-198
- E 176. LIEBEROTH, J. Lösssedimentation und Bodenbildung während des Pleistozäns in Sachsen. in: Geologie, 12, 1963, S. 149-187
- E 177. LIEDTKE, H. Neue Ergebnisse der Quartärforschung im Südwestdeutschen Raum. Ber. ü. d. 10. Tagung d. Dt. Quartärvereinigung in Karlsruhe. in: Erdkunde, XIV, 1960, S. 308-311
- A 178. LINSTOW, O. v. Die Verbreitung der tertiären und diluvialen Meere in Deutschland. Abh. d. preuß. geol. L.-Anst. Berlin 1922
- R 179. LÖBER, H. Der Westrand des Oligozänmeeres in der Marnheimer Tertiärbucht. in: Mitt. d. Pollichia, N.F. Bd. 6, 1937, S. 60-62
- R 180. LÖFFLER, E. Die Oberflächengestaltung des Pfälzer Stufenlandes. = Forschungen zur Dt. Landeskunde, 1929, 27. Bd., H. 1, 78 S.
- R 181. LUCKHARDT, K. Der Bergbau der Ton-, Klebsand- und Glassandvorkommen im Gebiet Hettenleidelheim-Eisenberg/Pfalz und Kriegsheim-Monsheim/Hessen. in: Tonindustrie-Zeitung u. Keramik-Rdsch. Jg. 75, 1951, 516, S. 69-73
- R 182. LUDWIG, R. Erläuterungen zur geol. Karte 1:50 000 Sektion Alzey. Darmstadt 1866

- R 183. LUDWIG, R. Erläuterungen zur geologischen Karte 1:50 000 Sektion Worms. Darmstadt 1872
- R 184. LUEDECKE, K. Die Bodenverhältnisse und Wasserverhältnisse der Provinz Rheinhessen, des Rheingaus und des Taunus. in: Abh.d.großh.hess.geol.L.-Anstalt, Bd.III, H.4, Darmstadt 1899
- A 185. MATTHES, G. Zur Altersfrage der "Papillatensande" am "Zeilstück" bei Weinheim. in: Notizbl.hess.L.-Amt Bodenforsch., Wiesbaden 1957, S.218-223
- R 186. MATTHES, G. Das Grundwasser in der östlichen Vorderpfalz zwischen Worms und Speyer. Ein Beitrag zur geohydrologischen Untersuchung der Vorderpfalz. in: Mitt.d.Pollichia, III.Rh., 5.Bd. Grünstadt 1958, S.7-23
- R 187. MATTHES, G. Geologische und hydrochemische Untersuchungen in der östlichen Vorderpfalz zwischen Worms und Speyer. in: Notizbl.hess.L.-Anst.Bodenforsch., 86, Wiesbaden 1958, S.335-378
- E 188. MEELIS, G. Glaciale Erscheinungen im Haardtgebirge. in: Globus, 1886, S.349-551
- E 189. MENSCHING, H. Akkumulation und Erosion niedersächsischer Flüsse seit der RiBeiszeit. in: Erdkunde, V, 1951, S.60-70
- A 190. MENSCHING, H. Die Entstehung der Auelehmedecken in Nordwest-Deutschland. in: Proceed.3.International Congress of Sedimentology, Groningen-Wageningen 1951, S.193-210
- E 191. MENSCHING, H. Die periglaziale Formung der Landschaft des unteren Werratal. in: Göttinger Geogr.Abh. H.14, 1953, S.49-128
- R 192. MORDZIOL, C. Neuere Arbeiten über die regionale Geologie des Mainzer Beckens. in: Geol.Rdsch., 2, 1911, S.219-235
- A 193. MORDZIOL, C. Flußterrassen und LÖB am Mittelrhein. in: Festschr.z.75-jähr.Best.d.nat.Ver. Koblenz 1926

- A 194. MORTENSEN, H. Alternierende Abtragung.
in: Nachr.d.Akad.d.Wiss. in Göttingen,
Math.-Phys.Kl., 1947, S.27-30
- A 195. MORTENSEN, H. Rumpffläche - Stufenlandschaft - Alternierende Abtragung.
in: Pet.Mitt., 93, 1949, S.1-14
- A 196. MORTENSEN, H. Zusatz zu J.Tricart, Die Entstehungsbedingungen des Schichtstufenreliefs im Pariser Becken.
in: Pet.Mitt., 95, 1951, S.98-104
- A 197. MORTENSEN, H. Neues zum Problem der Schichtstufenlandschaft.
Einige Ergebnisse einer Reise durch den Südwesten der USA Sommer und Herbst 1952.
in: Nachr.d.Akad.d.Wiss.in Göttingen,
Math.-phys.Kl. IIa. Math.-physiol.-chem. Abteilung Jg. 1953; Nr.2
- B 198. MÜCKENHAUSEN, E. Die wichtigsten Böden der Bundesrepublik Deutschland.
Frankfurt/M., o.J.(1957), 146 S.
- B 199. MÜCKENHAUSEN, E. Über die Geschichte der Böden.
in: Geol.Jb., 69, 1954, S.501-516
- B 200. MÜCKENHAUSEN, E. Entstehung, Eigenschaften und Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland.
Frankfurt/M. 1962, 142 S.
- E 201. MÜLLER, E.-H. Art und Herkunft Lösses und Bodenbildungen in den äolischen Ablagerungen Nordrhein-Westfalens unter Berücksichtigung der Nachbargebiete.
in: Fortschr.Geol.Rheinl.d.u.Westf., 4, 1959, S.255-265
- E 202. MÜLLER, K. Der Stand der Diluvialforschung im Mittelrheingebiet.
Mitt.d.Geogr.Ges.Mün., Bd.31, München/Würzburg 1938, S.180-212
- E 203. MÜLLER-BECK, H. Paläolithische Kulturen und pleistozäne Stratigraphie in Süddeutschland.
in: Eiszeitalter und Gegenwart, 8, 1957, S.116-140
- E 204. MÜLLER-BECK, H. Bemerkungen zur Stratigraphie des mitteleuropäischen Jungpleistozäns.
in: Eiszeitalter und Gegenwart, 10, 1959, S.144-160

- B 205. MÜNICHSDORFER, F. Der Löß als Bodenbildung.
in: Geol.Rdsch., 17, 1926, S.321-332
- E 206. NANGERONI, G. Neve, acqua, ghiaccio; fenomeni crionivali delle regioni periglaciali nelle Alpe Italiane.
Com.Sci.Club Alpino Italiano, Milano 1954
- A 207. OBERNDORFER, E. Pflanzensoziologische Probleme des Oberrheingebietes.
in: Ber.dt.bot.Ges., 1937, 55
- E 208. OSTENDORFF, E. Fossile Schwarzerden und Waldböden in Südwestdeutschland und ihre Bedeutung für die Diluvialgeschichte.
in: Zeitschr.f.Pflanzenern., Düngg., Bodenk., 65, 1954, S.62-80
- E 209. PAAS, W. Rezente und fossile Böden auf nieder-rheinischen Terrassen und deren Deck-schichten.
in: Eiszeitalter und Gegenwart, 12, 1962, S.165-230
- A 210. PANZER, W. Talrichtung und Gesteinsklüfte.
in: Pet.Mitt., 62, 1923, S.153-157
- M 211. PFEFFER, P. Über einige methodische Erfahrungen bei der Untersuchung hessischer Böden auf Korngrößenzusammensetzung, Basen-sättigungszustand und Gehalt an Sesquioxiden.
in: Notizbl.hess.L.-Amt Bodenforsch., (IV), 2, 1951, S.138-159
- A 212. PIWOWAR, A. Über Maximalböschungen trockener Schuttkegel und Schutthalden.
Diss. Zürich 1903
- R 213. PLEWE, E. Geomorphologische Studien am pfäl-zischen Rheintalgrabenrand.
= Bad.Geogr.Abh., H.19, 1938, 70 S.
- R 214. PLEWE, E. Vorderpfälzer Tiefland.
in: Hdb.d.nat.Glied.Dtlds., hrsg.v. E.Meynen u. J.Schmithüsen (u.a.). Bd.1. Bad Godesberg 1953-1962, S.319-322
S.318-319 Haardtrand
S.319-322 Vorderpfälzer Tiefland

- A 215. POSER, H. Beiträge zur Kenntnis der arktischen Bodenformen.
in: Geol. Rdsch., 22, 1931, S.200-231
- E 216. POSER, H. Auftautiefe und Frostzerrung im Boden Mittel-Europas während der Würmeiszeit.
in: Die Naturwissenschaften, 34, 1947, S.232-238, 262-267
- E 217. POSER, H. Dauerfrostboden und Temperaturverhältnisse während der Würmeiszeit im nichtvereisten Mittel- und Westeuropa.
in: Die Naturwissenschaften, 34, 1947, S.10-18
- E 218. POSER, H. Boden- und Klimaverhältnisse in Mittel- und West-Europa während der Würmeiszeit.
in: Erdkunde, II, 1948, S.53-68
- E 219. POSER, H. Äolische Ablagerungen und Klima des Spätglazials in Mittel- und West-Europa.
in: Die Naturwissenschaften, 35, 1948, S.307-312
- E 220. POSER, H. Die nördliche Lößgrenze in Mitteleuropa und das spätglaziale Klima.
in: Eiszeitalter und Gegenwart, 1, 1951, S.27-55
- E 221. POSER, H. (Hrsg.) Studien über Periglazialerscheinungen in Mitteleuropa.
Gött. Geogr. Abh., H. 14, 15, 16, 17, 23, 24. Göttingen 1953, 1954, 1959, 1960.
- I. Studien aus den Mittelgebirgen von J. Hövermann, F. Fezer und H. Mensching.
 - II. Studien aus dem Alpenvorland und den Alpen von E. Ebers, L. Weinberger, J. Hövermann, H. Poser.
 - III. Studien aus dem Norddeutschen Tiefland (Holstein, Landrücken, Mark Brandenburg) von A. Dücker und H. Lembke.
 - IV. Studien zur quartären Morphologie des Hilsgebietes von A. Suchel.
 - V. Periglazial-Erscheinungen und Landschaftsgenese im Bereich des mittleren Elbetales bei Magdeburg von H. Brüning.
 - VI. Morphologie des nordwestlichen Harzes und seines Vorlandes von M. Blenk.

- E 222. POSER, H. u. MÜLLER, Th. Studien zu den asymmetrischen Tälern des Niederbayerischen Hügellandes. in: Nachr. Akad. Wiss. Gött. Nr. 1, 1951, 32 S.
- A 223. QUIRING, H. Die Schrägstellung des westdeutschen Großscholle im Känozoikum in ihren tektonischen und vulkanischen Auswirkungen. Mit einer Terrassenchronologie des Rheins. in: Jahrb. Preuß. Geol. Landesanstalt für 1926, 47, S. 486-558
- A 224. QUIRING, H. Über die tektonischen Grundlagen der Flußterrassenbildung. in: Zeitschr. dt. geol. Ges. Monatsber., 78, 1926
- A 225. QUIRING, H. Die zeitlichen Beziehungen der Flußterrassen Europas und Nordafrikas zu den Menschheitskulturen. Stuttgart 1930, 34 S.
- E 226. RATHJENS, C. Das Problem der Gliederung des Eiszeitalters in physisch-geographischer Sicht. = Mün. Geogr. Hefte, H. 6, 1954, 68 S.
- E 227. RATHJENS, C. Zur Frage der Gliederung der Würmeiszeit. in: Pet. Mitt., 99, 1955, S. 81-87
- A 228. REICHELT, G. Über den Stand der Auelehmforschung in Deutschland. in: Pet. Mitt., 97, 1953, S. 245-261
- M 229. REICHELT, G. Über Schotterformen und Rundungsgradanalyse als Feldmethode. in: Pet. Mitt., 105, 1961, S. 15-24
- R 230. REIS, O. M. Erläuterung zu dem Blatte Donnersberg (Nr. XXI) der Geognostischen Karte von Bayern (1:100 000). München 1929, 320 S.
- R 231. REIS, O. M. Beiträge zur Geologie der Rheinpfalz. 2. Teil: Die Einseitigkeit der Talbildungen in der nördlichen und nordöstlichen Rheinpfalz. Hrsg. v. I. Völcker. in: Mitt. Poll., N.F. 4, 1930, S. 5-19

- R 232. REIS, O.M. Untersuchungen über Böden, Gesteine und ihre Lagerung im Blatt Speyer und Böden im Blatt Kusel der geologischen Karte 1:100 000.
in: Geogn.Jh., 35, 1923, S.131-147
- E 233. REMY, H. Zur Gliederung des Lösses bei Kärlich und Bröl am unteren Mittelrhein mit besonderer Berücksichtigung der Faunen.
in: Fortschr.Geol.Rhld.Westf., 4, 1959, S.323-330
- E 234. REMY, H. Der Löß am unteren Mittel- und Niederrhein.
in: Eiszeitalter und Gegenwart, 11, 1960, S.107-120
- E 235. REMY, H. Zur Korrelierung der Terrassen und Lösses im westeuropäischen Raum.
Vortrag zum Festcolloquium P.Woldstedt, Bonn 8.11.1963
- R 236. RHEINPFALZ, DIE Der wichtigste "Heimatfluß" unseres Kreises: Die Pfrimm - von der Urzeit bis jetzt.
in: Tageszeitung "Die Rheinpfalz", Ludwigshafen, 7.Aug.1960
- M 237. RICHTER, K. Morphometrische Gliederung von Terrassenschottern.
in: Eiszeitalter und Gegenwart, 2, 1952, S.120-126
- M 238. RICHTER, K. Die stratigraphische Bewertung periglazialer Umlagerungen.
in: Eiszeitalter und Gegenwart, 1, 1951, S.130-142
- M 239. RICHTER, K. Die klimatische Gliederung von Terrassenschottern.
in: Zeitschr.dt.geol.Ges., 104, 1952, S.427-428
- A 240. ROTHSCHILD, S. Zur Geschichte der Moore und Wälder im Nord-Teil der Oberrheinischen Tiefebene.
in: Beih.bot.Zentr., 54, 1935, S.140-184
- A 241. RÜHL, A. Über die ungleichseitige Verbreitung des Löß an den Talgehängen.
in: Zeitschr.Ges.f.Erdk., 6, 1907, S.374-377

- R 242. RUPPERT, K. Die Leistungen des Menschen zur Erhaltung der Kulturböden im Weinbaugebiet des südlichen Rheinhessens. Untersuchung über die Bodenzerstörung im Rhein-Main-Gebiet II. = Rhein-Main.Forschungen, H.34, 1952, 44 S.
- E 243. RUSKE, R. u. WÜNSCHE, M. Löss- und fossile Böden im mittleren Saale- und unteren Unstruttal. in: Geologie, 10, 1961, S.9-29
- E 244. RUSKE, R. u. WÜNSCHE, M. Zur Gliederung des Pleistozäns im Raum der unteren Unstrut. in: Geologie, 13, 1963, S.211-222
- A 245. RUTTE, E. Der fossile Karst der südbadischen Vorbergzone. in: Jahresber. Oberrh. Geol. Ver., N.F. Bd. XXXIII, Jg. 1951, 1953, S.1-43
- E 246. SALOMON, W. Die Bedeutung der Solifluktion für die Erklärung deutscher Landschafts- und Bodenformen. in: Geol. Rdsch., 7, 1917, S.30-40
- A 247. SALOMON, W. Tote Landschaften und der Gang der Erdgeschichte. Sitz.ber. Heidelb. Akad. 1918
- B 248. SCHAUFELBERGER, P. Zur Systematik der Lössböden Eurasiens. in: Pet. Mitt., 107, 1963, S.104-110
- B 249. SCHEFFER, F. u. SCHACHTSCHABEL, P. Lehrbuch der Agrikulturchemie und Bodenkunde. I. Teil: Bodenkunde. Stuttgart 1960, 5. Aufl., 332 S.
- B 250. SCHEIDIG, A. Der Löss und seine geotechnischen Eigenschaften. Dresden-Leipzig 1934, 233 S.
- B 251. SCHENK, E. Die Mechanik der periglazialen Strukturböden. = Abh. Hess. L.-A. Bod., 13, Wiesbaden 1955, 92 S.
- E 252. SCHENK, E. Die periglazialen Strukturbodenbildungen als Folge der Hydratationsvorgänge im Boden. in: Eiszeitalter und Gegenwart, 6, 1955, S.170-184

- A 253. SCHEU, E. Die Entstehung von Trockentälern.
in: Bibliothek Geogr. Handbücher, N.F.
A. Penck-Festband, Stuttgart 1918,
S. 93-106
- A 254. SCHMID, J. Der Bodenfrost als morphologischer
Faktor.
Heidelberg 1955, 144 S.
- R 255. SCHMIDT, C. u. Zur Kenntnis des Donnersberggebietes.
REIS, O. M. in: Geogn. Jh., 28, 1915
- R 256. SCHMIDTGEN, O. Diluvium und Tertiär im Innern des
Mainzer Beckens.
Bericht über die Begehungen vor, wäh-
rend und nach der Hauptversammlung in
Mainz.
in: Zeitschr. dt. geol. Ges., 63, 1931,
S. 687-699
- R 257. SCHMIDTGEN, O. u. Eine altpaläolithische Jagdstelle bei
WAGNER, W. Wallertheim in Rheinhessen.
in: Notizbl. Ver. f. Erdk., V. Folge,
Darmstadt 1929, S. 59-75
- R 258. SCHMITHÜSEN, J. Nördliches Oberrhein-Tiefland.
in: Handb. d. nat. Glied. Dtl. ds., hrsg. v.
E. Meynen und J. Schmithüsen (u. a.),
Bd. 1, Bad Godesberg 1953-1962,
S. 316-318 Nördl. Oberrhein-Tiefland
S. 322-323 Nördl. Oberrhein-Niederung
- R 259. SCHMITT, O. Grundlagen und Verbreitung der Boden-
zerstörung im Rhein-Main-Gebiet mit
einer Untersuchung über Bodenzerstö-
rung durch Starkregen im Vorspessart.
= Rhein-Main. Forsch., H. 33, Frankfurt/
Main 1952, 130 S.
- A 260. SCHMITTHENNER, H. Die Entstehung der Dellen und ihre
morphologische Bedeutung.
in: Zeitschr. f. Geomorphol., 1, 1925-
1926, S. 3-28
- R 261. SCHNEIDER, K. H. Untersuchung typischer Bodenprofile
der Pfalz.
in: Mitt. d. Pollichia, III. Rh., 5. Bd.,
1958, S. 24-81
- R 262. SCHNELL, A. Chemische Untersuchungen über den LÖB
von Sprendlingen in Rheinhessen.
Diss. Gießen 1928, 31 S.

- R 263. SCHÖNHALS,E. Über einige wichtige Lösprofile und begrabene Böden im Rheingau.
in: Notizbl.hess.L.-Amt, VI.F., 1950, S.244-259
- E 264. SCHÖNHALS,E. Fossile gleyartige Böden des Pleistozäns im Usinger Becken und am Rand des Vogelsberg.
in: Notizbl.hess.L.-Amt, (VI), 2, 1951 a, S.160-183
- R 265. SCHÖNHALS,E. Über fossile Böden im nichtvereisten Gebiet.
in: Eiszeitalter und Gegenwart, 1, 1951 b, S.109-130
- R 266. SCHÖNHALS,E. Die Böden Hessens und ihre Nutzung. Erläuterung zur Bodenkundlichen Übersichtskarte von Hessen.
= Abh.Hess.L.-A.Bod., H.2, 1951 c mit Bodenkundl.Übersichtskarte v.Hessen 1:300 000, bearb.v. Dr.E.Schönhals. Mit Beiträgen v. R.Knapp.
- M 267. SCHÖNHALS,E. Gesetzmäßige Beziehungen zwischen Körnung und Kalkgehalt des Lösses und die Erkennung von Verwitterungszonen mit Hilfe der typischen Streubereiche.
in: Geol.Jb. 1951, 66, Hannover 1952, S.291-304
- E 268. SCHÖNHALS,E. Gesetzmäßigkeiten im Feinaufbau von Talrandlössen mit Bemerkungen über die Entstehung des Lösses.
in: Eiszeitalter und Gegenwart, 3, 1953, S.19-36
- M 269. SCHÖNHALS,E. Kennzahlen für den Feinheitsgrad des Lösses.
in: Eiszeitalter und Gegenwart, 6, 1955, S.133-147
- E 270. SCHÖNHALS,E. Ein fossiler periglazialer Strukturboden bei Appenrod am Nordrand des Vogelsbergs.
in: Notizbl.hess.L.-Amt, 84, 1956, S.374-379
- E 271. SCHÖNHALS,E. Eine äolische Ablagerung der Jüngeren Tundrenzeit im Habichtswald.
in: Notizbl.hess.L.-Amt, 85, 1957, S.380-386

- E 272. SCHÖNHALS, E. Spätglaziale äolische Ablagerungen in einigen Mittelgebirgen Hessens.
in: Eiszeitalter und Gegenwart, 8, 1957, S.5-17
- E 273. SCHÖNHALS, E. Lößstratigraphie und fossile Böden des Mittel- und Jungpleistozäns in Hessen.
INQUA 5. CONGRES international, Résumés des Communications, Madrid-Barcelona 1957, S.173-174
- E 274. SCHÖNHALS, E. Klima, äolische Sedimentation und Bodenbildung während der Eiszeit in Hessen.
in: Zeitschr.dt.geol.Ges., 111, 1959, S.251-253
- R 275. SCHÖNHALS, E. Der Basalt-Tuff von Kärlich als Leit-horizont des Würm-Hochglazials.
in: Fortschr.Geol.Rhld.Westf., 4, 1959, S.313-322
- R 276. SCHÖNHALS, E.,
ROHDENBURG, H. u.
SEMMEI, A. Ergebnisse neuer Untersuchungen zur Würmlöß-Gliederung in Hessen.
in: Eiszeitalter und Gegenwart, 15, 1964, S.199-206
- R 277. SCHOPP, H. Beiträge zur Kenntnis der diluvialen Flußschotter im westlichen Rheinhessen.
Jahresber.Ludwig-Georg-Gymnasium, Darmstadt 1903, S.1-10
- B 278. SCHOTTLER, W. Übersicht der Böden Hessens.
in: Notizbl.Ver.f.Erdk.f.d.Jahr 1927, V.F., H.10
- A 279. SCHOTTMÜLLER, H. Der Löß als gestaltender Faktor in der Kulturlandschaft des Kraichgaues.
= Forschungen zur dt.Landeskunde, Bd.130, 1961, 96 S.
- A 280. SCHROEDER, D. Untersuchungen über Verwitterung und Bodenbildung an Lößprofilen.
Hannover 1953
- A 281. SCHWARZBACH, M. Das Klima der Vorzeit.
1. Aufl., Stuttgart 1950, 211 S.
- E 282. SEEMANN, A. Eine Revision der Würmterrassen im Rheintal zwischen Diessenhofen und Koblenz.
in: Geogr.Helv., 13, 1958, S.89-173

- A 283. SEMMEL, A. Beobachtungen zur Genese von Dellen und Kerbtälchen im Löß.
in: Geogr. Studien aus dem Rhein-Mainischen Raum.
Zusammengestellt v. Wolfg. Kuls. Rhein-Main.-Forsch., H. 50, Frankfurt/Main 1961, S. 135-140
- R 284. SEMMEL, A. Mitteilung über ein Pleistozänprofil bei Hahnstätten (Limburger Becken).
in: Notizbl. hess. L.-Amt, 91, 1963, S. 359-365
- R 285. SINDOWSKI, K.-H. Zur Sedimentpetrographie des Oberpliozäns und Altdiluviums der mittleren Oberrheinebene.
in: Zeitschr. dt. geol. Ges., 89, 1937, S. 409-418
- M 286. SINDOWSKI, K.-H. Die synoptische Methode des Kornkurven-Vergleiches zur Ausdeutung fossiler Sedimente.
in: Geol. Jb., 73, Hannover 1958, S. 235-275
- B 287. SMOLÍKOVÁ, L. u. LOŽEK, V. Zur Altersfrage der mitteleuropäischen Terrae calcis.
in: Eiszeitalter und Gegenwart, 13, 1962, S. 157-177
- E 288. SOERGEL, W. Löss, Eiszeiten und paläolithische Kulturen.
Jena 1919, 177 S.
- E 289. SOERGEL, W. Die Ursachen der diluvialen Aufschotterung und Erosion.
Berlin 1921, 74 S.
- E 290. SOERGEL, W. Die Säugetiere des altdiluvialen Tonlagers von Jockgrim in der Pfalz.
in: Zeitschr. dt. Geol. Ges., 77, 1925, S. 405-438
- E 291. SOERGEL, W. Zur biologischen Beurteilung diluvialer Säugetierfaunen.
in: Sitzber. Heidelb. Akad. d. Wiss., 1940, S. 1-39
- R 292. SONNE, V. Obermitteloligozäne Ablagerungen im Küstenraum des nordwestlichen Mainzer Beckens (mit besonderer Würdigung des "Zeilstücks" bei Weinheim/Rh. h.).
in: Notizbl. hess. L.-Amt, 86, 1958, S. 281-315

- R 293. SPUHLER, L. Die Marnheimer Bucht.
in: Mitt.d.Pollichia N.F. Bd.6, 1937,
S.3-59
- R 294. SPUHLER, L. Die geologischen Verhältnisse der
Rheinpfalz.
in: Geol.Rdsch., 6, 1954, S.161-166
- R 295. SPUHLER, L. Einführung in die Geologie der Pfalz.
= Veröff.d.Pfälz.Ges.z.Förd.d.Wiss.
Bd.34, Speyer/Rh. 1957, 432 S.
- E 296. STEINMANN, G. Über die Entwicklung des Diluviums
in Südwest-Deutschland.
in: Zeitschr.dt.geol.Ges., 1899,
S.83-106
- E 297. STEINMANN, G. Die Gliederung des Diluviums im Ober-
rheingebiet.
in: Naturwiss.Wochenschr. XIV, 1899
- A 298. STEINMÜLLER, A. Fossile Karst- und Verwitterungs-
erscheinungen im Unterharz.
in: Zeitschr.f.Geomorph., N.F.6, 1962,
S.70-92
- A 299. STEINMÜLLER, A. u. Fossile Karsterscheinungen in der
SIEGEL, R. Orlasenke.
in: Geologie, 12, 1963, S.79-93
- R 300. STEUER, A. Bodenwasser und Diluvialablagerungen
im hessischen Ried.
in: Notizbl.Ver.f.Erdk. 1907
- R 301. STEUER, A. Über Tertiär und Diluvium in den auf
den Exkursionen des niederrheinischen
geologischen Vereins vom 4.-8.4.1909
von Bingen aus besuchten Aufschlüssen.
in: Ber.d.Niederrhein.Geol.Ver., 3,
1909, S.23-41
- R 302. STEUER, A. Neuere und ältere Aufschlüsse im
rhein Hessischen Diluvium.
in: Notizbl.Ver.Erdk.u.großherz.geol.
L.-Amt Darmstadt, (IV), 30, 1909,
S.28-40
- R 303. STEUER, A. Die Gliederung der oberen Schichten
des Mainzer Beckens und über ihre
Fauna.
in: Notizbl.Ver.Erdk.u.großherz.geol.
L.-Amt Darmstadt, IV.Folge, H.30,
1909, S.41-67

- R 304. STEUER, A. Kurze Beschreibung des Tertiärs im Mainzer Becken und Führer für vier Exkursionstage.
in: Notizbl.d.Ver.f.Erdk., IV.Folge, H.31, 1910
- R 305. STEUER, A. Exkursion in das Diluvium bei Worms und Pfeddersheim.
in: Jahresber.u.Mitt.Oberrh.Geol.Ver., N.F.3 1913, S.18-22
- A 306. STEUSLOFF, U. Neue Beiträge zur Molluskenfauna und Ökologie periglazialer und altalluvialer Ablagerungen im Emscher-Lippe-Raum. Insbesondere über *Vertigo ililljeborgi*, *Vertigo parcendentata* und *Vertigo genessii*.
in: Arch.Moll., 70 (4), 1938, S.161-193
- A 307. STEUSLOFF, U. Ein Beispiel für Zusammenhänge zwischen Klima, Boden und Verbreitung mancher Pflanzenarten am Niederrhein.
in: Natur am Niederrhein, 16 (2), 1940, S.37-44
- A 308. STEUSLOFF, U. Der Lebensraum der LÖB-Schnecken.
in: Zeitschr.f.Geschiebeforschung u. Flachlandsgeol., 19 (1), 1943, S.18-26
- A 309. STICKEL, R. Zur Morphologie der Hochflächen des linksrheinischen Schiefergebirges und der angrenzenden Gebiete.
= Veröff.d.Geogr.Inst.d.Univ.Bonn, 5, 1927, 104 S.
- A 310. STRATIL-SAUER, G. Die Tilke.
in: Zeitschr.f.Geomorph., 6, 1931, S.255-286
- A 311. STREBEL, O. Tertiäre Reliktböden, tertiäre Verwitterungsreste und eiszeitliche Bodenumlagerungen im Frankenwald.
Ungedr.Diss. Würzburg 1955.
Außerdem: Geol.Jb., 1961, S.609-620
- B 312. STREMME, H. Die Verbreitung klimatischer Bodentypen in Deutschland.
in: Branca-Festschrift, 1914, S.16-75
- B 313. STREMME, H. Laterit und Terra rossa als alluviale Horizonte humoser Waldböden.
in: Geol.Rdsch., IV, 1914, S.480-499

- B 314. STREMME, H. Die Steppenschwarzerden.
in: Handb.d.Bodenlehre, Bd.III, S.262ff.
Rheinessen, Berlin 1930
- B 315. STREMME, H. Die Böden des Deutschen Reiches und
der Freien Stadt Danzig.
in: Pet.Mitt. Erg.-H.226, Gotha 1936,
74 S.
- B 316. STREMME, H.E. Zum Vorkommen brauner Steppenböden im
Oberrheingebiet.
in: Zeitschr.f.Pflanzenern., Düngg.,
Bodenkde. 60, 1953, S.273-278
- M 317. THUN, R.,
HERRMANN, R. u.
KNICKMANN, E. Die Untersuchung von Böden.
1. Band von: Handbuch der landwirt-
schaftlichen Versuchs- und Untersu-
chungsmethodik (Methodenbuch). Hrsg.
v. R.Herrmann.
Radebeul-Berlin 1955, 3.Aufl., 271 S.
- R 318. TOBIEN, H. Miotragocerus Stromer (Bovidae, Mamm.)
aus den unterpliozänen Dinotherien-
sanden Rhein Hessens.
in: Notizbl.hess.L.-Amt Bodenf., 81,
1953, S.52-63
- R 319. TOBIEN, H. Indarctos und Ursavus (Carnivora, Mamm.)
aus den unterpliozänen Dinotherien-
sanden Rhein Hessens.
in: Notizbl.hess.L.-Amt, (VI), 3, 1952,
S.7-13
- R 320. TOBIEN, H. Neue und wenig bekannte Carnivoren
aus den unterpliozänen Dinotherien-
sanden Rhein Hessens.
in: Notizbl.hess.L.-Amt, 83, 1955,
S.7-31
- A 321. TRICART, J.L.F. Le partie orientale du Bassin de Paris.
Tome I: La Genése du Bassin, Paris
1949, 208 S.
- A 322. TRICART, J.L.F. Le partie orientale du Bassin de Paris.
Tome II: L'Evolution Morphologique au
Quarternaire, Paris 1952, 474 S.
- E 323. TROLL, C. Die jungglazialen Schotterfluren im
Umkreis der deutschen Alpen.
in: Forsch.z.Dt.Landes- u.Volkskunde,
24, 1926, S.157-256

- A 324. TROLL, C. Strukturboden, Solifluktion und Frost-Klimate der Erde.
in: Geol.Rdsch. 34, 1944, S.545-694,
Programmheft "Diluvialgeologie und
Klima".
- E 325. TROLL, C. Die Formen der Solifluktion und die
periglaziale Bodenabtragung.
in: Erdkunde, I, 1947, S.162-175
- A 326. TROLL, C. Der subnivale oder periglaziale Zyklus
der Demudation.
in: Erdkunde, II, 1948, S.1-21
- A 327. TROLL, C. Über Alter und Bildung von Talmäandern.
in: Erdkunde, VIII, 1954, S.286-302
- A 328. TROLL, C. Tiefenerosion, Seitenerosion und Akku-
mulation der Flüsse im fluvioglazialen
und periglazialen Bereich.
in: Pet.Mitt., Erg.-Heft 262, Gotha 1957,
S.213-226
- R 329. UHLIG, H. Alzeyer Hügelland.
in: Handbuch der naturräumlichen Glie-
derung Deutschlands. Hrsg.v. E.Meynen
u. J.Schmithüsen (u.a.). Bd.1, Bad Go-
desberg 1953/62, S.332-333
S.334-336 Unteres Naheland
- M 330. VALETON, J. Beziehungen zwischen petrographischer
Beschaffenheit, Gestalt und Rundungs-
grad einiger Flußgerölle.
in: Pet.Mitt., 99, 1955, S.13-17
- E 331. VALETON, J. Fossile Bodenbildungen an der Sohle
des Maintales.
in: Beitr.z.Geol.v.Nord-Bayern, Geol.
Bavar., 25, 1956, S.44-50
- R 332. WAGNER, W. Erläuterungen zur geologischen Karte
von Hessen, Blatt Wöllstein-Kreuznach.
Darmstadt 1926, 116 S.
- R 333. WAGNER, W. Die Terrassen des Nahetals von Bad
Münster am Stein bis zur Mündung in
den Rhein und die Beziehungen der Nahe
zum Rheindurchbruch bei Bingen.
in: Notizbl.Ver.f.Erdk., 5.F., 1926,
S.49-78
- R 334. WAGNER, W. Cyrenenmergel und Süßwasserschichten
innerhalb des Pfälzer Berglandes.
in: Notizbl.Ver.f.Erdk., Festband Klemm,
V.F., H.10, 1928, S.41-48

- R 335. WAGNER, W. Die ältesten linksrheinischen Diluvialterrassen zwischen Oppenheim-Mainz und Bingen.
in: Notizbl. Ver. f. Erdk., V. F., H. 12, 1930, S. 177-187
- R 336. WAGNER, W. Erläuterungen zur geologischen Karte von Hessen, Blatt Ober-Ingelheim. Darmstadt 1931, 118 S.
- R 337. WAGNER, W. Die Schollentektonik des nordwestlichen Rheinhessens.
in: Notizbl. Ver. f. Erdk., (V), 14, 1933, S. 31-45
- R 338. WAGNER, W. Die Herkunft der erdmuriatischen Kochsalzquellen der Bäder Kreuznach und Münster a. Stein und ihre Beziehungen zur Tektonik des Mainzer Beckens.
in: Zeitschr. dt. geol. Ges. f. 1933, Bd. 85, 1934, S. 562-570
- B 339. WAGNER, W. Das Mainzer Becken. Eine Zusammenstellung unter besonderer Berücksichtigung der Rheintaltektonik.
in: Jahresber. Oberrh. Geol. Ver., N. F., 27, 1938, S. 25-62
- R 340. WAGNER, W. Bodenversetzungen und Bergrutsche im Mainzer Becken.
in: Geologie und Bauwesen, 13, 1940
- R 341. WAGNER, W. Der Bergrutsch am Petersberg bei Gau-Odernheim 1940.
in: Bautechnik, 19, 1941
- R 342. WAGNER, W. Das Gebiet des unterpliozänen Urrheins in Rheinhessen und seine Tierwelt.
in: Naturwissenschaften, 34, 1947 a, S. 171-176
- R 343. WAGNER, W. Die unterpliozäne Wirbeltierfauna vom Wißberg bei Gau-Weinheim in Rheinhessen. = Wiss. Veröff. d. TH Darmstadt, Bd. I, Heidelberg 1947 b, S. 19-28
- R 344. WAGNER, W. Diluviale Tektonik im Senkungsbereich des nördlichen Rheintalgrabens und an seinen Rändern.
in: Notizbl. hess. L.-Amt, (VI), 1, 1950, S. 177-192

- R 345. WAGNER, W. Das Erdöl im Rheintalgraben mit besonderer Berücksichtigung der Neubohrungen im Untermiozän Hessens.
in: Zeitschr.dt.geol.Ges.f.1948, Bd.100, Hannover 1950, S.518-543
- R 346. WAGNER, W. Das Gebiet des Rheintalgrabens während des Mesozoikums und zu Beginn seiner tertiären Ablagerungen.
in: Notizbl.hess.L.-Amt, 81, 1953, S.164-194
- R 347. WAGNER, W. Das Auftreten von Unteroligozän im Mainzer Becken.
in: Notizbl.hess.L.-Amt, 83, 1955, S.228-236
- R 348. WAGNER, W. Zur Frage der Altersbeziehung von Meeressand und Rupelton im Mainzer Becken und im Rheintalgraben.
in: Notizbl.hess.L.-Amt, 84, 1956, S.212-215
- R 349. WAGNER, W. Vom Urrhein bis zum heutigen Rhein im Raum Worms - Mainz, Bingen.
1960, S.3-8, o.Ortsangabe(Sonderdruck)
- M 350. WALGER, E. Die Korngrößenverteilung von Einzelschichten sandiger Sedimente und ihre genetische Bedeutung.
in: Geol.Rdsch., 51, 1961, S.494-507
- R 351. WEHRLI, H. Die Chalicotherien aus den Dinotheriensanden Rheinhessens.
in: Mitt.d.Reichsstelle f.Bodenforschung (bish.Notizbl.hess.L.-Amt) (V) 20, Darmstadt 1939
- E 352. WEIDENBACH, F. Gedanken zur Lößfrage.
in: Eiszeitalter und Gegenwart, 2, 1952, S.25-36
- E 353. WEIDENBACH, F. Zeitliche Einordnung der jungpleistozänen Ablagerungen Mitteleuropas.
in: Actes IV.Congr.Int.Quartaire 1953, Rom 1956, S.891-897
- E 354. WEIDENBACH, F. Über Frostblättrigkeit in Lössen und ihre Entstehung.
in: Eiszeitalter und Gegenwart, 7, 1956, S.113-118
- R 355. WEILER, W. Über das Vorkommen von Moosbacher Sanden am Eingang ins Pfirmtal bei Worms.
in: Centr.Min., Stuttgart 1917, S.496-498

- R 356. WEILER, W. Die diluvialen Terrassen der Pfrimm mit einem Anhang über altdiluviale Säuger aus der Umgebung von Worms. in: Notizbl. Ver. f. Erdk., V. Folge, H. 13, 1931, S. 124-145
- R 357. WEILER, W. Gab es einen unterpliozänen "Eppelsheimer Fluß" in Rheinhessen? in: Centr. Min., Abt. B, Nr. 3, Stuttgart 1932
- R 358. WEILER, W. Neue geologische Untersuchungen des Untergrundes der Wormser Landschaft. in: Mitteilungsbl. d. Altertumsver. Worms, Nr. 4, 1934
- R 359. WEILER, W. Alces latifrons aus einer Terrasse mit Elephas trogontherii primigenius. in: Jahresber. Oberrh. Geol. Ver., 24, 1935, (a), S. 137-139
- R 360. WEILER, W. Über einen altdiluvialen Wasserlauf zwischen Westhofen und Gundheim bei Worms. in: Notizbl. Ver. f. Erdk. u. hess. L.-Amt Darmstadt f. 1934 (V) 15, 1935 (b), S. 24-32
- R 361. WEILER, W. Neue geologische und paläontologische Untersuchungen im Südlichen Rheinhessen. in: Notizbl. Ver. f. Erdk. u. hess. L.-Amt, V. Folge, H. 16, 1935 (c), S. 56-71
- R 362. WEILER, W. Zwei bemerkenswerte Reste von Säugern aus der paläolithischen Fundstelle Pfeddersheim bei Worms. in: Notizbl. Ver. f. Erdk. u. hess. L.-Amt f. 1935, (V) 17, 1936, S. 74-78
- R 363. WEILER, W. Die altsteinzeitlichen Funde von Pfeddersheim bei Worms. in: Notizbl. hess. L.-Amt, (V) 18, 1937, S. 86-161
- R 364. WEILER, W. Eine eiszeitliche Jagdstelle bei Monsheim. - Bericht über die Grabungen des Jahres 1938. in: Wormsgau, 2, Worms 1939, S. 256-257
- R 365. WEILER, W. Vorläufige Mitteilung über eine vierte paläolithische Fundstelle im Pfrimmtal bei Worms. in: Notizbl. Ver. f. Erdk., (V) 19, 1938 a, S. 35-45

- R 366. WEILER, W. Über einen Fall von Bergschaden durch den Abbau jungpliozäner Sande im südlichen Rheinhessen.
in: Notizbl.Ver.f.Erdk., (V) 19, 1938 b
S.40-41
- R 367. WEILER, W. Überblick über die altsteinzeitlichen Funde im Mainzer Becken.
in: Mainzer Zeitschr., Jg.44/45,
Mainz 1949/50, S.1-9
- R 368. WEILER, W. Pliozän und Diluvium im südlichen Rheinhessen.
I.Teil: Das Pliozän und seine org. Einschlüsse.
in: Notizbl.hess.L.-Amt, (IV) 3, 1952,
S.147-170
- R 369. WEILER, W. Pliozän und Diluvium im südlichen Rheinhessen.
II.Teil: Das Diluvium.
in: Notizbl.hess.L.-Amt, 81, 1953,
S.206-235
- E 370. WEISCHET, W. Die gegenwärtige Kenntnis vom Klima in Mitteleuropa beim Maximum der letzten Vereisung.
in: Mitt.Geogr.Ges.Mün., 39, 1954,
S.95-116
- R 371. WENZ, W. Grundzüge einer Tektonik des östlichen Teiles des Mainzer Beckens.
in: Abh.nat.Ges.Frankf., 1914, S.71
- R 372. WENZ, W. Zur Paläogeographie des Mainzer Beckens.
in: Geol.Rdsch., 5, 1914, S.321-346
- E 373. WENZ, W. Ein Schwemmlößvorkommen innerhalb der Mosbacher Sande.
in: Jahresber.Oberrh.Geol.Ver., N.F. IV, 1, 1914, S.5-10
- R 374. WENZ, W. Das Mainzer Becken und seine Randgebiete.
Heidelberg 1921 (mit Bibliographie des Tertiärs und des Pleistozäns d.Mainzer Beckens)
- R 375. WENZ, W. Tertiäre Verwitterungsrinden im Mainzer Becken.
in: Zeitschr.dt.geol.Ges., 76, Mber. Nr.8-10, (1924), S.215-222

- A 376. WILHELM, F. Spuren eines voreiszeitlichen Reliefs am Alpennordsaum zwischen Bodensee und Salzach.
= Mün.Geogr.H., Nr.20, 1961, 176 S.
- A 377. WILHELMI, H. Das Alter der Schwarzerde und der Steppen Mittel- und Osteuropas.
in: Erdkunde, IV, 1950, S.5-34
- E 378. WILKENS, O. Die oberrheinischen Flugsande.
in: Geol.Rdsch., 17, 1926, S.555
- A 379. WILL, F.W. Morphogenetische Betrachtung der Rheinterrassen zwischen Oppenheim-Mainz und Koblenz.
in: Ber.oberrhess.Ges.zu Gießen, N.F. Nat.Wiss.Abt. Bd.16 (1933/35), 1935, S.80-112
- A 380. WILSER, J.L. Heutige Bewegungen der Erdrinde im Oberrheintalgraben.
in: Natur und Museum, 1929, S.285 ff.
- A 381. WILSER, J.L. Entwicklungsstadien des südlichen Rheintalgrabens.
Freiburg 1929
- A 382. WISSMANN, H.v. Über seitliche Erosion.
= Coll.Geogr., 1, Bonn 1951, 71 S.
- R 383. WITTICH, E. Beitrag zur Kenntnis des unteren Diluviums und seiner Fauna in Rheinhessen.
in: Notizbl.Ver.f.Erdk.u.großh.geol. L.-A. (IV), 21, 1900, S.30-39
- A 384. WITTMANN, O. Die Phasengliederung der diluvialen Rheintaltektonik und die Stratigraphie des gebirgsrandnahen oberrheinischen Diluviums.
in: Bad.Geogr.Abh., 1938/39, 10, S.38-94
- A 385. WITTMANN, O. Gibt es auch im Diluvium orogene Phasen?
in: Geol.Rdsch., 32, 1941, S.337-367
- A 386. WOLANSKY, D. Strukturböden und arktische Bodenformen.
in: Geol.Rdsch., 23, 1932, S.132-140
- E 387. WOLDSTEDT, P. Probleme der Terrassenbildung.
in: Eiszeitalter und Gegenwart, 2, 1952, S.36-44

- E 388. WOLDSTEDT, P. Über die Benennungen einiger Unterabteilungen des Pleistozäns.
in: Eiszeitalter und Gegenwart, 3, 1953, S.14-17
- E 389. WOLDSTEDT, P. Über die Gliederung der Würmeiszeit und die Stellung der Löss in ihr.
in: Eiszeitalter und Gegenwart, 7, 1956, S.78-86
- E 390. WOLDSTEDT, P. Das Eiszeitalter - Grundlinien einer Geologie des Quartärs.
2 Bde.
1.Bd.: Die allgemeinen Erscheinungen des Eiszeitalters.
3. unveränd.Aufl., Stuttgart 1961, 374 S.
2.Bd.: Europa, Vorderasien und Nordafrika im Eiszeitalter.
2.völlig neubearb.Aufl. Stuttgart 1958, 438 S.
- E 391. WOLDSTEDT, P. Eine neue Kurve der Würmeiszeit.
in: Eiszeitalter und Gegenwart, 9, 1958, S.151-154
- E 392. WOLDSTEDT, P. Die letzte Eiszeit in Nordamerika und Europa.
in: Eiszeitalter und Gegenwart, 11, 1960, S.148-165
- E 393. WOLDSTEDT, P. Über die Gliederung des Quartärs und Pleistozäns.
in: Eiszeitalter und Gegenwart, 13, 1962, S.115-124
- B 394. ZAKOSEK, H. Über Pseudogleye in der Rheinpfalz.
in: Notizbl.hess.L.-Amt, 82, 1954, S.258-268
- B 395. ZAKOSEK, H. Die Böden der Rheinpfalz.
in: Notizbl.hess.L.-Amt, 84, 1956, S.356-373
- B 396. ZAKOSEK, H. Zur Genese und Gliederung der Steppenböden im nördlichen Oberrheintal.
= Abh.Hess.L.-Amt.Bod., H.37, Wiesbaden 1962, 46 S.

2. Geologische und bodenkundliche Karten

1. Geologische Spezialkarte der Rheinpfalz
1:25000 (handcoloriert)
Blatt: Dannenfels 6113
Kirchheimbolanden 6314
Winnweiler 6413
Grünstadt-W 6414
" -0 6415
Standort: Geologisches Landesamt Rheinland-Pfalz, Mainz
2. REIS, O.M. Geologisches Übersichtskärtchen 1:25 000
des Gebietes um und westlich von Kirchheimbolanden (Pfalz).
Bayr.Geogn.J.H. 1920, S.255-269
3. LUDWIG, R. Geologische Karte 1:50 000, Sektion
Alzey m.E.
Aus: Mittelrhein.Geol.Ver. (Hrsg.)=
Geol.Spezialkarte des Großherzogtums Hessen
und der angrenzenden Landesgebiete
1:50 000, 17 Sektionen.
Darmstadt 1855-72
4. LUDWIG, R. Geologische Karte 1:50 000, Sektion
Worms m.E.
Aus: Mittelrhein.Geol.Ver. (Hrsg.)=
Geol.Spezialkarte des Großherzogtums
Hessen und der angrenzenden Landesgebiete
1:50 000, 17 Sektionen.
Darmstadt 1855-72
5. FALKE, H. Geologische Karte von Rheinhessen und
seinen Randgebieten 1:100 000.
Nach den Karten von R.Lepsius, F.Michels,
O.Reis, W.Wagner, W.Weiler u.a. zugest.
von H.Falke.
In: H.Falke: Rheinhessen und die Umgebung
von Mainz. Berlin-Nikolassee 1960 (=
Sammlung geol.Führer Bd.38)
6. HOCK, A. u. Geologische oder erdgeschichtliche Über-
GOETTING, A.(Bearb.) sichts-karte der Pfalz 1:100 000.
Stuttgart 1937
7. Geologische Karte des Mainzer Beckens
1:100 000 m.E.
Darmstadt 1883

8. REINACH, V. Geologische Übersichtskarte der Randgebiete des Mainzer Beckens usw. 1:100 000. Abh.Preuß.Geol.L., N.F., H.8, Berlin 1892
9. REIS, O.M. Geognostische Karte von Bayern 1:100 000, Bl. Kirchheimbolanden (Donnersberg) Nr.XXI m.Erl.
10. KLIPSTEIN, A.V. u. Geognostische Karte von Rheinhessen
KAUP, J.J. 1:200 000.
Darmstadt 1836
11. SCHUSTER, M. Geologische Karte 1:200 000, Bl.Mainz. Hergest.v.R.-A.f.Landesaufnahme,Berlin. = Geol.Ü-Kte.d.Dt.Reiches 1:200 000, Bl.150.
12. SCHUSTER, M. Geologische Übersichtskarte der Rheinpfalz und der angrenzenden Länder 1:200 000.
Bearb.v. M.Schuster.
Hrsg.v.d.Geol.Landesuntersuchung am Bayer.Oberbergamt. München 1934
13. SCHÖNHALS, E. Bodenkundliche Übersichtskarte von Hessen 1:300 000 mit Beitr.v. R.Knapp. Wiesbaden 1954
14. STÖHR, W. u. Übersicht 1:300 000 über die Steppenböden Rheinheßens.
ZAKOSEK, H. Mainz 1961, unveröfftl.Manuskript b. Geol.L.-Amt Rh.-Pfalz
15. ZAKOSEK, H. Bodenkundliche Übersichtskarte 1:300 000 der Rheinpfalz.
Mainz 1953, unveröfftl.Manuskript b. Ged.L.-Amt Rh.-Pfalz
16. SCHOTTLER, W. Erläuterungen zur Bodenkarte von Hessen im Maßstab 1:600 000.
Notizbl.Ver.f.Erdk.zu Darmstadt 1929,
V.Folge, 12.Heft. Darmstadt 1930,S.22-69

VII. A n h a n g

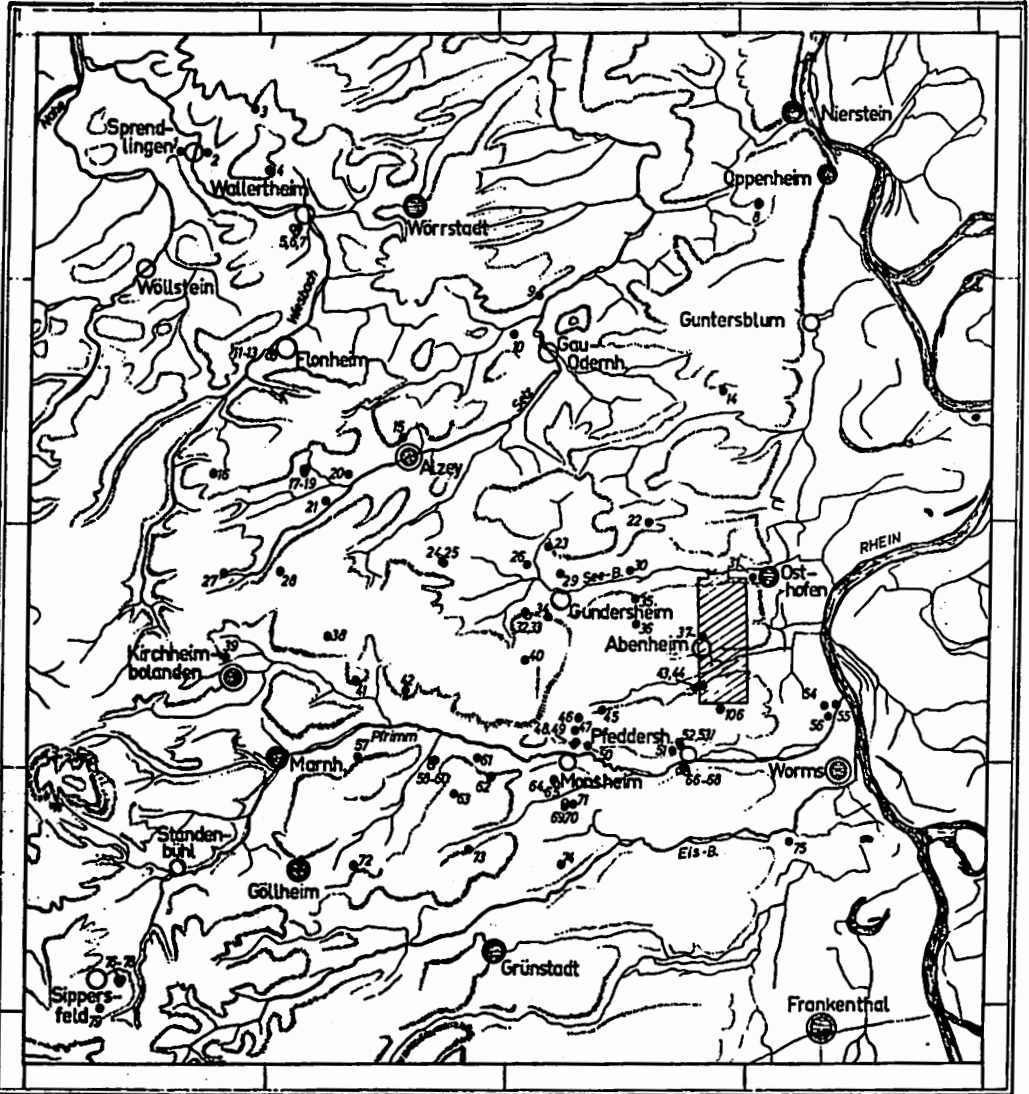
1. Verzeichnis der Profile
2. Zusammenstellung der Morphogramme
3. Zusammenstellung der beobachteten Frostbodenerscheinungen
4. Methoden der Bodenuntersuchungen
5. Zusammenstellung einer Auswahl von Analyseergebnissen
6. Querprofile durch das Pfrimmgebiet
1 : 25 000 (Längenmaßstab) und Längsprofil mit den Terrassenresten.

1. Tab. 20 Verzeichnis der Profile

Nr.	Profilbezeichnung	Diagramm	Skizze	Bodentyp (an der Profilloberkante)
1	Sprendlingen I	x	x	Steppenboden
2	Sprendlingen II	x	x	Steppenboden
3	St. Johann	x	x	Braunerde/Para- braunerde
4	Im Neuweg	x	x	Steppenboden
5	Wallertheim I	x	x	Steppenboden
6	Wallertheim II			
7	Wallertheim III			
8	Dexheim			
9	Bechtolsheim			
10	Biebelnheim			
11	Flonheim I			
12	Flonheim II			
13	Flonheim III			
14	Mainzerstraße			
15	Alzey			
16	Nack			
17	Zeilstück I			
18	Zeilstück II		x	Braunerde
19a	Zeilstück IIIa		x	Braunerde
19b	Zeilstück IIIb	x	x	Braunerde (Löß)
20	Hahnberg	x	x	
21	Neumühle			
22	Bhf. Monzernheim	x	x	Steppenboden
23	Hangen - Weisheim I			
24	Dintesheim I			
25	Dintesheim II			
26	Hangen - Weisheim II			
27	Morschheim			
28	Kaiserstraße			
29	Rotengrube			
30	Grube Schwahn			
31	Osthofen			
32	Schloßweg			terra rossa mit Rendzina
33	Rosengarten			Parabraunerde über fossiler terra rossa
34	Gundersheim			
35	Krämershalde	x	x	Steppenboden
36	Gundheim			
37	Klausenberg		x	Steppenboden
38	Steinkaut			
39	Grube Ebert			
40	Dalsheim			
41	Hoher Berg			

42	Bärenstall		x	x	Braunerde
43	Mörstadt		x	x	(Auesand)
44	Hübelbrunnen			x	(Auesand)
45	Trappenberg				
46	Nieder-Flörsheim		x	x	Braunerde
47	Höhe Monsheim				
48	Monsheim	I	x	x	Steppenboden, verbraunt
49	Monsheim	II	x	x	(Löß)
50	Kriegsheim		x	x	Braunerde
51	Pfeddersheim	I	x	x	(Löß)
52	Pfeddersheim	II	x	x	Steppenboden, verbraunt
53	Pfeddersheim	III	x	x	(Steppenboden)
54	Rheinweide	I		x	Parabraunerde - Braunerde
55	Industriegelände			x	Parabraunerde
56	Rheinweide	II		x	Braunerde
57	Saukopf			x	Braunerde-Rendzina
58	Kalkwerk	I			
59	Kalkwerk	II			
60	Kalkwerk	III			
61	Vogelsang				
62	Wachenheim		x		Parabraunerde
63	Kahlenberg			x	Rendzina
64	Grube Rasp	I			
65	Grube Rasp	II			
66	Grube Goedel	I			
67	Grube Goedel	II			
68	Grube Goedel	III	x	x	Braunerde, Aueboden
69	Hohensülzen	II			
70	Hohensülzen	I			
71	Hohensülzen	III	x	x	Steppenboden, verbraunt
72	Esper			x	Braunerde-Rendzina
73	Kindenheim				
74	Bockenheim				
75	Bärenloch		x	x	Braunerde
76	Haiden-Flacke	I		x	(Schotter)
77	Haiden-Flacke	II		x	(Schotter)
78	Haiden-Flacke	III		x	Podsol-Braunerde
79	Dammberg				
80	Seebach				
81	Nußbäumchen	VII			
82	Nußbäumchen	I			
83	Borntal	I			
84	Borntal	II			
85	Borntal	III			
86	Borntal	IV			
87	Sülzergrund				
88	Baum				
89	Rechweg				
90	Galgenrech				

91	Ochsenstück				
92	Pfuhl	I			
93	Pfuhl	II			
94	Rücken		x	x	Parabraunerde
95	Pfuhl	III	x	x	Parabraunerde
96	Am Bildstock				
97	Tallache	I			
98	Tallache	II			
99	Pappelwald	I			
100	Pappelwald	II			
101	Kleiner				
102	Schimmert	I			
103	Schimmert	II			
104	Schimmert	III			
105	Nornberg		x	x	Steppenboden
106	Hochfläche				



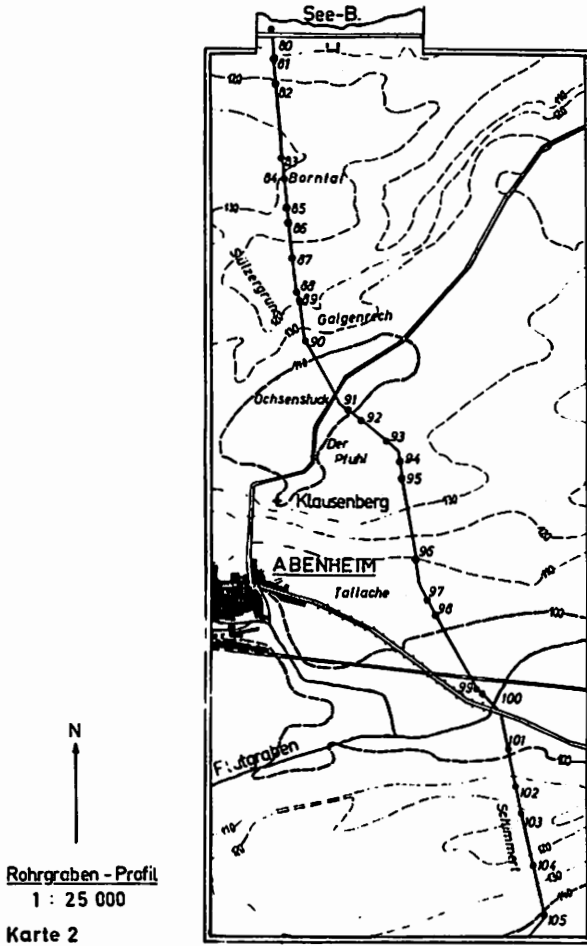
Südliches Rheinhessen und Pfimm-Gebiet; Lage der Profilaufnahmen

Maßstab: 1 : 200 000

Schraffierte Fläche: Kartenausschnitt mit dem Rohrgraben-Profil im Maßstab 1 : 25 000

•/2 Nummern der Profile

Karte 1



2. Tab. 21: Zusammenstellung der Morphogramme
(Dazu Diagrammtafel 26)

Profil-Nr.	Lfd.Nr.	
		Quarzit
-	(1)	Ältere Hoch-Terrasse der Pfrimm (Obere Stufe) (?): Jüdischer Friedhof/Weitersweiler
105	(2)	Ältere Hochterrasse der Pfrimm (Untere Stufe): Nornberg
44	(3)	Jüngere Hoch-Terrasse der Pfrimm: "Hübelbrunnen" bei Abenheim
45	(4)	Jüngere Hoch-Terrasse der Pfrimm: "Trappenberg" östl. Nieder-Flörsheim
50	(5/13)	Jüngere Hoch-Terrasse der Pfrimm: Kriegsheim
74	(14)	Jüngere Hoch-Terrasse der Eis: südöstlich Bockenheim
52	(15)	Ältere Mittel-Terrasse der Pfrimm: Pfeddersheim II
48	(16)	Ältere Mittel-Terrasse der Pfrimm: Monsheim
5	(17)	Jüngere Mittel-Terrasse des Wiesbaches: Wallertheim I
68	(18)	Ältere Nieder-Terrasse der Pfrimm: Pfeddersheim, Grube Goedel
68	(19)	Jüngere Nieder-Terrasse der Pfrimm: Pfeddersheim, Grube Goedel
		Quarz
44	(20)	Jüngere Hoch-Terrasse der Pfrimm: "Hübelbrunnen" bei Abenheim
53	(21)	Jüngere Hoch-Terrasse der Pfrimm: Pfeddersheim III
		Quarz und Quarzit gemischt
77	(22/23)	Ältere Hoch-Terrasse der Pfrimm (Obere Stufe): Haiden-Placke II (Schicht 1+3)
76	(24/25)	Ältere Hoch-Terrasse der Pfrimm (Untere Stufe): Haiden-Placke I (Schicht 2+4)
44	(26)	Jüngere Hoch-Terrasse der Pfrimm: "Hübelbrunnen" bei Abenheim
		Kalk
1	(27)	Ältere Mittel-Terrasse des Wiesbaches: Sprendlingen I

2	(28)	Ältere Mittel-Terrasse des Wiesbaches: Sprendlingen II
71	(29)	Ältere Mittel-Terrasse des Kinderbaches Hohensülzen III
36	(30)	Jüngere Mittel-Terrasse (?) des Ber- mersheimer Tales: Gundheim
		Porphyr
53	(31)	Jüngere Hoch-Terrasse der Pfrimm: Pfeddersheim III
		Alle vorkommenden Geröllarten gemischt
53	(32)	Jüngere Hoch-Terrasse der Pfrimm: Pfeddersheim III

Klimadeutung bei allen o.a. Terrassen aufgrund der morphometrischen Schotteranalysen und zusätzlicher Kriterien (Periglazialerscheinungen, Sedimentcharakter etc.): glazial. Eine Ausnahme bildet (28), wo die Terrasse als spätinterglazial bis frühglazial eingestuft wurde.

Im Morphogramm sind auf der Abszisse die Indexgruppen in Abstufungen zu 50 eingetragen. Lediglich die erste Einheit umfaßt die Indexklasse unter 100.

Die weiteren Werte sind 150, 200, 250 usw. Die Ordinate zeigt die Prozentanteile in Abstufungen zu 5 %.

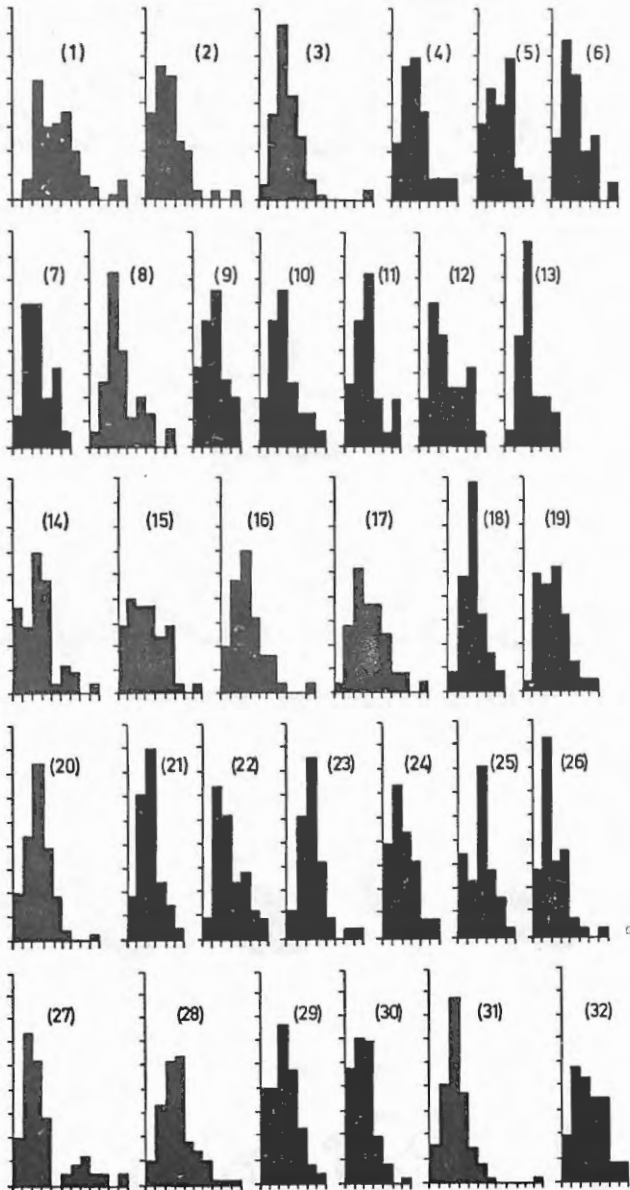
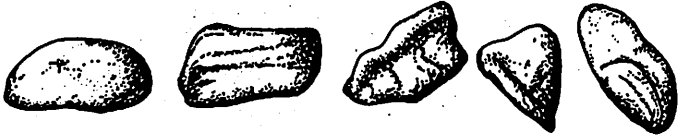
Diagramm 26 ZUSAMMENSTELLUNG DER MORPHOGRAMME

Abb. 51 TYPISCHE GERÖLLFORMEN

Quarze aus Profil 44 HübelbrunnenQuarze aus Profil 53 Pfeddersheim IIIQuarzite aus Profil 44 HübelbrunnenPorphyre (z.T. frostgesprengt) aus Profil 53 Pfeddersheim IIIKalkgerölle aus Profil 36 Gundheim

3. Tab. 22: Zusammenstellung der beobachteten periglazialen Frostbodenerscheinungen im Rhein Hessischen Tafel- und Hügelland.

a. Steinsortierungen und aufgeschlossene Wanderschuttdecken

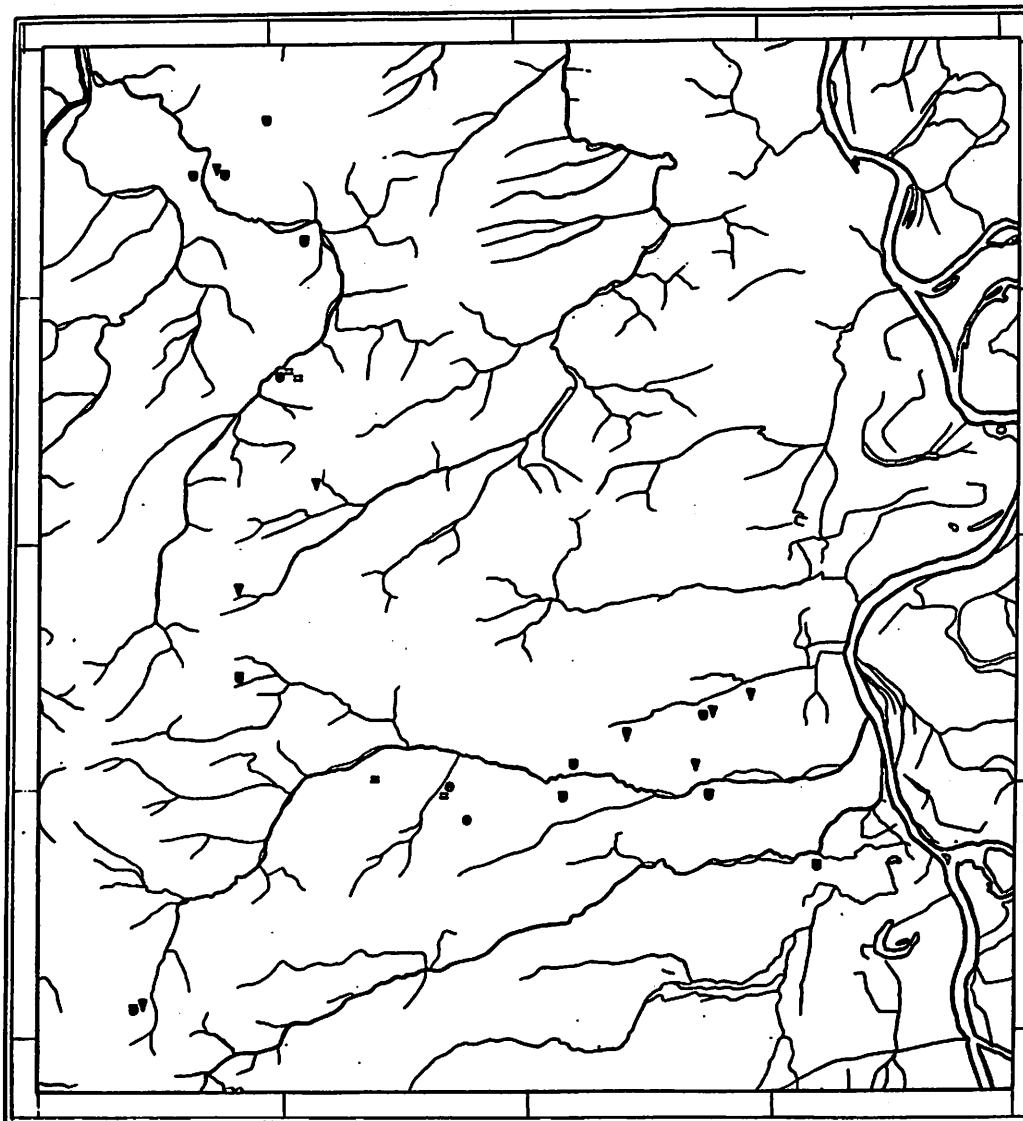
Profil 59	Kalkwerk II	Steinsortierung
Profil 63	Kahlenberg	Steinsortierung
Profil 12	Flonheim II	Wanderschuttdecke
Profil 13	Flonheim III	Wanderschuttdecke
Profil 57	Saukopf	Wanderschuttdecke
Profil 58	Kalkwerk I	Wanderschuttdecke

b. Frostkeile und Frostspaltennetz

Profil 2	Sprendlingen II	Frostkeile
Profil 18	Zeilstück II	Frostkeile
Profil 27	Morschheim	Frostkeile u.-spaltennetz
Profil 44	Hübelbrunnen	Frostkeile
Profil 45	Trappenberg II	Frostkeile
Profil 53	Pfeddersheim III	Frostkeile
Profil 77	Haiden-Placke II	Frostkeile u.-spaltennetz
Profil 101	Kleiner	Frostkeile

c. Kryoturbationserscheinungen

Profil 1	Sprendlingen I	Kryoturbationen
Profil 2	Sprendlingen II	Kryoturbationen
Profil 3	St. Johann	Kryoturbationen
Profil 5	Wallertheim I	Kryoturbationen
Profil 11	Flonheim I	Kryoturbationen
Profil 39	Grube Ebert	Kryoturbationen
Profil 43	Mörstadt	Kryoturbationen
Profil 49	Monsheim II	Kryoturbationen
Profil 65	Grube Rasp II	Kryoturbationen
Profil 68	Grube Goedel III	Kryoturbationen
Profil 75	Bärenloch	Kryoturbationen
Profil 77	Haiden-Placke II	Kryoturbationen



FROSTBODENERSCHEINUNGEN

Maßstab 1: 200 000

▼ Frostkeile und -spaltenetze ● Kryoturbationen ■ Wanderschutdecken ● Steinsortierungen

Karte 3

4. Methoden der Bodenuntersuchungen

Der Feinheitsgrad wurde nach der von SCHÖNHALS (1955) angegebenen Methode berechnet.

Die Farbe der Böden wurde mit den "Munsell Color Charts" bestimmt (Munsell Color Comp. Inc., 1954 Edition, Baltimore 2 Maryland).

a) Physikalische Methoden

Korngrößenanalysen

Die über 2 mm großen Grobteile des getrockneten Bodens wurden abgeseibt. Die Vorbehandlung des mit 10 g eingewogenen Bodens erfolgte mit 25 ccm 0,4-Natriumpyrophosphatlösung. Die feinen Fraktionen unter 0,06 mm wurden nach der Pipettmethode (KÖHN) ermittelt. Die Grobfraktionen wurden 2 min mit dem Schallfixsieb naß gesiebt.

b) Chemische Methoden

pH-Wert

Der pH-Wert wurde in einer Aufschlammung von aqua destillata und n-KCl-Lösung elektrometrisch bestimmt (Gerät: pH-Meter, Fabrikat PUSL-München, siehe auch: THUN-HERRMANN-KNICKMANN 1955).

CaCO₃-Bestimmung

Die Ermittlung des Kalkgehaltes erfolgte nach der Methode SCHEIRLER.

Basensättigungszustand

T-S-Wert: = mval austauschbarer H-Ionen in 100 g Boden
(= Hydrolytische Azidität).

Σ-Wert : Summe der austauschbaren Basen (Metallkationen)
in 100 g Boden.

T-Wert : Summe aus (T-S)+S (Sorptionskapazität).

T-Wert : S in % von T (Sättigungsgrad = Anteil der Basen
am Ionenbelag).

T-S-Wert: 40 g Boden unter 2 mm wurden in 100 ml n-Calcium-
acetatlösung 2 Stunden geschüttelt. Nach der Sedi-

mentation wurden 25 ml abpipettiert und mit 0,1 n-NaOH titriert (Indikator: Phenolphthalein).

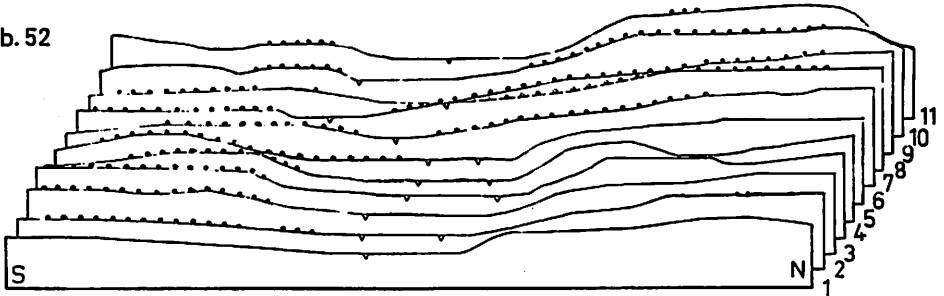
S-Wert : 20 g Boden unter 2 mm wurden mit 100 bzw. 200 ml 0,1 n-Ammoniumchloridlösung 2 Stunden geschüttelt. Nach der Sedimentation wurden 25 ml abpipettiert und mit Bromthymolblau auf saure oder basische Reaktion überprüft. Bei basischer Reaktion wurde mit 0,1 n-HCl neutralisiert, anschließend 10 ml 15%ige Formaldehydlösung dem Auszug zugegeben. Mit 0,1 n-NaOH wurde bis zum Neutralpunkt titriert (Indikator: Phenolphthalein).

Abb. 52 - 55: Querprofile durch das Pfrimmtal.

Für die Profile: Längen 1 : 25 000; Höhen: 1 - 11 2mm = 10m;
12 - 40 1mm = 10m.

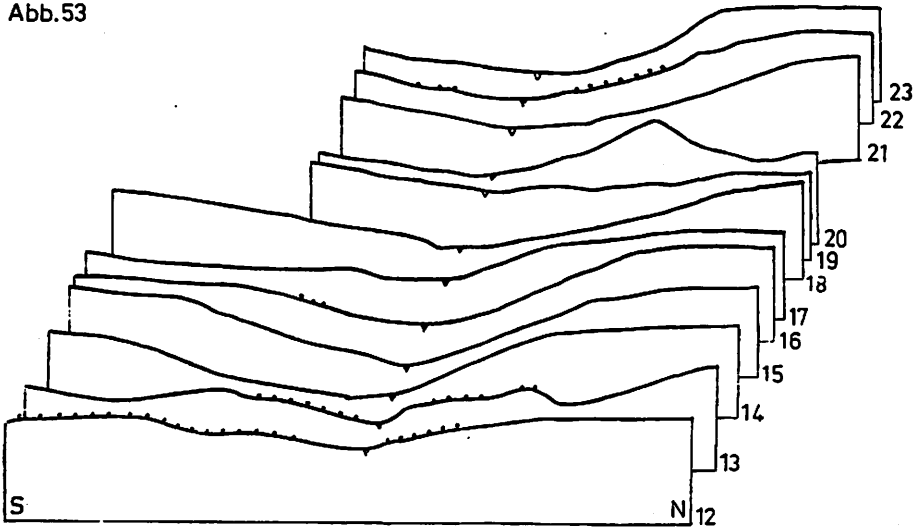
Die Kerbe im Taltiefsten stellt den Fluß oder dessen Arme dar.
Auf der Profillinie: Schottersignaturen geben Schotterstreu an.

Abb.52



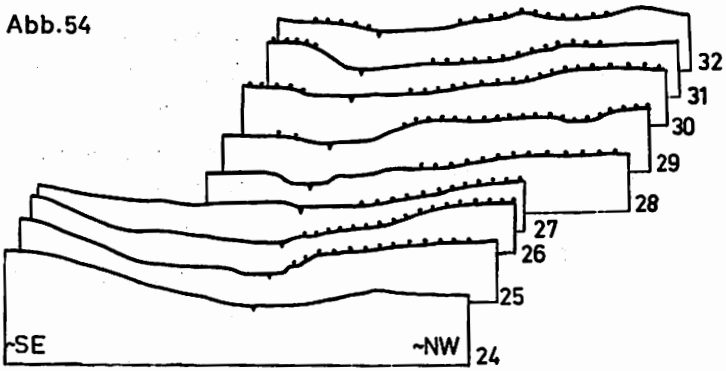
1. Querprofile durch das Vordere Pfrimmtal zwischen Pffligheim und Monsheim

Abb.53



2. Querprofile durch das Mittlere Pfrimmtal zwischen Wachenheim u. Marnheim

Abb.54



3. Querprofile durch das Obere Pfrimtal zwischen Marnheim und Standenbühl

4. Querprofile durch das Obere Pfrimtal zwischen Standenbühl u. Sippersfeld

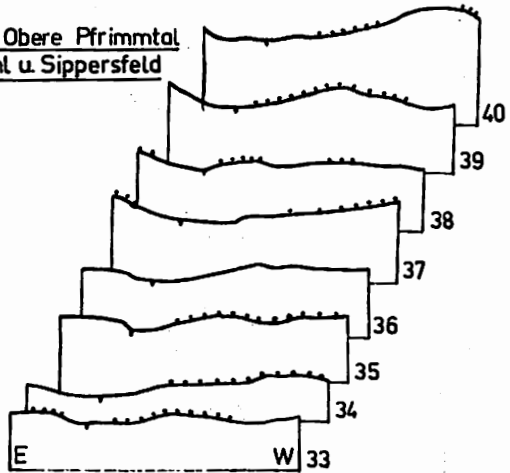


Abb.55

Tab.23: Zusammenstellung einer Auswahl von Analyseergebnissen

Lfd.Nr.	Profil Nr.	Horizont	Ent- näh- tiefe in cm	PH-Wert		Hydr.	Aust.	mval/100g Boden			in%		Korngrößen in mm in% des Feinbodens über 2mm								Fein- heits- grad a Schäb- holz		
				H ₂ O	KCl	ml NaOH 100g Boden 1h	n/10 Boden 1h	S- Wert	T- Wert	T-S- Wert	V- Wert	CaCO ₃	in%	unter 0,002	0,002 0,002	0,02- 0,006	0,06- 0,02	0,12- 0,06	0,25- 0,12	0,5- 0,25		1,0- 0,5	2,0- 1,0
1	1 A(B)	25	8,1	7,1	2,5	1,3					1,6	5,1	31,0	8,6	19,0	31,5	4,8	2,9	1,4	0,6	0,2	75,5	
2	1 AC	60	8,2	7,2	2,3	1,3					1,5	15,7	31,8	9,9	18,0	31,2	5,6	2,0	0,9	0,5	0,1	76,3	
3	1 ACaC	85	8,2	7,2	2,3	1,0					1,5	25,3	26,3	10,6	20,4	30,9	8,4	2,0	1,0	0,3	0,1	75,2	
4	1 CaC	120	8,4	7,2	2,0	1,0					1,3	24,0	24,0	9,9	18,3	35,1	9,2	2,0	1,0	0,3	0,2	74,2	
5	1 C ₁₁	160	8,4	7,2	1,8	1,0					1,2	18,6	23,5	7,9	21,0	40,2	5,3	1,1	0,8	0,2	0,0	71,6	
6	1 Tuff	187	8,4	7,1	1,8	1,3					1,2	20,5	30,3	9,9	18,6	32,0	6,7	1,6	0,8	0,0	0,1	73,3	
7	1 C ₁₂	205	8,3	7,2	1,8	1,0					1,2	20,5	23,0	8,0	20,6	41,6	4,7	1,5	0,0	0,4	0,2	71,6	
8	1 C ₁₃	245	8,3	7,2	1,8	1,3					1,2	23,4	27,4	10,6	15,5	33,4	7,6	2,9	1,6	0,4	0,6	74,3	
9	1 C ₁₄	280	8,3	7,2	2,0	1,3					1,3	22,1	22,0	8,8	20,0	39,7	7,3	1,0	0,5	0,2	0,5	74,2	
10	1 C ₁₄	310	8,2	7,3	1,5	1,0					1,0	22,8	21,7	8,6	22,0	38,3	8,1	0,9	0,3	0,1	0,0	71,4	
11	1 f ₁₈	335	8,2	7,2	1,8	1,0					1,2	21,8	20,4	9,5	19,7	39,7	9,0	0,8	0,2	0,3	0,5	73,8	
12	1 f ₁₈ /C ₁₁	365	8,1	7,3	1,8	1,0					1,2	22,5	20,6	9,3	19,4	41,9	7,8	0,7	0,2	0,1	0,0	71,1	
13	1 f ₁ C ₁₁	435	8,2	7,2	1,5	1,0					1,0	19,7	19,4	8,8	22,5	41,1	6,8	1,2	0,2	0,0	0,0	67,0	
14	1 f ₁ C ₁₁	545	8,1	7,4	1,8	1,3					1,2	18,2	14,8	5,4	23,0	50,8	4,6	1,1	0,2	0,1	0,0	69,4	
15	1 f ₁ C ₁₂	615	8,2	7,5	1,5	1,0					1,0	18,7	13,8	5,5	17,7	55,7	5,2	1,1	0,7	0,0	0,3	68,2	
16	1 f ₁ C ₁₂	655	8,1	7,4	1,5	0,8					1,0	17,4	14,3	5,4	14,2	57,6	6,3	1,8	0,3	0,1	0,0	62,8	
17	1 f ₁ C ₁₂	685	8,0	7,5	1,5	0,8					1,0	16,5	11,0	7,3	21,0	54,1	4,5	1,7	0,4	0,0	0,0	64,1	
18	1 f ₁ C ₁₂	700	8,1	7,5	1,5	1,0					1,0	18,4	13,2	7,1	23,3	51,9	3,1	1,0	0,4	0,0	0,0	65,1	
19	1 f ₁ C ₁₂	720	8,1	7,4	1,5	1,0					1,0	17,2	20,1	6,5	23,4	45,9	3,2	0,6	0,2	0,1	0,0	71,4	
20	1 f ₂ G	740	8,1	7,4	2,0	1,3					1,3	12,0	28,6	8,0	20,3	36,2	5,2	1,2	0,3	0,2	0,0	73,0	
21	1 f ₂ C	770	8,1	7,5	1,8	1,0					1,2	20,8	25,9	7,3	21,0	39,8	4,4	1,0	0,4	0,2	0,0	72,5	
22	1 f ₂ C	795	8,2	7,7	1,8	1,0					1,2	25,1	20,6	6,3	23,8	43,1	4,5	1,2	0,2	0,1	0,2	74,3	
23	1 K	820	8,1	7,6	2,0	1,3					1,3	22,5	33,5	8,4	18,2	30,7	4,4	2,1	1,2	0,7	0,8	75,9	
24	1 f ₃ C	840	8,3	7,7	1,5	1,0					1,0	33,2	30,4	9,6	15,3	27,2	8,0	4,2	3,3	1,8	0,2	73,4	
25	2 A(B)	15	8,2	7,3	3,8	2,5	8,1	10,9			2,5	74,3	22,1	18,6	8,9	31,1	29,2	7,1	2,4	1,8	0,7	73,9	
26	2 AC	40	8,3	7,5	4,0	1,5	5,5	8,1			2,6	67,9	25,4	19,4	9,0	22,2	38,5	6,2	2,5	1,6	0,5	0,1	73,4
27	2 CaC	60	8,5	7,5	2,3	1,5	7,9	9,4			1,5	84,0	21,9	18,0	7,9	15,1	40,1	9,9	4,4	3,2	1,1	0,2	70,3
28	2 C ₁₁	78	8,4	7,4	2,8	1,5	5,0	6,8			1,8	73,5	17,6	16,1	6,2	15,5	44,4	9,2	4,6	3,0	0,8	0,2	69,9
29	2 Tuff	86	8,4	7,5	2,8	2,0	7,4	9,2			1,8	80,4	16,2	11,0	7,1	14,7	42,5	13,5	5,2	3,5	1,6	0,9	67,3
30	2 C ₁₂	120	8,5	7,5	2,3	1,5	4,1	5,6			1,5	73,2	18,3	20,8	3,3	14,0	36,5	7,3	4,2	2,7	1,1	10,0	64,8
31	2 f ₁₈	190	8,3	7,7	2,0	2,0	7,4	8,7			1,3	85,1	20,4	24,2	9,8	21,8	34,4	6,2	2,2	1,0	0,3	0,1	74,9
32	2 f ₁ C ₁₁	255	8,4	7,8	2,0	1,8	5,7	7,0			1,3	81,4	16,8	17,9	8,4	23,1	39,9	6,2	2,3	1,4	0,3	0,5	73,0
33	2 f ₁ C ₁₂	300	8,4	7,8	3,3	1,5	4,9	7,0			2,1	70,0	17,8	17,0	5,1	24,3	43,1	6,4	2,6	1,4	0,1	0,0	69,0
34	2 f ₁ C ₁₃	380	8,4	7,8	2,3	1,3	5,1	6,6			1,5	76,3	17,0	16,5	5,5	21,7	47,9	5,6	1,9	0,8	0,1	0,0	69,2
35	2 f ₁ C ₁₃	430	8,6	7,9	2,0	1,8	3,2	4,5			1,3	71,1	17,8	24,4	3,4	24,8	40,6	4,7	1,4	0,6	0,1	0,0	71,3
36	2 f ₁ C ₁₄	505	8,6	7,9	2,0	2,0	5,2	6,5			1,3	80,0	16,1	24,3	4,1	23,7	39,8	5,2	1,6	0,8	0,1	0,4	74,1

Lfd.Nr.	Profil Nr.	Horizont	Ent- nah- metiefe in cm	PH-Wert		Hydr.	Aust.	mval/100g Boden.			in%		Korngrößen in mm in% des Feinbodens über 2mm									Fein- heits- grad n Schön- heits
				H ₂ O	KCl	mi n/10 NaOH 100g Boden %	Azid. Azid. %	S- Wert	T- Wert	T-S- Wert	V- Wert	CoCO ₃	unter 0.002	0.002 0.006	0.02- 0.006	0.06- 0.02	0.12- 0.06	0.25- 0.12	0.5- 0.25	1.0- 0.5	2.0- 1.0	
37	2	f ₂ A/G	535	8,7	7,9	2,5	1,0	13,2	15,2	1,6	89,4	18,2	21,7	4,9	22,0	43,3	5,4	1,5	0,7	0,2	0,0	70,4
38	2	f ₂ C ₁₁	565	8,7	7,9	2,5	1,2	5,9	7,5	1,6	78,9	19,2	23,0	5,5	19,2	40,2	7,2	2,6	1,6	0,4	0,1	72,9
39	2	f ₂ C ₁₂	625	9,0	7,9	4,0	0,9	4,5	7,1	2,6	63,3	22,0	17,5	3,0	19,5	43,4	10,0	4,2	2,0	0,4	0,0	66,8
40	2	f ₂ C ₁₃	705	9,0	7,9	2,0	0,5	3,5	4,8	1,3	72,9	24,9	25,5	1,2	20,0	41,6	7,8	2,7	1,0	0,2	0,0	69,5
41	2	f ₂ C ₁₄ /D	785	8,9	8,0	2,3	2,5	4,2	5,7	1,5	73,6	19,1	22,1	4,9	12,7	28,3	13,1	12,1	6,2	0,6	0,0	63,5
42	3	D(B)	15	6,2	6,2							0,0	20,1	5,2	14,6	25,3	5,7	9,2	12,1	6,9	0,9	63,8
43	3	f ₁ B	27	6,3	6,0							0,0	21,3	4,2	13,7	23,5	5,9	11,3	13,3	6,4	0,4	63,2
44	3	f ₁ BC	45	6,6	6,0							0,0	25,5	4,0	12,8	17,3	6,5	12,5	14,0	6,8	0,6	63,1
49	3	f ₁ C	70	6,7	6,2							0,0	22,1	3,8	10,6	16,0	7,2	17,0	14,4	8,6	0,3	60,2
46	3	f ₂ B	95	7,3	6,5							0,0	18,7	3,1	8,7	15,4	8,6	19,4	16,0	9,1	1,0	57,3
47	4	A	5	7,4	7,0							25,1	23,3	7,4	19,4	36,8	5,7	2,1	2,5	1,5	1,3	72,3
48	4	AC	35	7,7	7,2							25,9	18,4	6,8	22,4	38,4	5,2	1,7	2,8	2,1	2,2	70,7
49	4	D	100	7,9	7,3							24,7	19,7	6,4	24,1	41,1	5,4	1,7	0,7	0,9	0,0	70,3
50	4	f ₁ (B)	155	7,7	7,4							21,3	22,4	7,0	23,9	38,0	6,1	1,3	0,6	0,7	0,0	71,2
51	4	f ₁ C	175	7,7	7,4							23,0	23,0	7,6	21,8	37,5	5,8	2,2	1,4	0,7	0,0	70,7
52	4	f ₁ (B) ₁₂	190	7,8	7,3							21,1	23,0	8,8	22,2	36,3	5,4	2,3	1,2	0,7	0,1	74,3
53	4	f ₁ C	240	7,6	7,3							23,1	23,3	8,3	22,4	36,8	6,2	1,6	0,6	0,5	0,3	74,5
54	4	f ₂ B	290	7,9	7,4							27,3	23,1	7,7	24,6	37,4	5,4	1,3	0,4	0,3	0,0	71,9
55	4	f ₂ C	350	7,6	7,4							22,9	19,1	6,5	22,2	45,0	4,9	1,6	0,5	0,2	0,0	70,4
56	5	A ₁₁	35	8,0	7,2							14,6	21,5	8,9	22,6	36,4	5,0	2,7	1,8	0,9	0,2	73,7
57	5	AC ₁₁	70	8,2	7,2							16,7	24,9	8,1	24,0	35,4	4,1	2,2	1,1	0,2	0,0	72,2
58	5	AC ₁₂	95	8,2	7,3							23,2	27,9	9,1	23,3	34,2	3,7	1,2	0,6	0,0	0,0	69,9
59	5	C ₁₁	190	8,3	7,4							23,1	23,3	4,3	21,8	34,0	10,0	2,5	4,0	0,1	0,0	68,7
60	5	Ruff	280	8,2	7,4							17,5	14,3	4,5	19,5	53,5	5,1	2,2	0,8	0,1	0,0	66,9
61	5	C ₁₂	300	8,3	7,3							15,8	17,4	4,0	19,9	50,6	5,5	2,2	0,4	0,0	0,0	64,5
62	5	f ₁ E	335	8,3	7,5							19,2	17,1	4,3	21,5	47,4	7,0	2,2	0,5	0,0	0,0	64,5
63	5	f ₁ C ₁₁	400	8,3	7,5							15,8	16,8	4,8	24,1	47,9	4,4	1,4	0,5	0,1	0,0	69,8
64	5	f ₁ C ₁₂	485	8,3	7,4							17,9	17,6	5,9	24,2	43,6	5,1	2,4	0,9	0,2	0,1	73,0
65	5	---	520	8,2	7,5							22,1	19,8	6,1	20,8	39,6	5,5	2,5	2,0	2,0	1,7	71,1
66	5	f ₂ C	570	8,0	7,5							22,3	21,4	5,5	20,9	43,6	3,8	3,3	1,0	0,4	0,1	73,2
67	5	f ₃ A(B)	625	8,1	7,6							23,8	24,6	6,4	20,4	40,0	3,9	2,7	1,3	0,4	0,3	75,1
68	5	f ₃ (B)	640	8,3	7,5							33,6	24,1	6,0	20,6	36,5	6,3	4,2	1,8	0,5	0,0	69,8
69	18	A	15	8,2	7,4							18,7	25,0	4,8	23,8	39,8	2,3	1,7	1,4	0,8	0,4	74,3
70	18	(B)	40	8,3	7,2							20,9	20,9	6,5	26,5	41,0	0,9	1,5	1,5	1,0	0,2	74,2
71	18	C ₁₁	125	8,1	7,3							19,7	14,1	8,5	22,9	42,0	6,2	3,0	2,0	1,0	0,3	71,6
72	18	C ₁₂	215	8,2	7,3							26,8	15,9	4,7	31,4	42,7	1,5	1,7	1,3	0,7	0,1	73,4

Lfd. Nr.	Profil Nr.	Horizont	Entnahmetiefe in cm	PH-Wert		Hydr. Azid. $\frac{ml}{100g \text{ Boden}}$	Aust. Azid. $\frac{ml}{100g \text{ Boden}}$	mval/100g Boden			In%	In%	Korngrößen in mm in% des Feinbodens über 2mm								Feinheitsgrad a Schwebstoffe	
				H ₂ O	KCl			S-Wert	T-Wert	T-S-Wert			V-Wert	unter 0.002	0.002-0.006	0.02-0.06	0.06-0.12	0.12-0.25	0.25-0.5	0.5-1.0		2.0-1.0
73	18	f ₁ A/C ₂	250	8,2	7,2							27,2	22,0	4,7	19,0	27,1	5,3	8,7	6,7	4,1	2,4	66,8
74	18	f ₁ A	300	8,2	7,2							3,1	26,0	4,2	13,5	19,7	1,0	17,6	14,6	2,2	0,2	64,9
75	19b	C	60	8,0	7,2							14,5	16,3	3,3	29,5	41,2	6,2	1,3	1,3	0,7	0,2	72,5
76	19b	C	100	7,7	7,3							10,1	12,5	3,5	29,2	43,2	1,8	3,5	4,2	1,7	0,4	70,1
77	19b	C	150	7,7	7,5							20,1	20,3	3,9	26,9	38,7	8,0	0,8	0,8	0,2	0,4	73,7
78	19b	f ₁ A	190	7,5	7,2							21,6	18,5	4,0	19,0	38,7	7,8	6,1	3,8	1,2	0,9	69,3
79	19b	f ₁ C	250	7,5	7,1							23,3	18,6	5,8	23,5	32,0	6,1	4,7	6,3	2,4	0,6	69,4
80	20	C ₁₁	30	8,2	7,4							21,1	19,2	5,9	25,5	37,6	4,5	2,6	2,1	1,4	1,2	72,0
81	20	C ₁₂	110	8,2	7,3							27,0	26,2	5,9	24,8	36,1	5,0	1,1	0,7	0,1	0,1	75,4
82	20	f ₁ A(B) ₁₁	180	7,9	7,2							4,3	33,3	4,0	16,3	22,0	7,3	7,3	2,2	5,3	2,3	69,9
83	20	f ₁ A(B) ₁₂	215	7,8	7,1							2,4	34,9	4,4	18,1	19,7	8,4	5,9	6,0	1,9	0,7	71,9
84	20	f ₁ A	260	8,0	7,1							6,1	43,3	4,3	15,4	23,5	3,1	6,2	2,5	1,4	0,3	75,6
85	20	f ₁ AC	305	8,1	7,1							2,1	39,1	5,9	21,2	30,0	1,0	1,4	0,9	0,2	0,3	78,0
86	20	C	350	8,4	7,3							36,1	31,1	6,4	21,2	32,2	2,0	2,6	2,4	1,6	0,5	74,8
87	22	C	80	8,6	7,5							23,6	13,3	4,7	25,8	51,0	4,2	0,7	0,2	0,1	0,0	69,0
88	22	M(D+C)	155	8,5	7,5							24,6	25,5	4,7	12,8	42,6	4,7	3,8	3,9	1,3	0,7	71,1
89	22	D ₁₁	240	8,2	7,3							0,8	25,4	1,8	4,4	5,4	6,7	28,2	26,1	1,8	0,2	56,6
90	32	A	10	7,9	7,3							21,2	28,3	8,8	17,0	27,2	6,4	3,9	4,5	2,7	1,2	71,9
91	32	t.rossa	70	7,9	7,1							5,5	60,7	1,1	5,1	10,0	6,9	7,4	6,2	7,1	0,9	75,2
92	32	----	70	8,1	7,2							80,6	21,6	2,8	18,4	23,8	11,0	6,5	8,3	5,2	2,4	65,1
93	33	A ₁	5	7,9	7,3							20,0	23,2	3,2	25,3	40,7	3,3	1,4	1,7	0,9	0,3	73,5
94	33	A ₂ /B	12	8,0	7,3							23,6	25,6	5,1	23,7	37,6	4,0	1,4	1,3	0,7	0,6	74,3
95	33	B	30	8,1	7,4							38,0	24,3	8,3	23,4	33,2	5,8	1,4	1,6	1,1	0,9	74,0
96	33	C	75	8,1	7,4							39,5	19,9	9,1	25,0	35,4	6,0	1,6	1,0	1,3	0,7	73,6
97	33	G.	115	7,8	7,4							24,4	31,2	10,7	21,3	30,1	3,4	1,1	1,0	0,9	0,3	76,8
98	33	H.	135	7,8	7,3							20,0	28,3	12,6	20,4	24,6	4,0	2,8	3,8	2,3	1,6	73,8
99	33	H.	155	8,0	7,3							4,9	48,2	10,0	16,4	17,4	2,1	2,0	2,4	0,8	0,7	79,2
100	33	I.	170	8,2	7,3							18,9	14,6	15,2	15,2	13,0	8,6	4,5	10,1	10,4	8,4	60,4
101	33	I.	185	8,4	7,9							51,4	22,0	8,9	13,2	27,1	7,2	4,2	6,7	7,2	3,5	65,8
102	35	A	15	7,9	7,2							23,8	20,9	5,2	21,9	41,3	6,3	2,0	2,1	0,2	0,1	72,9
103	35	AC	35	8,2	7,2							24,7	15,8	3,3	25,3	41,1	9,8	1,5	2,0	0,9	0,3	71,1
104	35	C	70	8,4	7,1							27,2	18,8	3,2	25,2	43,2	6,1	1,3	1,4	0,8	0,0	69,1
105	35	f ₁ B	115	7,9	7,2							21,7	17,4	3,7	21,3	51,8	4,0	0,7	0,8	0,3	0,0	69,4
106	35	f ₁ C ₁₁	165	8,1	7,3							32,2	19,4	5,2	24,3	46,5	3,3	0,5	0,4	0,3	0,1	74,0
107	35	f ₁ C ₁₂	205	7,8	7,4							26,8	19,2	5,6	25,9	44,0	3,3	0,6	0,7	0,4	0,3	73,9
108	35	f ₂ GM	270	7,9	7,4							9,2	19,5	3,3	25,8	43,2	2,5	1,1	1,8	1,8	1,0	72,1

Lfd.Nr.	Profil Nr.	Horizont	Entnahmetiefe in cm	PH-Wert		Hydr. Azid.	Aust. Azid.	mval/100g Boden			in%	in%	Korngrößen in mm in% des Feinbodens über 2mm									Feinheitsgrad nach Schönbals
				H ₂ O	KCl	ml n/10 NaOH 100g Boden Y ₁	ml n/10 NaOH 100g Boden Y ₂	S-Wert	T-Wert	T-S-Wert	V-Wert	CoCO ₃	unter 0,002	0,005-0,002	0,02-0,006	0,05-0,002	0,12-0,005	0,25-0,02	0,5-0,05	1,0-0,5	2,0-1,0	
109	37	(B)A	30	8,1	7,4							25,1	16,9	4,2	22,4	43,9	4,5	4,5	2,3	0,8	0,5	70,9
110	37	CaC	50	8,4	7,5							27,6	14,0	3,7	20,2	49,2	3,9	3,9	3,7	0,9	0,5	69,2
111	37	D	90	8,2	7,6							0,4	32,6	3,2	11,3	11,6	6,6	21,4	12,2	0,9	0,2	65,8
112	37		120	8,5	7,8							0,2	28,6	4,1	11,0	8,9	6,1	21,9	12,6	5,2	1,6	62,2
113	42	BC	15	7,8	7,2							20,9	17,2	12,4	17,8	32,7	5,9	5,5	5,7	1,8	1,0	70,1
114	42	C	60	7,8	7,3							23,2	17,1	6,2	25,5	45,6	2,3	1,0	1,1	0,7	0,5	73,2
115	42	f ₁ C	145	7,9	7,2							3,0	19,9	5,9	8,5	10,1	10,4	20,1	22,1	2,7	0,3	58,9
116	43	Schicht2	65	7,8	7,1							10,9	29,5	7,3	10,7	15,3	11,8	8,3	12,5	2,4	2,2	66,4
117	43	" 3	125	8,0	7,2							12,0	42,4	8,1	12,1	23,4	6,3	3,2	3,6	0,5	0,4	76,2
118	43	" 4	165	8,4	7,0							0,2	12,2	6,4	3,6	4,1	17,1	22,1	33,1	1,1	0,3	52,9
119	43	" 5	190	7,7	7,0							0,3	55,3	8,7	12,3	3,4	3,6	5,4	9,5	1,5	0,3	76,7
120	43	" 6	210	7,4	6,9							0,2	35,6	6,4	5,9	5,5	6,0	12,2	21,6	4,5	1,8	62,9
121	44	" 2	35	8,3	7,4							23,1	12,6	4,0	8,7	19,0	7,5	22,2	23,0	2,6	0,4	56,5
122	46	A	5	7,9	7,1							6,9	12,4	6,3	16,6	30,8	7,3	11,8	12,9	1,6	0,3	66,1
123	46	(B)	25	8,1	7,0							8,8	14,7	5,4	19,6	30,8	6,5	9,3	11,9	1,1	0,7	65,7
124	46	C/D	110	7,7	6,8							0,0	13,5	1,4	13,2	17,3	9,4	16,9	23,8	2,8	1,7	55,4
125	46	D	200	8,1	6,7							0,0	12,6	6,3	7,1	12,2	9,2	18,0	30,6	3,0	1,0	54,5
126	48	A ₁₁	5	8,4	7,2	2,5	1,4	3,6	5,2	1,6	69,2	21,6	18,4	6,5	21,1	40,4	5,6	3,7	3,0	0,8	0,5	72,6
127	48	A ₁₂	15	8,5	7,4	3,0	1,4	4,3	6,3	2,0	68,2	20,8	17,5	7,1	22,6	39,5	5,9	3,7	2,3	0,6	0,8	71,7
128	48	(B)f ₁ A	35	8,7	7,3	2,3	1,2	3,8	5,3	1,5	71,6	26,1	19,5	4,7	23,3	40,5	6,5	2,7	2,2	0,4	0,2	72,2
129	48	f ₁ CaC	60	8,8	7,5	2,0	0,9	6,5	7,8	1,3	83,3	27,2	17,6	3,4	24,0	46,1	5,3	2,0	1,2	0,2	0,2	72,4
130	48	f ₁ C ₁₁	85	8,6	7,5	1,3	1,8	5,6	6,4	0,8	87,5	23,3	16,9	6,2	22,5	47,9	3,6	1,6	1,0	0,2	0,1	73,1
131	48	f ₁ C ₁₂	120	8,5	7,5	2,3	1,2	10,4	11,9	1,5	87,3	27,2	18,0	3,1	24,4	45,7	5,2	2,0	0,9	0,4	0,3	72,3
132	48	f ₁ C ₁₃	165	8,7	7,6	1,3	1,4	4,8	5,6	0,8	85,7	26,3	18,5	4,6	22,4	43,9	4,5	1,5	2,9	1,5	0,2	71,7
133	48	f ₁ C ₁₄	205	8,7	7,6	1,5	1,8	4,6	5,6	1,0	82,1	24,4	17,2	4,1	23,1	47,5	4,3	2,3	1,2	0,2	0,1	72,4
134	48	f ₁ C ₁₅	240	8,9	7,6	1,5	1,4	8,8	9,8	1,0	89,7	22,9	18,0	3,0	23,5	45,6	5,0	2,6	1,7	0,5	0,1	72,2
135	48	f ₁ C ₁₅	260	8,9	7,7	1,8	1,8	3,3	4,5	1,2	73,3	22,9	18,5	3,6	22,7	42,2	6,3	3,5	2,4	0,5	0,3	71,4
136	48	f ₂ G	275	9,0	7,4	1,3	1,4	8,8	9,6	0,8	91,6	27,1	17,0	5,0	23,5	46,7	4,6	2,0	1,0	0,2	0,0	69,4
137	48	f ₂ C ₁₁	305	8,9	7,6	2,0	1,2	3,3	4,6	1,3	71,7	25,4	7,3	6,8	25,5	53,8	3,5	2,2	0,7	0,2	0,0	67,8
138	48	f ₂ C ₁₂	350	9,0	7,6	1,5	0,9	1,4	2,4	1,0	58,3	25,2	10,8	5,7	22,6	52,6	4,2	2,7	1,3	0,1	0,0	67,7
139	48	f ₃ A	420	9,0	7,5	2,0	1,2	3,8	5,1	1,3	74,5	21,3	7,2	5,7	27,2	49,4	5,4	3,2	1,5	0,3	0,1	70,6
140	48	f ₃ C ₁₁	475	9,1	7,8	1,3	1,2	1,8	2,6	0,8	69,2	28,6	5,8	5,9	27,0	50,4	5,8	3,1	1,7	0,2	0,1	70,2
141	48	Sed.	510	8,9	7,7	2,5	0,7	3,6	5,2	1,6	69,2	25,8	12,4	5,9	20,0	46,1	6,7	4,8	3,5	0,5	0,1	69,7
142	48	f ₃ C ₁₂	535	9,0	7,7	1,5	1,4	3,4	4,4	1,0	72,2	26,9	7,7	5,1	34,8	42,6	4,9	3,3	1,4	0,2	0,0	67,9
143	48	f ₃ C ₁₃	560	8,8	7,6	1,3	0,9	2,4	3,2	0,8	75,0	23,8	10,2	8,2	23,9	47,3	5,2	3,0	1,8	0,2	0,2	71,4
144	48	f ₃ C ₁₄	615	8,8	7,6	1,5	1,2	4,3	5,3	1,0	81,1	23,0	14,2	4,6	17,1	46,9	6,9	4,7	4,2	0,9	0,5	68,8

Lfd. Nr.	Profil Nr.	Horizont	Ent- nah- metiefe in cm	PH-Wert		Hydr.	Aust.	mval/100g Boden			in %		in %		Kerngrößen in mm in % des Feinbodens über 2mm										Fein- heits- grad a Schub- holz
				H ₂ O	KCl	ml NaOH 100g Boden %	n/10 Azid. %	S- Wert	T- Wert	T-S- Wert	V- Wert	CoCO ₃	unter 0.002	0.008 0.002	0.02- 0.008	0.06- 0.002	0.12- 0.08	0.25- 0.12	0.5- 0.25	1.0- 0.5	2.0- 1.0				
145	48	z ₃ O ₁₅	695	8,6	7,7	1,5	1,2	3,7	4,7	1,0	78,7	23,4	15,9	6,8	17,0	41,1	7,4	5,7	4,5	0,9	0,7	73,1			
146	48	z ₃ O ₁₆	740	8,6	7,7	1,8	1,2	4,7	5,9	1,2	79,6	17,3	15,8	8,6	22,9	45,2	3,8	1,6	1,5	0,5	0,1	69,2			
147	48	z ₄ O ₁₁	805	8,7	7,8	1,3	1,2	2,6	3,4	0,8	76,4	20,9	14,4	5,7	20,3	46,9	8,0	2,2	1,9	0,4	0,2	71,1			
148	48	z ₄ O ₁₂	880	8,7	7,7	1,0	0,9	3,9	4,6	0,7	84,7	23,8	16,5	4,7	17,3	42,6	6,6	4,3	4,7	2,4	1,2	68,4			
149	48	z ₄ O ₁₃	940	8,7	7,8	1,5	1,4	4,8	5,8	1,0	82,7	25,8	22,1	5,6	18,0	38,5	6,7	4,3	3,3	1,1	0,4	71,3			
150	48	z ₅ A	990	8,7	7,7	1,8	0,9	7,3	8,5	1,2	85,9	13,0	24,6	4,3	15,7	32,1	7,1	7,6	6,4	1,6	0,6	69,2			
151	48	z ₆ O _{D11}	1035	8,6	7,7	2,0	0,9	8,6	9,9	1,3	86,8	2,1	27,2	4,8	19,0	33,2	4,2	4,7	4,6	1,9	0,4	71,7			
152	48	z ₆ O _{D12}	1085	8,8	7,7	1,3	1,2	9,5	10,3	0,8	92,2	12,3	24,6	5,9	14,3	26,7	7,2	8,1	8,3	3,4	1,5	67,3			
153	49	(1)	30	8,7	7,7	1,5	1,2	7,0	8,0	1,0	87,5	9,4	21,8	4,5	15,1	25,2	7,1	8,8	10,2	5,3	2,0	64,6			
154	49	(2)	65	8,6	7,5	2,3	1,2	9,9	11,4	1,5	86,7	2,3	18,4	15,5	20,1	30,6	4,2	4,6	4,6	1,2	0,8	72,4			
155	49	(3)	100	8,7	7,4	2,5	0,9	8,7	10,3	1,6	84,4	4,3	22,5	4,3	15,6	30,0	5,4	8,9	10,6	2,0	0,7	66,9			
156	49	(4)	150	8,7	7,3	1,5	1,2	7,2	8,2	1,0	87,8	8,1	19,0	3,8	17,1	31,6	7,8	8,9	8,7	2,3	0,8	66,4			
157	49	(6)	185	8,5	7,5	2,0	1,2	6,5	7,8	1,3	83,3	8,3	16,3	5,4	20,6	40,6	6,4	5,4	4,4	0,9	0,4	69,8			
158	49	(7)	255	8,6	7,4	2,5	1,2	12,0	13,6	1,6	88,2	6,4	21,9	4,6	17,5	32,2	5,5	7,6	7,9	2,0	0,9	68,2			
159	50	(B)A	60	7,2	7,2							9,1	19,9	6,0	16,2	25,1	6,5	7,1	9,8	3,8	3,6	64,8			
160	50	z ₁ A	105	7,1	7,1							2,1	23,8	6,7	21,7	30,9	4,3	5,0	5,1	1,9	0,6	71,4			
161	50	z ₁ AC	140	7,1	7,0							27,5	24,8	8,0	21,9	37,2	4,2	1,5	1,4	0,7	0,3	74,6			
162	50	CaC	175	7,3	7,3							28,8	15,8	6,4	26,5	45,3	3,7	0,8	0,8	0,3	0,2	73,3			
163	51	C	90	8,2	7,5							30,8	19,2	7,9	18,7	49,8	2,3	0,3	1,4	0,4	0,0	70,5			
164	51	z ₁ (B)	205	8,5	7,5							22,1	20,4	4,8	20,0	45,1	3,5	5,0	1,2	0,2	0,0	69,1			
165	51	z ₁ C	250	8,5	7,6							30,8	21,4	5,3	22,6	46,9	1,6	1,0	0,8	0,4	0,0	71,1			
166	51	z ₂ C ₁₁	295	8,6	7,6							26,9	19,7	5,0	25,7	45,1	2,8	0,8	0,5	0,4	0,0	70,9			
167	51	z ₂ C ₁₂	355	8,5	7,7							28,9	16,8	3,5	25,4	47,7	3,8	1,5	0,6	0,2	0,7	73,7			
168	52	A(B)	30	8,1	7,1							14,3	12,9	6,5	20,4	48,9	4,1	3,2	2,8	0,8	0,4	70,5			
169	52	C	110	8,0	7,3							31,1	9,8	3,6	24,0	57,0	4,2	0,9	0,5	0,0	0,0	63,3			
170	52	OD ₁₁	185	7,9	7,4							20,5	12,1	3,0	17,3	49,8	9,8	4,7	2,9	0,3	0,1	68,7			
171	52	OD ₁₂	215	8,0	7,6							21,2	12,2	3,5	22,0	49,1	8,6	2,5	1,8	0,2	0,1	70,3			
172	52	OD ₁₃	245	7,9	7,5							20,5	10,0	2,7	10,9	53,2	15,8	4,2	3,0	0,2	0,0	62,7			
173	52	----	275	7,9	7,5							25,1	11,1	3,1	22,0	58,5	3,4	1,1	0,6	0,1	0,1	71,3			
174	52	----	325	7,8	7,5							22,6	11,1	3,1	18,1	53,4	6,6	3,5	2,9	0,7	0,6	68,7			
175	53	C	120	7,5	7,2							35,8	14,0	5,5	22,4	47,1	4,5	2,6	2,6	0,4	0,3	73,4			
176	53	z ₁ (B)	150	7,6	7,4							21,7	12,9	3,6	16,3	44,3	9,4	7,2	5,0	0,9	0,4	67,2			
177	53	z ₁ C	195	8,1	7,8							27,7	14,4	4,2	23,0	51,1	3,7	1,4	1,1	0,5	1,2	71,4			
178	53	z ₂ (B)	245	8,2	8,0							27,5	36,6	12,8	23,5	17,3	4,2	1,8	1,8	1,3	0,7	77,9			
179	54	A ₁	50	8,1	6,9							0,0	12,1	1,2	9,8	9,4	18,1	34,2	13,2	1,8	0,2	55,8			
180	54	(B)	90	8,2	6,9							0,0	12,3	1,5	8,1	8,9	20,4	36,2	10,9	1,1	0,6	55,9			

Lage-Nr.	Profil Nr.	Horizont	Entnahmetiefe in cm	PH-Wert		Hydr. Azid.	Aust. Azid.	mval/100g Boden			in%		Korngrößen in mm in% des Feinbodens über 2mm								Feinheitsgrad n Schönhals	
				H ₂ O	KCl	ml n/10 NaOH 100g Boden 1 l	S-Wert	T-Wert	T-S-Wert	V-Wert	CaCO ₃	unter 0,002	0,006 0,002	0,02- 0,006	0,06- 0,02	0,12- 0,05	0,25- 0,12	0,5- 0,25	1,0- 0,5	2,0- 1,0		
181	54	D ₁₁	130	8,2	7,3							26,6	8,5	1,9	9,0	10,6	19,7	40,0	7,2	2,3	0,8	55,0
182	55	B	40	7,9	7,1							7,9	16,6	6,3	28,8	33,4	4,1	5,0	3,9	1,3	0,6	71,2
183	55	C	85	8,1	7,3							8,4	19,6	3,7	14,7	31,6	5,6	10,5	12,0	1,7	0,6	65,4
184	55	CD ₁₁	140	8,2	7,2							6,5	15,5	2,0	7,5	17,1	6,8	18,3	28,2	4,1	0,5	55,1
185	56	(B)	35	8,1	7,3							11,2	17,2	5,0	15,9	18,0	12,6	19,0	10,8	1,4	0,1	63,5
186	56	C	70	8,1	7,3							25,5	12,2	8,4	19,3	24,5	12,3	15,0	7,2	1,0	0,1	65,8
187	62	C	60	8,1	7,3							30,8	23,6	9,7	17,0	44,4	3,6	0,5	0,5	0,7	0,0	71,8
188	62	f ₁ (B)	100	8,0	7,3							21,3	22,6	3,0	22,4	48,4	2,7	0,3	0,3	0,2	0,1	74,2
189	62	f ₁ C	140	8,3	7,3							20,7	22,4	3,5	22,5	49,7	1,0	0,3	0,5	0,1	0,1	74,5
190	62	f ₂ (B)	170	8,1	7,4							25,3	22,2	3,9	29,1	38,7	3,0	0,6	0,6	0,6	1,3	74,0
191	68	A _p	10	7,9	7,1							9,0	28,6	7,0	14,2	25,4	8,0	9,1	5,4	1,6	0,7	70,3
192	68	f ₁ A	30	8,0	7,1							10,7	30,5	4,7	16,0	27,1	8,6	4,4	3,4	4,4	0,9	70,7
193	68	f ₁ A/C	50	8,0	7,2							21,2	23,8	6,4	14,2	25,3	13,8	10,7	4,4	0,8	0,6	68,6
194	68	f ₁ C	70	8,1	7,3							26,6	20,2	7,0	15,1	30,0	12,8	11,0	3,8	0,1	0,0	65,4
195	68	f ₁ CG	100	8,1	7,3							19,1	19,8	5,1	14,2	27,9	14,1	14,0	4,6	0,3	0,0	63,4
196	71	A	4	8,0	7,1							22,6	17,3	8,7	22,1	38,5	8,7	1,9	1,8	0,5	0,5	72,5
197	71	A(B)	15	7,9	7,1							23,2	17,5	8,7	24,9	40,4	5,2	1,5	1,6	0,2	0,0	70,4
198	71	(B)	30	8,3	7,2							32,5	15,9	6,9	25,0	48,3	3,0	0,4	0,3	0,2	0,0	70,6
199	71	C	75	8,1	7,2							30,1	14,4	5,8	20,6	48,2	10,2	0,4	0,4	0,0	0,0	64,1
200	71	f ₁ (B)	125	8,0	7,1							23,2	15,2	6,4	26,3	47,9	3,2	0,4	0,4	0,0	0,2	70,4
201	71	f ₁ C ₁₁	170	8,5	7,2							23,6	19,9	6,2	21,8	48,9	3,4	0,3	0,3	0,1	0,0	70,9
202	71	f ₁ A ₁₂	225	8,6	7,3							29,5	20,3	6,0	22,5	45,3	4,3	0,6	0,6	0,3	0,3	73,9
203	71	D	275	8,8	7,3							22,1	8,0	3,9	9,6	11,5	5,6	16,5	29,4	13,0	2,7	49,1
204	71	f ₂ (B)	325	8,4	7,2							10,7	21,6	6,3	22,2	30,3	3,1	6,8	6,9	1,6	1,2	69,8
205	75	A	10	7,2	6,4							0,0	21,2	4,9	9,4	19,2	5,4	17,1	18,8	2,9	0,6	61,3
206	75	A(B)	35	7,3	6,3							0,0	24,0	3,6	10,6	20,2	5,3	16,1	15,9	3,4	0,9	62,5
207	75	A(B)	70	7,5	6,6							0,0	25,1	4,6	11,2	21,7	5,4	15,9	13,9	1,7	0,5	62,6
208	75	f ₁ A	115	7,6	6,9							0,8	25,8	3,7	11,1	21,0	5,0	13,4	15,7	3,9	0,4	63,7
209	75	----	150	7,7	7,0							1,3	26,0	2,5	9,5	17,9	4,5	12,3	19,6	5,4	2,3	62,8
210	75	f ₂ A	180	7,7	7,3							36,0	28,3	7,7	10,1	14,1	4,7	10,2	15,0	6,7	3,2	63,2
211	75	CD	200	7,8	7,1							0,4	21,4	2,5	3,6	11,5	4,6	20,3	28,7	5,8	1,6	54,3
212	78	AD	15	4,4	3,7							0,0	6,7	4,5	3,6	5,0	9,7	26,1	30,9	6,4	7,1	
213	94	A ₂ B	35	7,5	6,8							5,1	22,3	4,8	18,7	33,2	3,9	8,1	7,8	1,1	0,1	69,4
214	94	f ₁ A	55	7,5	6,8							4,3	24,5	5,6	17,2	31,2	7,3	7,6	9,0	0,9	0,3	69,6
215	94	f ₁ A/C	80	7,5	6,9							22,8	24,0	7,6	16,7	30,3	5,3	7,1	8,0	0,9	0,1	70,2
216	94	C	125	7,7	7,1							29,0	17,6	6,2	19,6	40,2	4,3	6,1	5,3	0,6	0,1	70,2

Nachwort

In der quartärgeomorphologischen Forschung wurden in den letzten Jahren große Fortschritte erzielt. Mit dem Ausbau und der Verfeinerung der geomorphologischen Methoden geht eine immer weiter fortschreitende Spezialisierung einher, die zur Folge hat, daß ein gestern gestelltes Thema heute so umfassend geworden ist, daß nur ein großer apparativer und zeitlicher Aufwand eine ausreichende Bearbeitung ermöglicht.

Wenn über zwei Jahre nach Abschluß der Niederschrift eine quartärgeomorphologische Studie herausgebracht wird, so ist es als selbstverständlich anzusehen, daß in der Zwischenzeit wichtige Literatur erschienen ist. Ich möchte nur jene Arbeiten über die Kalium-Argon-Datierungen der Rheinterrassen nennen. Da es aber unmöglich erschien, auf alle dort und an anderen Stellen geäußerten Gedanken einzugehen, wurde - um das Erscheinen der Arbeit nicht noch weiter zu verzögern - sowohl davon abgesehen, die neue Literatur aufzuarbeiten, als auch die neuen, das Thema betreffenden Arbeiten zu zitieren. Das hätte auch eine Vermehrung des Umfanges bedeutet, die aus Kostengründen nicht zu vertreten gewesen wäre. Die letzte Arbeit, die mit berücksichtigt werden konnte, ist der Aufsatz von SCHÖNHALS, ROHDENBURG & SEMMEL, der inzwischen in "Eiszeitalter und Gegenwart" erschienen ist. Zahlreiche neuere Arbeiten, die nicht nur methodisch, sondern auch regional von Bedeutung sind, wurden bei der jetzt erfolgten Durchsicht für den Druck bewußt unberücksichtigt gelassen. An der Substanz der Arbeit hat sich also nichts geändert, abgesehen von der Tatsache, daß zwei größere Kapitel herausgenommen wurden. Eines beschäftigte sich mit der Ausformung der Kalkplateaus während des Pliozäns, das andere mit Fragen der Geomorphologischen Kartographie. Das zuletzt genannte Kapitel wird in verkürzter Form als Aufsatz in der "Erdkunde" erscheinen.

Die bei häufigen Besuchen im Rheinhessischen Tafel- und Hügelland überprüften Aufschlußverhältnisse haben sich in letzter Zeit we-

sentlich verschlechtert. Viele der wichtigen Profile sind zugeschliffen, wie z.B. die Grube Zeilstück bei Weinheim/Rhh.. Aus diesem Grund wurde davon abgesehen, die ausführlichen Profilbeschreibungen zu kürzen oder zu streichen. Das im Vorwort gesteckte Ziel, eine "Bestandsaufnahme und Beschreibung möglichst vieler Aufschlüsse" zu geben, erscheint durch diese neuen Entwicklungen nun in einem anderen Licht. - Abschließend möchte ich den Herren Professoren am Geographischen Institut der Universität Bonn für die Bemühungen um die Drucklegung der Arbeit danken. Besonderer Dank gilt dabei meinem Lehrer Herrn Professor Troll, der durch seine persönliche Initiative das Erscheinen der Arbeit wesentlich gefördert hat.

Tübingen, im August 1966

Hartmut Leser

Arbeiten zur Rheinischen Landeskunde

Herausgegeben vom Geographischen Institut der Universität Bonn

durch C. Troll, H. Hahn, W. Kuls, W. Lauer und KH. Paffen

Schriftleitung: Hans Voigt

- Heft 1: *Straka, Herbert*: Zur spätquartären Vegetationsgeschichte der Vulkaneifel. 1952. 116 S., 7 Abb., 5 Tafeln und 23 Tabellen. Vergriffen. DM 3.60
- Heft 2: *Kötter, Heinrich*: Die Textilindustrie des deutsch-niederländischen Grenzgebietes in ihrer wirtschaftsgeographischen Verflechtung. 1952. 86 S. und 16 Abb. DM 3.50
- Heft 3: *Schwickerath, Hildegard*: Die Basaltindustrie zwischen Rhein, Sieg und Wied. 1953. 59 S., 13 Abb. und 1 Kartenbeilage. DM 3.60
- Heft 4: *Sins, Gabriele*: Die Baumschulen des Rheinlandes mit besonderer Betonung der Verhältnisse von Meckenheim. 1953. 69 S., 14 Abb. und 2 Kartenbeilagen. DM 4.—
- Heft 5: *Schneider, Matthias*: Wasserhaushalt und Wasserwirtschaft im Gebiet der Erftquellflüsse (Nordifel). 1953. 89 S. und 30 Abb. DM 5.—
- Heft 6: *Kremer, Elisabeth*: Die Terrassenlandschaft der mittleren Mosel als Beitrag zur Quartärgeschichte. 1954. 100 S., 28 Abb., 11 Profile, 5 Tab. und 2 Karten im Anhang. DM 5.—
- Heft 7: *Emonds, Hubert*: Das Bonner Stadtklima. 1954. 64 S., 35 Abb. und 6 Tabellen. DM 4.—
- Heft 8: *Barners, Ernst*: Landnutzung und agrargeographische Struktur des Bitburger Landes. 1955. 83 S., 40 Abb., 11 Tab. und 1 mehrfarbige Nutzfächenskartierung als Beilage. DM 6.—
- Heft 9: *Kufferath-Siebert, Günter*: Die Zuckerindustrie der linksrheinischen Bördenlandschaft. 1955. 44 S., 13 Abb. und 3 mehrfarbige Kartenbeilagen. DM 5.—
- Heft 10: *Heyn, Erich*: Zerstörung und Aufbau der Großstadt Essen. 1955. 149 S., 22 Abb., 15 Bilder im Anhang und 1 Kartenbeilage. DM 6.—
- Heft 11: *Herzog, Wilhelm*: Die Rieselfeldkulturen der Stadt Dortmund. Kultur-geographische Auswirkungen städtischer Abwasserwirtschaft. 1956. 58 S., 15 Abb., 12 Diagramme und 1 mehrfarbige Karte. DM 6.—
- Heft 12: *Ballensiefen, Willi*: Die Agrarlandschaft der Wittlicher Senke und ihrer Nachbargebiete. 1957. 137 S., 67 Abb., 16 Tab. im Anhang und 2 Bodennutzungskarten als Beilage. DM 8.—
- Heft 13: *Pley, Herbert*: Garten- und Feldgemüsebau am mittleren Niederrhein. 1958. 107 Seiten mit 6 Abbildungen u. 1 Landnutzungskarte. DM 10.80
- Heft 14: *Bohling, Günther*: Die Rindviehwirtschaft in den Agrarlandschaften des nördlichen Rheinlandes. 1959. 93 S., 2 Abb. u. eine mehrfarbige Landnutzungskarte. DM 12.—
- Heft 15: *Panhuyzen, Helene*: Die Entwicklung der Agrarlandschaft im Raume Straelen seit 1800 unter besonderer Berücksichtigung des Gemüse- und Blumenanbaus. 1961. 107 S. 13 Abb., 6 Diagr., 2 Kartenbeilagen. DM 11.20
- Heft 16: *Arnold, Paul*: Die Kalkindustrie am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges. 1961. 112 S., 24 Abb., 10 Karten und 7 Tabellen. DM 9.60
- Heft 17: *Gildemeister, Reinhard*: Wald, Bauernland und Holzindustrie im östlichen und mittleren Hunsrück. 1962. 142 S., 11 Abb., 2 farb. Kartenbeilagen. DM 16.—
- Heft 18: *Wenzel, Irmund*: Ödlandentstehung und Wiederaufforstung in der Zentralfifel. 1962. 119 S., 2 Abb. DM 8.—
- Heft 19: *Bauer, Hermann Josef*: Landschaftsökologische Untersuchungen im ausgekohlten rheinischen Braunkohlenrevier auf der Ville. 1963. 101 S., 14 Fig., 19 Tab., 3 Kurven, 30 Abb. a. Kunstdrucktafeln. DM 9.50
- Heft 20: *Krause, Werner*: Eine Grünland-Vegetationskarte der südbadischen Rheinebene und ihre landschaftsökologische Aussage. 1963. 77 S., 18 Abb., 3 Karten als Beilage. DM 15.—
- Heft 21: *Galvão, Maria do Carmo Corrêa*: Das Ruwerggebiet. Landschaftswandel und Sozialstruktur. (Mit einem Kartenband). Im Druck.
- Heft 22: *Henning, Ingrid*: Das Laacher-See-Gebiet, eine Studie zur Hydrologie und Klimatologie. 1965. 135 S., 22 Tab. im Anhang, einer Karte und 24 Abbildungen als Beilage. DM 16.40
- Heft 23: *Domrös, Manfred*: Luftverunreinigung und Stadtklima im Rheinisch-Westfälischen Industriegebiet und ihre Auswirkung auf den Flechtenbewuchs der Bäume. 1966. 132 S. Mit 17 Abb. und 13 Tab. im Text, 4 tab. Übersichten im Anhang, 2 Bildern auf Kunstdrucktafeln und 1 Karte als Beilage. DM 19.20

Berichtigungsblatt
zur Dissertation Leser

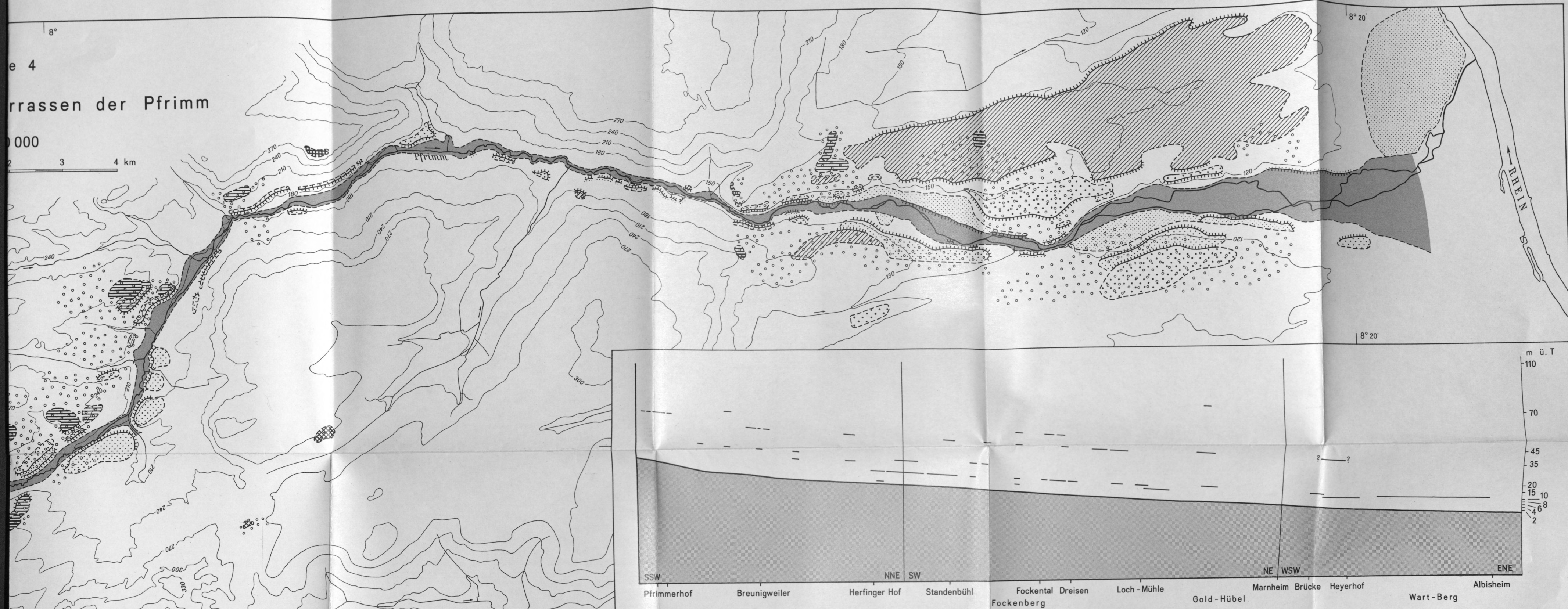
- S. 113 1. Z. v.o.: eckige Klammer um [A] fehlt.
- S. 113 15.Z. v.u.: desgl. 10. und 6. v.u.:
eckige Klammer um [A] fehlt.
- S. 196 22.Z. v.u.: lies 55,1 anstatt 75,1.
- S. 219 Gesamte Seite: eckige Klammer fehlt: $M [D + C]$.
- S. 221 Diagramm 14: eckige Klammer um $M [D + C]$ fehlt.
- S. 222 5. Z. v.u.: eckige Klammer um $M [D + C]$ fehlt.
- S. 233 Horizont 4: $M [C/f_1C]$.
- S. 235 8. Z. v.u.;
17.Z. v.u.: Horizont 4: $M [C/f_1C]$.
- S. 263 In Abbildung 39 muß an der linken Profilsäule das 3. Horizontalsymbol von unten lauten: f_3C/D .
- S. 265, 267, 270, 426: anstatt "spätinterglazial bis frühglazial" muß es richtig heißen: "spätglazial bis frühinterglazial".
- S. 275 4. Z.v.u.: lies "Grube Wallertheim" anstatt "Grube".
- S. 281 Abb. 42: $f_1(B)$ muß heißen $f_1(B)_{11}$,
 $f_1(B)_{11}$ muß heißen $f_1(B)_{12}$.
- S. 285 In Diagramm 21 desgleichen.
- S. 292 14.Z. v.u.: lies Kaltzeiten anstatt Kalkzeiten
- S. 342 Tab. 12, Horizont 26: lies f_6C/D_{11} anstatt f_6D_{11} .
- S. 367 Unterschrift der Abbildung 50 fehlt. Gliederung des Würm-Lösses im Rhein-Main-Gebiet und in Nordhessen (nach SCHÖNHALS, ROHDENBURG & SEMMEL).
- S. 423, 424, 430: Kartenmaßstäbe stimmen nicht infolge Verkleinerung
- S. 436 Unter Nr. 50 muß es heißen: $f_1(B)_{11}$.
- S. 319 Der untere Teil der Tabelle stellt die rechte Fortsetzung des oberen Tabellentails dar.











ZEITLICHE EINORDNUNG	L A N D S C H A F T S E N T W I C K L U N G				
	TEKTONIK		SÜDLICHES ALZEYER HÜGELLAND	NÖRDLICHES ALZEYER HÜGELLAND	EREIGNISSE IN AN-GRENZENDEN LAND-SCHAFTEN (SAAR-NAHE-BG, HARDT)
	DAUER	PHASEN nach WITTMANN 1938	FLUSSGEBIET DES PFRIMM-BACHES	PLATEAUS UND GRABENRÄNDER	
Jung - Miozän		Attische Phase	Bruchlinie Wachenheim - Dalsheim - Westhofen, Grabengebiet: Meer		
Mittel - Pliozän		Rhodanische Ph.	Senkungen im Bereich der Philippson'schen Trogläche, Jüngerer Ur-Rhein: hier nur Schlinge, Einbruch des Grabens, lenkte Rhein in N-S-Richtung ab. Karsterscheinungen; Bohnerzbildungen		
Ober - Pliozän			Starke Senkungen, Plateaus: terra rossa, Klebsanddecke		
			Heraushebung Südrheinens vom Westen her. Bruchlinie Wachenheim-Gundersheim - Westhofen = Belegung der alten Brüche der Attischen Phase		
Unt. Villafranchien		Walachische Ph.	Sedimentationsraum wandert nach Osten: Schneckenmergel nur bis zur Linie Hohensülzen - Hefloch verbreitet		
Ob. Villafranchien			Freinsheimer Schichten; Bruchlinie Offstein - Pfeddersheim - Aßenheim - Osthofen = Fortsetzung der präzylische Störung Freinsheim - Dirmstein, die von der alttertiären Hardtrandspalte abzweigt = in Rheinhessen: West - Grenze der Freinsheimer Schichten		
			Schwache Absenkung im Südlichen Rheinhessen		
Günz - Glazial			110m Ältere Haupt-Terrasse Talweitung Mannheim - Dreisen beginnt sich zu entwickeln		
			Eisbach - Vortäler in Südrheinhessen		
Mindel (I) - Glazial		70m Jüngere Haupt-Terrasse Infolge Stauwirkung des Tertiärriegels erfolgt Abfluß z.T. über Gölheim und das obere Ammelbachtal			
Mindel (II) - Glazial	45/35m Ältere Hoch-Terrasse obere u. untere Stufe Pfrimm fließt nach Norden				
Mindel (II/III u. III) - Glazial	Bakinische Ph.	20m Jüngere Hoch-Terrasse Bildung des großen Schwemmkogels (= Riedel zwischen Flutgraben und Pfrimm) am Austritt aus dem Kalkgebiet Pfrimmlauf infolge Hebung Südrheinhessens von Westen her erstmals West-Ost gerichtet. Liegendes des Tertiärriegels schon angeschnitten, da Schleifsandfossilien in der Kriegsheimer Terrasse	Hebung der Randgebirge und des Niersteiner Horstes		
Riß/Mindel - Interglazial	Höhepunkt der Bakinischen Ph.	West-Ost-Verwerfung legt Pfrimmlauf endgültig fest		Belegung alter Brüche Trennung Plateau/Graben auch morphologisch schärfer	
Alt - Riß - Stadial	± tektonische Ruhe	10m Ältere Mittel - Terrasse Pfrimm nach weit nach Südosten reichend, jedoch nicht mehr bis Gölheim. Lößakkumulation u. Solifluktion	Gestaltung der Gehänge unter periglazialen Bedingungen	Terrassenakkumulation 10m Ältere Mittel-Terrasse des Wiesbaches Lößakk., Solifluktion	
Jung/Alt - Riß - Interstadial		Stärkere Erosion, evtl. auch Bodenbildungen			
Jung-Riß - Stadial		6-8m Jüngere Mittel - Terrasse Lößakkumulation u. Solifluktion	Periglaziale Ausformung	6m Jüngere Mittel-Terrasse des Wiesbaches Lößakk., Solifluktion	
Riß/Würm - Interglazial		Erosionsphase, Bodenbildung: T s c h e r n o s e m e Verbraunung der Schwarzerdebildungen			
Alt - Würm - Stadial		Stadiale Akkumulation der Niederterrassen	Lößakkumulation Schwemmlöß Solifluktion	Periglaziale Ausformung	Lößakk., Solifluktion
Mittel/Alt - Würm - Interstadial			Erosion, Bildung von Frosttundregleyen		
Mittel - Würm - Stadial			Lößakkumulation Schwemmlöß Solifluktion dazwischen: Auebodenbildung	Periglaziale Ausformung	Lößakk., Solifluktion
Jung/Mittel - Würm - Interstadial			Baltische Phase	Erosion, Bildung von Frosttundregleyen und Braunerden, letztere besonders auf Plateaus Umlagerung der Braunerden	
Jung - Würm - Stadial		Stadiale Akkumulation der Niederterrassen	Lößakkumulation, Solifluktion Tuffbändchen Oszillation: Pupilla-Horizont u. Ansatz zur Bodenbildung	Periglaziale Ausformung	Lößakk., Solifluktion Tuffbändchen
Älteste Dryaszeit Bölling Ältere Dryaszeit Alleröd Jüngere Dryaszeit			Kalkauenboden		
	Smonicaartiger Aueboden				
Präboreal Boreal Atlantikum Subboreal Subatlantikum	S t e p p e n - B ö d e n				
	Hochtullehm, Braunerden und Parabraunerden				

Zusammengestellt unter Verwendung der Angaben von FRIEKE, KLUG, WAGNER, WEILER sowie eigenen Beobachtungen.

e 4
Terrassen der Pfrimm

000
2 3 4 km



- | | | | |
|---|---|---|---|
|  | um 110 m Ältere Hauptterrasse |  | um 10 m Ältere Mittelterrasse |
|  | um 70 m Jüngere Hauptterrasse |  | 6-8 m Jüngere Mittelterrasse |
|  | um 45 m Ältere Hochterrasse, obere Stufe |  | 2-4 m Niederterrasse |
|  | um 35 m Ältere Hochterrasse, untere Stufe |  | Rezenter Talboden der Pfrimm, ±eben, meist mit 2-3 m mächtigen roten Hochflutlehm |
|  | um 20 m Jüngere Hochterrasse |  | Schotterstreu im Bereich der Pfrimm |

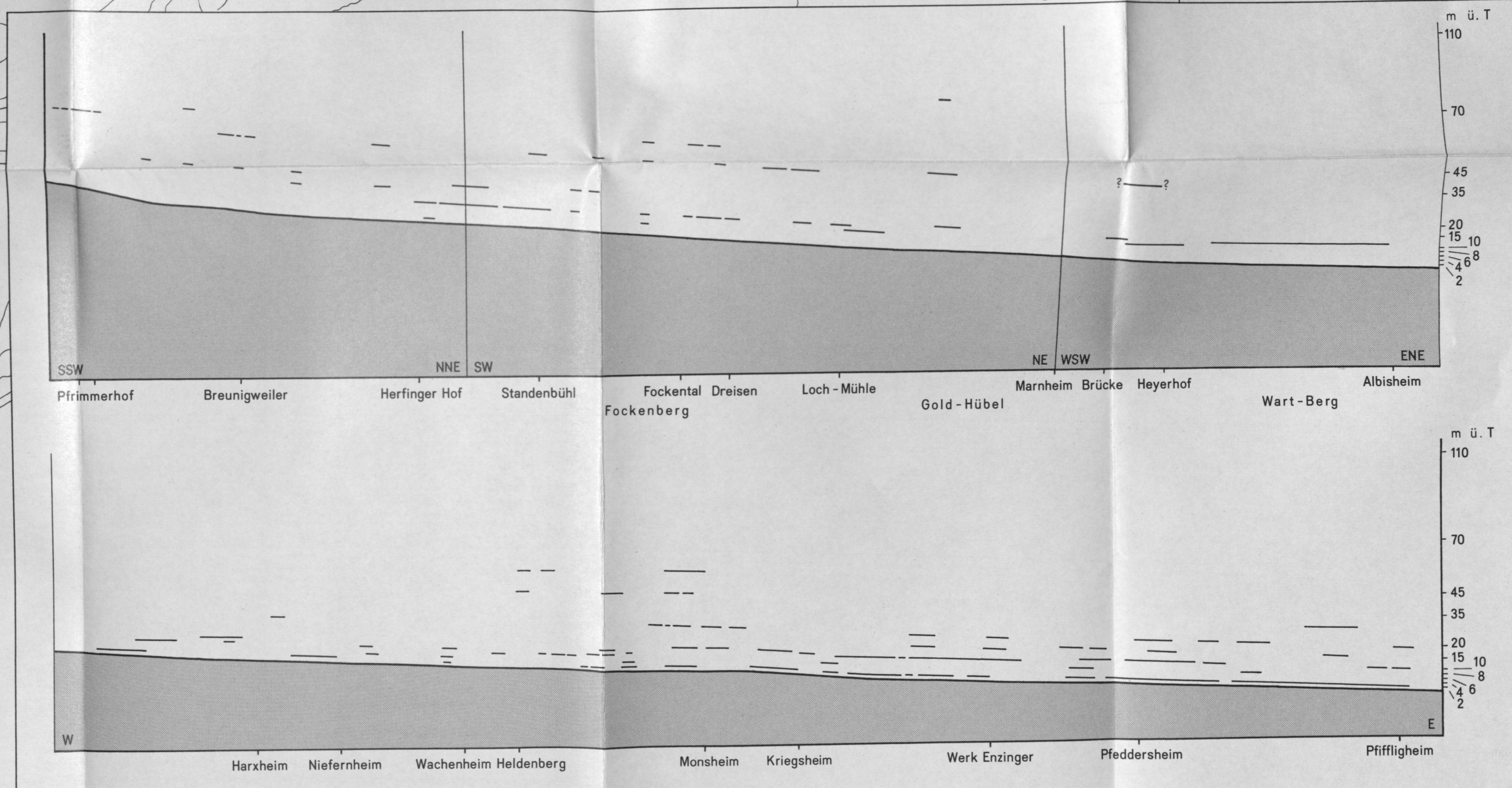


Abb.56: Die pleistozänen Terrassen der Pfrimm in schematischer Anordnung nach Höhenlage und Ausdehnung

Längenmaßstab 1:50 000

I. Niveaus in flächenhafter Ausbildung

1. Hochflächen der Kalkplateaus
 - 1 300 - 320 m N.N.
 - 2 290 - 300 m N.N.
 - 3 280 - 290 m N.N.
 - 4 270 (280) - 300 m N.N.
 - 5 270 - 280 m N.N.
 - 6 260 - 270 m N.N.
 - 7 240 - 245 m N.N.
 - 8 200 - 220 m N.N.
2. Hochflächen der Riedel
 - 9 150 - 180 m N.N.
 - 10 140 - 150 m N.N.
 - 11 130 - 140 m N.N.
3. Hochflächen im Rotliegend - Berg - und Hügelland
 - 12 flächenhafte Ausbildung von Höhenzügen verschiedenen Niveaus

II. Dellen auf den Hochflächen und Riedeln, sowie an deren Gehängen

- 13 muldenförmiges Profil
- 14 flach-kerbtalartiges Profil
- 15 leicht asymmetrisches Profil
1. Hangdellen
 - 16 Neigung unter 1°
 - 17 Neigung 1° - 2°
 - 18 Neigung über 2°
2. Dellen der Hochflächen
 - 19 Neigung unter 1°
 - 20 Neigung 1° - 2°
 - 21 Neigung über 2°

III. Talleisten und Terrassen im Bereich der Talungen

1. Kanten
 - 22 Talleisten und kleinere Hangstufen
 - 23 Terrassenkanten
2. Terrasseniveaus (Unterkanten der Terrassen in m über Talsohle)
 - 24 Begrenzung der nachgewiesenen Terrassenflächen
 - 25 Ältere Haupt-Terrasse 110m
 - 26 Jüngere Haupt-Terrasse 70m
 - 27 Ältere Hoch-Terrasse Obere Stufe 45m
 - 28 Ältere Hoch-Terrasse Untere Stufe 35m
 - 29 Jüngere Hoch-Terrasse 20m
 - 30 Ältere Mittel-Terrasse (Riß-I-Glazial) 10m
 - 31 Jüngere Mittel-Terrasse (Riß-II-Glazial) 6-8m
 - 32 Nieder-Terrassen (Würm-Glazial) 2-4m

Datierungen wurden nur vorgenommen, wenn fossile Böden eine genaue Ansprache erlaubten. Mittel- und Hoch-Terrassen des Wiesbaches wurden nicht weiter untergliedert.

IV. Gestaltung der Kalkplateaus

1. Kanten
 - 33 Strukturkanten, deutlich und undeutlich erscheinend
 - 34 Bruchstufe als Plateaukante
 - 35 Ausliegerberg
 - 36 Zeugenberg
 - 37 großräumige Hangmulden (Obergrenze) z.T. als Plateaukante
2. Hohlformen
 - 38 Dolinen, Durchmesser maximal 10m
 - 39 Dolinen mit fossiler terra rossa
 - 40 Dolinen mit fossiler terra fusca
 - 41 Senken, geschlossen; gewöhnlich sehr groß
3. Erhabene Formen: Kuppen
 - 42

V. Abfall der Riedel und Oberrheinisches Tiefland

1. Abfall der Riedel; im Bereich einer Bruchlinie Morphologisch nicht immer festlegbare Bruchstufe
 - 43
2. Terrassenplatten des Oberrheinisches Tieflandes
 - 44
- Ränder alter Flußläufe und -ufer
 - 45 geschlossene Senken und Rinnen
 - 46 Rücken und Schwellen, nur 2 bis 4 m die Ebene überragend
 - 47 flache Schwemmkegel der in das Oberrheinisches Tiefland ausmündenden und nur episodisch wasserführenden Tälichen
 - 48

VI. Angrenzendes Rotliegend - Berg - und Hügelland

- 49 Strukturkanten

VII. Gehänge und Flächen aller Landschaften des Blattbereiches, die keine Farbe oder sonstige Signaturen und Symbole, jedoch Böschungswinkelrastrer tragen

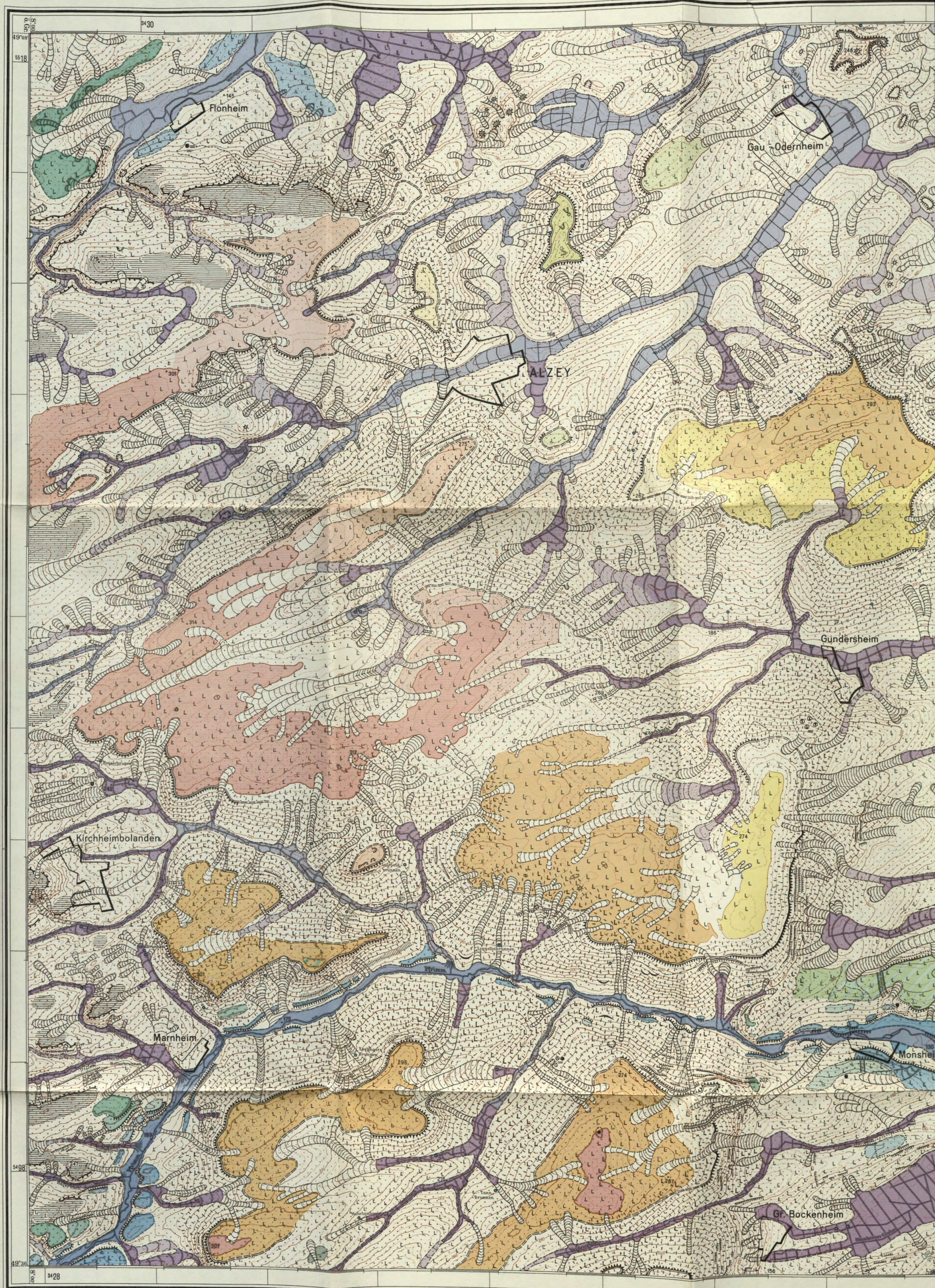
- 50 allgemeine aquatische Abtragung auf tonig-mergeligem Substrat

VIII. Täler und Gewässer

1. Quellen und Brunnen
 - 51
2. Talböden
 - 52 Begrenzung der Talsohle oder des Bereiches, der aufgrund seiner Physiognomie noch zu dieser gerechnet werden darf. Die Hänge der Täler treten weit zurück und werden damit hier nicht berücksichtigt.
 - 53 Talböden der Pfimms, ± eben, mit 2 bis 3m mächtigen roten Auelehmen bedeckt. Ständig wasserführend
 - 54 Talböden der übrigen Bäche. Ständig oder fast ständig wasserführend
 - 55 Talböden der übrigen Bäche. Nur zeitweise wasserführend
 - 56 Talböden der übrigen Bäche. Trockenliegend
3. Gestalt der Talsohlen
 - 57 muldentalförmiges Profil
 - 58 sohlenmuldentalförmiges Profil
 - 59 flach-kerbtalartiges Profil
 - 60 ohne Signatur
 - 61 mehr oder weniger ebene Talsohle
4. Schwemmkegel
 - 61

IX. Periglazialerscheinungen

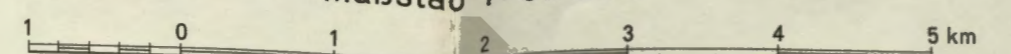
1. Schuttdecken
 - 62 Solifluktionsschutt; hier zumeist Kalkschutt
 - 63 aufgeschlossene Wanderschuttdecken
2. Andere Erscheinungen des Frostbodens
 - 64 Frostkeile und Frostspaltenetze
 - 65 Kryoturbarationen
 - 66 Steinsortierungen
3. Löß, meist über 1,5 m mächtig
 - 67



Kartographie: Geographisches Institut Bonn, Ch. Schneidewind

Beilage zu: Arbeiten zur Rheinischen Landeskunde, Heft 24

Maßstab 1: 50 000





- X. Formen rezenter, z. T. anthropogener Entstehung
- 68 1. Rache; begrenzen sie Muldentälchen und Dellen, diese dann Tilkenform
 - 69 2. Tilken
 - 70 3. Hohlwege
 - 71 4. Rutschungsgebiete im Bereich der Cyrenenmergel und des Schleissandes
 - 72 5. Sackungsgebiete mit zahlreichen kleinen Rutschnischen und -wülsten
 - 73 6. Größere Rutschwülste
 - 74 7. Formen der Bodenerosion
 - 75 8. Erosionsrinnen (Einrisse), unter 1m Breite, meist in den Dellen der Gehänge
 - 76 9. bei Unwettern häufig Flächenspülung auftretend
 - 77 10. 6. Abbaustellen von Fest- und Lockergesteinen
 - 78 11. Steinbruchgebiete und Steinbrüche
 - 79 12. Sandgrubengebiete und Sandgruben
- XI. Böschungswinkel
- 77 0° - 0° 30'
 - 78 0° 30' - 1°
 - 79 1° - 2°
 - 80 über 2°
- XII. Höhenkoten
- 81 81. Ausgewählte Höhenkoten in m N.N.

Erläuterungen zur Geomorphologischen Spezialkarte des Rheinhesischen Tafel- und Hügellandes

Das Kartenblatt stellt einen Ausschnitt des Rheinhesischen Tafel- und Hügellandes dar. Das Tafelland wird durch die ebenen, klotzartigen Plateaugebiete, das Hügelland durch die dazwischenliegenden weiten Ausräumzonen und die langgestreckten Riedel - letztere im östlichen Blattteil - repräsentiert. Diesen geomorphologisch klar abgrenzbaren Einheiten schließt sich im Westen das vom Blatt eben noch angeschnittene höhere Glan-Alsenz-Berg- und Hügelland an. Im Osten leiten die breiten, West-Ost gerichteten Täler des Riedellandes zu den niedrigen Platten des Nördlichen Oberrhein-Tieflandes über.

Die geologische Situation geht aus den geomorphologischen Verhältnissen hervor: Als oberheinisches Landschaft ist das Rheinhesische Tafel- und Hügelland auch ein Teil des Grabenbereiches. Der Abfall der Riedel gegen das Tiefland und die Grenze der Plateaus gegen das Riedelland wird durch ± Nord-Süd verlaufende d. h. grabenrandstypische Verwerfungen verursacht. Diese bilden gleichzeitig wichtige Gesteinsgrenzen: das Oberheinsche Tiefland ist mit pleistozänen und - im Liegenden - tertiären Sedimenten verfüllt. Die Riedel bauen sich in ihren Kern aus pliozänen Sanden auf. Plateaugebiete und Ausräumzonen werden vom tertiären Kalk- (Aquitän) bzw. Sand- und Mergel-(Oligozän) Stockwerk aufgebaut. Diese scharf voneinander getrennten Sedimentstockwerke bilden, aufgrund ihrer horizontalen Lagerung, die Voraussetzung für die Entstehung des Tafellandes. Im Westen, auf der Linie Marneheim-Kirchheimbolanden, grenzen die Tonmergel, Konglomerate und Sandsteine des Rotliegenden an das Tertiärgebiet. Die Niveaus der Flächen weisen einen allmählichen Anstieg von Nordosten nach Südwesten auf. Sie dokumentieren damit auch die tektonischen Verhältnisse: Die horizontal lagernden Tertiärgesteine erfuhren mit dem Herausheben des Gebirgslandes im Westen und der Einenkung des Grabens im Osten eine Verstellung in ihrer Höhenlage. Die Tafel wurde von einem Verwerfungsgitter (erzgebirgische, hercynische und rheinische Richtung, die letztere vor allem südlich des Alzey-Niersteiner Horstes - einer Verlängerung des Pfälzer Sattels -, die erstere nördlich davon) in einzelne Schollen zerlegt, die heute - in modifizierter Form - als Plateaus in Erscheinung treten. Die Haupthebungen erfolgten im Pliozän und Pleistozän.

Für das heutige Landschaftsbild sind vor allem die pliozänen Hebungen wichtig, die eine erste Verkarstung der Plateaus bewirkten. Oberläufe der Dellen auf den Plateaus dürften in einigen Fällen konservierte pliozäne Gerinne darstellen. Die auf den Plateaus aufliegenden Sedimente rühren von einer Urhainlage her, die ihren Weg von Worms nach Nordwesten auf Bingen zu nahmen. Diese Sedimente sprechen, ebenso wie Klebsand-, Roterde- und Bohnerzorkommen, für das pliozäne Alter von großen Teilen der kaum geneigten Plateauflächen. Der Bereich östlich der Plateaus war lange Zeit Sedimentationsraum, wie die Vorkommen der mächtigen pliozänen Sande im Riedelland beweisen. Es erfährt seine Hauptgestaltung vor allem während des Pleistozäns. Zahlreiche Flußterrassen mit Vorkommen fossiler Böden im Löss lassen zumindest für die Zeit seit dem Riß-Glazial eine differenzierte Landschaftsentwicklung innerhalb des Riedellandes beweisen. Der pleistozäne Rhythmus von Akkumulation und Erosion wirkte sich natürlich auch im Plateauland und in dem im Westen anschließenden Rotliegend-Hügelland aus: Die Flußterrassen von Pirimm- und Wiesbach lassen sich durch alle in die westlich angrenzenden Tafel- und Hügelländer bis in die Pleistozän wurde das gesamte Rheinhesen auch mit einer mächtigen Lössdecke überweht. Sie ist eine der wichtigsten geomorphologischen Faktoren der Landschaft. Als Schwemmlöß fand das Sediment auch den Weg in die Talauen, wo eine Vermischung mit den fluvialen Auesedimenten erfolgte. Bei soliflukidalen Vorgängen wurde aber auch der an den Plateaukanten entstehende Frostschutt mit Hänge hinabbewegt. Er verhängte oder mit Löss. Fast alle Plateaugänge sind mit weiten, bis an die Bäche hinreichenden Wandschuttdecken eingehüllt. Auf den flachen Plateauflächen fehlt der Solifluktionsschutz. Eng verbunden mit diesen Erscheinungen ist die Bildung der Hangdellen, die in großer Zahl die Hänge der Plateaus und der Riedel gliedern. Sie münden fast immer im Bereich der rezenten Talsohle auf die Niederterrasse aus, sind also würmglazialen Alters.

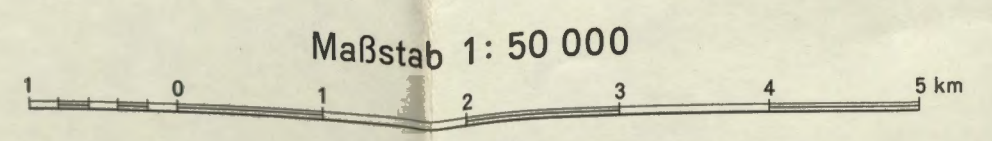
Die Rutschungen bildeten sowohl unter periglazialen als auch unter rezenten Klimabedingungen einen der wichtigsten geomorphologischen Faktoren des Rheinhesischen Tafel- und Hügellandes. Sie wirken nicht nur an der Gestaltung der Hänge mit, sondern spielen auch bei der Abtragung der Plateaus eine große Rolle. Die stark zu Rutschungen neigenden Gesteine des Sand- und Mergelstockwerkes bewirken auch ein Abbrechen der hängenden Kalkdecke der Plateaus, sobald das Widerlager fehlt, d. h. Sand- und Mergel bei Befechtung ausgequetscht werden und den Hang hinabrutschen. Dann hängt die "Horn" (das sind in Rheinhesen Plateauevorsprünge), Auslieger- und Zeugenbergbildung zusammen.

Außerst häufige und augenfällige anthropogene Formen bilden die in Rheinhesen als "Rache" bezeichneten Ackerterrassen, die besonders auf steileren Hangpartien der Plateaus und der Riedel zu finden sind. Sie gliedern auch die Flanken kleiner, ackerbaulich genutzter Muldentälchen, so daß tilkenartige Gebilde entstehen. Echte Tilken finden sich hier ebenso wie zahlreiche Hohlwege als typische anthropogene Form der Lösslandschaft.

Die hydrographischen Verhältnisse Rheinhesens stehen in enger Verbindung mit dem geologischen Bau der Landschaft. Die Kalkgebiete sind verkarstet und wasserlos. Das Wasser tritt in zahlreichen Quellen des Sand- und Mergelstockwerkes aus, die sich als horizontale Mergel- und Sanden der Gehänge und Hügelländer verfolgen lassen. Viele Fließchen und Bäche liegen ganzjährig trocken. Nur Pirimm, Selz- und Wiesbach, die außerhalb oder in den Randbereichen Rheinhesens entspringen, führen das ganze Jahr über Wasser. Die Selz wird zusätzlich durch den Hauptquellhorizont gespeist.

Das Rheinhesische Tafel- und Hügelland liegt im Lee der Gebirge im Westen und Südwesten. Die Landschaft empfängt dadurch wenig Niederschlag (um 450 bis 500 mm/Jahr). Im Sommer können die Niederschläge als Stark- oder Dauerregen fallen, die in dem rein ackerbaulich genutzten Gebiet, dem weithin eine dichte natürliche Vegetationsdecke fehlt, große Schäden verursachen. Die Bodenerosion ist neben den Frühjahrs-Hochwässern und den Rutschungen einer der bedeutendsten Faktoren auf dem aktuelgeomorphologischen Sektor. Deflation des Lösses kommt vor allem auf den Hängen der offenen Plateaugebiete vor.

Grundlage: Top. Karte 1:50 000 Blatt Alzey (L 6314) mit Erlaubnis des Landesvermessungsamtes Rheinland-Pfalz, vom 5. 10. 1966, Az. Nr. 406 2b/SA. 484/66.





- X. Formen rezenter, z. T. anthropogener Entstehung
- 68 1. Reche; begrenzen sie Muldentäler und Dellen, diese dann Tilkenform
 - 69 2. Tilken
 - 70 3. Hohlwege
 - 71 4. Rutschungsgebiete im Bereich der Cyrenenmergel und des Schleichsandes
 - 72 Sackungsgebiete mit zahlreichen kleinen Rutschnischen und -wüsten
 - 73 Größere Rutschwüsten
 - 5. Formen der Bodenerosion
 - 74 Erosionsrinnen (Einrisse), unter 1m Breite, meist in den Dellen der Gehänge
 - 75 bei Unwettern häufig Flächenspülung auftretend
 - 6. Abbaustellen von Fest- und Lockergesteinen
 - 76 Steinbruchgebiete und Steinbrüche
 - 77 Sandrubengebiete und Sandruben
- XI. Böschungswinkel
- 77 0° - 0° 30'
 - 78 0° 30' - 2°
 - 79 2° - 5°
 - 80 über 5°
- XII. Höhenkoten
- 81 181 Ausgewählte Höhenkoten in m N.N.

Erläuterungen zur Geomorphologischen Spezialkarte des Rheinhesischen Tafel- und Hügellandes

Das Kartenblatt stellt einen Ausschnitt des Rheinhesischen Tafel- und Hügellandes dar. Das Tafelland wird durch die ebenen, klotzartigen Plateaugebiete, das Hügelland durch die dazwischenliegenden weiten Ausräumzonen und die langgestreckten Riedel - letztere im östlichen Blatt Drittel - repräsentiert. Diesen geomorphologisch klar abgrenzbaren Einheiten schließt sich im Westen das vom Blatt eben noch angeschnittene höhere Glan-Alsenz-Berg- und Hügelland an. Im Osten leiten die breiten, West-Ost gerichteten Täler des Riedellandes zu den niedrigen Platten des Nördlichen Oberrhein-Tieflandes über.

Die geologische Situation geht aus den geomorphologischen Verhältnissen hervor: Als oberrheinische Landschaft ist das Rheinhesische Tafel- und Hügelland auch ein Teil des Grabenreiches. Der Abfall der Riedel gegen das Tiefland und die Grenze der Plateaus gegen das Riedelland wird durch ± Nord-Süd verlaufende d. h. grabenrandparallele Verwerfungen verursacht. Diese bilden gleichzeitig wichtige Gesteinsgrenzen: das Oberrheinische Tiefland ist mit pleistozänen und - im Liegenden - tertiären Sedimenten verfüllt. Die Riedel bauen sich in ihrem Kern aus pliozänen Sanden auf. Plateaubereiche und Ausräumzonen werden vom tertiären Kalk (Aquitan) bzw. Sand (Oligozän) Stockwerk aufgebaut. Diese scharf voneinander getrennten Sedimentstockwerke bilden, aufgrund ihrer horizontalen Lagerung, die Voraussetzung für die Entstehung des Tafellandes. Im Westen, auf der Linie Marheim-Kirchheimbolanden, grenzen die Tonmergel, Konglomerate und Sandsteine des Rotliegenden an das Tertiargebiet. Die Niveaus der Flächen weisen einen allmählichen Anstieg von Nordost nach Südwest auf. Sie dokumentieren damit auch die tektonischen Verhältnisse: Die horizontalen Tertiärgesteine erfuhren mit dem Herausheben des Gebirgslandes im Westen und der Einenkung des Grabens im Osten eine Verstellung in ihrer Höhenlage. Die Tafel wurde von einem Verwerfungsgitter (erzgebirgische, hercynische und rheinische Richtung, die letztere vor allem südlich des Alzey-Niersteiner Horstes - einer Verlängerung des Pfälzer Sattels -, die erstere nördlich davon) in einzelne Schollen zerlegt, die heute - in modifizierter Form - als Plateaus in Erscheinung treten. Die Haupthebungen erfolgten im Pliozän und Pleistozän.

Für das heutige Landschaftsbild sind vor allem die pliozänen Hebungen wichtig, die eine erste Verkarstung der Plateaus bewirkten. Oberläufe der Dellen auf den Plateaus dürften in einigen Fällen konservierte pliozäne Gerinne darstellen. Die auf den Plateaus aufzufindenden Sedimente rühren von einigen Urhainläufen her, die ihren Weg von Worms nach Nordwesten auf Bingen zu nahmen. Diese Sedimente sprechen, ebenso wie Kiebsand-, Roterde- und Bohnerzorkommen, für das pliozäne Alter von großen Teilen der kaum geneigten Plateauflächen. Der Bereich östlich der Tafel, der heute als Riedelland bezeichnet wird, ist das Vorkommen der mächtigen pliozänen Sande im Riedelland bezeugt. Es erfuhren seine Hauptgestaltung vor allem während des Pleistozäns. Zahlreiche Flußterrassen mit Vorkommen fossiler Böden im Löss lassen zumindest für die Zeit seit dem Rib-Glazial eine differenzierte Landschaftsentwicklung innerhalb des Riedellandes beweisen. Der pleistozäne Rhythmus von Akkumulation und Erosion wirkte sich natürlich auch im Plateauland und in dem im Westen anschließenden Riedelland aus: Die Flußterrassen von Pfirrm- und Wiesbach lassen sich durch alle Teilbereiche des Rheinhesischen Tafel- und Hügellandes bis in die westlich angrenzenden Bergländer hineinverfolgen. - Im Pleistozän wurde das gesamte Rheinhesen auch mit einer mächtigen Lössdecke überweht. Sie ist eine der wichtigsten geomorphologischen Faktoren der Landschaft. Als Schwemmloß fand das Sediment auch den Weg in die Talauen, wo eine 105 fand das Sediment auch den Weg in die Talauen, wo eine sofluvialen Vorgängen wurde aber auch der an den Plateaukanten entstehende Frostschutt die Hänge hinabbewegt. Er vermischte sich mit den tertiären Mergeln und Sanden der Gehänge oder mit Löss. Fast alle Plateaugebiete sind mit weichen, bis an die Bäche hinreichenden Wanderschuttdecken eingehüllt. Auf den flachen Plateauflächen fehlt die Schuttschicht. Eng verbunden mit diesen Erscheinungen ist die Bildung der Hangdellen, die in großer Zahl die Hänge der Plateaus und der Riedel gliedern. Sie münden fast immer im Bereich der rezenteren Talsohle auf die Niederterrasse aus, sind also würmglazialen Alters.

Die Rutschungen bildeten sowohl unter periglazialen als auch unter rezenteren Klimabedingungen einen der wichtigsten geomorphologischen Faktoren des Rheinhesischen Tafel- und Hügellandes. Sie wirken nicht nur an der Gestaltung der Hänge mit, sondern spielen auch bei der Abtragung der Plateaus eine große Rolle. Die stark zu Rutschungen neigenden Gesteine des Sand- und Mergelstockwerkes bewirken auch ein Abbrechen der hängenden Kalkdecke der Plateaus, sobald die Widerlager fehlt, d. h. Sand- und Mergel bei Befuchtung ausgequetscht werden und den Hang hinabrutschen. Damit hängt die „Horn“- (das sind in Rheinhesen Plateauevorsprünge), Auslieger- und Zeugenbergbildung zusammen.

Außerst häufige und augenfällige anthropogene Formen bilden die in Rheinhesen als „Reche“ bezeichnete Ackerterrassen, die besonders auf steileren Hangpartien der Plateaus und der Riedel zu finden sind. Sie gliedern auch die Flanken kleiner, ackerbaulich genutzter Muldentäler, so daß tilkenartige Gebilde entstehen. Echte Tilken finden sich hier ebenso wie zahlreiche Hohlwege als typische anthropogene Form der Lösslandschaft.

Die hydrographischen Verhältnisse Rheinhesens stehen in enger Verbindung mit dem geologischen Bau der Landschaft. Die Kalkgebiete sind verkarstet und wasserlos. Das Wasser tritt in zahlreichen Quellen des Sand- und Mergelstockwerkes aus, die sich als Horizonte im ganzen Rheinhesischen Tafel- und Hügelland verfolgen lassen. Viele Flüßchen und Bäche liegen ganzjährig trocken. Nur Pfirrm, Seitz- und Wiesbach, die außerhalb oder in den Randbereichen Rheinhesens entspringen, führen das ganze Jahr über Wasser. Die Seitz wird zusätzlich durch den Hauptquellhorizont gespeist.

Das Rheinhesische Tafel- und Hügelland liegt im Lee der Gebirge im Westen und Südwesten. Die Landschaft empfängt dadurch wenig Niederschlag (um 450 bis 500 mm/Jahr). Im Sommer können die Niederschläge als Stark- oder Dauerregen fallen, die in dem rein ackerbaulich genutzten Gebiet, dem weithin eine dichte natürliche Vegetationsdecke fehlt, große Schäden verursachen. Die Bodenerosion ist neben den Frühjahrs-Hochwässern und den Rutschungen einer der bedeutendsten Faktoren auf dem aktualgeomorphologischen Sektor. Deflation des Lösses kommt vor allem auf den Höhen der offenen Plateaugebiete vor.

Grundlage: Top. Karte 1:50 000 Blatt Alzey (L 6314) mit Erlaubnis des Landesvermessungsamtes Rheinland-Pfalz, vom 5.10.1966, Az. Nr. 406 2b/SA. 484/66.

Maßstab 1: 50 000

