

Die Mainfränkische Lößprovinz

Sedimentologische, pedologische und morphodynamische Prozesse der Lößbildung während des Pleistozäns in Mainfranken

von

ULRIKE RÖSNER

mit 58 Abbildungen, 14 Tabellen, 24 Fotos und 27 Beilagen

Vorwort

Die vorliegende Untersuchung über die mainfränkische Lößprovinz entstand während meiner Tätigkeit als wissenschaftliche Assistentin am Institut für Geographie der Universität Erlangen-Nürnberg. Ohne die Hilfe und Unterstützung zahlreicher Personen wäre sie jedoch nicht zustande gekommen.

Mein besonderer Dank gilt zuallererst Herrn Prof. Dr. Karl-Albert Habbe, meinem sehr verehrten Lehrer und Doktorvater, für die ausgezeichnete Betreuung der Arbeit und die wertvollen Anregungen, die ich während zahlreicher Diskussionen von ihm erhielt und die wesentlich zur Lösung vieler Fragen beitrugen. Herrn Prof. Dr. Eugen Wirth danke ich herzlich für sein Interesse am Fortgang der Arbeit und seine vielfältige Unterstützung und Ermutigung. Weiterhin möchte ich mich besonders bei Herrn Prof. Dr. Armin Skowronek (Inst. für Bodenkunde, Bonn) für die mehrfachen Geländebegehungen, die vielen konstruktiven Gespräche und Denkanstöße und nicht zuletzt für die großzügige Überlassung der Dünnschliffpräparate und der Proben aus dem Profil Kirchheim bedanken.

Sehr wertvoll und förderlich waren für mich die Anregungen und Hilfen, die ich in ausgedehnten Gesprächen und Briefwechseln von den Herren Dr. K. E. Bleich (Inst. für Bodenkunde u. Standortslehre d. Univ. Hohenheim), Dr. F. Hädrich (Inst. für Bodenkunde u. Waldernährungslehre, Freiburg), Dipl.-Phys. H. Kohler (Inst. für Mineral., Erlangen), Prof. Dr. R. Roßner (Inst. für Geologie u. Mineralogie, Erlangen), Dr. S. Stephan (Inst. für Bodenkunde, Bonn) und Dr. W. Tillmanns (ehemals Geologisches Inst., Köln) erhielt. Außerdem bin ich Frau Dr. G. Hahn (Geol. Inst., Köln) für die Informationen zur Paläomagnetikdatierung im Profil Kirchheim und Herrn Dr. L. Zöller (Max-Planck-Inst. für Kernphysik, Heidelberg), der mir die Ergebnisse zur Thermolumineszenzdatierung im Profil Dertingen II zur Verfügung stellte, zu Dank verpflichtet, ebenso wie Herrn Dr. L. Wamser (Bayer. Landesamt für Denkmalpflege, Würzburg), der mir die Gelegenheit zur Profilaufnahme an der Ausgrabungsstelle der römischen Befestigungsanlage bei Marktbreit bot. Mein Dank gilt auch Herrn Prof. Dr. W. Buggisch für die Möglichkeit, die Röntgenbeugungsanalyse am Institut für Geologie und Mineralogie, Erlangen, durchzuführen und Herrn R. Bär, der mich in die Analysenmethodik einführte. Die Bestimmung von Fossilienfunden übernahm dankenswerterweise Herr Dr. M. Mäuser

(ehemals Inst. für Geologie, Würzburg). Die Schwermineralanalysen erfolgten durch Herrn E. Iskandar (Geologisches Inst., Köln); sie wurden durch eine finanzielle Zuwendung aus der "Frau Dorothea und Dr. Dr. Richard Zantner-Busch-Stiftung" gefördert.

Für die Aufnahme in die "Mitteilungen der Fränkischen Geographischen Gesellschaft" und in die "Erlanger Geographischen Arbeiten" danke ich dem Vorstand der FGG. Besonders danke ich Frau Christl Hauck für die redaktionelle Betreuung der Arbeit und Herrn Peter Vornlocher für die Satzgestaltung.

Zu danken habe ich schließlich den Herren B. Döllfelder, K. Richter, R. Rössler und B. Spachmüller für das Reinzeichnen eines großen Teils der Karten, Skizzen und Profile, den Herren W. Mehl und C. Meier für die zuverlässige Ausführung von Reproarbeiten und allen anderen Mitarbeitern und Hilfskräften des Instituts für Geographie, Erlangen, die mich bei meiner Arbeit unterstützten.

Diese Arbeit möchte ich in Dankbarkeit meiner Mutter widmen.

Hinweis:

Aus technischen Gründen weicht die Schreibweise der Horizontsymbole innerhalb des Textes von der der Abbildungen ab.

Inhaltsverzeichnis

Verzeichnis der Abbildungen	9
Verzeichnis der Tabellen	12
Verzeichnis der Fotos	13
Verzeichnis der Beilagen	14
1 Einführung	15
1.1 Der Löß in seiner Bedeutung für Landschaftsgenese und Quartärstratigraphie	15
1.2 Zur Forschungsgeschichte und zum derzeitigen Forschungsstand im fränkischen Raum ..	16
1.2.1 Allgemeine Hinweise zur Forschungsgeschichte	16
1.2.2 Stand der Lößforschung im mainfränkischen Raum	18
1.3 Fragestellung im Detail und Zielsetzung	23
1.4 Das Arbeitsgebiet	24
1.4.1 Abgrenzung	24
1.4.2 Geologischer und geomorphologischer Überblick	24
1.4.3 Klimatische Verhältnisse	28
1.5 Die Methoden	33
1.5.1 Geländeuntersuchungen	33
1.5.1.1 Profilauswahl	33
1.5.1.2 Profilaufnahme und Probenentnahme	33
1.5.2 Laboruntersuchungen	33
1.5.2.1 Korngrößen	34
1.5.2.2 Quarz/Feldspat- bzw. Kalifeldspat/Plagioklas-Quotienten	34
1.5.2.3 Carbonat	37
1.5.2.4 Schwerminerale	38
1.5.2.5 "Vulkanische Gläser"	39
1.5.2.6 Mikromorphologie des Sedimentgefüges	40
2 Die untersuchten Profile und ihre genetisch-stratigraphische Interpretation	42
2.1 Profil Hösbach	44
2.1.1 Naturräumliche Einordnung	44
2.1.2 Erläuterungen zum Profil und zum Profilaufbau	45
2.1.3 Genetische Deutung und stratigraphische Zuordnung	49
2.1.4 Typisierung des Profils und seiner stratigraphischen Einheiten	52
2.1.5 Zusammenfassung	58

2.2	Profil Marktheidenfeld	60
2.2.1	Naturräumliche Einordnung	60
2.2.2	Erläuterungen zum Profil und zum Profilaufbau	61
2.2.2.1	Der präwürmzeitliche Abschnitt unter besonderer Berücksichtigung der Mikromorphologie	61
2.2.2.2	Der würmzeitliche Abschnitt	71
2.2.3	Genetische Deutung und stratigraphische Zuordnung	74
2.2.3.1	Der präwürmzeitliche Abschnitt	74
2.2.3.2	Der würmzeitliche Abschnitt	75
2.2.4	Typisierung des Profils und seiner stratigraphischen Einheiten	76
2.2.5	Zusammenfassung	79
2.3	Profil Dertingen I	80
2.3.1	Naturräumliche Einordnung	80
2.3.2	Erläuterungen zum Profil und zum Profilaufbau	80
2.3.3	Genetische Deutung und stratigraphische Zuordnung	82
2.3.4	Zusammenfassung	83
2.4	Profil Dertingen II	83
2.4.1	Naturräumliche Einordnung	83
2.4.2	Erläuterungen zum Profil und zum Profilaufbau	85
2.4.3	Genetische Deutung	88
2.4.4	Diskussion der zeitlichen Stellung	91
2.4.5	Typisierung des Profils und seiner stratigraphischen Einheiten	91
2.4.6	Zusammenfassung	94
2.5	Profil Holzkirchhausen I	95
2.5.1	Naturräumliche Einordnung	95
2.5.2	Erläuterungen zum Profil und zum Profilaufbau	95
2.5.3	Genetische Deutung und stratigraphische Zuordnung	97
2.6	Profil Holzkirchhausen II	98
2.6.1	Naturräumliche Einordnung	98
2.6.2	Erläuterungen zum Profil und zum Profilaufbau	98
2.6.3	Genetische Deutung und stratigraphische Zuordnung	100
2.6.4	Typisierung des Profils und seiner stratigraphischen Einheiten	101
2.6.5	Vergleichende Betrachtung der Profile Holzkirchhausen I und Holzkirchhausen II	103

2.7	Profil Helmstadt	104
2.7.1	Naturräumliche Einordnung	104
2.7.2	Erläuterungen zum Profil, zum Profilaufbau und zur stratigraphischen Zuordnung	104
2.7.3	Mikromorphologische Befunde aus dem Profil Helmstadt und dem Vergleichsprofil Goßmannsdorf (mit Bemerkungen zur Tonverlagerung)	106
2.7.3.1	Der prävürmzeitliche Abschnitt von Helmstadt	106
2.7.3.2	Der würmzeitliche Abschnitt von Helmstadt und Goßmannsdorf	107
2.7.3.3	Bemerkungen zur Tonverlagerung	111
2.7.4	Typisierung des Profils und seiner stratigraphischen Einheiten	113
2.7.5	Zusammenfassung	114
2.8	Profil Laudenbach III	115
2.8.1	Naturräumliche Einordnung	115
2.8.2	Erläuterungen zum Profil und zum Profilaufbau	116
2.8.3	Genetische Deutung und stratigraphische Zuordnung	118
2.8.4	Typisierung des Profils und seiner stratigraphischen Einheiten	120
2.8.5	Zusammenfassung	121
2.9	Profil Kirchheim	123
2.9.1	Naturräumliche Einordnung	123
2.9.2	Erläuterungen zu Genese und Stratigraphie	123
2.9.3	Typisierung des Profils und seiner stratigraphischen Einheiten	125
2.9.4	Zusammenfassung	127
2.10	Profil Estenfeld	128
2.10.1	Naturräumliche Einordnung	128
2.10.2	Erläuterungen zum Profil und zum Profilaufbau	128
2.10.3	Genetische Deutung und stratigraphische Zuordnung	130
2.10.4	Typisierung des Profils und seiner stratigraphischen Einheiten	130
2.10.5	Zusammenfassung	131
2.11	Profil Binsbach	132
2.11.1	Naturräumliche Einordnung	132
2.11.2	Erläuterungen zum Profilaufbau	132
2.11.3	Genetische Deutung und stratigraphische Zuordnung	133
2.11.4	Typisierung des Profils und seiner stratigraphischen Einheiten	133
2.11.5	Zusammenfassung	134
2.12	Profil Kitzingen	134

2.12.1	Naturräumliche Einordnung	134
2.12.2	Erläuterungen zu Genese und Stratigraphie	134
2.12.3	Typisierung des Profils und seiner stratigraphischen Einheiten	137
2.12.4	Zusammenfassung	138
2.13	Profil Marktbreit	139
2.13.1	Naturräumliche Einordnung	139
2.13.2	Erläuterungen zum Profil und zum Profilaufbau	139
2.13.3	Genetische Deutung und stratigraphische Zuordnung	142
2.13.4	Typisierung des Profils und seiner stratigraphischen Einheiten	144
2.13.5	Zusammenfassung	144
2.14	Profil Obereisenheim	145
2.14.1	Naturräumliche Einordnung	145
2.14.2	Erläuterungen zum Profil und zum Profilaufbau	145
2.14.3	Genetische Deutung und stratigraphische Zuordnung	147
2.14.4	Zusammenfassung	148
2.15	Profil Krautheim	149
2.15.1	Naturräumliche Einordnung	149
2.15.2	Erläuterungen zum Profil und zum Profilaufbau	149
2.15.3	Genetische Deutung und stratigraphische Zuordnung	151
2.15.4	Typisierung des Profils und seiner stratigraphischen Einheiten	151
2.15.5	Zusammenfassung	152
2.16	Profil Untersteinbach	153
2.16.1	Naturräumliche Einordnung	153
2.16.2	Erläuterungen zum Profil und zum Profilaufbau	153
2.16.3	Genetische Deutung und stratigraphische Zuordnung	156
2.16.4	Typisierung des Profils und seiner stratigraphischen Einheiten	157
2.16.5	Zusammenfassung	157
2.17	Profil Mühlendorf	158
2.18	Profil Gaustadt	159
2.18.1	Naturräumliche Einordnung	159
2.18.2	Erläuterungen zum Profil und zum Profilaufbau	159
2.18.3	Genetische Deutung und stratigraphische Zuordnung	164
2.18.4	Typisierung des Profils und seiner stratigraphischen Einheiten	164
2.18.5	Zusammenfassung	167

2.19	Profil Lebenhan	168
2.19.1	Naturräumliche Einordnung	168
2.19.2	Erläuterungen zum Profil und zum Profilaufbau	168
2.19.3	Genetische Deutung und stratigraphische Zuordnung	172
2.19.4	Typisierung des Profils und seiner stratigraphischen Einheiten	173
2.19.5	Zusammenfassung	174
2.20	Profil Elfershausen	174
2.20.1	Naturräumliche Einordnung	174
2.20.2	Erläuterungen zum Profil und zum Profilaufbau	175
2.20.3	Genetische Deutung und stratigraphische Zuordnung	177
2.20.4	Typisierung des Profils und seiner stratigraphischen Einheiten	177
2.20.5	Zusammenfassung	178
2.21	Profil Rügheim	178
2.21.1	Naturräumliche Einordnung	178
2.21.2	Erläuterungen zum Profil und zum Profilaufbau	179
2.21.3	Genetische Deutung und stratigraphische Zuordnung	181
2.21.4	Typisierung des Profils und seiner stratigraphischen Einheiten	181
2.21.5	Zusammenfassung	182
2.22	Profil Altershausen I	182
2.22.1	Naturräumliche Einordnung	182
2.22.2	Erläuterungen zum Profil und zum Profilaufbau	183
2.22.3	Genetische Deutung und stratigraphische Zuordnung	184
2.22.4	Typisierung des Profils und seiner stratigraphischen Einheiten	184
2.22.5	Zusammenfassung	185
2.23	Profil Altershausen II	185
2.23.1	Erläuterungen zum Profil und zum Profilaufbau	185
2.23.2	Genetische Deutung und stratigraphische Zuordnung	186
2.24	Profil Reckendorf	187
2.24.1	Naturräumliche Einordnung	187
2.24.2	Erläuterungen zum Profil und zum Profilaufbau	187
2.24.3	Genetische Deutung und stratigraphische Zuordnung	189
2.24.4	Typisierung des Profils und seiner stratigraphischen Einheiten	190
2.24.5	Zusammenfassung	190
2.25	Profil Scheßlitz	191

2.25.1	Naturräumliche Einordnung	191
2.25.2	Erläuterungen zum Profilaufbau und zur stratigraphischen Zuordnung	191
3	Vergleichende Betrachtung der Lösssedimente und -böden in Mainfranken	192
3.1	Vorbemerkungen	192
3.2	Die stratigraphische Abfolge	192
3.2.1	Prä-Würm	192
3.2.2	Altwürm	196
3.2.3	Mittelwürm	200
3.2.4	Jungwürm und Holozän	201
3.3	Die Sedimente	205
3.3.1	Korngrößen	205
3.3.1.1	Würm-Sedimente	205
3.3.1.2	Prä-Würm-Sedimente	209
3.3.2	Quarz/Feldspat- und Kalifeldspat/Plagioklas-Verhältnisse	210
3.3.3	Carbonat	213
3.3.4	Schwerminerale	216
3.3.4.1	Prä-Würm-Sedimente	216
3.3.4.2	Würm-Sedimente	217
3.3.5	“Vulkanische Gläser”	222
3.4	Morphodynamische Prozesse	225
3.4.1	Prä-Würm	226
3.4.1.1	Makromorphologisch wahrnehmbare Prozesse	226
3.4.1.2	Mikromorphologisch wahrnehmbare Prozesse	227
3.4.2	Altwürm	227
3.4.3	Mittelwürm	228
3.4.4	Jungwürm	229
3.5	Faktoren der Verbreitung von Lössen und Lössderivaten im Arbeitsgebiet	229
4	Die Mainfränkische Lößprovinz: Versuch ihrer Differenzierung in Faziesbereiche	233
4.1	Die Lößprovinz Mainfranken aus der Sicht KARL BRUNNACKERS	233
4.2	Die eigenen Untersuchungsergebnisse im Hinblick auf eine mögliche horizontale Faziesdifferenzierung	234
5	Die Stellung Mainfrankens im Vergleich zu den anderen Lößprovinzen der Bundesrepublik Deutschland	239
5.1	Nördlicher Teil: Niedersachsen, Nordrhein-Westfalen, Nordhessen	240

5.1.1	Befunde lößstratigraphischer Forschungen	240
5.1.2	Befunde zur faziellen Ausbildung, zur Morphodynamik und zur Sediment- petrographie	241
5.1.3	Zusammenfassung	243
5.2	Mittlerer Teil: Rhein-Main-Gebiet, Nordbayern, nördliches Baden-Württemberg	243
5.2.1	Befunde lößstratigraphischer Forschungen	243
5.2.2	Befunde zur faziellen Ausbildung, zur Morphodynamik und zur Sediment- petrographie	245
5.2.3	Zusammenfassung	250
5.3	Südlicher Teil: Südbayern, Südliches Baden-Württemberg	250
5.3.1	Befunde lößstratigraphischer Forschungen	250
5.3.2	Befunde zur faziellen Ausbildung, zur Morphodynamik und zur Sediment- petrographie	252
5.3.3	Zusammenfassung	253
6.	Überlegungen zu den mitteleuropäischen Lößprovinzen	254
6.1	Der Zusammenhang zwischen Klima und Faziesdifferenzierungen in Mitteleuropa	254
6.2	Die Stellung Mainfrankens innerhalb der mitteleuropäischen Lößprovinzen	258
7	Zusammenfassung	259
	Anmerkungen	263
	Literaturverzeichnis	273
	Kartenverzeichnis	288
	Anhang	290

Verzeichnis der Abbildungen

1.	Stratigraphie der Eem- und Würm/Weichsel-Lößböden in Mitteleuropa, besonders der Trockengebiete (aus: RICKEN 1983)	17
2.	Gliederung des Würm-Lösses im Rhein-Main-Gebiet und in Nordhessen (aus: SCHÖNHALS et al. 1964)	17
3.	Sammelprofil für Südniedersachsen und Nordhessen mit Eiskeilgenerationen (aus: ROHDENBURG & MEYER 1979)	19
4.	Idealisiertes Weichsel-Lößprofil für Deutschland mit den verschiedenen Tuff- lagen (aus: MEJLS et al. 1983)	20

5.	Karte der Verbreitung des Lösses in Mitteleuropa (aus: Grahmann 1932) und Lage des Arbeitsgebietes	21
6.	Fragestellung und Zielsetzung der Arbeit	22
7.	Das Arbeitsgebiet. Löß- und Lößlehmverbreitung, Lage der untersuchten Profile und naturräumliche Gliederung (nach MEYNEN ET AL. 1953-1962; Kartengrundlage: GK von Bayern 1:500 000)	26
8.	Geologische Übersichtskarte des Arbeitsgebietes (Kartengrundlage: GK von Bayern 1:500 000)	29
9.	Den untersuchten Lößprofilen zugeordneter mittlerer Jahresniederschlag in einem W-E- bzw. NW-SE-Schnitt (nach KNOCH 1952)	31
10.	Mittlere Häufigkeit der Windrichtungen (%) pro Jahr im Arbeitsgebiet (aus: KNOCH 1952)	32
11.	Hypothetischer Verlauf der Qu/F- bzw. KF/Pl- Quotient-Kurven vor und nach pedogenetischer Beeinflussung unter verschiedenen Annahmen und die jeweilige Aussagemöglichkeit	36
12.	Idealfolge eines quartären Warmzeit-Kaltzeit-Zyklus (nach Befunden im Profil Dreihausen) (aus: SABELBERG ET AL. 1976)	42
13.	Die geologische Situation im Umkreis Hösbachs (nach WEINELT Wl. in OKRUSCH & WEINELT Wl. 1965)	45
14.	Parallelisierung der Profile der Grube Grün nach SCHIRMER (1967) und der Grube der Bayerischen Ziegelwerke nach WEINELT Wl. (1967) nördlich von Hösbach	51
15.	Schwermineralverteilung der pleistozänen Flußterrassen in der östlichen Mainebene nach SCHEER (1976) und der Schwermineralgehalt der Lößproben von Hösbach	57
16.	Marktheidenfeld. Abbauverhältnisse und Lage der Einzelprofile	62
17.	Lage und Zuordnung der Dünnschliffproben in Marktheidenfeld	63
18.	Korngrößenhistogramm der Probe 40 aus der E-Terrasse (nach KÖRBER 1962) in Marktheidenfeld	64
19.	Zusammenfassung mikromorphologischer Ergebnisse aus dem präwürmzeitlichen Abschnitt des Profils Marktheidenfeld	72
20.	Profil Dertingen II. N-exponierte Aufschlußwand	84
21.	Schematisches Blockbild des Profils Dertingen II	86
22.	Schematische Darstellung der Entwicklung des Profils Dertingen II bis zum Ende des Altwürms	90
23.	Profil Holzkirchhausen I	96
24.	Profil Helmstadt (aus: SEMMEL & STÄBLEIN 1971)	105
25.	Profil Goßmannsdorf (aus: SKOWRONEK 1982)	108
26.	Darstellung mikromorphologisch nachweisbarer Prozeßabläufe während der Würm-Kaltzeit und dem Holozän an zwei Beispielprofilen (Helmstadt, Goßmannsdorf)	112

27.	Prozentuale Darstellung der wichtigsten Schwerminerale entlang der Laufstrecke des Mains (aus: SPOERER 1980)	122
28.	Fossile B-Horizonte im Kirchheimer Profil (aus: SKOWRONEK & WILLMANN 1984)	124
29.	Profil Kitzingen	135
30a.	Rekonstruktion der Befestigungsanlagen bei Marktbreit	139
30b.	Profil Marktbreit mit römerzeitlichen Spitzgräben	140
31.	Profil Untersteinbach	154
32.	Profil Gaustadt II. Darstellung und Kurzcharakterisierung nach der Aufnahme von 1979 (aus: RÖSNER 1982) und Lage der neu aufgenommenen Profile von 1985	160
33.	Die rekonstruierte Quartärbasis des Profils Gaustadt II (aus: RÖSNER 1982)	
33a.	Die Lage des Profils Gaustadt II und die Lage der Profilschnitte von Abb. 33b.	161
33b.	Profilschnitte in der Umgebung von Gaustadt II aufgrund der Bohrungen der Firma AGROB	162
34.	Lage des Dellentälchens im Profil Gaustadt II (aus: RÖSNER 1982)	163
35.	Granulometrischer Vergleich zwischen Proben aus dem Profil Gaustadt II, dem angrenzenden Gebiet und Proben anderer Lößgebiete (aus: RÖSNER 1982)	165
36.	mU/gU-Verhältnis in verschiedenen Bereichen des Profils Gaustadt II (aus: RÖSNER 1982)	166
37.	Profil Lebenhan. W-exponierte Wand	169
38.	Profil Lebenhan. Detailprofile 5a/5b an der S-exponierten Wand	170
39.	Verbreitung von Bleichhorizont und Humuszone(n) des Altwürms im Arbeitsgebiet	197
40.	Verbreitung von Niedereschbacher Zone und Lohner Boden des Mittelwürms im Arbeitsgebiet	202
41.	Bildungen des Jungwürms und des Holozäns im Arbeitsgebiet	204
42.	Ausgliederung von Faziesbezirken auf der Grundlage granulometrischer Daten der Würm-Lösse	
42a.	Die komplementären Größen T, U und S der Profile im Vergleich	206
42b.	mU/gU-Quotienten der Würm-Lösse dargestellt in einer W-E- bzw NW-SE-Abfolge der Profile	206
43.	Faziesbezirke der Würm-Lösse im Arbeitsgebiet auf der Grundlage granulometrischer Daten	208
44.	Quarz/Feldspat- und Kalifeldspat/Plagioklas-Quotienten bestimmter Sedimenttypen im Profilvergleich	211
45.	Durchschnittlicher Gesamtcarbonatgehalt der Würm-Lößsedimente in den Profilen	213
46.	Gesamtcarbonatgehalt der Würm-Lößsedimente und der Anteil der Kalkgerölle (nach den Angaben von SPOERER 1980) in den jungquartären Ablagerungen des Mains	215
47.	Anteile der Gruppe der instabilen Schwerminerale am Gesamtspektrum der Würm-Lösse	218
48.	Anteile von Epidot, grüner Hornblende und Granat an der Gruppe der instabilen Schwerminerale in den Würm-Lössen	219

49.	Anteile vulkanischer Schwerminerale in altwürmzeitlichen Bildungen (Maximalwert) am Gesamtspektrum	220
50.	Anteile opaker Minerale in den Würm-Lössen	221
51.	Das Vorkommen "vulkanischer Gläser" im Arbeitsgebiet	224
52.	Standardprofile bayerischer Lößlandschaften nach BRUNNACKER 1964 (aus: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000, 1981)	233
53.	Hygrothermischer Klimagunstwert (nach ERIKSEN 1967) für die Profilstand- orte im Arbeitsgebiet	235
54.	Faziesbereiche in Mainfranken auf sedimentpetrographischer Basis (Grund- lage: Korngrößenverteilung, Schwermineralführung und Carbonatgehalt der Würm-Lössen)	238
55.	Vergleich der Jungpleistozängliederung von Bayern, Hessen, Mittel- und Niederrhein nach BRUNNACKER (aus: FINK 1976)	244
56.	Vergleich verschiedener Würm-Gliederungen aufgrund der Naßböden (aus: SABELBERG & LÖSCHER 1978)	246
57.	Durchschnittlicher Schwermineralgehalt in Würmlössen des Rhein-Main-Gebietes (Fraktion 112 - 200 µm) (aus: HUY 1984)	249
58.	Zeitliche Einstufung der Breisgauer Lößsequenzen (aus: ZOLLINGER 1985)	251

Verzeichnis der Tabellen

1.	Den untersuchten Profilen direkt zugeordnete Mittelwerte der Temperatur, der Jahresschwankung der Temperatur und des Jahresniederschlages (nach KNOCH 1952)	30
2.	Sedimentär bedingte Materialwechsel im Profil Hösbach	59
3.	Schematisch vereinfachter stratigraphischer Profilvergleich	193
4.	Temperatur- und Niederschlagsmittelwerte verschiedener Abschnitte der Würm-Kaltzeit in einigen Gebieten Mitteleuropas	256
5.	Profillage (Rechts- und Hochwert, Höhe, lokale Erosionsbasis) und Angabe der zugehörigen Topographischen (TK) und Gelogischen (GK) Karte	290
6.	Korngrößenanalysen	291
7.	Schwermineralanalysen	295
8.	Gesamtcarbonat-, Dolomit- und Calcit-Gehalte in % der Feinerde (< 2000 µm) und das Verhältnis von Dolomit zu Calcit in % des Gesamtcarbonates	296
9.	Quarz/Feldspat- und Kalifeldspat/Plagioklas-Quotienten der Feinerde (< 2000 µm)	298
10.	Anzahl der "vulkanischen Gläser" umgerechnet auf 1g der Fraktion 125 - 630 µm	299
11.	Probenzuordnung zu bestimmten Sediment- bzw. Bodenkomplexen	300
12.	Durchschnittliche Korngrößenverteilung in bestimmten Sediment- und Bodenkomplexen (Mittelwert x in %, Standardabweichung s in %)	301

13.	Durchschnittliche Schwermineralverteilung in Würm- bzw Prä-Würm-Sedimenten (Mittelwert x in %, Standardabweichung s in %)	304
14.	Daten zur Thermolumineszenzdatierung im Profil Dertingen II von ZÖLLER (1987)	306

Verzeichnis der Fotos

- 1 Würm-Löß-Abfolge im Profil 1 von Hösbach
- 2 Eiskeile und kryptourbate Erscheinungen in K. 17 von Hösbach
- 3 Graues Band (Tuff?) in K. 7 von Hösbach
- 4 Umlagerungszone über dem braunen Boden mit strukturabhängigem Verlauf der Rostbänder und grauen Tuffbändern (?) (K. 6, 7 und 8) in Hösbach
- 5 E-exponierte Seite des Profils Dertingen II
- 6 N-exponierte Seite des Profils Dertingen II
- 7 Profil Holzkirchhausen II
- 8 Profil Holzkirchhausen I
- 9 Eemboden, Bleichhorizont und Humuszonen im seitlichen Dellenbereich des Profils Obereisenheim
- 10 Profil Helmstadt. Aufnahme 1985
- 11 Kryptourbate Verformung im Terrassensediment (K. 16) von Laudenbach III
- 12 Kryptourbationserscheinungen (Reckendorf)
- 13 Profil Estenfeld (mit fossilem Eiskeil)
- 14 Profil Elfershausen
- 15 Eem-Bt-Horizont und Bleichhorizont in Rügheim
- 16 Auffächern der fossilen Bt-Horizonte in Hösbach als Ergebnis des zunehmenden Reliefausgleichs
- 17 Profil Helmstadt, Altwürm-Humuszone (-Nicols)
- 18 Profil Helmstadt, Altwürm-Humuszone (+Nicols)
- 19 Profil Helmstadt, Bleichhorizont (-Nicols)
- 20 Profil Helmstadt, Bleichhorizont (+Nicols)
- 21 Profil Helmstadt, Eem-Bt-Horizont (-Nicols)
- 22 Profil Helmstadt, Eem-Bt-Horizont (+Nicols)
- 23 Profil Helmstadt, Naßboden (-Nicols)
- 24 Profil Helmstadt, Naßboden (+Nicols)

Verzeichnis der Beilagen

1. Legende zu den Abbildungen und Beilagen (mit Erläuterungen zur Profilbeschreibung und mit Abkürzungen)

2.- 25. Beschreibung und Analysendaten zu den einzelnen Profilen:

2. Profil Hösbach
3. Profil Marktheidenfeld
4. Profil Dertingen I
5. Profil Dertingen II
6. Profil Holzkirchhausen II
7. Profil Helmstadt
8. Profil Laudenbach III
9. Profil Kirchheim
10. Profil Estenfeld
11. Profil Binsbach
12. Profil Kitzingen
 - 12a: S-exponierte Wand. Sammelprofil aus den Einzelprofilen 6 (oben), 2 (mitte) und 4 (unten)
 - 12b: S-exponierte Wand. Einzelprofile 3 (oben) und 1 (unten)
 - 12c: E-exponierte Wand. Sammelprofil aus den Einzelprofilen 10 (oben) und 11 (unten)
13. Profil Marktbreit
14. Profil Obereisenheim
15. Profil Krautheim
16. Profil Untersteinbach
17. Profil Mühlendorf
18. Profil Gaustadt
19. Profil Lebenhan
 - 19a: W-exponierte Wand. Sammelprofil aus den Einzelprofilen 2, 3 und 4
 - 19b: S-exponierte Wand. Einzelprofile 5a und 5b
20. Profil Elfershausen
21. Profil Rügheim
22. Profil Altershausen I
23. Profil Altershausen II
24. Profil Reckendorf
25. Profil Scheßlitz
26. Durchschnittliche Korngrößenverteilung bestimmter Sedimenttypen dargestellt in einer W-E- bzw. NW-SE-Abfolge der Profile
27. Durchschnittlicher Schwermineralgehalt bestimmter Sedimenttypen dargestellt in einer W-E- bzw. NW-SE-Abfolge der Profile

1 Einführung

1.1 Der Löß in seiner Bedeutung für Landschaftsgenese und Quartärstratigraphie

Die heutige Landschaft Mitteleuropas ist im wesentlichen als Ergebnis des Zusammenwirkens pleistozäner und holozäner (insbesondere klimatisch bedingter) Vorgänge mit der präquartären Ausgangssituation zu sehen. Eine Rekonstruktion ihrer Genese ist - mit Ausnahme der historischen Vergangenheit, für die auf die schriftliche Überlieferung zurückgegriffen werden kann - immer auf Indizien angewiesen, die Relief, Gestein und Böden liefern. Am aussagekräftigsten sind korrelierte Sedimente. Vollständige Sedimentfolgen für das gesamte Quartär gibt es aber nicht; auch für größere Zeitabschnitte sind sie bisher nur aus dem maritimen Gebiet (vgl. z.B. ZAGWIJN & PAEPE 1968) bekannt. Dazu kommt, daß Klimaschwankungen sich in verschiedenem Milieu unterschiedlich auswirken und sich in den entsprechenden Sedimenten unterschiedlich (zuweilen gar nicht) abbilden.

Für die Würm-Eiszeit hat z.B. BÜDEL (1960) aufgezeigt, wie verschieden sich thermische und hygrische Schwankungen des Klimas in glazialen und periglazialen Sedimenten widerspiegeln. Während die Ausbreitung der alpinen Gletscher und des nordeuropäischen Inlandeises nur Kaltzeitzeugnisse lieferte, die Gletscher auf klimatische Schwankungen nur mit Verzögerung reagierten und ihre Ablagerungen eine zudem nicht leicht zu differenzierende Abbildung aller Klimatelemente darstellen, wirkten sich Klimaschwankungen im eisfreien Gebiet während des ganzen Quartärs unmittelbar in entsprechender Sediment- und Bodenbildung aus. So sind es gerade die Sedimente des periglazialen Raumes, die es - günstige Bedingungen vorausgesetzt - gestatten, den Klimaverlauf und den Wandel der Umweltbedingungen sehr differenziert zu rekonstruieren.

Unter ihnen prägen die Löss bekanntlich als großflächig verbreitete Deckschicht primär äolischer Genese mehr als alle anderen (Flußterrassen, Solifluktsdecken und Flugsande) Landschaftsbild, Böden und Wasserhaushalt des (ehemals) periglazialen Raumes. Sie sind deswegen von kaum zu überschätzender Bedeutung für dessen ökologische Verhältnisse und agrarische Nutzung. Als feinfühligste Klimaindikatoren, in denen sich bereits kleine Schwankungen sedimentologisch, pedologisch und auch morphodynamisch manifestieren, waren sie schon früh Gegenstand wissenschaftlichen Interesses. Die Stratigraphie v.a. des jüngeren Pleistozäns und damit auch wesentliche Kenntnisse von dessen paläoklimatischer Entwicklung fußen zum großen Teil auf lößstratigraphischen Befunden, insbesondere auf dem Wechsel von Lößakkumulations- und Bodenbildungsphasen. Jedoch galt das Hauptinteresse bisher den Böden und ihrer chronologischen Zuordnung, weniger den Lössen selbst, obwohl bekannt war, daß deren Eigenschaften regional wechseln (vgl. dazu Kap. 1.2.2).

In der vorliegenden Arbeit soll daher versucht werden, die Löß-Sedimente selbst in den Vordergrund der Betrachtung zu stellen, d.h. ihren Bildungs-, Umfor-

mungs- und Erhaltungsbedingungen nachzugehen, die sich hieraus ergebenden Differenzierungen innerhalb eines begrenzten Raumes darzustellen und - soweit möglich - deren Ursachen aufzuzeigen.

1.2 *Zur Forschungsgeschichte und zum derzeitigen Forschungsstand im fränkischen Raum*

1.2.1 Allgemeine Hinweise zur Forschungsgeschichte

Die Lössforschung hat im mitteleuropäischen Raum eine lange Tradition, die in einigen Teilgebieten bereits gegen Ende des letzten Jahrhunderts beginnt (vgl. HAASE ET AL. 1970: 106). Sie soll hier nicht im einzelnen noch einmal aufgerollt, jedoch - soweit sie das Arbeitsgebiet betrifft - in ihren wesentlichen Zügen kurz skizziert werden.

Ausgehend von einigen grundlegenden und wegweisenden Arbeiten, in denen die Prinzipien der *Lößstratigraphie und -verbreitung* entwickelt wurden - stellvertretend seien hier nur die Arbeiten von SOERGEL (1919) und Grahmann (1932) genannt - setzte nach dem 2. Weltkrieg eine intensive Erforschung der mitteleuropäischen Lössen ein. In Süddeutschland waren dabei Autoren wie BRUNNACKER, FINK, FREISING, SCHÖNHALS und SEMMEL führend, die sich im wesentlichen mit stratigraphischen Problemen der Lössen auf paläopedologischer Basis befaßten. Die Vielzahl der Untersuchungen in verschiedenen Regionen der Bundesrepublik, Österreichs und der DDR führte fast zwangsläufig zu abweichenden Gliederungsschemata und Bezeichnungen innerhalb des deutschsprachigen Raumes, die eine Parallelisierung einzelner Teilgebiete lange Zeit erschwerten.

Um so verdienstvoller ist der jüngst von RICKEN (1983) unternommene Versuch, die unterschiedlich bezeichneten stratigraphischen Leithorizonte der Eem- und der Würm- bzw. Weichsel-Lößböden in Mitteleuropa miteinander zu parallelisieren (vgl. Abb. 1). Daraus wird ersichtlich, daß die differenzierteste Bodenabfolge aus dem Rhein-Main-Gebiet, aus Nordhessen und aus Südniedersachsen bekannt ist. Die grundlegende Arbeit von SCHÖNHALS ET AL. (1964) basiert auf zahlreichen, unabhängig voneinander gewonnenen Untersuchungsergebnissen. Sie wurde von ROHDENBURG & MEYER (1979, erstmals 1966) für das südliche Niedersachsen übernommen und weiter verfeinert, so daß neben der Idealabfolge für Hessen und das Rhein-Main-Gebiet (vgl. Abb. 2) auch ein Standardprofil für Südniedersachsen und Nordhessen erarbeitet werden konnte (vgl. Abb. 3).

Aus diesen älteren Gliederungsschemata konstruierten dann MEJS ET AL. (1983) unter Einbezug der neuesten Literatur ein Sammelprofil für die Weichsel-Kaltzeit (vgl. Abb. 4), das v.a. alle bekannten Tufflagen als wichtigste stratigraphische Leithorizonte enthält. Diese Gliederungsvorschläge haben sich in der jüngeren Literatur im wesentlichen durchgesetzt.

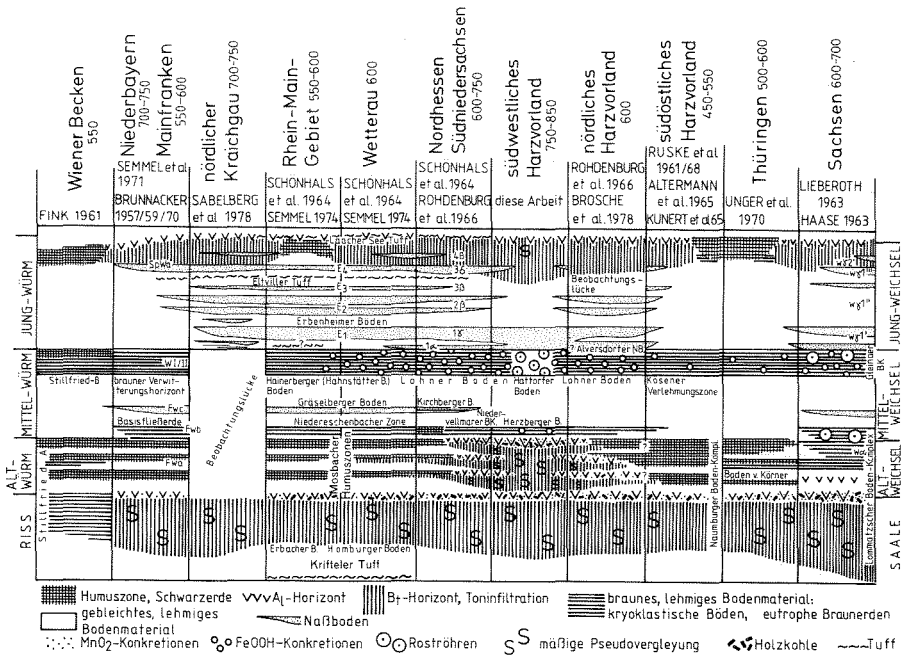


Abb. 1: Stratigraphie der Eem- und Würm/Weichsel-Lößböden in Mitteleuropa, besonders der Trockengebiete (aus: RICKEN 1983: 129, Abb. 11)*

*) "Zahlen: Jahresniederschläge in mm. Ordinate: Zeit, unmaßstäblich, bezogen auf die Oberkante der Böden, die synchron dargestellt sind. Mächtigkeit der Bodenhorizonte: Tiefgang der pedogenen Überprägung des Untergrundes." (RICKEN 1983: 129, Abb. 11)

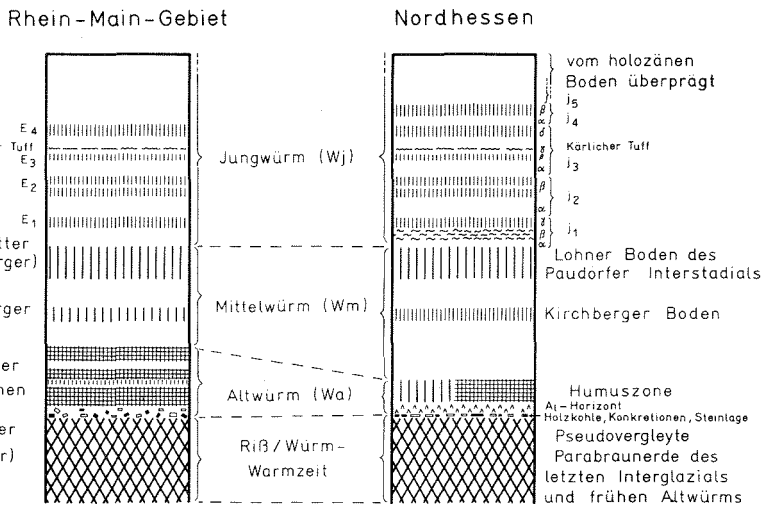


Abb. 2: Gliederung des Würm-Lösses im Rhein-Main-Gebiet und in Nordhessen (aus: SCHÖNHALS ET AL. 1964: 201)

Aus diesem Grund schien es im Hinblick auf die Vergleichbarkeit zweckmäßig, sie auch für den mainfränkischen Raum anzuwenden und nicht mehr auf die von BRUNNACKER (1957b, 1958b, 1970b) verwendete ältere und weniger differenzierte Gliederung zurückzugreifen.

Was dagegen die alt- und mittelpleistozäne Chronostratigraphie anbelangt, so gibt es bisher immer noch keine einheitliche Korrelation der Paläoböden aus dem Bereich der Vereisungen Nordeuropas mit denen des nördlichen Alpenvorlandes. Aufgrund neuester Parallelisierungsversuche in Nordwestdeutschland, die sich auf Thermolumineszenz-Datierungen stützen können, scheint aber gesichert zu sein, daß der 1. Warmzeit-Boden mit dem Eem-, der 2. mit dem Treene- und der 3. mit dem Holstein-Interglazial zu parallelisieren ist (vgl. Pedostratigraphie im Löß und Thermolumineszenzdatierung der Paläoböden 1987). Die Nomenklatur ist hier jedoch noch uneinheitlich; beim gegenwärtigen Stand der Forschung erscheint es zweckmäßig, zunächst die regional übliche Terminologie zu verwenden, jedoch jeweils deutlich zu machen, wie sie stratigraphisch einzuordnen ist. Ist das nicht möglich, kann man vom letzten, zweitletzten usw. Warmzeit-Boden sprechen.

Unter der Voraussetzung, daß erstens die nordeuropäische Saale-Eiszeit der Riß-Eiszeit im nördlichen Alpenvorland entspricht und daß zweitens auch die Riß-Eiszeit zweigeteilt ist, wurde in dieser Arbeit (vgl. Beil. 2 bis 25) in Anlehnung an die im süddeutschen Raum verwandten klassischen Bezeichnungen nach A. PENCK der zweite fossile Boden als Riß I/II bezeichnet. Aufgrund sich abzeichnender neuester Untersuchungsergebnisse zum Mittelmain-Cromer (vgl. KURZ & SKOWRONEK 1986) wurde zunächst hypothetisch eine Verteilung des Cromer-Komplexes angenommen.

Stärker *sedimentpetrographisch* orientierte Grundlagenforschung zur Charakterisierung der Lösses bzw. einzelner Sedimentationsphasen haben GUENTHER (1961) in Baden Württemberg und Südbayern, KALLENBACH (1966) in Südbayern und ROHDENBURG & MEYER (1979) in Südniedersachsen und Nordhessen betrieben. *Mikromorphologische* Untersuchungen wurden v.a. von KUBIENA (1956), BRONGER (1966, 1969/70, 1975, 1976) in Südbaden und im Karpatenbecken und von STEPHAN (1986) am Niederrhein durchgeführt. Diese sedimentpetrographischen und mikromorphologischen Untersuchungen sind als Grundlagen für die eigene Arbeit deshalb wichtig, weil die angewandten Methoden gerade auch für die Frage nach der Faziesdifferenzierung der mainfränkischen Lösses erfolgversprechend scheinen.

1.2.2 Stand der Lößforschung im mainfränkischen Raum¹⁾

Die bisherigen Kenntnisse der unter- und oberfränkischen Lösses sind im wesentlichen Karl BRUNNACKER zu verdanken. In zahlreichen Einzelarbeiten befaßte er sich im Zeitraum zwischen 1956 und 1970 (vgl. Literaturverzeichnis) mit paläopedologischen und morphodynamischen Fragen der äolischen Deckschichten. Zusammen mit den von ihm erarbeiteten Ergebnissen aus dem südlichen Bayern kommt er zu einer Differenzierung der jungpleistozänen Lösses Südbayerns und Mainfrankens (1957b, 1970b). Die faziellen Unterschiede zwischen und innerhalb der beiden Teilräume erklärt er mit den abweichenden klimatischen Verhältnissen (vgl. Kap. 4.1).

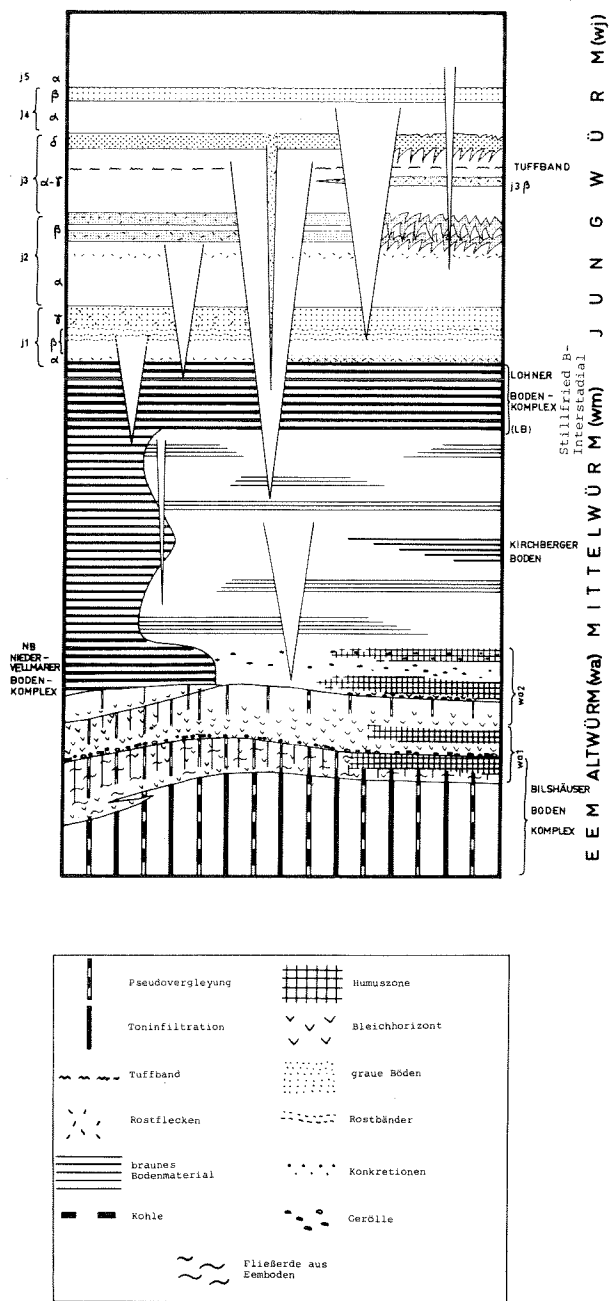


Abb. 3: Sammelprofil für Südniedersachsen und Nordhessen mit Eiskeilgenerationen
(aus: ROHDENBURG & MEYER 1979: 78, 79)

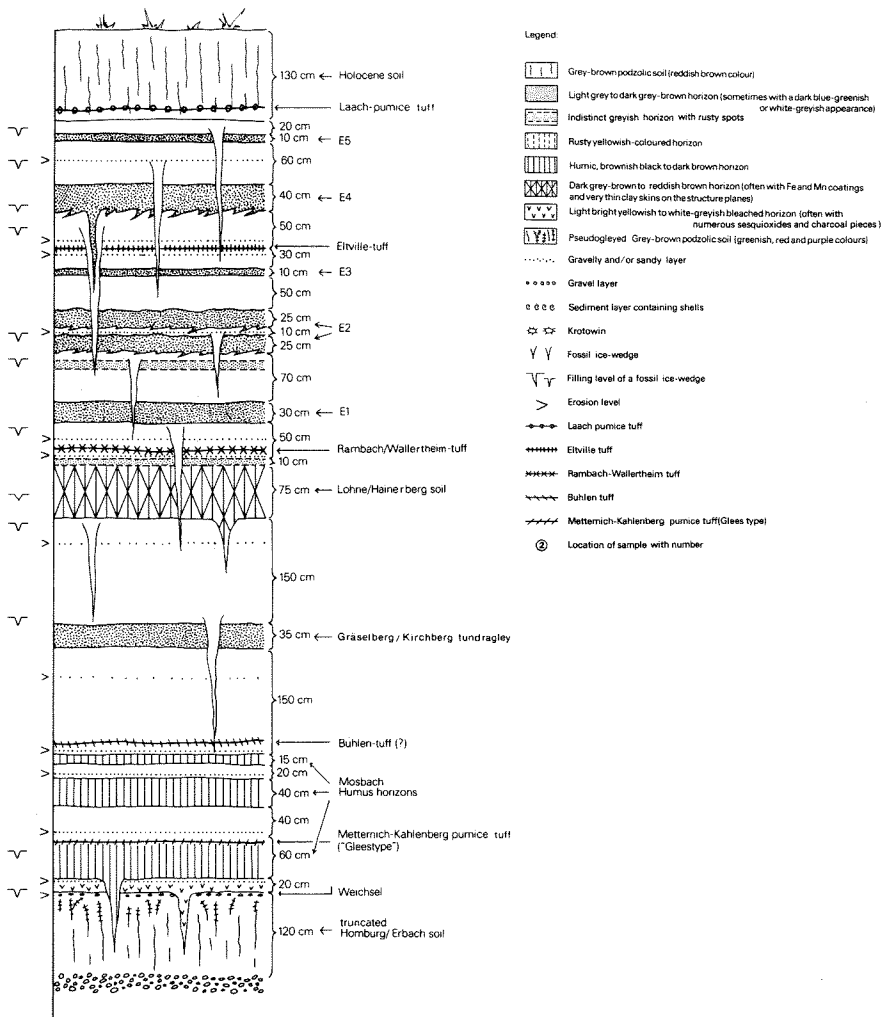


Abb. 4: Idealisiertes Weichsel-Lössprofil für Deutschland mit den verschiedenen Tufflagen (aus: MEIJIS ET AL. 1983: 60, 61, Fig. 1)

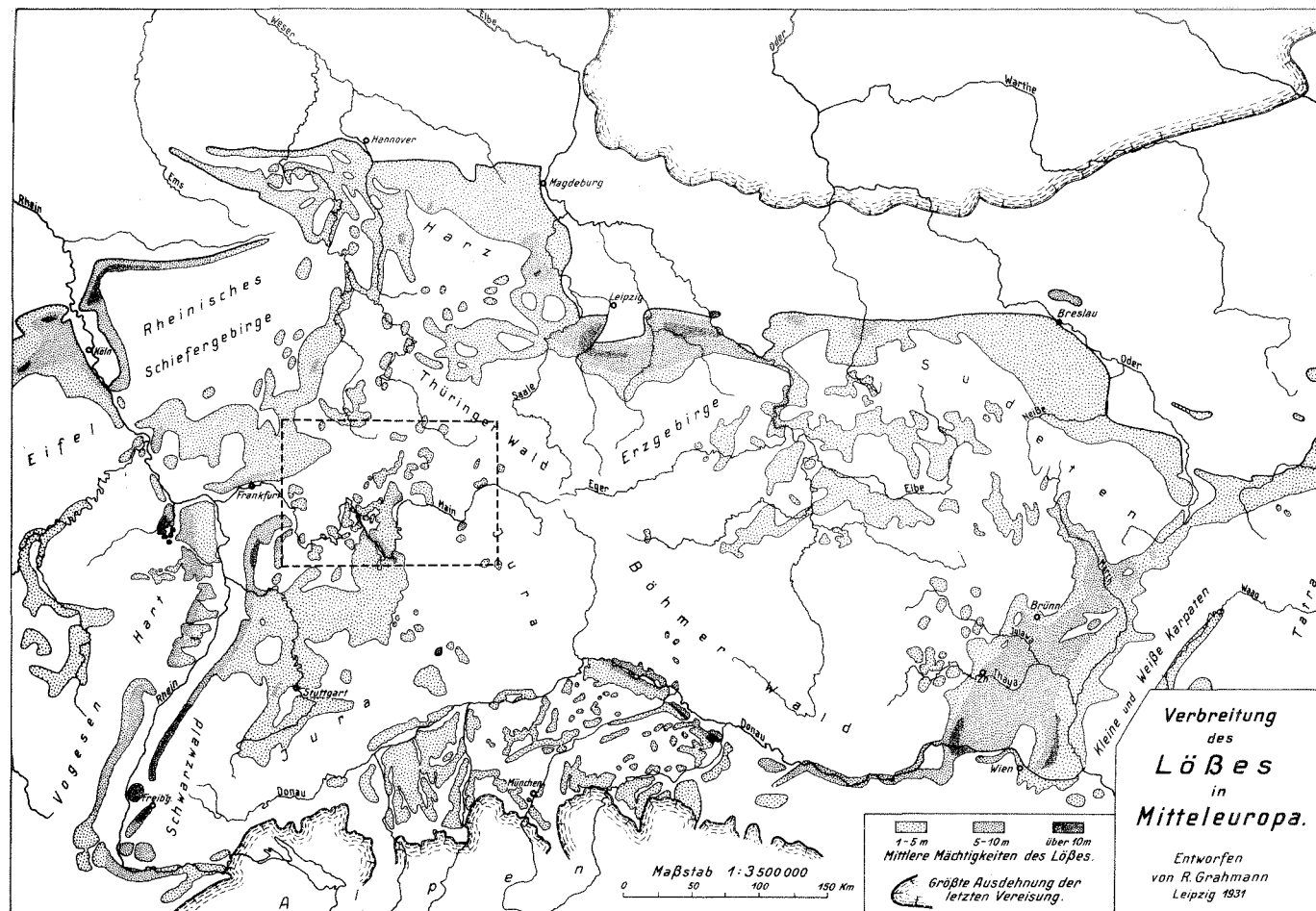


Abb. 5: Karte der Verbreitung des Lösses in Mitteleuropa (aus: GRAHMANN 1932, Tafel II) und Lage des Arbeitsgebietes

Unter dem Aspekt der Morphodynamik quartärer Hohlformen wurden von SEMMEL & STÄBLEIN (1971) einige Aufschlüsse aus Mainfranken behandelt. PEINEMANN & GARLEFF (1981) untersuchten Lößproben aus dem unter- und oberfränkischen Raum unter sedimentologischen und mineralogischen Gesichtspunkten. 1982 hat SKOWRONEK die Lößthematik im Würzburger Raum erneut aufgegriffen. Er stellte eine Reihe von Lößprofilen im engeren Umkreis von Würzburg vor und diskutierte ihre Aussagekraft für die Landschaftsentstehung dieses Raumes. Zuletzt beschäftigte sich TOROSLU (1984) im engeren mainfränkischen Raum mit der spätglazialen und holozänen Landschaftsentwicklung auf lößstratigraphischer Basis.

Weil aus dem südlich anschließenden Mittelfranken kein bearbeitbares Profil zur Verfügung stand, ist man für dieses Gebiet immer noch auf die schon sehr früh erschienene Dissertation von LÖBER (1932) angewiesen. Deren Ergebnisse hinsichtlich Verbreitung und Sedimentbeschaffenheit der mittelfränkischen Lössse kann man jedoch recht gut mit denen aus dem östlichen Randbereich des eigenen Arbeitsgebietes vergleichen (vgl. RÖSNER 1982: 289, und Kap. 3.3 und 4.2 dieser Arbeit).

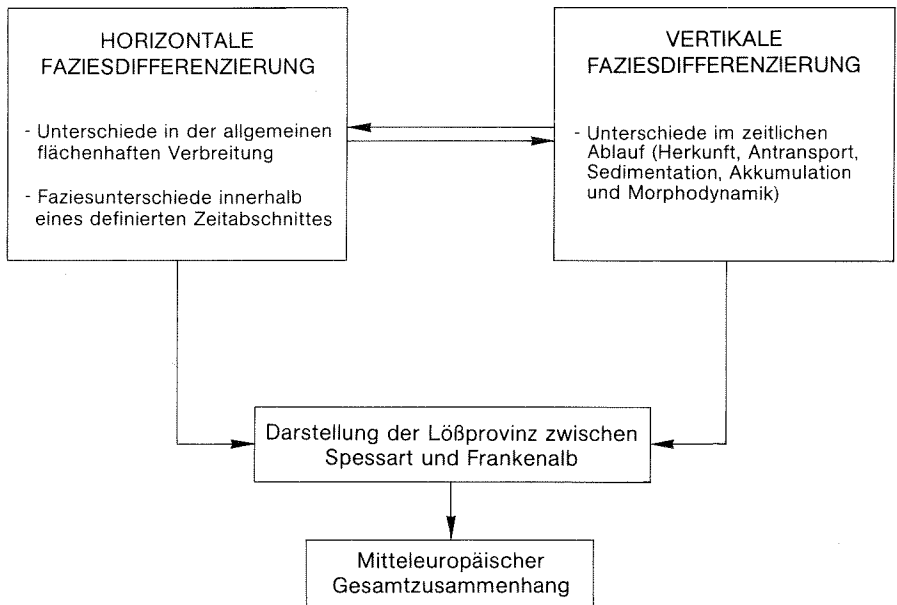


Abb. 6: Fragestellung und Zielsetzung der Arbeit

1.3 Fragestellung im Detail und Zielsetzung

Vor dem hier kurz skizzierten forschungsgeschichtlichen Hintergrund ist die Untersuchung der mainfränkischen Lößzone in dreierlei Hinsicht von Bedeutung:

1. existiert bisher noch keine übergreifende und dem heutigen Forschungsstand entsprechende Untersuchung hinsichtlich Sedimentologie, Paläopedologie und Morphodynamik der Lössе. Bei den vorliegenden Arbeiten handelt es sich entweder um ältere Untersuchungen oder um Einzelarbeiten, die sich mit einem begrenzten Raum oder einer eng umschriebenen Thematik beschäftigen.
2. standen bislang die Bodenbildungen im Mittelpunkt des Interesses, weniger die Sedimente zwischen den Böden und die nicht pedogenetischen Prozeßabläufe.
3. stellt dieser Raum - betrachtet man die Karte von GRAHMANN (1932; vgl. Abb. 5) - das Verbindungsstück, das "Scharnier" dar zwischen den als mehr ozeanisch geprägt angesehenen Lößgebieten des NW und den als mehr kontinental geprägt beschriebenen im SE Mitteleuropas. Es ist aber gleichzeitig auch ein Randgebiet der Lößakkumulation im westlichen Mitteleuropa, in dem nur ausnahmsweise eine vollständige Lößabfolge, wohl aber bei eher geringfügigem Lößantransport ein steter Wechsel von Akkumulations- und Erosionsphasen zu erwarten war, aus dem Rückschlüsse auf die klimatischen Schwankungen gezogen werden können.

Erstes Ziel der vorliegenden Arbeit ist es daher, in diesem Gebiet anhand der vorhandenen Aufschlüsse eine horizontale (räumliche) und vertikale (zeitliche) Faziesdifferenzierung zu erarbeiten und speziell die Besonderheiten am Außen-(Ost-)rand der Verbreitung zu klären. Das bedeutet nicht nur eine erneute Beschreibung von Einzelprofilen, sondern v.a. eine vergleichende Betrachtung der hier z.T. sehr kleinräumig wirksamen Unterschiede in Verbreitung und Ausprägung der Sedimente und ihre Erklärung (vgl. Abb. 6).

Aus den Einzelanalysen soll dann eine zusammenfassende Darstellung der mainfränkischen²⁾ Lößprovinz entwickelt werden, deren Besonderheiten schließlich im Zusammenhang mit der westmitteleuropäischen Situation insgesamt betrachtet werden sollen.

Im Hinblick auf eine *vertikale Faziesdifferenzierung* ergeben sich folgende Fragen:

1. Welche sedimentologischen und sedimentpetrographischen Unterschiede treten in der vertikalen Abfolge (zwischen oder auch innerhalb einzelner Sedimentpakete) auf?
2. Lassen sich bei typologisch gleichartigen, aber verschiedenen alten Bodenbildungen Differenzen in der Entwicklungsintensität feststellen?
3. Welche Hinweise auf die Auswehungsgebiete gibt es? Gibt es Hinweise, daß es nicht für jeden Zeitraum die gleichen waren?

4. Für welche Zeiten ist mit morphodynamischen Aktivitäts- (Lößakkumulations- und -erosions-), wann mit Stabilitäts- (Bodenbildungs-)phasen zu rechnen?

Die Beantwortung der Fragen nach der *horizontalen Faziesdifferenzierung* resultiert zum großen Teil aus einer flächenhaft vergleichenden Betrachtung der Ergebnisse der vertikalen Faziesdifferenzierung:

1. Wie ist die Verbreitung im Arbeitsgebiet generell und wie ist sie zu erklären, d.h. welche Rolle spielen geologischer Untergrund, präquartäres Relief und lokal- bzw. regionalklimatische Bedingungen?
2. Inwieweit lassen sich sedimentpetrographische und pedologische Abweichungen zwischen kleineren Teilräumen feststellen?
3. Ist es möglich, Umlagerungsphasen im Arbeitsgebiet zu parallelisieren und welcher stratigraphische Wert kommt ihnen zu?

1.4 Das Arbeitsgebiet

1.4.1 Abgrenzung des Arbeitsgebietes

Bei der Festlegung der Grenzen des Arbeitsgebietes (vgl. Abb. 7) war in Rechnung zu stellen, daß es groß genug sein mußte, um einen aussagekräftigen Vergleich überhaupt sinnvoll durchführen zu können, andererseits aber so zu begrenzen war, daß es in angemessenem zeitlichem Rahmen bearbeitbar blieb. V.a. aber waren die vorgegebenen Aufschlußverhältnisse zu berücksichtigen. Entsprechend wurde die Grenze des Arbeitsgebietes im W, N und E bis an die Außengrenze der Lößverbreitung vorgeschoben. Im S dagegen, wo das mainfränkische Lößgebiet kontinuierlich in die Lößgebiete Baden-Württembergs übergeht, die Lößmächtigkeiten jedoch rasch ausdünnen und die Lößvorkommen entsprechend lückenhafter werden, wurde sie längs einer geraden Linie gezogen, die west-östlich vom Odenwaldrand südlich Walldürn nördlich an Uffenheim vorbei bis in das Albvorland nördlich Erlangen verläuft. Eine weitere Ausdehnung des Arbeitsgebietes nach S, die zwischen Tauber und Frankenhöhe bis gegen Rothenburg o.d. Tauber hätte reichen sollen, wurde wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse aufgegeben.

1.4.2 Geologischer und geomorphologischer Überblick

Da das anstehende Gestein als mögliche Lößquelle in Frage kommt und die Reliefverhältnisse bei morphodynamischen Vorgängen eine wesentliche Rolle bei der Sedimentation spielen, sei an dieser Stelle ein knapper Abriß der geologischen (unter besonderer Berücksichtigung der petrographischen) und der geomorphologischen Verhältnisse gegeben. Das Arbeitsgebiet erstreckt sich vom kristallinen Spessart im W über die Ausbisse sämtlicher Schichtglieder der Trias bis in den Keuper-Lias-Grenzbereich des Frankenalb-Vorlandes im E (vgl. Abb. 8).

Nach RUTTE & WILCZEWSKI (1983: 7) ist der *Buntsandstein* zu vier Fünfteln aus Sandsteinen aufgebaut, der Rest sind Tonsteine, die insbesondere auf den oberen Abschnitt konzentriert sind. Im Arbeitsgebiet beschränkt sich die Verbreitung des Buntsandsteins auf die südöstlichen Abhänge von Spessart und Rhön. Aufgrund der unterschiedlichen Widerständigkeit harter, durchlässiger und weicher, tonig-schieferiger Schichten hat sich hier ein reich gegliedertes Schichtstufenrelief herausgebildet. Dort, wo in der Südrhön und im Nordspessart Röt-Tonsteine ausstreichen, erscheint das Gelände flachwellig mit sanfter Abdachung nach S und SE.

Im *Muschelkalk* dominieren Kalksteine mit Mergelzwischenlagen. In den stratigraphisch höheren Positionen nehmen Tonanteil und Tonsteinlagen zu (vgl. RUTTE & WILCZEWSKI 1983: 17). Da die Schichten hier flach lagern, tritt die weiter im SW zu beobachtende Differenzierung in die Schichtstufen des Unteren und des Oberen Muschelkalks kaum in Erscheinung.

Im E liegt dem Oberen Muschelkalk eine Decke aus *Lettenkeuper* auf. Er ist bei insgesamt geringer Mächtigkeit durch häufigen Wechsel von tonigen Sedimenten, Sandsteinlagen, kohligten Horizonten und carbonatisch ausgebildeten Schichten charakterisiert. Weit verbreitet sind v.a. die bunten Tonlagen (vgl. RUTTE & WILCZEWSKI 1983: 48).

Lettenkeuper und Muschelkalk bilden den Untergrund der Mainfränkischen Platten, deren Relief durch ebene, randlich - gegen die Vorfluter - jedoch stark zertalte Hochflächen gekennzeichnet ist.

Im Anschluß daran hebt sich im E mit markanter Stufe der *Sandsteinkeuper* über die Mainfränkischen Platten heraus. Seine tiefeingeschnittenen Haupttäler verlaufen im Steigerwald entsprechend der Abdachungsrichtung nach SE zur Regnitz, in den Haßbergen nach E zur Baunach bzw. nach S zum Main.

Im östlichsten Teil reicht das Arbeitsgebiet noch in das Vorland der Nördlichen Frankenalb. Der Wechsel von Tonschichten, die ein schwach hügeliges, oft sogar ebenes Gelände bedingen, und stufenbildenden Sandsteinen bewirken ein abwechslungsreiches Relief mit generell westwärts gerichteten Tälern.

Im N bestimmen als jüngste präquartäre Gesteine die tertiären Basalte der Rhön das geologische Erscheinungsbild, und im NE durchzieht die Heldburger Gangschar als System vulkanitgefüllter Spalten und Schlotquerschnitte - hauptsächlich Alkalibasalt, z.T. auch Phonolith und Tuff (vgl. RUTTE & WILCZEWSKI 1983: 68) - die Haßberge und das Itz-Baunach-Hügelland. Während das Ende des Rhönvulkanismus in das obere Altplozän gestellt werden kann, sind die Vulkanite der Heldburger Gangschar stratigraphisch nicht zu fassen, da sie nirgends mit Tertiär in Verbindung stehen, doch ist auch für sie jungtertiäres Alter zu vermuten (ebd.: 65).

Generell ist das Relief des Arbeitsgebietes - wie bereits angedeutet - durch ausgedehnte Flächen gekennzeichnet, die durch Stufen voneinander abgesetzt sind. Obwohl es nicht mehr zur eigentlichen Thematik der Arbeit gehört, muß doch auf

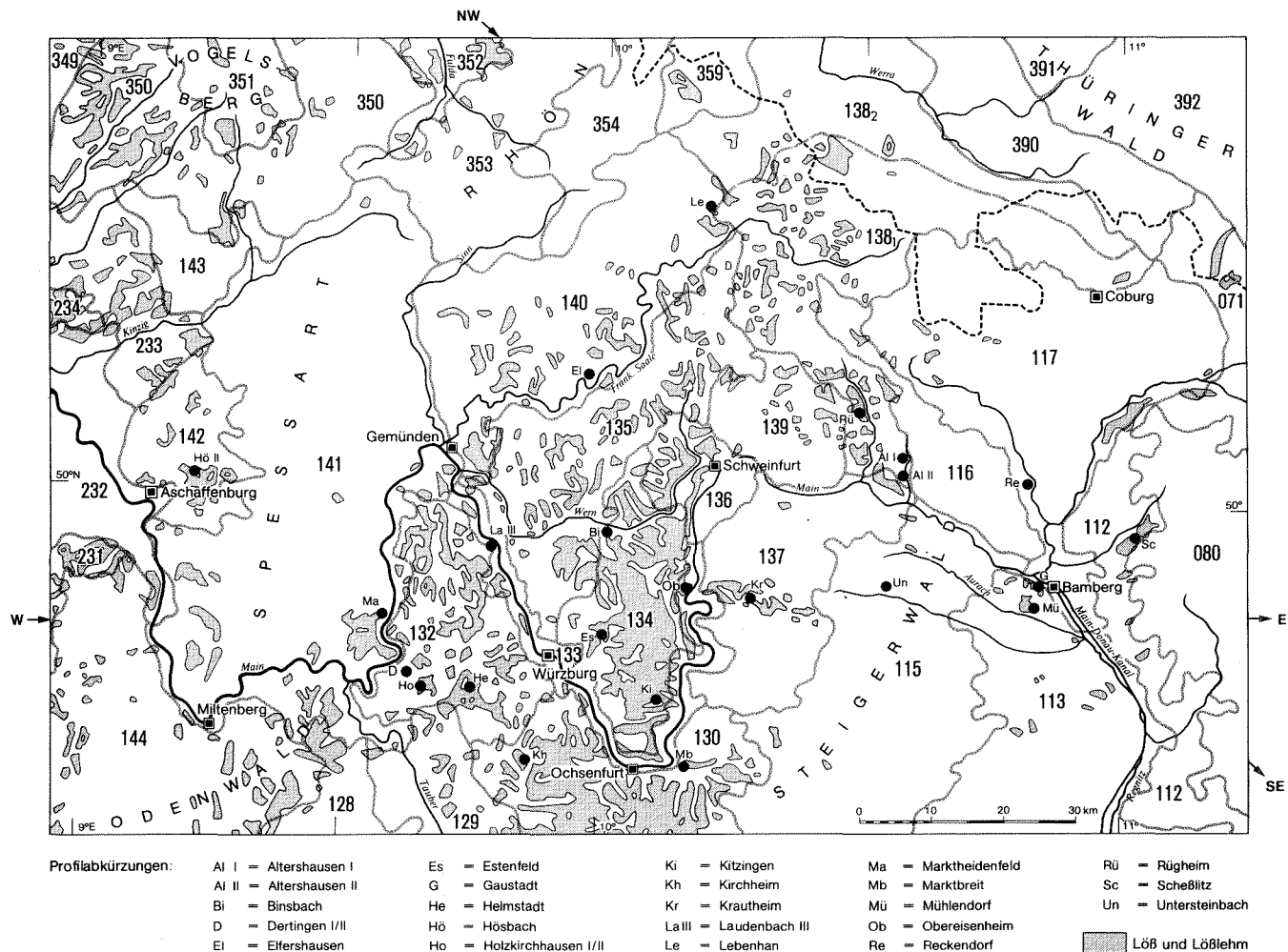


Abb. 7: Das Arbeitsgebiet. Löß- und Lößlehmverbreitung, Lage der untersuchten Profile und naturräumliche Gliederung (nach MEYNEN ET AL. 1953-1962) (Grundlage: GK von Bayern 1 : 500 000)

Naturräumliche Gliederung auf Abb. 7:

- 07 *Oberpfälzisch-Obermainisches Hügelland*
 - 071 Obermainisches Hügelland
- 08 *Fränkische Alb*
 - 080 Nördliche Frankenalb
- 11 *fränkisches Keuper-Lias-Land*
 - 112 Vorland der nördlichen Frankenalb
 - 113 Mittelfränkisches Becken
 - 115 Steigerwald
 - 116 Haßberge
 - 117 Itz-Baunach-Hügelland
- 12 *Gäuplatten im Neckar- und Tauberland*
 - 128 Bauland
 - 129 Tauberland
- 13 *Mainfränkische Platten*
 - 130 Ochsenfurter und Gollachgau
 - 132 Markheidenfelder Platte
 - 133 Mittleres Maintal
 - 134 Gäuplatten im Maindreieck
 - 135 Wern-Lauer-Platte
 - 136 Schweinfurter Becken
 - 137 Steigerwaldvorland
 - 138 Grabfeldgau: 138₁ Grabfeld
138₂ Werra-Gäuplatten
 - 139 Hesselbacher Waldland
- 14 *Odenwald, Spessart und Südrhön*
 - 140 Südrhön
 - 141 Sansteinspessart
 - 142 Vorderer Spessart
 - 143 Büdinger Wald
 - 144 Sandsteinodenwald
- 23 *Rhein-Main-Tiefland*
 - 231 Rheinheimer Hügelland
 - 232 Untermainebene
 - 233 Ronneburger Hügelland
 - 234 Wetterau
- 34 *Westhessisches Bergland*
 - 349 Vorderer Vogelsberg
- 35 *Osthessisches Bergland*
 - 350 Unterer Vogelsberg
 - 351 Hoher Vogelsberg
 - 352 Fuldaer Senke
 - 353 Vorder- und Kuppenrhön
 - 354 Lange Rhön
- 39 *Thüringisch-Fränkisches Mittelgebirge*
 - 390 Südliches Vorland des Thüringer Waldes
 - 391 Thüringer Wald
 - 392 Thüringer Schiefergebirge

die Diskrepanzen hingewiesen werden, die hinsichtlich der genetischen Deutung der Oberflächenformen bestehen, da auch einige der bearbeiteten Aufschlüsse zusätzliche Argumente zu diesem Thema liefern können (vgl.z.B. Kap. 2.1, 2.7, 2.9, 2.16, 2.18).

Schon früher (vgl. BLUME 1971, für den engeren Bereich WELTE 1931, RUTTE 1957, RUTTE & WILCZEWSKI 1983 und SEMMEL 1984) wurden das Fränkische Gäuland und seine Randgebiete als eine der Typregionen der süddeutschen Schichtstufenlandschaft dadurch erklärt, daß sich Flächen und Stufen entsprechend der Gesteinswiderständigkeit als Folge langsamer Zurückverlegung der Schichtausbisse in Richtung des (flachen) Schichtfallens ausgebildet hätten. Nach RUTTE & WILCZEWSKI (1983: 88) war die Rhön noch im Dogger meeresbedeckt, wurde aber gegen dessen Ende durch die Hebung der Mitteldeutschen Hauptschwelle landfest. Die seitdem wirksame Abtragung führte dazu, daß v.a. nahe dem Hebungs-zentrum große Teile des mesozoischen Schichtenstapels ausgeräumt und die Schichtausbisse nach Osten und Südosten zurückverlegt wurden, so daß heute an verschiedenen Stellen oligozäne Sedimente direkt dem Mittleren Buntsandstein auflagern. Durch Malmkomponenten in den Vulkaniten der Heldburger Gangschar konnte ein Rückschreiten der Malmstufe um 30 km seit dem Jungtertiär nachgewiesen werden. Auch die Keuperstufe soll nach RUTTE & WILCZEWSKI (1983: 88) seit der Arvernensiszeit (an der Wende Plio-Pleistozän), die die Autoren mit 2 Millionen Jahren vor heute ansetzen, um 6 - 9 km zurückgewichen sein (ebd.: 89).

Demgegenüber vertritt v.a. BÜDEL die Ansicht, daß nicht die Stufenrückverlegung sondern die Flächenbildung das die Landschafts-genese beherrschende Element in Franken sei (BÜDEL 1957: 9). Kurz umrissen lautet seine These zur Genese des fränkischen Stufenlandes folgendermaßen: Die Flächen sind als das Ergebnis von tiefgründiger Verwitterung und Flächenspülprozessen unter einem tropisch-randtropischen, wechselfeuchten Klima im Jungtertiär zu sehen und als echte Rumpfflächen anzusprechen. Ausgehend von einer sarmato-pontischen Altfläche haben sich in Verbindung mit tektonischen Bewegungen im mittleren und oberen Pliozän - jeweils in Meeresspiegelnähe - nacheinander drei jüngere Fastebenen eingeschnitten (vgl. BÜDEL 1957: 25 ff.). Durch die Bildung dieser jüngeren Flächenniveaus sind die älteren Stufen entstanden, die Rumpfstufen und keine Schichtstufen sind, "... während die jüngeren Schichtstufen der pleistozänen Talbildung ihr Dasein verdanken " (ebd.: 41). Eine Stufenrückverlegung hätte demnach nicht stattgefunden³⁾.

1.4.3 Klimatischen Verhältnisse⁴⁾

Lößtransport, Lößsedimentation, morphodynamische Prozesse und pedogene-tische Überprägung der Lösses sind Faktoren, die entscheidend von den klimatischen Verhältnissen des Sedimentationsraumes bestimmt werden. Dabei taucht die Frage auf, ob sich hierbei bereits regionalklimatische Differenzierungen auswirken konnten, wie es BRUNNACKER (1956b, 1956c, 1957b, 1961, 1970b) annahm.

Generell gibt es keine Hinweise, daß sich die allgemeine Zirkulation der Atmosphäre in den letzten Millionen Jahren geändert hat (vgl. PIAGET 1980: 109). Langjährige Untersuchungen an Paläoböden zeigten, daß ihre Bildung von den gleichen Faktoren (Relief, Substrat, Klima) wie die der heutigen Böden abhängt, sie also typologisch annähernd kongruent sind (vgl. FINK 1968: 25, SKOWRONEK 1982: 94). Entsprechend sei eine Übereinstimmung zwischen Paläoklimaräumen und den heutigen festzustellen (vgl. FINK 1968: 25). D.h., man müßte davon ausgehen können, daß zwar die absoluten Temperatur- und Niederschlagswerte von den rezenten abwichen, daß jedoch die räumliche Anordnung der regionalen und lokalen Klimabezirke und ihr spezifischer Charakter keine gravierenden Änderun-

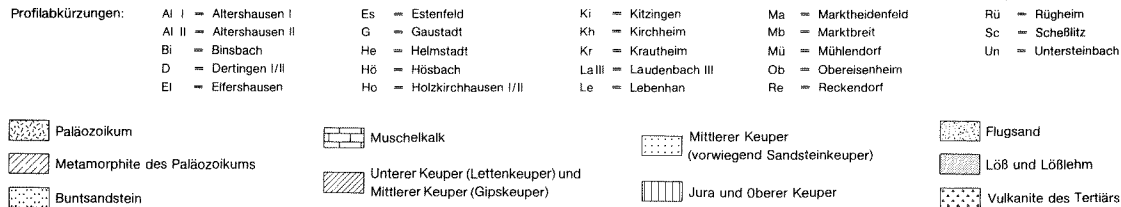
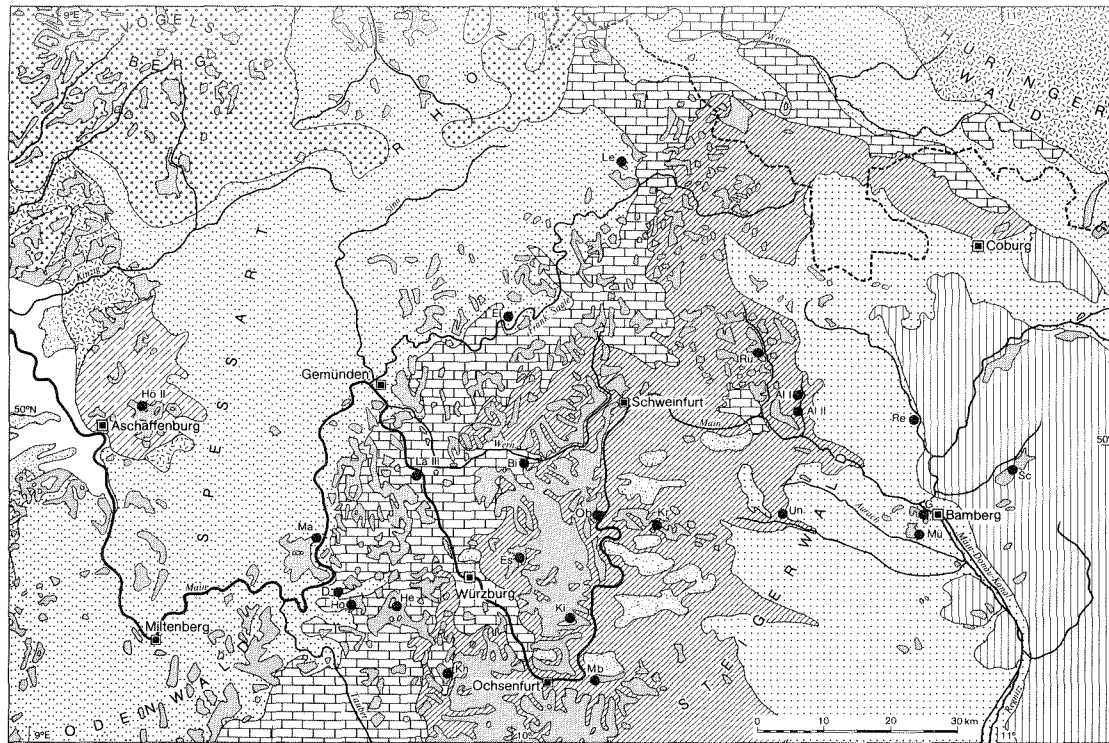


Abb. 8: Geologische Übersichtskarte des Arbeitsgebietes (Kartengrundlage: GK von Bayern 1 : 500 000)

gen gegenüber heute aufwiesen. Auf diese Problematik wird jedoch in Kap. 6 noch näher eingegangen.

Tabelle 1: Den untersuchten Profilen direkt zugeordnete Mittelwerte der Temperatur, der Jahresschwankung der Temperatur und des Jahresniederschlages (nach KNOCH 1952: Blatt 6, 8, 11, 12, 51)

Profile	Temperatur (in °C)				NS (in mm)
	Jahr	Juli	Januar	Jahresschwankung	Jahr
Hö	8 - 9	17 - 18	-1 - 0	17.0 - 17.5	750 - 800
Ma	8 - 9	17 - 18	-1 - 0	18.0 - 18.5	600 - 650
D I	8 - 9	17 - 18	-1 - 0	18.0 - 18.5	600 - 650
D II	8 - 9	17 - 18	-1 - 0	18.0 - 18.5	600 - 650
Ho I	8 - 9	17 - 18	-1 - 0	18.0 - 18.5	600 - 650
Ho II	8 - 9	17 - 18	-1 - 0	18.0 - 18.5	600 - 650
He	8 - 9	17 - 18	-1 - 0	18.0 - 18.5	600 - 650
La III	8 - 9	17 - 18	-1 - 0	18.0 - 18.5	550 - 600
Kh	8 - 9	17 - 18	-2 - 0	18.0 - 18.5	650 - 700
Es	8 - 9	17 - 18	-1 - 0	18.0 - 18.5	600 - 650
Bi	8 - 9	17 - 18	-1 - 0	18.0 - 18.5	600 - 650
Ki	8 - 9	17 - 18	-1 - 0	18.0 - 18.5	< 550
Mb	8 - 9	17 - 18	-1 - 0	18.0 - 18.5	550 - 600
Ob	8 - 9	17 - 18	-1 - 0	18.0 - 18.5	550 - 600
Kr	8 - 9	17 - 18	-1 - 0	18.0 - 18.5	550 - 600
Un	7 - 8	16 - 17	-2 - -1	17.5 - 18.0	700 - 750
Mü	8 - 9	17 - 18	-2 - -1	18.5 - 19.0	550 - 600
G	8 - 9	17 - 18	-2 - -1	18.5 - 19.0	550 - 600
Le	7 - 8	17 - 18	-2 - -1	17.5 - 18.0	600 - 650
El	7 - 8	17 - 18	-1 - -2	18.0 - 18.5	650 - 700
Rü	8 - 9	17 - 18	-1 - 0	18.0 - 18.5	600 - 650
Al I	8 - 9	17 - 18	-1 - 0	18.0 - 18.5	600 - 650
Al II	8 - 9	17 - 18	-1 - 0	18.0 - 18.5	600 - 650
Re	8 - 9	17 - 18	-2 - -1	18.0 - 18.5	600 - 650
Sc	8 - 9	17 - 18	-2 - -1	18.5 - 19.0	700 - 750

Im Bereich des Spessarts⁵⁾ bewirken heute Höhenlage und Relief relativ niedrige Jahresmitteltemperaturen (7° - 8° C, in den höchsten Lagen 6° - 7° C), höhere Niederschläge im Jahresdurchschnitt (1000-1200 mm) und eine geringe Jahresamplitude der Temperatur, also relativ ozeanische Klimaverhältnisse. Eher kontinentale Verhältnisse, wie sie für Rhein- und Unterrhainebene sowie für die Mainfränkischen Beckenlandschaften charakteristisch sind, sind aber längs der Talzüge bis tief ins Gebirge gegeben und zeigen sich in geringeren Niederschlägen und höheren Temperaturen (SCHMIDT in MEYNEN ET AL. 1953-1962: 227).

Die Rhön hat - großräumig gesehen - eine Leelage gegenüber Spessart und Odenwald (KNOCH 1952: 11), weist aber im übrigen ähnliche Gegebenheiten auf wie der Spessart. Im Lee der Rhön besitzt das obere Saaletal ein mild-kontinentales Klima.

Die Mainfränkische Beckenlandschaft liegt im Regenschatten von Odenwald, Spessart und Rhön, wodurch sie zum trockensten, sonnenreichsten, wärmsten, insgesamt also kontinentalsten Bereich innerhalb des Arbeitsgebietes wird. Die Temperaturen liegen im Mittel bei 8° - 9° C und die Jahresniederschläge unter 600 mm.

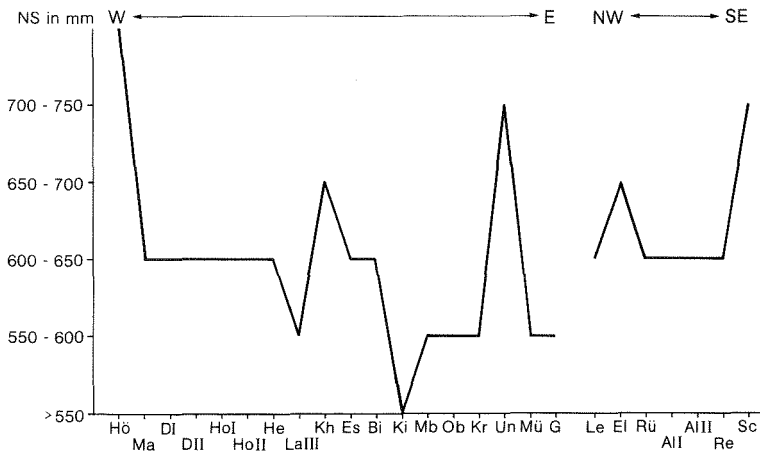


Abb. 9: Den untersuchten Lößprofilen zugeordneter mittlerer Jahresniederschlag in einem W-E- bzw. NW-SE-Schnitt (nach KNOCH 1952: Blatt 51)

Die Höhenzüge von Steigerwald und Haßbergen erreichen dagegen nur Temperaturen von 7° - 8° C, andererseits Niederschlagswerte bis 800 mm, haben also ein deutlich ozeanischeres Klima - wenn auch nicht so ausgeprägt wie die Randgebirge des Oberrheingrabens.

Als relativ warme und trockene Insel (8° - 9° C, 550-600 mm) ist schließlich noch das Gebiet um Bamberg im Mündungsbereich von Main und Regnitz auszugliedern.

Als Hauptwindrichtung überwiegt im Herbst und Winter SW, während im Frühjahr und Sommer ein Westwind-Maximum zu verzeichnen ist. Zusätzlich - wenn auch mit geringeren Anteilen - kommen v.a. NE-Winde im Herbst und Winter bzw. NW-Winde in Frühjahr und Herbst zum Tragen. Örtlich können die Windrichtungen durch das Lokalrelief modifiziert sein. Bei der mittleren Häufigkeit der Windrichtungen (in %) pro Jahr fällt im W-Teil des Arbeitsgebietes die Dominanz der SW-Richtung auf (vgl. Abb. 10). Im zentralen Mainfranken (Station Würzburg) geht das Maximum auf die reine W-Richtung über, während im E-Teil des Arbeitsgebietes (Station Bamberg) die Windrichtungen fast gleichmäßig zwischen NW und S verteilt sind.

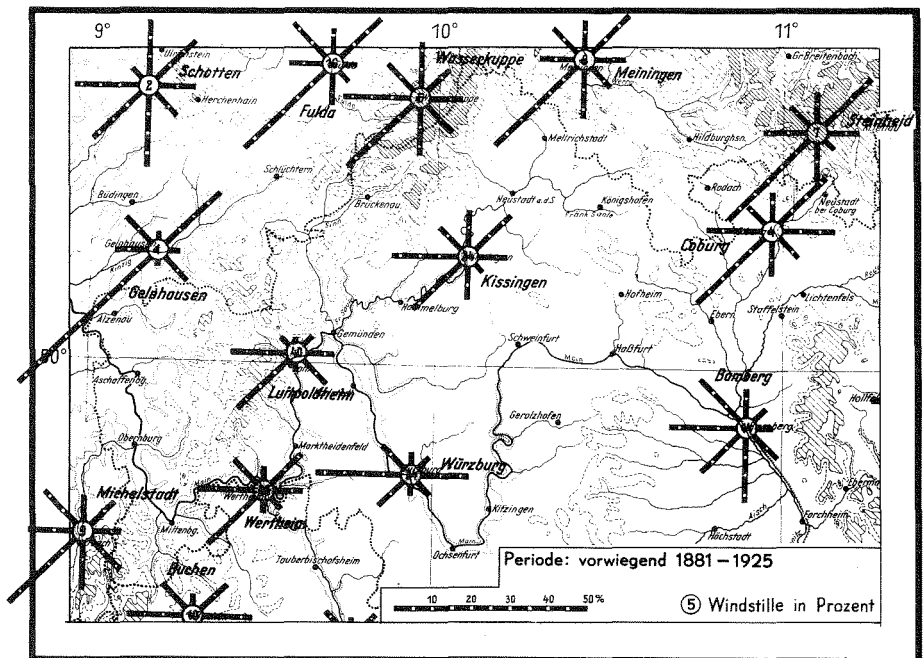


Abb. 10: Mittlere Häufigkeit der Windrichtungen (%) pro Jahr im Arbeitsgebiet (aus KNOCH 1952: Blatt 5)

1.5 Die Methoden

1.5.1 Geländeuntersuchungen

1.5.1.1 Profilauswahl

Eine Arbeit wie die vorliegende läßt sich nur auf der Basis einer genügenden Anzahl künstlicher Aufschlüsse durchführen, die einen umfassenderen Einblick in Lagerungsverhältnisse und Stratigraphie der quartären äolischen Deckschichten gestatten als Bohrungen. Dabei muß in Kauf genommen werden, daß die Aufschlußdichte im Arbeitsgebiet entsprechend der Lößverbreitung und -nutzung nicht gleichmäßig sein kann.

Die ausgewählten Profile liegen so, daß sie grob auf eine gedachte W-E- bzw. NW-SE-Achse projizierbar sind (vgl. Abb. 7) und damit eine eventuelle Differenzierung entsprechend den Hauptwindrichtungen widerspiegeln können. Als Liegendgesteine der Lößdecken sind neben je einem Standort aus dem kristallinen Umfeld im W bzw. dem Keuper-Lias-Übergangsbereich im E alle Abteilungen der Trias - bis auf den Unteren und Mittleren Buntsandstein - durch mindestens ein Profil vertreten.

1.5.1.2 Profilaufnahme und Probenentnahme

In jedem Aufschluß diene eine mit Horizontglas und Meßlatte festgelegte waagrechte Bezugslinie zum Einmessen des gesamten Profils, einzelner Schürfe, der Horizontmächtigkeiten und der Probenentnahmestellen. Bei der Aufnahme wurden visuell homogen erscheinende Horizonte ausgegliedert und Mächtigkeit, Farbe (hier zunächst in bergfeuchtem Zustand)⁶⁾, Bodenart, Gefüge, Humusgehalt, Begrenzungslinien und sonstige auffällige Merkmale festgehalten⁷⁾. Die Ansprache orientierte sich an der Bodenkundlichen Kartieranleitung (1982). Die Beprobung⁸⁾ erfolgte horizontweise (je nach Mächtigkeit ein bis zwei Proben) bzw. bei einigen exemplarisch herausgegriffenen Profilen (Hö, Ma, He, G)⁹⁾ in mächtigen würmzeitlichen Sedimenten schematisch im Vertikalabstand von 10 cm.

1.5.2 Laboruntersuchungen

Jede Methodenanwendung geht hypothetisch davon aus, daß damit eine bestimmte Frage zu beantworten ist. Deshalb sollen an dieser Stelle neben den verfahrenstechnischen Daten dort, wo es notwendig scheint (Qu/F- bzw. KF/Pl-Verhältnis, "vulkanische Gläser") Vorüberlegungen und Voraussetzungen diskutiert werden, unter denen bestimmte Methoden zum Einsatz kamen, um die Resultate anschließend besser interpretieren zu können. In diesem Zusammenhang ist ein Hinweis auf die Problematik der Vergleichbarkeit der Ergebnisse wichtig. Jede Probenpräparation und jede Analysenmethode - selbst die Geländeaufnahme - beinhaltet eine Vielzahl von Parametern, deren Veränderung zu abweichenden Ergebnissen führt. Effektiv komparabel sind daher nur Resultate, die unter den

gleichen Bedingungen (Probenentnahme, -präparation und -analyse) erzielt wurden, so daß eventuelle Fehler stets dieselben sind und letztendlich die Interpretierbarkeit der Resultate nicht beeinflussen. Das bedeutet aber, daß die analytischen Ergebnisse dieser Arbeit (z.B. zu Körnung, Schwermineral-Gehalt usw.) zwar jederzeit untereinander vergleichbar sind, aber nicht ohne weiteres mit anderen, in der Literatur veröffentlichten Daten. Wenn stellenweise trotzdem der Versuch unternommen wird, eigene Daten mit denen anderer Arbeiten aus anderen Gebieten zu vergleichen, dann kann es sich immer nur um ein Aufzeigen von Tendenzen handeln.

1.5.2.1 Korngrößen

Um gegebenenfalls auch Skelett-Anteil und Konkretionen bestimmen zu können, wurde bei der Fraktionierung zunächst von der Gesamtprobe ausgegangen. Ein Teil wurde bei 105° C über Nacht getrocknet, davon wurden 20 g als Einwaage für die Analyse entnommen und mit 25 ml Natriumpyrophosphat ($\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7 \times 10 \text{ H}_2\text{O}$; 66 g/1000 ml) versetzt. Nach einer Einwirkdauer von zwei Stunden wurde mit destilliertem Wasser aufgefüllt und die Probe vier Stunden geschüttelt. Die Trennung der Fraktionen > 63 µm erfolgte im Naßsiebverfahren, die der feineren Fraktionen nach der Pipettmethode (KÖHN 1928, 1929). Anschließend wurde der Anteil > 2000 µm abgezogen und die Gewichtsprozente auf die Feinerde < 2000 µm umgerechnet (vgl. Tab. 6).

1.5.2.2 Quarz/Feldspat- bzw. Kalifeldspat/Plagioklas-Quotienten

Die Aussagefähigkeit der Verhältniswerte

Quarz und Feldspäte gehören zu den wichtigsten gesteinsbildenden Mineralen. Während Magmatite ca. 60 % Feldspäte und nur etwa 12 % Quarz enthalten, verschiebt sich in Sedimentgesteinen das Verhältnis ganz eindeutig zugunsten des Quarzes (38 % nach SCHROEDER 1984: 14). Diese Quarzanreicherung erklärt sich aus seiner größeren Resistenz dank seiner sehr stabilen Gerüststruktur gegenüber Transportbeanspruchungen sowie physikalischer und chemischer Verwitterung. Im Vergleich hierzu reagieren die Feldspäte wesentlich empfindlicher mit Veränderungen gegenüber mechanischen und chemischen Einflüssen, wobei die Plagioklase eine größere Verwitterungsanfälligkeit als die Kalifeldspäte aufweisen (vgl. FÜCHTBAUER & MÜLLER 1977: 22, OLLIER 1984: 61 f., SCHLICHTING & BLUME 1966: 151, SCHROEDER 1984: 14, 21).

Das gleiche Verhalten von Quarz und Feldspäten stellte SCHROEDER bereits in den fünfziger Jahren (1954, 1955) an Lößprofilen fest und bildete als Ausdruck der Verwitterungsintensität das Qu/F-Verhältnis (1955: 448). Seither wurde die Problematik der Feldspatverwitterung in Lössen mehrfach wieder aufgegriffen, jedoch mit unterschiedlichen Resultaten hinsichtlich Art und Ausmaß. Demzufolge sind auch

die Meinungen über die Aussagekraft dieses Verwitterungsindex sehr kontrovers, zum Teil sogar konträr.

So ermittelte SCHROEDER (1954, 1955) an fünf Lößbodenprofilen mit unterschiedlicher Vegetationsbedeckung und Nutzung eine relative Quarzanreicherung durch Verwitterung der Feldspäte in den A- gegenüber den C-Horizonten. Sie macht sich am stärksten in der gU-Fraktion bemerkbar, läßt sich jedoch auch in der Gesamtprobe noch nachweisen (1955: 447 f.). Auf diesen Ergebnissen basiert sein "Verwitterungsindex". Zu ähnlichen Aussagen gelangten STREMMER 1955 und BLUME 1961 (zit. nach BRONGER 1976: 62). Insbesondere BRONGER setzte sich dann sehr intensiv mit dem Verwitterungsverhalten in Lößsedimenten auseinander (1966, 1976, BRONGER ET AL. 1976), wobei er auch interglaziale Böden in seine Untersuchungen miteinbezog (1966). Im Prinzip bestätigt er SCHROEDERS (1955) Untersuchungen. Da eine nennenswerte frostmechanische Verschiebung in den Korngrößenspektren der Feldspäte nicht nachweisbar sei (die Feldspäte zeigen - ähnlich wie die Quarze - eine Abnahme mit geringer werdender Körnung wie sie auch SCHROEDER (1955) beschrieb), folgert er, daß der erhebliche Abbau der Feldspäte insgesamt und die relative Abnahme der Plagioklase gegenüber den Kalifeldspäten (1966: 42) in den Verwitterungshorizonten im wesentlichen auf lösungsschemischem Weg erfolgt sein muß (1976: 163). Bereits früher leitete er u.a. daraus eine längere Dauer der Interglaziale mit wärmeren Bedingungen ab (vgl. BRONGER 1966: 47). In Decklehmen auf Lias α -Schichtflächen in Südwestdeutschland glaubte ALAILY (1972) ebenfalls nachweisen zu können, daß die Lößlehmproben im Vergleich zu den unverwitterten Lössen im Durchschnitt niedrigere Feldspatgehalte haben.

Demgegenüber fanden MEYER ET AL. (1962) bei Bilanzuntersuchungen an zwei niedersächsischen Lößprofilen keine lösungsschemische Beanspruchung der Feldspäte und halten deshalb alle Feldspäte für stabil (MEYER ET AL. 1962: 50). Ebenso urteilen ROHDENBURG & MEYER, die aufgrund von Untersuchungen in jungpleistozänen südniedersächsischen und nordhessischen Lössen Quarz und Feldspat sogar als stabile Bezugsgrößen für Verwitterungsbilanzen erachten (1979: 47). Bei mineralogischen Untersuchungen stellten sie fest, "daß alle im Grobschluff enthaltenen Mineralarten einen mechanischen Zerfall zu kleineren Korngrößen zeigten. Quarz und Feldspäte lieferten dabei überwiegend Bruchstücke von Feinschluff-Größe, während die Glimmer fast zur Gänze zu Tongröße zerfallen waren." (ebd.: 48). Sie deuten das Phänomen mit frostmechanischer Verwitterung.

SCHEFFER ET AL. (1966) führen die Zunahme des Quarz/Feldspat-Verhältnisses nur auf den kryoklastischen Zerfall in kaltzeitlichen Phasen zurück, der sowohl zu einer Vermehrung im fU- und mU-Bereich als auch in der gT-Fraktion führt (ebd.: 83), also lediglich zu einer Verschiebung auf die feineren Korngrößen hin. Hingegen sollen bei der pedochemischen Tonbildung im fT-Bereich Feldspäte nicht beteiligt sein.

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit im mainfränkischen Raum war es möglich, anhand einer relativ großen Profil- und Probenzahl sowohl würm- als auch prä-

würmzeitliche Sedimente und Böden einer vergleichenden Untersuchung zu unterziehen. Dabei konnte die Frage nach der Interpretierbarkeit der Qu/F- und Kf/Pl-Verhältnisse innerhalb eines abgegrenzten Raumes überprüft werden. Daneben sollte jedoch auch festgestellt werden, ob sich durch derartige Verhältniszahlen sedimentäre Homogenität bzw. Inhomogenität fassen läßt.

Um Ergebnisbeeinflussungen, wie sie eine mögliche selektive Korngrößenverwitterung darstellt, zu vermeiden, wurde bei der Analyse das gesamte Kornspektrum $< 2000 \mu\text{m}$ zugrunde gelegt. Die Entscheidung für die Methode der röntgenographischen Bestimmung fiel aus arbeitstechnischen Gründen. Es wurde davon ausgegangen, daß eine große Probenzahl als Vergleichsbasis bessere Aussagen zuläßt - auch wenn vielleicht die Fehlerquote geringfügig höher liegt - als Detailuntersuchungen an wenigen Probenbeispielen, die trotz methodischer Exaktheit zu Fehleinschätzungen führen können. Es muß allerdings betont werden, daß Quarz und Feldspäte röntgenographisch nicht quantitativ bestimmt werden können, weil für diese Minerale noch keine Eichkurve als Grundlage der Diagrammberechnung besteht wie bei den Carbonaten (s.u.). Abb. 11 soll eine Vorstellung von der Aussagemöglichkeit der Quotienten bei bestimmten Vorausannahmen geben.

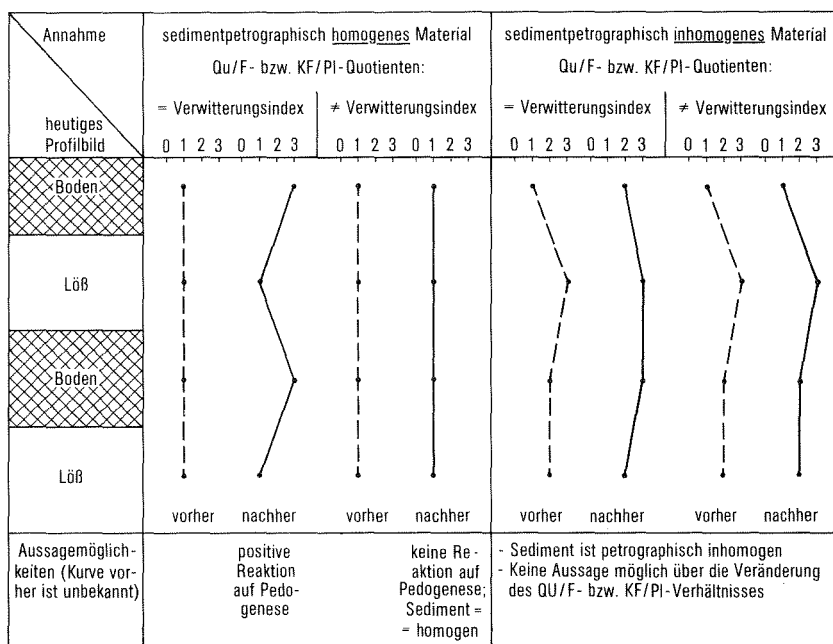


Abb. 11: Hypothetischer Verlauf der Qu/F- bzw. Kf/Pl-Quotient-Kurven vor und nach pedogenetischer Beeinflussung unter verschiedenen Annahmen und die jeweilige Aussagemöglichkeit

Durchführung der Bestimmung¹⁰⁾

Zur Herstellung der Pulverpräparate wurde die unbehandelte Feinerde ($< 2000 \mu\text{m}$) in einem Achat-Mörser manuell bis auf eine Größe von $< 20 \mu\text{m}$ gemahlen, das Mineralpulver mit einem Spatel in die Vertiefung eines speziellen Objektträgers gepreßt und die Oberfläche sorgfältig geglättet.

Die Röntgenbeugungsanalyse erfolgte an einem Philips-PM1040-Gerät mit Siliziumdedektor bei $\text{CuK}\alpha$ -Strahlung und folgenden Parametern:

RANGE: 1×10^4 cps
CHART: $20 \text{ mm}/1^\circ 2 \theta$
TC : 1 s
SLIT : 0.2 mm
SPEED : $0.02^\circ 2 \theta$

Da keine quantitative Aussage beabsichtigt war, wurden zur Berechnung des Qu/F- bzw. des KF/PI-Quotienten nur bestimmte Reflexe verwendet: Quarz bei $26.65^\circ 2 \theta$ (101), Kalifeldspat bei $27.5^\circ 2 \theta$ ($\bar{2}20$; 002; 040), Plagioklas bei $28.0^\circ 2 \theta$ ($\bar{2}04$; 004).

Die Peak-Flächen errechneten sich aus der Peakhöhe multipliziert mit der Breite auf halber Höhe; sie wurden zur Ermittlung der Quotienten zueinander in Beziehung gesetzt.

1.5.2.3 Carbonat

Gesamtcarbonat

Der Gesamtcarbonatgehalt wurde gasvolumetrisch mit der SCHEIBLER-Apparatur bestimmt (vgl. SCHLICHTING & BLUME 1966): Einwaage: 1 g getrocknetes, feingemahlenes Probenmaterial der Fraktion $< 2000 \mu\text{m}$; HCl-Konzentration: 10 %; Umrechnung des ermittelten Meßwertes nach KRETZSCHMAR (1979: 417).

Carbonatdifferenzierung

Von der Differenzierung des Carbonates in seine Calcit- und Dolomit-Anteile waren einmal Hinweise auf mögliche Änderungen im Sedimentationsablauf zu erwarten, wie sie HÄDRICH (1975) anhand der spezifischen Calcit-Dolomit-Verteilung in verschiedenen alten Lössen im südwestlichen Baden-Württemberg nachweisen konnte. Zum anderen sollte festgestellt werden, inwieweit der Gesamtcarbonatgehalt in den ausgegliederten Horizonten auf Primär- oder Sekundärcarbonat zurückgeht (vgl. HÄDRICH 1970: 111). Ausgangspunkt hierfür war die Überlegung, daß pedogenetisch gelöster Dolomit nicht wieder als solcher ausfällt, d.h. daß dort, wo er auftaucht, noch mit primärem Carbonat zu rechnen sein müßte.

Die Differenzierung wurde röntgenographisch ermittelt. Probenpräparation, Durchführung der Analyse und Berechnung der Peaks erfolgten analog zur Quarz-

und Feldspat-Bestimmung (s.o.). Lediglich einige Meßparameter waren anders: RANGE: 5×10^3 cps, Calcit bei $29.4^\circ 2\theta$ (104) (hexagonale Darstellung), Dolomit bei $31.0^\circ 2\theta$ (104) (hexagonale Darstellung). Eine Differenzierung war technisch allerdings nur bei Gesamtcarbonatgehalten $> 5\%$ möglich. Mit Hilfe einer Eichkurve¹¹⁾ ließ sich in diesem Fall der prozentuale Anteil des Dolomits am zuvor bestimmten Gesamtcarbonatgehalt berechnen und aus dem erhaltenen Wert dann der Dolomit- bzw. Calcit-Anteil an der Gesamtprobe ermitteln.

1.5.2.4 Schwerminerale

Für die Schwermineralanalyse wurde die Fraktion 63 - 200 μm gewählt. Sie erschien deshalb zweckmäßig, da erfahrungsgemäß bei Korngrößen $< 63\ \mu\text{m}$ eine sichere Bestimmung nicht mehr möglich ist. So konnte HUY bei einer fraktionierten Schwermineralanalyse etwa die Hälfte der Minerale der Fraktion 36 - 63 μm nicht mehr bestimmen (HUY 1984: 32). Auch SEIDENSCHWANN & JUVIGNÉ berichten, daß in der Schlufffraktion in zunehmendem Maß mit Fehlbestimmungen der Minerale bei abnehmender Korngröße zu rechnen ist (SEIDENSCHWANN & JUVIGNÉ 1986: 629). Der untersuchte Korngrößenbereich ist weit genug gefaßt, um den Einfluß der Granularvariation innerhalb einer Probe weitgehend zu reduzieren.

Ca. 80 g Probenmaterial wurde naß abgesiebt, getrocknet und anschließend 10 Minuten in 25 %iger HCl gekocht, um die opaken Umkrustungen auf den Schwermineralen zu beseitigen. Dadurch wurde zwar Apatit bzw. Monazit größtenteils zerstört, dieser Nachteil aber zugunsten einer genaueren Mineralbestimmung in Kauf genommen. Anschließend erfolgte Abtrennung in der Zentrifuge mittels Bromoform der Dichte 2.88. Als Einbettmittel für die Dauerpräparate diente Aroclor ($n=1.665$).¹²⁾

Von 100 ausgezählten und bestimmten Körnern einer Probe (sowohl transparente als auch opake Körner) wurde der Anteil der Opaken festgelegt und abgetrennt. Sodann wurden nur noch transparente Schwerminerale bestimmt bis die Zahl von 100 bestimmten Körnern wieder ergänzt war.

Zur Darstellung wurden einige Minerale zu Gruppen zusammengefaßt:

- Die Epidot-Gruppe besteht aus Epidot, Zoisit und Klinozoisit; zusammen mit grüner Hornblende und Granat, die jeweils gesondert aufgeführt sind, bildet sie die Gruppe der relativ instabilen Schwerminerale.
- Zur Gruppe der extrem stabilen Minerale zählen Zirkon, Rutil und Turmalin.
- Klinopyroxene (Augit, Titan-Augit, Ägirin-Augit) und Titanit bilden die Gruppe der vulkanischen Schwerminerale.

In der Restgruppe sind Minerale mit Anteilen von i.d.R. $\leq 2\%$ zusammengefaßt (bestimmt wurden Andalusit, Anatas, Disthen, Sillimanit, Minerale der Spinell-Gruppe (v.a. Picotit), Staurolith). Eine Sonderstellung nimmt der Staurolith ein, der nur im Profil Hösbach in großen Mengen vorkommt, sonst aber - abgesehen von

ganz wenigen Einzelproben - nicht oder nur in Spuren auftaucht. Er ist in den Darstellungen deshalb bei > 2 % innerhalb der Restgruppe gesondert gekennzeichnet.

1.5.2.5 "Vulkanische Gläser"

Zur Bedeutung der "vulkanischen Gläser"

Die Untersuchung der Proben auf den Gehalt an vulkanischen Gläsern ging ursprünglich von folgender Voraussetzung aus: Nach Beobachtungen von BLEICH ET AL. (1983, 1984) ließen sich opake vulkanische Gläser mit mehr oder weniger einheitlicher chemischer Zusammensetzung und einer Korngröße in der Fraktion 100 - 500 µm in bestimmten Horizonten von Löß- und Bodenprofilen vom Mainzer Becken bis nach Oberschwaben nachweisen. In pollenanalytisch datierten Bohrprofilen oberschwäbischer Moore tauchten sie "... in minerogenen über torfigen Sedimenten des mittleren Jungpleistozäns ..." (BLEICH & WURSTER 1983: 461) auf, die ein Interstadial repräsentieren, das mit dem Ognon I von der Grande Pile in den Vogesen vergleichbar ist. Der Abschnitt entspricht stratigraphisch einer Spätphase des Odderade (Schleswig Holstein) und dürfte ein Alter zwischen 60 000 und 50 000 v.h. haben (vgl. BLEICH ET AL. 1984: 8). Da die Orte mit der höchsten Streudichte und dem maximalen Partikeldurchmesser auf einer SSE-NNW-Achse liegen, in deren Verlängerung sich die Osteifel befindet, wurde diese als Herkunftsgebiet angenommen. Eine Zuordnung zu einer bestimmten Ausbruchphase war nicht möglich (vgl. BLEICH & WURSTER 1983: 462). Zu finden war das Material stets nur in Humuszonen, Fließerden und Fließblößen des Altwürms und wäre somit geeignet gewesen, eine wertvolle Zeitmarke darzustellen, die es erlaubt hätte, den liegenden Sedimenten ein Mindestalter und den hangenden ein Höchstalter zu geben.

In der vorliegenden Arbeit war beabsichtigt, mit Hilfe der Gläser eine eindeutige Korrelierung der Profile im mainfränkischen Lößgebiet vorzunehmen. Besonders vielversprechend erschien die Methode für die stratigraphische Anbindung der stark gestörten Profile des östlichen Randbereiches (z.B. G) an die des mainfränkischen Beckens. Im Verlauf der Untersuchungen stellte sich jedoch heraus, daß der stratigraphische Wert der Gläser anders zu beurteilen ist als ursprünglich angenommen. Darauf soll allerdings erst in der Diskussion der Ergebnisse näher eingegangen werden (vgl. Kap. 3.3.5).

Weiterhin haben die neuesten Untersuchungen von BLEICH und Mitarbeitern¹³⁾ ergeben, daß es sich nicht ausschließlich um Gläser handelt, sondern um ein Gemisch, das sich grob in mehrere Gruppen differenzieren läßt. Zum einen enthält es eindeutig vulkanische Minerale (Chrom-Spinelle), zum anderen Material, das vulkanischer Entstehung sein kann aber nicht sein muß (Titanomagnetite, bestimmte Feldspatvarianten) und schließlich organische Komponenten, deren Genese ebenfalls noch ungeklärt ist. Aufgrund des gleichen Aussehens der Partikel ist es nun nicht möglich, dieses Gemenge unter dem Binokular weiter zu differenzieren¹⁴⁾⁺¹⁵⁾. Das erscheint aber auch gar nicht wünschenswert, solange man nicht sicher

weiß, ob diese Vergesellschaftung rein zufällig oder ob sie Indiz für bestimmte genetische Bedingungen ist. Die zur Zeit von BLEICH und Mitarbeitern durchgeführten Untersuchungen gehen der Frage nach, um was es sich bei dem Gemenge im einzelnen handelt, welcher Entstehungsmechanismus sich hinter den Partikeln verbirgt und ob das Gemisch oder Teile davon als zeittypisch angesehen werden können, also welchen stratigraphischen Wert es letztlich beinhaltet¹⁶⁾.

Durchführung der Bestimmung

Nachdem sich im Verlauf der eigenen Untersuchung erste Hinweise auf einen geänderten stratigraphischen Aussagewert der "Gläser" ergaben, wurde das von BLEICH ET AL. (1984: 13) angewandte Verfahren dahingehend abgeändert, daß es einerseits die Durchsicht einer relativ hohen Probenzahl ermöglichte, die Datenbasis also erheblich ausgeweitet werden konnte und andererseits eine - wenn auch grobe - Quantifizierung der Partikelanteile gestattete.

Je nach S-Gehalt der Proben wurde ohne chemische Vorbehandlung (s.o.) aus 200 - 300 g die Fraktion 125 - 630 µm unter fließendem Wasser abgesiebt und anschließend bei 104° C getrocknet. Aus jeweils 1.5 - 2.5 g wurden die "Gläser" mit einer Nadel unter dem Binokular (bei 40-facher Vergrößerung) herausgelesen und ihre Zahl auf 1 g der abgesiebten Fraktion umgerechnet (vgl. Tab. 10). Sehr kleine Teile wurden nicht isoliert, da sie ohnehin nur Bruchstücke von größeren darstellen.

1.5.2.6 Mikromorphologie des Sedimentgefüges¹⁷⁾

Durch die mikromorphologische Bestimmung von Gefüge- und bestimmten pedogenetischen Merkmalen lassen sich Aussagen zu morphodynamischen und bodenbildenden Prozessen treffen. In ihrer Gesamtheit können sie zur Klärung der polygenetischen Entwicklung eines Sedimentpaketes beitragen. Damit unterstützen sie den makromorphologischen Geländebefund und liefern gleichzeitig Hinweise auf Strukturen und Prozesse, die mit dem bloßen Auge nicht mehr wahrzunehmen, aber von Bedeutung für eine detaillierte Rekonstruktion der Genese sind.

Prozeßabläufe können nicht direkt aus den Dünnschliffen abgelesen, sondern nur aus den strukturellen Veränderungen, die sie im Sediment bewirken, erschlossen werden. Dabei muß betont werden, daß die Deutung eines mikromorphologisch erkennbaren Merkmals nie für sich alleine gesehen eine genetische Schlußfolgerung rechtfertigt, sondern daß letztlich immer die Merkmalskombination für die Interpretation relevant ist, auch wenn im folgenden zur Erläuterung einzelner Kennzeichen einige Deutungsmöglichkeiten gegeben werden:

Gefüge:

Am Grad der intergranularen Porosität läßt sich abschätzen, ob ein äolisch gebildetes Sediment relativ unverändert erhalten ist, oder ob bereits Verdichtung durch Umlagerung oder Pedogenese stattgefunden hat. Die Anzahl und Ausprägung

der Hohlraumlängs- und -querschnitte liefert Hinweise auf biologische Aktivitäten und/oder physikalisch bedingte Störungen. Einregelung von Einzelkörnern oder schichtige Plasmastrukturierung (stellenweise oder auch im gesamten Schliffbild zu beobachten) läßt primär auf Spülprozesse oder laminare Bewegungen im Mikrobereich schließen. Runde Plasmaaggregate in Hohlräumen deuten auf biogenen Ursprung hin, während kantige Plasmaaggregate, die sich häufig auch substratmäßig von der Umgebung absetzen und chaotisch gelagert sind, auf Erhaltung und Verlagerung in gefrorenem Zustand hinweisen. Schließlich wurde darauf geachtet, inwieweit das Gefüge "ausgewaschen" ist, d.h. die feinen Bestandteile abgeführt sind.

Tonverlagerung:

Gut doppelbrechendes, wandständiges Fließplasma beweist Tonverlagerungsprozesse. Kommen neben ungestörten Toncutanen schwächer doppelbrechende Tonpartikel mit interner, zwiebelschalenartiger Struktur vor, dann ist das ein Hinweis auf eine ältere Tonverlagerungsgeneration mit nachfolgender Störung und Verlagerung der Bruchstücke.

Carbonate:

Als primär wurden klastische Carbonate mit rhomboedrischer Form eingestuft (vgl. ALTENMÜLLER 1974: 123). An Sekundärcarbonatformen wurden ausgedacht:

- mikrolithische Calcitrusten, die Hohlraumwandungen saumartig umgeben;
- separat vorkommende Calcitmikrolithe (vgl. BRONGER 1976: Tafel II, 8);
- nadelförmige Calcitausscheidungen in Röhren und Aggregatzwischenräumen ("Lublinit" nach MOROZOWA 1964 zit. nach BRONGER 1976: 41);
- "Regenwurm-Calcit", ein aus mehreren Kristallen zusammengewachsenes Calcitkorn, das als Ausscheidung von *Lumbricus terrestris* L. interpretiert wird (vgl. BRONGER 1976: Tafel III, 12).
- größere, sekundäre Carbonatkörner in Wurzelgängen, die nach BRONGER (1976: 153) dem makroskopisch erkennbaren Pseudomycel entsprechen;
- kleinere, längliche Sekundärcarbonate, die meist regellos in der Grundmasse verteilt sind.

Konkretionen, sonstige Bestandteile:

Sesquioxidkonkretionen mit konzentrischem Aufbau und zerlappten Rändern wurden als autochthone Bildungen infolge höheren Wasserangebotes und trocken/feucht-Wechseln gewertet (vgl. KUBIENA 1948: 107 f.). Klar unterscheiden ließen sich davon solche mit glatten Rändern und gut abgerollter Form, die offensichtlich einer Transportbeanspruchung unterlegen haben. Hinweise auf biologische Aktivität ergaben sich direkt aus organischen Resten oder indirekt aus Form und Inhalt von Hohlräumen (s.o.).

Eine wertvolle Hilfe bei der mikromorphologischen Untersuchung stellten die zu jedem Präparat vorliegenden Handstücke¹⁸⁾ dar. Dadurch war eine stete Rückkoppelung zwischen mikro- und makromorphologischen Befunden möglich.

Weitere Einzelheiten zu den Befunden aus der Bodendünnschliffmikroskopie sind bei der Einzelprofilardarstellung zu finden. Einige Abbildungsbeispiele sind im Anhang enthalten. Die Untersuchungen selbst wurden mit dem Polarisationsmikroskop¹⁹⁾ an insgesamt 120 Dünnschliffen (kommerzielle Anfertigung) mit normaler Größe (28 x 48 mm; 30 µm) durchgeführt und in Schliffbeschreibungen sowie in einer nach den oben genannten Kriterien aufgestellten Tabelle dokumentiert.

2 Die untersuchten Profile und ihre genetisch-stratigraphische Interpretation

Die Gruppierung der Profile in der nachfolgenden Diskussion richtet sich zweckmäßigerweise nach ihrer Abfolge auf einer gedachten W-E- bzw. NW-SE-Achse (vgl. Abb. 7). Da bei der Profilentwicklung dem geologischen, geomorpho-

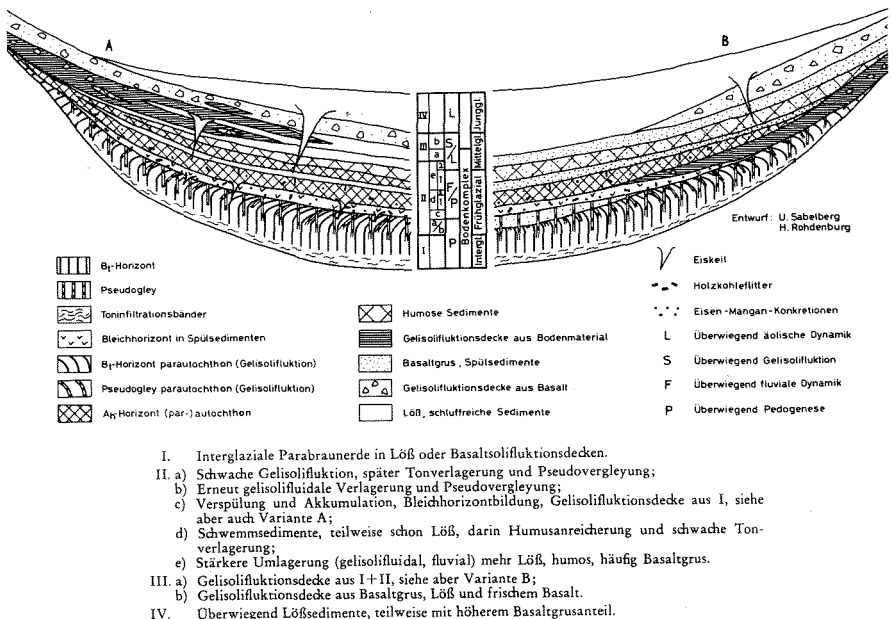


Abb. 12: Idealfolge eines quartären Warmzeit-Kaltzeit-Zyklus (nach Befunden im Profil Dreihausen) (aus: SABELBERG ET AL. 1976: 106)

logischen und klimatischen Umfeld eine wichtige Rolle zukommt, werden hierzu jeweils einige Hinweise vorausgeschickt. Soweit möglich wurde jedem Profil eine Abbildung vorangestellt, die überblicksmäßig den Horizontverlauf der quartären Deckschichten wiedergibt. Eine zweite Darstellung (Beilagen 2-25) enthält die Profilbeschreibung im einzelnen entsprechend der Geländeaufnahme, die Probenentnahmepunkte und die Analysenergebnisse.

Entsprechend der chronologisch-stratigraphischen Entwicklung werden die Profile von unten nach oben beschrieben und dann, soweit möglich, "Glazialzyklen" i.S. von SABELBERG ET AL. (1974, 1976), also Warmzeit-Kaltzeit-Komplexen, zugeordnet: SABELBERG ET AL. (1976) hatten an dem reich gegliederten Profil Dreihausen/Hessen auf der Grundlage makro- und mikromorphologischer Untersuchungen die "Idealfolge eines quartären Warmzeit-Kaltzeit-Zyklus" aufgestellt, wie er stets auch in Profilen mit stark reduzierter Abfolge erkennbar wird (vgl. Abb. 12).

Dieses Vorgehen, den warmzeitlichen Bodenkomplex an den Beginn eines Zyklus zu stellen, erscheint gerechtfertigt aufgrund der Tatsachen, daß

- unter Warmzeitbedingungen Bodenbildung erfolgt, diese also den Normalfall darstellt,
- Bodenbildungen infolgedessen besser untersucht und ihre Bildungsparameter bekannt sind,
- die zwischen den Böden liegenden Kaltzeit-Bildungen - also die Sonderfälle, deren Bildungsparameter noch bestimmt werden müssen - auf diese Weise eingegrenzt und damit besser erfaßt werden können,
- und schließlich viele warmzeitliche Bildungen nur noch rudimentär erhalten oder bereits nur noch allochthon vorhanden und somit schon eng mit der folgenden Aktivitätsphase i.S. ROHDENBURGS (1970, 1971: 35 ff.) verknüpft sind.

Außerdem wird dieses Verfahren eher der eigenen Fragestellung gerecht, wonach weniger die Bodenbildungen an sich im Mittelpunkt des Interesses stehen als vielmehr die Prozeßabläufe während der Warm- und Kaltzeiten.

Die Numerierung der Zyklen erfolgt jedoch von oben nach unten wie bei der allgemein angewandten "Abzählmethode" der fossilen B_t -Horizonte, so daß die Vergleichbarkeit mit anderen Lößstratigraphien gewahrt bleibt.

Wenn im folgenden von B_t -Horizont die Rede ist, so bedeutet das nicht automatisch, daß ebensoviele Warmzeiten unterstellt werden. Denn es hat sich gezeigt, daß mehrere allochthone B_t -Horizonte auch einer einzigen Parabraunerde entstammen können (vgl. Kap. 2.4), diese Möglichkeit also zumindest in Erwägung zu ziehen ist (vgl. Kap. 2.1). Ist jedoch die Abgrenzung zweier eng beieinander liegender B_t -Horizonte (-reste, -sedimente) hinreichend möglich, so gilt nach wie vor der Grundsatz, daß gut ausgebildete Parabraunerden und Braunlehme nur unter Waldbedeckung entstehen und somit Indikatoren warmzeitlichen Klimacharakters

sind (vgl. u.a. SABELBERG ET AL. 1974, 1976, SEMMEL 1974, SKOWRONEK & WILLMANN 1984).

Zweifel an der Übereinstimmung fossiler Parabraunerden mit paläobotanischen nachgewiesenen Warmzeiten sind aufgetaucht, nachdem in immer mehr Profilen eine größere Zahl an fossilen B₁-Horizonten gefunden wurde als klassische Kaltzeiten zur Einordnung zur Verfügung standen (vgl. SEMMEL 1967a, 1967b). So wurden z.B. in Reinheim fünf (SEMMEL 1967a), in Bad Soden/Taunus acht (SEMMEL 1973), in Dreihausen 13 (SABELBERG ET AL. 1976) oder in Krems/Österreich 17 (FINK & KUKLA 1977) gut entwickelte Paläoböden nachgewiesen. Aber nachdem nun auch paläobotanisch (MENKE & BEHRE 1973, FRENZEL 1973 zit. nach SABELBERG ET AL. 1974: 102) mindestens elf bis zwölf Warmzeiten in Mitteleuropa unterschieden wurden, besteht an der Plausibilität einer "B₁-Horizont-ist-gleich-Warmzeit"-Zuordnung z.Zt. kein Zweifel.

Die Frage lautet also im Moment nicht mehr: "Entspricht ein B₁-Horizont einer Warmzeit oder nicht?" sondern: "Welcher B₁-Horizont repräsentiert eindeutig eine eigene Warmzeit?" Gerade in dem hier vorgestellten Raum stellt sich diese Frage immer wieder (z.B. Hö, D II, El, G). Gleichzeitig kristallisiert sich aber auch heraus, daß eine Lösung in vielen Fällen (der Mehrzahl?) nur über eine Absolutdatierung zu erreichen wäre.

2.1 Profil Hösbach

2.1.1 Naturräumliche Einordnung

Die Ziegeleigrube *Zeller* in Hösbach (vgl. Tab. 5), in der der Löß ca. 10 m mächtig aufgeschlossen ist, ist im Oberhangbereich eines ENE-WSW-ziehenden Rückens mit sanfter Abdachung nach W bis NW zum Hös-Bach hin angelegt. Sie liegt im Kern eines Lößgebietes, das die nordwestlich des Aschaffbogens gelegene Senke in den kristallinen Gneisen des Vorspessarts auskleidet (vgl. Abb. 13). Festzuhalten ist, daß der Löß hier neben seinem normalen Vorkommen an Leehängen auch die westexponierten Hänge in großer Mächtigkeit überzieht.

Während das Lößgebiet im NE, E, S und SW von dem sanfte Höhen (200-260 m) bildenden Muskovit-Biotit-Gneis umrahmt ist, schließen sich nach NW zu die höheren Erhebungen (ca. 300 m) des Staurolith-Granat-Plagioklas-Gneises an. Im SE folgen jenseits der Talsenke der Aschaff Biotitgneise und Glimmerschiefer. Das gesamte Landschaftsbild des kristallinen Vorspessarts ist durch ausgeglichene Rückenformen geprägt. Wenige Kilometer weiter östlich wandelt sich das Relief und erhält hinter dem Anstieg der zerlappten Stufenfront des unteren Buntsandsteins jenseits der bei 510 m gelegenen Wasserscheide im Hochspessart tafelartigen Charakter. Das Lößgebiet wird vom Hös-Bach mit seinen Zuflüssen über die Aschaff zum Main hin entwässert. Eine mittlere Jahrestemperatur von 8° - 9° C und

mittlere Jahresniederschläge von 750 - 800 mm stecken den klimatischen Rahmen im Vorderen Spessart ab. Er weist dadurch deutlich mildere Klimaverhältnisse auf als der Hochspessart.

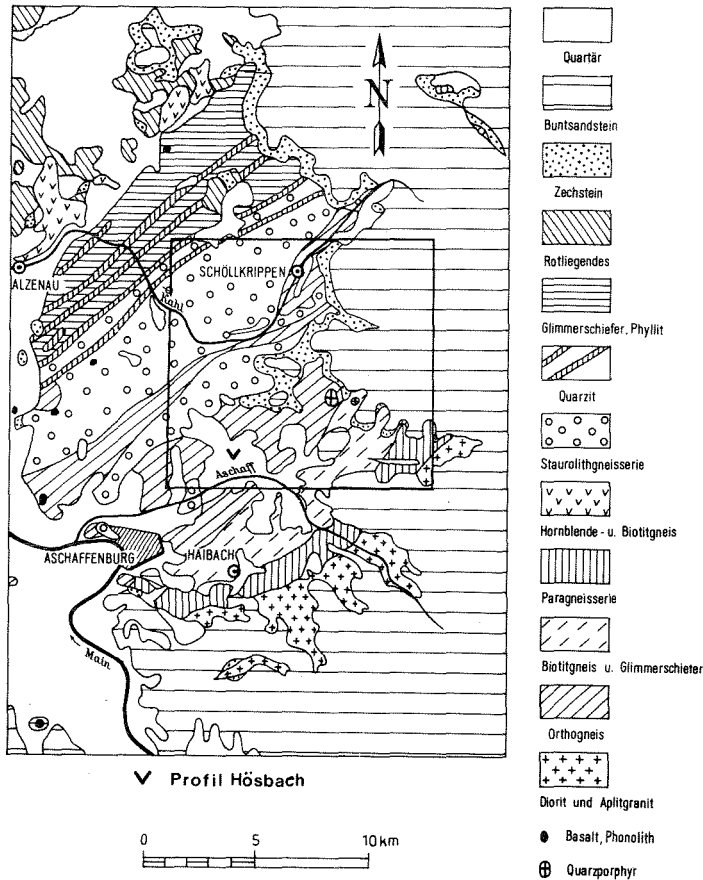


Abb. 13: Die geologische Situation in Umkreis Hösbach (nach WEINELT in OKRUSCH & WEINELT Wi. 1965: 15)

2.1.2 Erläuterungen zum Profil und zum Profilaufbau

Frühere Beschreibungen des heute nicht mehr zugänglichen Lößprofils in der Ziegeleigrube *Grün* (sie wurde später von der Fa. *Zeller*, Alzenau i. Ufr. übernommen) 1 km nördlich Hösbach an der Straße nach Wenighösbach, stammen von BRUNNACKER (1956c), NIEMZ (1964), WEINELT (in OKRUSCH & WEINELT 1965) und SCHIRMER (1967), der die detaillierteste lieferte. In neuerer Zeit bearbeiteten HUY (1984) bzw. MINNING (1984) die Würm- bzw. Prä-Würm-Lösse der Grube *Eisert* se-

dimentpetrographisch. Die Ziegelei *Eisert* liegt 300 m südlich des selbst untersuchten Profils in der heutigen Grube der Fa. *Zeller*. Der hier beschriebene Aufschluß gibt die im Vergleich zu SCHIRMER (1967) um ca. 250 m nach ENE vorgedrungenen Abbauverhältnisse wieder (vgl. Foto 1 und Beil. 2).

Komplex 23

Die Lößbasis bildet roter, tonig-grusiger Gneiszersatz des Muskovit-Biotit-Gneises, der auf dem unteren Abbauniveau ca. 9 m mächtig aufgeschlossen ist. Das streifenartige Mineralgefüge des metamorphen Gesteins ist noch deutlich erkennbar und beweist somit die autochthone Verwitterung.

Komplex 22

Die Lockersedimentfolge setzt mit einer Mischung aus schlecht geschichteten, roten und weißen Tonen, gelbem Schluff, Quarzgeröllen und Buntsandsteinbruchstücken ein, "bunten Umlagerungsprodukten" nach SCHIRMER (1967: 204). Die wellige untere Begrenzung zeugt von kryoturbaten Einflüssen. Entgegen dem weiter hangabwärts gelegenen Profil SCHIRMERS sind hier im Oberhangbereich nur etwa 20 cm von diesen älteren Sedimenten vorhanden.

Komplex 19-21

Nach einer Erosionsdiskordanz folgen zunehmend tonigsandige, fein geschichtete Sedimente (21, 20)²⁰⁾, die anfangs noch durch hohen mS-Anteil geprägt sind (Probe 245). Nach oben hin nimmt der S-(speziell der mS-)Gehalt ab und parallel dazu der U-Gehalt zu, der nun ein ausgeprägtes gU-Maximum zeigt (Proben 243, 244).

Das deutet auf anfänglich fluviatile Aufarbeitung des Liegenden hin, während sich nach oben zunehmend äolischer Materialantransport bemerkbar macht und damit kühl-aride Bedingungen anzeigt. Der Sedimentkomplex wurde durch Pseudovergleyung überprägt, die direkt über dem StauhORIZONT (21) zur Entwicklung einer intensiven Bleichzone (20)²¹⁾ mit Eisen-Mangan-Konkretionen führte (vgl. Foto-?). Die Bleichung verliert sich nach oben zu und geht in einen marmorierten Horizont über (19).

Komplex 17-18

In K. 18 ist die Marmorierung verschwunden. Es sind dafür Streifen mit größerer Kornsortierung festzustellen und die Korngrößenverteilung zeigt einen abrupten Wechsel im S-Gehalt (v.a. mS; Proben 241, 242). Ebenso sprunghaft tritt der hohe S-Anteil (ab Probe 240) wieder zurück, obwohl noch etwas mS vorhanden ist. Das Korngrößenspektrum weist wieder die lößtypische Verteilung mit niedrigem T-Gehalt, gU-Maximum und niedrigem mU/gU-Verhältniswert auf.

Sedimentologisch sind die Befunde so zu interpretieren, daß im Verlauf einer Abtragungsphase der liegende Pseudogley geköpft wurde und es anschließend wieder zu äolischer Sedimentation mit untergeordneten Verspülungsphasen kam.

K. 17 weist gut ausgeprägte, nahezu intakte Toncutane, die nach unten zu weniger werden, einen entsprechend nach unten hin abnehmenden T-Gehalt und ein polyedrisches bis z.T. prismatisches Gefüge auf. Eine Streifung (s.o.) ist abgeschwächt noch erkennbar. Von oben greifen bis zu 30 cm lange Spalten ein, die mit hellgrauem, schluffigem Material gefüllt sind und an den Rändern rostfarbene Säume tragen. Die Oberkante des Horizontes ist wellig verbogen und die Spalten seitlich verzogen (vgl. Foto-?).

Es liegt hier offenbar der Rest einer autochthon gebildeten, interglazialen Parabraunerde vor: K. 17 entspricht dem B_t-, K. 18 dem B_v-Horizont. Die Bände-

rung in K. 18 ist hier wohl nicht als "Lamellenfleckenzone"²²⁾ i.S. von HAASE ET AL. (1970) anzusehen. Denn zum einen paßt sie sich auch im B₁-Horizont noch durch und zum anderen sprechen die sedimentologischen Befunde und die Hanglage dafür, daß die Streifen primär durch deluvial-gelisolifluidale Prozesse verursacht wurden, das Substrat also unter kaltzeitlichen Bedingungen entstand. Die Toninfiltration hätte sich dann in der nachfolgenden Warmzeit an die lamellare Struktur angelehnt und sie wegen dem in ihr kleinräumig differenzierten Wasserhaushalt nachgezeichnet. Da solche Verbiegungen wie an der Oberkante von K. 17 normalerweise auf krypturbate Bewegungen über Dauerfrostboden hindeuten, werden die Spalten in K. 17 als Eiskeile erklärt.

Eine Ansprache als Eiskeil ist immer vorsichtig vorzunehmen, denn GOLTE & HEINE (1980: 23) weisen sicher nicht zu Unrecht darauf hin, daß zahlreiche, v.a. im Löß als Eiskeile interpretierte Erscheinungen auch zu Zeiten intensiver, jahreszeitlicher Bodengefrorenis entstehen können. Sie müssen nicht unbedingt Ausdruck eines kontinuierlichen Dauerfrostbodens sein wie ihn ROHDENBURG & MEYER (1979) für bestimmte würmzeitliche Abschnitte daraus ableiteten. Da die Ansichten darüber, ob diese Formen nun als Eiskeile, als Eiskeilpseudomorphosen oder als Frostspalten zu bezeichnen sind sehr kontrovers sind (vgl. KAISER 1960, GOLTE & HEINE 1980), werden in dieser Arbeit Spalten, die nicht weiter als 20 cm in die Tiefe reichen, nicht breiter als 1 cm sind und außerdem keine Fremdmaterialfüllung aufweisen, als Frostspalten angesprochen.

Die Pseudovergleyung muß vor der folgenden Umlagerungsphase stattgefunden haben, da Bleichbahnen und Rostsäume an der Horizontoberkante gekappt sind.

Komplex 16

Im Hangenden des B₁-Horizontes K. 17 folgt über dessen krypturbat gestörter Obergrenze ein bleichter Horizont. Er weist eine helle, im trockenen Zustand fast weiße Farbe auf, zeigt harte und weiche Eisen-Mangan-Konkretionen, die im basalen Teil angereichert sind, winzige Holzkohlenteilchen und Fließstrukturen im unteren Bereich. Der S-Gehalt schwankt (v.a. mS), der U-Gehalt ist dagegen einheitlich hoch. Erstmals treten auch "vulkanische Gläser" auf (vgl. Kap. 1.5.2.5 und 3.3.5).

Die Befunde werden so gedeutet, daß es zunächst über hochstehendem Dauerfrostbodenspiegel zu gelisolifluidalen Fließvorgängen im Dezimeterbereich kam, die dann zunehmend von Spülprozessen abgelöst wurden. Der hohe U-Gehalt weist bereits auf frische Materialzufuhr, d.h. auf äolischen Antransport hin. Da der Bleichhorizont den liegenden Warmzeitboden kappt, muß die Bildung des Sedimentes schon einer frühen, die warmzeitliche Ruhephase ablösenden Aktivitätsphase zugerechnet werden. Alle Merkmale deuten frühkaltzeitliche Bildungsbedingungen an.

Derartige Bleichhorizonte treten in allen Profilen auf und zeigen stets ein sehr ähnliches Bild. Weil sie in jedem Fall den liegenden Warmzeitboden schneiden und kaltzeitliche Bildungsbedingungen anzeigen, zudem leicht erkennbar sind, können sie als Leithorizonte für frühkaltzeitliche Vorgänge dienen.

Komplex 15

Der Bleichhorizont wird von einer lehmigen, pseudovergleyten und schwach streifigen Fließerde überlagert. Es finden sich außerdem noch zahlreiche "vulkanische Gläser".

Die Fließerde entstammt vermutlich dem liegenden Bleich- und auch noch dem B_t -Horizont, die an einer höheren Hangposition abgetragen worden sind.

Komplex 13-14

Über einer makromorphologisch und granulometrisch belegbaren Erosionsdiskordanz folgt wieder ein schluffiger, gestreifter Horizont mit hydromorphen Merkmalen (14). Die Streifen finden sich auch im Hangenden (13), werden hier aber durch eine nachträgliche Tondurchschlammung überdeckt. Innerhalb des B_t -Horizontes K. 13 ist eine Frostspalte mit hellerer Füllung und rostfarbenen Säumen angelegt, die von einer schwachen Steinschnur nach oben abgegrenzt wird.

Das bedeutet, daß die oberen 20 cm des B_t -Horizontes noch von Umlagerungsprozessen erfaßt worden sein müssen, also nur der untere Teil autochthon sein kann, und die Verlagerung *nach* der Pseudovergleyung erfolgte.

Komplex 12

K. 12 ist im Profil makroskopisch schwer vom Hangenden und Liegenden abzugrenzen. Er zeigt ebenfalls lamellare Strukturen, enthält zudem aber noch Schmitzen aus sehr hellem, schluffigem Material und außerdem zahlreiche "vulkanische Gläser". Im Schwermineralspektrum dominieren Staurolith und die Zirkon-Rutil-Turmalin-Gruppe. Die Schwermineralgesellschaft zeigt damit eine deutliche Verwandtschaft zu der des hangenden Komplexes 11, unterscheidet sich aber ganz klar von der der jüngeren Lössedimente ab K.10.

Bei K. 12 handelt es sich wahrscheinlich - wie bei K. 15 - um eine Fließerde aus Material des liegenden Bleich- und B_t -Horizontes. Allerdings müssen hier - im Unterschied zu K. 15 - die Abtragungsprozesse so stark gewesen sein, daß der Bleichhorizont, der sicher über dem B_t -Horizont (13) vorhanden war, heute nicht mehr als eigene Strate zu identifizieren ist, weil er völlig aufgearbeitet wurde.

Komplex 11

K. 11 ist intensiv tondurchschlammte und könnte von daher als B_t -Horizont bezeichnet werden, macht aber einen stark gestörten Eindruck (helle Schlufflinsen, steinhaltig, zerrissene Toncutane).

Aufgrund dieser Merkmale muß deswegen grundsätzlich auch die Möglichkeit in Betracht gezogen werden, daß es sich um einen über kurze Distanz verlagerten Teil aus dem liegenden B_t -Horizont handeln könnte²³⁾. Solange jedoch keine eindeutigeren Entscheidungskriterien zur Verfügung stehen, scheint es gerechtfertigt, den Horizont als allochthonen oder paraautochthonen Boden anzusehen, der eine eigene Warmzeit repräsentiert²⁴⁾.

Komplex 9-10

Über einer in der Profilwand messerscharf sich abzeichnenden Grenze folgt wieder ein Bleichhorizont (10), der allmählich in eine schwach humose Zone übergeht. Bei den Schwermineralen dominieren im Bleichhorizont die Instabilen (Probe 220). Der Staurolith, der in den beiden tiefer im Profil entnommenen Proben (222, 224) mit gut einem Drittel vertreten ist, fehlt fast ganz. Dafür haben die vulkanischen Schwerminerale deutlich zugenommen. Im Komplex 9 tritt erneut ein abrupter Wechsel im Schwermineralspektrum auf. Der Anteil der Instabilen hat zugenommen und Staurolith ist wieder reichlich vorhanden. Dafür fehlen die Vulkanischen und die Stabilen sind zurückgedrängt. Beide Horizonte sind sehr carbonathaltig. Der Dolomit-Gehalt nimmt vom Bleichhorizont zum Hangenden hin zu.

Diese Befunde zeigen erstens, daß der Bleichhorizont genetisch nicht zum unterlagernden B₁-Horizont (11) gehören kann²⁵⁾. Zweitens werden dadurch von K. 11 zu 10 und von 10 zu 9 Sedimentwechsel dokumentiert, die mit einer Änderung im (oder des) Auswehungsgebiet(es) zusammenhängen könnten. Und drittens zeigt der Vergleich der Schwermineralanalysen und der allmählich steigende Dolomit-Gehalt von K. 10 und K. 9, daß zu Beginn der frühglazialen Phase noch verwittertes Material aufgearbeitet, daß aber gleichzeitig auch schon frisches Material antransportiert wurde.

Komplex 8

Hier ist neben Farbunterschieden zum Liegenden auch eine Änderung im fU-Gehalt festzustellen²⁶⁾. Der Komplex scheint auch in sich noch einmal zweigeteilt zu sein: Der untere Teil ist fast völlig entkalkt und weist gegenüber dem Liegenden ein Schwermineralspektrum mit deutlich reduziertem Instabilen-Anteil auf. Der obere Teil ist verbraunt, von plattigem Gefüge und enthält außerdem Dolomit im Gesamtcarbonat.

Der Komplex kann deshalb als Umlagerungszone interpretiert werden, die aus einem tonigeren Boden hervorging, und über (z.T. auf) der sich ein brauner Boden ausgebildet hat.

Komplex 7

Er stellt wieder ein verlagertes, vernäßtes Sediment dar, in dem sich Rostschlieren an die Verlagerungsstrukturen anlehnen (vgl. Foto 4 ?). Den gleichen Verlauf hat ein dunkles, graues Band (vgl. Foto 3 ?). T- und fU-Gehalt nehmen ab, gU- und Dolomit-Gehalt steigen gleichzeitig an.

Die Korngrößenzusammensetzung zeigt, daß trotz Umlagerung bereits äolisches Material eingemischt worden sein muß. Ob es sich bei dem grauen Band um eine Tufflage handeln könnte war mangels mineralogischer Analysen nicht sicher zu entscheiden.

Komplex 1-6

Der letzte Profilabschnitt ist gekennzeichnet durch einen mehrfachen Wechsel von Sedimentations- und Erosionsphasen, die sich mit Vernässungsphasen abwechselten. Sie sollen hier aber nicht mehr im einzelnen aufgeschlüsselt werden (vgl. hierzu v.a. Beil. 2 und Kap. 2.1.3). Erwähnenswert scheint allerdings, daß die Verlagerungsstrukturen in K. 5 nicht mit der gleichen Neigung verlaufen wie die von K. 3 und K. 7. Den Profilabschluß bildet der Rest eines kräftig tondurchschlämmten Horizontes (1).

2.1.3 Genetische Deutung und stratigraphische Zuordnung

Geht man davon aus, daß auch der erste fossile B₁-Horizont (K. 11, vgl. Kap. 2.1.2), eine eigene warmzeitliche Bildung repräsentiert, dann wären bereits durch die drei Parabraunerdereste mit den Sedimentkomplexen im Hangenden drei Glazialzyklen i.S. von SABELBERG ET AL. (1974, 1976) vertreten. Zusätzlich müssen jedoch drei weitere Punkte beachtet werden:

1. In der Tongrube der Bayerischen Ziegelwerke (entspricht der heutigen Grube *Eisert*) fand WEINELT (1967) in den basisnahen Schichten einer von ihm als "spätaltpleistozäne bis frühmittelpleistozäne, fluvial entstandene Wechselfolge" (ebd.: 211) gedeuteten Talverfüllung über dem rotverwitter-

ten Gneiszersatz einen pflanzenführenden Ton, dessen Pollenbild für eine interglaziale Warmzeit spricht (vgl. WEINELT 1967: 213). Die Sedimente lassen sich aufgrund der Höhenangaben und der Beschreibungen recht gut mit dem von SCHIRMER (1967) veröffentlichten Aufschluß parallelisieren (vgl. Abb 14), so daß darüber auch ein Anschluß an das hier bearbeitete Profil möglich ist. Der Ton selbst taucht in der Grube *Grün* zwar nicht mehr auf, wohl aber die obere Folge der fluvialen Sedimente. Der Ton kann also den 4. Glazialzyklus vervollständigen, von dem im heutigen Profil nur die obere Serie (K. 18-22) vertreten ist.

2. Aus dem Pseudogley (K.19-22) eine feuchtere Phase ableiten zu wollen ist m.E. problematisch. Erstens hängt die Intensität der Bildung entscheidend vom Ausgangssubstrat ab: sandhaltiges Material über stark tonigem Staukörper begünstigt die reduzierenden Bedingungen (vgl. SABELBERG ET AL. 1976: 117). Zweitens muß den Feuchtphasen nach BLEICH & SCHLICHTING (1979: 180) wegen ihrer möglicherweise nur lokalen Verbreitung keine überregionale Bedeutung zukommen.
3. Die zeitliche Einstufung des rotverwitterten Gneiszersatzes und die Anlage des Grundgebirgsreliefs sollten noch diskutiert werden. Sowohl NIEMZ (1964:28 ff.) als auch WEINELT (in OKRUSCH & WEINELT 1965: 181 f.) beschäftigten sich eingehend mit dieser Rotverwitterung und stimmen in ihrer Datierung im wesentlichen auch mit BRUNNACKER (1962 zit. nach OKRUSCH & WEINELT 1965: 186) überein, der sie dem jüngeren Tertiär zuordnet. Jedoch kann man nach neueren Untersuchungen z.B. in Rheinhessen, denen zufolge rote Böden auch auf paläomagnetisch ins Ältestpleistozän datierten Lösssedimenten vorkommen (vgl. PLASS ET AL. 1977), ein posttertiäres Alter nicht mehr ganz ausschließen.

In diesem Zusammenhang ist kurz auf das präquartäre Relief einzugehen. Nach BÜDEL (1957) hätte sich die Hauptaleintiefung im Quartär vollzogen (vgl. Kap. 1.4.2). Die Verhältnisse in Hösbach zeigen jedoch, daß die Basis der Quartärablagerungen im Gneis höchstwahrscheinlich bereits präquartär angelegt war:

1. Vergleicht man die Höhe der Gneiszersatzoberkante mit dem umgebenden Muskovit-Biotit-Gneis-Rahmen, dann ergibt sich eine mit Löß ausgekleidete Grundgebirgsmulde.
2. Dieses Relief ist mindestens vor dem 4. Glazialzyklus - wenn man für die Rotverwitterung ältestpleistozänes Alter akzeptieren würde, vor dem 5. - gebildet worden, hätte also zur Entstehung im Pleistozän nur eine relativ kurze geologische Zeitspanne zur Verfügung gehabt.
3. Aufgrund terrassenstratigraphischer und -petrographischer Untersuchungen kommt SCHEER (1976: 66 ff.) zu dem Ergebnis, daß der Main in die Verebnungen über 150 m im östlichen Untermaingebiet, die er als präquartäre Flächen anspricht, bereits im Altpleistozän tief eingeschnitten war. Das würde daher auch eine entsprechende Eintiefung der Aschaff und Laufach mit ihren Zuflüssen und eine entsprechende Reliefformung induzieren.

Bei Hösbach lassen sich also vier oder, wenn man die Rotverwitterung noch ins Pleistozän stellen würde, sogar fünf Warmzeit-Kaltzeit-Zyklen ausgliedern: Die

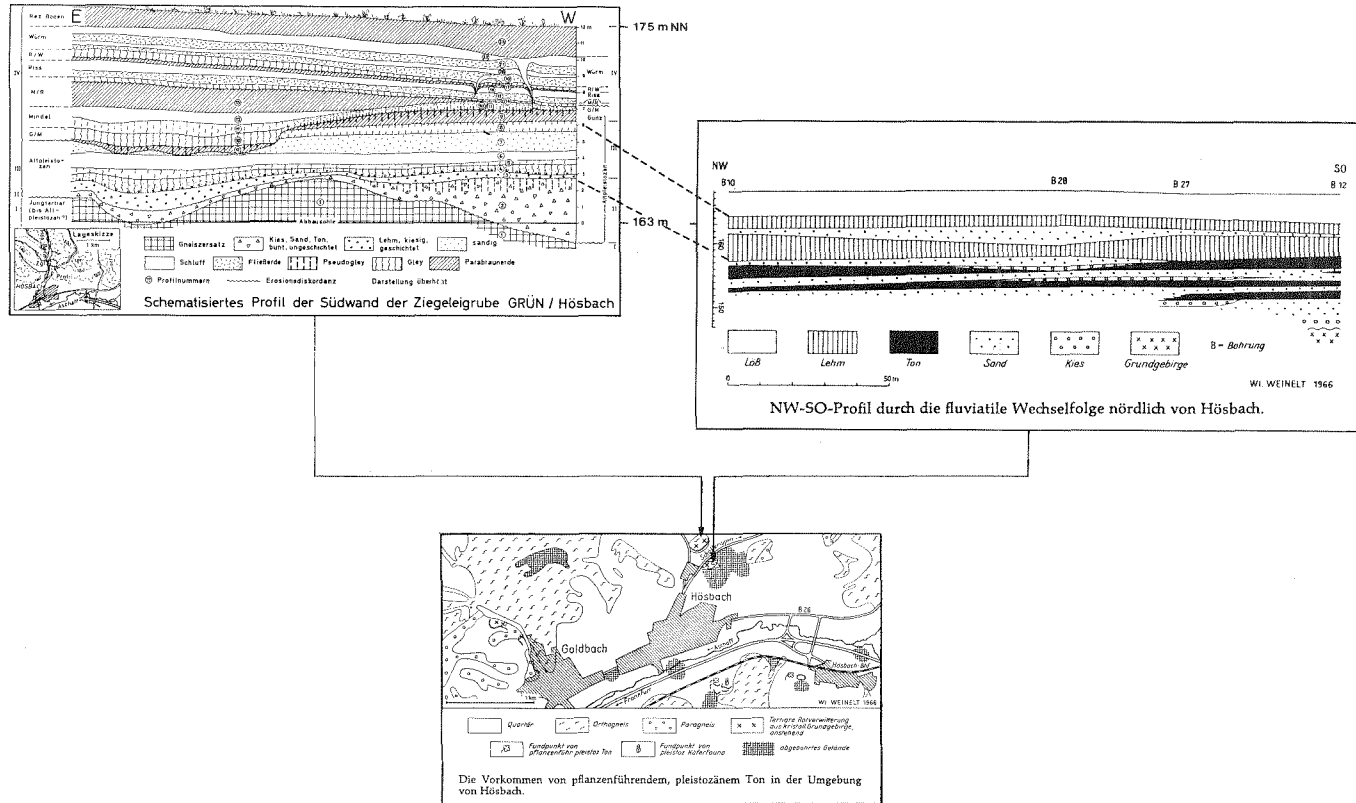


Abb. 14: Parallelisierung der Profile der Grube Grün nach SCHIRMER (1967) und der Grube der Bayerischen Ziegelwerke nach WEINLT Wl. (1967) nördlich von Hösbach

Rotverwitterung wäre noch dem 5. zuzurechnen. Der 4. Warmzeit-Kaltzeit-Zyklus setzt im Profil Hösbach mit den "bunten Umlagerungsprodukten" (K. 22) ein, da die eigentliche Warmzeit-Bildung, der pflanzenführende Ton, hier nicht vorkommt, und reicht bis zur Untergrenze des 3. B_t-Horizontes²⁷⁾. Die Obergrenze des 3. Warmzeit-Kaltzeit-Zyklus würde mit der Unterkante des 2. B_t-Horizontes (K. 13) zusammenfallen, die des 2. Warmzeit-Kaltzeit-Zyklus mit der Unterkante des 1. B_t-Horizontes (K. 11).

Versucht man in den einzelnen Folgen das Grundschema von SABELBERG ET AL. (1976) wiederzufinden, dann ergibt sich für die Phasen I-IV ein Ablauf wie auf Seite 53 dargestellt.

Der oberste Warmzeit-Kaltzeit-Zyklus, Eem-Würm, wurde in den letzten Jahren immer wieder untersucht und schließlich stratigraphisch so gut gegliedert (vgl. hierzu Kap. 1.2), daß ein Schema entstand, in das auch die würmzeitlichen Bildungen von Hösbach eingehängt werden können²⁸⁾. Damit läßt sich eine Verbindung von morphodynamischen Phasen und stratigraphischer Position herstellen.

Bei der Phasenaufgliederung des 1. Warmzeit-Kaltzeit-Zyklus zeigt sich aber, daß das von SABELBERG ET AL. (1976) aufgestellte Grundschema für den letztkaltzeitlichen Abschnitt nicht ausreicht, da in dem Schema in keiner Phase eine Bodenbildung auftaucht, die dem Lohner Boden des ausgehenden Mittelwürms entspricht. M.E. müßte das Grundschema der Phasen III und IV (vgl. Abb. 12) deshalb für den würmzeitlichen Abschnitt folgendermaßen abgewandelt werden:

- III a) Gelisolifluktsionsdecke aus I und II (würde der Niedereschbacher Zone entsprechen)
- b) Lößakkumulation und Verspülung
- c) Naßboden bzw. -böden und abschließender Interstadialboden (z.B. Gräselberger Boden, dann Lohner Boden)
- IV a) Gelisolifluktion und/oder Verspülung
- b) Überwiegende Lößsedimentation mit zwischengeschalteten Spülphasen und Naßbodenbildungen

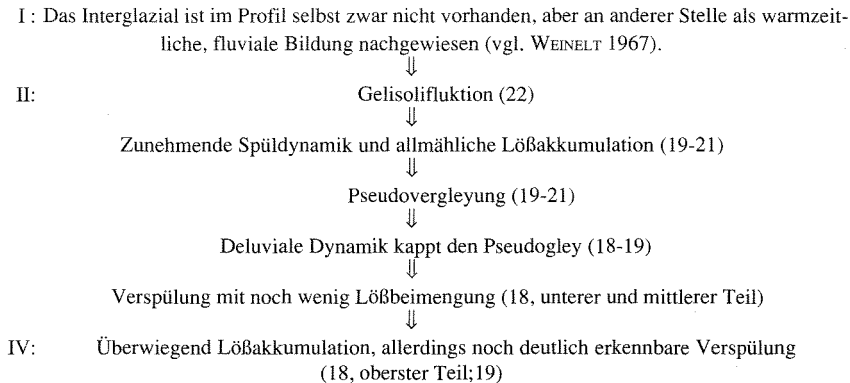
Dementsprechend wurde die weitere stratigraphische Einstufung und Phasenaufgliederung in Hösbach auf Seite 54 dargestellt.

2.1.4 Typisierung des Profils und seiner stratigraphischen Einheiten

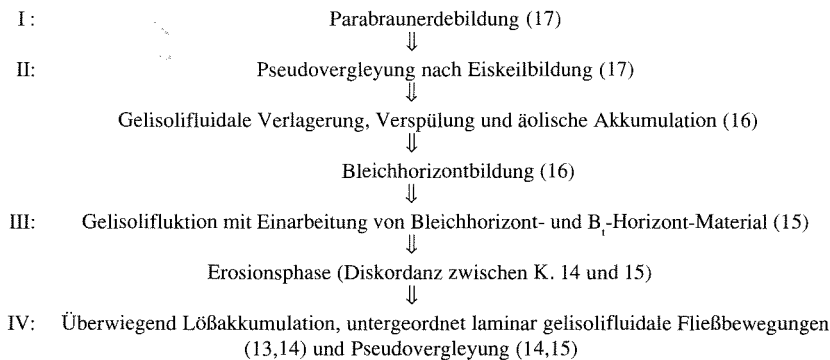
Korngrößen

Wie nicht anders zu erwarten, nehmen die U-Gehalte von den frischen, würmzeitlichen Lössen (T: 7.5 % - 11.9 %, U: 73.7 % - 82.7 %, S: 6.8 % - 14.7 %) über die verwitterten Prä-Würm-Lösse (T: 11.7 % - 18.1 %, U: 60.1 % - 81.2 %, S: 7.1 % - 26.6 %) bis zu den B_t-Horizonten (T: 16.9 % - 25.8 %, U: 68.0 % - 74.4 %, S: 2.7 % - 10.8 %) kontinuierlich ab. Analog dazu steigen die T-Gehalte sowohl in den B_t-Horizonten als auch in den Prä-Würm-Lössen. Der höchste S-Anteil in den Prä-Würm-Lössen findet sich in den Horizonten 18 und 19 (vgl. Beil. 26). Die

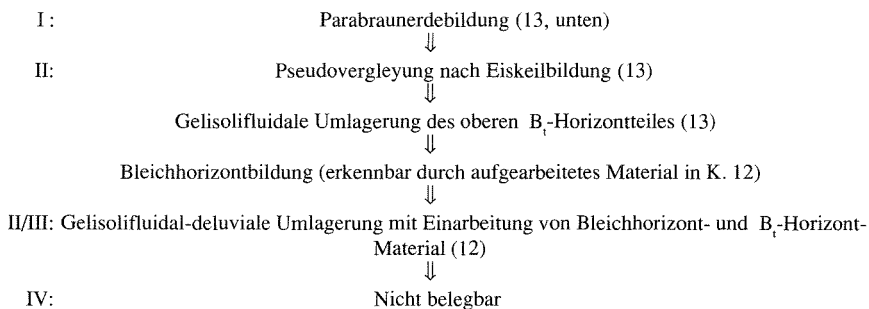
4. Warmzeit-Kaltzeit-Zyklus



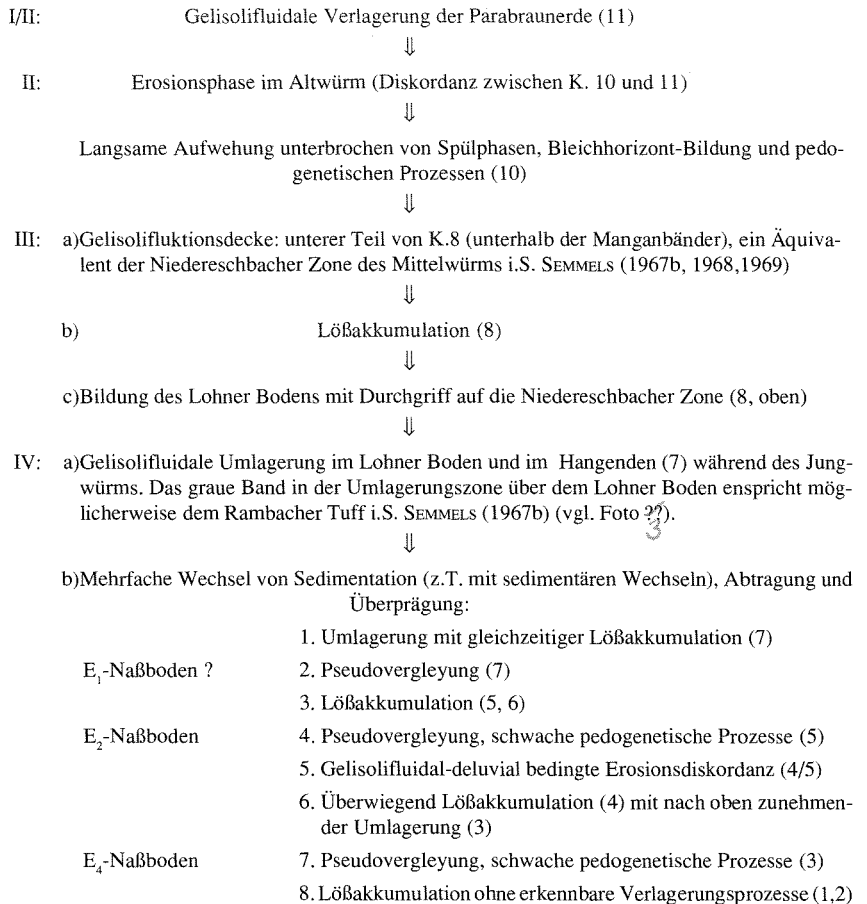
3. Warmzeit-Kaltzeit-Zyklus



2. Warmzeit-Kaltzeit-Zyklus



1. Warmzeit-Kaltzeit-Zyklus



relativ geringe Verwitterungsintensität im Lohner Boden drückt sich in einem nur um 4.3 % erhöhten T- und nur 2 % erniedrigten U-Gehalt gegenüber den Durchschnittswerten des Würm-Lösses aus. Die Probe aus der Humuszone ist fast identisch mit dem Mittelwert der Würm-Lösse und deutet damit auf äußerst geringe pedogenetische Veränderungen hin. Sowohl die mU/gU-Verhältnisse der Würm-Lösse (37 - 52) als auch die der Prä-Würm-Lösse (30 - 57) können im Verhältnis zu anderen Profilen (s.u.) als insgesamt sehr niedrig angesehen werden.

Qu/F- bzw. KF/Pl-Verhältnis

Die *Qu/F-Quotienten* streuen zwischen 2 und 11 (vgl. Abb. 44), ohne daß sich eine Regelhaftigkeit zeigt, die auf eine Zunahme der Werte, d.h. eine Abnahme der Feldspäte zugunsten des Quarzes, in Abhängigkeit von Verwitterung schließen ließe. Die großen Sprünge innerhalb der Horizonte (vgl. Beil. 2) weisen wahrscheinlich auf Sedimentinhomogenität hin.

Das *KF/Pl-Verhältnis* läßt beim Vergleich der Würm- mit den Prä-Würm-Sedimenten noch eher eine Abhängigkeit von der Verwitterungsintensität erkennen, da die Werte in den Würm-Lössen generell etwas niedriger zu sein scheinen (vgl. Abb. 44). Vergleicht man allerdings die Tiefenfunktion der KF/Pl-Quotienten mit der Vertikalabfolge von überprägten und nicht überprägten Horizonten (vgl. Beil. 2), dann läßt sich ebenfalls keine Regelhaftigkeit feststellen, so daß man es hier höchstwahrscheinlich mit einer zufälligen, sedimentär bedingten KF/Pl-Verteilung zu tun hat. Die Tatsache, daß von den Gesamtproben der größte Teil unter 1 konzentriert ist (vgl. Abb. 44), der Plagioklas-Anteil also überwiegt, deutet auf die Plagioklas-haltigen Gneise im NW als Materiallieferanten hin.

Carbonat

Bezüglich des Carbonatgehaltes ist das Profil zweigeteilt: alle Prä-Würm-Sedimente sind entkalkt, nur der würmzeitliche Abschnitt weist durchschnittlich 15 % Gesamtcarbonat (vgl. Abb. 45) auf. Er enthält generell noch Dolomit mit einem prozentualen Anteil von 19 % - 44 % am Gesamtcarbonat (Ausnahme: Probe 215 mit 60 %). Sein Anteil nimmt vom Jungwürm-Abschnitt nach unten zu leicht ab. Es kam also offensichtlich nirgends zu einer vollständigen Entkalkung im Verlauf der letzten Kaltzeit, auch nicht während des Stillfried-B- bzw. Denekamp-Interstadials (zur Deutung des Dolomit-Gehaltes vgl. auch Kap. 2.2.3.2). Die Carbonatfreiheit der Niedereschbacher Zone ist auf umgelagertes, interglaziales Bodenmaterial zurückzuführen.

Schwerminerale

Ein Vergleich der Schwermineralspektren von würmzeitlichen und präwürmzeitlichen Sedimenten (vgl. Beil. 27) zeigt zunächst einmal eindrucksvoll das Bild einer verwitterten und einer unverwitterten Mineralgesellschaft. Der Gehalt an instabilen Schwermineralen i.S. von WEYL (1950, 1952) liegt bei den würmzeitlichen Sedimenten bei gut 2/3. Die leicht verwitterbare Hornblende (vgl. WEYL 1950, BOENIGK 1983, u.a.) bildet hier bei den Instabilen das Verteilungsmaximum. Das Maximum der Stablen bildet Turmalin (13.7 %). Alle anderen Minerale sind nur untergeordnet vertreten.

Dagegen ist das Spektrum der präwürmzeitlichen Sedimente zum relativ stabilen Staurolith und zur extrem stabilen Zirkon-Rutil-Turmalin-Gruppe (nach WEYL 1950, 1952, BOENIGK 1983) verschoben. Des weiteren hat der Anteil der

Opaken zugenommen, die nach WEYL (1952: 31) als Ausdruck einer relativen Anreicherung der verwitterungsbeständigen Erze zu werten sind. Parallel dazu ist die Säule der Instabilen auf 1/3 des Würm-Wertes geschrumpft (20.5 %).

Bei der Frage nach der Materialherkunft weist schon der hohe Staurolith-Gehalt auf eine Verwandtschaft zur näheren Umgebung hin. Ein Vergleich des würmzeitlichen Mineralspektrums mit der Verteilung in den pleistozänen Flußterrassen nach Untersuchungen von SCHEER (1976)²⁹⁾ (vgl. Abb. 15) zeigt, daß der Staurolith-Anteil in den Lössen teilweise und der Hornblende-Anteil sogar erheblich höher liegt als in den Flußablagerungen³⁰⁾. Will man nicht eine - relativ unwahrscheinliche - selektive Auswehung aus den Terrassen annehmen, dann kommen als zusätzliche Materiallieferanten neben ferntransportiertem Material aus dem Rhein-Gebiet nur die zur Lößbildungszeit vegetationslosen bzw. -armen Gesteine des Grundgebirges, speziell aus der im NW anschließenden Region der Staurolithgneis-Serie mit ihren vereinzelt Metabasiteinschaltungen (Chlorid-Hornblende-„Fels“ = „Hösbachit“, Hornblende-Plagioklas-Gneise nach WEINELT in OKRUSCH & WEINELT 1965: 54 ff. und 82 ff.) in Frage. Zu dieser Deutung würde auch der in den unverwitterten Würm-Lössen stets höhere Plagioklas-Anteil (im Verhältnis zum Kalifeldspat) passen.

Daß er aus den Terrassen stammt ist unwahrscheinlich: SPOERER (1980: 18 f.) stellte fest, daß Feldspat-Gerölle aus den „Alten Gebirgen“ in den Niederterrassen des Mains nur - untergeordnet - in der kleinsten untersuchten Fraktion ($\varnothing$ 1 - 2 cm) auftauchen, und wenn, dann i.d.R. als Orthoklas. Er bietet zwei Erklärungsmöglichkeiten an: Zerkleinerung nach einer gewissen Laufstrecke unterhalb des Zufuhrgebietes oder in situ Vergrusung. Der Mechanismus an sich könne auch auf die älteren Terrassen übertragen werden, also die potentiellen Staubleifgebiete. Das würde aber gleichzeitig bedeuten, daß der Plagioklas-Anteil der Terrassen geringer als der Kalifeldspat-Anteil war.

Da nun für das Qu/F- bzw. KF/Pl-Verhältnis das gesamte Korngrößenspektrum von 2 - 2000 μ m zur Bestimmung verwendet wurde, darf man daraus ableiten, daß sich die für die Schwerminerale festgestellte Lokalkomponente nicht nur auf die hierbei untersuchte fS-Fraktion (63 - 200 μ m) beschränkt.

Interessant ist auch ein Vergleich der Schwermineralspektren der Flußterrassen untereinander (vgl. Abb. 15): je jünger, desto häufiger taucht der Staurolith auf. Die Niederterrassen-Gruppe ($t_6 + t_7$ nach SCHEER) enthält die zweieinhalbfache bzw. fünffache Menge an Staurolith wie die Mittelterrassen-Gruppe ($t_3 + t_4 + t_5$ nach SCHEER) bzw. die E-Terrasse (t_2 nach SCHEER). Während die Minerale der A-Terrasse (t_1 nach SCHEER) starke Verwitterungsspuren zeigen (vgl. SCHEER 1976: 69), die Menge an verhältnismäßig stabilem Staurolith also auf relative Anreicherung zurückzuführen ist, nehmen die Verwitterungsmerkmale zu den jüngeren Terrassen hin ab. Der hohe Staurolith-Gehalt der Niederterrassen-Gruppe muß demnach rein sedimentär bedingt sein. Das könnte ein Hinweis auf zunehmende Freilegung des Grundgebirges und infolgedessen höheres Staurolith-Angebot aus den Gneisen für die Mainzuflüsse im Verlauf des Pleistozäns sein (durch Stufenrückwanderung ?).

Innerhalb des präwürmzeitlichen Abschnittes lassen sich zwischen der Probe aus dem 1.B₁-Horizont (220) und dem Liegenden (Probe 226) kaum Abweichungen

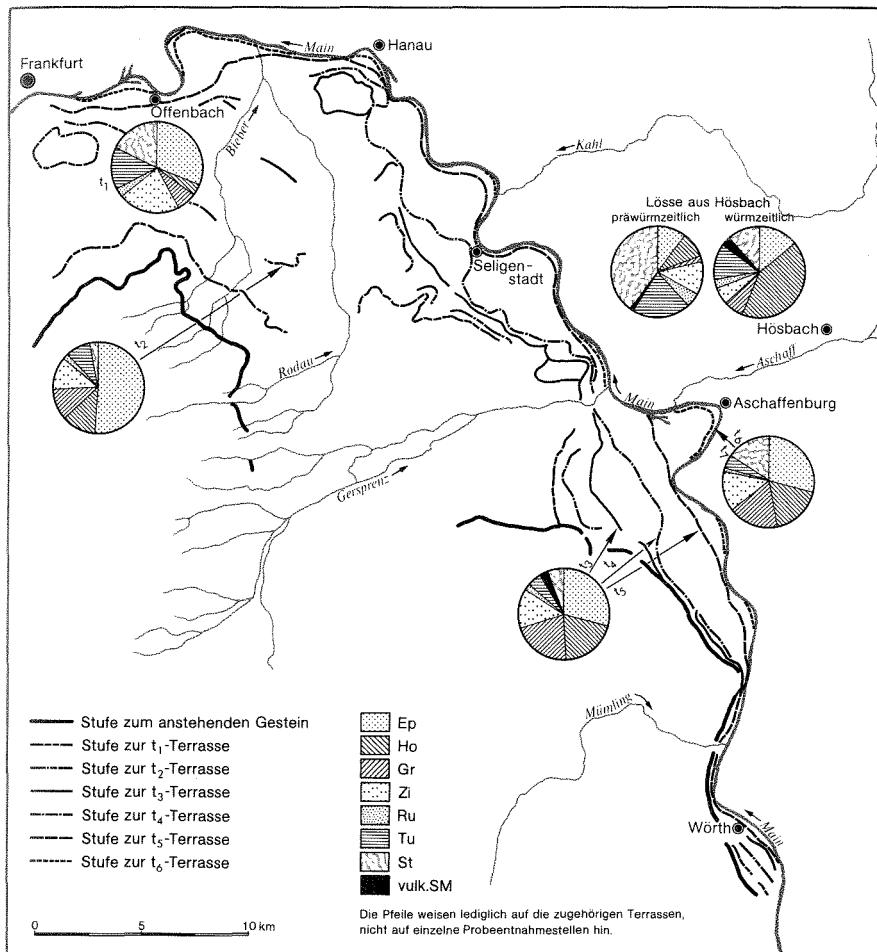


Abb. 15: Schwermineralverteilung der pleistozänen Flußterrassen in der östlichen Mainebene nach SCHEER (1976) und der Schwermineralgehalt der Lößproben von Hösbach (zur Berechnung siehe Text; Kartgrundlage: SCHEER 1976: 81)

feststellen. Das ist aber leicht erklärbar, wenn man bedenkt, daß in K. 12 sowohl Bleichhorizont- als auch B_t -Horizont-Material aufgearbeitet ist (vgl. 2.1.2). Dagegen sind in einem relativ kurzen Zeitraum zwei markante sedimentologische Wechsel belegbar: einmal vom letztinterglazialen Boden zum hangenden Bleichhorizont, der fast keinen Staurolith mehr enthält, dafür aber vulkanische Schwerminerale und reichlich grüne Hornblende. Zum anderen vom Bleichhorizont zu den wieder Staurolith-führenden jüngeren Lössen.

Das bedeutet erstens, daß in beiden Zeitabschnitten frisches Material antransportiert wurde, andererseits der Bleichhorizont nicht der autochthone A_1 -Horizont der eemzeitlichen Parabraunerde sein kann.

Zweitens heißt das, daß hier im Frühglazial die Einwehung von ferntransportiertem Material überwog, sich dann aber ab dem jüngeren Altwürm der lokale Einfluß mit zunehmender Staurolith-Lieferung vermehrt bemerkbar machte.

Weiterhin kann man daraus schließen, daß bereits während des Frühglazials, das ja gemeinhin als feuchte Übergangsphase angesehen wird (vgl. z.B. BRUNNAKER 1957b), Bedingungen herrschten, die für Lößauswehung, -antransport und -sedimentation sogar aus entfernteren Gebieten günstig waren. Das setzt jedoch entsprechend trockene Zeiten in den Initialphasen der letzten Kaltzeit voraus (vgl. auch Kap. 6.1. und FRENZEL 1980: 50, 60).

Die Feststellung von sedimentären Wechseln steht im Widerspruch zu der von HUY (1984: 37) geäußerten Ansicht, daß sich aufgrund der Schwermineralanalysen stratigraphisch kaum Unterschiede ergeben.

“Vulkanische Gläser”

Die höchste Konzentration an “vulkanischen Gläsern” tritt in den Bleichhorizonten auf oder in solchen Zonen, die infolge Umlagerung daraus hervorgegangen sind (z.B. K. 12). Die geringen Mengen in den obersten Teilen der B_t -Horizonte können ebenfalls mit Einarbeitungsvorgängen erklärt werden. Im jüngsten Bleichhorizont kommen sie gemeinsam mit vulkanischen Schwermineralen vor.

2.1.5 Zusammenfassung

1. Der Löß kleidet ein präquartär angelegtes Relief aus.
2. Es lassen sich mindestens vier, wenn man die Rotverwitterung noch ins Pleistozän stellt, fünf, z.T. reduzierte Glazialzyklen i.S. von SABELBERG ET AL. (1976) ausgliedern.
3. Für den Eem-Würm-Zyklus wurde das Grundschemata im “Mittelglazial” nach SABELBERG ET AL. (1976) um den Lohner Boden erweitert und dessen Umlagerungszone dem “Jungglazial” (ebd.) zugerechnet.

4. Der Jungwürmabschnitt stellt keine einheitliche Akkumulationsphase dar, sondern läßt sich sedimentologisch, pedologisch und morphodynamisch mehrfach gliedern, wobei die Einzelprozesse einen deutlich zyklischen Verlauf nehmen.
5. Die Qu/F- und die KF/Pl-Quotienten geben keine Hinweise auf verwitterungsabhängiges Verhalten. Die oft sprunghafte Änderung der Verhältniszahlen wird deshalb als sedimentäre Inhomogenität gewertet.
6. Im gesamten Profil treten sedimentologische, also eindeutig nicht auf pedogenetische Prozesse zurückzuführende, Unterschiede auf. Sie sind in Tab. 2 schematisch aufgelistet.
7. Die Bleichhorizonte gehören genetisch nicht zu den liegenden B_t-Horizonten sondern bereits zur folgenden frühglazialen Phase.

Tabelle 2: Sedimentär bedingte Materialwechsel im Profil Hösbach

Warmzeit-Kaltzeit-Zyklen nach SABELBERG ET AL. (1976)	Materialwechsel zwischen den Komplexen (vgl. Beil.2, Kap. 2.1.2.)	Art des Nachweises
1.	K. 2/3 K. 3/4 K. 4/5 K. 5/6 K. 6/7 K. 7/8 K. 8/9 K. 9/10 K. 10/11	gr, #, * gr, #, * o, #, *, c gr o, # gr, # gr SM o, gr, SM, #
2.	K. 11/12 K. 12/13 K. 13 (mitte)	o, # o, gr, #, * o, gr, #, *
3.	K. 13/14 K. 14/15 K. 15/16 K. 16/17	#, * o, gr, #, * gr, #, * gr, #, *
4.	K. 18 (oben) K. 18/19 K. 21/22	gr o, gr o

(Nachweis: o = makroskopisch; gr = granulometrisch; SM = schwermineralogisch; # = durch Qu/F- bzw. * = durch KF/Pl-Verhältnis; c = durch Do/Ca-Verteilung)

8. Die "vulkanischen Gläser" konzentrieren sich in den Bleichhorizonten oder daraus ableitbaren Umlagerungsprodukten.
9. Vulkanische Schwerminerale sind ebenfalls auf den Bleichhorizont konzentriert.
10. Im Gegensatz zu den typischen Lößregionen - z.B. dem Kaiserstuhl-Gebiet - sind alle präwürmzeitlichen Ablagerungen entkalkt. In den Würm-Sedimenten kam es auch während des Mittelwürm-Interstadials zu keiner vollständigen Carbonatabfuhr.
11. Als Liefergebiete kommen die nahen Schotterfluren des Mains, wahrscheinlich auch das weiter westlich gelegene Rhein-Gebiet, v.a. aber die unmittelbar westlich bis nordwestlich angrenzenden Periglazialräume des kristallinen Spessarts in Frage.

2.2 Profil Marktheidenfeld

2.2.1 Naturräumliche Einordnung

Die Ziegeleigrube *Scheiber* liegt etwa 300 m westlich des Bahnhofs Marktheidenfeld (vgl. Tab. 5, Beil. 3). Eine NW-SE-verlaufende Einbuchtung im Unterhangbereich der relativ steil nach E einfallenden Glasofener Höhe diente an dieser Stelle für den Löß als Sedimentfalle. Westlich des Mains beherrschen Rötton- und Sandsteine (Plattensandstein, Grenzquarzit und Rötquarzit) des Oberen Buntsandsteins, der auf den Hochflächen zutage tritt, das geologische Umfeld des Marktheidenfelder Lößvorkommens. Der Löß überzieht hier als geschlossene Decke den Rötquarzit. Der Mittlere Buntsandstein - überwiegend fein- bis grobkörnige, teils quarzitisch gebundene Sandsteine - streicht dagegen nur an den Hängen der tief eingeschnittenen Täler aus. Östlich des Mains begleitet nur noch ein ein bis zwei Kilometer breiter Streifen des Oberen Buntsandsteins den Flußlauf. Danach bildet die zerlappte Stufenfront des Unteren Muschelkalks (Wellenkalk) einen markanten Gegensatz zu den Geländeverflachungen der Röttonsteine. Während der Untere Muschelkalk aus morphologisch harten Mergelkalksteinen mit mehreren, sehr harten Kalksteinbänken (ohne Tonsteineinschaltungen) besteht, ist der Mittlere Muschelkalk aus weniger widerständigen Ton- und Mergelsteinen zusammengesetzt und damit für die sanfteren Formen im Bereich seines Ausbisses auf den stark zertalten Hochflächen zwischen Karbach und Tiefenthal verantwortlich (vgl. SCHWARZMEIER 1979: 8 ff.).

Die Entwässerung ist ausnahmslos auf den Main ausgerichtet. Während westlich des Mains eine relativ hohe Flußdichte mit perennierenden Bächen vorliegt, tritt im wasserarmen Muschelkalk-Halbkarst des Ostens der oberflächliche Abfluß deutlich zurück und die meisten Täler sind als Trockentäler angelegt (vgl. SCHWARZMEIER 1979: 108).

Klimatisch gesehen können im Umkreis von Marktheidenfeld zwei Bereiche unterschieden werden: einmal das Gebiet östlich des Mains mit relativ milden Wintern und warmen Sommern (mittlere Jahrestemperatur 8° - 9° C, Niederschlag 600 - 650 mm). Zum zweiten das Gebiet westlich des Mains, das über relativ kurze Entfernung bereits zum rauheren und feuchteren Klimabezirk des Spessarts überleitet (mittlere Jahrestemperatur 7° - 8° C, Niederschlag von 650 mm bis über 1000 mm in den höchsten Lagen des Spessarts). Mit 700 - 750 mm Niederschlag nimmt das Maintal, an dessen Rand der Aufschluß Marktheidenfeld liegt, eine Mittelstellung ein (vgl. SCHWARZMEIER 1979, 108 f.).

2.2.2 Erläuterungen zum Profil und zum Profilaufbau

Dieses Quartärprofil wurde erstmals von RUTTE (1956, 1957) und dann von KÖRBER (1962) erwähnt. Ausführlich beschrieb es BRUNNACKER (1964c). Die Aufschlußsituation, die er vorfand, war mit einer durchgehenden, 200 m langen Abbauwand in den Deckschichten sicher günstiger als die, die SKOWRONEK 1977, 1979 (Jahre der Probenentnahme) vorfand und die auch im wesentlichen der zum Zeitpunkt der eigenen Aufnahme entspricht, bei der die Probenentnahme in mehreren Einzelschürfen erfolgen mußte (vgl. Abb. 16 und Beil. 3).

Die Deckschichtenfolge in der Grube bei Marktheidenfeld lagert direkt den Schottern und Sanden der E-Terrasse im Sinne KÖRBERS (1962) auf, die - getrennt durch eine Erosionsdiskordanz - von den Tonen und Torfen der A-Terrasse (nach KÖRBER 1962) unterlagert werden. Die Beziehung zu diesen Terrassensedimenten weist dem Marktheidenfelder Aufschluß eine Schlüsselstellung für die Quartärstratigraphie in Mainfranken zu³¹⁾.

2.2.2.1 Der prähümzeitliche Abschnitt unter besonderer Berücksichtigung der Mikromorphologie

Das Marktheidenfelder Profil zeigt im prähümzeitlichen Abschnitt eine relativ gleichmäßige Abfolge von Löß-Boden-Sequenzen, die sich makromorphologisch kaum näher in Phasen gliedern lassen. Um nun festzustellen, inwieweit eine regelhafte Prozeßabfolge i.S. der von SABELBERG ET AL. (1974, 1976) aufgestellten "Idealfolge eines quartären Warmzeit-Kaltzeit-Zyklus" (vgl. Kap. 2 und Abb. 12) sich eventuell im Mikrobereich durchpaust, wurde hier neben der Interpretation der makromorphologischen Befunde auf die Auswertung von Bodendünnschliffen zurückgegriffen³²⁾. Das schien vor allem deshalb lohnend, um auch für die älteren Warmzeit-Kaltzeit-Zyklen die Gültigkeit dieses Modells - sie konnte für die riß- und wärmzeitlichen Sedimente bereits mehrfach bestätigt werden (vgl. ROHDENBURG 1971, BIBUS 1974) - zu überprüfen, für die mangels geeigneter Aufschlüsse noch relativ wenig Vergleichsmöglichkeiten vorliegen.

Im folgenden werden - beispielhaft für den 3.-5. ausgliederten Warmzeit-Kaltzeit-Zyklus (vgl. Beil. 3) - zunächst die makromorphologischen Beobachtun-

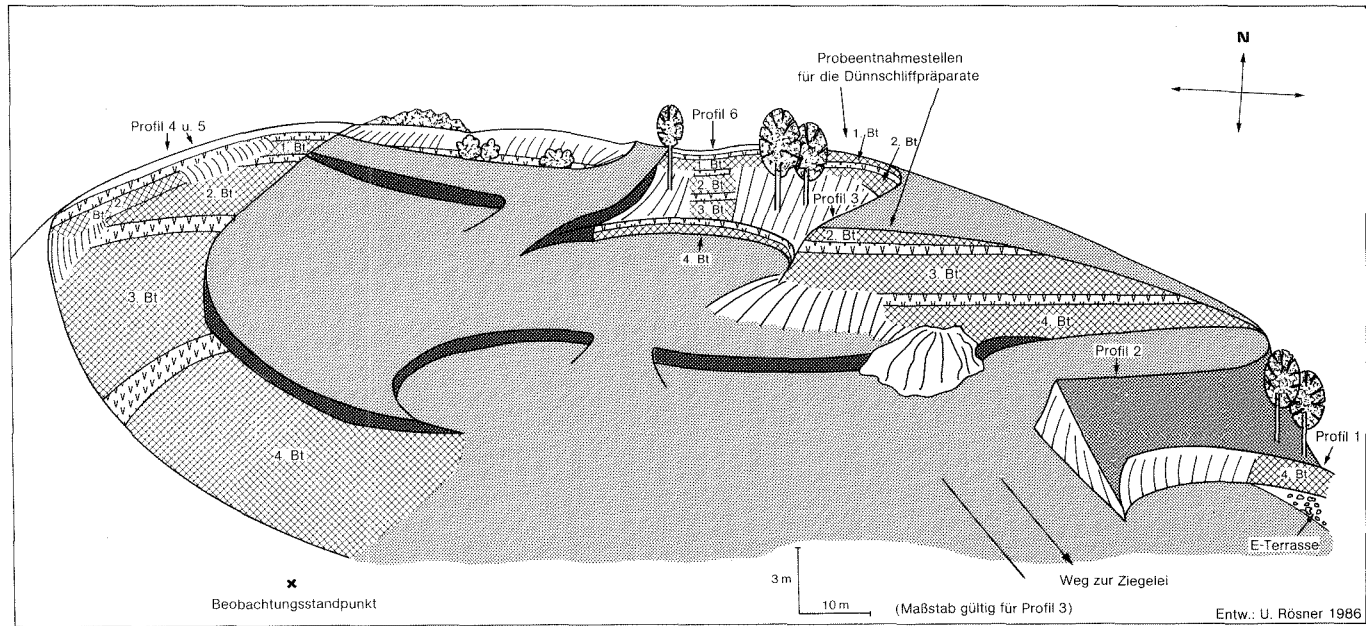


Abb. 16: Abbauverhältnisse und Lage der Einzelprofile (Aufnahme der Profile 1-5 im April 1985 und des Profils 6 im Mai 1986)

gen dargestellt und interpretiert und anschließend wird ein kurzer Überblick über die mikromorphologischen Ergebnisse gegeben. Da bei der Mikromorphologie die Aufschlüsselung der zeitlichen Abfolge von dynamischen Aktivitäts- und Stabilitätsphasen innerhalb der einzelnen Warmzeit-Kaltzeit-Zyklen im Vordergrund steht, schien es hier zweckmäßiger und für den Leser verständlicher zu sein, die Merkmale gleich entsprechend ihrer Zugehörigkeit zu bestimmten Aktivitäts- bzw. Stabilitätsphasen aufzuführen wie sie in Abb. 19 zusammenfassend dargestellt sind.

Die von ROHDENBURG (1970, 1971) eingeführten Begriffe der "Morphodynamischen Aktivitäts- und Stabilitätszeiten" kennzeichnen alternierende Zeiten *klimatisch* bedingter starker Hangabtragung und solcher der Bodenbildung. Mit "Phasen" sind in dieser Arbeit dagegen Sedimentations- und Erosionsprozesse bzw. morphodynamische Ruhe voraussetzende Prozesse gemeint, die nicht zwingend an lang andauernde klimatische Unterschiede gebunden sind (z.B. unterschiedliche Grade der Pseudovergleyung), also eine kleinere zeitliche Dimension beschreiben. Bei der Interpretation ist aber immer zu berücksichtigen, daß jede noch so detaillierte Gliederung unvollständig sein muß, da sich einzelne Prozesse so überlagern können, daß sie zeitlich nicht mehr differenzierbar sind.

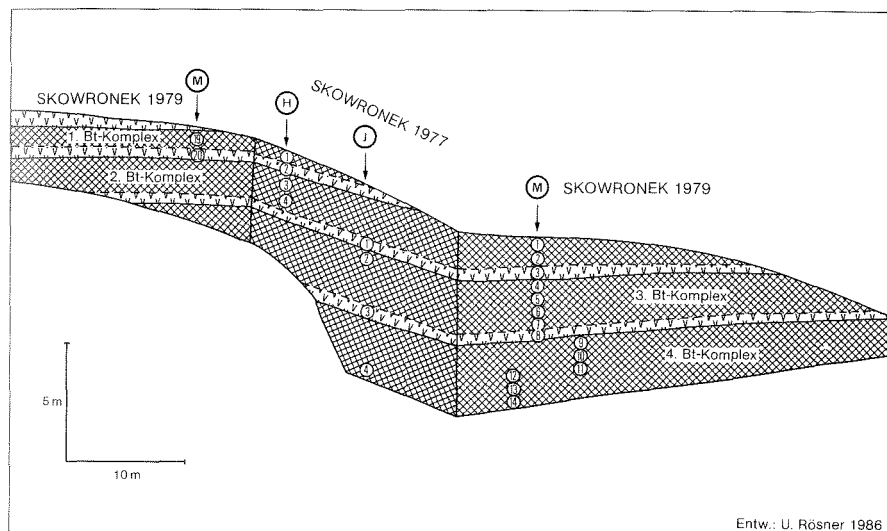


Abb. 17: Lage und Zuordnung der Dünnschliffproben in Marktheidenfeld

5. Zyklus (Komplex 13-15)

Makromorphologische Befunde

Über einer Zone mit geschichteten Sanden und Kiesen (15) folgt ein Sediment, das durch Wechselagerung von U und S gekennzeichnet ist (14). Eine Diskordanz trennt es vom hangenden, lehmig-schluffigen Sediment (13), welches subpolyedrisch-plattige bis plattige Gefügestruktur aufweist. Das Histogramm der Probe 40³³⁾ (vgl. Abb. 18) zeigt die idealtypische Korngrößenverteilung eines Lösses (sehr niedriger T-Gehalt, deutliches gU-Maximum, sehr wenig fS), wie sie in dieser Form im Arbeitsgebiet nicht mehr gefunden wurde.

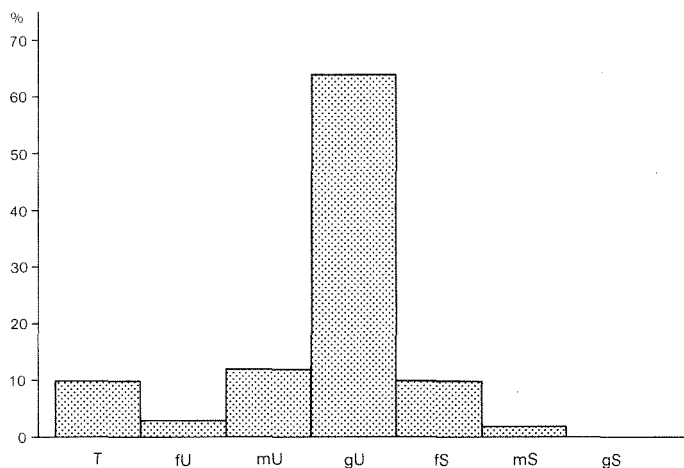


Abb. 18: Korngrößenhistogramm der Probe 40 aus der E-Terrasse (nach KÖRBER 1962) in Marktheidenfeld

Damit deuten die Befunde im tiefsten Profilteil eine Verzahnung von Löß und Terrassenmaterial an, auf die bereits RUTTE (1957: Abb. 41) hinwies. Das plattige Gefüge von K. 13, das sich auch im Hangenden noch fortsetzt, zeugt von laminar-solifluidalen Fließbewegungen, die nach makromorphologischem Befund in mm- bis cm-Dimensionen abgelaufen sein müssen und nach ROHDENBURG (1968) auf kalte Bildungsbedingungen hinweisen.

Nach ROHDENBURG geht diese Art der Plattigkeit bzw. Blättrigkeit, die oft eine harnischartige Riefung aufweist, nicht auf ein Fließen im wasserübersättigten, breiartigen Zustand zurück, "... sondern der Boden muß immerhin so konsistent gewesen sein, daß diese Riefung *entstehen* und zusammen mit der Plattigkeit *erhalten* bleiben konnten." (ROHDENBURG 1968: 57). Für den Zeitpunkt der Bewegung nimmt er demnach weniger das Auftauen als vielmehr den Gefriervorgang an. Von der Plattigkeit infolge schichtigen Bodeneises unterscheiden sich diese Strukturen durch die glatten Flächen. Bei einer Absonderung durch Eisblätter müßten sie viel unregelmäßiger sein (ROHDENBURG 1968: 58, Abb. 29b; 59).

Mikromorphologische Befunde

Mikromorphologisch sind im untersten Teil der Lößdeckschichten stellenweise gute Teilcheneinregelung und gut gerundete Oxidkonkretionen feststellbar. Das Gefüge weist mittleren intergranularen Porenraum auf, der in den höher gelegenen Proben jedoch besser ausgeprägt ist. Daneben finden sich Bruchstücke älteren Fließplasmas und kantige Matrixaggregate, die nach oben hin weniger werden. Runde Plasmaaggregate in Hohlräumen, Humuskörner und organische Reste kommen ebenfalls hauptsächlich in den basisnahen Proben vor.

Bringt man die Merkmale in eine genetische Reihenfolge, dann müßte sich folgende Prozeßabfolge ergeben:

Erste dynamische Aktivitätsphase

Teilcheneinregelung, runde Oxidkonkretionen als Fremdeintrag und stark gerundete Körner weisen auf Spülprozesse hin. Merkmale äolischer Sedimentation treten demgegenüber in den Hintergrund, obwohl äolischer Antransport stattfand, wie Probe 40 zeigt (vgl. Abb. 18).

Erste dynamische Stabilitätsphase

Die Tonbruchstücke zeigen, daß primär Tonverlagerung stattgefunden haben muß, die Fließtonbeläge jedoch nachträglich zerstört wurden. Da aber im Liegenden kein B₁-Horizont ist, dem sie entstammen könnten und weil ihre Zahl nach oben abnimmt, sie also wahrscheinlich auch nicht durch Verlagerungsvorgänge aus dem Hangenden in den basisnahen Teil gelangten, ist an die Möglichkeit einer Tonverlagerung vor bzw. mit Pseudovergleyung, wie sie v.a. im Altwurm gefunden wurde (vgl. Kap. 2.4), zu denken.

Zweite dynamische Aktivitätsphase

Da die Fließtonbeläge zerbrochen, jedoch nicht völlig aufgearbeitet sind, läßt das auf gelisolifluidale Prozesse schließen. Das gleiche deuten die kantigen Matrixaggregate an, die nur bei einem Transport in gefrorenem Zustand ihre Form bewahren können. Die Merkmale der Fließbewegungen werden allerdings - wie bereits erwähnt - nach oben zu weniger. Gleichzeitig deutet die Zunahme der intergranularen Porosität darauf hin, daß die Solifluktion mehr in eine äolische Sedimentation in Verbindung mit Verspülung übergeht. Insgesamt hat man wohl für die Genese des untersten Lösses mit einem häufigen Wechsel von äolischer Akkumulation, laminar-gelisolifluidaler Bewegung und zwischengeschalteten, kurzfristigen Spülprozessen zu rechnen.

Zweite dynamische Stabilitätsphase

Die völlig runden Plasmaaggregate in Hohlräumen, die Humuskörner, die organischen Reste in den Hohlräumen, und eine insgesamt graue Farbe zeigen, daß biologische Aktivität in diesem Profilteil stattgefunden haben muß. In welchem zeitlichen Verhältnis diese biologische Aktivität bzw. das Aufkommen von Pflanzenwuchs auf der einen und die äolische Sedimentation/Verspülung der zweiten dynamischen Aktivitätsphase auf der anderen Seite zueinander stehen, läßt sich aus dem Dünnschliffbild nicht ablesen. Denkbar wäre jedenfalls, daß alle Prozesse auch parallel zueinander oder in kurzen jahreszeitlichen Abständen alternierend verlaufen sind.

Dritte dynamische Aktivitätsphase

In den höheren Positionen des untersten Lösses ist das Gefüge nicht mehr eingeregelt und außerdem porenreicher. Hinweise auf biologische Aktivität und auf Pflanzenreste sind nur noch spärlich vorhanden. Das läßt auf zunehmend äolische Sedimentation und ungünstiger werdende Bedingungen für Pflanzenwuchs und Tierleben schließen.

4. Zyklus (Komplex 10-12)

Makromorphologische Befunde

Komplex 12

Die bereits im Liegenden beobachtete plattige Struktur ist auch in diesem Horizont noch anzutreffen. Die Oberkante ist wellig, z. T. greift der hangende Komplex taschenartig ein. K. 12 weist einen - wenn auch nur gering - erhöhten T-Gehalt, deutliche Toncutane und vertikal verlaufende Bleich- und Roststreifen auf.

Die Befunde zeigen, daß hier offensichtlich ein B_t-Horizont vorliegt, der sich auf dem deluvial-gelisolifluidal verlagerten Ausgangssubstrat (s.o.) gebildet hat. Der trotzdem relativ geringe T-Gehalt und die deutliche Begrenzung nach oben lassen vermuten, daß es sich nur noch um den unteren, weniger tondurchschlammten Rest handelt.

Komplex 11

Darüber folgt ein hell gebleichter, schwach plattig strukturierter Horizont mit basaler Anreicherung von Eisen-Mangan-Konkretionen. Der T-Gehalt liegt nur noch bei etwa 10 %, der U-Gehalt ist fast auf 80 % angestiegen und das mU/gU-Verhältnis liegt äußerst niedrig.

Die Befunde können so gedeutet werden, daß der liegende B_t-Horizont unter kaltklimatischen Bedingungen abgetragen und die Oberkante kryoturbat gestört wurde. Nachträglich drang Material aus dem Bleichhorizont in die "Taschen" ein. Im Bleichhorizont selbst wird durch den hohen U-Gehalt und speziell das niedrige mU/gU-Verhältnis eine neue, äolische Materialzufuhr angezeigt.

Komplex 10

K. 10 zeigt ebenfalls kohärent-plattige Strukturen. Der T-Gehalt hat kräftig zugenommen gegenüber dem Liegenden und vom Hangenden greifen noch einige Toninfiltrationsbahnen ein. Der Horizont ist nicht an allen Abbauwänden der Grube auszugliedern.

Sedimentologisch entspricht K. 10 wohl dem liegenden Horizont, ist aber bereits von pedogenetischen Prozessen im Hangenden beeinflusst und wird deshalb als B_{vt} -Horizont angesprochen.

Mikromorphologische Befunde

Komplex 12

K. 12 ist durch Tonbruchstücke charakterisiert, die stark abgenommene Regelungsdoppelbrechung aufweisen. Sie sind in Proben aus dem basalen Teil weniger zahlreich vorhanden als in denen des oberen Abschnittes. Hier kommt solch gealtertes Fließplasma auch in Form kleiner, chaotisch in die Matrix eingelagerter Fetzchen vor. Gleichzeitig sind auch schmale, wandständige Fließplasmasäume mit noch stärkerer Regelungsdoppelbrechung, glatter Oberfläche und leuchtend dottergelber Farbe zu finden. Zahl und Dicke der Anlagerungen nimmt nach unten hin ebenfalls ab. In den Dünnschliffpräparaten, die aus dem oberen Bereich von K. 12 stammen, weisen sie Störungen in Form von Rissen auf. Stets sind Oxidkonkretionen mit zerlappten Rändern zu finden, die stellenweise über dem zweiten Anlagerungssystem liegen.

Komplex 10-11

Das Mikrogefüge weist in Proben aus dem unteren Bereich stellenweise Teilcheneinregelung und/oder Schichtung auf, trotzdem aber partienweise auch hohen intergranularen Porenraum, der nach oben zu, also in K. 11, wieder geringer wird. Ebenfalls eine Probe aus dem basalen Teil läßt eine völlig "ausgewaschene" Matrix erkennen, dunkelbraune Oxidkonkretionen mit unregelmäßigen Rändern, schwarze, kleine Punkt- und einige deutlich konzentrisch aufgebaute, größere braune Oxidkonkretionen. Daneben kommen auch runde, glattrandige Konkretionen vor. In der gleichen Probe finden sich auch noch die meisten organischen Reste und Hinweise auf biologische Aktivität.

Schlüsselt man die mikromorphologischen Befunde nach der Frage auf, welche Merkmale zuerst entstanden sein müssen und welche später, dann ergäbe sich folgender Ablauf:

Dritte dynamische Stabilitätsphase

Nach den älteren Tonbruchstücken zu schließen hat primär Verbraunung mit anschließender Tondurchschlammung stattgefunden, wobei deutlich die von oben nach unten abnehmende Intensität feststellbar ist.

Vierte dynamische Aktivitätsphase

Da das bei der Parabraunerdebildung entwickelte Fließplasma nur noch in Form von schalig aufgebauten Bruchstücken vorliegt, muß es durch gelisolifluidale Prozesse wieder zerstört worden sein. Die wesentlich stärkere Zerstörung im oberen Teil von K. 12 deutet auf komplette Aufarbeitung hin.

Der mikromorphologische Befund deckt sich sehr gut mit der Aussage ROHDENBURGS (1968: 57, 59 f.), wonach sich bei der Solifluktion die obersten Zonen am weitesten bewegen und in diesen Abschnitten wohl auch breiartiges Bodenfließen erfolgt sein dürfte, was das Gefüge so weit zerstören kann, daß eine "turbulent erscheinende Struktur" (ROHDENBURG 1968: 60) entsteht. Makromorphologisch ist die Bewegung an den seitlich hangabwärts verzogenen Bleich- und Rostbahnen erkennbar.

Vierte dynamische Stabilitätsphase

Die schmalen, aber gut erhaltenen, wandständigen Fließplasmaäume weisen auf erneute Tonverlagerung nach der ersten solifluidalen Störung hin. Die Oxidkonkretionen mit den unregelmäßigen Rändern *auf* dem zweiten Tonanlagerungssystem können als Merkmale nachträglicher, autochthoner Pseudovergleyung verstanden werden.

Fünfte dynamische Aktivitätsphase

Der oberste Bereich von K. 12 wurde anschließend noch einmal bewegt (kryogen ?), so daß auch die jüngeren Fließplasmaanlagerungen gestört wurden. Dagegen sind die Gefügemerkmale von K. 11 als das Ergebnis von neu einsetzender Lösssedimentation und Spülprozessen zu interpretieren.

Fünfte dynamische Stabilitätsphase

Für das zeitliche Verhältnis, in dem die Merkmale äolischer Sedimentation, Verspülung, biologischer Aktivität und Pseudovergleyung - Hinweise auf alternierende Trocken- und Feuchteperioden sind durch die konzentrisch aufgebauten Oxidkonkretionen besonders deutlich - bis hin zur Bleichung zueinander stehen, gilt das gleiche was hierzu im Abschnitt "2. Dynamische Stabilitätsphase" ausgeführt wurde.

Sechste dynamische Aktivitätsphase

Da sowohl die Merkmale der Pseudovergleyung als auch der biologischen Aktivität nach oben zu abnehmen und das Gefüge hohlraumreicher wird, ist anzunehmen, daß eine Phase mit überwiegend äolischer Sedimentation folgte.

3. Zyklus (Komplex 8-9)

Makromorphologische Befunde

Komplex 9

Wie in den liegenden Horizonten paust sich auch hier eine plattige Struktur durch. Die Oberkante weist leichte Einbuchtungen auf. Toncutane sind in diesem Komplex besonders gut ausgeprägt und gehen mit einem auf bis zu 40 % angestiegenen T-Gehalt einher.

Demnach liegt ein gut entwickelter, fossiler B₁-Horizont vor, der sich auf schluffigem, laminar-gelisolifluidal verlagertem Ausgangsmaterial bildete. Inse-

samt gesehen macht aber dieser B_1 -Horizont makromorphologisch einen relativ wenig gestörten Eindruck.

Komplex 8

Die plattige Struktur ist im Gegensatz zu K. 9 wieder ausgeprägter. Eine starke Bleichung läßt ihn wie K. 11 und K. 6 (s.u.) in trockenem Zustand als nahezu weiße Strate in der Profilwand hervortreten.

Es handelt sich demnach um einen Bleichhorizont, der - wie bereits in Kap. 2.1.2 ausgeführt - die frühkaltzeitliche Phase dokumentiert. Für Abtragungsbedingungen über hochstehendem Dauerfrostboden zu Beginn seiner Bildung sprechen das Gefüge (s.o.) und die offensichtlich kryoturbiert verbogene Obergrenze des liegenden B_1 -Horizontes.

Mikromorphologische Befunde

Komplex 9

Das Gefüge weist besonders im oberen Teil einige kantige Matrixaggregate auf. Fließton-Fragmente in Form geschichteter, z.T. bereits in Separation begriffener Tonbruchstücke und regellos in die Matrix eingearbeiteten Fließplasmafetzen mit häufig stark verminderter Regelungsdoppelbrechung und/oder körniger Struktur sind in allen Dünnschliffpräparaten von K. 9 festzustellen. Sie sind in Proben aus dem oberen Bereich zahlreicher vorhanden als in solchen aus dem unteren. Daneben kommt stärker doppelbrechendes Fließplasma vor, das im oberen Komplex-Bereich zwar ebenfalls gestört ist, aber mit zunehmender Tiefe noch als intakte oder nur wenig gestörte Hohlraumauskleidung angetroffen werden kann. Die Doppelbrechung ist deutlich und die schichtige Struktur gut erhalten. Vorhandene Sesquioxidkonkretionen haben meist unregelmäßige Formen mit zerfransten Rändern.

Komplex 8

Alle Proben aus diesem Komplex weisen wieder ein Gefüge mit mittlerer bis hoher (v.a. unten) intergranularer Porosität auf. Für den unteren Teil sind ausgewaschene Schluffzonen und sowohl runde, glattrandige als auch unregelmäßige Oxidkonkretionen kennzeichnend. Ab und zu ist Teilcheneinregelung zu beobachten. Speziell im unteren Teil sind zahlreiche, glattwandige, runde oder ovale Hohlraumquerschnitte erkennbar, in die z.T. runde Matrixaggregate eingelagert sind. Weiterhin konnten in diesem Horizont erstmals Holzkohlenflitter im Dünnschliff gefunden werden, die allerdings auch makroskopisch wahrnehmbar sind.

Die mikromorphologischen Befunde lassen sich folgendermaßen interpretieren:

Sechste dynamische Stabilitätsphase

Die Fließton-Fragmente deuten zunächst auf eine Tondurchschlammung von K. 9 hin.

Siebte dynamische Aktivitätsphase

Sowohl Tonbruchstücke als auch Matrixaggregate müssen in gefrorenem Zustand verfrachtet worden sein, andernfalls hätten sie ihre Form nicht bewahren können.

Siebte dynamische Stabilitätsphase

Daß neben den Tonbruchstücken in K. 9 auch gut erhaltene bzw. ungestörte Fließtonanlagerungen vorliegen, macht den Prozeß einer zweiten Tonverlagerung wahrscheinlich. Da das jüngere Fließplasma in einigen Proben manchmal von Oxidkonkretionen bedeckt erscheint, ist anzunehmen, daß auch nach (oder parallel zur) zweiten Tonverlagerung Pseudovergleyungsprozesse stattfanden.

Achte dynamische Aktivitätsphase

In der intensiven Einarbeitung von Fließtonfetzen in die Matrix und dem gehäuften Vorkommen von Matrixaggregaten im oberen Teil von K. 12 drückt sich eine Beendigung der Bodenentwicklung durch solifluidale Vorgänge aus. Weil zwar noch Reste hoch doppelbrechenden Fließplasmas neben sehr altem, granuliertem und fast nicht mehr doppelbrechendem vorkommen, aber im oberen Bereich keine ungestörten, wandständigen Fließton-Säume auftreten, dürfte die Umlagerung erst nach der zweiten Tonverlagerung stattgefunden haben. Ungestörte, jüngere Anlagerungen finden sich in zunehmendem Maß erst wieder weiter unten. Der gleichen dynamischen Phase, aber bereits dem nächsten Sedimentkomplex, dem Bleichhorizont, sind die Merkmale der Verspülung (gut abgerundete allochthone Oxidkonkretionen, größere stark abgerundete Körner von fS- und mS-Größe, vereinzelt Teilcheneinregelung) und der äolischen Sedimentation, die sich hier nur über ein lockereres Gefüge erschließen läßt, zuzurechnen.

Achte dynamische Stabilitätsphase

Die "ausgewaschenen" Schluffzonen und die zahlreich vorhandenen autochthonen Oxidkonkretionen deuten auf eine dynamisch stabile Phase mit intensiver Pseudovergleyung hin. Aus dem Dünnschliffbild läßt sich jedoch nicht erkennen, wann die Merkmale biologischer Aktivität (v.a. runde Matrixaggregate in glattwandigen, schlammstofffreien Leitbahnen) in diesem Teil des Komplexes entstanden sind.

Neunte dynamische Aktivitätsphase

Hinweise auf äolische Sedimentation sind in den Dünnschliffen nicht eindeutig zu identifizieren, da sie von späteren Prozessen offensichtlich stark überlagert wurden. Dennoch muß man aufgrund der Horizontmächtigkeit davon ausgehen, daß äolische Materialanlieferung stattfand.

1. und 2. Zyklus

Da sich für den 1. und 2. Warmzeit-Kaltzeit-Zyklus - soweit es den präwürmzeitlichen Profilteil betrifft - zeigte, daß sich prinzipiell nichts an der Art der makro- und mikromorphologischen Befunde und ihrer Interpretation ändert, wird hier auf eine weitere detaillierte Darstellung verzichtet und auf Abb. 19 bzw. Beil. 3

verwiesen. Wichtig ist allerdings, daß statt der bisher bekannten drei fossilen B₁-Horizonte (vgl. BRUNNACKER 1964c) in den Deckschichten von Marktheidenfeld insgesamt vier gefunden werden konnten^{34) und 139)}. Im höchsten Teil der Grube fehlt der oberste fossile B₁-Horizont, so daß die Würmsedimente direkt dem 2. B₁-Horizont (Komplex 7) auflagern:

Komplex 7

K. 7 ist vom Hangenden, das stellenweise taschenartig eingreift, durch eine deutliche Diskordanz getrennt. Der T-Gehalt beträgt in diesem Horizont nur 16 %, trotzdem sind deutliche Toncutane festzustellen. Das Schwermineralspektrum wird im oberen Teil deutlich von Stabilen beherrscht und enthält zusätzlich ca. 5 % vulkanische Schwerminerale (Probe 58). Eine aus dem tieferen Teil von K. 7 entnommene Probe (Probe 56) weist dagegen über 50 % an instabilen Schwermineralen auf, aber keine vulkanischen mehr.

Die Befunde zeigen, daß hier nur noch der untere, weniger tondurchschlammte Teil eines B₁-Horizontes vorliegt. Da im Ausgangssubstrat keine vulkanischen Schwerminerale vorkommen, müssen sie als Fremdeintrag angesehen werden. Sie sind nach Abtragung des oberen B₁-Horizontteiles wahrscheinlich durch kryoturbaute Bewegungen ins Sediment gelangt.

2.2.2.2 Der wärmzeitliche Abschnitt

Wie bereits erwähnt (vgl. Kap. 2.2.2.1) liegt im Top der Grube an der Exponierten Wand der wärmzeitliche Sedimentstapel direkt dem 2. fossilen B₁-Horizont auf.

Komplex 6

Über einer deutlichen Diskordanz zum Liegenden³⁵⁾ folgt ein gebleichter Horizont mit basaler Anreicherung von Eisen-Mangan-Konkretionen und mittlerem Gehalt an "vulkanischen Gläsern". Das Schwermineralspektrum nehmen hauptsächlich instabile und vulkanische Schwerminerale ein.

Es liegt hier offensichtlich ein Bleichhorizont vor, wie er bereits an anderer Stelle als Leithorizont beschrieben wurde (vgl. Kap. 2.1.2).

Die Gegenüberstellung der Schwermineralspektren aus dem Bleichhorizont (Probe 59a) und dem Liegenden (Probe 58) läßt eine Zunahme des Anteils an vulkanischen Schwermineralen von nur 5 % im B₁-Horizont auf 31 %, ein Steigen des Epidot-Gehaltes um mehr als das Doppelte und ein Absinken des Stabilen-Anteiles erkennen. Der Gesamtcarbonatgehalt liegt - im Gegensatz zu den hangenden Horizonten - nur bei ca. 3 %.

Das weist einerseits darauf hin, daß der Bleichhorizont bereits einer neuen Sedimentationsphase angehört, andererseits aber, daß auch pedogenetisch überprägtes (entkalktes) Material eingemischt wurde. Es muß sich also um ein Mischsediment handeln, in dem der ehemalige A₁-Horizont der liegenden Parabraunerde aufgearbeitet wurde.

Komplex 5

Hier liegt ein fahlbrauner Horizont mit feinplattiger Struktur und schwachen Tonanflügen auf den Gefügeflächen vor. Der T-Gehalt hat im Verhältnis zum Liegenden (11 %) abrupt auf fast 22 %

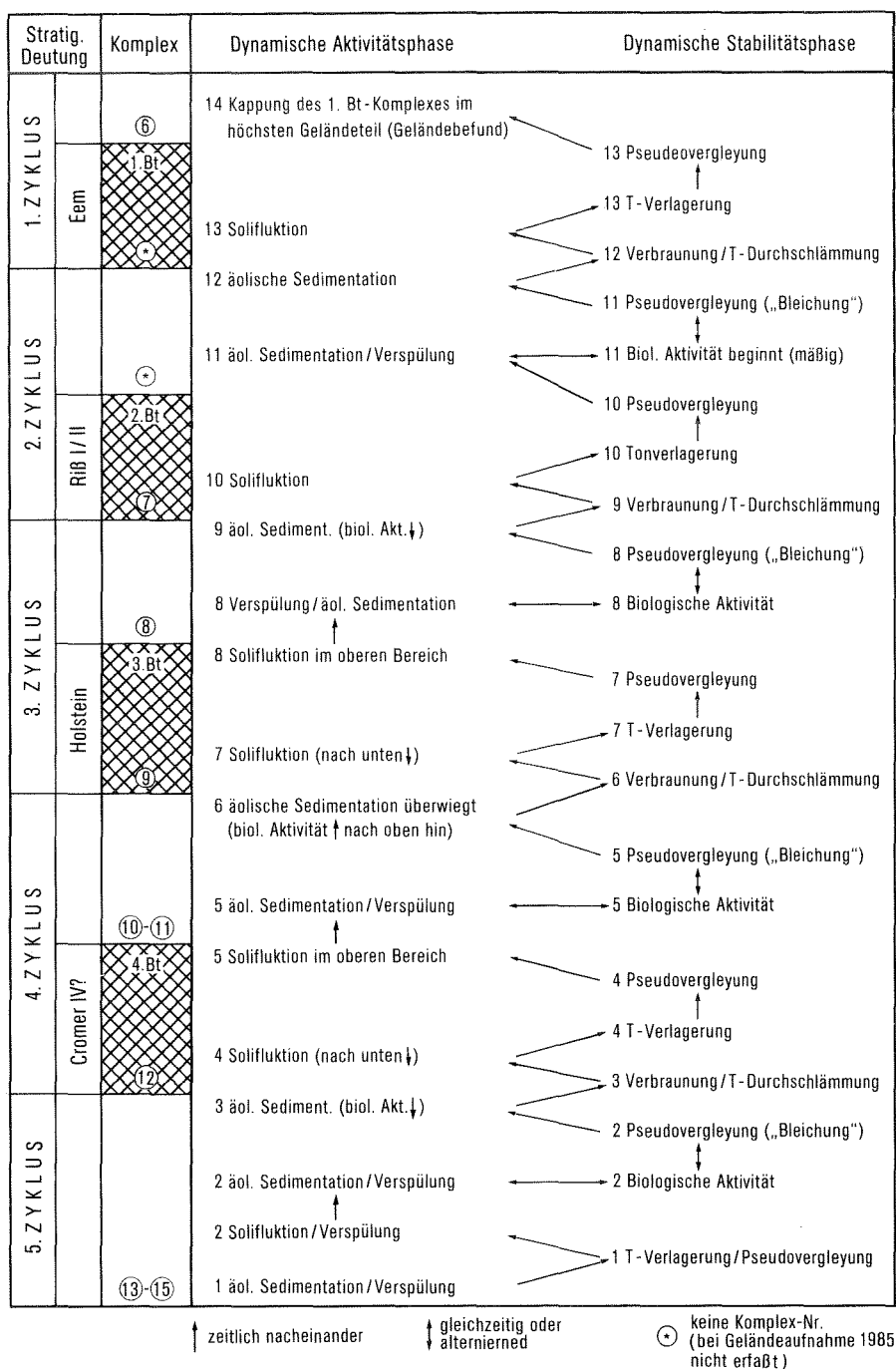


Abb. 19: Zusammenfassung mikromorphologischer Ergebnisse aus dem präwürmzeitlichen Abschnitt des Profils Marktheidenfeld

zugenommen und das mU/gU-Verhältnis ist zugunsten des mU verschoben. Schwermineralogisch deutet sich ebenfalls ein Wechsel an, der zu einem Anstieg des Granat-Anteiles auf das 5.5-fache bei gleichzeitiger Abnahme des Gehaltes an Epidot und vulkanischen Schwermineralen führte.

Der Komplex kann als B_v -Horizont interpretiert werden, der jedoch - wegen plötzlichen Korngrößensprungs von K. 6 zu K. 5 - nicht als autochthon angesehen wird. Vielmehr ist eine Diskordanz zu vermuten, welche makromorphologisch nicht erkennbar ist.

Komplex 4

Über dem braunen Verwitterungshorizont folgt eine hellere, ebenfalls feinplattig strukturierte Zone mit hydromorphen Merkmalen. Das Korngrößenspektrum hat sich gegenüber dem des Liegenden im basalen Teil noch nicht geändert. Erst im oberen Bereich nimmt der T-Gehalt ab und der gU-Gehalt zu, v.a. ist auch das mU/gU-Verhältnis fast gleichgeblieben (vgl. die Proben 65 - 68).

Die granulometrischen Befunde können demnach als Hinweis auf Sedimentverwandtschaft gewertet werden.

Während im Komplex 5 die instabilen Schwerminerale (Probe 68) nur 38 % betragen, sind sie im Horizont 4 (Probe 66) bereits wieder auf 69 % angestiegen. Gleichzeitig haben sich die vulkanischen Schwerminerale um mehr als die Hälfte reduziert.

Der schwermineralogische Befund weist daher auf neues, äolisch antransportiertes Material hin.

Der Dolomit-Gehalt - absolut gesehen und relativ zum Gesamtcarbonat - liegt einerseits höher als in K. 5 jedoch niedriger als der im Rohlöß darüber.

Unter der Voraussetzung, daß der pedogenetisch in den obersten Lößabschnitten gelöste Dolomit in den tieferen Horizonten nicht wieder als solcher ausfällt (vgl. HÄDRICH 1975: 112) ist nämlich der Dolomitgehalt in K. 2 (Proben 61, 62) als primär anzusehen und liegt bei 28 % bzw. 35 % des Gesamtcarbonates (= Do/Ca-Verhältnis: 0.41 bzw. 0.55) (vgl. Tab. 8). Er zeigt also ähnliche "Relativ-Prozente", wie HÄDRICH (1975: 109) sie für den Jüngeren Löß im südlichen Oberrheingebiet feststellte. Der Dolomit-Anteil des braunen Verwitterungshorizontes (K. 5) ist dagegen auf 4 % (Proben 67, 68) des Gesamtcarbonates geschrumpft (= Do/Ca: 0.05). K. 4 enthält aber schon wieder 8 % im unteren bzw. 19 % im oberen Teil (Do/Ca: 0.08 bzw. 0.25).

Damit weist die Carbonatdifferenzierung auf Einarbeitung von frischem Material in K. 4 hin.

Die vergleichende Interpretation von Korngrößenverteilung, Schwermineralspektren und Carbonatdifferenzierung läßt daher auf die gleichen genetischen Prozesse schließen, wie sie für den Bleichhorizont (6) Gültigkeit haben: Überlagerung von Sedimentation und Umlagerung durch deluvial-gelisolifluidale Prozesse.

Komplex 3

Über einer Erosionsdiskordanz folgt ein Horizont mit dichterem Gefüge und hydromorphen Merkmalen, der deshalb als Naßboden anzusehen ist.

Komplex 1-2

Ebenfalls getrennt durch eine Erosionsdiskordanz folgt dann der jüngste Löß (2). Der T-Gehalt ist gegenüber K. 3 erhöht, jedoch noch niedriger als in K. 1. Außerdem ist eine deutliche Carbonatanreiche-

rung im oberen Teil von K. 2 festzustellen. Der letzte Profilabschnitt (1) ist gekennzeichnet durch Entkalkung und Tondurchschlammung.

Damit liegt hier offensichtlich der Rest einer Parabraunerde (1) vor, die noch in K. 2 eingegriffen hat.

2.2.3 Genetische Deutung und stratigraphische Zuordnung

2.2.3.1 Der prätürzeitliche Abschnitt

Nach den bisherigen Befunden läßt sich die Deckschichtenfolge in fünf kaltzeitliche Lößpakete gliedern, die durch vier warmzeitliche Böden voneinander getrennt sind. Damit ergibt sich ein neues Mindestalter für die liegende E-Terrasse (nach KÖRBER 1962), deren Genese nun in die fünftletzte Kaltzeit vor heute zu datieren wäre. Bei Annahme einer zweigeteilten Riß-Eiszeit müßte sie der letzten Kaltzeit des Cromer-Komplexes angehören (vgl. hierzu den Nachtrag zum Profil Marktheidenfeld in Anmerkung 139!).

BRUNNACKER (1964c) hat die drei von ihm gefundenen fossilen Böden als mehr oder weniger pseudovergleyte Parabraunerden eingestuft, was auch für den kürzlich freigelegten vierten Boden zutrifft. Der gleichmäßige Aufbau bewog ihn aber dazu, die Löß-Boden-Sequenz von Marktheidenfeld als einen Deckschichtenstapel ohne Erosionsdiskordanz zu beschreiben und die ausgeprägten Bleichhorizonte genetisch den jeweils liegenden B_t-Horizonten zuzuordnen (vgl. BRUNNACKER 1964c: 75, 77).

Diese Aussage erwies sich allerdings als revidierungsbedürftig, denn

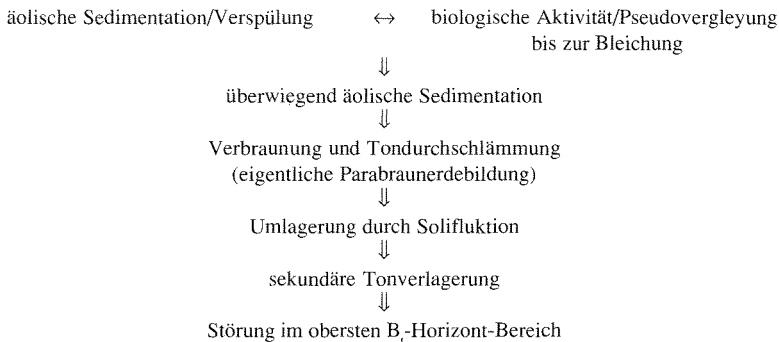
1. zeigen bereits die makromorphologischen Befunde, daß zwischen den liegenden B_t- und den hangenden Bleichhorizonten mehr oder weniger deutliche Diskordanzen bestehen, die zudem noch kryoturbiert gestört sind, also Hinweise auf Abtragung unter kaltklimatischen Bedingungen über hochstehendem Dauerfrostboden liefern;
2. deuten die mikromorphologischen Untersuchungsergebnisse ebenfalls auf gelisolifluidale Störungen v.a. in den oberen Bereichen der B_t-Horizonte hin und
3. ließ sich sedimentpetrographisch beim obersten Bleichhorizont exemplarisch nachweisen, daß es sich um einen Mischhorizont handeln muß, der neben aufgearbeitetem A₁-Horizont-Material auch neues, äolisch sedimentiertes enthält.

Überhaupt zeigte die mikromorphologische Analyse daß es keinen Horizont gibt, der nicht von morphodynamischen oder pedogenetischen Prozessen überprägt wurde³⁶⁾.

In allen B_t-Horizonten fanden sich Merkmale einer zweiten Tonverlagerung, die offensichtlich dafür verantwortlich ist, daß eine intensivere Bodenbildung in den prätürzeitlichen Abschnitten vorgetäuscht wird als effektiv stattfand (vgl. hierzu STEPHAN 1986: 10). Voraussetzung scheinen remobilisierungsfähige Tonfragmente zu sein, denn es ließ sich in den Pedokomplexen eine direkte Proportio-

nalität zwischen dem Vorkommen von Fließton-Bruchstücken und der Intensität der zweiten Verlagerung feststellen.

Die Aufschlüsselung der Warmzeit-Kaltzeit-Zyklen in dynamische Aktivitäts- und Stabilitätsphasen ließ eine regelhafte Abfolge in der Sediment- und Bodenentwicklung erkennen:



Eine weitere Differenzierung in Einzelprozesse ist wegen der Umlagerungen, die den größten Teil des Sedimentkörpers erfaßten, nicht möglich, aber wahrscheinlich. Auch kann z.B. aus dem Fehlen von Merkmalen biologischer Aktivität und/oder Pflanzenwachstum in vornehmlich äolisch geprägten und wenig pedogenetisch veränderten Sedimentabschnitten nicht geschlossen werden, daß die Abnahme mit den kühler werdenden Verhältnissen während der Lößakkumulation zusammenhängt. Es könnte auch sein, daß sich diese Reste in den Bleichhorizonten bevorzugt erhalten konnten, weil hier durch die Staunässe ein Luftabschluß gegeben war. Der Luftzutritt in den Sedimenten außerhalb dieses Staubereiches führte dagegen zur vermehrten bis vollständigen Mineralisierung der organischen Bestandteile.

2.2.3.2 Der wärmzeitliche Abschnitt

Aus den zuvor genannten Gründen (Kap. 2.2.2.2) wird die Grenze Eem/Würm an die Unterkante des obersten Bleichhorizontes (6) gelegt, der demnach ins Altwürm gehört. Nach BIBUS³⁷⁾ liegt in dem schwach verbrauchten Horizont (5) aufgrund der typischen Merkmale eindeutig der Lohner Boden vor, der im mittteleuropäischen Raum den Mittelwürm-Löß abschließt (vgl. SCHÖNHALS ET AL. 1964, ROHDENBURG & MEYER 1966 bzw. 1979, SEMMEL 1968: 9). Über dem Lohner Boden folgt die typische, jungwürmzeitliche Umlagerungszone (4) (vgl. z.B. SEMMEL 1968: 42 ff., 1969: 398; BIBUS & SEMMEL 1977: 145; BIBUS 1980: 168) mit hydromorphen Merkmalen. Der Horizont 3 darüber mit Rostflecken bzw. -bändern und dichterem Gefüge muß daher einem der Erbenheimer Naßböden i.S. von SCHÖNHALS ET AL. (1964) entsprechen. Ein Tuffband, das als stratigraphische Marke hätte dienen können, war nicht zu finden. Da jedoch i.d.R. der E₂-Naßboden am deutlichsten ausgeprägt und auch am besten erhalten ist (vgl. SCHÖNHALS ET AL. 1964: 201, SEMMEL 1968: 12, BIBUS 1980: 171), kann man wohl davon ausgehen, daß es sich hier um diesen handelt. Gemäß seiner stratigraphischen Position gehört der abschließende Parabraunerderest ins Holozän.

Der Würm-Abschnitt ist stark verkürzt. Allein makromorphologisch und/oder sedimentanalytisch sind mehrere Abtragsphasen (—) feststellbar, die auf einen steten Wechsel von Erosion und Akkumulation hinweisen:

Holozäne Parabraunerde
E ₂ -Naßboden
Umlagerungszone über LB
Lohner Boden
Bleichhorizont
2. fB ₁ -Horizont

2.2.4 Typisierung des Profils und seiner stratigraphischen Einheiten

Korngrößen

Der primäre T-Gehalt liegt sowohl in den *würm*- als auch in den *präwürmzeitlichen Lössen* zwischen 9.6 % und 16.2 % (vgl. Beil. 26). Die niedrigsten Werte weisen die Bleichhorizonte auf, bei denen die Mischung mit tonverarmten Oberbodenmaterial zu berücksichtigen ist (vgl. Kap. 2.2.2.2).

Würm- und *Prä-Würm-Lösse* unterscheiden sich kaum im U- und S-Gehalt (Würm-Lösse: U: 75.5 % - 80.9 %, S: 5.7 % - 10.7 %; Prä-Würm-Lösse: U: 68.5 % - 82.3 %, S: 4.9 % - 14.7 %). Die S-Anteile von bis zu 14.7 % im tiefsten Profilteil hängen sicherlich mit der Verzahnung von Terrassensanden und Löß zusammen.

Die Veränderung der Korngrößenzusammensetzung erfolgt typisch, d.h. es kommt zu einer Zunahme in der T- und einer Abnahme in der U-Fraktion im Zuge pedogenetischer Veränderungen. Die Werte der B₁-Horizonte zeigen auf den ersten Blick allerdings eine große Streuung: T: 16.0 % - 40.6 %, U: 60.7 % - 78.3 %, S: 3.1 % - 14.8 %. Der geringe T-Gehalt im 2. und 4. B₁-Horizont ist jedoch mit der starken Kappung dieser Bodenprofile erklärbar, wohingegen der 3. fossile Boden nachträglich am wenigsten erosiv beeinflusst wurde. Sein maximaler T-Gehalt von 40.6 % kann daher als repräsentativ für die ehemalige Tondurchschlammung in diesem Profil angesehen werden.

Das mU/gU-Verhältnis geht in den präwürmzeitlichen Bleichhorizonten nicht über 50 hinaus, liegt stellenweise sogar erheblich tiefer (Probe 40!). In den älteren Verwitterungshorizonten schwankt es zwischen 45 und 70 und liegt im 4. B₁-Horizont noch darunter. Allgemein ist eine Tendenz zur Erhöhung von den älteren zu den jüngeren Profilabschnitten festzustellen. Die mU/gU-Quotienten liegen im Würm-Abschnitt am höchsten, im Lohner Boden und seiner Umlagerungszone

sogar über 70. Das deutet auf kryoklastische Verschiebung zum feineren Korn-durchmesser hin v.a. auf Kosten der gU-Fraktion³⁸⁾. Entsprechend ist der Anteil von mU und fU erhöht. Die Bodenbildung im Würm-Interstadial war aber sichtlich nicht intensiv genug, um die Verschiebung wieder auszugleichen.

Kryoklastische Korngrößenverminderung fand sicher genauso im Prä-Würm statt. Jedoch ist davon auszugehen, daß die lösungsschemische Verwitterung in den warmen Interglazialen alle U-Fraktionen gleichmäßig erfaßt und das kryoklastisch erzeugte mU/gU-Verhältnis wieder verändert hat.

Qu/F- und KF/Pl-Verhältnis

Primär zwar als Verwitterungsindex gedacht zeigen die *Qu/F-Werte* aber ein zu indifferentes Verhalten, um eine diesbezügliche Aussage zuzulassen (vgl. Abb. 44). Vergleicht man die Daten der Horizonte mit deren profilmorphologisch abschätz-barem Verwitterungsgrad (vgl. Beil. 3), kann man keine Regelmäßigkeit dergestalt erkennen, daß die Quotienten bei zunehmender Bodenbildungsintensität steigen würden.

Das gleiche gilt für die *KF/Pl-Kurve*. Die Sprünge stehen in keinem signifikanten Zusammenhang zu bestimmten Horizonten. Allerdings ist hier eine generelle Differenzierung zwischen Prä-Würm und Würm möglich: im älteren Profilabschnitt überwiegt der Kalifeldspat, im jüngeren dagegen der Plagioklas.

Beide Kurven lassen m.E. nur die Aussage zu, daß das Substrat - zumindest was die Anteile von Quarz und Feldspäten angeht - nicht einheitlich ist oder war (zu den Interpretationsmöglichkeiten vgl. Abb. 11). Sollte Pedogenese aber tatsächlich zu einer Erweiterung der Verhältnisse führen, kann man allenfalls noch aus den Kurvenverläufen schließen, daß die klimatisch gesteuerten Verwitterungsvorgänge nicht stark genug waren, um die sedimentäre Inhomogenität zu überprägen.

Carbonat

Carbonat findet sich nur im würmzeitlichen Abschnitt des Profils mit 19.1 % als Höchstwert (vgl. auch Abb. 45). Aussagekräftiger als der Gesamtcarbonatgehalt scheint aber die Verteilung von Dolomit und Calcit zu sein, auf die schon im Kap. 2.2.2.2 eingegangen wurde. Die Gehalte an Dolomit (ausgedrückt in % des Gesamtcarbonates) liegen bei 28 % - 35 % im unverwitterten Löß, bei 15 % - 19 % in der Umlagerungszone über dem Lohner Boden, also einem Mischhorizont, und bei 3 % bis 8 % im verwitterten Bereich.

Schwerminerale

Schwermineralogisch ist die Grenze zum präwürmzeitlichen Profilabschnitt durch das Verhältnis von stabilen zu instabilen Schwermineralen markant festgelegt (vgl. Beil. 27): Bei den *Würm-Lössen* dominieren die Instabilen i.S. WEYLS (1950, 1952) mit 58 % und einer Schwankungsbreit von 41 % - 69 %, wobei

allerdings die Differenz zwischen Alt- und Jungwürm relativ hoch ist. Die stabilen Schwerminerale Zirkon, Rutil und Turmalin treten demgegenüber stark zurück. Verhältnismäßig hoch ist auch der Gehalt an vulkanischen Schwermineralen mit einem Maximum im Altwürm. Aufgrund der stratigraphischen Position könnte damit schwermineralogisch der aus dem Frühwürm an Mittel- und Niederrhein bekannte Metternicher Tuff (LÖHR & BRUNNACKER 1974, BRUNNACKER & HAHN 1978) belegt sein. Ob in den stratigraphisch höher gelegenen Positionen (Probe 66 und 64) weitere eigenständige Tuffhorizonte erfaßt sind, kann nicht entschieden werden. Nur bei Probe 66 liegt die Vermutung nahe, daß es sich um den Rambacher Tuff i.S. von SEMMEL (1967b, 1968) handelt, der üblicherweise in der Umlagerungszone direkt über dem Lohner Boden zu finden ist. Möglicherweise ist der Gehalt an vulkanischen Schwermineralen auch nur durch ein Wechselspiel von Umlagerung und Sedimentation zu erklären, das schließlich zu einer Durchmischung und Homogenisierung des Materials führt (vgl. RAZI RAD 1976: 115 f.).

Im B₁-Horizont (Probe 58) ist der Anteil der Instabilen auf 22 % gesunken und der der Stabilen parallel auf 72 % gestiegen. Die Vulkanischen machen nur 5 % aus und die Opaken, die nach WEYL (1952: 31) bei Verwitterungsprozessen zunehmen, unterscheiden sich mit 45 deutlich vom hangenden und liegenden Sediment. Im Ausgangssubstrat des Bodens verhalten sich Instabile und Stabile ausgewogen. Das zeigt, daß im Verlauf der B₁-Horizontbildung nicht nur eine Toneinwanderung aus dem Hangenden erfolgte, sondern auch Zerstörung der instabilen Schwerminerale durch chemische Verwitterung. Dieses Ergebnis weicht damit von den Befunden MINNINGS (1984: 32) ab, der bei Untersuchungen von Prä-Würm-Lössen im Rhein-Main-Gebiet keine signifikanten schwermineralogischen Unterschiede zwischen B₁-Horizonten und Lössen feststellen konnte.

Das Herkunftsgebiet läßt sich beim Profil Marktheidenfeld nicht so gut eingrenzen wie beim Profil Hösbach, da Leitminerale fehlen. Die primäre Epidot-grüne Hornblende-Granat-Gesellschaft entspricht dem Spektrum der Rhein-Schwerminerale (RAZI RAD 1976: 133, HUY 1984: 37), steht aber ebenso für die Schwermineralvergesellschaftungen des Mains (van ANDEL 1950: 69, SCHEER 1976: 65, SPOERER 1980: 74, HUY 1984: 37). Eine Lokalkomponente aus dem anstehenden Oberen Buntsandstein oder dem Unteren Muschelkalk läßt sich nicht mit Sicherheit ableiten, weil der Schwermineralgehalt des Mesozoikums - insbesondere des Muschelkalkes - insgesamt gesehen gering ist (SPOERER 1980: 77) und die Gesellschaften von Buntsandstein und Muschelkalk im wesentlichen Zirkon, Rutil und Turmalin enthalten, also keine brauchbaren Leitminerale (vgl. TILLMANN 1977: 47).

“Vulkanische Gläser”

Die mikroskopische Untersuchung der Proben aus dem Einzelprofil 6 erbrachte klare Verteilungsschwerpunkte in den Bleichhorizonten (vgl. Abb. 51): Die höchste

Konzentration tauchte im obersten, dem altwürmzeitlichen (6), und im nächsttieferen (8) auf. In den ältesten drei Böden fanden sich keine "vulkanischen Gläser" während im eemzeitlichen noch Spuren vorhanden waren. Diese Reste lassen sich zwanglos mit äolischer oder/und deluvialer Einarbeitung erklären. Da es sich bei den "vulkanischen Gläsern" um ein Phänomen handelt, das für das gesamte Arbeitsgebiet von Bedeutung ist, soll die Interpretation einem späteren Kapitel (3.3.5) vorbehalten bleiben.

2.2.5 Zusammenfassung

Hinsichtlich Genese und Charakterisierung des Profils lassen sich folgende Aussagen treffen:

1. Allein die Decksedimente der E-Terrasse i.S. KÖRBERS (1962) repräsentieren fünf Warmzeit-Kaltzeit-Zyklen. Die Terrasse ist damit älter als ursprünglich angenommen (vgl. BRUNNACKER 1964c, 1967b)³⁹⁾ (vgl. auch Nachtrag zum Profil Marktheidenfeld in Anm. 139).
2. Alle interglazialen Bodenkomplexe sind gekappt und besitzen keine ungestörten A₁-Horizonte mehr (vgl. i. Ggs. hierzu BRUNNACKER 1964c). Die markanten Bleichhorizonte gehören genetisch nicht zu den liegenden B₁-Horizonten.
3. Umlagerungsvorgänge fanden auch während der gesamten Lößbildungsphase in Form von Verspülung und/oder laminarem Fließen statt.
4. Im präwürmzeitlichen Abschnitt konnte polarisationsoptisch eine stereotype Abfolge von dynamischen Aktivitäts- und Stabilitätsphasen nachgewiesen werden.
5. Alle B₁-Horizonte zeigten Merkmale einer sekundären Tonverlagerung, die an das Vorhandensein remobilisierungsfähiger Tonfragmente gebunden, zeitlich nach der ersten solifluidalen Umlagerung des älteren B₁-Horizontes und vor der Bildung des nächstjüngeren einzuordnen ist. Dadurch wird eine intensivere Tondurchschlammung vorgetäuscht, als tatsächlich stattfand.
6. Der gesamte Prä-Würm-Abschnitt ist entkalkt.
7. Das Würm-Profil ist gegenüber dem Idealprofil (vgl. zuletzt SABEL & THEWS 1986) stark verkürzt.
8. Im altwürmzeitlichen Bleichhorizont und in der Zone über dem Lohner Boden konnte eine Überlagerung von Sedimentation und Umlagerung nachgewiesen werden. Beide Horizonte sind demnach als Mischhorizonte anzusehen.
9. Kryoklastik führte u.a. zu einer Zunahme in der mU-Fraktion, also zu einer Erhöhung des mU/gU-Verhältnisses.

10. Die Qu/F- und KF/Pl-Quotienten deuten auf eine sedimentäre Materialinhomogenität hin.
11. Der hohe Gesamtcarbonatgehalt des Lohner Bodens ist sekundär. Die ehemalige Entkalkung wird durch die fast vollständige Eliminierung des an sich schwerer löslichen Dolomits dokumentiert.
12. Die Befunde HÄDRICHS aus dem südlichen Oberrheingebiet, wonach die Dolomit-Gehalte innerhalb eines Lößpaketes "keine tendenzmäßige Veränderung in der Tiefenfunktion" zeigen (HÄDRICH 1975: 112), bestätigen sich in diesem Fall nicht. Der Dolomit-Gehalt bzw. das Do/Ca-Verhältnis stehen hier im Gegenteil als Indikator pedogenetischer Prozesse.
13. Das Schwermineralspektrum entspricht dem der Rhein- und der Main-Gesellschaft. Eine nähere Eingrenzung des Herkunftsgebietes ist daher nicht möglich.
14. Die höchste Konzentration von vulkanischen Schwermineralen fand sich im altwürmzeitlichen Bleichhorizont.
15. Generell ist das Auftreten der "vulkanischen Gläser" an die Bleichhorizontpositionen gebunden.

2.3 Profil Dertingen I

2.3.1 Naturräumliche Einordnung

Der Aufschluß liegt bereits auf baden-württembergischem Gebiet der Marktheidenfelder Platte (vgl. Tab 5, Beil. 4). Er ist im Mittelhangbreich des Mittelberges angelegt, welcher den flacheren Westhang eines asymmetrischen Tales darstellt. Das Tal wird vom Hasengraben entwässert, einem kleinen Zufluß des Aalbaches.

Den geologischen Untergrund bildet der Untere Muschelkalk, dessen Stufenstirn wenig weiter westlich aufragt. Nur in den Tälern wird noch der Obere Buntsandstein angeschnitten. Ein lückenhafter Lößschleier überzieht das gesamte Gebiet. Zwischen östlichem Mainufer und Muschelkalkausstrich ist ein Flugsandfeld ausgebildet, das sich bis auf über 200 m den Stufenrand hinaufzieht und im Aalbachtal bis kurz vor die Ortschaft Dertingen reicht. Von hier aus lappt eine schmale Zunge in das Tal zwischen Mittel- und Mandelberg hinein und bedeckt noch den Unterhang des Mittelberges. Westlich des Mains steht der Obere Buntsandstein an und nordwestlich davon breitet sich das Marktheidenfelder Lößgebiet (vgl. Kap. 2.2.1) aus. Die klimatischen Verhältnisse sind relativ trocken und warm (Jahresdurchschnittstemperatur 8° - 9° C, Jahresniederschlag 600 - 650 mm).

2.3.2 Erläuterungen zum Profil und zum Profilaufbau

Erstmals aufgenommen wurde der Aufschluß von TOROSLU (1984), der ihn im Rahmen einer Untersuchung zur spätglazial-holozänen Landschaftsentwicklung in Mainfranken bearbeitete.

Komplex 9-11

Als auffälliges sedimentologisches Merkmal ist eine Streifigkeit im K. 11 hervorzuheben. Schmale U-Bänder alternieren mit nahezu lößfreien S-Bändern⁴⁰⁾, welche mS-Maxima aufweisen. Nach K. 10 zu nimmt der Lößanteil zu und die Bänderung verschwindet allmählich. Mehrmals untergliedern dünne Kalksteinschuttsohlen das Sedimentpaket. Grobkomponenten tauchen auch innerhalb der Horizonte in unregelmäßiger Lagerung immer wieder auf.

Die Befunde werden so gedeutet, daß zunächst mehr oder weniger heftige Spülprozesse stattfanden, die vorwiegend sandiges, untergeordnet auch schluffiges Material im Wechsel aus höheren Hangpositionen antransportierten. Wie die überall im Sedimentkomplex verteilten Grobkomponenten zeigen, sind auch laminar-gelisolifluidale Fließbewegungen an der Sedimententwicklung beteiligt gewesen. Die von dem hohen S-Anteil stark zusammengedrängten T- und U-Gehalte erschweren es, granulometrisch Hinweise auf pedogenetisch überprägte Horizonte zu erhalten. Trotzdem lassen sich sowohl makromorphologisch als auch analytisch einige deutbare Unterschiede feststellen:

An der Profilbasis fällt ein humoser Abschnitt auf (9, 10), der durch eine dünne Steinchenlage und Helligkeitsunterschiede zweigeteilt ist und deutliche Grenzen nach oben und unten aufweist. Das Korngrößenspektrum hebt ihn ebenfalls vom Liegenden und Hangenden ab. Das im Verhältnis zu den anderen Horizonten erhöhte mU/gU-Verhältnis deutet eine kryoklastische Korngrößenverminderung an (vgl. Kap. 2.2.4). Der höhere Dolomit-Gehalt in K. 9 (Probe 370) im Verhältnis zum Do/Ca-Quotienten in K. 10 (Probe 371) unterstreicht die Zweiteilung.

Komplex 7-8

Darüber folgt eine braune Zone mit ausgeprägter Bänderung (8). Über einer Steinchenzwischenlage sind im hangenden Horizont (7) die Streifen wieder verschwunden. Der absolute Carbonatgehalt beträgt in K. 8 nur noch 4.3 % und auch das Do/Ca-Verhältnis hat auf 0.72 abgenommen gegenüber 1.25 im Liegenden. Der KF/Pl-Quotient zeigt eine absolute Kalifeldspatdominanz.

K. 8 wird so interpretiert, daß hier Material umgelagert wurde, das bereits pedogenetisch überprägt war, auch wenn sich die Bodenbildung wegen des hohen S-Gehaltes nicht in einem signifikant erhöhten T-Gehalt ausdrücken kann. Die Steinschnur an der Untergrenze von K. 7 deutet auf laminares Fließen hin und die steigenden U- (v.a. gU-)Gehalte auf zunehmende Lößbeimengung.

Komplex 6

Der folgende Komplex 6 ist durch eine scharfe Grenze abgesetzt. Er wird durch seine auffällig helle Farbe und den Wechsel zu schluffigem Substrat hervorgehoben.

Das bedeutet, daß ab diesem Horizont bereits die äolische Sedimentation überwogen haben muß.

Komplex 5

In der hangenden Strate (5) sind typische Vernässungsmerkmale entwickelt. Basal sind Fließstrukturen erkennbar.

Die Fließstrukturen zeigen, daß das Sediment allochthon ist, während die hydromorphen Merkmale auf eine naßbodenartige Überprägung schließen lassen.

Komplex 4

Im Hangenden folgt ein rötliches Sediment, das ebenfalls Fließfahnen aufweist.

Damit wird auch in K. 4 eine erneute Umlagerungsphase dokumentiert.

Komplex 1-3

Der abschließende Profilteil ist stark anthropogen gestört und deshalb nur vorsichtig zu bewerten.

2.3.3 Genetische Deutung und stratigraphische Zuordnung

Der hohe S-Gehalt mit dem markanten mS-Maximum (vgl. Tab. 6) läßt auf Flugsand schließen (vgl. VOSSMERBÄUMER 1973: 10). Auch das geologische Umfeld und die Reliefposition erlauben keine andere Deutung, da der Aufschluß in einem reinen Muschelkalk-Gebiet liegt. Demnach muß das Maintal-Quartär das Liefergebiet darstellen. Da nach VOSSMERBÄUMER (1973:10) den Flugsanden der fS völlig fehlt, muß diese Fraktion genetisch dem Löß zugeschrieben werden. Der gS-Anteil, der in Flugsanden auch nicht auftreten soll, weist ebenso wie die Schutteilchen auf Fremdeintrag hin. Danach stellt sich die Frage, wie es zur Verzahnung von Löß und Flugsand kam, die nach RUTTE & WILCZESKI (1983:87) in keinem Aufschluß vorkommen soll.

Beide seien "räumlich stets scharf voneinander zu trennen". Auch gehen die Autoren davon aus, daß der Flugsand nicht über die steilen Schichtstufen befördert werden konnte, sondern davor liegenblieb und hier einer permanenten Umlagerung unterlag. Nur in Ausnahmefällen, bei voller Kraft des Westwindes, sei eine Steighöhe bis 100 m und eine Ablagerung im Top der Stufenflanke möglich. Beide Behauptungen von RUTTE & WILCZESKI (1983) werden durch das Profil Dertingen I widerlegt:

1300 m weiter südwestlich liegt in 195 m Höhe das von TOROSLU (1984: 24) aufgenommene Flugsandprofil Bettingen. 1300 m östlich liegt Dertingen II, in dem kein typischer Flugsand mehr festzustellen ist (vgl. hierzu Kap. 2.4).

Damit läßt sich mit zunehmender Entfernung vom Auswehungsgebiet des Maintals eine Gesetzmäßigkeit der räumlichen Verbreitung von Flugsand über Sandlöß zu Löß erkennen, wie sie bereits von SCHÖNHALS (1953) und MÜLLER (1954) beschrieben wurde. Die gleichen Faziesunterschiede stellten ALTERMANN & FIEDLER am Nord- und Ostrand der Magdeburger Börde fest, schließen hier aber aus der umgekehrten, also E-W-verlaufenden Abfolge, auf zumindest zeitweilig aus nördlicher, nordöstlicher bzw. östlicher Richtung wehende Winde (1975: 150).

Als primär äolisch bedingte "Bänderfazies" sensu SCHÖNHALS (1953: 21) kann man den Sedimentaufbau allerdings nicht bezeichnen. Dazu enthält er zu viele Hinweise auf Verspülung und z.T. auch, v.a. in den Lössen, auf laminare Fließvorgänge. Die Bildungsprozesse sind eher mit jenen vergleichbar, die in Mittelfranken zur Entstehung der "Basis-Schwemmsande" vor dem Albtrauf führten (vgl. HABBE 1980, HABBE & REGER 1985). Danach muß man sich den Vorgang so vorstellen, daß mit heftigen Winden die Sande auf die Kuppe des Mittelberges verfrachtet und anschließend wieder verschwemmt wurden. Die Lößeinschaltungen weisen darauf hin, daß beide Sedimente im gleichen Zeitraum gebildet wurden, allerdings in

Phasen alternierender Windstärke und/oder Feuchtigkeit. Das führt schließlich zu der Frage, in welcher Zeit diese Vorgänge abliefen.

Gemeinhin werden Flugsande als spät- bis postglaziale Sedimente eingestuft (BRUNNACKER 1955a, 1958a, 1959c, 1964, VOSSMERBAUMER 1973, RUTTE & WILCZEWSKI 1983), z.T. aber auch noch ins Hochglazial datiert (MÜLLER 1954, ALTERMANN & FIEDLER 1975, HABBE & REGER 1985). Demnach können Löß und Flugsand auch als äquivalente Bildungen angesehen werden.

Die pedostratigraphische Deutung des Profils fordert eine Bildungszeit, die mindestens im Altwürm begann. Denn der an der Basis aufgeschlossene humose Komplex (9, 10) ist aufgrund seiner profilmorphologischen Merkmale (vgl. Kap. 2.3.2) als Altwürm-Humuszzone anzusprechen⁴¹⁾. Das bedeutet, daß im Altwürm Bildungsbedingungen geherrscht haben müssen, die denen des Spätglazials ähnlich waren, aus dem das Gros der Flugsande bzw. der Flugsand-Löß-Sedimente stammt. Dann wäre die Umlagerungszone (K. 7 und 8) mit dem hellen Horizont im Hangenden (6) von ihrer Ausprägung und ihrer stratigraphischen Position her mit der Niedereschbacher Zone i.S. SEMMELS (1968, 1969) zu vergleichen. Der Naßboden (5) darüber müßte dann dem - generell besser entwickelten - E₂-Naßboden entsprechen. Ein dem Lohner Boden vergleichbarer Verwitterungshorizont fehlt.

2.3.4 Zusammenfassung

1. Die Sedimente sind innerhalb eines W-E-Fazieswechsels (Ausgangspunkt Maintal) von Flugsand zu Löß zu sehen.
2. Die Bänderung wird nicht als primär äolisch gedeutet, sondern als das Ergebnis eines Alternierens von äolischem Antransport und Verschwemmung bzw. laminarem Fließen.
3. Aufgrund der pedostratigraphischen Deutung des Profils müssen die untersten Flugsandbildungen mindestens altwürmzeitlich sein.
4. Aus Punkt 3 und der Tatsache, daß die Flugsande i.d.R. ins Spätglazial gestellt werden, folgt, daß die Bildungsbedingungen in diesem Gebiet zu Beginn der letzten Kaltzeit mit denen am Ende vergleichbar sein müssen.

2.4 Profil Dertingen II

2.4.1 Naturräumliche Einordnung

Das Lößprofil Dertingen II liegt nur knapp 1300 m östlich von Dertingen I am Westhang des ebenfalls asymmetrischen Paralleltals. Getrennt sind beide Profile durch die Erhebungen von Neuenberg (287 m) und Mandelberg (269.7 m) (vgl. Tab. 5, Beil. 5). Die klimatischen und die geologisch-geomorphologischen Gegebenheiten - mit Ausnahme des Flugsandvorkommens, das hier nicht mehr ins Tal hineinreicht - entsprechen denen von Dertingen I (vgl. Kap. 2.3.1).

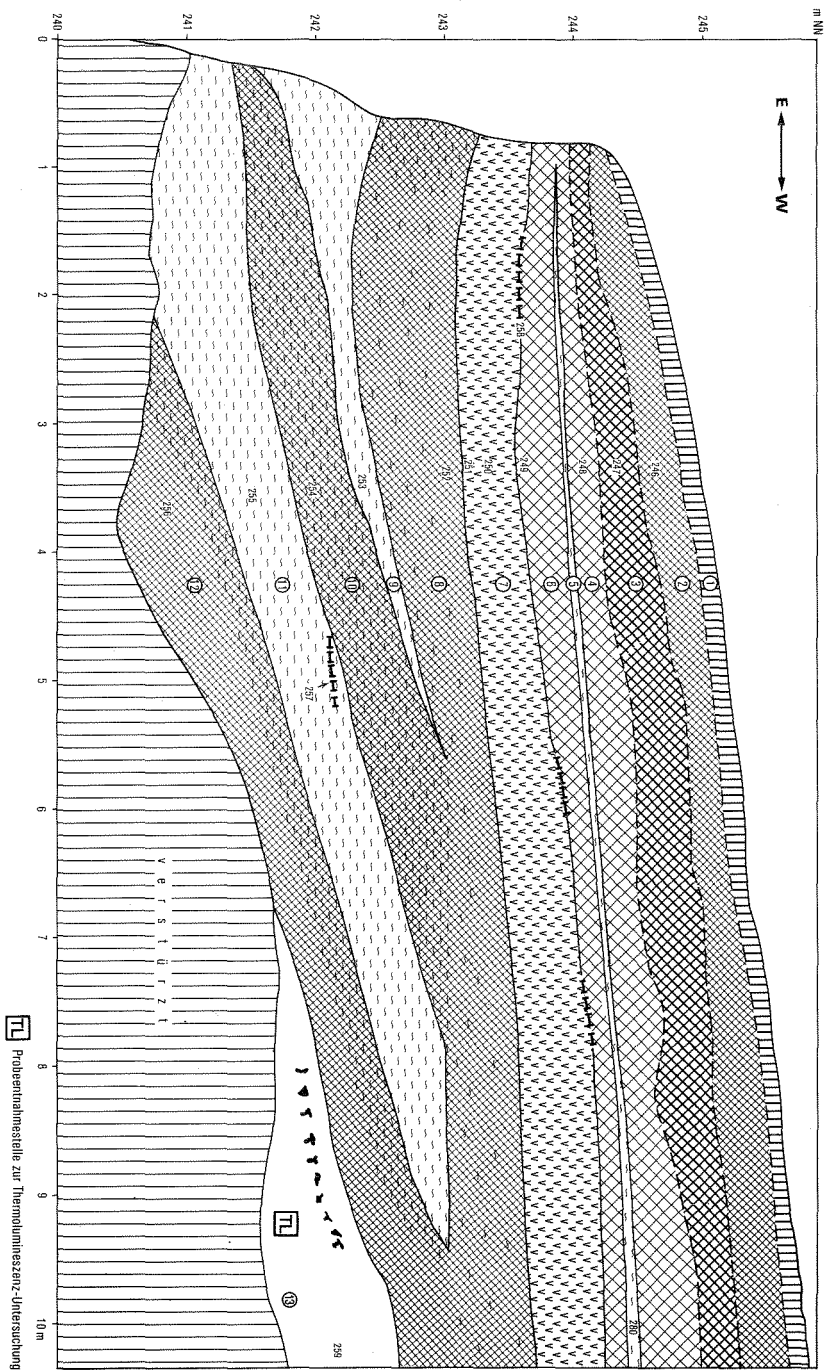


Abb. 20: Profil Dertingen II. Ne-exponierte Aufschlußwand

2.4.2 Erläuterungen zum Profil und zum Profilaufbau

Früher verlief etwa 50 m parallel zur heutigen, N-exponierten Profilwand ein ca. 6 m tiefer und mehrere Meter breiter Graben, der durch erosive Vorgänge - ausgelöst durch jahrhundertelange Beackerung - entstand. Er behinderte die Feldarbeit, so daß man ihn im Zuge der Flurbereinigung beseitigte. Zu diesem Zweck wurde beiderseits des Grabens Löß von den Feldern abgetragen, wodurch der Aufschluß entstand. Die heutige Oberfläche der angrenzenden Äcker entspricht also nicht mehr der natürlichen⁴²⁾. Ebenfalls anthropogen entstand eine Höhle in der E-exponierten Wand (ca. 3 m breit, 2 m hoch und 2 m tief).

Von Interesse ist dieser Lößaufschluß wegen des eigenartigen Verlaufes von drei fossilen "B₁"-Horizonten⁴³⁾, deren stratigraphische Abfolge bis heute noch nicht restlos geklärt ist (vgl. Abb. 20 und 21). In einer Bearbeitung von SKOWRONEK (1982) wird das dreigliedrige Profilbild als Ergebnis der Verlagerung eines einzigen B₁-Horizontes, nämlich des letztinterglazialen, interpretiert. BLEICH bringt eine Abbildung der N-exponierten Wand als Beispiel für eine Abfolge von Lössen mit z.T. erodierten Parabraunerden, ohne jedoch näher auf Genese und Zeitstellung einzugehen (1983: 68).

Es stellt sich daher erstens die Frage, ob die Bodenhorizonte jeweils eine Warmphase mit eigener Bodenbildung repräsentieren oder ob sich eine (zwei) Parabraunerde(n) entwickelt hat (haben), die anschließend verlagert wurde(n). Und wenn tatsächlich nur eine autochthone Parabraunerde vorhanden wäre, dann geht es zweitens um die Frage, welche Prozesse hinter ihrer Umlagerung stehen und wodurch sie ausgelöst wurden.

Aus dem Horizontverlauf (vgl. Abb. 21) und der Höhenlage des anstehenden, in der Höhle aufgeschlossenen Muschelkalkes ist zu sehen, daß primär eine Dellenform mit etwa W-E-gerichteter Längsachse existierte.

Komplex 13

Die Hohlform wird von einem stark fS-haltigen Löß (13) ausgekleidet, der an der nördlichen Dellenflanke noch erhalten ist während er im Dellentiefsten - aufgeschlossen in der kleinen Höhle - fehlt. Das Dünnschliffbild (D10) zeigt ein sehr locker gepacktes Gefüge mit hoher intergranularer Porosität. Die Poren sind weder mit Sekundärcarbonat verkittet noch mit freiem Eisenoxidgel aufgefüllt. Einige Körner haben noch ihre eckige Form erhalten können. Plasma- und Teilcheneinregelung treten nur vereinzelt auf.

Man kann also an dieser Stelle von einem im wesentlichen äolisch geprägten Sediment ausgehen, das nur zeitweise syn- oder postsedimentärer Verspülung unterlag, entlang der Tiefenlinie der Delle jedoch abgetragen wurde.

Komplex 12

Die für K. 13 beschriebenen Sedimentmerkmale sind auch in K. 12 noch weiterzuverfolgen, obwohl sie durch ausgeprägte Toncutane überdeckt werden. In der Höhle liegt K. 12 so knapp über dem anstehenden Unteren Muschelkalk, daß die Tonverlagerung noch in dessen Dekompositionszone eingegriffen hat. Auffällig ist, daß im unteren Teil von K. 12 das Gefüge prismatisch, im oberen Teil dagegen

in kleinere Prismen und Polyeder zerlegt ist. Auf der N-exponierten Seite ist direkt im westlichen Teil der Aufschlußwand unter K. 12 eine Lage aus miteinander verkitteten, ca. 10 cm langen Lößkindeln entwickelt. Mikromorphologisch sind relativ wenige, hellockergelbe, schmale und ungestörte Fließplasmaäume erkennbar. Einige Körner tragen noch Eisenumkrustungen.

Die Befunde müssen so gedeutet werden, daß hier ein autochthoner B_t -Horizont vorliegt, von dem nur noch der tiefere, weniger tondurchschlammte Teil erhalten ist und der in einen gestörten oberen und einen ungestörten unteren Bereich gegliedert werden kann⁴⁴⁾.

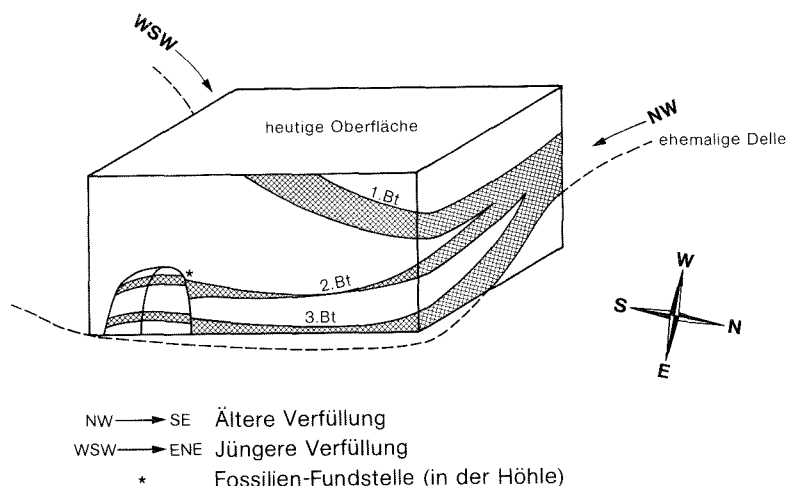


Abb. 21: Schematisches Blockbild des Profils Dertingen II

Komplex 11

K. 11 zeigt ausgeprägt plattiges Gefüge. An seiner Obergrenze setzen einige Frostspalten an. Erstmals treten hier im Profil "vulkanische Gläser" auf. Im Dünnschliff sind ausgewaschene Schluffzonen erkennbar, runde Oxidkonkretionen als Fremdeintrag, Tonbruchstücke, lokal Plasma- und Teilcheneinregelung und größere Schluffkörner mit stark abgerundeten Kanten.

Makro- und mikromorphologische Merkmale deuten sowohl auf laminar-gelisolifluidale Fließbewegungen als auch Verspülung hin. Nach den bisherigen Befunden (vgl. Kap. 2.1.2, 2.2.4) kann der Gehalt an "vulkanischen Gläsern" als Indiz für eingearbeitetes Bleichhorizont-Material gewertet werden.

Komplex 10

Während K. 10 auf der N-exponierten Seite, auf der im westlichen Aufschlußteil noch eine Verbindung zu K. 8 besteht, noch akzeptable B_t -Horizont-Merkmale wie Toncutane und polyedrisches Gefüge aufweist, sind sie auf der E-exponierten Seite fast völlig zerstört und der Horizont ist bis auf stellenweise 10 cm ausgedünnt (vgl. Foto 5). Direkt an seiner Unterkante wurde eine schmale Lage

Holzkohle (Probe 257) gefunden. Sowohl K. 10 als auch K. 11 zeigen außerdem in vertikal verlaufenden Spalten aber auch in Anlehnung an die horizontal-plattige Struktur von K. 11 zusammenhängende Tonbeläge. Im Dünnschliff sind gealterte, relativ schwach doppelbrechende Tonbruchstücke festzustellen; z.T. ist das Fließplasma komplett in der Matrix aufgearbeitet. Daneben tauchen auch hellere, wenig gestörte und gut doppelbrechende Fließtonanlagerungen auf.

Da B_1 -Horizont-Merkmale noch erhalten sind, ist anzunehmen, daß hier der primär kräftig tondurchschlämmte obere Teil eines Parabraunerde- B_1 -Horizontes vorliegt, der offenbar in einer gelisolifluidalen Fließbewegung bei reichlicher Wasserdurchtränkung verlagert wurde. Dafür sprechen auch die Frostspalten im Liegenden (K. 11), die einen hochstehenden Dauerfrostboden - die Voraussetzung für derartige Prozesse - anzeigen. Im Anschluß daran fand erneute Tonverlagerung statt.

Komplex 9

K. 9 enthält sowohl Carbonatkonkretionsbruchstücke als auch Kalksteinscherben, die vorzugsweise auf der E-exponierten Seite zu finden sind. Hier wurde auch Probe 260 entnommen, die das Korngrößenspektrum eines typischen, unverwitterten Lösses zeigt. Wie in K. 11 finden sich auch in K. 9 sehr zahlreich "vulkanische Gläser".

Farbe, Fließstrukturen und "vulkanische Gläser" lassen - wie bei K. 11 - auf einen aufgearbeiteten Bleichhorizont schließen.

Ebenfalls in K. 9 wurden auf der E-exponierten Seite unmittelbar über dem "2.fB₁"-Horizont Fossilien gefunden⁴⁵⁾:

Dabei handelt es sich um Knochenfragmente einer Fauna aus Reh, Hase, Schaf (unsicher, da zu schlecht erhalten) und einem taubengroßen Vogel. Weitere Knochen waren artlich nicht bestimmbar, konnten aber größtenteils der Gruppe der Kleinsäuger zugeordnet werden. Längere Knochen waren meist eingeregelt, z.T. in Carbonatkonkretionen einzementiert, welche mit zahlreichen anderen lagig über K. 10 angeordnet waren (allerdings nur in der Höhle, also über dem Dellentiefsten)⁴⁶⁾. Nach dem Abschlämmen fanden sich folgende Schneckenarten: *Trichia hispida*, *Oxychilus* sp., *Vallonia* sp. und *Pupilla* sp.. Im Schlammrückstand blieben mehrere Zähne von Kleinsäufern zurück, bei denen es sich wahrscheinlich um Maulwurf, eine Wühlmausgattung und andere Mäusegattungen handelt.

Stratigraphisch lassen sich daraus keine eindeutigen Schlüsse ziehen. Was die Schneckenfauna betrifft, so paßt sie nicht in einen ausgesprochen kalten Bereich, sondern eher in einen Übergangsbereich zu einer wärmeren Phase. Dieser Befund erhält Unterstützung durch das Reh, das ja auch zu einer wärmeren Phase tendiert.

Da die längeren Knochen meist eingeregelt waren, hat man sicher mit Transportvorgängen zu rechnen. Jedoch stammt die starke Anreicherung von Kleinsäugerresten mit großer Wahrscheinlichkeit von Eulengewöllern. Daß so verschiedene Arten so lokal begrenzt vorkommen, deutet darauf hin, daß es sich um einen Mahlzeitenrest handelt. Das heißt aber gleichzeitig, daß der Transportweg an dieser Stelle nicht sehr lang gewesen sein kann, da der Inhalt der Gewölle sonst mehr zerstreut worden wäre⁴⁷⁾.

Die Schwermineralspektren der Proben 253 und 260 aus K. 9 setzen sich aus einer Turmalin-Zirkon-Rutil-Gesellschaft mit nur 36 % bis 37 % an Instabilen zusammen.

Verglichen mit Probe 252 aus dem hangenden Komplex 8, die zwar nur 27 % Instabile enthält, kann man dennoch eine deutliche Verwandtschaft in der Schwermineral-Verteilung feststellen.

Komplex 8

Der oberste braune Horizont (8) ist wieder durch B_t-Horizont-Merkmale (hoher T-Gehalt, Toncutane) gekennzeichnet. Auf der N-exponierten Seite macht der "Boden" einen noch relativ ungestörten Eindruck, dagegen weist der gleiche Horizont auf der E-exponierten Seite, wo er an der Geländeoberfläche ausstreicht, nur noch undeutliche B_t-Horizont-Merkmale auf (vgl. Foto 5).

Dem kleinpolyedrischen Gefüge nach zu urteilen unterlag auch dieser "Boden" einer Bewegung, die aber nicht in dem Ausmaß zur Strukturzerstörung führte wie beim 2. "B_t"-Horizont.

Komplex 7

Über einer scharfen Erosionsdiskordanz folgt ein sehr heller Horizont, an dessen Obergrenze sich eine dünne Lage Holzkohle befindet. Sein Korngrößenspektrum weist einen hohen fS- und mS-Anteil auf. Die Schwermineral-Verteilung hebt sich mit 6 % vulkanischen Schwermineralen und einem Instabilen-Anteil, der auf 44 % geklettert ist, klar vom Liegenden ab, läßt sich aber ebenso gegen die Instabilen-reicheren Schwermineral-Spektren in den hangenden Horizonten abgrenzen.

Damit liegt auch hier ein typischer Bleichhorizont vor, der - wie bereits in Kap. 2.1.2 ausgeführt - als Leithorizont für frühkaltzeitliche Vorgänge dienen kann. Als Besonderheit muß in diesem Horizont wahrscheinlich mit Flugsandbeimengung gerechnet werden, obwohl im mS kein zweites Maximum auftritt, denn der hangaufwärts anstehende Untere Muschelkalk kann die Sandkomponente nicht beigesteuert haben. Damit fügt sich Dertingen II nahtlos in das Bild eines allmählichen W-E-Fazieswechsels vom Flugsand bis zum Löß (vgl. Kap. 2.3.3) ein.

Komplex 1-6

Der letzte Profilabschnitt ist stark verkürzt und wird lediglich durch eine nur einige cm bis einen dm mächtige humos-tonige Strate (5) gegliedert. Sie dünnt genauso wie die liegenden Bodenhorizonte nach E aus.

Das Auskeilen und der hohe T-Gehalt von K. 5 deuten darauf hin, daß es sich hier um aufgearbeitetes Material aus einem der liegenden, tonigeren Horizonte handeln muß.

2.4.3 Genetische Deutung

Faßt man die Ergebnisse der makromorphologischen, der mikromorphologischen und der sedimentanalytischen Untersuchungen zusammen, dann kann man sich die Genese der Löß-Boden-Sequenzen im Profil Dertingen II etwa folgendermaßen vorstellen (vgl. Abb. 21 und 22 a-e):

1. Verfüllung einer vorhandenen Delle mit etwa W-E-verlaufender Längsachse (vgl. Abb. 21).
2. Äolische Sedimentation von sehr fS-haltigem Löß (13).
3. In der Nähe des Dellentiefsten wird der Löß (13) ausgeräumt, auf dem SE-exponierten Dellenhang bleibt er zumindest teilweise erhalten.

4. Parabraunerdebildung (12) auf dem Löß. Im Dellentieftsten greift die Toninfiltration auch auf den anstehenden Unteren Muschelkalk über. Einsetzen der Pseudovergleyung bis zur Bleichung (vgl. Abb. 22a).
5. Abtragung des A_1 -Horizontes der Parabraunerde bei gleichzeitiger Lößeinwehung und Ablagerung in der Delle (11) (Abb. 22b).
6. Der B_t -Horizont der Parabraunerde (12) wird in höherer Hangposition erfaßt und schiebt sich en bloc (= K. 10) über die liegenden Sedimente, dünnt aber nach E zu stark aus (Abb. 22c). Der Vorgang induziert damit eine Hangunterschneidung durch möglicherweise langandauernde linienhafte Erosion (vgl. Kap. 3.4.2).
7. Wie die unterschiedliche Neigung der Horizonte zeigt (vgl. Abb. 20 und 21), kann A_1 -Material jetzt z.T. schon aus anderer Richtung (einem Sektor von S bis WSW) herantransportiert und über dem " $2.B_t$ "-Horizont abgelagert werden (9). Gleichzeitig muß es zur Einwehung von frischem Material gekommen sein (vgl. Abb. 21 und 22d).

Zu dieser Interpretation würden auch die Schwermineralspektren der Proben 253 und 260 aus K. 9 passen. Sie weisen einerseits K. 8 gegenüber einen höheren Instabilen-Anteil auf (36 % - 37 %), andererseits aber einen geringeren Instabilen-Gehalt im Vergleich zu K. 7 und deuten damit ebenfalls auf eine Vermischung von älterem, verwittertem und frischem, unverwittertem Material hin.

8. In der folgenden Verlagerungsphase konnte sich erneut ein Teil des B_t -Horizontes (12) als Scholle vom Untergrund lösen und eine kurze Strecke im Verband (= K. 8) hangabwärts schieben. Erst im Zungenbereich kam es zu allmählichem Ausdünnen. Der lessivierte Oberboden war bereits vorher abgetragen worden (vgl. Kap. 2.4.4). Das setzt klimatische Verhältnisse voraus, bei denen erstens der Dauerfrostbodenspiegel noch so hoch liegt, daß es nicht zu einer intensiveren Durchmischung mit dem Liegenden kommen kann und zum zweiten die Wasserdurchtränkung noch nicht so weit fortgeschritten ist, daß ein breiartiges Zerfließen die Folge wäre.
9. In der nächsten Erosionsphase wird diese " B_t -Decke" (8) gekappt. Die Neigung der Erosionsdiskordanz zeigt jetzt die nivellierten Reliefverhältnisse an (Abb. 22f).
10. In höheren Hangpositionen steht danach offenbar immer noch genügend A_1 -Material zur Umlagerung zur Verfügung; gleichzeitig erfolgt äolischer Antransport (7) (Abb. 22g). Der relativ hohe S(v.a. mS)-Anteil würde bedeuten, daß man auch hier - wie in Profil Dertingen I - Flugsand-Dynamik im Altwurm akzeptieren müßte (vgl. Kap. 2.4.2).
11. Danach kommt es zur erneuten Tonverlagerung im Altwurm, die wahrscheinlich bis in K. 11 durchgegriffen hat. Anschließend (gleichzeitig ?) erfolgt Bleichung.
12. Der Bleichhorizont (7) wird gekappt.

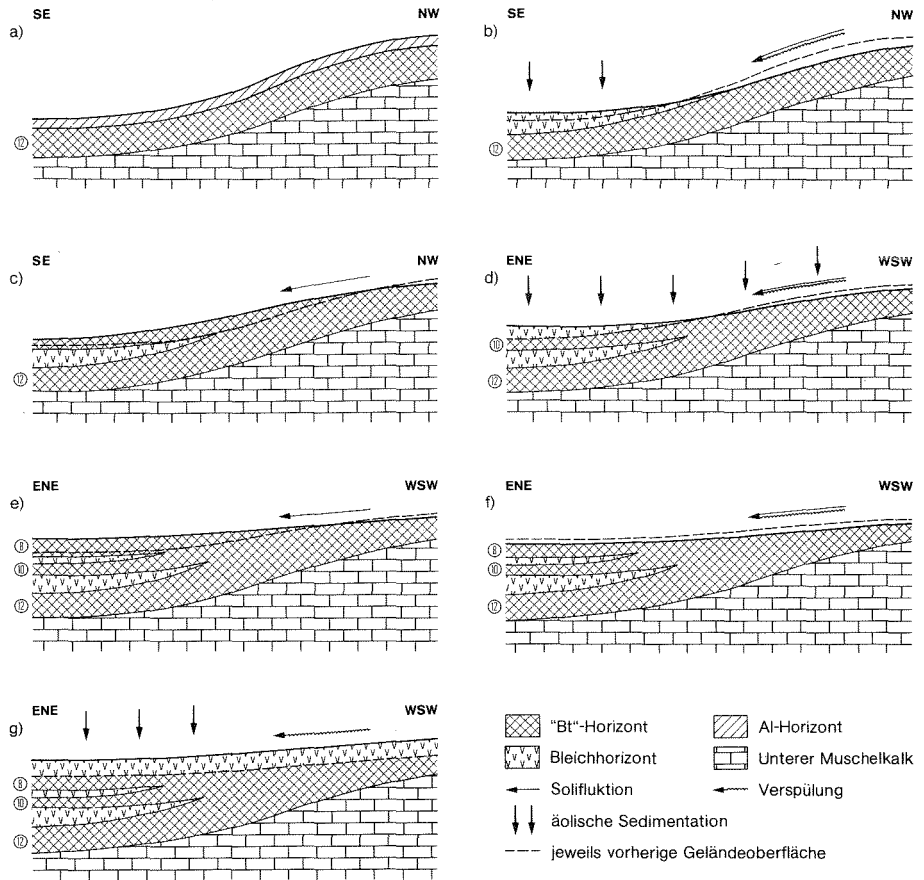


Abb. 22: Schematische Darstellung der Entwicklung des Profils Dertingen II bis zum Ende des Altwürms (Erläuterungen im Text)

13. Die neue Materialzufuhr (6) dokumentiert sich sehr gut in den Schwermineralspektren (Proben 249, 248) mit jetzt deutlicher Dominanz der Instabilen-Gruppe und - im Unterschied zum Bleichhorizont (7) - durch das Fehlen der vulkanischen Schwerminerale.
14. Der auskeilende humos-tonige Horizont (5) muß wohl als ehemalige Humuszone gewertet werden, die bei der mittelwürmzeitlichen Umlagerungsphase erfaßt, mit tonigem Material aus der liegenden Parabraunerde durchmischt und hangabwärts verfrachtet wird, ist also als Äquivalent der Niedereschbacher Zone nach SEMMEL (1968, 1969) aufzufassen.
15. Darüber läßt sich - bis auf die rudimentäre holozäne Parabraunerde - keine weitere Untergliederung vornehmen.

2.4.4 Diskussion der zeitlichen Stellung

Morphologische Befunde und Analysenergebnisse⁴⁸⁾ - danach würde der mittlere "B_t"-Horizont (10) keine eigene Warmzeit repräsentieren, sondern eine Umlagerungsphase und auch der oberste B_t-Horizont (8) wäre nicht autochthon gebildet worden - deuten schon darauf hin, daß der basale Parabraunerderest in das letzte Interglazial gestellt werden könnte.

Eine *Thermolumineszenzdatierung*, die von Herrn Dr. ZÖLLER⁴⁹⁾ an einer Probe aus dem Horizont 13, dem Ausgangssubstrat für den untersten fossilen Boden, durchgeführt wurde und ein Alter von 150 +/- 15 ka ergab, kann diese Deutung noch stützen⁵⁰⁾.

Die Bestimmung der zur Berechnung notwendigen Äquivalenzdosis ließ zunächst auf ein Alter zwischen 200 ka und 300 ka schließen. Die Uran- und Thoriumwerte lagen aber überdurchschnittlich hoch, so daß sich effektiv ein Alter von 150 +/- 15 ka errechnete (vgl. Tab. 14).

Legt man mit ZÖLLER die jüngst von SARNTHEIN, STREMMER & MANGINI (1986; zit. nach ZÖLLER, briefl. Mitteil. vom 19.1.1987) publizierten Daten zugrunde, dann "...ist Eem zwischen ca. 130 und 90 (?) ka (70), das vorletzte Interglazial zwischen 250 (240) und 195 ka und das Holstein über 300 ka anzunehmen." Der älteste Löß von Dertingen II wäre demnach rißzeitlich und der unterste B_t-Horizont würde dem Eem-Boden entsprechen, was in guter Übereinstimmung mit den Geländebefunden steht. Das würde aber gleichzeitig eine immense morphodynamische Aktivität im Altwurm bedeuten.

2.4.5 Typisierung des Profils und seiner stratigraphischen Einheiten

Korngrößen

Den T-Maximalwert mit 53.4 % erreicht der mittlere "B_t"-Horizont und unterstützt damit die Vorstellung einer en bloc-Verlagerung des am stärksten toninfiltrierten oberen Teiles des basalen B_t-Horizontes (vgl. Beil. 26). Den niedrigsten Ton-Gehalt mit 11.6 % weist Probe 260 an der Basis von K. 9 auf, allerdings auf der

der "1.B_t"- und der "2.B_t"- Horizont bereits stark auffächern. Bemerkenswert ist der sehr hohe S-Gehalt (46.9 %), der sich i. w. aus fS (22.0 %) und mS (23.1 %, leichtes Maximum) rekrutiert (vgl. Tab. 6). Ansonsten schwankt er zwischen 33 % und immerhin noch 13 % in den tonangereicherten Horizonten. Auffällig erhöht ist der mS-Anteil im jüngeren Altwürm-Abschnitt (7), wo er zwischen 6.6 % und 7.3 % beträgt, obwohl hier kein Maximum innerhalb der S-Fraktion erreicht wird.

Betrachtet man die W-E-Abfolge der Profile Bettingen und Dertingen I (vgl. Kap. 2.3) und vergleicht die Befunde mit denen von Dertingen II, das auf der gleichen Achse liegt, dann zeichnet sich eine von den Mainterrassen ausgehende, von W nach E abnehmende Flugsanddynamik während aller Stadien der Lößbildung aber mit Dominanz im Altwürm ab. Dieses Resultat liefert zugleich ein zusätzliches Argument für die stratigraphische Einordnung des Profils Dertingen I.

Qu/F- und KF/Pl-Verhältnis

Wie es bei einem Sedimentkomplex, der so starken Umlagerungsvorgängen unterlag, nicht anders zu erwarten ist, streuen beide Verhältniszahlen stark und lassen keinerlei Beziehungen zu pedogenetischen Prozessen erkennen (vgl. Abb. 44). Dabei sind in der Tiefenfunktion die Wertesprünge nicht einmal auf die Übergänge von einem Horizont zum nächsten beschränkt, sondern sind auch innerhalb homogen erscheinender Sedimentpakete erheblich (vgl. z.B. K. 7).

Carbonat

Der Gesamtcarbonatgehalt liegt bei der Mehrzahl der Proben nur noch unter 5 % (vgl. Abb. 45) obwohl der ehemalige Carbonatgehalt erheblich gewesen sein muß, wie die großen Lößkindel an der Basis des untersten B_t-Horizontes und auch an verschiedenen anderen Stellen des Profils beweisen, wo sie aber nicht in situ liegen. Eine Carbonatdifferenzierung war aus diesem Grund nur bei insgesamt drei Proben möglich. Bei 246 und 259 dominiert eindeutig der Calcit, was aufgrund ihrer Position mit Sekundärcarbonatanreicherung erklärt werden kann. In Probe 260 aus K. 9 liegt hingegen ein Do/Ca-Verhältnis von 0.97 vor, d.h. 49 % Dolomit bezogen auf das Gesamtcarbonat. Das Sediment zeigt an dieser Stelle des Profils (Exponierte Seite) keine Verbraunungs- oder gar Toninfiltrationsmerkmale. Es enthält im Gegenteil eine individuenreiche Schneckenfauna, die bei Entkalkungsprozessen sicher zerstört worden wäre. Aus beiden Fakten läßt sich also ableiten, daß Probe 260 noch am ehesten die primäre Do/Ca-Verteilung widerspiegelt. Damit würde sich auch in Dertingen II die Beobachtung aus Marktheidenfeld bestätigen, wonach das spezielle Do/Ca-Verhältnis als Indikator pedogenetischer Prozesse gelten und damit auch zur Horizontdifferenzierung herangezogen werden kann.

Schwerminerale

Durchschnittlich beträgt der Anteil der instabilen Schwerminerale (nach WEYL 1950, 1952, TILLMANN 1977) 46.2 % und der der Stablen 50 % im Würm-Abschnitt

(vgl. Beil. 27). Der Epidot-Gehalt liegt bei durchschnittlich 17 %, grüne Hornblende zwischen 13 % und 34 %, während Granat nur mit ca. 6 % vertreten ist. Die Stabilen weisen ein Maximum beim Turmalin (20 % - 29 %) auf, gefolgt von Zirkon (13 % - 25 %) und Rutil (6 % - 9 %). Die Restgruppe beinhaltet Disthen und Staurolith. Vulkanische Schwerminerale tauchen nur im jüngeren altwürmzeitlichen Bleichhorizont auf.

Der Befund kontrastiert erheblich zu dem des nur 9 km NNW liegenden Profils Marktheidenfeld. Während in Dertingen II die vulkanischen Schwerminerale nur 6 % im oberen Bleichhorizont ausmachen, liegen im Marktheidenfelder altwürmzeitlichen Horizont über 30 % und im Jungwürm-Abschnitt immerhin noch 8 % vor. Der Epidot-Gehalt in Dertingen II ist ebenfalls kleiner als in Marktheidenfeld, obwohl dort zusätzlich noch der prozentuale Anteil der Stabilen und der Instabilen durch die größere Menge von vulkanischen Schwermineralen (bis maximal 36 % !) relativiert wird. Die Restgruppe kann ebenfalls als Unterscheidungskriterium zum Profil Marktheidenfeld herangezogen werden, in dem keine Minerale daraus vorkommen.

Obwohl die Schwerminerale der jüngeren und weniger verwitterten Würm-Lösse (Proben 248, 249) von Dertingen II mit Hornblende-Epidot-Granat-Dominanz das Spektrum der Main-Terrassen aufweisen (VAN ANDEL 1950: 69, SPOERER 1980: 74, HUY 1984: 37), zeigt doch der Vergleich mit Marktheidenfeld, daß in Dertingen II mehr Stabile vorhanden sind. Da die Verwitterungsvorgänge in den betreffenden würmzeitlichen Horizonten⁵¹⁾ aber nicht intensiv genug gewesen sein können, um eine relative Anreicherung wie in den B₁-Horizonten zu bewirken, müssen die Unterschiede zwischen beiden Profilen primär sedimentationsbedingt sein.

Eine Erklärung könnte sein, daß Marktheidenfeld direkt am Main liegt und von hier vorwiegend mit dem typischen Mainspektrum beliefert wurde. Der hohe Gehalt an vulkanischen Schwermineralen könnte damit zusammenhängen, daß bei Gmünden die Fränkische Saale in den Main mündet. Ihr Hauptnebenfluß, die Sinn, liefert ihr vulkanisches Material aus der Rhön. Dertingen II liegt dagegen einige Kilometer östlich des Mains und nördlich des Aalbaches, der in seinem oberen Laufstück vorwiegend durch Muschelkalkgebiet fließt und dann durch einen Anschnitt des Oberen Buntsandsteins. Sowohl der Muschelkalk als auch der Buntsandstein sind primär schwermineralarm (vgl. SPOERER 1980:77 und TILLMANN 1985, mündl. Mitt.) und liefern höchstens die stabilen Schwerminerale Zirkon, Rutil, Turmalin. Diese Erklärungsmöglichkeit würde aber auch - zumindest kurzfristige - Änderungen der Windrichtung fordern.

“Vulkanische Gläser”

Die höchste Konzentration taucht mit einer signifikanten Häufung von teilweise weit über 10 Stück/g in den Komplexen 11, 9, 7 und 6 auf. Das sind die Horizonte, in welchen entsprechend den makro- und mikromorphologischen Befunden und den

Analysenergebnissen umgelagerte Bleichhorizontäquivalente vorliegen. Die geringen Vorkommen in K. 10, 8, 5 und 3 können durch Einarbeitung im Verlauf der Umlagerung erklärt werden. Speziell hinzuweisen ist auf die negativen Befunde in K. 12 und 13, also im basalen, autochthonen (!) Parabraunerderest. Daß im Löß keine "Gläser" vorkommen, zeigt, daß sie primär *nicht* während der hochkaltzeitlichen Verwehungsphase ins Sediment gelangt sein können. Ihr Fehlen in den B₁-Horizonten kann deshalb nicht mit dem Herauswittern der "Gläser" bei der Bodenbildung erklärt werden.

2.4.6 Zusammenfassung

1. Aufgrund der Gelände- und Laborbefunde ist anzunehmen, daß in Dertingen II nur ein einziger Glazialzyklus i.S. von SABELBERG ET AL. (1976) vertreten ist, d.h. der tiefste B₁-Horizont gehört ins letzte Interglazial.
2. Die Sedimente kleiden eine präexistente Delle aus, die ursprünglich etwa von W nach E verlief.
3. Die Auffüllung ging mit intensiven Umlagerungsvorgängen einher, die zu einem dreigliedrigen Profilbild führten. Dabei wurde offenbar der oberste Teil des tiefsten B₁-Horizontes zweimal ein kurzes Stück en bloc verlagert, was eine mäßige Wasserdurchtränkung über hochstehendem Dauerfrostboden voraussetzt.
4. Während der sowohl gelisolifluidal als auch deluvial geprägten Verlagerungsphasen fand gleichzeitig die Einwehung frischen Materials statt.
5. Materialumlagerungen und -neueinwehungen haben während der letzten Kaltzeit eine weitgehende Reliefnivellierung bewirkt.
6. Speziell für den (jüngeren) altwürmzeitlichen Profilabschnitt existieren Hinweise auf Flugsandbeimengung.
7. Alle Horizonte, die älter als die vermutlich altwürmzeitliche Umlagerungsphase sind, enthalten makro- und mikromorphologisch Hinweise auf sekundäre Tonverlagerung.
8. Der ältere Profilteil ist bis auf zwei Ausnahmen entkalkt, der jüngere Abschnitt enthält noch wenige Prozente Sekundärcarbonat.
9. Qu/F- und KF/Pl-Verhältnisse deuten auf sedimentäre Inhomogenität auch innerhalb eines einheitlich erscheinenden Horizontes hin.
10. Das Do/Ca-Verhältnis ist bei pedogenetisch nicht beeinflussten Sedimenten erhöht gegenüber pedogenetisch überprägten.

11. Das Schwermineralspektrum setzt sich primär aus Main-Schwermineralen zusammen, enthält aber sicher auch Beimengungen aus dem Oberen Buntsandstein und dem Unteren Muschelkalk. Es hebt sich deutlich von dem aus dem nahegelegenen Marktheidenfeld ab.
12. Aus 11. leitet sich ein erheblicher Anteil an lokalem Material bei der Lößbildung ab, dessen Eintrag nur mit zwischengeschalteten kurzen Änderungen der Hauptwindrichtung erklärbar ist.
13. Vulkanische Schwerminerale tauchen nur im Altwurm auf.
14. In den Proben aus den stark umgelagerten Sedimenten dokumentiert sich der Einfluß der Verwitterung im Schwermineralspektrum mit einer deutlichen Abnahme der instabilen Schwerminerale.

2.5 Profil Holzkirchhausen I

2.5.1 Naturräumliche Einordnung

Wie die beiden Profile Dertingen I und II gehören auch Holzkirchhausen I und II (Kap. 2.6) zur naturräumlichen Einheit der "Marktheidenfelder Platte" (vgl. Tab. 5). Der Steinbruch, in dem die Deckschichtenfolge von Holzkirchhausen I aufgenommen wurde, ist auf der rechten Talflanke des Welzbaches im Oberen Buntsandstein (Plattensandstein und Untere Röttonsteine) angelegt. Beide Talhänge sind in diesem Gebiet - bedingt durch den Plattensandstein - steil ausgebildet. Etwa einen Kilometer weiter nordöstlich beim - Profil Holzkirchhausen II - verbreitert sich das Tal und wird asymmetrisch (SE-exponierter Flachhang). Beide Profile (Ho I, Ho II) liegen im südöstlichen Randbereich einer mit Löß ausgekleideten Einsattelung zwischen zwei Höhenzügen des Unteren Muschelkalkes. Aalbach im N und Welzbach im S, die stellenweise parallel zueinander fließen, haben die Fläche des Unteren Muschelkalkes zerschnitten und weite Teile des Oberen Buntsandsteins freigelegt, die heute eine Lößdecke überzieht, wobei jedoch die höchsten Kuppenpositionen ausgespart sind. Die klimatischen Verhältnisse sind relativ trocken und warm (durchschnittliche Jahrestemperatur 8° - 9° C, Niederschlag 600 - 650 mm).

2.5.2 Erläuterungen zum Profil und zum Profilaufbau

Das Profil (vgl. Foto Nr. 7 und Abb. 23) ist wegen seiner Verzahnung von Löß und Solifluktionsschuttdecken interessant. Da nur einen Kilometer nordöstlich davon das gut gegliederte Lößprofil Holzkirchhausen II aufgeschlossen ist, bietet sich eine Parallelisierung zwischen beiden an, durch die morphodynamische Prozesse an primär lößfeindlichen Hängen wie dem von Holzkirchhausen I stratigraphisch erfaßt und anschließend mit ähnlichen Abfolgen im Arbeitsgebiet verglichen werden können.

Komplex 8

Die Basissolifluktionsschicht (8) liegt unmittelbar den Unteren Röttonsteinen auf, die stellenweise in die Schuttdecke aufgepreßt sind. Die Sandsteinblöcke sind in wenig Feinmaterial eingeregelt, wobei ihre Längsachsen im weiter hangaufwärts gelegenen Profilabschnitt steiler als die heutige Geländeoberfläche zum Tal hin einfallen. Der obere Bereich der Solifluktionsschicht setzt sich vorwiegend aus kleineren Sandsteinen (unter 10 cm Kantenlänge) zusammen. Die Sandsteine sind teilweise bereits mürbe und zeigen ausgeprägte, dunkle Verwitterungsrinden. Sie sind von ungestörten Tonhäuten überzogen und auch auf Gefügeflächen der Matrix finden sich rotbraune Tonbeläge.

Die Befunde können so gedeutet werden, daß die Basissolifluktionsschicht intensiver Verwitterung und Toninfiltration in situ unterlegen hat.

Komplex 6-7

Darüber lagert eine hellbraune, tonarme Solifluktionsschicht (7). Die Einfallswinkel der Längsachsen der Steine entsprechen weder denen des liegenden Schuttes noch dem Verlauf der rezenten Geländeoberfläche. Die Solifluktionsschicht fehlt im Top des Aufschlusses. Am Grubeneingang, wenige Meter über heutigem Auenniveau, liegt sie direkt den Unteren Röttonsteinen auf. Zum Hangenden hin nimmt die Zahl der groben Blöcke ab und es dominiert braunes, löblehmhaltiges Feinmaterial (6), in dem aber keine Anzeichen von Tonverlagerung festzustellen sind. Die Sandsteine sind ebenfalls frei von Tonüberzügen und weisen keine Verwitterungsspuren wie die der Basissolifluktionsschicht auf.

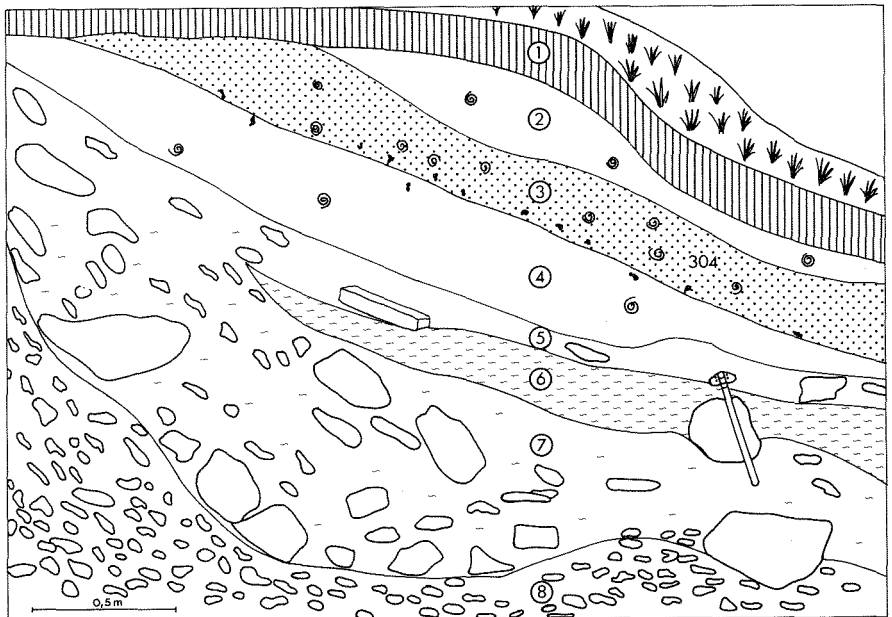


Abb. 23: Profil Holzkirchhausen I (die Zeichnung entspricht dem Ausschnitt auf dem Foto 8)

Farbe und T-Gehalt lassen darauf schließen, daß in K. 6 und 7 aufgearbeitetes Matrixmaterial aus dem Liegenden vorliegt. Aufgrund der unterschiedlichen Reichweite ist anzunehmen, daß sich K. 7 weiter bewegt hat als die Basissolifluktionsschicht.

Komplex 5

In einem Übergangsstreifen zum hangenden Löß (4) tauchen noch vereinzelt grobe, unverwitterte Sandsteinblöcke auf. Hangaufwärts sind die beiden Schuttschichten K. 7 und K. 5 kaum voneinander zu unterscheiden, fächern jedoch hangabwärts auf und werden durch den bräunlichen Lößlehmkeil von K. 6 getrennt.

Das weist darauf hin, daß das Material von K. 5 im wesentlichen aus der liegenden Schuttschicht (7) stammt, aber zu einem späteren Zeitpunkt verlagert wurde und damit einer dritten solifluidalen Verlagerungsphase angehört.

Komplex 4

Darüber folgt blaßbrauner Löß (4), der keine makroskopisch erkennbaren Fließspuren aufweist und bereits eine sehr individuenreiche Schneckenfauna enthält, deren Schalen meist noch intakt sind.

Daraus kann geschlossen werden, daß postsedimentär keine intensiven - die Schneckenschalen zerstörenden - Verlagerungsvorgänge stattgefunden haben können.

Komplex 1-3

Der gelblichbraune hangende Horizont (3) (Probe 304)⁵²⁾ weist massenhaft unzerstörte Schnecken- schalen auf und enthält außerdem zahlreiche Carbonatkonkretionen mit deutlicher Anreicherung an der Basis. Stellenweise treten ausgeprägte Rostflecken auf. Darüber folgt wieder blaßbrauner Löß (2), der in einen humosen Horizont (1) übergeht.

K. 3 kann aufgrund der Merkmale als Naßboden interpretiert werden und der heutige Oberflächenboden (1) als Pararendzina auf Löß (2).

2.5.3 Genetische Deutung und stratigraphische Zuordnung

Aufgrund der Mehrgliedrigkeit der Schuttschichten und der relativ oberflächennahen Lage ist man zunächst versucht, sie mit dem Basis-, Mittel- und Deckschutt der hessischen Buntsandsteingebiete i.S. von SEMMEL (1968: 61, 63) oder auch den periglazialen Deckschichten von SCHRÖDER & FIEDLER (1977: 1087 f.) aus dem östlichen Harz zu parallelisieren.

SEMMEL nennt als typisches Kriterium des Basisschuttes die Lößfreiheit während das spezifische Charakteristikum des darüberliegenden Mittelschuttes sein hoher Lößlehmgehalt ist (1968: 63). Nach seinen Befunden können "...Teile des Basisschuttes und des Mittelschuttes im Altwürrn oder auch früher entstanden sein." (1968: 100). Der hellbraune Deckschutt zeichnet sich durch tonarmes, schluffiges Feinmaterial aus, das nachweislich äolische Beimengungen enthält (1968: 97). Da er bisher nur über dem allerödzeitlichen Laacher Bimstuf zu finden war, wird er in die Jüngere Tundrenzeit gestellt (1968: 98). Dieser stratigraphischen Einordnung schließen sich SCHRÖDER & FIEDLER für die Decksedimente im östlichen Harz im wesentlichen an (1977: 1096, Tab.2). Eine generelle Einordnung des Basisschuttes in

die Weichsel-Kaltzeit ist ihrer Ansicht nach allerdings nicht unproblematisch, da damit zu rechnen ist, daß verschieden alte Schuttfolgen übereinanderliegen, die durch den Abtrag des Eembodens "zusammengewachsen" erscheinen (1977: 1095).

Im Falle von Holzkirchhausen I zeigt die Kryoturbation an der Basis der untersten Solifluktionsschicht (8), daß der Schutt periglazialer Genese über Dauerfrostboden ist und demnach ein holozänes Alter ausgeschlossen werden kann. Der Verwitterungsgrad der Sandsteine und die ungestörten Tonbeläge machen eine eemzeitliche pedogenetische Überprägung wahrscheinlich. Man kann hier also von einem "älteren Basisschutt" i.S. SEMMELS (1968: 66) sprechen. Die hangende Solifluktionsschicht (7) wäre aufgrund ihrer Farbe und ihres Lößlehmanteils dem "Mittelschutt" gleichzusetzen. Bei der dritten Solifluktionsschicht (5) kann nicht der "Deckschutt" nach SEMMEL vorliegen, da sie ein jungwürmzeitliches Lößpaket unterlagert, der "Deckschutt" aber als spätglaziale Bildung (s.o.) eingestuft wird. K. 3 kann aufgrund seiner hydromorphen Merkmale und seines dunkleren Farbtones im Verhältnis zu K. 4 und K. 2 als Jungwürm-Naßboden angesprochen werden. Wahrscheinlich handelt es sich um den E₂-Naßboden, da dieser generell kräftiger entwickelt und noch am ehesten erhalten geblieben ist. Der "Mittelschutt" (7) läßt sich chronologisch also zumindest zwischen beginnendem Altwurm und beginnendem Jungwürm eingrenzen. Eine weitergehende zeitliche Korrelation kann nur im Vergleich mit dem Profil Holzkirchhausen II erfolgen (vgl. Kap. 2.6.5).

2.6 Profil Holzkirchhausen II

2.6.1 Naturräumliche Einordnung

Hinsichtlich der geologischen und klimatischen Verhältnisse gelten prinzipiell die gleichen Angaben wie für Holzkirchhausen I. Ein wesentlicher Unterschied besteht jedoch in der erheblich geringeren Reliefenergie im unmittelbaren Umfeld des Profils Holzkirchhausen II (vgl. Tab. 5, Beil. 6).

2.6.2 Erläuterungen zum Profil und zum Profilaufbau

Der Aufschluß (vgl. Foto 7) wird erstmals von SKOWRONEK (1982) und dann von TOROSLU (1984) erwähnt. Da jedoch die stratigraphische Ansprache für den Mittelwürm-Abschnitt in diesen beiden Arbeiten von der hier vorgestellten⁵³⁾ abweicht, ist es notwendig, nochmals genauer auf das Profil einzugehen.

Komplex 12

Der basale Komplex 12 liegt nach SKOWRONEK (1982: 100) an dieser Stelle unmittelbar den Röttonen auf. Er ist gekennzeichnet durch braune Farbe, einen T-Gehalt von 30,5 % und gut ausgebildete Toncutane. Mikromorphologisch sind gut abgegrenzte Plasmaaggregate, die mit orientierungsdoppelbrechendem Fließplasma angereichert sind, und gleichzeitig Tonbruchstücke erkennbar. Die erste Tondurchschlämmung scheint an dieser Stelle nicht besonders intensiv gewesen zu sein, denn Zahl und Ausprägung der geschichteten Tonpartikel können nur als mäßig eingestuft werden im Verhältnis zu fossilen B₁-Horizonten in Vergleichsprofilen.

Damit liegt hier ein Parabraunerde-B₁-Horizont vor, der - zumindest in seinem aufgeschlossenen oberen Teil - Hinweise auf gelisolifluidale Störung beinhaltet.

Komplex 11

Darüber folgt ein fahler, schluffiger Horizont (11) mit Eisen-Mangan-Konkretionen. Im Dünnschliff sind noch Tonbruchstücke und tonangereicherte Matrixaggregate erkennbar. Daneben tauchen junge Fließplasmaanlagerungen auf, welche z.T. von Oxidationsflecken *überdeckt* sind.

K. 11 kann als Bleichhorizont-Äquivalent interpretiert werden, auch wenn die Merkmale weniger typisch ausgebildet sind als in vergleichbaren Horizonten der Profile Hösbach oder Marktheidenfeld. Festzuhalten ist außerdem, daß hier erstens noch sekundäre Tonverlagerung nachweisbar ist, und daß zweitens danach noch Pseudovergleyung stattfand.

Komplex 10

Der Übergang in einen humosen, gefleckten Horizont (10) vollzieht sich ganz allmählich. Die Sedimente von K. 11 und K. 10 ähneln sich vom Korngrößenspektrum her stark und auch die Zusammensetzung der Schwerminerale läßt nur graduelle Unterschiede erkennen. Allerdings enthält Probe 91 aus K. 10 bereits 5.2 % Carbonat, das zu 29 % aus Dolomit besteht.

Die Befunde lassen auf relativ gleichmäßiges Aufwachsen des Sedimentkörpers schließen, ohne daß gravierende Abtragungsprozesse stattfanden, die einen Hiatus hätten verursachen können. Der allmähliche Anstieg im Carbonat-, speziell im Dolomit-Gehalt von K. 11 zu K. 10 deutet außerdem darauf hin, daß K. 11 im Gegensatz zu K. 10 noch älteres, entkalktes Material enthält.

Komplex 9

Im Hangenden folgt nach einer sehr undeutlichen Grenze ein homogen erscheinendes Lößpaket (9). Im oberen Teil hat der gU-Gehalt erheblich zugenommen und bei den Schwermineralen liegt beinahe eine Verdreifachung des Hornblende-Anteiles gegenüber K. 10 vor. Der Dolomit-Anteil ist auf 42 % - bezogen auf das Gesamtcarbonat - geklettert. Sekundäre Kalkanreicherung macht sich nicht nur makromorphologisch in Bjeloglaska, Rhizosolenien und Naßkonkretionen bemerkbar sondern auch mikromorphologisch in einer Verkitung des ansonsten hohen intergranularen Porenraumes.

Die Befunde unterstreichen - wie auch für K. 10 vermutet - daß es sich um ein relativ gleichmäßiges Aufwachsen des Lößpaketes durch zunehmende Einwehung von frischem Material gehandelt haben muß.

Komplex 8

Die folgende bräunliche Zone (8) weist im basalen Teil horizontal verlaufende, helle und dunkle Streifen auf, die sich nach oben zu verlieren. Ober- und Untergrenze sind deutlich ausgebildet. Das tonhaltige Korngrößenspektrum differiert sowohl vom Hangenden als auch vom Liegenden; ebenso auffällig ist die sprunghafte Abnahme des Dolomit-Gehaltes.

K. 8 kann als Umlagerungszone interpretiert werden, deren Material sich aus einer älteren Bodenbildung rekrutiert.

Komplex 7

K. 7 ist nur geringmächtig und zeigt wieder schwach ausgebildete Streifen. Er unterscheidet sich von K. 8 durch eine hellere Farbe, niedrigeren T- und höheren U-Gehalt sowie durch einen absolut gestiegenen Dolomit-Anteil gegenüber K. 8.

Die Befunde weisen damit auf eine neue, äolische Materialzufuhr in diesem Horizont hin.

Komplex 6

Mit K. 6 liegt ein leicht verbraunter Horizont mit erhöhtem T-Gehalt vor⁵⁴⁾; gleichzeitig weist er einen verminderten Dolomit-Gehalt auf.

K. 6 weist somit auf eine Unterbrechung der Lösssedimentation durch eine Bodenbildungsphase hin.

Komplex 5

Darüber folgt ein hellerer Horizont (5) mit plattiger Struktur und hydromorphen Merkmalen. Sedi-mentpetrographisch ist er durch hohen U-Gehalt, erhöhtes mU/gU-Verhältnis gegenüber dem Liegenden und relativ geringen Dolomit-Gehalt charakterisiert.

K. 5 kann deshalb als syndementär verlagerte Zone interpretiert werden, in der es nachträglich noch zu einer kryoklastischen Korngrößenverminderung kam, wie das hohe mU/gU-Verhältnis vermuten läßt.

Komplex 3-4

K. 4 ist verbraunt und hat bereits einen T-Gehalt von 18.8 %. Er ist vom Hangenden (3) durch eine deutliche Grenze abgesetzt und unterscheidet sich außerdem durch ein kompaktes Kohärentgefüge von der ausgesprochen plattigen Struktur in Horizont 3.

Hier liegt offenbar erneut eine Bodenbildung vor, die in ihrem oberen Teil gekappt und laminar-gelisolifluidal verlagert wurde.

Komplex 1-2

Der jüngste Löß (2) ist schwach verlehmt und weist im oberen Bereich bereits eine schmale Verbraunungszone auf. Den Profilabschluß bildet der rezente A_h-Horizont (1).

Auch in diesem Profil liegt also - wie in Holzkirchhausen I - eine Pararendzina als Oberflächenboden vor.

2.6.3 Genetische Deutung und stratigraphische Zuordnung

Gemäß dem stratigraphischen Leitsatz der INQUA-Lößkommission, wonach der jüngste fossile Waldboden dem letzten Interglazial entspricht (FINK 1965: 273, 1973: 422), ist die liegende Parabraunerde eemzeitlich. Der fahle Horizont darüber (12) entspricht stratigraphisch einem altwürmzeitlichen Bleichhorizont nach ROHDENBURG & MEYER 1979. Er ist hier aber nicht typisch entwickelt, da die fossile Humuszone (10), die bekanntermaßen ebenfalls ins Altwürm gehört, von oben her noch durchgegriffen hat.

Das Phänomen der Fleckung dieser Zone ist nach ROHDENBURG (1964) mit postsedimentärer Enthumifizierung zu erklären, die horizontübergreifend, also autochthon ist. Was allerdings noch nicht feststeht ist, ob die Fleckung auf Humusabbau in situ oder auf Humusabfuhr zurückzuführen ist (ROHDENBURG 1964: 69).

Ein weiteres, im Arbeitsgebiet selten zu beobachtendes Phänomen, ist der fließende Übergang von der Humuszone in den hangenden Mittelwürmlöß. Er drückt sich insbesondere durch eine allmähliche Zunahme des Dolomit-Gehaltes und eine parallel hierzu allmähliche Abnahme des T-Gehaltes aus. Das läßt auf klimatische Bedingungen schließen, die es der Vegetation und den Bodenlebewesen gestattet, mit der zunächst nur langsamen Lösssedimentation Schritt zu halten und einen merklichen Humuszuwachs zu produzieren.

Die bräunliche Umlagerungszone (8) und der hangende, ebenfalls durchbewegte, helle Löß (7) werden mit der von SEMMEL (1968: 29 f.; 1969: 397 f.) und BIBUS & SEMMEL (1977: 143 f.) beschriebenen Niedereschbacher Zone aus dem Mittelwürm parallelisiert. Ab hier zeigt der stratigraphische Aufbau eine Besonderheit, die im Arbeitsgebiet nur noch im Profil Marktbreit (vgl. Kap 2.13) vorkommt:

Nach den beschriebenen Eigenschaften handelt es sich bei dem Profilabschnitt 3 - 6 um den Lohner Boden, der als markanter Boden den Mittelwürm-Löß im mitteleuropäischen Raum abschließt (vgl. SCHÖNHALS ET AL. 1964, SEMMEL 1968, ROHDENBURG & MEYER 1979). Im Gegensatz zu den anderen Profilen des Arbeitsgebietes ist er hier durch eine überprägte, schluffige Lage (5) mit Rostflecken und -streifen zweigeteilt⁵⁵). Während der untere Teil (6) als brauner Verwitterungshorizont ausgebildet ist, ist der zweite Teil (4 und 3) eher humos und weist in seinem oberen Abschnitt (3) die für den Lohner Boden als typisch angesehene plattige Struktur und typische, nadelstichartige Rostflecken auf (vgl. SEMMEL 1968: 39 f.; BIBUS & SEMMEL 1977: 144, BIBUS 1980: 177).

Jungwürmzeitliche Naßböden, Erbenheimer Böden i.S. der hessischen Pedostratigraphie, konnten bei der Geländeaufnahme nicht festgestellt werden.

2.6.4 Typisierung des Profils und seiner stratigraphischen Einheiten

Korngrößen

In den Lössen (2, 7, 9) und im Bleichhorizont (11) schwankt der T-Gehalt zwischen 10.3 % und 14.1 %, der U-Gehalt zwischen 70.0 % und 78.2 % und der S zwischen 9.7 % und 19.2 % (vgl. Beil 26). Der T-Gehalt in den interstadialen Bildungen liegt noch unter 20 % und der Eem-B₁-Horizont weist ebenfalls nur 30.5 % auf.

Qu/F- und KF/Pl-Verhältnis

Das *Qu/F-Verhältnis* variiert zwischen 2.0 und 5.0, das *KF/Pl-Verhältnis* zwischen 0.3 und 1.3 (vgl. Abb. 44). Es läßt sich, wie in den vorangegangenen Fällen, keine Abhängigkeit zwischen Bodenbildungen und Quotienten aufstellen. Unabhängig davon fällt aber auf, daß sich bei der Mehrzahl der Proben die beiden Kurven gegenläufig verhalten, daß also das Qu/F-Verhältnis erhöht ist, wenn das KF/Pl-Verhältnis abgenommen hat und umgekehrt. Ein Phänomen, das noch nicht erklärt werden kann, das aber trotzdem als Faktum festgehalten werden sollte.

Carbonat

Der Gesamtcarbonatgehalt in den Lössen (2, 7, 9) und im Bleichhorizont (11) liegt zwischen 8.4 % und 20.6 % (vgl. Abb. 45), der Dolomit-Anteil beträgt davon 3.8 % - 8.4 % ("Relativ"-Prozent: 34 - 46). In den Interstadialböden bzw. den Umlagerungszonen beträgt das Gesamtcarbonat 5.2 % - 13.3 % und der Dolomit-Anteil 1.5% - 4.1% ("Relativ"-Prozent: 18 - 41).

Damit zeigt sich, wie bereits in Marktheidenfeld angedeutet (vgl. Kap. 2.2.2.2), daß in Lössen und ihren Bodenbildungen dem Dolomit-Gehalt eine Indikatorrolle zukommt. Anhand eines Vergleichs mit dem Dolomit-Gehalt aus einem nicht überprägten Löß des gleichen (!) Profils läßt sich danach die Intensität der Entkalkung und damit der pedogenetischen Prozesse abschätzen. Da Dolomit schwerer löslich ist als Calcit, bedeutet eine vermehrte Abnahme auch eine intensivere und/oder längere Einwirkung von aggressiven Bodenwässern. Darüber hinaus kann man bei makromorphologisch ausgegliederten Umlagerungszonen (z.B. der Niedereschbacher Zone oder der typischen Umlagerungszone über dem Lohner Boden) anhand des Dolomit-Gehaltes feststellen, ob und inwieweit bereits frisches, unverwittertes Lößmaterial mit eingearbeitet worden ist.

Auf Holzkirchhausen II angewendet heißt das, daß der nur allmählich steigende Dolomit-Gehalt im Mittelwürm-Löß (9) mit einer synsedimentär abklingenden Bodenbildung erklärt werden kann.

Da die Niedereschbacher Zone nach SEMMEL (1968, 1969) aus der Verlagerung von Bodenmaterial der letztinterglazialen Parabraunerde hervorgegangen ist, muß der Dolomit-Anteil in diesem Fall mit der Einarbeitung von frischem Material kausal zusammenhängen. Weiterhin läßt sich aus dem Dolomit-Gehalt der Horizonte 3 - 6 ablesen, daß es bei der interstadialen Bodenbildung im ausgehenden Mittelwürm zu keiner vollständigen Carbonatabfuhr kam, denn sonst wäre der Dolomit ebenfalls gelöst worden und das Gesamtcarbonat dürfte nur aus sekundär gefällttem Calcit aufgebaut sein.

Den "Relativ"-Prozenten, also dem prozentualen Anteil von Dolomit und Calcit am Gesamtcarbonat, kommt beim Vergleich von pedogenetisch überprägten bzw. nicht überprägten Horizonten nur eine unterstützende Bedeutung zu, da Sekundärcarbonatanreicherungen immer zu einer relativen Dolomit-Verminderung führen bzw. eine beginnende Calcit-Abfuhr zur relativen Anreicherung. Die gleiche Einschränkung gilt für den Do/Ca-Verhältnisswert. Er spricht aber dann eindeutig für noch vorhandenes Primärcarbonat, wenn er trotz offensichtlicher Sekundärcarbonatanreicherung noch ein Maximum gegenüber dem Hangenden und dem Liegenden aufweist (vgl. K. 9).

Schwerminerale

Dem ursprünglich angelieferten Schwermineralspektrum (vgl. auch Beil. 27) im Profil Holzkirchhausen II dürfte die Zusammensetzung aus dem unverwitterten Mittelwürm-Löß (Probe 93) am nächsten kommen. Der Anteil der instabilen Schwerminerale beträgt hier 75 % - mit einem Maximum von 35 % der sehr verwitterungsanfälligen grünen Hornblende - während die stabilen Schwerminerale nur 20 % ausmachen⁵⁶⁾. Demgegenüber zeigt das Profil an der Basis (Probe 90 und 91) wenig grüne Hornblende (7 % - 13 %), was von der Aufnahme rißzeitlichen, also stärker verwitterten, Materials und einer noch synsedimentär verlaufenden Pedogenese (vgl. Abschnitt "Carbonat" dieses Kapitels) herrühren könnte.

Wie in den zuvor behandelten Profilen taucht im altwürmzeitlichen Abschnitt die höchste Konzentration von vulkanischen Schwermineralen auf. Ihr Anteil nimmt in den stratigraphisch höheren Positionen ab.

Die Proben aus dem Alt- und frühen Mittelwürm-Löß (90, 91, 93) weisen - abgesehen von dem hohen Hornblende-Gehalt im Mittelwürm-Löß - eine große Ähnlichkeit untereinander auf: Epidot 35 % - 37 % und fast ausgewogenes Zirkon-Turmalin-Verhältnis bzw. sogar Turmalin-Dominanz. Von dieser Zusammensetzung weichen die beiden Proben aus den jüngeren Horizonten ab: Epidot 26 %, grüne Hornblende 25 % - 27 %, Granat 9 % - 11 % und bei den Instabilen dominiert jetzt eindeutig der Zirkon mit einem drei- bis vierfachen Wert gegenüber dem Turmalin. Da keine Probe aus einem Sedimentteil stammt, der intensiver Pedogenese unterlag - es kam zu keiner völligen Entkalkung, s.o. -, müssen die Abweichungen in den Spektren mit unterschiedlicher Sedimentanlieferung zu verschiedenen Zeiten erklärt werden.

Mit der Epidot-grüne Hornblende-Granat-Gesellschaft kommt als Liefergebiet in erster Linie das Maintal-Quartär in Frage (vgl. VAN ANDEL 1950: 69, SCHEER 1976: 65, SPOERER 1980: 74, HUY 1984: 37). Für eine Rhein-Schwermineralvergesellschaftung, die prinzipiell die gleiche qualitative Zusammensetzung aufweist, scheint m.E. der Epidot-Gehalt zu hoch zu sein, wenn man die eigenen Ergebnisse mit denen von HUY aus den Würm-Lössen des engeren Rhein-Main-Gebietes vergleicht (vgl. HUY 1984: 40 bzw. Abb. 57 dieser Arbeit). Mit Granularvariation und vermehrter Transportsäuerung als Konsequenz kann der hohe Epidot-Anteil in Holzkirchhausen II vermutlich auch nicht erklärt werden, da Epidot nach HUY (1984: 30) keine generelle Korngrößenabhängigkeit zeigt. Er muß demnach als primär sedimentpetrographisch bedingt angesehen werden.

2.6.5 Vergleichende Betrachtung der Profile Holzkirchhausen I und Holzkirchhausen II

Bei Holzkirchhausen II war die Rötquarzitschicht offenbar schon so weit zurückverlegt, daß eine Solifluktsionsdecke daraus nicht mehr bis in den Unterhangsbereich vorstoßen konnte, wo das Gelände wegen der anstehenden Röttone bereits eine wirksame Verflachung erfahren hatte. Das Profil Holzkirchhausen I ist dagegen noch innerhalb der Reichweite der präemzeitlichen Solifluktsionsschicht angelegt, die ihren Ursprung in der unweit oberhalb anstehenden Rötquarzitdecke hat.

Die Steilheit des Geländes hat in Holzkirchhausen I eine rißzeitliche Lößakkumulation, wie sie bei Holzkirchhausen II stattfand, erschwert oder gar verhindert und im Gegenteil eine Feinmaterialausspülung aus der Schuttedecke begünstigt. So hat sich der letzte warmzeitliche Boden innerhalb eines eng begrenzten Gebietes einmal direkt auf einer Schuttedecke (K. 8 in Holzkirchhausen I) und das andere Mal auf Löß (K. 12 in Holzkirchhausen II) entwickelt. Da die Lößsedimentation nach

den bisherigen Erfahrungen im Altwürm ohnehin nur spärlich war, kann man davon ausgehen, daß sie in dem steilen Gelände von Holzkirchhausen I keine Spuren hinterließ.

Die zunehmende Anlieferung im Mittelwürm, hat in Holzkirchhausen II ein Lößpaket entstehen lassen, von dem trotz aller Abtragungsvorgänge heute noch 70 cm erhalten sind (9). Sie muß auch in Holzkirchhausen I zu einer gewissen Akkumulation von Löß geführt haben, der aber bei der nächsten Umlagerungsphase aufgezehrt und im "Mittelschutt" (7) und dem braunen Lößlehmkeil (6) aufgearbeitet wurde. Diese Abtragsphase ist von Intensität und stratigraphischer Position her mit derjenigen vergleichbar, die in Holzkirchhausen II von der Niedererschbacher Zone repräsentiert wird, muß also frühmittelwürmzeitlich sein.

Schwieriger ist dagegen die dritte Solifluktionsschicht (5) von Holzkirchhausen I zeitlich einzugrenzen. Jedenfalls brachte die Ablagerung des Jungwürm-Lösses sie zum Stillstand. Es liegt nahe, K. 5 der Umlagerungsphase zu Beginn des Jungwürms gleichzusetzen (vgl. u.a. WALTHER & BROSCHE 1982: 124). Demnach liegt in Holzkirchhausen I für das Mittelwürm ein Hiatus vor, dem in Holzkirchhausen II die Horizonte 3 bis 7 entsprechen.

Damit unterstreicht der Vergleich der beiden Profile eindrucksvoll die Bedeutung, die dem präexistenten Relief hinsichtlich der Bildungs- und Erhaltungsbedingungen des Lösses zukommt.

2.7 Profil Helmstadt

2.7.1 Naturräumliche Einordnung

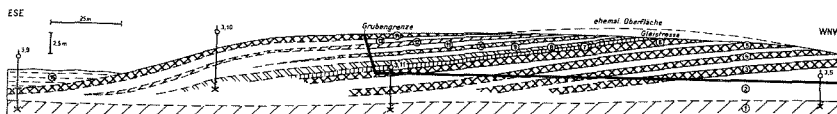
Der Aufschluß der ehemaligen Ziegeleigrube *Wander* gehört - wie die Dertinger und Holzkirchhausener Profile - zur naturräumlichen Einheit der "Marktheidenfelder Platte" (vgl. Tab. 5, Beil. 7). Er liegt bereits im Grenzbereich zwischen Unterem und Mittlerem Muschelkalk. Das Relief ist von flachen, lößüberkleideten Rückenformen bestimmt und wird von einem ausgedehnten Trockentalsystem gegliedert. Das Lößprofil befindet sich an der Westflanke eines solchen Tales, des Häuser-Tales östlich von Helmstadt. Für das Profil Helmstadt gelten die gleichen Klimadaten wie für Dertingen I/II und Holzkirchhausen I/II.

2.7.2 Erläuterungen zum Profil, zum Profilaufbau und zur stratigraphischen Zuordnung

Unter dem Aspekt der morphodynamischen Entwicklung quartärer Hohlformen haben bereits SEMMEL & STÄBLEIN (1971) den Aufschluß mittels lößstratigraphischer Methoden ausführlich bearbeitet. Die damaligen Abbauverhältnisse gestatteten Einblick in eine Abfolge von vier fossilen B₁-Horizonten, über denen der durch interstadiale Böden gegliederte Würm-Löß lag (vgl. Abb. 24). SKOWRONEK (1982: 98 f.) stellte das Profil zusammen mit einigen anderen mainfränkischen Lößprofilen

im Rahmen eines Beitrages zur landschaftsgeschichtlichen Entwicklung in Mainfranken vor.

Wenn das Profil hier trotzdem noch einmal behandelt wird, dann aus zweierlei Gründen: erstens um die Datenbasis mit vergleichbaren - weil einheitlich gewonnenen - Werten möglichst breit zu halten und zum zweiten, um exemplarisch eine mikromorphologische Untersuchung der Würm-Sedimente vorzunehmen, wie sie für die Prä-Würm-Lösse von Marktheidenfeld bereits erfolgte⁵⁷⁾. Aufgrund der oben zitierten früheren Arbeiten, die bereits die stratigraphische Zuordnung beinhalten, braucht hier nur auf die Parallelisierung zur eigenen Profilaufnahme und auf einige Besonderheiten eingegangen zu werden (vgl. Foto 10, Beil. 7).



Lehmgrube der Ziegelei Helmstadt und angrenzendes Häuser-Tal.

1 = Muschelkalk-Mergel mit Verwitterungs- und Schuttdecke; 2 = ältester Lößlehm; 3 = erster fossiler B_t-Horizont; 4 = zweiter fossiler B_t-Horizont; 5 = dritter fossiler B_t-Horizont; 6 = vierter fossiler B_t-Horizont mit „A₁-Horizont“; 7 = Altwürm-Humuszzone; 8 = Umlagerungszone; 9 = Mittelwürm-Löß; 10 = Lohner Boden; 11 = Jungwürm-Löß (älterer); 12 = Naßboden E₂; 13 = Jungwürm-Löß (jüngerer); 14 = Parabraunerde; 15 = Kolluvium. 3,5; 3,9; 3,10; 3,11 = Bohrungen.

Abb. 24: Profil Helmstadt (aus SEMMEL & STÄBLEIN 1971: 31)

Komplex 13

K. 13 stellt den eemzeitlichen B_t-Horizont dar.

Komplex 12

K. 12 repräsentiert wieder einen altwürmzeitlichen Bleichhorizont, der aber - wie beim Profil Holzkirchhausen II - weniger markant ausgeprägt ist als z.B. die Bleichhorizonte in Marktheidenfeld.

Komplex 11

Die Altwürm-Humuszzone (11) ist hier sehr geringmächtig entwickelt im Verhältnis zu der in Holzkirchhausen II (vgl. Kap. 2.6).

Komplex 9-10

Die Humuszone (11) ist durch eine schmale Fließerde (10), in der sichtbar humoses Material aufgearbeitet ist, von der hangenden bräunlichen Umlagerungszone (9) getrennt (vgl. Foto 10).

Beide Umlagerungszonen gehören wahrscheinlich der gleichen Verlagerungsphase an und sind mit der Niedereschbacher Zone i.S. von SEMMEL (1968, 1969) zu parallelisieren.

Komplex 8

Darüber folgt eine Zone (8), die in ihrem oberen Teil etwas schluffiger als das Liegende und schwach verbraunt ist. Zum Hangenden hin verlieren sich die Verlagerungsmerkmale allmählich, was sich auch mikromorphologisch gut nachvollziehen läßt (s.u.).

K. 8 kann dem Lohner Boden gleichgesetzt werden, der sich in diesem Fall offenbar direkt auf der Niedereschbacher Zone gebildet hat⁵⁸⁾.

Komplex 1-7

Darüber folgt die bereits mehrfach beschriebene Umlagerungszone über dem Lohner Boden mit ihren hydromorphen Merkmalen (7), ein Jungwürm-Naßboden (6), der von SEMMEL & STÄBLEIN (1971: 31) dem E₂-Naßboden gleichgesetzt wurde, und als Abschluß die gekappte holozäne Parabraunerde.

2.7.3 Mikromorphologische Befunde aus dem Profil Helmstadt und dem Vergleichsprofil Goßmannsdorf (mit Bemerkungen zur Tonverlagerung)

2.7.3.1 Der prätürmzeitliche Abschnitt von Helmstadt

Da für das Profil Marktheidenfeld die mikromorphologischen Ergebnisse aus dem prätürmzeitlichen Abschnitt bereits ausführlich behandelt wurden, soll hier nur eine knappe Zusammenfassung der Befunde aus dem älteren Profilteil von Helmstadt gegeben werden: Die *beiden letzten Warmzeitböden*⁵⁹⁾ weisen durchwegs Tonbruchstücke mit teilweise markanter, zwiebelschalenartiger Struktur und noch gut erkennbarer Regelungsdoppelbrechung auf, typischen Merkmalen einer ehemaligen Tonverlagerung (vgl. u.a. STEPHAN 1986). Die nachfolgende *solifluidale Störung* macht sich außer in den zerrissenen Fließton-Belägen selbst auch in Form von zahlreichen, kantengerundeten Matrixaggregaten bemerkbar, die den Transport in gefrorenem Zustand verraten. Wie in den fossilen Böden von Marktheidenfeld bildete sich nachträglich ein *jüngeres Anlagerungssystem* aus mit mehr ockergelber Farbe, glatter Struktur, noch undeutlicher Schichtung aber einer hohen Regelungsdoppelbrechung. Merkmale der solifluidalen Verlagerung nehmen zwischen den eigentlichen B₁-Horizonten ab. In den Dünnschliffen zeigen sich nun vermehrt Hinweise auf *Spülprozesse* wie gut gerundete, allochthone Oxidkonkretionen, stark abgerollte grobe Körner und stellenweise Teilcheneinregelung. Nach

oben zu wird das zuvor noch stark verdichtete Gefüge lockerer, so daß man trotz der deluvialen Verlagerungsprozesse mit einer parallel anwachsenden, äolischen Transportkomponente rechnen muß. Der unmittelbar über dem $2.B_t$ -Horizont gelegene Profilabschnitt weist Oxidkonkretionen mit zerlappten Rändern auf, ausgewaschene Gefügezonen und auffällig viele biogene Reste, ist also als *Bleichhorizont-äquivalent* anzusehen.

Für das generell gehäufte Auftreten von biogenen Resten in den Bleichhorizonten kommen m.E. grundsätzlich zwei Erklärungsmöglichkeiten in Betracht:

1. es war tatsächlich mehr Vegetation bzw. aktives Bodenleben vorhanden oder
2. die organischen Reste haben sich in dem zeitweise unter Staunäseeinfluß, und damit unter anaeroben Bedingungen stehenden Horizonten, besser erhalten können als in trockeneren und besser durchlüfteten Profilbereichen.

Wenn man bedenkt, daß gerade die Parabraunerdebildung eine gut entwickelte Waldvegetation voraussetzt, dann kann eigentlich nur die zweite Möglichkeit in Frage kommen, um das zahlreiche Auftreten organischer Reste in den Bleichhorizonten zu erklären. Denn in den B_t - oder B_v -Horizonten warmzeitlicher Parabraunerden muß die Mineralisierung so vollständig gewesen sein, daß kaum noch organische Reste nachzuweisen sein dürften.

Prinzipiell ist also der mikromorphologisch nachweisbare Prozessablauf im Prä-Würm-Abschnitt von Helmstadt mit dem von Marktheidenfeld (vgl. Kap. 2.2.2.1) identisch. Unterschiede sind lediglich gradueller Art:

1. Die Intensität der Bleichung zu Beginn einer neuen Kaltzeit tritt gegenüber derjenigen im Profil Marktheidenfeld deutlich zurück. Eine Erklärung hierfür könnte das stärker saure Buntsandsteinmilieu im Umfeld von Marktheidenfeld gegenüber dem basischen Muschelkalkmilieu von Helmstadt bieten, wenn man eine entsprechend hohe Beteiligung lokalen Materials an den Ablagerungen akzeptiert.
2. Im Gegensatz zu Marktheidenfeld haben in Helmstadt Verspülungsprozesse gegenüber den solifluidalen Vorrang.
3. In den Sedimentkomplexen von Helmstadt fanden sich mehr organische Reste als in denen von Marktheidenfeld. Die Erklärung von Punkt 1 kann hier in zweifacher Hinsicht herangezogen werden: einmal schafft das basische Milieu der Muschelkalkgebiete primär günstigere Lebens- und Wachstumsbedingungen und zum zweiten ist die Aggressivität der Bodenwässer geringer, die Erhaltungsbedingungen also besser.

2.7.3.2 Der würmzeitliche Abschnitt von Helmstadt und Goßmannsdorf

a) Allgemeine Bemerkungen

Bisher wurde versucht, anhand der Mikromorphologie darzustellen, inwieweit eine regelhafte Abfolge von dynamischen Aktivitäts- und Stabilitätsphasen mit den

entsprechenden Prozessen in wenig differenzierten prähwürmzeitlichen Ablagerungen existiert. Es fragt sich nun, ob das aufgestellte Schema (vgl. Kap. 2.2.3.1) nicht aufgrund der besseren Konservierung der detaillierteren Gliederung in den Würm-Sedimenten erweitert werden kann. Hat sich die in den älteren Sedimenten festgestellte Regelmäßigkeit von Tonwanderungs-, Ab- bzw. Umlagerungs- und Pseudovergleyungsvorgängen mehrfach wiederholt und bestehen darüber hinaus Unterschiede, die von der Geländedeposition und ihren kleinklimatischen Verhältnissen abhängen?

Unter diesem Aspekt wurden Dünnschliffe aus den Profilen Laudenbach I und II, Obereisenheim und Goßmannsdorf untersucht⁶⁰⁾ (vgl. Tab. 5). Exemplarisch sollen hier nur Helmstadt als ein auf der Gäufäche (nach BÜDEL 1957) gelegener Aufschluß und Goßmannsdorf als Profil in Talposition näher beschrieben werden, da sie vom Aufbau her gut miteinander vergleichbar sind. Die Ergebnisse sind zusammenfassend in Abb. 26 wiedergegeben⁶¹⁾.

Profil Goßmannsdorf

Der Aufschluß Goßmannsdorf lag nordwestlich von Ochsenfurt in der Nähe der Staustufe (vgl. Tab. 5., Abb. 25). Durch den Abbau des Sand- und Kieswerkes *Heusslein* waren die quartären Deckschichten bis zur A-Terrasse i.S. von KÖRBER (1962) aufgeschlossen. Stratigraphisch ist der Aufschluß nach SKOWRONEK (1982: 102) und ERBE (1983: 63 f.) wie folgt gegliedert worden: Basal liegt eine *Schwarzer-*

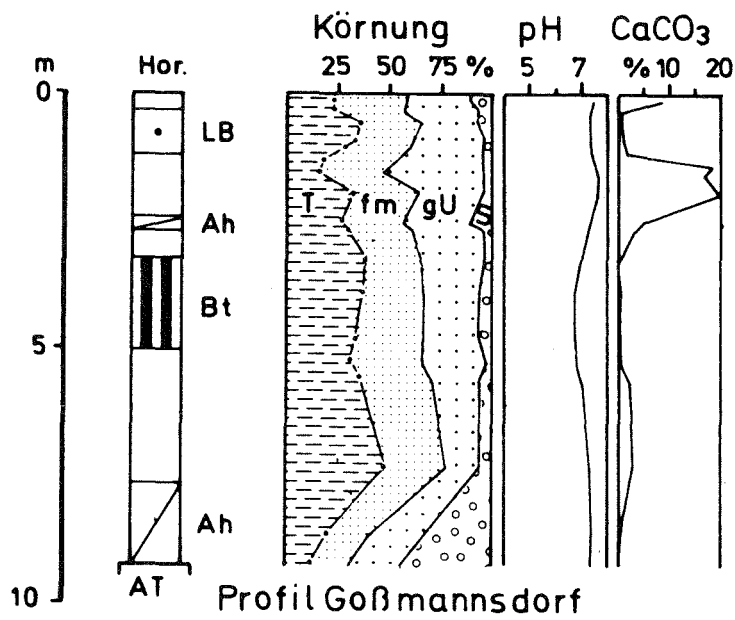


Abb. 25: Profil Goßmannsdorf (aus SKOWRONEK 1982: 99)

de aus Hochflutlehm (A_h), darüber der Riß-Löß und die eemzeitliche Parabraunerde (B). Hangend folgt eine helle "Fließerde", eine Altwurm-Humuszone (A_h), Mittelwurm-Löß und darauf der Lohner Boden (LB). Vom Jungwurm-Löß war nur noch ein geringmächtiger, ungegliederter Rest vorhanden. (vgl. SKOWRONEK 1982: 102, ERBE 1983: 63 f.)

b) Profilvergleich

Eem-B₁-Horizont⁶²⁾

Eingebettet in ein toniges, nur noch schwach doppelbrechendes Gefügeplasma liegen sowohl im *Helmstadter* als auch im *Goßmannsdorfer* Präparat doppelbrechende Tonfragmente mit ausgeprägt schichtiger Struktur in chaotischer Lagerung vor oder es sind noch Reststücke von gleicher Entwicklungsintensität an Hohlraumwandungen vorhanden. Diese Fließplasmareste sind mehrmals von sekundären Leitbahnen gestört, welche oft mit wandständigem, hellerem und intensiv doppelbrechendem Fließplasma ausgekleidet sind. Speziell im *Goßmannsdorfer* Präparat konnten zwiebelschalenartig aufgebaute, jedoch in Separation begriffene Tonbruchstücke gefunden werden, welche von Leitbahnen durchzogen werden, die mit jungen Fließton-Anlagerungen ausgekleidet sind. Im Dünnschliffpräparat aus dem B₁-Horizont von *Helmstadt* macht das Gefüge einen besonders bewegten und zerrissenen Eindruck, tonreiche Matrixaggregate liegen oft beziehungslos neben tonarmen. Im Unterschied zum *Helmstadter* Schliff kommen in *Goßmannsdorf* sehr gut gerundete Oxidkonkretionen vor, die so nicht autochthon gebildet worden sein können. Neben den größeren, allochthonen Oxidkonkretionen sind in beiden Präparaten mehr oder weniger zahlreich kleine, schwarze Punktkonkretionen vertreten. Ungestörte Oxidationsflecken mit zerlappten Rändern waren teilweise sogar auf dem jüngeren Fließton ausgebildet.

In beiden Profilen muß aufgrund der Befunde davon ausgegangen werden, daß nach einer intensiven Tondurchschlämmung eine gelisolifluidale Umlagerung stattfand, so daß die Tonpartikel - da in gefrorenem Zustand verfrachtet - erhalten bleiben konnten⁶³⁾. Hinweise auf Spülung sind im *Goßmannsdorfer* Präparat häufiger. Hinsichtlich der zweiten Tonverlagerungsgeneration und der anschließenden Pseudovergleyung treten in den beiden Vergleichsprofilen keine Unterschiede auf.

Bleichhorizont (Helmstadt) bzw. Fließerde (Goßmannsdorf)

Tonfragmente mit interner Struktur sind in geringer Zahl auch in den Schliffen des folgenden Bleichhorizontes bzw. der "Fließerde" (nach ERBE 1983) noch anzutreffen, jedoch zeigt sich ein Wechsel zu zunehmender Spöldynamik. Sie ist in *Goßmannsdorf* wesentlich stärker ausgeprägt: Plasma- und Teilcheneinregelung, gut gerundete Oxidkonkretionen und runde Partikel von S-Größe dominieren. Reaktivierter Fließton ist hier ebenfalls noch vorhanden. Die junge Tonwanderung greift bis in den liegenden B₁-Horizont durch, setzt dagegen zum Hangenden hin aus. In beiden Profilen ist das Gefüge bereits durch eine höhere intergranulare Porosität geprägt. In *Helmstadt* steht ein typisches Eluvialgefüge mit gut erkennbaren, blankgewaschenen Schluffzonen im Vordergrund. *Goßmannsdorf* weist dagegen noch mehr freies Eisenoxidgel auf. Autochthone Pseudovergleyung, die sich in unregelmäßig begrenzten Eisenoxidfällungen - z.T. auf jüngeren Fließtonbelägen - bemerkbar macht, scheint in *Helmstadt* ebenfalls stärker vertreten zu sein als in *Goßmannsdorf*⁶⁴⁾.

Aufgrund der Merkmalskombination muß man davon ausgehen, daß gelisolifluidale Verlagerung nach der eigentlichen Tondurchschlämmung Tonfragmente sowohl in den Bleichhorizont von *Helmstadt* als auch in die "Fließerde" von *Goßmannsdorf* eingearbeitet hat. Diese Tonpartikel standen dann als Ausgangssubstrat für die jüngere Tonwanderung zur Verfügung, die - da sie im hangenden Horizont nicht feststellbar ist - zeitlich in einer Stabilitätsphase des Altwurms

anzusiedeln wäre. Pseudovergleyung fand - zumindest teilweise - noch nach der zweiten Tonwanderung statt. Damit kann aber selbstverständlich nicht Gleichzeitigkeit im Ablauf ausgeschlossen werden.

Altwürm-Humuszone

Mikromorphologisch zeigen die Dünnschliffe aus den Altwürm-Humuszonen ein sehr hohlraum- und porenreiches Feinschwammgefüge. Gut gerundete Plasmaaggregate in den Leitbahnen, ein ausgeprägtes Nadelstichporensystem und schwarze, isotrope biogene Reste, die vorwiegend in Hohlräumen konzentriert sind, sowie Holzkohlenflitter sind für beide Profile in diesem Abschnitt kennzeichnend. In den *Gößmannsdorfer* Schliffen waren außerdem aus mehreren Kristallen zusammengewachsene runde bis ovale Calcitkörner nachzuweisen, die BRONGER als Ausscheidung von *Lumbricus terrestris* L. interpretiert (1976: 60). Vereinzelt auftretende Teilcheneinregelung im Gefüge in den *Gößmannsdorfer* Schliffen, die durch biogene Aggregation des Gefüges weitgehend wieder aufgelöst wird, zeigt zeitweilige Spüldynamik an.

Löß über der Altwürm-Humuszone

Der Sedimentabschnitt über der Humuszone zeigt in *Gößmannsdorf* ein sehr hohlraumreiches Gefüge mit geringer Kornbindung. Daneben finden sich gerundete Aggregate in Leitbahnen und insgesamt gute Durchporung. Zusätzlich treten aber auch einige Matrixaggregate auf. In *Helmstadt* fehlt eine homogen erscheinende Lößlage über der Humuszone (vgl. Kap. 2.7.2).

Die Befunde zeigen, daß die biologische Aktivität nicht abrupt durch die einsetzende Lößaufwehung unterbrochen worden sein kann, daß man also wohl eine nur allmählich ausklingende Humuszonenenwicklung annehmen muß. Auch weisen die wenigen Matrixaggregate darauf hin, daß vereinzelt noch gelisolifluidale Bewegungen im Sediment stattfanden.

Niedereschbacher Zone und Lohner Boden

Die Proben aus dem bei ERBE (1983) als "Lohner Boden" ausgegliederten hangenden Profiltail von *Gößmannsdorf* zeigen zahlreiche Fließplasmabruchstücke in der Matrix, eine intensiv braune bis graubraune Grundmasse, die deutlich von regelungsdoppelbrechendem, orientiert angeordnetem Fließplasma durchsetzt ist. Im *Helmstadter* Präparat aus diesem Profilabschnitt sind die gleichen Merkmale eines umgelagerten, ehemaligen B₂-Horizontes festzustellen: Tonfragmente mit deutlicher Regelungsdoublebrechung und kantig abgegrenzte Matrixaggregate.

Diese Befunde decken sich erstaunlich gut mit der mikromorphologischen Beschreibung, die ALTEMÜLLER (1974: 124) von der "Niedereschbacher Zone" (unterer Teil) gibt, so daß sowohl für *Helmstadt* als auch für *Gößmannsdorf* diese Bezeichnung durchaus gerechtfertigt erscheint.

Im oberen Teil der tonigen Umlagerungszone von *Gößmannsdorf* ist das Gefüge weniger verdichtet und es tauchen noch vereinzelt Primärcarbonate auf. In *Helmstadt* konnte für den gleichen Teil, für den kein Schliff mehr vorliegt, leichte Verbraunung und - analytisch - frische, wenig verwitterte Substratbeimengung festgestellt werden.

Das bedeutet, daß bei beiden Profilen der tonige Umlagerungshorizont der Niedereschbacher Zone nur von einem dünnen Lößschleier überdeckt wurde, der dann das Ausgangssubstrat für die das Mittelwürm abschließende Bodenbildungsphase gewesen sein dürfte, d.h. der Lohner Boden hat sich direkt auf der Niederesch-

bacher Zone entwickelt und erscheint deshalb nicht in seiner typischen Ausprägung im Profil.

Jungwürm-Löß

Für die mikromorphologische Bearbeitung der jüngsten Profilabschnitte von *Helmstadt* und *Goßmannsdorf* wurden zur Abgrenzung der einzelnen Prozesse die gleichen Kriterien angewandt wie bei den anderen Horizonten (s.o.), so daß sich eine ausführliche Beschreibung erübrigt und auf Abb. 25 verwiesen werden kann. Zu betonen ist, daß in *Goßmannsdorf* im Lohner Boden und in der Umlagerungszone darüber einige schmale, ungestörte, wandständige Fließplasmaäume nachweisbar sind, die vor einer Abtragung im höheren Jungwürm-Abschnitt gebildet worden sein müssen, denn später taucht keine jüngere Tonverlagerung mehr auf. Ebenso kommen in allen Proben aus dem jungwürmzeitlichen Profilabschnitt von *Helmstadt* mehr oder minder gut ausgeprägte doppelbrechende Fließplasmaäume vor und in der holozänen Parabraunerde sogar zwei unterschiedlich alte Generationen wie in den interglazialen Parabraunerden.

Damit zeigen die Befunde, daß die sekundäre Tonverlagerung nicht auf die älteren Horizonte beschränkt ist.

Zusammenfassend kann man feststellen, daß in der Abfolge der Einzelprozesse in beiden Profilen eine weitgehende Übereinstimmung besteht. Das gilt auch unter der Einschränkung, daß eine zeitliche Reihung aufgrund von Prozeßüberlagerungen häufig schwierig ist und deshalb z.T. hypothetisch bleiben muß. Es waren nur graduelle Unterschiede hinsichtlich der Intensität der Prozesse (so konnten z.B. in *Goßmannsdorf* mehr Hinweise auf Verspülung gefunden werden als in *Helmstadt*). Indizien für Sedimentbewegungen sind nicht nur auf bestimmte Zonen beschränkt, sondern treten überall auf.

Damit stehen die mikromorphologischen Ergebnisse, obwohl sie nur auf einem winzigen Ausschnitt des Sediments basieren, in guter Ergänzung zu den profilmorphologischen und den analytischen Resultaten.

2.7.3.3 Bemerkungen zur Tonverlagerung

Das Vorkommen von verschiedenen Fließton-Generationen fordert eine kritische Bewertung der Tonverlagerung als Indikator des Entwicklungsgrades von Paläoböden.

Tonverlagerung ist der profilprägende Prozeß der Parabraunerden. Beteiligt sind v.a. Bestandteile der Feintonfraktion ($< 0.2 \mu\text{m}$), die bei Bildungen auf Löß i.a. aus der Silikatverwitterung stammen. Ausschlaggebend für die Verlagerung ist die Dispergierung der Tonteilchen, die eine weitgehende Entkalkung und Entsalzung des Oberbodens voraussetzt. Der Transport erfordert schnell bewegliches Sickerwasser und ausreichend Grob- und Mittelporen bzw. Schrumpfungsrisse in feinkörnigen Böden. Ablagerung setzt ein, wenn Leitbahnen blind enden oder Änderungen des pH-Wertes (< 5 oder > 7) zur Ausflockung führen (vgl. SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1984: 334 f.). Ist das Substrat bereits weitgehend entkalkt und sind Fließton-Fragmente enthalten, dann bedarf es keiner lösungsschemischen Verwitterung, um die Voraussetzungen für die Tonverlagerung zu schaffen. Genügend Feuchtigkeit führt zur Reaktivierung des Tones und - bei entsprechenden Leitbahnen - zur Verfrachtung (vgl. STEPHAN 1986).

Damit wird verständlich, warum in den mikromorphologisch untersuchten Profilen eine zweite (oder auch mehrfache?) Tonverlagerung besonders z.B. im

		HELMSTADT		GOSSMANNSDORF	
		Hori- zont	Dynamische Aktivitätsphase Stabilitätsphase	Dynamische Aktivitätsphase Stabilitätsphase	Hori- zont
Holozän	Ah		7 anthrop. Störung → 6 Ah-Bildung 6 Pseudovergleyung 6 T-Verlagerung	7 anthrop. Störung → 6 Ah-Bildung 6 Pseudovergleyung	Ah
	Bt		6 Umlagerung durch Fließbewegungen (anthropogen?) 5 T-Durchschlämmung	6 Erosion (anthropogen?) 5 Verbraunung	Bv
	E ₂		5 äol. Sedimentation, schwache Verspülung 5 äol. Sedimentation 4 äol. Sediment./Verspülung 4 Umlagerung(?) (kein Schliff) 3 Verbraunung (kein Schliff)	5 äol. Sedimentation, deutliche Verspülung 5 Verspülung/Solifluktion 4 schwache T-Verlagerung 4 Solifluktion 3 Verbraunung	
Jungwürm	LB				LB
	NEZ		3 intensive Solifluktion 3 äol. Sediment. 2 Ah-Bildung (intens. biol. Aktivität)	3 intensive Solifluktion 3 äol. Sediment. (+ Solifl.) 2 Ah-Bildung (intens. biol. Aktivität)	NEZ
Mittelwürm	Ah		2 äol. Sediment./Verspülung 1 Pseudovergleyung 1 schwache T-Verlagerung	2 äol. Sediment. (+ Solifl.) 1 Pseudovergleyung 1 leichte Verbraunung/schwache T-Verlagerung	Ah
	Bleichorizont		1 Solifluktion (+ Verspül.) 1 Solifluktion 0 T-Durchschlämmung	1 Verspülung (+ äol. Sedim.) 1 Solifluktion/Verspülung 0 T-Durchschlämmung	"Fließerde"
	1. Bt				1. Bt
Altwürm					
Eem					

Abb. 26: Darstellung mikromorphologisch nachweisbarer Prozessabläufe während der Würm-Kaltzeit und dem Holozän an zwei Beispielprofilen (Helmstadt, Gossmannsdorf)

Altwürm-Abschnitt zu finden ist. Im Staubereich über dem B_t -Horizont und z.T. wahrscheinlich auch schon über hochstehendem Dauerfrostbodenspiegel kommt es zur Separation der gelisolifluidal eingearbeiteten Fließton-Bruchstücke. Bei freiem Wasserabzug in der wärmeren Jahreszeit kann der Feinton dann nach unten abgeführt werden. Dieser Mechanismus muß bei der Profilinterpretation berücksichtigt werden. Je größer die Verlagerungstätigkeit war, desto vorsichtiger müssen Tonanlagerungen bewertet werden. Auch besteht die Gefahr, daß ein Bodensediment aus einem liegenden B_t -Horizont als interglaziale Bildung angesehen wird, obwohl wenige, ungestörte Tonbeläge nicht auf eine Verlagerung warmzeitlichen Charakters zurückzuführen sein müssen. Auf eine mögliche Überbewertung der Bodenbildungsintensität in älteren Interglazialböden wurde bereits hingewiesen (vgl. Marktheidenfeld, Kap. 2.2.3.1).

2.7.4 Typisierung des Profils und seiner stratigraphischen Einheiten

Korngrößen

Das Helmstadter Profil zeichnet sich durch einen hohen T-Gehalt aus, der im Eem- B_t -Horizont bei 41.1 % liegt, die Niedereschbacher Zone enthält noch bis 35 % und der Jungwürm-Löß immerhin bis 18.2 % (vgl. Beil 26). Die U-Gehalte im Bleichhorizont und in den Lössen betragen 76 % bis 81.2 % und die S-Anteile 3.9 % - 6.9 %. Erhöhte mU/gU-Verhältnisse lassen im Naßboden und in der Umlagerungszone über dem Lohner Boden auf kryoklastische Korngrößenverschiebung (vgl. ROHDENBURG & MEYER 1979: 48) schließen, wodurch auch der erhöhte fU-Anteil verständlich wird. Dagegen ist im Lohner Boden Kryoklastik nicht primär für den ungewöhnlich hohen T-Gehalt verantwortlich, wie SKOWRONEK meint (1982: 98), sondern das tonige Ausgangssubstrat der Niedereschbacher Zone (vgl. hierzu Kap. 2.7.3.2).

Qu/F- und KF/Pl-Verhältnis

Beide Kurven zeigen einen äußerst unruhigen Verlauf, den man bis zum Lohner Boden vielleicht noch mit der Umlagerung von überprägtem Material erklären könnte. Diese Interpretation verbietet sich aber spätestens dann, wenn man die immens streuenden Werte im unteren, makromorphologisch sehr homogen erscheinenden Jungwürm-Abschnitt betrachtet (vgl. Abb. 44).

Carbonat

Abgesehen von Carbonatkonkretionen und Rhizosolenien als sekundären Bildungen enthalten die Sedimente fast kein Carbonat mehr, was im Falle des Alt- und Mittelwürms sicher der polygenetischen Entwicklung zugeschrieben werden darf (vgl. Abb. 45). Lediglich K. 5 markiert die Entkalkungsgrenze der holozänen Parabraunerde und auch im Naßboden (6) sind noch Hinweise auf Carbonatabfuhr und basale Ausfällung vorhanden. Wegen des generell niedrigen Carbonatgehaltes

war eine sinnvolle Differenzierung in Dolomit und Calcit nur bei drei Proben möglich. Der Dolomit-Anteil liegt für den Jungwürm-Löß mit 2 % - 4 % relativ niedrig. Im C_c-Horizont der holozänen Parabraunerde (5) ist der relative Anteil am Gesamtcarbonat auf 14 % bzw. 29 % durch die Calcit-Zufuhr von oben zurückgedrängt (Proben 83 und 84). Dort, wo die sekundäre Anreicherung geringer war (Probe 79), liegen die "Relativ"-Prozente (vgl. HÄDRICH 1975) bei 49 %.

Schwerminerale

Bei den Schwermineralen (vgl. Beil. 27) herrschen im Bleichhorizont und im jüngeren Profilabschnitt die Instabilen vor: sie nehmen 52 % - 77 % des Spektrums ein. Der Epidot kommt am häufigsten vor (30 % - 44 %), dann die grüne Hornblende (12 % - 36 %) und als relativ unbedeutende Beimengung der Granat (3 % - 11 %) ⁶⁵. Weiterhin fällt auf, daß bei den stabilen Schwermineralen im tieferen Profilteil - ähnlich wie in Holzkirchhausen II - der Turmalin dominiert und nach oben zu der Zirkon überhandnimmt.

Die Verteilung der vulkanischen Schwerminerale kann, verglichen mit den bereits behandelten Profilen - und auch den folgenden, wie noch zu zeigen sein wird -, schon als typisch bezeichnet werden: Der höchste Anteil liegt in der Altwurm-Humuszone vor und ein etwas geringerer Wert im Bleichhorizont darunter. Im höheren Profilteil hält er sich konstant auf 2 %. Es könnte hier also schwermineralogisch der Metternicher Tuff erfaßt sein, der nach BRUNNACKER & LÖHR (1974: 82) "an der Basis bzw. im Verband mit den einleitenden Humuszonen ..." vorkommt.

Frische Lösssedimentation im Jungwürm-Abschnitt kündigt sich in Probe 82 durch den sprunghaften Anstieg der grünen Hornblende an, die Verwitterungsvorgängen als erste zum Opfer gefallen wäre (vgl. u.a. BOENIGK 1983). Das untermauert zugleich die Interpretation der Qu/F- und KF/Pl-Quotienten, daß ein einheitlich erscheinendes Lößpaket durchaus nicht durch gleichmäßige Sedimentation zustande gekommen sein muß, sondern daß sich die Bildungsbedingungen innerhalb relativ kurzer Zeiträume geändert haben können.

Wenn man eine geringe Schwankungsbreite v.a. beim Epidot-Gehalt zugesteht, dann kann man das Spektrum sehr gut mit dem von Holzkirchhausen II vergleichen, weshalb als Herkunftsgebiet wohl in erster Linie ebenfalls das Maintal-Quartär anzunehmen ist (vgl. Kap. 2.6.4).

2.7.5 Zusammenfassung

1. Der Bleichhorizont tritt in Helmstadt - wie in Holzkirchhausen II auch - weniger markant in Erscheinung.
2. Die Altwurm-Humuszone ist nur noch als Rest vorhanden.

3. Sowohl in Helmstadt als auch in Goßmannsdorf konnte nachgewiesen werden, daß der Lohner Boden auf umgelagertem B_1 -Horizont-Material (Niedererschbacher Zone i.S. von SEMMEL 1968) entwickelt ist⁶⁶⁾.
4. Qu/F- und KF/Pl-Verhältnisse und die Schwermineralanalyse deuten die sedimentäre Inhomogenität innerhalb eines nur geringmächtigen, homogen erscheinenden JungwürmhORIZONTES an.
5. Carbonat ist nur im Jungwürmabschnitt in geringen Resten vorhanden, wobei die Carbonatdifferenzierung von den abgelaufenen pedogenetischen Prozessen anhängig ist.
6. Bei den instabilen Schwermineralen herrscht deutlich der Epidot vor. Bei den Stabilen dominiert im tieferen Profilteil der Turmalin, im höheren nimmt der Zirkon überhand.
7. Vulkanische Schwerminerale sind auf Humuszone und Bleichhorizont konzentriert (Metternicher Tuff?).
8. Das Schwermineralspektrum ist dem von Holzkirchhausen II sehr ähnlich und entspricht dem des Main-Gebietes.
9. Mikromorphologisch war im Prä-Würm die gleiche Aufgliederung in Einzelprozesse festzustellen wie in Marktheidenfeld (vgl. Kap. 2.2.3.1) wobei lediglich graduelle Unterschiede in der Ausprägung bestehen.
10. Die mikromorphologisch für einen einzelnen präwürmzeitlichen Warmzeit-Kaltzeit-Zyklus aufgestellte Abfolge von Tonwanderungs-, Ab- bzw. Umlagerungs- und Pseudovergleyungsvorgängen hat sich innerhalb des letzten Warmzeit-Kaltzeit-Zyklus mehrfach wiederholt.
11. Eine jüngere Tonverlagerung kann in Abhängigkeit von reaktivierungsfähigen Tonpartikeln in allen Profilabschnitten auftauchen.
12. Der unterschiedliche Gehalt an organischen Resten speziell in Bleichhorizont und Humuszone könnte mit dem jeweils anderen geologischen Umfeld erklärt werden.

Unter der Voraussetzung einer wirksamen Lokalkomponente im Material bewirkt es ein mehr saures bzw. basisches Bodenmilieu, was primär die Wachstums- und Lebensbedingungen für Flora und Edaphon verschieden beeinflußt hat und sekundär auch die Erhaltungsbedingungen der organischen Reste.

2.8 Profil Laudenbach III

2.8.1 Naturräumliche Einordnung

Das Lößprofil Laudenbach III (vgl. Tab. 5, Beil. 8) liegt an der Wurzel eines Schwemmfächers, der sich, aus dem Tiefen-Tal kommend, auf der Mittelterrasse und der Niederterrasse des Mains (vgl. SCHWARZMEIER 1977: 67 f.) ausbreitet. Der Main durchschneidet hier eine von Trockentälern gegliederte, hügelige Muschel-

kalklandschaft. In Flußnähe sind diese Täler, wie der Main selbst, im Unteren Muschelkalk angelegt. Der N und NW des Kartenblattes Karlstadt - auf dem Laudenbach liegt - wird vorwiegend von den Ausstrichen des Unteren Muschelkalkes beherrscht, während in der Mitte des Blattes, um den Ort selbst, und im S der Mittlere und Obere Muschelkalk vorherrschen. Bis auf die Steilkanten trägt der größte Teil des Reliefs eine nivellierende Lößdecke. Auf der östlichen Mainseite, bei Karlstadt, sind der Stufe des Unteren Muschelkalkes weite Flugsandfelder vorgelagert. Klimatisch gesehen gehört das Karlstadter Maintal zum mainfränkischen Klimabezirk mit relativ milden Wintern und warmen Sommern. Die mittlere Jahrestemperatur beträgt 8°-9°C, der mittlere Jahresniederschlag 550 - 600 mm. Der Oberflächenabfluß ist, der Verkarstung im Muschelkalkgebiet entsprechend, äußerst gering und nur in den zusammenhängenden Lößgebieten episodisch nach ergiebigen Niederschlägen möglich.

2.8.2 Erläuterungen zum Profil und zum Profilaufbau

Südlich von Laudenbach wurden bisher zwei Lößprofile beschrieben⁶⁷⁾: Ein erstes in einer aufgelassenen Lehmgrube am Almosenrain (SCHWARZMEIER 1977: 74, SKOWRONEK 1982: 101, ERBE 1983: 9), das nach SKOWRONEK und ERBE als "*Laudenbach I*" bezeichnet wird. Die von drei fossilen Interglazialböden und dem Lohner Boden gegliederten Deckschichten lagern nach SCHWARZMEIER (1977: 74) den Hauptterrassenschottern (Villafranca-Komplex) auf, für die ein "prae-günz/mindel-interglaziales Alter" (ebd.: 59) angenommen werden muß. Die Ansprache der liegenden Schotter als "Hauptterrasse" scheint allerdings problematisch zu sein (s.u.). Ein zweites Profil, "*Laudenbach II*", war in einer heute als Mülldeponie genutzten Grube aufgeschlossen. Über dem Eemboden liegt dort eine gefleckte Humuszone und darüber der Lohner Boden. 1985 legte eine Würzburger Baufirma am Unterhang eines zum Tiefen-Tal hin abfallenden Riedels eine Grube an, um Material zur Abdichtung der nahegelegenen Mülldeponie zu entnehmen. Dadurch entstand das gut 10 m mächtige Profil *Laudenbach III*, das in der Literatur bisher noch nicht beschrieben ist.

Komplex 17-19

An der Basis sind Terrassenschotter (19) aufgeschlossen, die bereits Verwitterungsspuren zeigen. Das hangende, sandige Material (18) ist stark verlehmt und enthält gut ausgeprägte Toncutane. Verlehmung und Toninfiltration lassen sich stellenweise auch noch in den Schottern (18) nachweisen. Nach einer deutlichen Grenze folgt ein Substratwechsel zu einem stark gebleichten, schmalen Schluffhorizont (17).

Damit liegt hier das pedologische Profil eines fossilen Parabraunerde-B₁-Horizontes mit hangender Bleichzone vor, welche aber nicht als autochthoner A₁-Horizont aufzufassen ist.

Komplex 13-16

Der folgende Profilabschnitt (13-16) ist durch eine schluffig-sandige Wechsellagerung geprägt. Die einzelnen Lagen sind häufig wellig verbogen oder von kleinen Eiskeilpseudomorphosen gestört.

Die Wechsellagerung deutet auf fluviatile Ablagerung hin. Der wellige Verlauf der einzelnen Lagen kann als Kryoturbationserscheinung angesehen werden. Solche Zeugen kaltzeitlicher Genese sind besonders schön im mittleren Bereich zu sehen, wo eine ca. 50 cm mächtige Kryoturbationsfalte aufgepreßt ist (vgl. Foto 11).

Komplex 11-12

Nach oben zu verwischen sich die Konturen der fluviatilen Schichtung allmählich und weichen einem eher linsenartigen S- und U-Wechsel (11, 12). K. 11 weist trotz des hohen S-Anteiles einen zunehmenden T-Gehalt und auch Toncutane auf. Im Verhältnis zum Liegenden (K. 12) hat der Anteil der stabilen Schwerminerale in K. 11 zugenommen.

Die S- und U-Linsen sind nicht mehr mit fluviatiler Genese erklärbar, sondern zeugen bereits von Hangabspülung unterschiedlicher Intensität. T-Gehalt, Toncutane sowie der erhöhte Stabile-Anteil weisen darauf hin, daß das Sediment einer warmzeitlichen Parabraunerdebildung unterlegen hat.

Komplex 10

Eine scharfe Grenze trennt den liegenden B₁-Horizont von einem stark gebleichten und verdichteten Horizont (10). Er ist schluffreich, die instabilen Schwerminerale dominieren und er enthält bereits vulkanische Schwerminerale.

Die Befunde weisen den Komplex als typischen Bleichhorizont aus, der bereits wieder frisches, unverwittertes Material enthält.

Komplex 9

K. 9 weist im unteren Teil noch einen S-Gehalt von knapp 40 % auf, der nach oben hin geringer wird. Besonders auffällig ist der hohe mS-Anteil, der ebenfalls nach oben hin abnimmt, während der fS-Anteil bis zur Mitte von K. 9 gleichbleibt (vgl. Tab. 6). Im Schwermineralspektrum haben die instabilen Schwerminerale gegenüber K. 10 zugenommen, die vulkanischen sind dagegen nur noch mit 2 % vertreten. Ein nennenswerter Carbonatgehalt taucht erst in der Mitte von K. 9 auf und steigt dann allmählich zum Hangenden hin an. Parallel hierzu verläuft auch der Anstieg des Dolomit-Gehaltes und zwar nicht nur absolut, sondern auch relativ zum Gesamtcarbonat gesehen.

Der Sedimentaufbau bis einschließlich K. 9 weist daher auf ein Mischsediment aus Terrassensanden mit nach oben hin zunehmendem Lößanteil hin. Das bedeutet, daß anfänglich noch Abspülprozesse vorherrschten, die sandiges Material aus einer älteren Terrasse (in höherer Hangposition) lieferten, daß dann aber der äolische Antransport von noch unverwittertem Material überwogen haben muß.

Der gesamte Komplex 9 weist eine blaßbraune, dunklere Farbe auf, die sich sowohl zum Hangenden (8) als auch zum Liegenden (10) nur allmählich verliert. In der nicht abgestochenen Profilwand erscheint die Strate bemoost.

K. 9 ist deshalb als Humuszone zu interpretieren, wobei man hier sicherlich davon ausgehen darf, daß die Humusbildung noch eine Zeitlang mit der Lößakkumulation Schritt halten konnte.

Komplex 7-8

Über einem stärker fS-haltigen, sonst aber offensichtlich unverwitterten Lößpaket (8) konnte im Hangenden bei der Profilaufnahme noch ein geringmächtiger Horizont mit Mangan-Flecken ausgegrenzt werden (7). Insbesondere der S-Gehalt von 20.7 % und der Dolomit-Anteil von 4.7 % machen aber deutlich, daß K. 7 und K. 8 sedimentologisch zusammengehören.

Beide Horizonte repräsentieren ein pedogenetisch kaum überprägtes, homogenes Lößpaket.

Komplex 6

Darüber folgt eine stärker tonhaltige Strate mit plattiger Struktur (6). Auffällig sind darin die nur mm-großen, tonig-humosen Flecken. In K. 6 läßt sich nur noch Calcit und kein Dolomit mehr nachweisen.

Die Befunde weisen auf eine Umlagerungszone hin, die aus völlig entkalktem, tonhaltigem Material hervorging. Die tonig-humosen Flecken könnten in diesem Fall als kleine Tongerölle aufgefaßt werden, die die kaltzeitliche Verlagerung belegen.

Komplex 5

Der folgende Horizont (5) ist leicht verbraunt und weist einen erhöhten T-Gehalt auf. Einhergehend mit der kontinuierlich nach unten zu abnehmenden Verlehmung kann man auch eine entsprechend gerichtete Aufhellung feststellen. Der noch vorhandene Dolomit-Gehalt zeigt, daß die Entkalkung während der Bodenbildung nicht vollständig gewesen sein kann.

Insbesondere die profilmorphologischen Merkmale lassen vermuten, daß es sich bei K. 5 um einen autochthon oder zumindest parautochthon gebildeten Boden handelt.

Komplex 4

Nicht scharf abgrenzbar folgt darüber eine Zone (4) mit feinplattigem Gefüge, Rostflecken, geringeren T-, höheren U- und höheren Dolomit-Prozenten. Sie ist durch eine deutliche Grenze vom Hangenden getrennt.

Horizont 4 wird als vernäßte Verlagerungszone interpretiert, die selbst während der folgenden Erosionsphase gekappt wurde.

Komplex 1-3

Das Profil schließt ein noch stark Primärcarbonat-haltiger (Dolomit in den Proben 262 - 264: 4.7 % - 7.8 %) Löß (2, 3) ab, dem ein tonig-humoser Pflughorizont (1) auflagert. Basal (3) weist er zahlreiche, gut ausgeprägte Rostflecken auf.

Aufgrund der hydromorphen Merkmale kann K. 3 als Naßbodenbildung angesehen werden. Der holozäne Oberflächenboden fehlt zwar, seine ehemalige Existenz wird aber durch den hohen T-Gehalt des Pflughorizontes belegt.

2.8.3 Genetische Deutung und stratigraphische Zuordnung

Das Besondere am Profil Laudenbach III ist die enge Verzahnung zwischen Löß und Terrassen: Die Oberkante des Aufschlusses liegt bei 180 m NN. Diejenige

des auf Terrassensanden gebildeten 2.B_i-Horizontes (18) knapp 9 m bzw. die der groben Terrassenschotter (19) etwa 10 m darunter. D.h., daß sich der vorletzttinterglaziale Boden auf der von SCHWARZMEIER (1977) auskartierten und hier nicht näher zu gliedernden (ebd.: 67) Mittelterrasse des Mains entwickelt hat, die bei +/- 170 m ansteht (vgl. GK 1:25 000, Nr. 6024 Karlstadt)⁶⁸⁾.

Der jüngere, noch deutlich fluviatil geschichtete Sedimentstapel reicht bis etwa 6.0 m u.Fl.. Da oberhalb keine typisch fluviatile Wechsellagerung mehr vorliegt, müssen die hangenden Sedimente bis in die Humuszone hinein auf denudativen Hangabtrag zurückzuführen sein, durch den sowohl vor dem letzten Interglazial als auch zu Beginn der neuen Kaltzeit vornehmlich Sande der weiter aufwärts anstehenden, älteren Terrasse ausgespült wurden⁶⁹⁾. Auf diesen Sedimenten hat sich dann die eemzeitliche Parabraunerde entwickelt.

Im Hinblick auf die Flußgeschichte des Mains ist aus diesem Sachverhalt zu schließen, daß der Main zwischen dem letzten und vorletzten Interglazial noch einmal in einem höheren Niveau geflossen sein muß und auf diese Weise jüngere Sedimente auf einer älteren Terrasse absetzen konnte. Der Anschnitt des Profils Laudenbach III liegt offensichtlich schon im Randbereich dieser Ablagerungen, da er zahlreiche und auch gut ausgeprägte Kryoturba-tionserscheinungen aufweist, die in direkter Flußnähe wegen des etwas wärmeren Milieus normalerweise seltener sind⁷⁰⁾.

Zwischen dem Eemboden und dem hangenden Bleichhorizont (10) tritt der nun schon als typisch anzusprechende Sedimentwechsel auf. Der höhere Gehalt an instabilen Schwermineralen und der Anteil an vulkanischen Schwermineralen heben ihn vom Liegenden ab, obwohl das Korngrößenspektrum allein auch eine Interpretation als lessivierten A-Horizont zulassen würde. Die Instabilen erreichen aber bei weitem noch nicht den Prozentsatz, den sie in der Altwürm-Humuszone haben (57 %). Es liegt also wieder ein Mischhorizont aus verwittertem Oberbodenmaterial und frischem Löß vor. Auf das Phänomen einer allmählich ausklingenden Humuszoneneubildung bei gleichzeitig schon zunehmendem Lößantransport, wie es in K. 9 vorliegt, wurde bereits schon an anderer Stelle aufmerksam gemacht (vgl. Kap. 2.6.3). Diese Anschauung stützte sich dabei v.a. auf den allmählich ansteigenden Dolomit-Anteil. Es erübrigt sich daher, hier näher darauf einzugehen. Die Umlagerungszone (6) wird aufgrund ihrer oben beschriebenen Eigenschaften und ihrer stratigraphischen Position über der Altwürm-Humuszone mit der Niedereschbacher Zone nach SEMMEL (1968, 1969) parallelisiert⁷¹⁾. Der verbraunte Horizont darüber (5) entspricht demnach dem Lohner Boden mit seiner typischen, schwach pseudovergleyten Umlagerungszone im Hangenden (4) (SEMMEL 1968, 1969, BIBUS & SEMMEL 1977, BIBUS 1980). Auch hier zeigt sich m.E. durch den noch vorhandenen restlichen Dolomit-Gehalt, daß die Entkalkung nicht vollständig war wie in den interglazialen Böden. Der vernäßte Horizont (3) entspricht wahrscheinlich dem E₂-Naßboden der hessischen Gliederung, da er deutliche hydromorphe Merkmale besitzt und außerdem von zwei Diskordanzen eingerahmt ist, wie sie bei dieser Zone mehrfach beobachtet werden konnten (vgl. z.B. Kap. 2.1.3). Die untere wird durch den sprunghaften Dolomit-Anstieg von Horizont 4 zu 5 bestätigt, die obere ist nur

schwach an Sekundärkalkbahnen zu erkennen, die in einer Linie gekappt sind. Die ehemalige holozäne Parabraunerde wurde erodiert.

2.8.4 Typisierung des Profils und seiner stratigraphischen Einheiten

Korngrößen

Mit einer Korngrößenzusammensetzung (vgl. Beil. 26) in den Würm-Lössen (2, 3, 7, 8) von 11.5 % - 15.0 % T, 64.4 % - 79.3 % U und 8.4 % - 20.7 % S zeigt sich ein typisches Spektrum⁷²⁾. Der hohe mS-Anteil (vgl. Tab. 6) steht dabei für den Materialeintrag aus der älteren Terrasse (s.o.). Die einzige Probe aus einem Prä-Würm-Löß (279) weist mit 81.4 % einen äußerst hohen U-Anteil auf und auch der T-Gehalt liegt für ein nicht pedogenetisch überprägtes Sediment hoch, während der S nur 2.6 % ausmacht. Das muß nicht zwingend das ursprüngliche Spektrum gewesen sein. Da der Horizont fluviatiler Genese ist, läßt die einheitliche Schichtung in dunklere und hellere Schluffbänder vermuten, daß es sich um eine ruhigere Abflußphase des Mains gehandelt hat, in der vorwiegend Suspensionsfracht im Randbereich transportiert und abgesetzt wurde. Das charakteristische Element des Lösses, das gU-Maximum, setzt sich auch in den Mischsedimenten in und unterhalb der Altwürm-Humuszzone fort. Das mU/gU-Verhältnis erreicht sogar sehr niedrige Werte, die sich im gesamten Profil zwischen 46 - 74 bewegen. Der Maximalwert von 74 taucht in K. 14 auf, der durch die Eiskeilpseudomorphosen, kryoturbate Verbiegungen der einzelnen Schluffbänder und zahlreiche Rostflecken sowohl Frostbodendynamik als auch Staunäseeinfluß über Dauerfrostboden belegt.

Qu/F- und KF/Pl-Verhältnis

Die *Qu/F-Quotienten* dieses äußerst inhomogen zusammengesetzten Sedimentstapels variieren zwischen den Grenzwerten 2.2 und 9.1, wobei das Gros der Proben zwischen 4.2 und 8.4 liegt (vgl. Abb. 44). 0.3 - 1.9 bei den *KF/Pl-Quotienten* stellt ebenfalls eine große Schwankung dar. Die höchsten Werte zwischen 1.7 und 1.9 konzentrieren sich auf den sandigsten Profilverteil, der seinen S aus der älteren Terrasse bezog (s.o.). Die beiden Kurven verlaufen in ihren Ausschlägen nicht parallel, sondern in mehreren Fällen sogar konträr. Unter dem Aspekt einer häufig postulierten unterschiedlichen Verwitterungsresistenz betrachtet (Quarz resistenter als Feldspäte und Kalifeldspat resistenter als Plagioklas, vgl. Kap. 1.5.2.2) bedeutet das: wenn der (resistentere) Quarz zunimmt im Verhältnis zu den (weniger resistenten) Feldspäten, dann dominiert gleichzeitig innerhalb der Feldspatgruppe der (weniger resistente) Plagioklas. Unter der oben genannten Vorgabe also ein Widerspruch.

Carbonat

Der höchste Gesamtcarbonatgehalt (vgl. Abb. 45) wurde im C_c-Horizont mit 20.5 % gemessen, in dem auch der höchste Dolomit-Anteil (7.8 %) enthalten ist, der

dem ursprünglichen Gehalt am nächsten kommen dürfte. Auf die Abhängigkeit der Carbonatdifferenzierung von pedogenetischer Überprägung wurde bereits mehrfach eingegangen (vgl. Kap. 2.2, 2.5). Die Kurve der Dolomitverteilung wäre hier entsprechend zu deuten.

Schwerminerale

Das Schwermineralspektrum (vgl. Beil. 27) setzt sich bei den Lössen aus 59 % - 70 % Instabilen und 29 % - 39 % Stabilen zusammen. Im Eem-Boden bzw. dem Rißlöß sind die Instabilen auf 27 % - 43 % zurückgedrängt, die Stabilen überwiegen mit 56 % - 71 %. Der Epidot zeigt im gesamten Profil nur geringe Schwankungen: 16 % - 18 % in den Lössen, 15 % in Niedereschbacher Zone und Bleichhorizont und 11 % - 13 % im Prä-Würm-Abschnitt. Grüne Hornblende ist in den Lössen mit 30 % - 42 % vertreten, im letztinterglazialen Boden dagegen nur noch mit 13 %. Granat verhält sich ähnlich: 1 % im B_t-Horizont, dagegen 5 % - 10 % im unverwitterten Jungwürm-Löß. Bei den stabilen Schwermineralen dominiert generell der Turmalin vor dem Zirkon, Rutil bleibt weitgehend unverändert. Vulkanische Schwerminerale sind mit 2 % - 5 % auf Bleichhorizont und Humuszone konzentriert. Als metamorphe Schwermineralbeimengung kommt in den älteren Sedimenten Disthen vor, im Jungwürm tritt noch in Spuren (1 %) Staurolith hinzu.

Ein Vergleich mit der Verteilung der Schwerminerale in den jungquartären Ablagerungen entlang der Laufstrecke des Mains nach SPOERER 1980 (vgl. Abb. 27) zeigt ebenfalls ein Maximum bei den Stabilen in dem Laufstück zwischen Würzburg und Marktheidenfeld. Gleichzeitig ist an dieser Stelle bei Epidot und Granat ein Einbruch in der Kurve zu verzeichnen. Das macht als potentiellies Liefergebiet den Main wahrscheinlich, wenn man davon ausgehen kann, daß die älteren, für die riß- und würmzeitliche Lößbildung zur Verfügung stehenden Terrassen ein ähnliches Spektrum aufwiesen. Nähere Angaben zu Herkunft sind problematisch, da das Profil inmitten des schwermineralarmen Muschelkalkgebietes liegt, das allenfalls unspezifische, stabile Schwerminerale beisteuern kann.

2.8.5 Zusammenfassung

1. Auf der Mittelterrasse des Mains (nach SCHWARZMEIER 1977) ist ein älterer Interglazialboden entwickelt, der von jüngeren Sedimenten des Mains überlagert wird. Auf diesen hat sich dann der letztinterglaziale Boden gebildet. Daraus wurde abgeleitet, daß der Main im Verlauf der vorletzten Kaltzeit noch einmal (kurzfristig?) in einem höheren Niveau floß als zur Mittelterrassen-Zeit.
2. Vor dem letzten Interglazial und auch zu Beginn der letzten Kaltzeit fanden ausgeprägte hangdenudative Prozesse statt, die bis ins Altwürm eine intensive Vermischung von Löß und älteren Terrassensanden bewirkten.

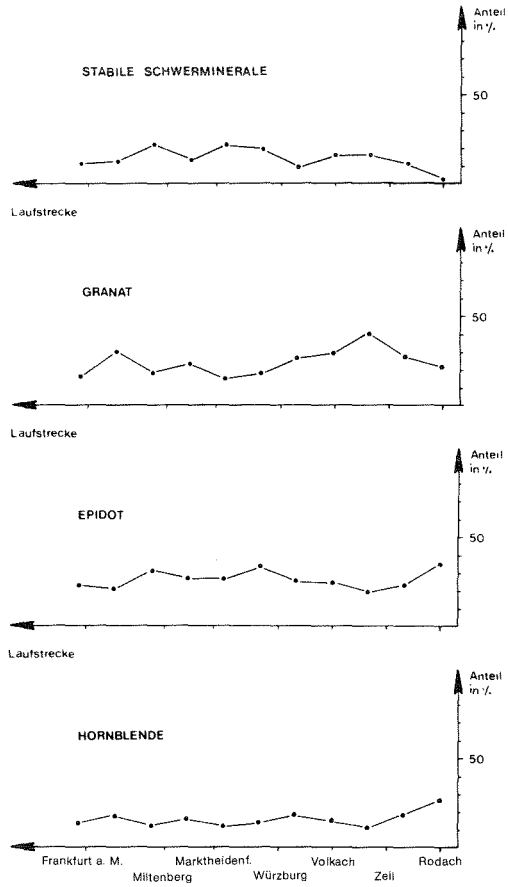


Abb. 27: Prozentuale Darstellung der wichtigsten Schwerminerale entlang der Laufstrecke des Mains (aus: SPOERER 1980: 76, Abb. 29)

3. Auch in allen jüngeren Sedimenten sind Verlagerungsmerkmale makroskopisch oder analytisch festzustellen.
4. Qu/F- und KF/Pl-Quotientwerte weisen auf permanenten Sedimentwechsel während der Bildung hin.
5. Die Carbonatdifferenzierung ist abhängig von der pedogenetischen Überprägung und zeigt, daß es während der Bodenbildungsphase im ausgehenden Mittelwürm zu keiner völligen Entkalkung des Bodens kam.
6. Das Schwermineralspektrum kann mit dem der Main-Terrassen verglichen werden.
7. Vulkanische Schwerminerale sind auf den Altwürmabschnitt konzentriert.

2.9 Profil Kirchheim

2.9.1 Naturräumliche Einordnung

Das Lößprofil Kirchheim (vgl. Tab. 5, Beil. 9) - ein ehemaliger Kalksteinbruch der Fa. *Hemm KG* - liegt in einem Gebiet, das Teil der "Hauptgäufäche" i.S. BÜDELS (1957) ist. Ihre Reste bilden noch heute ein einheitliches Niveau über ca. 300 m NN. Die Geologie des engeren Umkreises wird durch den Grenzbereich zwischen Oberem Muschelkalk und Lettenkeuper bestimmt, wobei insbesondere der weiter östlich austreichende Lettenkeuper eine fast geschlossene Lößdecke trägt. Im Steinbruch ist zu beobachten, daß die quartären Sedimente eine vom Rosenberg (332 m) nach ESE ziehende und im Quaderkalk des Oberen Muschelkalks angelegte Delle auskleiden, die über den Moosbach zur Tauber hin entwässert. Die klimatischen Verhältnisse können als warm und mäßig feucht bezeichnet werden (Jahresmitteltemperatur 8°- 9° C, durchschnittlicher Jahresniederschlag 650 - 700 mm).

2.9.2 Erläuterungen zu Genese und Stratigraphie

Der Aufschluß (vgl. Abb. 28) wurde erst kürzlich von SKOWRONEK & WILLMANN (1984) aufgenommen und beprobt⁷³⁾ und - basierend auf den Geländebeobachtungen - unter dem Aspekt der Genese, der Altersstellung und der paläoklimatischen Bedeutung diskutiert. Dabei konnten acht Kalt- und sieben Warmzeiten ausgegliedert werden, was sieben Glazialzyklen i.S. von SABELBERG ET AL. (1976) entspräche.

Die große Zahl an Solifluktionsschichten und Fließerden zeugt von einer immensen morphodynamischen Aktivität während jedes einzelnen Abschnittes der Genese. Daß sich trotzdem eine so hohe Zahl an Resten unterschiedlich alter lößbürtiger Sedimente und Böden halten konnte, deuten die Autoren mit der geomorphologischen Gunstlage in der präexistente Delle, die als Sedimentfalle fungierte (vgl. SKOWRONEK & WILLMANN 1984: 46). Untersuchungsergebnisse aus

dem Profil Helmstadt (vgl. SEMMEL & STÄBLEIN 1971) und dem Profil Gaustadt II (vgl. RÖSNER 1982), ebenfalls in Dellenposition, stützen diese Ansicht.

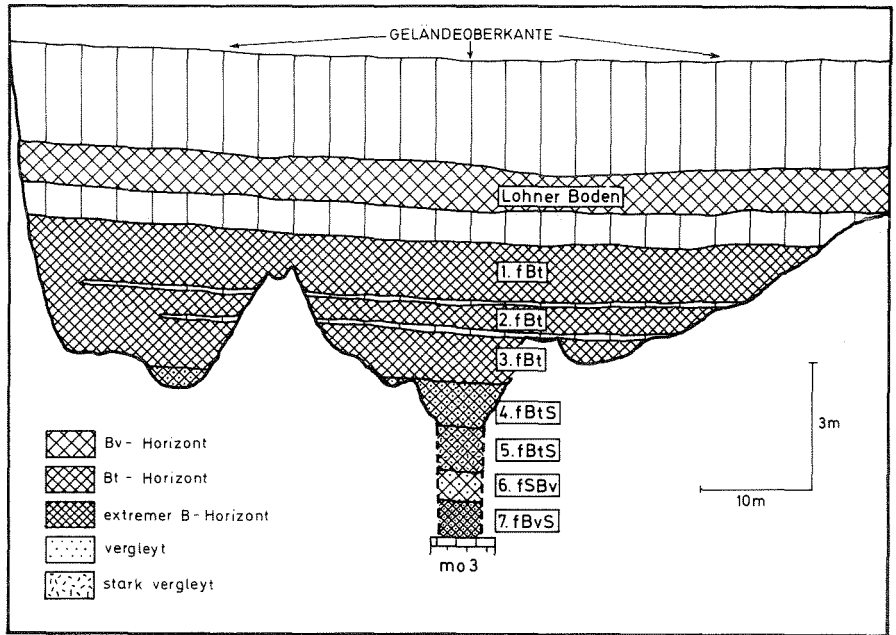


Abb. 28: Fossile B-Horizonte im Kirchheimer Profil (aus SKOWRONEK & WILLMANN 1984: 43, Abb.3)

Die drei untersten fossilen Böden (5, 6 und 7) wurden im Oktober 1985 für eine paläomagnetische Datierung beprobt⁷⁴⁾. Erste Untersuchungsergebnisse deuten eine reverse Richtung im "7.fB_vS" an. Sollte sich diese Datierung bis zum Abschluß der Untersuchungen bestätigen lassen, dann würde das bedeuten, daß die Umpolung von der revers magnetisierten Matuyama- zur normal magnetisierten Brunhes-Epoche wahrscheinlich vor der 7., mindestens aber vor der 6. Kaltzeit vor heute stattfand. Das Ergebnis würde damit exakt dem von BRUNNACKER ET AL. (1976: 365) im Profil Kärlich ermittelten entsprechen, in dem die Umpolung im tieferen Teil des Ville-Interglazial-Komplexes liegt⁷⁵⁾.

Wollte man die Sediment- und Bodenabfolge in Kirchheim in das klassische Schema der Pleistozängliederung einhängen, dann wäre das nur unter der Voraussetzung möglich, daß Riß- und Saale-Eiszeit parallelisiert werden können und auch die Riß-Kaltzeit eine Zweiteilung aufweist, wie sie in Norddeutschland für die Saale-Kaltzeit bereits belegt werden konnte (vgl. STREMMER 1985, STEPHAN 1986)⁷⁶⁾.

Für Kirchheim bedeutet das, daß nach den neuesten Datierungen (vgl. STREMMER 1985, Pedostratigraphie im Löß und Thermolumineszenzdatierungen der Paläoböden 1987) der 3. fossile B₁-Horizont mit dem Holstein-Interglazial zu parallelisieren wäre. Der "4.B₁S"-Horizont könnte dann auch einem "Cromer IV" entsprechen, da eine Viergliederung des Cromer-Komplexes aufgrund neuester terrassenstratigraphischer Untersuchungen auch im Mittelmain-Gebiet für möglich erachtet wird (KURZ 1987).

Stratigraphische Parallelisierungen von Lößprofilen mit dem klassischen, tetraglazialen System PENCKS, das auf der Gliederung glazifluvialer Ablagerungen basiert, bzw. Parallelisierungen der nordeuropäischen Eiszeiten mit denen des nördlichen Alpenvorlandes sind heute noch umstritten und sollten deshalb nur vorsichtig verwendet werden. Deshalb und solange keine verlässlichen Absolutdatierungen vorliegen, wird hier auf eine weitere Zuordnung verzichtet.

Im Würm-Abschnitt konnten Bleichhorizont, Niedereschbacher Zone, Lohner Boden und zwei Jungwürm-Naßböden ausgegliedert werden. Der Lohner Boden scheint hier - wie in einigen anderen untersuchten Profilen - wieder direkt auf der Niedereschbacher Zone entwickelt zu sein, die in Richtung auf die Tiefenlinie der Delle zu starke Vernässungserscheinungen aufweist. Der E₂-Naßboden war an der S-exponierten Aufschlußwand deutlich zweigliedrig ausgebildet. Zwischen dem oberen Teil des E₂-Naßbodens und dem hangenden Naßboden konnte BIBUS⁷⁷⁾ an der E-exponierten Wand das nur wenige mm mächtige und nicht durchhaltende graue Band des Eltviller Tuffs finden.

Das Tuff-Band liegt an der Typlokalität als wichtige tephrostratigraphische Leitmarke zwischen dem meist nur schwach ausgebildeten E₃- und dem hangenden E₄-Naßboden. Es wurde früher auch als "Kärlicher Tuff" bezeichnet (vgl. auch SEMMEL 1967: 105 f., BIBUS 1973: 349 ff., BIBUS & SEMMEL 1977, BIBUS 1980: 167).

Da der E₃-Naßboden i.d.R. nur sehr schwach ausgebildet und selten erhalten ist⁷⁷⁾, wäre demzufolge der kräftige, hangende Naßboden im Kirchheimer Profil als der E₄ einzustufen. Der ehemalige holozäne Boden ist durch die intensive Beackung auf den Gäuflächen vollständig erodiert.

2.9.3 Typisierung des Profils und seiner stratigraphischen Einheiten

Korngrößen

Die Korngrößenanalysen zeigen zunächst einmal eine klare Zweigliederung (vgl. Beil. 26): Den gesamten Prä-Würm-Abschnitt charakterisiert ein sehr hoher T-Gehalt von durchschnittlich 31.3 % bei den Prä-Würm-Lössen und 39.1 % bei den fossilen Böden und ein geringer S-Gehalt zwischen 1.2 % und 13.2 %. Besonders auffällig ist das hohe mU/gU-Verhältnis von durchschnittlich 95.2 bei 19 präwürmzeitlichen Proben. In sieben Fällen übersteigt es 100, d.h. es liegt ein Maximum im mU vor. Spitzenwerte liegen im Kalkstein-Solifluktionsschutt direkt über dem Anstehenden (170) und in den basisnahen Schichten (123 - 160). Die höchsten Werte liegen weiterhin konzentriert in den Kalkschutt-Solifluktionsdecken mit ab-

nehmender Tendenz nach oben zu. Beim Vergleich mit dem Maximalwert aus der basalen Schuttdecke kann man aus den hohen mU/gU-Quotienten eine Einarbeitung von lokalem Material ableiten. Und das gilt offenbar nicht nur für die Solifluktsdecken, da auch Böden bzw. Bodensedimente, die wesentlich weniger Kalkschutt enthalten, relativ hohe mU/gU-Verhältnisse aufweisen. Verwitterung allein reicht aber zur Erklärung für die hohen Quotienten in den Warmzeit-Bildungen nicht aus, denn in B₁-Horizonten können auch extrem niedrige Werte auftreten (vgl. z.B. Hö, Kap. 2.1). Die Korngrößenzusammensetzung im *Würm-Löß* entspricht dem typischen Verteilungsmuster, allerdings mit relativ hohem T-Gehalt: T: 12.4 % - 18.6 %, U: 74.2 % - 83.3 %, S: 4.3 % - 8.7 %. Der hohe T-Gehalt im Bleichhorizont (1.11.) rührt vermutlich von der sekundären Toninfiltration aus dem Hangenden her, die bereits makromorphologisch zu beobachten ist. Die Verwandtschaft der Niedereschbacher Zone mit dem Eemboden drückt sich sowohl in deren hohem T-Gehalt als auch dem zum B₁-Horizont nahezu identischen mU/gU-Verhältnis aus. Tonverlagerung ist hier ebenfalls vereinzelt erkennbar. Auch der E₂-Naßboden (unterer Teil) hebt sich durch sein enges mU/gU-Verhältnis sowohl vom Hangenden als auch vom Liegenden ab. Er weist damit auf eine kryoklastische Korngrößenverminderung hin, die im Arbeitsgebiet in dieser stratigraphischen Einheit mehrfach zu beobachten ist.

Qu/F- und KF/Pl-Verhältnis

Im *Prä-Würm-Profilteil* treten so große Schwankungen auf, daß die Bildung von Durchschnittswerten nicht sinnvoll erscheint (*Qu/F*: 2.6 - 12, *KF/Pl*: 0.6 - 2.5) (vgl. Abb. 44). Eine Abhängigkeit zu bestimmten pedogenetischen Merkmalen läßt sich nicht feststellen. Auffälligerweise verhalten sich die Kurven wieder häufig gegenläufig, wie es auch in anderen Profilen zu beobachten ist (vgl. z.B. La III, Kap. 2.8.4). Im *Würm-Profilteil* erreichen die Schwankungen der *Qu/F-Quotienten* die gleiche Variationsbreite wie im *Prä-Würm* (2.5 - 11.9). Dagegen verläuft die *KF/Pl-Kurve* insgesamt ruhiger. Im Unterschied zum älteren Profilteil liegt die Masse der Werte unter 1, d.h. es dominiert der Plagioklas gegenüber dem Kalifeldspat.

Carbonat

Bis auf den Jungwürm-Löß sind alle Sedimente entkalkt (vgl. Abb. 45). Der Dolomit-Anteil bewegt sich zwischen 5.2 % und 9.0 % wenn man vom oberflächennächsten, anthropogen gestörten Bereich absieht.

Schwerminerale

Stabile Schwerminerale dominieren in allen Proben (vgl. Beil. 27). Selbst im unverwitterten Jungwürm-Löß macht der Anteil der instabilen Schwerminerale nur 31 % - 35 % aus gegenüber 64 % - 68 % stabilen Schwermineralen. Auch im Bleichhorizont und der Niedereschbacher Zone, die beide schon frische Materialbeimengungen enthalten, ist die Verteilung ähnlich (30 % - 40 % Instabile, 49 % -

56 % Stabile), ebenso im älteren Profilabschnitt. Bei den stabilen Schwermineralen überwiegt generell der Turmalin. Die gemeinhin als Lößminerale im engsten Sinn, d.h. typisch für Ferntransport, angesehenen Minerale Epidot und grüne Hornblende sind dagegen nur spärlich vertreten; ebenso der Granat, der bei den nicht aus Keupergebieten stammenden Lößproben - hier treten lokal im Mittleren Keuper, hohe Granat-Anteile auf - auf Ferntransport verweist⁷⁸⁾. Damit deutet die Schwermineralzusammensetzung auf einen erheblichen Materialanteil aus den mesozoischen Deckschichten hin, die zwar generell schwermineralarm sind, aber wenn, dann vorwiegend Stabile führen. Der Anteil an vulkanischen Schwermineralen ist mit 7 % - 17 % im Alt- und beginnenden Mittelwürm- Abschnitt als hoch zu werten im Vergleich zu allen anderen Profilen mit Ausnahme des nordwestlich gelegenen Profils Marktheidenfeld.

2.9.4 Zusammenfassung

1. In Kirchheim sind sieben Glazialzyklen i.S. von SABELBERG ET AL. (1976) vertreten (8 Kalt- und 7 Warmzeiten).
2. Das gesamte Profil zeugt von einer immensen syn- und postgenetischen Umlagerungstätigkeit.
3. Eine Paläomagnetik-Datierung läßt im "7.fB_vS" die Matuyama/Brunhes-Grenze vermuten.
4. Der Lohner Boden liegt direkt der Niedereschbacher Zone auf; der E₂-Naßboden kommt zweigeteilt vor.
5. Die Korngrößenverteilung, speziell das mU/gU-Verhältnis, deutet auf eine hohe lokale Materialkomponente hin.
6. Die Qu/F- und die KF/Pl-Kurve schwanken stark. Nur die KF/Pl-Quotientwerte erlauben eine Differenzierung zwischen würm- und präwürmzeitlichen Sedimenten.
7. Stabile Schwerminerale dominieren. Vulkanische sind im Altwurm-Abschnitt und - durch Aufarbeitung - noch in der frühmittelwürmzeitlichen Umlagerungszone vertreten.
8. Aufgrund der Ergebnisse der Schwermineralanalysen muß mit einer hohen Materialbeteiligung aus dem Muschelkalk und dem Unteren Keuper gerechnet werden.

2.10 Profil Estenfeld

2.10.1 Naturräumliche Einordnung

Naturräumlich gesehen liegt das Profil⁷⁹⁾ an der Grenze zwischen den Wern-Lauer-Platten im W und den Gäuflächen des Maindreiecks im E. Die Grube der Ziegelei *Korbacher* (vgl. Tab. 5, Beil. 10) ist auf der Hauptgäufläche nach BÜDEL (1957) an einem flach geneigten Oberhang angelegt. Im Liegenden der quartären Decksedimente sind die Oberen Schiefer-Gelbkalk-Schichten (nach RUTTE & WILCZEWSKI 1983: 53) des Lettenkeupers angeschnitten. Die Entwässerung verläuft über die Kürnach zum Main, die im Gegensatz zu anderen Bächen dieser Gegend ganzjährig Wasser führt. Die klimatischen Verhältnisse sind relativ trocken und warm (Jahresdurchschnittstemperatur 8° - 9° C, durchschnittlicher Jahresniederschlag 600 - 650 mm).

2.10.2 Erläuterungen zum Profil und zum Profilaufbau

Die erste Beschreibung des Profils gab BRUNNACKER (1957b), wobei die Geländeaufnahme bereits 35 Jahre zurückliegt, d.h. die damalige Abbauwand lag weiter südöstlich am steileren Unterhang⁸⁰⁾.

Komplex 10

Die Abfolge beginnt mit einem braunen, tonigen, carbonatfreien Komplex (10) über dem Anstehenden. Er enthält zahlreiche Grobkomponenten; von der Oberkante aus greifen an mehreren Stellen sehr schmale, 3 - 4 dm lange Spalten ein, die fast ausschließlich mit Carbonatkonkretionen gefüllt sind. K. 10 weist deutliche, aber zerrissene Toncutane auf. Das Schwermineralspektrum, das insgesamt von Stabilen überschwemmt ist, weist trotzdem 11 % an vulkanischen Schwermineralen auf.

Die Befunde deuten auf pedogenetische Überprägung von Parabraunerde-Charakter hin. Der Boden zeigt jedoch alle Anzeichen eines verlagerten Horizontes. Dafür sprechen auch die vulkanischen Schwerminerale: sie müssen nachträglich ins Sediment gelangt sein, denn als primäre Substratbeimengung wären sie mit Sicherheit aufgrund ihrer relativen Instabilität verwittert⁸¹⁾.

Komplex 9

Darüber folgt eine aufgehellte, schluffige, sehr carbonatreiche Zone (9). Sie enthält vorwiegend instabile Schwerminerale.

K. 9 entspricht einem Bleichhorizont, obwohl hier nicht die intensive Bleichung auftritt wie z.B. in Marktheidenfeld, Lebenhan und einigen anderen Profilen.

Komplex 8

Der hangende Horizont (8) ist schwach humos; basal ist eine dünne Steinschnur zu erkennen. Korngrößenspektrum und Carbonatgehalt sind fast identisch mit dem Liegenden und auch die Schwermineralzusammensetzung weist gleichfalls nur geringfügige Änderungen auf.

K. 8 wurde aufgrund seiner Färbung und seiner feuchteren Konsistenz als eigenständiger Humushorizont ausgegliedert.

Komplex 7

Darüber folgt ein Löß (7) mit etwas stärkerem T-Gehalt und hydromorphen Merkmalen, die sich bis in den oberen Bereich des Liegenden fortsetzen.

Komplex 6

Nach einer scharfen, welligen Grenzlinie folgt ein toniger, fast carbonatfreier Horizont (6). Stellenweise tauchen dünne Tonhäutchen auf den Aggregatoberflächen auf.

Aufgrund der Befunde, insbesondere aufgrund der Ausbildung der unteren Begrenzung, die eine autochthone Bodenbildung ausschließt, kann K.6 nur als tonhaltige Umlagerungszone interpretiert werden, in der bereits erneut Tonremobilisierung und -verlagerung einsetzen.

Komplex 5

Die Umlagerungszone (6) geht in einen helleren, aber ebenfalls tonhaltigen Horizont (5) über, der basal einige kleine, dunklere Fließfahnen aufweist und - über den gesamten Horizont verteilt - Rost- und Manganflecken.

Bei K. 5 scheint ebenfalls verlagertes Material vorzuliegen, das später Staunäseeinfluß unterlag.

Komplex 3-4

Eine Lage (4) mit stark verdichtetem Lößmatrixmaterial und zahlreichen Grobkomponenten trennt K. 5 vom hangenden, leicht verbrauchten, verlehmtten und sehr kalkarmen Horizont (3), der zudem durch relativ ausgeprägte Rost- und Mangan-Flecken und durch ein subpolyedrisch-plattiges Gefüge gekennzeichnet ist⁸²⁾.

Die leichte Verbraunung, v.a. aber die völlige Entkalkung und die sekundäre Aufkalkung im Liegenden (4) deuten eine peogenetische Überprägung von K. 3 an.

Komplex 2

Nur allmählich vollzieht sich nach oben zu der Wechsel von K. 3 zu dem dichteren Material von K. 2. Es ist etwas tonärmer und bereits carbonatreich, sein Dolomit-Gehalt allerdings im Vergleich zum Hangenden noch gering.

Die Materialzusammensetzung kann als Hinweis darauf gewertet werden, daß es sich hier ebenfalls - wie schon mehrfach für die Bleichhorizonte belegt - um einen Mischhorizont aus verwittertem und unverwittertem Substrat handelt.

Komplex 1

In den letzten 60 cm des Sedimentstapels (1) liegt typischer Löß mit sehr lockerem Gefüge vor.

Eiskeil

Eingesenkt in die Komplexe 2 bis 5 ist ein mächtiger Eiskeil (vgl. Foto 13), dessen Weite im Schulterbereich ca. 1.80 m beträgt. In der oberen Hälfte sind die Übergänge zur Seite verschwommen, im unteren Teil aber als scharfe Trennlinien ausgebildet. Die Füllung des Eiskeils läßt sich korngrößenanalytisch und speziell durch den Dolomit-Gehalt als Material aus dem jüngsten Löß (1) identifizieren.

2.10.3 Genetische Deutung und stratigraphische Zuordnung

Entsprechend dem INQUA-Leitsatz (FINK 1965, 1973), wonach der erste fossile Waldboden ins letzte Interglazial zu datieren ist, liegt an der Basis der Rest des Eembodens - allerdings stark verlagert - vor und die hangenden Sedimente repräsentieren die Würm-Abfolge. Demnach wäre das Altwürm durch den Bleichhorizont (9) und die Humuszone (8) vertreten. K. 6 und K. 5 müßten dann entsprechend ihrer Merkmale als stratigraphisches Äquivalent der Niedereschbacher Zone eingestuft werden, und der blaßbraune bis gelblichbraune Boden (3) darüber würde dem Lohner Boden mit der für ihn typischen, hydromorph geprägten Umlagerungszone im Hangenden (2) entsprechen.

Ein Vergleich mit der Beschreibung BRUNNACKERS (1957b: 41) zeigt, daß der in diesem Profil ausgegliederte gesamte Alt- und der größte Teil des Mittelwürm-Komplexes bis einschließlich der Niedereschbacher Zone seiner "frühglazialen Basisfließerde" (ebd.: 40) gleichzusetzen ist. Ebenso erlauben die von BRUNNACKER beschriebenen Frostspalten im "Braunen Verwitterungshorizont", der dem Lohner Boden entspricht, eine Parallelisierung beider Profile. Allerdings kann man der Meinung BRUNNACKERS nicht zustimmen, wonach in der Basisfließerde lediglich die umgekehrte Reihenfolge des Riß/Würm-interglazialen Bodenprofils vorliegt. Daß es sich nur um "... humoses Krumenmaterial mit Eisen-mangankonkretionen des spätinterglazialen gleyartigen Bodens." (BRUNNACKER 1957b: 41) handeln soll, erscheint deshalb ausgeschlossen, weil der noch hohe Dolomit-Gehalt, der relativ höhere Anteil an instabilen Schwermineralen und das Vorkommen vulkanischer Schwerminerale im basalen Profilbereich aufgrund der in anderen Profilen im mainfränkischen Raum gewonnenen Erfahrungen als Indikator einer entsprechenden Menge frischer Lößbeimengung hinweist. Zwischen der warmzeitlichen Bodenbildung und bzw. während der Verlagerungen hat demnach die Lößanlieferung bereits eine erhebliche Rolle trotz der Umlagerungsdynamik gespielt.

Diese Vergleichbarkeit des alten und des neuen Profils in Estenfeld macht es zu einem Schlüsselprofil, mit dessen Hilfe die Verbindung von den nun schon Jahrzehnte zurückliegenden Pionierarbeiten BRUNNACKERS zu den jüngeren Arbeiten in Mainfranken, im Rhein-Main-Gebiet, in Hessen und in Südniedersachsen hergestellt werden kann.

2.10.4 Typisierung des Profils und seiner stratigraphischen Einheiten

Korngrößen

Lösse und Bleichhorizont sind folgendermaßen gekennzeichnet: T: 11.3 % bis 18.1 % , U: 73.1 % - 81.0 % und S: 4.5 % - 9.0 %. Im B₁-Horizont ist der T-Gehalt auf 42.6 % erhöht, S liegt dagegen unter 1 % (vgl. Beil. 26).

Qu/F- und KF/Pl-Verhältnis

Das *Qu/F-Verhältnis* liegt im Gesamtprofil zwischen 2.0 und 5.1, das *KF/Pl-Verhältnis* zwischen 0.4 - 1.8 (vgl. Abb. 44). Bei großzügiger Interpretation könnte noch eine Beziehung zwischen pedogenetischer Überprägung und erhöhten Verhältniswerten vermutet werden, erscheint aber in Anbetracht der bisherigen Ergebnisse unwahrscheinlich.

Carbonat

Das Ausgangssubstrat scheint sehr Dolomit-haltig gewesen zu sein wie die Proben aus den Würm-Lössen zeigen: bis 48 % macht der Anteil am Gesamtcarbonat aus bzw. bis 10.5 % absoluter Dolomit-Gehalt. Pedogenetisch überprägte oder Mischhorizonte heben sich wieder durch den fehlenden bzw. geringen Gesamtcarbonatgehalt und einen geringeren Dolomit-Anteil vom wenig verwitterten Material ab.

Schwerminerale

Alle Schwermineralzusammensetzungen aus dem Würm-Komplex lassen keine deutbaren Schwankungen zu (Instabile: 57 % - 67 %, Stabile: 28 % - 37 %) (vgl. Beil. 27). Der hohe Gehalt an Hornblende, sowie der geringere Epidot- und Granat-Gehalt läßt auf die Beimengung von Material aus den Schotterfluren des westlich fließenden Mains schließen. Die kurze Entfernung und die geringen Reliefunterschiede auf der Hochfläche sind wahrscheinlich dafür verantwortlich, daß die generell größeren Minerale der grünen Hornblende (vgl. HUY 1984, MINNING 1984) hier einen solch hohen Anteil erreichen konnten (41 % - 49 %). Die vulkanischen Schwerminerale konzentrieren sich wieder auf den Basisbereich des Profils, wobei der höhere Prozentsatz im B₁-Horizont auf Einarbeitung während der Umlagerungsprozesse zurückzuführen sein dürfte.

“Vulkanische Gläser”

Sämtliche Proben wurden auf den Gehalt an “vulkanischen Gläsern” hin mikroskopiert, ergaben jedoch kein positives Ergebnis, was, verglichen mit anderen Profilen, nicht ganz verständlich ist (vgl. Abb. 51).

2.10.5 Zusammenfassung

1. Trotz der Hochflächenposition sind alle Horizonte mehr oder minder stark umgelagert worden.
2. Von der Würm-Normalfolge sind Bleichhorizont (keine intensive Bleichung), schwach ausgeprägte Humuszone, Niedereschbacher Zone und der Lohner Boden vertreten. Der Jungwürm-Löß war nicht näher zu gliedern.

3. Der Sedimentkomplex bis einschließlich der Niedereschbacher Zone läßt sich mit der frühglazialen Basisfließerde BRUNNACKERS (1957b: 41) parallelisieren.
4. Aufgrund des Schwermineralspektrums werden die nahen Mainterrassen als Liefergebiet angenommen.
5. Im ganzen Profil kommen keine "vulkanischen Gläser" vor.

2.11 Profil Binsbach

2.11.1 Naturräumliche Einordnung

In einer privaten Baugrube im nördlichen Ortsteil von Binsbach war im unteren Drittel eines nach ESE zum Binsbach hin einfallenden Hanges ein geringmächtiges Lößprofil aufgeschlossen, das hier im Übergangsbereich zwischen Muschelkalk und Keuper liegt (vgl. Tab. 5, Beil. 11). Temperatur- und Niederschlagsmittelwerte entsprechen denen von Estenfeld (8° - 9° C; 600 - 650 mm).

2.11.2 Erläuterungen zum Profilaufbau

Komplex 6

Das Anstehende bildet Kalkstein (6), der sich nicht exakt dem Oberen Muschelkalk oder dem Unteren Keuper zuordnen läßt, da das Profil genau im geologischen Grenzbereich liegt.

Komplex 5

Darüber lagert ein stark pseudovergleyter, toniger Horizont mit subpolyedrisch-polyedrischem Gefüge. Toninfiltration hat noch in die Verwitterungszone des Anstehenden eingegriffen, trotzdem sind die Toncutane meist gestört. In die Oberkante sind einige Spalten mit hellgebleichter, schluffiger Sedimentfüllung eingesenkt. Sie enden unterhalb einer Steinchensohle.

Es handelt sich offensichtlich um den autochthon gebildeten, aber nachträglich erodierten B_t-Horizont einer interglazialen Parabraunerde, in den kleine Eiskeile eingesenkt sind, die nach ihrer Verfüllung gekappt worden sind.

Komplex 4

Darüber folgt eine tonige Strate (4) mit sowohl hellen, gebleichten als auch dunklen, humosen Schmitzen. In ihr waren "vulkanische Gläser" nachweisbar.

Der Horizont ist als Fließerde zu deuten, deren Material sich sowohl aus einem B_t- als auch einem humosen Horizont ableiten läßt.

Komplex 3

In K. 3 liegt ein leicht verbraunter Horizont mit plattigem Gefüge und wenigen Rostflecken vor. Der T-Gehalt ist gegenüber dem Hangenden und Liegenden erhöht.

K. 3 könnte daher als pedogenetisch überprägter, aber postgenetisch verlagelter Horizont angesehen werden.

Komplex 2

Der untere Teil des vernähten Horizontes (2) über K. 3 zeigt Fließfahnen und vereinzelt Grobkomponenten.

Es ist daher mindestens mit einer Verlagerung im oberen Bereich von K. 3 und im unteren Teil von K. 2 zu rechnen. Die Pseudovergleyung betrifft den gesamten Komplex 2.

Komplex 1

Abschließend folgt ein geringmächtiger, verbraunter Horizont (1). In einem einige Meter weiter hangaufwärts gelegenen Fundamentgraben war noch der Rest eines B_1 -Horizontes aufgeschlossen.

Beide Horizonte bilden den Rest des rezenten Bodens.

2.11.3 Genetische Deutung und stratigraphische Zuordnung

Der B_1 -Horizont-Rest über dem Kalk stellt zweifellos den einen Teil des letztinterglazialen, also eemzeitlichen Bodens dar. Ein Bleichhorizont fehlt hier. Er wurde offensichtlich zusammen mit der Altwurm-Humuszzone und einem Teil des unterlagernden B_1 -Horizontes am Oberhang abgetragen und liegt jetzt in K. 4 als Mischsediment am Unterhang vor. Damit wären alle wichtigen Merkmale für die Einstufung als Niedererschbacher Zone i.S. von SEMMEL (1968, 1969) gegeben, die hier aber untypischerweise direkt dem Eemboden auflagert. Von der stratigraphischen Position her und nach den oben beschriebenen Eigenschaften entspräche der hangende Horizont (3) dem Lohner Boden mit der vernähten Umlagerungszone darüber (unterer Teil von 2). Wenn es sich bei K. 2 tatsächlich um einen fossilen Naßboden handelt - da kein unverwitterter Löß darüber folgt, wäre auch ein rezenter Durchgriff der Pseudovergleyung denkbar - dann wahrscheinlich um den kräftiger entwickelten E_2 -Naßboden. Die holozäne Parabraunerde (1) ist nur als Rest einige Meter hangaufwärts erhalten.

2.11.4 Typisierung des Profils und seiner stratigraphischen Einheiten

Korngrößen

Von der granulometrischen Zusammensetzung her ist das Profil gut mit dem bei Estenfeld vergleichbar. Typischer Löß kommt nicht mehr vor, so daß über das unverwitterte Ausgangsmaterial keine Angaben möglich sind. Der hohe T-Gehalt und besonders das enge mU/gU-Verhältnis lassen aber vermuten, daß das Ausgangssubstrat eine Mischung aus Löß und Kalksteinverwitterungslehm ist (vgl. Kh., Kap. 2.9!).

Qu/F- und KF/PI-Verhältnis

Die Spannweite für das *Qu/F-Verhältnis* reicht von 2.6 - 4.8, die für das *KF/PI-Verhältnis* von 0.8 - 1.4. Während in den KF/PI-Quotienten hier primär eine pedogenetische Abhängigkeit vermutet werden könnte, läßt das Qu/F-Verhältnis keinerlei Beziehung zu Verwitterungshorizonten erkennen. Es ist deshalb eher anzunehmen, daß die Verteilungen bei beiden Kurven zufällig sind, d.h. durch die Zusammensetzung des Sediments verursacht sind.

Carbonat

Das gesamte Profil ist entkalkt, lediglich im Naßboden finden sich noch einige kleine Carbonatkonkretionen.

2.11.5 Zusammenfassung

Das Profil kann insgesamt als stark verkürzte und relativ intensiv pseudovergleyte Würm-Folge charakterisiert werden, die vom Ausprägungshabitus der Böden her durchaus dem Estenfelder Profil vergleichbar ist.

2.12 Profil Kitzingen

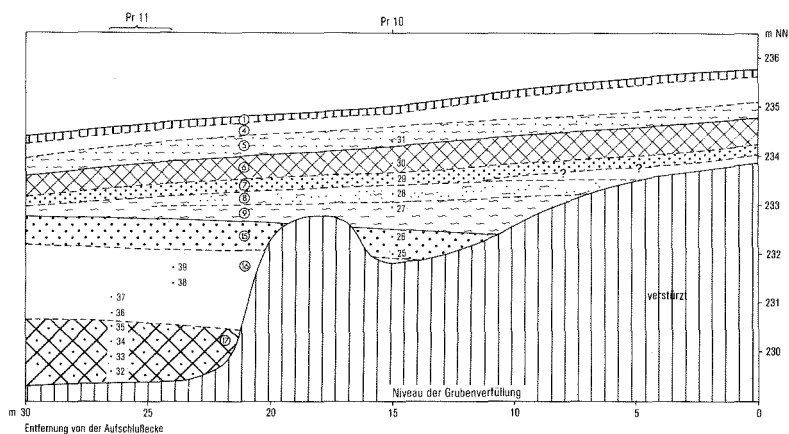
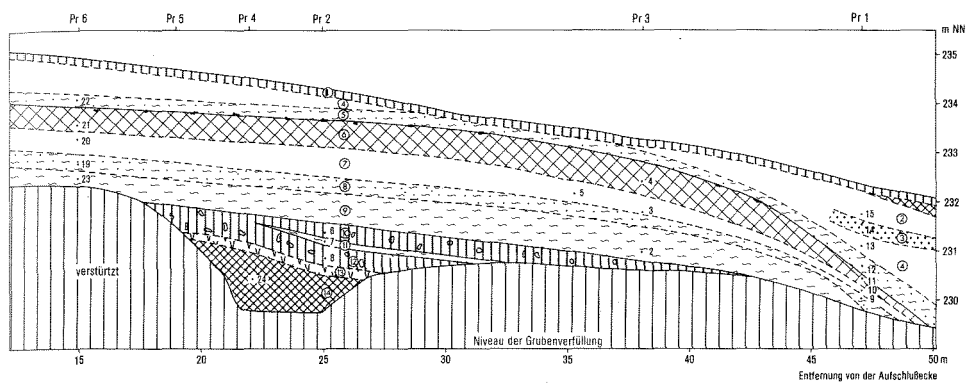
2.12.1 Naturräumliche Einordnung

Der bereits mehrfach beschriebene Aufschluß der ehemaligen Ziegeleigrube *Pavel & Becker* (vgl. Tab. 5, Beil.12 a, b und c) an der Straße von Kitzingen nach Kaltensondheim befindet sich im Randbereich der Hochflächen des südlichen Mairdreiecks, die von lößbedecktem Lettenkeuper über Muschelkalkplatten gebildet werden. Die dem Main tributären Zuflüsse sind steil in die Gäufläche engekerbt, so auch das asymmetrische Tal des Ehenrieder Baches, an dessen flacherer Nordflanke sich das Lößprofil befindet. Kitzingen liegt in einem der trockensten und wärmsten Klimabereiche der Mainfränkischen Platten: Jahresmitteltemperatur 8° - 9° C, Jahresniederschlag < 550 mm.

2.12.2 Erläuterungen zu Genese und Stratigraphie

Der Aufschluß gilt als eines der Standardprofile für den mainfränkischen Raum. Die ersten ausführlichen Erläuterungen dazu sind in den frühen Arbeiten BRUNNACKERS (1956c, 1958b, 1970b) zu finden, der sich v.a. mit stratigraphischen Problemen und mit der faziellen Ausbildung der Löss im "Mainfränkischen Trockengebiet" auseinandersetzte. SEMMEL & STÄBLEIN (1971) bearbeiteten die Löß-Boden-Sequenz im Rahmen einer Untersuchung zur morphologischen Entwicklung quartärer Hohlformen in Franken.

Demnach kleiden seit der vorletzten Kaltzeit Löß und Bodenbildungen eine Delle aus, die von N her in das Tal des Ehenrieder Baches mündet. Obwohl insgesamt gesehen die Auffüllung der Hohlform überwog, konnten für die letzte Kaltzeit mehrere Abtragungsphasen festgestellt werden, die mit einer



Lage der Aufschlußwände zueinander:

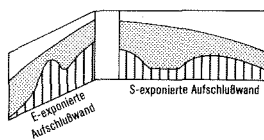


Abb. 29: Profil Kitzingen

allmählichen Verschiebung der Tiefenlinie nach NE einhergingen. Zudem fanden SEMMEL & STÄBLEIN damals den Eltviller Tuff - eine wichtige stratigraphische Leitmarke des Jungwürms - im östlichen, jüngsten Profilabschnitt.

Korngrößen-, Carbonat- und Schwermineralanalysen wurden von MENGDEN (1981) im Rahmen einer Arbeit zu petrographischen Untersuchungen in Lößprofilen auf der Grundlage der Profilaufnahme von BRUNNACKER (1970b) durchgeführt⁸³⁾. Die jüngste Erwähnung des Lößprofils steht im Zusammenhang mit Paläomagnetik-Untersuchungen im Lößprofil von Wallertheim/Rheinhessen (vgl. BOSINSKI ET AL. 1985).

Eine als Vergleich zum Wallertheimer Profil angeführte unveröffentlichte Untersuchung am Kitzinger Aufschluß von Koçi erbrachte Daten, die eine Fixierung des "Blake Events", eines revers magnetisierten Abschnittes innerhalb der Brunhes-Epoche, erlauben. Dessen Position befindet sich in der oberen der beiden Humuszonen von Kitzingen und wäre etwa bei 80 000 Jahren v.h. einzustufen⁸⁴⁾.

Der Aufschluß stellt also in mehrfacher Hinsicht eines der wichtigsten Quartärprofile im mainfränkischen Raum dar und wurde deshalb nochmals aufgenommen und analytisch bearbeitet, um mit den eigenen Aufnahmen vergleichbare Daten zu den anderen Profilen zu erhalten. Da das Profil bereits mehrfach ausführlich in der Literatur beschrieben und diskutiert ist, kann an dieser Stelle auf eine detaillierte genetische und stratigraphische Erläuterung einzelner Komplexe verzichtet und auf Abbildung 29 und Beilage 12 verwiesen werden⁸⁵⁾.

Doch sind noch einige Überlegungen zu den Humuszonen und dem "Innerrißboden" (nach BRUNNACKER 1958b) anzufügen: Die obere der beiden *Humuszonen* (K. 10) ist m.E. keine autochthone Bildung nach erneuter Lösssedimentation, wie allgemein angenommen, sondern ist vielmehr als Umlagerungsprodukt aus der liegenden Humuszone und der Keuperfließerde aufzufassen. Denn erstens sind sowohl Ober- als auch Untergrenze stellenweise so deutlich ausgeprägt, daß es schwer fällt, an eine in situ Bodenbildung zu glauben. Zum zweiten deutet der für eine Humuszone extreme T-Gehalt (38.1 %) auf eine Verwandtschaft mit der liegenden Keuperfließerde (T: 52.5 %) hin. Und schließlich macht auch das Auskeilen beider Humuszonen an der südwestlichen Dellenflanke wahrscheinlich, daß die obere Humuszone auf eine Verlagerung der unteren und deren Vermischung mit der Keuperfließerde zurückgeht. Der "*Altriß/Jungriß-Boden*" BRUNNACKERS (1958b: 140) (K. 17), der zum Zeitpunkt der Profilaufnahme noch zugänglich war, scheint aufgrund der hydromorphen Merkmale, der mäßigen Verlehmung und vor allem des noch hohen Dolomit-Gehaltes bei gleichzeitiger Calcit-Verminderung eine den Bruchköbeler Naßböden nach BIBUS (1974) vergleichbare Bildung des jüngeren Riß zu sein. K. 15 könnte ebenfalls noch als ein Naßboden interpretiert werden. Wegen der schwachen Ausprägung und der stratigraphischen Position müßte es der B₆ nach BIBUS (1974) sein.

2.12.3 Typisierung des Profils und seiner stratigraphischen Einheiten

Korngrößen

Die *Jungwürm-Lösse* (K. 2, 3, 4), die noch am ehesten das unveränderte Korngrößenspektrum vertreten, zeigen folgende Verteilung: T: 13.7 % - 17.2 %, U: 75.5 % - 82.1 %, S: 4.2 % - 8.5 %. Im Lohner Boden (6) bewirkte die Verlehmung eine Verschiebung zu den feineren Fraktionen (T: 20.4 % - 29.9 %, U: 61.4 % - 67.5 %, S: 7.4 % - 13.7 %). Der hohe T-Gehalt der oberen Humuszone (K. 10: 38.1 %) ist - wie bereits oben erwähnt - nicht ausschließlich auf pedogenetische Überprägung zurückzuführen. Auch die untere Humuszone (12) weist einen relativ hohen T-Anteil auf (24.8 %), weshalb möglicherweise auch hier mit der Überprägung eines primär tonigen Umlagerungssedimentes zu rechnen wäre. Die *Prä-Würm-Lösse* unterscheiden sich in der Korngrößenzusammensetzung nur durch eine minimale Verschiebung zum Feineren. Die Naßböden zeigen dagegen bereits beginnende Verlehmung, lassen aber aufgrund der erhöhten mU/gU-Verhältnisse (mit Ausnahme der Probe 33) Kryoklastik als Ursache vermuten.

Qu/F- und KF/Pl-Verhältnis

Die *Qu/F-Quotientwerte* schwanken bei den Jungwürm-Lössen zwischen 1.2 und 3.0, beim Lohner Boden zwischen 2.5 und 5.4. Bei den Prä-Würm-Sedimenten beträgt die Spanne 1.8 - 3.8, wobei 3.8 einen einzelnen Extremwert darstellt (vgl. Abb. 44). Auch die Tiefenfunktion der *KF/Pl-Werte* zeigt im untersten Teil der aufgeschossenen präwürmzeitlichen Sedimente einen fast gestreckten Verlauf (0.8 - 1.4). Im Zusammenhang mit der geringen Streuung der Dolomit-Werte (s.u.) darf man hier wohl auf einen sehr gleichförmigen Sedimentationsablauf über einen längeren Zeitraum schließen. Dagegen zeigt sich im Bereich vom letztinterglazialen Boden bis zum Abschluß des Mittelwürms wieder das bereits aus anderen Lößprofilen bekannte, sehr wechselhafte Bild. Erst im Jungwürm-Abschnitt nimmt die *KF/Pl-Kurve* wieder einen stetigeren Verlauf.

Carbonat

Kitzingen ist das einzige der untersuchten Profile, in dem der Prä-Würm-Löß überhaupt noch Carbonat aufweist. Im Gesamtcarbonatgehalt besteht mengenmäßig nicht einmal ein nennenswerter Unterschied zu den Würm-Lössen (Würm: 15.5 % - 20.6 %; Prä-Würm-Lösse und -Naßböden: 16.4 % - 22.2 %) (vgl. Abb. 45). Im Do/Ca-Verhältnis bzw. im absoluten Dolomit-Gehalt der würmzeitlichen Sedimente zeigt sich die bereits mehrfach diskutierte Abnahme des Dolomit-Gehaltes in Abhängigkeit von der pedogenetischen Überprägung. Der absolute Dolomit-Anteil liegt in den wenig veränderten Würm-Lössen zwischen 6.2 % und 10.5 %, also durchschnittlich bei 8.3 %. Der absolute Dolomit-Gehalt in den Prä-Würm-Sedimenten variiert zwischen 8.7 % und 13.8 %, im Durchschnitt beträgt er 10.2 %. Der höhere Dolomit-Anteil in den älteren Sedimenten steht damit im

Gegensatz zu den Befunden von KHODARY EISSA (1968) und HÄDRICH (1970, 1975) aus dem Kaiserstuhlgebiet, wonach der Dolomit zwar innerhalb der Lößpakete keine deutbare Veränderung zeigt, sein Anteil jedoch vom jüngeren zum nächstälteren Löß sprunghaft (nicht kontinuierlich !) abnimmt (vgl. HÄDRICH 1975: 112)⁸⁶. Der Unterschied zwischen den Befunden aus dem Kaiserstuhlgebiet und aus Kitzingen kann an dieser Stelle nicht geklärt werden. Es wäre sicherlich eine Überinterpretation, wollte man auf der relativ geringen Datenbasis aus Kitzingen - im mainfränkischen Gebiet sind sonst keine Profile mit entsprechend carbonathaltigen Prä-Würm-Lössen zur Überprüfung verfügbar - eine Erklärung konstruieren.

Schwerminerale

Das Schwermineralspektrum (vgl. Beil. 27) der Würm-Lösse wird hier deutlich von der Gruppe der Instabilen beherrscht (71 % - 83 %), wobei der grünen Hornblende der größte Anteil zukommt (40 % - 50 %), gefolgt von Epidot (20 % - 25 %) und Granat (8 % - 11 %). Die Probe aus dem Prä-Würm-Löß entspricht prinzipiell diesem Spektrum. Dagegen weist diejenige aus der Altwürm-Humuszone durch die generelle Abnahme an instabilen Schwermineralen, speziell der grünen Hornblende, auf verwittertes Material hin, gleichzeitig aber durch den Anteil an vulkanischen Schwermineralen, der im Prä-Würm-Löß fehlt, auch auf frische, äolische Materialzufuhr. Der sehr hohe Anteil an instabilen Schwermineralen kann mit der Lage des Kitzinger Profil in der Südspitze des Maindreiecks erklärt werden: das Lößgebiet ist dreiseitig vom Flußlauf eingeschlossen, so daß auch bei eventuellen Änderungen der Windrichtung immer frisches Material zur Auswehung aus den Schotterfluren zur Verfügung stand.

2.12.4 Zusammenfassung

1. Im Kitzinger Profil konnte von SEMMEL & STÄBLEIN (1971) auf lößstratigraphischer Basis die allmähliche, von W nach E gerichtete, Verfüllung einer Delle nachvollzogen werden.
2. Paläomagnetik-Daten aus der oberen der beiden Humuszonen erbrachten eine Korrelation mit dem Blake Event (ca. 80 000 BP) (BOSINSKI ET AL. 1985).
3. Die obere der beiden Humuszonen ist wahrscheinlich als Umlagerungs- und Mischungsprodukt von unterer Humuszone und Keuperfließerde aufzufassen.
4. Der "Altriß/Jungriß-Boden" BRUNNACKERS (1958b: 140) wird mit einem der Bruchköbeler Naßböden des jüngeren Riß i.S. von BIBUS (1974) parallelisiert.
5. Der vorletztaltzeitliche Löß erweist sich analytisch - vom Qu/F- bzw. KF/PI-Verhältnis, dem Gesamtcarbonatgehalt und dem Dolomit-Gehalt her - als relativ homogenes Sedimentpaket.

6. Der Dolomit-Gehalt im Riß-Löß ist höher als im Würm-Löß. Damit besteht eine Diskrepanz zu Untersuchungsergebnissen aus dem Kaiserstuhlgebiet (KHODARY-EISSA 1968, HÄDRICH 1970, 1975).

2.13 Profil Marktbreit

2.13.1 Naturräumliche Einordnung

Der Lößaufschluß, der im Zuge von Ausgrabungsarbeiten des Landesamtes für Denkmalpflege entstand, liegt auf einem markanten, im Oberen Muschelkalk angelegten, ENE-WSW-orientierten Geländerücken zwischen Main- und Breitbachtal, dem Kapellenberg (vgl. Tab. 5, Beil. 13). Dessen Oberhang neigt sich sanft nach allen Seiten, während der Unterhang in Steilhängen zu Main und Breitbach abfällt. Randlich hat der Kapellenberg Anteil an der spätwürmzeitlich übersandeten, flachwelligen Marktberzheimer Lettenkeuperebene im Steigerwaldvorland. Die klimatische Situation entspricht der von Kitzingen.

2.13.2 Erläuterungen zum Profil und zum Profilaufbau

Während der Ausgrabung einer ausgedehnten römischen Befestigungsanlage auf dem Kapellenberg waren in zwei Suchschnitten Profile aufgeschlossen, die Einblick in den mittelmwürmzeitlichen bis holozänen Sediment- und Bodenaufbau gestatteten und den Gang anthropogener Verfüllung zweier ehemaliger Sperrgräben auch sedimentologisch nachvollziehbar machten (vgl. Abb. 30a, 30b)⁸⁷.

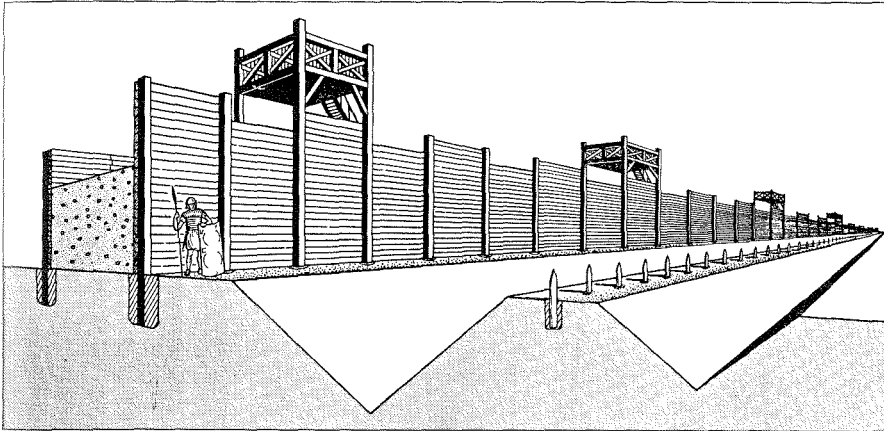


Abb. 30a: Rekonstruktion der Befestigungsanlage bei Marktbreit (aus "Mainpost", 31.5./1.6.1986, Zeichnung: L. HOLZNER, LfD)

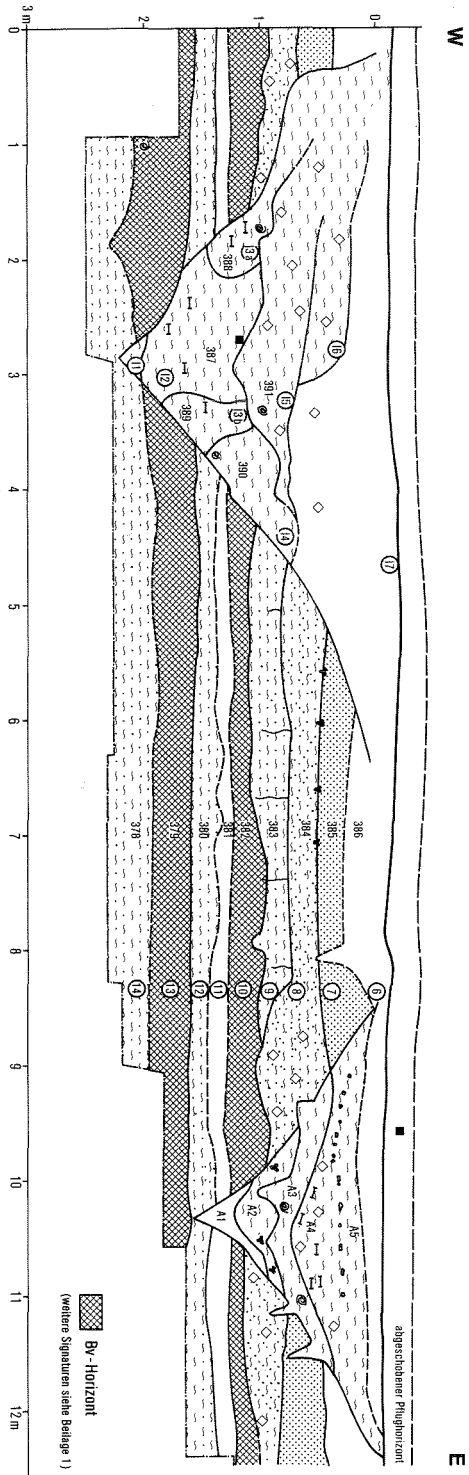


Abb. 30b: Profil Marktbreit mit römertzeitlichen Spitzgräben

Bei Profil 1 (vgl. Abb. 30b) handelt es sich um einen Schräganschnitt zweier parallel verlaufender Spitzgräben mit dem gewachsenen Sedimentkomplex dazwischen, in dem die Profilaufnahme und Probenentnahme erfolgte.

Komplex 14

Die Horizontabfolge zwischen dem inneren und dem äußeren Graben, die zumindest in den unteren zwei Dritteln sicher nicht anthropogen beeinflusst ist, beginnt an der Basis mit einem hellen, tonarmen und noch carbonat-, speziell Dolomit-reichen Sediment (14) von feinplattigem Gefüge, das kleine Tongerölle enthält.

Aufgrund der Tongerölle und Fließstrukturen kann K. 14 als bereits kaltzeitlich verlagelter Löß angesehen werden

Komplex 13

Farblich abgesetzt folgt ein gelblich brauner Horizont (13), der sich jedoch im T-Gehalt kaum vom Liegenden unterscheidet. Der Dolomit-Gehalt ist gegenüber K. 14 von 9.1 % auf 7.2 % in K. 13 gesunken.

Pedologisch handelt es sich um einen verbrauchten Horizont, wobei aber keine intensive Bodenbildung vorliegen kann, da es nicht zur vollständigen Entkalkung kam.

Komplex 12

Über einer deutlichen Grenze folgt dann ein hellerer, plattiger und tonärmerer Horizont (12), der basal von braunen Fließfahnen durchzogen ist.

Man kann deshalb von einer Umlagerungszone sprechen, in die aber - wie die Körnung zeigt - offenbar schon unverwittertes Lößmaterial eingearbeitet ist.

Komplex 10-11

K. 12 geht fließend in eine sehr carbonatreiche Zone (11) über. Ebenso verlaufend ist die Grenze von dieser zum hangenden, tonigeren und carbonatärmeren Komplex (10). Er weist eine plattige Struktur auf und enthält einige Grobkomponenten. Nach der Farbe zu urteilen, liegt ein mittlerer Humusgehalt vor.

Aufgrund der Befunde kann man annehmen, daß hier wieder ein brauner Boden vorliegt, der sich autochthon, aber auf präpedogenetisch verlagertem Sediment entwickelt hat, da K. 11 Merkmale eines C_c-Horizontes aufweist.

Komplex 9

Über einer deutlichen Diskordanz folgt ein toniger, rostfleckiger Horizont mit plattiger Struktur. Er weist zwar noch mittleren Carbonatgehalt auf, dieser enthält aber kaum mehr Dolomit. Einige Kalkbahnen, die den Horizont vertikal durchziehen, enden blind an seiner Oberkante.

Demnach muß eine wirksame Abtragungsphase den Boden (K. 10) geköpft und den abgetragenen, stärker verlehnten Teil (9) übersedimentiert haben. Die Kalkbahnen sind als Indiz eines ehemals mächtigeren Sedimentpaketes zu werten, in dem während einer Phase der Abtageruhe bereits Carbonatfällung einsetzte⁸⁸⁾.

Komplex 8

Die Grenze von K. 9 zu K. 8 wird durch die Erosionsdiskordanz markiert, die die Kalkbahnen gekappt hat und K. 9 so schneidet, daß K. 8 im östlichen Profilverteil mit einer Einbuchtung bis in Horizont 10 hineinreicht. Auffällig sind auch die hellen, enthümfigierten (?) Flecken.

Damit liegt eine weitere Umlagerungszone vor, die naßbodenartig überprägt ist.

Komplex 7

Darüber folgt eine rostfleckige, verdichtete Zone (7), die basal eine linienhafte Anordnung von Carbonatkonglomeraten und -konglomeratbruchstücken erkennen läßt.

Sie wird ebenfalls als nachträglich vernäßte Umlagerungszone interpretiert.

Komplex 6

Der oberste Horizont des Profils zwischen den Gräben (6) dürfte bereits anthropogen gestört sein, obwohl das Kolluvium noch sehr hohe Carbonatwerte (v.a. Dolomit) aufweist.

Aufgrund der Position, des vergleichbaren Korngrößenspektrums und der fast identischen Dolomit- und Calcitprozentage kann man diesen Löß mit dem Ausgangsmaterial der holozänen Parabraunerde gleichsetzen, deren erodierter Rest nur einige Meter entfernt im zweiten Suchgraben aufgeschlossen war.

Die Grabenfüllungen

Beide Grabenfüllungen weisen makromorphologisch auf einen sehr inhomogenen Aufbau hin, der sich aber analytisch nicht durchpaßt (vgl. Beil.13). Es ist keine Horizontierung mehr festzustellen.

Die Lage der Sedimentpakete deutet auf einzelne, seitlich von den Grabenschultern abgerutschte Erdschollen hin.

2.13.3 Genetische Deutung und stratigraphische Zuordnung

Als Leithorizont kann hier am ehesten die braune Zone im tieferen Profilverteil (13) herangezogen werden. Sie läßt sich vergleichen mit dem unteren Teil des im Profil Holzkirchhausen II zweigeteilten Lohner Bodens (vgl. Kap. 2.6.3). Er ist hier wie dort als eigentlicher brauner Verwitterungshorizont ausgebildet und in beiden Fällen nicht völlig entkalkt⁸⁹⁾.

Das Kriterium der völligen Entkalkung - die sekundäre Aufkalkung ist hier selbstverständlich unberücksichtigt - eines verbräunten Horizontes trifft aber für den Lohner Boden offensichtlich nicht generell zu. Zwar ist auch nach den Ergebnissen von ROHDENBURG & MEYER (1979: 44) in Südniedersachsen und Nordhessen im allgemeinen mit einer vollständigen Entkalkung zu rechnen. Daneben werden aber auch Beispiele von Profilen aus anderen Regionen genannt, in denen es zu keiner völligen Eliminierung des Primärcarbonates im Lohner Boden kam (vgl. ebd.: 44). Die Verbräunungsintensität hängt einmal von der Gesamtmenge freien Eisens und zum anderen von dessen Verteilungszustand ab. Eine gleichmäßige Verteilung geht mit kräftiger Verbräunung einher, während eine konglomeratäre Konzentration des Eisens unter feuchteren Bedingungen eine geringere Verbräunung hervorruft (vgl. ROHDENBURG & MEYER 1979:

58 f.). Nur so scheint es erklärlich, daß der Lohner Boden einmal als kräftig brauner Horizont erscheint und das andere Mal eine eher blasse Färbung aufweist.

Wenn Horizont 13 als Lohner Boden anzusprechen ist, dann kann die basale Umlagerungszone (14) mit dem helleren, schluffigeren Teil der Niedereschbacher Zone parallelisiert werden (vgl. SEMMEL 1968: 30, 1969: 392, BIBUS & SEMMEL 1977: 144) und die hangende (12) mit der schluffigen Zwischenlage zwischen dem Lohner Boden I unten und dem Lohner Boden II (10) oben, der hier genauso wie in Holzkirchhausen II ausgebildet ist: mehr humos und stärker plattig.

Darüber folgt die für den Lohner Boden typische Umlagerungszone (9) und im Anschluß daran ein zweiter, allochthoner Horizont (8), der - wie das fast identische Korngrößenspektrum und die ähnliche Carbonatverteilung zeigen - vom gleichen Ausgangsmaterial abstammt.

Da alle drei Horizonte über dem oberen Teil des Lohner Bodens (7-9) mehr oder weniger gut ausgeprägte hydromorphe Merkmale aufweisen, ist es schwer, einzelne Jungwürm-Naßböden gegeneinander abzugrenzen. Die Einrahmung von Erosionsdiskordanzen, die im Arbeitsgebiet mehrfach beim E_2 -Naßboden zu beobachten war, macht die Parallelisierung mit diesem am wahrscheinlichsten. Folglich müßte entsprechend der stratigraphischen Position der nächsthöhere Naßboden (7) dem E_4 gleichzusetzen sein, solange nicht nachgewiesen werden kann, ob hier nicht - wie im Kirchheimer Profil - ein zweigeteilter E_2 -Naßboden vorliegt⁹⁰⁾.

Die Grabenfüllungen

Sedimentpetrographisch treten in den Füllungen⁹¹⁾, wie bereits erwähnt, keine Unterschiede auf. Dennoch kann man aufgrund der guten Übereinstimmung der Korngrößen und des Carbonatgehaltes annehmen, daß das Material v.a. aus einem durch die Komplexe 7-9 vertretenen Abschnitt stammt, also dem mittleren Teil der Grabenhänge. Es wäre deshalb denkbar, daß das Zwischenstück der beiden Gräben im Top nach dem Aushub der Spitzgräben durch den relativ erosionsresistenteren Parabraunerde- B_t -Horizont fixiert war und erst nachträglich abgetragen wurde.

Diese Erklärung erscheint auch deshalb plausibel, da man davon ausgehen kann, daß die am Zwischenstück anliegenden Grabenschenkel primär steiler angelegt waren - sie wurden nachträglich erosiv abgeflacht - und ihr fiktiver Schnittpunkt in etwa die Höhe markiert, welche die ehemalige Oberfläche der Parabraunerde⁹²⁾ gehabt haben muß.

Ein auffälliges Merkmal der Grabenfüllung ist eine ausgeprägte Fleckung, die nicht nur auf die humosen Abschnitte beschränkt ist. Damit bestätigen sich die Aussagen ROHDENBURGS, wonach die Enthumifizierungsflecken nicht an bestimmte stratigraphische Positionen gebunden sind, sondern auch in eindeutig holozänen Schwarzerde-Kolluvien vorkommen (ROHDENBURG 1964: 70). Man kann hier den Entstehungszeitraum der Flecken sogar noch weiter eingrenzen: Ersten zeitlichen Einordnungen zufolge ist das Lager älter als die limeszeitlichen Römerkastelle des späten 1. bis 3. nachchristlichen Jahrhunderts⁹³⁾, d.h. daß die Fleckung in weniger als 2000 Jahren entstanden sein muß.

2.13.4 Typisierung des Profils und seiner stratigraphischen Einheiten

Korngrößen

Der ursprüngliche Löß hat hier einen sehr geringen T-Gehalt von etwa 12 % gehabt. Der S-Anteil liegt bei maximal 13 %, meist unter 9 %. U ist mit maximal 75.9 % vertreten (vgl. Beil. 26). Der ursprüngliche T-Gehalt des Lohner Bodens dürfte - nach den Werten aus seinen Umlagerungszonen zu schließen - bis zu 27 % betragen haben. Der holozäne Parabraunerde-B_t-Horizont erreicht noch 40 % T, obwohl der obere, tonigere Teil gekappt ist.

Qu/F- und KF/Pl-Verhältnis

Die *Qu/F-Verhältnisse* liegen für alle Sedimente zwischen 2.0 und 4.2 und die *KF/Pl-Verhältnisse* variieren von 0.4 - 2.3. Im tieferen Profilabschnitt und bei der Parabraunerde läßt sich eine geringfügige Erhöhung der Werte bei den überprägten Horizonten feststellen (vgl. Abb. 44).

Carbonat

Der Gesamtcarbonatgehalt erreicht mit bis zu 25 % Spitzenwerte im Arbeitsgebiet (vgl. Abb. 45). Der maximale Dolomit-Gehalt liegt bei 9.1 %, sein Anteil am Gesamtcarbonat geht in keinem Fall über 43 % hinaus. Der Restdolomit-Gehalt im zweigeteilten Lohner Boden zeigt, daß es auch im Würm-Interstadial nicht zur völligen Entkalkung kam.

2.13.5 Zusammenfassung

1. Zwischen zwei Sperrgräben einer römischen Befestigungsanlage war die stratigraphische Abfolge des Mittel- und Jungwürms aufgeschlossen.
2. Der Lohner Boden lag wie in Holzkirchhausen II gedoppelt vor: der untere Teil als mehr verbraunter Horizont, der obere in stärker humoser Ausbildung. In keinem Fall ist es zur völligen Entkalkung gekommen.
3. Über dem Lohner Boden II waren zwei von Naßböden überprägte Umlagerungszonen ausgebildet.
4. Der holozäne Boden wurde auf dem Geländerücken nach der Anlage des Lagers erodiert.
5. Die Grabenfüllungen erscheinen makromorphologisch inhomogen; sedimentpetrographisch lassen sich innerhalb der Füllung keine Unterschiede feststellen. Die markante Fleckung in den Grabenfüllungen ist nicht auf humose Bereiche beschränkt; sie muß jünger als 2000 Jahre v.h. sein.

2.14 Profil Obereisenheim

2.14.1 Naturräumliche Einordnung

Der früher zum Kiesabbau genutzte, heute aufgelassene Aufschluß (vgl. Tab. 5, Beil. 14) liegt in der Mainbucht zwischen Ober- und Untereisenheim im mittleren Maintal, das sich in dem Laufstück zwischen Schweinfurter Becken und Volkacher Mainschlinge durch extreme Steilheit seiner Westhänge auszeichnet. In der unmittelbaren Umgebung steht noch der vom Mainlauf angeschnittene Obere Muschelkalk an, während die anschließenden Hochflächen bereits von lößbedecktem Lettenkeuper gebildet werden. Klimatisch gesehen ist dieses Talstück trocken und warm (550 mm Jahresniederschlag, 8° - 9° C mittlere Jahrestemperatur).

2.14.2 Erläuterungen zum Profil und zum Profilaufbau

Das Profil ist bei SKOWRONEK (1982: 102) erwähnt und auch in den Arbeiten von ERBE (1983) und TOROSLU (1984) dargestellt, die eine heute nicht mehr aufgeschlossene Dellenfüllung⁹⁴⁾ bearbeiteten.

Die Dellenfüllung

Aufgeschlossen war damals die Füllung eines Seitentälchens, das in die Untere Mittelterrasse des Mains (nach KÖRBER 1962) eingeschnitten ist. Basal ist ein fossiler Gley entwickelt mit einer Lage von Mangan-Knöllchen im Hangenden. Darüber lagert das Abtragungsprodukt eines fossilen B₁-Horizontes. Im Hangenden folgt mit Kalksteinschutt durchsetzter Fließlöß. Den Abschluß der Rinnenfüllung bildet eine mächtige Parabraunerde-Schwarzerde. Die mikromorphologische Analyse aus der Dellenfüllung ergab, daß der untere Teil des Fließlösses noch viel humoses Material und biogene Reste enthielt. Außerdem waren in allen 13 untersuchten Dünnschliffpräparaten sowohl Tonbruchstücke als auch jüngere Fließplasmaäume erkennbar.

Das bedeutet, daß Tonremobilisierung und sekundäre Tonverlagerung nicht auf einen bestimmten stratigraphischen Abschnitt im Profil beschränkt sind. Durch die hohe, vorwiegend gelisolifluidale Verlagerungsaktivität - auch außerhalb der Delle können zwei Solifluktsdecken unterschieden werden (s.u.) - wurde offensichtlich genügend B₁-Material auch in die jüngeren Sedimente eingemischt, so daß in Verbindung mit der speziellen hydrologischen Situation in der Delle erneute Tonwanderung stattfinden konnte.

Profil 1 (vgl. Foto 9)

Komplex 13

Auf Sanden der Unteren Mittelterrasse ist ein dunkelbrauner Boden (13) entwickelt, in dem vereinzelt auch Toncutane nachweisbar sind.

Aufgrund der Verlehmung und der Toncutane kann der Boden als Parabraunerde-B₁-Horizont interpretiert werden.

Komplex 12

Über einer deutlichen Grenze folgt eine Zone hellgebleichter Sande, die nur noch im südlichsten Teil von Profil 1 festzustellen ist. In der nördlichen Hälfte sind die Sande dagegen bereits von einer dichtgepackten Lage aus groben Mangan-Konkretionen (12) diskordant geschnitten und ersetzt.

Die Abfolge von grobmaterialfreien, hellen Sanden und dichtgepackter Konkretions- und Grobmateriallage in diskordanter Lagerung darüber deutet auf primäre Spülprozesse und anschließende gelisolifluidale Verlagerung der Konkretionen hin.

Komplex 11

Der nächste Abschnitt (11) ist sedimentologisch durch seinen höheren U- und T-Gehalt vom Liegenden abzugrenzen. Trotzdem ist der S-(hier v.a. der mS-)Anteil noch hoch. Der Horizont weist eine tiefdunkelbraune Farbe auf, die auch ins Liegende noch eingreift. Ebenfalls horizontübergreifend ist eine helle Fleckung ausgebildet.

Die Horizontmerkmale lassen sich so deuten, daß nach der Ablagerung der hellen Sande und der Solifluktionsschicht (12) mit zunehmender Lösssedimentation gerechnet werden muß, wobei die Einspülung (oder Einwehung ?) von Terrassensanden zwar schwächer wurde, aber nicht zum Stillstand kam, wie der hohe mS-Anteil zeigt. Während der folgenden morphodynamischen Stabilitätsphase kam es zur Bildung einer Humuszone. An diesem Profil läßt sich im übrigen gut demonstrieren, daß die "Leopardenfleckung" nicht sedimentär bedingt, sondern postsedimentär entstanden ist.

Komplex 10

Eine Lage aus Steinchen und kleinen Grobkomponenten trennt K. 11 von der hangenden Humuszone (10), die etwas toniger ausgebildet ist. Eine helle Fleckung, die aber schwächer ausgeprägt ist als die in K. 11, greift ebenfalls - wie die von K. 11 - auf das Liegende über.

Komplex 9

Bei K. 9 handelt es sich lediglich um eine anthropogene Aufschüttung.

Profil 2

Komplex 13

Die Basis bildet der bereits beschriebene B₁-Horizont auf den Terrassensanden (s.o.).

Komplex 8

Darüber folgt ein dunkelbrauner, tonig-schluffiger Lehm mit rötlichbraunen Fließfahnen und humosen Schmitzen.

Entsprechend Substrat und Farbe muß es sich um einen Horizont handeln, in dem sowohl Material aus einer Humuszone als auch aus einem B_t-Horizont aufgearbeitet ist. Die Fließfahnen deuten auf gelisolifluidale Bewegung hin.

Komplex 7

Darüber lagert ein kräftig brauner, steinführender Horizont (7), der noch stark tonig ist und auch ganz vereinzelt zerstörte Toncutane aufweist.

Er ist ebenfalls als allochthoner Sedimentkomplex aufzufassen, in dem Substrat des liegenden B_t-Horizontes enthalten ist.

Komplex 4-6

Darüber folgen zwei Lagen aus dichtgepacktem Solifluktionsschutt (4-6), die von einem bräunlich-gelben, schluffigeren und weniger steinhaltigen Horizont (5) getrennt werden.

K. 4 und K. 6 repräsentieren offensichtlich zwei kalkklimatische Umlagerungsphasen, während K. 5 als schwach verbraunter, allochthoner Boden (5) angesehen werden kann.

Komplex 1-3

Über K. 4 folgt ein schwach steiniger, bräunlich gelber, schluffiger Lehm (3), der ohne deutliche Grenze in einen dunklen, tonig-humosen Horizont (2) übergeht. In K. 2 sind noch einige vertikal verlaufende Ton-Humus-Beläge zu beobachten.

Bodentypologisch können die beiden Komplexe 2 und 3 als Rest einer Parabraunerde-Schwarzerde aufgefaßt werden. Den Abschluß nach oben zu bildet wieder - wie in Profil 1 - eine anthropogene Aufschüttung.

2.14.3 Genetische Deutung und stratigraphische Zuordnung

Die Dellenfüllung

Wegen der starken Verlagerungstätigkeit im gesamten Profil ist es nicht möglich, allein aufgrund der Beschreibungen bei ERBE (1983) und TOROSLU (1984) eine stratigraphische Parallelisierung der Dellensedimente mit den eigenen Profilaufnahmen durchzuführen. Als sicher ist allerdings anzunehmen, daß es sich um einen würmzeitlichen Sedimentkomplex handelt, da die Delle in die Untere Mittelterrasse eingesenkt ist, die von der letztinterglazialen Bodenbildung überprägt wurde.

Profil 1 und 2

Nach den Befunden aus den beiden Einzelprofilen ergibt sich folgende stratigraphische Zuordnung: Der B_t-Horizont (13) ist als oberster warmzeitlicher Boden ins Eem-Interglazial zu stellen. K. 12 entspricht vom Erscheinungsbild her einem

typischen Bleichhorizont und gehört demnach mit den beiden Humuszonen (10, 11) ins Altwürm.

Die Humuszonen sind zwar deutlich zweigeteilt, damit aber zwei (klimatische) Bodenbildungsphasen auszugliedern, wäre in Anbetracht der Verlagerungstendenzen in diesem Profil nicht statthaft. Ähnlich wie es für Kitzingen bereits angedeutet wurde (vgl. Kap. 2.12.2), das im Altwürm noch eine vergleichbare morphologische Situation aufwies, scheint es sich vielmehr um eine einzige Humuszone zu handeln, die in höherer Hangposition abgetragen und im Unterhangbereich über derselben Humuszone wieder abgelagert wurde.

Da in der Umlagerungszone (8) Material aus diesen Humushorizonten enthalten ist, muß K. 8 jünger sein und wird deshalb zusammen mit der hangenden, tonigen Fließerde (7) der Niedereschbacher Zone nach SEMMEL (1967b, 1968, 1969) gleichgesetzt. Darüber (K. 4 - K.6) wird die stratigraphische Zuordnung relativ unsicher, da der Lohner Boden als Leithorizont an dieser Stelle nicht mit Sicherheit zu identifizieren ist und deshalb auch die beiden Schuttlagen (4, 6) schwer einzuordnen sind. Denkbar wäre jedoch, daß die untere Schuttschicht (6) noch einer mittelwürmzeitlichen Verlagerungsphase angehört, der bräunliche Horizont darüber (5) das Äquivalent des Lohner Bodens darstellt und demzufolge die hangende Solifluktionsschicht (4) in die frühjungwürmzeitliche Abtragsphase zu stellen ist. Der Rest der Parabraunerde-Schwarzerde unter der anthropogenen Auflage (2, 3) ist den "schwarzerdeähnlichen" Böden vergleichbar, die BRUNNACKER (1959b) aus der Gegend um Schweinfurt, dem trockensten Gebiet Bayerns, beschrieben hat und deren Bildung er ins ausgehende Spät- und beginnende Postglazial stellt⁹⁵⁾.

2.14.4 Zusammenfassung

1. Aufgeschlossen sind der Eem-B₁-Horizont auf der Unteren Mittelterrasse des Mains, darüber ein gekappter Bleichhorizont aus Terrassensanden und zwei gefleckte Altwürm-Humuszonen; an anderer Stelle die Niedereschbacher Zone, von zwei Solifluktionsdecken getrennter Fließloß und abschließend eine holozäne Schwarzerde-Parabraunerde.
2. In allen Horizonten der Dellenfüllung konnte mikromorphologisch Tonremobilisierung festgestellt werden. Sie wird auf die Einarbeitung von Tonpartikeln infolge der starken Verlagerungstendenz und auf die besondere hydrologische Situation im Dellenbereich zurückgeführt.
3. Bei den beiden Altwürm-Humuszonen handelt es sich genetisch wahrscheinlich nur um eine, welche infolge Erosion und Resedimentation zweigeteilt ist.
4. Die Schwarzerde-Parabraunerde ist genetisch mit den von BRUNNACKER (1959b) aus der Schweinfurter Gegend beschriebenen "schwarzerdeähnlichen" Böden vergleichbar.

2.15 Profil Krautheim

2.15.1 Naturräumliche Einordnung

In der - nach der Profilaufnahme verfüllten - Grube des Ziegelwerkes *Englert*, Zeilitzheim, liegen die Lößdeckschichten einer Abfolge von Gelbmergel-Horizont mit oberem Sandstein, Grünen und Roten Lettenmergeln und dem Grenzdolomit des Unteren Keupers auf (vgl. SCHWARZMEIER 1983: 45). Im W ist in Taleinschnitten der Obere Muschelkalk freigelegt, im E Tonstein-Gelbkalk-Schichten (ku2) und der Grenzdolomit. Im N und S dieses Lößvorkommens bedecken ausgedehnte Flug-sand- und Dünenfelder das Steigerwaldvorland. Der Aufschluß (vgl. Tab. 5, Beil. 15) ist am Oberhang der nach N exponierten Talflanke des Weidenbaches angelegt. Das Einzugsgebiet von Weidenbach und Rimbach, die beide über die Volkach zum Main hin entwässern, liegt bereits in den tonreichen Gipskeupergebieten. Der Jahresniederschlag beträgt 550 - 600 mm, also etwas mehr als im nördlich gelegenen Schweinfurter Becken und im südlichen Trockenraum um Kitzingen. Die Jahresmitteltemperaturen liegen bei 8° - 9° C.

2.15.2 Erläuterungen zum Profil und zum Profilaufbau

Krautheim war das mächtigste Würm-Löß-Profil Mainfrankens (nach TOROSLU 1984: mindestens 6.65 m). Zum Zeitpunkt der eigenen Geländeaufnahme war die Verfüllung schon so weit fortgeschritten, daß nur noch ca. 4.50 m mittel- und jungwürmzeitliche Sedimente einzusehen waren. Nach TOROSLU (1984: 99) lag an der Basis ein zweigliedriger Humushorizont vor, der bei der Aufnahme 1985 nicht mehr aufgeschlossen war.

Komplex 12

Der von TOROSLU (1984: 99) beschriebene Naßboden im hangenden Teil der Humuszone kann gut mit Komplex 12 parallelisiert werden, der gleichfalls ausgeprägte hydromorphe Merkmale wie Bleich- und Mangan-Flecken aufweist. Damit wäre die Verbindung zum vorliegenden Profil gegeben.

Komplex 11

Über der Vernässungszone ist ein rötlichgelber, fast kalkfreier Horizont (11) entwickelt, der einen T-Gehalt von über 33 % aufweist, aber keine Toncutane.

Da einerseits der T-Gehalt für einen braunen Verwitterungshorizont, wie er in anderen Profilen anzutreffen war (vgl. z.B. Ki, Mb), zu hoch erscheint, andererseits aber typische Tonbeläge fehlen, die eine Ansprache als B_t-Horizont zuließen, muß man nach den bisherigen Erfahrungen davon ausgehen, daß hier eine Umlagerungszone vorliegt, die sich aus einem liegenden B_t-Horizont ableiten läßt, obwohl makroskopisch keine Verlagerungsmerkmale zu beobachten sind.

Komplex 10

Über einer deutlichen Grenze folgt eine plattig strukturierte, hellere, schluffreichere Zone (10) mit ausgeprägten Rostbändern und Merkmalen starker Sekundärcarbonatanreicherung.

Das plattige Gefüge und die Rostbänder, die sich an diese Strukturen anlehnen, lassen auf einen gelisolifluidal verfloßenen und nachträglich vernäßen Horizont schließen.

Komplex 8-9

Der Materialaufbau in K. 8 und K. 9 ist prinzipiell der gleiche wie im Liegenden, nur daß durch den kontinuierlich steigenden T-Gehalt der U-Anteil zurückgedrängt ist. Beide Komplexe sind völlig entkalkt. Besonders in K. 8 sind gut ausgeprägte hydromorphe Merkmale erkennbar, während K. 9 durch eine leicht bräunliche Farbe gekennzeichnet ist.

Die Befunde weisen auf sedimentpetrographische Verwandtschaft zwischen Horizont 8 und 9 hin. Die bräunliche Farbe von K. 9, die Entkalkung beider Straten und die Carbonatanreicherung im Liegenden (10) sprechen für eine autochthone pedogenetische Überprägung, wobei sich der Boden direkt auf einem Naßboden gebildet hat.

Komplex 7

Über einer deutlichen Grenze folgt ein hellerer, tonärmerer Horizont (7) mit Rostflecken und -bändern. Der mittlere Gesamtcarbonatgehalt enthält bereits wieder 35 % Dolomit.

Der Komplex wird als vernäße Umlagerungszone interpretiert, in die syngenetisch unverwittertes Lößmaterial eingeweht wurde.

Komplex 5-6

Darüber folgen dann zwei pseudovergleyte, schwach humose Horizonte (5, 6). Der obere (5) ist etwas verlehmt, stark carbonatangereichert und fällt außerdem als feuchte Strate in der Abbauwand auf.

Aufgrund der Horizontmerkmale können beide Komplexe als schwach humos ausgebildete Naßböden eingestuft werden.

Komplex 1-4

Das Profil wird von einem Sedimentpaket abgeschlossen, das keine makromorphologisch wahrnehmbaren Umlagerungsspuren aufweist. In den oberen drei Komplexen (1-3) ist Verbraunung und Verlehmung erkennbar. Schwarbraune Ton-Humus-Verlagerungsbahnen reichen bis weit in K. 4 hinein. Trotzdem sind alle Komplexe carbonatreich und weisen insbesondere einen relativ hohen Dolomit-Gehalt auf.

Der Bodenrest trägt die profilmorphologischen Merkmale einer Schwarzerde-Parabraunerde, für die eine Ton-Humus-Verlagerung bei unvollständiger Entkalkung typisch ist. Dagegen deutet der oberste Profilabschnitt (1), der bereits durch

die Beackerung stark gestört ist, mit seinem relativ hohen T-Gehalt darauf hin, daß sich die ehemalige Schwarzerde-Parabraunerde zur Parabraunerde weiterentwickelt hat.

2.15.3 Genetische Deutung und stratigraphische Zuordnung

Nach den bisher vorliegenden stratigraphischen Vergleichsmöglichkeiten im Arbeitsgebiet ist der von TOROSLU (1984: 99) beschriebene Humushorizont altwürmzeitlich. Mit der markanten, rötlichen, tonigen Umlagerungszone (11) und dem helleren, schluffreicheren Komplex (10) darüber liegt wieder die typische Horizontkombination der Niedereschbacher Zone i.S. SEMMELS (1967b, 1968, 1969) vor.

Demnach wäre der gelblichbraune Boden (8) im mittleren Profilteil als Lohner Boden anzusprechen. Er hat sich direkt auf dem liegenden Naßboden (9) entwickelt, bei dem es sich entsprechend der stratigraphischen Position um den Gräselberger Boden handeln muß, eine schwächere, z.T. mehrgeteilte Bildung, die selten erhalten geblieben ist (vgl. SEMMEL 1968: 16, 56; BIBUS 1980: 171).

Entsprechend der morphologischen Merkmale und der stratigraphischen Position repräsentiert K. 7 die für den Beginn des Jungwürms typische Umlagerungszone über dem Lohner Boden (vgl. u.a. BIBUS 1980: 168) und die beiden hangenden Horizonte (5, 6) die Naßböden E_2 bzw. E_4 . Der das Profil abschließende Schwarzerde-Parabraunerderest (1-3) wird folglich ins Holozän gestellt.

Im Gegensatz zu Obereisenheim (vgl. Kap. 2.14.3) liegt hier keine Geländedeposition vor, die eine wesentliche Bodenmaterialzufuhr von den Hängen und eine Umformung unter anmoorähnlichen Bedingungen erlaubt hätte, wie sie BRUNNACKER (1959b) für die Bildung der "schwarzerdeähnlichen Böden" bei Schweinfurt fordert und weswegen er sie für genetisch nicht mit echten Steppenschwarzerden vergleichbar hält. Es handelt sich deshalb wohl auch eher um eine Schwarzerde, wie sie sich nach ROESCHMANN aus Löß-Rohböden des Spätglazials im Praeboreal und Boreal unter kontinentalen Klimaverhältnissen und einer baumarmen Vegetation bildete (vgl. ROESCHMANN 1968, zit. nach SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1984: 366). Ihre Entwicklung sei im Atlantikum mit dem Schließen der Walddecke unter humideren, ozeanisch getönten Klimabedingungen beendet gewesen, allerdings soll an geeigneten Standorten die Weiterentwicklung zur Parabraunerde erfolgt sein (vgl. ebd.: 367).

2.15.4 Typisierung der Profils und seiner stratigraphischen Einheiten

Korngrößen

Die Lössе (einschließlich der Naßböden) zeigen zwar die typische Linkstreppe bei der Histogrammdarstellung (vgl. Beil. 26), weisen aber - verglichen z.B. mit den generell als typisch angesehenen Korngrößenspektren der Lössе aus dem Rheingebiet - einen höheren Feinkornanteil auf (T: 16.2 % - 26.8 %, U: 64.3 % - 78.5 %, S: 5.3 % - 8.7 %). Die Ursache dürfte in lokalen Beimengungen aus den tonigeren Schichten des Unteren Keupers zu sehen sein. Nach den ausgedehnten Flugsand- und Sandlößvorkommen der Umgebung zu schließen, hätte man eigent-

lich einen höheren Sandgehalt als nur 5.3 % - 8.7 % erwartet. In diesem Fall scheint - im Gegensatz z.B. zu Profil Dertingen I (vgl. Kap. 2.3) - doch eine zeitliche Trennung zwischen Löß- und Flugsandablagerung zu bestehen.

Qu/F- und KF/Pl-Verhältnis

Bis auf zwei Proben, die deutlich mit 5.6 bzw. 7.7 aus dem Rahmen fallen, bewegen sich die *Qu/F-Werte* zwischen 1.8 und 3.3 (vgl. Abb. 44). Beim *KF/Pl-Verhältnis* (Schwankungsbreite: 0.5 - 1.6) läßt sich eventuell die Tendenz zu leicht höheren Werten im mittelwürmzeitlichen, stärker verwitterten Teil und vom C-Horizont ausgehend zum Oberflächenboden hin ablesen.

Carbonat

Der Löß kann als insgesamt carbonatreich gelten (vgl. Abb. 45). Ein großer Teil des Sekundärcarbonates ist in taubeneigroßen Konkretionen konzentriert. Der Dolomit-Gehalt beträgt in den Jungwürm-Lössen 6.8 % - 9.1 % (das entspricht 42 % - 44 % Dolomit-Anteil am Gesamtcarbonat). Die Umlagerungszone über dem Lohner Boden kann aufgrund des Dolomit-Gehaltes (2.6 % oder "Relativ"-Prozent: 35 %) wieder als Mischhorizont aus neu eingewehtem und umgelagertem Material charakterisiert werden.

Schwerminerale

Alle drei analysierten Proben unterscheiden sich nur geringfügig voneinander: Instabile: 63 % - 69 %, Stabile: 29 % - 36 %. Epidot und grüne Hornblende kommen fast zu gleichen Teilen vor, Granat verzeichnet im jüngsten Abschnitt einen leichten Anstieg auf 12 % und deutet damit auf Schwerminerallieferung aus dem Keuper hin, der vor allem im mittleren Keuper Werte bis zu 80 % erreichen kann (vgl. SPOERER 1980: 74). Allerdings kann sich eine Granat-Beimengung aus der Umgebung wegen der hohen Verwitterungsanfälligkeit des Minerals weniger signifikant im Schwermineralspektrum bemerkbar machen, als resistenter Mineralien.

2.15.5 Zusammenfassung

1. Deutliche Verlagerungsspuren treten nur in den bekannten mittel- und jungwürmzeitlichen Umlagerungszonen auf.
2. Mit Niedereschbacher Zone, Gräselberger Boden, Lohner Boden, E₂- und E₄-Naßboden ist eine gut differenzierte mittel- und jungwürmzeitliche Abfolge aufgeschlossen.
3. Im Gegensatz zu anderen Profilen ist der Lohner Boden hier ganz entkalkt.
4. Die reliktsche Schwarzerde-Parabraunerde wird genetisch ins frühe Postglazial gestellt.

5. Im Korngrößenspektrum ist eine Tendenz zu höherem Feinkornanteil zu verzeichnen.
6. Der Verlauf der KF/Pl-Kurve könnte in diesem Profil in einzelnen Abschnitten als leichte Anlehnung an Verwitterungsbildungen gedeutet werden.
7. Im Schwermineralspektrum überwiegen die Instabilen. Epidot und grüne Hornblende halten sich gegenseitig die Waage, Granat nimmt leicht zu. Es wird deshalb auf Mineralbeimengung aus dem Mittleren Keuper geschlossen.

2.16. Profil Untersteinbach

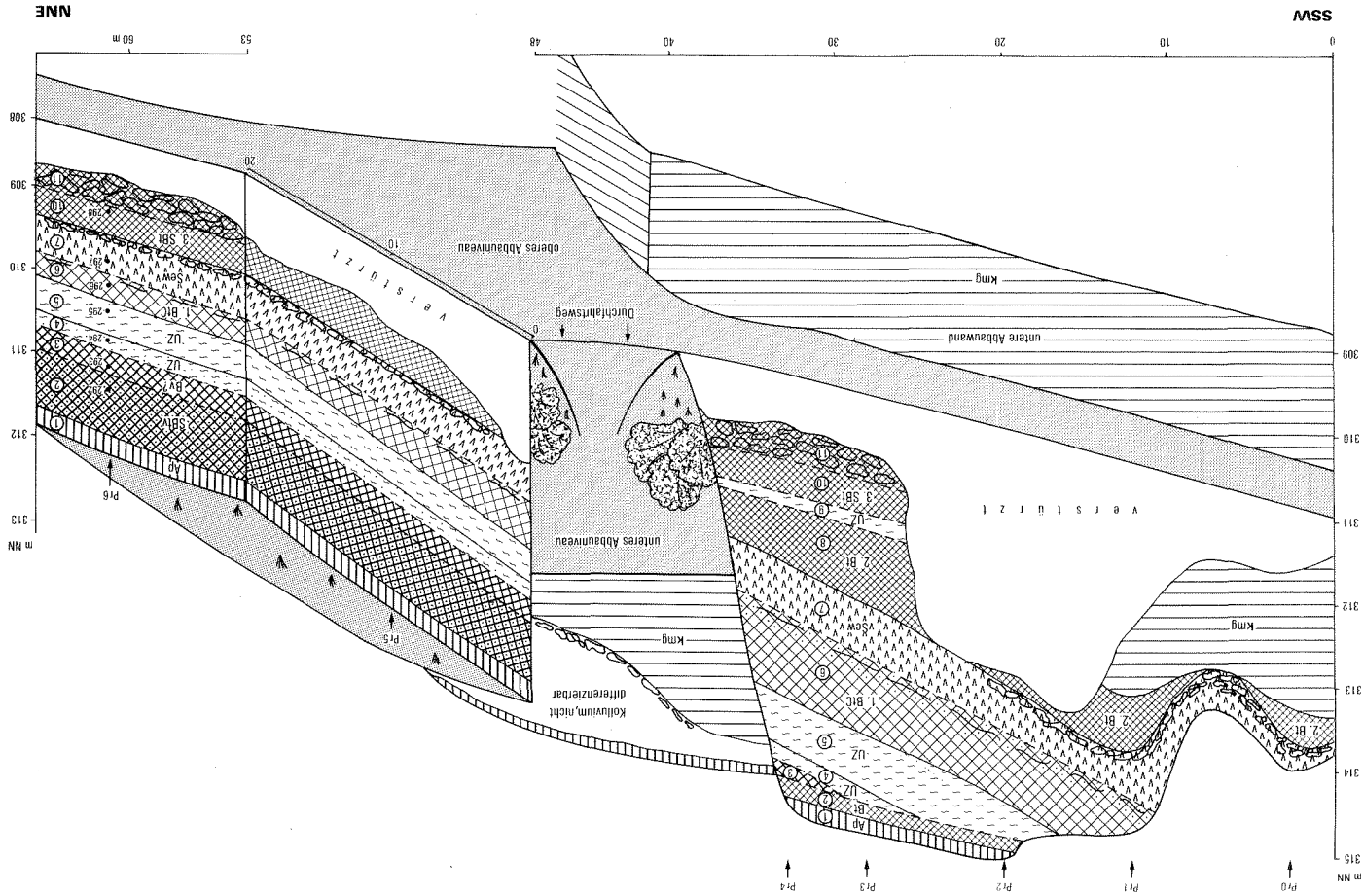
2.16.1. Naturräumliche Einordnung

Untersteinbach - mit der ehemaligen Ziegeleigrube am nordwestlichen Ortsrand - liegt inmitten des nördlichen Steigerwaldes an einer Stelle, an der die Vereinigung der beiden der Rauhen Ebrach tributären Bäche Steinbach und Karbach eine Talweitung geschaffen hat (vgl. Tab. 5, Beil. 16). Die flachen Talflanken der entsprechend der Abdachung W-E-verlaufenden Steigerwald-Haupttäler werden von Gipskeuper-, die Höhen von den resistenteren Sandsteinkeuperschichten bestimmt. Lößvorkommen treten hier nur vereinzelt in geschützten Leelagen auf. Der Aufschluß in der Grube zeigt, daß die quartären Sedimente eine Delle in den roten Tonsteinen der Lehrbergsschichten des Gipskeupers auskleiden. Diese zum Steinbach entwässernde Hohlform ist in den flach nach ESE auslaufenden Unterhang eines von Steinbach im N und Ösbach bzw. Rauher Ebrach im SW bzw. S herauspräparierten Riedels eingeschnitten. Die Lößbasis erreicht annähernd das heutige Auenniveau des Steinbachs. Die größere Erhebung des Steigerwaldes gegenüber seinem westlichen Vorland drückt sich in den relativ kühlen und feuchten klimatischen Verhältnissen aus: Jahresmitteltemperatur 7.0° - 8.0°, Jahresniederschlag 700 - 750 mm.

2.16.2 Erläuterungen zum Profil und zum Profilaufbau

Die Reste, die von der Dellenfüllung noch vorhanden waren, wiesen im basalen Profilteil auf kurze Strecken bereits erhebliche Schichtlücken auf. Da keine durchgehende Abbauwand zur Verfügung stand, mußte die Aufnahme in einzelnen Schürfen erfolgen. In Abb. 31 ist in der linken Hälfte der Zeichnung der ESE-exponierte Anschnitt der Dellenschulter dargestellt und rechts ein Block, der nicht mehr zum Besitz der Ziegelei gehört und deshalb vom Abbau ausgespart blieb. Dazwischen führt ein Weg in den tieferen Grubenteil, wo die Dellenform im Anstehenden mit mächtiger Basissolifluktionsschicht und nicht zu gliedernder quartärer Füllung einzusehen ist.

Abb. 31: Profil Untersteinbach



Komplex 10-11

Die Abfolge beginnt mit einer Basissolifluktionsschicht (11) aus groben Sandsteinblöcken in toniger Matrix. K. 11 geht fließend in einen steinigen, tonigen Lehm (10) mit polyedrischem Gefüge und Tonbelägen über. In beiden Komplexen sind zahlreiche Bleich- und Rostflecken festzustellen. Die Schwermineralzusammensetzung besteht zu 87 % aus Stablen.

Sedimentologisch liegt in K. 10 und 11 die bekannte Abfolge einer frühkaltzeitlichen, solifluidalen Verlagerung von groben Blöcken vor, welche allmählich durch zunehmend äolische und /oder deluviale Sedimentation abgelöst wird. Die pedogenetische Überprägung deutet darauf hin, daß beide Komplexe von Tondurchschlämmung bei einer warmzeitlichen Parabraunerdebildung erfaßt wurden.

Komplex 9

An der isoliert stehenden Abbaunase wird der liegende B_t -Horizont von einer ca. 15 cm mächtigen Keuperfließerde (9) aus roten Tönen gekappt, die auch einige grünliche Schmitzen und vereinzelt kleine Sandsteine enthält.

Komplex 8

Der dunkelbraune, tonige Komplex 8 ist ebenfalls nur an der Abbaunase zu finden. Er weist Toncutane auf, die noch besser erhalten sind als die in K. 10. Im südwestlichsten Aufschlußteil liegt K. 8 unmittelbar dem Anstehenden auf, wobei die Grenze aber sehr undeutlich ist.

Man darf an dieser Stelle sicher von einer autochthonen B_t -Horizont-Bildung ausgehen, d.h. die Basissolifluktionsschicht (11) und der älteste Boden (10) waren bereits abgetragen (oder hier nicht ausgebildet?). Der Boden wird diskordant vom hangenden K. 7 geschnitten und fehlt in Richtung auf die Dellentieflinie zu.

Komplex 7

K. 7 setzt mit einer Sandsteinsolifluktionsschicht ein, die nach oben zu in einen gebleichten Horizont übergeht. Der Bleichhorizont ist extrem plattig strukturiert. Sekundäre Toninfiltration hat sich an die Zwischenräume angelehnt. Ebenso tragen die Sandsteine der basalen Solifluktionsschicht kaum zerstörte, glatte Tonbeläge. Der Hiatus zwischen K. 7 und dem liegenden B_t -Horizont (K. 10 und 11) im beprobten Einzelprofil 6 (vgl. Abb. 31) drückt sich auch in seiner fast dreifachen Menge an instabilen Schwermineralen gegenüber dem Liegenden aus.

Das bedeutet, daß der Bleichhorizont im Schurf 6 nicht den tonverarmten Oberboden zum liegenden B_t -Horizont darstellen kann. Demzufolge muß auch die Tonverlagerung im Bleichhorizont jünger sein: sie gehört entweder einer frühkaltzeitlichen Phase an oder ist als Durchgriff des hangenden Bodens zu werten. Beide, Bleichhorizont und Solifluktionsschicht, dienten bei den komplizierten Aufschlußverhältnissen als Leithorizonte.

Komplex 5-6

Darüber folgt ein Lehm (6) von sehr unterschiedlicher Mächtigkeit in den einzelnen Schürfen, der vereinzelt Tonbeläge aufweist. Er wird von einem tonigen Sediment (5) mit plattigem Gefüge überlagert, welches einige Tongerölle enthält.

Die Befunde können so gedeutet werden, daß K. 6 den basalen Rest eines ehemaligen B_t -Horizontes darstellt, dessen oberer Teil abgetragen und in der hangenden Umlagerungszone (5) aufgearbeitet wurde.

Komplex 4

Eine weitere, stark pseudovergleyte, hellere und tonärmere Fließerde (4), die ebenfalls Tongerölle aufweist, überlagert die dunklere, liegende Umlagerungszone (5).

Komplex 3

K. 4 geht dann undeutlich in einen mehr bräunlichen Horizont (3) über, dessen Rest an der isolierten Abbaunase nicht mehr sicher identifizierbar ist.

Bodentypologisch könnte hier ein B_v -Horizont vorliegen. Aufgrund der insgesamt dunklen Färbung und des relativ hohen Verlehmungsgrades in allen Horizonten des Aufschlusses kann aber keine eindeutige Aussage darüber gemacht werden.

Komplex 1-2

Der nächste Sedimentabschnitt (2) ist im Profil 6 als kompakter, pseudovergleyter Lößlehm ausgeprägt, der Tonbeläge nur auf den Kluftflächen trägt. An seine Stelle tritt an der Abbaunase der Rest eines tondurchschlämmten Horizontes mit Anzeichen von Verlagerung. In K. 1 liegt ein anthropogen gestörter, humoser Horizont vor.

Damit stellt K. 2 offensichtlich noch den Rest der jüngsten Parabraunerde-Bildung dar.

2.16.3 Genetische Deutung und stratigraphische Zuordnung

Wenn die paläopedologische Gliederung, die neben den schlechten Aufschlußverhältnissen durch eine fast alle Horizonte erfassende Tonverlagerung erschwert ist, zutrifft, dann liegen in Untersteinbach drei fossile, warmzeitliche B_t -Horizonte bzw. deren Reste vor (10, 8, 6), die stark, z.T. völlig erodiert wurden. Der Bleichhorizont (7) gehört demnach bereits in die vorletzte Kaltzeit und der B_t -Rest (6) darüber wäre als eemzeitlich einzustufen. Sowohl die dunklere (5) als auch die schmale, hellere (4) Umlagerungsstrata würden dann aufgrund ihrer Ausbildung und ihrer stratigraphischen Position der Niedereschbacher Zone entsprechen. Ohne trennende Lößzwischenlage wäre hierauf der Lohner Boden (3) entwickelt, wenn es sich bei K. 3 tatsächlich um einen eigenständigen B_v -Horizont handelt. Da der Lohner Boden das Mittelwürm abschließt, vertritt der folgende, nicht näher differenzierte Profilabschnitt die Jungwürm-Sedimente mit nur stellenweise erhaltenem B_t -Horizont der holozänen Parabraunerde. Die Ausgliederung von drei Glazialzyklen i.S. von SABELBERG ET AL. (1976) bedeutet, daß die Delle mindestens vor der drittletzten Warmzeit auf nahezu heutiges Niveau eingeschnitten war.

2.16.4 Typisierung des Profils und seiner stratigraphischen Einheiten

Korngrößen

Bereits der primäre T-Gehalt muß in den Sedimenten von Untersteinbach sehr hoch gewesen sein (vgl. Beil. 26). Selbst im Bleichhorizont geht er nicht unter 22.2 %. Auch der S-Gehalt erreicht hohe Werte mit 13.8 % - 23.1 %. Nur bei zwei Proben liegt er niedriger.

Qu/F- und KF/Pl-Verhältnis

Bei beiden Quotienten ist die Streuung so groß, daß keine Abhängigkeit zu einem bestimmten Horizonttyp zu erkennen ist (vgl. Abb. 44). Der Feldspat-Anteil scheint aber gegenüber dem Quarz sehr niedrig zu sein, da alle Qu/F-Werte über 4.9 liegen. Der Quarz-Anteil läßt sich durch die Einspülung aus den in höherer Hangposition anstehenden Sandsteinen des mittleren Keupers erklären.

Carbonat

Alle Sedimente sind carbonatfrei. Es wurden auch keine Konkretionen gefunden, in denen Sekundärcarbonat hätte gebunden sein können.

Schwerminerale

Das Spektrum wird ganz von der Gruppe der Stablen beherrscht, die in allen Proben zwischen 61 % und 87 % ausmacht (vgl. Beil. 27). Offensichtlich liegt hier eine lokal geprägte Zusammensetzung vor, die zusätzlich noch stark verwittert ist.

“Vulkanische Gläser”

Sie kommen massiert nur in Bleichhorizontposition vor. Die geringen Zahlen darüber sind durch Aufarbeitung des Liegenden zu erklären.

2.16.5 Zusammenfassung

1. Die quartären Deckschichten kleiden eine Delle aus, die schon vor der drittletzten Warmzeit vor heute auf annähernd heutiges Niveau eingeschnitten war.
2. Mehrmalige intensive Erosionsphasen unterbrachen die Dellenverfüllung und eliminierten stellenweise ganze Horizonte.
3. Die Analysenergebnisse weisen darauf hin, daß lokales Material den Hauptanteil ausmacht.
4. In allen Sedimenten ist Tonverlagerung festzustellen.
5. Das Zusammenwirken von einerseits hohem T-Gehalt, der stärkere Quell- und Gleitfähigkeit bewirkt, hohem S-Anteil, der die Verspülungstendenz fördert und Carbonatfreiheit, die die Standfestigkeit des Sediments beeinträchtigt, und

andererseits der höheren Feuchtigkeit des Raumes können für die große Umlagerungstätigkeit verantwortlich gemacht werden.

2.17 Profil Mühlendorf

Naturräumlich gesehen gehört das Gebiet um Mühlendorf noch zur östlichen Steigerwaldabdachung, die ohne scharfe Grenze in den nördlichen Teil des Mittelfränkischen Beckens ausläuft. Burgsandstein und zwischengeschaltete Letten des Mittleren Keupers bilden den Gesteinsuntergrund. Die beiden Profile Mühlendorf und Gaustadt (vgl. Kap. 2.18) liegen in einem relativ kontinentalen Klimabereich mit warmen Sommern und kalten Wintern (Jahresmitteltemperatur 8° - 9° C, mittlerer Jahresniederschlag 550 - 600 mm). Auf der Fläche eines sanft nach SE zur Aurach hin einfallenden Geländerückens war an einem Wegrand folgendes Profil aufgeschlossen (vgl. Tab. 5, Beil. 17):

Komplex 5

Basal liegt ein schluffig-toniger Lehm (5), der makroskopisch keine Verlagerungsspuren erkennen läßt, ein ungestörtes polyedrisches bis prismatisches Gefüge besitzt und gut ausgebildete, intakte Toncutane aufweist.

Er ist deshalb als kräftig ausgebildeter, autochthoner B_t-Horizont zu deuten.

Komplex 4

Darüber liegt ein typischer, sehr heller Bleichhorizont (4) mit basal angereicherten harten und weichen Mangan-Konkretionen, Tongeröllen und Holzkohlenflitter.

Komplex 3

Der Übergang zum Hangenden (3) ist fließend. Der Horizont ist verbraunt und zeigt plattige Struktur.

Komplex 1-2

Nur noch wenig ist vom abschließenden B_t-Horizont (2) vorhanden. Er wurde durch die seit jeher ackerbauliche Nutzung auf dem Geländerücken abgetragen.

Stratigraphisch gehört der liegende B_t-Horizont zweifellos ins letzte Interglazial, der Bleichhorizont darüber ins Altwürm und die Horizonte 2 und 3 sind der holozänen Parabraunerdebildung zuzuschreiben. Die *Korngrößenspektren* weisen keine Besonderheiten auf, sondern zeigen die typische Differenzierung zwischen den verwitterten Horizonten und dem Bleichhorizont (vgl. Beil. 26). Die Tiefenfunktion beider *Quotientwerte* zeigt ein genau entgegengesetztes Verhalten, das auch in anderen Profilen schon zu beobachten war (vgl. z.B. La III, Kap. 2.8.4). Im *Schwermineralspektrum* dominieren die stabilen Minerale (58 %), speziell im verwitterten B_t-Horizont-Bereich (73 %). Die Hornblende nimmt hier im Gegensatz

zu dem Steigerwaldprofil Untersteinbach (vgl. Kap. 2.16) wieder größeren Raum ein (vgl. Beil. 27). Die Durchsicht aller Proben auf "*vulkanische Gläser*" erbrachte eine signifikante Konzentration im Bleichhorizont.

2.18 Profil Gaustadt

2.18.1 Naturräumliche Einordnung

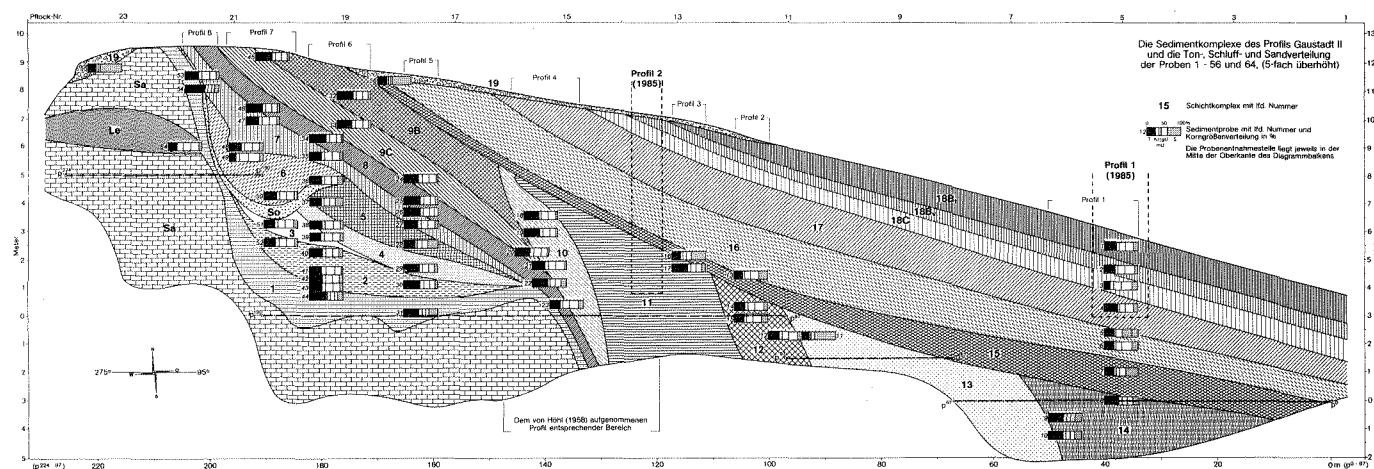
Naturräumlich gesehen liegt das Lößvorkommen um Gaustadt im Grenzbe-
reich zwischen den nordöstlichsten Steigerwaldausläufern im W, dem Itz-Baunach-
Hügelland im N bzw. E und dem Mittelfränkischen Becken im S. Die Geologische
Karte läßt eine regelhafte Lößverbreitung auf den NNE-exponierten, flachen
Hängen von vier Spornen erkennen, die alle in NNE-Richtung zur Regnitz streichen
und dort mit einem Steilabfall zur Niederterrasse abbrechen. Auf dem östlichsten
Sporn, der nach S allmählich in eine flachwellige Hochfläche überleitet, ist die
Ziegeleigrube der Fa. *AGROB* angelegt, in der das Lößprofil aufgenommen wurde
(vgl. Tab. 5, Beil. 18). In unmittelbarer Umgebung des Profils stehen die Schichten
des Burgsandsteins mit dunkelbraunen, teilweise violetten, lettigen und hellen,
mergeligen Einlagerungen an. Nach S zu verkleiden ausgedehnte Flächen von
Restschutt mit Angulatensandsteinen die Sandsteine und die rötlichen Tone des in
einzelnen Ausbissen zutage tretenden Feuerletzens. Im N breiten sich die weiten
Terrassenflächen des Bamberger Talknotens aus, in dem die Flußsysteme von Main
und Regnitz konvergieren. Das Klima ist als mäßig trocken und relativ warm zu
bezeichnen (mittlere Jahresniederschlagsmenge: 550 - 600 mm, mittlere Jahrestem-
peratur: 8° - 9° C).

2.18.2 Erläuterungen zum Profil und zum Profilaufbau

Das Gaustadter Profil war erstmals in den 50er Jahren Gegenstand zweier
sedimentologisch-stratigraphischer Arbeiten: BRUNNACKER (1956b) beschrieb es im
Rahmen einer Untersuchung, die sich mit faziellen Differenzierungen der Löss-
und der fossilen Böden entlang des Maintales beschäftigte. HÖHL (1958) behandelte
das Gaustadter Profil nicht nur deskriptiv, sondern auch sedimentpetrographisch,
um Aussagen über die Herkunft des Materials machen zu können.

Die Datierungen der Lößsedimente weichen in den beiden Arbeiten jedoch voneinander ab: Während
BRUNNACKER es als Würm-Profil mit dem letzterglazialen Boden an der Basis ansieht, meint HÖHL, es
gehöre mehr dem älteren als dem jüngeren Quartär an. Es konnte jedoch gezeigt werden, daß die
verschiedenen Alterseinstufungen sich nicht widersprechen, sondern in unterschiedlich weit vorgedrun-
genen Abbaustadien begründet sind (RÖSNER 1982: 340).

Eine völlige Neubearbeitung erfolgte dann zu Beginn der 80er Jahre im
Rahmen einer Untersuchung der Löss- und Lößderivate am Ostrand ihrer
Verbreitung (RÖSNER 1980, 1982)⁹⁶. Da in diesen Arbeiten bereits eine ausführliche

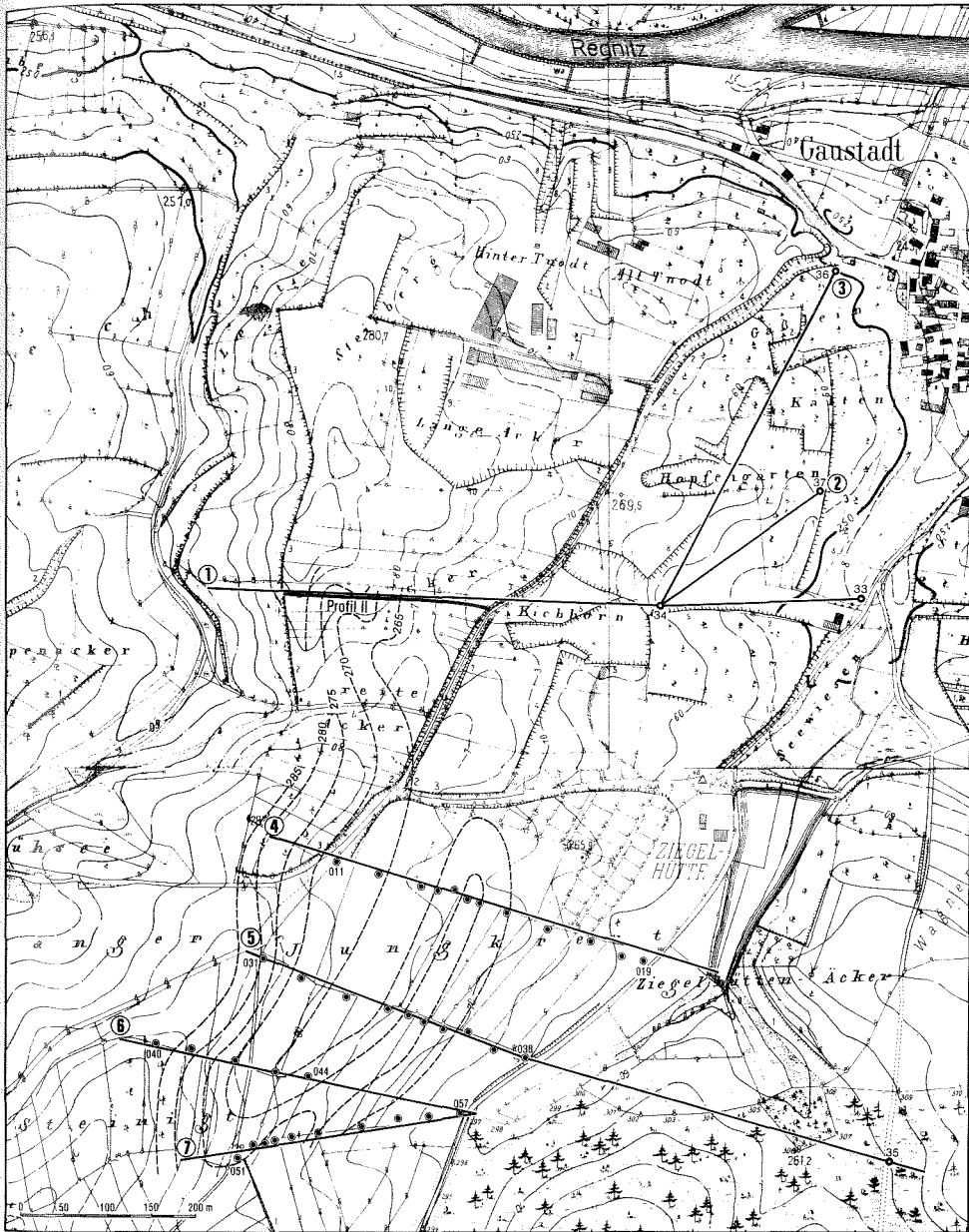


K.1: Basissolifluktionsschicht; K.2: Braunehm-Pseudogley; K.3: schluffig-tonige Fließerde; K.4: Parabraunerdest mit basaler Bleichzone; K.5: schluffig-toniger Schwemmiß; - Dellenbildung -; K.6: Solifluktionsschicht aus dichtgepackten Angulatensandsteinen; K.7: toniger, umgelagerter Lößlehm; K.8: dunkelbrauner, allochthoner Bt-Horizont; K.9: Parabraunerdest; K.10: Fließerde; K.11: dunkelbrauner, allochthoner Bt-Horizont; K.12: Fließerde; K.13: gelblichrotes Fein-/Mittelsand-Sediment; K.14: basal geschichteter, toniger Lehm (Boden ?); K.15: Fließerde mit Flugsandbeimengung; K.16: Sandloß; K.17: autochthoner Bt-Horizont; K.18C: Bleichhorizont; K.18Bv: Lößlehm mit hydro-morphen Merkmalen; K.18Bt: Niedererschbacher Zone mit Rest des holozänen Bt-Horizontes. K.19: Schuttschicht

Die vermutlich warmzeitlichen Bodenreste sind mit  gekennzeichnet.

Abb. 32: Profil Gaustadt II. Darstellung und Kurzcharakterisierung nach der Aufnahme von 1979 (aus: RÖSNER 1982, Beilage) und Lage der neu aufgenommenen Profile von 1985

Abb. 33: Die rekonstruierte Quartärbasis des Profils Gaustadt II (aus: RÖSNER 1982: 294 f.; Abb. 1.2)



• Bohrpunkte der Firma AGROB • Bohrpunkte aus KOSCHEL (1970) — Höhenkurven der Quartärbasis

Abb. 33a: Die Lage des Profils Gaustadt II und die Lage der Profilschnitte von Abb. 33b.
Kartengrundlage: Höhenflurkarte 1:5000 Blatt NW LXXXIV-23 (bzw. Blatt NW LXXXV-23).
(Wiedergabe mit Genehmigung des Bayer. Landesvermessungsamtes München, Nr. 6581/82)

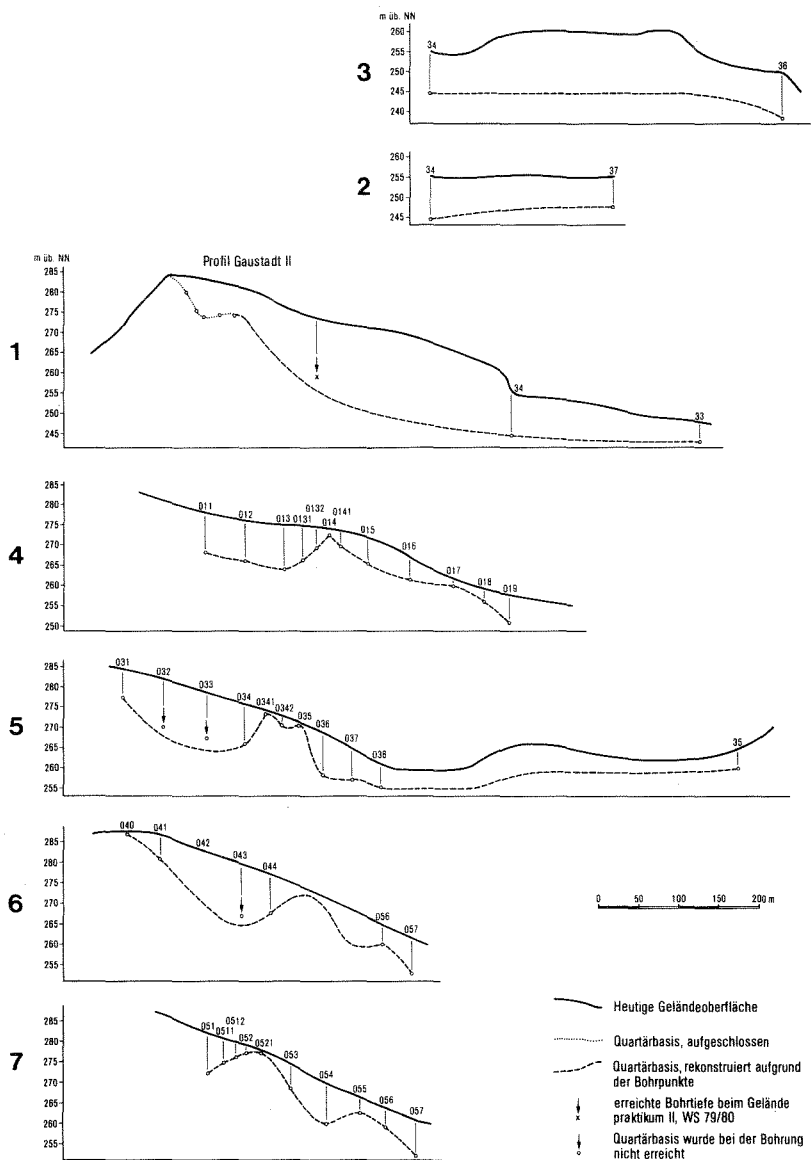


Abb. 33b: Profilschnitte in der Umgebung von Gaustadt II aufgrund von Bohrungen der Fa. AGROB

Beschreibung der Sedimentkomplexe und Diskussion des Gaustadter Profils erfolgte, brauchen Aufbau und Genese hier nur kurz skizziert zu werden. Im übrigen wird auf die genannten Arbeiten verwiesen und auf Abb. 32, die den Zustand von 1979 wiedergibt und eine Kurzcharakterisierung der einzelnen Komplexe enthält (zur Neuaufnahme vgl. Beil. 18).

Die Quartärbasis

In der westlichen Hälfte des Profils war der Burgsandstein mit seinen Letten- und Mergelzwischenlagen aufgeschlossen. Durch den sichtbaren Anschnitt des mesozoischen Untergrundes im Aufschluß selbst und die Auswertung von Bohrprofilen aus der näheren Umgebung (vgl. RÖSNER 1982: 293 f.) ließ sich in groben Zügen die Quartärbasis rekonstruieren (vgl. Abb. 33). Im westlichen Profilteil lag der Querschnitt einer kleinen Mulde vor. Dagegen füllten östlich einer Sandsteinschwelle die quartären Sedimente eine großzügige, nach E offene Hohlform aus.

Die Profilentwicklung

Die Profilentwicklung beruhte auf einem rhythmischen Wechsel von Erosions-, Akkumulations- und Bodenbildungsphasen nach dem groben Muster: Umlagerung zu Beginn einer Kaltzeit, Sedimentation mit mehr oder weniger intensiver, synsedimentärer Verlagerung und schließlich Bodenbildung in der Warmzeit. Dabei unterlagen die älteren Sedimente in der "kleinen Mulde" wegen des noch steileren Einfallswinkels häufigerer und stärkerer Bewegung als die der "großen Mulde". Darin spiegelt sich gleichzeitig der zunehmende Reliefausgleich wider. Daß Verfüllung und Erosionsrichtung aber nicht immer nur dem Horizontgefälle folgten, beweist der Querschnitt einer kleinen Delle in den ältesten Sedimenten (vgl. Abb. 34).

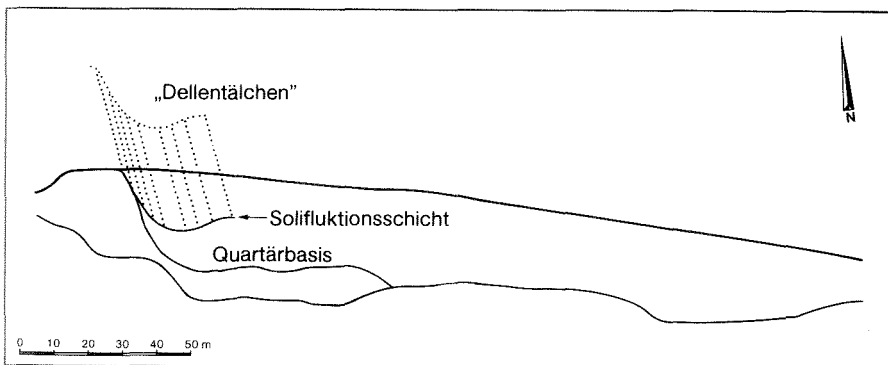


Abb. 34: Lage des "Dellentälchens" im Profil Gaustadt II (aus: RÖSNER 1982: 316, Abb. 12)

Gegenüber der früheren Aufnahme von 1979 ergaben sich bei der Neuaufnahme einige zusätzliche Differenzierungen⁹⁷⁾: So zeigte sich, daß K. 17 - entgegen der ursprünglichen Annahme - als oberster, fossiler B_t-Horizont anzusprechen ist⁹⁸⁾. K. 18 B_t repräsentiert keinen durchgehend entwickelten B_t-Horizont, sondern einen geringmächtigen, autochthonen B_t-Horizont-Rest (18.2) auf einem tonigen Umlagerungssediment (18.3). Im unteren Teil von K. 18 B_v konnte noch zusätzlich eine naßbodenartig überprägte Verlagerungszone ausgegliedert werden (18.5). Ähnliche Pseudovergleichungsmerkmale fanden sich in vergleichbarer Lage (15) auch über dem B_t-Sediment von K. 11.

2.18.3 Genetische Deutung und stratigraphische Zuordnung

Unter Zugrundelegung der älteren Profilbeschreibung (vgl. RÖSNER 1980, 1982) und der Neuaufnahme des Profils können in Gaustadt mindestens vier Komplexe als Reste von autochthonen oder parautochthonen Böden identifiziert werden: ein Braunlehm - Pseudogley (2), ein Parabraunerderest (4), ein weiterer, pseudovergleyter Parabraunerderest (9) und der letztinterglaziale B_t-Horizont (17) (vgl. Abb. 32). Akzeptiert man weiter, daß das dunkelbraune Bodensediment (8), der allochthone B_t-Horizont (11) und der dunkle, tonige Lehm (14) aufgrund ihrer Ausbildung und ihrer Position nicht miteinander oder mit den zuvor genannten Böden verwandt sind, also jeweils für eine eigene warmzeitliche Bildung stehen, dann sind in Gaustadt sieben Warmzeiten und acht Kaltzeiten vertreten.

Wenn diese stratigraphische Gliederung zutrifft, h. d., daß auch im östlichen Randbereich der westmitteleuropäischen Lößverbreitung eine paläopedologische Abfolge vorhanden ist, die mit den ältesten bekannten, paläopedologisch gegliederten Profilen aus typischen mitteleuropäischen Lößgebieten zumindest quantitativ konkurrieren kann.

Als einige von vielen Beispielen seien hier nur die fünf Paläoböden im Kaiserstuhlgebiet (HÄDRICH 1985: 72), die acht von Bad Soden/Taunus (SEMMELE 1974) oder die fünf in Bellersheim/ Wetterau (BIBUS 1973) erwähnt. Funde von noch viel reicher gegliederten Profilen sind aber keine Seltenheit mehr wie z.B. die dreizehn warmzeitlichen Komplexe in Dreihäusen/Hessen (SABELBERG ET AL. 1976) oder gar die siebzehn Böden bei Krems/Österreich (FINK & KUKLA 1977) zeigen.

2.18.4 Typisierung des Profils und seiner stratigraphischen Einheiten

Korngrößen

Zur Charakterisierung der Korngrößenverteilung ist es am zweckmäßigsten, auf eine Zusammenfassung der Ergebnisse der früheren granulometrischen Bearbeitung zurückzugreifen, da hier noch das gesamte Profil erfaßt ist (vgl. Abb. 32, 35 und Beil. 26). Für die Proben aus dem Profil Gaustadt II und seiner Umgebung ließ sich generell feststellen, daß auch relativ gering verwittertes Material T-Gehalte aufwies, die z.T. den B_t-Horizonten anderer Lößgebiete entsprechen, d.h., daß ein hoher T-Gehalt offensichtlich sedimenttypisch ist (vgl. Abb. 35 und RÖSNER 1982:

328). Ab Komplex 15, der stratigraphisch an den Anfang der vorletzten Kaltzeit zu stellen wäre, zeigen die Sedimente einen durchschnittlich geringeren T-Gehalt, dafür aber höhere S-Anteile. Weiterhin fällt auf, daß für die Sedimentfüllung der "kleinen Mulde" (1-9) ein mU-Maximum oder zumindest ein sehr enges mU/gU-Verhältnis charakteristisch ist (vgl. Abb. 36). Das mU-Maximum kann zum einen mit einem hohen Anteil an Keupermaterial erklärt werden, das ein primär enges mU/gU-Verhältnis aufweist (vgl. Probe 64 auf Abb. 32) und dann bei Verwitterung leicht zugunsten des mU umkippen kann. Zum anderen läßt es sich durch die Auswehung aus den weit verbreiteten, vegetationsfreien Hang- und Solifluktionsschuttdecken erklären, die ebenfalls ein enges mU/gU-Verhältnis und einen hohen T-Gehalt aufweisen (vgl. RÖSNER 1980, Analysenergebnisse aus der Umgebung des Profils). V.a. trug aber die Einspülung aus diesen Schuttdecken - durch fast in allen Horizonten auftauchende Angulatensandsteinbruchstücke belegt - zur Materialmischung bei.

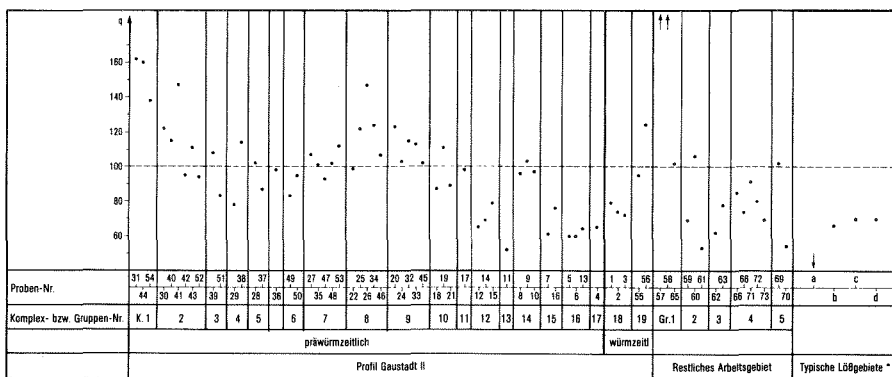


Abb. 36: mU/gU-Verhältnis in verschiedenen Bereichen des Profils Gaustadt II (aus: RÖSNER 1982: 332). (Entsprechend den Ergebnissen der Neuaufnahme 1985 wurde die Grenze Präwürm/Würm in der Abbildung korrigiert)

Qu/F- und KF/Pl-Verhältnis

In der starken Streuung der *Qu/F*-Werte (vgl. Abb. 44) (1.5 - 13.5, wobei drei Proben > 10 waren) drückt sich offenbar die starke Verlagerungstätigkeit und damit Durchmischung des Materials aus. Die im allgemeinen höheren Werte im würmzeitlichen Teil könnten hier auch mit dem größeren Quarzsand-Anteil in Verbindung gebracht werden. Für die *KF/Pl*-Quotienten (0.6 - 3.4, mit Extremwerten von 4.5 und 7.0) gilt entsprechendes.

Carbonat

Daß in Gaustadt alle, auch die weniger verwitterten Sedimente carbonatfrei sind, weist auf primäre Kalkarmut hin und liefert damit ein weiteres Argument für die Vorstellung von einem hohen Lokalmaterialanteil (vgl. Abb. 45).

Schwerminerale

Die beiden Proben aus dem *würmzeitlichen* Bleichhorizont (174, 200) weisen den höchsten Anteil an stabilen Schwermineralen auf: 73 % bzw 71 %, wobei in beiden Fällen der Zirkon dominiert. Die Proben aus dem hangenden Sedimentkomplex (172, 197, 198) enthalten dagegen zwischen 40 % und 57 % instabile Schwerminerale. Ein ähnliches Spektrum findet sich in Probe 179 aus dem - relativ - gering verwitterten *Prä-Würm*-Profilteil: 42 % Stabile und 58 % Instabile. Daraus kann man schließen, daß im Bleichhorizont, der durch eine basale Steinchen- und Konkretionslage sowie Tongerölle als allochthon ausgewiesen ist, altes, verwittertes Substrat aus dem ehemaligen A₁-Horizont der fossilen Parabraunerde aufgearbeitet wurde und der Eintrag von unverwittertem, äolisch (?) antransportiertem Material, der in anderen Profilen zu Mischsedimenten führte, zu gering war, um sich schwermineralogisch ausdrücken zu können⁹⁹). In den *Würm-Sedimenten* (vgl. auch Beil. 27) dominiert bei den instabilen Schwermineralen mit 26 % - 41 % der Epidot; grüne Hornblende und Granat sind nur untergeordnet mit jeweils 5 % - 14 % vertreten. Bei den stabilen Schwermineralen überwiegt eindeutig Zirkon vor Turmalin und Rutil. Vulkanische Schwerminerale fehlen ganz¹⁰⁰). In dem hohen Anteil an Stabilen drückt sich der starke Keupereinfluß aus, der - wie alle mesozoischen Sedimentgesteine - hauptsächlich stabile Schwerminerale aufweist. Auf eine Auswehung aus den nahen Schotterfluren des Mains läßt der relativ hohe Epidot-Gehalt schließen, der zusammen mit der grünen Hornblende aus dem "Alten Gebirge" angeliefert wird (vgl. VAN ANDEL 1950: 69, TILLMANN 1977: 78, SPOERER 1980: 74). Zu einem ähnlichen Ergebnis hinsichtlich der Materialherkunft kam auch HÖHL (1958).

In Proben aus dem anstehenden Keuperletten ermittelte sie Zirkon-Anteile von bis zu 81 %, den Rest machen Rutil, Granat und Turmalin aus (ebd.: 87). In ihren Proben der "Äolischen Gesellschaft mit starkem Keuperletteneinfluß" dominiert zwar immer noch der Zirkon (46 % - 75 %) neben Rutil, Granat und Turmalin, aber es tauchen jetzt auch Epidot (bis 13 %) und einige Prozente an Hornblende auf. Vulkanische Schwerminerale fehlen ebenfalls. Aufgrund dieser Ergebnisse schließt HÖHL auf starken Keuperletteneinfluß und, in Verbindung mit der Auswertung von Korngrößenanalysen, auf einen insgesamt eher "lokalen Charakter" (ebd.: 86) der äolischen Sedimente.

2.18.5 Zusammenfassung

1. Das Relief der Quartärbasis entspricht nicht dem der heutigen Geländeoberfläche. Im Profil Gaustadt II liegt der Quartäranschnitt einer kleinen und der Längsanschnitt einer größeren Mulde vor.

2. Die ältesten Sedimente lagern in der kleinen Mulde. Der Horizontverlauf zeugt von einer allmählichen Auffüllung beider Hohlformen in nordöstlicher Richtung.
3. Die paläopedologische Deutung der Sedimentkomplexe ergab mindestens vier, wahrscheinlich sogar sieben warmzeitliche Bodenreste bzw. -sedimente.
4. Das Material war bereits primär sehr tonreich.
5. Die mU-Maxima in den ältesten Sedimenten resultieren aus einer beträchtlichen Einarbeitung des anstehenden Keuperlettings und/oder von Material der vegetationsfreien, periglazialen Schuttdecken.
6. Primäre Carbonatarmut und das spezifische Schwermineralspektrum lassen ebenfalls auf Lokalanteil schließen und auf Auswehung aus den nahen Schotterfluren des Mains.

2.19 Profil Lebenhan

2.19.1 Naturräumliche Einordnung

Die Ziegeleigrube Lebenhan, in der das Lößprofil aufgenommen wurde, liegt in der Südrhön, einem Hochflächengebiet, das sich, ausgehend von der Hohen Rhön, zur Fränkischen Saale hin abdacht (vgl. Tab. 5, Beil. 19 a, 19 b). Der Fluß hat bei Bad Neustadt a.d. Saale eine Talweitung geschaffen, das Neustadter Becken, an dessen nordwestlichen Rand sich ein breiter, auf der Höhe abgeflachter Rücken mit sanftem Gefälle nach E hinzieht. Die beiden Bäche, die den Rücken umfließen, entwässern nach S zur Brend. Sowohl die Lößdeckschichten als auch die Röttone im Liegenden werden heute noch in einer großzügig angelegten Grube abgebaut. Das engere Umfeld von Lebenhan ist durch den Oberen und - in geringerem Ausmaß - auch Mittleren Buntsandstein bestimmt. Im W und NW erheben sich die Basaltkuppen der Hohen Rhön und im E zeichnet die Fränkische Saale annähernd den Stufenrand des Wellenkalkes nach. Erhöhungen in der relativ ebenen Landschaft sind nach RUTTE & WILCZEWSKI auf "Ortsfremde Muschelkalkschollen" zurückzuführen, deren Vorkommen genetisch noch ungeklärt ist (1983: 172). Klimatisch gesehen leitet die Südrhön vom feuchtkühlen Klimatyp der Hohen Rhön zum mild-kontinentalen Charakter des Neustadter Beckens und des Mittleren Maintales über: 600 - 650 mm durchschnittlicher Jahresniederschlag und 7° - 8° C Jahresmitteltemperatur.

2.19.2 Erläuterungen zum Profil und zum Profilaufbau

Die Aufnahme der Grube erfolgte in fünf Einzelprofilen (vgl. Abb. 37, 38): In Profil 1 wurde ein Dellenqueranschnitt in der SW-Ecke der Grube erfaßt; Profil 2, 3 und 4 an der W-exponierten Wand⁽¹⁰¹⁾ geben die stratigraphische Abfolge wieder

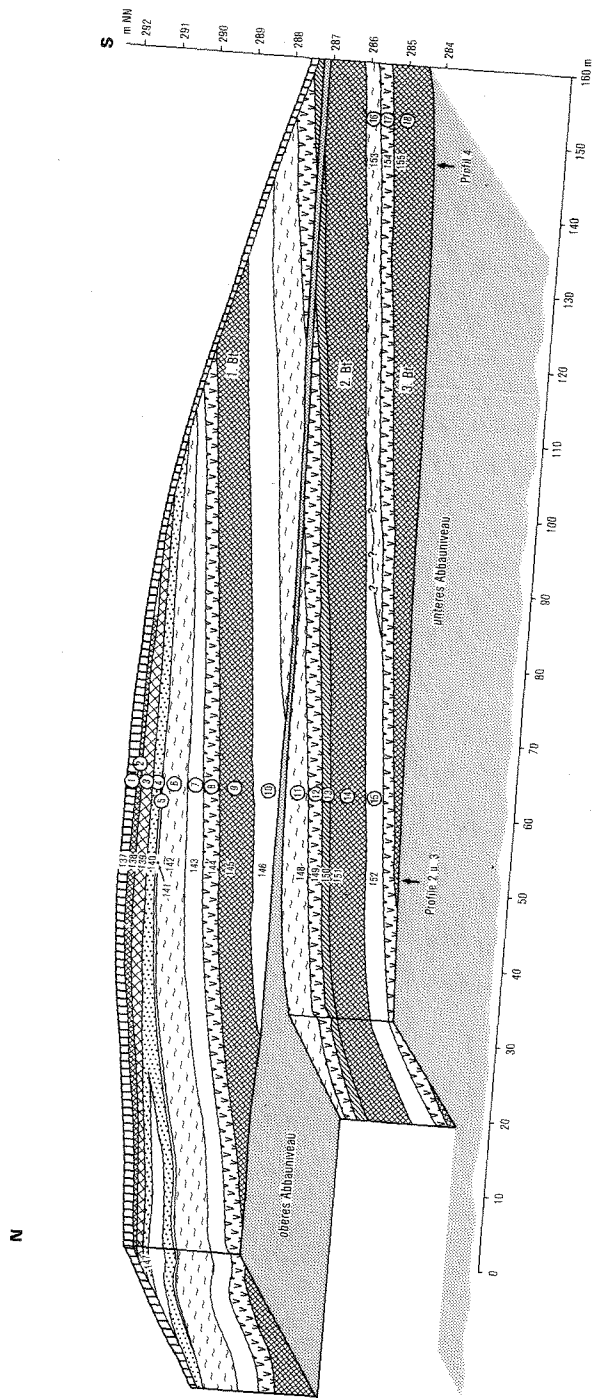


Abb. 37: Profil Lebenhan. W-exponierte Wand (10-fach überhöht)

und Profil 5 (a, b) wurde hierzu als Kontrollprofil in der SW-Ecke der Grube (S-Exposition der Aufschlußwand) angelegt.

Profil 1

In der SW-Ecke der Grube ist in den Röttonen eine flache Delle eingeschnitten mit einer Schulterweite von 5 m - 6 m. Über einer Schuttschicht aus Sandsteinen und Eisen-Mangan-Konkretionen an der Basis folgt rötlicher, schichtiger Lößlehm, der von einem B₁-Horizont überlagert wird, welcher auch außerhalb der Delle knapp über dem Anstehenden als unterster, pseudovergleyter Bodenrest zu beobachten ist. Den Abschluß bildet bis zur Geländeoberfläche wieder geschichteter, also verlagelter Lößlehm.

Die Hohlform ist deshalb von Interesse, weil eine ähnliche Delle, jedoch in tieferer Lage u. Fl., auch in der NE-Ecke sowohl in den Horizonten des unteren als auch des oberen Abbauniveaus zu sehen ist (vgl. Abb. 37). Man kann daher eine durchgehende, von SW nach NE gerichtete Delle vermuten, die im Anstehenden angelegt ist.

Profil 2-5

Komplex 18

Die Abfolge setzt unmittelbar über den anstehenden Röttonen mit einem rötlichbraunen, lehmigen Ton (18) ein, der polyedrisches Gefüge und Toncutane aufweist.

Pedologisch gesehen stellt K. 18 im Profil 4 den tiefsten B₁-Horizont dar. Insbesondere aufgrund seiner Farbe, die bereits stark den liegenden Tonen ähnelt, läßt er sich mit dem untersten Komplex von Profil 5 an der S-exponierten Wand parallelisieren (vgl. Abb. 38).

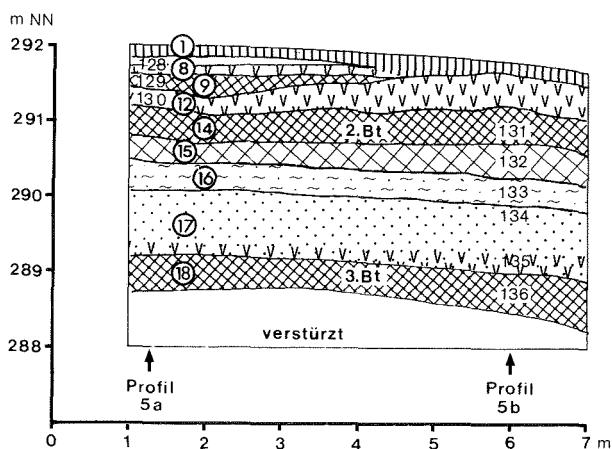


Abb. 38: Profil Lebhanan. Detailprofile 5 a/5 b an der S-exponierten Wand (nicht überhöht)

Komplex 17

Im Hangenden folgt in Profil 4 ein hell gebleichter Horizont (17) mit einer basalen Lage aus Eisen-Mangan-Konkretionen. Der entsprechende Komplex ist allerdings in Profil 5 dunkler, toniger und hat kohärent-plattiges Gefüge.

Trotz des etwas rötlichen Farbstiches und der Abweichungen in der Ausbildung in Profil 5 entspricht K. 17 einem Bleichhorizont.

Komplex 16

Darüber folgt ein toniger, plattiger Lehm von dunklerer Farbe mit vereinzelt Eisen-Mangan-Konkretionen.

Die plattige Struktur und der hohe T-Gehalt - Toncutane sind nicht vorhanden - weisen auf eine Umlagerungszone hin.

Komplex 13-15

Sedimentologisch liegt in dem Profilabschnitt (13-15) ein schluffig-toniger bis toniger, steiniger Lehm vor. Die Grundstruktur ist plattig, obwohl durch die pedogenetische Überprägung eine Umformung zu einem polyedrischem Gefüge stattfand. Während K. 13 leichte Aufhellung bei gleichzeitiger Tonverarmung zeigt, ist in K. 14 starke Tondurchschlämmung festzustellen, die aber nach K. 15 zu abklingt.

Es liegt hier eindeutig ein Parabraunerdeprofil vor, bei dem mit K. 13 sogar noch ein Teil des lessivierten Oberbodens erhalten ist.

Komplex 9-12

Die zweite Komplex-Folge (9-12) ist vom Aufbau her mit der von K. 13-17 identisch, nur daß der oberste B₁-Horizont (9) stärker erodiert ist. Das zeigen auch die Kontrollprofile 5 a und 5 b (vgl. Abb. 38, Beil. 19 b): In 5 a ist der oberste fossile B₁-Horizont (9) nur noch als geringmächtiger Rest vorhanden während er in 5 b bereits ganz fehlt¹⁰²⁾. In die Oberkante von K. 9 sind auf der W-exponierten Seite einige mit hellem U gefüllte Spalten eingesenkt.

Die Befunde deuten auf starke, postpedogenetische und gelisolifluidale Abtragsbedingungen über hochstehendem Dauerfrostbodenspiegel hin.

Komplex 8

Gut sichtbar läßt sich an der W-exponierten Wand im Hangenden wieder ein typischer Bleichhorizont (8) verfolgen. Schwermineralogisch hebt er sich vom Liegenden durch die vulkanische Komponente ab. Typisch ist auch der hohe Gehalt an "vulkanischen Gläsern" im Sediment.

Komplex 7

K. 8 geht allmählich in einen hellbraunen, schluffigtonigen, schwach steinigen Lehm (7) über, der aber keine eindeutigen pedogenetischen Merkmale zeigt. K. 7 weist noch einen relativ hohen Gehalt an "vulkanischen Gläsern" auf.

K. 7 kann daher im Verhältnis zu den anderen Horizonten als relativ wenig überprägter Sedimentkomplex angesehen werden, der aber trotzdem verlagert ist, wie die Grobkomponenten zeigen. Auch die "vulkanischen Gläser" deuten auf eine

Einarbeitung aus dem Liegenden hin, wo sie sehr zahlreich vorkommen, während ihr Anteil im Hangenden von K. 7 bereits stark abgenommen hat.

Komplex 6

Darüber lagert ein toniger, ebenfalls steiniger Horizont mit helleren, schluffigen Linsen an der Basis.

Da die Schlufflinsen als Fließfahnen gedeutet werden können, muß es sich hier wieder um eine Umlagerungszone handeln, die toniges Material aus dem Liegenden aufgenommen hat.

Komplex 5

Zwischen K. 6 und der hangenden helleren, schwach verbrauchten Strate (5) liegt eine Erosionsdiskordanz, die v.a. im südlichen Teil der Wand, wo Horizont 6 von 5 geschnitten wird, profilmorphologisch deutlich in Erscheinung tritt.

Das bedeutet, daß K. 5 ebenfalls allochthon sein muß, wenn es sich tatsächlich um einen eigenständigen, pedogenetisch überprägten Horizont handeln sollte.

Komplex 4

Darüber ist ein Horizont (4) mit (in trockenem Zustand) gelblichem Farbton und zahlreichen Rostflecken entwickelt, der weiter nördlich zweigeteilt ist¹⁰³⁾.

Es liegt also offensichtlich ein zweigeteilter Naßboden vor, wie er z.B. auch im Profil Kirchheim zu beobachten war.

Komplex 1-3

Den Abschluß nach oben bildet ein Parabraunerderest (2,3), der von einem rezenten Pflughorizont (1), welcher im südlichen Grubenteil alle Horizonte diskordant schneidet, überlagert wird.

2.19.3 Genetische Deutung und stratigraphische Zuordnung

In Lebenhan lassen sich drei fossile B₁-Horizonte ausgliedern, die alle auf mehr oder weniger verlagerten Sedimenten entstanden, aber - nach dem Gefüge und dem Erhaltungsgrad der Toncutane zu schließen - autochthon sind. Über dem letztinterglazialen Boden liegt ein stark verkürzter und überprägter Würm-Komplex mit dem typischen, altwürmzeitlichen Bleichhorizont (8) und der Niedereschbacher Umlagerungszone (6) als markanten Straten. Der Lohner Boden ist nicht eindeutig zu identifizieren; ihm entspricht aber wahrscheinlich der schmale, leicht verbrauchte Komplex 5.

D.h. er hätte sich direkt auf der Niedereschbacher Zone entwickelt, weil die mittelwürmzeitliche Lösssedimentation zu schwach für eine stärkere Akkumulation war oder durch zu starke Erosionstätigkeit verhindert wurde.

Der kräftige, zweigeteilte Naßboden im Hangenden müßte dann von der Intensität der Ausbildung und der stratigraphischen Position her dem E₂-Naßboden entsprechen.

2.19.4 Typisierung des Profils und seiner stratigraphischen Einheiten

Korngrößen

Zwischen den *Würm-Lössen* (T: 17.3 % - 31.0 %, U: 59.2 % - 72.9 %, S: 3.6 % - 14.3 %) und den *Prä-Würm-Lössen* (T: 17.2 % - 31.4 %, U: 55.4 % - 72.7 %, S: 6.9 % - 17.9 %) bestehen granulometrisch keine Unterschiede. Von dieser Verteilung heben sich die B₁-Horizonte (T: 32.9 % - 53.9 %, U: 37.6 % - 72.7 %, S: 5.3 % - 11.6 %) mit deutlich höherem Feinkornanteil ab, obwohl auch sie eine große Variationsbreite besitzen (vgl. Beil. 26). Verglichen mit Korngrößenspektren aus typischen Lößgebieten (vgl. Abb. 35) oder solchen aus dem westlichsten Teil des Arbeitsgebietes (vgl. Hö, Kap. 2.1) scheint der insgesamt höhere T-Gehalt - ähnlich wie im Profil Gaustadt (vgl. Kap. 2.18) - ein Charakteristikum des Sedimentes zu sein ebenso wie der durchwegs hohe mU/gU-Quotient. Einzelne Horizonte zeigen sogar ein mU-Maximum.

Qu/F- und KF/Pl-Verhältnis

Die *Qu/F-Werte* liegen generell knapp unter, meist aber über 5, die des *KF/Pl-Verhältnisses* zeigen dagegen noch viel größere Schwankungen (0.6 - 6) (vgl. Abb. 44). Die Kurven verhalten sich hier stellenweise extrem gegenläufig.

Schwerminerale

Der hohe Anteil an stabilen Schwermineralen (Würm-Sedimente: 54 % - 89 %; Prä-Würm-Probe: 96 %) und der minimale Anteil der Instabilen läßt auf fast ausschließlich lokales Material schließen (vgl. Beil. 27). Dafür spricht auch einerseits der hohe Turmalin-Gehalt, der im Buntsandstein einen erheblichen Anteil ausmacht¹⁰⁴⁾, und andererseits die weite Entfernung zum Main als potentielltem Liefergebiet. Der Anteil an vulkanischen Schwermineralen läßt sich unschwer mit den nahen Basalten der Rhön erklären.

“Vulkanische Gläser”

In Lebenhan kam es zwar durchwegs zu Materialverlagerungen, aber nicht zu einer postpedogenetischen Umlagerung, die die ursprüngliche Horizontierung maskiert hätte wie z.B. in Dertingen II. Deshalb eignet sich das Profil besonders, um exemplarisch die stratigraphische Position der “vulkanischen Gläser” zu verdeutlichen (vgl. Beil. 19 a; Abb. 51). Die “vulkanischen Gläser” enthalten zwar nachweislich eine vulkanische Komponente (vgl. Kap. 1.5.2.5), treten aber trotzdem nicht in allen stratigraphischen Positionen auf, die vulkanische Schwerminerale enthalten,

wie der negative Befund in den beiden Proben aus dem jüngeren Profilabschnitt (141, 147) zeigt. Der Vergleich der Verteilung vulkanischer Schwerminerale und "vulkanischer Gläser" in Lebenhan kann daher als zusätzliches Argument für die stratigraphische Bedeutung der "vulkanischen Gläser" verstanden werden: Sie treten offensichtlich nur in den frühglazialen Abschnitten eines Warmzeit-Kaltzeit-Zyklus auf.

2.19.5 Zusammenfassung

1. In den Röttonen war eine Delle eingeschnitten, deren Anlage älter als die drittletzte Warmzeit vor heute ist.
2. Die Deckschichten können auf paläopedologischer Basis in drei Warmzeit-Kaltzeit-Zyklen gegliedert werden, deren Aufbau auf regelhafte, morphodynamische Prozesse schließen läßt. Der Würm-Abschnitt ist durch Bleichhorizont, Niedereschbacher Zone, Lohner Boden (?) und den zweigeteilten E₂-Naßboden vertreten.
3. Die Bodenentwicklung fand auf Substrat statt, das vorher schon Verlagerungen unterlegen hat. Die Abtragung zu Beginn der letzten Kaltzeit hat den letztintertglazialen Boden stellenweise ganz erfaßt; die Abtragung am Ende des Mittelwürms den Lohner Boden (?) und z.T. die Niedereschbacher Zone; der holozäne Hangabtrag hat alle Sedimente diskordant geschnitten.
4. Farbe, Korngrößenverteilung, Carbonatfreiheit und Schwermineralführung sprechen für einen Lokallöß.
5. "Vulkanische Gläser" sind auf die frühglazialen Abschnitte beschränkt.

2.20 Profil Elfershausen

2.20.1 Naturräumliche Einordnung

In einer aufgelassenen Ziegeleigrube am nordöstlichen Ortsausgang von Elfershausen wurde das folgende Profil aufgenommen (vgl. Tab. 5, Beil. 20). Elfershausen liegt im Hammelburger Saaletal; der Fluß folgt hier in Mäanderwindungen mit ausgeprägten Prall- und Gleithängen der Front der Wellenkalkschichtstufe im SE. Im N und W von Elfershausen erheben sich die Erthaler Kalkberge, ein Muschelkalkareal, das durch die Saale von der Stufe abgetrennt wurde. Den Sockel bilden Röttone, die in Tälern und an flachen Gleithängen zutage treten. Auf ihnen lagert stellenweise Löß, so auch an dem flach nach S bis SSW einfallenden Hang bei Elfershausen. Das Klima kann mit 7° - 8° C mittlerer Jahrestemperatur und 650 - 700 mm Niederschlag als relativ mild und feucht bezeichnet werden.

2.20.2 Erläuterungen zum Profil und zum Profilaufbau

Die Grube ist bereits seit längerem ausgeziegelt und verfällt bzw. dient als Mülldeponie. Dementsprechend begrenzt waren die Aufnahmemöglichkeiten, die nur die Untersuchung eines relativ kurzen Abschnittes der früher ca. 250 m langen Abbauwand zuließen (vgl. Foto 14).

Komplex 11-12

20 m von der S- exponierten Aufschlußwand entfernt konnte nahe der früheren Grubensohle eine dichtgepackte Solifluktionsschicht aus verwitterten Sandsteinen mit stark toniger Matrix aufgedigelt werden (11, 12). Der obere Komplex (11) ist ausgeprägt marmoriert, während der untere (12) bereits vermehrt Reduktionszonen aufweist.

Der Marmorierung nach zu schließen handelt es sich bei K. 11 um den Oxidationshorizont eines Gleys; K. 12 stellt eine Übergangszone zwischen Oxidations- und Reduktionshorizont dar.

Komplex 10

Hangend folgt hellbrauner, schluffig-toniger Lößlehm (10), der nur noch vereinzelt Steine enthält und noch einige Spuren von Tonverlagerung zeigt.

Die Horizontmerkmale deuten darauf hin, daß es sich bei K. 10 um den tiefsten Teil einer Parabraunerde handelt, deren oberer Abschnitt an dieser Stelle der Grube abgebaut ist¹⁰⁵⁾.

Komplex 9

K. 9 ist an der S-exponierten Hauptabbauwand aufgeschlossen und kann aufgrund der profilmorphologischen Merkmale mit K. 10 parallelisiert bzw. als dessen hangender Teil eingestuft werden (s.o.).

Komplex 8

Der sedimentologische Aufbau gleicht prinzipiell dem von K. 9 und K. 10.. Dagegen weist K. 8 einen viel höheren T-Gehalt, Toncutane und ein gut ausgeprägtes polyedrisch-prismatisches Gefüge auf, bei dem sich jedoch die plattige Grundstruktur des Sedimentkomplexes noch durchpaust.

Demnach kann K. 8 als gut entwickelter, autochtoner B_t-Horizont einer fossilen Parabraunerde interpretiert werden, die sich auf präpedogenetisch verlagertem Substrat gebildet hat.

Komplex 7

K. 8 wird von einer geringmächtigen, feinmaterialarmen, sehr hell gebleichten Schuttdecke (7) mit deutlich eingeregelter Grobkomponenten überlagert. Die Grenze nach oben ist deutlich aufgrund des Farbunterschiedes erkennbar.

Als Solifluktionsschicht weist K. 7 auf eine Abtragungsphase unter bereits frühkaltzeitlichen Bedingungen hin. Der geringe Feinmaterialgehalt läßt auf wirksa-

me Ausspülung schließen, die zwar - wie die deutliche Farbgrenze zum dunkleren Lehm darüber zeigt - nach der Bleichung, jedoch vor der neuen Lösssedimentation einzuordnen ist.

Komplex 5-6

Der Lehm darüber ist im unteren Teil (6) noch schluffig-tonig ausgebildet, wird aber nach oben (5) zu stark tonhaltig, dunkel und weist kein polyedrisch-bröckeliges Gefüge sowie zahlreiche, zerrissene Toncutane auf.

Aufgrund der pedogenetischen Merkmale und der Umlagerungshinweise handelt es sich bei K. 5 und 6 vermutlich um einen postpedogenetisch verlagerten B_t -Horizont.

Komplex 4

Die nächste Strate (4) ist durch eine dichte, hellgraue, basale Lage aus Eisen/Mangan-Konkretionen gekennzeichnet, die vereinzelt auch Sandsteinstücke enthält. Sie geht in einen Lehm über, der mit deutlicher, welliger Obergrenze vom Hangenden abgesetzt ist. Weiterhin sind Tonbeläge zu beobachten, die sich an die plattige Grundstruktur anlehnen.

Die Befunde weisen darauf hin, daß es sich basal um das Äquivalent eines typischen Bleichhorizontes handelt; nach oben zu geht er fließend in einen Verwitterungshorizont über, der nur noch stellenweise von Toninfiltration erfaßt ist und deshalb als B_v -Horizont angesprochen wird.

Komplex 3

Bei K. 3 handelt es sich um eine Schuttschicht (3) aus Sandsteinen, die eine ausgeprägte Verwitterungsrinde tragen und in eine sehr tonige Matrix eingebettet sind. Von der Oberkante des Horizontes aus greift eine etwa 4 dm lange und 1 dm breite Spalte in den Komplex ein, die mit hellem, schluffigen Material aus dem Hangenden (2) verfüllt ist. Tonbeläge treten sowohl auf den Gesteins- als auch auf den Gefügeoberflächen der Matrix auf.

Wegen der deutlichen Hinweise auf eine ehemalige Tondurchschlammung kann die Schuttschicht als B_t -Horizont gedeutet werden, der allerdings allochthon ist, wie die scharfe, kryoturbat gestörte Untergrenze zeigt.

Komplex 1-2

Den Abschluß bildet wieder eine hell gebleichte Soliluktionsschicht (2) mit wenigem, schluffigen Feinmaterial, die im unteren Teil zusätzlich noch eine Konkretionslage aufweist. Nach oben geht sie in einen humosen Pflughorizont (1) über.

Aufgrund der Farbe und der basalen Konkretionslage kann auch diese oberste Schuttschicht mit einem der bereits mehrfach beschriebenen Bleichhorizonte verglichen werden.

2.20.3 Genetische Deutung und stratigraphische Zuordnung

Pedogenetisch betrachtet handelt es sich nur bei dem basalen Gley und dem untersten B_t -Horizont um autochthone Bildungen. Die beiden B_t -Horizonte darüber scheinen allochthon zu sein, ein Handicap, wenn man die Anzahl von Warmzeit-Kaltzeit-Zyklen angeben will, da nie restlos auszuschließen ist, ob sich nicht durch Abscheren und durch Verlagerung eines Bodenteils über kurze Distanz (vgl. D II) im Aufschluß ein zwei- oder gar mehrgliedriges Bild ergibt. Unter der Voraussetzung jedoch, daß jeder B_t - bzw. jeder B_t -bürtige Horizont für eine eigene Warmzeit steht, lägen drei, bei Einrechnung des Gleys vier Glazialzyklen i.S. von SABELBERG ET AL. (1976) vor. Der Würm-Abschnitt wäre demnach stratigraphisch nur durch den altwürmzeitlichen Bleichhorizont (2) repräsentiert. Unter dem Aspekt des Verlagerungszeitpunktes betrachtet müßte man allerdings noch den letztinterglazialen B_t -Horizont (3) zum Altwürm rechnen, in dem die Umlagerung ablief. Das würde mindestens zwei intensive Solifluktionsphasen am Übergang von Warm- zu Kaltzeit bedeuten. Ein Vergleich mit Profil Dertingen II zeigt, daß diese Vorstellung durchaus zutreffen kann.

Eine warmzeitliche Abtragung, wie BRUNNACKER (1958b) sie für andere Profile diskutiert hat - das würde dann in Elfershausen nur eine Abtragungsphase im Altwürm bedeuten - kommt m.E. aus zweierlei Gründen nicht in Frage: Erstens muß der Boden ganz oder fast vegetationsfrei sein, damit nennenswerte Umlagerung stattfinden kann; das war aber speziell in den Warmzeiten nicht der Fall. Und zum zweiten kann man gerade an den Schuttdecken von Elfershausen sehen, daß die Verlagerung nur im Auftaubereich über hoch stehendem Dauerfrostboden vor sich gegangen sein kann, also ein sicherer Hinweis auf kaltklimatische Bedingungen. Vergleicht man die Einfallswinkel der Schuttkomponenten in den beiden Solifluktionsdecken K. 2 und K. 3, dann ergibt sich, daß in der unteren die Steine noch merklich steiler gelagert sind als in der oberen.

Das bedeutet einmal, daß beide Komplexe genetisch unabhängig voneinander sind, also zu verschiedenen Zeiten verlagert wurden. Zum zweiten spiegelt sich hierin ein sukzessiver Reliefausgleich wieder, wie er z.B. auch im Profil Hösbach oder im Profil Dertingen II am Warmzeit-Kaltzeit-Übergang beobachtet werden konnte.

2.20.4 Typisierung des Profils und seiner stratigraphischen Einheiten

Korngrößen

Die Korngrößenspektren weisen durchwegs noch gU-Maxima auf, d.h., daß es sich bei allen beprobten Horizonten um lößbürtiges Material handelt (vgl. Beil. 26).

Qu/F- und KF/Pl-Verhältnis

Bei der *Qu/F-Kurve* scheint zwar zunächst eine Abhängigkeit von pedogen überprägten Horizonten zu bestehen, dem widerspricht aber der spiegelbildliche Verlauf der *KF/Pl-Kurve*, so daß diesbezüglich auch für dieses Profil keine Aussage möglich ist (vgl. Abb. 44).

Schwerminerale

Der hohe Prozentsatz an stabilen Schwermineralen, der auch im jüngsten Bleichhorizont noch 57 % ausmacht, deutet wieder auf einen hohen mesozoischen Mineralanteil hin. Allerdings macht sich die Lößkomponente mit Epidot, grüner Hornblende und vulkanischen Schwermineralen, die alle im Buntsandstein nicht vorkommen, hier deutlicher bemerkbar als im fast 30 km nordöstlich gelegenen Profil Lebenhan, was mit der kürzeren Entfernung zum potentiellen Liefergebiet, dem Maintal erklärt werden kann.

“Vulkanische Gläser”

“Gläser”-Führung ließ sich hier nur im obersten Bleichhorizont nachweisen und in Spuren im zweiten Bodensediment.

2.20.5 Zusammenfassung

1. Es lassen sich - vorausgesetzt jeder als B_t -Horizont ausgegliederte Komplex und der Gley repräsentieren jeweils eine eigene Warmzeit - vier Glazialzyklen i.S. von SABELBERG ET AL. (1976) ausgliedern.
2. Von den drei als B_t -Horizonte angesprochenen Komplexen sind die oberen beiden allochthon.
3. An den Solifluktionsschichten läßt sich der sukzessive Reliefausgleich nachvollziehen.
4. Es gibt Hinweise, daß für den letzten Warmzeit-Kaltzeit-Übergang mit mindestens zwei intensiven gelisolifluidalen Umlagerungen zu rechnen ist.
5. Korngrößen- und Schwermineralanalysen zeigen, daß es sich um lößbürtiges Material mit hoher Lokalkomponente handelt.

2.21 Profil Rügheim

2.21.1 Naturräumliche Einordnung

Das Lößgebiet, in dem die alte Ziegeleigrube von Rügheim liegt (vgl. Tab. 5, Beil. 21) gehört naturräumlich dem südlichen, zum Main entwässernden Teil des Grabfeldgaues an. Infolge der unterschiedlichen Widerständigkeit der einzelnen Keuperschichten (besonders Letten- und Gipskeuper) im Vorland der Haßbergstufe wirkt das Relief bewegter als im N-Teil. Tiefergelegene, lößüberkleidete Lettenkeuper-Flächen sind jedoch fast eben. Das Gebiet hat Anteil an der tertiären “Heldburger Gangschar”, schmalen, SSW-NNE-streichenden Basaltgängen. Daneben erheben sich ausgewitterte Basaltschlote über das flache Gelände. Das Klima

des südlichen Grabfeldgaues gilt als relativ kontinental und trockenwarm: 600 - 650 mm Niederschlag, 8° - 9° C mittlere Jahrestemperatur.

2.21.2 Erläuterungen zum Profil und zum Profilaufbau

Über den "Oberen Schiefergelbkalkschichten" des Unteren Keupers liegt im W-Teil der Grube (Profil 3) eine in sich mehrfach gegliederte Schuttdecke, die wiederum von einer Löß-Boden-Sequenz überlagert wird¹⁰⁶⁾.

Profil 3

Komplex 14

Die Abfolge setzt ein mit einer Lage (14) aus eingeregelter Kalksteinschutt mit sehr wenig Feinmaterial.

Die kantige Form der Schutteile und die Einregelung lassen auf eine Solifluktionsschuttschicht schließen.

Komplex 13

Darüber folgt eine geringmächtige Lage aus sandigtonigem Lehm mit zahlreichen, kleinen, runden Steinen.

Der hohe S-Gehalt und die Rundung der Grobkomponenten deuten in diesem Abschnitt auf vermehrte Spülprozesse hin.

Komplex 11-12

K. 11 besteht aus mittelgroben, plattigen Steinen, von denen einige senkrecht gestellt sind. Dagegen treten in K. 12 wesentlich häufiger Steine mit vertikal gestellter Längsachse auf. Beide Komplexe besitzen eine tonige Matrix - K. 12 enthält insgesamt weniger Feinmaterial als K. 11 - und sind brekzienartig verfestigt.

Die Befunde weisen ebenfalls, wie in K. 14, auf solifluidale Schuttbewegung hin. Dabei muß der basale Teil (12) noch vermehrt der Feinmaterialausspülung unterlegen haben, während in K. 11 das gehäufte Vorkommen offensichtlich aufgefrorener Steine als Indiz für einen Bewegungsstillstand und für häufige Frostwechsel unter sehr kalten Bedingungen zu werten ist. Die Verfestigung ist auf postgenetische Kalklösungs- und -fällungsprozesse zurückzuführen.

Komplex 10

Die hangende Schicht (10) enthält wieder mehr und auch löblehmhaltiges Feinmaterial zwischen kleineren, stärker abgerundeten Steinen.

Das weist auf ein allmähliches Abklingen der Solifluktuationsprozesse hin. Gleichzeitig wird durch die Lößkomponente der zunehmend äolische Materialtransport angedeutet.

Profil 1-2 (vgl. Foto 15)

Komplex 9

Hangend folgt eine Fließerde (9), die aufgearbeitete Keupertone und Lößlehm enthält. Stellenweise sind auch Toncutane und polyedrische Gefügeteile festzustellen.

Sedimentologisch liegt hier offenbar der Übergang vom periglazialen Schuttkomplex zur allmählich dominierenden Lößablagerung vor; dabei enthält die Fließerde Material, das bereits pedogenetischen Prozessen mit Toninfiltration unterlegen hat und könnte daher als Umlagerungsprodukt aus einem B_t -Horizont angesehen werden.

Komplex 7-8

Als nächstes folgt ein schluffig-toniger Lehm (7, 8), der nur noch vereinzelt Grobkomponenten enthält. Die Grenze von K. 7 zum Hangenden ist scharf ausgebildet. An der E-exponierten Grubenwand sind schmale, 3-4 dm lange Spalten in K. 7 eingesenkt, die mit hellem, schluffigem Material aus dem Hangenden gefüllt sind. Während der dunkelbraune K. 7 ausgeprägte Toncutane und ein polyedrisch-prismatisches Gefüge aufweist, sind in K. 8 nur noch vereinzelt Tonbeläge auf den Kluffflächen zu beobachten.

Es liegt hier also das gekappte pedologische Profil einer interglazialen Parabraunerde vor, wobei K. 7 dem B_t -Horizont und K. 8 einem nur noch vereinzelt von der Toninfiltration beeinflussten B_{vt} -Horizont entspricht.

Komplex 6

Im Hangenden folgt wieder ein sehr hell gebleichter, aber nur geringmächtiger Horizont (6), der zahlreiche Grobkomponenten und Eisen/Mangan-Konkretionen enthält und an der Basis auffällige, laminare Fließstrukturen zeigt. Das Schwermineralspektrum setzt sich zwar vorwiegend aus Stabilen zusammen (73 %), enthält aber bereits auch vulkanische Schwerminerale (im Gegensatz zum Spektrum der Probe 114 aus dem liegenden K. 8).

Damit liegt erneut ein typischer Bleichhorizont vor, in dem noch viel verwittertes Material aufgearbeitet zu sein scheint, wie der hohe Gehalt an stabilen Schwermineralen zeigt, in dem aber gleichzeitig neue Materialzufuhr stattfand, wie die vulkanischen Schwerminerale belegen. Mit Hilfe des Bleichhorizontes läßt sich wieder die genetische Trennung zum liegenden B_t -Horizont belegen. Die Eiskeile in K. 7 und die laminaren Fließstrukturen im Bleichhorizont weisen darauf hin, daß die Sedimentverlagerung bereits unter kaltzeitlichen Bedingungen stattfand.

Komplex 5

In K. 5 liegt ein schluffiger Lehm vor, der nur noch wenige Grobkomponenten enthält. Das Schwermineralspektrum hebt sich durch den höheren Gehalt an Instabilen deutlich von dem des liegenden Bleichhorizontes ab.

Sedimentologisch liegt hier ein Löß vor, der keine erkennbaren pedogenetischen Veränderungen aufweist.

Komplex 1-4

Die oberste Folge setzt mit einem rostfleckigen Horizont ein (4), der allmählich in den verbraunten (3) und zuletzt den tondurchschlämmten Teil (2) der abschließenden Parabraunerde übergeht. K. 1 stellt lediglich eine Lage von Abraum dar.

2.21.3 Genetische Deutung und stratigraphische Zuordnung

Der basale Solifluktionsschutt (10 - 14) gehört eindeutig einer kaltzeitlichen Umlagerungsphase an. Wenn man die Fließerde (9) als Umlagerungsprodukt eines B_t -Horizontes auffassen kann, dann würde sie den zweiten fossilen Warmzeit-Boden im Profil repräsentieren. Die stratigraphische Abfolge darüber bereitet dann keine Schwierigkeiten mehr: der erste fossile B_t -Horizont (7) gehört ins Eem-Interglazial und der Bleichhorizont (6) ins Altwürm. Über den Mittelwürm-Abschnitt kann, wie bereits erwähnt, nichts ausgesagt werden. Der Naßboden (4) wird wegen seiner kräftig ausgeprägten Merkmale mit dem E_2 -Naßboden der hessischen Gliederung parallelisiert. Er wurde teilweise noch von der holozänen Bodenbildung (2, 3) erfaßt.

2.21.4 Typisierung des Profils und seiner stratigraphischen Einheiten

Korngrößen

Auch den unverwitterten Löß bzw. -lehm kennzeichnen T-Gehalte, die nicht unter 20 % sinken (vgl. Beil. 26). Bei fünf von sieben Proben liegt das mU/gU-Verhältnis zwischen 82 und 99. Beides, der hohe T-Gehalt der Lössen und das hohe mU/gU-Verhältnis können als Hinweis auf eine entsprechende Lokalkomponente gewertet werden, da erfahrungsgemäß T-Gehalt und mU/gU-Quotient in den als typisch angesehenen Lössen (z.B. aus dem Kaiserstuhl-Gebiet u.a.) wesentlich niedriger liegen müßten.

Qu/F- und KF/PI-Verhältnis

Die große Streuung der Werte bei den *Qu/F-Quotienten* (zwischen 4.5 und 8.9) läßt auf Inhomogenität des Materials schließen. Auch der Verlauf der *KF/PI-Kurve* läßt keine signifikante Erhöhung bei verwitterten Horizonten bzw. Erniedrigung bei relativ unverwittertem Sediment erkennen (vgl. Abb. 44).

Carbonat

Der Gesamtcarbonatgehalt bleibt unter 9 % im jüngsten Sediment; der Dolomit-Anteil hieran beträgt 38 % bzw. 43 %. Die älteren Sedimente sind völlig entkalkt (vgl. Abb. 45).

Schwerminerale

Die instabilen Schwerminerale machen in den Lössen nur zwischen 48 % und 61 % aus, die stabilen 32 % - 48 % (vgl. Beil. 27). Die Turmalin-Zirkon-Rutil-Gesellschaft des Unteren Keupers (PATZELT 1964, SCHRÖDER 1976) findet sich in den Spektren ebenso wieder wie die Schwermineralgesellschaft des Mains. Der Stauroolith (Probe 114), der vom Main aus dem Frankenwald antransportiert wird, unterstreicht noch die Materialzufuhr aus der näheren Umgebung und aus den Schotterfluren des Mains. Die gleichmäßige Verteilung der Klinopyroxene im würmzeitlichen Sedimentabschnitt könnte als Zulieferung aus den trockenliegenden Terrassen kleinerer Mainzuflüsse gedeutet werden, die die "Heldburger Gangschar" anschneiden.

"Vulkanische Gläser"

Daß die "vulkanischen Gläser" nur im Bleichhorizont und nicht im Löß darüber bzw. im älteren Löß vorkommen, bestätigt, daß ihr generelles Fehlen in B₁-Horizonten nicht mit einem Herauswittern vorhandener "Gläser" im Verlauf der Bodenbildung erklärbar ist - sie müßten sonst im unverwitterten Löß ja noch vorhanden sein!

2.21.5 Zusammenfassung

1. Der Profilaufbau zeigt zwei warm- und drei kaltzeitliche Komplexe, von denen der älteste durch eine mehrfach gegliederte Schuttdecke vertreten ist.
2. Der Bleichhorizont liegt hier wieder als Mischsediment vor.
3. Korngrößen- und Schwermineralspektrum deuten auf Lokaleinfluß hin.
4. Der Carbonatgehalt war primär gering.
5. Das horizontbeständige Vorkommen "vulkanischer Gläser" ist nicht auf ihre Verwitterung in "Gläser"-freien Horizonten und ihre Erhaltung in der "Gläser"-führenden Strate zurückzuführen, sondern es muß sich um eine primäre, spezifische Verteilung handeln.

2.22 Profil Altershausen I

2.22.1 Naturräumliche Einordnung

Der Ort Altershausen, an dessen nördlichem Ortsausgang das Lößprofil (vgl. Tab. 5, Beil. 22) aufgenommen wurde, liegt noch auf den flach nach E abdachenden oberen Schichten des Gipskeupers unmittelbar vor der steil aufragenden Sandsteinstufe der Haßberge. Das Gebiet wird vom Krumbach entwässert, der als Subse-

quenzfluß von N nach S die Stufenfront nachzeichnet und bei Zeil in den Main mündet. Auf seiner in einzelne Riedel aufgelösten Westseite haben sich noch einige Lößflecken erhalten können, die auch für einen wirtschaftlichen Abbau in der ehemaligen Ziegeleigrube von Altershausen - sie war zum Zeitpunkt der Geländearbeit bereits vollständig verfallen - mächtig genug waren. Das Klima ist relativ kontinental und trocken-warm (Jahresmitteltemperaturen 8° - 9° C, mittleren Jahresniederschläge 600 - 650 mm).

2.22.2 Erläuterungen zum Profil und zum Profilaufbau

Hier konnte auf einen etwa drei Meter mächtigen Geländeanschnitt zurückgegriffen werden, der beim flächenhaften Abbau von Lößlehm zur Abdichtung der Mülldeponie Wonfurt bei Haßfurt am nördlichen Ortsausgang entstand.

Komplex 6-7

Der basale Profileil wird von einem braunen, tonigen Lehm (7) eingenommen, der unten etwas heller und sandiger ist. Vereinzelt treten kleine Tongerölle auf. Tonbeläge kommen nur selten, in stark gestörter Form vor. Unter dem Binokular konnten in Probe 103 (aus dem untersten Teil von K. 7) sowohl Holzkohlenflitter als auch Spuren von "vulkanischen Gläsern" gefunden werden. Der Übergang zum hangenden, schluffigeren Horizont (6) ist fließend. Die Merkmale sind in K. 6 prinzipiell die gleichen, jedoch schwächer ausgeprägt. Die Schwermineralverteilung zeigt in K. 6 bereits mehr instabile Minerale als in K. 7.

Die Beobachtungen lassen bei den beiden Komplexen auf ein allochthones Sediment mit aufgearbeitetem B₁-Horizont-Material schließen.

Komplex 5

Die Ausgliederung der nächsten Einheit als eigenen Komplex (5) erfolgte aufgrund des geringeren T-Gehaltes, der schwachen Tonanflüge auf den Gefügeoberflächen, speziell aber wegen des Gefügeunterschiedes: K. 5 besitzt ein kompaktes, grob-subpolyedrisches bis sogar blockiges Gefüge mit feinplattiger Grundstruktur.

K. 5 kann deshalb wohl als pedogentisch überprägter Horizont ausgegliedert werden, der jedoch keiner intensiven Bodenbildung unterlegen hat.

Komplex 2-4

Darüber folgt ein noch kalkhaltiger, schwach steiniger Löß (2-4) mit zahlreichen Schneckenschalen vor allem im mittleren Abschnitt (3). K. 3 aus diesem Profilabschnitt ist außerdem schwach humos und als dunkle, feuchte Strate über die ganze Länge der Profilwand zu verfolgen. Das mU/gU-Verhältnis ist gegenüber dem Hangenden und Liegenden erhöht; des weiteren fällt auf, daß der Carbonatgehalt insgesamt abgenommen hat und sich außerdem fast ausschließlich aus Dolomit aufbaut.

K. 3 kann demnach ebenfalls als schwach überprägter Horizont eingestuft werden, wobei offenbar schon die Entkalkung in Form von Calcit-Abfuhr eingesetzt hat.

Komplex 1

Hoher T-Gehalt und gestörte Toncutane im abschließenden Pflughorizont (1) zeugen hier noch vom B₁-Horizont des ehemaligen Oberflächenbodens.

2.22.3 Genetische Deutung und stratigraphische Zuordnung

“Vulkanische Gläser” und Holzkohlenstückchen wie sie in K. 7 auftreten sind Merkmale, die normalerweise in einem Bleich- oder einem knapp darüber folgenden Horizont auftauchen. Berücksichtigt man noch die weiteren Verlagerungshinweise, dann müßte es sich bei K. 7 und 6 um umgelagerten, altwürmzeitlichen Lößlehm mit aufgearbeitetem B₁-Horizont-Material handeln. K. 6 und 7 wurden aus diesem Grund mit der mittelwürmzeitlichen Niedereschbacher Zone parallelisiert. Entsprechend der stratigraphischen Position wäre K. 5 dann als Lohner Boden-Äquivalent anzusehen, der sich direkt auf dem oberen, schluffigeren Teil des Umlagerungskomplexes gebildet hat. Das könnte auch die für diesen Boden untypische, fast blockige Struktur erklären. Der restliche Löß wäre dann ins Jungwürm zu stellen. Schwach humose Ausbildung, höherer Feuchtigkeitsgehalt und damit dunkles Erscheinungsbild in der Aufschlußwand sowie nur sehr wenige hydromorphe Merkmale lassen in K. 3 ein Äquivalent des E₄-Naßbodens vermuten, wie er in ganz ähnlicher Ausbildung z.B. in Krautheim ausgegliedert wurde.

2.22.4 Typisierung des Profils und seiner stratigraphischen Einheiten

Korngrößen

Das Material ist generell feinkörnig mit T-Anteilen, die selbst in den C-Horizonten nicht unter 18 % sinken (vgl. Beil. 26). fU und mU dominieren meist innerhalb der U-Fraktion. Das generell enge mU/gU-Verhältnis übersteigt stellenweise 100, d.h. es ist ein mU-Maximum ausgebildet. Der hohe S-Anteil (11.7 % - 17.8 %) ist mit Materialbeimengung aus der nahen Sandsteinkeuperstufe zu erklären.

Qu/F- und KF/Pl-Verhältnis

Während die Variationsbreite des *Qu/F-Quotienten* (2.7 - 8.8) nur die sedimentäre Inhomogenität bekundet, indem Proben aus der tonigen Umlagerungszone niedrigere Werte aufweisen (zwischen 4 und 5) als z.B. die Probe aus dem Lohner Boden (6.6), zeigt die *KF/Pl-Kurve* einen Unterschied zwischen den höheren Werten (0.7 - 0.9) der - relativ - älteren und den niedrigeren der jüngeren Sedimente (0.4 - 0.6) bis auf Probe 109, die mit 1.6 aus dem Rahmen fällt. Einen Hinweis darauf, daß die Verwitterungsabhängigkeit der einzelnen Quotienten sehr fraglich ist, liefert jedoch das gegenläufige Verhalten der Qu/F- und KF/Pl-Werte, das speziell in den Proben 109 (tonärmster und schluffreichster Horizont!) und 106 auffällt (vgl. Abb. 44).

Carbont

Der Gesamtcarbonatgehalt (vgl. Abb. 45) erreicht maximal 9.3 %; der Dolomit-Anteil liegt zwischen 4.6 % und 6.0 %. Bezogen auf das Gesamtcarbonat macht der Dolomit aber einen sehr hohen Anteil aus (54 % - 75 %).

Schwerminerale

Das Spektrum wird eindeutig von den Stabilen beherrscht, die - wenn man den zur Restgruppe gerechneten, äußerst stabilen Spinell bei den Proben 109 und 105 noch einschließt - in verwittertem und unverwittertem Material wenig variieren (52 % und 69 %). Das deutet zusammen mit der Tatsache, daß trotz des insgesamt geringen Anteils an Instabilen - den typischen Lößmineralen - der Granat bis 11 % erreicht, auf eine Beeinflussung aus dem nahen Keupersandstein hin, für den neben Zirkon, Rutil und Turmalin ein sehr hoher Granat-Anteil typisch ist (vgl. HAUNSCHILD 1957, TILLMANNS 1977: 77, SPOERER 1980: 74).

“Vulkanische Gläser”

Sie waren, wie bereits erwähnt, nur in Spuren im tiefsten Teil der Niedereschbacher Zone nachzuweisen.

2.22.5 Zusammenfassung

1. Das Mittelwurm ist stratigraphisch durch Niedereschbacher Zone und Lohner Boden vertreten, das Jungwurm lediglich durch einen Naßboden (E_4).
2. Alle Sedimente zeigen syn- oder/und postsedimentäre Verlagerungstendenz an (Grobkomponenten und/oder plattiges Gefüge).
3. Der Gesamtcarbonatgehalt ist insgesamt als niedrig, der Dolomit-Anteil daran als relativ hoch anzusehen.
4. Die schwermineralogische und granulometrische Materialzusammensetzung läßt auf eine hohe Lokalkomponente schließen.

2.23 Profil Altershausen II

Das Profil (vgl. Tab. 5, Beil. 23) liegt nur zwei Kilometer südlich von Altershausen I, so daß hinsichtlich geologisch-geomorphologischem Umfeld und Klima auf Profil Altershausen I verwiesen werden kann.

2.23.1 Erläuterungen zum Profil und zum Profilaufbau

Zwischen den beiden Ortschaften Krum und Weidenmühle verläuft westlich des Krumbaches, knapp über dem heutigen Auenniveau, ein neuer Flurweg. Bei

seinem Bau wurden zwei mit Lößlehm verfüllte Dellen angeschnitten, die in dunkle Tonsteine des Gipskeupers eingesenkt sind. Aus der Höhenlage ihrer Tiefenlinien kann man schließen, daß die Hohlformen bereits vor der Verfüllung auf annähernd heutiges Auenniveau eingestellt waren.

Komplex 5-6

Basal liegt eine Schuttschicht (6), die aus dichtgepackten Sandsteinen mit wenig tonigem Feinmaterial besteht. Darüber folgt, ebenfalls mit dunklem Farbton, ein Lehm (5), der kleine Grobkomponenten in chaotischer Lagerung enthält.

In K. 6 liegt eindeutig eine Solifluktionsschicht vor, die kaltzeitliche Entstehungsbedingungen belegt. Die Feinmaterialarmut läßt auf Ausspülungsprozesse schließen, die dann vermutlich bei der Genese von K. 5 überwogen, da hier die großen Schutteile fehlen.

Komplex 4

Die obere Schuttdecke besteht wieder aus groben Sandsteinen mit schluffig-tonigem Matrixmaterial, das jedoch heller als K. 6 ist.

Komplex 1-3

Den Rest der Füllung bildet ein Kolluvium, das makroskopisch durch eine schwach ausgeprägte Steinschnur und die stärkeren Vernässungserscheinungen im unteren Bereich (3) teilbar war. K. 1 ist ein offenbar ganz junger, mäßig humoser Horizont.

2.23.2 Genetische Deutung und stratigraphische Zuordnung

Da keine fossilen Böden als Leithorizonte dienen können, kann eine stratigraphische Zuordnung nur anhand der Schuttdecken versucht werden. Die für einen Vergleich brauchbaren Profile sind im Arbeitsgebiet Dertingen II (Kap. 2.4), Holzkirchhausen I (Kap. 2.5) und Elfershausen (Kap. 2.20).

In Holzkirchhausen I zeigt sich, daß der Basisschutt i. S. von SEMMEL (1968) präeemzeitlich ist und der Mittelschutt wurde mit der Niedereschbacher Zone im nahen Holzkirchhausen II parallelisiert. In Elfershausen sind beide Solifluktionsdecken - sowohl die, die den letztinterglazialen B₁-Horizont darstellt, als auch diejenige, die als Bleichhorizont-Äquivalent angesehen wird - im Altwurm verlagert worden. In Dertingen II liegen aufgrund der geologischen Gegebenheiten keine Solifluktionsdecken mit groben Blöcken vor; trotzdem scheinen hier durch profilmorphologische Kennzeichen und letztlich auch durch die Thermolumineszenzdatierung des tiefsten Lösses das eemzeitliche Alter des untersten B₁-Horizontes und damit zwei Umlagerungsphasen großen Ausmaßes im Altwurm belegt zu sein.

Unter Berücksichtigung dieser Vergleiche und der Angaben von SEMMEL (1968) und SCHRÖDER & FIEDLER (1977), wonach der Basisschutt zwar präeemzeitlich sein kann (vgl. z.B. Holzkirchhausen I), meist aber doch ins Altwurm zu datieren ist, ergäbe sich für Alterhausen II folgende Zuordnung: Die unterste Schuttschicht (6) würde an den Beginn der letzten Kaltzeit gestellt. Der tonigere Zwischenhorizont mit den kleineren Grobkomponenten (5) könnte als Sediment aus dem letztintergla-

zialen Boden aufgefaßt werden; die hangende Solifluktionsschicht (4) müßte dem Mittelschutt SEMMELS entsprechen, von dem, nach SEMMEL, Teile auch im Altwürm entstanden sein könnten (1968: 100). Somit läge auch in Altershausen II ein Profil vor, in dem mehr als eine - eine exakte Angabe der Zahl erscheint bei den gegebenen Anhaltspunkten noch nicht möglich - Abtragungsphase vertreten ist. Der Rest der Füllung ist stratigraphisch nicht weiter zu gliedern. Völlige Carbonatfreiheit und hoher S-Gehalt (vgl. Al I) sprechen allerdings eher für ein alt- bis mittel- statt jungwürmzeitliches Lößderivat.

2.24 Profil Reckendorf

2.24.1 Naturräumliche Einordnung

Nördlich von Reckendorf befindet sich an einem nach E zur Baunach gerichteten Riedel die Ziegeleigrube *Götz*, in der das Profil aufgenommen wurde (vgl. Tab. 5, Beil. 24¹⁰⁷⁾). Das gesamte Gebiet gehört noch zur östlichen Abdachung der Haßbergstufe. Aus Sandsteinen des Mittleren Keupers aufgebaute Riedel und Hochflächenreste beherrschen die Landschaft. Nach N- und NE-exponierte Hänge tragen verbreitet eine sandige Lehmüberdeckung; inselhaft kommt auch sandfreier Löß bzw. -lehm vor. Der durchschnittlichem Jahresniederschlag beträgt 600 - 650 mm, die Jahresmitteltemperaturen 8° - 9° C.

2.24.2 Erläuterungen zum Profil und zum Profilaufbau

Im nördlichen Teil der E-exponierten Abbauwand der Grube ist Burgsandstein aufgeschlossen, im S-Teil, in dem das Profil aufgenommen wurde, taucht der Sandstein unter geschichtete, sandige bis schluffig-sandige Lehme vermutlich der 25 m-Terrasse nach JANETZKO & ROLOFF (1970: 35) ab (s.u.).

Komplex 8

Die über sechs Meter mächtig aufgeschlossene Sedimentfolge beginnt im tiefsten Teil mit einem tonigen Sand (8), der gut entwickelte, mehrere cm-breite Roststreifen aufweist und unter rezentem Grundwassereinfluß steht.

Damit liegt basal offenbar der Oxidationshorizont eines Gleys vor.

Komplex 5-7

Darüber folgt ein hellgrauer Ton (7) mit nach oben hin häufiger werdenden Einschaltungen von Sandlinsen. Die Sandlinsen setzen sich noch in den unteren Teil von K. 6 fort; danach geht das Material in fast reinen Ton über. Die Grundfarbe ist ebenfalls ein gebleichtes Grau, wird aber durch rostbraune, große Oxidationsflecken aufgelöst. Mit scharfer Materialgrenze setzt nun ein marmorierter lehmiger Sand ein (5).

Der Materialaufbau weist bei K. 6-7 auf ein Hochflutsediment hin. Bei dem sandigen Material von K. 5 ist die Interpretation schwieriger; es ist jedoch anzunehmen, daß es sich auch hier noch um eine Art Hochflutsediment handelt, das aber für seine Entstehung eine höhere Transportkapazität des Flusses voraussetzt und damit auf geänderte Abflußverhältnisse hinweist. Alle drei Komplexe tragen die fossilen Merkmale eines Grundwasserbodens.

Komplex 4

Ebenfalls durch eine deutliche Grenze getrennt folgt ein gleichmäßig rötlich gelber, sandiger Lehm, der basal unregelmäßig gelagerte, kleine Steine aufweist.

Insbesondere die im unteren Teil von K. 4 auftretenden Grobkomponenten lassen darauf schließen, daß die folgenden Sedimente schon vermehrt durch Hangabtragung des unmittelbar nördlich anstehenden Burgsandsteinkomplexes beeinflusst sind. Die starke Verbraunung weist auf eine primäre Bodenbildung hin, die aber - wie die scharfe Untergrenze des Horizontes zeigt - nicht autochthon ist.

Komplex 3

Auch die hangenden Komplexe (1, 2, 3) sind jeweils durch markante Grenzen getrennt. Zunächst folgt ein hell gebleichter Lehm (3) mit schwachen Tonbelägen, die sich an das plattige Gefüge anlehnen.

Die scharfe Grenze und der Wechsel in der Korngrößenzusammensetzung zeigen, daß das Sediment nach der Kappung des liegenden Bodensedimentes (4) abgelagert wurde. Der hohe mS-Anteil (vgl. Tab. 6) kann als Flugsandeinwehung aus den Terrassen gedeutet werden.

Komplex 2

Über einer scharfen Erosionsdiskordanz lagert hellbrauner Lehm (2), der noch vereinzelt zerrissene Toncutane aufweist. Er keilt im Aufschluß nach N zu aus.

Die schwach ausgeprägten, gestörten Toncutane lassen darauf schließen, daß das Sediment (2) vor seiner Verlagerung noch von Toninfiltration aus dem Hangenden beeinflusst wurde und zwar im Verlauf einer Bodenbildung, die heute nicht mehr in situ erkennbar ist.

Komplex 1

Den Abschluß bildet ein rötlicher, lehmiger Sand mit Rost- und Bleichflecken. In ihn sind an der Oberkante taschenartige Vertiefungen eingesenkt, die mit dunkelvioletten Keupertonen gefüllt sind und zahlreiche, einige dm tiefe, schmale und mit hellem, schluffigen Material verfüllte Spalten. Darüber lagert an der Südwand der Grube noch ein ca. 10 cm mächtiger Schutthorizont.

Farbe und Verlehmung lassen - wie bei K. 4 - auf eine ehemalige pedogenetische Überprägung schließen. Die markante Grenze zum Liegenden zeigt auch hier Erosions- und Resedimentationsprozesse an. Die taschenartigen Vertiefungen sind

aufgrund ihrer Form nur als Folge kryoturbater Bewegungen zu erklären; das bedeutet, daß es sich auch bei den Spalten um Eiskeile, also echte Dauerfrostbodenindikatoren handeln kann und daß der Schutthorizont als Solifluktsdecke anzusehen ist.

An der NW-exponierten Aufschlußwand keilen die Komplexe 1-3 aus. Alle übrigen weisen massive Verwürgungen auf und sind dadurch z.T. sogar aus dem Horizontverband herausgelöst. Nur die Schuttdecke im Top ist ungestört.

Derartige Dislokationen können nur als kryoturbate Aufpressungen im Auftaubereich über Dauerfrostboden interpretiert werden.

2.24.3 Genetische Deutung und stratigraphische Zuordnung

Aufgrund der Höhenlage der Grube (275 m) muß es sich im unteren Teil um einen Anschnitt der 25 m - Terrasse der Baunach handeln, die von JANETZKO & ROLOFF (1970: 35) mit der mittleren Mittelterrasse KÖRBERs (1962) parallelisiert wird.

KÖRBER ordnet sie der späteren Mindel-Kaltzeit oder bereits dem älteren Riß zu. JANETZKO & ROLOFF (1970: 31) fanden aber ein Profil der 25 m-Terrasse in Nebentalschottern des Lauterbaches südlich von Staffelstein, in dem sie glauben, Indizien für drei Kaltzeiten gefunden zu haben, die von zwei Warmzeiten getrennt sind. Sie ordnen deshalb die Terrasse der drittletzten Kaltzeit zu, stufen sie also älter ein als KÖRBER.

Der weitere Sedimentaufbau könnte genetisch folgendermaßen interpretiert werden: Unter vermutlich warmzeitlichen Bedingungen kam es zunächst zur Bildung eines Hochflutsedimentes (6, 7). Danach fanden Abtragungsprozesse statt, von denen die Erosionsdiskordanz zwischen K. 6 und K. 5 zeugt. Sie können in eine Kaltzeit gestellt werden. Ebenfalls in diesen Zeitabschnitt oder in die Übergangsphase von der Kaltzeit zur nächsten Warmzeit gehört vermutlich die Sedimentation des sandigen Materials von K. 5 als Folge eines verstärkten Abflusses. Dieses Sediment wurde in der darauffolgenden Warmzeit pedogenetisch überprägt (4). Während einer erneuten - kaltzeitlichen - Erosionsphase wurde der Verwitterungshorizont (4) abgetragen und resedimentiert. In einer nächsten Abtragungsphase, die wahrscheinlich noch in der gleichen Kaltzeit stattfand, kam es zur Kappung des Bodensedimentes.

Hinweise auf Abtragung des Bodensedimentes unter kaltzeitlichen Bedingungen geben die Kryoturba-tionserscheinungen an der NW-exponierten Aufschlußwand: Sie haben K. 4 miterfaßt und müssen demnach jünger sein.

Für die Ablagerung des letzten Sedimentstapels - ebenfalls noch unter kaltlimatischen Bedingungen - kommen sowohl Hangabspülung als auch (bzw. und) Flugsandeinwehung in Frage. Auf diesem Sedimentkomplex erfolgte dann die letzte warmzeitliche Bodenbildung mit Tonverlagerung (1, 2), die dann jedoch wieder einer kräftigen Umlagerung zum Opfer fiel, denn der vorliegende Bodenrest ist ebenfalls nicht autochthon. Dieses Bodensediment muß dann noch eine Zeitlang

Dauerfrostbodenbedingungen unterlegen haben, wodurch Eiskeile und Kryoturbationstaschen entstehen und die Solifluktionsschicht den gesamten Sedimentkomplex überwandern konnte.

Aus dieser gentischen Deutung ließe sich dann folgende stratigraphische Zuordnung ableiten: Eine holozäne Bodenbildung scheidet für K. 1 deshalb aus, weil Eiskeile, Kryoturbationstaschen und hangende Schuttschicht eindeutig auf postpe-dogenetische Kaltzeitbedingungen hinweisen. Das oberste Bodensediment wäre also eemzeitlich; seine Abtragung und Umlagerung gehört demnach ins Altwürm. Das bedeutet, daß mit der hangenden Solifluktionsschicht eine zweite Abtragungsphase belegt wäre, was in guter Übereinstimmung zu den Profilen Dertingen II und Elfershausen stünde. Das zweite fossile Bodensediment (4) müßte demzufolge in die zweitletzte Warmzeit gestellt werden und das Hochflutsediment (6, 7) - vorausgesetzt es stellt eine echte warmzeitliche Bildung dar - in die drittletzte. Als Schlußfolgerung aus dieser Deutung ergäbe sich dann für die 25 m-Terrasse eine Entstehung mindestens vor der zweit- möglicherweise sogar vor der drittletzten Warmzeit. Sie bekäme damit das gleiche, eventuell sogar ein höheres Alter als bei JANETZKO & ROLOFF (1970).

2.24.4 Typisierung des Profils und seiner stratigraphischen Einheiten

Nach dem Geländebefund war ohnehin nur im obersten Bereich eine nennenswerte Lößkomponente zu erwarten, so daß nur einige Stichproben zur Überprüfung entnommen wurden.

Die *Korngrößenanalysen* zeigen durch mU- und mS-Maxima, daß der Lößanteil in den jüngsten Sedimenten sehr gering ist. Die gleiche Aussage läßt sich aufgrund der *Schwermineralanalyse* machen, in der bis auf einige Prozente Epidot nur stabile Schwerminerale vorkommen. Das bedeutet, daß hier im wesentlichen Material vorliegt, das aus der näheren Umgebung stammt.

2.24.5 Zusammenfassung

1. Die Sedimente überlagern eine Terrasse, die der 25 m Terrasse von JANETZKO & ROLOFF (1970) entspricht und für die die Profilinterpretation eine Bildungszeit mindestens vor der zweitletzten - wie bei JANETZKO & ROLOFF (1970) - möglicherweise aber sogar vor der drittletzten Warmzeit erbrachte.
2. Die Analysenergebnisse deuten auf nur minimale Lößbeimengung hin, also im wesentlichen auf Lokalmaterial.

2.25 Profil Scheßlitz

2.25.1 Naturräumliche Einordnung

Die ehemalige Ziegeleigrube zwischen Scheßlitz und Köttensdorf (vgl. Tab. 5, Beil. 25) liegt im schmalen Vorland der Nördlichen Fränkischen Alb, einer Übergangszone zwischen dem flachen Mittelfränkischen Becken und dem Hochland der Alb. Reliefbestimmend sind in der Umgebung von Scheßlitz tonige und mergelige Schichten des Lias und des unteren Doggers, die von den Albbächen in flachwellige Einheiten zerschnitten werden. In Mulden oder am Hangfuß lagern ihnen Lößlehmdecken auf. Die Entwässerung verläuft über Ellern- und Leitenbach zum Main. Klimatisch ist das Albvorland ebenfalls ein Übergangsgebiet mit 700 - 750 mm Niederschlag und 8° - 9° C Jahresmitteltemperatur.

2.25.2 Erläuterungen zum Profilaufbau und zur stratigraphischen Zuordnung

In der ehemaligen Ziegeleigrube wurde das östlichste Profil des Arbeitsgebietes aufgenommen, allerdings nur ein geringmächtiger Schurf, da die Abbauwände stark verstürzt und z.T. zugewachsen sind. Der aufgeschlossene Lößlehmkomplex ist sedimentpetrographisch sehr einheitlich. Das gilt sowohl für die Korngrößen- als auch die Schwermineralverteilung. Sämtliche Horizonte sind von Grobkomponenten durchsetzt und stark verdichtet und deuten damit intensive Umlagerungstätigkeit an. Die einzelnen Komplexe können nur durch geringe Farb- und Gefügeunterschiede gegeneinander abgegrenzt werden:

Komplex 4

Auffällig ist die grobpolyedrisch bis blockige Struktur in K. 4.

Komplex 3

K. 3 weist dagegen ein eher feinplattiges Gefüge auf und enthält mehr Grobkomponenten.

Komplex 2

K. 2 ist dunkler und besitzt Subpolyedergefüge. Hier hat die Pseudovergleyung ein regelrechtes Netz von Rissen nachgezeichnet.

Komplex 1

K. 1 stellt den rezenten, humosen Oberboden dar.

Soweit man bei einem so kleinen Ausschnitt einer Abbauwand überhaupt eine Gliederung versuchen darf, müßte der tiefste Horizont dem Lohner Boden (4) entsprechen, vergleichbar der Fazies, die im Profil Altershausen I gefunden wurde. Dann wäre die Umlagerungszone darüber (3) mit der bekannten jungwürmzeitli-

chen Verlagerungszone zu parallelisieren und K. 2 wäre aufgrund seiner Verbraunung als Rest des holozänen Bodens einzustufen. Die intensive Pseudovergleyung des gesamten Sedimentkomplexes kann - neben den höheren Niederschlägen im Albvorland - ursächlich sicher auch auf die tonigen Liegendschichten des Lias (Amaltheenton) im Untergrund zurückgeführt werden. Die höhere Wasserdurchträngung infolge des Staueffekts dürfte auch für die Entkalkung und die große Mobilitätsbereitschaft verantwortlich sein, die wiederum zu einer fast vollständigen Homogenisierung des Materials führte. Die *Schwermineralspektren* enthalten alle bis zu 41 % Instabile, den Rest machen die Stabilen aus, wobei der höhere Rutil-Gehalt auffällt. Der Stauolith in der Restgruppe, der sein Herkunftsgebiet im Frankenwald hat, weist auf Auswehung aus dem Maintal hin.

3 Vergleichende Betrachtung der Löß-Sedimente und -Böden in Mainfranken

3.1 Vorbemerkungen

Das Arbeitsgebiet erstreckt sich in W-E-Richtung über etwa 140 km und in N-S-Richtung über ca. 80 km, so daß relativ große Unterschiede innerhalb dieses Raumes zu erwarten sind. Nur eine vergleichende Betrachtung der bearbeiteten Profile vermag solche Differenzierungen aufzudecken und gegebenenfalls zu erklären.

Voraussetzung dafür ist die Kenntnis der zeitlichen Gliederung der Profile. Sie ermöglicht es, jeweils zeitgleiche Abschnitte einander gegenüberzustellen. Auf der Grundlage der im vorangegangenen Kapitel vorgenommenen Stratifizierung der einzelnen Profile werden deshalb in einem ersten Teil zunächst die Paläoböden als wichtigste Kriterien der stratigraphischen Gliederung behandelt (vgl. Tab. 3). Im Anschluß daran sollen die Besonderheiten der Löss- und Lößderivate innerhalb des Arbeitsgebietes dargestellt und der Wechsel der Fazien aufgezeigt werden. Der dritte Abschnitt ist den morphodynamischen Prozessen gewidmet, die in so entscheidendem Maß für die Bildung und Erhaltung der Löss- und ihrer Böden verantwortlich sind. Auf die räumliche Verbreitung der Lößvorkommen und ihre Ursachen wird bewußt erst am Schluß eingegangen, weil sie als Ergebnis eines Faktorenkomplexes anzusehen ist, dessen Einzelelemente z.T. Gegenstand der vorangegangenen Teile dieses Kapitels sind.

3.2 Die stratigraphische Abfolge

3.2.1 Prä-Würm

Anzahl der Paläoböden

Profile, in denen noch ältere als eemzeitliche Böden erhalten sind, sind Hösbach, Marktheidenfeld, Helmstadt (nicht mehr aufgeschlossen), Laudendach

III, Kirchheim, Untersteinbach, Gaustadt, Lebenhan, Elfershausen, Rügheim und Reckendorf.

Die ältesten Paläobodenabfolgen im Arbeitsgebiet weisen zweifellos *Kirchheim* mit sieben fossilen Bodenkomplexen und *Gaustadt* (vgl. Kap. 2.9 und 2.18) mit wahrscheinlich ebenfalls sieben warmzeitlichen Bildungen auf. In *Hösbach* (vgl. Kap. 2.1) sind im Löß drei Warmzeiten durch Parabraunerden vertreten. Zwei weitere können aufgrund eines pflanzenführenden Tons (in einem nahegelegenen Parallelprofil) und der Rotverwitterung im liegenden Gneis vermutet werden. In *Marktheidenfeld* (vgl. Kap. 2.2) konnten neuerdings vier fossile B_t-Horizonte in den Lössen über der E-Terrasse i.S. von KÖRBER (1962) belegt werden¹³⁹⁾. Nach jüngsten Untersuchungen enthält der cromerzeitliche Terrassenkomplex selbst Hinweise auf mindestens zwei weitere warmzeitliche Bildungen (SKOWRONEK & KURZ 1986, KURZ 1987).

Stratigr. Einheiten		W → E																NW → SE									
		Hö	Ma	DI	DII	Hol	Holl	He	LaIII	Kh	Es	Bi	Ki	Mb	Ob	Kr	Un	Mü	G	Le	El	Rü	All	Alli	Re	Sc	
W Ü R M	Holozäner Bt	+	+	-	+	-	-	+	+	-	+	+	+	+	+ ¹⁾	+ ¹⁾	+	+	+	+	-	+	-	-	-	-	
	E ₄ -Naßboden	+	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	+	+	-	+	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-	
	E ₃ -Naßboden	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
	E ₂ -Naßboden	+	+	+	-	+	-	+	+	+ ²⁾	-	+	-	+	-	+	-	-	-	-	+ ²⁾	-	+	-	-	-	-
	E ₁ -Naßboden	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
	Lohner Boden	+ ³⁾	+	-	-	-	+ ²⁾	+ ³⁾	+	+ ³⁾	+	+	+	+	+ ²⁾	+ [?]	+	+ [?]	-	-	+ [?]	-	nicht aufgeschlossen	+ ³⁾	-	-	+ [?]
	Gräselb. Bo.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
	Niedere. Zone	+	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	-	-	-	
	Humuszonen	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
		+ ⁴⁾	-	+ ⁴⁾	-	-	+	+	+	-	+ ⁴⁾	-	+	+	+	+ ⁵⁾	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bleichhoriz.	+	+	-	+	-	+ ⁴⁾	+ ⁴⁾	+	+	+ ⁴⁾	-	+	+ ⁴⁾	+	+	-	+	+	+	+	+	+	+	+ [?]	-		
P R Ä - W Ü R M	1. Boden	+	+	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+ ⁶⁾	+	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+ [?]	+	
	Bleichhoriz.	+ ⁴⁾	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-	+	+	-	-	+	-	
	2. Boden	+	+	-	-	-	-	+ ⁷⁾	+	+	-	-	-	-	-	-	-	+	+	-	+	+	+ [?]	-	+	-	
	Bleichhoriz.	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	+	-	-	-	-	
	3. Boden	+	+	-	-	-	-	+ ⁷⁾	+	+	-	-	-	-	-	-	+	+	-	-	+	+	-	-	+	+ [?]	
	Bleichhoriz.	↓	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
	4. Boden	9)	+	-	-	-	-	+ ⁷⁾	+	+	-	-	-	-	-	-	-	+	+	-	+	+	+ ⁸⁾	-	-	-	
	Bleichhoriz.	↓	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
	5. Boden	10)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
	Bleichhoriz.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
6. Boden	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
Bleichhoriz.	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
7. Boden	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		

1) Schwarzerde - Parabraunerde

2) Gedoppelter Horizont

3) LB auf Niedererschbacher Zone

4) Schwach ausgeprägt

5) Nach TOROSLU 1984

6) Bruchköbeler Naßböden

7) Nach SEMMEL & STÄBLEIN 1971

8) Warmzeitliche Bildung ?

9) Pflanzenführender Ton, Rotverwitterung (vgl. 2.1.)

10) Weitere warmzeitl. Bildungen in den Terrassen (vgl. SKOWRONEK & KURZ 1986)

+ vorhanden

- nicht vorhanden

Tab. 3: Schematisch vereinfachter stratigraphischer Profilvergleich

Ebenfalls vier fossile Parabraunerden im Löß fanden SEMMEL & STÄBLEIN (1971) in *Helmstadt* (vgl. Kap. 2.7). Abfolgen mit Hinweisen auf drei Warmzeiten sind in *Lebenhan* (vgl. Kap. 2.19), *Untersteinbach* (vgl. Kap. 2.16), und *Elfershausen* (vgl. Kap. 2.20) zu finden; in den beiden letztgenannten allerdings nur noch als Reste bzw. als überprägte Solifluktsdecken. Profile mit zwei fossilen, warmzeitlichen Böden sind *Laudenbach III* (vgl. Kap. 2.8), *Reckendorf* (vgl. Kap. 2.24), wo evtl. sogar drei Warmzeiten vertreten sind, und *Rügheim* (vgl. Kap. 2.21), wo der zweite allerdings nur als umgelagerter Rest erkennbar ist.

In *Dertingen II*, *Holzkirchhausen I* und *II*, *Estenfeld*, *Binsbach*, *Kitzingen*, *Obereisenheim* und *Mühlendorf* ist jeweils nur der letztinterglaziale Boden vorhanden bzw. aufgeschlossen.

Aus der Lage der genannten Profile im Arbeitsgebiet wird deutlich, daß hier hinsichtlich der Zahl der warmzeitlichen Bodenbildungen im Prinzip keine Unterschiede existieren. Es kam auch im östlichen Randbereich der Lößverbreitung und in der Südrhön in allen Kaltzeiten zur Sedimentation und in den Warmzeiten zur Bodenbildung. Dagegen war das Ausmaß der Lößakkumulation in den Randgebieten insgesamt geringer, wie das Ausdünnen der Lößdecken nach E und N zu zeigt. Daß im W des Arbeitsgebietes mehr gut erkennbare Paläobodenabfolgen vorzufinden sind, diese nach E und N zu aber zunehmend nur als intensiv umgelagerte Bodenkomplexe vorkommen (Un, G, El, Rü), läßt auf ungünstigere Erhaltungsbedingungen schließen, auf deren mögliche Ursachen später noch einzugehen sein wird.

Typologische Ausbildung der Böden

Typologisch sind die warmzeitlichen Böden in den Lössen als mehr oder weniger stark pseudovergleyte Parabraunerden anzusprechen. Dort, wo sie eine kompakte, prismatische Struktur aufweisen, ist dies als Indiz fehlender oder nur geringfügiger Beanspruchung durch nachträgliche Bewegungsvorgänge zu werten. Als markantes Beispiel dafür läßt sich *Dertingen II* anführen, wo sich die Bodenstruktur als Abgrenzungskriterium zwischen bewegt und unbewegt innerhalb des tiefsten Parts des dreigliedrigen Eembodens demonstrieren läßt: der bis in den anstehenden Kalkstein durchgreifende, also autochthone B_t -Horizont weist makroskopisch eine Grenze zwischen seinem unteren, prismatisch ausgebildeten Teil und seinem oberen, in kleine, tonummantelte Polyeder aufgelösten Bereich auf. Anklänge an eine prismatische Struktur finden sich noch in den 3. fb_t -Horizonten von *Hösbach*, *Marktheidenfeld* und *Lebenhan*, was als Hinweis auf schwächere Abtragungsintensität zu Beginn der drittletzten Kaltzeit gewertet werden kann. Daß sich aber in geeigneter Reliefposition auch im östlichen Randbereich der Lößverbreitung durchaus typisch ausgeprägte B_t -Horizonte erhalten konnten, zeigt z.B. das Profil *Mühlendorf* mit seinem intensiv tondurchschlämmten und prismatisch strukturierten Eemboden.

Die Intensität der Pseudovergleyung hängt offensichtlich weniger von den klimatischen als vielmehr von den morphologischen und geologischen Gegebenheiten ab. So zeigt sich beispielsweise in den ältesten Profilen Kirchheim und Gaustadt, in denen die Sedimente und Böden präexistente Dellen auskleiden, daß die ältesten Komplexe, die der Dellentieflinie noch am nächsten liegen, am stärksten von Staunässe beeinflußt sind. In Untersteinbach im nördlichen Steigerwald führte das Zusammenspiel von höheren Niederschlägen (bis 750 mm), Dellenposition und stauendem geologischen Untergrund zur extremen Pseudovergleyung aller Sedimente und Böden.

Die lessivierten A-Horizonte der interglazialen Böden sind nirgends mehr in situ erhalten, was sich rein morphologisch und - exemplarisch an der Eem/Würm-Grenze durchgeführt - auch sedimentpetrographisch nachweisen läßt. Da die Grenze Eem/Altwürm definitionsgemäß dahin zu legen ist, wo erste, eindeutig kaltzeitliche Umlagerungsvorgänge auftreten (vgl. ROHDENBURG & MEYER 1979, WALTHER & BROSCHE 1982: 135), ist die Identifizierung und Parallelisierung der Eemböden im Arbeitsgebiet relativ unproblematisch. Denn speziell in den Profilen des Randbereiches der Lößverbreitung (G, Mü, Rü, Le, El) ist sie durch Konkretions- und Steinchenlagen oder - wie im Fall Elfershausen - durch Solifluktionsschutt über dem ersten Tonanreicherungshorizont markiert. In den weiter westlich gelegenen Profilen ist die Eem/Würm-Grenze zwar morphologisch nicht immer scharf ausgebildet, dafür aber durch Eiskeile belegt, die an der B_t-Oberkante ansetzen und als Ergebnis einer altwürmzeitlichen Dauerfrostperiode zu werten sind. Darüberhinaus ist sie hier auch schwermineralogisch nachweisbar.

Geht man davon aus, daß sich der Wechsel von Warm- zu Kaltzeit im früheren Pleistozän ähnlich abgespielt hat wie an der Eem/Würm-Grenze, dann ist der Schluß erlaubt, daß in dem zyklischen Sediment- und Bodenaufbau der präwürmzeitlichen Löss die Warmzeit-Kaltzeit-Grenze generell jeweils über den fossilen B_t-Horizonten liegt.

Intensität der Bodenbildungen

Signifikante Unterschiede hinsichtlich der Intensität der interglazialen Bodenbildungen, die auf klimatisch bedingte Differenzierungen innerhalb des Arbeitsgebietes hinweisen könnten, treten nicht auf. Das gilt speziell für den am besten erhaltenen Eemboden und die beiden nächsttieferen Horizonte.

Die Vermutung, daß die älteren Böden intensiver und mächtiger entwickelt waren, hat sich nicht bestätigt. Vielmehr zeigte sich, daß im Arbeitsgebiet, in dem die Sedimente - und damit auch die Böden - starken Abtragungsprozessen unterlagen, die Mächtigkeit der Böden keinerlei Aussagen über unterschiedliche Entwicklungsdauer bzw. -intensität zulassen. Auch die Tondurchschlämmung kann nicht als Kriterium für Intensitätsunterschiede in der Pedogenese - und damit auch nicht für klimatische Unterschiede - herangezogen werden. An mehreren Beispielpfählen

ließ sich mikromorphologisch nachweisen, daß durch eine sekundäre Tonverlagerung, die wiederum von der Menge der remobilisierungsfähigen Tonfragmente und dem Sickerwasserangebot abhängt, eine intensivere Bodenbildung oft nur vorge-täuscht wird (vgl. Kap. 2.2.3.1, 2.4.3, 2.7.3.1).

Schwächere Bodenbildungen als die typischen Warmzeitrepräsentanten konnten nur in Kitzingen ausgegliedert werden, wo ein ungestörtes und noch kalkhaltiges, mächtiges Rißlöß-Paket vorliegt, das mindestens einen Naßboden enthält, der einem der Bruchköbeler Böden i.S. von BIBUS (1974: 169) gleichgesetzt wurde. Ansonsten sind die Lössе zwischen den B_t-Horizonten so geringmächtig, daß durch die warmzeitliche Pedogenese möglicherweise vorhandene schwächere (interstadiale) Bodenbildungen aufgezehrt worden sind.

3.2.2 Altwürm

Bleichhorizonte

Auf die Abgrenzung zwischen Eemboden und Altwürmsedimenten wurde bereits eingegangen (s.o.). In fast allen Profilen des Arbeitsgebietes setzt der frühglaziale Abschnitt mit einem Bleichhorizont ein (vgl. Abb. 39). Damit ist eine hellgraue bis sehr blaßbraune, tonarme Strate gemeint (vgl. Beschreibungen zu den einzelnen Profildarstellungen), die auch in anderen Lößgebieten, z.B. in Südniedersachsen und Nordhessen (vgl. ROHDENBURG & MEYER 1979) in dieser Art und Position auftaucht. Strenggenommen handelt es sich nicht um einen eigenen, klimaspezifischen Boden. Die nähere Behandlung des Horizontes wird jedoch aufgrund der Tatsache notwendig, daß BRUNNACKER ihn in seinen Arbeiten über Mainfranken als Teil eines Bodens einstuft.

BRUNNACKER (1956c: 26, 1958b: 134, 1964c, 1970b: 198) sieht die helle Strate generell als lessivierten A-Horizont der interglazialen Parabraunerde an und stellt seine mehr oder minder starke Umlagerung des Bodens und anschließende Pseudovergleyung noch ins späte Interglazial (1958b: 135). Dabei bezieht er sich vorwiegend auf das Profil Kitzingen, bezeichnet aber auch in Marktheidenfeld die hellgrauen Zonen als A_t-Horizonte (1964c).

Demgegenüber konnte im Arbeitsgebiet mehrfach festgestellt werden, daß Eiskeile in die Oberkante der B_t-Horizonte eingesenkt und mit Material aus dem Hangenden verfüllt sind; an den Rändern tragen sie häufig Rostsäume (z.B. Hö, D II, Es, Bi, El, Rü). Weiterhin ist die Trennlinie zwischen B_t- und Bleichhorizont oft kryoturbat verbogen oder wird von einer Solifluktionsschicht aus Konkretionen und Steinen überlagert. Da Eiskeile, Kryoturbation und Solifluktion eindeutig kaltzeitliche Erscheinungen sind, ist die Anschauung BRUNNACKERS von einer "interglazialen" Verlagerung und ebenfalls noch "interglazialen" Pseudovergleyung (1958b: 134 f.) nicht haltbar, wenn die Grenze zwischen Warm- und Kaltzeit definitionsgemäß an das erste Auftreten kaltzeitlicher Umlagerungserscheinungen gebunden ist.

Die zweite Tonverlagerung, die BRUNNACKER als Indiz für interglaziale Bodenbildungsprozesse wertet, ist als Argument für den noch warmzeitlichen Charakter

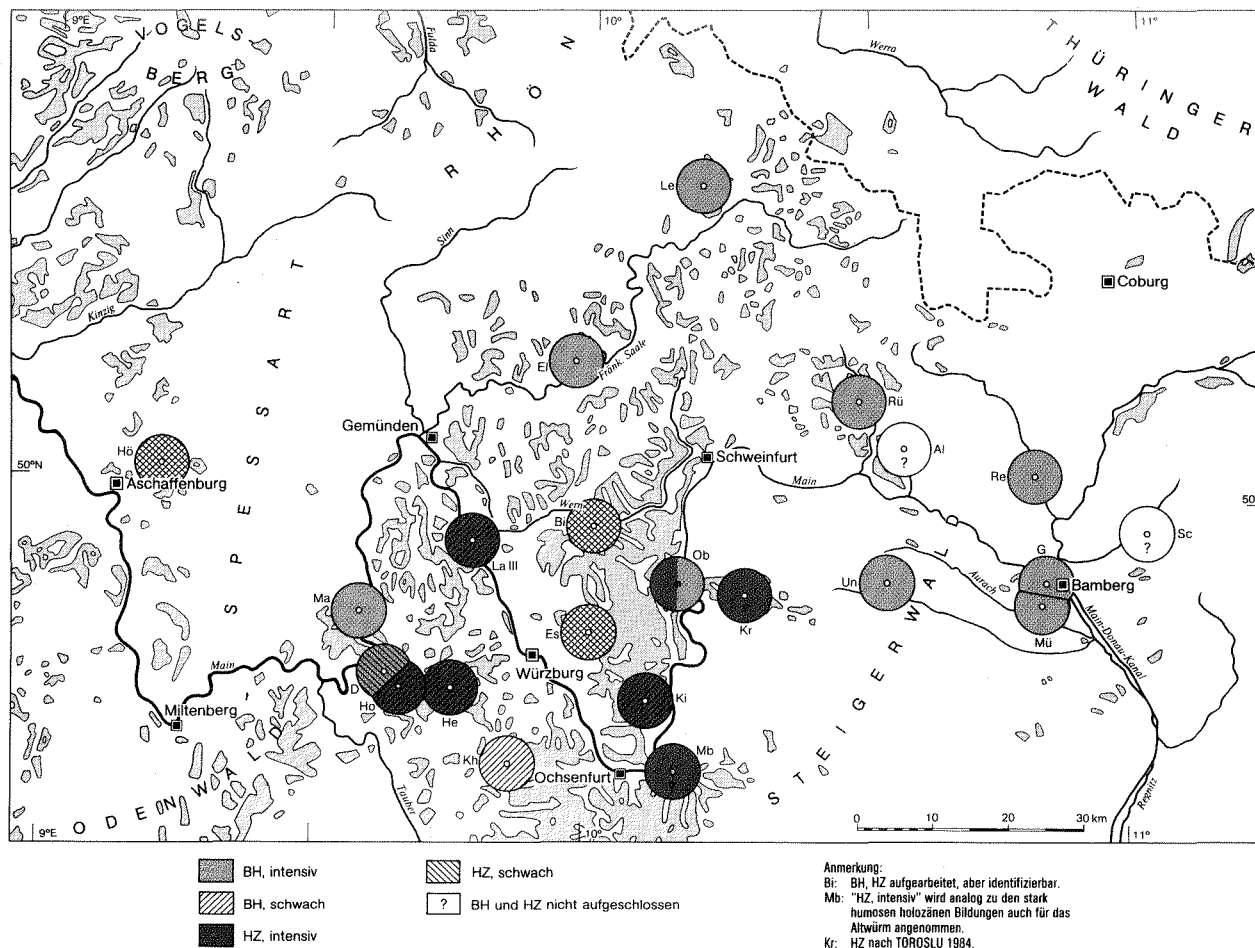


Abb. 39: Verbreitung von Bleichhorizont und Humuszone(n) des Altwürms im Arbeitsgebiet

des hellen Horizontes ebenfalls nicht akzeptabel. In mehreren Profilen konnte mikromorphologisch nachgewiesen werden (vgl. Ma, He, D II, Ho II, Ob), daß sekundäre Tonverlagerung immer dann stattfindet, wenn remobilisierungsfähige Tonfragmente und ein ausreichendes Sickerwasserangebot vorhanden sind.

Schwermineralanalysen aus Bleichhorizont, liegendem B_t -Horizont und jungem Löß in einzelnen Profilen belegen, daß es sich bei den Bleichhorizonten vom Material her gesehen um Mischhorizonte handelt, die sowohl aufgearbeitetes A_t - als auch frisches Material enthalten (vgl. Hö, Ma, D II, Es, La III, Kh, Mü). Die erbsen- bis sogar walnußgroßen (G!) Sesquioxidkonkretionen beweisen, daß der Pseudovergleyung über stauendem Untergrund - verdichteter B_t -Horizont und hochstehender Dauerfrostdbodenspiegel - eine entscheidende Rolle bei der Aufhellung zukommt.

Die Intensität der Bleichung weist im Arbeitsgebiet z.T. erhebliche Unterschiede auf. So besteht offensichtlich eine Abhängigkeit zwischen dem Relief und der Ausprägung der Horizonte. Die markantesten Straten finden sich dort, wo relativ (!) wenig vom liegenden interglazialen Boden abgetragen wurde (Ma), der Löß flache Rücken oder Gelände mit hochflächenartigem Charakter überzieht (Le, Mü) oder die Auffüllung einer Mulde schon zum weitgehenden Reliefausgleich geführt hat (G). In solchen Positionen wirkte sich der Stau effekt des liegenden B_t -Horizontes stärker aus; der tonverarmte, leicht erodierbare Horizont wurde hier nur über kurze Strecken verlagert, so daß er tatsächlich z.T. ("parautochthon") erhalten ist.

Außerdem läßt sich feststellen, daß Profile mit der stärksten Bleichung auf den östlichen und nördlichen Randbereich des Arbeitsgebietes konzentriert sind, während in Profilen des zentralen Mainfrankens sich die Bleichhorizonte farblich nie so markant von der Aufschlußwand abheben. Der Grund hierfür ist darin zu sehen, daß der Löß in diesen Bereichen petrographisch bereits vom Sandsteinkeuper des Steigerwaldes und der Haßberge beeinflusst ist (vgl. Kap. 3.3) und deshalb auch ein saureres Bodenmilieu (Kalkarmut!) und einen höheren S-Anteil aufweist. Die gleichen Kriterien treffen übrigens auch für Marktheidenfeld mit seinen markanten Bleichhorizonten zu, nur daß hier der obere Buntsandstein das geologische Umfeld im W bestimmt.

Diese Voraussetzungen haben nicht nur in den angeführten typischen, sondern vermutlich in allen entsprechenden Fällen dazu geführt, daß sich beim Übergang Warmzeit/Kaltzeit zunächst Fahlerden¹⁰⁸ als Form der Weiterentwicklung von Parabraunerden bildeten. Diese Fahlerden wurden mit weiterer Klimaverschlechterung großenteils umgelagert und bilden die Masse des Materials, aus dem die Bleichhorizonte bestehen. Obwohl die Bleichhorizonte i.d.R. Mischhorizonte aus verwittertem und frischem Material sind, konnte sich bei ihnen die starke primäre Bleichung auch optisch durchsetzen.

Fahlerdebildung hatte physikalische und chemische Konsequenzen für Bodenleben und Vegetation. Durch die stärkere Tonverlagerung wurde der B-Horizont

dichter und damit das Eindringen für die Pflanzenwurzeln schwieriger. Die stark saure Reaktion verhindert die Ansiedlung von säureempfindlichen Organismen, ließ also nur eine artenarme Bodenflora (und -fauna) zu (vgl. MÜCKENHASUEN 1977: 101 f.). Sie verstärken damit eine Tendenz, die schon durch die sich verschlechternden Klimaverhältnisse gegeben war und bereiten dadurch ihre eigene Umlagerung vor.

Humuszonen

Altwürmzeitliche Humuszonen als nächstjüngere stratigraphische Einheit finden sich nicht in allen Profilen des Arbeitsgebietes und treten auch nicht in gleicher Intensität der Ausbildung auf. Die Darstellung der Abb. 39 basiert auf makro-, teilweise auch mikromorphologischen Befunden. Deutlich konzentriert sich ihre Verbreitung auf die Mainfränkischen Platten, während sie im nördlichen und östlichen Randbereich des Arbeitsgebietes nicht auftreten. Im Vorderen Spessart (Hö) war nur eine äußerst schwach ausgeprägte Humuszone festzustellen. In den relativ ungestörten Lagen im zentralen Mainfranken gehen die Bleichhorizonte allmählich in die hangende Humuszone über. Die Altwürm-Humuszonen sind primär dem Bodentyp der Tschernoseme zuzuordnen.

Nach MÜCKENHASUEN (1977: 71) brauchen sie als Bildungsvoraussetzung eine üppige Vegetation, die die notwendige organische Masse für die Humussubstanz liefert. Zum zweiten müssen Trockenheit im Sommer und Kälte im Winter die bakterielle Zersetzung der organischen Substanz und die chemische Verwitterung hemmen. Und schließlich bedarf es eines kalk- und ziemlich feinerdehaltigen, lockeren Ausgangsmaterials für die Entstehung.

Alle diese Voraussetzungen treffen in den Profilen ohne Humuszonen gar nicht oder nur z.T. zu. Der Jahresniederschlag erreicht durchschnittlich höhere Werte (vgl. Abb. 9), die Sedimente sind durch lokale Materialeinflüsse (vgl. Kap. 3.3) primär carbonatärmer (vgl. Abb. 45) und der Feinerdeanteil ist zwar hoch, das Material aber so dicht, daß auch die dritte Forderung - lockeres Ausgangsmaterial - nicht erfüllt ist. Speziell für den N- und E-Teil des Arbeitsgebietes heißt das, daß die Bildungsbedingungen schlechter waren als im zentralen Mainfranken. Außerdem waren aber wohl auch schon die Bedingungen für den Aufbau organischer Substanz schlechter.

Die Verteilung der stark humos, z.T. auch gefleckt entwickelten Horizonte im zentralen Mainfranken läßt zunächst eine Abhängigkeit von den Niederschlagsverhältnissen erkennen. Am markantesten sind die Zonen in Kitzingen, Laudenbach III und Obereisenheim entwickelt, die in Gebieten mit weniger als 600 mm Niederschlag liegen (vgl. Abb. 9)¹⁰⁹. Kitzingen verzeichnet sogar einen mittleren Jahresniederschlag von weniger als 550 mm und Obereisenheim liegt - nach der Darstellung von KNOCH (1952) - knapp außerhalb des < 550 mm-Bereiches. Bei Niederschlagswerten zwischen 600 und 650 mm scheint bereits der Einfluß lokaler Klimagegebenheiten vermehrt zum Tragen zu kommen. Während die Humuszonen von Holzkirchhausen II und Helmstadt noch als intensiv entwickelt (wenn auch in

Helmstadt stark gekappt) angesehen werden können, zeigen Dertingen I und Estenfeld nur noch schwache Ausprägung. In Kirchheim, obwohl noch auf den Mainfränkischen Platten gelegen, konnte keine Humuszone ausgegliedert werden, was sicher mit den höheren Niederschlagswerten zusammenhängt (650 - 700 mm).

Der mögliche Einwand, daß das unterschiedliche Vorkommen der Humuszonen im Arbeitsgebiet ausschließlich von unterschiedlichen Abtragungs- und Erhaltungsbedingungen abhängig sein könnte, kann m.E. dadurch entkräftet werden, daß im zentralen Mainfranken auch in Erosionslagen entweder noch gekappte Humuszonen vorliegen (Kitzingen, Helmstadt) oder deren Reste in einer Umlagerungszone identifizierbar sind (Binsbach), während im östlichen und nördlichen Randbereich und in den Profilen Marktheidenfeld und Kirchheim nichts dergleichen vorkommt.

3.2.3 Mittelwürm

Die Grenze zwischen Alt- und Mittelwürm wird definitionsgemäß an die Oberkante der obersten Humuszone gelegt (vgl. SCHÖNHALS ET AL. 1964: 204, ROHDENBURG & MEYER 1979: 77) und ist deshalb auch nur in der Humuszonenfazies eindeutig festlegbar. Nur in den Profilen Holzkirchhausen II, Laudenbach III und Estenfeld konnte ein allmählicher Übergang von der Humuszone in ein relativ unverändertes Lößpaket beobachtet werden (vgl. Kap. 2.6.3, 2.8.3, 2.10.3).

Niedereschbacher Zone

In allen übrigen Profilen des Arbeitsgebietes lagert direkt über der Humuszone oder - wenn diese fehlt - über dem Bleichhorizont die Niedereschbacher Zone (i.S. von SEMMEL 1968 und folgende Arbeiten) (vgl. Abb. 40). Gekennzeichnet ist sie durch Umlagerungsstrukturen in Form eingearbeiteter B₁-Horizont-Fetzen, die auch mikromorphologisch als Fließplasma-Bruchstücke belegbar sind, und durch aufgearbeitetes Material aus der liegenden Humuszone. Speziell in den östlichen und nördlichen Randbereichen enthält sie auch Tongerölle. Typisch ist außerdem der erhöhte T-Gehalt (vielfach bis zu ähnlichen Werten wie in den B₁-Horizonten des gleichen Profils) und die völlige Entkalkung (abgesehen von makroskopisch sichtbarer, sekundärer Kalkinfiltration). In den meisten Fällen fand sich auch eine hellere, ebenfalls verlagerte, tonärmere und gering carbonathaltige Strate im Hangenden, die SEMMEL in früheren Arbeiten (1968, 1969) dazu veranlaßten, eine Bodenbildung in Erwägung zu ziehen. Dieser Horizont ist es i.d.R. auch, der im nördlichen und östlichen Randbereich, im Vorderen Spessart und im Südteil der Mainfränkischen Platten das Ausgangsmaterial für die mittelwürmzeitliche Bodenbildung darstellte (vgl. Abb. 40).

Gräselberger Boden

Im Kerngebiet Mainfrankens folgt über der Niedereschbacher Zone noch ein geringmächtiges Löß- oder Lößlehmpaket. Nur in Krautheim aber konnte zwischen

Niederreschbacher Zone und dem hangenden Lohner Boden noch eine leicht verbraunte Vernässungszone ausgeschieden werden, die dem Gräselberger Boden des Rhein-Main-Gebietes bzw. dem Kirchberger Boden Nordhessens entsprechen dürfte (vgl. SCHÖNHALS ET AL. 1964: 204, SEMMEL 1968: 16). Das ist nicht weiter verwunderlich, handelt es sich doch um eine schwächere Bildung, die wegen der allgemein starken Abtragungsvorgänge des Mittelwürms nur selten erhalten geblieben ist (vgl. BIBUS 1980: 171).

Lohner Boden

Entsprechend dem unterschiedlichen Ausgangsmaterial kommt der Lohner Boden grob gesehen in zwei Varianten vor: einmal in einer Ausprägung, wie sie von SCHÖNHALS & SEMMEL (1964), SEMMEL (1968), ROHDENBURG & MEYER (1979) und BIBUS (1980) als typisch beschrieben wurde¹¹⁰⁾, nämlich als blaßbrauner bis gelblichbrauner Lehm mit Rostflecken und feinblättrigem Gefüge, teilweise humos, wenn unveränderter Löß als Ausgangsmaterial zur Verfügung stand. In diesem Fall ist beim Lohner Boden nur mit einer geringfügigen Erhöhung des T-Gehaltes gegenüber dem Rohlöß zu rechnen. Auch die Entkalkung in den primär kalkreichen Lössen des zentralen Mainfrankens war häufig nicht vollständig (vgl. Holzkirchhausen II, Laudenbach III, Kitzingen, Marktbreit).

In der zweiten Ausprägung zeigt der Lohner Boden intensiv bräunliche Färbung und subpolyedrisches bis grobsubpolyedrisches Gefüge: dann nämlich, wenn er umgelagerte Bodensedimente überprägt. Dementsprechend können gelegentlich vorhandene Carbonatgehalte nur auf sekundäre Aufkalkung aus dem Hangenden zurückgehen. In den beiden Fällen, wo der Lohner Boden zweigeteilt ist (Holzkirchhausen II und Marktbreit), ist der untere Teil als brauner und der obere als mehr humoser Horizont entwickelt.

3.2.4 Jungwürm und Holozän

Der Beginn des Jungwürmabschnittes wird im allgemeinen durch eine vernäßte Umlagerungszone über dem Lohner Boden eingeleitet, die in kalkreichen Profilen bereits primär carbonathaltigen Löß enthält. Die Mischung von Verwitterungsmaterial des Bodens und neuzugeführtem Sediment ließ sich speziell anhand des vom Lohner Boden zum jüngeren Löß graduell zunehmenden Dolomit-Gehaltes nachweisen (vgl. Marktheidenfeld, Holzkirchhausen II, Estenfeld, Kitzingen). Da in keinem der bearbeiteten Profile der für die vernäßte Umlagerungszone zu Beginn des Jungwürms typische Rambacher Tuff (BRUNNACKER & HAHN 1978) sicher belegt werden konnte - im Profil Hösbach ist er allerdings mit großer Wahrscheinlichkeit zu vermuten -, war eine Abgrenzung zum E₁-Naßboden i.S. von SCHÖNHALS ET AL. (1964) nicht möglich. Sie wurde auch deshalb erschwert, weil die Umlagerungszone oft beträchtliche Mächtigkeit erreicht und der betreffende Naßboden, wenn er überhaupt vorhanden ist, generell nur schwach in Erscheinung tritt (vgl. BIBUS 1980: 189).

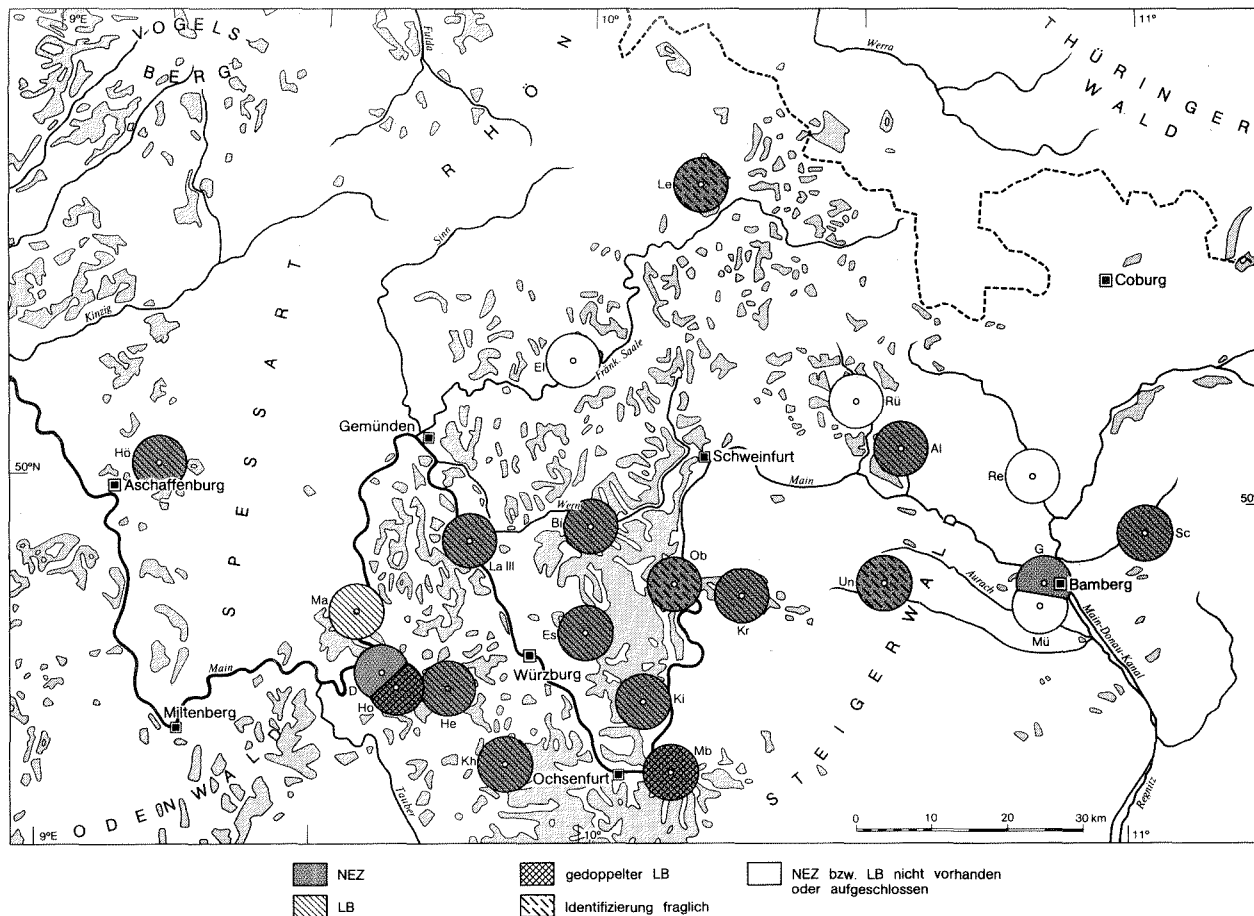


Abb. 40: Verbreitung von Niedereschbacher Zone und Lohner Boden des Mittelwürms im Arbeitsgebiet

E₂-Naßboden

Weiträumig verbreitet ist dagegen der E₂-Naßboden (vgl. Abb. 41) mit gut ausgeprägten Rostflecken (bis Ø 0.5 mm) oder - bei geeignetem Ausgangssubstrat - auch Rostbändern (vgl. Hösbach). Die Farbe entspricht der des jeweiligen Rohlösses mit einem Stich ins Gelbliche. Eine starke Bleichung, wie sie BIBUS (1980: 179, 189) für den betreffenden Horizont am unteren Mittelrhein beschreibt, war nicht zu beobachten. Die geringfügige Tonzunahme läßt auf kryoklastische Verlehmung schließen, für die auch das gegenüber den einrahmenden Horizonten erhöhte mU/gU-Verhältnis spricht. Der E₂-Naßboden weist häufig sowohl an der Ober-, wie auch an der Unterkante eine Erosionsdiskordanz auf.

Eltviller Tuff

Die stratigraphische Leitmarke des Eltviller Tuffs - die in den Lößprofilen des Rhein-Main- und des Mittelrhein-Gebietes zwischen dem E₃- und dem E₄-Naßboden liegt - wurde nur in Kitzingen (SEMMELE & STÄBLEIN 1971) und - vermutlich - in Kirchheim gefunden¹¹¹⁾

E₄-Naßboden

Der E₄-Naßboden¹¹²⁾ ist im Arbeitsgebiet weit weniger häufig anzutreffen als der E₂-Naßboden, was größtenteils auf die holozäne Bodenerosion zurückzuführen sein dürfte.

Kennzeichnend für diese Strate sind im Arbeitsgebiet geringere Pseudoverleyung, dafür aber eine stärker humose Ausbildung als beim E₂-Naßboden. Die unspezifische Verbreitung beider Naßböden über das gesamte Arbeitsgebiet zeigt, daß es sich nicht um längerdauernde Bodenbildungsphasen gehandelt hat, in denen sich lokal- oder regional-klimatische Differenzierungen auswirken konnten wie bei den Humuszonen des Altwürms.

Nach ROHDENBURG & MEYER könnte es sich um "...einstmals humusreichere A-Horizonte von mäßig bis deutlich feuchten Kältesteppeböden mit geringer Ton-Humus-Bindung..." handeln, wobei der Humus aber bereits weitgehend abgebaut ist (1979: 84). Aufgrund von Untersuchungen an Eiskeilen (ROHDENBURG 1979) schließen ROHDENBURG & MEYER Dauerfrostboden zur Bildungszeit in Oberflächen-nähe aus, halten dagegen eine Beeinflussung durch Wasserstau im Frühjahr über jahreszeitlichem Frostboden für möglich (ebd.).

Holozäner Boden

Ist schon die Abtragung oder Erhaltung des E₄-Naßbodens infolge seiner hohen stratigraphischen Position entscheidend von der seit der Inkulturnahme des Landes durch den Menschen einsetzenden Erosionsdynamik bestimmt, so gilt das in noch stärkerem Maße für die im Postglazial gebildete Parabraunerde, die in historischer Zeit größtenteils abgetragen wurde. In die Darstellung der Abb. 41 wurden alle noch auffindbaren Parabraunerdereste übernommen, so daß die ehemals flächendecken-

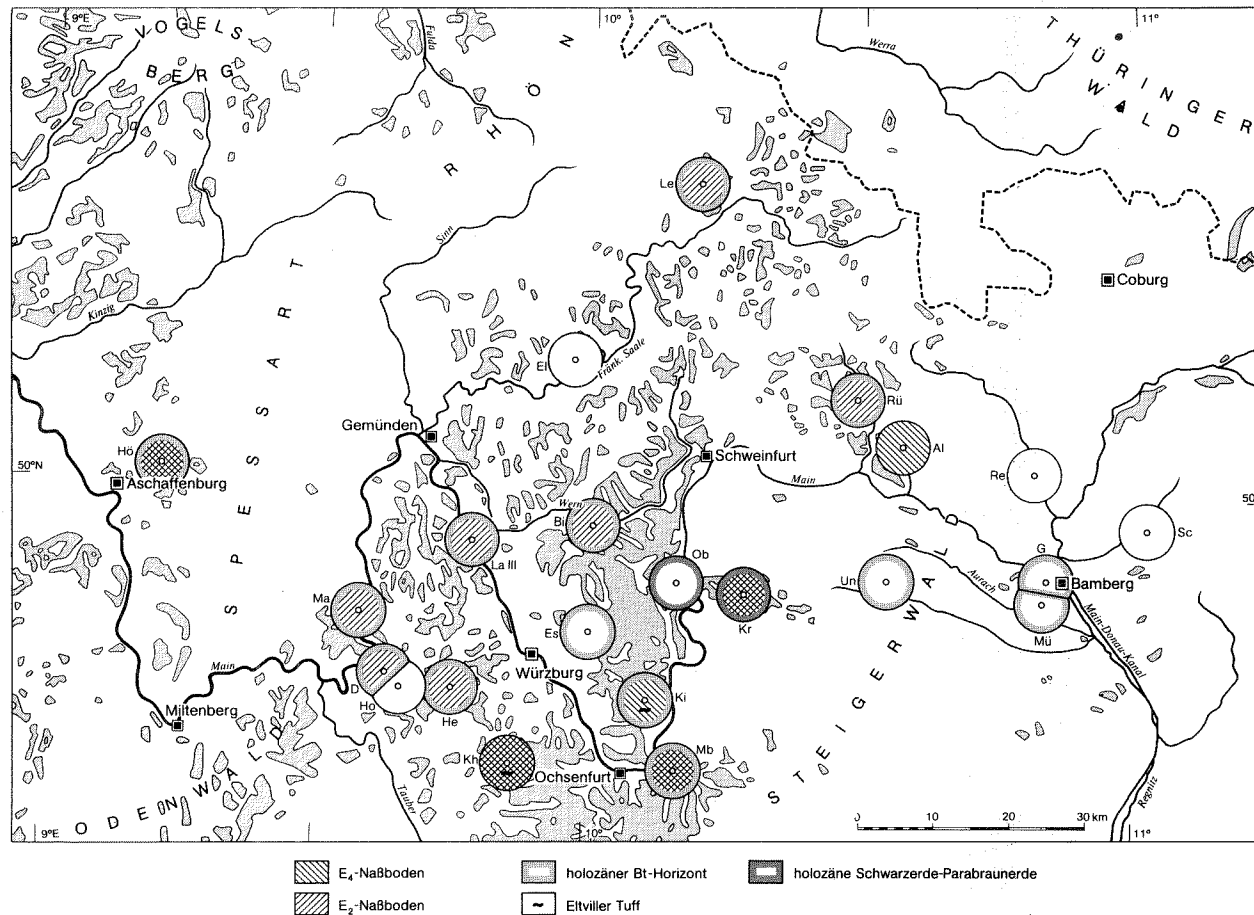


Abb. 41: Bildungen des Jungwürms und des Holozäns im Arbeitsgebiet

de Verbreitung herauskommt. Tatsächlich handelt es sich meist um nur noch wenige Dezimeter mächtige B_1 -Horizonte. An längeren Aufschlußwänden ist zu sehen, wie sie auf kurze Entfernung aussetzen und an anderer Stelle wieder auftauchen.

3.3 Die Sedimente

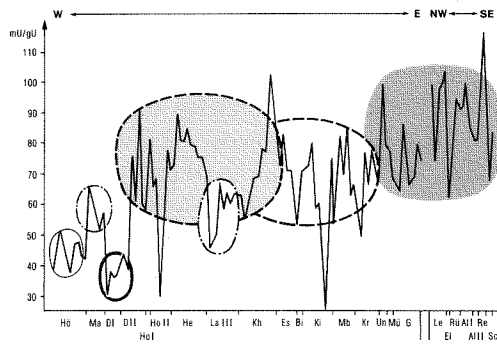
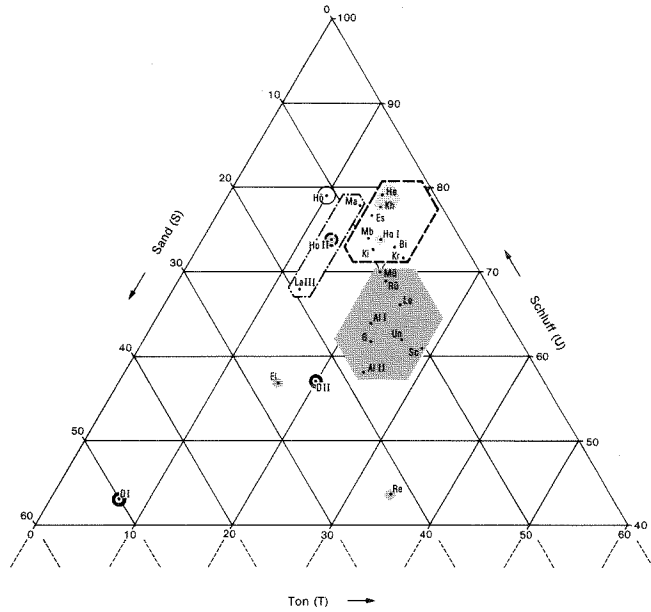
Die für die Beschreibung der stratigraphischen Abfolge sinnvolle Vorgehensweise vom älteren zum jüngeren entsprechend der Genese läßt sich bei der Sedimentdarstellung nicht durchhalten. Hier kommt es darauf an, die petrographischen Kennzeichen des - zumindest relativ - unveränderten Materials herauszuarbeiten, weil Verwitterung und Bodenbildung primäre Merkmale kaschieren können. Deshalb wird in den folgenden Abschnitten zunächst auf die Würm-Sedimente eingegangen, die diese Bedingung noch am ehesten erfüllen, und im Anschluß daran auf prähwürmzeitliche Sedimenttypen.

3.3.1 Korngrößen

Beil. 26 enthält für jedes Profil die durchschnittliche Korngrößenverteilung der Würm-Lösse, der Prä-Würm-Lösse und der B_1 -Horizonte¹¹³⁾. Im jeweils linken Teil der Einzeldarstellungen sind alle abgetrennten Fraktionen (T, fU, mU, gU, fS, mS, gS) aufgetragen und im rechten Teil T, Gesamt-U und Gesamt- S. Die Zweifachdarstellung in Histogrammform wurde deshalb gewählt, weil zum einen markante Unterschiede erst innerhalb der U- bzw. S-Fraktion erkennbar werden, gleichwohl aber deren Summen zusätzlich für die Ausgliederung von Faziesbereichen herangezogen werden müssen (vgl. auch Abb. 42). Um den horizontalen Fazieswechsel zu verdeutlichen, wurden die Einzelaufschlüsse wieder auf eine W-E- bzw. NW-SE-Achse projiziert und in der sich ergebenden Reihenfolge aufgetragen¹¹⁴⁾. Die Angabe des geologischen Umfeldes soll mögliche Abhängigkeiten veranschaulichen. Abb. 43 stellt dann den Versuch dar, auf der Grundlage des Profilvergleiches, wie er sich aus Beil. 26 und Abb. 42 ergibt, einzelne Faziesbezirke auszugliedern. Da die Übergänge zwischen den Faziesbereichen nicht sprunghaft, sondern gleitend sind, wird auf die Ziehung von Grenzlinien verzichtet.

3.3.1.1 Würm-Sedimente

Generell wird aus Beil. 26 ersichtlich, daß es zu einer Zunahme des Feinkornanteils von *W nach E* kommt: Während Hösbach als westlichstes Profil nur um 10 % T aufweist, erreicht er in Gaustadt fast 25 %. Aufschlüsse im Mittelbereich der Achse liegen zwischen 10 % - 15 %¹¹⁵⁾. Ein ähnliches, allerdings weniger signifikantes Verhalten zeigt der fU, der von knapp über 6 % in Hösbach auf etwa 10 % in Krautheim, Untersteinbach und Mühlendorf ansteigt. Der mU liegt in Hösbach wenig über 22 %, erreicht zwischen 22 % und 30 % im mittleren Teil des Arbeitsgebietes und pendelt sich im östlichen Randbereich wieder bei etwa 23 % -



- 1. Typischer Löss im Kristallin des Vorderen Spessarts
- 2. Löss auf Terrassen des Mains
- 3. Löss mit Flugsandbeimengung
- a 4. Löss im Muschelkalk (a) und Lettenkeuper (b) der zentralen Mainfränkischen Platten
- 5. Löss in der tonigen und sandigen Fazies des Oberen Buntsandsteins, Mittleren Keupers und Lias im Fränkischen Keuper-Lias-Land und in der Südrhön

Abb. 42: Ausgliederung von Faziesbezirken auf der Grundlage granulometrischer Daten der Würm-Lösse

Abb. 42a: Die komplementären Größen T, U und S der Profile im Vergleich

Abb. 42b: Die mU/gU-Quotienten der Würm-Lösse dargestellt in einer W-E- bzw. NW-SE-Abfolge der Profile

26 % ein. Entsprechend sinkt allmählich der gU-Anteil von knapp 50 % in Hösbach über 37 % - 41 % im mittleren Bereich bis auf 26 % - 35 % in Gaustadt. Durch einen relativ höheren S-Anteil sind einmal die beiden von Flugsand beeinflussten Profile Dertingen I und II gekennzeichnet; ob zu dieser Gruppe auch Holzkirchhausen II zu rechnen ist, läßt sich nicht sicher sagen, da hier in unmittelbarer Nähe als möglicher Sandlieferant der Plattensandstein des Oberen Buntsandsteins ansteht. Weiterhin hebt sich Laudenbach III als Profil in Terrassenlage ab und genauso die Profile mit Keuperumfeld im E.

Betrachtet man zum Vergleich die *NW-SE-Achse*, dann sind zwischen den einzelnen Profilen keine besonderen Unterschiede feststellbar: Der T-Gehalt liegt bis auf Elfershausen durchwegs über 20 %, im Lias-Vorland der Fränkischen Alb sogar dicht unter 30 %. Außerdem fällt gegenüber den Profilen der *W-E-Achse* auf, daß die Treppung zwischen mU und gU sehr viel enger ausfällt (s.u.). Für alle Profile der *NW-SE-Achse* gilt, daß in ihrem Umfeld die tonige und/oder sandige Fazies des Oberen Buntsandsteins, Mittleren Keupers und des Lias ansteht. Die S-Anteile von Elfershausen lassen sich auf den am darübergelegenen Oberhang anstehenden Plattensandstein zurückführen, die von Altershausen auf die unmittelbar östlich aufragende Sandsteinkeuperstufe der Haßberge.

Trägt man die komplementären Größen T, U und S der Würm-Lössen in einem Dreiecksdiagramm auf (vgl. Abb. 42a), dann lassen sich aufgrund der Sedimentverwandtschaft Faziesbezirke ausgliedern, die zum einen die oben vorgestellten Regelmäßigkeiten bezüglich der Veränderung der Korngrößenzusammensetzung wiedergeben, zugleich aber auch in Abhängigkeit von der geologisch-petrographischen Umgebung gesehen werden können.

Diese Aussage läßt sich durch die Darstellung der *mU/gU*-Quotienten untermauern (vgl. Abb. 42b¹¹⁶⁾). Die ausgegliederten Bereiche in Abb. 42a zeigen in den Verhältnismessungen z.T. sogar erhebliche Unterschiede und erlauben ebenfalls, eine Beziehung zum geologischen Umfeld herzustellen. Demnach ergeben sich fünf durch ihre Korngrößenzusammensetzung und ihre spezifischen *mU/gU*-Verhältnisse gekennzeichneten Faziesbezirke (Abb. 43):

1. *Typischer Löß im Kristallin des Vorderen Spessarts*

Stellvertretend für diesen Bereich steht Hösbach mit hohem U-Anteil und einem niedrigen *mU/gU*-Verhältniswert. Über die Aschaffsenke besteht für dieses Gebiet bereits eine direkte Verbindung zu Untermainebene, Wetterau und Ried, also dem von den Terrassenablagerungen des Mains und des Rheins beherrschten Rhein-Main-Tiefland. Die Hösbacher Sedimente kommen deshalb den typischen Rhein-Lössen am nächsten, so daß Hösbach zum "Eichprofil" für das Arbeitsgebiet wird.

2. *Löß auf Terrassen des Mains*

Marktheidenfeld und Laudenbach III zeigen annähernd gleichen T-Gehalt. Der U-Anteil in Laudenbach III ist aufgrund des höheren S-Anteils unterrepräsentiert.

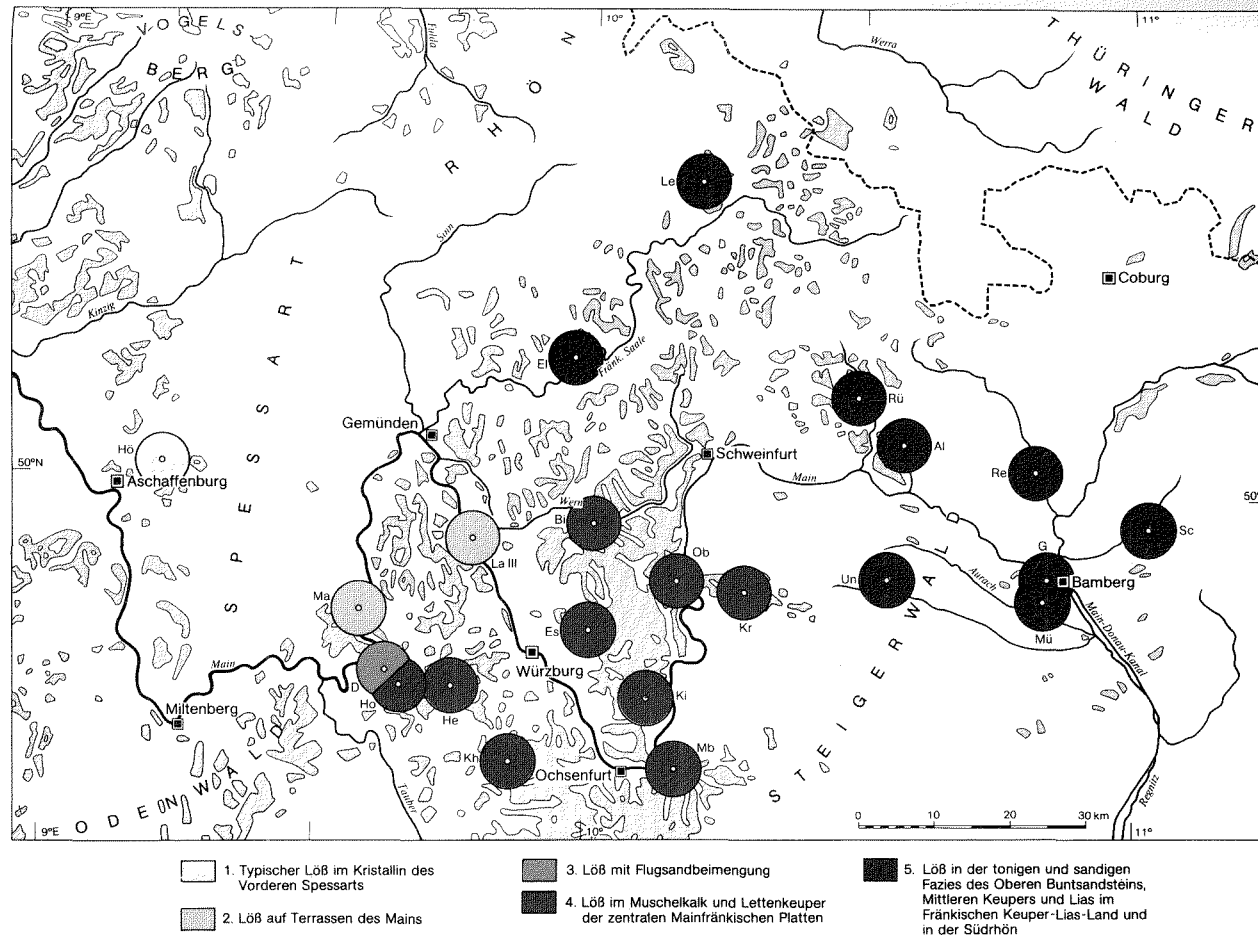


Abb. 43: Faziesbezirke der Würm-Löss im Arbeitsgebiet auf der Grundlage granulometrischer Daten

tiert. Beide Profile liegen im mU/gU -Verhältnis auf gleicher Ebene. Gemeinsames räumliches Kennzeichen ist ihre Nähe zum potentiellen Auswehungsgebiet des Mains.

3. *Löß mit Flugsandbeimengung*

Dertingen I zeigt beim mU/gU -Verhältnis ein Minimum gegenüber den anderen Profilen, wenn man von den Extremwerten einmal absieht. Entsprechend dem hohen S -Gehalt sind T und U stark reduziert. Dertingen II kann als Flugsand-beeinflußtes Profil noch mit in diese Gruppe eingeordnet werden (was verständlicher wird, wenn man den S -Anteil des Prä-Würm-Lösses berücksichtigt).

4. *Löß im Muschelkalk und Lettenkeuper der zentralen Mainfränkischen Platten*

Damit werden Lössе bezeichnet, die einerseits hohe U -Anteile zwischen 70 % - 80 % aufweisen wie die typischen Lössе, andererseits im T -Gehalt erheblich darüber liegen (16 % - 21 %). Zum zweiten heben sie sich durch ihr engeres mU/gU -Verhältnis klar von diesen ab. Auch innerhalb der Gruppe treten noch Unterschiede auf, die es m.E. rechtfertigen, eine Unterteilung entsprechend dem geologischen Umfeld vorzunehmen:

a) **Löß im Muschelkalkgebiet¹⁷⁾**

Die Lössе weisen einen höheren U - und geringeren T -Gehalt auf, gleichzeitig aber auch ein geringfügig engeres mU/gU -Verhältnis gegenüber der folgenden Untergruppe.

b) **Löß im Lettenkeupergebiet**

Die U -Gehalte liegen etwa 5 % niedriger als bei 4.a), die T -Gehalte bis zum gleichen Betrag darüber. Beim mU/gU -Verhältnis ist tendenziell eine Abnahme zu verzeichnen.

5. *Löß in der tonigen und/oder sandigen Fazies des Oberen Buntsandsteins, des Mittleren Keupers und des Lias im Fränkischen Keuper-Lias-Land und in der Südrhön*

Die Sedimente sind charakterisiert durch Gehalte an T zwischen 20 % und 30 %, U zwischen 60 % und 70 % und S ab 10 % aufwärts. Die Mehrzahl der mU/gU -Werte liegt über Werten des restlichen Arbeitsgebietes.

Als Fazit kann man für die Würm-Lössе festhalten, daß sich auf granulometrischer Basis fünf Bezirke ausgrenzen lassen, die eine deutliche Abhängigkeit vom geologischen Umfeld aufweisen.

3.3.1.2 Prä-Würm-Sedimente

Die vertikale Differenzierung dieser Ablagerungen wird - wie nicht anders zu erwarten - von der Intensität der abgelaufenen Verwitterung bestimmt. Im "Eichprofil" Hösbach z.B. kommt deutlich heraus, daß zwar der U -Gehalt in den älteren Lössen und erst recht in den B_t -Horizonten ab- und der T -Gehalt parallel zunimmt, der Charakter der Treppung der Histogrammsäulen im U aber prinzipiell erhalten

bleibt. Gleiches gilt für den Löß auf den Mainterrassen, also Marktheidenfeld und Laudenbach III. Bei den Profilen auf den Mainfränkischen Platten tritt eine Veränderung des Treppungscharakters unter Verwitterungseinfluß auf, d.h. der Abstand zwischen mU - und gU -Säule ist verkürzt. Gegenüber dem typischen Löß ist der T -Gehalt immens erhöht und erreicht stellenweise über 40 % in den B_t -Horizonten. Die Veränderung des mU/gU -Verhältnisses zugunsten des mU tritt speziell im östlichen Randbereich auf. Dazu sei zusätzlich auf die Ergebnisse der früheren Untersuchung in Gaustadt verwiesen (vgl. RÖSNER 1980, 1982), bei der noch der komplette, ältere Sedimentstapel beprobt werden konnte. Bereits damals wurde auf das enge mU/gU -Verhältnis aufmerksam gemacht, das in den ältesten Ablagerungen bis zum mU -Maximum "umgekippt" war. Auch Lebenhan zeigt in vielen Proben der älteren Sedimentkomplexe ein mU -Maximum. Wie bereits in den Kapiteln 2.9.3 und 2.18.4 ausgeführt, ist die Erklärung dafür darin zu suchen, daß das mU/gU -Verhältnis in den älteren Ablagerungen schon primär enger war und sich dann bei Verwitterung, die zuerst den gU abbaut, umkehrte. Das deutet auf bereits primär feinkörnigere Sedimente hin und kann als Argument für eine geringe Fern- und eine entsprechend hohe Lokalmaterialkomponente gewertet werden. Der Windsaigerung als möglicher Ursache für den hohen Feinkornanteil kommt dagegen offenbar keine große Rolle zu, da sich auch schwermineralogisch und durch den wechselnden Carbonatgehalt Hinweise auf lokales Material ergeben.

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß die vertikale Differenzierung der älteren Lössе auf Verwitterungsvorgänge zurückgeführt werden kann und deshalb die Abgrenzung in Faziesbezirke, wie sie für die Würm-Lössе durchgeführt wurde, auch auf die entsprechenden älteren Sedimente übertragbar ist (vgl. Abb. 44).

3.3.2 Quarz/Feldspat- und Kalifeldspat/Plagioklas-Verhältnisse

In Abb. 44 sind für jedes bearbeitete Profil sämtliche Qu/F - und KF/Pl -Verhältnisse eingetragen. Die Aufteilung in bestimmte Sedimenttypen entspricht der, die auch für die Gesamtdarstellung von Korngrößen- und Schwermineralverteilung verwendet wurde (vgl. Tab. 9).

Qu/F-Verhältnis

Betrachtet man jeweils die Gesamtprobenmenge, so kann als gemeinsames Merkmal eine Untergrenze bei etwa 2 ausgemacht werden, der Quarz-Anteil ist also generell mindestens doppelt so hoch wie der der Feldspäte. Die Obergrenze der Qu/F -Verhältnisswerte variiert dagegen beträchtlich. Am einheitlichsten erscheint sie in Estenfeld, Binsbach, Kitzingen, Marktbreit und Krautheim, wo sie bei etwa 5 gezogen werden kann. Diese Profile liegen im Lettenkeuper oder generell im Muschelkalk/Keuper-Übergangsbereich. In allen anderen Fällen zeichnet sich entweder eine etwas höhere Position der Obergrenze ab oder eine Begrenzung nach oben ist wegen der starken Streuung innerhalb der Profile nicht möglich (Hösbach,

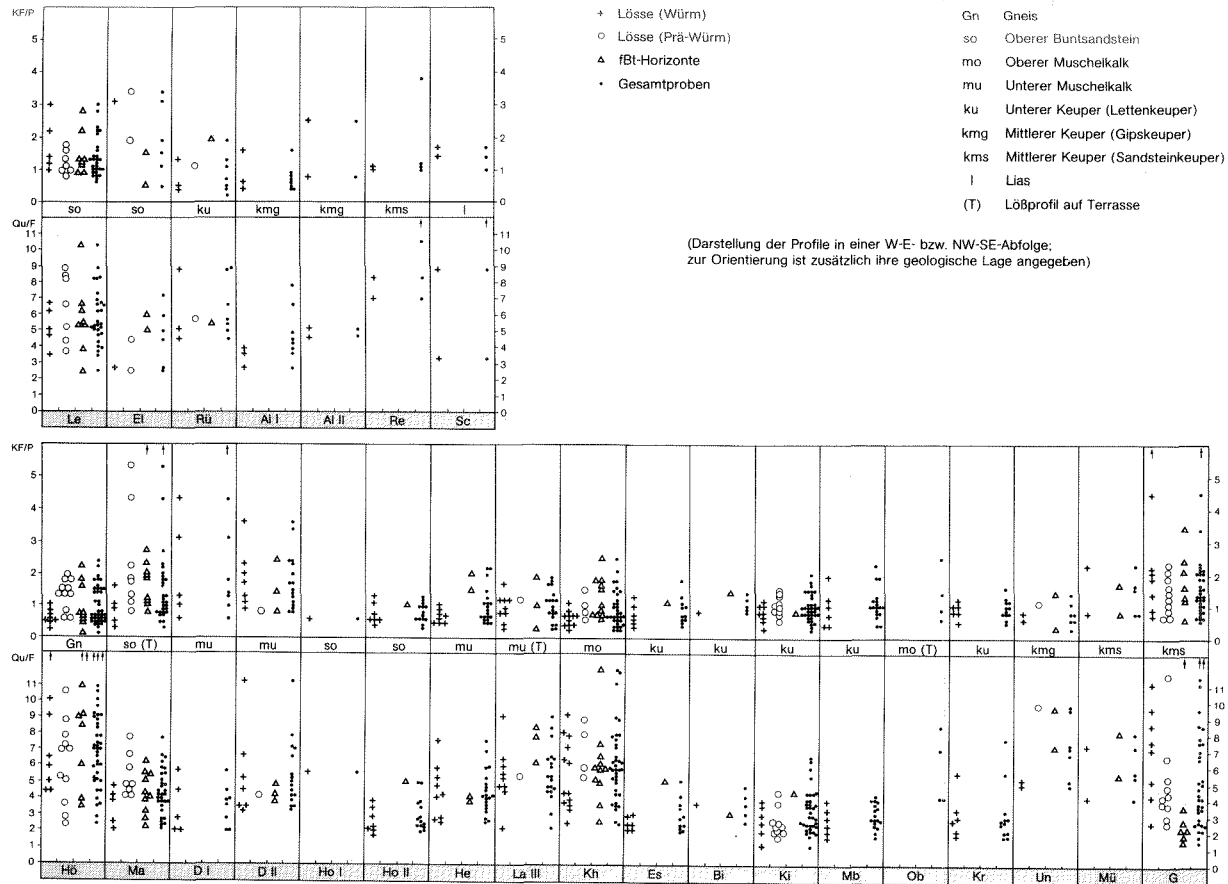


Abb. 44: Quarz/Feldspat- und Kalifeldspat/Plagioklas-Quotienten bestimmter Sedimenttypen im Profilvergleich (Darstellung der Profile in einer W-E bzw. NW-SE-Abfolge; zur Orientierung ist zusätzlich ihre geologische Lage angegeben)

Kirchheim, Laudenschbach III). Gemeinsam ist diesen Sedimenten, daß sie entweder primär schon einen höheren S-Anteil als potentiellen Quarz-Lieferanten enthalten - sei es durch Einspülung aus der unmittelbaren Nachbarschaft wie z.B. in Gaustadt oder durch Flugsandbeimengung wie in Dertingen - oder sie liegen noch im Einflußbereich einer sandigen Fazies des in der Nähe austreichenden Gesteins (z.B. des Buntsandsteins bei Hösbach, Marktheidenfeld, Lebenhan und Elfershausen oder Sandsteinen des Mittleren Keupers bei den Profilen im E).

Das bedeutet, daß sich der Quarz-Anteil hier nicht nur aus eingeschwemmtem oder gelisolifluidal eingearbeitetem Material rekrutieren kann, sondern auch aus *eingewehtem* Substrat der näheren Nachbarschaft. Das ist um so wahrscheinlicher, als in primär sandarmen Profilen der höhere Quarz-Anteil logischerweise den für äolischen Transport typischen Fraktionen $< 63 \mu\text{m}$ zuzuschreiben ist, die ja durch die Untersuchung der kompletten Feinerde $< 2000 \mu\text{m}$ sämtlich erfaßt sind. Bei einem einheitlichen, weit entfernt liegenden Liefergebiet dürften solche Unterschiede der Qu/F-Quotienten nicht auftreten, weshalb das Verhalten der Qu/F-Parameter als zusätzlicher Hinweis auf starke (teilweise überwiegende) lokale Materialherkunft gewertet werden kann.

KF/Pl-Verhältnis

Die Streuung der Werte scheint insgesamt gesehen geringer als bei den Qu/F-Quotienten zu sein. Eine deutliche Konzentration im Bereich < 1 zeigt nur Hösbach, wo der höhere Plagioklas-Anteil gegenüber dem Kalifeldspat mit Beimengungen aus den Hornblende-Plagioklas-Gneisen des Spessarts in Verbindung gebracht werden kann (vgl. Kap. 2.1.3). Im Profil Gaustadt, im östlichen Randbereich, überwiegt deutlich der Kalifeldspat.

Weder bei den Qu/F- noch bei den KF/Pl-Verhältnissen ist eine signifikante Abhängigkeit von Verwitterung und Bodenbildung erkennbar: Die Verhältniswerte der Lößproben liegen häufig höher oder gleichhoch wie die Werte von Proben aus B₁-Horizonten. Eine Funktion als Verwitterungsindex kommt den Quotienten demnach nicht zu. Im Gegenteil: Wie bei der Darstellung der Einzelprofile mehrfach gezeigt werden konnte, treten auch innerhalb homogen erscheinender Horizonte große Werte-Sprünge auf.

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß zwischen den einzelnen Profilen Unterschiede in den Qu/F- und KF/Pl-Quotienten bestehen, die als Hinweis auf eine erhebliche lokale Materialkomponente gewertet werden können. Für eine genauere Faziesdifferenzierung innerhalb des Arbeitsgebietes streuen die Werte zu stark. Es ließe sich allenfalls eine sehr grobe Einteilung folgender Art vornehmen:

- a) westlicher Bereich mit stark streuenden und relativ hohen Qu/F- und unter 1 konzentrierten KF/Pl-Werten,

- b) mittlerer Bereich mit Qu/F-Werten zwischen 2 - 5 , z.T. 2 - 6 (Ausnahmen: La III, Kh), KF/Pl-Verhältnisse meist unter 1, jedoch etwas höher als im W,
- c) östlicher und nördlicher Randbereich mit allgemein höheren, stärker streuenden Qu/F- und KF/Pl-Werten.

Hinweise auf verwitterungsspezifisches Verhalten ergaben sich nicht. Die z.T. erheblichen Wertesprünge in einzelnen Horizonten werden als sedimentäre Inhomogenität interpretiert.

3.3.3 Carbonat

Prinzipiell sind nur die Würm-Sedimente noch carbonathaltig. Einzige Ausnahme bilden die Reiß-Löss in Kitzingen. Sonst ist Kalk in älteren Ablagerungen nur noch in Spuren vorhanden.

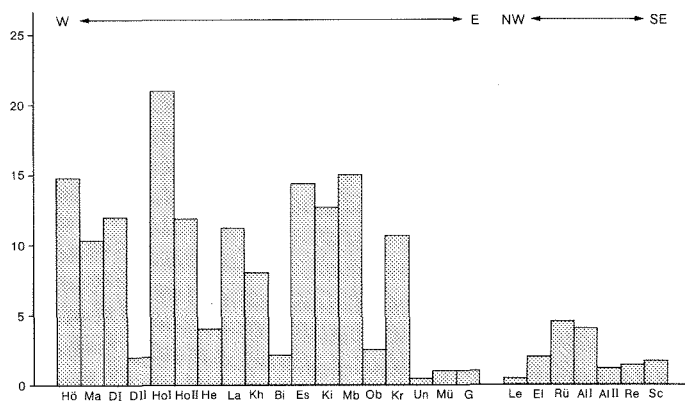


Abb. 45: Durchschnittlicher Gesamtcarbonatgehalt der Würm-Lößsedimente in den Profilen

Für eine räumliche Differenzierung wurde die Summe der Carbonatgehalte aller Proben aus dem Würm-Abschnitt jedes Profils durch die Zahl der Proben geteilt und so ein Durchschnitt gebildet, um die Unterschiede zwischen den einzelnen Horizonten infolge Carbonatabfuhr bzw. sekundärer Anreicherung zu egalisieren (vgl. Abb. 45). Stellt man diese Werte nebeneinander, so wird deutlich, daß die Lössen im nördlichen und östlichen Randbereich sehr kalkarm oder gar kalkfrei sind. Lediglich Rügheim und Altershausen I enthalten mehr Kalk, bleiben im Schnitt aber auch unter 5 %. Den höchsten durchschnittlichen Carbonatgehalt - abgesehen von dem Extremwert aus Holzkirchhausen I, der auf eine Einzelprobe (304: 20.8 %) zurückgeht und deshalb bei der weiteren Betrachtung unberücksichtigt bleibt - erreicht Marktbreit mit 14.9 %, den zweithöchsten Hösbach mit 14.6 %. Die Sedimente im E-Teil der Mainfränkischen Platten (Estenfeld, Kitzingen,

Marktbreit) enthalten 12.8 % - 14.9 %, während für die des W-Teils nur noch maximal 12 %, meist jedoch weniger errechnet wurde.

Vergleicht man die Carbonatgehalte der würmzeitlichen Lössе und ihrer Derivate mit dem Anteil der Kalkgerölle in den jungquartären Ablagerungen des Mains nach den Angaben von SPOERER (1980), dann läßt sich folgender Zusammenhang erkennen (vgl. Abb. 46):

Im oberen Maintal treten Gerölle des Malms auf, der im unmittelbaren Einzugsbereich ansteht (vgl. SPOERER 1980: 35). Auf dem Laufstück von Maindreieck und -viereck sind es Muschelkalk-Gerölle, die mechanisch sehr widerstandsfähig sind (vgl. ebd.: 42 f.). Aus dem Jura sind dagegen in der Würzburger Gegend nur noch Hornsteine zu finden, alle anderen Gerölle sind bereits ausgemerzt (vgl. ebd.: 86). D.h., daß die Malmkalke auf dem Laufstück bis Schweinfurt aufgearbeitet wurden, während die Muschelkalke etwa ab Miltenberg nicht mehr vorkommen. Das wiederum bedeutet aber, daß das meiste kalkhaltige Material auch in Schluff-Größe nur auf Strecken zur Ausblasung bereitgestellt wurde, die auch Kalkgerölle führten, denn nach Spoerer (1980: 93) fand eine Verschleppung des Kalkes in den feineren Fraktionen talabwärts, über den Einzugsbereich der Kalkgerölle hinaus, kaum statt. So erklärt sich - Hauptwindrichtungen aus W, NW und SW vorausgesetzt (vgl. Kap. 1.4.3) - die Kongruenz zwischen

- a) höchstem Kalkgeröll-Anteil auf der Laufstrecke zwischen Volkach und Gemünden und dem relativ höchsten Kalkgehalt im Lößgebiet der östlichen Mainfränkischen Platten,
- b) geringerem Kalkgeröll-Anteil auf der Laufstrecke zwischen Gemünden und Miltenberg und relativ niedrigerem Kalkgehalt im Lößgebiet der westlichen Mainfränkischen Platten,
- c) niedrigem Kalkgeröll-Anteil auf dem obermainischen Laufstück und dem niedrigsten Kalkgehalt in diesen Profilen. Eine zusätzliche Anlieferung durch nordwestliche und südwestliche, über kalkführende Schotter streichende Winde, wie sie für die Mainfränkischen Platten bei der mehrfach großräumig wechselnden Laufrichtung des Mains in Frage käme, kann hier keine Rolle gespielt haben. Die Kalkfreiheit bzw. Kalkarmut der Profile Lebenhan und Elfershausen unterstreichen das noch.

Die sehr kalkreichen Ablagerungen von Hösbach konnten zwar aus dem Abrieb der Muschelkalk-Gerölle des Mains kein Material mehr beziehen, liegen aber bereits im Einzugsbereich des Rhein-Main-Tieflandes und wurden von dort mit kalkhaltigem Material beliefert.

Die aufgestellten Beziehungen müssen allerdings unter der Einschränkung gesehen werden, daß sich die Untersuchungen von SPOERER (1980) nur auf jungquartäre Ablagerungen beziehen. Es kann jedoch davon ausgegangen werden, daß die

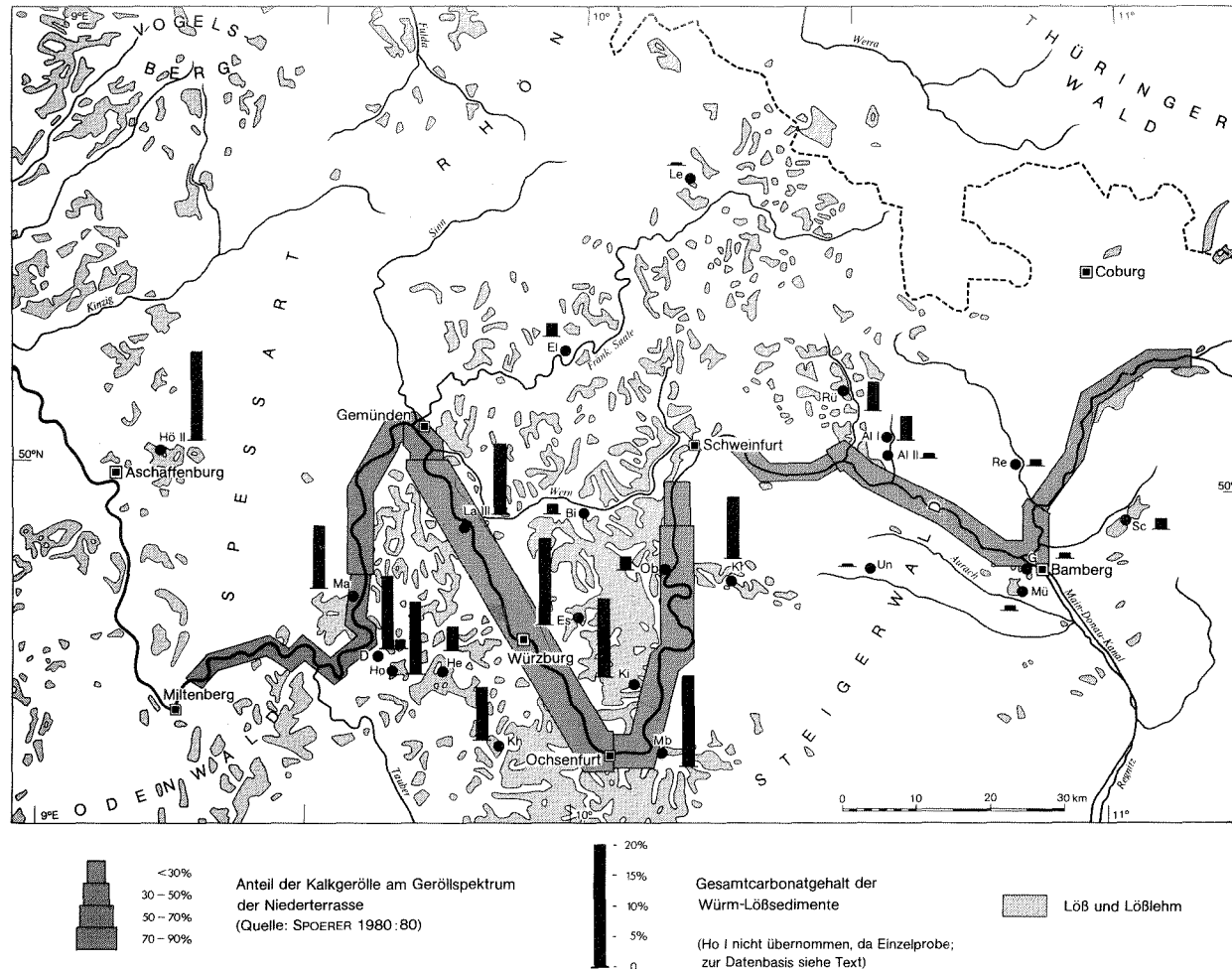


Abb. 46: Gesamtcarbonatgehalt der Würm-Lösssedimente und der Anteil der Kalkgerölle (nach den Angaben von SPOERER 1980) in den jungquartären Ablagerungen des Mains

Zusammensetzung der Schotter auf den älteren Terrassen, den Hauptausblasungsflächen, nicht wesentlich von der jüngeren abwich. Auch wenn Abb. 46 die räumliche Anordnung bestimmter Wertegruppen nur grob zu zeigen vermag, so unterstützt sie doch die Vorstellung von der Abhängigkeit der Lösssedimente von den Flußablagerungen in deren engerem Vorland.

In diesem Zusammenhang sei noch darauf hingewiesen, daß sich eine Abhängigkeit zwischen Kalkgehalt und Korngrößen, wie sie BRUNNACKER (1957a), MENG-DEN (1981) und zuletzt TILLMANNS & BRUNNACKER (1987) aufstellten, im eigenen Untersuchungsgebiet nicht nachweisen läßt.

Nach TILLMANNS & BRUNNACKER (1987: 47) soll bis zu einem gewissen Grad gezeigt werden können, daß ein Anwachsen des Carbonatgehaltes im Löß mit einer feineren Körnung und einer schlechteren Sortierung einhergehe.

Im Gegensatz hierzu zeigen gerade die generell feinkörnigeren Sedimente im östlichen und nördlichen Randbereich gerade die geringsten Carbonatgehalte, was sicher als zusätzlicher Hinweis auf die Abhängigkeit der Sedimentpetrographie vom - in diesem Fall carbonatarmen und feinkörnigen - unmittelbaren geologischen Umfeld gewertet werden muß.

Auf einen räumlichen Vergleich des Dolomit-Gehaltes wurde verzichtet, da er nicht für alle Profile bestimmbar war (vgl. Kap. 1.5.2.3).

3.3.4 Schwerminerale

Um eine horizontale Differenzierung der Schwermineralassoziationen im Arbeitsgebiet vornehmen zu können, wurden für die Gruppe der Würm-Lösse und der Prä-Würm-Sedimente jeweils Durchschnittswerte (vgl. Tab. 13) errechnet und dann in Histogrammform in der üblichen Profilabfolge nebeneinandergestellt (vgl. Beil. 27). Im älteren Abschnitt wurde auf eine Unterscheidung zwischen B_t-Horizont und Ausgangsmaterial verzichtet, da die Probenbasis zu gering geworden wäre¹¹⁸⁾. Ferner hat die Auswertung der Einzelprofile ergeben, daß auch die nicht in Bodenbildungen einbezogenen Prä-Würm-Lösse schon einen Verwitterungsgrad aufweisen, der sie deutlich von den Würm-Lössen abhebt, die beabsichtigte Darstellung der Differenzen zwischen verwitterten und unverwitterten Sedimenten also auch bei einer Zusammenfassung von B_t-Horizont und Ausgangsmaterial möglich wird¹¹⁹⁾.

3.3.4.1 Prä-Würm-Sedimente

Der Vergleich der Schwermineralführung von Profilen, in denen auch ältere Lössе und/oder der Eemboden erfaßt sind, zeigt teilweise eine massive Abnahme der instabilen Schwerminerale (i.S. von WEYL 1950, 1952) Epidot, grüne Hornblende und Granat zugunsten der stabilen Gruppe aus Zirkon, Rutil und Turmalin. Die stärkste Reduzierung erfährt die grüne Hornblende, die generell als sehr verwitterte

rungsanfällig gilt (vgl. WEYL 1950,1952, BOENIGK 1983 u.a.). Danach folgen Epidot und Granat.

Weiterhin geht aus Beil. 27 hervor, daß der höhere Verwitterungsgrad der Prä-Würm-Sedimente mit einer Zunahme der opaken Minerale gleichläuft. Während WEYL (1952: 31) darin eine relative Anreicherung verwitterungsbeständiger Erze sieht, lehnt VALETON (1953; zit. nach BOENIGK 1983) den Anteil opaker Minerale als Verwitterungsanzeiger ab und auch BOENIGK (1983) erkennt keinen signifikanten Zusammenhang zwischen Verwitterung und gestiegenem Anteil der Opaken.

Trotz der absoluten Zunahme der Stablen-Gruppe in den Prä-Würm-Sedimenten ändert sich deren gegenseitiges Verhältnis nicht (einzige Ausnahme: Gaustadt). Somit ist eine Bedingung erfüllt, die VAN ANDEL & WEYL (1952) und WEYL (1953) als Kriterien für Verwitterungsprofile genannt haben.

Insgesamt gesehen ergibt die vertikale Differenzierung eine deutliche Abhängigkeit des Schwermineralspektrums von Verwitterungseinflüssen.

3.3.4.2 Würm-Sedimente

Der Versuch einer horizontalen Faziesdifferenzierung auf schwermineralogischer Basis (Beil. 27 und Abb. 47 - 50) stützt sich nur auf die Würm-Lösse, für die eine größere Probenbasis zur Verfügung steht.

In Abb. 47 ist eine Gliederung nach dem Anteil der instabilen Schwerminerale an der Gesamtprobe vorgenommen. Damit können grob zwei Hauptgebiete umrissen werden: einmal ein Bezirk im nördlichen und östlichen Randbereich der Verbreitung innerhalb des Arbeitsgebietes mit einem höheren Anteil an stabilen Schwermineralen, zum zweiten das Lößgebiet auf den zentralen Mainfränkischen Platten und im westlichen Randbereich mit einem höheren Anteil an Instabilen. Ausnahmen stellen in dieser Gruppe das stark morphodynamisch beanspruchte Profil Dertingen II dar - hier ist mit aufgearbeitetem älteren Material zu rechnen - und das weiter vom Main entfernte Kirchheimer Profil. Das zeigt, daß in Profilen, die nicht im unmittelbaren Einflußbereich von Maindreieck und -viereck liegen - durch den besonderen Flußlauf standen flächenmäßig riesige Terrassenareale für die Auswehung zur Verfügung und das Relief bot den transportierenden Winden wenig Hindernisse - die typischen Lößminerale durch eine höhere Lokalkomponente zurückgedrängt wurden.

Ähnliches läßt sich aus Abb. 48 ableiten. Sie fußt auf dem prozentualen Anteil von Epidot, Hornblende und Granat an der Gruppe der Instabilen. Den höchsten Hornblende-Gehalt weisen Hösbach und die Sedimente der Mainfränkischen Platten auf. Hinzu kommen noch Elfershausen, Rügheim und Mühlendorf, während Helmstadt und Kirchheim aus diesem Gebiet auszugrenzen sind. Das Gebiet der Epidot-Vormacht deckt sich - bis auf Mühlendorf - im N und E mit dem durch

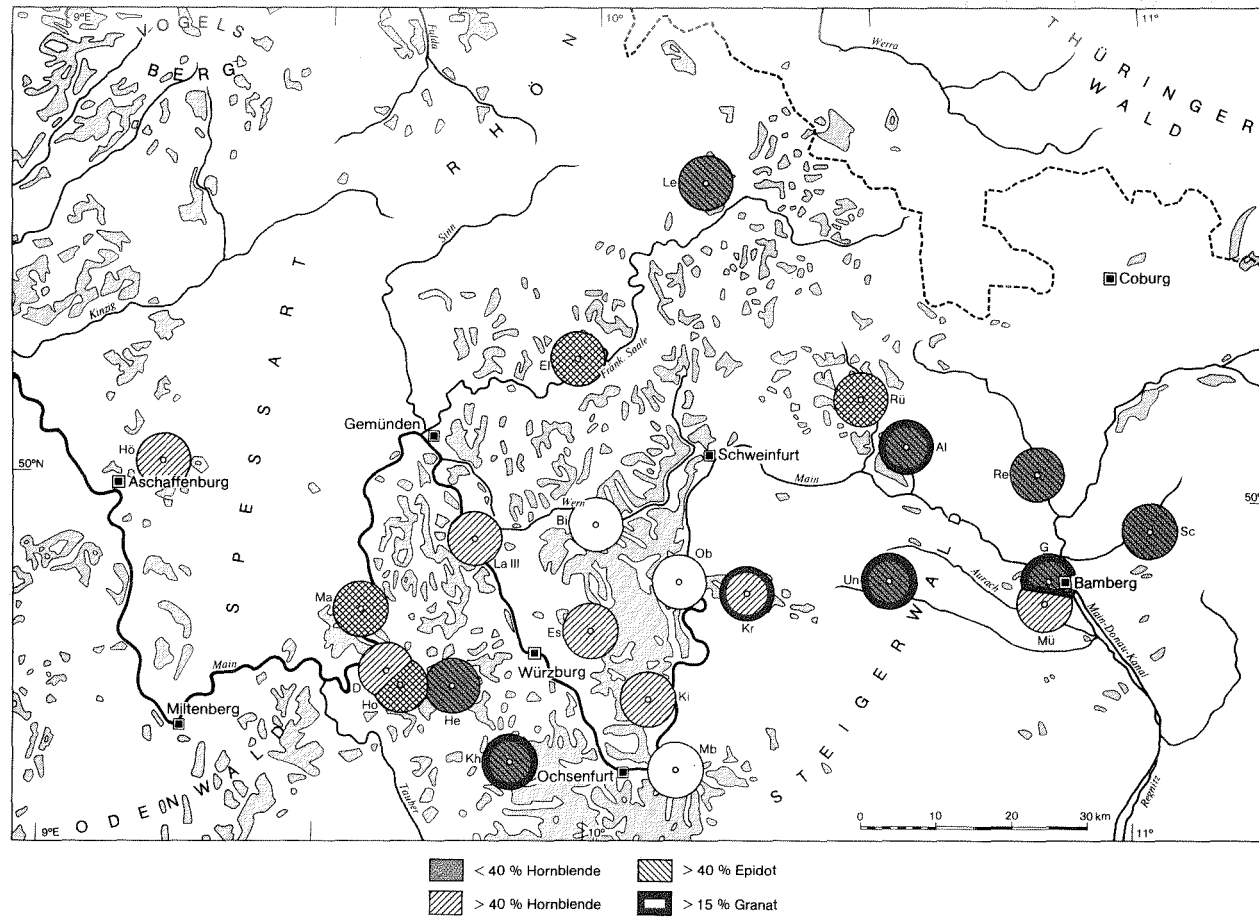


Abb. 48: Anteile von Epidot, grüner Hornblende und Granat an der Gruppe der instabilen Schwerminerale in den Würm-Lössen (weitere Angaben: Abb. 7)

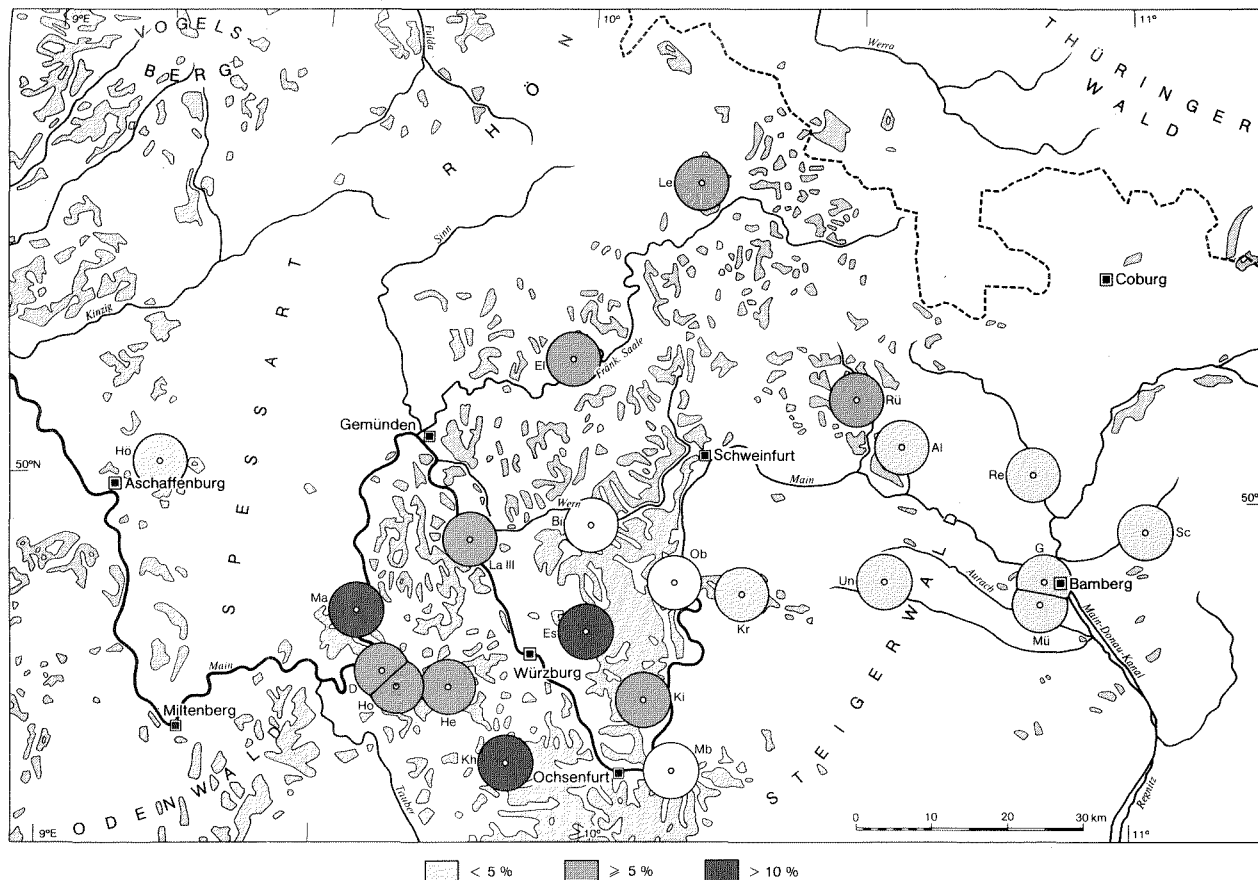


Abb. 49: Anteile vulkanischer Schwerminerale in altwürmzeitlichen Bildungen (Maximalwert) am Gesamtspektrum (weitere Angaben: Abb. 7)

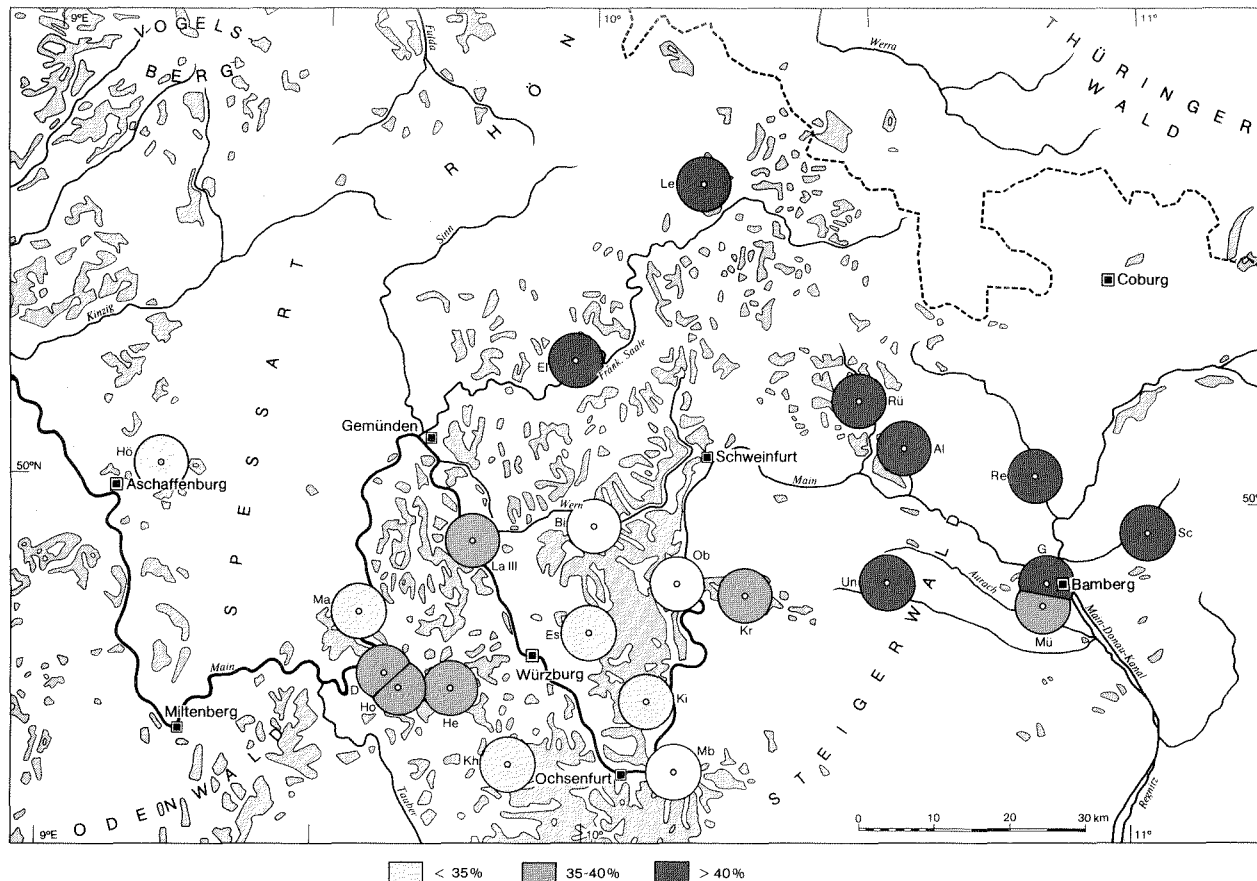


Abb. 50: Anteile opaker Minerale in den Würm-Lössen (weitere Angaben: Abb. 7)

geringeren Instabilen-Anteil gekennzeichneten Bereich (vgl. Abb. 47). Sie muß zum einen mit der hier noch höheren Epidot-Führung des Mains in Zusammenhang gebracht werden, die er aus dem Alten Gebirge mitbringt (vgl. VAN ANDEL 1950: 69, TILLMANN 1977: 78, SPOERER 1980: 74). Zum anderen ist sie wahrscheinlich mit relativer Anreicherung zu erklären, da die typische Fernkomponente, die Hornblende, hier bereits unterrepräsentiert ist. Ein zweites, kleineres Epidot-dominiertes Areal bilden die Profile im SW-Teil der zentralen Mainfränkischen Platten. Die Abgrenzung des Granat-Areals spiegelt den Einfluß des Sandsteineupers wieder, in dem er bis zu 80 % ausmachen kann (SPOERER 1980: 74). Das Profil Kirchheim erscheint hier wieder als Ausnahme.

Eine Differenzierung in einen nördlichen bzw. östlichen und einen zentralen bzw. westlichen Raum ergibt sich auch aus der Darstellung der Abb. 50. Sie zeigt die Anteile der opaken Minerale, die in östlicher und nördlicher Richtung deutlich zunehmen.

Schließlich scheint auch die Verteilung der vulkanischen Schwerminerale (vgl. Abb. 49) raumspezifisch zu sein, wenn sie auch ein anderes Bild ergibt. Da sich diese Minerale auf Bleichhorizont und Humuszone konzentrieren, wurde der Darstellung i.d.R. der jeweilige Maximalwert aus diesem Bereich zugrunde gelegt. Mit berücksichtigt wurden aber auch Werte aus umgelagerten Bt-Horizonten, da man wegen der relativen Instabilität der Klinopyroxene¹²⁰⁾ davon ausgehen kann, daß der vulkanische Anteil erst nach der Bodenbildung und während der Umlagerungsphase im Altwurm ins Sediment gelangte (vgl. Es, El). Größere Anteile vulkanischer Schwerminerale finden sich auf den Mainfränkischen Platten und in der Südrhön, geringe Anteile dagegen im W und im E des Arbeitsgebietes. Daraus ist auf eine Beeinflussung durch umgelagertes vulkanisches Material aus der Rhön zu schließen, das über die Sinn dem Main zugeführt und aus dessen Terrassen ausgeblasen wurde. Der sehr hohe Anteil von 31 % in Marktheidenfeld - also in unmittelbarer Nähe zum potentiellen Ausblasungsgebiet - unterstreicht das noch. Es ist jedoch bei den vulkanischen Schwermineralen auch mit einer Fernkomponente zu rechnen, die sich speziell im Altwurm ausgewirkt hat. Denn anders ist die allmähliche Abnahme der Vulkanischen in den stratigraphisch höheren Positionen der meisten Profile nicht zu erklären.

3.3.5. "Vulkanische Gläser"

Wie bereits in Kap. 1.5.2.5. ausführlich dargelegt, ging die mikroskopische Durchsicht der Proben auf ihren Gehalt an "vulkanischen Gläsern" von der Voraussetzung aus, daß sie eine Zeitmarke für das Altwurm darstellen. Im Verlauf der Untersuchungen hat sich aber herausgestellt, daß den "Gläsern" diese spezielle Funktion - nämlich als Altwurm-Indikator zu dienen - nicht zukommt, denn die "vulkanischen Gläser" wurden nicht nur unmittelbar über dem ersten fossilen Warmzeitboden, dem Eemboden, bzw. in der Altwurm-Humuszone gefunden, wie

ursprünglich erwartet, sondern auch in älteren Horizonten, die jedoch stratigraphisch stets den frühglazialen Profilabschnitt einer kaltzeitlichen Sedimentabfolge repräsentieren. Das bedeutet, daß ihr stratigraphischer Wert nicht verloren gegangen ist, sondern sich nur gewandelt hat: Wie Abb. 51 zeigt, treten in durchgehend beprobten und untersuchten Sedimentkomplexen verschiedenen Alters (vgl. hierzu auch die Darstellungen zu den einzelnen Profilen) die meisten "Gläser" in den Bleichhorizonten über den interglazialen Bodenresten oder in vergleichbaren Bildungen dieser Position auf. Die geringen Anteile, die stellenweise noch im Hangenden und Liegenden zu verzeichnen sind, gehen auf sekundäre Einarbeitung zurück, was besonders im Profil Hösbach und Dertingen II nachvollziehbar ist.

Die Vermutung, daß das Vorkommen als Neubildung im Zuge der Pseudovergleyung aufzufassen sein könnte, scheidet eindeutig aus, da das Material nach BLEICH⁽¹²¹⁾ sowohl in Mooren Oberschwabens und der Schweiz als auch in nicht pseudovergleyten Schuttprofilen gefunden wurde. Das Verteilungsmuster läßt sich auch nicht dadurch erklären, daß die Partikel primär im Sediment vorhanden gewesen sein könnten - also während der Lößbildung mit verweht worden wären - und anschließend infolge pedogenetischer Prozesse in den Verwitterungshorizonten (z.B. B₁-Horizonten) zerstört worden wären und deshalb nur noch in nicht verwitterten Zonen erhalten sind. Denn wenn dem so wäre, dann müßte man sie ja auch in unverwitterten Lössen zwischen den älteren, frühglazialen Sedimentabschnitten und den hangenden Bodenbildungen finden. Nach BLEICH⁽¹²²⁾ ist das aber in Profilen mit mächtigen, unveränderten Lößpaketen nie zu beobachten gewesen.

Im mainfränkischen Raum ist die klare Trennung - jeweils frühglaziale Sedimente mit, jüngere Sedimente ohne "vulkanische Gläser" - nicht immer zu ziehen, was aber leicht dadurch erklärbar ist, daß man es hier fast ausschließlich mit verkürzten Profilen zu tun hat, d.h. es gibt keine mächtigen, unverwitterten und unverlagerten Sedimentpakete zwischen den interglazialen Böden wie es z.B. in den Lössen des Oberrheingebietes der Fall ist. Demzufolge kann es auch keine mächtige, absolut "Gläser"-freie Zone geben.

Aus der Tatsache, daß die "vulkanischen Gläser" in unverwitterten Lössen nicht primär auftreten, ist daher zu schließen, daß das Material keinesfalls während der Hochphase der Lößbildung mit verweht worden sein kann. Es gelangte während eines sehr frühen Zeitpunkts der Kaltzeit, möglicherweise auch noch während einer Übergangsphase von Warm- zu Kaltzeit in das Sediment. In jedem Fall handelt es sich bei den "vulkanischen Gläsern" um Anzeiger frühkaltzeitlicher Klimaphasen.

Da das Mineralgemisch eindeutig vulkanische Elemente enthält (vgl. Kap. 1.5.2.5), sollte man noch auf Beobachtungen aus anderen Gebieten aufmerksam machen:

Bei schwermineralogischen Untersuchungen an den Prä-Würm-Lössen in Rheindahlen/Niederrheinische Bucht ließ sich "... eine Häufung des vulkanischen Geschehens im Mittelpleistozän und darin wiederum im Zusammenhang mit den Interglazialen und deren Übergangszeiten erkennen...", die Autoren nehmen des-

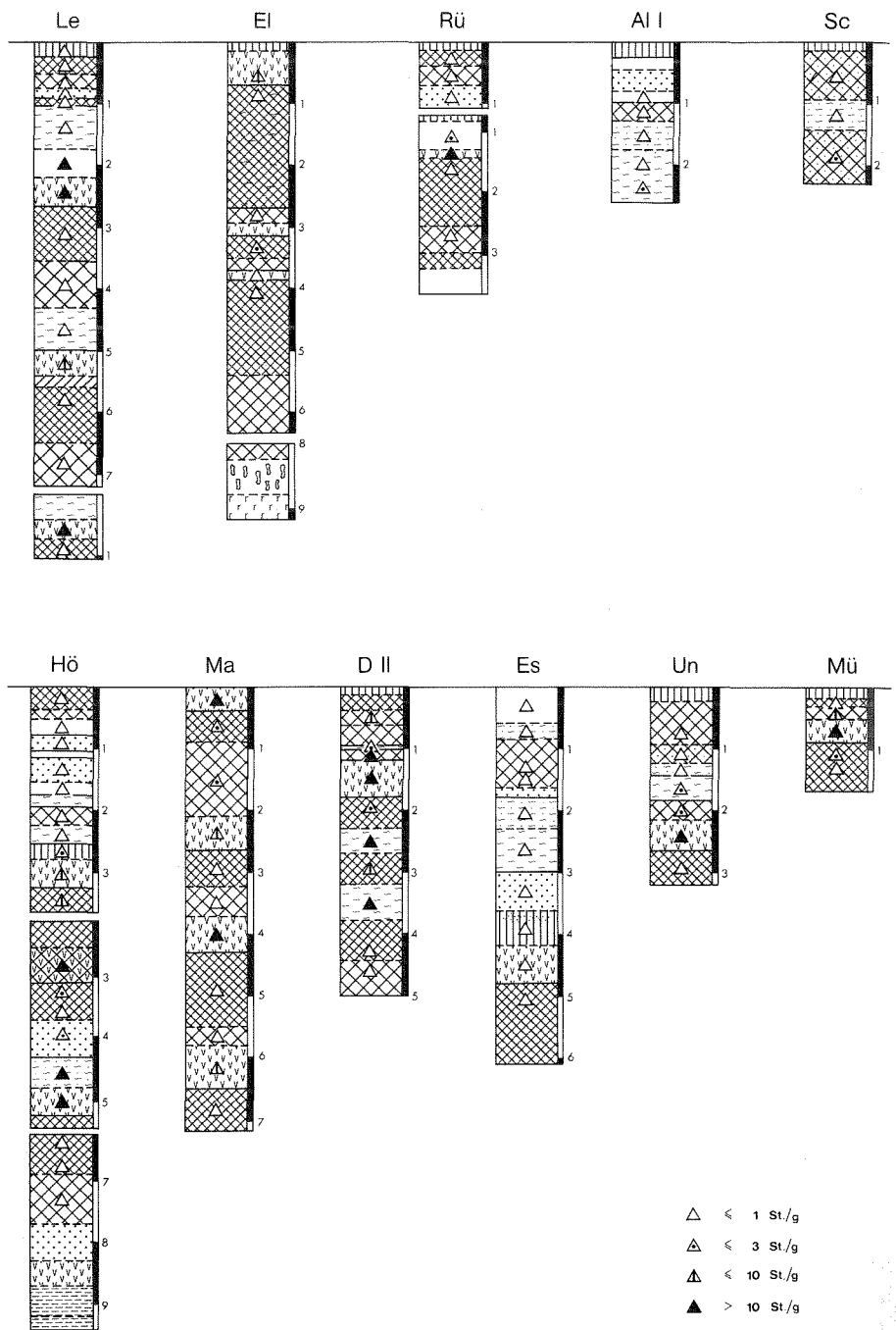


Abb. 51: Das Vorkommen "vulkanischer Gläser" im Arbeitsgebiet

halb an, daß es sich um Eruptionen handelt, "... die in die Anfangsphase der jeweils nachfolgenden Eiszeit gehören." (THIEME ET AL. 1981: 47). In einer jüngst erschienenen Untersuchung berichten SEIDENSCHWANN & JUVIGNÉ (1986) von mittelpleistozänen Tephralagen im Randbereich des kristallinen Vorspessarts. Vier der fünf vulkanischen Straten liegen innerhalb der "frühmittelpleistozänen Talverschüttungssedimente des Kinzig- bzw. Kahlgebietes" und sind aufgrund der Untersuchungsergebnisse in die "... siebtletzte Kaltzeit bzw. in eine Kaltzeit innerhalb des Cromer-Komplexes i.S.v. ZAGWIJN ET AL. (1971) zu datieren." (ebd.: 625). Die fünfte läßt sich in die vorletzte Kaltzeit einstufen. Betrachtet man diese Tephralagen nur unter dem Aspekt ihrer Lage, dann fällt auf, daß sie i.d.R. direkt über warmzeitlichen Bildungen auftreten: In den beiden Somborner Gruben und in der Hailer Grube (alle Hessen) finden sich die Tephren nur einige Dezimeter über einem fossilen Pseudogley (Sd-Horizont), der als warmzeitlich angesehen wird (vgl. ebd.: 631, 634, 638 f.). Auch in der Grube Alzenau i. Ufr. (Bayern) konnte die gleiche stratigraphische Position über einer zumindest teilweise warmzeitlich abgelagerten Schichtfolge festgestellt werden (ebd.: 642).

Die beiden Beispiele zeigen, daß das Schema - Warmzeit/vulkanisches Material im frühen Kaltzeitabschnitt - auch in anderen Gebieten, in anderen Sedimenten und mit anderen Methoden zu finden ist. Dadurch werden die Ergebnisse der Untersuchung fränkischer Lößprofile hinsichtlich der stratigraphischen Position der "vulkanischen Gläser" bestätigt. Es wäre aber verfrüht, aus dem Zusammentreffen dieser zwei Phänomene bereits weiterreichende Schlüsse ziehen zu wollen.

3.4 Morphodynamische Prozesse

Nach ROHDENBURG (1970) werden unter morphodynamisch stabilen Phasen Zeitabschnitte verstanden, die durch relativ dichte Vegetationsbedeckung, Bodenbildung und geringe Abtragung gekennzeichnet sind. Es sind Ruhephasen der morphologischen Entwicklung. Im Gegensatz dazu überzieht in den aktiven Phasen nur noch schütterere Vegetation die Oberfläche, die Bodenbildung setzt aus und es herrscht Erosion und Umlagerung im weitesten Sinne vor; das Relief wird durch diese Vorgänge verändert. In Anlehnung an das ROHDENBURGSche Begriffssystem wird in der vorliegenden Arbeit der Begriff "morphodynamische Prozesse" auf Vorgänge bzw. Vorgangskomplexe angewendet, die unter den nach ROHDENBURG für Aktivitätsphasen kennzeichnenden Bedingungen - und d.h. in diesem Zusammenhang: unter Kaltzeitbedingungen - direkt oder indirekt zu Veränderungen im Profilaufbau und damit in ihrer Summe letztlich zur Reliefentwicklung des Arbeitsgebietes beigetragen haben. Bei der Darstellung morphodynamischer Prozesse werden zwar vorwiegend bestimmte und z.T. parallelisierbare Abtragsphasen beschrieben, jedoch sei betont, daß in den Aktivitätszeiten auch mit mehr oder minder starker syngenetischer Materialzufuhr zu rechnen ist.

3.4.1 Prä-Würm

3.4.1.1 Makromorphologisch wahrnehmbare Prozesse

In den ältesten, sehr stark verlagerten Profilen (Kh, G) sind die Warmzeit-Kaltzeit-Zyklen dermaßen verkürzt, daß sich zwar nicht die reichhaltige Gliederung nach SABELBERG ET AL. (1976) wiederfindet, bei generalisierender Betrachtung aber dennoch ein rhythmischer Sedimentaufbau festzustellen ist, der auf einen immer in der gleichen Weise ablaufenden Wechsel der Umlagerungs- und Bodenbildungsprozesse hindeutet: Stets kennzeichnen Merkmale gelisolifluidaler Verlagerung und/oder Verspülung den Beginn eines Kaltzeitkomplexes. Die anschließende äolische Sedimentation läßt sich in den stark verlagerten Horizonten nicht direkt nachweisen, sondern nur indirekt aus einigen Beobachtungen erschließen (nach oben zu lockerer werdendes Gefüge, geringerer T-Gehalt und Abnahme der Zahl der Grobkomponenten). Böden vom Warmzeittyp schließen die Komplexe ab, welche sie z.T. völlig überprägt haben.

In einigen Aufschlüssen, die mehrere Glazialzyklen vertreten und - im Verhältnis zu Kirchheim und Gaustadt - weniger starken Umlagerungen unterlegen haben (z.B. H₆, Ma, Le) kommen auch noch geringmächtige, entkalkte, tonarme Lössе vor, die eine differenziertere Gliederung erlauben.

In nach E geöffneten, präexistenten Dellen führten wechselweise Sedimentation und Umlagerung während aller Phasen des Pleistozäns zur allmählichen Verfüllung und Verlagerung des Hohlformenansatzes in nordöstlicher und südöstlicher Richtung - d.h. leewärts gegenüber den vorherrschenden Winden -, wie SEMMEL & STÄBLEIN (1971) u.a. durch Bohrungen nachwiesen und wie es in Gaustadt bis vor wenigen Jahren noch eindrucksvoll in einem über 200 m langen Profilschnitt zu beobachten war (RÖSNER 1980, 1982). Gegen Ende des Riß war auf diese Weise annähernd ein Reliefausgleich erreicht. Dieser über mehrere Kaltzeiten andauernde Auffüllungsvorgang zeigt sich bei geeigneten Aufschlußverhältnissen durch flacher werdendes Einfallen der Oberkanten fossiler B₁-Horizonte bis hin zur fast waagrecht verlaufenden Erosionsdiskordanz über dem Eemboden (vgl. Fotos 6 u. 16, Abb. 32). Auch in unterschiedlich alten Solifluktsdecken (El, Un) deutet sich die Auffüllung durch entsprechende Veränderungen in der Stellung der Längsachsen des groben Schuttes an. Als umlagerungsbegünstigender Faktor ist speziell im östlichen und nördlichen Randbereich des Arbeitsgebietes die primäre Kalkarmut des Lösses anzusehen (vgl. Kap. 3.3.3), die die Standfestigkeit der Sedimente von vornherein beeinträchtigte.

Weil kaltes Wasser in der Lage ist, mehr CO₂ aufzunehmen und damit mehr Kalk zu lösen als wärmeres, ist bei der Abtragung wasserdurchtränkter Oberflächenböden unter kaltklimatischen Bedingungen mit einer Art Selbstverstärkungseffekt zu rechnen. Kann das Wasser mit der gelösten Fracht ungehindert abfließen, so daß das Carbonat nicht wieder ausfällt, dann wird die weitere Entkalkung und damit auch Destabilisierung des Sediments vorangetrieben.

3.4.1.2 Mikromorphologisch wahrnehmbare Prozesse

Ein Vergleich der mikromorphologischen Ergebnisse aus den prähwürmzeitlichen Profilabschnitten von Marktheidenfeld, Helmstadt und Laudenbach I zeigt, daß kein Horizont frei von Umlagerungsmerkmalen ist. Die Gewichtung von Verschwemmung und Solifluktion scheint in den einzelnen Profilen allerdings unterschiedlich zu sein.

Während in Laudenbach I eindeutig die Spülung überwiegt, kommen Solifluktion und Spülung in Helmstadt gleichermaßen vor und in Marktheidenfeld dominiert in parallelen Zeitabschnitten die Solifluktion. Eine Erklärung hierfür bietet die unterschiedliche Lage der Profile im lokalen Relief: Laudenbach I weist von den drei Profilen die höchste Reliefenergie auf, so daß ein großer Teil der Niederschläge zur Zeit des oberflächennahen Auftauens des Dauerfrostbodens nicht in den Oberboden eindrang, sondern flächenhaft abfloß. Zugleich trat dadurch keine zusätzliche Wasserdurchtränkung des Auftaubodens ein, die sonst die gelisolifluidale Bewegung gefördert hätte.

Eine ähnliche Erklärungsmöglichkeit bietet sich für die mikromorphologisch nicht nur in älteren Sedimenten immer wieder festgestellte Überlagerung von äolischer Sedimentation und Verspülung an: die Windverfrachtung fand v.a. während des Hochstandes der Kaltzeiten hauptsächlich im Spätsommer und Frühherbst statt, wenn die Reliefoberfläche abgetrocknet war. Im Frühjahr und Frühsommer - während der Schneeschmelze und der frühlommerlichen Regenfälle - lag der Dauerfrostbodenspiegel dagegen noch so hoch, daß der flachgründige Auftauboden die anfallenden Niederschläge nur z.T. "aufsaugen" konnte, der Wasserüberschuß floß flächenhaft ab.

In Marktheidenfeld und Helmstadt ist dagegen aufgrund der geringeren Reliefenergie und damit des besseren Eindringens der Niederschläge in den Auftauboden mit einer Begünstigung gelisolifluidaler Prozesse zu rechnen.

In allen drei Profilen war in den B_t -Horizonten sekundäre Tonverlagerung festzustellen. In den Profilabschnitten zwischen den Böden oder in den tonarmen Bleichhorizonten fanden sich freilich nur dann jüngere Fließplasmaanlagerungen, wenn gleichzeitig noch Tonbruchstücke - im Horizont selbst oder im Hangenden - vorhanden waren. Die sekundäre Tonverlagerung hängt also proportional vom Vorkommen remobilisierungsfähiger Fließplasmateilchen ab. Sie stellt demnach eine Verlagerung ohne direkt vorgeschaltete Tonneubildung dar.

Prinzipiell ist in allen mikromorphologisch untersuchten prähwürmzeitlichen Abschnitten die Prozeßabfolge gleich. Als typisches Beispiel sei auf das für Marktheidenfeld aufgestellte Schema verwiesen (vgl. Abb. 19).

3.4.2 Altwürm

Für die Zeit des Altwürms lassen sich im Arbeitsgebiet mindestens zwei, in einem Fall auch drei intensive Abtrags- bzw. Umlagerungsphasen feststellen. Als Beispielprofile eignen sich besonders Dertingen II und Elfershausen.

Aufgrund der profilmorphologischen Befunde und der neuesten Thermolumineszenz-Datierung (vgl. ZÖLLER 1987) ist im Profil Dertingen II der unterste B_t -Horizont eemzeitlich, so daß die oberen beiden " B_t -Horizonte" als zweifache en-bloc-Verlagerung des liegenden Bodens aufzufassen sind (vgl. Kap. 2.4). Die scharfe Grenze zwischen oberstem " B_t -Horizont" und Würm- Löß steht für die dritte Abtragungsphase. Während diese sich aber durch flächenhafte Abspülung während einer längerdauernden Abtragungsphase äußert, sind die en-bloc-Verlagerungen an sich Kurzzeitereignisse, die auf eine Destabilisierung des Untergrundes hindeuten, die wohl nur durch Hangunterschneidung erklärt werden kann, für die länger dauernde (?), linienhafte Erosion vorausgesetzt werden muß. In Elfershausen muß es im Altwurm ebenfalls zu einer kompletten Verlagerung des warmzeitlichen Bodens unter Kaltzeitbedingungen gekommen sein. Darauf weisen u.a. frische vulkanische Schwerminerale im B_t -Horizont hin, die bei autochthoner Bodenbildung verwittert wären. Die mächtige Solifluktionsschicht im Hangenden mit allen Anzeichen eines Bleichhorizontes bezeugt eine weitere dynamisch aktive Phase (vgl. Kap. 2.20). In einigen anderen Profilen fehlt der jüngste, fossile B_t -Horizont in den höchsten Positionen der Aufschlüsse überhaupt (Ma, Ki im W-Teil, Kr (nach Toroslu 1984)).

Eine exakte Parallelisierung der älteren Abtragungsphasen im Altwurm ist aber nicht nur deswegen nicht möglich, weil die Abfolge der Böden nicht immer die gleiche ist, sondern weil auch das geologische Umfeld den Profilaufbau beeinflußt. Dafür nur einige Beispiele: Stehen in der unmittelbaren Umgebung tonige Schichten an, die von einem morphologisch harten Sandstein überlagert werden, dann können Abtragungsphasen in den Profilen durch eine relativ mächtige Schuttdecke mit groben Blöcken vertreten sein (El, Un). In Gebieten des Muschelkalks oder Unteren Keupers findet sich dagegen an der Grenze B_t -/Bleichhorizont stets nur eine mehr oder weniger starke, basale Anreicherung von Grobkomponenten (He, Es, Ho II). Dort, wo vorher intensivste Pseudovergleyung stattfand, ist diese basale Lage massiv von Mangan-Konkretionen durchsetzt (G, Ob).

Während der Bildungszeit der Altwurm-Humuszonen(n) ist noch eine weitere, parallelisierbare Erosionsphase belegt, durch die eine Zweiteilung der Humuszonen auftritt (Ki, Ob, D I). Daraus auf zwei unabhängige Bodenbildungen zu schließen, ist allerdings kaum statthaft. M.E. sprechen die morphologischen Verhältnisse zumindest in Kitzingen dagegen (vgl. Kap. 2.12). Die Zweiteilung wäre demnach durch eine nur kurzfristig wirksame Umlagerungsphase zu erklären.

Da nirgends im Arbeitsgebiet die komplette, dreigliedrige Humuszonen-Abfolge vollständiger Würm-Löß-Profile (vgl. zuletzt SABEL & THENS 1986) gefunden werden konnte, läßt sich der Umlagerungszeitraum nicht genau festlegen.

3.4.3 Mittelwurm

In einen Grenzbereich zwischen Alt- und Mittelwurm fällt eine Umlagerungsphase, die in fast allen Profilen als "Niedererschbacher Zone" i.S. SEMMELS auftaucht

(vgl. Tab. 3 und Abb. 40). Nur im zentralen Teil der Mainfränkischen Platten liegt darunter - über der Humuszone - ein mittelwürmzeitliches, i.d.R. geringmächtiges Lößpaket. Sonst liegt die Niedereschbacher Zone direkt der Humuszone auf (z.B. He, Ki) oder aber die Abtragung war so intensiv, daß auch die Humuszone komplett aufgearbeitet wurde und die Umlagerungszone dem Bleichhorizont (G, Le) oder direkt dem Eemboden (Bi, Ob) auflagert. In Kitzingen liegt sie im W-Teil der Grube sogar über Reiß-Löß. Damit kommt dieser Umlagerungsphase im mainfränkischen Raum eine wesentlich höhere stratigraphische Bedeutung zu, als dem pedologischen Leithorizont des Mittelwürms, dem Lohner Boden, der häufig fehlt oder nicht eindeutig ausgeprägt und damit schlecht zu identifizieren ist.

3.4.4 Jungwürm

An den Stellen, an denen der Lohner Boden nachgewiesen werden konnte, befindet sich im Hangenden eine geringmächtige Umlagerungszone, die auch aus anderen Lößgebieten als typische Abtragsphase des beginnenden Jungwürms bekannt ist. An parallelisierbaren Erosionsdiskordanzen konnte im Jungwürm-Abschnitt jeweils eine zwischen dem E₂-Naßboden und dem liegenden bzw. hangenden Horizont fixiert werden (Ma, Mb, D I). An zwei Lokalitäten ist der E₂-Naßboden geteilt. Alle anderen Diskordanzen scheinen eher lokaler Natur zu sein oder lassen sich zeitlich nicht näher einordnen, da die entsprechenden jungwürmzeitlichen Leithorizonte fehlen.

3.5 Die Faktoren der Verbreitung von Lössen und Lößderivaten im Arbeitsgebiet

Obwohl das Ziel der vorliegenden Arbeit nicht darin lag, der flächenhaften Verbreitung der Lössen und ihrer Derivate im Arbeitsgebiet im einzelnen nachzugehen, ergaben sich aus der Profilauswertung doch eine Reihe von Hinweisen auf die Ursachen der flächenmäßigen Differenzierung der Lößakkumulation. Sie sind für die Beurteilung der Lößausbildung in der mainfränkischen Lößprovinz wichtig und seien hier deswegen kurz zusammengestellt.

Während die Hochlagen des Spessarts und des Odenwaldes im W ebenso wie die des Steigerwaldes und der Haßberge im E fast lößfrei sind, konzentrieren sich die äolischen Deckschichten im Mainfränkischen Becken (vgl. Abb. 8). Speziell in dessen tiefsten Lagen, entlang dem Ostschenkel des Maindreiecks, liegt eine annähernd geschlossene Decke vor. Nach N, Richtung Rhön, wird diese Lößdecke ganz allmählich lückenhaft bis sie im Bereich der Fränkischen Saale ausklingt. Nach S setzt sich die Lößdecke Mainfrankens in die badenwürttembergischen Lößgebiete zwar kontinuierlich fort, wird aber auch hier geringmächtig. Im E, jenseits der Sandsteinkeuperstufe, finden sich auf deren Ostabdachung nur noch sporadisch kleinere Vorkommen in geschützten Lagen, besonders in der Nähe von Flußtälern. Die Exposition dieser Einzelvorkommen, meist lößbedeckte Hänge, bewegt sich in einem Sektor zwischen NE und SE.

Damit scheint für die Verbreitung zunächst einmal das Relief - im ganzen wie im Detail - verantwortlich zu sein. Das wurde bereits in älteren Löß-Arbeiten beschrieben (vgl. z.B. GRAHMANN 1932, LÖBER 1932, SCHÖNHALS 1953), so daß es sich erübrigt, darauf näher einzugehen. Größe und Gliederung des Sedimentationsgebietes sind jedoch nicht von Einzelementen wie Relief und Hauptwindrichtung abhängig, sondern von einem ganzen Faktorenbündel (s.u.). Eine Gegenüberstellung des zentralen Lößgebietes dem Gebiet lückenhafter Vorkommen im N und E zeigt, daß die verbreitungsrelevanten Faktoren unterschiedlich wirksam waren:

1. Relief

Das flache Relief auf den Mainfränkischen Platten läßt einen ungehinderten Windtransport zu und hat eine gleichmäßige Lößakkumulation gefördert. Die Randbereiche sind dagegen morphologisch sehr viel stärker gegliedert und haben die Lößakkumulation nur noch an begünstigten Positionen (vorwiegend Leelagen) zugelassen.

2. Lage und Größe der Schotterfluren

Wegen des gewundenen Laufs des Mains durchzogen im Pleistozän mehrfach und in kurzem Abstand zueinander quer zur Hauptwindrichtung gelegene breite Schotterfluren das Mainfränkische Becken, so daß mehr Material in die höhergelegenen Akkumulationsgebiete verweht werden konnte als bei geradlinigem Verlauf in Windrichtung¹²³⁾. Mit diesen Schotterfluren existierte hier aber auch ein wesentlich größeres Liefergebiet, als in den Randbereichen, wo außer den vegetationslosen Periglazialgebieten nur die Auswehungsflächen kleinerer Flüsse und Bäche zur Verfügung standen. Die vegetationsfreien Periglazialgebiete konnten - unter dem Gesichtspunkt ihrer Bedeutung für die zonale Ausbreitung des Lösses - nicht die Staubmengen beisteuern, die für die Anlage großflächiger und mächtiger Lößdecken erforderlich gewesen wären.

3. Windverhältnisse

Da sich die Windverhältnisse zur Lößbildungszeit nicht wesentlich von den rezenten unterschieden, konnten alle Schotterfluren von Maindreieck und -viereck von den hier vorherrschenden Westwinden quer überstrichen werden. Die Dominanz der Westwinde ist dagegen in den Randbereichen nicht mehr so ausgeprägt, wo häufiger wechselnde Windrichtungen auch die Lößdeposition beeinflußt haben müssen (vgl. Abb. 10).

4. Fremdmaterialanlieferung

Für den Zentralraum hat die Lieferung von zusätzlichem Fremdmaterial aus der Untermainebene durch die Gasse zwischen Spessart und Odenwald noch eher eine Rolle gespielt als im N und E.

5. Niederschläge und Luftfeuchtigkeit (über Flüssen)

Nach RÓZYCKI (1979) kommt den Niederschlägen (Menge, Häufigkeit, jahreszeitliche Verteilung) bei der Lößbildung eine wichtige Rolle zu.

Während klassische Auswehungsgebiete nur durchschnittliche Jahresniederschläge von 100 - 200 mm aufweisen, setzt die Akkumulation bei Werten > 300 mm ein. Bei 500 mm wird der Staub nur noch saisonal während der trockenen Zeiten des Jahres verfrachtet (ebd.: 74).

Auch wenn man für den Hochstand der pleistozänen Kaltzeiten mit generell niedrigeren Niederschlagswerten rechnen muß als heute, dürfte der oben genannte Fall - mit jahreszeitlicher Lößverwehung und -akkumulation - im Arbeitsgebiet die Regel gewesen sein. Gerade deswegen scheint aber eine weitere Überlegung RÓZYCKIS für die Lößakkumulation in Mainfranken eine wichtige Erklärungsmöglichkeit zu bieten: RÓZYCKI sieht im höheren Feuchtigkeitsgehalt der Luft über einem durch ein trockenes Gebiet fließenden großen Fluß einen wichtigen Grund für die Lößakkumulation, die in Flußnähe stets mächtiger ist als abseits (ebd.: 79).

6. Petrographisches Umfeld

Schließlich scheint sich auch das petrographische Umfeld in der Verbreitung niedergeschlagen zu haben. Es fällt auf, daß sich die Hauptmasse des Lösses auf das Gebiet des Muschelkalkes und des Lettenkeupers erstreckt, während Buntsandstein und Sandsteinkeuper fast lößfrei sind. Da aber innerhalb der Schichtstufenlandschaft die letztgenannten auch die höhergelegenen Gebiete sind (s.o.), kann eine Beziehung nicht direkt gebildet werden. Trotzdem ist wegen des hohen Materialanteils aus der nächsten Umgebung¹²³⁾ ein Zusammenhang wahrscheinlich:

Nach HEINE (1970) hängt die Schluffmenge in den Schotterfluren von der Zusammensetzung der fluviatilen Sedimente höherer Korngröße ab, d.h. davon, ob das Material so beschaffen war, daß es unter pleistozänem Klima genügend schluffige Anteile zur Verfügung stellen konnte. Flüsse mit einem Einzugsgebiet in der sandigen Fazies des Buntsandsteins oder des Sandsteinkeupers liefern nun vorwiegend Quarzsande in Sandgröße, die von der pleistozänen Frostsprengung nachträglich nicht weiter zerkleinert werden konnten (HEINE 1970: 190). Dagegen fällt beim Abrieb von Kalkgeröllen, speziell des Muschelkalkes (der auch in den Tälern des Lettenkeupergebietes noch ansteht), eine reichliche Menge von Schluffen an, wie SPOERER (1980) zeigen konnte (vgl. auch Kap. 3.3.3).

Die Abhängigkeit der Lößakkumulation vom petrographischen Umfeld wird also nicht über die Eigenschaften der Lößbasis, sondern über die Auswehung aus den Flußbetten der lokalen Wasserläufe wirksam.

7. Vegetationsentwicklung

Indirekt wirken sich die geologischen Verhältnisse auch über die Vegetationsentwicklung auf die Lößverbreitung aus. Hinweise auf solche Verknüpfungen von Basisgestein und natürlicher Vegetation gab es bereits sehr früh, speziell in der amerikanischen Literatur.

Eine flächendeckende Untersuchung zu diesem Thema wurde von RHODES (1980) im US-Bundesstaat Oklahoma durchgeführt und statistisch ausgewertet. Dabei ergab sich ein signifikanter Zusammen-

hang zwischen bestimmten Vegetations- und Gesteinstypen. Auch die Erstellung der "Übersichtskarte der natürlichen Vegetationsgebiete von Bayern" beruht auf solchen Überlegungen: Die Vegetationsbedeckung wurde für viele Gebiete aus der "Bodenkundlichen Übersichtskarte von Bayern" abgeleitet, die sich in der Abgrenzung wiederum eng an die geologische Übersichtskarte anlehnt (vgl. SEIBERT 1968: 11).

Ob nun Löß akkumuliert wird und auch an Ort und Stelle erhalten bleiben kann, hängt sehr wesentlich davon ab, daß eine mehr oder weniger geschlossene Grassteppenvegetation vorhanden ist. Denn sie verhindert nicht nur die Weiterverblasung des Lößstaubes beim nächstfolgenden Staubsturm, sondern fördert die Akkumulation auch dadurch, daß die Steppengräser imstande sind, auch über mächtigere Lößauflagen hinauszuwachsen, ihren Sproßpunkt also an die jeweilige Oberfläche zu verlegen und durch ihr Wurzelwerk das junge Sediment zu festigen.

Dieser Vorgang wird in den klassischen Lößgebieten - etwa im Oberrheingebiet - durch die Calcitfüllungen ehemaliger Wurzelröhrchen belegt. Derartiges "Pseudomycel" ist zwar nur in den kalkreichsten Lössen Mainfrankens ausgebildet, doch ist hier prinzipiell mit dem gleichen Vorgang zu rechnen.

Da die klimatischen Bedingungen zur Zeit der Lößbildung für den Pflanzenwuchs an sich ungünstig waren, muß man damit rechnen, daß sich der Einfluß des Ausgangsgesteins besonders zu Beginn der Lößakkumulation stärker auf die Vegetation auswirkte, als dies heute der Fall ist. Der Bodenchemismus in Gebieten mit überwiegend Kalken und Mergeln (Muschelkalk, Unterer Keuper), wie sie auf den zentralen Mainfränkischen Platten vorherrschen, dürfte sich auf das Aufkommen von Vegetation günstig ausgewirkt haben, während er in den (saureren) Buntsandstein- und Keupersandsteingebieten eher retardierend wirkte. Die schwächer und lückenhafter entwickelte Grasvegetation hat hier zum einen eine geringere Lößakkumulation bewirkt und zum anderen eine wirksamere Remobilisation erlaubt, was speziell für den östlichen und nördlichen Randbereich des Arbeitsgebietes gilt.

Zu bedenken ist in diesem Zusammenhang freilich auch, daß die Muschelkalk- und Lettenkeupergebiete schließlich auch die klimatisch begünstigsten sind und die Vegetationsentwicklung auch von daher bevorzugt wurde.

Zusätzlich - wenn vielleicht auch in geringerem Ausmaß - ist mit einem Einfluß auf die Vegetation zu rechnen, der auf die Beschaffenheit des Lösses selbst zurückgeht, worauf bereits bei der Behandlung des Profils Helmstadt (Kap. 2.7.4.1) und bei der Diskussion der Bleichhorizontintensität (Kap. 3.2.2) hingewiesen wurde.

8. Präexistente Hohlformen

Keine wesentlichen Unterschiede zwischen Kern- und Randgebiet der Lößverbreitung gibt es hinsichtlich der Bedeutung des Ausgangsreliefs. Präexistente Hohlformen, die als Sedimentfallen fungierten, fanden sich überall. Sie haben die Lößakkumulation in jedem Fall begünstigt, jedoch in jeweils unterschiedlichem Maße: Während sie in den Randgebieten die einzigen Ansatzpunkte waren, setzte die

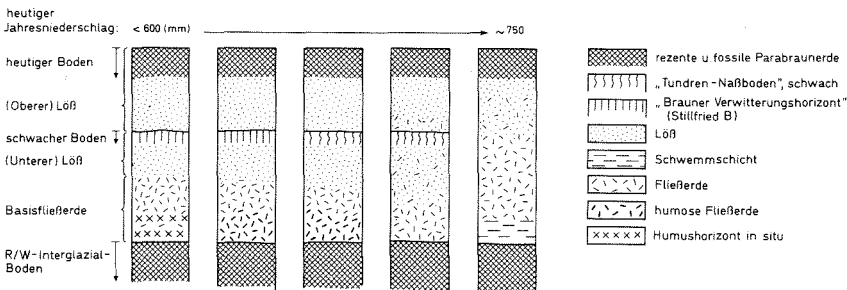
Lößakkumulation im Kerngebiet zwar auch an den vom Relief begünstigten Punkten an, griff jedoch bald darüber hinaus.

4 Die mainfränkische Lößprovinz: Versuch ihrer Differenzierung in Faziesbereiche

4.1 Die Lößprovinz Mainfranken aus der Sicht KARL BRUNNACKERS

Bereits seit Beginn der 50er Jahre hat BRUNNACKER in zahlreichen Arbeiten (1954, 1956b, 1956c, 1957b, 1961, 1970b) darauf hingewiesen, daß in Bayern bei den Würm-Lössen prinzipiell zwei Lößlandschaften zu unterscheiden sind: Dem trockenen, mainfränkischen Gebiet mit weniger als 600 mm bis ca. 750 mm Niederschlag steht das feuchtere Südbayern mit ca. 650 mm bis über 900 mm gegenüber (vgl. Abb. 52).

Gliederung der jungpleistozänen Lößprofile in Mainfranken



Gliederung der jungpleistozänen Lößprofile in Südbayern

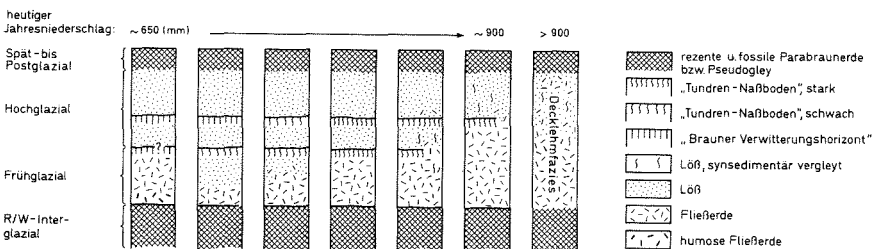


Abb. 52: Standardprofile bayerischer Lößlandschaften nach BRUNNACKER 1964 (aus: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000, 1981: 144)

Entsprechend dieser regionalklimatischen Unterschiede seien die Löss- und ihre Bodenbildungen modifiziert. Nach BRUNNACKER geht die graugelbe Farbe des Lösses nach S zu in gelbgrau über, der Kalkgehalt nimmt ab und die Merkmale der "Vergleyung" nehmen zu, bis im südlichsten Teil von den typischen Lößmerkmalen schließlich nur noch die Korngröße übrigbleibt und sog. "Decklehme" vorherrschen (vgl. BRUNNACKER 1954: 2 f.). Genauso variiert nach BRUNNACKER der dem Lohner Boden der hessischen Gliederung entsprechende Innerwürmboden "W I/II". Während er in den trockeneren Gegenden als "Brauner Verwitterungshorizont" entwickelt ist, wird er in den feuchteren Regionen durch einen "Tundren-Naßboden" oder gar durch Fließerde oder Fließlöß ersetzt (vgl. BRUNNACKER 1956b: 44).

Auch innerhalb Mainfrankens zeichnen sich fazielle Unterschiede ab, die BRUNNACKER mit regional differenziertem Klima erklärt. Er unterscheidet einen feuchteren Bereich am westlichen Spessarttrand und bei Hammelburg, in dem der W I/II als Tundren-Naßboden vorkommt, ein mainfränkisches Trockengebiet zwischen Schweinfurt und Würzburg mit der Fazies des Braunen Verwitterungshorizontes und ein Gebiet bei Bamberg mit einer W I/II-Fließerde. BRUNNACKER führt also den horizontalen Fazieswechsel - speziell die unterschiedliche Ausprägung des Lohner Bodens - innerhalb Mainfrankens auf regionalklimatische Ursachen zurück. Insgesamt sieht er in Mainfranken den Typ der trockenen Lößlandschaft entwickelt.

Bei der starken Abhängigkeit des äolischen Materialtransportes von den klimatischen Gegebenheiten erscheint diese Deutung BRUNNACKERS von vornherein plausibel. Sie beinhaltet jedoch die Gefahr des Zirkelschlusses: es ist keineswegs bewiesen, daß auch die regionalen Unterschiede der Lößausbildung in Mainfranken auf Unterschiede des regionalen Klimas zurückzuführen sind.

4.2 Die eigenen Untersuchungsergebnisse im Hinblick auf eine mögliche horizontale Faziesdifferenzierung

Im Aufbau der Lößprofile bestehen im Arbeitsgebiet mehr oder weniger große Abwandlungen (vgl. Kap. 2 und 3). Sowohl für die Sedimente als auch für die Böden ließen sich Faziesbezirke ausgliedern (vgl. Kap. 3). Eine eindeutige Korrelation mit heutigen Klimadifferenzierungen scheint sich allerdings nicht abzuzeichnen. Betrachtet man etwa nach der Kennziffer-Methode ERIKSENS (1967) und den Werten des Klimaatlas von Bayern (nach KNOCH 1952) die hygrothermische Klimagunst¹²⁴⁾ für die Punkte, an denen die untersuchten Lößprofile liegen, ergeben sich wesentlich weniger signifikante Unterschiede, als nach dem Profilaufbau zu erwarten wäre (vgl. Abb. 53).

So weisen z.B. die Standorte von Hösbach im Vorderen Spessart auf der einen Seite und Lebenhan bzw. Elfershausen in der Südrhön auf der anderen Seite nahezu identische Klimagunstwerte auf (dK 3.4 - 3.6), obwohl sie sich sedimentologisch,

pedologisch und morphodynamisch stark unterscheiden. Eine ähnliche Aussage läßt sich treffen, wenn man die Profile auf den Mainfränkischen Platten mit denen im östlichen Randbereich des Arbeitsgebietes vergleicht. Sowohl die Profilgruppe mit Werten von dK 4-5 (D I/II, Ho I/II, He, Kh, Bi) findet im E ihre Entsprechung (Rü, Al I/II, Re, Sc) als auch diejenige mit den höchsten Klimagunstwerten dK 5-6 (Ma, La III, Es, Ki, Mb, Ob, Kr) taucht östlich des Steigerwaldes wieder auf (G, Mü).

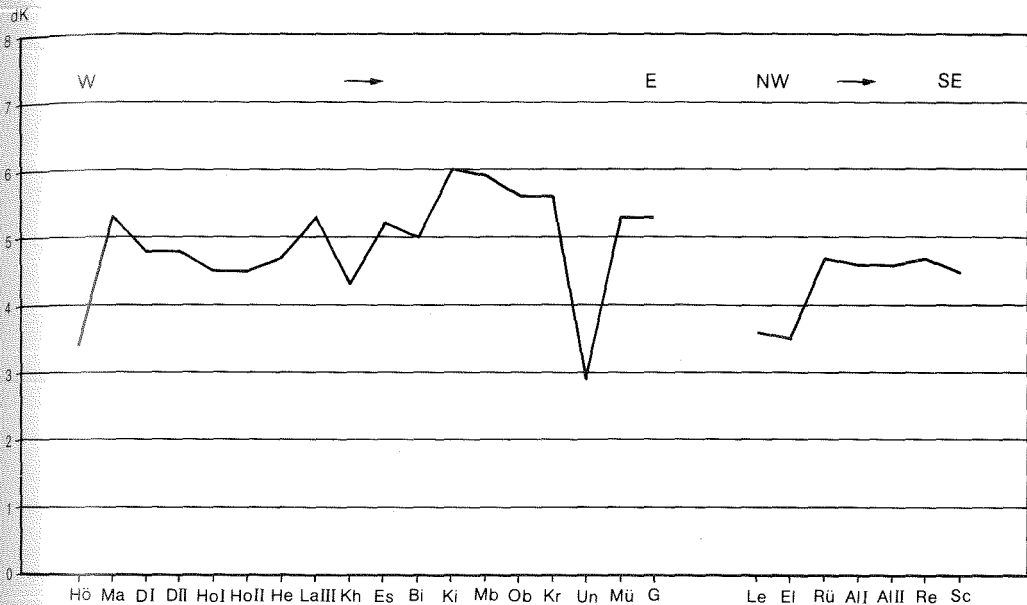


Abb. 53: Hygrothermischer Klimagunstwert (nach ERIKSEN 1967) für die Profilstandorte im Arbeitsgebiet

Vor diesem Hintergrund muß die Erklärung der unterschiedlichen Profilausbildung mit regionalklimatischen Unterschieden, wie BRUNNACKER sie vornahm, kritisch betrachtet werden. Viel stärker schlägt dagegen bei der Profilausbildung - v.a bei der Profilgliederung, bei der Ausbildung der einzelnen Horizonte, aber auch

bei der Mächtigkeit - der relativ hohe Anteil lokalen Materials durch. Er verursachte eine petrographische Differenzierung der Lösssedimente, die sich wiederum unterschiedlich auf die Bodenbildungen auswirkte.

So konnte gezeigt werden, daß die Intensität der Bleichhorizonte nicht von der jeweiligen klimatischen Situation abhängt, sondern 1. vom Mischungsverhältnis zwischen aufgearbeitetem Material des lessivierten A-Horizontes der interglazialen Parabraunerde (bzw. auch daraus hervorgegangener Fahlerden) mit "frischem" Löß, 2. dem Chemismus im Substrat des potentiellen Liefergebietes, 3. der morphologischen Position des betreffenden Lößpaketes. Beispielsweise sind in den Profilen der Mainfränkischen Platten mit kalkhaltigen Sedimenten die Eisen-Mangan-Konkretionen in den Bleichhorizonten, die bei deren Pseudovergleyung entstanden, meist in geringerer Zahl vorhanden, kleiner und zerreibbar, während v.a. in Gaustadt, einem Profil mit Sandsteinkeuperumfeld, harte, bis walnußgroße Konkretionsbildungen vorherrschen.

Die Ausbildung der Humuszonen - und zwar sowohl deren Verbreitung als auch ihr Intensitätsgrad - läßt zwar eine Abhängigkeit von der trockeneren Situation im mainfränkischen Becken erkennen (vgl. Kap. 3.3.2). Man darf hier aber nicht außer Acht lassen, daß gerade auf den zentralen mainfränkischen Platten die Sedimente auch einen primär höheren Carbonatgehalt aufweisen (vgl. Kap. 3.3.3), nach SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (1984: 366) eine wichtige Voraussetzung für die Entwicklung von Schwarzerden auf Löß.

Auch das "lockere Ausgangsgestein" zählt zu den Vorbedingungen für eine Schwarzerdebildung. Es ist auf den zentralen Mainfränkischen Platten - aufgrund des geringeren T- und höheren U-Gehaltes der Lösses dieses Gebietes - ebenfalls ausgeprägter als in den zwar sandigeren aber schluffarmen und tonreichen Lössen der Randbereiche, in welchen infolge des geringen Carbonatanteiles noch zusätzlich mit einem schnelleren Gefügezusammenbruch und damit mit Verdichtung zu rechnen ist. Das Fehlen der Humuszonen in Profilen des östlichen und nördlichen Arbeitsgebietes (vgl. Abb. 39) kann daher einmal unter dem Aspekt der ungünstigeren Entwicklungsbedingungen gesehen werden, zum anderen kommt aber hinzu, daß die Faktoren, die als entwicklungshemmend angeführt wurden (s.o. und Kap. 3.5.), hier gleichzeitig abtragungsverstärkend wirkten und damit die Bodenbildung von vornherein verhinderten. Es läßt sich also zwar eine gewisse klimatische Abhängigkeit, aber keine eindeutige klimatische Ursache für die Humuszonenverbreitung und -entwicklung ausmachen.

Ähnliches gilt für den Lohner Boden. Zwar macht sich ein höheres Niederschlagsangebot in einer stärkeren Tendenz zur Pseudovergleyung bemerkbar (vgl. Hö, Kap. 2.1), zur Erklärung seiner unterschiedlichen Verbreitung und Ausbildung können jedoch nicht nur klimatische Differenzen herangezogen werden. Ob sich der Lohner Boden auf primärem Löß entwickeln konnte oder auf umgelagertem Material - und eine entsprechend unterschiedliche Ausprägung zeigt - hängt von der

sedimentierten Lößmenge - die in enger Verknüpfung mit der Entfernung zum Liefergebiet und dessen Materialzusammensetzung zu sehen ist - und den Erhaltungsbedingungen ab, die wiederum wesentlich durch die Petrographie der Lößsedimente bestimmt werden. Eventuell vorhandene Tonverlagerungen im Lohner Boden sind außerdem nachweislich nicht klimatisch bedingt, sondern beruhen auf mechanischer Verlagerung eingearbeiteter und reseparierter Tonfragmente aus älteren Böden (vgl. Kap. 2.7).

Auch im Jungwürmabschnitt läßt sich keine ursächliche Beziehung zu regional-klimatischen Unterschieden aufzeigen, da bei den geringfügigen Schwankungen der Klimagunstwerte andere Standortfaktoren wie z.B. morphologische Position und Materialkonsistenz das Übergewicht erhalten.

Für die Paläoklimatologie bedeutet das, daß anhand der Lößprovinzen Mainfrankens - abgesehen von den Humuszonen, die offensichtlich bei ihrer Ausbildung feinfühlicher auf geringe Temperatur- und Niederschlagsunterschiede reagieren - keine Hinweise auf regionalklimatisch bedingte Differenzierungen feststellbar sind. Größere paläoklimatische Schwankungen haben sich im gesamten Arbeitsgebiet mit Sedimentation, Bodenbildung oder Abtrag niedergeschlagen. Unterschiede in der Ausprägung, die innerhalb gleichalter Bildungen auftreten, lassen sich nicht eindeutig mit regionalklimatischen Differenzen in Verbindung bringen, sondern müssen jeweils als Modifikation durch das Zusammenspiel lokal wirksamer Faktoren (Relief, Materialzusammensetzung und Lage zum Liefergebiet) gesehen werden.

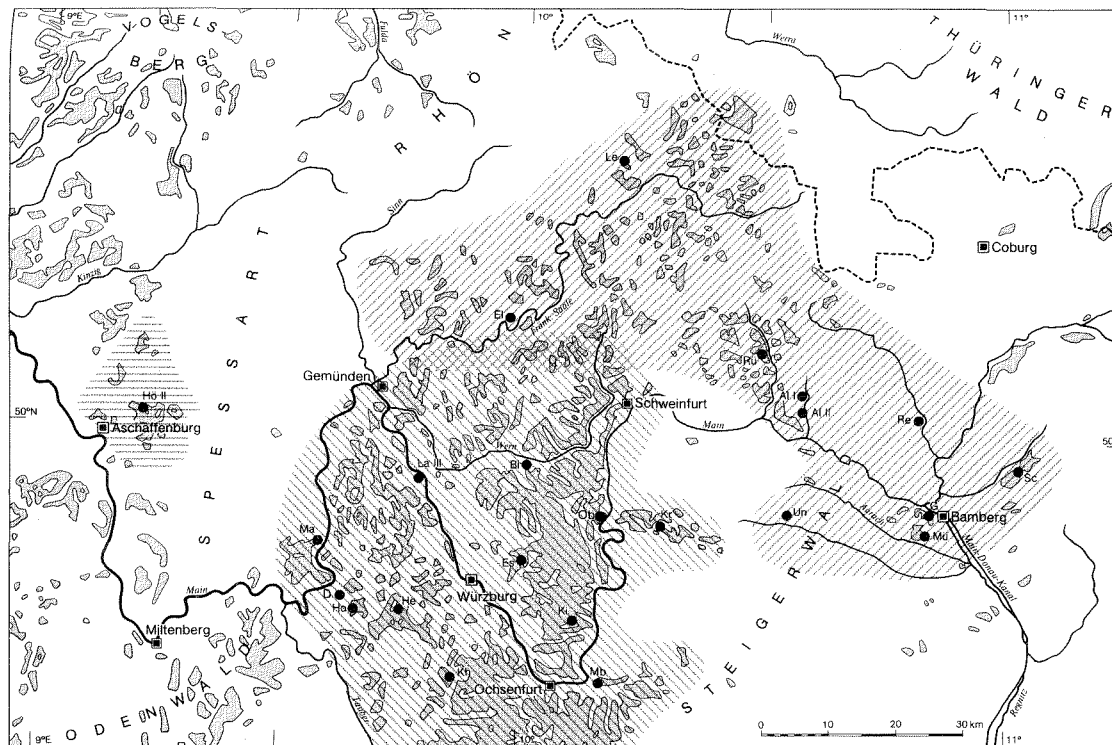
Eine regionale Gliederung des mainfränkischen Lößgebietes ergibt sich demnach nicht aus den regionalklimatischen Unterschieden, wohl aber ist aufgrund sedimentpetrographischer Merkmale eine Untergliederung in drei Bereiche möglich (vgl. Abb. 54)¹²⁵:

1. Vorderer Spessart

- ca. 10 % T, fast 80 % U, ca. 11 % S; niedrigste mU/gU-Quotienten
- Carbonatgehalt um 15 %
- > 55 % instabile Schwerminerale, besonders grüne Hornblende (> 40 %);
< 5 % vulkanische Schwerminerale; geringer Anteil opaker Minerale
(< 35 %)

2. Mittlere und südliche Mainfränkische Platten und südöstlicher Spessarttrand

- 14 % - 21 % T, 70 % - 80 % U, 5 % - 9 % S; mittlere mU/gU-Quotienten
- Carbonatgehalt 12 % - 15 % (abgesehen von vier Profilen mit starkem Verwitterungs- und Umlagerungseinfluß)



Vordere Spessart

- ca. 10 % T, fast 80 % U, ca. 11 % S, niedrige mU/gU-Quotienten
- Carbonatgehalt um 15 %
- >55 % instabile Schwerminerale, besonders grüne Hornblende (>40 %); (<5 % vulkanische Schwerminerale; geringer Anteil opaker Minerale (<35 %))

Mittlere und südliche Mainfränkische Platten und südöstlicher Spessart

- 14 % - 21 % T, 70 % - 80 % U, 5 % - 9 % S; mittlere mU/gU-Quotienten
- Carbonatgehalt 12 % - 15 % (abgesehen von vier Profilen mit starkem Verwitterungs- und Umlagerungseinfluß)
- meist >55 % instabile Schwerminerale; Zusammensetzung der Instabilen heterogen; >25 %, z.T. auch >10 % vulkanische Schwerminerale; Anteil opaker Minerale <40 %

Fränkisches Keuper-Lias-Land, Grabfeldgau und Südrhön

- >20 % T, <70 % U, >10 % S; hohe mU/gU-Quotienten; häufig mU-Maximum
- Carbonatgehalt <5 %
- <55 % instabile Schwerminerale; >40 % Epidot; >15 % Granat im Steigerwald; Anteil opaker Mineral >40 %; im N >25 %, im S <5 % vulkanische Schwerminerale

Abb. 54: Faziesbezirke in Mainfranken auf sedimentpetrographischer Basis (Grundlage: Korngrößenverteilung, Schwermineralführung und Carbonatgehalt der Würm-Löss; weitere Erläuterungen im Text)

- meist > 55 % instabile Schwerminerale; Zusammensetzung der Instabilen heterogen; ≥ 5 %, z.T. auch > 10 % vulkanische Schwerminerale; Anteil opaker Minerale < 40 %

3. Fränkisches Keuper-Lias-Land, Grabfeldgau und Südrhön

- > 20 % T, < 70 % U, ≥ 10 % S; hohe mU/gU-Quotienten, häufig mit mU-Maximum
- Carbonatgehalt < 5 %
- < 55 % instabile Schwerminerale; > 40 % Epidot; > 15 % Granat im Steigerwald; Anteil opaker Minerale > 40 %; im N ≥ 5 %, im S < 5 % vulkanische Schwerminerale

Es zeigt sich also, daß es in Mainfranken einen "typischen Löß" nicht gibt, sondern immer nur einen für eine bestimmte Region typischen. Abseits des Mains paust sich stets vermehrt der Einfluß des in unmittelbarer Umgebung anstehenden Gesteins durch. Die wesentlichen Umlagerungsvorgänge - Lößauswehung und Lößablagerung - erfolgten demnach über nur kurze Distanzen.

5 Die Stellung Mainfrankens im Vergleich zu den anderen Lößprovinzen der Bundesrepublik Deutschland

Um die Besonderheiten der Lößausbildung in Mainfranken richtig bewerten zu können und sie von der der Nachbargebiete abzuheben, wird im folgenden versucht, ihre sedimentologischen, paläopedologischen und morphodynamischen Charakteristika in den Rahmen der benachbarten Lößprovinzen zu stellen. Zu diesem Zweck muß auf die in der Literatur veröffentlichten Forschungsergebnisse zurückgegriffen werden. Im Rahmen dieser Arbeit ist es aber nicht möglich, sämtliche Publikationen aus dem mitteleuropäischen Raum, die sich mit der Lößproblematik auseinandersetzen, noch einmal vorzustellen. Deshalb wurde eine Literatúrauswahl getroffen, die es gestattet, die typischen Eigenschaften einzelner Lößgebiete - auf die es bei einem Vergleich ja ankommt - herauszuarbeiten.

Die erste Arbeit, die sich überblicksmäßig mit Löß in Europa und Mitteleuropa beschäftigte, war die von GRAHMANN (1932). Ihm kommt das Verdienst zu, erstmals Verbreitungskarten für Europa bzw. Mitteleuropa erstellt zu haben (vgl. Abb. 5). Sie sind bis heute die Grundlage jeder vergleichenden Betrachtung geblieben. Denn die seit der Gründung der Lößkommission der Internationalen Quartärvereinigung (INQUA) 1961 in Warschau geplante Lößkarte von Europa 1 : 2.5 Mio., die nach lithofaziellen Gesichtspunkten differenziert sein sollte, ist bisher, trotz vielfältiger Vorbereitungen auf internationaler Ebene, nicht zum Druck gekommen.

Ausgehend von der selbst gestellten Aufgabe, eine Gliederung und Korrelierung der Lössе in Europa zu erarbeiten (vgl. FINK 1964), stand zunächst die vertikale Differenzierung der Lössе und ihrer fossilen Böden im Vordergrund (vgl. FINK ET AL. 1977: 81). Sehr bald schon kam man zu der Erkenntnis, daß der horizontalen Faziesdifferenzierung mehr Beachtung geschenkt werden müsse, weil mit ihr die typologische Unterscheidung der fossilen Böden eng verknüpft ist (vgl. FINK 1964, FINK ET AL. 1977). Diese Aufgabe blieb jedoch bis heute ungelöst.

Entsprechend muß sich die eigene vergleichende Betrachtung auf zwei Kriterien beschränken: die paläopedologische und die sedimentpetrographische Differenzierung. Soweit möglich soll darüberhinaus versucht werden, auch auf die Rolle der Morphodynamik einzugehen. Daß dabei vorwiegend jungpleistozäne Lössе berücksichtigt werden, ergibt sich aus der Tatsache, daß sie am weitesten verbreitet, am besten erhalten und deshalb am intensivsten erforscht sind.

5.1 Nördlicher Teil: Niedersachsen, Nordrhein-Westfalen, Nordhessen

5.1.1 Befunde lößstratigraphischer Forschungen

Mit der stratigraphischen Gliederung jungpleistozäner Lössе im nördlichen Mitteleuropa haben sich jüngst WALTHER & BROSCHE (1982) ausführlich beschäftigt. Deshalb werden hier nur deren Ergebnisse zusammenfassend wiedergegeben und lediglich einige wichtig erscheinende Ergänzungen angefügt. Ausführlich diskutieren die Autoren die unterschiedlichen Gliederungssysteme. Eine Gegenüberstellung der Einteilungen nach REMY (1960, 1968) und BIBUS & SEMMEL (1977) zeigt, daß auch am unteren *Mittelrhein* und am *Niederrhein* mit einer stratigraphischen Abfolge zu rechnen ist, die der von SCHÖNHALS ET AL. (1964) für das Rhein-Main-Gebiet und für Nordhessen aufgestellten (vgl. Abb. 2) entspricht (vgl. WALTHER & BROSCHE 1982: 104). Auch BIBUS stellt zusammenfassend für die Würm-Lössе am unteren Mittelrhein fest, daß sämtliche aus der hessischen Gliederung bekannten Horizonte wie Mosbacher Humuszonen, Niedereschbacher Zone, Lohner Boden und die gesamte Abfolge der Jungwürm-Naßböden, sowie Rambacher und Eltviller Tuff anzutreffen sind, "...so daß eine Einordnung in die mitteleuropäische Lößgliederung ohne Schwierigkeiten möglich ist" (BIBUS 1980: 189).

Diffiziler gestaltet sich der Vergleich zwischen der BRUNNACKERSchen Gliederung, die offenbar einen Widerspruch enthält, und der in Hessen erarbeiteten (nach SCHÖNHALS ET AL. 1964 und SEMMEL 1969).

Einmal wird BRUNNACKERS Innerwürmboden I dem Gräselberger/Kirchberger Boden gleichgesetzt und mit dem Hengelo-Interstadial der niederländisch-belgischen Chronostratigraphie nach ZAGWIJN & PAEPE (1968) parallelisiert und der Innerwürmboden II mit dem Hahnstätter (Hainerberger)/Lohner Boden bzw. dem Denekamp-Interstadial (vgl. LÖHR & BRUNNACKER 1974: 186, BRUNNACKER & TILLMANN 1978: 259). In zwei anderen Arbeiten soll der Innerwürmboden I dem Denekamp-Interstadial entsprechen (vgl. BRUNNACKER & HAHN 1978: 40 f., Abb. 1; BRUNNACKER ET AL. 1977: 270).

Auch im *niedersächsischen* und *nordhessischen Raum* lassen sich nach den von WALTHER & BROSCHE (1982) durchgeführten Vergleichen parallelisierbare, strati-

graphische Leithorizonte ausgliedern (vgl. ebd.: 122). Für *Westfalen* liegt dagegen noch keine brauchbare Gliederung vor (vgl. WALTHER & BROSCHE 1982: 112).

5.1.2 Befunde zur faziellen Ausbildung, zur Morphodynamik und Sedimentpetrographie

Fazielle Ausbildung der Böden

Die typologische Ausbildung der einzelnen stratigraphischen Einheiten ist nach den von WALTHER & BROSCHE (1982) durchgeführten Vergleichen der Befunde aus dem Niederrheingebiet, Niedersachsen und Nordhessen in wesentlichen Kriterien gleich, auch wenn unterschiedliche stratigraphische Bezeichnungen verwendet werden.

Der *eemzeitliche* Boden ist generell als mehr oder minder pseudovergleyte Parabraunerde entwickelt und stellt deshalb in *allen mitteleuropäischen* Gebieten eine wichtige stratigraphische Leitlinie dar.

Das *Altwurm* ist stets durch Humuszonen- und/oder Verlehmungszonen vertreten. Als charakteristischen Leithorizont beschreiben ROHDENBURG & MEYER (1979) einen fahlen Bleichhorizont über dem Eem-Boden (vgl. auch Abb. 3). In den Arbeiten über die *mittel- und niederrheinischen* Lössse wird eine solche Zone allerdings nicht besonders hervorgehoben (z.B. BIBUS 1980: 166 f.). Etwas abweichend davon sind die von RICKEN (1983) beschriebenen Verhältnisse im *südwestlichen Harzvorland*, das wesentlich höhere Niederschlagswerte aufweist (750 - 850 mm) und damit für Verlagerungsprozesse jeglicher Art prädestiniert ist. Hier ist das Altweichsel nicht durch Humuszonen vertreten. Über einem basalen Bleichhorizont, den RICKEN allerdings nur in seinem oberen Teil dem Altweichsel zuspricht (ebd.: 117), folgt eine Zone, die streifige Materialsonderung durch starke Umlagerungsprozesse (Solifluktion und Verspülung) zeigt, gleichzeitig aber Hinweise auf phasenhaft erfolgte äolische Sedimentation und auf Tonverlagerung. RICKEN faßt diese Zone als "polygenetischen B_t-Horizont des qw(a)" auf (ebd.: 117)¹²⁶. Er wird überlagert von einem zweiten, kräftig ausgeprägten Bleichhorizont.

Für den das *Mittelwurm* abschließenden Lohner Boden wurde in voneinander unabhängigen Untersuchungen von BARTELS & HARD (1973) bzw. BIBUS & SEMMEL (1977) (zit. nach WALTHER & BROSCHE 1982: 110) im *unteren Mittelrheingebiet* eine völlig gleiche typologische Ausbildung nachgewiesen wie in *Hessen und Niedersachsen*. Im *südwestlichen Harzvorland* ist nach RICKEN (1983) in hochgelegenen Geländedepositionen der Lohner Boden in seiner typischen Ausbildung zu finden, während er sich in Muldenlagen und speziell in flußnahen Bereichen mit parautochthonen Gleyböden und allochthonen, naßgebleichten Solifluktionsböden verzahnt. RICKEN faßt diese Formen unter dem Sammelnamen "Hattorfer Boden" zusammen (ebd.: 121).

Auch Ausprägung und Zahl (maximal fünf) der *Jungwürmnaßböden* scheint in den einzelnen Teilräumen des nördlichen Mitteleuropas vergleichbar zu sein (vgl. ROHDENBURG & MEYER 1979, erstmals 1966; BIBUS 1980). Allerdings wirken sich gerade bei diesen schwachen Bildungen lokale Verhältnisse stark aus, so daß fazielle Unterschiede noch problematischer zu beurteilen sind als bei den kräftigeren interstadialen oder interglazialen Böden. Auch hier bildet das *südwestliche Harzvorland* eine Ausnahme, da hier Jungwürmböden wesentlich seltener zu finden und wenn, dann nicht weiter differenzierbar sind (vgl. RICKEN 1983: 123).

Morphodynamik

Ebenso wie die stratigraphischen Leithorizonte entsprechen sich Dellenbildungs- und Abtragungsphasen (WALTHER & BROSCHE 1982: 123 f). Besonders der obere Altwürm- und der Mittelwürmabschnitt fehlen häufig infolge Abtragung.

Sedimentpetrographie

Vom Korngrößenspektrum her hebt sich Mainfranken generell von den als typisch angesehenen Lössen z.B. am *Niederrhein* (vgl. PAAS 1968) mit seinen schluffreicheren und tonärmeren Lössen ab (vgl. RÖSNER 1980, 1982 und Abb. 54). Den Arbeiten von MENGDEN (1981), ROHDENBURG & MEYER (1979) und MÜLLER (1959) läßt sich aber entnehmen, daß die Korngrößenverteilung - ähnlich wie in Mainfranken - auch innerhalb der einzelnen Lößprovinzen stark variieren kann.

Für den *unteren Mittelrhein* seien beispielhaft zwei Profile herausgegriffen: Während in Ariendorf der T-Gehalt für die Lössen noch um 12 % - 15 % schwankt, liegt er im zweiten Profil, Koblenz-Metternich, stets deutlich über 20 % (MENGDEN 1981: Abb. 2 und 3 im Anhang). Ähnliche Differenzen treten beim Verhältnis von fU und mU zu gU auf. In den jüngsten Lössen von Ariendorf zeigt sich z.B. ein Maximum im mU, während die Verteilung in den Lössen von Koblenz-Metternich noch eher dem Bild entspricht, das von einem typischen Löß erwartet wird. ROHDENBURG & MEYER (1979) haben für ihr Untersuchungsgebiet *Südniedersachsen und Nordhessen* die gU-Gehalte verschiedener mittel- und jungwürmzeitlicher Profilabschnitte einander gegenübergestellt (ebd.: 51, Tab. 4). Daraus läßt sich u.a. entnehmen, daß der gU-Gehalt in Horizonten gleicher stratigraphischer Position, jedoch an unterschiedlichen Lokalitäten bis zu 20 % differieren kann! Für *Nordrhein-Westfalen* hat bereits MÜLLER (1959) anhand des Ton- und Kalk-Gehaltes, der Mineralzusammensetzung und der Aufeinanderfolge von Flugsand, Sandlöß und Löß vier Löß-Provinzen unterschieden. Er weist außerdem darauf hin, daß sich auch innerhalb einer relativ einheitlichen Löß-Provinz lokale Ausbildungsformen feststellen lassen (ebd.: 256).

Nach Untersuchungsergebnissen von MENGDEN (1981) sind ähnliche Differenzen wie bei der Korngrößenzusammensetzung auch beim Schwermineral-Gehalt festzustellen und weisen auf unterschiedliche Liefergebiete hin.

So zeigt das Profil Euskirchen aus dem *Niederrheingebiet* einen deutlichen Bezug zu den Gesteinen des Rheinischen Schiefergebirges, während für den Löß am *unteren Mittelrhein* (Ariendorf und Koblenz-Metternich) in der Hauptsache die pleistozänen Rheinablagerungen in Frage kommen (ebd.: 100).

Auch HEINE (1971) kam aufgrund tonmineralogischer Untersuchungen an Lössen im Raum *Marburg/Lahn* zu dem Schluß, daß sie eine Abhängigkeit vom petrographischen Aufbau der Landschaft zeigen. Die Kalkgehalte der Lössen aus den

Beispielprofilen des *Niederrheingebietes* und am *unteren Mittelrhein* (Euskirchen, Ariendorf, Koblenz-Metternich) schwanken zwischen 5 % und 10 % (vgl. MENGDEN 1981: Abb. 1, 2, 3 im Anhang). STEPHAN (1986) stellte in seinen Profilen von Rheindahlen am Niederrhein Kalkfreiheit in allen Horizonten fest (ebd.: 11). Das zeigt, daß auch der Kalkgehalt nicht als kennzeichnende Größe für ein bestimmtes Lößgebiet herangezogen werden kann.

5.1.3 Zusammenfassung

Zusammenfassend ergibt sich, daß insbesondere für den nördlichen und östlichen Randbereich des eigenen Untersuchungsgebietes hinsichtlich der stratigraphischen Differenzierbarkeit (speziell was die Gliederung des Jungwürms anbelangt), der faziellen Ausbildung der Böden und der Intensität der abgelaufenen morphodynamischen Prozesse am ehesten ein Vergleich mit dem von RICKEN (1983) beschriebenen südwestlichen Harzvorland gezogen werden kann.

Weiterhin zeigten die Beispiele sedimentpetrographischer Befunde, daß sich offenbar auch innerhalb der generell als typisch angesehenen Lößprovinzen am Nieder- und am unteren Mittelrhein, in Niedersachsen und in Nordhessen regionale Unterschiede ergeben und daß die Lössе durchaus kein einheitliches Liefergebiet besitzen, sondern das Herkunftsgebiet großenteils im regionalen Umfeld zu sehen ist.

5.2 Mittlerer Teil: Rhein-Main-Gebiet, Nordbayern, nördliches Baden Württemberg

5.2.1 Befunde lößstratigraphischer Forschungen

Mehrfach wiederholte Bearbeitung fanden die Lössе im *Rhein-Main-Gebiet* seit sich SCHÖNHALS (1950, 1951) mit ihren Gliederungsmöglichkeiten auseinandersetzte. In *Nordwürttemberg* war es FREISING (1949, 1951, 1953), der als erster eine Gliederung der Würm-Kaltzeit versuchte, die allerdings von der SCHÖNHALS's abwich. Von diesen Anfängen ausgehend wurde auf der Basis zahlreicher, voneinander unabhängiger Untersuchungen sowohl für *Nordhessen* als auch für das *Rhein-Main-Gebiet* ein Sammelprofil konstruiert (SCHÖNHALS ET AL. 1964, vgl. auch Abb. 2). Ergänzt durch Untersuchungsergebnisse v.a. von SEMMEL (1968, 1969), BIBUS (1973, 1974) und BIBUS & SEMMEL (1977) wurde das Schema immer wieder als Grundlage für spätere Würm-Löß-Gliederungen auch in anderen Großräumen herangezogen (vgl. z.B. FINK 1976, SABELBERG & LÖSCHER 1978, ROHDENBURG & SEMMEL 1979, MEIJUS ET AL. 1983). Erst kürzlich stellten SABEL & THEWS (1986) ein Profil vor, das nahezu sämtliche Gliederungselemente enthält. Die wichtigen tephrostratigraphischen Zeitmarken des Rambacher Tuffs (frühes Jungwürm) und des Eltviller Tuffs (mittleres Jungwürm) sind hier meist ebenfalls nachweisbar

(SABEL & THEWS 1986: 113). Im Profil Wallertheim/Rheinhausen ist in der "Bachab-lagerung III" darüberhinaus schwermineralogisch ein Tuffit erfaßt, der in ähnlicher Position liegt wie der altwürmzeitliche Metternicher Tuffhorizont (TILLMANN 1985: 198 in BOSINSKI ET AL. 1985). Mit diesem Tuff könnte demnach auch im Altwürm eine Verbindung vom Rhein-Main- zum unteren Mittelrhein-Gebiet geschlagen werden, wo der Tuff z.B. in Ariendorf gefunden wurde (BRUNNACKER & LÖHR 1974).

Im *mainfränkischen Raum* war es zuerst BRUNNACKER, der versuchte, den Würm-Löß stratigraphisch zu gliedern (1956a, 1956b, 1956c, 1957b). Das Schema ist das gleiche wie das für Südbayern. Abb. 55 zeigt die von BRUNNACKER selbst erstellte Parallelisierung der bayrischen mit der hessischen Gliederung und der von ihm für den Mittel- und Niederrhein aufgestellten. Als wichtige Zeitmarke wurde hier später der Eltviller Tuff gefunden (vgl. SEMMEL & STÄBLEIN 1971 und Kap. 2.9). Das gehäufte Auftreten vulkanischer Schwerminerale in den Bleichhorizonten mehrerer mainfränkischer Profile (vgl. Kap. 2, speziell Hö, Ma, D II, He, Es, La III, Kh) legt die Vermutung nahe, daß dort auch der Metternicher Tuff erfaßt sein könnte. Die Untersuchungen in Mainfranken haben gezeigt, daß zwar die wichtigsten stratigraphischen Leithorizonte in diesem Raum anzutreffen sind, daß hier aber bei weitem nicht mehr die im Rhein-Main-Gebiet oder auch in Südniedersachsen und Nordhessen (ROHDENBURG & MEYER 1979) festgestellte Differenzierung möglich ist (vgl. Kap. 3.2 und 4).

Profilschema		BAYERN K. Brunnacker (1957, 1959)	HESSEN E. Schönhals et al. (1954)	MITTEL- U. NIEDERRHEIN K. Brunnacker (1967)
		Alleröd		
	Löß (Boden) (Gro, Bv)	Sp Wb Sp Wa - Boden	E ₄ - Boden	Boden III
	Löß (Boden) (Gro, Bv)	WI/II-Boden	Hahnstätter/Lohner Boden	Boden II ← Eltviller Tuff - Horizont
	(Boden) (Gro, Bv)	F Wc - Boden	Gräselberger/Kirch- berger Boden	Boden I
	Löß Fließerde	F Wb		
	Ah Ah (Al)	F Wa, mit Humuszonen	Mosbacher Humus- zonen	2. Humuszone 1. Humuszone ← Metternicher Tuff - Horizont
	Bt	R/W-Boden gekappt	Homburger/Erbacher Boden	R/W - I - Boden

Abb. 55: Vergleich der Jungpleistozängliederung von Bayern, Hessen, Mittel- und Niederrhein nach BRUNNACKER (aus: Fink 1976: 222). (Bei der Literaturangabe zur hessischen Gliederung handelt es sich bei der Jahreszahl "1954" um einen Druckfehler. Es muß "1964" heißen)

In *Mittelfranken* ordnet LÖBER (1932) die Lössе vorwiegend dem (würmzeitlichen) "Hauptlöß" i.S. MORDZIOLS (1926, zit. nach LÖBER 1932: 53) zu, den dieser als häufig zweistufig beschreibt. In Anlehnung an SOERGEL teilt LÖBER ihn dann in einen jüngeren Löß I und II ein (ebd.: 54). KRUMBECK (1950) gliedert den würmzeitlichen Löß bei Erlangen ebenfalls in zwei Abschnitte, die durch einen unteren Lößlehm getrennt seien. Die "Lehmrinde" des oberen Lößlehms stellt er ins Spät- und Postglazial (ebd.: 25). Neuere Gliederungsversuche liegen für Mittelfranken nicht vor.

Eine Gliederung der Würm-Lössе im *nördlichen Baden-Württemberg* gab erstmals FREISING (1949, 1953).

Er ordnet der letzten Kaltzeit nur einen einzigen Löß zu, den "Löß III", der die "letztwarmzeitliche Göttweiger Bodenbildung" begrabe und der von nur einem Naßboden¹²⁷⁾, dem "Naßboden III", durchzogen wird (vgl. FREISING 1953: 54). In die vorletzte Kaltzeit stellt er den "Löß II", in dem er drei fossile Naßböden gefunden hatte (FREISING 1949: 21) und in die drittletzte Kaltzeit den "Löß I". Bei dieser Gliederung ist aber zu berücksichtigen, daß im "Löß III" bzw. in der Fließerde über der "oberen Bodenbildung" (= "Göttweiger Bodenbildung") Funde der Aurignac-Kultur vorkommen (FREISING 1949: 21, 23), die nach heutigen Maßstäben dem Zeitabschnitt des Denekamp-Interstadials zugeordnet werden, so daß FREISINGS "obere" Bodenbildung als Äquivalent des Lohner Bodens anzusehen ist und sein Löß III als Jungwürmlöß, der Löß II entsprechend als Mittel- und Altwürmlöß.

Seit den Arbeiten von FREISING (1949, 1951, 1953, 1957) wurden nordwürttembergische Lössе lange Zeit nicht mehr bearbeitet bis dann SABELBERG & LÖSCHER (1978) neue Ergebnisse zur Stratigraphie der Würm-Lössе im nordwestlichen Kraichgau vorlegten. Nach SABELBERG & LÖSCHER (1978) sind die Profilbasen eindeutig durch die eemzeitliche Parabraunerde festgelegt; dagegen wirft die Abgrenzung von Mittel- und Jungwürm einige Probleme auf. Da ein typisch brauner Boden, wie er im östlichen Kraichgau vorkommt, im westlichen Teil nicht gefunden wurde, nehmen die Autoren Schichtlücken an und stellen dementsprechend die gesamte Naßbodenabfolge ihrer Profile ins Jungwürm, wobei der ältere Abschnitt allerdings viel stärker gegliedert ist als in den hessischen Profilen (SABELBERG & LÖSCHER 1978: 481 f.; vgl. hierzu Abb. 56)¹²⁸⁾.

5.2.2 Befunde zur faziellen Ausbildung, zur Morphodynamik und zur Sedimentpetrographie

Fazielle Ausbildung der Böden

Die Grundzüge des von SCHÖNHALS ET AL. (1964) für das *Rhein-Main-Gebiet* gegebenen Sammelprofils und der Faziesbeschreibung der einzelnen Horizonte haben noch heute Gültigkeit, so daß an dieser Stelle auf die oben genannte Arbeit sowie auf die Arbeiten von SEMMEL (1968, 1969, 1974) und BIBUS & SEMMEL (1977) verwiesen werden kann, wo ausführliche Beschreibungen der einzelnen Böden gegeben sind.

	Nordwestlicher Kraichgau (SABELBERG & LÖSCHER)		Südhesen (SCHÖNHALS ET AL. 1964, SEMMEL 1968)		Nordhesen u. Südniedersachsen (ROHDENBURG & MEYER 1966)		Nordwürttemberg (FREISING)	Bayern (BRUNNACKER 1956, 1957)
	N 8	meist sehr schwach, häufig fehlend	E 5	fast immer fehlend	wj + β	kräftig, meist von holozäner Verbrau- nung über- prägt		
	N 7	sehr deutlich, meist kräftig entwickelt	E 4	schwach	wj 3 δ	sehr kräftig		
	E l t v i l l e r T u f f							
	N 6	schwacher Naßboden, etwa wie N 8, selten	E 3	sehr schwach	wj 3 β	extrem schwach, oft fehlend		
	N 5	fast immer zweigeteilt, recht kräftig, aber schwächer als N3 und N2	E 2	zweigligedrig, sehr kräftig mächtig	wj 2 β	zweigligedrig, meist recht schwach	Naßboden III	? Naßboden $\cong$ Stillfried B
	N 4	sehr schwach, nur in reich gegliederten Profile						
J U N G :	N 3	meist sehr kräftig, häufig kryoturbat gestört	?E 1	meist eher schwach	?wj 1 γ	mäßig kräftig, stets Rostbänder im Liegenden		MITTELWÜRM ALTWÜRM
W Ü R M	N 2	wo vorhanden, einer der kräftigsten Böden, oft fehlend, Solifluktion			?wj 1 α	dem "Lohner Boden" unmittelbar auflagernd		
	N 1	mehrere schwache, Naßbodenbänder, selten, meist fehlend						
	MITTELWÜRM/ALTWÜRM							
	RISS/WÜRM-INTERGLAZIAL							

Abb. 56: Vergleich verschiedener Würm-Gliederungen aufgrund der Naßböden (aus: SABELBERG & LÖSCHER 1978: 483, Tab. 1)

In *Mainfranken* ist die Ausbildung der *Eem-B₁-Horizonte* prinzipiell die gleiche wie im *Rhein-Main-Gebiet*. Eine Differenzierung in eine pseudovergleyte und eine nicht pseudovergleyte Variante ("Homburger Boden" bzw. "Erbacher Boden" nach SCHÖNHALS 1964: 200) konnte im Laufe der Arbeit allerdings nicht festgestellt werden. Alle eemzeitlichen Bodenreste, auch die im trockeneren, zentralen *Mainfranken*, enthalten Sesquioxidkonkretionen und Bleichbahnen mit Rostsäumen, so daß eine Abhängigkeit von regionalen Klimaunterschieden nicht gegeben scheint. Die von SABELBERG & LÖSCHER (1978) beschriebenen B₁-Reste aus dem nördlichen *Kraichgau* passen sich ebenfalls in dieses Schema ein.

Das *Altwürm* ist im *Rhein-Main-Gebiet* zunächst durch eine hellgraue Schlufflage vertreten, wahrscheinlich ein Äquivalent des für *Mainfranken* typischen Bleichhorizontes. Im Hangenden folgen eine bis drei dunkelgraue, z.T. gefleckte Humuszonen. Dort, wo in *Mainfranken* Humuszonen vorkommen, können sie in günstigen Positionen durchaus den oben beschriebenen entsprechen, sind aber in der Regel schwächer ausgebildet oder fehlen ganz. Im *nordwestlichen Kraichgau* fanden SABELBERG & LÖSCHER (1978) nur noch spärliche, schwarzerdeähnliche Reste.

Parallel zu den Vorkommen im *Rhein-Main-Gebiet* ist die *Niederreschbacher Zone* des *Mittelwürms* (SEMMELE 1969, 1974) auch in *Mainfranken* als tonreiche, älteres B₁-Material enthaltende Umlagerungszone mit schluffiger, hellerer Lage darüber entwickelt. Ein ähnlicher Komplex in vergleichbarer stratigraphischer Position ist aus dem *nördlichen Württemberg* nicht beschrieben. Der folgende Gräselberger Boden wird von SCHÖNHALS ET AL. 1964: 201) für das *Rhein-Main-Gebiet* als brauner Lehm mit Rostflecken im oberen Teil beschrieben, ist aber nach SEMMELE (1974: 25) wohl doch eher als kräftiger Naßboden anzusprechen. Reste eines solchen Naßbodens konnten in *Mainfranken* nur in Krautheim und Kitzingen identifiziert werden. Vorausgesetzt, daß alle unteren Naßböden der Gliederung von SABELBERG & LÖSCHER (1978) tatsächlich dem Jungwürm angehören, muß man davon ausgehen, daß im *nordwestlichen Kraichgau* hier eine Schichtlücke besteht ebenso wie für den Lohner Boden. Den Lohner Boden teilen SCHÖNHALS ET AL. (1964) wie den letztinterglazialen Boden in zwei Varianten ein: Einen schwach rötlich getönten mit plattig überprägtem Krümelgefüge, der mit der trockenen Variante des Eem-Bodens (Erbacher Boden) vergesellschaftet ist, bezeichnen sie als "Hainerberger Boden". Ein bräunlicher mit plattig-polyedrischem Gefüge und schwachen Tonanflügen auf den Gefügeoberflächen, der v.a. dort vorkommt, wo der letztwarmzeitliche Boden eine Marmorierung aufweist, wird als "Hahnstätter Boden"¹²⁹⁾ angesprochen (vgl. ebd.: 201). Entsprechend diesen Differenzierungskriterien gleicht der Mittelwürmboden in *Mainfranken* dort, wo er nicht direkt auf der *Niederreschbacher Zone* entwickelt und deshalb schwieriger zu beurteilen ist, dem "Hahnstätter Boden", also dem typischen "Lohner Boden". Lediglich in Holzkirchhausen II und in Marktbreit entspricht der untere Horizont des dort zweigeteilten Bodens der rötlichen Variante (vgl. Kap. 2.6, 2.13, 3.2.3).

Die den *Jungwürm-Löß* gliedernden, stellenweise bis zu vier Naßböden ("Erbenheimer Böden") im *Rhein-Main-Gebiet* sind einerseits mehr durch hydromorphe Merkmale gekennzeichnet wie v.a. der E_2 -Naßboden, andererseits schwach humos ausgebildet wie der E_4 -Naßboden. Zwischen dem E_3 - und dem E_4 -Naßboden ist häufig der Eltviller Tuff zu finden. Am schwächsten sind stets der E_1 - und der E_3 -Naßboden entwickelt. In *Mainfranken* konnte in kräftiger Ausbildung nur der E_2 -z.T. zweigeteilt - gefunden werden und der schwach humose E_4 . Die Beschreibung der *nordwürttembergischen* Naßböden ist in Abb. 56 derjenigen Südhessens und Bayerns gegenübergestellt. Auch hier weist der E_2 -Naßboden die kräftigste Ausbildung auf.

Morphodynamik

In allen drei besprochenen Lößgebieten des mittleren Teils der westmitteleuropäischen Lößverbreitung sind die Hauptabtragungsphasen im Alt- und Mittelwürm anzunehmen und zu Beginn des Jungwürms. Dabei tritt v.a. im östlichen und nördlichen Randbereich *Mainfrankens* (i.w.S.) - sicher mitverursacht durch die primär geringere Lößanlieferung - eine massive Profilverkürzung auf (vgl. Kap. 3.4).

Sedimentpetrographie

Die Würm-Lösse des *Rhein-Main-Gebietes* einschließlich zweier Profile aus der *Wetterau* wurden erst kürzlich sedimentpetrographisch von HUY (1984) untersucht (vgl. Abb. 57). Granulometrisch¹³⁰⁾ zeigen die Lössе keine großen Abweichungen voneinander.

Bis auf zwei Proben, die ca. 17 % T enthalten, weisen alle anderen einen T-Gehalt zwischen 7.5 % und 11.3 % sowie ein ausgeprägtes gU-Maximum mit Werten zwischen 50 % und 60 % auf. Die S-Anteile bewegen sich meist zwischen 5 % und 10 %.

Damit läßt sich über das Hösbacher Profil (vgl. Kap. 2.1) gut der Übergang zum *mainfränkischen Gebiet* herstellen, dessen regionaler Fazieswechsel ja bereits eingehend diskutiert wurde (vgl. Kap. 3.3.1).

In *Mittelfranken* ermittelte LÖBER (1932) dagegen viel niedrigere T- und fU-Werte dafür aber einen wesentlich höheren S-Anteil.

Diese Zusammensetzung veranlaßte LÖBER, "Mittelfranken ... in der Hauptsache (als) Lößausweungsgebiet ..." zu sehen (ebd.: 58), das aber zur gleichen Zeit "Akkumulationsgebiet" war, also weder eine geschlossene Löß- noch eine geschlossene Vegetationsdecke trug (ebd.: 43).

Im *nördlichen Baden Württemberg* untersuchte zuletzt MENGDEN (1981) ein Profil bei Steinheim an der Murr unter sedimentpetrographischen Aspekten.

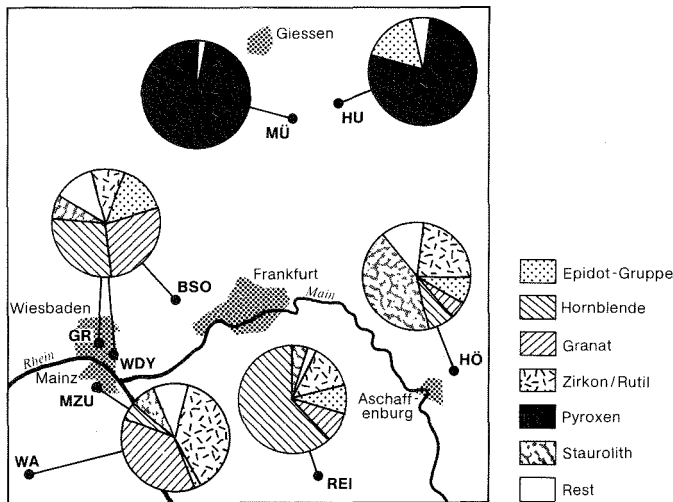
Das durchschnittliche Korngrößenspektrum der Würm-Lösse weist keine auffälligen Abweichungen von denen des *Rhein-Main-Gebietes* auf.

Auch die Kalkgehalte sind im *nördlichen Baden-Württemberg* und im *Rhein-Main-Gebiet* durchschnittlich höher als im *mainfränkischen Gebiet* - v.a. im nördlichen und östlichen Randbereich - (vgl. Kap. 3.3.3 und 4.2) und im *mittelfränkischen Raum*, wo sie nur in den seltensten Fällen 10 % erreichen (vgl. LÖBER 1932: 48).

Der von MENGDEN (1981) ermittelte Carbonatgehalt bleibt mit ca. 18 % im Rahmen dessen, was auch HUY für seine Würm-Lösse im Rhein-Main-Gebiet angibt: zwischen 15 % und 25 %.

Schwermineralanalysen aus den Lössen des *Rhein-Main-Gebietes* (HUY 1984) erbrachten eine klare regionale Differenzierung (vgl. Abb. 57).

So dominieren im Großraum Mainz/Wiesbaden v.a. Rheinschwerminerale (Granat, grüne Hornblende, Epidot), in der Wetterau Pyroxene, in Reinheim grüne Hornblende und in Hösbach Staurolith (ebd.: 67).



(MÜ = Münzenberg, HU = Hungen, BSO = Bad Soden, GR = Wiesbaden-Gräselberg, WDY = Wiesbaden-Biebrich (Dyckerhoff), MZU = Mainz/Universität, WA = Wallertheim, HÖ = Hösbach, REI = Reinheim)

Abb. 57: Durchschnittlicher Schwermineralgehalt in Würm-Lössen des Rhein-Main-Gebietes (Fraktion 112 - 200 μm) (aus: HUY 1984: 40, Abb. 16)

Die Schwermineralzusammensetzung, ihre regionalen Unterschiede und auch der Zusammenhang zum potentiellen Liefergebiet in *Mainfranken* wurden bereits ausführlich erläutert (vgl. Kap. 3.3.4)

Im *nördlichen Württemberg* (Steinheim/Murr) stellte MENGDEN (1981: 78) ein von stabilen Schwermineralen dominiertes Spektrum fest (über 80 %); Pyroxene kommen nur sporadisch vor. MENGDEN vergleicht das Profil mit dem von Kitzingen,

das ebenfalls im Bereich der Keuperschichtstufe liegt (ebd.: 81) und leitet daraus als Liefergebiet die Tone und Sandsteine des Keupers ab.

5.2.3 Zusammenfassung

Vergleichend betrachtet ist die reichhaltigste Würm-Lößgliederung - insbesondere was das Jungwürm anbelangt - im Kraichgau und im Rhein-Main-Gebiet anzutreffen, während die Lößablagerungen nach E zu (Mainfranken i.w.S., Mittelfranken) immer schlechter differenzierbar werden.

Der Grund dürfte u.a. darin liegen, daß sowohl das Rhein-Main-Gebiet als auch der Kraichgau noch im Einflußbereich des Rheins mit seinen riesigen Schotterfluren als potentiellen Auswehungsgebieten lagen, während nach E zu bzw. dort, wo die Reliefbarrieren von Spessart und Odenwald vorgelagert sind, dieser Einfluß allmählich abnahm und lokale, kleinere Liefergebiete zunehmend an Bedeutung gewannen. Diese waren aber nicht in der Lage, Material für mächtige Lößdecken bereitzustellen. Das bedeutet, daß hier im Verlauf der Abtragungsphasen die Bodenbildungen viel eher komplett der Erosion zum Opfer fallen konnten als bei den mächtigeren Lößablagerungen im W, welchen mehr "Masse" zur Verfügung stand bevor die Böden von der Abtragung erfaßt werden konnten.

Bei der Gegenüberstellung der faziellen Ausbildung der fossilen Böden in den Lößprofilen des Rhein-Main-Gebietes, des nördlichen Kraichgaus und Mainfrankens ergibt sich bei den wichtigsten stratigraphischen Horizonten eine Übereinstimmung. Abweichungen vom "Standard" scheinen standörtlich bedingt zu sein. Sedimentpetrographisch unterscheiden sich die Lössе dagegen sowohl inter- als auch intraregional.

5.3 Südlicher Teil: Südbayern, südliches Baden-Württemberg

5.3.1 Befunde lößstratigraphischer Forschungen

Im *südlichen Baden-Württemberg* liegen mächtige Löß-Abfolgen v.a. in der Vorbergzone des Rheintales, am Kaiserstuhl und am Hochrhein. Während bereits mehrere Arbeiten zur chronostratigraphischen Gliederung alt- und mittelpleistozäner Lössе vorliegen (BRONGER 1966, 1969/70, KOHDARY-EISSA 1968, HÄDRICH 1975, MÜNZING 1976, FROMM 1983), sind Versuche zur Gliederung des Würm-Lösses weniger zahlreich und aufgrund der teilweise starken Abtragung in den oberrheinischen Lössen, auf die bereits HÄDRICH (1975: 96) hinwies, auch problematisch. Hinzu kommt, daß die Lössе im südlichen Oberrheingebiet äußerst homogen sind. Das trifft insbesondere für die Würm-Lössе zu, obwohl sie stellenweise über 14 m erreichen können (vgl. HÄDRICH 1985: 71). Zuletzt versuchte ZOLLINGER (1984, 1985) neben einer Stratifizierung und Parallelisierung der mittel- und altpleistozänen Abschnitte auch die jungpleistozänen Lössе zu gliedern. Abb. 58 zeigt, daß bei den bearbeiteten Profilen nur im Profil Heitersheim eine stärkere Differenzierung zu finden war. Entsprechend der hessischen Gliederung nach SCHÖNHALS ET AL. (1964) wäre demnach in Heitersheim durch die untere Verbraunungszone der Lohner Boden und durch die obere der E₂-Naßboden vertreten. Die Verbraunungs-

Hügelheim	Heitersheim	Buggingen	Bötzingen	Zeitliche Datierung
	Löß			Jungwürm
	Obere VBZ			
	Löß			
Kalkanreiche- rungshorizont	Untere VBZ			Mittelwürm
Löß IV	Löß			Altwürm
Obere Humus- zone*	Humusreicher A ₁ -Horizont?		VBZ*	
B _t 3	Oberer Heiters- heimer Boden	oberster foss.* Boden	Ob. VLZ C	R/W-Interglazial
Löß III	Löß	Löß	Älterer Löß 1 D	Riß
Untere Humus- zone		Humuszone aus Löß		Altriß
B _t 2	Riegeler Boden	2. oberster foss. Boden	Mittl. VLZ E	M/R-Interglazial
Löß II	Löß	Löß	Älterer Löß 2 F	Ältere
Fließerde aus B _t	Unterer Heiters- heimer Boden	3. oberster foss. Boden	Fließerde G 1	Kalt- und
Löß I		Löß	Älterer Löß 3 H	Warmzeiten
		2. unterster foss. Boden	Rest einer VLZ J	
		Löß		
		unterster foss. Boden		

(* = stratigraphische Position durch vulkanische Gläser nachgewiesen, VBZ = Verbraunungszone, VLZ = Verlehmungszone)

Abb. 58: Zeitliche Einstufung der Breisgauer Lößsequenzen (aus: Zollinger 1985: 139, Tab.1)

zone von Bötzingen wird aufgrund reichlicher "Gläserfunde" ins Altwürm gestellt (vgl. ZOLLINGER 1985: 140).

In *Südbayern* hat BRUNNACKER sich mehrfach mit der Stratigraphie der Würm-Lösse beschäftigt. (1953, 1954, 1956b, 1957b, 1961, 1970b, 1978). Im Verhältnis zur reichhaltigen Gliederung im Rhein-Main-, Mittelrhein- und Niederrhein-Gebiet (vgl. Abb. 1 und 76) ist im südbayerischen Raum prinzipiell mit einer reduzierten Abfolge zu rechnen. Die Parallelen zum südlichen Baden-Württemberg sind damit offenkundig.

5.3.2 Befunde zur faziellen Ausbildung, zur Morphodynamik und zur Sedimentpetrographie

Fazielle Ausbildung der Böden

Sowohl die Lössе im *südlichen Baden-Württemberg* als auch die Paläoböden werden vom Habitus her als äußerst monoton angesehen (vgl. HÄDRICH 1980, 1985). Bei den fossilen Interglazialböden handelt es sich um Parabraunerden, seltener Braunerden, die schwach pseudovergleyt sein können (vgl. HÄDRICH 1980, BLEICH 1983). Die Ausprägung von Altwürm-Humuszonен - falls sie überhaupt vorhanden sind - ist offenbar auch stark reliefabhängig.

So beschreibt z.B. HÄDRICH (1980: 43 f) diejenige von Riegel als Anmoorbildung in einer Delle, während sonst generell kein so hoher Humus-Gehalt in Altwürm-Humuszonен auftritt.

Die mittelwürmzeitlichen Verbraunungszonен werden übereinstimmend als schwach ausgeprägt angesehen, d.h. mit nur geringfügig erhöhtem T-Gehalt, etwas Humusanreicherung und unvollständiger Entkalkung (HÄDRICH 1980, BLEICH 1983, ZOLLINGER 1984, 1985). Typisch ausgeprägte Jungwürm-Naßböden i.S. der hessischen oder niedersächsischen sind nicht beschrieben. Als zeitliche Äquivalente scheinen eher schwache Verbraunungszonен aufzutauchen (vgl. ZOLLINGER 1985: 140).

In *Südbayern* unterschied BRUNNACKER (1957b) analog zur heutigen Niederschlagsverteilung drei Faziesbezirke: einen südlichen Bezirk mit über 900 mm, einen mittleren mit 650 - 900 mm und einen nördlichen mit 650 mm. Entsprechend dem S-N-Wechsel von feucht zu trocken sei auch mit einem anderen Habitus des (mittelwürmzeitlichen) "WI/II-Bodens" zu rechnen. In den feuchteren Gebieten trete er als "Tundren-Naßboden" mit zunächst stärkerer, dann, nach N zu, schwächerer Vergleyung auf. In den trockeneren Gebieten sei er schließlich als "Brauner Verwitterungshorizont" entwickelt¹³¹). Nach diesem Prinzip von der trockenen zur feuchten Variante unterscheidet er auch die Ausbildung der Lössе, die im südlichsten Bereich in die Decklehmfazies übergehen.

Morphodynamik

Auf die meist gekappten Profile und auf Hiaten weisen fast alle Bearbeiter *südbadischer* Löss hin. Aussagen über bestimmte Erosionsphasen können jedoch nicht getroffen werden, da sie bisher nicht so detailliert erfaßt wurden wie in der nördlichen und mittleren Lößprovinz des westlichen Mitteleuropas. BRUNNACKER (1957b u.a.) macht die Verlagerungsintensität in den würmzeitlichen Profilen *Südbayerns* in allen Abschnitten von der Niederschlagsmenge abhängig.

Z.B. könne der WI/II-Boden in den feuchteren Gebieten durch eine Fließerde ersetzt sein. Umgekehrt könne sich im trockeneren, nördlichen Bezirk anstelle der Basisfließerde auch ein brauner Verwitterungshorizont im Frühglazial gebildet haben (ebd.: 39).

Sedimentpetrographie

Zur Charakterisierung der Löss im südlichen Baden-Württemberg können exemplarisch Daten von HÄDRICH (1985) aus dem südlichen Oberrheingebiet herangezogen werden.

Die bereits erwähnte Homogenität der Würm-Löss erlaubt es, hier nur beispielhaft einige Werte von Riegel zu nennen: Die T-Gehalte liegen im Durchschnitt bei 7.3 %, die gU-Gehalte bei 57.7 % und der Gesamtcarbonatgehalt bei 34.9 % (vgl. HÄDRICH 1985: 77).

In der großen Homogenität der Löss, der typischen Korngrößenverteilung und dem sehr hohen Carbonatgehalt dokumentiert sich deutlich die geringe Entfernung zum Liefergebiet, den Rheinterrassen¹³²⁾

In *Südbayern* haben KALLENBACH (1966) und MENGDEN (1981) die Löss sedimentpetrographisch untersucht.

Die Korngrößenspektren der von MENGDEN untersuchten Profile Offingen und Bobingen (Alpenvorland) zeigen keine interpretierbaren Abweichungen vom typischen Lößspektrum. Bei den Schwermineralen dominieren in beiden Profilen die Instabilen mit durchschnittlich 70 % (ebd.: 88). Am stärksten vertreten ist jeweils der Granat, der in Offingen zwischen 43 % und 67 % ausmacht (ebd.: 88) und in Bobingen auf teilweise mehr als 70 % ansteigt (ebd.: 92). Daneben kommen Epidot, grüne Hornblende und metamorphe Schwerminerale vor. KALLENBACH ermittelte dagegen - allerdings in weit über den südbayerischen Raum verstreut liegenden Profilen und geringer Stichprobenzahl - ein Epidotmaximum (KALLENBACH 1966: 592).

Granat, Epidot und grüne Hornblende sowie die metamorphen Schwerminerale weisen nach MENGDEN auf einen metamorphen Bildungsbereich hin, der hier im Kristallin der Alpen zu suchen ist (MENGDEN 1981: 93).

5.3.3 Zusammenfassung

Insgesamt gesehen spielt die Abtragung offenbar auch in einem "typischen" Lößgebiet wie es Südbaden darstellt eine so große Rolle, daß eine feinstratigraphische Gliederung der Löss kaum möglich ist. Jedoch kann die Abtragungsintensität

hier sicher nicht mit klimatisch ungünstigeren, d.h. feuchteren und kühleren Bedingungen erklärt werden, wie BRUNNACKER das für Südbayern und für das östliche Mainfranken annimmt, denn das südliche Oberrheinische Tiefland gehört immerhin zu den klimatisch bevorzugtesten Gebieten Süddeutschlands: die Klimawerte (nach ERIKSEN 1967) liegen bei dK 6,0 - 7,5¹³³⁾.

Die Homogenität der südbadischen Lösses ist zweifellos mit ihrer Lage im Oberrheinischen Tiefland zu erklären, in dem mit den Schotterterrassen des Rheins riesige Auswehungsflächen zur Verfügung standen, die immense Mengen an einheitlich zusammengesetztem Material liefern konnten. Strenggenommen kann man deshalb auch hier von "Lokallöß" sprechen. Das bedeutet aber, daß die Lößvorkommen und ihre fossilen Böden in den "typischen" Lößgebieten genauso als das Ergebnis unterschiedlicher Reliefverhältnisse, petrographischer Eigenschaften und Größendimensionen des Liefergebietes gesehen werden können wie diejenigen in den Randgebieten der Lößverbreitung und daß Art und Größe der Vorkommen nicht an regionalklimatische Unterschiede gebunden sind.

6 Überlegungen zu den mitteleuropäischen Lößprovinzen

6.1 Der Zusammenhang zwischen Klima und Faziesdifferenzierungen in Mitteleuropa

Immer wieder wurde in der Vergangenheit versucht, das Klima der letzten Eiszeit zu rekonstruieren. In der Mehrzahl der Fälle handelte es sich um qualitative Angaben, die auf geomorphologischen, geologischen, floristischen oder faunistischen Beobachtungen basierten und die zu dem Ergebnis kamen, daß die großräumige Anordnung der kaltzeitlichen Klimaprovinzen in Mitteleuropa im wesentlichen kongruent zur heutigen NW-SE-Abfolge von den mehr ozeanisch zu den mehr kontinental geprägten Klimaräumen war.

In neuerer Zeit legte jedoch FRENZEL (1980) einen Versuch vor, quantitative Aussagen zu einzelnen Zeitabschnitten der letzten Kaltzeit zu machen¹³⁴⁾. Dabei läßt jedoch die Gegenüberstellung rezenter Klimadaten und der von ihm ermittelten letztkaltzeitlichen Werte vermuten, daß die klimatische Differenzierung im Würm in Mitteleuropa nicht exakt der heutigen entsprochen haben kann. Gerade diese Prämisse ist es aber, von der die Vertreter einer Konzeption des Wechsels von "feuchten" zu "trockenen" Lößlandschaften und den damit verbundenen faziellen Änderungen - speziell KARL BRUNNACKER und JULIUS FINK - ausgegangen sind.

Kurz zusammengefaßt hat man sich nach FRENZEL (1980) die klimatische Entwicklung der letzten Kaltzeit folgendermaßen vorzustellen: Prinzipiell sei das Klima der letzten Kaltzeit in Mitteleuropa in den Stadien vermutlich trockener gewesen als in den heutigen großen Vergletscherungsgebieten. Ein Maximum des Wasserdefizites sei kurz vor und nach dem Stillfried B-Interstadial erreicht worden (ebd.: 58). Es sei auch zu bezweifeln, daß zu Beginn des Würm ein feuchtkaltes Klima geherrscht habe, da die Lößsedimentation bereits vor dem Brörup-Interstadial in Europa weit verbreitet einsetzte (ebd.: 58, 60).

Interstadiale und *Stadiale* hätten beträchtliche klimatische Unterschiede aufgewiesen, wobei aber noch nicht geklärt sei, wie schnell sich dieser Wechsel vollzog. Sowohl aus Lößprofilen als auch aus Pollendiagrammen ließe sich einerseits eine schnelle Änderung ablesen, andererseits deuteten manche fossile Böden im Löß einen allmählichen, langen Übergang zum nächsten Stadial an (vgl. hierzu auch Ho II und La III in dieser Arbeit: Übergang von der Altwürm Humuszzone zum Löß)(ebd.: 56).

Etwas erhöhte Niederschläge und ein geringeres Wassersättigungsdefizit bei insgesamt kontinentalen Verhältnissen würden das *Brörup-Interstadial* vom vorangegangenen Stadial abheben (ebd.: 53). Das *Stillfried B-* muß dem *Brörup-Interstadial* klimatisch recht ähnlich gewesen sein, da Niederschlags- und Temperaturwerte so eng beieinander liegen. Die massiven Unterschiede in der Vegetation erklärt FRENZEL mit der unterschiedlichen Vorgeschichte beider Wärmeschwankungen: Die Gehölzvegetation sei vor dem *Brörup-* sicher nicht so weit nach S verdrängt gewesen wie vor dem *Stillfried B-Interstadial*, was sich vor bzw. nachteilig auf ihre Wiedereinwanderung ausgewirkt hätte. Das *Würm-Hochglazial* sei die klimatisch ungünstigste Zeit für die Vegetation gewesen, da sowohl vor als auch nach dem *Stillfried B-Interstadial* die Jahresmitteltemperatur am weitesten abgesunken gewesen wäre und außerdem das absolute Niederschlagsminimum geherrscht hätte (ebd.: 56).

Unter dem Aspekt der Ausbildung von Lössen und ihren fossilen Böden ist nun ein Vergleich der heutigen Klimadaten des nördlichen, mittleren und südlichen Mitteleuropas mit den Rekonstruktionsergebnissen FRENZELS (1980) für einzelne würmzeitliche Abschnitte der gleichen Teilgebiete interessant. Zu diesem Zweck wurden für einige mitteleuropäische Gebiete aus den Tabellen von FRENZEL (1980) die entsprechenden Daten für die Würm-Kaltzeit herausgegriffen und den rezenten Klimadaten gegenübergestellt (vgl. Tab. 4).

Das Alpenvorland, das BRUNNACKER (1957b) zum feuchten, südlichen Faziesbezirk rechnete, war während des *Altwürms* das trockenste Gebiet und das, welches die höchste Kontinentalität aufwies. Niederösterreich, das von FINK (1956, 1961) als trockene Lößlandschaft eingestuft wurde, weist aber zur gleichen Zeit offenbar die höchsten Niederschlagswerte und eine geringere Kontinentalität im Verhältnis zu den Vergleichsräumen auf. Auch während des *Brörup-* und des *Stillfried B-Interstadials* war das südöstliche Mitteleuropa offensichtlich nicht das trockenste und von größter Kontinentalität geprägte Gebiet. Betrachtet man einmal nur die Jahresniederschläge während des Mittelwürm-Interstadials in einer Abfolge von N nach S, dann verhalten sie sich genau entgegengesetzt zu den heutigen, d.h. die Niederschläge nehmen vom Nordseeküstenbereich aus nach SE hin zu. Obwohl für das *Hochglazial* nur Daten für das Alpenvorland und Niederösterreich vorliegen, zeigt sich trotzdem, daß es keinen Unterschied gibt zwischen einem "feuchten" Bereich in Südbayern (vgl. BRUNNACKER 1957b) und einem trockeneren und kontinentaleren im E davon (vgl. FINK 1956, 1961).

Diese wenigen Klimadaten-Beispiele mögen verdeutlichen, wie problematisch es ist, Lößfaziesbereiche allein nach Klimaprovinzen ausgliedern zu wollen, die sich an heutigen Temperatur- und Niederschlagsverhältnissen orientieren. Selbstverständlich haben sich in Mitteleuropa die Klimawechsel von Glazial zu Interglazial bzw. die Klimaoszillationen innerhalb einer Kaltzeit überall mit Lößbildung bzw. -überprägung ausgewirkt. Speziell die interglazialen Lößböden sind als Para-

Tabelle 4: Temperatur- und Niederschlagsmittelwerte verschiedener Abschnitte der Würm-Kaltzeit in einigen Gebieten Mitteleuropas
(Daten nach FRENZEL 1980: Tab. 1-4)

	Nordseeküste				Südl. Schwäbische Alb, Mauern				Alpenvorland, Biberach bei Penzberg				Niederösterreich, Weinviertel			
	N	T _a	T _{Ju}	T _{Ja}	N	T _a	T _{Ju}	T _{Ja}	N	T _a	T _{Ju}	T _{Ja}	N	T _a	T _{Ju}	T _{Ja}
heute	765	8.0	16.5	0.5	670	7.6	17.0	-2.2	790	7.7	17.0	-1.5	560	9.4	19.8	-1.5
früh-würmeis-zeitliche Kaltzeiten*	460	-1.3	13.7	-12.3	390	7.1	21.4	-8.8	370	5.0	21.6	-12.1	490	7.0	20.0	-6.9
Brörup-Interstadial	355	-3.0	12.5	-16.5	428	2.7	19.0	-14.0	552	3.0	16.2	-9.7	keine Daten			
Stillfried B-Interstadial	355	-2.8	12.1	-14.6	432	5.2	19.3	-10.0	keine Daten				468	4.2	19.0	-11.5
Würm-Hochglazial**	keine Daten				keine Daten				116	-1.8	14.0	-18.7	116	-1.8	14.0	-18.7

(N = Jahresniederschlag in mm; T_a = Jahresmittel in °C; T_{Ju} = Julimittel °C; T_{Ja} = Januarmittel °C; * = direkt vor bzw. direkt nach dem Brörup-Interstadial; ** = kurz vor bzw. kurz nach dem Stillfried B-Interstadial)

braunerden i.d.R. mehr oder weniger gleichartig ausgebildet wie es auch auf den Fachtagungen der INQUA-Lößkommission immer wieder betont wurde. Für die innerwürmzeitlichen Bodenbildungen und für bestimmte Erscheinungen in den Lössen (Pseudovergleyung, also Vernässung nach BRUNNACKER; Frostspalten u.a.) ging man dagegen generell von regionalklimatisch bedingten faziellen Unterschieden aus. Dabei ist aber häufig der sedimentpetrographischen Differenzierung der Lössе aufgrund der wechselnden Lokalkomponente quantitativer und qualitativer Art (vgl. HEINE 1970, MENGDEN 1981, RÖSNER 1982 und diese Arbeit) und der Vorverwitterung, zu wenig Beachtung geschenkt worden.

Die Auswirkungen der petrographischen Beschaffenheit des Sedimentes auf bestimmte Formen und damit auch auf deren klimatischen Aussagewert kann man am Beispiel der Frostspalten bzw. Eiskeilpseudomorphosen veranschaulichen:

So weist z.B. Frenzel bei der Diskussion von Erscheinungen, die allgemein als Dauerfrostbodenindikator herangezogen werden, darauf hin, daß "... an der Entstehung gleichartiger Formen und Bildungen nicht nur das Klima, sondern auch Bodenart und Vegetationsbedeckung erheblichen Anteil haben,..." und daß "... es nur in den seltensten Fällen gelungen (ist), das heutige Vorkommen bestimmter Frosterscheinungen annähernd genau mit bestimmten Klimaparametern zu verknüpfen " (FRENZEL 1980: 50).

Ebenso hält es HADRICH für möglich, daß als Frostrisse angesehene und durch sekundäre Pseudovergleyung nachgezeichnete Strukturen auch Trockenrisse in feinkörnigem Ausgangsmaterial sein könnten und damit nicht auf Dauerfrostboden und die hiermit verknüpften klimatischen Verhältnisse hinweisen würden¹³⁵⁾. Das erscheint einleuchtend, wenn man bedenkt, daß zum einen das Klima während der gesamten Kaltzeit trockener und auch die Evaporation wesentlich höher gewesen sein muß als heute (vgl. FRENZEL 1980: 58, Tab. 4) und daß sich zum anderen der unterschiedliche T-Gehalt, d.h. die verschiedene Quellungs- und Schrumpfungsfähigkeit des Materials, in Rissen bemerkbar machen kann.

Die gleiche Forderung, nämlich Ausgangssubstrat und dynamische Prozesse bei allen Versuchen zur faziellen Differenzierung stärker zu berücksichtigen, gilt besonders für Bodenbildungen oder auch einzelne pedogenetische Prozesse:

Darauf, daß Tonverlagerung bei entsprechendem Ausgangsmaterial und Wasserangebot nicht klimatisch bedingt sein muß, wurde bereits mehrfach hingewiesen (vgl. Kap. 2.7.3). Ebenso ließ sich am Beispiel der mainfränkischen Lössе und fossilen Böden zeigen, daß ein geringerer Carbonatgehalt im Löß nicht nur mit vermehrter Lösung und Abfuhr aufgrund regionalklimatischer Unterschiede zu erklären ist, sondern daß das lokale Liefergebiet primäre Kalkarmut verursacht. Auswirkungen auf Pedogenese und Morphodynamik sind daher vorprogrammiert.

Wichtig erscheint es, in diesem Zusammenhang noch auf die Ergebnisse von ALTERMANN & FIEDLER (1975) hinzuweisen, die in Lössen des nördlichen Lößrandgebietes der DDR zwischen Magdeburg und Leipzig eine Abhängigkeit des Kalkumsatzes bzw. der Tondurchschlämmung von der Korngrößenzusammensetzung feststellten, was letztendlich zu einer kleinräumigen Abfolge bestimmter Bodentypen in Abhängigkeit vom Substrat führte (vgl. ebd.: 153 f.).

Und schließlich sei noch die Pseudovergleyung erwähnt, die gern als Kriterium für kleinräumige Klimawechsel verwendet wird (s.o.). Untersuchungen von BECHER & VOGEL (1983) zeigten jedoch, daß der Grad der Pseudovergleyung weniger von der absoluten Niederschlagsmenge als vielmehr von der Porenverteilung im Löß, der Hangneigung, der Exposition und der Reliefhöhe abhängig ist.

Es gibt also neben Mainfranken auch aus anderen Lößgebieten genügend Hinweise darauf, daß horizontale Faziesdifferenzierungen nicht zwingend mit regionalklimatischen Unterschieden zu erklären sind, d.h., daß klimatische Unter-

schiede nicht stark genug waren, um substratbedingte und/oder morphodynamisch verursachte Fazieswechsel zu überdecken.

6.2 Die Stellung Mainfrankens innerhalb der mitteleuropäischen Lößprovinzen

Nach dem bisher Gesagten ergibt sich zusammenfassend für Mainfranken folgendes:

Die klimabedingte, vertikale Gliederung hat sich hier prinzipiell wie in allen anderen Lößgebieten Mitteleuropas auch durchgepaust. Sowohl in Gebieten mit nahezu flächendeckender als auch solchen mit lückenhafter Lößverbreitung konnten sämtliche wichtigen Gliederungselemente gefunden werden, wenn auch nicht alle in einem Aufschluß. Die lokalen Verhältnisse sind dann dafür verantwortlich, wie die durch übergreifende Klimaschwankungen verursachten Sediment- und Bodentypen modifiziert werden.

Die kurze Darstellung einiger westmitteleuropäischer Lößgebiete hat gezeigt, daß es eigentlich auch keine charakteristischen Merkmale gibt, welche es rechtfertigen würden, eine Einteilung in Lößprovinzen nach heutigen klimatischen Gesichtspunkten vorzunehmen, d.h. heutige Klima- und Lößprovinzen gleichzusetzen. Dort, wo fazielle Unterschiede der fossilen Böden auf klimatische Differenzierung zurückgeführt wurden, hat sich häufig gezeigt, daß eine Fehlkorrelation vorlag¹³⁶⁾ oder die besondere Fazies der fossilen Böden kann als das Produkt lokal wirksamer Faktoren erklärt werden¹³⁷⁾.

Als Konsequenz ergibt sich, daß die ursprüngliche, hypothetische Konzeption, die - ausgehend von der allgemein anerkannten, klimabedingten N-S-Abstufung der Lößprovinzen in Europa - Mainfranken als Lößprovinz zwischen dem mehr ozeanisch geprägten NW und dem mehr kontinental geprägten SE sah (vgl. Kap. 1.3), so nicht zutrifft. Vielmehr ließ sich anhand der Beobachtungen und der Analysenergebnisse zeigen, daß die Differenzierungen in der Profilausprägung von einer Vielzahl lokaler Parameter wie Relief, Petrographie, lokalen Windrichtungen und den nahegelegenen Auswehungsgebieten abhängen. Sie sind nicht von regionalen Klimaunterschieden bestimmt wie BRUNNACKER sie zugrundelegte und wie sie - vergleicht man die hygrothermischen Klimagunstwerte (nach ERIKSEN 1967) verschiedener Orte des Arbeitsgebietes (vgl. Kap. 4.1.) - in einem wirksamen Ausmaß gar nicht existieren.

Das bedeutet aber nun nicht, daß Mainfranken innerhalb der mitteleuropäischen Lößprovinzen eine Sonderstellung zukommt. Denn aus der Darstellung und dem Vergleich westmitteleuropäischer Lößgebiete läßt sich ableiten, daß die Lössе aus den "typischen" Provinzen entlang des Rheins ihren homogenen Aufbau nur ihrem homogenen Umfeld verdanken. Bei den rheinischen Lössen ist der Materialanteil aus den Terrassen kleinerer Rheinzuflüsse mit petrographisch andersartigem Ein-

zugsgebiet oder aus freiliegenden Verwitterungsflächen im Verhältnis zu der Materialmenge, die aus den Rheinterrassen geliefert wurde, so gering, daß er sich kaum auswirken konnte. D.h., daß strenggenommen auch die rheinischen Lössе "Lokallössе" sind. Je größer nun die Entfernung zu diesem ausgedehnten Flußsystem ist, desto stärker paust sich in den einzelnen Lößgebieten der lokale Materialanteil aus der unmittelbaren Umgebung durch. Und nicht nur in Mainfranken, sondern offensichtlich in allen Lößprovinzen tauchen regionale Unterschiede auf, die mit dem jeweils zur Verfügung stehenden Material der Auswehungsgebiete erklärbar sind.

Weiterhin machte der Vergleich der westmitteleuropäischen Lößprovinzen deutlich, daß keine Unterschiede in den Profilen gefunden werden können, die sich als klimatisch verursacht interpretieren ließen. Daraus ist zu schließen, daß auch für die Ausbildung der übrigen Lößgebiete Westmitteleuropas offenbar lokale Parameter die entscheidende Rolle spielten. In diesem Zusammenhang und vor dem Hintergrund der von FRENZEL (1980) ermittelten Daten für die Würm-Kaltzeit (vgl. Kap. 6.1) muß man sich deshalb generell fragen, ob es überhaupt möglich ist, Lößprovinzen nach den heutigen Klimaregionen zu unterscheiden.

7 Zusammenfassung

Im Mittelpunkt der vorliegenden Untersuchung stand die Frage nach den Bildungs-, Umformungs- und Erhaltungsbedingungen der Lössе in einem Gebiet, das einerseits im östlichen Randbereich der westmitteleuropäischen Hauptlößverbreitung liegt, andererseits aber gleichzeitig - unter klimatischem Aspekt betrachtet - das Verbindungsstück darstellt zwischen den im mehr ozeanisch geprägten Raum gelegenen Lößgebieten im NW und den im mehr kontinental geprägten Raum gelegenen im SE Mitteleuropas.

Dabei war zunächst zu klären, inwieweit sich innerhalb dieses begrenzten Gebietes eine vertikale (zeitliche) und eine horizontale (räumliche) Faziesdifferenzierung feststellen läßt und welche Faktoren dafür verantwortlich sind. Daraus sollte dann eine Gesamtdarstellung der mainfränkischen Lößprovinz mit ihren charakteristischen Merkmalen resultieren. Sie war dann im Vergleich zu den wichtigsten westmitteleuropäischen Lößprovinzen zu sehen, um vielleicht Hinweise darauf zu erhalten, inwieweit die Konzeption einer Einteilung in "feuchte" und "trockene" Lößlandschaften auf der Grundlage der heutigen Klimaprovinzen zutreffen kann, wie sie besonders BRUNNACKER und FINK (div. Arbeiten) vertraten.

Vertikale Faziesdifferenzierung

Zu diesem Zweck wurden über das Arbeitsgebiet verteilt 25 Lößprofile aufgenommen und anhand profilmorphologischer, laboranalytischer und teilweise auch

mikromorphologischer Befunde genetisch interpretiert, sedimentpetrographisch charakterisiert und stratigraphisch gegliedert:

Analytisch ließ sich im vertikalen Sedimentaufbau zunächst schwermineralogisch zweifelsfrei die Grenze zwischen dem letztinterglazialen B_t -Horizont (mit einem von stabilen Schwermineralen beherrschten Spektrum) und dem hangenden Bleichhorizont (mit im Verhältnis zum B_t -Horizont höherem Instabilen-Anteil) festlegen. Außerdem war mit der Schwermineralanalyse nachzuweisen, daß der Bleichhorizont ein Mischsediment aus verwittertem Oberbodenmaterial der warmzeitlichen Parabraunerde und aus frischem Löß darstellt. Das bedeutet, daß die Lößakkumulation bereits in einem sehr frühen Kaltzeitabschnitt einsetzte, nämlich als noch wirksame Umlagerungsprozesse im Gange waren.

Auch die typische frühjungwürmzeitliche Umlagerungszone über dem Lohner Boden ließ sich mit Hilfe der Carbonatdifferenzierung in Dolomit- und Calcit-Anteile als Mischhorizont belegen. Denn während der liegende Lohner Boden keinen oder nur noch einen geringen Dolomit-Anteil enthält - der Dolomit-Gehalt hat sich als Indikator für noch vorhandenes primäres Carbonat erwiesen -, steigt er allmählich zum Hangenden hin, was wiederum auf eine Überlagerung von Abtragungs- und Akkumulationstätigkeit hindeutet.

Die Qu/F- und KF/Pl-Verhältnisse - zuerst als Verwitterungsindex gedacht - zeigten keine signifikante Erhöhung in pedogenetisch überprägten Horizonten, vielmehr schwankten die Werte auch innerhalb eines Horizontes so stark, daß daraus nur auf sedimentäre Inhomogenität geschlossen werden kann.

Insgesamt gesehen lieferte die Kombination von Korngrößen- und Schwermineralanalysen, von röntgendiffraktometrischer Qu/F- bzw. KF/Pl-Quotient-Bestimmung und Carbonatdifferenzierung in allen Profilen Hinweise auf Sedimentwechsel auch in homogen erscheinenden Lößpaketen.

“Vulkanische Gläser” - ursprünglich als Leitmarke für den altwürmzeitlichen Profilabschnitt angesehen - fanden sich bei mehrzyklischen Profilen stets konzentriert in den frühglazialen Abschnitten und sind daher unterstützend zur stratigraphischen Absicherung auch älterer als würmzeitlicher Löss einsetzbar.

Die mikromorphologische Untersuchung ausgewählter Profile zeigte für den Verlauf eines einzelnen Warmzeit-Kaltzeit-Zyklus einen differenzierten rhythmischen Wechsel von Aktivitäts- und Stabilitätsphasen. In allen Komplexen, die aufgrund von Umlagerungsprozessen geschichtete Tonfragmente aus B_t -Horizonten enthalten, hat sekundäre Tonverlagerung eingesetzt, die offensichtlich nicht an warmzeitliche Bedingungen geknüpft ist. Dadurch kann in den interglazialen Böden eine intensivere Bodenbildung vorgetäuscht werden als tatsächlich stattgefunden hat.

Horizontale Faziesdifferenzierung

Dieser Profilkatalog¹³⁸⁾ war dann die Grundlage für den anschließenden räumlichen Vergleich (aufgegliedert nach bestimmten Zeitabschnitten) der Lösssedimente und -böden im Arbeitsgebiet:

Dabei zeigte sich, daß die wichtigen *stratigraphischen Leithorizonte* - die Indikatoren überregionaler Klimaänderungen - prinzipiell im gesamten Arbeitsgebiet zu finden sind, daß jedoch im östlichen und nördlichen Randbereich verstärkt mit Erosionslücken gerechnet werden muß. Weiterhin konnte gezeigt werden, daß intraregionale Unterschiede in der Ausbildung bestimmter Horizonte (Bleichhorizont, Lohner Boden) auftreten. Aber weder für die Intensität morphodynamischer Prozesse noch für die Ausbildung der Leithorizonte besteht eine regionalklimatische Abhängigkeit, wie sie BRUNNACKER (div. Arbeiten) als Erklärung für die unterschiedliche Profilausbildung herangezogen hat, sondern die Unterschiede können auf lokale Relief- und Substratverhältnisse zurückgeführt werden.

Dagegen war auf *sedimentpetrographischer Basis* eine deutliche regionale Differenzierung der Löss- und Lössderivate im Arbeitsgebiet erkennbar, die aufgrund der Abhängigkeit vom geologischen Umfeld direkt auf lokale Auswehungsgebiete hinweist. Die Befunde aus dem mainfränkischen Raum lassen somit auf eine andere (stärkere) Gewichtung des lokalen Materialanteils schließen als sie TILLMANNS & BRUNNACKER (1987) annehmen, die das lokale Umfeld nur als sekundäre Lößquelle ansehen.

So konnten allein aufgrund der granulometrischen Zusammensetzung der Sedimente fünf Bezirke ausgegliedert werden, die eine deutliche Abhängigkeit vom geologischen Umfeld aufweisen. Die Qu/F- und KF/Pl-Verhältnisse ließen im Vergleich der Profile untereinander Unterschiede erkennen die gleichfalls mit lokaler Materialzufuhr erklärt wurden. Auch aus den Schwermineralspektren läßt sich eine regionale Differenzierung ableiten, wobei die Schwermineralzusammensetzung mit den in der Nähe der Löss- auftretenden Gesteinsvorkommen und mit der Schwermineralführung in den Schotterterrassen des Mains und seiner Zuflüsse korreliert werden kann. Deutliche Unterschiede ergaben sich im Carbonatgehalt zwischen einer westlichen und mittleren carbonatreichen und einer nördlichen und östlichen carbonatarmen Region. Insbesondere kommt im Vergleich des Carbonatgehaltes der Löss- mit der Kalkgeröllzusammensetzung der Niederterrasse des Mains (nach SPOERER 1980) die Bedeutung lokaler Auswehungsgebiete zum Ausdruck.

Aus der Überlagerung der Ergebnisse zur Korngrößen-, Schwermineral- und Carbonatverteilung wurde dann zusammenfassend eine sedimentpetrographische Dreiteilung des Arbeitsgebietes vorgenommen: Vorderer Spessart; mittlere und südliche Mainfränkische Platten und südöstlicher Spessarttrand; Fränkisches Keuper-Lias-Land, Grabfeldgau und Südrhön.

Hinweise auf *morphodynamisch aktive Zeiten* fanden sich in allen Profilen des Arbeitsgebietes. Für den Beginn der letzten Kaltzeit wurden zwei intensive, solifluidale Abtragungsphasen belegt, die zur Verlagerung und Kappung des letztinterglazialen Bodens führten; eine weitere scheint für die Zeit der Humuszonentwicklung typisch zu sein. Am deutlichsten tritt jedoch in allen Profilen eine frühmittelwürmzeitliche Umlagerungsphase in Erscheinung, die zur Ablagerung der Niedereschbacher Zone führte. Direkt über dem Lohner Boden konnte jeweils die auch in anderen Lößgebieten nachgewiesene und für das frühe Jungwürm typische Verlagerungszone festgestellt werden. Im jüngsten Teil der Jungwürmsedimente konnten in einigen Profilen makromorphologisch oder analytisch vereinzelt weitere Erosionsphasen nachgewiesen werden, die aber wohl eher lokaler Natur sind.

Hinsichtlich der *flächenhaften Ausdehnung* der Lößvorkommen in Mainfranken konnte gezeigt werden, daß sie nicht nur von den Elementen Relief und Hauptwindrichtung abhängt, sondern von einem ganzen Bündel von Faktoren, deren unterschiedliches Zusammenwirken in den einzelnen Regionen des Arbeitsgebietes für die unterschiedliche Verbreitung verantwortlich ist.

Vergleich mit anderen Lößgebieten

Um die mainfränkische Lößprovinz in einen größeren Zusammenhang zu stellen, wurde ein Vergleich mit den Lößprovinzen in der Bundesrepublik vorgenommen. Dabei ergab die Literaturdurchsicht zahlreiche Hinweise darauf, daß auch in den allgemein als "typisch" geltenden Lößgebieten sedimentpetrographische Unterschiede festzustellen sind, die auf den Einfluß lokaler Liefergebiete hinweisen; daß Abtragungsprozesse - in Abhängigkeit vom Relief - offensichtlich eine ebensogroße Rolle spielen wie in Mainfranken und daß bei den wichtigen stratigraphischen Leithorizonten offenbar keine Unterschiede auftreten, die nicht auf die lokalen Relief- und Sedimentverhältnisse zurückzuführen wären (oder auf Fehlkorrelationen beruhen). Daraus wird geschlossen, daß Löss- und Böden in den "typischen" Lößgebieten genauso als Ergebnis der unterschiedlichen Reliefverhältnisse, der petrographischen Eigenschaften und der Größendimension des Liefergebietes gesehen werden können wie die Löss- und Böden in den östlichen Randbereichen der Verbreitung und daß auftretende Abweichungen anscheinend nicht an regionalklimatische Unterschiede gebunden sind.

Abhängigkeit von Löß- und Klimaprovinzen

Um der Frage der (paläo)klimatischen Abhängigkeit in der Ausbildung der Löss- und Böden noch weiter nachzugehen, wurden die von FRENZEL (1980) für verschiedene mitteleuropäische Regionen ermittelten Klimadaten für die

Würm-Eiszeit mit den entsprechenden rezenten Werten verglichen. Dabei zeigte sich, daß die Anordnung der Paläoklimaregionen nicht den heutigen entsprechen haben muß; damit könnte die bisher übliche Konzeption einer Unterscheidung von "feuchten" und "trockenen" Lößlandschaften aufgrund rezenter Klimaverhältnisse fraglich werden.

Anmerkungen

- 1) Arbeiten zu Einzelprofilen werden bei der Profildarstellung diskutiert.
- 2) Der Begriff "Mainfranken" wird hier zur einfacheren Kennzeichnung des Arbeitsgebietes entgegen der herkömmlichen Definition (vgl. HEROLD 1968: 220) weiter gefaßt und auf das gesamte Gebiet beiderseits des Mains zwischen Spessart und Frankenalb angewendet.
- 3) Beide Ansichten sind ausführlich von SEMMEL (1984: 87 ff.) diskutiert worden.
- 4) Sämtliche Temperatur- und Niederschlagswerte, die im folgenden bei den Einzelprofilardarstellungen angegeben werden, stammen aus dem Klima-Atlas von Bayern (KNOCH 1952).
- 5) Zu den Temperatur- und Niederschlagswerten der untersuchten Profile vgl. Tab. 1 und Abb. 9. Die Werte stammen aus KNOCH 1952.
- 6) Für die eigentliche Darstellung wurde die Farbe zugunsten einer besseren Vergleichbarkeit nochmals im Labor im lufttrockenen Zustand nach den Munsell Soil Color Charts bestimmt.
- 7) Einzelheiten hierzu sind in den "Erläuterungen zur Profilbeschreibung" in der Beilage 1 aufgelistet.
- 8) Entnahme auf einer Fläche von (10 x 10) cm und jeweils 10 cm Tiefe aus der zuvor freigelegten Wand.
- 9) Die im folgenden im Text und in den Abbildungen verwendeten Profilabkürzungen sind in Abb. 7 erklärt.
- 10) Herr Prof. Dr. W. BUGGISCHE, ehemals Institut für Geologie und Mineralogie, Lehrstuhl für Geologie, Erlangen, ermöglichte mir dankenswerterweise die Benutzung des Röntgendiffraktometers. Besonders danken möchte ich Herrn R. BÄR, ehemals gleiches Institut, der mich in die Röntgenbeugungsanalyse einführte und die Geräteeinstellungen vornahm.
- 11) Die Eichkurve wurde speziell für den verwendeten Apparat von Mitarbeitern des Instituts für Geologie und Mineralogie in Erlangen erstellt.
- 12) Aufbereitung der Proben und Abtrennung der Schwerminerale konnten am Institut für Geographie, Erlangen, selbst vorgenommen werden. Präparatherstellung und polarisationsoptische Untersuchung führte dankenswerterweise Herr E. ISKANDAR, Geologisches Institut der Universität Köln, durch.
- 13) Freundl. mündl. Mitteil. von Herrn Dr. K.-E. BLEICH, Institut für Bodenkunde und Standortslehre der Universität Hohenheim.
- 14) Die Teilchen haben eine schwarze Oberfläche, die häufig Schmelzkanäle und Schrumpfrisse aufweist, einen glatten, intensiv schwarz glänzenden Bruch und weisen oft sehr bizarre Formen auf.

15) Nach den Angaben von BLEICH ET. AL. (1984: 13) wurde von ca. 500 g Probenmenge die Fraktion 125-63 μm naß ausgesiebt, getrocknet und daraus dann die Gläser von Hand mit einer Nadel unter dem Binokular herausgelesen. Eine chemische Vorbehandlung der Proben erfolgte nicht, um eine Oberflächenbeeinflussung zu vermeiden, die die weiteren Untersuchungen mit dem Rasterelektronenmikroskop und der Elektronenstrahlmikrosonde beeinträchtigt hätte.

16) Bis zur eindeutigen Klärung der Fragen scheint es am zweckmäßigsten, den bereits in die Literatur eingeführten Begriff "vulkanische Gläser" beizubehalten und lediglich in Anführungszeichen zu setzen, um den gewandelten Begriffsinhalt zum Ausdruck zu bringen.

17) Die Dünnschliffpräparate stellte mir dankenswerterweise Herr Prof. Dr. A. SKOWRONEK, Institut für Bodenkunde, Bonn, zur Bearbeitung zur Verfügung. Obwohl die Profile Laudenschbach I, Laudenschbach II und Gohmannsdorf nicht mehr zugänglich waren, wurden sie im Hinblick auf eine Erweiterung der mikromorphologischen Untersuchungsbasis mit bearbeitet; die Profilbeschreibungen hierzu sind bei ERBE (1983) zu finden. Ansonsten konnten die Dünnschliffe zusammen mit Herrn Prof. Dr. A. SKOWRONEK, der die Proben seinerzeit entnahm (1977 bzw. 1979), der heutigen Aufschlußsituation wieder zugeordnet werden.

18) Die unbehandelten, luftgetrockneten Handstücke stammen aus der gleichen Strukturprobe wie die Dünnschliffpräparate.

19) Das Mikroskop hat mir Herr Prof. Dr. R. ROSSNER, Institut für Geologie, Erlangen, leihweise überlassen.

20) Die Zahlen in Klammern entsprechen jeweils den Nummern in der Profilbeschreibung.

21) Sie steht für eine Zeit mit langer andauernder Luftabschluß während die ausgeprägte Marmorierung des hangenden Stauwasserleiters bereits den häufigen Wechsel von Austrocknung und Vernässung dokumentiert.

22) Gemeint ist eine Wechselfolge von braunen, tonreicheren Flecken bzw. Striemen mit hellgrau-braunem Löß. Die Autoren deuten sie als Zone, "... in der nach Karbonatauswaschung bzw. bei primärer Kalkarmut bis -freiheit unter dem Einfluß lamellar gebänderten Bodeneises eine partielle Texturdifferenzierung vor sich ging" (HAASE ET AL. 1970: 146). Das Vorkommen soll an einen Verbraunungshorizont gekoppelt sein und zur Entstehung etwas feuchteres Klima benötigen als es im Hochglazial herrschte (vgl. ebd.: 147). Diese Zone wurde zwar überwiegend im oberen Bereich des Jungwürmlösses gefunden, soll aber auch vereinzelt in älteren Lössen auftreten. SABELBERG ET AL. (1974: 106, 109) berichten ebenfalls von Toninfiltrationsbändern im basalen Teil von B_1 -Horizonten, v. a. in Substraten mit höherem Porenvolumen.

23) Jedoch zeigt ein Vergleich mit dem Profil SCHIRMERS (1967) (vgl. auch Abb. 14), daß auch hier (ca. 250 m hangabwärts) in der gleichen Profilsituation noch drei B_1 -Horizonte auftauchen, also kein Auskeilen festzustellen ist.

24) Bereits SABELBERG ET AL. (1974) weisen jedoch ausdrücklich auf die Problematik der Zuordnung solcher Bodensedimente zu bestimmten Warmzeiten hin.

25) Würde es sich um den A_1 -Horizont der Parabraunerde handeln, so müßten die instabilen Schwerminerale deutlich hinter den stabilen zurücktreten entsprechend dem Grundsatz, daß die Bodenbildung in Oberflächennähe am stärksten einwirkt. Der Horizont müßte außerdem völlig entkalkt worden sein, d. h. es dürfte kein Dolomit mehr vorkommen, der ja nicht mit sekundärer Fällung erklärt werden kann (vgl. HÄDRICH 1975).

26) Gleichbleibender fU-Gehalt gilt als Kriterium für Sedimentverwandtschaft, eine Änderung ist entsprechend als Änderung des Sedimentationsverhaltens zu deuten (freundl. briefl. Mitteil. von Dr. F. HÄDRICH, 6.11.1985)

27) Zu den warmzeitlichen Bildungen gehören eigentlich auch die B_1 -Horizonte. Da diese jedoch fließend ins Liegende übergehen, scheint es sinnvoller, die Grenze zwischen zwei Warmzeit-Kaltzeit-Zyklen an die besser erkennbare B_1 -Horizont-Unterkante zu legen.

28) Die Zuordnung im einzelnen ist Beilage 2 zu entnehmen.

29) Aus den bei SCHEER aufgelisteten Analysendaten wurde für jede Terasse ein durchschnittliches Schwermineralspektrum errechnet (der Apatit blieb dabei allerdings bewußt unberücksichtigt, um eine bessere Vergleichbarkeit mit den eigenen Proben zu erzielen, in denen er aus aufbereitungstechnischen Gründen fehlt (vgl. Kap. 1.5.2.4)). Entsprechend der Korrelation SCHEERS mit den Terrassen KÖRBERS (1962) wurde dann je ein Wert für Mittel- und Niederterrasse gebildet. SCHEER macht allerdings keine Angaben zur untersuchten Fraktion und der angewandten Analysentechnik, so daß ein Vergleich mit den eigenen Daten nur Tendenzen aufzeigen kann.

30) SCHEER parallelisiert folgendermaßen mit den Terrassen KÖRBERS: t_1 = A-Terrasse; t_2 = E-Terrasse; t_3 , t_4 und t_5 = Mittelterrasse; t_6 und t_7 = Niederterrasse.

31) Auf sie soll jedoch in dieser Arbeit nicht näher eingegangen werden, da sie Gegenstand einer damals in Arbeit befindlichen Dissertation von R. KURZ, Würzburg, sind, der die ältest- bis altpleistozäne Entwicklung im Mittelmaintal untersuchte.

32) Die Dünnschliffpräparate aus Marktheidenfeld entstammen zwei verschiedenen Geländeaufnahmen (1977: H1-H4, I1-I4; 1979: M1-M14, M19, M20) durch Herrn Prof. Dr. A. SKOWRONEK, Institut für Bodenkunde, Bonn, dem ich hier nochmals für die Überlassung der Präparate danken möchte. Der unterste Rest des nach neuesten Befunden (s. u.) 1 B_1 -Horizontes wurde damals allerdings noch aufgrund der schwachen Ausbildung als "Lohner Boden" eingestuft. Die Probenzuordnung (vgl. Abb. 17) wurde gemeinsam überprüft.

33) Aus einem nur 2 cm mächtigen Schluffband von K. 14!

34) Bereits bei der ersten Aufnahme 1985, die in Einzelschürfen erfolgte, aus denen auch die Proben entnommen wurden, ergab deren Parallelisierung Hinweise auf vier fossile B_1 -Horizonte. Bei einer späteren gemeinsamen Geländebegehung mit Herrn Prof. Dr. A. SKOWRONEK und Herrn Dr. R. KURZ konnte dann ein Profil aufgeschlossen werden, in dem alle vier fossilen Böden übereinanderlagen. Der oberste B_1 -Horizont ist nur an dieser Seite der Grube vorhanden und keilt sonst nach W und E aus (vgl. Abb. 16)

35) BRUNNACKER (1958b: 134 f.) stellt die Abtragungsphase oberhalb des B_1 -Horizontes in einen Zeitabschnitt, der "... zeitlich vor oder in die Anfangszeit der spätinterglazialen Pseudovergleyung dieser Böden fällt.", nimmt also für die Abtragung innereemzeitliches Alter an. Aufgrund ihrer Befunde in Südniedersachsen und Nordhessen postulieren ROHDENBURG & MEYER (1979: 77) jedoch ein altwürmzeitliches Alter für die Erosion. Die stellenweise intensive Pseudovergleyung rechnen sie zumindest teilweise noch dem Altwurm zu (ROHDENBURG & MEYER 1979: 76).

36) Aus diesem Grund läßt sich der Anteil der äolischen Komponente mikromorphologisch oft nur schwer abschätzen.

37) Freundl. mündl. Mitteil. auf der Exkursion zur Tagung des "Arbeitskreises Paläoböden" der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft im Mai 1986.

38) Nach Ergebnissen von ROHDENBURG & MEYER (1979: 49) führt Kryoklastik auch zu merklichem Zuwachs im Grobton-Bereich.

39) Eine exakte zeitliche Einordnung und die Konsequenzen, die sich hieraus für die Entwicklung des Maintales ergeben, werden die Ergebnisse der Dissertation von R. KURZ bringen. Ihnen soll hier nicht vorgegriffen werden.

40) Eine Bohrung ergab, daß die sandig-schluffige Wechsellagerung auch bei 2 m unterhalb der Profilbasis noch nicht beendet war.

- 41) Die Zweigliederung ist mit der in Ki und Ob (vgl. Kap. 2.12, 2.14) gefundenen vergleichbar.
- 42) Freundl. mündl. Mitt. vom Besitzer des nahegelegenen Aussiedlerhofes.
- 43) Um bei der Profilbeschreibung die Ansprache zu vereinfachen, wurde für die tonangereicherten Horizonte die B_i-Bezeichnung beibehalten, ist aber rein deskriptiv zu verstehen und deshalb vorerst auch in Anführungszeichen gestellt.
- 44) Ähnliche Beobachtungen beschreibt ROHDENBURG aus dem Tagebau Treue in Niedersachsen (1968: 57).
- 45) Die Bestimmung hat freundlicherweise Herr Dr. M. MÄUSER, ehemals Institut für Geologie, Würzburg, durchgeführt, dem ich dafür sehr zu Dank verpflichtet bin.
- 46) Autochthone, miteinander verwachsene Lößkindel finden sich unter dem "3. B_i"-Horizont im westlichen Teil der Nordwand.
- 47) Angaben zu den Fossilien: freundl. mündl. und briefl. Mitteil. von Herrn Dr. M. MÄUSER, ehemals Institut für Geologie, Würzburg, 1985.
- 48) Die auf der Exkursion im Rahmen des Treffens des Arbeitskreises Paläoböden (1986) geäußerte Vermutung, daß es sich beim untersten B_i-Horizont um den eemzeitlichen handelt und beide hangenden Horizonte als dessen Umlagerungsprodukte aufzufassen sind, stützte sich zusätzlich auf Funde "vulkanischer Gläser", die damals erst stichprobenartig vorlagen. Im Verlauf weiterer umfangreicher Untersuchungen ergab sich jedoch eine andere stratigraphische Bedeutung für die "Gläser" (vgl. Kap. 1.5.2.5 und Kap. 3.3.5), so daß sich auf dieser Basis keine Altersstellung für Dertingen II mehr ableiten läßt.
- 49) Die folgenden Daten und Informationen hat mit freundlicherweise Herr Dr. L. ZÖLLER, Max-Planck-Institut für Kernphysik, Heidelberg, brieflich mitgeteilt (19.1. und 19.3.1987), dem ich hierfür danken möchte (siehe auch Tab. 14 im Anhang).
- 50) Zu berücksichtigen ist dabei allerdings, daß derzeit noch einige methodische Probleme bestehen, so daß absolute Jahreszahlen nur mit Vorsicht genannt werden können. Außerdem handelt es sich hier um eine Einzelprobe.
- 51) Die Dominanz der Stablen in den altwürmzeitlichen Umlagerungshorizonten muß wahrscheinlich auf die Einarbeitung von stärker verwittertem A₁-Material der interglazialen Parabraunerde zurückgeführt werden.
- 52) Probe 304: T: 17.7 %, U: 74 %, S: 8.3 %; Carbonat: 20.8 %, davon 8.7 % Dolomit.
- 53) Die stratigraphische Zuordnung innerhalb des Mittelwürm-Abschnittes fußt größtenteils auf den Ergebnissen der Diskussionen, die diesbezüglich während der Exkursionen des Arbeitskreises Paläoböden der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft (1986) vor Ort geführt wurden.
- 54) Der höhere T-Gehalt sticht in der Tiefenfunktion aber deshalb nicht markant heraus, weil Probe 97 aus technischen Gründen an der (weniger verlehnten) Basis entnommen werden mußte.
- 55) Freundl. mündl. Mitteil. von Prof. Dr. E. BRÜS, Geographisches Institut, Tübingen, 1986.
- 56) Die Aussage muß aber unter dem Vorbehalt gesehen werden, daß die primäre Mineralzusammensetzung in den einzelnen Proben nicht identisch gewesen sein muß. Diesbezügliche Schwermineraluntersuchungen ergaben, daß auch in einer scheinbar homogenen Sedimentlage große Schwankungen des Mineralgehaltes vorhanden sein können (vgl. BOENIGK 1983: 44).
- 57) Die Aufschlußverhältnisse bei der eigenen Profilaufnahme waren bereits so ungünstig, daß nur noch die Würm-Sedimente und der oberste fossile B_i-Horizont beprobt werden konnten.
- 58) Der von SEMMEL häufig beschriebene helle, schluffige Horizont über der braunen, tonigen Umlagerungszone ist deshalb nicht auszugliedern. Strenggenommen dürften Lohner Boden und Nieder-

eschbacher Zone zeichnerisch nicht getrennt werden, was aber Unklarheiten in der Darstellung nach sich ziehen würde.

59) Bei der Probenentnahme für die Dünnschliffpräparate durch Herrn Prof. Dr. A. SKOWRONEK, Institut für Bodenkunde, Bonn, im Jahre 1979 konnte noch der zweite fossile Warmzeitboden erfaßt werden.

60) Bis auf Obereisenheim sind die Profile heute nicht mehr zugänglich. Die Proben für die Präparate wurden 1979 von Herrn Prof. Dr. A. SKOWRONEK entnommen. Ausführliche Profilbeschreibungen sind bei ERBE 1983 nachzulesen.

61) Unterschiedliche Mächtigkeiten konnten aus zeichentechnischen Gründen nicht berücksichtigt werden. Prozesse, die sich im Dünnschliffbild nicht niederschlagen, auch wenn sie makromorphologisch und analytisch als Hiatus, Sedimentwechsel u. a. identifizierbar sind, wurden - entsprechend gekennzeichnet - ebenfalls mit aufgeführt.

62) Die beiden Dünnschliffe, die erste Hinweise auf altwürmzeitliche Aktivitäten geben, sind in jedem Profil dem oberen B₁-Horizont-Bereich entnommen.

63) Welche Dimensionen der Solifluktsprozeß hatte, kann allerdings allein auf mikromorphologischer Basis nicht erschlossen werden.

64) Trotzdem weist Helmstadt nicht die Bleichhorizontintensität auf, wie sie in anderen Profilen des unter- und oberfränkischen Raumes vorkommt.

65) Die jeweils niedrigsten Werte entfallen bei den instabilen Schwermineralen auf den Bleichhorizont.

66) Damit gewinnt die Aussage von SKOWRONEK (1982: 102), wonach im Lohner Boden der Montmorillonit-Gehalt gegenüber dem liegenden Mittelwürm-Löß erhöht sei, eine andere Gewichtung, da in diesem Profil nicht entschieden werden kann, ob diese Tonminerale tatsächlich während der mittelwürmzeitlichen Bodenbildungsphase entstanden sind.

67) Beide Gruben sind heute vollständig verfüllt.

68) Die liegenden groben Schotter der Terrasse können einer kälteren Phase zugeschrieben werden und die sandige Fazies, auf der der Boden ausgebildet ist, einer wärmeren, in der weniger Grobmaterial transportiert wurde (freundl. mündl. Mitteilung von Herrn Dr. R. KURZ, Würzburg).

69) 250 m südwestlich des Profils kartierte SCHWARZMEIER am Meisenhart in 201 m - 210 m die Schotter als Reste der "Hauptterrasse" (1977: 62), den ältesten Ablagerungen eines "... transportstarken Mains, der zum Rhein floß ..." (ebd. 61). Aus dem Vergleich der Höhenlage hier mit der cromerzeitlichen Talverschüttung bei Himmelstadt (205 m) kann man schließen, daß am Meißenhart und am Almosenrain (vgl. Kap. 2.8.1) nicht die Hauptterrasse vorliegt, sondern ein Rest der altpleistozänen Talverschüttung (freundl. mündl. Mitteil. v. Herrn Dr. R. KURZ).

70) Freundl. mündl. Mitteil. v. Herrn Dr. R. KURZ, Würzburg

71) Dünnschliffpräparate aus den nahen Profilen Laudenbach I und II zeigten, daß dort der Lohner Boden direkt auf einer B₁-Bruchstücke-enthaltenden Zone entwickelt ist, die ebenfalls der Niedereschbacher Zone entsprechen dürfte.

72) Der Bleichhorizont hätte wegen seiner Extremwerte (T: 9.6 %, U: 41.4 %, S: 49.0 %) das Bild verzerrt und wurde deshalb nicht mit zu den Lössen gerechnet.

73) Aus diesem Grund wurde auf eine erneute Profilaufnahme verzichtet. Die Proben hat mir freundlicherweise Herr Prof. Dr. R. SKOWRONEK zur Bearbeitung überlassen. Profilgliederung und Probenzuordnung wurden bei mehreren gemeinsamen Geländebegehungen nochmals überprüft und im Würm-Abschnitt ergänzt. Die Numerierung der Komplexe und die stratigraphischen Bezeichnungen für das Prä-

Wurm wurden von SKOWRONEK & WILLMANN (1984) übernommen. Da dort auch eine ausführliche Erläuterung zu den einzelnen Komplexen vorhanden ist, wird an dieser Stelle auf eine Wiederholung verzichtet und auf diese Veröffentlichung verwiesen (ebd.: 44 ff.). Eine Kurzbeschreibung findet sich außerdem auf Beil. 9.

74) Probenentnahme und Bestimmung wurden von Frau Dr. G. HAHN, Geologisches Institut der Universität Köln, durchgeführt, die mir freundlicherweise auch erste, vorläufige Ergebnisse mündlich mitteilte.

75) Aufgrund der Sedimentologie und auch der Paläomagnetik kann der Ville-Interglazial-Komplex dem Cromerium-Komplex in den Niederlanden gegenübergestellt werden (vgl. BRUNNACKER ET AL. 1976: 366). Nach ZAGWIJN ET AL. (1971, zit. nach BRUNNACKER ET AL. 1976) ist die Matuyama/Brunhes-Grenze zwischen dem Cromerium I- und II erfaßt worden.

76) Eine zweigeteilte Mindel-Kaltzeit, wie sie SKOWRONEK & WILLMANN ihrer Gliederung noch zugrunde legten (1984: 46), trifft nach den neuesten Parallelisierungen, demzufolge Günz und Mindel jünger als der Cromer-Komplex sind, offenbar nicht zu (vgl. STREMMER 1985: 164).

77) Freundl. mündl. Mitteilung von Prof. Dr. E. BIBUS, Exkursion zur Tagung des Arbeitskreises Paläoböden 1986.

78) Freundl. mündl. Mitteilung von Herrn Dr. W. TILLMANN, ehemals Geologisches Institut, Köln.

79) Die Grube wurde kurz nach der Profilaufnahme und Probenentnahme verfüllt.

80) Die Umlagerungsmerkmale, die BRUNNACKER vorfand, dürften entsprechend intensiver ausgeprägt gewesen sein, so daß nur eine grobe Parallelisierung möglich ist.

81) Freundl. mündl. Mitteilung von Herrn Prof. Dr. R. ROSSNER, Institut für Geologie und Mineralogie, Erlangen.

82) Der erhöhte T-Gehalt tritt analytisch nicht so prägnant in Erscheinung, da die Probe in dem freigelegten Schurf relativ weit unten genommen werden mußte, um eine Beeinflussung durch den mit U verfüllten Keil (s. u.) auszuschließen.

83) Diese Arbeit war mir erst nach Abschluß der eigenen Gelände- und Laborarbeiten zugänglich.

84) Bislang wurde der Blake Event bei 108 000 - 114 000 Jahren angesetzt (SMITH & FOSTER 1969, zit. nach KRUMSIEK & HAMBACH in BOSINSKI ET AL. 1985: 204). Nach BRUNNACKER (in BOSINSKI ET AL. 1985: 212 f.) läge der Blake Event aufgrund von Absolutdaten von Höhlensinter und Freiland-Travertinen und aufgrund anderer stratigraphischer Überlegungen, die hier nicht im einzelnen referiert werden sollen, jedoch bei 80 000 Jahre vor heute. Damit wäre auch die obere Humuszone in diese Zeit einzustufen.

85) Die ursprünglich angenommene stratigraphische Zuordnung des Mittelwurm-Bodens wurde entsprechend der Diskussionsbeiträge von Prof. Dr. E. BIBUS und Prof. Dr. A. SEMMEL auf der Exkursion des AK Paläoböden der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft in Würzburg, 1986, korrigiert.

86) Nach HÄDRICH scheint für den höheren Gehalt an Dolomit in den jüngeren Lössen eine Dolomitanreicherung - durch wiederholte Aufbereitung von Dolomitgeröllen aus den Alpen zu allen Zeiten - in den fS- und U-Fraktionen der glazigenen und glazifluvialen Ablagerungen des Alpenvorlandes, dem Herkunftsgebiet der Lössen, verantwortlich zu sein (HÄDRICH 1975: 116).

87) Dem Leiter der Außenstelle Würzburg des Landesamtes für Denkmalpflege, Herrn Dr. L. WAMSER, möchte ich an dieser Stelle noch einmal herzlich für seine Kooperationsbereitschaft und Hilfe danken. Die Profilaufnahme erfolgte gemeinsam mit den Herren Prof. Dr. SKOWRONEK, Dr. WAMSER und TOROSLU, bei denen ich mich ebenfalls bedanken möchte. Nähere Einzelheiten zu der römischen Wehranlage werden in Kürze von Herr Dr. WAMSER veröffentlicht werden.

88) Der Zeitraum, in dem das geschehen konnte, muß nicht einmal lange gedauert haben. In dem ebenfalls sehr kalkreichen Profil Estenfeld (vgl. Kap. 2.10) konnte z. B. beobachtet werden, daß

Entlastungsklüfte in einer nur wenige Jahre alten Abbauwand bereits regelrechte Kalktapeten auf den vertikalen Flächen trugen.

89) Normalerweise ist Verbraunung an eine vorangehende Carbonatabfuhr gebunden (vgl. MEYER ET AL. 1962: 40, SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1984: 330). Sie setzt bereits in der Endphase der Entkalkung ein und führt letztlich zu einem Farbunterschied zwischen dem "nahezu carbonatfreien" B- und C_c-Horizont (vgl. MEYER ET AL. 1962: 44). Die Verbraunung ist aber noch nicht mit einer analytisch faßbaren Erhöhung des T-Gehaltes durch Tonbildung und Toninfiltration verbunden, da es sich nur um einen Neuverteilungsprozeß primär vorhandenen (oxidischen) Eisens und einen Freisetzungs- und Oxidationsprozeß des Eisens aus Fe (II) haltigen Silicaten handelt (vgl. MEYER ET AL. 1962: 45, SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1984: 330).

90) Der E₃ ist generell nur sehr schwach ausgebildet und wurde m. W. in Mainfranken noch nicht gefunden.

91) Hier ist exemplarisch nur die Füllung des größeren, inneren Grabens bearbeitet worden.

92) Dabei wird eine Entwicklungstiefe von etwa 1.20 m für die holozäne Parabraunerde zugrundegelegt.

93) "Mainpost", Nr. 122 vom 31.5./1.6.1986

94) Die Dellenfüllung liegt etwa in der Mitte der Aufschlußwand (Profil 1 liegt südlich und 2 nördlich davon). Für die makromorphologische Beschreibung der bei der eigenen Geländeaufnahme nicht mehr zugänglichen Dellenfüllung muß auf die oben genannten Arbeiten zurückgegriffen werden; die mikromorphologische Analyse konnte an Dünnschliffen aus dem Bestand von Herrn Prof. Dr. A. SKOWRONEK durchgeführt werden.

95) Sie sind dort auf lehmigen Ablagerungen des Spätglazials entwickelt und kommen in optimaler Ausprägung nur in Reliefdepressionen und deren Randbereichen an Unterhängen vor. Von der Profilgestaltung her entsprechen sie nach BRUNNACKER zwar den Prärieböden, seien aber sicher durch zusammen-geschwemmtes Bodenmaterial und Feuchtigkeit mitgeformt worden (vgl. BRUNNACKER 1959b: 11). Als Bildungszeit käme - entsprechend ihres stratigraphischen Vorkommens - nur das Alleröd und das Präboreal in Frage, also gerade die Abschnitte, in denen die Wiederbesiedlung mit Wald begann. Damit gingen sie entwicklungsmäßig auf ganz andere Ursachen als die echten Steppenschwarzerden zurück (ebd.: 12).

96) Um Unklarheiten zu vermeiden wurde bereits damals der von BRUNNACKER (1956b) und HÖHL (1958) bearbeitete Aufschluß als Gaustadt I und die im Jahre 1979 aufgenommene, senkrecht zu den beiden Abbaustadien verlaufende Profilwand als Gaustadt II bezeichnet. Zum Zeitpunkt der Neuaufnahme 1985 stand hiervon allerdings nur noch der östlichste Teil für eine Beprobung (= Profil 1) zur Verfügung. Dafür war einige Meter weiter nördlich - parallel zur alten Profilwand - ein neuer Aufschluß entstanden, der ebenfalls beprobt werden konnte (Profil 2).

97) Zum besseren Verständnis wurde in Beilage 18 die Komplex-Nummerierung von 1979 auch für die Neuaufnahme 1985 beibehalten.

98) Dadurch wird die damals versuchte Parallelisierung mit dem von BRUNNACKER (1956c) aufgenommenen Profil zwar fraglich (vgl. RÖSNER 1982: 340), ändert aber nichts an der Aussage, daß die unterschiedliche Altersangaben von BRUNNACKER und HÖHL sich nicht ausschließen, sondern in unterschiedlich vorangeschrittenen Abbaustadien begründet sind.

99) Die Proben aus dem Bleichhorizont wurden deshalb nicht mit in die Berechnung für die Darstellung der Schwermineralverteilung auf Beilage 27 einbezogen.

100) Trotzdem ergaben Stichproben, die auf den Gehalt an "vulkanischen Gläsern" hin mikroskopiert wurden, im Bleichhorizont positive Ergebnisse.

101) Die Ausbeutung der Grube erstreckt sich auf zwei unterschiedliche Abbauniveaus. An der W-exponierten Wand war zum Zeitpunkt der Geländearbeit der Abbau schon so weit vorgedrungen, daß vom oberen Abbauniveau nur ein schmaler Weg übrig war, so daß sich mit den Profilen 2 (oben) und 3 (unten) eine durchgehende Vertikalabfolge ergab. Da aber an dieser Stelle der tiefste Boden nicht erreichbar war, wurde südlich noch Profil 4 angelegt.

102) Auch der zweite B₁-Horizont (14) ist in Profil 5 viel stärker abgetragen und verlagert worden.

103) Probe 147 wurde in der N-Ecke der Aufschlußwand entnommen, weil der Naßboden hier besser ausgeprägt und die Beeinflussung durch den hangenden Boden geringer war.

104) Freundl. mündl. Mitteil. von Herrn Dr. TILLMANNS, ehemals Geologisches Institut, Köln.

105) Von der Höhenlage her müßte er dem untersten Teil des als Komplex 9 ausgegliederten Profilabschnitts der Hauptaufschlußwand entsprechen. Wegen zu starkem Versturz an deren Fuß war aber keine eindeutige Verbindung herzustellen.

106) Die Grube wird heute nicht mehr genutzt und verfällt. Die Aufnahme mußte deshalb in drei Einzelprofilen erfolgen. Der Profilabschnitt zwischen dem Profil 2 und 1 war wegen des Versturzes auf einem höheren Abbauniveau nicht zugänglich. Es war aus diesem Grund nicht festzustellen, ob der Mittelwürm-Abschnitt fehlt oder nur begraben ist. Profil 1 und 2 liegen an der S-exponierten Wand.

107) Um trotz der starken Umlagerung in diesem Profil die vermutete pedogenetische Abfolge zu veranschaulichen, wurden bei den Komplexen 1-4 auf Beil. 24 Signatur und Symbol für den entsprechenden Bodenhorizont und nicht die für Umlagerungszonen verwendet.

108) Nach MÜCKENHAUSEN (1977: 101) wird damit ein Bodentyp bezeichnet, in dem Tonverlagerung und Tonzerstörung gleichzeitig stattfinden und der sich makromorphologisch durch eine stärkere Aufhellung des A-Horizontes gegenüber dem B-Horizont bemerkbar macht als bei der Parabraunerde. Seine Entstehung wird durch ein feuchteres Klima mit geringer Verdunstung begünstigt, das zu schnellerer Entbasung führt; weiterhin durch ein sandhaltiges Ausgangsmaterial, das leichtere Tonverlagerung erlaubt.

109) Für die Darstellung der Humuszone in Krautheim wurde auf die Angaben von TOROSLU 1984 zurückgegriffen. In Marktbreit war bei der Aufnahme keine Humuszone erschlossen, aufgrund der stark humosen, holozänen Bildungen und der räumlichen Nähe zu Kitzingen mit deutlicher Humuszone aber zu erwarten, weshalb Marktbreit mit unter der Rubrik "Humuszone, intensiv ausgebildet" eingestuft wurde.

110) Die Einstufung des Lohner Bodens in den Profilen Marktheidenfeld, Holzkirchhausen II und Kitzingen beruht auf den Angaben von Herrn Prof. Dr. A. SEMMEL und Prof. Dr. A. BIBUS im Rahmen der Exkursion zur Tagung des AK Paläoböden der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, 1986. Damit konnte der Mittelwürmboden in diesen Aufschlüssen als "Eichhorizont" für das übrige Arbeitsgebiet verwendet und gleichzeitig auch die Vergleichbarkeit mit dem rhein-mainischen und nordhessischen Nachbargebiet gewahrt werden, das vorwiegend von SEMMEL bearbeitet worden ist.

111) Freundl. mündl. Mitteil. von Herrn Prof. Dr. E. BIBUS, 1986

112) Der E₂-Naßboden war im Arbeitsgebiet nirgends zu identifizieren. Aufgrund seiner generell schwächeren Ausbildung (vgl. BIBUS 1980) ist er auch in anderen Lößgebieten seltener zu finden als der E₂- bzw. E₄-Naßboden.

113) Die Probenzuordnung zu diesen Komplexen und die Mittelwerte zur Korngrößen- und Schwermineralverteilung (vgl. Beil. 27) sind den Tabellen 11, 12 und 13 zu entnehmen.

114) Profil Obereisenheim ist nicht aufgeführt, weil hier keiner der behandelten Komplexe repräsentiert ist.

115) Profil D I und D II müssen als Ausnahmen betrachtet werden, da es sich um Profile mit Flugsandbeimengung bzw. mit sehr viel aufgearbeitetem älterem Material handelt.

116) In der Darstellung sind die Werte *aller* zugehörigen Proben verwendet worden. Einzelne Extremwerte blieben bei der Abgrenzung der Faziesbezirke unberücksichtigt und erscheinen deshalb von den Umgrenzungslinien gekappt.

117) Die Profile Ho I/II wurden mit zu dieser Gruppe gerechnet, da sie im unmittelbaren Übergangsbereich zwischen Oberem Buntsandstein und unterem Muschelkalk liegen.

118) Bei D II, Es, Ki, Le, Mü, Rü mußte für die Präwürm-Sedimente auf Einzelproben zurückgegriffen werden.

119) Ausnahmen bilden Kitzingen und Gaustadt.

120) Freundl. mündl. Mitteil. von Herrn Prof. Dr. R. ROSSNER, Institut für Geologie und Mineralogie, Erlangen

121) Freundl. mündl. Mitteil.

122) Freundl. mündl. Mitteil.

123) Zur Bedeutung lokaler Liefergebiete vgl. Kap. 3.3 und jeweils "Typisierung des Profils und seiner stratigraphischen Einheiten" in Kap. 2.

124) Die Klima-Indices (nach ERIKSEN 1967: 19) errechnen sich folgendermaßen:

$$\text{Thermische Kennziffer: } K_{th} = \frac{10 \cdot t_j \cdot t_s}{365 - T_{>10}}$$

$$\text{Hyrische Kennziffer: } K_{hy} = \frac{N_j \cdot N_{wi}}{(365 - T_{se}) \cdot N_{ve}}$$

Hygrothermische Kennziffer (Klimagunstwert): $dK = K_{th} - K_{hy}$

(t_j = Mittlere Jahrestemperatur; t_s = Mittlere Jahresschwankung der Temperatur, $T_{>10}$ = Tage mit Temperatur von mindestens 10° C, N_j = mittlerer Jahresniederschlag, N_{wi} = mittlerer Niederschlag des hydrologischen Winterhalbjahres (Nov.-April), N_{ve} = mittlerer Niederschlag in der Vegetationsperiode (Mai-Juli), T_{se} = Tage mit Schneedecke ≥ 0 cm)

125) Die Abgrenzung ergibt sich aus der Überlagerung und Generalisierung der Darstellungen zur horizontalen Korngrößen-, Carbonat- und Schwermineraldifferenzierung. Da sich die so ausgegliederten Provinzen an ihren Rändern z.T. überlappen, v.a. aber auch weil die Profilbasis im N und E verbreitungsbedingt relativ gering ist, wurden keine scharfen Grenzen gezogen. Angegeben sind die Durchschnittswerte der Würmlösses wie sie für die Abbildungen 42, 45, 47-50 und Beil. 26 verwendet wurden.

126) Strenggenommen sollte aber diese Zone nicht als "B_t-Horizont" angesprochen werden, da es sich offenbar um eine materialabhängige, sekundäre Tonverlagerung handelt, wie sie in Mainfranken mehrfach mikromorphologisch nachgewiesen werden konnte (vgl. Kap. 2.2, 2.7.4, 3.4.1.2).

127) FREISING führte den Begriff der Naßböden in die Lössforschung ein. Er erklärt sie mit dem Einbruch ozeanischen Klimas, das durch seine feuchte, trotzdem aber kühl bleibende Witterung die Lössanwehung unterband und gleichzeitig zu Wasserstau in der Auftauzone über dem Dauerfrostboden führte, so daß sich hydromorphe Merkmale ausbilden konnten (vgl. FREISING 1949: 18).

128) In diesen Zusammenhang betrachten sie kritisch die Vorstellung, daß der Mittelwürmboden nur in den trockeneren Räumen als brauner Boden entwickelt sei, in den feuchteren Gebieten dagegen als Naßboden, eine Konzeption, die v.a. von BRUNNACKER (1956b, 1956c) und FINK (1961, 1968) vertreten wird. Dadurch scheinen nach SABELBERG & LÖSCHER (1978) Fehleinstufungen von Naßböden als Mittelwürmböden vorprogrammiert zu sein, wenn nicht Tufflagen als stratigraphische Leithorizonte vorliegen.

129) Diese Variante entspricht dem später so bezeichneten "Lohner Boden" und gleicht typologisch dem "Braunen Verwitterungshorizont" BRUNNACKERS (SEMMELE 1974: 24). Als kennzeichnende Merkmale

sind neben dem plattigen Gefüge oft dunkle Eisen-Mangan-Flecken auf den Aggregaten zu beobachten (vgl. BIBUS & SEMMEL 1977: 145).

130) Für den granulometrischen Vergleich wurden die Werte von HUY (1984: 19, Tab. 1) auf die hier verwendete KorngröÙeneinteilung umgerechnet. Trotzdem ist nur eine relativ groÙe Gegenüberstellung möglich, da unterschiedliche Analyseverfahren angewandt wurden.

131) Nach BRUNNACKER ist der "Braune Verwitterungshorizont" vergleichbar mit der "alpinen Rasenbraunerde" nach KUBIENA (1953, zit. nach BRUNNACKER 1958b: 132), die im Hochgebirge oberhalb der Waldgrenze vorkommt.

132) Schwermineralanalysen liegen für die südbadischen Lössе nicht vor.

133) Werte nach HABBE 1987, unveröffentlichte Unterlagen zur Vorlesung "Süddeutschland".

134) FRENZEL ermittelte die Daten aus der Aufnahme der Vegetationszustände bestimmter Zeitabschnitte des Würm und ihrem Vergleich mit heutigen Vegetationstypen (FRENZEL 1980: 51). Untersucht wurden die Stadiale direkt vor bzw. direkt nach dem Brörup-Interstadial, das Brörup- und das Stillfried B-Interstadial und das Würm-Hochglazial. FRENZEL weist aber ausdrücklich auf die noch bestehenden Schwierigkeiten und Einschränkungen hin, die aus den notwendigen Datierungen und der Bewertung von Klimaindikatoren resultieren (vgl. ebd. 50 f.).

135) Freundl. mündl. Mitteilung.

136) Als Beispiel sei hier der belgische Sol de Kesselt genannt, der ursprünglich als besondere Variante des Lohner Bodens galt und der aber - da man später den Eltviller Tuff im Liegenden fand - nur mit dem E₄-Naßboden parallelisiert werden kann (vgl. ROHDENBURG & SEMMEL 1971, MEUS ET AL. 1983).

137) Z. B. der Hattorfer Boden im südwestlichen Harzvorland, der von RICKEN (1983) als besondere Fazies des Lohner Bodens angesehen wird.

138) Weitere Einzelergebnisse zum Profilaufbau sind in den Zusammenfassungen zu den jeweiligen Profilen enthalten.

139) Nachtrag zum Profil Marktheidenfeld: Durch den ständig fortschreitenden Abbau in der Ziegleigrube von Marktheidenfeld entstanden 1988 - nach Abschluß der Arbeit - neue Aufschlußverhältnisse. Bereits auf einer Exkursion im Rahmen der Würzburger DEUQUA-Tagung 1988 wurde die Vermutung geäußert, daß dadurch zwei weitere fossile Böden freigelegt worden sind. Bei einer gemeinsam mit Dr. G. SEIDENSCHWANN im Mai 1989 vorgenommenen Überprüfung hat sich diese Vermutung bestätigt: Unter dem 4. fB_t-Horizont liegt als 5. Boden noch ein geringmächtiger Parabraunerderest und darunter ein sehr ausgeprägter Pseudogley, der 6. fossile Boden. Über diese neuen Befunde und ihre Bedeutung für die Löß- und Terrassenstratigraphie im mainfränkischen Raum soll in Kürze gesondert berichtet werden.

Literaturverzeichnis

- A l a i l y , F. A.: Entstehung von Decklehmen auf Lias α -Schichtflächen in Südwestdeutschland und deren Veränderung durch Bodenbildung. - Diss. Stuttgart-Hohenheim 1972.
- A l t e m ü l l e r , H. - J.: Mikromorphologische Untersuchungen am Lößprofil südlich Ostheim, Kr. Hanau - Kurzfassung. - In: Semmel, A. (Hg.): Das Eiszeitalter im Rhein-Main-Gebiet. - Rhein-Mainische Forschungen 78: 121-126. Frankfurt a.M. 1974.
- A l t e r m a n n , M. & J. F i e d l e r: Substrat- und Bodenwechsel am nördlichen Lößrand des Schwarzerdegebietes der DDR. - Hercynia N.F. 12: 130-159. Leipzig 1975.
- A n d e l , T. H. v a n: Provenance, transport and deposition of Rhine sediments - A heavy mineral study on river sands from the drainage area of the Rhine. - Proefschr. Univ. Groningen. Wageningen 1950.
- A n d e l , T. H. v a n: Reflections on the interpretation of heavy mineral analyses. - Journ. Sed. Petrology 29, 2: 153-163. Menasha (Wisc.) 1959.
- A n d e l , T. H. v a n & R. W e y l: Zur Frage der Schwermineralverwitterung in Sedimenten. - Erdöl und Kohle 5: 29-33 und 100-104. Berlin/Hamburg 1952.
- A n t o n i a d i s , P. , N. F y t r o l a k i s , W. H e g e n b e r g e r & C h r. S t r a s s n e r - M u n k: Geologische Karte von Bayern 1:25 000 - Erläuterungen zum Blatt Nr. 6032 Scheßlitz. - Hg. v. Bayer. Geolog. Landesamt. München 1976.
- B a r t e l s , G. & H. R o h d e n b u r g: Fossile Böden und Eiskeilhorizonte in der Ziegeleigrube Breinum (Niedersächsisches Bergland) und ihre Auswertung für die Reliefentwicklung im Jungquartär. - Göttinger Bodenkundl. Ber. 6: 109-126. Göttingen 1968.
- B e c h e r , H. H. & W. V o g l: Gefügemerkmale von Lößprofilen unterschiedlicher Pseudovergleyung in Südbayern. - Catena 10: 207-223. Braunschweig 1983.
- B i b u s , E.: Ausbildung und Lagerungsverhältnisse quartärer Tuffe in der Wetterau. - Notizbl. hess. L.-Amt f. Bodenforschung 101: 346-361. Wiesbaden 1973.
- B i b u s , E.: Abtragungs- und Bodenbildungsphasen im Rißlöß. - Eizeitalter & Gegenwart 25: 166-182. Öhringen 1974.
- B i b u s , E.: Zur Relief-, Boden- und Sedimententwicklung am unteren Mittelrhein. - Frankfurter geow. Arb., Serie D, 1. Frankfurt a. M. 1980.
- B i b u s , E. & S e m m e l , A.: Stratigraphische Leithorizonte im Würmlöß des Mittelrheingebietes. - Geolog. Jahrb. Hessen 105: 141-147. Wiesbaden 1977.
- B l e i c h , K. E.: Geschichte der eiszeitlichen Böden. - In: Müller-Beck, H.(Hg.): Urgeschichte in Baden-Württemberg: 65-89 und 516-517. Stuttgart 1983.

- Bleich, K. E., F. Hädrich & R. Wurster: Die Bedeutung vulkanischer Glasfunde für die Chronostratigraphie des oberrheinischen Lösses. - Ber. Naturf. Gesellsch. Freiburg i. Br. 74: 5-24. Freiburg i. Br. 1984.
- Bleich, K. E. & E. Schlichting: Nachweis und Vorkommen von Paläoböden in SW-Deutschland. - Zeitschr. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd. 33: 168-181. Berlin/Stuttgart 1979.
- Bleich, K. E. & R. Wurster: Eine Lage von vulkanischen Gläsern im süddeutschen Jungpleistozän. - Mitteil. d. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 38: 461-466. Göttingen 1983.
- Bodenkundliche Kartieranleitung. - Hg. v. d. Arbeitsgruppe Bodenkunde der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe und den Geolog. Landesämtern in der Bundesrepublik Deutschland, 3. verb. und erw. Aufl., Hannover 1982.
- Boenigk, W.: Schwermineralanalyse. - Stuttgart 1983.
- Bosinski, G., K. Brunnacker, K. Krumsiek & U. Hambach, W. Tillmanns und B. Urban-Küttel: Das Frühwürm im Lößprofil von Wallertheim/Rheinhessen. - Geolog. Jahrb. Hessen 113: 187-215. Wiesbaden 1985.
- Bronger, A.: Löss, ihre Verbraunungszonen und fossilen Böden. - Schriften d. Geograph. Inst. Univ. Kiel 24, H. 2. Kiel 1966.
- Bronger, A.: Zur Klimageschichte des Quartärs von Südbaden auf bodengeographischer Grundlage. - Petermanns Geograph. Mitteil. 113: 112-124. Gotha/Leipzig 1969.
- Bronger, A.: Zur Mikromorphogenese und zum Tonmineralbestand quartärer Lößböden in Südbaden. - Geoderma 3: 281-320. Amsterdam 1969/1970.
- Bronger, A.: Zur quartären Klima- und Landschaftsentwicklung des Karpatenbeckens auf (paläo-)pedologischer und bodengeographischer Grundlage. - Kieler Geograph. Schriften 45. Kiel 1976.
- Bronger, A.: The value of mineralogical and claymineralogical analyses of loess soils for the investigations of pleistocene stratigraphy and paleoclimate. - Acta Geol. Acad. Scient. Hungaricae 22 (1-4): 141-152. 1979.
- Bronger, A., E. Kalk & D. Schroeder: Über Glimmer- und Feldspatverwitterung sowie Entstehung und Umwandlung von Tonmineralen in rezenten und fossilen Lößböden. - Geoderma 16: 21-54. Amsterdam 1976.
- Brosche, K.-U. & M. Walther: Die jungpleistozänen Löß-Deckschichten der Braunkohlentagebaue der Braunschweigischen Kohlenbergwerke (BKB) zwischen Helmstedt und Schöningen. - Eiszeitalter & Gegenwart 28: 51-67. Öhringen 1978.
- Brunnacker, K.: Der würmeiszeitliche Löß in Südbayern. - Geologica Bavarica 19: 258-265. München 1953.

- B r u n n a c k e r , K.: Löß und diluviale Bodenbildungen in Südbayern. - Eiszeitalter & Gegenwart 4/5: 83-86. Öhringen 1954.
- B r u n n a c k e r , K.: Die Böden der Terrassen und Flugsande im Regnitztal. - Geolog. Bl. NO-Bayern 5: 71-77. Erlangen 1955.
- B r u n n a c k e r , K.: Das Lößprofil in Kitzingen (Unterfranken) - Ein Beitrag zur Chronologie des Paläolithikums. - Germania 34: 3-11. 1956 (a).
- B r u n n a c k e r , K.: Regionale Bodendifferenzierungen während der Würmeiszeit. - Eiszeitalter & Gegenwart 7: 43-48. Öhringen 1956 (b).
- B r u n n a c k e r , K.: Würmeiszeitlicher Löß und fossile Böden in Mainfranken. - Geologica Bavarica 25: 22-38. München 1956 (c).
- B r u n n a c k e r , K.: Bemerkungen zur Feinstgliederung und zum Kalkgehalt des Lösses. - Eiszeitalter & Gegenwart 8: 107-115. Öhringen 1957 (a).
- B r u n n a c k e r , K.: Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän in Bayern. - Geologica Bavarica 34. München 1957 (b).
- B r u n n a c k e r , K.: Über junge Bodenverlagerungen. - Geolog. Bl. NO-Bayern 8, H. 1: 13-24. Erlangen 1958 (a).
- B r u n n a c k e r , K.: Zur Parallelisierung des Jungpleistozäns in den Periglazialgebieten Bayerns und seiner östlichen Nachbarländer. - Geolog. Jahrb. 76: 129-150. Hannover 1958 (b).
- B r u n n a c k e r , K.: Bemerkungen zur Parabraunerde (Ergebnisse der Bodenkartierung in Bayern). - Geolog. Jahrb. 76: 561-576. Hannover 1959 (a).
- B r u n n a c k e r , K.: Junge Deckschichten und "schwarzerdeähnliche" Böden bei Schweinfurt. - Geolog. Bl. NO-Bayern 9: 2-14. Erlangen 1959 (b).
- B r u n n a c k e r , K.: Zur Kenntnis des Spät- und Postglazials in Bayern. - Geologica Bavarica 43: 74-150. München 1959 (c).
- B r u n n a c k e r , K.: Die Würmeiszeit in Bayern im Lichte der Lößforschung. - Report of the VIth Intern. Congr. of the Quaternary 4: 441-449. Symposium on Loess, Warszawa 1961.
- B r u n n a c k e r , K.: Bemerkungen zum Profil Hörmating/Obb.. - Eiszeitalter & Gegenwart 13: 125-128. Öhringen 1962 (a).
- B r u n n a c k e r , K.: Reliktböden im östlichen Mittelfranken. - Geolog. Bl. NO-Bayern 12: 183-190. Erlangen 1962 (b).
- B r u n n a c k e r , K.: Grundzüge einer quartären Bodenstratigraphie in Süddeutschland. - Eiszeitalter & Gegenwart 15: 224-228. Öhringen 1964 (a).
- B r u n n a c k e r , K.: Schätzungen über die Dauer des Quartärs insbesondere auf der Grundlage seiner Paläoböden. - Geolog. Rundschau 54: 415-428. Stuttgart 1964 (b).
- B r u n n a c k e r , K.: Über Ablauf und Altersstellung altquartärer Verschüttungen im Maintal und nächst dem Donautal bei Regensburg. - Eiszeitalter & Gegenwart 15: 72-80. Öhringen 1964 (c).

- B r u n n a c k e r , K.: Der Villafranchium-Löß bei St.-Vallier. - Neues Jahrb. f. Geol. und Paläontol. - Monatsh. 1967: 257-267. Stuttgart 1967 (a).
- B r u n n a c k e r , K.: Ziegelei-Grube von Marktheidenfeld. - In: Backhaus, E.(Hg.): Exkursionsführer zur 88. Jahrestagung des Oberrhein. Geolog. Vereins vom 28. März bis 1. April 1967: 18-20. Nachrichten des Naturwissenschaftlichen Museums der Stadt Aschaffenburg, 74. Aschaffenburg 1967 (b).
- B r u n n a c k e r , K.: Kriterien zur relativen Datierung quartärer Paläoböden? - Zeitschr. Geomorph. N.F., H. 3: 354-360. Berlin/Stuttgart 1970 (a).
- B r u n n a c k e r , K.: Zwei Lößprofile extremer Klimabereiche Bayerns. - Geologica Bavarica 63: 195-206. München 1970 (b).
- B r u n n a c k e r , K.: Äolische Deckschichten und deren fossile Böden im Periglazialbereich Bayerns. - Geolog. Jahrb. F 14: 15-25. Hannover 1982.
- B r u n n a c k e r , K. & W. B o e n i g k: Über den Stand der paläomagnetischen Untersuchungen im Pliozän und Pleistozän der Bundesrepublik Deutschland. - Eiszeitalter & Gegenwart 27: 1-17. Öhringen 1976.
- B r u n n a c k e r , K. , W. B o e n i g k , A. K o c i & W. T i l l m a n n s: Die Matuyama/Brunhes-Grenze am Rhein und an der Donau. - Neues Jahrb. f. Geol. und Paläontol. Abh., 151, H. 3: 358-378. Stuttgart 1976.
- B r u n n a c k e r , K. , B. U r b a n & W. A. S c h n i t z e r: Der jungpleistozäne Löß am Mittel- und Niederrhein anhand neuerer Untersuchungsmethoden. - Neues Jahrb. f. Geol. und Paläontol. Abh., 155, H. 2: 253-273. Stuttgart 1977.
- B r u n n a c k e r , K. & J. H a h n: Der jungpleistozäne Löß samt paläolithischer Kulturen in den Rheinlanden als Glied einer zeitlichen und räumlichen Faziesänderung. - In: Nagl, H. (Hg.): Beiträge zur Quartär- und Landschaftsforschung - Festschrift zum 60. Geburtstag von Julius Fink: 37-51. Wien 1978.
- B r u n n a c k e r , K. & W. T i l l m a n n s: Die vulkanischen Tuffe im Löß-Profil von Wallertheim/Rheinhessen. - Geolog. Jahrb. Hessen 106: 255-259. Wiesbaden 1978.
- B ü d e l , J.: Grundzüge der klimamorphologischen Entwicklung Frankens. - Würzburger Geograph. Arbeiten 4/5: 5-46. Würzburg 1957.
- B ü d e l , J.: Die Gliederung der Würmkaltzeit. - Würzburger Geograph. Arbeiten 8. Würzburg 1960.
- D e m e k , J. & J. K u k l a (Hg.): Periglazialzone, Löß und Paläolithikum der Tschechoslowakei. - Hg. zum VIII. Intern. Kongr. der Intern. Ass. f. Quaternary Research, Frankreich 1969. Brno 1969.
- D o b n e r , A.: Tone, Mergel und Lehme des Quartärs. - In: Geologica Bavarica 86: 482-494. München 1984.
- E n g e l h a r d t , W. v o n: Die Bildung von Sedimenten und Sedimentgesteinen. - In: Engelhardt, W. v., H. Füchtbauer & G. Müller (Hg.): Sediment-Petrologie, Teil III. Stuttgart 1973.

- E r b e , M.: Untersuchungen an Lössen und fossilen Böden im Mittleren Maintal. - Unveröffentl. Diplomarbeit. Würzburg 1983.
- E r i k s e n , W.: Das Klima des mittelhheinischen Raumes in seiner zeitlichen und räumlichen Differenzierung. - In: Die Mittelrheinlande - Festschrift zum 36. Deutschen Geographentag 1967 in Bad Godesberg. Wiesbaden 1967.
- Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000. - Hg. v. Bayer. Geolog. Landesamt, 3. Aufl.. München 1981.
- F i n k , J.: Zur Korrelation der Terrassen und Lössen in Österreich. - Eiszeitalter & Gegenwart 7: 49-77. Öhringen 1956.
- F i n k , J.: Die Gliederung des Jungpleistozäns in Österreich. - Mitteil. Geolog. Gesellschaft. Wien 54: 1-25. Wien 1961.
- F i n k , J.: Studien zur absoluten und relativen Chronologie der fossilen Böden in Österreich. II. Wetzleinsdorf und Stillfried. - Archaeologica Austria 31: 1-18. Wien 1962.
- F i n k , J.: Die Subkommission für Lößstratigraphie der Internationalen Quartärvereinigung. - Eiszeitalter & Gegenwart 15: 229-235. Öhringen 1964.
- F i n k , J.: Die Subkommission für Lößstratigraphie der Internationalen Quartärvereinigung. - Eiszeitalter & Gegenwart 16: 264-275. Öhringen 1965.
- F i n k , J.: Die Subkommission für Lößstratigraphie der Internationalen Quartärvereinigung. - Eiszeitalter & Gegenwart 19: 289-300. Öhringen 1968 (a).
- F i n k , J.: Paläopedologie, Möglichkeiten und Grenzen ihrer Anwendung. - Zeitschr. f. Pflanzenernährung und Bodenkunde 121, H. 1: 19-33. Weinheim 1968 (b).
- F i n k , J.: Internationale Lößforschungen - Bericht der INQUA-Lößkommission. - Eiszeitalter & Gegenwart 23/24: 415-426. Öhringen 1973.
- F i n k , J.: Internationale Lößforschungen - Bericht der INQUA-Lößkommission. - Eiszeitalter & Gegenwart 27: 220-235. Öhringen 1976.
- F i n k , J. e t a l. (Hg.): Exkursionen durch den österreichischen Teil des nördlichen Alpenvorlandes und den Donaauraum zwischen Krems und Wiener Pforte. - Mitteil. der Komm. f. Quartärforschung, ÖAW, 1: 1-8. Wien 1976.
- F i n k , J. , G. H a a s e & R. R u s k e: Bemerkungen zur Lößkarte von Europa 1:2,5 Mio. - Petermanns Geograph. Mitteil. 121: 81-94. Gotha/Leipzig 1977.
- F i n k , J. & J. K u k l a: Pleistocene Climates in Central Europe: At Least 17 Interglacials after the Olduvai Event. - Quaternary Research 7: 363-371. Washington 1977.
- F ö l s t e r , H. , B. M e y e r & E. K a l k: Parabraunerden aus primär carbonathaltigem Würm-Löß in Niedersachsen - II. Profilbilanz der zweiten Folge boden-genetischer Teilprozesse: Tonbildung, Tonverlagerung, Gefügeverdichtung, Tonumwandlung. - Zeitschr. f. Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkunde, 100, H. 1: 1-12. 1963.

- F r e c h e n , J.: Stratigraphie und Chronologie des Pleistozäns am Vulkan Leilenkopf, Laacher-See-Gebiet. - Neues Jahrb. f. Geol. und Paläontol. - Monatsh., H. 4: 193-214. Stuttgart 1980.
- F r e i s i n g , H.: Löße, Fließerden und Wanderschutt im nördlichen Württemberg. - Diss. TH. Stuttgart 1949.
- F r e i s i n g , H.: Neue Ergebnisse der Lößforschung im nördlichen Württemberg. - Jahresh. Geol. Abt. Württ. Statist. Landesamt 1: 54-59. Stuttgart 1951.
- F r e i s i n g , H.: Gibt es in Hessen drei Würm-Lösse? - Jahresber. u. Mitteil. Ober-rhein. Geolog. Verein, N.F. 35: 54-66. Stuttgart 1953.
- F r e i s i n g , H.: Neue Altsteinzeitfunde aus Nordwürttemberg und ihr erdgeschichtliches Alter. - Fundber. aus Schwaben, N.F. 14: 7-27. Stuttgart 1957.
- F r e n z e l , B.: Das Klima der letzten Eiszeit in Europa. - In: Oeschger, H., B. Messerli & M. Silvar: Das Klima, 45-63. Berlin/Heidelberg/New York 1980.
- F r o m m , K.: Paläomagnetische Untersuchungen an Lößaufschlüssen bei Emmendingen und Riegel (Kaiserstuhl). - Ber. Niedersächs. L.-Amt f. Bodenforschung. Hannover 1983.
- F ü c h t b a u e r , H. & G. M ü l l e r: Sedimente und Sedimentgesteine. - In: Engelhardt, W. v., H. Füchtbauer & G. Müller (Hg.): Sediment-Petrologie, Teil II, 3. Aufl.. Stuttgart 1977.
- G e i l e n k e u s e r , H.: Beiträge zur Morphogenese der Lößtäler im Kaiserstuhl. - Freiburger Geograph. Hefte 9. Freiburg i. Br. 1970.
- G o l t e , W. & K. H e i n e: Fossile Rieseneiskeilnetze als periglaziale Klima-zeugen am Niederrhein. - Niederrhein. Studien: 15-26. Bonn 1980.
- G r a h m a n n , R.: Der Löß in Europa. - Mitteil. Gesellsch. f. Erdkunde 51: 5-24. Leipzig 1932.
- G u e n t h e r , E. W.: Sedimentpetrographische Untersuchung von Lössen. - Fundamenta, Reihe B, 1. Köln/Graz 1961.
- H a a s e , G.: Bemerkungen zur Karte der Lößverbreitung in der DDR im Maßstab 1:500 000. - Geograph. Ber. 76, 3: 236-243. Gotha/Leipzig 1975.
- H a a s e , G. , I. L i e b e r o t h & R. R u s k e: Sedimente und Paläoböden im Lößgebiet. - In: Richter, H., G. Haase, I. Lieberoth und R. Ruske: Periglazial - Löß - Paläolithikum im Jungpleistozän der Deutschen Demokratischen Republik. Petermanns Geograph. Mitteil., Ergänzungsheft 274: 99-212. Gotha/Leipzig 1970.
- H a b b e , K. - A.: Die äolischen Ablagerungen vor dem Albtrauf und ihre Bedeutung für die Rekonstruktion der jungpleistozänen Klimaentwicklung. - 42. Deutscher Geographentag Göttingen 1979: 276-278. Wiesbaden 1980.
- H a b b e , K. - A.: Bemerkungen zum Altpleistozän des Illergletscher-Gebietes. - Eiszeitalter & Gegenwart 36: 121-134. Hannover 1986.

- H a b b e , K. - A. & P. R e g e r: Zur holozänen Formungsdynamik im Einzugsgebiet der mittleren Pegnitz. - Geolog. Bl. NO-Bayern 34/35: 537-546. Erlangen 1985.
- H ä d r i c h , F.: Zur Anwendbarkeit einiger bodenkundlicher Untersuchungsmethoden in der paläopedologischen und quartärgeologischen Forschung unter besonderer Berücksichtigung der Untersuchung von Proben aus Lößaufschlüssen. - Ber. Naturf. Gesellsch. Freiburg i.Br. 60: 130-137. Freiburg i. Br. 1970.
- H ä d r i c h , F.: Zur Methodik der Lößdifferenzierung auf der Grundlage der Carbonatverteilung. - Eiszeitalter & Gegenwart 26: 95-117. Öhringen 1975.
- H ä d r i c h , F.: Paläoböden im südlichen Oberrhein Gebiet. - Ber. Naturf. Gesellsch. Freiburg i. Br. 70: 29-48. Freiburg i. Br. 1980.
- H ä d r i c h , F.: Löß und Paläoböden im südlichen Oberrheingebiet - Exkursion T, 13.9.1985. - In: Schreiner, A. & B. Metz (Hg.): Exkursionsführer I - Südschwarzwald, Oberschwaben/Bodensee, südliches Oberrheingebiet. - 22. wissenschaftliche Tagung der Deutschen Quartärvereinigung in Freiburg i. Br., September 1985: 71-88. Hannover 1985.
- H ä d r i c h , F. , W. M o l l & K. S t a h r: Bodenentwicklung und Bodentypen - In: Breisgau-Hochschwarzwald: 42-53. Freiburg i. Br. 1980.
- H ä d r i c h , F. & F. L a m p a r s k i: Ein rißzeitlicher Eiskeil im Lößaufschluß von Buggingen (Südbaden) mit einem Beitrag zur Lößkindelgenese. - Ber. Naturf. Gesellsch. Freiburg i. Br. 74: 25-47. Freiburg i. Br. 1984.
- H a u n s c h i l d , H.: Schwermineralanalytische Untersuchungen an der Keuper-Jura-Grenze im nördl. Franken, insbesondere zwischen Erlangen und Forchheim. - Geolog. Bl. NO-Bayern 7, H. 1: 33-42. Erlangen 1957.
- H e i n e , K.: Einige Bemerkungen zu den Liefergebieten und Sedimentationsräumen der Löss im Raum Marburg/Lahn auf Grund tonmineralogischer Untersuchungen. - Erdkunde 24: 180-194. Bonn 1970.
- H e i s s l e r , E.: Zur Quartärstratigraphie Unterfrankens. - Unveröffentl. Zulassungsarbeit zur wissenschaftl. Prüfung für das Lehramt an Gymnasien. Würzburg 1982.
- H e n n i n g s e n , D.: Schwermineral-Untersuchungen in quartärzeitlichen Sanden nordwestlich von Hannover. - Mitteil. geolog. Inst. Techn. Univ. Hannover: 120-144. Hannover 1978.
- H e n n i n g s e n , D.: Der Schwermineral-Gehalt der Drenthe-zeitlichen Schmelzwassersande in Niedersachsen. - Eiszeitalter & Gegenwart 33: 133-140. Hannover 1983.
- H e r o l d , A.: Mainfranken - Geographische Wesenszüge einer süddeutschen Beckenlandschaft. - Geograph. Rundschau, H. 6: 220-234. Braunschweig 1968.
- H ö h l , G.: Zur Frage der Entstehung des Gaustädter Profils (Franken). - Mitteil. Geograph. Gesellsch. Wien 100, H.I/II: 77-88. Wien 1958.

- H o f f m a n n , R. & H. - P. , B l u m e: Holozäne Tonverlagerung als profilprägender Prozeß lehmiger Landböden norddeutscher Jungmoränenlandschaften? - Catena 4: 359-368. Gießen 1977.
- H o f m a n n , B.: Zur Verbreitung und zeitlichen Einstufung von Löß und Lößlehm im isarnahen Tertiärhügelland östlich Landshut - Geologica Bavarica 74: 163-167. München 1975.
- H u y , D.: Sedimentpetrographische Untersuchungen von Würm-Lössen aus dem Rhein-Main-Gebiet unter besonderer Berücksichtigung der Ton- und Schwerminerale. - Diss.. Mainz 1984.
- J a n e t z k o , P. & A. R o l o f f: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000 Blatt Nr. 5931 Ebensfeld. - Hg. v. Bayer. Geolog. Landesamt. München 1970.
- K a i s e r , K.: Klimazeugen des periglazialen Dauerfrostbodens in Mittel- und Westeuropa. - Eiszeitalter & Gegenwart 11: 121-141. Öhringen 1960.
- K a l l e n b a c h , H.: Mineralbestand und Genese südbayerischer Löss. - Geolog. Rundschau 55: 582-607. Stuttgart 1966.
- K h o d a r y E i s s a , O.: Feinstratigraphische und pedologische Untersuchungen an Lößaufschlüssen im Kaiserstuhl (Südbaden). - Freiburger Bodenkundl. Abh. 2. Freiburg i. Br. 1968.
- K n o c h , K.: Klima-Atlas von Bayern. - Bad Kissingen 1952.
- K o č i , A.: Paleomagnetic Research of Quaternary Sediments at Central European Localities. - In: Nagl, H. (Hg.): Beiträge zur Quartär- und Landschaftsforschung - Festschrift zum 60. Geburtstag von Julius Fink: 261-267. Wien 1978.
- K ö r b e r , H.: Die Entwicklung des Maintals. - Würzburger Geograph. Arbeiten 10. Würzburg 1962.
- K ö h n , M.: Bemerkungen zur mechanischen Bodenanalyse. III. Ein neuer Pipettapparat. - Zeitschr. f. Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkunde, A 11: 50-54. 1928.
- K ö h n , M.: Korngrößenbestimmung mittels Pipettanalyse. - Tonindustrie-Zeitung 1: 729-731. 1929.
- K o h l , H.: Das Quartär in Oberösterreich und die internationale Quartärforschung. - Jahrb. des Oberösterreich. Musealvereins 126/I: 229-251. Linz 1981.
- K o s c h e l , R.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000 Blatt Nr. 6031 Bamberg Nord - Hg. v. Bayer. Geolog. Landesamt. München 1970.
- K r a m e r , M.: Beziehungen zwischen rezenter Morphodynamik und der Struktur der Bodendecke im mittelsächsischen Lößgebiet. - Wissenschaftl. Zeitschr. der Pädagog. Hochschule "K. F. W. Wander", Dresden, Jg. 4, Beih. 1/78: 25-33. Dresden 1978.
- K r e t z s c h m a r , R.: Kulturtechnisch-Bodenkundliches Praktikum - Ausgewählte Laboratoriumsmethoden - Eine Anleitung zum selbständigen Arbeiten an Böden. - 2. Aufl. Kiel 1979.

- K r u m b e c k , L.: Das Quartär von Erlangen (Mittelfranken). - Neues Jahrb. f. Geol. und Paläontol. - Abh. 92, H. 1: 1-30. Stuttgart 1950.
- K u b i e n a , W. L.: Entwicklungslehre des Bodens. - Wien 1948.
- K u b i e n a , W. L.: Zur Mikromorphologie, Systematik und Entwicklung der rezenten und fossilen Lößböden. - Eiszeitalter & Gegenwart 7: 102-112. Öhringen 1956.
- K u r z , R.: Sedimentologische Untersuchungen an der Talaufschüttung des Mittelmains-Cromer. - Unveröffentl. Diplomarbeit. Würzburg 1984.
- K u r z , R.: Untersuchungen zur ältest- bis altpleistozänen Terrassen- und Sedimententwicklung im Mittelmaintal. - Diss. (Masch.-Schr., in Arbeit). Würzburg 1987.
- L a n g , M.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000 Blatt Nr. 6131 Bamberg Süd - Hg. v. Bayer. Geolog. Landesamt, München 1970.
- L i e b e r o t h , I.: Die jungpleistozänen Lössе Sachsen im Vergleich zu denen anderer Gebiete. - Petermanns Geograph. Mitteil. 106: 188-198. Gotha/Leipzig 1962.
- L i e d t k e , H.: Stand und Aufgabe der Eiszeitforschung. - Geograph. Rundschau 38, H. 7/8: 412-419. Braunschweig 1986.
- L ö b e r , H.: Zur Kenntnis der Lößvorkommen in Mittelfranken. - Diss., Nürnberg 1932.
- L ö h r , H. & K. B r u n n a c k e r: Metternicher und Eltviller Tuff-Horizont im Würm-Löß am Mittel- und Niederrhein. - Notizbl. hess. L.-Amt f. Bodenforschung 102: 168-190. Wiesbaden 1974.
- L o ž e k , V.: Zum Problem der Zahl der quartären Klimaschwankungen. - Quartär 22: 1-16. Bonn 1971.
- M a u s , H. & K. S t a h r: Auftreten und Verbreitung von Lößlehmbeimengungen in periglazialen Schuttdecken des Schwarzwaldwestabfalls. - Catena 3: 369-386. Gießen 1977.
- M e i j s , E. , H. M ü c h e r , G. O u w e r k e r k , A. R o m e i n & H. S t o l t e n b e r g: Evidence of the Presence of the Eltville Tuff Layer in Dutch and Belgian Limbourg and the Consequences for the Loess Stratigraphy. - Eiszeitalter & Gegenwart 33: 59-78. Hannover 1983.
- M e n g d e n , B.: Petrographische Untersuchungen in Lößprofilen. - Unveröffentl. Diplomarbeit. Köln 1981.
- M e n s c h i n g , H. & G. W a g n e r: Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 152 Würzburg. - Geograph. Landesaufnahme 1:200 000 Naturräumliche Gliederung Deutschlands, hg. v. Institut f. Landeskunde. Bad Godesberg 1963.
- M e y e r , B. , E. K a l k & H. F ö l s t e r: Parabraunerden aus primär carbonathaltigem Würm-Löß in Niedersachsen - I. Profilbilanz der ersten Folge boden-genetischer Teilprozesse: Entkalkung, Verbraunung, Mineralverwitterung. - Zeitschr. f. Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkunde, 99, H. 1: 37-54. 1962.

- Meynen, E., F. Schmithüsen, J. Gellert, E. Neef, H. Müller-Miny & J. H. Schultze (Hg.): Handbuch der naturräumlichen Gliederung Deutschlands. - 2 Bände. Bad Godesberg 1953-1962.
- Minning, M.: Sedimentpetrographische und tonmineralogische Untersuchungen von Prä-Würm-Lössen im Rhein-Main-Gebiet. - Diss., Mainz 1984.
- Mückenhausen, E.: Entstehung, Eigenschaften und Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland. - 2. Aufl., Frankfurt am Main 1977.
- Müller, E. - H.: Über die Herkunft des Lösses im Rheinland und im südlichen Westfalen. - Geolog. Jahrb. 69: 401-406. Hannover 1954.
- Müller, E. - H.: III. Die Gliederung der äolischen Ablagerungen - Art und Herkunft des Lösses und Bodenbildungen in den äolischen Ablagerungen Nordrhein-Westfalens unter Berücksichtigung der Nachbargebiete. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 4: 255-265. Krefeld 1959.
- Müller, G.: Methoden der Sedimentuntersuchung. - In: Engelhardt, W. v., H. Füchtbauer & G. Müller (Hg.): Sediment-Petrologie, Teil I. Stuttgart 1964.
- Münzing, K.: Zur Stratigraphie Breisgauer Lösses (Südbaden). Mitteil. bad. Landesverein f. Naturkunde u. Naturschutz N.F. 11: 257-272. Freiburg i. Br. 1976.
- Munsell Soil Color Charts. Baltimore (USA) 1954.
- Niemz, H. - G.: Das Aschaffgebiet - Beiträge zur Morphologie des kristallinen Spessarts. - Veröff. d. Gesch. u. Kunstver. Aschaffenburg 9. Aschaffenburg 1964.
- Niemz, H. - G.: Der Einfluß von Vorzeitklimaten auf die Morphogenese im kristallinen Spessart. - In: Backhaus, E. (Hg.): Beiträge zur Geologie des Aschaffburger Raumes: 183-200. Veröffentl. d. Geschichts- u. Kunstvereins Aschaffenburg 10. Aschaffenburg 1967.
- Okrusch, M. & W. i. Weinelt: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000 Blatt Nr. 5921 Schöllkrippen - Hg. v. Bayer. Geolog. Landesamt. München 1965.
- Ollier, C. D.: Weathering. - Longman: Geomorphology Texts 2, sec. ed., 1984.
- Paaß, W.: Rezente und fossile Böden auf niederrheinischen Terrassen und deren Deckschichten. - Eiszeitalter & Gegenwart 11: 165-230. Öhringen 1961.
- Paaß, W.: Stratigraphische Gliederung des Niederrheinischen Lösses und seiner fossilen Böden. - Decheniana 121, H. 1/2: 9-38. Bonn 1968.
- Patzelt, W. J.: Lithologische und paläogeographische Untersuchungen im Unteren Keuper Süddeutschlands. - Erlanger geolog. Abh. 52. Erlangen 1964.
- Peinemann N. & K. Garleff: Sedimentologische und mineralogische Merkmale von Lössen und Lößderivaten in Franken. - Eiszeitalter & Gegenwart 31: 177-186. Hannover 1981.

- Pedostratigraphie im Löß und Thermolumineszenzdatierung der Paläoböden. - Unveröffentl. Materialien zur Exkursion des Arbeitskreises Paläoböden d. Deutsch. Bodenkundl. Gesellsch. am 12./13.6.1987. Heidelberg 1987.
- P i a g e t , A.: Einige Gedanken über das Wetter während der Eiszeiten. - In: Oeschger, H., B. Messerli & M. Silvar: Das Klima, 108-113. Berlin/Heidelberg/New York 1980.
- P l a s s , W. , H. D. S c h e e r & A. S e m m e l: Löß-Sedimente und rote Böden im Altleistozän Rheinhessens. - Catena 4: 181-188. Gießen 1977.
- R a z i R a d , M.: Schwermineraluntersuchungen zur Quartär-Stratigraphie am Mittelrhein. - Diss., Köln 1976.
- R e m y , H.: Der Löß am unteren Mittel- und Niederrhein. - Eiszeitalter & Gegenwart 11: 107-120. Öhringen 1960.
- R e m y , H.: Zur Stratigraphie und Klimaentwicklung des jüngeren Pleistozäns in Mittel- und Westeuropa unter besonderer Berücksichtigung des Lösses. - Decheniana 121, H. 1/2: 121-145. Bonn 1968.
- R h o d e s , L. K.: Correlation between vegetation and geologic formations in Oklahoma. - Oklahoma Geology Notes 40 (2): 47-62. Norman (Oklahoma) 1980.
- R i c h t e r , H. , G. H a a s e , I. L i e b e r o t h & R. R u s k e (Hg): Periglazial - Löß - Paläolithikum im Jungpleistozän der Deutschen Demokratischen Republik. - Petermanns Geograph. Mitteil., Erg.-H. 274. Gotha/Leipzig 1970.
- R i c k e n , W.: Mittel- und jungpleistozäne Lößdecken im südwestlichen Harzvorland - Stratigraphie, Paläopedologie und Konnektierung in Flußterrassen. - Catena Suppl. 3: 95-138. Braunschweig 1983.
- R ö s n e r , U.: Zur Verbreitung und Sedimentologie der Lößreste auf den Regnitzrandhöhen westlich von Bamberg unter besonderer Berücksichtigung des Gaustadter Profils. - Unveröffentl. Zulassungsarbeit zur wissenschaftl. Prüfung für das Lehramt an Gymnasien. Erlangen 1980.
- R ö s n e r , U.: Das Profil Gaustadt II - Eine Schichtfolge mit Lössen und Lößderivaten aus dem Randgebiet der kaltzeitlichen Lößakkumulation in Oberfranken. - Mitteil. der Fränkischen Geograph. Gesellsch. 27/28: 287-350. Erlangen 1982.
- R o h d e n b u r g , H.: Ein Beitrag zur Deutung des "Gefleckten Horizontes". - Eiszeitalter & Gegenwart 15: 66-71. Öhringen 1964.
- R o h d e n b u r g , H.: Jungpleistozäne Hangformung in Mitteleuropa - Beiträge zur Kenntnis Deutung und Bedeutung ihrer räumlichen und zeitlichen Differenzierung. - Göttinger Bodenkundl. Ber. 6: 3-107. Göttingen 1968.
- R o h d e n b u r g , H.: Morphodynamische Aktivitäts- und Stabilitätszeiten statt Pluvial- und Interpluvialzeiten. - Eiszeitalter & Gegenwart 21: 81-96. Öhringen 1970.
- R o h d e n b u r g , H.: Einführung in die klimagenetische Geomorphologie. - Gießen 1971.

- R o h d e n b u r g , H.: Zur Problematik der spätglazialen und holozänen Bodenbildung in Mitteleuropa. - In: Nagl, H. (Hg.): Beiträge zur Quartär- und Landschaftsforschung - Festschrift zum 60. Geburtstag von Julius Fink: 467-471. Wien 1978.
- R o h d e n b u r g , H.: Eiskeilhorizonte in südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. - Landschaftsgenese und Landschaftsökologie 3: 91-114. Braunschweig 1979 (erstmalig in: Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 5: 137-170. Göttingen 1966).
- R o h d e n b u r g , H. & B. M e y e r: Zur Datierung und Bodengeschichte mitteleuropäischer Oberflächenböden (Schwarzerde, Parabraunerde, Kalksteinbraunlehm): Spätglazial oder Holozän? - Göttinger Bodenkundl. Ber. 6: 127-212. Göttingen 1968.
- R o h d e n b u r g , H. & B. M e y e r: Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. - Landschaftsgenese und Landschaftsökologie 3: 1-89. Braunschweig 1979 (erstmalig in: Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 5: 1-135. Göttingen 1966).
- R o h d e n b u r g , H. & A. S e m m e l: Bemerkungen zur Stratigraphie des Würm-Lösses im westlichen Mitteleuropa. - Notizbl. hess. L.-Amt f. Bodenforschung 99: 246-252. Wiesbaden 1971.
- R ó z y c k i , S. Z.: Problem of origin of the loess-type deposits.- Quaternary Studies in Poland 1: 71-80. Warsaw 1979.
- R u t t e , E.: Zur Geologie in Unterfranken. - Zeitschr. Deutsch. Geolog. Gesellsch., Hannover 1956.
- R u t t e , E.: Einführung in die Geologie von Unterfranken. - Würzburg 1957.
- R u t t e , E. & N. W i l c z e w s k i: Mainfranken und Rhön. - Sammlung Geolog. Führer 74, hg. von M. P. Gwinner. Berlin/Stuttgart 1983.
- S a b e l , K. J.: Schwermineraluntersuchungen an verschiedenen Böden des Rhein-Main-Gebietes. - Geolog. Jahrb. Hessen 111: 303-313. Wiesbaden 1983.
- S a b e l , K. J. & J. - D. T h e w s: Ein Würmlöß-Profil in Wiesbaden-Schierstein. - Geolog. Jahrb. Hessen 114: 111-114. Wiesbaden 1986.
- S a b e l b e r g , U. & M. L ö s c h e r: Neue Beobachtungen zur Würmlöß-Stratigraphie südlich Heidelberg. - In: Nagl, H. (Hg.): Beiträge zur Quartär- und Landschaftsforschung - Festschrift zum 60. Geburtstag von Julius Fink: 473-487. Wien 1978.
- S a b e l b e r g , U. , H. R o h d e n b u r g & G. H a v e l b e r g: Bodenstratigraphische und geomorphologische Untersuchungen an den Lößprofilen Ostheim (Kreis Hanau) und Dreihausen (Kreis Marburg) und ihre Bedeutung für die Gliederung des Quartärs in Mitteleuropa. - In: Semmel, A. (Hg.): Das Eiszeitalter im Rhein-Main-Gebiet. - Rhein-Mainische Forschungen 78: 101-120. Frankfurt a.M. 1974.

- S a b e l b e r g , U . , G . M a v r o c o r d a t , H . R o h d e n b u r g
& E . S c h ö n h a l s : Quartärgliederung und Aufbau von Warmzeit-Kaltzeit-
Zyklen in Bereichen mit Dominanz periglazialer Hangsedimente, dargestellt am Quar-
tärprofil Dreihausen/Hessen. - Eiszeitalter & Gegenwart 27: 93-120. Öhringen 1976.
- S c h e e r , H . D.: Die pleistozänen Flußterrassen in der östlichen Mainebene. - Geo-
log. Jahrb. Hessen 104: 61-86. Wiesbaden 1976.
- S c h e f f e r , F . , B . M e y e r & H . G e b h a r d t: Pechochemische und
kryoklastische Verlehmung (Tonbildung) in Böden aus kalkreichen Lockersedimen-
ten (Beispiel Löß). - Zeitschr. f. Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkunde 114,
H. 2: 77-89. Göttingen 1966.
- S c h e f f e r , F . & P . S c h a c h t s c h a b e l: Lehrbuch der Bodenkun-
de. 11. Aufl.. Stuttgart 1984.
- S c h i r m e r , W.: Ein Pleistozän-Profil nordöstlich Aschaffenburgs. - In: Backhaus,
E. (Hg.): Beiträge zur Geologie des Aschaffener Raumes: 201-208. Veröffentl. d.
Geschichts- u. Kunstvereins Aschaffenburg 10. Aschaffenburg 1967.
- S c h l i c h t i n g , E . & H . - P . B l u m e: Bodenkundliches Praktikum. -
Hamburg/Berlin 1966.
- S c h n i t z e r , W . A . & H . V o s s m e r b ä u m e r: Über quartäre Flug-
sande in Franken. - Jahresber. u. Mitteil. Oberrhein. Geolog. Verein, N.F. 66: 263-272.
Stuttgart 1984.
- S c h ö n h a l s , E.: Über einige wichtige Lößprofile und begrabene Böden im Rhein-
gau. - Notizbl. hess. L.-Amt f. Bodenforschung 7, H. 1: 244-259. Wiesbaden 1950.
- S c h ö n h a l s , E.: Über fossile Böden im nichtvereisten Gebiet. - Eiszeitalter &
Gegenwart 1: 109-130. Öhringen 1951.
- S c h ö n h a l s , E.: Gesetzmäßigkeiten im Feinaufbau von Talrandlößen mit Bemerk-
ungen über die Entstehung des Lößes. - Eiszeitalter & Gegenwart 3: 19-36. Öhrin-
gen 1953.
- S c h ö n h a l s , E.: Spätglaziale äolische Ablagerungen in einigen Mittelgebirgen
Hessens. - Eiszeitalter & Gegenwart 8: 5-17. Öhringen 1957.
- S c h ö n h a l s , E . , H . R o h d e n b u r g & A . S e m m e l: Ergeb-
nisse neuerer Untersuchungen zur Würmlöß- Gliederung in Hessen. - Eiszeitalter &
Gegenwart 15: 199-206. Öhringen 1964.
- S c h r ö d e r , B.: Geologische Karte von Bayern 1:25 000 - Erläuterungen zum Blatt
Nr. 5829 Hofheim i. UFr.. - Hg. v. Bayer. Geolog. Landesamt. München 1976.
- S c h r o e d e r , D.: Untersuchungen über Verwitterung und Bodenbildung an Löß-
profilen. - Habil. Schr.. Hannover 1954.
- S c h r o e d e r , D.: Mineralogische Untersuchungen an Lößprofilen. - Heidelberger
Beiträge zur Mineralogie und Petrographie 4: 443-463. Heidelberg 1955.
- S c h r o e d e r , D.: Bodenkunde in Stichworten. - 4. Aufl.. Würzburg 1984.

- S c h r ö d e r , H. & H. J. F i e d l e r: Beitrag zur Kenntnis der periglazialen Deckschichten des östlichen Harzes. Teil 2. Genese, stratigraphische Deutung und Parallelisierung der periglazialen Deckschichten. - Zeitschr. f. geolog. Wissenschaften 5, H. 9: 1083-1104. 1977.
- S c h w a r z m e i e r , J.: Geologische Karte von Bayern 1:25 000 - Erläuterungen zum Blatt Nr. 6024 Karlstadt und zum Blatt Nr. 6124 Remlingen. - Hg. v. Bayer. Geolog. Landesamt. München 1977.
- S c h w a r z m e i e r , J.: Geologische Karte von Bayern 1:25 000 - Erläuterungen zum Blatt Nr. 6123 Marktheidenfeld. - Hg. v. Bayer. Geolog. Landesamt. München 1979.
- S c h w a r z m e i e r , J.: Geologische Karte von Bayern 1:25 000 - Erläuterungen zum Blatt Nr. 6027 Grettstadt - Hg. v. Bayer. Geolog. Landesamt. München 1981.
- S c h w a r z m e i e r , J.: Geologische Karte von Bayern 1:25 000 - Erläuterungen zum Blatt Nr. 6127 Volkach - Hg. v. Bayer. Geolog. Landesamt. München 1983.
- S e i b e r t , P.: Übersichtskarte der natürlichen Vegetationsgebiete von Bayern 1:500 000 mit Erläuterungen. - Schriftenreihe f. Vegetationskunde 3, hg. v. der Bundesanstalt für Vegetationskunde, Naturschutz und Landschaftspflege. Bad Godesberg 1968.
- S e i d e n s c h w a n n , G. & E. J u v i g n é: Fundstellen mittelpleistozäner Tephralagen im Randbereich des kristallinen Vorspessarts. Ein Beitrag zur Schwermineralogie und Stratigraphie quartärer Tephren. - Zeitschr. Dtsch. Geolog. Gesellsch. 137: 625-655. Hannover 1986.
- S e m m e l , A.: Das Lößprofil der Ziegelei Grün in Reinheim. - Nachr. naturwiss. Ver. Aschaffenburg 74: 108-113. Aschaffenburg 1967 (a).
- S e m m e l , A.: Neue Fundstellen von vulkanischem Material in hessischen Lössen. - Notizbl. hess. L.-Amt f. Bodenforschung 95: 104-108. Wiesbaden 1967 (b).
- S e m m e l , A.: Über Prä-Würm-Lösse in Hessen. - Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforschung 95: 104-108. Wiesbaden 1967 (c).
- S e m m e l , A.: Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. - Frankfurter Geograph. Hefte 45. Frankfurt am Main 1968.
- S e m m e l , A.: Bemerkungen zur Würmlößgliederung im Rhein-Main-Gebiet. - Notizbl. hess. L.-Amt f. Bodenforschung 97: 395-399. Wiesbaden 1969.
- S e m m e l , A.: Periglacial Sediments and their Stratigraphy. - In: Schönhals, E. & R. Huckriede (Hg): State of Research on the Quaternary of the Federal Republic of Germany. Eiszeitalter & Gegenwart 23/24: 293-305. Öhringen 1973.
- S e m m e l , A.: Der Stand der Eiszeit-Forschung im Rhein-Main-Gebiet. - In: Semmel, A. (Hg): Das Eiszeitalter im Rhein-Main-Gebiet. - Rhein-Mainische Forschungen 78: 9-56. Frankfurt a.M. 1974.
- S e m m e l , A.: Geomorphologie der Bundesrepublik Deutschland - Geograph. Zeitschr., Beihefte: Erdkundl. Wissen, 30, 4. Aufl.. Stuttgart 1984.

- S e m m e l , A. & G. S t ä b l e i n : Zur Entwicklung quartärer Hohlformen in Franken. - *Eiszeitalter & Gegenwart* 22: 23-34. Öhringen 1971.
- S k o w r o n e k , A.: Paläoböden und Löss in Mainfranken vor ihrem landschaftsgeschichtlichen Hintergrund. - *Würzburger Geograph. Arbeiten* 57: 89-107. Würzburg 1982.
- S k o w r o n e k , A. & N. W i l l m a n n : Ein reich gegliedertes Quartärprofil nördlich Kirchheim in Unterfranken. - *Natur und Mensch, Jahresmitteil. Naturhist. Gesellsch. Nürnberg*: 41-48. Nürnberg 1984.
- S k o w r o n e k , A. & R. K u r z : Sedimentaufbau, Stratigraphie, Paläoklima und Dynamik der Talaufschüttung des Mittellmain-Cromer. - Unveröffentl. Manuskript (Masch.-Schr.). Würzburg 1986.
- S m a l l e y , I. J.: Loess - A Partial Bibliography. - *Geo Abstracts Bibliography* No. 7. Norwich, England 1980.
- S o e r g e l , W.: Löße, Eiszeiten und paläolithische Kulturen. - Jena 1919.
- S p o e r e r , H.: Lithologische Veränderungen in den jungquartären Ablagerungen entlang der Flußstrecke des Mains. - Diss.. Köln 1980.
- S t a h l , G.: Zur Sedimentologie des tieferen Sandsteinkeupers in Nordbayern. - *Erlanger Geolog. Abh.* 84. Erlangen 1971.
- S t e p h a n , S.: Bodenkundliche, insbesondere mikromorphologische Hinweise aus zwei Lößlehm-Profilen in Rheindahlen. - Unveröffentl. Manuskript (Masch.-Schr.). Bonn 1986.
- S t r e m m e , H. E.: Altersbestimmung und Paläoböden in der Quartärstratigraphie. - *Bulletin de l'Association francaise pour l'étude du Quaternaire*, 2/3: 159-166. 1985.
- Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland - Kurzfassung. - Hg. v. Arbeitskreis für Bodensystematik - *Mitteil. d. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch.* 44. Göttingen 1985.
- T h i e m e , H. , K. B r u n n a c k e r & E. J u v i g n é : Petrographische und urgeschichtliche Untersuchungen im Lößprofil von Rheindahlen/Nieder-rheinische Bucht. - *Quartär* 31/32: 41-67. Bonn 1981.
- T i l l m a n n s , W.: Zur Geschichte von Urmain und Urdonau zwischen Bamberg, Neuburg/Donau und Regensburg. - Diss.. Köln 1977.
- T i l l m a n n s , W. & K. B r u n n a c k e r : The Lithology and Origin of Loess in Western Central Europe. - *Catena Suppl.* 9: 47-54. Braunschweig 1987.
- T i l l m a n n s , W. & H. W i n d h e u s e r : Der quartäre Osteifel-Vulkanismus im Rahmen der Lößbildung - ein Beitrag zur Lößgenese. - *Eiszeitalter & Gegenwart* 30: 29-43. Hannover 1980.
- T o r o s l u , K. M.: Zur spätglazial-holozänen Landschaftsentwicklung in Mainfranken nach bodenstratigraphischen Befunden. - Unveröffentl. Diplomarbeit. Würzburg 1984.

- V o s s m e r b ä u m e r , H.: Quartäre Flugsande in Nordbayern. - Geolog. Bl. NO-Bayern 23, H. 1: 1-20. Erlangen 1973.
- W a l t h e r , M. & K. - U. B r o s c h e: Zur Bedeutung der Lößstratigraphie für die Rekonstruktion des jungpleistozänen Klimas am Beispiel norddeutscher Lößprofile. - Ber. Naturhist. Gesellsch. Hannover 125: 97-159. Hannover 1982.
- W e i d e n b a c h , F.: Über Frostblättrigkeit in Lössen und ihre Entstehung. - Eiszeitalter & Gegenwart 7: 113-118. Öhringen 1956.
- W e i n e l t , W.: Ein neuer Fundpunkt von pleistozänem, pflanzenführendem Ton im unteren Aschafftal, nördlich von Hösbach im Spessart. - In: Backhaus, E. (Hg.): Beiträge zur Geologie des Aschaffener Raumes: 209-215. Veröffentl. d. Geschichts- u. Kunstvereins Aschaffenburg 10. Aschaffenburg 1967.
- W e y l , R.: Schwermineralverwitterung und ihr Einfluß auf die Mineralführung klastischer Sedimente. - Erdöl und Kohle 3: 209-211. Berlin/Hamburg 1950.
- W i e s e n e d e r , H.: Über die Veränderung des Schwermineralbestandes der Sedimente durch Verwitterung und Diagenese. - Erdöl und Kohle 6: 369-372. Berlin/Hamburg 1953.
- Z a g w i j n , W. & R. P a e p e: Die Stratigraphie der weichselzeitlichen Ablagerungen der Niederlande und Belgiens. - Eiszeitalter & Gegenwart 19: 129-146. Öhringen 1968.
- Z o l l i n g e r , G.: Die Landschaftsentwicklung am Schwarzwaldwestrand zwischen Freiburg und Müllheim. - Unveröffentl. Diss.. Freiburg i. Br. 1984.
- Z o l l i n g e r , G.: Löß-Boden-Sequenzen am südlichen Oberrhein (Markgräflerland) und ihre Interpretation. - Jahresh. geolog. Landesamt Baden-Württemberg 27: 113-143. Freiburg i. Br. 1985.

Kartenverzeichnis

Topographische Karten

1: 25 000 Topographische Karte von Bayern (jeweils hg. v. Bayer. Landesvermessungsamt, München):

- 5627 Bad Neustadt an der Saale (1983)
- 5825 Hammelburg (1982)
- 5829 Hofheim (1971)
- 5921 Schöllkrippen (1983)
- 5929 Haßfurt (1971)
- 6024 Karlstadt (1986)
- 6026 Werneck (1982)

6031 Bamberg Nord (1982)
6032 Scheßlitz (1986)
6123 Marktheidenfeld (1982)
6126 Dettelbach (1965)
6127 Volkach (1983)
6129 Burgwindheim (1982)
6130 Burgebrach (1982)
6223 Wertheim (1963)
6224 Helmstadt (1986)
6226 Kitzingen (1984)
6325 Giebelstadt (1965)
6326 Ochsenfurt (1982)

Geologische Karten

1: 25 000 Geologische Karte von Bayern (jeweils hg. v. Bayer. Geolog. Landesamt, München):

5829 Hofheim (1976)
5921 Schöllkrippen (1965)
6024 Karlstadt/Remlingen (1978)
6031 Bamberg Nord (1970)
6032 Scheßlitz (1972)
6123 Marktheidenfeld (1979)
6127 Volkach (1983)

1:100 000 Geologische Karte von Bayern (hg. v. Bayer. Geolog. Landesamt. München):
510 Schweinfurt (1951)

1:500 000 Geologische Karte von Bayern (hg. v. Bayer. Geolog. Landesamt. 3. Aufl.
München 1981)

1:200 000 Geologische Übersichtskarte der Bundesrepublik Deutschland (hg. v. d. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe in Zusammenarbeit mit den Geolog. Landesämtern der Bundesrepublik Deutschland. Hannover 1985)
CC 6318 Frankfurt a. M.-Ost (1985)