

# **MITTEILUNGEN**

des Naturwissenschaftlichen Museums  
der Stadt Aschaffenburg

Band 23

## **Tertiärzeitliche Verwitterungsbildungen im Buntsandstein des Südwest-Spessarts und ihre eiszeitliche Aufarbeitung**

von

**JÜRGEN JUNG**

Herausgegeben vom Naturwissenschaftlichen Verein Aschaffenburg

ISSN 0939-1944

Mitt. naturwiss. Mus. Aschaffenburg, 23, S. 1 – 131, Aschaffenburg, 2004



## **Tertiärzeitliche Verwitterungsbildungen im Buntsandstein des Südwest-Spessarts und ihre eiszeitliche Aufarbeitung**

**JÜRGEN JUNG**

### **Abstract**

This study deals with aspects of geomorphology and pedology of the south western Sandstone-Spessart. The investigation area concretely covers the hills west of Kleinwallstadt/Main. There is existing an autochthonous, deeply grounding weathering mantle („Saprolite“) in the underground, which corresponds with the climatic optima of cretaceous and tertiary. The investigations were not concentrated on the weathering mantle rather than on his erosion products, which were deposited in the hinterland, e. g. after a short distance of transportation as fluvial sediments. A series of some drillings mined these sediments. A systematical stratigraphic investigation was carried out before using methods of laboratory analysis, especially ones of clay identification with x-ray-diffraction. Furthermore the fluvial morphodynamic processes were connected with the genesis of River Main valley.

Another aim of this study is to demonstrate some morphodynamic processes during the pleistocene with its warm and cold periods. Cryoturbation and solifluction led to a removal of Saprolite and fluvial sediments as a so called „Gray loam“. The „Buschgraben“-profile displays a succession of Gray loam and loessial loam, which results from Young Pleistocene loess deposits. With two different overlapping sections shown, it could assured that the soil development is found in the composition of periglacial slope deposits, which are divided into the basal layer (Gray loam) and upper layer, which was deposited during the Younger Tundra Age. This promoted the origin of hydromorphic soil types especially on plateaus.

## Inhaltsverzeichnis

### Abstract

1	Einleitung .....	5
2	Zielsetzung der Untersuchung .....	6
3	Das Untersuchungsgebiet im Sandstein – Spessart .....	6
3.1	Geographische Lage .....	6
3.1.1	Geologischer Überblick .....	9
3.1.1.1	Der Buntsandstein - Paläogeographie und petrostratigraphische Gliederung .....	10
3.1.1.2	Pleistozäne Löss .....	12
3.1.1.3	Zur Frage der Tektonik im Untersuchungsgebiet .....	13
3.1.2	Klima .....	14
3.1.3	Vegetation .....	15
4	Verwitterungsdecken und ihre Genese .....	16
4.1	Fossile Verwitterungsdecken .....	16
4.1.1	Elementare Voraussetzungen der Genese von Verwitterungsdecken .....	16
4.1.1.1	Klimaperioden tiefgründig-chemischer Verwitterung .....	16
4.1.1.2	Bildungsdauer .....	18
4.1.1.3	Relief und Gestein .....	18
4.1.2	Kaolinitische und lateritisch/bauxitische Verwitterungsdecken .....	19
4.1.3	Vertikale Zonierung der Verwitterungsdecke .....	20
4.2	Aufarbeitung im Quartär insbesondere im Pleistozän .....	21
5	Methodische Vorgehensweise .....	22
5.1	Auswertung des Kartenmaterials .....	22
5.2	Geländearbeit .....	23
5.2.1	Prospektionsphase .....	23
5.2.2	Catenenkartierung .....	24
5.2.3	Übersichtskartierung .....	24
5.2.4	Prospektion günstiger Aufschlußverhältnisse .....	24
5.2.5	Anlegen eines Profils .....	25
5.2.6	Rammkernsondierungen .....	25
5.2.7	Querprofil am Buschgraben .....	26
5.3	Laboranalytische Auswertung .....	27
5.3.1	Substratmerkmale .....	27
5.3.2	Mikrogefügeuntersuchungen .....	27
5.3.3	Tonmineralogie .....	28
5.3.3.1	Die physikalischen Grundlagen der Röntgendiffraktometrie .....	28
5.3.3.2	Herstellung der Tonpräparate .....	30
5.3.3.3	Röntgendiffraktometrische Untersuchung .....	31
6	Ergebnisse der Tonmineralbestimmung .....	31
6.1	Qualitative Bestimmung der Minerale der Tonfraktion .....	31
6.1.1	Minerale der 10 Å-Gruppe - Glimmer .....	31
6.1.2	Minerale der 7 Å-Gruppe - Kaoline .....	33
6.1.3	Gerüstsilikat Quarz .....	35
6.1.4	Illit/Smectit-Wechselagerungen .....	36
6.1.5	Andere Minerale oder Mineralgruppen .....	36
6.2	Quantitative Analyse des Mineralbestandes der Tonfraktion .....	40
7	Untersuchungen an Bohr- und Aufschlußprofilen .....	40
7.1	Aufschlußverhältnisse im Untersuchungsgebiet .....	40
7.2	Bodenbildung auf Graulehmen .....	43

7.2.1 Profil Kohlplatte/Wegböschung .....	44
7.2.1.1 Morphologische Zonierung .....	44
7.2.1.2 Textur und weitere Bodenparameter.....	47
7.2.1.3 Mikromorphologische Betrachtung.....	48
7.2.2 Profil Harzofen .....	50
7.2.2.1 Morphologische Zonierung .....	50
7.2.2.2 Textur und weitere Bodenparameter.....	51
7.2.2.3 Tonmineralogie.....	53
7.3 Die Klebsandgrube .....	54
7.3.1 Geschichtlicher Abriss der Klebsandgrube.....	55
7.3.2 Profil Klebsandgrube.....	60
7.3.2.1 Morphologische und stratigraphische Gliederung.....	60
7.3.2.2 Profil Klebsandgrube und korrele Sedimente in den Bohrungen I und II.....	61
7.4 Der Buschgraben .....	62
7.4.1 Profil Dörneth.....	63
7.4.1.1 Morphologische und stratigraphische Gliederung.....	63
7.4.1.2 Tonmineralogie.....	64
7.4.2 Profil Sange I.....	64
7.4.2.1 Morphologische und stratigraphische Gliederung.....	66
7.4.2.2 Verkrustungen .....	66
7.4.2.3 Tonmineralogie.....	68
7.4.3 Bohrsequenz im Anschluß der Profile Dörneth und Sange I - Bohrung IV.....	68
7.4.3.1 Morphologische und stratigraphische Gliederung.....	68
7.4.3.2 Textur und weitere Untersuchungsparameter .....	70
7.4.3.3 Tonmineralogie.....	73
8 Diskussion .....	73
8.1 Buntsandstein-Saprolit - Tiefenverwitterung versus hydrothermale Bildung .....	73
8.1.1 Flächenhafte Verbreitung der Verwitterungsdecke .....	74
8.1.2 Vertikale Differenzierung der Buntsandsteinverwitterung .....	75
8.1.3 Gewässernetzdichte .....	79
8.1.4 Tonmineralogie.....	80
8.2 Fluviale Überprägung des Buntsandstein-Saprolit .....	82
8.2.1 Fluvial geprägtes Relief im Untersuchungsgebiet.....	83
8.2.2 Materialherkunft.....	84
8.2.2.1 Vergleich Buntsandstein-Saprolit - Lockersedimente .....	84
8.2.2.2 Stratigraphische Einordnung in ein standardisiertes Saprolitprofil .....	84
8.2.3 Sedimentmerkmale des Aufschüttungskomplexes .....	86
8.2.3.1 Korngrößenfraktionen .....	86
8.2.3.2 Grobklastische Komponenten.....	87
8.2.3.3 Rotlehmlinsen in Sedimenten.....	87
8.2.4 Rotlehm über Saprolit.....	88
8.2.5 Tonhorizonte.....	89
8.2.5.1 Sedimentologische Aspekte.....	89
8.2.5.2 Körnung und Mineralbestand .....	90
8.2.5.3 Niveauvergleiche .....	91
8.3 Quartäre Deckschichten.....	92
8.3.1 Solikfluktionslagen aus Saprolit und fluvialen Sedimenten - Graulehme .....	92
8.3.2 Deckschichten aus äolischen Sedimenten.....	93
8.3.3 Morphodynamische Aktivitätsphasen .....	95
8.3.4 Oxidationen in den Deckschichten .....	97
8.4 Rezente Bodenbildung in quartären Deckschichten .....	97

8.4.1 Gliederung der Deckschichten insbesondere über Saprolit .....	97
8.4.1.1 Hauptlage.....	98
8.4.1.2 Mittellage.....	99
8.4.1.3 Basislage.....	100
8.4.2 Pseudogleye in Plateaulage .....	100
8.4.3 Phäno - Parabraunerden über Lössen in Hanglage .....	103
8.4.4 Fossile und rezente Pedogenese und zeitliche Einordnung der Deckschichtenglieder ..	104
8.5 Versuch einer chronologischen Skizzierung der Sedimentationsprozesse am Buschgraben .....	106
8.5.1 Zeitliche Einordnung der initialen Formungsprozesse .....	106
8.5.1.1 Übergangsterrassen nach KÖRBER (1962) .....	106
8.5.1.2 Fehlen der typischen Leitgerölle des Mains .....	106
8.5.2 Oberpliozäne Flußdynamik und spülaquatische Prozesse .....	108
8.5.2.1 Fluviale Morphodynamik .....	108
8.5.2.2 Pliozäne Spülprozesse und abluale Vorgänge .....	109
8.5.3 Quartäre Morphodynamik .....	112
8.5.3.1 Pleistozäne Dellentälchen.....	112
8.5.3.2 Pleistozäne Lössen und solifluidale Aufarbeitung.....	113
8.6 Beiträge zur Maintalgenese .....	115
8.6.1 Höhengänge im Untersuchungsgebiet.....	115
8.6.2 Korrelate Sedimente des Oberpliozäns der östlichen Untermainebene und des Aschaffenburger Beckens .....	116
8.6.3 Altpleistozäne Maintaleintiefung und Talverschüttung (A-Terrasse).....	117
9 Zusammenfassung der Ergebnisse.....	119
10 Danksagung .....	122
11 Zitierte Literatur .....	123
12 Verzeichnis der Karten .....	129
13 Verzeichnis der Abbildungen .....	130
14 Verzeichnis der Tabellen .....	131

## 1 Einleitung

Wissenschaftliche Arbeiten, die sich mit geomorphologischen Fragestellungen befassen, greifen in der Regel auch Fragen der Landschaftsgenese auf. Dabei stehen bei Arbeiten, die den mitteleuropäischen Raum betreffen, i.d.R. diejenigen Formen und formenbildenden Prozesse im Vordergrund, welche der nächst jüngeren erdgeschichtlichen Epoche zuzuordnen sind, nämlich dem Eiszeitalter (Pleistozän). Das ist keineswegs verwunderlich, da aus dieser Zeit auch entsprechend zahlreiche Dokumente in Form von typischen Akkumulations- und Erosionsformen zur Verfügung stehen. Beispielsweise können für das Periglazialgebiet diesbezüglich „fossile Frostbodenphänomene, Schuttdecken, äolische Sedimente (Flugsande und Löss) und charakteristische Talformen“ (SEMMELE 1994: 52) angeführt werden.

Dem Tertiär als nächst ältere Epoche innerhalb des Känozoikums wird z.T. nur wenig Tribut gezollt. Dabei kam unter den allgemein feucht-warmen Klimabedingungen des Tertiärs ein Prozeßgefüge zum Tragen, welches insbesondere zur Flächenbildung führte. Flächenhafte Formen sind in den deutschen Mittelgebirgen auch heute noch über weite Strecken landschaftsprägend. Auf diesen Sachverhalt hat bereits BÜDEL (1957: 9) hingewiesen und am Beispiel des Gäulandes festgestellt: „Die Flächen selbst werden in Franken zum charakteristischen Landschaftselement“. HÖVERMANN (in LIEDTKE 1990: 29) hat am Beispiel einiger Trockengebiete in Afrika sehr treffend nachgewiesen, daß ein bestimmter „Landschaftstyp aus der Umwandlung eines anderen Landschaftstyps hervorgeht“. So wurden auch in den deutschen Mittelgebirgen vornehmlich unter periglazialen Bedingungen die tertiären Formen modifiziert. In der Regel unterlagen die tiefgründigen tertiären Verwitterungsdecken den Abtragsphasen des Pleistozäns. Der „faule Fels“, wie er gemeinhin im Volksmund bezeichnet wird, erwies sich dabei besonders anfällig für erosive Prozesse. Nur in wenigen Gebieten, wie z.B. dem Rheinischen Schiefergebirge und der Eifel (FELIX-HENNINGSSEN 1990) sind noch vollständige Profile einer autochthonen Verwitterungsdecke (Saprolit) erhalten, während in anderen deutschen Mittelgebirgen, wie z.B. Vogelsberg (z.B. HEIM 1971) und Bayer. Wald (z.B. VÖLKELE 1995), meist nur noch ‚rudimentäre‘ Vorkommen existieren.

Die vorliegende Arbeit beschreibt eine tiefgründige Verwitterungsdecke im Sandstein-Spessart. Das besondere Augenmerk der Untersuchungen richtete sich auf Umlagerungsprodukte, die als fluviatile/spülaquatische Sedimente oder als solifluidal aufgearbeitetem Graulehm nach kurzem Materialtransport zur Ablagerung kamen.

## **2 Zielsetzung der Untersuchung**

Die vorliegende Studie befaßt sich mit einem Teilbereich des Sandstein-Spessarts und rückt somit einen Mittelgebirgsraum in den Vordergrund, der bisher nur sehr ungenügend Gegenstand geomorphologisch-pedologischer Untersuchungen war. Mit der Vorstellung und Diskussion einiger Quartärprofile soll mit der vorliegenden Arbeit ein weiterer Beitrag zur Deckschichtenproblematik geliefert werden; durch den engräumigen Wechsel von Graulehmen und Deckschichten aus Lössen stehen im Untersuchungsgebiet geeignete Anhaltspunkte zur horizontalen und vertikalen Differenzierung der Deckschichtenkomplexe zur Verfügung, die bereits durch farbliche Unterscheidungskriterien ermöglicht wird, im wesentlichen aber durch völlig unterschiedliche Substrateigenschaften. Letztere sollen anhand geeigneter laboranalytischer Untersuchungsmethoden näher quantifiziert werden.

Das Graulehmsubstrat geht aus der solifluidalen Aufarbeitung des weißverwitterten Buntsandsteins hervor. Die Vermutung liegt nahe, daß im Untersuchungsgebiet mehrfach die Bleichzone einer tiefgründigen Verwitterungsdecke (Saprolit) aufgeschlossen ist. Die qualitative und semi-quantitative Erfassung des Mineralbestandes der Tonfraktion mittels der Röntgendiffraktometrie soll in diesem Zusammenhang herangezogen werden, wichtige Fragen zur Genese der Verwitterungsdecke zu klären und mögliche Bildungsbedingungen zu diskutieren.

Die unmittelbare Randlage des Untersuchungsgebietes zum Maintal animiert dazu, Aspekte der Landschaftsgenese unter besonderer Berücksichtigung der Maintalentwicklung zu erörtern. Dabei ist die fluviatile Formung an der Wende Plio-Pleistozän von besonderem Interesse.

## **3 Das Untersuchungsgebiet im Sandstein – Spessart**

### **3.1 Geographische Lage**

Das Untersuchungsgebiet (Abb.1) umfaßt einen Teilbereich des Sandstein-Spessarts im westlichen Mainviereck. Als nördliche Begrenzung können die Gauß-Krüger-Koordinaten 55 29 000 gelten, während der Main den westlichen und die Elsava den südlichen wie auch östlichen Rahmen bilden. Die Verbreitung von Umlagerungsprodukten der kretazo-tertiären Verwitterungsdecke (Abb. 2), wie sie im Rahmen einer ersten Begehung anhand physiognomischer Anhaltspunkte kartiert wurde (s.u.), war ein wichtiges Kriterium für die räumliche Fixierung des Untersuchungsgebietes - in diesen



Bereichen wurde die autochthone Verwitterungsdecke im Untergrund vermutet.

Der Untersuchungsbereich ist naturräumlich dem „Sandstein-Spessart“ zuzuordnen, nur randlich wird der Naturraum „Untermainebene“ berührt (SCHMIDT in MEYEN/ SCHMITHÜSEN 1955: 230 ff). Die Kartengrundlage bildet die topographische Karte 1:25000 Blatt 6121 Heimbuchenthal.

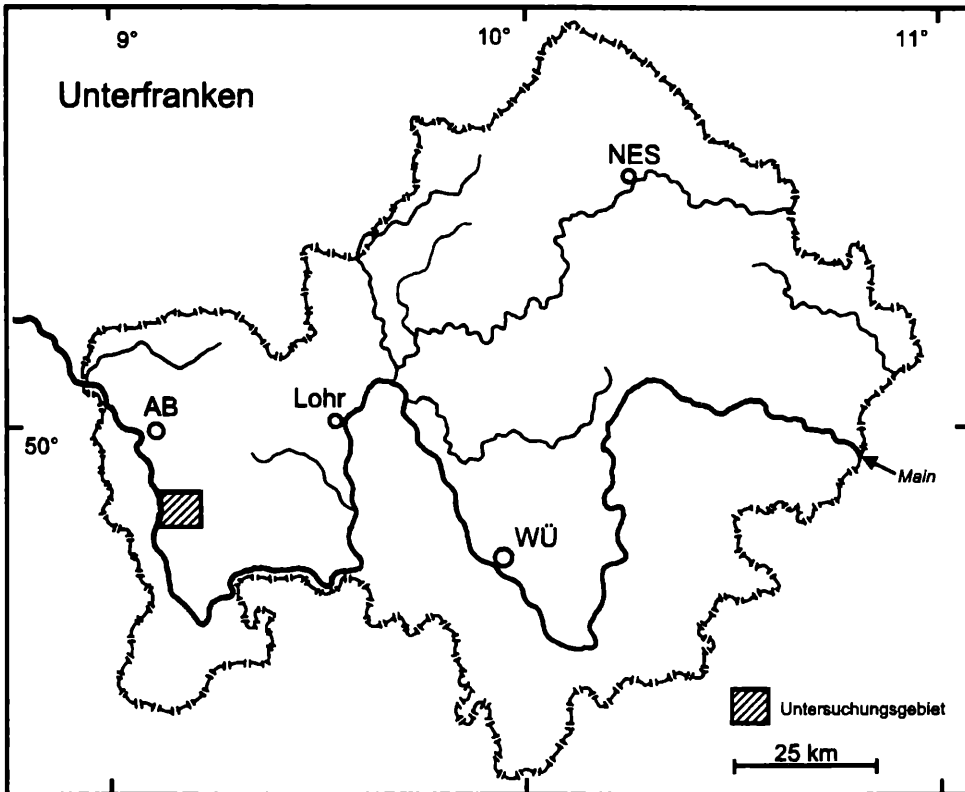


Abb. 1: Die Lage des Untersuchungsgebietes in Unterfranken.

In einer zweiten Bearbeitungsphase konzentrierten sich die Geländearbeiten im wesentlichen auf einen kleinen Teilbereich des ursprünglichen Untersuchungsgebietes. Das Gebiet umfaßt den oberen Abschnitt einer schluchtartigen Talung westlich von Kleinwallstadt, die als „Buschgraben“ in die topographische Karte eingetragen ist. Die Untersuchungen dort sollen im Mittelpunkt dieser Arbeit stehen.

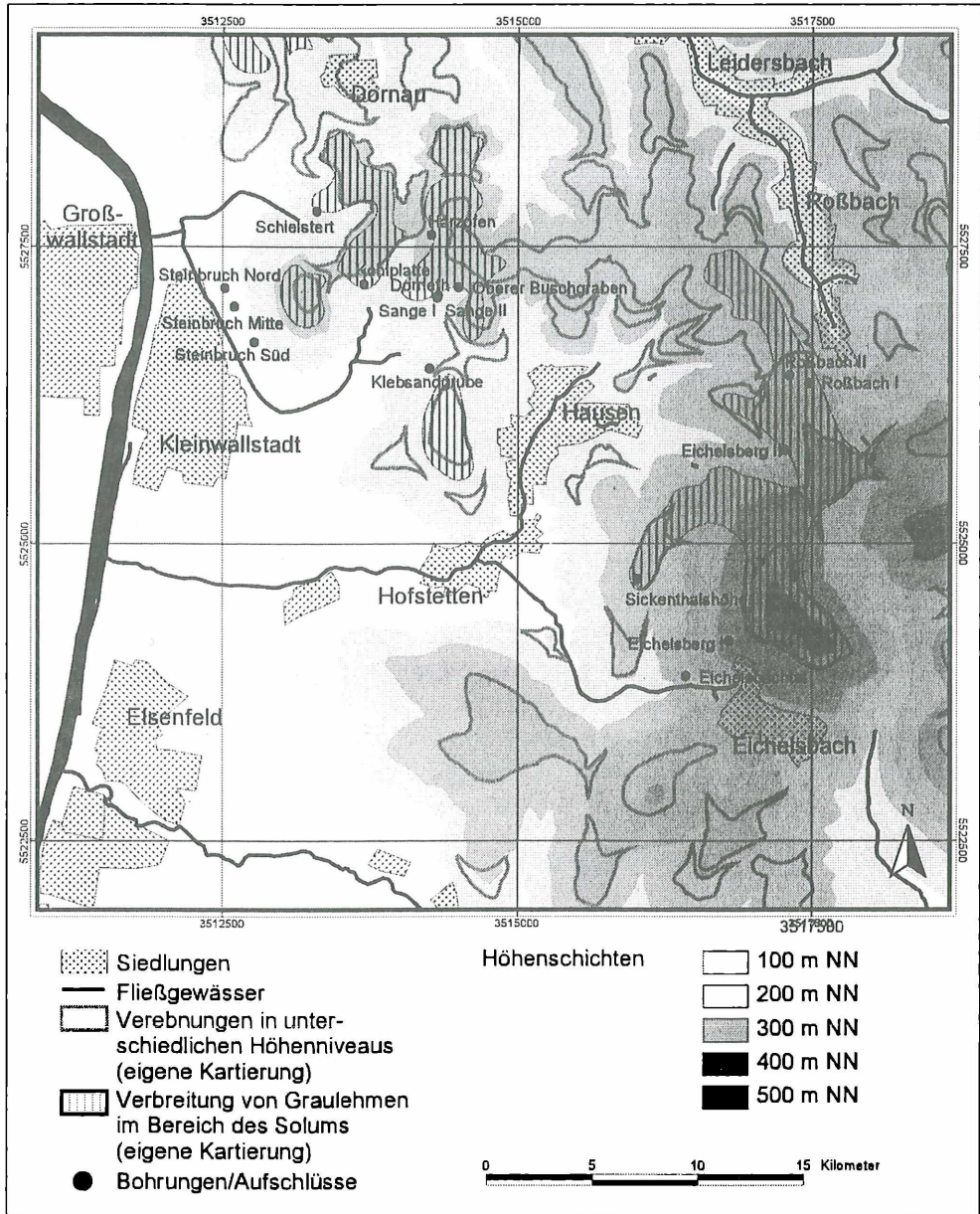


Abb. 2: Das Untersuchungsgebiet im Sandstein-Spessart. – Mit Verebnungsbereichen und Lage der Aufschlussprofile (Entwurf: JUNG)

### 3.1.1 Geologischer Überblick

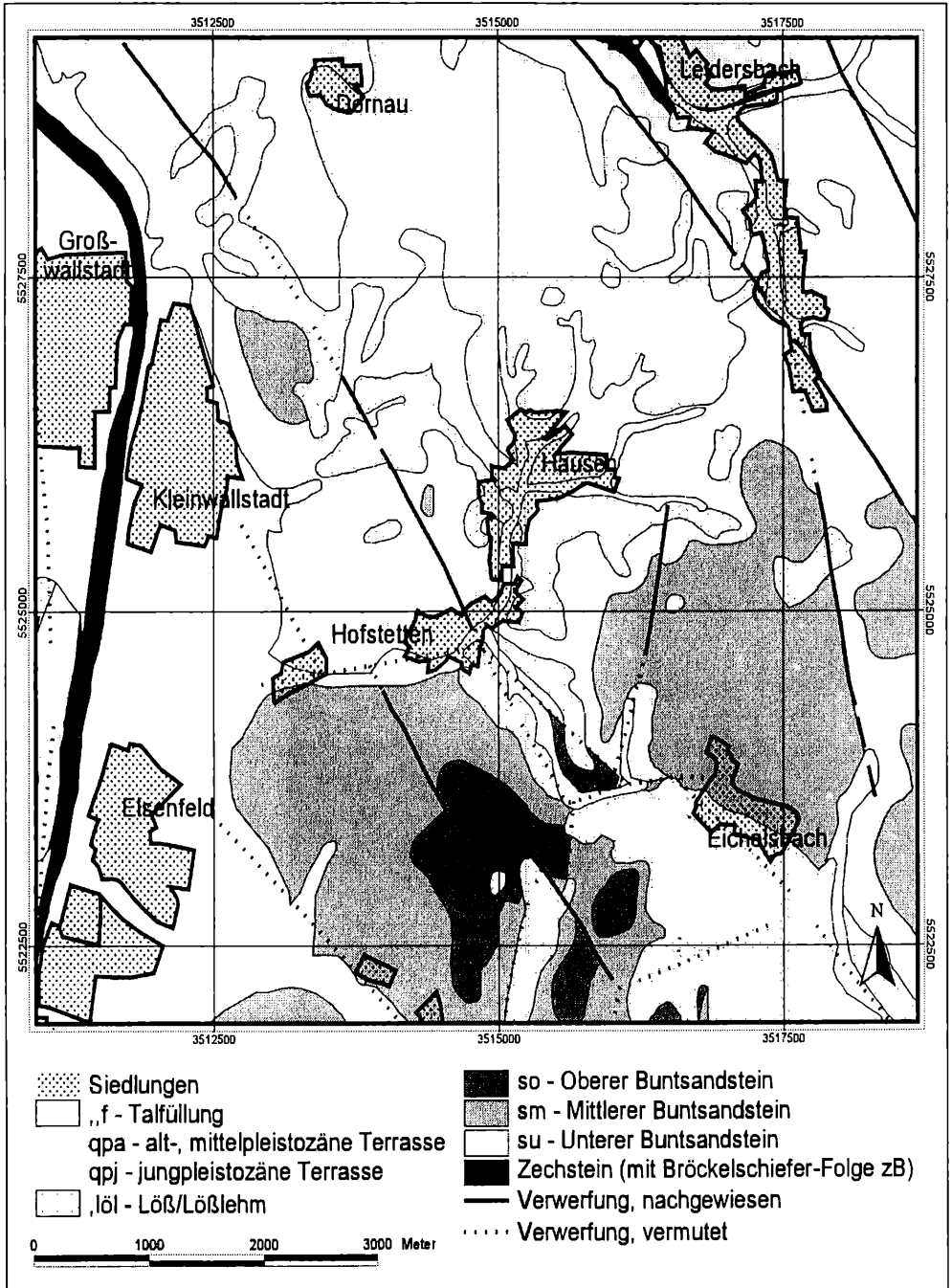


Abb. 3: Geologische Übersicht des südlichen Spessarts (Entwurf: JUNG).

In der Umgebung von Aschaffenburg tritt im Vorspessart das kristalline Grundgebirge als Teil der Mitteldeutschen Schwelle zutage (OKRUSCH & AL. 1967, WEINELT 1962, WEINELT u. STREIT 1971). Mit einer mächtigen Schichtstufe, der einzelne Zeugenberge vorgelagert sind (Vgl. NIEMZ 1964: 17, nach SIEBERT 1934), erheben sich am östlichen Rand des Vorspessarts die Einheiten des Deckgebirges. Dabei handelt es sich im wesentlichen um Sedimentgesteine der unteren Trias (Buntsandstein), welche den geologischen Untergrund des gesamten Sandstein-Spessarts bilden. Während die Spessarthochfläche im oberen Buntsandstein sanft nach Südosten abdacht und der Landschaft eher einen flächenhaften Charakter verleiht, ist das Deckgebirge im westlichen Spessart infolge tektonischer Beanspruchung in einzelne Bruchschollen gegliedert und bricht in Randverwerfungen zur Untermainebene ab. Im westlichen Spessart wie auch im Südosten wird das Deckgebirge häufig von pleistozänen Lössen überlagert.

### **3.1.1.1 Der Buntsandstein - Paläogeographie und petrostratigraphische Gliederung**

Im Untersuchungsgebiet sind die unteren und mittleren Einheiten des Buntsandsteins am geologischen Aufbau beteiligt. Die stratigraphische Gliederung des bis zu 600 m mächtigen Sedimentpaketes 'Buntsandstein' soll im folgenden kurz vorgestellt werden.

Der Buntsandstein kam in einem weitgespannten Sedimentationsbecken (Germanisches Becken) zur Ablagerung, welches von der Böhmisches Masse im Osten, der Gallischen Schwelle im Westen und dem Vindelizischen Land im Süden eingerahmt wurde (SCHWARZMEIER 1981: 41-43). Allgemein wird heute ein fluviatil-limnisches, also terrestrisches Ablagerungsmilieu angenommen (BACKHAUS 1967c: 169).

Die moderne Gliederung des Buntsandsteins orientiert sich an der zyklischen Abfolge lithofaziell unterschiedlicher Sandsteine (Asymetrische Sohlbankzyklen; nach BACKHAUS 1967c: 157), die insgesamt achtmal eine Abfolge von einer basalen Grobsandschüttung („Sandsteinfolge“) zu einer hangenden „Wechselfolge“ mit einem Wechsel von Schluff- und Tonsteinlagen beinhaltet. Sie sind anhand eines schematisierten Säulenprofils dargestellt (verändert in Abb. 3), das auf der neuen deutschen Buntsandsteingliederung nach RICHTER-BERNBURG (1974) beruht. Allerdings sieht ein jüngstes Gliederungsmodell der PERM-TRIAS-KOMMISSION (1993: 77) eine neue Festlegung der lithostratigraphischen Grenzen vor, wonach z.B. die erste Sedimentationsfolge (Bröckelschiefer-Folge, S1) nicht mehr dem Buntsandstein, sondern bereits dem Zechstein zugeordnet wird.

Im Untersuchungsgebiet sind die Einheiten des Unteren Buntsandsteins relevant, die anhand eines älteren Gliederungsmodells (Bayerisches Normal-

## Muschelkalk

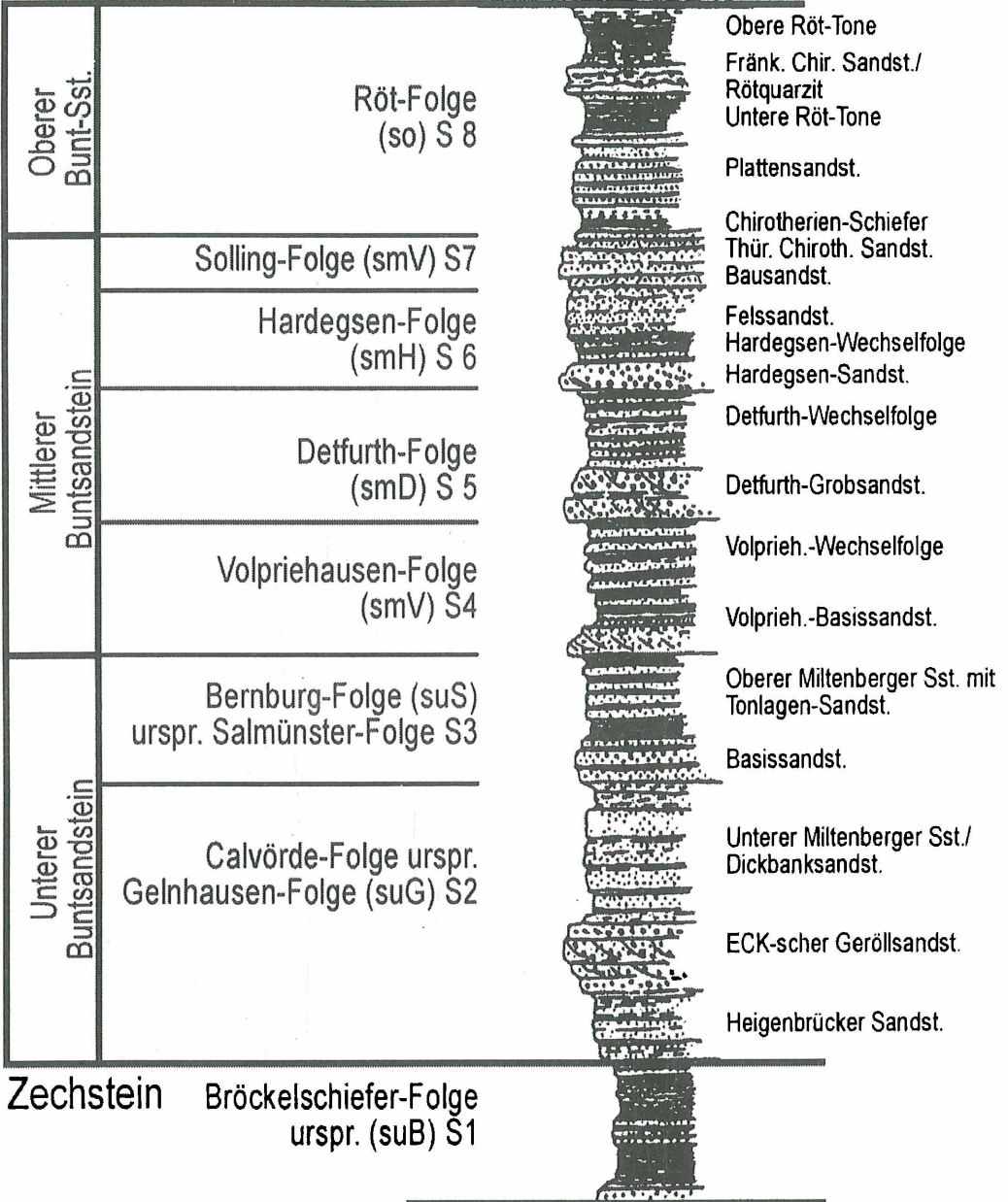


Abb. 4: Schematisiertes Profil des Buntsandsteins im Spessarts.

(nach MURAWSKI 1992: 89, nach der deutschen Standardgliederung RICHTER-BERNBURG 1974 verändert, nach der PERM-TRIAS-KOMMISSION 1993 ergänzt; S = Sohlbankzyklus)

profil nach CRAMER 1964) zusammenfassend als Miltenberger Sandstein bezeichnet wurden. Nach dem aktuellen Gliederungsprinzip kann der Miltenberger Sandstein zusätzlich in den Dickbank-Sandstein (Oberer Abschnitt der Calvörde-Folge/urspr. Gelnhausen-Folge, su2Mu) und den Oberen Miltenberger Sandstein (Bernburg-Folge/urspr. Salmünster-Folge, su3Mo) gegliedert werden. Laut geologischen Übersichtskarten stehen im Bereich der Bergkuppen Einheiten des Mittleren Buntsandsteins, vermutlich der Volpriehausen-Folge (sm1) an. Unterschiede in der morphologischen Härte der Gesteine bedingen i.d.R. einen getrepten Aufbau der Hänge (DIETZ 1974: 34).

### 3.1.1.2 Pleistozäne Löss

Im Untersuchungsgebiet finden pleistozäne Lösser weite Verbreitung. Die landwirtschaftlichen Nutzflächen am westexponierten Oberhang des Plattenberges deuten bereits auf das günstige ackerbauliche Ausgangssubstrat „Löß“ hin. Die Lößmächtigkeit dürfte sicherlich mehrere Meter betragen, wenn man die zahlreichen Ackerterrassen, die durchgehend im Löß angelegt sind, als Hinweis heranziehen möchte. Als potentiell Liefergebiet kommen die jüngeren Mainterrassen, wie Mittel- und Niederterrassen besonders im Bereich der Untermainebene in Betracht, da sie durch den Gehalt an Muschelkalkgeröllen den Kalkgehalt der Lösser (bis zu 10 Gew.-%) im ansonsten kalkarmen Buntsandsteingebiet erklären könnten. Die Lösser am Plattenberg wären somit bei einer westlichen Paläowindrichtung (Vgl. MEYER/KOTTMEIER 1989) nicht etwa in Lee-, sondern in Luvlage abgelagert worden. Ob die Lösser in der Umgebung des Kohlplatz- und Buschgrabens (zwischen Plattenberg und Kirchhöhe) als Leeablagerungen derselben Windströmung zu klassifizieren sind, bleibt noch offen. Vielleicht sind sie auf die Ausblasung der Terrassenschotter im heutigen Schwemmfächerbereich des 'Neuen Grabens' durch süd-südwestliche Winde zurückzuführen.

Insofern der Löß im Untersuchungsgebiet nicht durch Bodenbildung (-en) modifiziert wurde, präsentiert er sich in rel. 'frischem' Zustand, weshalb für die oberen, im Bereich des Solums auftretenden Lößstraten allgemein ein würemzeitliches Alter angenommen wurde. Auf der landwirtschaftlich genutzten Fläche des Plattenberges zeugen zahlreiche Lößschnecken und Kalkkonkretionen, sog. 'Lößkindl' von sekundären Kalkanreicherungen in ursprünglich tieferen Horizonten. Das Anschneiden dieser Kalkanreicherungsschichten veranschaulicht eine intensive Denudations- und Erosionstätigkeit seit der Inkulturnahme der Flächen. Aus botanischer Sicht wird dies bezüglich der Verbreitung einer Orchideenart bedeutsam, die als typischer Kalkanzeiger (OBERDORFER 1994: 280) für Muschelkalkgebiete charakteristisch ist, für den Buntsandstein-Spessart aber als absolute Rarität gelten kann. Es handelt sich um das Helmknabenkraut (*Orchis militaris*/

Orchidaceae), das zur Blütezeit in den Monaten Mai bis Juni auf Wiesenflächen nördlich des Cafes „Almhütte“ bewundert werden kann.

### **3.1.1.3 Zur Frage der Tektonik im Untersuchungsgebiet**

Der Frage der tektonischen Aktivität im westlichen Buntsandstein-Spessart kommt sicherlich eine große Bedeutung zu - vermutlich ist der Erhalt der kretazo-tertiären Verwitterungsdecke im Bereich des Untersuchungsgebietes in tektonischen Hebungs- und Senkungsvorgängen begründet. Beim Betrachten der geologischen Karte ist zunächst die Lage zwischen den gehobenen Schollen des kristallinen Grundgebirges (Vorspessart) im Norden und den abgesenkten Schollen des (Großwallstadt-) Obernburger Grabens im Süden besonders auffällig. Das Untersuchungsgebiet liegt demnach exakt im Scharnierbereich dieser tektonischen Horst- und Grabenschollen. Die Heinrichshöhe im nördlichen Bereich des Obernburger Grabens tritt heute infolge einer Reliefumkehrung als morphologischer Horst in Erscheinung, da rel. verwitterungsresistente Schichten des Oberen Buntsandsteins die Bergkuppen ausbilden. Dort stehen im Niveau von etwa 300 m NN Sandsteine, vermutlich der oberen Solling-Folge (so1) und des Plattensandsteins (so2) an. Die Kirzhöhe mit 281 m NN und der Plattenberg (275 m NN) treten damit in eine Position, die sie vor fluviatilen Abtragungsprozessen des von Süd nach Nord entwässernden pleistozänen Maines weitestgehend schützt. Diese Überlegungen sollen als ein mögliches Erklärungsmodell verstanden werden, das den Erhalt der Verwitterungsdecke über die pleistozänen Abtragungsphasen hinweg erklären könnte. Untersuchungen der kausalen Zusammenhänge wurde in dieser Arbeit allerdings nicht weiter verfolgt.

Es ist bereits angeklungen, daß der westliche Buntsandstein-Spessart in großem Umfang tektonisch zerstückelt wurde (Bruchschollentektonik), nicht zuletzt deshalb, weil hier die Vergitterung verschiedener Störungsrichtungen beobachtet wird die erzgebirgische und herzhynische Richtung tritt im gesamten Spessart auf (STREIT/WEINELT 1971), während die rheinische Richtung besonders im südlichen Mainviereck bei Miltenberg und im südlichen Obernburger Graben hervortritt (BACKHAUS/STOLBA 1967). Im Kartenbild der topographischen Übersichtskarte fällt besonders auf, daß der Talverlauf der Elsava und des Neuen Grabens/Eichelsbach über weite Strecken der herzhynischen Streichrichtung folgt. Der Vermutung liegt nahe, daß die meisten Fließgewässer des westlichen Spessarts Schwächezonen des Untergrundes in Form von Klüften oder tektonischen Brüchen und Verwerfungen nachzeichnen. DIETZ (1978) stellt diesen Sachverhalt sehr eindrucksvoll in seiner Karte 1 dar. Vermutlich sind auch Setzungserscheinungen des Deckgebirges über einem reliefierten Grundgebirge (MURAWSKI 1967: 120) für die Entstehung des Schollenmosaiks im Buntsandstein des Spessarts und Odenwaldes verantwortlich, das sich auch im

Landschaftsbild aufgrund eines unregelmäßig-kleingliedrigen Reliefs mit Flächenresten in unterschiedlichen Höhenniveaus manifestiert.

Die tektonischen Aktivitäten setzten sicherlich mit dem Einbruch des Oberrheingrabens seit dem mittleren Eozän ein. Vulkanite, u.a. auch solche bei Obernburg a. Main (dort vermutlich Subvulkanite) dokumentieren die auflebenden tektonischen Bewegungen. Für das Untersuchungsgebiet wurden letztendlich umfangreiche Absenkungsprozesse der Hanau-Seligenstädter Senke bedeutsam, die sich über das Aschaffener Becken bis in das südwestliche Mainviereck auswirkten. So ist die Anlage der Bruchstaffeln des Obernburger Grabens vermutlich in das Rupel (Mittleres Oligozän) zu stellen (DIETZ 1978: 41, Tab. 2). Beim gleichen Autor werden die Schippacher und Klingenger Tone, die im Bereich des Obernburger Grabens zur Ablagerung kamen, dem Sarmat bzw. Pont zugeordnet. Palynologische Untersuchungen einer Braunkohle bei Schippach erbrachten gleichfalls obermiozänes bis unterpliozänes Alter (BACKHAUS 1967b: 174). Damit wurden die jüngsten Nachweise tektonischer Aktivitäten im südliche Mainviereck genannt, während für das Aschaffener Becken noch jüngere Tektonik postuliert wird. KÖRBER (1959: 412) nimmt eine Absenkungsbewegung bis in das Oberpliozän an, darüberhinaus halten WEINELT/STREIT (1971) sogar ein Anhalten der Bewegungen bis in das Altquartär für möglich. Letztendlich wären umfangreichere Untersuchungen zur Tektonik dieses Raumes unbedingt notwendig, um hier eine größere Aussagesicherheit zu erzielen.

### 3.1.2 Klima

Die klimatischen Verhältnisse des Untersuchungsgebietes sollen in Tab. 1 anhand einiger ausgewählter Klimaparameter aufgezeigt werden. Dabei ist anzumerken, daß im Hochspessart sehr viel feuchtere und geringfügig kühlere Bedingungen vorherrschen als im unteren Mittelmaintal. Im Anschluß an die Beckenlandschaften im Nordwesten kann man sicherlich von einer Klimagunst im Bereich dieses Maintalabschnittes sprechen, wie es u.a. der Anbau von Sonderkulturen wie z.B. der Weinanbau in Klingenberg, Erlenbach, Rück und Großwallstadt verdeutlichen. In Kleinwallstadt wurde der Weinbaubetrieb nach einem Spätfrost im Jahre 1956 aufgegeben (MARKTGEMEINDE KLEINWALLSTADT [Hrsg.] 1983: 57). Darüber hinaus zeugen ausgedehnte Streuobstkulturen von den günstigen Klimaverhältnissen dieses Raumes.

Es ist sicherlich notwendig, bei der Betrachtung der klimatischen Gegebenheiten des Untersuchungsgebietes nach verschiedenen Teilräumen zu differenzieren. So wurden in Tab. 1 Klimawerte für einen westlichen Teil des Untersuchungsgebietes angegeben, der im wesentlichen das Maintal und die angrenzenden Höhen beinhaltet, des weiteren einen mittleren und östlichen Abschnitt des Untersuchungsraumes. Ergänzend werden Klimadaten des Hochspessarts aufgeführt, die das Klimaprofil vom Maintal bis in die Hochlagen des Spessarts komplementieren sollen. Im direkten Vergleich mit



anderen, eher kontinental geprägten Teilräumen Unterfrankens, ist die „ozeanische Tönung des Klimas“ (MÜLLER 1996: 270) besonders hervorzuheben.

**Tab. 1:** Klimaprofil des Südwest-Spessart  
aus KNOCH (1952): Klima-Atlas von Bayern

Klimaparameter		Maintal	Westl. Randhöhen	Vorspessart	Hochspessart
Mittlere Monats- temperatur [ °C]	Januar	0 - 1	-1 - 0	-2 - -1	-2 - -1
	April	8 - 9	8	7 - 8	6 - 7
	Juli	18 - 19	17 - 18	16 - 17	15 - 16
	Oktober	8 - 9	8	7 - 8	7 - 8
	Eistage	10 - 20	20	20 - 30	30 - 40
	Frosttage	80 - 100	80 - 100	80 - 100	100 - 120
	Sommertage	30 - 40	30	20 - 30	10 - 20
Mittlere Monats- niederschläge [mm]	Januar	40 - 50	50 - 60, 60 - 70	70 - 80	100 - 120
	April	50 - 60	60 - 70	70 - 80	70 - 80
	Juli	60 - 70	70 - 80	80 - 90	90 - 100
	Oktober	50 - 60	60 - 70	70 - 80	90 - 100
Mittlere Jahres- niederschläge [mm]:	600 - 650, 650 - 700	700 - 750, 750 - 800	800 - 850	1000 - 1200	
Klimabezirk:	Rhein-Main-Gebiet		Spessart		

### 3.1.3 Vegetation

Aus dem komplizierten Beziehungsgeflecht der abiotischen Geofaktoren an einem Ort resultieren die Standortbedingungen für die Vegetation. Obwohl das 'Waldgebirge Spessart' über weite Bereiche den Eindruck einer rel. naturnahen Vegetationsdecke hinterläßt, wurden die Pflanzengesellschaften infolge landwirtschaftlicher und insbesondere forstwirtschaftlicher Nutzung seit jeher anthropogen beeinflusst. Dies äußert sich z.B. im Auftreten der Fichte (*Picea abies*, Pinaceae), die heute einen nicht geringen Anteil am gesamten Baumbestand des Spessarts hat (SCHMIDT in MEYNEN/SCHMITHÜSEN 1955: 232f). Das Konzept der potentiell natürlichen Vegetation soll nunmehr herangezogen werden, um die Vegetation als Indikator des landschafts-ökologischen Potentials eines Raumes näher zu charakterisieren. Für das Untersuchungsgebiet sind die Vegetationsgebiete 19 (Sternmieren-Eichen-Hainbuchenwald - Stellario-Carpinetum) für die Untermainebene und 20 r (Hainsimsen-Labkraut-Eichen-Hainbuchenwald - Galio-Carpinetum luzuleto-

sum) für die randlichen Bereiche des Sandstein-Spessarts relevant (SEIBERT 1968: 38f). Ausführlichere Darstellungen beinhaltet die Arbeit von MÜLLER (1996: 82 ff und 272 ff).

## **4 Verwitterungsdecken und ihre Genese**

### **4.1 Fossile Verwitterungsdecken**

In Anlehnung an SMIRNOV (1970: 292) soll die Verwitterungsdecke verstanden werden als „eine selbständige geologische Kontinentalformation, die durch den Einfluß flüssiger oder gasförmiger „Atmosphärien“ sowie durch biogene Einwirkung auf die anstehenden Gesteine gebildet wurde. Anstelle letztere entstehen neue Gesteine mit besonderen Strukturen und Texturen, mit einem eigenen Mineralbestand und spezieller chemischer Zusammensetzung“. In Mitteleuropa besitzen tiefgründige Verwitterungsdecken nur noch reliktschen Charakter und treten in den Mittelgebirgen nur noch vereinzelt als Reste einst weitgespannter Rumpfflächen auf. Sie sind als fossile Bildungen zu bezeichnen, da sie unter völlig andersartigen Voraussetzungen entstanden - insbesondere das Klima betreffend, als sie gegenwärtig in den gemäßigten Breiten vorherrschen.

#### **4.1.1 Elementare Voraussetzungen der Genese von Verwitterungsdecken**

##### **4.1.1.1 Klimaperioden tiefgründig-chemischer Verwitterung**

Günstige Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse stellen grundlegende Bildungsparameter tiefgründiger Verwitterungsdecken dar. Allgemein werden warm-humide Klimabedingungen vorausgesetzt, wie sie etwa gegenwärtig in den tropischen und subtropischen Breiten vorherrschen. Anhand von Untersuchungen an tropischen Verwitterungsprofilen werden eine mittlere Jahrestemperatur von 25 °C und durchschnittliche Jahresniederschläge von 1200 mm als günstige Rahmenbedingungen genannt (VAN SCHUYLENBORGH 1971: 60). Darüberhinaus ist die Entstehung von Verwitterungsdecken von weiteren Geofaktoren abhängig.

### ***Proterozoische und paläozoische Klimaoptimumphasen***

Im Verlauf der Erdgeschichte treten immer wieder Phasen mit vorherrschend warm-humiden Klimabedingungen auf. Schon für einige Abschnitte des Präkambriums, darüber hinaus für Epochen des Spätproterozoikums-Frühkambriums und des Ordoviziums werden solche Phasen angenommen (VALETON 1983: 445). Die oberkarbonischen Steinkohlen des Ruhrgebietes und des Aachener Reviers zeugen von einer Feucht-Warm-Phase im Devon-Karbon (SCHWARZBACH 1993: 155). Die tiefgründigen Verwitterungsdecken

dieser frühen Klimaoptimumsphasen unterlagen bereits wieder der Erosion und sind in den mittleren Breiten in der Regel nicht mehr erhalten.

### *Kretazo-tertiäre Verwitterungsepoche*

Die fossilen Verwitterungsdecken in Mitteleuropa sind im Regelfall den allgemein feucht-humiden Klimabedingungen der Kreidezeit und des Tertiärs als jüngste Klimaoptimumsphase zuzuordnen (VALETON 1983: 413ff). Dabei kamen intensiv-chemische Verwitterungsprozesse, die zur Entstehung von tiefgründigen Verwitterungsdecken wirksam werden müssen, sicherlich nicht immer mit gleichbleibender Intensität zum Tragen, sondern waren in Abhängigkeit der klimatischen Verhältnisse entsprechenden Schwankungen unterlegen. Aus den frühen Arbeiten von STREMMER (1910: 338 ) und JESSEN (1939: 36 ff) geht bereits hervor, daß eine Differenzierung des Tertiärklimas angebracht erscheint und dieses nicht etwa als einheitliche Feucht-Warm-Phase zu umschreiben ist. Für das Tertiär lassen sich im Gegensatz zum Mesozoikum detailliertere paläoklimatische Aussagen treffen, die im wesentlichen auf günstigeren Interpretationsmöglichkeiten faunistischer und floristischer Funde beruhen (z.B. HEIZMANN 1992: 7 ff). Daraus kann abgeleitet werden, daß insbesondere die Niederschlagsverhältnisse von starken episodischen Schwankungen betroffen waren, wie es Abb. 5 verdeutlicht.

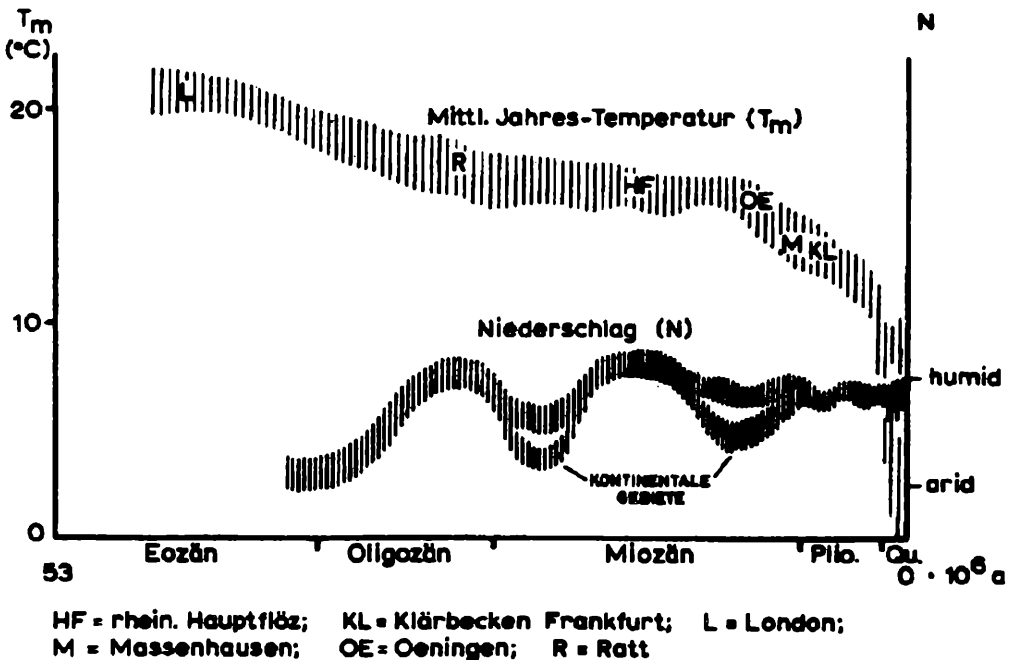


Abb. 5: Klimakurve des mitteleuropäischen Tertiärs (aus SCHWARZBACH 1993: 209)

Die Klimabedingungen, wie sie im Zuge der polwärtigen Ausweitung der „Warmen Zone“ (SCHWARZBACH 1993: 211/Abb. 145) insbesondere im Alttertiär beiderseits des Äquators auch für Mitteleuropa wirksam wurden, waren insgesamt wohl als subtropisch-feucht zu charakterisieren. Darüberhinaus kann ein tendenzieller Abkühlungsvorgang vom Alt- zum Jungtertiär beobachtet werden; seit dem ausgehenden Miozän und besonders im Pliozän ist eine deutliche Abnahme der Temperaturen nachzuweisen, so daß an der Wende Tertiär-Quartär zumindest von gemäßigten Klima-edingungen ausgegangen werden muß (SCHWARZBACH 1993: 215).

#### **4.1.1.2 Bildungsdauer**

Zur Genese tiefgründiger Verwitterungsdecken ist ein sehr langer Bildungszeitraum (mehrere Millionen Jahre) erforderlich. FELIX-HENNINGSSEN (1990: 14) gibt für das Rheinische Schiefergebirge eine mögliche Bildungsdauer von insgesamt 165 Mio. Jahren an, wobei der Rückzug des Lias-Meeress eine wichtige Zeitmarke darstellt. Adäquat wird im Bereich des Spessarts eine zeitweilige Überflutung des Jurameeres angenommen, während in der Kreidezeit und im Tertiär terrestrische Bedingungen vorherrschten (MURAWSKI 1992: 106) und damit die Rahmenbedingungen einer sub-aerischen, tiefgründigen Verwitterung gegeben waren.

#### **4.1.1.3 Relief und Gestein**

Das Ausgangsrelief ist hinsichtlich der Drainagewirksamkeit von besonderer Bedeutung. Bei VALETON (1983: 417) ist u.a. ein Latosoltypus im Bereich von Küstenebenen beschrieben, der sich durch eine sehr gute Lateral- und Vertikaldrainage auszeichnet. Gewöhnlicherweise aber treten Verwitterungsprofile im Bereich von Rumpfflächen auf und sind durch eine gute Drainierung ausschließlich in vertikaler Richtung gekennzeichnet. Die einhergehende Fortführung löslicher Verbindungen aus dem Gesteinsverband führt schließlich zum Prozeß der 'Bleichung'. Dabei ist die Wasserwegsamkeit des Ausgangsgesteins entscheidend, die im Bereich des Untersuchungsgebietes aufgrund der Klüftigkeit und Porosität des unteren und mittleren Buntsandsteins als günstig vorausgesetzt werden kann. An dieser Stelle soll jedoch die Frage in den Raum gestellt werden, inwieweit Tonhorizonte, wie sie insbesondere in den Buntsandstein-Wechselfolgen in Dezimeter-Mächtigkeiten immer wieder zwischen Sandsteinkomplexen eingeschaltet sind, als Hemmnisfaktor bezüglich der Wasserwegsamkeit und damit dem Voranschreiten der Verwitterungsbasis gewertet werden müssen.

Hinsichtlich der mineralogischen Zusammensetzung stellt der Buntsandstein als silikatisches Ausgangsgestein sicherlich ein günstiges Verwitterungs-ubstrat dar, wobei in der Regel die „schwerverwitterbaren Minerale (z.B.

Quarz, K-Feldspat, Muskovit) zusammen mit Verwitterungsneubildungen ein stabiles Gerüst bilden“ (FELIX-HENNINGSEN 1990:16).

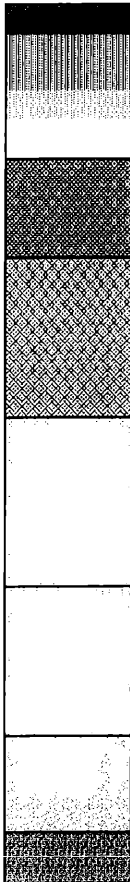
#### 4.1.2 Kaolinitische und lateritisch/bauxitische Verwitterungsdecken

Verwitterungsdecken entstehen zunächst durch die tiefgründige Verwitterung des anstehenden Gesteins, wobei die Intensität der Abtragung an der Oberfläche hinter der Intensität der Tiefenverwitterung zurückbleibt. Dabei werden ausschließlich chemische Verwitterungsprozesse wirksam, welche auf der chemischen Zersetzung der gesteinsbildenden Minerale, Um- und Neubildungen, insbesondere durch Hydratation und Hydrolyse in wässrigem Milieu beruhen.

Zur Klassifizierung von Verwitterungsdecken werden gewöhnlich die Siliziumoxid-Sesquioxid-Verhältnisse herangezogen (MAC FARLANE 1976: 17). Laterite, die einen hohen Gehalt an Fe- und Al-Oxidhydraten, meist infolge umfangreicher Desilifizierungsprozesse aufweisen oder Bauxite als entsprechend aluminiumreiche Varietät zeigen allgemein sehr aggressive Verwitterungsbedingungen an. Böden dieses ferralitischen Verwitterungstypus werden gemeinhin als Latosole (Oxisol nach der SOIL TAXONOMY 1975, Ferralsols/Plinthosols nach FAO - in SEMMEL 1993) bezeichnet, die insbesondere durch 'erdige' Substrateigenschaften (KUBIENA 1953: 278) zu charakterisieren sind. Infolge starker Austrocknung an der Oberfläche und einhergehender Verbackung der Komponenten durch Fe-/Mn-Oxide können sie auch zu krustenartigen 'Lateriten' verhärten.

In Mitteleuropa konnten sich Laterite während der kretazo-tertiären Klimaepoche mit subtropischen bis randtropischen Klimaten nur über siliziumarmen Ausgangsgesteinen erhalten (HARRASSOWITZ 1926, zitiert in SPIES 1986: 22) - sie sind z.B. noch als reliktsche Verwitterungsdecken über den Basalten des Vogelsberg-Massives vorzufinden. In der Regel war der sialitische, bzw. fersialitische Verwitterungstypus (Plastosole), vor allem über Silikatgesteinen, vorherrschend. In der kieselsäurereichen Verwitterungslösung stehen nunmehr neben Aluminium-Hydroxid-Oktaedern auch die Siliziumoxid-Tetraeder zur Verfügung, die als grundsätzliche Bauelemente sämtlicher silikatischer Tonminerale gelten können. Das reichliche Angebot dieser elementaren Bausteine begünstigt die Tonmineralneubildung und damit die Tonproduktion. Dabei tritt der Kaolinit als stabiles Zweischichttonmineral mengenmäßig in den Vordergrund.

### 4.1.3 Vertikale Zonierung der Verwitterungsdecke



Horizont	<b>Latosol-Typus</b> Nach VALETON 1983, ergänzt nach MAC FARLANE 1976:	Horizont	<b>Fersialitischer Typus</b> Nach FELIX-HENNINGSEN 1990: Gesamtprofil der MTV im Rh. Schiefergebirge
A	eroded	A	Solum
		Bu - Bj	- physik. und chem. Verwitterung - Mineralneubildung - Auswaschung fester und gelöster Stoffe
		Gj	- Turbation und Gefügebildung
Boxfe	ferricrete - hematite (goethite)		
Boxal	alucrete - gibbsite (boehmite, diaspore)		
Btk	saprolite  - layer silicates (kaolinite, smectite)  <i>pallid zone</i> (MAC FARLANE 1976)	mCew	Saprolit      Bleichzone  - Gesteinsgefüge - nur chemische Verwitterung - Mineralneubildung - Auswaschung und Umverteilung nur löslicher Stoffe
Bts	<i>mottled zone</i> (MAC FARLANE 1976)	mCsj	Oxidationszone
		mCoj	teilweise oxidierter Reduktionshorizont
B/C	weathered rock <i>rotten rock</i> (MAC FARLANE 1976)	mCrj	Reduktionszone
C	unaltered parent rock	mCn	unverwittertes Gestein

↑ new formed texture  
↓ relict texture

**Abb. 6:** Prinzipieller Aufbau plinthitischer Latosole

(nach VALETON 1983: 418 und FELIX-HENNINGSEN 1990: 15)

Das Gesamtprofil der Verwitterungsdecke kann zunächst in die morphologischen Einheiten „Solum“ (eigentliche Bodenzone) und „Saprolit“ (Abschnitt vom Solum bis zur Verwitterungsbasis) gegliedert werden, wobei Solum und Saprolit im Regelfall keine morphogenetische Einheit mehr darstellen, da der autochthone Boden bereits der Abtragung unterlag und durch eine neue Bodengeneration ‘ersetzt’ wurde. Im Bereich des Saprolits wurde das Gesteinsgefüge während der Tiefenverwitterung vollständig erhalten

Verwitterungsprozesse zum Tragen kamen. Im Bereich des Solums treten unter dem Einfluß exogener Faktoren physikalische Verwitterungsprozesse in den Vordergrund, die insbesondere durch Turbation (Kryo- und/oder Bioturbation) an der Auflösung des ursprünglichen Gesteingefüges mitwirken. Eine Zusammenfassung der wichtigsten morphodynamischen Prozesse, differenziert nach den unterschiedlichen Zonen der Verwitterungsdecke, ist bei FELIX-HENNINGSSEN (1990: 15) dargestellt. Die Ausführungen finden Berücksichtigung in der Darstellung eines standardisierten Verwitterungsprofils (Abb. 6), das aus VALETON (1983: 418) entnommen wurde.

## **4.2 Aufarbeitung im Quartär insbesondere im Pleistozän**

Während der pleistozänen Eiszeiten wurde der Großteil der deutschen Mittelgebirge, so auch der Spessart, nicht von einer Vergletscherung erfaßt, obwohl in älteren Arbeiten Gegenläufiges angenommen wurde (Vgl. KLEMM 1893). Somit kamen im Bereich des Untersuchungsgebietes die typischen Formungsprozesse des periglazialen Raumes zum Tragen, die u.a. in der Aufarbeitung des anstehenden Gesteines unter Frosteinwirkung und gravitativer Verlagerung während episodischer oder periodischer Auftauphasen bestehen. Auf diese Weise entstehen Solifluktionsdecken, die eine Beimengung äolischen Staubes erfahren können, bzw. flächendeckend von äolischen Lössen überlagert werden. Insgesamt bilden die unter dem Einfluß des Periglazialklimas umgelagerten Sedimente „Periglaziale/ Quartäre Deckschichten“ aus (Vgl. z.B. VÖLKELE 1995: 3), die vom Festgestein bis zur Landoberfläche reichen.

Untersuchungen an Lössen als eiszeitliche, äolische Sedimente haben seit jeher einen hohen Stellenwert in der Eiszeitforschung. Sie erlauben ein chronostratigraphisches Arbeiten, da im Allgemeinen Naßböden, die in Lößakkumulationen entwickelt sind, als interstadiale Bildungen aufgefaßt werden, während ausgeprägte Parabraunerden im wesentlichen auf Phasen intensiver Bodenbildung während der Interglazialzeiten (Warmzeiten) zurückgeführt werden (PÉCSI in LIEDTKE 1990: 275ff). Bodenkomplexe stellen dabei wichtige stratigraphische Marken dar und erlauben in der Regel einen direkten Vergleich unterschiedlicher Lößprofile.

Solifluktionsdecken sind für den chronostratigraphischen Ansatz nur bedingt geeignet (VÖLKELE 1995: 3f). So hat ROHDENBURG (1968: 69 ff) darauf hingewiesen, daß solifluidale Aktivitätsphasen zu jeder Zeit während der letzten Kaltzeit in Abhängigkeit lokaler Faktoren angenommen werden können, obwohl dem feuchtkalten Frühglazial eine besondere Intensität bescheinigt wird (Vgl. BÜDEL 1957). Im Untersuchungsgebiet liegt durch das Ausgangssubstrat 'Buntsandstein-Saprolit' ein besonderer Typus vor, dessen Bezeichnung bereits auf KUBIENA (1953) zurückgeht, zuletzt aber bei FELIX-HENNINGSSEN (1990: 94ff) eine exakte definitorische Festlegung erfährt. Das

solifluidal aufgearbeitete Verwitterungssubstrat wird demnach als „Graulehm“ bezeichnet.

Quartäre Deckschichten sind in besonderer Weise an der Gestaltung der Hänge beteiligt und sind deshalb aus geomorphologischer Sicht sehr bedeutsam. Darüberhinaus stellen sie das Ausgangssubstrat der Bodenbildung dar und beeinflussen aufgrund ihres differenzierten Aufbaus sehr entscheidend die Pedogenese. Sie werden damit zu einem wichtigen Geofaktor hinsichtlich der landschaftsökologischen Bewertung eines Standortes (Vgl. hierzu VÖLKEL 1995: 2f). Darüberhinaus können sie in gewissem Umfang für paläoklimatische Aussagen herangezogen werden.

## **5 Methodische Vorgehensweise**

Im wesentlichen orientierte sich das Untersuchungskonzept für die Geländearbeit an die bei BECK et al. (1994: 1 ff), bzw. SCHLICHTING et al. (1995: 21 ff) vorgeschlagenen Verfahrensweisen. Hierzu ist anzumerken, daß zu Beginn dieser Arbeit kein fertiges Konzept zur Verfügung stand die Überlegungen zum weiteren Fortgang der Untersuchungen orientierten sich jeweils an vorliegenden Zwischenergebnissen.

### **5.1 Auswertung des Kartenmaterials**

#### ***Topographische Karten***

Das Untersuchungsgebiet liegt im NW Teil der TK 1 25 000, 6121 Heimbuchenthal. Ergänzend wurden einige Höhenliniendarstellungen im Maßstab 1 : 2 500, herausgegeben vom Vermessungsamt Klingenberg/Main, ausgewertet.

#### ***Geologische Karten***

Da eine offizielle geologische Detailkartierung des Bayer. Geologischen Landesamt im Maßstab 1:25 000 bislang noch aussteht, mußte auf geologische Übersichtskarten zurückgegriffen werden. Es sind dies BAYER. GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.] (1993) Geologische Karte 1 : 100 000 Naturpark Spessart sowie BGR et al. (1985) Blatt CC 6318 1: 200 000 Frankfurt a. M./Ost. Übersichtskarten zur Geologie des Spessarts sind auch bei MURAWSKI (1992: 60) und DIETZ (1978: 29) veröffentlicht. Nördlich und östlich an das Blatt Heimbuchenthal angrenzende Geologische Karten, wie z.B. das Blatt 1: 25 000 - 6020 Aschaffenburg (STREIT/WEINELT 1971), das Blatt 1:25 000 - 6021 Haibach (WEINELT 1962), das Blatt 1 : 25 000 - 5920 Alzenau (OKRUSCH et al. 1967) sowie das Blatt 1:25 000 - 6022 Rothenbuch (WITTMANN 1972) wurden ebenfalls zur Erfassung der großräumigen geologischen Situation herangezogen. Detailkartierungen im Bereich des Buntsandstein-Spessarts und des



Odenwaldes sind von BACKHAUS (1967c) und BACKHAUS/STOLBA (1967) durchgeführt worden.

### **Sonstige Karten:**

Im Auftrag des Forstamtes Kleinwallstadt wurde ein standörtliches Gutachten (DFS GMBH 1992) im Bereich des Gemeindewaldes Kleinwallstadt erstellt. Der gesamte Gemeindewald Kleinwallstadt wurde für dieses Gutachten durch Pürkhauer-Bohrungen im 50 Meter-Raster erfaßt. Die Ergebnisse wurden in einer anschaulichen kartographischen Darstellung im Maßstab 1:10 000 dokumentiert. Der 'Standortskarte' ist ein Textband, der sog. 'Standortoperat' beigelegt.

## **5.2 Geländearbeit**

### **5.2.1 Prospektionsphase**

Für eine erste Begehung des Untersuchungsgebietes wurde insbesondere die Standortkartierung (DFS GMBH 1992) als kartographisches Hilfsmittel herangezogen. Die Verbreitung von Lössen und Deckschichten aus Buntsandstein-Saprolit ist hier anschaulich dargestellt, obwohl bei dieser Kartierung u.a. in „Schluffreiche Standorte“ oder „Zweischichtige Böden mit Ton im Untergrund“ differenziert und damit keine pedogenetischen Aussagen getroffen wurden.

Bei der Betrachtung der Geomorphologie des Untersuchungsgebietes, unter Berücksichtigung der räumlichen Verbreitung der Ausgangsgesteine, konnten regelhafte Zusammenhänge festgestellt werden: Während Deckschichten aus Saprolit die Kuppen (z.B. Plattenberg) oder plateauartigen Verebnungen (z.B. Dörnethshöhe) aufbauen, finden sich Lößakkumulationen saumartig an den Hängen oder in Talmulden, weshalb die Graulehmverbreitung einen eher inselartigen Charakter erhält (Vgl. Abb.2).

Die im Untersuchungsgebiet bearbeiteten Flächen werden bis auf wenige Ausnahmen forstwirtschaftlich genutzt. Eine pflanzensoziologische Aufnahme der Strauch- und Krautschicht im Hinblick auf die „Zeigerwerte von Pflanzen ...“ (ELLENBERG 1992) schien besonders aussagekräftig, da auch hier Regelmäßigkeiten festgestellt werden konnten. Die Lößflächen zeigen i.d.R. einen recht kargen Bestand in der Krautschicht, währenddessen sich die Graulehmstandorte ausnahmslos durch einen üppigen Bodenbewuchs auszeichnen. Vor allem sind es Feuchtigkeitsanzeiger, wie z.B. Frauenhaarmoos (*Polytrichum commune*), Spießmoos (*Acroladium cuspidatum*), Besen-Gabelzahnmoos (*Dicranum scoparium*), usw. oder etwa Binsengewächse, wie z.B. die Blaugrüne Binse (*Juncus inflexus*). Darüber hinaus finden Anzeiger saurer Standorte weite Verbreitung, wie z.B. die Heidelbeere (*Vaccinium myrtillus*) oder das Heidekraut (*Calluna vulgaris*). Die unterschiedlichen Ausgangssubstrate und damit die unterschiedlichen

landschaftsökologischen Voraussetzungen werden auch bei der forstwirtschaftlichen Nutzung berücksichtigt, so daß auch der jeweilige Baumbestand Hinweise auf das Ausgangssubstrat gibt (Lößflächen vorzugsweise als Buchenstandorte, Graulehne als Kieferstandorte).

### **5.2.2 Catenenkartierung**

Mit dem Pürkhauer-Bohrstock wurden punktuell Bodenprofile erschlossen und somit die Bodentypisierung der Standortskartierung nachvollzogen. Um weiterhin einen Überblick über das Untersuchungsgebiet zu erlangen, wurde am Plattenberg eine Catenenkartierung durchgeführt. In Anlehnung an SCHLICHTING et al. (1995: 81) wurde auf der topographischen Karte der Verlauf der Catena derart festgelegt, daß möglichst „alle geomorphen Einheiten, Gesteine und Nutzungsformen vorkommen.“ Beginnend an einem Lößprofil (Profil Steinbruch/Mitte, R 35 12 700, H 55 27 000, 190 m NN) erstreckte sich die Catena in ostnordöstliche Richtung über eine Distanz von etwa 2,4 km bis zur Wegkreuzung bei der Höhe 296 m SE von Dornau (R 35 14 520, H 55 27 180, 262 m NN, vgl. Abb.2). Der Punktabstand betrug i.d.R. 20 m und wurde bei Wechsel des Bodentyps z.T. bis auf wenige Meter verkürzt. Bei einheitlichem Bodentyp wurde ein größerer Punktabstand von etwa 50 m gewählt.

### **5.2.3 Übersichtskartierung**

Die weiteren Untersuchungen konzentrierten sich auf den Eichelsberg, die Sickentalshöhe und Eichhöhe, wo ebenfalls Deckschichten aus anstehendem Buntsandstein-Saprolit nachgewiesen werden konnten. Die räumliche Verbreitung von Graulehmen wurde dort zunächst anhand von Vegetationsmerkmalen des Bodenbewuchses kartiert und schließlich durch punktuelle Pürkhauer-Bohrungen bestätigt. In der kartographischen Darstellung (Abb.2) wurde aus diesem Grund auf diskrete Darstellungsmethoden verzichtet und die ungefähre Verbreitung mit Schraffursignatur eingetragen.

### **5.2.4 Prospektion günstiger Aufschlußverhältnisse**

Zur Erfassung der Deckschichtenstruktur wurde nach Möglichkeiten tieferreichender Aufschlußverhältnisse gesucht und in diesem Zusammenhang die günstigen Voraussetzungen von Wegböschungen erkannt. Im Zuge der Modernisierung der Forstwirtschaft mit zunehmendem Einsatz von schwerem Holzabfuhrgerät wurden etwa seit den 70er Jahren im Gemeindewald Kleinwalstadt die vorhandenen Waldwege zusätzlich befestigt und darüber hinaus Stichwege zur Holzabfuhr angelegt. In Hanglagen bedingt der großzügige Wegebau die Notwendigkeit entsprechender Böschungen. Bei Freilegung von Versturzmateriale ergeben sich bisweilen sehr gute

Aufschlußverhältnisse, weshalb Wegböschungen besonders auf ihre Eignung zur Anlage eines Profils begutachtet wurden.

Weiterhin wurde das umfangreiche Schluchtensystem auf günstige Aufschlußbedingungen hin untersucht. Im oberen Verlauf des Buschgrabens schienen die Verhältnisse entsprechend vorteilhaft, da hier der Darstellung der Standortkartierung zufolge Deckschichten aus Saprolitmaterial durch den Buschgraben angeschnitten sind.

Die Grubenwand eines ehemaligen Tagebaubetriebes, der sog. 'Klebsandgrube', wurde ebenfalls zur Anlage eines Profils präferiert, obwohl hier die geringe Hangneigung der Grubenwand einen entsprechend größeren Aushub an Versturzmateriale erwarten ließ.

### **5.2.5 Anlegen eines Profils**

Prinzipiell muß beim Anlegen eines Profils die Aufschlußwand soweit von Versturzmateriale und Schmutztapeten befreit werden, daß die Sedimente in frischem, möglichst ungestörten Zustand vorliegen. Arbeitsgerät war der Handspaten, mit dem die Aufschlußwand von oben nach unten in etwa 50 - 60 cm Breite abgestochen wurde. Als nächster Arbeitsschritt erfolgte die fotografische Dokumentation, bevor visuell homogen erscheinende Horizonte ausgegliedert, vermessen und in einer Übersichtsskizze festgehalten wurden. Eine Darstellung der Übersichtsskizze ist im Rahmen der Aufschlußbeschreibungen als „Profilaufnahme“ beigefügt.

Die Sedimente wurden bezüglich ihrer Textur- (Fingerprobe) und Gefügemerkmale charakterisiert. Ferner wurde die Sedimentfarbe mittels der SOIL COLOR CHART (MUNSELL 1990) aufgenommen (frischer/feuchter Sedimentzustand). Die Beprobung erfolgte in Anlehnung an SCHLICHTING et al. (1995: 89) aus verschiedenen Horizontbereichen und nicht aus einem repräsentativen Horizontabschnitt. In der Regel wurden Gewichtsproben genommen; zur Gefügeuntersuchung wurde der Aufschluß mit einem Stechzylinderersatz beprobt (Volumenproben).

Bei der Benennung der einzelnen Profile wurde zunächst die umliegende Ortschaft berücksichtigt. In der Umgebung von Kleinwallstadt wurden die Aufschlüsse mit dem Namen der entsprechenden Waldabteilung (Flurbezeichnung) versehen.

### **5.2.6 Rammkernsondierungen**

Nach der Bearbeitung des Profils Klebsandgrube erwiesen sich die Möglichkeiten zur Erfassung des komplex aufgebauten Sedimentskörpers immer noch als ungenügend. Deshalb sollten Rammkernsondierungen die Aufschlußprofile ergänzen und nach Korrelation der Horizonte auch

morphodynamische Prozesse aufzeigen. Die Bohrungen wurden mit der institutseigenen Bohrausrüstung (Wacker Hammer BHF 30, bestückt mit einer Schlitzsonde) durchgeführt. Angesichts des z.T. unwegsamen Geländes erwies sich der 'Wacker-Hammer' als sehr geeignetes Arbeitsgerät, mit dem schließlich Bohrtiefen von bis zu 12 m erreicht werden konnten (Bohrung IX). Während kleinere Blöcke aus Buntsandstein-Saprolit noch durchschlagen wurden, mußten die Bohrungen über größeren Blöcken oder einer anstehenden, morphologisch härteren Gesteinsbank aus Buntsandstein-Saprolit aufgegeben werden. Hinweise über die Basis der Bohrung gaben die beim Bohrvorgang erzeugten Bodenwellen, die an der Fußsohle spürbar wurden: stockte die Bohrung und es traten gehäuft Bodenwellen auf, so wurde ein größerer Block im Untergrund vermutet, der - eingebettet in Lockersediment - Druckwellen an das umhüllende Material weitergeben konnte. Bei größeren Gesteinsbänken wurden offensichtlich Druckwellen über die Gesteinsbank selbst abgeleitet, so daß kaum Bodenwellen über das Lockergestein zur Oberfläche gelangten.

### **5.2.7 Querprofil am Buschgraben**

Die Untersuchung der Sedimentstratigraphie am Buschgraben wurde in den Mittelpunkt dieser Arbeit gerückt. Nachdem anhand verschiedener Aufschlüsse ein Überblick über die Sedimentationsprozesse im Arbeitsgebiet gewonnen werden konnte, sollten die Nachforschungen am Beispiel des Buschgrabens intensiviert werden. Zu diesem Zwecke wurde eine Bohrreihe angelegt, welche einen geeigneten Einblick in den stratigraphischen Aufbau des Sedimentkörpers ermöglichen sollte. Die Bohrsequenz beinhaltete insgesamt zwölf Bohrungen, wobei sich zehn Bohrungen auf dem schwach geneigten Hang nördlich der Buschgraben-Schlucht (Waldabteilung Dörneth) konzentrierten. Hier vollzieht sich innerhalb weniger Dekameter in hangwärtiger Richtung der Übergang von Deckschichten aus Löß zu Graulehmen, wie es die Standortskarte veranschaulicht. Diese Talflanke war von besonderem Interesse, da insbesondere im Verzahnungsbereich der Löss mit Graulehmen ein aussagekräftiges und interpretierfähiges Profil erwartet wurde. In der Regel wurde zwischen den Bohrungen eine Distanz von 10 m eingehalten, die dann entsprechend verkürzt wurde, wenn kleinräumige Änderungen der Sedimentabfolge erfaßt werden sollten (z.B. Bohrung XIV Bohrung IV Abstand 1,50 m). Die Bohrreihe folgt in lotrechter Fortsetzung des Profils Dörneth im wesentlichen der Hangfalllinie. Im Bereich der südlichen Talflanke wurden komplementierend zwei weitere Bohrungen in Fortsetzung des Profils Sangel niedergebracht, um den Sedimentaufbau beiderseits der Buschgraben-Schlucht vergleichen zu können.

### 5.3 Laboranalytische Auswertung

Der Einsatz moderner Labormethoden ist für zeitgemäße physisch-geographische Arbeiten unabdinglich geworden (BECK et al. 1994: 1). Auch im Rahmen dieser Arbeit sollen durch die laboranalytischen Untersuchungen die im Gelände gewonnenen Erkenntnisse bezüglich der Boden- und Sedimentmerkmale kritisch bewertet, ergänzt und präzisiert werden. Bei den laboranalytischen Untersuchungen wurden einige charakteristische Sedimentmerkmale wie Korngrößenfraktionen, Carbonat-Gehalt, pH-Wert und organische Substanz bestimmt.

Ferner sollte die Bestimmung des Tonmineralbestandes wichtige Erkenntnisse der morphogenetischen Prozesse im Untersuchungsgebiet erbringen. Entsprechend der Fragestellung wurde deshalb der tonmineralogischen Untersuchung besondere Bedeutung beigemessen.

#### 5.3.1 Substratmerkmale

Die Untersuchung der Substratmerkmale umfaßte im wesentlichen folgen Untersuchungsmethoden:

- Korngrößenanalyse – Siebung der vorbehandelten Probe in Kies, Grob-, Mittel- und Feinsand, Schlämme mit der Köhn'schen Pipette (Grob-, Mittel-, Feinschluff, Ton)
- Carbonat-Gehalt – Bestimmung des Carbonat-Gehaltes gasvolumetrisch mittels der Scheibler-Apparatur
- pH-Wert - Die pH-Wert-Messung in einer 0,1 n KCl-Lösung mit dem pH-Meter
- Organische Substanz/Glühverlust (LOI) - Glühen der Feinerde im Muffelofen bei 600 °C

#### 5.3.2 Mikrogefügeuntersuchungen

Über die Betrachtung des Makrogefüges hinaus erlaubt die Auswertung mikromorphologischer Merkmale Rückschlüsse auf pedologische Vorgänge, die im Makrogefüge nicht ohne weiteres erkennbar sind (SCHEFFER/SCHACHTSCHABEL 1992: 143). Im Rahmen dieser Arbeit wurde ein übliches Verfahren angewandt, das sich aufgrund der entsprechenden gerätetechnischen Ausstattung des Geo-morphologischen Labors mit einem glasfaseroptischen Gerät (Typ Fort-Fiber Optik) anbot. Für einige ausgesuchte Proben wurde über die Faseroptik ein vergrößertes Ausschnitt auf einen Monitor projiziert und das entsprechende Bildmaterial an einem Videodrucker erstellt. Für Untersuchungen an der Glasfaseroptik wurden Volumenproben, z.B. Stechzylinderproben (vgl. SCHLICHTING et al. 1994: 90) genommen.

### 5.3.3 Tonmineralogie

Die Mineralzusammensetzung der Tonfraktion soll wichtige Erkenntnisse der morphogenetischen Prozesse im Untersuchungsgebiet bringen. Neben den Möglichkeiten der chemisch-mineralogischen Untersuchungsmethoden oder der Schwermineralbilanzierung soll im Rahmen dieser Arbeit alternativ der Tonmineralbestand qualitativ und mit Einschränkungen quantitativ erfaßt und interpretiert werden. Ein Tonmineralvergleich des sedimentären Ausgangsgesteins und der Böden „kann weitgehend dazu beitragen, auch bodengenetische Fragen zu klären.“ (SKOWRONEK 1978: 196)

Zur tonmineralogischen Analyse wurden im Untersuchungsgebiet zehn verschiedene Proben genommen. Die Entnahmestellen sollen im Kap. 5. im Rahmen der Beschreibung der Aufschlüsse und Bohrungen noch näher lokalisiert werden. Ergänzend wurden zwei Proben des 'Klingenberger Tones' und eines Tonhorizontes der altpleistozänen Aufschüttungsterrasse des Maines (A-Terrasse nach KÖRBER 1962: 77) bei Wörth/Main tonmineralogisch untersucht, um Hinweise auf etwaige genetische Zusammenhänge zu erhalten.

#### 5.3.3.1 Die physikalischen Grundlagen der Röntgendiffraktometrie

1912 entwickelte M. V. LAUE ein Verfahren zur röntgenographischen Untersuchung von Kristallen und stellte bald die systematische Ausbildung von Interferenzen bei der Beugung von Röntgenstrahlen am Raumgitter fest. Er konnte nicht nur die Wellennatur der Röntgenstrahlung nachweisen, sondern gleichzeitig die Gitterstruktur der Materie verifizieren. Röntgeninterferenzerscheinungen können demnach als „Folge von klassischen Streuprozessen“ angesehen werden, „wenn Röntgenstrahlen auf raumgitterartig angeordnete Atome, bzw. deren Elektronenhüllen treffen.“ (NEFF 1959: 89). Basierend auf der Laue'schen Betrachtungsweise der Beugung der elektromagnetischen Wellen am Raumgitter postulierte wenig später W. L. BRAGG die Auffassung der Reflexion der Röntgenstrahlung an Netzebenen. Seine Ergebnisse faßt er in der Gleichung der Bragg'schen Reflexionsbedingungen zusammen:

$$n \cdot \lambda = 2 \cdot d_{(hkl)} \cdot \sin \Theta$$

wobei:  $d_{(hkl)}$  = Wahrer Gitterabstand für (hkl)  
Netzebenen

$n$  = Ordnung der Reflexion (ganze Zahl)

[„n“ ist bereits in den Miller'schen Indizes

(hkl) enthalten, KLUG & ALEXANDER 1954: 122]

$\lambda$  = Wellenlänge der Röntgenstrahlung

$\Theta$  = Glanzwinkel der Reflexion

(MÜLLER 1964: 194)

In der Bragg'schen Gleichung sind die Grundlagen der Röntgendiffraktometrie formuliert, nämlich der unmittelbare Zusammenhang von Wellenlänge  $\lambda$ , dem Glanz- bzw. Reflexionswinkel  $\Theta$  und dem Gitter- oder Schichtabstand  $d$ . Über den  $d$ -Wert (angegeben in Å) kann eine qualitative Analyse des Mineralbestandes einer Probe erfolgen. Aufgrund der Klassifizierung der Tonminerale als Schichtsilikate (mit Ausnahme des Sepiolith und des Palygorskit) gelingt die Identifizierung mittels röntgenographischer Untersuchungsmethoden. Einen Überblick über verschiedene Tonmineralgruppen mit den charakteristischen  $d$ -Werten gibt Tab. 2.

Der  $d_{001}$  Reflex (Vgl. Tab. 2) wird auch als Basisreflex bezeichnet und ermöglicht die Identifizierung von Tonmineralgruppen im Röntgendiffraktogramm. Aufgrund der Durchdringungsfähigkeit der Röntgenstrahlen werden nun die elektromagnetischen Wellen an den verschiedenen Netzebenen reflektiert - es handelt sich bei der Reflexion von Röntgenstrahlen also um einen Tiefeneffekt. Durch Überlagerung von Wellen kommt es zu verstärkter Reflexintensität, besonders dann, wenn „die reflektierte Strahlung den Gangunterschied von einer oder mehrerer Wellen aufweist.“ (NEFF 1959: 95) Dieser Effekt findet in der Bragg'schen Gleichung Berücksichtigung durch die Ordnungszahl  $n$ , oder er wird durch die Miller'schen Indizes ( $hkl$ ) ausgedrückt (z.B.  $d_{002}$  Reflex,  $d_{003}$  Reflex, usw.).

**Tab. 2:** Klassifikation der Schichtsilikate aufgrund des strukturellen Aufbaus und der Besetzung der Oktaederzentren. (Nach MÜLLER 1964: 211)

O = Oktaederschicht, T = Tetraederschicht, H<sub>2</sub>O = Hydratschichten

Schematischer Schichtaufbau	$d_{001}$ (ca.)	dioktaedr. Reihe	trioctaedr. Reihe
		Belegung mit 3-wertigen Kationen	Belegung mit 2-wertigen Kationen
T O	7 Å	Kaolinit	Serpentinit
T O H <sub>2</sub> O	10 Å	Halloysit	(Unbekannt)
T O T	9 – 10 Å	Pyrophyllit, Muscovit	Talk, Biotit
T O T H <sub>2</sub> O	14 – 16 Å	Montmorillonit	Vermiculit
T O T O	14 Å	Sudoit	Chlorit

### 5.3.3.2 Herstellung der Tonpräparate

Die Tongewinnung erfolgte nach einer Arbeitsanleitung des Geomorphologischen Labors des Geographischen Institutes. Nach der Gewinnung der Tonfraktion durch Siebung und Atterberg-Schlämmung wurden zusätzlich Arbeitsschritte zur Carbonatzerstörung bei einem pH-Wert von 4,54 unternommen, ferner die Zerstörung der organischen Substanz im Wasserbad mittels Wasserstoffperoxid ( $H_2O_2$ ) und die Zerstörung pedogenen Eisens durch eine Citrat-gepufferte Reduktion der Eisenverbindungen durch Natrium-Dithionit ( $Na_2S_2O_4$ ) (Natrium-Dithionit-Citrat-Extraktion nach MEHRA und JACKSON 1960). Anschließend erfolgte die Auswaschung des löslichen Eisens mit Natrium-Chlorid-Lösung (2n NaCl-Lsg.).

Für die tonmineralogischen Untersuchungen fanden Texturpräparate (Sedimentationspräparate) Verwendung. Diese Präparationsmethode basiert auf dem hohen Orientierungsgrad der Schichtsilikate, der sich nach dem Auftrag der Tonsuspension auf den Glas-Objekträger einstellt. Die Intensität der Basisreflexe wird unmittelbar von einer guten Parallellagerung der plättchenförmigen Tonminerale beeinflusst, die ihrerseits von der Größe und der Dicke der Teilchen abhängig ist (JASMUND UND LAGALY 1993: 24).

Texturpräparate gewährleisten bei breitem Tonmineralbestand die notwendige Übersichtlichkeit, da in der Regel nur die 00l-Reflexe stark hervortreten, die zur Mineralbestimmung völlig ausreichen. Die hkl- oder die hk0-Reflexe werden dagegen stark geschwächt, oder sie werden vollkommen unterdrückt, vorausgesetzt die Tonmineralplättchen können sich vollkommen orientieren (MÜLLER 1964: 198).

Für jede Tonprobe wurde ein unbehandeltes Texturpräparat (reiner Ton) angefertigt, ein weiteres Präparat wurde mit  $K^+$  belegt, drei weiteren Präparaten ging die  $Ca^{2+}$ -Belegung voraus. Davon wurde ein Präparat unmittelbar vor dem Röntgen zwei Stunden bei 550 °C im Muffelofen erhitzt, um eine Dehydratisierung der Z-Schichten zu erreichen. Erhitzungspräparate können auch zur Identifizierung von thermisch instabilen Mineralen herangezogen werden.

Ein weiteres  $Ca^{2+}$ -Präparat wurde für die Solvation mit Ethylenglykol herangezogen, um somit ebenfalls eine Dehydratisierung sowie eine Aufweitung der Z-Schichten zu initiieren. Nachdem zuvor die Belegung mit Glycerin wenig erfolgreich war - die glycerinbelegte Präparatoberfläche blieb auch nach mehreren Tagen Trocknungsdauer naß-schmierig und schien deshalb für die Verwendung im Röntgendiffraktometer ungeeignet - erfolgte deshalb die alternative Verwendung von Ethylenglykol, wobei auch hier die Erfahrungswerte eine äußerst sparsame Verwendung des mehrwertigen Alkohols forderten.



### 5.3.3.3 Röntgendiffraktometrische Untersuchung

Zur röntgenographischen Tonmineralbestimmung wurde das Zählrohr- oder Diffraktometerverfahren verwendet, welches auf der Bragg'schen Methode des variierenden Beobachtungswinkels  $\Theta$  bei monochromatischem Röntgenlicht beruht. Die Untersuchungen wurden am Diffraktometer 1 und 2 des Phillips PW 1729 am Mineralogischen Institut der Universität Würzburg durchgeführt. Das Gerät enthält eine  $\text{Cu-K}_{\alpha 1/2}$ -Anode mit der durchschnittlichen Wellenlänge  $\lambda = 1,5418 \text{ \AA}$ . Für die röntgendiffraktometrischen Untersuchungen wurde ein Winkelbereich von  $4,5^\circ$  bis  $30^\circ$  ( $2\Theta$ ) festgelegt, so wie der stepscan von  $0,020^\circ(2\Theta)$  bei einer entsprechenden Zählzeit von 1,5 s.

## 6 Ergebnisse der Tonmineralbestimmung

### 6.1 Qualitative Bestimmung der Minerale der Tonfraktion

Vergleicht man die Röntgenreflexe in den Röntgendiffraktogrammen der einzelnen Proben, so ist eine weitgehende Übereinstimmung hinsichtlich ihrer absoluten Lage festzustellen (Siehe Abb. 9, 10 und 11). Es liegt demnach die Vermutung nahe, daß jeweils vergleichbares Mineralspektrum der Tonfraktion vorliegt, weshalb im folgenden die Bestimmung des Tonmineralbestandes repräsentativ anhand einer Beispielprobe erläutert werden soll. Zu diesem Zwecke wurde ein Rotlehm des Aufschlusses RoßbachII ausgewählt.

Zur Tonmineralbestimmung wurden nicht nur verschiedene Tabellenwerke herangezogen (z.B. THOREZ 1975), sondern auch geomorphologisch und pedologisch orientierte Arbeiten ausgewertet (z.B. FELIX-HENNINGSSEN 1990, SKOWRONEK 1978, VÖLKELE 1989, 1995).

Im wesentlichen finden sich zwei Basisreflexe ( $d_{001}$ ) sehr starker Intensität bei etwa  $10 \text{ \AA}$  ( $8,7^\circ 2\Theta$ ) und bei  $7 \text{ \AA}$  ( $12,3^\circ 2\Theta$ ). Auf nicht-quellbare Dreischichtminerale, im wesentlichen der Glimmergruppe zugehörigen Minerale, ist der  $10 \text{ \AA}$ -Peak zurückzuführen. Für den zweiten Peak kommen dioktaedrische und trioktaedrische Zweischichtminerale in Betracht, etwa die Minerale der Kaolingruppe (HEIM 1990: 120/122). Ein weiterer, allerdings sehr schwacher Reflex 1. Ordnung liegt bei etwa  $21^\circ$  ( $2\Theta$ ), was einem d-Wert von  $4,27 \text{ \AA}$  entspricht. Hier kann nicht mehr auf ein Schichtsilikat geschlossen werden.

#### 6.1.1 Minerale der $10 \text{ \AA}$ -Gruppe - Glimmer

Das Röntgendiffraktogramm der Beispielprobe zeigt zunächst einen Reflex großer rel. Intensität bei  $8,7775^\circ$  ( $2\Theta$ ), woraus ein d-Wert von  $10,0662 \text{ \AA}$  ermittelt werden konnte. Hinter Tonmineralen mit einer Schichtdicke von  $10 \text{ \AA}$  verbergen sich nicht-hydratisierte Dreischichtminerale. Die Solvation der Ca-belegten Probe mit Ethylenglykol führte offensichtlich zu keiner

Aufweitung der Z-Schichten. Die Aufweitung mit Ethylenglykol würde einen Reflex im Bereich von 14-15 Å oder sogar bei 17-18 Å hervorrufen (HEIM 1990: 123). Dieses Phänomen konnte allerdings nicht beobachtet werden, weshalb quellungsfähige Minerale ausgeschlossen wurden.

Der 10 Å-Reflex muß auf die Muskovit/Illit-Reihe zurückgeführt werden, deren Basisreflex bei JASMUND/LAGALY (1993: 443 ff) mit 10,077 bzw. 10,1 Å beziffert wird. In diesem Zusammenhang muß darauf hingewiesen werden, daß die Muskovit/Illit-Reihe „einer fortschreitenden Verwitterung von Muskovit als Ausgangsmineral bis zu Illiten“ entspricht (HEIM 1990: 60). Dies rechtfertigt auch die zusammenfassende Bezeichnung als Muskovit/Illit-Reflex im Röntgendiffraktogramm, zumal die beiden Minerale nur schwerlich röntgenographisch zu differenzieren sind - Für Muskovit ist ein scharfer 10 Å-Reflex charakteristisch, während sich der Illit vornehmlich in einen breiteren Reflex darstellt (MÜLLER: 1964 215). Die angedeutete Assymetrie des  $d_{001}$ -Reflexes spricht zumindest für einen bestimmten Gehalt an Illit. Der zu kleineren Winkeln leicht verbreiterte Reflex deutet auf eine randliche Aufweitung hin (HEIM 1990: 122).

Eine Verschiebung zu kleineren d-Werte nach Hitzebehandlung (MÜLLER 1964: 215) ist im Beispieldiagramm sehr anschaulich dokumentiert, allerdings nicht die prognostizierte Verschiebung zu größeren Werten nach der Glykolbehandlung. Hier gehen die Beobachtungen mit den Aussagen HEIM's (1990: 122) konform, der keine Änderung nach der Behandlung mit Glycerin, allerdings auch nicht nach der Erhitzung bis zu 550 °C postuliert.

Der  $d_{003}$ -Reflex des Erhitzungspräparates, wie auch des Ethylenglykol-Präparates wird durch eine leichte Aufspreizung bestimmt (In Abb. 7 andeutungsweise erkennbar). Die Aufspreizung resultiert aus der Überlagerung von mehreren Reflexen (hier Muskovit/Illit und Quarz) und verdeutlicht eine geringfügige Verschiebung nach der Hitzebehandlung oder Solvation gegenüber dem stabilen Quarz-Reflex. Die gemessenen Intensitäten stimmen weitgehend mit Tabellenwerten (THOREZ 1975: 144, JASMUND/LAGALY 1993: 443/445) überein und sind als sehr starke  $d_{001}$ - und  $d_{003}$ -Reflex dokumentiert, bzw. durch einen  $d_{002}$ -Reflex, der nur etwa 40 % rel. Intensität der Reflexe erster und dritter Ordnung erreicht. Als Ergebnis der Auswertung des 10 Å-Peaks lassen sich Illit und Muskovit als Vertreter der nicht-quellbaren Dreischichtsilikate nachweisen. Letzterer ist durch seine weite Verbreitung in Schluff- und Sandsteinen, sicherlich dem Buntsandstein als Ausgangsgestein zuzuordnen. Der Illit könnte als Produkt einer fortschreitenden Glimmerverwitterung interpretiert werden.

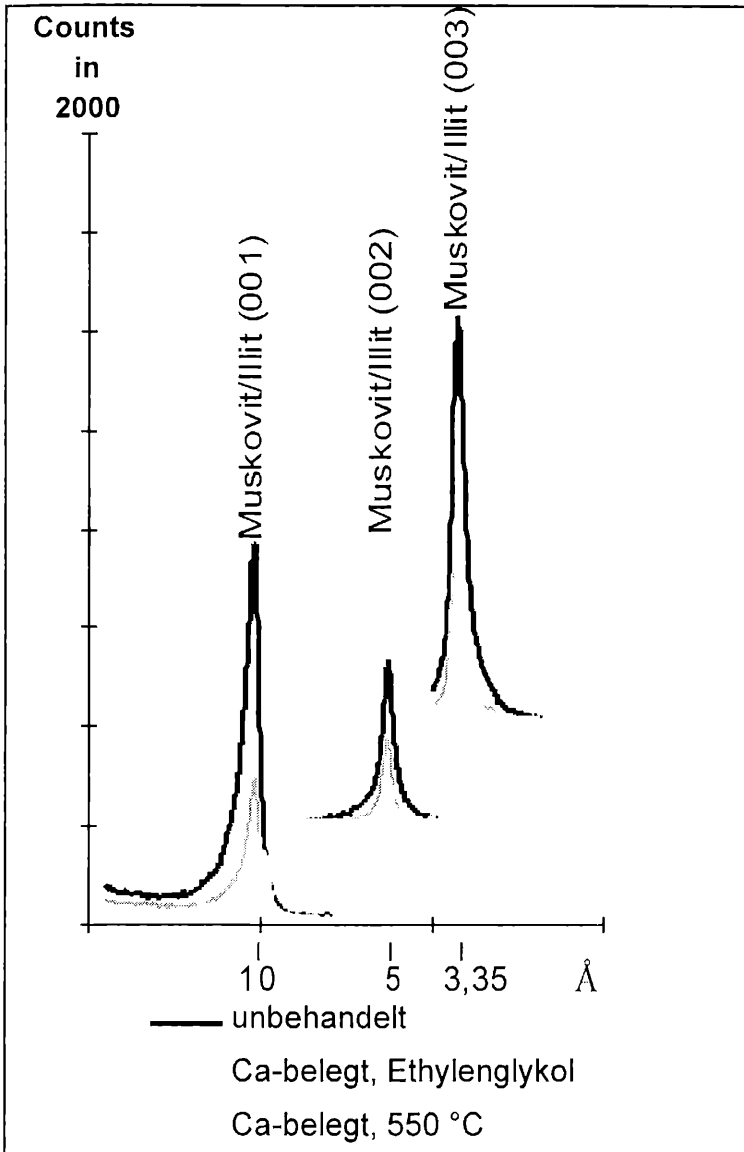


Abb. 7: Muskovit/Illit-Reflex der Probe RoßbachII

### 6.1.2 Minerale der 7 Å-Gruppe - Kaoline

Die  $d_{001}$ -Werte der Kaolinite liegen etwa zwischen 7,0 und 7,3 Å (HEIM 1990) und ermöglichen die Einordnung des Basisreflexes der Beispielprobe, der mit 7,1815 Å beziffert wird. Von einer Überlagerung mit dem  $d_{002}$ -Reflex von Chlorit kann nicht ausgegangen werden, da bereits der  $d_{001}$ -Wert des genannten Vierschichtminerals Chlorit fehlt und deshalb im Tonmineralspektrum

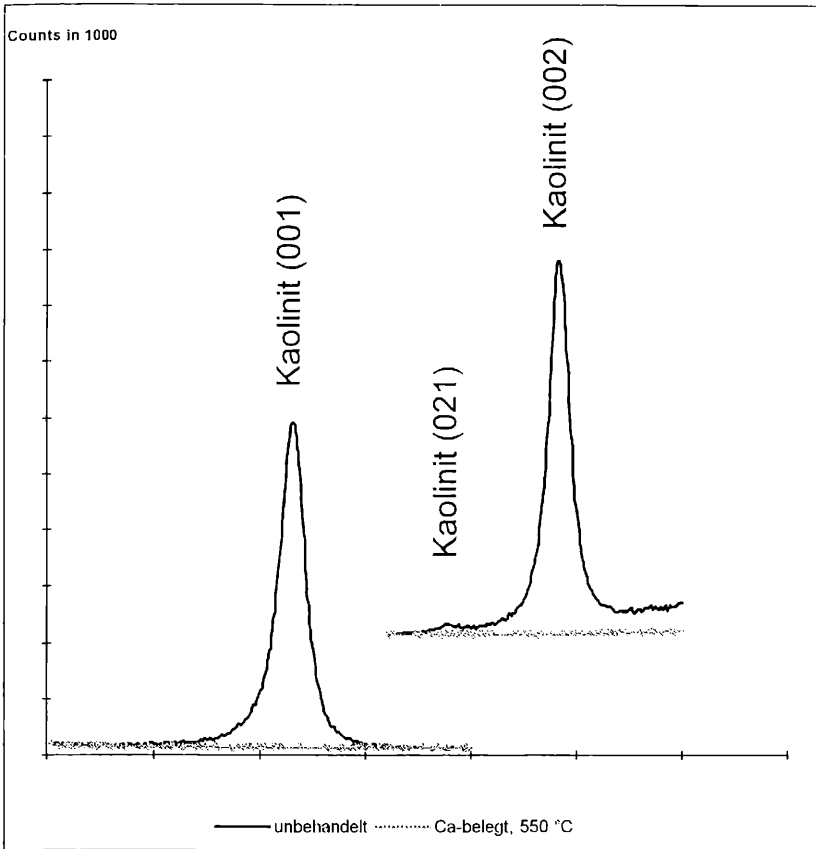
offensichtlich nicht auftritt. Bereits die schlanke Form des 7 Å-Peaks läßt auf eine Chlorit-freie Probe schließen. Chlorit/Vermiculit-Wechsel-lagerungen als mögliches Übergangsprodukt von Chlorit im Zuge einer fortschreitenden Kaolinitisierung konnten im Röntgendiffraktogramm ebenfalls nicht nachgewiesen werden.

Nakrit und Dickit können über die Interpretation der Erhitzungspräparate ausgeschlossen werden. Im Gegensatz zu Kaolinit sind die beiden polytypen Strukturvarianten, deren Bildung vermutlich nur unter hydrothermalen Bedingungen möglich ist, thermisch stabil (insbesondere der Dickit, nach einer freundlichen mündlichen Mitteilung von Prof. Dr. FELIX-HENNINGSEN). Nach dem zweistündigen Erhitzen der Präparate bei 550 °C verschwindet der 7 Å-Reflex gänzlich (Zerstörung des thermisch instabilen Kaolinit, THOREZ 1975: 25). Bei Vorhandensein des Dickits müßte ersatzweise ein Reflex bei 14 Å auftreten (JASMUND/ LAGALY 1993: 300), was aber offensichtlich nicht der Fall ist.

Der  $d_{002}$ -Reflex des Kaolinit liegt im Diagramm der Beispielprobe bei 3,5833 Å ( $24,8275^\circ 2\Theta$ ). Nachdem den Tabellenwerken zufolge die gleiche Intensität des  $d_{001}$ -Reflexes und des  $d_{002}$ -Reflexes angenommen werden muß, ist in der Beispielprobe davon abweichend eine stärkere Intensität der  $d_{002}$ -Interferenz zu beobachten. FELIX-HENNINGSEN (1990) hat darauf hingewiesen, daß die relative Kaolinit-Intensität nicht durch den Mineralgehalt bestimmt wird, sondern durch qualitative Eigenschaften, wie den Kristallisationsgrad oder die Korngröße, die beim Kaolinit z.T. die Schlufffraktion erreicht. Für Kaolinite ist beispielweise eine Intensitätsabnahme der Basislinie mit abnehmender Korngröße charakteristisch (MÜLLER 1964: 227). Die Unterschiede der rel. Intensitäten der Kaolinit-Interferenzen in den untersuchten Proben, können also auf die Variation der textuellen Eigenschaften und der Kristallinität zurückgeführt werden.

Eine exakte Erfassung des b-Parameters und damit möglicher Fehlordnung der Elementarschichten in Richtung der b-Achse, sowie die Einordnung als di- oder trioktaedrische Schichtsilikate ließe sich über die Interpretation der Lage des  $d_{060}$ -Reflexes erarbeiten (MÜLLER 1964: 198/212). Allerdings erscheint der  $d_{060}$ -Reflex i.d.R. nur in texturfreien Präparaten (z.B. in Pulverpräparaten) und bei sehr großen Winkeln (HEIM 1990: 120, dioktaedrische Zweischichtminerale bei ca. 1,48-1,50 Å'), die außerhalb des hier angewendeten Scanbereiches liegen. Bezüglich der Fehlordnung in Richtung der b-Achse können demnach keine Aussage getroffen werden.

Obwohl im Röntgendiffraktogramm aufgrund der Verwendung von Texturpräparaten nur 00l-Reflexe erwartet wurden, tritt offensichtlich auch ein  $d_{021}$ -Reflex auf. Daß es sich in diesem Falle um einen Kaolinit-Reflex handelt, dürfte das Verschwinden des Reflexes im Diffraktogramm des Erhitzungspräparates belegen (Abb. 8).



**Abb. 8:** Kaolinit-Reflexe der Probe RoII

Als Synthese der Betrachtung des 7 Å-Reflexes im Beispieldiffraktogramm resultiert als weiteres dominierendes Mineral der Tonfraktion der Kaolinit, der weitverbreitet (i.d.R. als Verwitterungsneubildung) in den meisten Tonen vorkommt (HEIM 1990: 40).

### 6.1.3 Gerüstsilikat Quarz

Bei  $20,7925^\circ$  ( $2\Theta$ ) liegt eine weiterer Basisreflex rel. schwacher Intensität vor ( $d$ -Wert =  $4,2687$  Å). Zur Identifikation wurden Tabellenwerte aus HEIM (1990: 134) herangezogen und dieser Basisreflex auf das Gerüstsilikat Quarz zurückgeführt, der aufgrund des silikatischen Ausgangsgesteins als detritische Komponente bereits zu erwarten war. Dem kleinen, aber deutlichen Peak des 001-Reflexes müßte ein  $d_{002}$ -Reflex sehr starker Intensität gegenüberstehen, der allerdings direkt mit dem  $d_{003}$ -Reflex des Muskovit/Illit zusammenfällt und überlagert wird, so daß er in der Grafik nicht gleich erkannt werden kann.

### 6.1.4 Illit/Smectit-Wechselagerungen

In den Diffraktogrammen konnten andeutungsweise Illit/Smectit-Wechselagerungen erkannt werden, die aber vermutlich nur einen geringen Anteil des Tonmineralbestandes ausmachen, vergleicht man die Relationen der rel. Reflexintensitäten mit denjenigen der bereits behandelten Mineralgruppen. Die Identifikation erwies sich zunächst sehr schwierig, da die Basisinterferenzen von Smectiten, nach der Aufweitung durch Glycerin (hier mit Ethylenglykolbehandlung) bei 17–18 Å (z.B. Monmorillonit bei 17,0 Å mit Ethylenglykol, nach JASMUND/LAGALY 1993: 450) und damit außerhalb des Aufnahmebereiches liegen. Das beteiligte Mineral der Smectit-Reihe konnte u.a. aus diesem Grund nicht näher bestimmt werden.

Illit/Smectit-Wechselagerungen sind in Röntgendiffraktogrammen nur durch die 001/001 –Interferenz dokumentiert. Alle weiteren Kombinationen von 00l-Reflexen höherer Ordnung werden größtenteils vom Grundrauschen überdeckt und können z.T. nur vermutet werden. Deutlicher treten unregelmäßige Illit/Smectit-Wechselagerungen in einer Tonprobe der A-Terrasse/Wörth hervor.

### 6.1.5 Andere Minerale oder Mineralgruppen

Da es bei höheren Winkeln offensichtlich zu Phasenverschiebungen der Reflexe der Illit/Smectit-Wechselagerungsminerale kommt, die mit dem variierenden Illit-Gehalt erklärt werden müssen, ist es nicht ganz ausgeschlossen, daß der schwache Peak bei 27,7425° (2 $\Theta$ ) (3,213 Å) nicht auf den verschobenen 003<sub>Illit</sub>/006<sub>Smectit</sub>-Reflex zurückzuführen ist, sondern auf einem geringen Feldspatgehalt basiert. Bei SMITH (1974: 212/213) wird der Wert des d<sub>002</sub>-Reflexes eines Low-Albit mit 3,194 Å tabellarisiert und könnte mit dem angesprochenen Peak korreliert werden. Das Fehlen des d<sub>001</sub>-Reflexes, beispielsweise von Albit als einem Feldspatvertreter könnte mit der geringen rel. Intensität erklärt werden, so daß er vom Grundrauschen, bzw. dem 10 Å-Reflex überlagert wird.

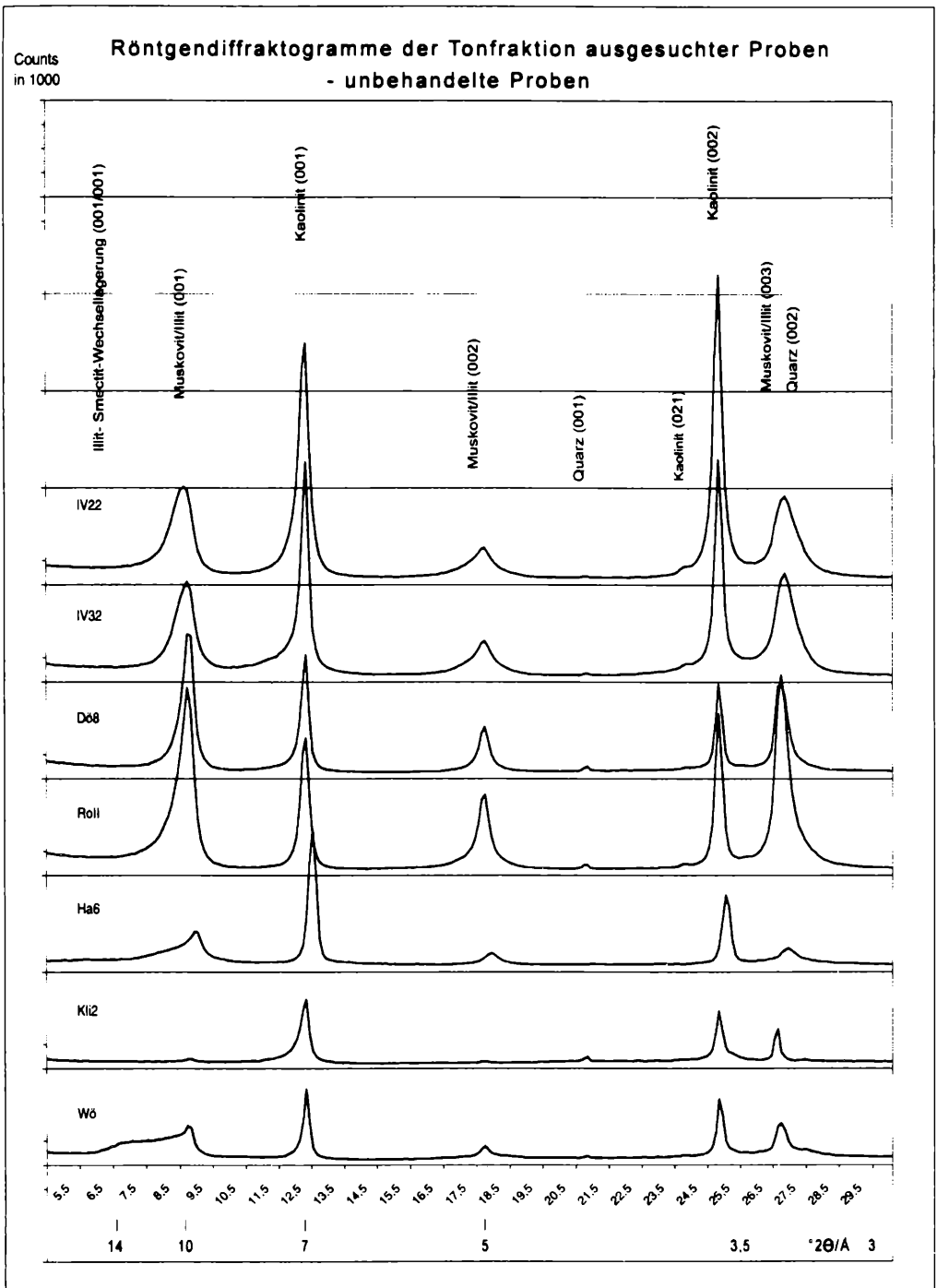


Abb. 9: Röntgendiffraktogramme – unbehandelte Proben

Counts  
in 1000

### Röntgendiffraktogramme der Tonfraktion ausgesuchter Proben - Ca-Belegung

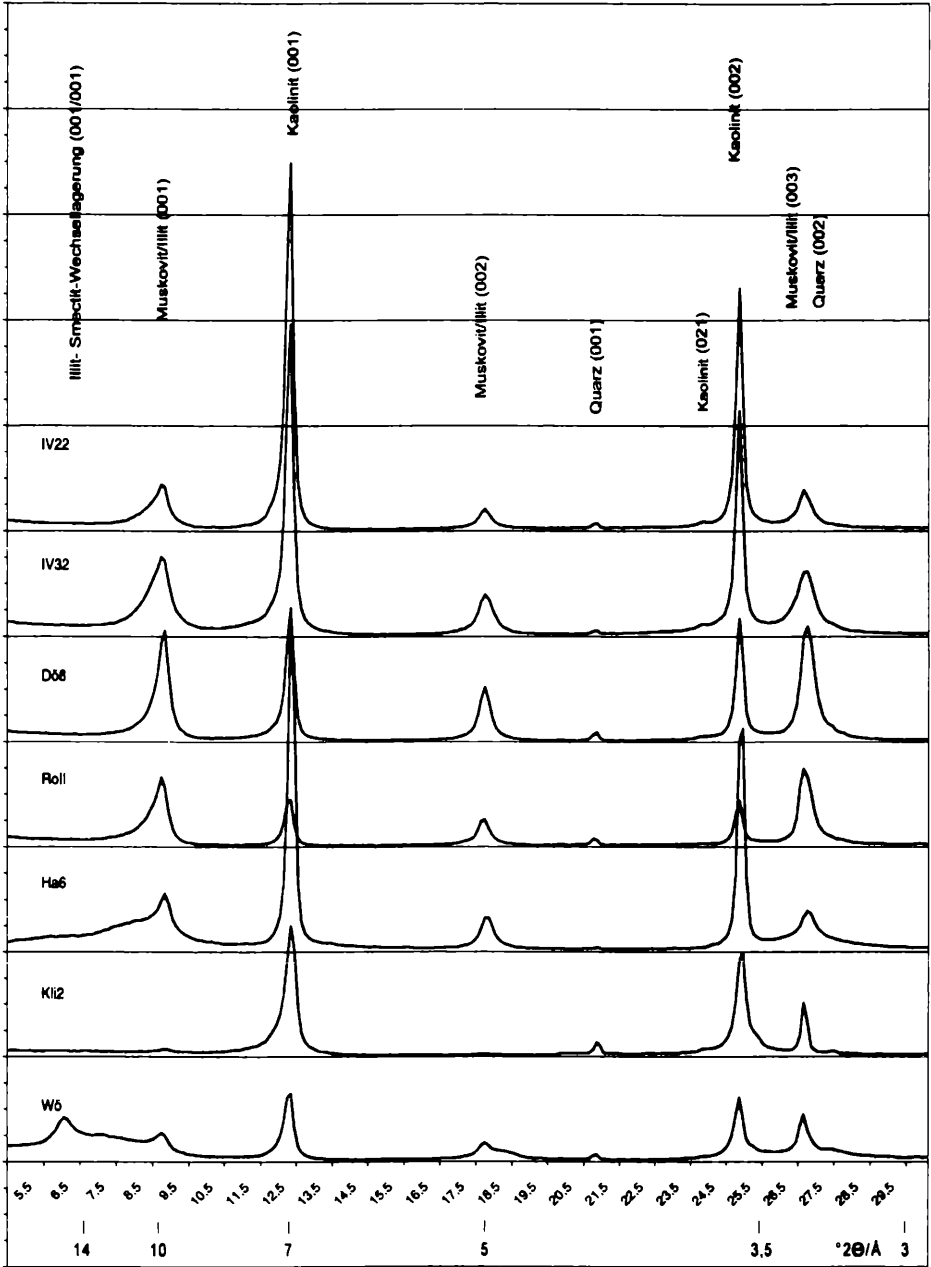


Abb. 10: Röntgendiffraktogramme – Ca-belegte Proben



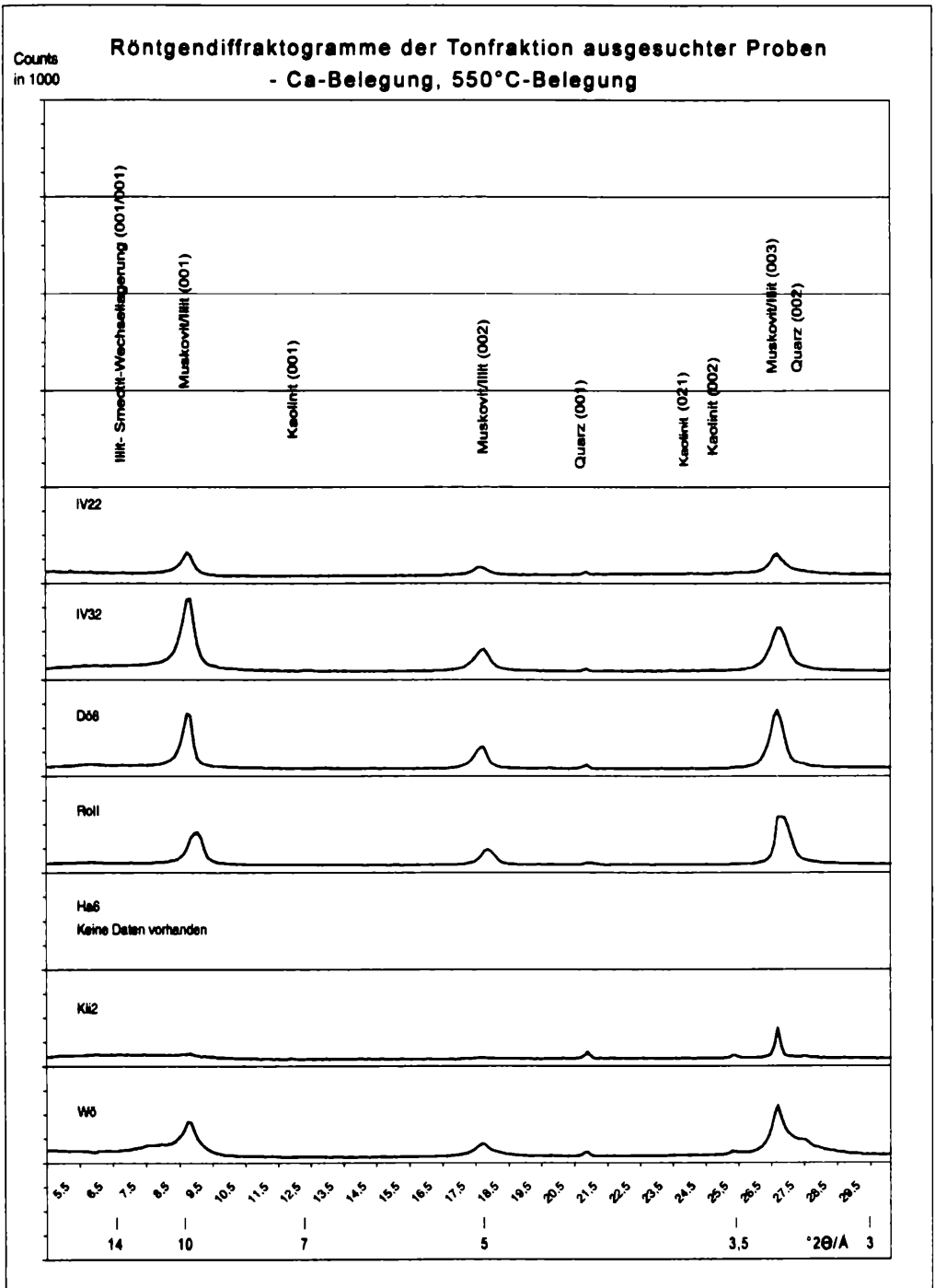


Abb. 11: Röntgendiffraktogramme - Ca-Belegung, 550 °C-Behandlung

Eine zusammenfassende Darstellung der Röntgendiffraktogrammen ausgesuchter Tonproben wird in den folgenden Abbildungen gegeben. Es werden jeweils die Ganglinien der unbehandelten Proben, der Ca-belegten Proben sowie der Erhitzungspräparate gegenübergestellt.

## **6.2 Quantitative Analyse des Mineralbestandes der Tonfraktion**

Beim Betrachten der Röntgendiffraktogramme möchte man suggerieren, daß die Peakhöhen, also die rel. Intensitäten eines Reflexes und die enthaltene Menge des jeweiligen Minerals, bzw. Mineralgruppe miteinander korreliert werden können. Tatsächlich kann man „bei Linien mit sehr schmalen und regelmäßigen Profil ..... wohl auch einfach die Linienhöhen als ein Maß für die Intensitäten benutzen.“ (MÜLLER 1964: 219). Gewöhnlich findet für die quantitative Analyse die integrale Intensität, also die Fläche eines Peaks Verwendung (JASMUND/LAGALY 1993: 25).

Die quantitative Auswertung der Röntgendiffraktogramme fordert zunächst die Berücksichtigung der möglichen Fehlerquellen, wie Mikroabsorption der Röntgenstrahlen, Präparatdimension, Gewichtsfaktoren, sowie der Textur. Damit wird bereits angedeutet, daß Texturpräparate, wie z.B. Sedimentationspräparate, nicht zur Bestimmung der Quantitäten herangezogen werden sollten, da hier die Intensitäten der 001-Reflexe zu sehr hervorgehoben werden (MÜLLER 1964: 225). Aus Gründen der starken Beeinflussung durch die Textur sollte deshalb der 060-Reflex Verwendung finden, der am geringsten von störenden Einflüssen betroffen ist (JASMUND/LAGALY 1993: 25). An anderer Stelle wurde bereits darauf hingewiesen, daß der 006-Reflex bei Texturpräparaten kaum zu Interpretationszwecken herangezogen werden kann.

Zusammenfassend läßt sich demnach anmerken, daß eine quantitative Analyse der Tonminerale nur sehr grob abgeschätzt werden kann, wenn man die rel. Intensitäten als Maß für den mengenmäßigen Anteil kritisch wertet. Muskovit/Illit und Kaolinit sind offensichtlich als Hauptgemengteile der Tonfraktion vertreten, während Quarz nur in geringen Anteilen vorkommen dürfte. Illit/Smectit-Wechselagerungen und evtl. Feldspatvertreter können nur in Spurenanteilen vermutet werden.

## **7 Untersuchungen an Bohr- und Aufschlußprofilen**

### **7.1 Aufschlußverhältnisse im Untersuchungsgebiet**

Wie bereits dargestellt, wurden in einer ersten Bearbeitungsphase u.a. geeignete Aufschlüsse erkundet, die einen entsprechenden Einblick in den stratigraphischen Aufbau der Deckschichten ermöglichten. Als Ergebnis der Aufschlußarbeiten konnten insgesamt vierzehn Profile eingesehen werden, die

sehr eindrucksvoll ein komplexes Zusammenwirken verschiedener morphogenetischer Prozeßgefüge veranschaulichten, welche im Zuge der jüngeren Landschaftsentwicklung im Untersuchungsgebiet wirksam wurden.

Im folgenden sollen nun einige Profile unter dem deskriptiven Gesichtspunkt vorgestellt und hinsichtlich einiger Untersuchungsparameter erläutert werden. Aus Gründen der Übersichtlichkeit wurden nur einige wichtige Profile ausgewählt, die wesentlich zum Verständnis der morphodynamischen Prozesse im Bereich des Untersuchungsgebietes beitragen. Alle weiteren Aufschlußlokalitäten, die im Rahmen der Erkundungsphase bearbeitet wurden, sollen ergänzend dazu durch ihre Lage und eine Kurzbeschreibung vorgestellt werden (Tab. 3).

**Tab. 3:** Aufschlußlokalitäten im Untersuchungsgebiet  
– Kurzbeschreibung der nicht ausführlich dargestellten Profile

Profil	Topograph. Lage (TK 6121)	Abs.Höhe [NN]	Kurzbeschreibung
Roßbach I (Sportplatz Roßbach)	R 35 17 480 H 55 26 350	325 m	Grabbarer BS-Saprolit steht unter gering-mächtigen Deckschichten an, die als rezenter Boden einen Humuspodsol tragen, Bankung und Klüftung des Gesteins werden bei rezenten Spülprozessen in einem Entwässerungsgraben herauspräpariert.
Roßbach II (Sportplatz Roßbach)	R 35 17 310 H 55 26 420	315 m	Aufgeschlossen ist ein hämatitreicher, toniger Unterboden, der evtl. auf solifluidale Einarbeitung eines tropischen Ferralsols oder auf Bleichprozesse zurückgeführt werden kann (Stagnogley) (Probe Ro II aus diesem Profilabschnitt)
Eichelsberg I (‘Sandkaute’)	R 35 16 800 H 55 24 180	360 m	Unter mehreren Metern mächtigen sandigen Deckschutts steht grabbarer Saprolit an
Eichelsberg II (Sportplatz)	R 35 17 280 H 55 25 790	365 m	Im Bereich der Spielfeldböschung stehen bis zu 4 m mächtige, weiße, sandig-tonige, stark blockführende Deckschichten aus Buntsandstein-Saprolit an

**Tab. 3: f**

Profil	Topograph. Lage (TK 6121)	Abs.Höhe [NN]	Kurzbeschreibung
Eichelsbachtal (Straßenböschung)	R 35 16 430 H 55 23 880	260 m	Komplex aufgebaute Deckschichten sind etwa 4 – 5 m mächtig aufgeschlossen. Zu beobachten ist ein häufiger Wechsel von Graulehmen und sandig-schluffigen Substraten
Sickentalshöhe (‘Sandkaute’)	R 35 16 020 H 55 24 700	300 m	Etwa 1,50 m mächtige Sande führen Blöcke bis 40 cm Kantenlänge (Blöcke aus einer anstehenden Gesteinsbank oder Driftblöcke ?!)
Steinbruch - Mitte/ Lößprofil	R 35 12 700 H 55 27 000	190 m	Eine etwa 2,50 m mächtige Basislage aus Löß mit zahlreichen eingeregelt Blöcken ‘taucht’ in ein Dellentälchen ein. Darüber etwa 2m kalkhaltiger Löß
Steinbruch - Mitte/ Basislage	R 35 12 700 H 55 27 000	190 m	Die Basislage aus Löß liegt einem Graulehm auf, der ebenfalls zahlreiche Blöcke enthält. Der Übergangsbereich ist etwa 1 m aufgeschlossen
Steinbruch - Nord	R 35 12 520 H 55 27 150	140 m (Basis)	Aufgeschlossen ist ein etwa 20 - 25 m hohen Ausschnitt aus dem Unteren Miltenberger Sandstein (su2Mu)
Steinbruch - Mitte	R 35 12 600 H 55 27 000	140 m (Basis)	Das Profil zeigt einen etwa 20 m hohen Ausschnitt aus dem Unteren Miltenberger Sandstein (su2Mu). Der obere Profilabschnitt ist z.T. zugänglich und zeigt Bleicherscheinungen
Steinbruch - Süd	R 35 12 770 H 55 26 700	140 m (Basis)	Aufgeschlossen ist ein etwa 15 m mächtiger Ausschnitt aus dem Unteren Miltenberger Sandstein (su2Mu)
Schielstert/ Kleinwallstadt	R 35 13 300 H 55 27 800	220 m	Aufgeschlossen ist etwa 2 m einer primär sandigen Schuttdecke, die in großem Umfang mit Hämatit angereichert ist. Die oberen Horizonte sind hämatitfrei

**Tab. 3: f**

Profil	Topograph. Lage (TK 6121)	Abs.Höhe [NN]	Kurzbeschreibung
Sange II/ Buschgraben	R 35 14 320 H 55 27 070	230 m	Über einem stark geklüfteten BS-Saprolit ist in einer lehmig-sandigen Basislage ein Rotlehm (Nitosol) eingearbeitet (Probe Sa II aus diesem Profilvereich). Im Hangenden sind Löss aufgeschlossen, die z.T. Blöcke führen
Oberer Buschgraben	R 35 14 500 H 55 27 160	240 m	Weißgebleichter und schräggeschichteter Buntsandstein-Saprolit ist etwa 1 m mächtig aufgeschlossen

## 7.2 Bodenbildung auf Graulehmen

Die rezente Bodenentwicklung in quartären Deckschichten, worunter auch Graulehme subsumiert werden, wurde anhand zweier Profile dargelegt, die jeweils an Wegböschungen positioniert wurden. Es sei hier auf die Notwendigkeit einer kritischen Betrachtung hingewiesen (Vgl. SCHLICHTING 1995: 24), da man im wegnahen Bereich doch von geringfügig gestörten Verhältnissen ausgehen muß.

In beiden Fällen stellt der quartär überprägte Buntsandstein-Saprolit der Bleichzone (Weißverwitterung) das Ausgangssubstrat der Bodenbildung dar. Die quartäre Überprägung besteht im wesentlichen aus Frostsprengungsprozessen und Kryoturbation, welche die Gesteinsstruktur des Saprolits bis auf wenige Meter Tiefe auflösen. Das sandige, kaolinitreiche und deshalb weiß in Erscheinung tretende Material führt eine Vielzahl von Blöcken, in noch größerem Umfang solche der Steinfraktion, die sämtlich aus morphologisch härteren Gesteinspartien aufgearbeitet wurden. Sie können als Indiz einer solifluidalen Überprägung gelten, die bereits an Hängen mit geringen Neigungsgraden (bis zu Hangneigungsgraden von 2°, BÜDEL 1977: 67) angenommen werden muß. Die hohen Anteile nicht-quellfähiger Tonminerale (Kaolinit und Muskovit/Illit) bedingen u.a. eine gute Gleitfähigkeit in wassergesättigtem Zustand (FELIX-HENNINGSSEN 1990: 148). Da von mehreren Phasen solifluidaler Umlagerung und auch äolischem Eintrag während der Glazialzeiten auszugehen ist, muß die Mehrgliedrigkeit der quartären Deckschichten in Betracht gezogen werden (u.a. SABEL 1989: 10; FELIX-HENNINGSSEN 1990: 101). In Anlehnung an VÖLKEL (1995) soll in dieser Arbeit nach „Decklage“, „Mittellage“ und „Basislage“ (Graulehm) differenziert werden. Deckschichten als Ausgangssubstrat der Bodenbildung wurden seit 1985 auch in der systematischen Gliederung der Böden der

Bundesrepublik Deutschland (AK BODENSYSTEMATIK 1985) berücksichtigt. Die stratigraphische Gliederung und systematische Ansprache der Horizonte sollen sich im wesentlichen an den geringfügig modifizierten Horizontbezeichnungen bei FELIX-HENNINGSEN (1990: 101 ff) orientieren. Die Lage der Profile wurde in die Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes (Abb. 2.) eingetragen.

### **7.2.1 Profil Kohlplatte/Wegböschung**

An der Böschung eines Holzabfuhrweges (Waldabteilung Kohlplatte; R 35 13 700, H 55 27 185), bot sich die Möglichkeit eines etwa 1,50 m mächtigen Einblickes in den Aufbau der Deckschicht und deren pedogene Überprägung. Das Profil (Abb. 19) befindet sich in Randlage einer plateauartigen Verebnung, die von Körber (1962, Karte 3) als „Untere Stufe der Hauptgäufäche“ auskartiert wurde. Das mittlere Meeresniveau dieser Verebnung kann mit 250 - 268 m NN angegeben werden, während das Profil Kohlplatte etwa bei 235 m NN lokalisiert ist. Der Aufschluß befindet sich in einem leicht konvex gestalteten Oberhangbereich; die Neigungsgrade der Oberfläche sind mit etwa 12 ° zu beziffern.

#### **7.2.1.1 Morphologische Zonierung**

Im gesamten mittleren und unteren Profilabschnitt (Abb. 12) tritt im Horizont Ko 5 ein tonig-sandiges Substrat mit einer auffällig weißen Färbung in Erscheinung. Die enthaltenen Blöcke und Steine lassen die solifluidale Verlagerung rekonstruieren, weshalb der Horizont Ko 5 als „Graulehm“ angesprochen wurde. In Anlehnung an FELIX-HENNINGSEN (1990: 103) soll dieser mit den Horizontsymbolen „lCj“ belegt werden, wobei das Symbol „j“ die fersiallitische Verwitterungsrichtung mit Kaolinitbildung andeuten soll. Der Horizont Ko 5 zeigt darüber hinaus auch Merkmale von Stauwassereinfluß - nicht zuletzt konnte während der Profilaufnahme ein hoher Wassergehalt im Substrat festgestellt werden, weshalb das Symbol „S“ vorangestellt wurde. Die großflächige Oxidationsfleckung im Horizont Ko 5 ist vermutlich auf Sauerstoffzufuhr zurückzuführen, bedingt durch den Anschnitt der Horizonte beim Wegebau. Bei der wiederholten Bearbeitung des Aufschlusses konnte eine Zunahme der Farbintensität und Vergrößerung der Rostflecken infolge der besseren Belüftung nach einer ersten Bearbeitungsphase festgestellt werden.

Hangend folgt ein etwa 20 cm mächtiger „Sd“ - Horizont (Ko 4), der durch einen hohen Tongehalt charakterisiert werden kann. Bereits die Fingerprobe und die Beobachtung polyedrischer Gefügemerkmale lassen diesen Schluß zu.


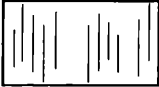


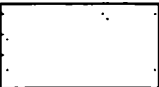
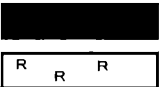
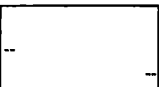
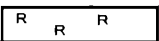

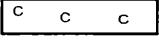
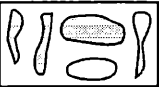
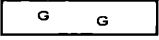
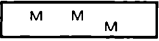
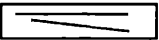

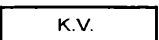
Die Klüftung entlang der Polyederflächen ist hinsichtlich der Wasserwegsamkeit und der temporären Belüftung sehr bedeutsam. Sie ist Ausgangspunkt einer Diffusion löslicher Eisen- und Manganverbindungen in das Innere der Aggregate und auch Ausgangspunkt der Oxidationsprozesse in Verbindung mit der Sauerstoffzufuhr bei periodischer oder episodischer Austrocknung. Deshalb findet sich im Sd-Horizont orientierend am polyedrischen Gefüge eine kleingliedrige Oxidationsfleckung mit einem hohen Deckungsgrad.

**Abb. 12: Profil Kohlplatte/Wegböschung**

am 28.04.95 235 m NN, R 35 13 700, H 55 27 185, nach SSW exponiert, Org.	
Profilaufnahme	Nr. Horizont Beschreibung Munsell-Farbwerte Textur
	Ko 1 Oh, Oi Humus-, bzw Streuauflage 7,5 YR 2/0
	Ko 2 Ah Lockerer Sand, Humuseintrag 10 YR 5/3 I S
	Ko 3 BvSw Lockerer Sand, stark lessiviert, mit wenigen BS-Steinen 10 YR 6/3 I S
	Ko 4 III SdCj Sandiger Ton, starke Tonanreicherung, starke kleingliedrige Oxidationsfleckung, Deckungsgrad: 30%, Polyedergefüge, mit BS-Steinen 10 YR 8/2 s T
	Ko 5 III SICj Stark toniger Sand mit wenigen BS-Steinen, großflächige Oxidationsfleckung, Deckungsgrad: 20%, im Bereich von Wurzelbahnen Tonanreicherung und Polyedrisches Gefüge Oxidationsfleckung: 5 YR 5/8 7,5 YR 6/8 t S
Korngrößenfraktionen: Kies <input checked="" type="checkbox"/> Sand <input type="checkbox"/> Schluff <input type="checkbox"/> Ton <input type="checkbox"/>	

## Zeichenerklärung

(Zeichen und Signaturen werden in sämtlichen Profildarstellungen verwendet)

	Blöcke und Steine		Pedogene Verlehmung/ Tonanreicherung
	Sand - grobkörnig		Holzkohlestücke
	Sand - fein- bis mittelkörnig		Humus-, Streuauflage
	Schluff		Rotlehmkomponenten
	Ton		Kalkkonkretionen/ Schneckenschalen
	Sand / Ton - linsen oder schlierenartig		Goethit-Konkretionen
			Mangan-Konkretionen
			Erkennbare Schichtung
			Oxidationsfleckung
			Kernverlust im Bohrstock

Die Klüftung entlang der Polyederflächen ist hinsichtlich der Wasserwegsamkeit und der temporären Belüftung sehr bedeutsam. Sie ist Ausgangspunkt einer Diffusion löslicher Eisen- und Manganverbindungen in das Innere der Aggregate und auch Ausgangspunkt der Oxidationsprozesse in Verbindung mit der Sauerstoffzufuhr bei periodischer oder episodischer Austrocknung. Deshalb findet sich im Sd-Horizont orientierend am polyedrischen Gefüge eine kleingliedrige Oxidationsfleckung mit einem hohen Deckungsgrad.

Über der Stauzone folgt der BvSw-Horizont als Staukörper mit etwa 10 cm Mächtigkeit. Bezeichnend ist eine tonarme und lockere Textur, die periodisch einen hohen Wassersättigungsgrad erreicht. Die Geringmächtigkeit des Horizontes Ko 3 erweckt den Verdacht eines insgesamt gekappten Profils im Bereich dieses Hangabschnittes. Der Ah-Horizont (Ko 2) darüber präsentiert sich aufgrund der Huminstoffanteile in einem kräftigeren Braun-Gräuton. Als oberstes Glied ist der Ol/Oh (Ko 1) als organischer Horizont aufzuführen. Die Humusform ist als Rohhumus zu klassifizieren, da nur ein bestimmter Streuanteil innerhalb eines Jahreszyklus' humifiziert werden kann. Dies ist u.a. auf den pflanzlichen Bestand zurückzuführen, welcher schwer zersetzbar, die Bildung von Rohhumus begünstigende Streu produziert. Weiterhin wirkt das stark saure Milieu (s.u.) hemmend auf die Aktivität von Bodenorganismen, die an Humifizierungs- und Mineralisierungsprozessen beteiligt sind (SCHEFFER/SCHACHTSCHABEL 1992: 68).



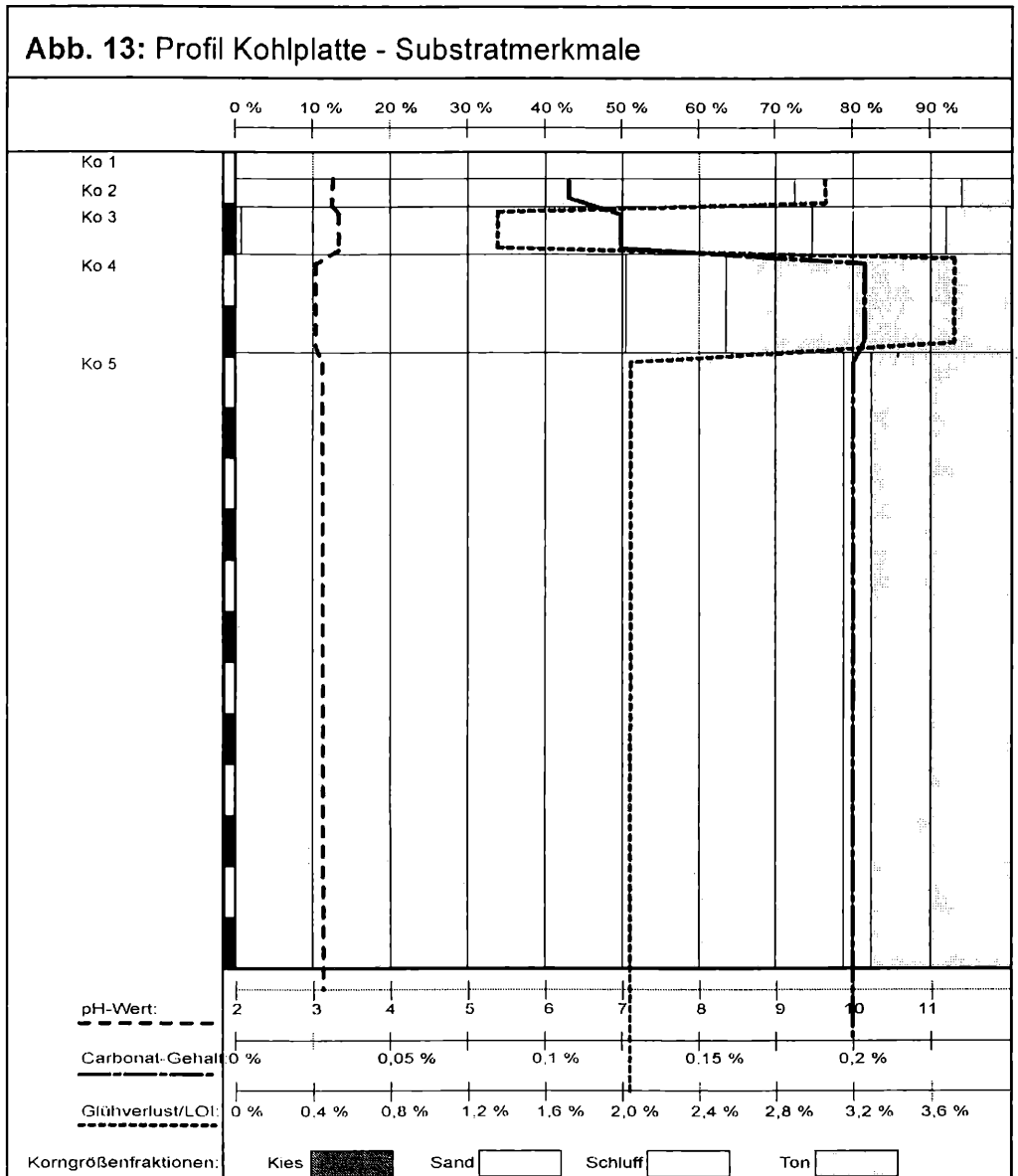
Die morphologische Zonierung ergab die typische Horizontabfolge eines durch Stauwassereinfluß gestalteten Bodentyps. Die Böden auf Graulehmen im Bereich plateauartiger Verebnungen oder geringer Hangneigung sollen deshalb als Pseudogleye einschließlich deren Subtypen klassifiziert werden.

### 7.2.1.2 Textur und weitere Bodenparameter

Einen Überblick über Textur, Carbonat-Gehalt, pH-Wert und Glühverlust/LOI veranschaulicht die Abb. 13. Die detaillierten Laborwerte sind der Tab. 4 zu entnehmen. Bezüglich des Korngrößenspektrums läßt sich anmerken, daß die Ergebnisse der Laboranalyse im wesentlichen die im Gelände aufgrund morphologischer Merkmale gewonnenen Erkenntnisse bestätigen können. Eine Auswaschung der Carbonate im Oberboden und Anreicherung im Sd-Horizont in sehr geringen Konzentrationen konnte als Ergebnis der Laboranalyse festgehalten werden, während der Carbonat-Nachweis im Gelände mittels der HCl-Probe noch negativ ausgefallen war. In ähnlicher Weise veranschaulichen die Laborwerte eine geringfügige Anreicherung von organischem Material im Sd-Horizont. Gleichfalls neue Erkenntnisse erbrachte die Bestimmung des pH-Wertes, der im Untersuchungsgebiet alarmierende Versauerungsgrade im Bereich des Durchwurzelungsraums annimmt. Das Absinken des pH-Wertes z.T. bis unter den Wert 3 wurde bereits im Rahmen des standörtlichen Gutachtens (DFS GMBH 1992) nachgewiesen.

**Tab. 4:** Profil Kohlplatte/Wegböschung - Substratmerkmale

Probe	Korngrößenfraktionen in Gew.-%				pH-Wert	Carbonat-Gehalt % CaCO <sub>3</sub>	Glühverlust LOI % Gew. -Verlust
	Kies	Sand	Schluff	Ton			
1	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
2	0,00	71,66	21,90	6,45	3,24	0,2002	3,051
3	0,49	73,68	17,41	8,41	3,32	0,2031	1,350
4	0,14	50,01	13,12	36,73	3,02	0,1243	3,697
5	0,00	78,20	3,93	17,88	3,11	0,1077	2,041



### 7.2.1.3 Mikromorphologische Betrachtung

An einer Probe aus dem Bereich einer großflächigen Oxidationsfleckung (Horizont Ko 5, III SICj) wurden mikromorphologische Untersuchungen mit Hilfe der Glasfaseroptik vorgenommen.



**Abb. 15:** Mikromorphologie des Horizontes Ko 5 bei 100-facher Vergrößerung

Die Rostfleckigkeit in diesem Horizontabschnitt stellt unter Umständen eine sehr junge Bildung als Folge des Horizontanschnittes bei Böschungsarbeiten dar, wie bereits angemerkt wurde. Dennoch vermittelt der Einblick in das Mikrogefüge wichtige Informationen über einige bodenchemische Prozesse, wie sie in ähnlicher Weise auch in Profilabschnitten der Staunässesohle infolge pedogenetischer Prozesse stattgefunden haben oder auch noch rezent stattfinden.

Abbildung 14 zeigt insbesondere im zentralen Bildausschnitt ein Kittgefüge aus gut gerundeten Quarzkörnern der Mittel- und Grobkornfraktion und bräunlich-rot gefärbter Feinmasse, welche selektiv die Quarzkörner als Kutane umhüllt. Dabei handelt es sich um Bestandteile der Tonfraktion, welche neben Tonmineralen und organischen Substanzen auch die farbgebenden metallischen Oxide enthält. Es handelt sich also um eine introvertierte, im Inneren der Aggregate lokalisierte Konzentration der Fe- (/Mn-) Oxide. Beim Transport wasserlöslicher Eisenverbindungen wie auch bei der temporären Belüftung kommt dem Porenanteil des Substrates eine besondere Bedeutung zu. Deutlich sichtbar ist im mittleren Bildbereich eine körnungsbedingte Porung, die hier als Grobpore zu spezifizieren ist.

## 7.2.2 Profil Harzofen

Eine weitere Aufschlußmöglichkeit ergab sich an einer Wegböschung in der Waldabteilung Harzofen (R 35 14 270, H 55 27 600). Das Profil (Abb. 21) befindet sich mit 270 m abs. Meereshöhe wiederum in Randlage einer plateauartigen Verebnung (290 m NN). Engräumig wechselt in diesem Abschnitt des Untersuchungsraumes das Ausgangssubstrat der Bodenbildung, wie es stichprobenartig durch Pürkhauer-Bohrungen ermittelt wurde. Während im Bereich der Verebnung weitestgehend tonarme Sande anstehen, geht der Graulehm im Unterboden wenige Dekameter in talwärtige Richtung in pleistozänen Löß über – so verdeutlicht es auch die Standortskarte des Gemeindewaldes Kleinwallstadt (DFS GMBH 1992).

### 7.2.2.1 Morphologische Zonierung

Abb. 15: Profil Harzofen/Wegböschung			
am 06.04.95 270 m NN, R 35 14 270, H 55 27 600, Org.			
Profilaufnahme	Nr.	Horizont Beschreibung	Munsell-Farbwerte Textur
	Ha 1	Oh, Oi Humus-, bzw. Streuauflage	7,5 YR 3/2 -
	Ha 2	Ae Lockerer Sand mit wenigen BS-Steinen, Humuseintrag	10 YR 5/3 I S
	Ha 3	BvsSw Lockerer lehmiger Sand mit wenigen BS-Steinen, Verbraunung	10 YR 5/4 I S
	Ha 4	BISw Lockerer Sand, stark lessiviert, fahlgrau	10 YR 6/3 u S
	Ha 5	BtSd Sandiger Ton, Tonanreicherung, mit starker Oxidationsfleckung, Deckungsgrad: 30 %, mit BS-Steinen	10 YR 8/1 10 YR 7/1 t S
	Ha 6	III SdICj sandiger Ton, Tonanreicherung, mit geringer Oxidationsfleckung, Deckungsgrad: 5 %, Polyedergefüge, mit wenigen BS-Steinen im unteren Horizontabschnitt	10 YR 8/1 10 YR 7/1 s T/t S Oxidationsfleckung: 7,5 YR 6/8 5 YR 6/8
	Ha 7	III SICj Lockerer Sand ohne Oxidationen	I S
Korngrößenfraktionen: Kies <input checked="" type="checkbox"/> Sand <input type="checkbox"/> Schluff <input type="checkbox"/> Ton <input type="checkbox"/>			

Das Profil Harzofen zeigt einen geringfügig differenzierteren Horizontaufbau (Abb. 15) als das Profil Kohlplatte. Das Ausgangssubstrat bildet wiederum ein Graulehm aus Buntsandstein-Saprolit im Horizont Ha 7 (III SICj). Hangend folgt der III SdICj (Ha 6), der in diesem Profil mit etwa 50 cm eine bedeutende

Mächtigkeit erreicht. Als Stauzone fungiert ein weiterer tonreicher Horizont (Ha 5, BtSd), der sich auch durch eine lebhaft, kleingliedrige Oxidationsfleckung auszeichnet. Die oberen Profilabschnitte variieren farblich geringfügig und wurden deshalb nochmals gegliedert. Dem braun-grauen B1Sw (Ha 4) folgt in leicht kräftigeren Brauntönen der BvsSw (Ha 3). Er ist offensichtlich als das Produkt schwacher Sesquioxidanreicherungen aus dem hangenden Ae (Ha 2) zu interpretieren (Keine Verlagerung von organischer Substanz, vgl. LOI). Den Profilabschluß bildet eine etwa 10 cm mächtige Humusaufgabe in den Horizonten Ol/Oh (Ha 1), die wiederum als Rohhumus zu kategorisieren ist.

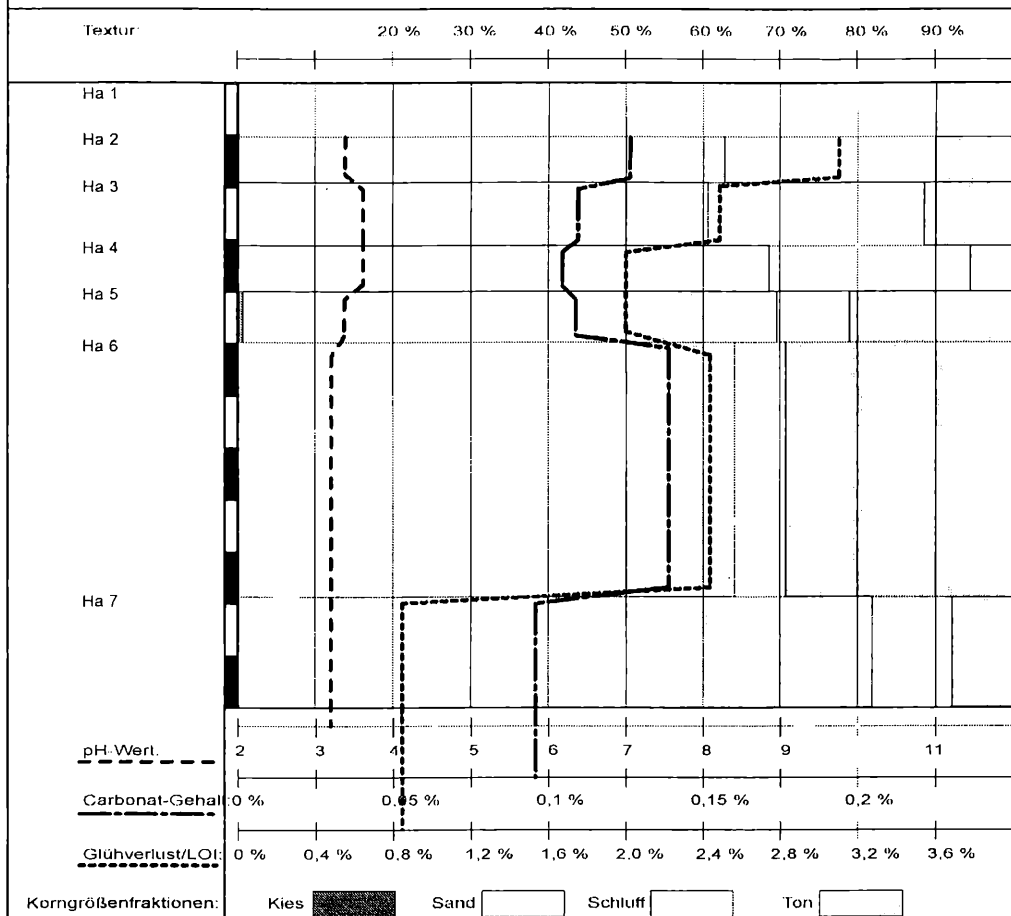
### 7.2.2.2 Textur und weitere Bodenparameter

In Abb. 16 und Tab. 5 werden wiederum verschiedene Bodenparameter zusammenfassend dargestellt. Der Graulehm liegt als primär sandiges Substrat mit etwa 80 % Gewichtsanteilen der Sandfraktion vor und wird nur von kleinen Anteilen der Ton- und Schlufffraktion begleitet. Die Veränderungen des Korngrößenspektrums in den hangenden Horizonten sind z.T auf pedogenetische Einflüsse wie Tonanreicherung infolge von Lessivierungsprozessen zurückzuführen, wie es der Horizont Ha 6 verdeutlicht. In anderen Horizonten (Ha 1, 2, 3, 4?) wurde die Korngrößenzusammensetzung nach äolischem Eintrag von Fremdmaterial modifiziert (s.u.).

Sehr deutlich tritt wiederum die Linie des prozentualen Carbonat-Gehaltes der einzelnen Horizonte in Erscheinung, die eine geringfügige Anreicherung im III Sd1Cj (Ha 6) darlegt, während der aktuelle Sd (Ha 5) ähnlich niedrige Gehalte aufweist wie die hangenden Horizonte. Dieses Phänomen beinhaltet offensichtlich eine zeitliche Abfolge der Bodendifferenzierungsprozesse: Über dem Graulehm, der bereits eine Tonanreicherung in seinem oberen Abschnitt erfahren hat (III Sd1Cj), kommt es zur vertikalen Carbonatverlagerung und Anreicherung im III Sd1Cj. Damit geht eine Änderung des pH-Wertes zu einem schwach sauren Milieu einher, welches als Voraussetzung von Lessivierungsprozessen gelten kann. Eine sekundäre Tonanreicherung findet dann im Horizont BtSd (Ha 5) statt, der wohl die rezente Staunässesohle darstellt.

Als jüngster pedogenetischer Prozeß wurde eine schwache Podsolierung diagnostiziert, die allerdings nur auf der Mobilisation von Eisenverbindungen beruht - organische Substanz wurde offensichtlich nicht verlagert, wie es die Linie des LOI demonstriert. Der Horizont Ha 2 wurde deshalb als Ae bezeichnet; eine Anreicherung von Sesquioxiden findet wieder im BvsSw (Ha 3) statt. Es ist allerdings anzumerken, daß die zuletzt geschilderten pedogenen Prozesse lediglich auf der Beobachtung von geringen Farbunterschieden der Stauzone basieren und nicht laboranalytisch bestätigt wurden. Der aktuelle pH-Wert bleibt über sämtlich Horizonte nahezu konstant in stark sauren Breichen zwischen 3 und 4.

Abb. 16: Profil Harzofen - Substratmerkmale



Tab. 5: Profil Harzofen/Wegböschung - Substratmerkmale

Probe	Korngrößenfraktionen in Gew.-%				pH-Wert	Carbonat-Gehalt % CaCO <sub>3</sub>	Glühverlust LOI % Gew.-Verlust
	Kies	Sand	Schluff	Ton			
1	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
2	0,00	62,63	27,24	10,13	3,35	0,1251	3,099
3	0,00	60,62	27,97	11,41	3,61	0,1084	2,480
4	0,00	68,50	25,71	5,79	3,6	0,1038	1,996
5	0,33	68,76	9,57	21,34	3,35	0,1079	1,993
6	0,00	63,94	6,65	29,41	3,2	0,1376	2,430
7	0,00	81,53	10,25	8,22	3,17	0,0955	0,840

### 7.2.2.3 Tonmineralogie

Aus dem Horizont Ha 6 (III SdlCj) wurde eine Probe zur röntgen-diffraktometrischen Untersuchung gewonnen. Allerdings wurde hier auf die Anfertigung des Ethylenglykol-belegten Präparates und auf die Hitzebehandlung (550 °C) verzichtet.

Deutlich treten die  $d_{001/2}$ -Reflexe des Kaolinit hervor, nur abgeschwächt die Muskovit/ Illit-Peaks, den Basisreflex von Quarz kann man nur erahnen, weshalb hier umfangreichere Desilifizierungsprozesse angenommen wurden. Besonders auffällig ist der asymmetrische, zu kleineren Winkeln verbreiterte  $d_{001}$ -Reflex von Muskovit/Illit, der hier neben einer randlichen Aufweitung des Illit auch auf Illit/Smectit-Wechselagerungen schließen läßt. Diese Hypothese wird durch das 001Illit/001 Smectit- Beugungsmaximum gestützt, welches andeutungsweise im Röntgendiffraktogramm erkennbar ist (Abb. 17). Das Ausgabeprotokoll belegt dies im übrigen durch die Angabe eines d-Wertes von 15,6918 Å (unbehandelte Probe). Abb. 17: Tonmineralogie des Horizontes Ha6

Besonderes Augenmerk ist auf die Phasenverschiebung zu richten, die beim Vergleich der unbehandelten Probe mit solchen Präparaten, die zuvor mit  $K^+$  und  $Ca^{2+}$  belegt wurden, beobachtet werden kann. SCHEFFER/SCHACHTSCHABEL (1992: 30) weist darauf hin, daß pedogene Tonminerale oft durch eine geringere Kristallinität und kleinere Korngrößen zu charakterisieren sind. So bewirkt z.B. eine erhöhte Fe-Substitution eine kleinere Kristallgröße sowie geringere Kristallinität. Diese Parameter können neben der Schichtladung als Ursache für eine erhöhte, nicht zuletzt durch exogene Faktoren beeinflusste Reaktionsfähigkeit der Tonminerale herangezogen werden (SCHEFFER/SCHACHTSCHABEL 1992: 30). Ein wichtiger Hinweis auf Substitutionen innerhalb der dioctaedrischen Glimmer ergibt sich aus dem direkten Vergleich der Intensitäten der  $d_{001}$  - und  $d_{002}$  Reflexe. Nach HEIM (1990: 122) steigt das Verhältnis der Reflexe bei zunehmender Fe-Substitution des in den oktaedrischen Schichten gebundenen Aluminiums.

Die dargestellten tonmineralogischen Befunde verdeutlichen eine verstärkte Intensität der bodenchemischen Prozesse und sind deshalb als Indiz einer pedogenen Überprägung des Graulehmhorizontes zu werten. Das verstärkte Auftreten von Illit/Smectit-Wechselagerungen kann als Hinweis einer zunehmenden Illitisierung von Muskovit betrachtet werden, die eher kühl-gemäßigte, vielleicht sogar kaltzeitliche Bildungsbedingungen andeutet (Vgl. MÜCKENHAUSEN/SCHALICH 1982: 176).

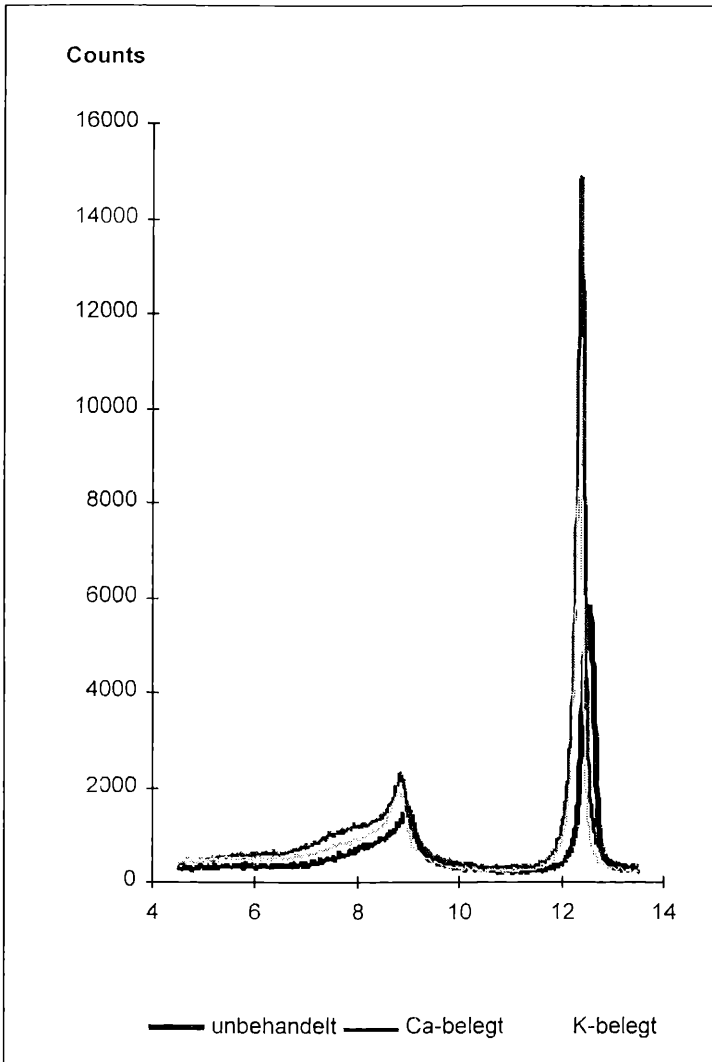


Abb. 18: Tonmineralogie des Horizontes Ha6

### 7.3 Die Klebsandgrube

Nicht zuletzt durch die Befragung der ortsansässigen Bevölkerung ergaben sich wertvolle Hinweise auf eine ehemalige Abbautätigkeit in der Waldabteilung Lämmert, welche auf die Gewinnung von sog. 'Klebsand' ausgerichtet war. Nach einer ersten Besichtigung der Abbaugrube (Abb. 22), die in der TK 6121 Heimbuchenthal durch eine Steilrandsignatur eingetragen ist (R 35 14 255, H 55 26 480), konnte der abgebaute Klebsand bald mit Umlagerungssedimenten aus Buntsandstein-Saprolit korreliert werden. Die Sedimente sind im gesamten Grubenbereich von Versturzmateriale bedeckt,



weshalb die Anlage eines Profils erst nach umfangreichen Grabungsarbeiten möglich war. Darüber hinaus wurden zwei Bohrungen niedergebracht, die in südlicher und nördlicher Fortsetzung des Profils Klebsandgrube einen größeren Ausschnitt der Sedimentstratigraphie ermöglichen sollten.

Motiviert durch die Tatsache, daß die Saprolitisierung des Buntsandsteins in der Ortsgeschichte Kleinwallstadts auch einmal wirtschaftliche Bedeutung erlangte, und aus dem Bedürfnis heraus, dies der Einwohnerschaft wieder in Erinnerung zu rufen, soll an dieser Stelle ein kleiner kulturhistorischer Exkurs vorgenommen werden, der auf Nachforschungen im Gemeindearchiv Kleinwallstadt beruht.

### **7.3.1 Geschichtlicher Abriss der Klebsandgrube**

Vermutlich wurde das Klebsandvorkommen erstmalig in Hohlwegen gefunden, die das Gelände der Klebsandgrube queren. Zwei Hohlwege, die im südlichen Grubenende als gekappte Hohlformen enden, mögen diese These unterstützen. Über den weiteren Fortgang der Erschließung gibt es keine Hinweise. Das erste archivalisch belegte Zeugnis ist ein Vertragsentwurf aus dem Jahre 1912, der zusammen mit dem Antrag zur Errichtung einer „Rollbahn“ um das gewonnene Material zur Verladung an den Main transportieren zu können - dem „Königl. Bezirksamt Obernburg“ vorgelegt wurde. Der Vertrag wurde mit der Firma „Pfälzische Klebsandwerke Otto Werle“ in Appenhofen/Pfalz geschlossen, die offensichtlich hoffte, den Klebsand am „Niederrhein“ absetzen zu können. Dies könnte einen Hinweis auf den möglichen Verwendungszweck geben, nämlich den Einsatz als Formsand in der Schwerindustrie (Eisengußtechnik) des Ruhrgebietes.

Das Vertragsverhältnis wurde bereits im darauffolgenden Jahr, am 3. Juli 1913, nach Schwierigkeiten beim Genehmigungsverfahren einer Rollbahn oder Schwebebahn wieder gelöst. In einer Gemeindeversammlung vom 22. März 1914 wurde schließlich ein Vertrag mit einem Unternehmen der näheren Umgebung geschlossen, nämlich der Firma „Fried & Cie - Tonexportgeschäft zu Klingenberg a. Main“, welche die Abbaurechte bis 1925 nach Vertragsverlängerung besaß. Dabei wurde die jährliche Fördermenge von 300 Waggon zu je 200 Zentner seitens der Pächterin garantiert. Im Jahre 1925 wurde das Vertragsverhältnis wiederum gelöst, nachdem die Fa. Fried den wiederholten Zahlungsaufforderungen der Gemeinde Kleinwallstadt nicht nachgekommen war. Offensichtlich wurden im Gemeindevwald im folgenden Jahr verschiedene Bohrungen niedergebracht, wie es ein Vorvertrag mit Dr. Klug (Aschaffenburg) belegt. Im August wurde von einer Firma „N. de la Fontaine/Darmstadt“ eine Probe aus der Klebsandgrube bei der „Hessische chemische Prüfungsstelle“ zur Laboranalyse überlassen. Die Laborergebnisse mit:

Glühverlust	2,1 %
Unlösl. Kieselsäure (Quarz)	84,8 %
Lösliche Kieselsäure	5,6 %
Tonsubstanz	7,5 %

genügten offensichtlich nicht dem nicht näher benannten Verwendungszweck der Fa. „N. de la Fontaine“, weshalb weitere Untersuchungen eingestellt wurden.

§ 1.

*Die Gemeinde Kleinwallstadt verpachtet an obige  
Firma ihre im Gemeindewald von Kleinwallstadt gelegene  
Klebsandgrube und zwar das ganze Gelände, worauf Klebsand  
gewonnen werden kann mit dem Rechte der alleinigen Aus-  
beute dieser Grube auf die Dauer von 10 Jahren.*

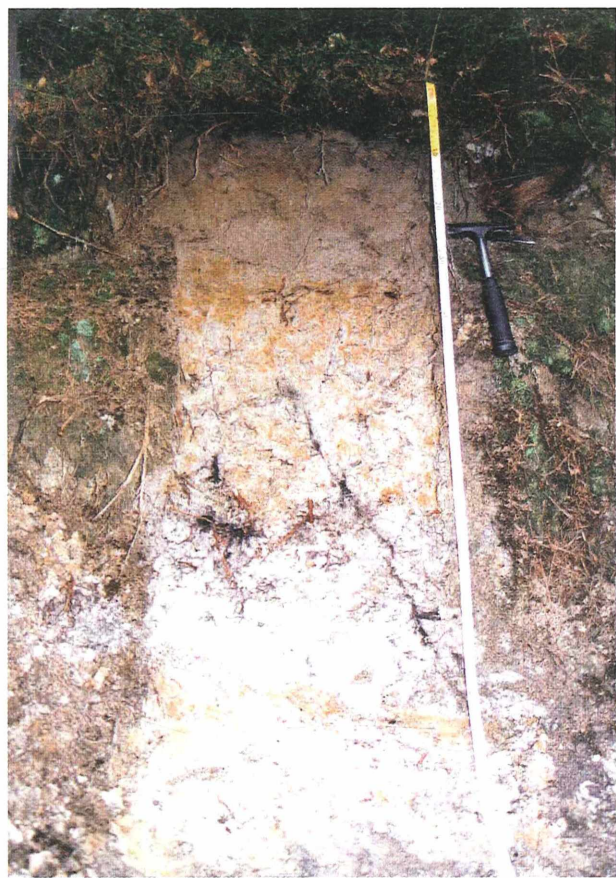
§ 1

Die Gemeinde Kleinwallstadt verpachtet an obige  
Firma ihre im Gemeindewald von Kleinwallstadt gelegene  
Klebsandgrube und zwar das ganze Gelände, worauf Klebsand  
gewonnen werden kann, mit dem Rechte der alleinigen Aus-  
beute dieser Grube auf die Dauer von 10 Jahren

[Auszug aus einem Vertrag (Abschrift), der am 19. August 1912 mit der Firma: „Pfälzische Klebsandwerke Otto Werle“ in Appenhofen/Pfalz geschlossen wurde. Quelle: Archiv der Gemeinde Kleinwallstadt, Fach 7, Akt X, Nr. 12 „Waldwirtschaft“ - Akte „Klebsandvertrag“]



**Abb. 18:** Profil Kohlplatte/Wegböschung  
– oberer Horizontabschnitt



**Abb. 19:** Profil Harzofen/Wegböschung



**Abb. 20:** Profil Klebsandgrube



**Abb. 21:** Tonhorizont Kle 11 im Profil Klebsandgrube

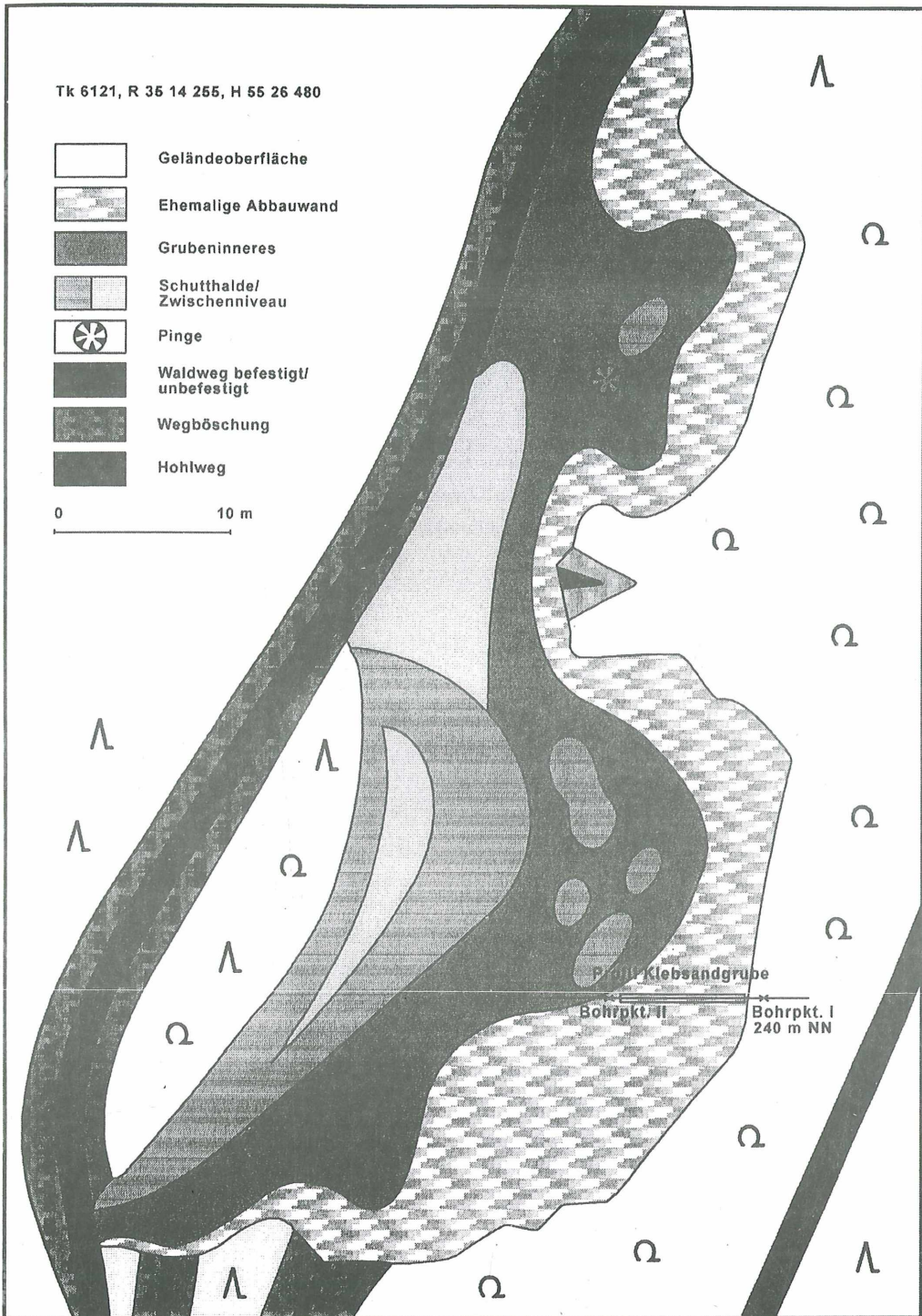


Abb. 23: Die Klebsandgrube im Gemeindewald Kleinwallstadt

### 7.3.2 Profil Klebsandgrube

In einem Abschnitt der Klebsandgrube, der sich durch rel. hohe Neigungsgrade der ehemaligen Abbauwand auszeichnete (Reduzierung von Versturzmateriale), wurde das Profil Klebsandgrube angelegt (Abb. 20, 21, 22, 23).

Abb. 23: Profil Klebsandgrube				
am 19.06.96 240 m NN, R 35 14 255, H 55 26 480. Org.				
Profilaufnahme	Nr.	Beschreibung	Munsell-Farbwerte	Textur
	Kle 1	Löß, ocker bis braun, schwach tonig Keine weitere Differenzierung möglich, da aufgrund der starken Durchwurzelung keine günstigen Aufschlußverhältnisse vorliegen und im oberen Horizontbereich eine intensive Bearbeitung durch wühlende Bodentiere stattfindet. Außerdem ist eine starke anthropogene Beeinflussung anzunehmen, da die Klebsandgrube von Hohlwegen gequert wird.	7,5 YR 4/6	t U
	Kle 2	Solifluktionslage I aus schwach tonigem Löß, mäßiger Gehalt an BS-Steinen, mit Sandlinse, bzw. Schllere, mit schwacher schwarzbrauner Fleckung	7,5 YR 4/4	t U
	Kle 3	Rosa-brauner, schwach lehmiger Sand mit wenigen kleinen BS-Steinen	10 YR 6/4	l S
	Kle 4	Solifluktionslage II (Graulehm) aus weißem, tonigen Feinsand, mit vielen kleinen BS-Steinen und einem BS-Block	10 YR 8/1	t S
	Kle 5	BS-Steine horizontal, bandartig angeordnet	10 YR 7/2	t S
	Kle 6	Weiß-bräunlicher, toniger Sand	10 YR 7/2	t S
	Kle 7	Brauner, schwach toniger Sand, krypturbat überprägt	7,5 YR 4/6	t S
	Kle 8	Braun bis beige-farbener, schwach toniger Sand	10 YR 7/3	t S
	Kle 9	Solifluktionslage III (Graulehm) aus weißem, tonigen Sand, mit großen, deutlich eingeregeltten BS-Steinen. Grauer Ton umfangreich eingearbeitet, tritt als zusammenhängender Tonfetzen auf	10 YR 8/2 10 YR 5/4	t S s T
	Kle 10	Weiß-bräunlicher, toniger Sand, z.T. weiß-fleckig, kein Skelettanteil, im oberen Horizontabschnitt Ton linsenförmig eingeschaltet	10 YR 7/3	t S
	Kle 11	Grauer Ton, wellige Basis- und Dachfläche, mit Sandband, dort verstärkt Oxidationsfleckung und Rotlehm-linsen, Dachfläche mit Rotlehm:	10 YR 7/1 10 R 4/8	s T
	Kle 12	Unter Tonhorizont gelb-schwarze Sandschicht, dann weißer, toniger, lockerer Sand, leichte Schrägschichtung erkennbar	10 YR 8/1	t S
	Kle 13	Zahlreiche Tonfetzen und Oxidationsfleckung	10 YR 8/1	s T t S
	Kle 14	Weißer, toniger Sand, mit Oxidationsfleckung	10 YR 8/1	t S
	Kle 15	Bräunliches Sandband mit zahlreiche Tonfetzen	10 YR 8/1	t S
	Kle 16	Im oberen Horizontabschnitt noch grabbarer, unten fester Buntsandstein-Saprolit, weißfarben, größtenteils tonig gebundene Quarzkörner, Schrägschichtung, bzw. "Kreuzschichtung" deutlich erkennbar, Oxidationsstreifung an Schichtung orientiert, Klüftung (diagonal), in größerer Klüftspalte grau-grüner Ton	10 YR 8/1	t S
		Ton:	s T	

#### 7.3.2.1 Morphologische und stratigraphische Gliederung

Das Profil Klebsandgrube veranschaulicht einen sehr komplexen stratigraphischen Deckschichtenaufbau (Abb. 23). Die Profilbasis bildet im



### 7.3.2.1 Morphologische und stratigraphische Gliederung

Das Profil Klebsandgrube veranschaulicht einen sehr komplexen stratigraphischen Decksichtenaufbau (Abb. 23). Die Profilbasis bildet im Horizont Kle 16 ein kaum mehr grabbarer toniger Sand, der deutlich eine Schrägschichtung erkennen läßt. Offensichtlich wurde hier Buntsandstein-Saprolit aufgeschlossen, wenngleich die Möglichkeit eingeräumt werden muß, daß es sich um postsedimentäre Verkieselungen in tertiärzeitlichen, fluviatilen Sedimenten handeln könnte. Etwa 1 m unterhalb der Aufschlußbasis wurde das Niveau der Unteren Übergangsterrasse (UÜT) in der Höhenlage von 232 m NN angenommen. Die Horizonte Kle 12 - 15 wurden als fluviatile Sedimente interpretiert, die z.T. Schrägschichtungen erkennen lassen (Kle 12), Oxidationsfleckungen aufweisen (Kle 13 - 14) oder eine schwache Bodenbildungsphase dokumentieren (Kle 15). Ein etwa 10 cm mächtiger Tonhorizont (Kle 11) verdient besondere Aufmerksamkeit, denn er führt im Bereich der Dachfläche und in einer sandigen Zwischenlage zahlreiche Rotlehmlinsen, die von Oxidationsflecken begleitet werden (Abb. 22). Während der Horizont Kle 10 noch einmal einen fluviatilen Sedimentationszyklus darstellt, repräsentieren die Horizonte Kle 3 - 9 Solifluktionsschichten verschiedener Aktivitätsphasen. Dies wurde aus der gelblich bis bräunlichen Farbgebung und der Blockführung geschlossen, die eine deutliche Einregelung erkennen läßt. Mit dem Horizont Kle 2 (Solifluktionsschutt) setzt eine Phase der Lößakkumulation ein, die im oberen Profilabschnitt (Kle 1) nicht weiter zu differenzieren ist - u.a. muß man von einer anthropogenen Beeinflussung im Bereich des Hohlwegnetzes ausgehen.

### 7.3.2.2 Profil Klebsandgrube und korrelierte Sedimente in den Bohrungen I und II

In Abb. 24. wurde das Profil Klebsandgrube mit den Bohrungen I und II korreliert und die ausgewiesenen Horizonte in morphogenetische Einheiten zusammengefaßt. Es liegt die Vermutung nahe, daß in der Bohrung II liegend des Tones II 3 der Buntsandstein-Saprolit erbohrt wurde (Vgl. blockfreie Sedimente!), der im Bereich der Klebsandgrube offensichtlich noch grabbar ist. Ebenso wurde der Horizont I 22 bereits als Saprolit gedeutet und mit dem Horizont Kle 15 korreliert. Die hangenden Schichten (Kle 10 - 14, I 15 - 21) wurden als fluviatile Sedimente mit Stillwasserablagerungen (Kle 11, I 20) klassifiziert. Die Tonhorizonte I 16 und 18 keilen offensichtlich im Terrassenkörper aus, da sie im Aufschlußprofil nicht mehr auftreten. In den Horizonten Kle 2 - 9 sind verschiedene Solifluktionsschichten aufgeschlossen. Die Korrelation mit den Bohrhorizonten I 14 - 18 veranschaulicht ein geringfügiges Einfallen der Schichten nach W. Der Solifluktionsschutt Kle 2 liegt in der Bohrung I (I 5) wesentlich geringmächtiger vor. Ein Paläoboden (I 3) tritt im Profil Klebsandgrube nicht mehr auf.

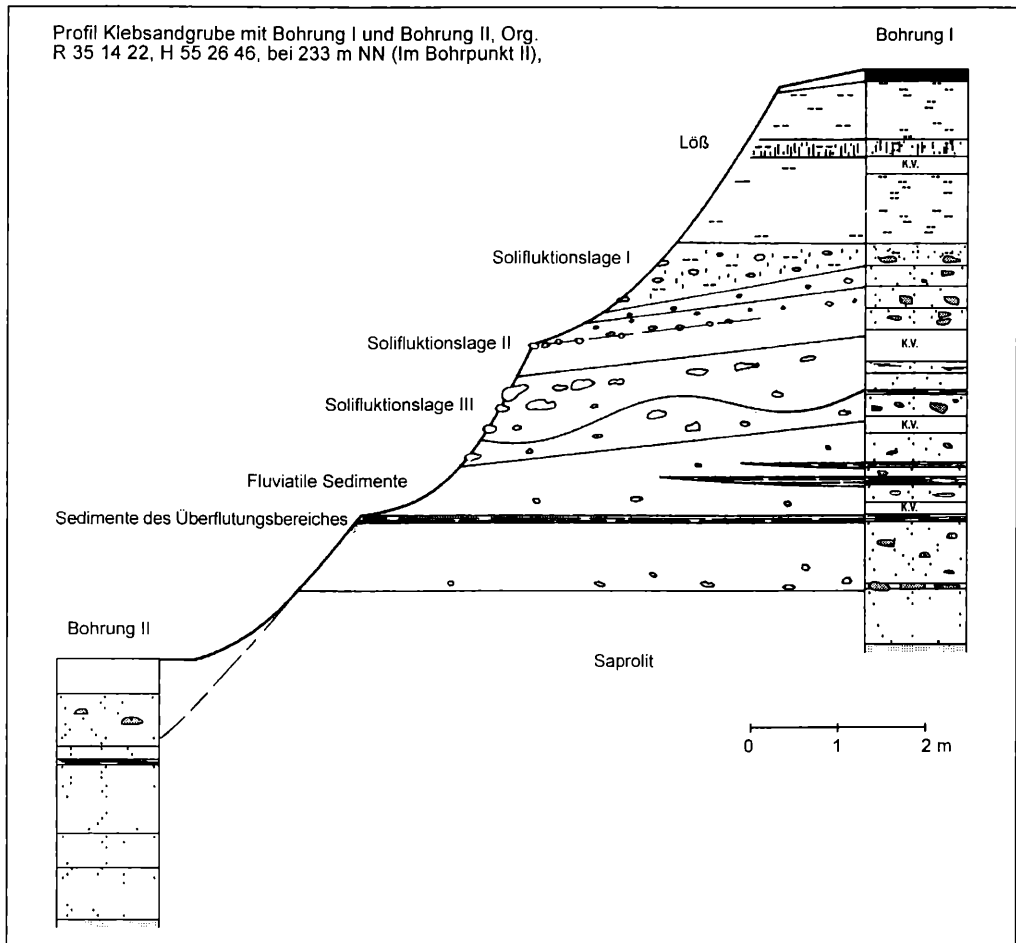


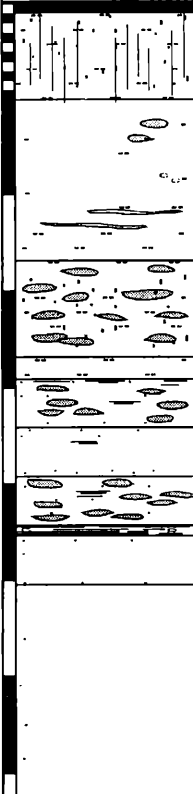
Abb. 25: Profil Klebsandgrube mit Bohrung I und Bnohrung II

#### 7.4 Der Buschgraben

Der Buschgraben bot v. a. im oberen Schluchtabschnitt günstige Voraussetzungen zur Anlage eines Profils, da hier im Zuge der Zerfurchung tertiäre Sedimente und auch der saprolitisierte Buntsandstein angeschnitten wurden. Die Untersuchungen zur Sedimentstratigraphie in der Umgebung des Buschgrabens sollen im Mittelpunkt dieser Arbeit stehen, weshalb hier mehrere Profile angelegt wurden. Die stratigraphische Gliederung der Sedimente im Anschluß der Profile wurde mit Hilfe einer Bohrsequenz erfaßt.

## 7.4.1 Profil Dörneth

An der nördlichen Flanke der Schlucht, etwa in Höhe des Wendeplatzes eines Holzabfuhrweges, wurde das Profil Dörneth angelegt. Auffällig ist zunächst die farbliche Zweigliedrigkeit (Abb. 30), bei näherer Betrachtung bietet sich allerdings auch in diesem Profil ein sehr viel komplexerer Aufbau der Lockersedimente.

Abb. 25: Profil Dörneth/Buschgraben				
am 07.07.95 225 m NN, R 35 14 327 H 55 27 090, nach S exponiert, Org.				
Profilaufnahme	Nr	Beschreibung	Munsell-Farbwerte	Textur
	Dö 0	Humus.	10 YR 8/2	-
	Dö 1	Brauner, sehr toniger Löß, mit zahlreichen Holzkohlestücken	7,5 YR 4/6	t U
	Dö 2	Ockerfarbener Löß, kalkhaltig (HCl braust), mit Resten von Schneckenschalen, mit Kalkkonkretionen (Lößkindl), mit Krotowinen im oberen Horizontabschnitt, weiße, sandige Schlieren entlang von Wurzelbahnen, braune Sandlinsen im unteren Horizontabschnitt	10 YR 5/6	s U
	Dö 3	Solifluktionsschutt aus schwach tonigem Löß, zahlreiche BS-Steine, z.T. Blöcke, wenige Holzkohlestücke	10 YR 4/6	l U
	Dö 4	Hellbrauner Löß ohne BS-Steine	7,5 YR 4/6	U
	Dö 5	Solifluktionsschutt (Graulehm) aus weißem, tonigem Sand, mit BS-Steinen, im oberen Horizontabschnitt gelbliche Tonlinsen	10 YR 8/2	t S
	Dö 6	Weißer, gelbstichiger Sand, schwach tonig		t S
	Dö 7	Weißer, toniger Sand, mit BS-Steinen		t S
	Dö 8	Grauer, schwach sandiger Ton, mit Rotlehmlinsen	10 YR 7/1	s T
	Dö 9	Weißer, toniger Sand, erkennbare Schichtung	10 YR 8/1, 8/2	t S
Dö 10	Buntsandstein-Saprolit aus gebleichtem, weißfarbenen, meist festem Sandstein (nicht mehr grabbar), Schrägschichtung erkennbar, z.T. mürbe, grabbare Gesteinsbänke im mittleren Horizontabschnitt	10 YR 8/1	t S	

### 7.4.1.1 Morphologische und stratigraphische Gliederung

Im unteren Profilabschnitt (Abb. 25) sind im Horizont Dö 10 etwa 2 m eines deutlich schrägschichteten Buntsandstein-Saprolits aufgeschlossen, der sich in rel. festem, nicht mehr grabbarem Zustand präsentiert. Die feste Dachfläche wurde auch im weiteren Längsverlauf der Schlucht, etwa 10 - 20 m in östlicher und westlicher

Richtung mit niveaugleichen Pürkhauersondierungen kartiert. Im Horizont Dö 9 ist ein fluviatiles tonig - sandiges Sediment aufgeschlossen, dem hangend ein etwa 10 cm mächtiger Tonhorizont Dö 8 folgt. Dieser wurde als Sediment im Bereich des Überflutungsareals eines größeren Gewässers gedeutet, nicht zuletzt deshalb, weil er offensichtlich genau dem Höhenniveau des Tones Kle 11 der Klebsandgrube zuzuordnen ist. Die Horizonte Dö 5 mit 7 wurden als solifluidal verlagerte Sedimente interpretiert, in denen fluviatile Ablagerungen aufgearbeitet wurden. Mit dem Horizont Dö 4 setzte eine Lößakkumulationsphase ein, die im Horizont Dö 3 von einer solifluidalen Basislage aus Löß abgelöst wird. Der hellgelbe Löß im Horizont Dö 2 ist nicht mehr als Primärlöß zu bezeichnen, da er bereits Merkmale von vertikalen Verlagerungsprozessen aufweist, so z.B. einige Kalkkonkretionen (Lößkindel). Der Horizont Dö 1 stellt einen Verwitterungshorizont aus Löß dar, der zunächst als rezenter Bt-Horizont angesehen wurde, wie sich im weiteren Fortgang der Untersuchungen herausstellte als sekundär überprägter Paläoboden angesprochen werden muß. Eine geringmächtige Humusauflage (Dö 0) bildet den Abschluß des Profils Dörneth.

**Tab. 6:** Profil Dörneth/Buschgraben – Substratmerkmale

Probe Dö-	Korngrößenfraktionen in Gew.-%				PH-Wert	Carbonat- Gehalt % CaCO <sub>3</sub>	Glühverlust LOI % Gew. -Verlust
	Kies	Sand	Schluff	Ton			
0	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
1	0,00	10,66	59,30	30,04	3,78	0,1751	2,559
2	0,00	10,26	79,28	10,46	7,26	15,0126	1,701
3	1,10	14,76	73,06	11,07	7,21	2,8181	2,449
6	0,00	75,87	19,60	4,53	6,48	0,1121	1,659
8	0,28	25,56	37,55	36,61	6,98	0,2765	3,426

#### 7.4.1.2 Tonmineralogie

Der Mineralbestand der Tonfraktion zeigt wiederum die typische Zusammensetzung der im Untersuchungsgebiet nachgewiesenen Komponenten: Hauptsächlich sind Muskovit/Illit und Kaolinit, neben einem geringen Anteil an Quarz, als detritische Zusatzkomponente vertreten. Im Röntgendiffraktogramm ist besonders die Linie des Erhitzungspräparates hervorzuheben (siehe Abb. 11), die einen schwachen Reflex bei etwa 15 Å aufweist, sowie weitere schwache Interferenzen bei höheren Winkeln. Diese sind als Hinweis von Illit/Smectit Wechsellagerungen zu deuten, die offensichtlich in sehr geringen Mengen im Mineralbestand der Tonfraktion vertreten sind.

#### 7.4.2 Profil Sange I

## Abb. 26: Profil Sangel /Buschgraben

am 05.09.95 230 m NN, R 35 14 325, H 55 27 080, nach NNW exponiert, Org.

Profilaufnahme	Nr.	Beschreibung	Munsell-Farbwerte	Textur	
	Sal 1	Graufarbener schwach lehmiger Löß, sehr kalkreich (HCl braust), mit Schlieren von weißem Sand, im unteren Horizontabschnitt Ausfällungen von Kalkkonkretionen (Lößkindl)	10 YR	s U	
	Sal 2	Sollfluktationsschutt aus graufarbenem Löß mit BS-Steinen, z.T. Blöcke, einigen Sandschlieren, sowie weißfarbene Tonschlieren	10 YR 5/1, 7/3, 6/2	s t U	
	Sal 3	Graufarbener, schwach sandiger Löß, sehr kalkreich (HCl braust), mit Sandschlieren, in konzentrischen Ringen (wenige cm Durchmesser) angeordnete rotbraune Oxidationen	10 YR	s U	
	Sal 4	Sollfluktationsschutt aus graustichigem, sandigem Löß, mit zahlreichen BS-Steinen, z.T. Blöcke, weißer tonreicher Sand schlierenartig eingearbeitet	10 YR 5/2, 6/3, 7/2	SU	
	Sal 5	Leuchtend brauner Sand, stark verkrustet, sehr fest, Mangan- und Eisenoxidausfällungen	7,5 YR 5/8	t S	
	Sal 6	Tong-lehmiger Sand, mit wenigen BS-Steinen, polyedrisches Gefüge, kalkfrei	10 YR 8/5	tl S	
	Sal 7	Weißer, sandiger Ton	10 YR 8/2	s T	
	Sal 8	Tong-lehmiger Sand, mit weni polyedrisches Gefüge, kalkfrei	10 YR 8/5	tl S	
	Profilknick Fortsetzung Sal				
	Sal 9	Wechselschichtung (schräg einfallend) - gelblicher Ton - brauner Sand - brauner Kies mit Geröllen	10 YR 8/4	t S	
	Profillücke				
Profilknick Sal					
Sal 11	Bräunlicher, schwach toniger Sand, mit BS-Steinen, leichte Klüftung erkennbar, flächenhafte Manganausfällungen	10 YR 5/8	t S		
Profillücke					
Profilknick Sal					
Sal	Weiß-bräunlicher, schwach toniger Sand, mit BS-Stein, basal weiß-grauer, schwach sandiger Ton	10 YR 7/2	t S		
Sal	Bräunlicher Kies mit Geröllen aus verw. BS-Steinen	10 YR 6/4	S		
Sal	Buntsandstein-Saprolit, weiß gebleicht, fest (nicht mehr grabbar), stark geklüftet und in Blöcke aufgelöst, Hohlräume mit sandigem Material verfüllt	10 YR 8/1	t S		

Als Ergänzung des Profiles Dörneth sollte im Bereich der südlichen Talflanke des Buschgrabens ebenfalls ein geeignetes Profil angelegt werden. Aufgrund des dichten Fichtenbestandes waren kaum günstige Aufschlußbedingungen gegeben. Deshalb wurde der Bereich einer Hangrutschung ausgewählt, unter Einbeziehung der Möglichkeit, daß dort die Sedimentstruktur infolge des Rutschungsprozesses intensiv gestört wurde. Eine entsprechend kritische

Betrachtung der dargestellten stratigraphischen Gliederung des Profils Sange I (Abb. 31) scheint deshalb angemessen.

#### **7.4.2.1 Morphologische und stratigraphische Gliederung**

Im unteren Profilabschnitt ist zunächst im Horizont Sa I 14 der anstehende Buntsandstein-Saprolit aufgeschlossen worden, der hier sehr dünnbankig vorliegt und aufgrund der starken Klüftung bereits in zahlreiche Blöcke zerlegt wurde. Das Niveau des anstehenden Saprolits wurde in Längsrichtung mit Pürkhauer-Bohrungen erfaßt und ist bis etwa 20 m in östlicher Richtung in etwa gleicher Höhenlage nachweisbar, während es in westlicher Richtung bis zum Aufschluß Sange II um etwa 1,50 m absinkt.

Mit dem Horizont Sa I 13 folgt ein braunfarbenes, sandig-kiesiges Substrat, das zugerundete Steine führt und deshalb in starkem Maße an Schotter jüngerer Mainterrassen erinnert. Ein vergleichbares Substrat tritt noch einmal als dünne Lage im Horizont Sa I 9 auf. Die hangenden Horizonte Sa I 9 - 12 wurden ebenfalls als fluviatile Sedimente gedeutet, wobei im Bereich von Sa I 10 eine großflächige Manganausfällung entlang von Klufnetzen offensichtlich einen lokalen Grundwasserleiter in diesem Bereich andeutet. Die im Horizont Sa I 9 schräg einfallenden Schichten sind vermutlich postsedimentär verstellt worden, was mit dem Rutschungsereignis in Verbindung gebracht werden kann. Anhaltspunkte für eine postsedimentäre Verstellung sind ursprünglich horizontal ausgerichtete Tonlagen entsprechende Neigungsgrade aufweisen, Für die stark sandig-tonigen Lehme (Polyedergefüge!) in den Horizonten Sa I 6 und 8, getrennt durch einen Tonhorizont Sa I 7, fehlt zunächst die Möglichkeit einer plausiblen Erklärung. Ob die wenigen Steine und Blöcke die Klassifizierung als Solifluktionsschutt rechtfertigen, ist sehr fraglich, zumal von eher horizontalen Lagerungsverhältnissen auszugehen ist, wenn man die Befunde der Bohrung XV (korrelierte Sedimente XV 28/29?) in die Überlegungen mit einbezieht. Für den Horizont Sa I 4 bietet sich nunmehr die Klassifizierung als Solifluktionslage an, wobei die zahlreichen Blöcke und Steine, sowie Sandschlieren und tonige Schlieren eindeutige Anhaltspunkte darstellen. Grundmatrix ist ein graufarbener Löß, der auch in den hangenden Horizonten Sa I 1 - 3 auftritt. Der Horizont Sa I 2 repräsentiert wiederum ein solifluidales Ereignis.

#### **7.4.2.2 Verkrustungen**

Bei den Aufschlußarbeiten des Profils Sange I kam im Horizont Sa I 5 ein krustenartig verbackener, fester, eisenoxidischer, kräftig brauner Sand zutage, wie er im gesamten Untersuchungsgebiet nicht mehr angetroffen wurde. Zunächst wurde die Verkrustung mit Lateritkrusten assoziiert, wie sie für tropische Verwitterungsprofile typisch sind. Obwohl Lateritkrusten in ihrer mineralogischen Zusammensetzung, Farbe, Dichte, Grad der Verfestigung,

usw. stark variieren können, decken sich die Beobachtungen in starkem Maße mit den bei VAN SCHUYLENBORGH (1971: 18 ff, insbesondere Tabelle 1: 25) beschriebenen Merkmalen von verfestigten Lateriten. Zwar mögen die morphodynamischen Prozesse der Verkrustung des Sa I 5 mit denen von Lateriten der Tropen durchaus vergleichbar sein, so müssen aber in diesem Fall nicht zwangsläufig tropisch/subtropische Klimabedingungen angenommen werden. Sicherlich ist es notwendig, den verkrusteten Horizont in einen Gesamtzusammenhang des Profils zu stellen und die liegenden und hangenden Horizonte zu Interpretationszwecken heranzuziehen. Die Horizonte Sa I 1 - 4 treten durch eine markante Graufärbung im Löß in Erscheinung, die im Untersuchungsgebiet beispiellos ist. Die Grautöne wurden auf färbende Eisenverbindungen zurückgeführt, die offensichtlich in reduzierter Form vorliegen und deshalb staunasse Verhältnisse in diesem Profilabschnitt anzeigen. Die Staunässesohle bilden die tonig-lehmigen Horizonte Sa I 6-8. Die Verkrustung könnte also auf die laterale Abfuhr der Verwitterungslösung im rezenten Buschgraben oder auch im Bereich einer fossilen Talbildung zurückzuführen sein, die im nunmehr oxidativen Milieu eine Ausfällung der reduzierten Eisenverbindungen bewirken könnte. Die basalen Horizonte Sa I 6-8 sind dahingehend bedeutsam, daß sie zum einen als Staunässesohle mit einem Tonanteil von 32,10 Gew.-% fungieren und zum anderen das Ausgangssubstrat der Verkrustung darstellen könnten. Eine Aufnahme eines Bruchstücks unter der Glasfibreroptik bei 100 facher Vergrößerung (Abb. 27) demonstriert den texturellen Aufbau der Verkrustung im Aufschluß Sange I.



**Abb. 28:** Verkrustung im Profil Sange I (Sa I 5) bei 100 facher Vergrößerung

Bei der angesprochenen Verkrustung scheint es sich um eine lokale Erscheinung zu handeln, da in den angrenzenden Bohrungen XV und III zwar ein lehmig-sandiges Substrat vergleichbar den Horizonten Sa I 6-8 auftritt, nicht aber eine hangende Verkrustung.

### **7.4.2.3 Tonmineralogie**

Neben dem angesprochenen Horizont Sa I 8 wurde auch ein toniger Abschnitt des Horizontes Sa I 12 zu tonmineralogischen Untersuchungen herangezogen. Die Besonderheit der Probe aus dem letztgenannten Horizont besteht im Zurücktreten der Kaolinit-Peaks zugunsten des Muskovit/Illit-Reflexes. Erstmals wurde im Diffraktogramm eine deutliche Phasenverschiebung sämtlicher Peaks der  $\text{Ca}^{2+}$ -belegten Proben im Vergleich zu den unbehandelten Proben beobachtet, die evtl. auf einer geringfügigen Aufweitung infolge der Z-Schichten-Belegung mit zweiwertigen Kationen beruht. Während in dieser Probe schwache Illit/Smectit-Wechselagerungen nur andeutungsweise auftreten, sind sie im Diffraktogramm der Probe des Sa I 8 viel augenscheinlicher. Hier zeugen deutliche Reflexe bei  $5,52^\circ$  ( $2\Theta$ ,  $15,98 \text{ \AA}$ ) davon, daß Illit sehr umfangreich mit Smectiten in Wechselagerung getreten ist. Da der gesamte Muskovit/Illit-Reflex zu kleineren Winkeln „verschmiert“, wurde die fast vollständige Illitisierung des Muskovits in dieser Probe angenommen. Mengenmäßig dominiert allerdings sehr deutlich der Kaolinit.

### **7.4.3 Bohrsequenz im Anschluß der Profile Dörneth und Sange I - Bohrung IV**


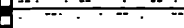


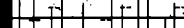

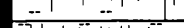
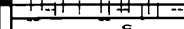

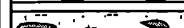
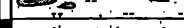


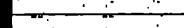
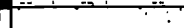






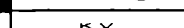
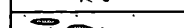
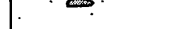

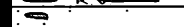


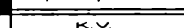
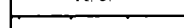

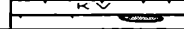
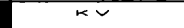

Die Bohrung IV, etwa 20 m nördlich des Aufschlusses Dörneth, soll an dieser Stelle exemplarisch für alle Bohrungen vorgestellt werden, die im Rahmen der Bohrsequenz am Buschgraben niedergebracht werden. Während die Bohrung IV im folgenden eingehender betrachtet wird und neben der Darstellung des Bohrprotokolls auch durch die Ergebnisdarstellung der laboranalytischen sowie tonmineralogischen Untersuchungen illustriert wird, finden alle weiteren Bohrungen lediglich durch eine generalisierte Profildarstellung in der beiliegenden Karte ihre Erwähnung.

#### **7.4.3.1 Morphologische und stratigraphische Gliederung**

Die Bohrung IV erreichte eine Endteufe von 11,25 m, wobei eine morphologisch harte Gesteinsbank des anstehenden Buntsandstein-Saprolits Anlaß zur Beendigung der Bohrtätigkeit gab. Das Bohrprofil wurde in 34 verschiedene Horizonte gegliedert, die im Bohrprotokoll (Abb. 28) näher beschrieben wurden. Die morphogenetische Interpretation gestaltete sich zunächst schwierig, da die Sedimente im Bohrstock jeweils nur in kleinem Querschnitt aufgeschlossen sind und damit z.B. keine Bewertung bezüglich



der Ausrichtung von Blöcken und Steinen zu erbringen war. Eine annähernd sinnvolle Auswertung schien erst bei gesamtheitlicher Betrachtung aller Bohrungen der Bohrsequenz möglich, wie sie in der beiliegenden Karte veranschaulicht werden soll. Somit bleibt an dieser Stelle zunächst nur die Beschreibung des physiognomischen Erscheinungsbildes der Bohrsedimente.

<b>Abb. 28: Bohrung IV/Buschgraben</b>				
am 25.09.95, 235 m NN, R 35 143 30, H 55 271 40, Org.				
Profilaufnahme	Nr.	Beschreibung	Munsell-Farbwerte	Textur
	IV 1	Humus, Streuauflage lockerer, bräunlicher, mit Humuseintrag	10 YR 5/1	l S
	IV 2	Beigefarbener, lehmiger Sand	10 YR 6/3	l S
	IV 3	Lehmiger Sand mit BS-Steinen	10 YR 5/6	l S
	IV 4	Schluffiger ockerfarbener Lößlehm mit Oxidationsfleckung	10 YR 5/6	u L
	IV 6	Schluffiger Lößlehm mit Holzkohlestücken	10 YR 5/4	u L
	IV 7	Toniger Schluff	7,5 YR 4/6	t U
	IV 8	Dunkelbrauner toniger Schluff	7,5 YR 4/6	t U
	IV 9	Dunkelbrauner toniger Schluff	10 YR 5/4	t U
	IV 10	Ockerfarbener, schwach toniger, kalkreicher Schluff	10 YR 5/4	t U
	IV 11	Toniger Schluff mit wenigen BS-Steinen	10 YR 5/6	t U
	IV 12	Schwach toniger, kalkreicher, ockerfarbener Schluff	10 YR 5/4	t U
	IV 13	Sandiger Lößlehm, mit Holzkohlestücken und einigen BS-Steinen	10 YR 5/6	s L
	IV 14	Sandiger Lehm, mit Holzkohlestücken	10 YR 5/6	s L
	IV 15	Toniger Lehm, mit Holzkohlestücken	10 YR 4/6	t L
	IV 16	Dunkelbrauner tonig-lehmiger Löß, mit Holzkohlestücken	10 YR 4/6	u L
	IV 17	Dunkelbrauner, sandiger Lehm, mit Holzkohlestücken	7,5 YR 5/6	s L
	IV 18	Weiß bis gelblich-brauner sandiger Lehm, mit wenigen BS-Steinen	10 YR 8/4	l S
	IV 19	Gelber bis bräunlicher sandiger Lehm mit BS-Steinen	10 YR 8/4	s L
	IV 20	Weißer, lehmiger Sand, mit BS-Stein	10 YR 8/1	l S
	IV 21	Weiß bis bräunlicher toniger, grobkörniger Sand, mit BS-Steinen		l S
	IV 22	Beigefarbener, toniger Sand, mit wenigen BS-Steinen		t S
	IV 23	Grau bis grünstichiger, sandiger Ton, mit Rollehmrösten		s T
	IV 24	Beigefarbener, lehmiger Sand mit wenigen BS-Steinen		l S
	IV 25	Weißer, tonig-lehmiger Sand		l S
	IV 26	Weißer, toniger Sand, mit wenigen BS-Steinen		l S
	IV 27	Weißer toniger Sand, mit wenigen BS-Steinen		l S
	IV 28	Weißer, toniger Sand, mit kleinen BS-Steinen und einigen Tonlinsen	10 YR 8/1	l S
	IV 29	Sandiger Ton mit schwacher Oxidationsfleckung		s T
	IV 30	Weißer, toniger Sand, mit Tonlinsen		l S
	IV 31	Rosastichiger, lehmiger Sand, mit Tonlinse und wenigen		l S
	IV 32	Weißer, lehmiger, lockerer (Fein-) Sand, mit BS-Steinen	10 YR 8/1	l S
	IV 33	Schwach rosastichiger, grobkörniger Sand, mit BS-Steinen	10 YR 8/2	l S
	IV 34	Weißer, lehmiger (Fein-) Sand	10 YR 8/1	l S
		Bohrung IV etwa bei 11,20 m im anstehenden BS-Saprolit aufgegeben!		

Zunächst sind die Sedimente im unteren Abschnitt des Bohrprofils als weißfarbene, tonige, aber primär sandige Substrate zu charakterisieren, die linsenförmige Einschaltung von Ton aufweisen oder Skelettanteile der Stein- und Blockfraktion enthalten. In besonderer Weise treten zwei Tonhorizonte (IV 23 und IV 29) hervor, die in das sandige Substrat eingebettet sind. Mit dem Horizont IV 17 tritt eine äolische Komponente in Form von Löß in den schwach sandigen, Holzkohle-führenden Sedimenten auf, die in den Horizonten IV 11 und 13 aufgrund der Blockführung als Solifluktionsmaterial klassifiziert werden können.

Die Horizonte IV 7 bis 10 stellen eine rein äolische Fazies dar, die bereits Überprägung durch bodenbildende Prozesse aufzeigt (IV 8/9). Die hangenden Schichten zeichnen sich wiederum durch eine sandige Komponente aus. Der Horizont IV 3 führt sogar Steine. Den Profilabschluß bildet eine geringmächtige Streu- und Humusauflage.

#### **7.4.3.2 Textur und weitere Untersuchungsparameter**

In eine zusammenfassende Darstellung (Abb. 29, Tab. 7) gingen die Laborergebnisse der Korngrößenbestimmung, pH-Wert-Messung, Bestimmung des Carbonat-Gehaltes und des Glühverlustes/LOI für die einzelnen Horizonte der Bohrung IV ein.

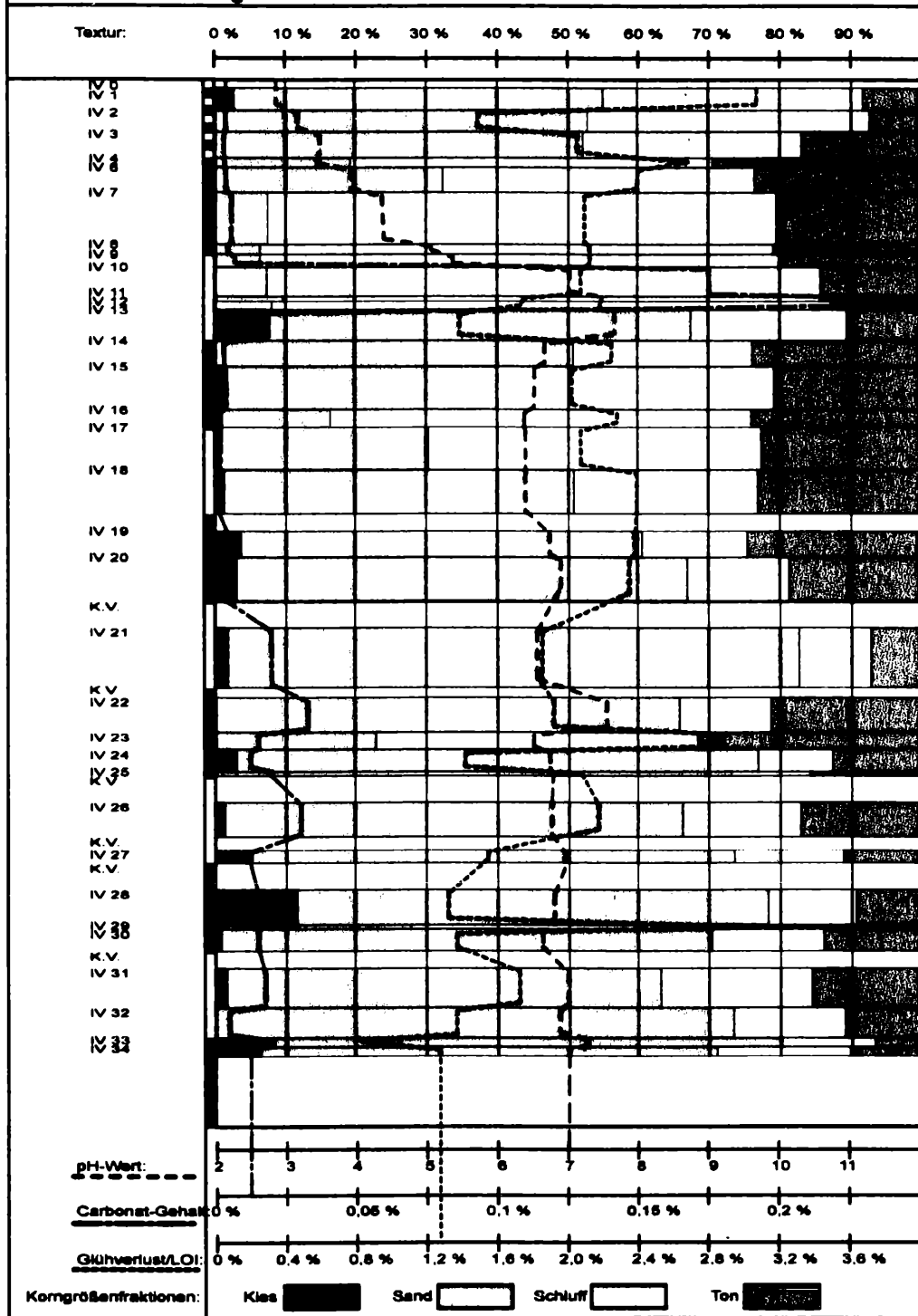
Des weiteren möchte ich die Aufmerksamkeit auf die Linie des pH-Wertes richten, die eindrucksvoll das Eindringen der Versauerungsfront mit pH-Werten unter 3 im Oberboden und allmählicher Neutralisierung bei zunehmender Tiefe verdeutlicht. Dieses Phänomen ist vermutlich auf die Einwirkung „Atmogener Säurebildner anthropogener Herkunft“ zurückzuführen, die „das Aziditätsmilieu der Böden nachhaltig“ verändern (VÖLKEL 1995: 8). Erst im dritten Bohrmeter (IV 10) nimmt der pH exakt neutrale Werte an, die sich in tieferen Profilabschnitten auch um den Neutralpunkt, meist im schwach sauren Bereich einpendeln. Von besonderer Auffälligkeit ist es, daß neutrale pH-Werte erstmalig in solchen Horizonten auftreten, die einen hohen Carbonat-Gehalt aufweisen. Dieser erreicht im Horizont IV 12, der als Rohlöß angesprochen wurde, beeindruckende Werte von über 10 %. Während sich im mittleren Bohrabschnitt in den Horizonten IV 14 - 20 nur sehr geringe Carbonat-Gehalte von 0,1 - 0,3 % ermitteln ließen, steigen die Werte in den tiefergelegenen Sedimenten wieder geringfügig an. Augenscheinlich korrelieren kleinere Schwankungen des Carbonat-Gehaltes mit den pH-Werten in diesem Abschnitt des Bohrprofils - übersteigt der Carbonat-Gehalt den Schwellenwert von 1 %, so stellt sich sogleich ein schwach alkalisches Milieu ein (z.B. Horizont IV 22 und IV 33). Auch das gegenläufige Phänomen konnte in den Horizonten IV 32 und IV 23 beobachtet werden: Bei sinkendem Carbonat-Gehalt stellt sich ein schwach saurer pH-Wert ein, wobei sich insbesondere im letzten Fall die Pufferwirkung der in der Tonfraktion vertretenen Schichtsilikate unter Freisetzung von Metallkationen bemerkbar

machen könnte. Bedeutsamer kommt offensichtlich die Pufferwirkung von Carbonaten zum Tragen, welche die  $H^+$ -Ionen irreversibel in eine undissoziierte Form unter Bildung von  $Ca^{2+}$ , Wasser und Kohlendioxid überführt - letzteres kann gasförmig entweichen. Als Ausnahme dieser beobachteten Regelmäßigkeit ist der Horizont IV 26 aufzuführen.

**Tab. 7: Bohrung IV/Buschgraben – Substratmerkmale**

Bohr- Nr.IV	Korngrößenfraktionen in Gew.-%				pH-Wert	Carbonat- Gehalt % $CaCO_3$	Glühverlust LOI % Gew. -Verlust
	Kies	Sand	Schluff	Ton			
1	2,76	52,31	36,60	8,33	2,9	0,1563	3,065
2	0,18	52,64	39,85	7,33	3,2	0,1667	1,488
3	0,06	52,02	31,01	16,91	3,5	0,1436	2,054
4	0,00	19,15	51,32	29,53	3,48	0,1520	2,679
6	0,00	32,16	44,24	23,60	3,94	0,1605	2,393
7	0,00	7,45	72,05	20,50	4,38	0,2333	2,092
8	0,00	6,42	72,87	20,72	5,07	0,2000	2,119
9	0,00	6,31	73,78	19,91	5,34	0,2532	2,108
10	0,00	7,48	78,45	14,07	7,02	7,0206	2,067
11	0,13	9,91	76,00	13,96	7,47	9,4716	1,747
12	0,00	8,23	79,09	12,69	7,45	10,2260	1,727
13	7,36	60,03	22,04	10,57	7,64	0,7670	1,384
14	0,08	50,62	25,67	23,62	6,67	0,1425	2,241
15	1,27	38,62	39,25	20,86	6,51	0,1632	2,019
16	0,00	16,37	59,72	23,91	6,37	0,0753	2,276
17	0,14	30,22	47,25	22,38	6,38	0,0753	2,067
18	1,33	49,65	26,14	22,88	6,68	0,0628	2,387
19	3,71	56,69	15,14	24,45	6,73	0,1757	2,376
20	3,27	63,72	14,42	18,59	6,89	0,0795	2,343
21	1,88	80,98	10,29	6,85	6,57	0,0795	1,859
22	0,00	65,88	13,20	20,93	7,56	0,1338	1,923
23	0,00	22,89	45,51	31,60	6,53	0,0627	2,877
24	3,16	73,98	10,45	12,40	6,76	0,0544	1,420
25	0,00	73,24	11,29	15,48	6,79	0,0837	2,082
26	0,79	65,04	16,56	17,60	6,8	0,1171	2,175
27	5,35	68,48	15,39	10,79	6,97	0,0544	1,547
28	11,65	66,85	12,63	8,88	6,82	0,0586	1,328
29	0,00	27,84	37,71	34,45		0,0001	3,073
30	0,62	69,99	15,72	13,67	6,66	0,0627	1,376
31	1,54	61,65	21,61	15,20	7,02	0,0669	1,728
32	0,13	73,65	15,95	10,26	6,90	0,0209	1,371
33	8,24	72,13	13,24	6,38	7,30	0,0837	0,840
34	6,47	64,70	19,05	9,78	7,02	0,0502	1,275

Abb. 29: Bohrung IV - Substratmerkmale



Der Gehalt an organischer Substanz bleibt mit Ausnahme der Horizonte IV 2 und IV 13 in den oberen Bohrm Metern nahezu konstant bei Werten um 2 % (Gewichtsverlust). Geringfügige Schwankungen treten im unteren Abschnitt des Bohrprofils auf, wobei besonders auffällig ein sprunghafter Anstieg in den Tonhorizonten IV 23 und 29 zu beobachten ist. Die LOI-Werte könnten insofern geringfügig fehlerhaft sein, als hier der Verlust an hygroskopischem Wasser in die Bilanzierung einging und damit höhere Gehalte an organischem Material angezeigt werden (BECK et al. 1994: 138). Eine ähnliche Fehlerquelle stellen carbonatreiche Substrate dar, wie z.B. die Horizonte IV 11 und 12, wo das Entweichen von CO<sub>2</sub> in den LOI-Wert einfließt.

### 7.4.3.3 Tonmineralogie

Insgesamt vier Proben der Bohrung IV wurden für tonmineralogische Untersuchungszwecke berücksichtigt. Dabei wurden Horizonte mit dominierender Sandfraktion aus dem mittleren Profilabschnitt (IV 22) und aus den unteren Bohrm Metern (IV 30/32) ausgewählt; daneben wurde der Tonhorizont IV 23 beprobt. In den meisten Proben ist eine Dominanz des Kaolinit in der Tonfraktion zu beobachten, wie aus dem direkten Vergleich der rel. Reflexintensitäten des Kaolinit und des Muskovit/Illit geschlossen werden kann. Letzterer tritt in allen Proben durch eine rel. breite Reflexbasis hervor, was auf kleine Korngrößen innerhalb der Tonfraktion hindeutet. Die Verschiebung der Reflexe zu größeren Winkeln bei nasser Fixierung von K<sup>+</sup> und Ca<sup>2+</sup> weist auf einen höheren Kristallinitätsgrad bei Kationenbelegung hin. Die Interferenzen des Kaolinit zeigen jeweils einen symmetrischen, scharfen Reflex, der allerdings bei unterschiedlicher Kationenbehandlung auch ganz unterschiedliche Reflexintensitäten des d001 und d002 bedingt (z.B. IV 22). Illit/Smectit-Wechselagerungen können allenfalls in vernachlässigbaren Spuren am Mineralbestand der Tone beteiligt sein - andeutungsweise treten die entsprechenden Reflexe in den Proben IV 30 und IV 32 auf.

## 8 Diskussion

### 8.1 Buntsandstein-Saprolit - Tiefenverwitterung versus hydrothermale Bildung

Im folgenden soll die tiefgründig-chemische Verwitterung des Buntsandsteins unter dem genetischen Aspekt beleuchtet werden: Ist der Gesteinszersatz auf eine Oberflächenverwitterung unter warm-humiden Klimabedingungen zurückzuführen, oder können etwaige alternative Verwitterungsbedingungen wie etwa hydrothermale Einwirkungen verantwortlich gemacht werden?

Zunächst äußert sich die tiefgründige Verwitterung des Buntsandsteins im Untersuchungsgebiet in einigen markanten physiognomischen Merkmalen:

Die bisweilen blütenweiße Färbung des Sandsteins tritt dabei makroskopisch besonders hervor und resultiert aus der intensiven Bleichung des Gesteins und/oder aus der (Um-) Neubildung des Tonminerals Kaolinit. Das Zweischichtsilikat konnte bereits röntgendiffraktometrisch in sämtlichen Proben als ein dominierender Bestandteil der Tonfraktion nachgewiesen werden und ist offensichtlich auf ein Verwitterungsmilieu mit intensiver Tonproduktion zurückzuführen. Die Diskussion der potentiellen Bildungsbedingungen der Kaolinite im Zuge einer tropisch/subtropischen Tiefenverwitterung oder unter hydrothermalen Bedingungen soll wichtige Erkenntnisse zur Genese der Verwitterungserscheinungen im Untersuchungsgebiet liefern. Daneben sollen einige im Gelände beobachtete morphologische Phänomene hinsichtlich ihres morphogenetischen Aussagewertes herangezogen werden.

### 8.1.1 Flächenhafte Verbreitung der Verwitterungsdecke

Die Verknüpfung der Kaolinvorkommen mit hydrothermalen Bildungsbedingungen scheint zunächst keineswegs abwegig, wenn man das Untersuchungsgebiet in die geologische Gesamtsituation des südwestlichen Sandstein-Spessarts einordnet: Nur wenige Kilometer in nördlicher Richtung tritt der Kristalline Vorspessart zutage, der u.a. auch durch tertiäre Vulkanite wie Olivinbasalte, Basanite, Limburgit und Phonolithe gekennzeichnet ist, die sich an SE-NW-gerichtete Bruchzonen orientieren (STETTNER 1981: 19). Mittels feldmagnetischer Untersuchungsmethoden (MÄUSSNEST 1985: 97 ff) wurden im Buntsandstein-Odenwald, unmittelbar westlich an das Untersuchungsgebiet angrenzend, tertiäre Basalte kartiert, die häufig mit abbauwürdigen Eisenerzvorkommen in Verbindung gebracht wurden (KLEMM 1933: 8 ff) Der Obernburger Graben im Süden des Arbeitsgebietes veranschaulicht die tektonische Zerstückelung des südwestlichen Sandstein-Spessarts (Vgl. BACKHAUS 1967 b: 165 ff). Auch die Eintragung der topographischen Karte 6121 Heimbuchenthal: „Erzgraben“ östlich des Klosters Himmelthal/Elsava läßt einen ehemaligen Abbau von Erzen vermuten, die eine pegmatitische Lagerstätte oder eine pneumatolithische Bildung im Zusammenhang mit Plutonismus darstellen könnten.

Aufgrund der vorgestellten Beispiele von Magmatismus in der näheren Umgebung des Untersuchungsgebietes muß die Möglichkeit von hydrothermalen Bildungsbedingungen unter Einwirkung kohlenaurer aszedenter oder meteorischer Wässer eingeräumt werden. In einem solchen Fall wäre die Kaolinitisierung „im Bereich tiefgreifender Störungszonen und Spaltensysteme“ (SPIES 1986: 155) zu erwarten, oder sie ist allgemein an hydrothermale Fronten gebunden. Hydrothermalkaoline sind demnach durch eine linienhaft-schlauchartige, allenfalls trichterförmige Verbreitung zu charakterisieren (JASMUND/ LAGALY 1993: 193).

Demgegenüber stehen die Beobachtungen im Gelände, die eine Kaolinitisierung, welche ausschließlich auf Gänge und Klüfte beschränkt ist,

keineswegs bestätigen können. Ganz im Gegenteil läßt sich eine flächenhafte Verbreitung der Kaoline nachweisen, die aufgearbeitet als Graulehm am Eichelsberg und Roßbacher Höhe eine etwa 3 km<sup>2</sup> große, zusammenhängende Fläche einnehmen, während die eher inselhafte Verbreitung am Plattenberg, Dörnethshöhe und Kirchhöhe mit etwa 2 km<sup>2</sup> abgeschätzt wurde (Vgl. Abb.2). Da große Flächen von pleistozänen Lössen überdeckt werden, ist von einer entsprechend umfangreicheren Ausdehnung von kaolinitreichen Sedimenten unterhalb der quartären Bedeckung auszugehen. Diese These wird u.a. durch den Nachweis eines Graulehms unter einer mehrere Meter mächtigen Deckschicht aus Löß im Profil „Steinbruch-Mitte“ (Vgl. Tab. 3) gestützt.

Selbst eine Kaolinitisierung, gebunden an ein Kluftsystem, beinhaltet nicht zwangsläufig die Forderung nach Mineralumbildung und -neubildung unter Einfluß von postvulkanischen Wässern. Nach PETROV (1976: 147 ff) ist das linienhafte Auftreten von Kaolinen auch typisch für gekappte Verwitterungsdecken, wobei die Zonen der günstigeren Wasserwegsamkeit und damit höherer Verwitterungsintensität neben frischem Gestein angeschnitten werden. Im Untersuchungsgebiet ist der Abtrag der Verwitterungsdecke allerdings nicht soweit fortgeschritten, daß nur noch linienhafte Zonen der Kaolinitisierung in Erscheinung treten würden.

In diesem Zusammenhang sollte nicht unerwähnt bleiben, daß Deckschichten aus aufgearbeitetem Saprolit regelhaft auf Kuppen und plateauartigen Verebnungen verbreitet sind. Sollte die bereits geäußerte Vermutung zutreffen, daß insbesondere im Sandstein-Vorspessart Schwächezonen in Form von tektonischen Bruchzonen durch das rezente Talnetz nachgezeichnet werden, so müßte eine Kaolinitisierung orientierend an hydrothermale Fronten stets von den Tälern und Schluchten her auf den anstehenden Buntsandstein übergreifen. Einen entsprechend gegenläufigen Sachverhalt ergab der Geländebefund kaolinitisierte Sedimente, aufgearbeitet als Graulehme, gestalten heute vornehmlich die kuppigen und plateauartigen Lagen, was als Argument für eine Verwitterungsgenese unter feucht-warmen Klimaverhältnissen und gegen hydrothermale Bildungsbedingungen ins Felde geführt werden kann.

### **8.1.2 Vertikale Differenzierung der Buntsandsteinverwitterung**

Neben der Berücksichtigung der flächenhaften Verbreitung von weißverwitterten Sedimenten ist es sicherlich notwendig, auch in vertikaler Richtung zu differenzieren. Die Bohrung XVI, die direkt auf der Kuppe des Plattenbergs (275 m NN) niedergebracht wurde (Vgl. Abb. 2), förderte ausschließlich weißfarbene, tonig-sandige Substrate zutage, die auf einen hohen chemischen Verwitterungsgrad schließen lassen. Die Bohrung mußte bei 3,80 m aufgegeben werden, da sich die Sedimente so gipsartig verfestigten, daß der Bohrstock nur mit Mühe gezogen werden konnte. Die Vermutung liegt nahe,

daß dort der autochthone Saprolit erbohrt wurde, der in diesem Höhenniveau offensichtlich als lockere, grabbare Varietät vorliegt.

Die stein- und blockfreien Sedimente in den Horizonten XVI 7 bis XVI 14 sind nicht etwa einem Graulehm zuzuordnen, sondern bestätigen vielmehr die geäußerte Vermutung einer autochthonen Verwitterungsdecke im Untergrund.

In offengelassenen Steinbrüchen entlang des Plattenberges, in denen bis 1950 Buntsandstein für Bauzwecke und zur Anlage der Weinbergsmauern gebrochen wurde, sind die triasischen Sedimentgesteine - vermutlich dem unteren Miltenberger Sandstein zugehörig (suMu) - etwa 15-25 m hoch aufgeschlossen. Der Sandstein im unteren und mittleren Abschnitt der Abbauwand präsentiert sich völlig unberührt von chemischen Verwitterungseinflüssen in den typischen rot-violetten Farben. Möglicherweise ist in den Steinbrüchen am Plattenberg aber im oberen Bereich der Abbauwand bei etwa 180 m NN (etwa 68 m über dem Mainniveau) die Basis der Verwitterungsdecke aufgeschlossen. Die Bleichung des Sandsteins, die sich offensichtlich an dem vorhandenen Kluftnetz orientiert (Trennfugenverwitterung), ist dort nicht ohne weiteres einsehbar, da die Gesteinsoberfläche von sandigem, hämatitischem Verwitterungsmaterial bedeckt ist. Erst nach dem Entfernen der Schmutztapete kommt ein gebleichter Sandstein zum Vorschein (Abb. 33). Tatsächlich finden sich im Steinbruch-Mitte der prototypische, rot-violettfarbene Buntsandstein im unteren Bereich, vergesellschaftet mit weißgebleichtem Sandstein im oberen Profilabschnitt. Abb. 32 zeigt zwei Bruchsteine aus dem Steinbruch-Nord, die in zwei verschiedenen Höhenniveaus gebrochen wurden. Weißverwitterter Sandstein besitzt offensichtlich noch entsprechende Qualitäten als Bausandstein. Er fand Verwendung beim Bau verschiedener Gebäude Kleinwallstadts, wie dem Pfarrhaus oder der Gaststätte „Zur Krone“ und wurde auch für Steinmetzarbeiten verwendet, wie es z.B. der Sockel der Holzfigur „Hl. Sebastian“ und der Taufstein in der Pfarrkirche Kleinwallstadt demonstrieren.

Sollte es sich bestätigen, daß die Weißverwitterung des Sandsteines bis in ein Höhenniveau von etwa 180 m NN in den Steinbruchaufschlüssen durchgehend vorliegt, so kann die derzeitig erhaltene Mächtigkeit der Verwitterungsdecke mit nahezu 100 m veranschlagt werden. Diese Angaben wären insofern fehlerhaft und müßten nach oben korrigiert werden, wenn man eine noch tiefergründige Verwitterung über die Basis der Weißverwitterung hinaus annimmt, die zunächst makroskopisch nicht wahrnehmbar ist (Vgl. hierzu FELIX-HENNINGSEN 1990: 111). Ferner ist am Plattenberg von einem gekappten Profil auszugehen, da zumindest der autochthone Boden der Verwitterungsdecke bereits der Abtragung unterlag.

Die anhand der Bohrung XVI und den Steinbruchaufschlüssen ermittelte Gesamtmächtigkeit der Verwitterungsdecke von etwa 100 m könnte aber auch zu hoch gegriffen sein, wenn man die in den Steinbrüchen bei 180 m NN





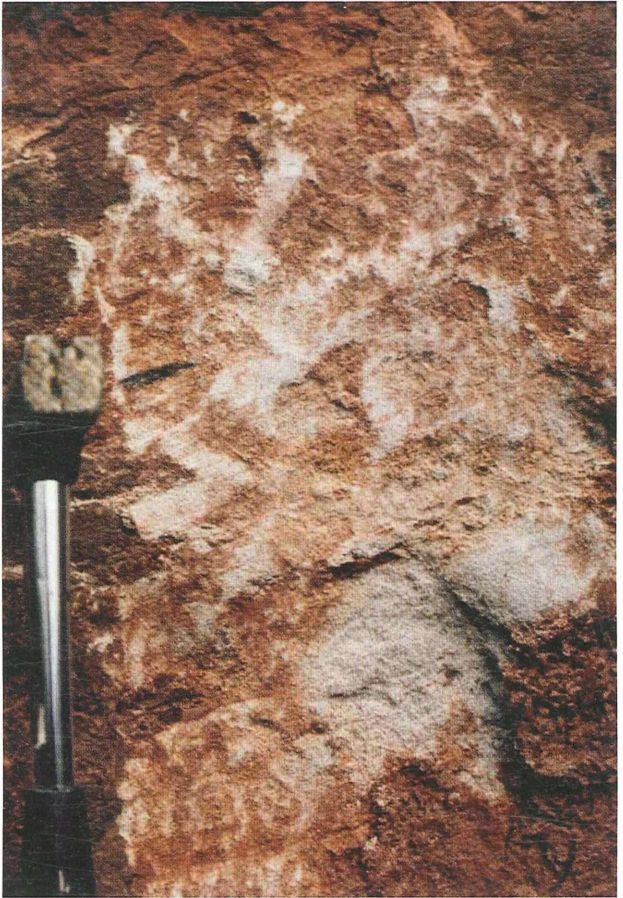
**Abb. 30:** Profil Dörneth/Buschgraben



**Abb. 31:** Profil Sange/Buschgraben



**Abb. 32:** Bruchsteine aus verschiedenen Niveaus



**Abb. 33:** Gebleichter Buntsandstein unter sandigem-eisen-oxidischem Verwitterungsmaterial im Steinbruch-Mitte

beobachtete Weißverwitterung des Sandsteines verstärkt auf laterale Bleichung durch ein fließendes Gewässer zurückführt, was letztendlich sehr naheliegt, wenn man die fluviatile Einwirkung des ältestpleistozänen Mains in diesem Niveau annimmt.

Vergleicht man die Gesamtmächtigkeit der Verwitterungsdecke mit den Verwitterungstiefen in der Nordostefel von 100 - 150 m über devonischem, sedimentären Ausgangsgestein (SPIES 1986: 158), so sind die Werte im Untersuchungsgebiet mit etwa 100 m allerdings durchaus als realistisch zu betrachten.

Bei chemischen Verwitterungsprozessen kommt der Wasserwegsamkeit des anstehenden Gesteins eine besondere Bedeutung zu. Offensichtlich bieten stark geklüftete und poröse Schluff- und Sandsteine durchaus günstige Voraussetzungen für chemische Verwitterungsprozesse, die im allgemeinen an das Medium Wasser gebunden sind.

Ein vollständiges Profil der tiefgründigen Verwitterung des anstehenden Buntsandsteins und eine Typisierung von morphogenetischen Einheiten können aufgrund ungenügender Aufschlußverhältnisse nicht vorgestellt werden. Letztendlich wäre zu diesem Zwecke die Abteufung einer Kernbohrung notwendig, um ein vollständiges, differenziertes Profil des Saprolits zu erhalten. In verschiedenen Aufschlüssen, wie z.B. Profil Dörmeth, Sange I, Eichelsberg I, und Roßbach I sind in verschiedenen Höhenlagen jeweils nur sehr kleine Einheiten des weißverwitterten Buntsandsteins der Bleichzone angeschnitten.

Als Synthese der geschilderten Sachverhalte kann man folgern, daß es sich im süd-westlichen Sandstein-Spessart tatsächlich eine von oben nach unten gerichtete, also von der ehemaligen Landoberfläche ausgehende, die tieferen Formationen des Buntsandsteins erfassende Verwitterungsdynamik handelt. Diese Beobachtungen stehen wiederum im Widerspruch zu hydrothermalen Bildungen, deren Verwitterungsprozesse von unten nach oben tendieren müßten, weshalb derartige Bildungsbedingungen ausgeschlossen wurden.

### **8.1.3 Gewässernetzdichte**

Das Untersuchungsgebiet ist charakterisiert durch ein markantes System von Schluchten, welche die Lockersedimente der quartären Deckschichten zerfurchen und darüber hinaus den Saprolit anschneiden (Vgl. Buschgraben-Querprofil/ beiliegende Karte). Nur der Kohlplatzgraben führt ein perrenierendes Gewässer, gespeist durch die 'Einsiedels'-Quelle im mittleren Schluchtverlauf. Währenddessen weisen sämtliche tributären Schluchten, wie z.B. der Einsiedelsgraben, Sangegraben und der Buschgraben ein episodisches, allenfalls ein periodisches Fließgerinne auf. Alle weiteren Schluchten niedrigerer Ordnung besitzen kaum einen oberflächigen Abfluß, was aus der

geschlossenen Laubdecke entlang der Tiefenlinie gefolgt werden kann. Die Entstehung solcher Schluchten ist nicht zwangsläufig an ein immerfließendes Gewässer gebunden, sondern kann bei fehlender Vegetationsstabilisierung durchaus auf periodische Abflußereignisse z.B. nach Starkregenergiegüssen (Vgl. GEGENWART 1952) zurückgeführt werden. Wie am Beispiel des Buschgrabens nachgewiesen werden kann, sind im Bereich der rezenten Zerkfurchungen auch die fossilen Abflußrinnen des ausgehenden Tertiärs und des Pleistozäns zu erwarten.

Über Buntsandstein sind aufgrund der guten Wasseraufnahmefähigkeit i.d.R. geringe Taldichten zu erwarten, wie z.B. im Buntsandstein-Odenwald von 0,6 - 0,7 km/km<sup>2</sup> (KERN 1995: 23). Das vorliegende rel. dichte Talnetz insbesondere zwischen Plattenberg und Kirchhöhe von 14,5 km/km<sup>2</sup> könnte zum einen auf die Konservierung tertiärzeitlicher oder auch pleistozäner Talsysteme zurückzuführen sein, die sich durch entsprechend humidere Klimaverhältnisse auszeichneten. In diesem Zusammenhang soll noch erwähnt werden, daß sich die Physiognomie des Talnetzes im Verbreitungsbereich der Verwitterungsdecke mit einer zentripetalen Entwässerung ausgerichtet auf den Kohlplatzgraben und das Fließgewässer bei Hausen deutlich vom allgemeinen Fließbild der Gewässer des Südwest-Spessarts abweicht. Wie aus der Orohydrographischen Karte 1: 100 000 deutlich hervorgeht, sind die Gewässer vornehmlich im schachbrettartigem Muster angeordnet und zeichnen offensichtlich die tektonische Linien des Untergrundes nach.

Das dichte rezente Talnetz könnte demzufolge ein Relikt aus der Zeit des ausgehenden Tertiärs darstellen und intensive, chemische Verwitterungsaktivitäten eines tropisch/subtropischen bzw. tropoiden (i.S. BÜDEL'S 1981) Klimas dokumentieren.

#### **8.1.4 Tonmineralogie**

Bereits bei der Kartierung von Graulehmen aus Buntsandstein-Saprolit wurden keinerlei Trockenrisse im tonig-sandigen Solifluktionsmaterial festgestellt, die, je nach Wassersättigung, auf Quellungs- und Schrumpfungsprozesse hätten schließen lassen. Dementsprechend konnten bereits Strukturen ohne innerkristalline Quellfähigkeit angenommen werden, die am Aufbau der Tonfraktion beteiligt sind, was sich letztendlich durch die röntgen-diffraktometrischen Untersuchungen bestätigte. Hier wurden Kaolinit und Muskovit/Illit als dominierende Elemente der Tonfraktion bestimmt, die im folgenden unter dem genetischen Gesichtspunkt näher betrachtet werden sollen.

Der 10 Å-Reflex der Röntgendiffraktogramme (Abb. 9, 10 und 11) ist zunächst auf den gesteinsbürtigen Gehalt an Muskovit zurückzuführen, der nach mechanischer Zerkleinerung der sedimentären Muskovitschüppchen auch als detritische Komponente in der Tonfraktion vorliegt. Inwieweit eine

randliche Aufweitung der Z-Schichten und einhergehender Kaliumverlust zu einer partiellen oder vollständigen Illitisierung der Glimmer beigetragen hat, kann nur über die Interpretation der Peakbasis (Asymmetrie - Peakbreite) oder Auftreten von Illit/Smectit-Wechselagerungen als Übergangsprodukt nachgewiesen werden. In der Regel liegt in den untersuchten Proben ein vernachlässigbarer Illitisierungsgrad des Muskovits vor, es sei denn, die Proben wurden aus oberflächennahen Horizonten genommen (Ha 6, Tonhorizont Wörth).

Die Glimmerverwitterung ist mit einem schwach sauren, nicht zu K<sup>+</sup>-armen Milieu mit mäßiger Entwässerung assoziiert, wie sie etwa in gemäßigten und kühlen Klimaten der mittleren und höheren Breiten realisiert sind (HEIM 1990: 62; MÜCKENHAUSEN/SCHALICH 1982: 176 ff). Die nachweisbare Illitisierung des Muskovits wurde deshalb als pleistozäne Bildung gewertet; mitunter kann man auch rezente Bedingungen annehmen (DOBNER in WEINIG ET AL. 1986: 478). Bemerkenswert ist die angedeutete Glimmerverwitterung, die im Röntgendiffraktogramm einer Probe der Klingenger Tonerlagerstätte (Probe Kli 1) beobachtet werden konnte (Vgl. DOBNER 1987: 133: Mineralogische Untersuchungen ergaben 61 % Kaolinit, 10 % Glimmer (Muskovit), 25 % Quarz und Feldspat, sowie 4 % Montmorillonit). Die Tone wurden von DOBNER ET AL. (1986: 475; 1987: 131) als Seeablagerungen in das Pliozän gestellt. Die geringfügige Illitisierung könnte dann ein (kühl-) gemäßigtes Klima bestätigen, wie es bereits für das ausgehende Pliozän angenommen werden kann (SCHWARZBACH 1993: 213). Hauptbestandteil der Klingenger Tone, wie auch sämtlicher Sedimente im Untersuchungsgebiet, ist jedoch der Kaolinit, der völlig andersartige Bildungsbedingungen voraussetzt:

Kaolinit ist zunächst als weitverbreitete silikatische Verwitterungsneubildung zu charakterisieren. Gemeinhin werden intensive Verwitterungsprozesse unter tropisch bis subtropischen Klimaten neben dem marinen Bildungsmilieu und dem Einfluß postvulkanischer, hydrothermaler Wässer zur Genese der Kaolinite gefordert (HEIM 1992: 57, JASMUND/LAGALY 1993: 33). Das Auftreten von Kaolinit kann demnach nicht als Garant festländischer Verwitterung unter feucht-humiden Bedingungen gelten, wenn auch hydrothermale Bildungsbedingungen eingeräumt werden müssen.

Hydrothermalkaoline werden in der Regel von der polytypen Strukturvariante Dickit begleitet, der als Anzeiger der thermischen Einflüsse zu betrachten ist (SPIES 1986: 10). „Die Dickitneubildungen innerhalb der kaolinisierten Gesteinskomplexe können syngenetische Ausfällungen in durch thermale Wässer entstandenen Gesteinszersätzen darstellen. Ebenso ist aber eine sekundäre Beeinflussung von Saproiliten und Gesteinszersätzen durch ascedente thermale Wässer möglich.....“ (SPIES 1986: 156). KEDDEINIS (1967) konnte Dickit als Klufftmineral im Buntsandstein der Nordostifel nachweisen und postuliert deshalb ebenfalls hydrothermalen Einfluß.

Der Nachweis von Dickit über die röntgendiffraktometrischen Untersuchungen fiel in allen untersuchten Proben des Untersuchungsgebietes negativ aus. Anhaltspunkt war die Auswertung der Röntgendiffraktogramme der Erhitzungspräparate (550 °C). Der 7 Å-Reflex verschwindet in sämtlichen Proben vollständig, was in der thermischen Instabilität des Kaolinitis begründet ist. Dagegen ist der Dickit thermisch stabil (bis 650°C - Mündliche Mitteilung von Prof. Dr. P. FELIX-HENNINGSSEN) und müßte als „Rest-“ Reflex bei 14 Å in Erscheinung treten. Aus dem vollständigen Fehlen dieses Reflexes wurde ein Dickit-freier Mineralbestand der Tonfraktion gefolgert. Als Mineral der Kaolingruppe ist offensichtlich nur der Kaolinit vertreten, womit intensiv chemische Verwitterungsprozesse unter präpleistozänen tropisch bis randtropischen Klimaten mit einem hohen Sicherheitsgrad angenommen werden können.

ZERSCHWITZ (1969: 402) hat sich mit dem Problem befaßt, inwieweit der Mittlere Buntsandstein am Stromberg/Eifel durch postvulkanische Aktivität verändert wurde. Dabei konnte er Montmorillonit und Nontronit im Tonmineralspektrum nachweisen und deren Bildung mit hydrothermalen Einflüssen in Verbindung bringen. Das Fehlen der aufgeführten Minerale in den hier untersuchten Proben liefert ein weiteres Argument gegen postvulkanische, hydrothermale Verwitterungsbedingungen.

Der Nachweis von Kaolinit im Tonmineralspektrum der untersuchten Proben ist deshalb sehr bedeutsam, da er bezüglich seiner paläoklimatischen Aussagekraft als sehr zuverlässig einzustufen ist, wie FELIX-HENNINGSSEN (1990: 98) feststellt: „Kaolinit ist ein stabiles Zeigermineral für mesozoisch-tertiäre Verwitterungsprodukte, seine Neubildung oder Veränderung im Quartär war bedeutungslos“.

## 8.2 Fluviale Überprägung des Buntsandstein-Saprolit

In der Bohrreihe und in den Profilen, die im oberen Abschnitt des Buschgrabens angelegt wurden, konnte ein Paläotal aufgeschlossen werden, welches mit einem komplex aufgebauten Sedimentkörper von etwa 10 m Mächtigkeit gefüllt ist. Besonders auffällig ist die Talasymmetrie mit einem nach S exponierten und terrasierten Hang flacher Neigung, während der Nordhang durch steilere Neigungsgrade in Erscheinung tritt. Diese asymmetrische Hohlform ist offensichtlich auf fluviale Morphodynamik zurückzuführen. Der Sohlenverlauf der Bohrungen VII, IV, XIV und VI nimmt den Charakter von Erosionsterrassen im Buntsandstein-Saprolit an.

Die Talhohlform wurde in einer anschließenden Phase vorherrschender Akkumulation wieder verfüllt. Die eingetragenen Sedimente wurden bis zu einem bestimmten Niveau als fluviale Akkumulationen aufgefaßt, bzw. auf oberflächige Abspülvorgänge an den Hängen zurückgeführt. Mitunter ist eine schlammstromartige Sedimentation in die bestehende Hohlform anzunehmen.



### 8.2.1 Fluvial geprägtes Relief im Untersuchungsgebiet

In unmittelbarer Nähe des rezenten Mainlaufes muß bei der Betrachtung morphogenetischer Prozesse der fluvialen Formung durch den pleistozänen Main und durch ein tertiärzeitliches Urmainssystem in größeren Höhenlagen besondere Bedeutung beigemessen werden. Immer wieder treten Flächen im Gelände, wie auch im Kartenbild der topographischen Karte 1 : 10 000 in den gleichen Höhenniveaus in Erscheinung (Vgl. hierzu Abb. 2, sowie DIETZ 1978: Karte 1). Besonders erwähnenswert erscheint mir das Niveau von etwa 255 m NN, welches zweimalig im Bereich einer paßähnlichen Einmündung auftritt. Zum einen ist dies die Höhe 253 m NN SW des Sportplatzes in Hausen (R 35 14 500, H 55 26 600), zum anderen bei der Höhe 255,7 m NN an der Kleinwallstädter Waldkapelle zwischen Plattenberg und Geißberg (R 35 13 470, H 55 27 340). In beiden Beispielen treten Zerrfurchrinnen an die Paßregion heran wie der Sangegraben und der 'Große Graben' oder der Einsiedelgraben und der Föhresgrund. Hier können zum einen die tektonische Zerrüttung des Untergrundes als Erklärungsanstz herangezogen werden, zum anderem die Reliefsituation selbst dazu beigetragen haben, daß dort durch die Einwirkung fließender Gewässer Rinnensysteme in den Deckschichten angelegt wurden. Sie zeichnen vermutlich ältere Rinnensysteme nach (Vgl. mehrere Talbildungsphasen am Buschgraben).

Bei hypsographischer Betrachtung des Plattenberges und der Kirchhöhe könnte man erwägen, daß es sich hier um Umlaufberge handelt, die von einem tertiärzeitlichen, offensichtlich mäandrierenden Flußsystem großer Sinosität umflossen wurden. Daß ein solcher Fluß eines Urmainsystems ursprünglich ein ostwärts verlagertes Flußbett innerhalb eines sehr weitgespannten Flachmuldentales eingenommen hat, vielleicht sogar im Bereich der tiefer abgesenkten Schollen im System des Obernburger Grabens floß, ist nicht unrealistisch. Sandvorkommen in unterschiedlichen Höhenniveaus, die als fluviale Akkumulationen angesprochen werden könnten, mögen diese These unterstützen.

Im Zuge einer fortschreitenden Einschneidung und sukzessiven Tieferlegung des Mainbettes wurden die Pforten 253 m NN und 255,7 m NN nicht mehr benutzt, so daß der gesamte Bereich zwischen Plattenberg und Kirchhöhe den Charakter eines Talkessels gewann, der vermutlich von einer Mäanderschleife des pliozänen Mains erfaßt wurde. Dies scheint durchaus plausibel, wenn man die Ausbildung von Plateauterrassen westlich und südlich der Kirchhöhe im Niveau von etwa 230 m NN (Obere Übergangsterrasse nach KÖRBER 1962, Karte 3; Abb. 2) berücksichtigt.

Inwieweit der pliozäne Main, bzw. ein Seitenarm, an den Formungsprozessen im engeren Untersuchungsgebiet am Buschgraben beteiligt war oder ob die Morphodynamik von einem tributären Fließgerinne ausging, bedarf noch einer genaueren Nachforschung. Einige Aspekte sprechen für die Tätigkeit eines Nebenflusses, bzw. für oberflächige Spülvorgänge, wie z.B. die geringe

Transportweite der tonig-sandigen Sedimente, das Fehlen von Leitgeröllen aus anderen geologischen Formationen und die gesamtgeomorphologische Situation (Talkessellage).

## **8.2.2 Materialherkunft**

Unweigerlich stellt sich die Frage nach dem Liefergebiet der tonig-sandigen Sedimente der alten Talverfüllung. Einige Indizien sprechen für einen nur sehr kurzen Materialtransport in wässrigem Milieu und argumentieren deshalb für die nähere Umgebung als potentiell Liefergebiet.

### **8.2.2.1 Vergleich Buntsandstein-Saprolit - Lockersedimente**

Zunächst gibt ein direkter Vergleich verschiedener Sedimentmerkmale mit denen des anstehenden Buntsandstein-Saprolits wichtige Hinweise. In beiden Fällen stellen Quarkörner der Sandfraktion die Grundmatrix bereit, die im Falle der Lockersedimente mit tonigen Elementen verkittet, bzw. gebunden sind. Der Buntsandstein enthält gleichfalls tonig, eisenoxydisch oder quarzitisches gebundene Sandsteinbänke, die im Rahmen größerer Sedimentationszyklen von Wechselfolgen abgelöst werden (z.B. SEMMEL 1976: 26). Demnach ist auch die Einschaltung von Ton- und Schluffsteinen im stratigraphischen Aufbau regelmäßig zu beobachten. Die Terrassensedimente sowie der anstehende Buntsandstein treten beide durch eine markante Weißfärbung in Erscheinung und lassen sich auch nach petrologischen Merkmalen durchaus vergleichen, weshalb die Schlußfolgerung von Abtragung, Transport und Resedimentation des saprolitisierten Sandsteinmaterials sehr nahe liegt. Die Sedimente der Talverfüllung können demnach als fluviatile Umlagerungssedimente verstanden werden, die in lagerstättenkundlichen Arbeiten (z. B. STÖRR 1983) noch zur Verwitterungsdecke selbst gezählt werden. In dieser Arbeit soll allerdings konsequent in Umlagerungssedimente und Buntsandstein-Saprolit differenziert werden.

### **8.2.2.2 Stratigraphische Einordnung in ein standardisiertes Saprolitprofil**

Die Ergebnisse der tonmineralogischen Analyse ermöglichen die Einordnung der Sedimente in ein standardisiertes Saprolitprofil, welches in vertikaler Richtung in Zonen charakteristischer Tonmineralzusammensetzung gegliedert werden kann. FELIX-HENNINGSEN (1990: 65 ff und 118 ff) konnte innerhalb der mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke des Rheinischen Schiefergebirges über devonischen Schiefen als Ausgangsgestein einen Übergang von Chloriten in den unteren zu Kaoliniten in den oberen Saprolitzonen

nachweisen. Dabei sind Stadien einer Smectit-Zone nahe der Verwitterungsbasis in vornehmlich reduzierendem Milieu und einer Chlorit-Vermiculit-Wechselagerungszone in der Oxidationszone zwischengeschaltet. Die Parallelisierung dieser zonalen Gliederung mit dem Saprolit im Bereich des Sandstein-Spessarts scheint insofern problematisch, als die primären Ausgangsgesteine erheblich differieren.

Zur Tonmineralanalyse wurden zunächst keine Proben aus dem Buntsandstein-Saprolit genommen, allerdings konnten jüngere Untersuchungen zum Tonmineralbestand des Buntsandsteins, entsprechend dem devonischen Ausgangsgestein im Rheinischen Schiefergebirge, ebenfalls primären Chlorit als ein wesentliches Mineral der Tonfraktion nachweisen (BECHER 1965: 597ff, SALGER/SCHWARZMEIER 1987: 94, FRANTZ 1990: 91). Demzufolge könnte man im Bereich des Buntsandstein-Saprolits annähernd adäquate Prozesse der Tonmineralneubildung mit fortschreitender Kaolinitisierung der primären Chlorite vermuten. In diesem Zusammenhang ist die Beobachtung einer vollständigen Kaolinitisierung im Bereich der Bleichzone („mCewj“) im Saprolit der Nordostefel (FELIX-HENNINGSEN 1990: 65) bedeutsam. Die Vermutung liegt nahe, daß die Umlagerungsprodukte am Buschgraben aufgrund des vergleichbaren Tonmineralbestandes als Abtragungsprodukte der Bleichzone des Buntsandstein-Saprolits anzusehen sind.

In den verschiedenen Zonen des Saprolits im Rheinischen Schiefergebirge ist zunächst keine fortschreitende Illitisierung des Muskovits zu beobachten, was aus der Bilanzierung der Kt-Gehalte und symmetrischen 10 Å-Reflex in den Röntgendiagrammen der Reduktionszone bis zur Bleichzone abgeleitet wurde (FELIX-HENNINGSEN 1990: 42). Demgegenüber stehen die tonmineralogischen Befunde der Buschgraben-Sedimente, die sämtlich eine schwache Asymmetrie zu kleineren Winkeln aufweisen, welche auf einen bestimmten Gehalt an Illiten zurückgeführt werden kann. Die Verbreiterung der Reflexbasis läßt ebenfalls zu Illiten tendieren, die offensichtlich eine randliche Aufweitung erfahren haben und deshalb auf eine einsetzende Glimmerverwitterung hindeuten. Vergleichbare Beobachtungen konnten im Rheinischen Schiefergebirge bei der Untersuchung von Graulehmen gemacht werden (FELIX-HENNINGSEN 1990: 109). Adäquat zur Graulehmgenease könnten deshalb kühl-gemäßigte Klimateinflüsse während der Akkumulationsphase der Buschgraben-Sedimente angenommen, bzw. kann eine postsedimentäre kaltzeitliche Überprägung der Sedimente verantwortlich gemacht werden.

Zusammenfassend läßt sich also feststellen, daß nach dem Mineralbestand in der Tonfraktion die Sedimente am Buschgraben dem Bleichhorizont des standardisierten Saprolitprofils zugeordnet werden können. Sie müssen als Abtragungsprodukte der Bleichzone verstanden werden, die in näherer Umgebung des Liefergebietes wieder sedimentiert wurden, ohne daß sich der Mineralbestand während der Umlagerungsphase änderte. Bereits nach morphologischen Merkmalen konnten die Sedimente mit der Bleichzone assoziiert werden, da sie im Erscheinungsbild vergleichbar, einmal in rel.

fester Form (Saprolit), zum anderen in rel. lockerer Form (Lockersediment) vorliegen. Die Lockersedimente lagern unmittelbar gebleichtem Sandstein (Bleichzone) auf, wie es die Profile Dörneth und Klebsandgrube verdeutlichen.

### 8.2.3 Sedimentmerkmale des Aufschüttungskomplexes

#### 8.2.3.1 Korngrößenfraktionen

Im allgemeinen ist in den fluviatilen Sedimenten des Buschgrabens eine starke Dominanz der Sandfraktion im Korngrößenspektrum festzustellen. Die Werte liegen in den primär sandigen Horizonten zwischen 81 und 61 Gew.% der Sandfraktion, während sich die restlichen Anteile etwa gleichmäßig auf die Schluff- und Tonfraktion verteilen.

Ein äolischer Eintrag, der sich im Korngrößenspektrum im Bereich der Schlufffraktion, insbesondere der Grobschluffe, bemerkbar machen würde, konnte nicht beobachtet werden. Die Fraktionierung der Schluffkorngröße erbrachte in den meisten Horizonten geringfügig größere Anteile im Feinschluffbereich. Die Schluffkomponente ist vermutlich auf den Eintrag feinklastischer Sedimente des Buntsandsteins zurückzuführen. Darüber hinaus wurde bereits darauf hingewiesen, daß u.a. auch Kaolinite in der Schlufffraktion auftreten können, wenn sie günstige Kristallisationsbedingungen vorfinden, die nach HEIM (1990: 54) auch unter Oberflächenbedingungen gegeben sind.



**Abb. 35:** Mikromorphologie des Horizontes X 17 (Bohrung X), 200-facher Vergrößerung

Die Betrachtung der mikromorphologischen Gefügemerkmale, exemplarisch dargestellt am Horizont X 17 der Bohrung X (Abb. 34), veranschaulicht eine weiße Feinmasse, die als zusammenhängende Kutane verschiedene Quarzkörner umhüllt. Ob es sich um schichtförmig aufgebaute Kutane handelt, die auf nachträgliche Einwaschung von Ton schließen läßt, kann nicht festgestellt werden und bedarf der Untersuchung unter dem Rasterelektronenmikroskop. Die glatte Aggregatoberfläche spricht für die Tonsedimentation in wässrigem Milieu, welche die Möglichkeit der Einregelung der plättchenförmigen Tonminerale auf der Quarzkornoberfläche ermöglicht.

### **8.2.3.2 Grobklastische Komponenten**

Die Sedimente, die als fluviatile Akkumulationen angesprochen wurden, zeichnen sich durch einen Skelettanteil aus, der nicht näher quantifiziert werden kann. Auch qualitative Aussagen lassen sich nur in sehr beschränktem Maße treffen, da von einer starken mechanischen Beeinflussung während der Bohrtätigkeit auszugehen ist.

Eine Zurundung der grobklastischen Komponenten, die Kies- bis Blockgröße erreichen, läßt sich nicht ohne weiteres nachweisen: Zum einen zeichnet sich das enthaltene Skelettmaterial durch einen hohen Verwitterungsgrad aus, der beim Transport in fluviatilem Milieu eher einen selektiven Abrieb erwarten läßt, da Verwitterungsdiskontinuitäten herauspräpariert werden - deshalb stellt sich die Frage, ob überhaupt gutgerundetes Geröllmaterial erwartet werden kann, zumal man von einem eher kurzen Transportweg ausgehen muß. Zum anderen werden die Steine beim Schlagbohren mit hohen Taktfrequenzen i.d.R. mechanisch derart bearbeitet, daß die ursprüngliche Form kaum mehr nachzuvollziehen ist. Größere Blöcke, die beim Bohrvorgang durchschlagen werden können, finden sich im Bohrstock oft als plattige Absonderungen, wie beispielsweise Horizont VIII 18.

KÖRBER (1959: 409 ff) hat in Sedimenten, die im Bereich des Aschaffener Beckens zur Ablagerung kamen und eindeutig als Oberpliozän angesprochen wurden, gröbere Schotter beschrieben, die nach seinen Beobachtungen aus „mürben, gebleichten und mäßig gut gerundeten grobkörnigen Buntsandstein-Geröllen .....“ bestehen. Eine Assoziation mit den grobklastischen Komponenten im Untersuchungsgebiet liegt nahe.

### **8.2.3.3 Rotlehmlinsen in Sedimenten**

Erstmalig wurde im Profil Roßbach II ein Rotlehm (Roter Ferralsol nach MÜCKENHAUSEN/ SCHALICH 1982: 176) aufgeschlossen. Im weiteren Verlauf der Arbeit konnte ein Rotlehm im Profil Sange II im Buschgraben freigelegt werden. Weiterhin trat Rotlehm in Pürkhauer-Bohrungen nahe der Klebsandgrube oder am Punkt 269 m NN SE von Dornau auf. Auch der

hämatitreiche Horizont im Aufschluß Schielstert wurde als Rotlehm betrachtet.

Diese Rotlehme wurden als Umlagerungsprodukte eines ursprünglich autochthonen Solums über Saprolit interpretiert. Obwohl das Solum in exponierter Lage in besonderer Weise für erosive Prozesse anfällig ist, blieben im Untersuchungsgebiet noch reliktsiche Vorkommen in unterschiedlicher Ausprägung erhalten.

In einigen primär sandigen Substraten, besonders aber in Tonhorizonten (Kle 11, Dö 8, IV 23), die anhand von Aufschlüssen oder Bohrungen eingesehen werden konnten, wurden rotfarbene Komponenten gefunden, die sich offensichtlich durch einen hohen Gehalt an Hämatit auszeichnen (Siehe MUNSELL-Farbwerte von 10 R 4/8 am Beispiel von Rotlehm-linsen im Tonhorizont Kle 11). In der Regel konnten linsenartige Formen von wenigen Millimetern Durchmesser beobachtet werden. Bisweilen liegen auch unregelmäßige, eher fetzenhaft-flächige Aggregate vor, die dann aber deutlich eine Ausdehnung in horizontaler Richtung aufweisen. Die Rotlehm-linsen können darüberhinaus als tonige Varietät vorliegen oder auch eine deutliche Sandkomponente enthalten. Bisweilen wurden auch krustig-verbackene, hämatitreiche Komponenten festgestellt.

Anhand des Tonhorizontes Kle 11 im Profil Klebsandgrube (Siehe Abb. 23) konnte sehr eindrucksvoll beobachtet werden, wie sich Rotlehmkomponenten im Bereich der Dachfläche oder einer sandigen Zwischenlage konzentrieren - sie sind also nicht unregelmäßig-diffus im Tonsediment verbreitet.

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß Rotlehmkomponenten in unterschiedlicher Ausprägung in weißen, tonig-sandigen Sedimenten enthalten sind. Für die Rotlehmumlagerung wird ebenfalls eine fluviatile Morphodynamik angenommen. Unter Einwirkung fließender Gewässer können im Bereich des Solums der Verwitterungsdecke Rotlehmkomponenten erodiert und über eine kurze Distanz erodiert werden, ohne daß eine Änderung der Redoxverhältnisse und Reduzierung der Eisenverbindungen einsetzt. Eventuell ist von kaltzeitlichen Bedingungen während dieser Erosionsphase auszugehen, so daß Rotlehmbruchstücke in gefrorenem Zustand transportiert wurden. Dabei könnten zunächst Frostsprengungsprozesse eine mechanische Zerkleinerung der subpolyedrischen Aggregate im Bereich des Solums auslösen. Die beobachteten Aggregatgrößen im Bereich der Kiesfraktion könnten auf diese Weise erklärt werden.

#### **8.2.4 Rotlehm über Saprolit**

Ergänzend zu den angelegten Profilen wurden im weiteren Längsverlauf des Buschgrabens durch kleinere Schürfe zusätzliche Rotlehm-vorkommen aufgespürt, die unmittelbar dem Saprolit aufliegen. Die autochthone Pedogenese der angesprochenen Ferralsole kann nicht angenommen werden,

sondern vielmehr die Umlagerung von rotlehmartigen Substraten. Offensichtlich ist zunächst von einer Erosionsphase auszugehen, welche den Saprolit bis auf das Niveau der anstehenden, rel. harten Gesteinsbank auszuräumen vermochte. Der Rotlehm könnte durch solifluidale, wahrscheinlich aber infolge fluviatiler Prozesse von der ehemaligen Landoberfläche auf dieses Niveau verlagert worden sein. SCHWARZBACH (1993: 58) weist darauf hin, daß es sich bei den fossilen Rotsedimenten meist um „zusammengeschwemmtes Verwitterungsmaterial“ handelt.

In der Bohrung XV/Buschgraben wurde ebenfalls ein Rotlehm in den Horizonten XV 35-37 aufgeschlossen. Auch in diesem Falle ist der Rotlehm nahe dem Niveau des anstehenden, noch festen Buntsandstein-Saprolits sedimentiert worden. Abb. 35 zeigt ein etwa 30 cm mächtiges toniges Sediment bei 8,22 m – 8,50 m, welches nach farblichen Kriterien in verschiedene Horizonte gegliedert wurde. Im Horizont XV 36 nimmt das Substrat aufgrund der intensiven roten bis braunroten Färbung den Charakter eines Rotlehms an. Von einer autochtonen Pedogenese des Rotlehms ist allerdings auch in diesem Beispiel nicht auszugehen.

Rotlehme wurden demzufolge nicht nur als kleinere Komponenten in weißgebleichten Sedimenten infolge fluviatiler Umlagerung eingearbeitet, sondern unterlagen auch umfangreicheren Abtragungsprozessen durch Fließgerinne oder Oberflächenspülung. Der hohe Tonanteil argumentiert für ein Sedimentationsmilieu mit Stillwasserbedingungen.

## **8.2.5 Tonhorizonte**

Immer wieder treten in den Aufschlüssen und Bohrungen geringmächtige Tonhorizonte auf, die im Rahmen dieser Arbeit besondere Bedeutung erlangen. Man könnte sie auch als Leithorizonte bezeichnen, denn der Sedimentkörper bietet ansonsten kaum Möglichkeiten einer stratigraphischen Gliederung. Die Korrelation mit Sedimenten anderer Aufschlüsse oder Bohrungen gelingt am besten mit Hilfe der Tonhorizonte.

### **8.2.5.1 Sedimentologische Aspekte**

Zur Bildung von Tonen können verschiedene Prozesse angenommen werden, die auf der ‘Zerkleinerung primärer Gesteine und Minerale beruhen, auf Transport und Sedimentation, auf Selektions- und Differenzierungsprozessen, oder in Um- und Neubildung im wässrigen Verwitterungs- und Sedimentationsmilieu’ begründet sind (HEIM 1990: 5). Die in den Sedimenten des Buschgrabens eingeschalteten Tonhorizonte können auf Transport, Anreicherung und Sedimentation in aquatischem Milieu betrachtet werden, wobei eine authigene, also postsedimentäre Bildung von Tonmineralen nur unbedeutend beteiligt sein kann.

Bei verschiedenen Autoren (HEIM 1990, JASMUND/LAGALY 1993) wurde darauf hingewiesen, daß nur aus strömungsfreien Gewässern, allenfalls unter laminaren Strömungsverhältnissen eine Tonsedimentation erfolgen kann.

Strömungsfreie Verhältnisse sind etwa in Altwasserarmen mäandrierender Flüsse oder in abgeschnürten Gerinnen anastomisierender Gewässer realisiert. Ferner muß im Zuge der Diskussion der Genese toniger Ablagerungen die Möglichkeit von Überflutungssedimenten eingeräumt werden. Nach dem Absinken des Hochwassers sind im Bereich der Überflutungsareale aufgrund der stagnierenden Strömung ideale Bedingungen zur Tonsedimentation gegeben. Die Mächtigkeit des Tonhorizontes von 10 cm und mehr, sowie die große Ausdehnung etwa vom Profil Dörneth (Dö8) bis zum Profil Klebsandgrube (Kle11) machen die Tonsedimentation im Bereich der Überflutungsebene sehr wahrscheinlich, während kleinere Vorkommen eher auf Tonablagerungen in kleineren Gerinnen schließen lassen.

### **8.2.5.2 Körnung und Mineralbestand**

Im Gelände wurden sämtliche pelitischen Sedimente mittels der Fingerprobe als „sandige Tone“ angesprochen. Bereits makroskopisch konnten eine Vielzahl von Glimmerschüppchen sowie sandige Schlieren wahrgenommen werden, was die vorgenommene Klassifizierung rechtfertigte. Das Ergebnis der Körnungsanalyse überraschte allerdings dahingehend, daß der Anteil der Tonfraktion am gesamten Kornspektrum mit 30 – 35 % doch sehr gering ausfiel. Man kann unter Umständen davon ausgehen, daß der Kaolinit aufgrund seiner umfangreichen Korngröße bis in den Schluffbereich (HEIM 1990: 54) auch in der Fraktion: „Feinschluffe“ quantitativ erfaßt wurde. Allerdings ist dem gegenüberzustellen, daß es sich im Spektrum der Tonfraktion nicht ausschließlich um silikatische Tonminerale handelt, sondern in geringem Ausmaße eine Beimengung detritischer Komponenten vorliegt. Hierbei handelt es sich vornehmlich um das Gerüstsilikat Quarz, welches röntgendiffraktometrisch als Bestandteil der Tonfraktion nachgewiesen werden konnte. Desweiteren ist von einem detritischen Anteil an Glimmern, insbesondere des Muskovits auszugehen. Der 10 Å-Reflex als Indiz dioktaedrischer Dreischichtminerale konnte röntgenographisch nicht näher in die Komponenten ‘Muskovit’ als Ausgangsprodukt und ‘Illit’ als Endprodukt der Verwitterungsreihe Muskovit - Illit differenziert werden.

Bei direktem Vergleich der Röntgendiffraktogramme ergibt sich ein nahezu adäquater Mineralbestand der Tonfraktion, der sich nur in der quantitativen Zusammensetzung geringfügig unterscheidet. Die Tonhorizonte können demnach aufgrund der tonmineralogischen Befunde korreliert werden.



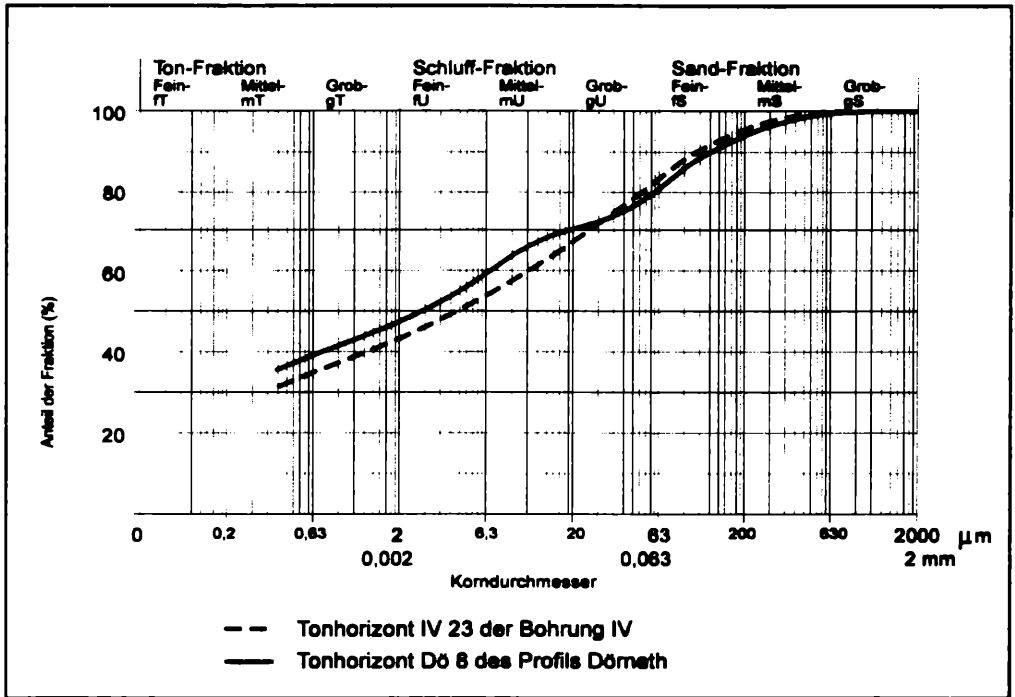


Abb. 35: Korngrößenfraktionen der Horizonte IV 23 und Dö 8

### 8.2.5.3 Niveauvergleiche

Nachdem die Bohrungen am Buschgraben mit dem Neigungsmesser eingemessen wurden, ermöglichte die graphische Auswertung einen direkten Vergleich der absoluten Höhenniveaus der einzelnen Bohrhorizonte.

Den Charakter eines Leithorizontes erlangt der etwa 10 - 15 cm mächtige Tonhorizont (ÜE 2). Die Darstellung der Kartenbeilage veranschaulicht, daß der angesprochene Tonhorizont vom Profil Dörmeth bis hin zur Bohrung IX/Buschgraben in nahezu gleichem Niveau nachzuweisen ist. Er wurde in den Bohrprotokollen aufgenommen als Dö 8, VIII 18, XIV 32, IV 23, und IX 54 (Tab. ). Der Tonhorizont ÜE2 tritt allerdings in den Bohrungen VI und VII nicht auf. Dies läßt sich unter Umständen mit postsedimentären Erosionsereignissen erklären, welche u.a. die tonigen Sedimente wieder kleinräumig erodierten.

Der Sedimentkörper ist durch weitere geringmächtige Tonhorizonte gegliedert. Möglicherweise handelt es sich hierbei um größere Tonlinsen, die aufgrund des geringen Querschnitts des Bohrstocks fälschlicherweise als Horizonte interpretiert wurden. Um kleinräumigere Sedimentationsprozesse zu erfassen, wurde die Bohrung XIV in einer Distanz von 1,50 m zur Bohrung IV

abgeteuft. Tatsächlich treten in der Bohrung XIV Tonlagen auf, die in der benachbarten Bohrung nicht nachgewiesen werden konnten (XIV 37, XIV 42). Hierbei dürfte es sich um Vertonungen kleinerer, abgeschnürter Fließgerinne handeln.

### 8.3 Quartäre Deckschichten

#### 8.3.1 Solifluktionslagen aus Saprolit und fluviatilen Sedimenten - Graulehme

Den in der Literatur oft widersprüchlich verwendeten Begriff „Graulehm“, der unter dem ‘Synonym’ „Grauplastosol“ direkt mit einem tropischen Bodenbildungstyp in Verbindung gebracht wurde, präzisiert und konkretisiert FELIX-HENNINGSEN (1990: 94) als „umgelagerte, kaolinitische Verwitterungsprodukte ....., die überwiegend grau gefärbt sind und im Verbreitungsgebiet der tertiären Verwitterungsdecke als Bestandteil der quartären Deckschichten über dem autochthonen Rest der Verwitterungsdecke auftreten“. Er betont dabei ausdrücklich die solifluidale Verlagerung während des Pleistozäns, was die Betrachtung als „Bodensedimentrelikte“ (ZERSCHWITZ 1970, zitiert in FELIX-HENNINGSEN 1990: 95) rechtfertigt. Im folgenden sollen Graulehme in Abstraktion der Definitionen ebenso als „Sedimentrelikte“ verstanden werden, indem nicht nur solifluidal aufgearbeitetes Material unmittelbar aus dem anstehenden Saprolit berücksichtigt wird, sondern auch präpleistozäne fluviatile Sedimente, bzw. spülaquatisches Umlagerungsmaterial. Diese Erweiterung der definitiven Festlegung wurde nötig, da die Materialherkunft aufgrund der morphologischen Vergleichbarkeit von Saprolitmaterial und fluviatil umgelagertem Substrat nicht eindeutig nachgewiesen werden kann. Allerdings bleibt die solifluidale Verlagerung wichtigstes Kriterium für die Klassifizierung als Graulehm.

Die Graulehme des Untersuchungsgebietes sind im allgemein als primär sandig zu charakterisieren, mit einem tonigen, größtenteils kaolinitischen Anteil von 20-30 %. In die Solifluktionsdecke sind zahlreiche Steine und Blöcke eingearbeitet, die regelhaft aus einem quarzitisches gebundenen, gebleichten, mit Tongallen versehenen Buntsandstein bestehen. Zum Teil deuten Oxidationsflecken die Einwirkung redoximorphe Prozesse nahe der Landoberfläche an.

Die Solifluktionsdecke im Buschgraben-Querprofil zeigt im oberen Abschnitt die idealtypische Ausprägung eines tertiären Graulehms (S-JW). Etwa im Bereich der Bohrung XII bis hin zum Buschgraben tritt im Untergrund toniger Löß auf, der offensichtlich von solifluidal bewegten Graulehmen überfahren und zunehmend in die Solifluktionsdecke miteingearbeitet wurde. Die Textur verändert sich demnach von tonigem Sand zu schluffig-lehmigem Sand z.B. in den Horizonten VI 4 und VI 6 der Bohrung VI. Auf eine Abhängigkeit des

strukturellen Aufbaus vom Ausgangssubstrat wurde bereits an anderer Stelle hingewiesen (SEMMELE 1976: 23 ff).

In tieferen Profilabschnitten wurde eine weitere, geringmächtige Solifluktsdecke (**S-P1**) nachgewiesen, die ebenfalls als Graulehm angesprochen wurde. Offensichtlich enthält der Graulehm eine entsprechende Lößkomponente, die während des solifluidalen Prozesses miteingearbeitet wurde und sich auch in der Färbung widerspiegelt (z.B. Ho. XII 17 mit MUNSSELL-Farbwerten - feucht - von 10 YR 4/6).

In einem noch tieferen Profilabschnitt konnten wiederum lehmig-sandige Sedimente diagnostiziert werden, die ebenso als Graulehm des Sedimentkomplexes **S-AW1** angesprochen wurden. Auch hier wurde die bräunliche Färbung des Substrates als Indiz für eine solifluidale Überprägung gewertet. Es handelt sich in diesem Profilabschnitt um eine sehr mächtige Solifluktsdecke, die ihre größte vertikale Erstreckung in der Bohrung IX mit den Horizonten IX 18 bis IX 28 erreicht.

Die am Beispiel des Buschgraben-Querprofils vorgestellten Graulehme weichen aufgrund farblicher Kriterien von der idealtypisch weißfarbenen Ausbildung ab, wie sie in Oberflächennähe vorliegt und bereits anhand der Profile Kohlplatte und Harzofen vorgestellt wurde. Die färbende Lößkomponente wurde in der Regel auf die solifluidale Einmischung des jeweils liegenden Lößkomplexes zurückgeführt und nicht unmittelbar auf äolischen Eintrag.

### 8.3.2 Deckschichten aus äolischen Sedimenten

Im Untersuchungsgebiet kamen pleistozäne Lössе zur Ablagerung, die offensichtlich ein ursprünglich bewegteres Relief sehr stark nivellierten, wie es am Beispiel des Buschgrabens deutlich wird. Dort sind nördlich der Bohrung XIII keine Lössе im Profilaufbau mehr nachzuweisen. Im südlichen Profilabschnitt treten dagegen insgesamt drei Lößakkumulationsphasen hervor, die jeweils durch sandig-lehmige Blöcke und Steine führende Solifluktsdecken voneinander getrennt sind.

Für eine erste Lößsedimentationsphase stellt ein ebener, leicht durch Verbraunungs- und Verlehmungsprozesse modifiziertes fluviatiles Sediment die Ausgangsfläche dar (**PÜ**). Darauf erfolgte die Ablagerung eines etwa 1 m mächtigen Lößlehms (**Lö-R**), der in den Horizonten IV 15-17 auch bezüglich der Textur näher beschrieben werden kann. Während die im Hangenden und Liegenden mit primär sandigen Sedimenten in Kontakt tretenden Horizonte IV 15 und IV 17 sich durch einen geringen Kiesanteil mit 0,14 bis 1,27 Gew. %, sowie einen erhöhten Anteil der Sandfraktion mit 30,22 bis 38,62 Gew. % auszeichnen, tritt der Horizont IV 16 mit nur geringen Sandanteilen und einem Gewichtsanteil von 83,63 % kleiner als 0,63 µm in Erscheinung. Zahlreiche

Holzkohlestücke (Vgl. LOI mit 2,276 %-Gewichtsverlust), sowie der Tongehalt von etwa 20 Gew. % zeigen eine schwache pedogene Überprägung an.

Ein zweiter Lößkomplex (**Lö-M/AW**) steht über einer mächtigen Solifluktsionsdecke (**S-AW2**) an und ist z.B. in den Horizonten 12 und 13 der Bohrung IX aufgeschlossen worden. Auch in diesem Falle ist (sind) Bodenbildungsphase (-n) durch Verbraunung und Verlehmung augenscheinlich. Im Horizont IX 13 geben Tonschlieren Zeugnis von Lessivierungsprozessen im tonig-schluffigen Ausgangssubstrat. Eine Goethit-Konkretion im Horizont 10 der Bohrung VII bei 3,80 m deutet auf ein staunasses Milieu und damit verbundene Mobilisation von Eisenverbindungen hin. Auffällig ist der hohe Gehalt an Schalenresten von Lößschnecken, die in der gesamten Lößdecke auftreten. Im Liegenden findet sich eine Solifluktsionsdecke aus lehmig-sandigem Material (**S-AW2**). Hier ist die kryoturbate oder solifluidale Einarbeitung von steinig-sandigem Substrat der basalen Solifluktsionsdecke (**S-AW1**) denkbar.

Eine jüngste Lößakkumulationsphase ist in den Horizonten 6 - 10 der Bohrung IX dokumentiert (**Lö-JW**). Der mindestens 1,50 m mächtige Komplex zeichnet sich gleichfalls durch eine starke Verlehmung, hohe Tongehalte und Holzkohleführung aus. Eine zweigliedrige, geringmächtige Solifluktsionsdecke (**S-P1/2**) tritt in der Bohrung IX in den Horizonten (10 und) 11 noch etwa 20 cm mächtig in Erscheinung und löst sich hangabwärts auf - sie kann in der Bohrung VII nicht mehr nachgewiesen werden. Dort vereinigen sich die ursprünglich durch die Solifluktsionsdecken **S-P1/2** getrennten Lößdecken (**Lö-M/AW** und **Lö-JW**) zu einem gesamten Lößkörper, der nicht mehr durch steinig-sandige Partien gliedert ist.

In der Bohrung IV und XIV ist in den Horizonten IV 10, 11, 12 und XIV 7, 8 primärer Löß (Rohlöß) aufgeschlossen worden, weshalb die Vermutung naheliegt, daß nicht mehr die gesamte Lößdecke von Bodenbildungsprozessen erfaßt wurde. Dies kann aufgrund der hellgelben Farbe, die auf primären, feinverteilten Limonit zurückzuführen ist (PÉCSI in LIEDTKE 1990: 270), des geringeren Tongehaltes von etwa 12 - 14 Gew. % und des hohen Kalkgehaltes von über 10 Gew. % (hoher Anteil an Schalenresten) gefolgert werden. Der Rohlöß schaltet sich in diesem Profilabschnitt zwischen den hangenden fossilen Bt und dem liegenden Solifluktsionsschutt, der nun wieder an Mächtigkeit gewinnt. Er taucht im Bereich der Bohrung VI in eine dellenförmige Übertiefung ein. In diesem Profilabschnitt ist die Tiefenlinie des Dellentälchens anzunehmen. Deshalb muß auch von gravitativ-kryogenen Prozessen vom Gegenhang, also NW - exponiertem Hang jenseits des heutigen Buschgrabens ausgegangen werden. Da aber die südlich angrenzenden Aufschlüsse (Bohrung VIII, Profil Dörmeth und Sange I, Bohrung XV und III) nicht mehr der Hangfalllinie zur Bohrung VI folgen, können die Sedimente nicht mehr unmittelbar korreliert werden, weshalb hier die Interpretationsmöglichkeiten Einschränkungen erfahren.

Erwähnenswert erscheint noch der Sachverhalt, daß es sich im Profil Dörneth als rezenter Bt aus Löß angesprochenen Horizont Dö 1, um einen allenfalls sekundär überprägten, generell aber um einen fossilen Verwitterungshorizont handelt (Vgl. Tongehalte Dö 1: 30,04 Gew. % mit rezenter Verlehmung und IV 6/7: 20,50-23,60 Gew. %). Offensichtlich bewirkte die Hangverflachung im Verlauf des angesprochenen fossilen Bt-Horizontes von der Bohrung VI bis zum Profil Dörneth das Auskeilen der jüngsten, über sämtliche Sedimente des Talquerprofils übergreifenden Solifluktsdecke nahe der Kante der rezenten Zerfurchung.

### 8.3.3 Morphodynamische Aktivitätsphasen

Besondere Aufmerksamkeit im Zusammenhang mit der Gliederung der Deckschichten am Buschgraben soll den morphodynamischen Prozessen gewidmet werden, die im Verzahnungsbereich Graulehm-Löß sehr anschaulich dargestellt werden können. Dabei können verschiedene Aktivitätsphasen festgestellt werden, die insgesamt dreimal die zyklische Abfolge Basislage - Mittellage - Lößkomplex, bzw. Hauptlage beinhalten. Wie bereits angeführt, wurden die Basislagen jeweils als Graulehme klassifiziert (S-AW1, S-P1 und S-SW), während die Mittellage eine lößlehmhaltige Solifluktsdecke (S-AW2, S-P2 und S-JT) darstellt, bzw. die Grundmatrix hauptsächlich aus Lößlehm besteht. Möchte man die Mächtigkeiten der Solifluktsdecken unter Berücksichtigung möglicher Fehldeutungen aufgrund von Schichtlücken zu paläoklimatischen Aussagezwecken heranziehen, so könnte man dem Frühglazial in Anlehnung an BÜDEL (1957) tatsächlich ein allgemein feucht-kaltes Klima mit intensiver Solifluktsdynamik bescheinigen. Die Solifluktsdecke S-AW1/AW2, die in das Altwärm gestellt wurde, erreicht mit etwa 3 m Mächtigkeit die weitaus größte vertikale Ausdehnung im Bereich des Buschgraben-Sedimentkomplexes. Auch die Ausführungen SEMMEL's (1968, S. 66 f) bestätigen diese Vermutung - er postuliert die Bildung mächtiger Schuttmassen, verbunden mit mächtiger Materialverlagerung bis in eine relativ feuchte Frühphase des Altwärm. Daneben können auch die Aussagen ROHDENBURG's (1968) bestätigt werden, demzufolge mehrfach solifluidale Morphodynamik während der letzten Kaltzeit angenommen werden muß. Darüber hinaus kann am Buschgraben-Querprofil konform mit FRIED (1984) und SEMMEL (1985) das Phänomen beobachtet werden, daß Basislagen (Graulehme) lößhaltige Schichtglieder überfahren. Dies trifft in abgeschwächter Form für die Basislage S-P1 zu, insbesondere aber für die jüngste Basislage S-SW, die jungwärmzeitlichen Löß überlagert. Der Schwerpunkt der morphodynamischen Prozesse liegt besonders im letzteren Falle nicht in der kryogenen Aufbereitung des Untergrundes - als Ausgangssubstrate stehen in Form des Terrassenkörpers und des Lößkomplexes bereits Lockersedimente an - als vielmehr auf dem kräftigen Materialtransport über eine Distanz, die am Buschgraben beispiellos

**Tab. 8:** Morphogenetische Einheiten des Buschgraben-Querprofils – Zuordnung der Bohrhorizonte

Bohrung: Morph.-genet. Einheiten:	X	XI	XIII	XII	IX	VII	IV	XIV	VI	VIII
Oh/OI	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ah	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
S-JT	2	2	2	2	2	2	2	2	2	1
S-SW	3	3 - 8	3 - 6	3 - 6	3 - 4	3 - 6	3 - 6	3 - 5	3 - 6	2
Lö-JW				7 - 9	6 - 9	7 - 8			7 - 8	3 - 7
S-P2			7 - 8	10 - 13	10 - 11					8
S-P1		9 - 14	9 - 12	14 - 17						
Lö-A/MW					12 - 13	9 - 11	7 - 9	6 - 7		9
Ro-LöA/MW							10	8		10
S-AW2			13 - 15	18 - 22	14 - 17	12 - 14	11 - 14	9 - 15	9 - 15	11 - 13
S-AW1		15 - 21	16 - 25	23 - 27	18 - 28	15 - 17				
Lö-R					29	18 - 19	15 - 17	16 - 17		
Kol-F									20	15
Lö-R								18 - 21	16 - 19	14
S-R										16
PÜ		22 - 27		28 - 30	30 - 37	20 - 21	18-19	22 - 25		
AKII	4 - 26	28 - 49		31 - 44	38 - 43					
AKI						22 - 29	20 - 22	26 - 30		
AKI	ÜE4				44 - 45					
AKI					46 - 50					
AKI	ÜE3				51	30				
AKI					52 - 53	31 - 41			21 - 24	
AKI	ÜE2				54		23	31 - 32		17 - 18
AKI					55 - 57	42 - 45	24 - 28	33 - 42	25 - 28	19 - 33
AKI	ÜF1						29	43	29	34
AKI							30 - 34	44 - 47	30 - 35	35 - 41

ist. Vermutlich hat die Basislage auch entsprechende Erosionsarbeit, insbesondere über Löß, geleistet, denn in der Bohrung IV und XIV tritt in den Horizonten IV 10 und XIV 7, 8 ockerfarbener, kalkreicher Löß zutage, der offensichtlich nicht pedogen überprägt wurde. Nachdem in der Bohrung VII noch etwa zwei Meter mächtige, pedogen überprägte Jungwürmlöse anstehen, handelt es sich im Bereich der Bohrung IV und XIV offensichtlich um ein von der Basislage gekapptes Profil.

### **8.3.4 Oxidationen in den Deckschichten**

Die Buschgraben-Sedimente zeichnen sich bisweilen durch eine auffällige Rostfleckigkeit aus, die vermutlich als reliktsches redoximorphes Merkmal gelten kann, da sie frühere Redoxverhältnisse widerspiegelt. Oxidationsfleckung kann aufgrund des farblichen Kontrastes besonders gut in den 'Weißsedimenten' beobachtet werden.

Allgemein wurde im gesamten Sedimentkörper die Möglichkeit in Betracht gezogen, daß staunasse Verhältnisse zu einer Mobilisation von Fe/Mn Verbindungen im reduzierenden Milieu und anschließender Oxidbildung unter Einwirkung von Luftsauerstoff führten. Der Tonhorizont X 25 der Bohrung X zeigt allerdings nicht den fleckigen Charakter der Oxidakkumulationen, sondern eine streifenartige, bzw. bandartige Anordnung der Eisenoxide. Überwiegende Grundwasserdynamik mit schwach oszillierender Grundwasseroberfläche dürfte eine horizontal ausgerichtete Hydromorphierung bedingen und damit die Oxidbänderung hervorrufen (Abb. 37)

Daneben wurden Phänomene beobachtet, die auf lokale Grundwasserdynamik zurückzuführen sind. Sie bewirkten u.a. Manganausfällungen, welche Bruchstücke eines gebleichten Sandsteins nunmehr als Patina überziehen (Abb. 36).

## **8.4 10.4 Rezente Bodenbildung in quartären Deckschichten**

### **8.4.1 10.4.1 Gliederung der Deckschichten insbesondere über Saprolit**

Bereits das standörtliche Gutachten (DFS GMBH 1992) macht z.B. durch die Kartierung „Zweischichtige Standorte mit Ton im Unterboden“ auf die Mehrgliedrigkeit der Böden im Gemeindewald Kleinwallstadt aufmerksam. Bei bodengenetischer Betrachtung ergibt sich allerdings ein noch differenzierteres Bild, als es zunächst anhand der primär auf die Beschreibung der standörtlichen Voraussetzung ausgerichteten gutachtlichen Untersuchung aussehen möchte. Dabei ist festzustellen, daß die Mehrgliedrigkeit nicht unmittelbar auf einer rezenten Bodendifferenzierung, etwa dem Prozeß der Lessivierung beruht, sondern primär in der stratigraphischen Abfolge verschiedener Deckschichtenglieder begründet ist. In Anlehnung an die

richtungsweisende Arbeit von SEMMEL (1968: 59 ff) stellt der Arbeitskreis für Bodensystematik der DBG (1987, zitiert in VÖLKELE 1995: 27) eine Nomenklatur vor, die neuerlich einen Versuch unternimmt, eine einheitliche Ansprache der Deckschichten zu gewährleisten. Die Deckschichtenglieder sollen nunmehr nach „Lagen“ differenziert werden, die jeweils durch verschiedene Merkmalskomplexe beschrieben werden können. Auf eine geeignete Gliederungsmöglichkeit anhand der Schwermineralbilanzierung hat u.a. SABEL (1989: 16 ff) hingewiesen. Eine ausführliche Darstellung der Merkmalcharakteristika der Deckschichtenglieder stellt VÖLKELE (1995) anhand umfangreicher Untersuchungen an Deckschichten des Bayerischen Waldes zusammen, die neben der Auflistung zahlreicher physiognomischer Merkmale im wesentlichen auf der Analytik der Schwer- und Leichtmineralfraktionen, sowie der Haupt- und Spurenelemente beruht. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit konnte nur eine kleine Auswahl der laboranalytischen Untersuchungsmethoden angewendet werden, weshalb die folgenden Ausführungen unter Berücksichtigung möglicher Fehldeutungen kritisch zu würdigen sind.

Noch anzufügen bleibt, daß im folgenden insbesondere Deckschichten aus Buntsandstein-Saprolit betrachtet werden sollen und die randliche Verzahnung mit Lössen insofern Berücksichtigung findet, als sie für die Interpretation der morphogenetischen Prozesse und deren zeitliche Einordnung dienlich ist.

#### **8.4.1.1 Hauptlage**

Die Hauptlage (ehemals Decksedimente, Deckschutt oder Deckfolge) ist im Untersuchungsgebiet im allgemeinen als graubrauner, oftmals fahlgrauer, sandig - lockerer und stets gut durchfeuchteter Horizont zu charakterisieren. Die definitorisch geforderte äolische Komponente in Form von Lößlehm und Bimstoffen des Laacher-See-Vulkanismus (FRECHEN 1959; SEMMEL 1968: 59 ff) spiegelt sich nur in sehr bescheidenem Umfang wider, wenn man den geringen Anteil der Schlufffraktion mit 17 - 28 Gew. % dahingehend interpretieren möchte. Die Termini: „Staublehm“ oder „bimshaltiger Lößlehm“ (FELIX-HENNINGSSEN 1990: 101) scheinen in diesem Fall weniger geeignet.

Die Grundmatrix stellt wohl eine lokale Komponente dar, die deutlich in den hohen Anteilen der Sandfraktion von etwa 60 - 74 Gew. % auftritt. Die Werte der Schlufffraktion in der Hauptlage übersteigen allerdings die der liegenden Basislage um ein Vielfaches. Darüber hinaus zeichnen sich die Sedimente der Hauptlage im Gegensatz zu den Graulehmsubstraten durch eine Dominanz der Grobschluffe innerhalb der Schlufffraktion aus. Allein über diese textuellen Substrateigenschaften muß in dieser Arbeit der Nachweis einer äolischen Komponente geführt werden, wenngleich diese Kriterien nur in beschränktem Maße aussagekräftig sein können (Vgl. VÖLKELE 1995: 96). Im Zuge fortschreitender Untersuchungen ist es sicherlich notwendig, eindeutig die äolische Beimengung in den Sedimenten der Hauptlage, insbesondere anhand



der typischen Schwermineralassoziationen nachzuweisen. Mittels dieser Untersuchungsmethoden ließen sich vermutlich auch Minerale des Laacher Spektrums finden, die gleichzeitig die Hauptlage als allerödzeitliche Bildung einordnen ließen.

Rein hypothetisch wurde mit der Untermainebene ein potentiell Lößauswehungsgebiet vorgestellt und somit die äolischen Sedimente im Untersuchungsgebiet im wesentlichen als Lokallöß klassifiziert. Fried (1984: 48) konnte insbesondere mit dem Zeigermineral Picotit den Ferntransport und die Einmischung von Fremdlöß im Sinne von PYE (1987: 199) in den Deckschichten des Sandstein-Odenwaldes nachweisen. Entsprechende Fremdlößbeimengungen sind demnach auch im Bereich der Deckschichten des Sandstein-Spessarts anzunehmen.

Die Sedimentmerkmale der Hauptlage genügen in vielerlei Hinsicht dem bei VÖLKE (1995: 103 ff) vorgestellten Merkmalskatalog. So ist z.B. im Untersuchungsgebiet eine geringfügige Beimengung an Skelett aus Buntsandstein-Saprolit zu beobachten, wobei in der Regel harte, quarzitisches gebundene Sandstein eingearbeitet sind. Es sind im wesentlichen kleinere Fragmente als in der liegenden Basislage.

Anhand des Catenenprofils (Verlauf in Abb. 2) konnte die talwärtige, solifluidale, evtl. auch spülaquatische Verlagerung des primär sandigen Substrates über pleistozänen Löß hinweg beobachtet werden. Das insgesamt sehr homogene Sediment erreicht nur in Ausnahmefällen die im Bayerischen Wald beobachteten Mächtigkeiten von bis zu 60 cm und ist insbesondere in der Umgebung des Plattenberges vermutlich infolge anthropogener Einflüsse, die bis in vorgeschichtliche Zeit zu datieren sind, erosiv verkürzt worden (Siehe z.B. Profil Kohlplatte).

Die Sedimente der Hauptlage wurden in den Bodenprofilen als „Ah“ und „BvSw“ angesprochen. Im Profil Harzofen wurde anhand farblicher Unterschiede des Substrates eine schwache Podsolierung in Form von Sesquioxidverlagerung diagnostiziert, weshalb hier die Horizonte „Ae“, „BvsSw“ und „Sw“ ausgewiesen wurden. Die Podsolierung wurde als rezente Bildung interpretiert. Die geringen Tonanteile in der Hauptlage wurden dagegen nicht auf rezente Lessivierungsprozesse zurückgeführt, sondern auf eine spätwürmzeitliche Bodenbildungsphase. Zahlreiche Sesquioxidkonkretionen, bzw. Eisen- und Mangankrusten, welche die eingearbeiteten Steine als Patina überziehen, bestätigen eine redoximorphe Dynamik und rechtfertigen die Klassifizierung der Hauptlage als „Stauzone“.

#### **8.4.1.2 Mittellage**

Sedimente, die als Mittellage klassifiziert werden könnten, fehlen im Bereich der betrachteten Flächen in Kuppen- oder Plateaulage. Dort findet sich im Liegenden der Hauptlage unmittelbar die Basislage in Form von löß-

lehmfreiem Graulehm. Die geringen Schluffanteile der Basislage von wenigen Gew.-% des Gesamtspektrums wurden als nicht signifikant erachtet, um die Beimengung einer äolischen Komponente zu fordern. Die Reliefverhältnisse im Untersuchungsgebiet begünstigen offensichtlich nicht die flächendeckende Ausbildung bzw. Erhaltung einer löblehmhaltigen Mittellage. Die Reliefabhängigkeit wurde bereits an anderer Stelle (VÖLKELE 1995: 102) anhand von Untersuchungen im Naabgebirge nachgewiesen.

Mittellagen treten reliefbedingt nur in Unterhanglagen auf. Am Beispiel des Buschgraben-Querprofils können Mittellagen im stratigraphischen Aufbau des Sedimentkomplexes beschrieben werden.

#### **8.4.1.3 Basislage**

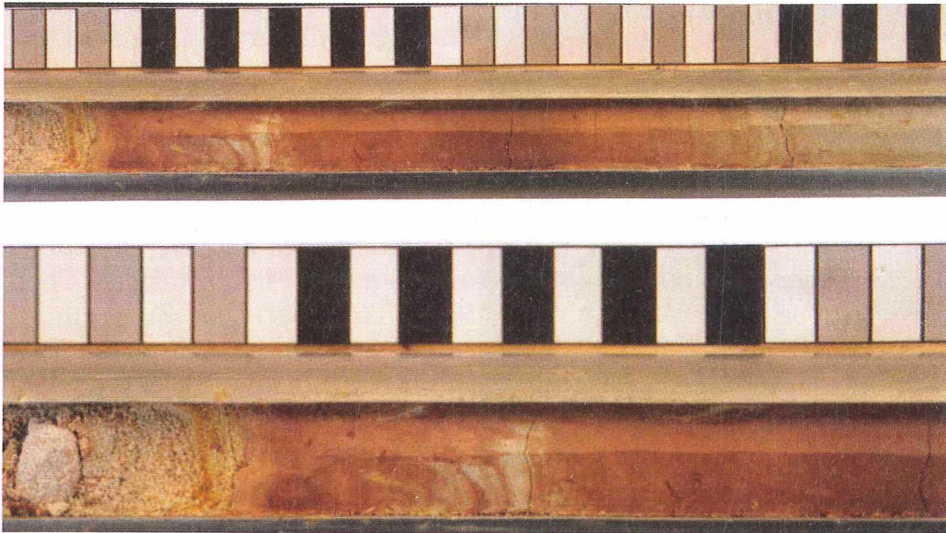
Die Mächtigkeit der jüngsten Basislage konnte in den vorgestellten Bodenprofilen nicht ermittelt werden, da der anstehende Buntsandstein-Saprolit und die Übergangszone nicht aufgeschlossen sind. Die Grundmatrix stellt die Sandfraktion mit bis zu 81 Gew. % und vorwiegend mittelkörnigen Anteilen. Daneben sorgen Bestandteile der Tonfraktion von etwa 8 - 17 Gew. % für die Verkittung der Quarzkörner. Der hohe Skelettanteil besteht aus quarzitischem gebundenem und deshalb rel. verwitterungsresistentem, gebleichtem Buntsandstein-Saprolit. Er kann als Anzeiger umfangreicher solifluidaler Verlagerung gelten, zumal er Einregelungstendenzen aufweist.

Die jüngste Basislage wurde unter Vorbehalt als weitestgehend löblehmfrei im Sinne VÖLKELE's (1995: 98) charakterisiert; nicht zuletzt argumentiert dafür die weiße Färbung (MUNSELL Farbwerte/ feucht mit 10YR 8/1) des Graulehmsubstrates, welches offensichtlich nicht durch färbende Beimengungen äolischer Herkunft 'verschmutzt' ist. Farbmerkmale stellen bereits ein eindeutiges Unterscheidungskriterium zur hangenden Hauptlage dar.

Nach morphologischen Kriterien genügt die geschilderte Basislage der definitorischen Festlegung als „Graulehm“ (FELIX-HENNINGSEN 1990: 94). Dem idealtypischen Graulehm, der in den Profilbeschreibungen mit „III (S)lCj“ eingetragen ist, wurde der hangende, durch starke Tonanreicherung zu charakterisierende Horizont „III SdlCj“ zugeordnet. Er wurde als das Ergebnis einer zweiten Phase pedogener Tonanreicherung infolge von Lessivierung hangender Horizonte interpretiert.

#### **8.4.2 Pseudogleye in Plateaulage**

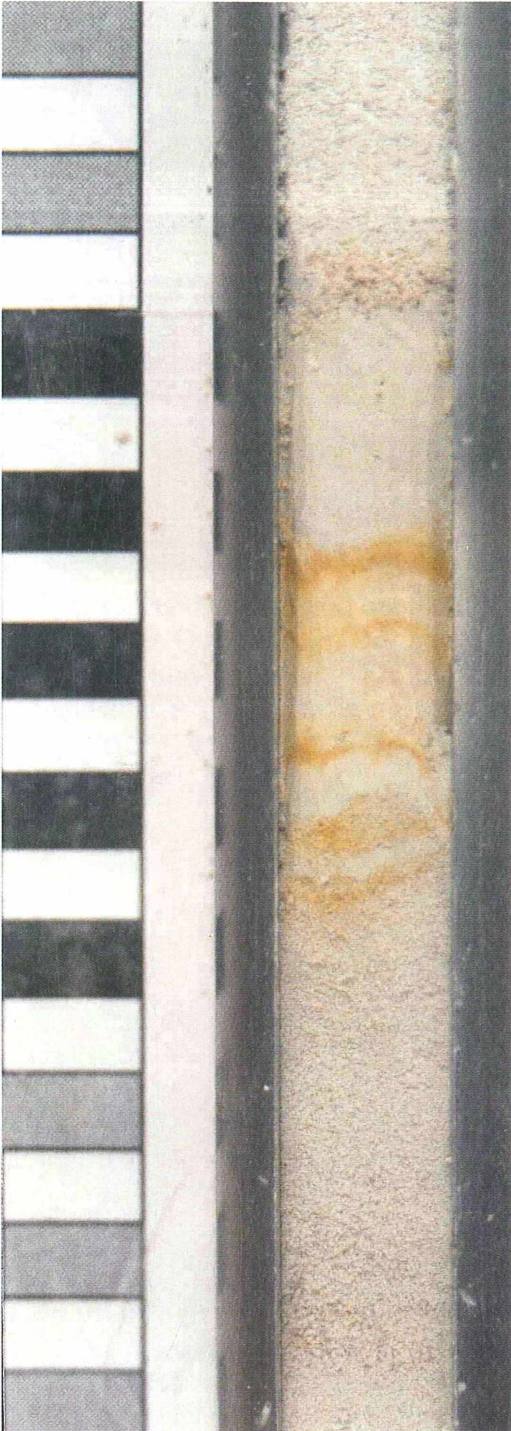
In den Deckschichten aus umgelagerten Saprolit finden sich Böden ausgebildet, die der Gruppe der Stauwasserböden (Stagnosole) innerhalb der hydromorphen Böden zuzurechnen sind. Es handelt sich um Pseudogleye, die auf der Zweigliedrigkeit der Deckschichten und der damit vorgezeichneten Differenzierung in Staukörper und Stauzone basieren.



**Abb. 37:** Sedimentärer Rotlehm in der Bohrung XV, Horizonte XV 33 - 36



**Abb. 38:** Saprolit-Steine mit Mangan-Patina im Profil Dörneth, Horizont Dö 10



**Abb. 39:** Oxidbänder im Tonhorizont X 25 der Bohrung X

Augenscheinlich sind die typischen redoximorphen Merkmale: Unter stau-nassen Verhältnissen und anschließendem Sauerstoffmangel durch die Tätig-keit sauerstoffverbrauchender Organismen kommt es im reduzierenden Milieu zur Mobilisierung vornehmlich zweiwertiger Eisen- und Mangan-verbindungen. Im Zuge von Auswaschung im Sw Horizont (Bleichung), Transport und Diffusion der Soluten vollzieht sich im Staubereich (Sd Horizont) wiederum eine selektive Anreicherung. Diffusionsprozesse von den Grob- und Mittelporen in das Innere der Aggregate und anschließende Oxidation während periodischer Austrocknungsphasen zu dreiwertigen Eisen- und Manganoxiden führen zu einer Marmorierung des Stauhizontes (SCHEFFER/SCHACHTSCHABEL 1992: 379 f, 422 ff). Die orangefarbene Ausbildung der Rostflecken (MUNSELL-Farbwerte/feucht von 5 YR 5/8, 6/8 und 7,5 YR 6/8) argumentiert für das Eisenoxid „Lepidokrokit“ und weist auf das ‘introvertierte’ Auftreten der Eisen- und Mangankonzentrierung hin. Zugleich deutet der Lepidokrokit auf eine ‘träge Durchlüftung des Pseudogleys’ hin (SCHLICHTING 1973: 3). Im Untersuchungsgebiet können die verschiedenen Subtypen der Pseudogleye beobachtet werden. Eine Pürkhauer-Bohrung im Bereich einer Plateaulage bei der Höhe 253 m NN, südlich der Kirchhöhe, ermöglichte den Aufschluß eines Pseudogleys, der sich durch einen lockeren, tonarmen und sehr mächtigen BvSw-Horizont auszeichnete. Aufgrund der Tatsache, daß der BvSw eine Mächtigkeit von über 40 cm erreicht und der Staubereich (Sd) dem Graulehm zugeordnet wurde, kann der Bodentyp laut bodenkundlicher Kartieranleitung (AG BODENKUNDE 1982) als „Grauplastosol-Pseudogley“ angesprochen werden.

#### 8.4.3 Phäno - Parabraunerden über Lössen in Hanglage

Einige Bodenprofile im Untersuchungsgebiet können als „Phäno-Para-braunerden“ in Anlehnung an SEMMEL (1976: 26) klassifiziert werden. Die Tonanreicherung im Unterboden wäre in diesem Fall nicht in der Lessivierung der hangenden Schichten begründet, sondern vielmehr in der Mehrgliedrigkeit der Deckschichten, z.B. mit einer tonreichen Basislage als Analogon des Bt-Hizontes einer prototypischen Parabraunerde. Im Rahmen der Catenen-kartierung im Bereich der Waldabteilung „Geißhecke“, östlich der Waldkapelle wurde eine hangabwärts gerichtete Verlagerung von sandig-schluffigen Sedimenten der Hauptlage und das Überfahren vermutlich würmzeitlichen, pedogen überprägten Lösses beobachtet. Ähnliche Ergebnisse erbrachten die Untersuchungen am Buschgraben in der Bohrsequenz. Die tonarme Hauptlage aus Graulehmen stellt also den „Bl“ Horizont dar, während der „Bt“ der Phäno Parabraunerde den Bv-Horizont einer reliktschen Braunerde in autochthonem Löß darstellt. Dieser Verlehmungs- und Verbraunungshorizont repräsentiert mit 70 80 cm Mächtigkeit eine Phase intensiver Bodenbildung. Unweigerlich stellt sich die Frage nach der zeitlichen Einordnung der bodenbildenden Prozesse.

#### 8.4.4 Fossile und rezente Pedogenese und zeitliche Einordnung der Deckschichtenglieder

Zunächst sollen noch einmal Pseudogleye auf Graulehmen unter dem genetischen Aspekt angesprochen werden. Die Anreicherung der Tonfraktion in den oberen Bereichen des Graulehms müßte man als fossile Bildung interpretieren. Der aktuelle pH-Wert von etwa 3,5 begünstigt keineswegs den Prozeß der Tonverlagerung. Dafür eignet sich allenfalls ein saures Milieu bei pH-Werten von 5,0 - 6,5; die vorliegenden Säuregrade dagegen bedingen eine Aluminium-Freisetzung mit einhergehender Beendigung der Tonverlagerung (SCHEFFER/SCHACHTSCHABEL 1992: 376 ff). Die extreme Versauerung des Bodens ist mitunter mit dem Eintrag schwefelsaurer Niederschläge seit dem Beginn der Industrialisierung in Mitteleuropa in Verbindung zu bringen. Mindestens seit dieser Phase ist demnach der Lessivierungsprozeß unterbunden. Vermutlich reichen die Tonverlagerungsprozesse aber noch viel weiter zurück; Wie bereits erläutert, finden sich randlich mit den Graulehmen verzahnt Lössse, die bereits eine intensive Bodenbildungsphase erlebten und anschließend vermutlich in der Jüngeren Tundrenzeit von der Hauptlage überlagert wurden. Die Verbraunungs- und Verlehmungsprozesse besitzen dahingehend eine paläoklimatische Aussagekraft, daß sie entsprechend feucht-gemäßigte Bildungsbedingungen anzeigen.

An Bohrstockproben wurde deshalb der Carbonat-Nachweis mittels HCl-Probe geführt - im Bv-Horizont war kein Kalk mehr nachzuweisen, während der basale Löß bei Salzsäurebenetzung stark aufbraute. Die Auswaschung von Carbonaten deutet ebenso auf feuchte Bedingungen während der Bildungszeit hin. Das Interesse richtet sich nun auf die syngenetischen Prozesse im Bereich der Graulehmstandorte.

Über Graulehmen als Ausgangssubstrat der Bodenbildung müßte man parallel zur Braunerdebildung über Löß die Entwicklung einer kräftigen Parabraunerde annehmen und damit umfangreiche Tonverlagerungen innerhalb der Basislage postulieren. Die zeitliche Fixierung wurde konform mit SEMMEL (1964: 282) mit dem Spätwürm angenommen. Darüberhinaus stellt SEMMEL (1964: 282) fest, daß „in der Übergangszeit Pleistozän-Holozän nach einer Periode kräftiger Bodenbildung noch einmal ein Klima mit Dauerfrostboden und einer sommerlichen Auftautiefe von 40 - 70 cm folgt. Ein solcher Kälterückschlag könnte der Jüngeren Tundrenzeit zuzurechnen sein .....“. Der lessivierte Horizont der Parabraunerde wäre dementsprechend noch während des Alleröd durch eine äolische Komponente angereichert worden, die neben Lößlehm auch den Laacher Bimstuff enthält. Die anschließende solifluidale Verlagerung und kaltzeitliche Überprägung schließt sich in der Jüngeren Tundrenzeit an. Dabei tragen zwei Gesichtspunkte wesentlich zum Verständnis der morphodynamischen Prozesse während der Jüngeren Tundrenzeit bei:

- Die geringe Auftautiefe von 40 - 70 cm entspricht der Mächtigkeit der Hauptlage, weshalb tatsächlich ausschließlich die solifluidale Verlagerung im Bereich der oberen Deckschichtenglieder angenommen werden muß.
- Aufgrund seines hohen Tonanteiles fungierte der basale Bt-Horizont sicherlich auch als geeignetes Gleitmittel für die Hauptlagensubstrate.

Wann letztendlich die Pseudovergleyung mit redoxymorpher Dynamik einsetzt, ist nicht eindeutig festzustellen, sicherlich sind aber innerhalb der Bodenentwicklungsreihe die Stadien der Pseudogley-Parabraunerde und Parabraunerde-Pseudogley zwischengeschaltet. Ferner bleibt zunächst unbeantwortet, ob die Hauptlage nach ihrer solifluidalen Verlagerung noch von nachträglichen Lessivierungsprozessen erfaßt wurde. Der Horizont Ha 4 weist geringfügig höhere Schluffanteile auf und könnte demnach noch zur Hauptlage gerechnet werden. Der rel. hohe Tonanteil ließe sich dann durch Lessivierung und Tonerreicherung bis in die jüngste Vergangenheit erklären, die gegebenenfalls mit einer postallerödzeitlichen Carbonatverlagerung einherging. Die geringfügige Anreicherung von Carbonaten in den Sd-Horizonten (Ko 4 und Ha 6) wurde auf vertikale Differenzierungsprozesse zurückgeführt. Es handelt sich nur um geringe Carbonatkonzentrationen, die den pH-Wert im Gegensatz zu den Werten der Bohrung IV völlig unbeeinflusst lassen.

Das Studium rezenter Bodenbildungsprozesse ließe sich möglicherweise auch an prähistorischen Siedlungsstätten fortsetzen. Im Gemeindegebiet Kleinwallstadt sind insbesondere Siedlungsaktivitäten der Hallstattzeit/Spätere Eisenzeit (750 - 450 v. Chr.) nachgewiesen worden (ENDRICH 1961: 85, 309 ff), die in Form von zahlreichen Grabhügeln v.a. in der Waldabteilung „Geißhecke“ und „Schielstert“ dokumentiert sind. Vielleicht wurden sogar konkretionäre Bildungen infolge redoxymorpher Dynamik, z.B. Raseneisenerze als pedogene Lagerstätte für die Eisenverhüttung genutzt (Vgl. SCHLICHTING 1973: 6). Besonders auffällig ist, daß sich die prähistorischen Stätten ausnahmslos auf die Graulehmstandorte konzentrieren, während die benachbarten Lößflächen vermutlich vorwiegend ackerbaulich genutzt wurden. Sollten in naher Zukunft Untersuchungen der Grabstätten mit Genehmigung des Landesamtes für Denkmalpflege stattfinden, könnte eine zeitgleiche bodenkundliche Untersuchung wichtige Erkenntnisse der rezenten Bodenbildungsprozesse erbringen, da die Grabhügel eine wichtige stratigraphische Marke an der Wende Präboreal/ Subatlantikum darstellen.

## **8.5 Versuch einer chronologischen Skizzierung der Sedimentationsprozesse am Buschgraben**

### **8.5.1 Zeitliche Einordnung der initialen Formungsprozesse**

#### **8.5.1.1 Übergangsterrassen nach KÖRBER (1962)**

Eine Möglichkeit der zeitlichen Einordnung der morphodynamischen Prozesse im Bereich des engeren Untersuchungsgebietes am Buschgraben könnte über die Gliederung der Mainterrassen nach KÖRBER (1962) gelingen. Das Buschgraben-Querprofil mit absoluten Höhenlagen von 230 - 250 m NN kann exakt dem Niveaubereich der Plateauterrassen (Übergangsterrassen) zugeordnet werden. Bei KÖRBER (1962: 155) werden bezüglich einer zeitlichen Einordnung im Rahmen der Maintalentwicklung allerdings nur ungefähre Angaben gemacht - KÖRBER postuliert ein pliozänes, bzw. ältestpleistozänes Alter dieser Terrassenglieder. KURZ (1988: 191) hingegen präzisiert die zeitliche Einordnung der Schichtglieder und stellt sie in das Reuver (Oberpliozän). Damit ist zunächst ein Anhaltspunkt bezüglich einer zeitlichen Einordnung des Sedimentkomplexes gegeben. Allerdings muß an dieser Stelle darauf hingewiesen werden, daß ein Datierungsversuch über die Einordnung in die Mainterrassengliederung nur dann Gültigkeit besitzen kann, wenn das Untersuchungsgebiet seit dem Oberpliozän nicht mehr von tektonischen Hebungs- oder Senkungsvorgängen erfaßt worden ist - die Möglichkeit von neotektonischen Einflüssen im westlichen Spessart muß aber durchaus in Betracht gezogen werden.

#### **8.5.1.2 Fehlen der typischen Leitgerölle des Mains**

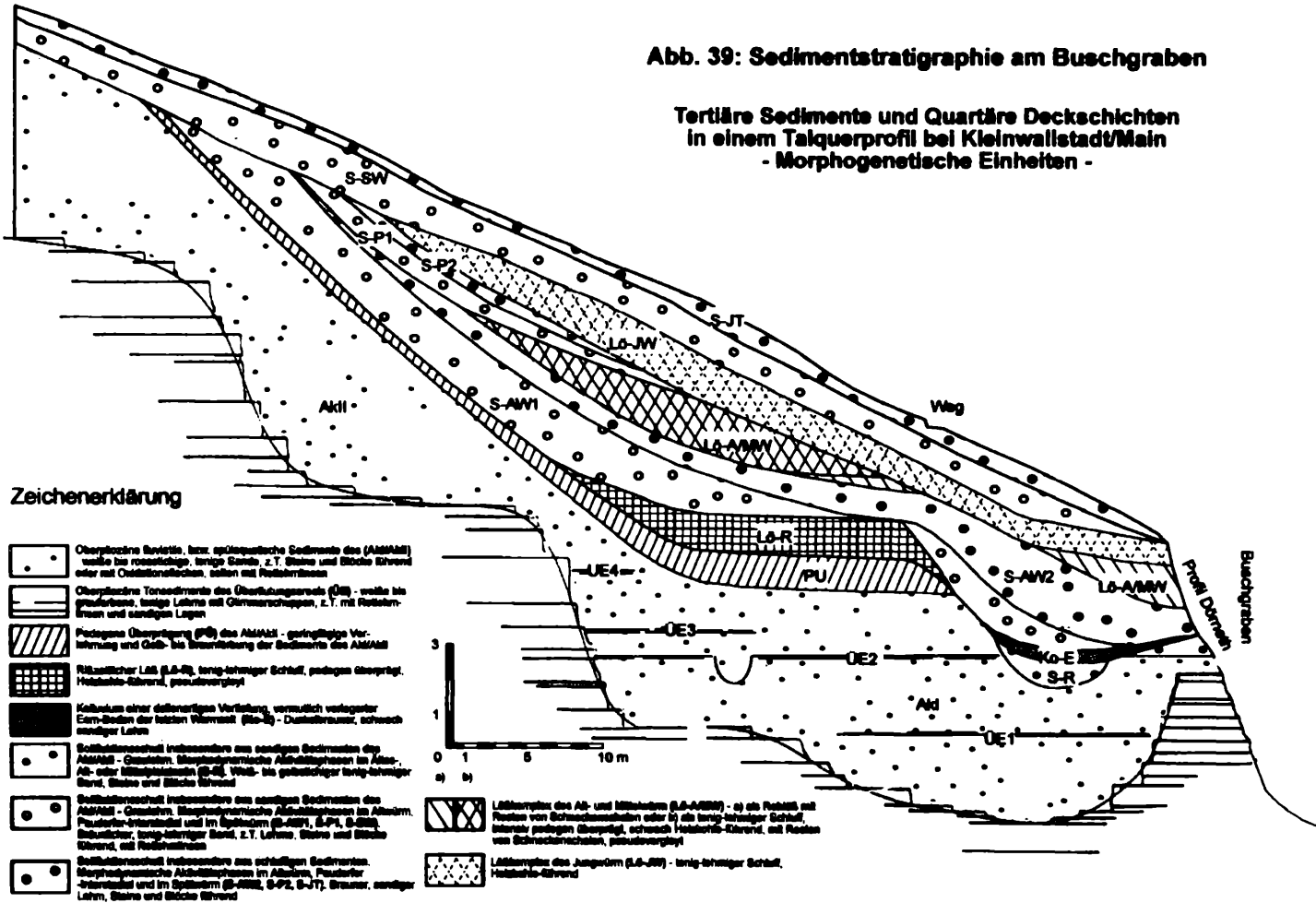
Die typischen Leitgerölle des Mains wie Kieselschiefer (Lydite), Grauwacken aus dem Frankenwald und Phyllitquarzite aus dem Fichtelgebirge (KÖRBER 1962: 13) konnten in den Sedimenten der Bohrungen und Aufschlüsse nicht angetroffen werden. Das Fehlen dieser Leitgerölle bestätigt prinzipiell die oben vorgenommene zeitliche Einordnung, denn der Anschluß des Obermaingebietes mit Frankenwald und Fichtelgebirge erfolgte zeitlich erst nach der Anlage der Übergangsterrassen sowie der Hauptterrassenfolge.

Die Sedimente am Buschgraben zeichnen sich nicht nur durch die Lokal Komponente 'Buntsandstein' im Sinne von KURZ (1988: 161) aus; sämtliche Buntsandsteingerölle sind intensivst chemisch verwittert und wurden weiß gebleicht. Rotfarbene Sandsteine, etwa aus niveaugleichen Bereichen des Obernburger Grabens südlich des Untersuchungsgebietes sind nicht präsent. Damit sind im Skelettanteil der Sedimente keine Leitgerölle enthalten, die zur stratigraphischen Gliederung herangezogen werden könnten.



Abb. 39: Sedimentstratigraphie am Buschgraben

Tertiäre Sedimente und Quartäre Deckschichten  
in einem Talquerprofil bei Kleinwallstadt/Main  
- Morphogenetische Einheiten -



## **8.5.2 Oberpliozäne Flußdynamik und spülaquatische Prozesse**

### **8.5.2.1 Fluviale Morphodynamik**

Im folgenden soll eine Möglichkeit der zeitlichen Abfolge der Sedimentationsprozesse am Buschgraben vorgestellt werden. An dieser Stelle sei ausdrücklich darauf hingewiesen, daß die dargestellte Rekonstruktion nur einen modellhaften Charakter besitzen kann, erlauben die Bohrungen doch nur einen bescheidenen Einblick in den oberflächennahen Untergrund. Die reihenhafte Anordnung der Bohrungen kann darüber hinaus die raumwirksamen Prozesse nur spärlich erfassen. Die folgenden Überlegungen wurden kartographisch in Abb. 39 sowie in der beiliegenden Karte festgehalten.

Zunächst einmal soll das Untersuchungsgebiet unter dem landschaftsgenetischen Aspekt betrachtet werden, wobei die Flußgeschichte des Maines eine herausragende Bedeutsamkeit hinsichtlich der Formgestaltung erlangt. Oben wurde bereits eine Rekonstruktionversuch des oberpliozänen Mainverlaufes anhand einiger geomorphologischer Phänomene unternommen. In dieses Modell der Maintalgenese sollen nun die Befunde der Untersuchungen am Buschgraben integriert werden.

Während zur Zeit der oberen Stufe der Übergangsterrasse noch weitgespannte Mäander innerhalb eines sehr breiten oberpliozänen Flachmuldentales vorherrschten, die vielleicht den Plattenberg und die Kirchhöhe umflossen, wurde nach einer Phase vorherrschender Tiefenerosion der Flußverlauf herunterprojiziert, so daß nunmehr zur Zeit der unteren Stufe der Übergangsterrasse eine Mäanderschlinge die heute kesselartige Talung zwischen Plattenberg und Kirchhöhe erfüllte. Sie stellte den Vorfluter für zahlreiche Spülrinnen dar, die vielleicht im Bereich des heutigen Schluchtensystems verliefen und damit das rezente Relief vorzeichneten. Das Niveau der unteren Stufe der Übergangsterrasse (UÜT) könnte man etwa im Bereich der Sohle der Bohrung VII im Niveau von etwa 225 m NN vermuten. Diese auffällige Stufung setzt sich v.a. weiter südlich fort (Horizont SaI 14 im Profil Sange I) und ist im Gelände auch im Längsverlauf des Buschgrabens zu verfolgen. Wenn man die Variante der extrem stufigen Ausprägung des anstehenden Buntsandsteins annehmen möchte, könnte die Felsterrasse bei etwa 232 m NN, auf der die Bohrung XII stockt, eine zyklische Eintiefung mit phasenhafter Seitenerosion anzeigen. Prinzipiell kann hier das gesamte Spektrum fluvialer Morphodynamik angenommen werden, die z.B. auch von einem Urmain in Form eines Zwangsmäanders im Sinne von LEWIN/BRINDLE (1977: 222) ausgeht.

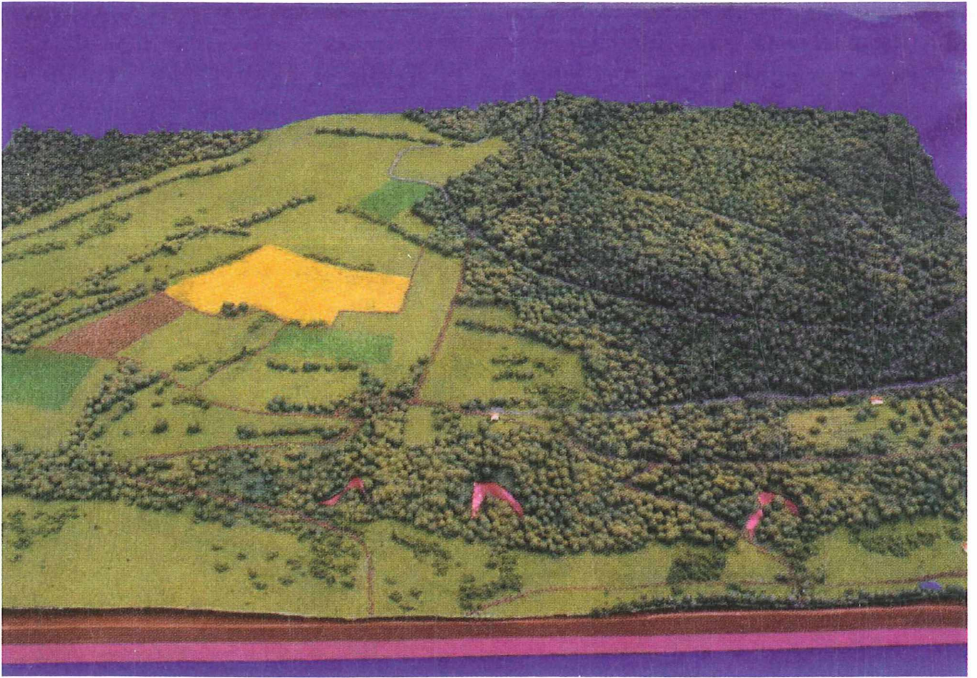
Der erosiven Phase und Ausräumung des anstehenden Buntsandstein-Saprolit folgte ein Abschnitt anhaltender Akkumulation, in der die geschaffenen Hohlformen wieder verfüllt wurden. Den eingeschalteten Tonhorizonten kommt dabei besondere Bedeutung zu - sie wurden als Stillwassersedimente

der Überflutungs-Ebene (ÜE) eines größeren Flußsystems aufgefaßt und zeigen demnach ein Ansteigen des Vorfluterniveaus an. Der Main muß also nach einem Abschnitt vorherrschender Tiefen- und Lateralerosion wieder in mäßigem Umfang, mindestens aber um den Betrag von 4,60 m bis in das Niveau des Tons ÜE 2 (VI 23, usw.) akkumuliert haben. Das Fehlen des Tons ÜE 2 in den Bohrungen VI und VII wurde auf postsedimentäre Zerfurchung und anschließende Verfüllung der etwa 1 m tiefen Rinne zurückgeführt. Vielleicht ist insgesamt eine noch umfangreichere Sedimentation anzunehmen, wenn man u.a. die Tone VII 30/IX 51 (ÜE 3) und IX 44/IX 45 (ÜE 4) ebenfalls als Bildungen einer höhergelegenen Überflutungsebene interpretiert, die im südlicheren Profilverlauf bereits wieder erodiert wurden. Die Bohrbefunde sind dahingehend nicht mehr aussagekräftig.

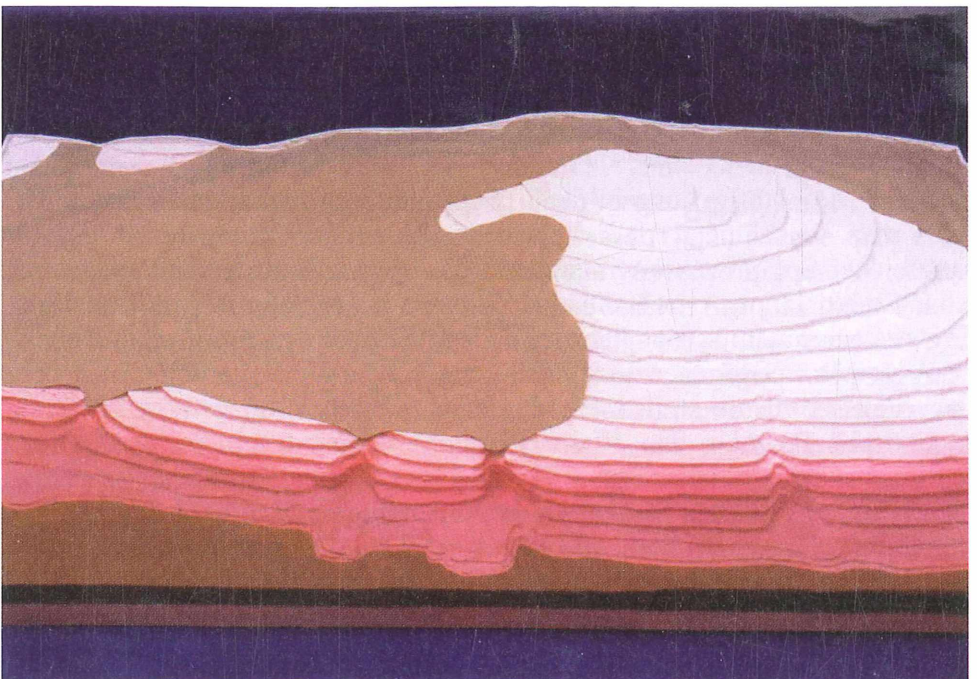
Für die weitere Skizzierung der Sedimentationsprozesse scheint ein eingebneter Abschnitt bedeutsam, der eine pedogene Überprägung (PÜ) erfahren hat und vorläufig den Abschluß des bisher beschriebenen Akkumulationskomplex I (AK I) darstellen soll. Man möchte aufgrund der ebenen Ausbildung des Sedimentkörpers im Bereich der Bohrung VII, IV und XIV (Vgl. auch den konkordant, eben auflagernden Lößlehm) sogleich eine Akkumulationsterrasse suggerieren. Die Sedimente PÜ zeichnen sich durch eine gelb-bräunliche Färbung aus, die auf schwache Verlehmungs- und Verbraunungsprozesse der ursprünglich weißgefärbten Sedimente des AK I zurückgeführt wurden. Die geringfügige Braunfärbung der Sedimente läßt sich in den hangwärtigen Bohrungen ebenfalls nachweisen. Hier konnte ein Hangbereich rekonstruiert werden, der vermutlich durch ein weiteres Prozeßgefüge morphodynamisch geprägt wurde:

### 8.5.2.2 Pliozäne Spülprozesse und abluale Vorgänge

Im Bereich des stufig ausgebildeten Saprolits (nördlich der Bohrung IX) könnte man annehmen, daß verstärkt aquatischer Hangabtrag infolge umfangreicher Spülprozesse wirksam wurde. Dies scheint durchaus plausibel, da eine Stabilisierung durch eine geschlossene Vegetationsdecke nicht unbedingt angenommen werden kann, nachdem die Sedimente in diesem Bereich keine Anzeichen pedogenen Einflusses zeigen. Die Verwitterungsdecke oder Umlagerungssedimente stellen ein durchaus günstiges Ausgangssubstrat für spülaquatische Prozesse dar. Wahrscheinlich ist eine „Sequenz der Formen und Prozesse“ (LESER/PANZER 1981: 119) anzunehmen, die von einem flächenhaften aquatischen Spülen an den Oberhängen, über hangfluviale Prozesse zu linear-konzentrierten Abflüssen am Unterhang, z.B. in Spülrinnen reicht. Die geogenen Rahmenbedingungen (z.B. auch die Hangneigung) sehe scheinen durchaus gegeben. Die Frage bleibt offen, ob auch die klimatischen Voraussetzungen günstig waren. Für Spülprozesse ist eine hohe Niederschlagsintensität notwendig, die bei kurzzeitiger Wasserübersättigung im Ausgangssubstrat infolge des Benetzungswiderstandes den episodischen Spülvorgang ermöglicht.



**Abb. 41:** Der Plattenberg – Geländemodell im Maßstab 1 : 1 000 (Eigene Anfertigung)



**Abb. 42:** Geologie des Plattenberges – Geländemodell im Maßstab 1 : 1 000  
 Dargestellt ist der rotfarbene und gebleichte Buntsandstein, die Lößüberlagerung, sowie Ablagerungen des Mains (Eigene Anfertigung)



**Abb. 43:** Rezente Rinnenspülung in oberpliozänen Sedimenten in Aschaffenburg – Aufschluß beim Bau der Ringstr. (Kurmainzer Ring) im Frühjahr 1996

Zusammenfassend läßt sich also feststellen, daß im Anschluß fluviatil-erosiver Phasen mit Abschnitten vorherrschender Tiefen- und Lateralerosion eine Akkumulationsphase auftritt, die bis zu einem bestimmten Niveau (mindestens **ÜE 2**) auf fluviatile Dynamik zurückgeführt wurde. Vermutlich wurden Spülprozesse im hangnahen Bereich formenprägend wirksam, die sich randlich mit den fluviatilen Sedimenten verzahnten. Die Sedimente im nördlichen Profilabschnitt am Buschgraben wurden zusammenfassend dem **Akkumulationskomplex II (AK II)** zugeordnet, wobei hier fluviatile und spülaquatischer Prozesse angenommen werden. Die fluviatile Akkumulation der **AK I/II**-Sedimente kann man je nach Wassersättigung durchaus auch auf einen schlamstromartige Materialeintrag zurückführen.

Sämtliche Prozesse, die zur Aufschüttung des **AK I/II** im Bereich des Buschgrabens führten, wurden aufgrund der absoluten Höhenlage in die Zeit der Bildung der unteren Stufe der Übergangsterrasse eingeordnet, die in Anlehnung an KURZ (1988: 191) in das Reuver (Oberpliozän) datiert wurden.

### 8.5.3 Quartäre Morphodynamik

#### 8.5.3.1 Pleistozäne Dellentälchen

Im Bereich der Bohrung VI tritt die oben beschriebene Verebnung in den sandigen Sedimenten des **PÜ** nicht mehr auf. Hier ist offensichtlich eine Talbildungsphase dokumentiert. Die nachträgliche Ausfüllung mit lößhaltigem Substrat ermöglicht eindeutig die randliche Abgrenzung gegenüber den sandigen Sedimenten des **AK I**. Das Erosionsereignis könnte zeitlich mit der Hauptterrassenfolge parallelisiert werden, wobei sich das Fließgerinne auf ein niedrigeres Vorfluterniveau einstellte und deshalb an Erosionskraft gewann. Vielleicht ist die Talbildung aber auch als Produkt der ältestpleistozänen Maintaleintiefung anzusehen oder über das Ältestpleistozän hinaus bis in das Altpleistozän zur Zeit der Talaufschüttung aktiv gewesen. Hierzu fehlen zunächst interpretierfähige Anhaltspunkte. Der Talquerschnitt entspricht im wesentlichen den typischen pleistozänen Dellentälchen, mitunter ist sogar eine leichte Asymmetrie mit steilerem Südhang und geringfügig flacherem Nordhang zu beobachten.

Im Bereich des Dellentälchens ist mit der Solifluktlage **S-AW1**, die rißzeitlichen **Lößlehm (Lö-R)** aufgearbeitet hat, und dem **Kolluvium (Ko-E)**, das vermutlich den umgelagerten Warmzeitboden des Eem beinhaltet, erst wieder Dokumente des Mittelpleistozäns (m. E.) überliefert. Somit stellt sich aufgrund dieser immensen Schichtlücke unweigerlich die Frage nach den morphodynamischen Prozessen während des gesamten Ältest- und Altpleistozäns. Für diesen Zeitabschnitt sind somit im Bereich des Buschgrabens vornehmlich morphodynamische Aktivitätsphasen in Form von Erosionsdiskordanzen dokumentiert, wie beispielsweise die dellentartige Vertiefung im Bereich der Bohrung VI. Stabilitätsphasen mit einhergehender

Bodenbildung äußern sich allenfalls anhand der schwachen pedogenen Überprägung (**PÜ**) des **AK I/II** und des Kolluviums **Ko-E**.

Das Ausgangsrelief der morphodynamischen Prozesse des Mittel- und Jungpleistozäns stellt demnach eine Talflanke mit Neigungsgraden von etwa 18 - 20° dar. Der Talhang wird im Bereich der Bohrung VII, IV und XIV von einer Verebnung abgelöst. Diese hatte vermutlich eine noch größere Ausdehnung in südliche Richtung, ist aber in diesem Bereich nicht mehr nachweisbar.

### 8.5.3.2 Pleistozäne Lössе und solifluidale Aufarbeitung

Mit einer gleichbleibenden Mächtigkeit von etwa einem Meter (XIV 16, 17; IV 15, 16, 17 und VII 18, 19) überzieht eine Lößdecke (**Lö-R**) eine Verebnung im Bereich des **AK I**. Mit dem **Lö-R** ist erstmalig eine umfangreichere Lößakkumulationsphase unter kalt-ariden Klimabedingungen dokumentiert. Die zeitliche Einordnung erfolgte in das Riß, nachdem alle hangenden Straten in das Würm datiert wurden, wie es unten dargestellt werden soll. Im Bereich des Dellentälchens ist der Übergang in ein schluffig-sandiges, mit Steinen angereichertes Substrat zu beobachten. Offensichtlich erfährt der Löß eine solifluidale Einarbeitung der angeschnittenen Terrassensedimente, während er das Dellentälchen auskleidet. Die Solifluktsdecke überlagert dabei einen etwa 30 cm mächtigen dunkelfarbenen, sandigen Löß (VI 20), der auch in geringerer Mächtigkeit in der Bohrung VIII (VIII 15) nachzuweisen ist und als kolluviale Bildung (**Ko-E**) die Sohle der Erosionsrinne ausfüllt. Es muß sich also um ein entsprechend älteres Substrat handeln. Es wurde aufgrund der dunkelbraunen Färbung als verschwemmter Boden des letzten Interglazials (Eem) interpretiert.

Eine anschließende Feuchtphase mit größeren Auftautiefen im Permafrostboden stellte die Rahmenbedingungen zur Ausbildung der Solifluktsdecke (**S-AW1/ Solifluktskomplex des Altwürm I**). Sie kleidet die Flanken des Dellentales aus, ist aber noch viel markanter im nördlichen Teil des Querprofils ausgebildet. Sie setzt vermutlich im oberen Profilabschnitt im sandig-tonigen Substrat zwischen der Bohrung X und XI an und gewinnt bei hangabwärtiger Verlagerung zusehends an Mächtigkeit (z.B. in der Bohrung IX, Horizont 14 - 28 mit etwa 2 m). Über dem scheinbar ungestörten Lößlehm (**Lö-R**) kommt es zum Auskeilen dieser Solifluktsdecke in einem ebenen Abschnitt und nicht etwa zur Erosion des liegenden Lösses, wie man vermuten könnte.

Diesem Solifluktskomplex folgt hangend der Komplex **S-AW2**, der eine deutliche Lößkomponente enthält. Es handelt sich um ein schluffreiches, steineführendes Substrat, welches im oberen Profilabschnitt nur in Mächtigkeiten von 30 - 40 cm auftritt. Allerdings nimmt die Mächtigkeit bei Hangversteilungen im Bereich der Delle wieder zu und besitzt beim Ausbeißen im Profil Dörmeth im Horizont Dö 3 noch etwa einen Meter

vertikaler Ausdehnung. Die Lößbeimengung kann in diesem Falle nicht mehr auf die solifluidale Einarbeitung der liegenden Schichten zurückgeführt werden, da diese als sandig-lehmige Substrate diagnostiziert wurden. Die Lößbeimengung muß deshalb auf synsedimentären äolischen Eintrag zurückgeführt werden.

Der aufliegende Lößkörper (**Lö-AM/W**) stellte bei der Betrachtung der Buschgraben-Sedimente eine wichtige stratigraphische Marke dar; er wurde mit dem bei BRUNNACKER (1955: 27 ff) beschriebenen WI korreliert. Sicherlich stehen bezüglich der stratigraphischen Gliederung des Jungpleistozäns aktuellere Arbeiten zur Verfügung (Vgl. SEMMEL 1974, zuletzt RÖSNER 1990); die Arbeit von BRUNNACKER wurden für diese Untersuchung insofern bedeutsam, als sie Lößprofile der näheren Umgebung, z.B. Mömlingen, Wörth und Großostheim beschreibt, wenn auch nicht sehr detailliert. Von besonderer Auffälligkeit ist in diesen Lößprofilen die Einschaltung einer Fließerde an der Wende W I/II. Die Fließerde tritt an die Stelle des „Braunen Verwitterungshorizontes“ (nach BRUNNACKER). Diese Bodenbildung wurde von SEMMEL (1974: 11) mit der feuchteren Variante des Hainerberger Bodens, dem Lohner Boden, als „zeitliches Äquivalent des sogenannten Paudorfer Interstadials“ verglichen. Der im Buschgrabenprofil über der Solifluktsionsdecke **S-AW1** und **S-AW2** auftretende Löß (**Lö-AM/W**) wurde vermutlich von mehreren intensiven Bodenbildungsphasen erfaßt. Eine stratigraphische Differenzierung in Grässelberger Boden und Mosbacher Humuszonen (Siehe z.B. RÖSNER 1990) gelingt am Buschgraben nicht, im Gegenteil ist der Lößkomplex über seine gesamte Mächtigkeit recht homogen, so daß in der Bohrung VII ein gesamter Bohrmeter nicht mehr gegliedert werden konnte (Ho. VII 10). Ein charakteristisches Merkmal stellen die zahlreichen Schneckenschalen dar. In Anlehnung an BRUNNACKER (1955: 27 ff) sollen sie als Kriterium dienen, um den vorliegenden Lößkomplex in das Alt- und Mittelwürm zu stellen.

Die Abgrenzung gegenüber dem Jungwürm stellt äquivalent zu den Lößprofilen der Umgebung eine Fließerde dar, die am Buschgraben-Sedimentationskomplex noch einmal gegliedert werden kann: Basal tritt eine geringmächtige Solifluktsionsdecke (**S-P1**) auf, die ausschließlich Terrassenmaterial aus Buntsandstein Saprolit aus dem nördlichen Profilibereich aufnimmt und deshalb als Graulehm bezeichnet werden kann. Sie wird von einer ebenso geringmächtigen Fließerde (**S-P2**) überlagert, welche aus vorwiegend schluffig -steinigem Substrat aufgebaut ist. Die Solifluktsionsdynamik erreichte offensichtlich nur geringes Ausmaß, da beide Fließerden südlich der Bohrung IX auskeilen und in der Bohrung VII nicht mehr nachweisbar sind. Allerdings veranschaulicht diese Zweigliedrigkeit sehr eindrucksvoll den Übergang von feuchteren Bedingungen während des Paudorfer Interstadials zu feucht-kalten Bedingungen mit Graulehm-mobilisation. Letztendlich verdeutlicht die Fließerde (**S-P2**) eine ausklingende



Solifluktdynamik mit Übergang zu ariden Bedingungen und einsetzender Lößakkumulation.

Auch der hangende Lößkomplex des Jungwürms (Lö-JW) ist intensiven Verlehmungs- und Verbraunungsprozessen unterworfen worden. Als wesentliches Charakteristikum dieses Lößkomplexes ist u.a. auch der Gehalt an Holzkohlestücken anzumerken. Im Bereich des Profils Dörmeth keilt er oberflächennah aus und erweckt dort den Anschein eines rezenten Bt-Horizontes aus Löß.

Die obersten Straten des Deckschichtenkomplexes stellen wiederum solifluidal umgelagerte Sedimente dar. Auch hier kann beobachtet werden, daß in der stratigraphischen Gliederung der Deckschichten die Bodenentwicklung vorgezeichnet ist. Die Bodentypen sind wiederum mit (Braunerde-) Pseudogley am Oberhang über pseudovergleyte Phäno-Parabraunerden bis hin zu Phäno-Parabraunerden nahe des Buschgrabens anzugeben. Die Basislage (S-SW) ist im oberen Profilabschnitt noch als typischer Graulehm ausgebildet. Über Löß, etwa südlich der Bohrung XII fand in großem Umfang die Einarbeitung des liegenden Lößsubstrates statt. Das jüngste Glied der Deckschicht stellt die Hauptlage (S-JT) dar, die sich wiederum nach morphologischen Kriterien eindeutig von den liegenden Substraten der Basislage abhebt. Unter Annahme der Einmischung der allerödzeitlichen Bimstufe wurde die Solifluktdynamik analog zu den Ausführungen oben in die Jüngere Tundrenzeit gestellt.

## **8.6 Beiträge zur Maintalgenese**

An dieser Stelle sollen einige Beiträge geliefert werden, die im Zusammenhang mit der Entwicklung des Maintales stehen. Sie sollen als zusätzliche Ergebnisse im Rahmen der Untersuchungen am Buschgraben und der näheren Umgebung verstanden werden und bedürfen noch intensiverer Nachforschungen. Allgemein kann aber festgehalten werden, daß der Erhalt der kretazo-tertiären Verwitterungsdecke im Bereich des westlichen Spessarts für die Untersuchungen der Maintalgenese besondere Bedeutung erlangt. Ein tertiärzeitlicher Saprolit ist in unmittelbarer Randlage zum Maintal bislang in der Literatur noch nicht beschrieben worden. Offensichtlich sind bislang keine tertiärzeitlichen Verwitterungsdecken bekannt geworden

### **8.6.1 Höhensande im Untersuchungsgebiet**

Zunächst soll auf die häufige Verbreitung von Flächenresten im Bereich der abs. Höhe von etwa 300 m NN hingewiesen werden (Siehe Abb. 2). Diese Verflachung greift offensichtlich über unterschiedliches geologisches Ausgangsgestein hinweg:

- Im Bereich der Heinchsthöhe findet sich eine solche Fläche bei knapp 310 m NN. über ‘Oberem Buntsandstein’ (so, Obernburger Graben). Die Pforte zwischen Heinchsthöhe und Bildeckhöhe repräsentiert das angesprochene Niveau mit 303 m NN nahezu exakt.
- Eine weitreichende Verflachung stellen Dörnetzhöhe, Salzlackenbergr, Salchenbuckel und Eichhöhe dar, wobei im Bereich des Salzlackenberges ungebleichte Sandsteine anstehen, die offensichtlich einer gehobenen Buntsandsteinscholle zuzuordnen sind. Diese Vermutung wurde aufgrund der Beobachtung geäußert, da im Solifluktionsschutt, der im Neubaugebiet Hausen, südlich des Salzlackenberges des öfteren aufgeschlossen wurde, ausschließlich ungebleichte Sandsteine in rot-violetter Matrix enthalten sind. Außerdem scheinen Talungen, die jeweils von N und S den Salzlackenbergr anschneiden, Störungszonen im Untergrund nachzuzeichnen.
- Südlich der Eichhöhe bei der Höhe 303 m NN (zwischen Römer- und Dietzengraben) ist ein weiteres Beispiel eines Flächenrestes lokalisiert. Hangwärtig schließen sich offensichtlich kleinere Sandvorkommen an, die ehemals in der ‘Oberen’ und ‘Unteren Sandkaute’ entlang der Wege abgebaut wurden (Die umgangssprachliche Bezeichnung „Sandkaute“ ist von dem Begriff „Sandkuhle“ abgeleitet und bezeichnet eine ehemalige Abbautätigkeit zur Sandgewinnung, vermutlich für Bauzwecke).
- In ähnlicher Weise existiert eine Sandkaute auf der Sickentalshöhe (Profil Sickentalshöhe; Siehe Steilrandsignatur der TK 6121), bezeichnenderweise wiederum in der Höhenlage 300 m über Meeresniveau. Dort sind im sandigen Substrat Blöcke von über 30 cm Kantenlänge enthalten. Sie könnten möglicherweise als Driftblöcke klassifiziert werden, orientiert man sich an den Beschreibungen der Wernfelder Schotter (275 m NN) bei KURZ (1988: 180 ff).

Aufgrund der hier dargestellten Flächenreste im Niveau von etwa 300 m NN liegt die Vermutung nahe, daß eine fluviatile Morphodynamik in besonderer Weise an der Reliefgestaltung beteiligt war. Womöglich können die angesprochenen Flächenreste in die Breittalphase i.S. BÜDELS (1979) korreliert werden.

### **8.6.2 Korrelate Sedimente des Oberpliozäns der östlichen Untermainebene und des Aschaffener Beckens**

Die Annahme KÖRBER’s (1959: 412) von ‘bedeutenden tektonischen Bewegungen’ der östlichen Untermainebene und des Aschaffener Beckens, die syngenetisch zu oberpliozänen Ablagerungen stattfanden, soll im folgenden im Mittelpunkt des Interesses stehen. Die Höhenvergleiche, welche der Argumentation KÖRBER’s zugrundeliegen, beziehen sich auf die Schippacher

Schotter bei 230 m NN (Obernburger Graben) und oberpliozäne Rinnenfüllungen, die in der Sandgrube Unterschweinheim in einer Höhenlage von 135 - 140 m NN aufgeschlossen waren.

Die Einordnung der Schippacher Schotter als fluviatile Akkumulation wurde an anderer Stelle (BACKHAUS 1967 b: 168) bezweifelt und vielmehr als gesteinsbürtige und nachträglich herausgewitterte Quarzit-Komponenten der anstehenden Solling-Folge gedeutet. Eigene stichprobenartige Untersuchungen an Sedimenten der angesprochenen Lokalität bei Schippach ergaben vom physiognomischen Erscheinungsbild her erhebliche Unterschiede zu den Tertiärsedimenten in Aschaffenburg, weshalb die Korrelation anhand der Substratmerkmale fragwürdig erscheint.

Alternativ sollen die pliozänen Sedimente in der Umgebung des Plattenberg-Saprolits als korrelates Substrat des Oberpliozän im Aschaffener Becken angesprochen werden. Der Buntsandstein-Saprolit in der Umgebung des Plattenberges könnte als ein potentiell Liefergebiet der Pliozenablagerungen in der Untermainebene gelten.

Die Verhältnisse am Plattenberg sind KÖRBER offensichtlich nicht bekannt geworden, da er zu der Feststellung kommt: „Im übrigen findet sich im gesamten Maintal nichts, was sich mit dem mächtigen Oberpliozän des Aschaffener Beckens vergleichen ließe.“ (KÖRBER 1959: 411).. In diesem Zusammenhang muß auch bedacht werden, daß die Bleichung der Buntsandsteingerölle, die z.B. in einem Aufschluß der Tongrube Mainflingen beschrieben wurden (KÖRBER 1959: 412), nicht zwangsläufig durch eine postsedimentäre Überprägung durch chemische Verwitterungseinflüsse erfolgen mußte. Vielmehr kann der fluviatile Transport in bereits gebleichtem Zustand, also als Umlagerungsprodukt des saprolitisierten Buntsandsteins angenommen werden.

Zieht man also die Höhendifferenzen der unterschiedlichen Pliozenvorkommen als Indiz einer umfangreichen synsedimentären tektonischen Bewegung heran, so können die Aussagen KÖRBER's (1959: 412) im wesentlichen bestätigt werden, wenngleich an dieser Stelle nicht die pliozäne Schotterterrasse KÖRBER's, sondern die pliozänen Sedimente in der Umgebung des Plattenberg-Saprolits als korrelates Substrat angesprochen wurden.

### **8.6.3 Altpleistozäne Maintaleintiefung und Talverschüttung (A-Terrasse)**

VALETON (1956: 44 ff) beschreibt anhand einiger Aufschlüsse im Zusammenhang mit dem Staustufenbau am Mittelmain „fossile Bodenbildungen an der Sohle des Maintals.“ Nach einer mächtigen Taleintiefungsphase im Ältestpleistozän (WURM 1955: 13 f, KÖRBER 1962: 138), die von KURZ (1988: 188 ff) nach Überarbeitung bekannter Aufschlüsse des Aufschüttungskomplexes in das Tegelen/B eingeordnet wurde, bedingten intensive, che-

mische Verwitterungsprozesse einen tiefgründigen Zersatz des anstehenden Gesteins. Die Einstufung in die frühe und langandauernde Warmphase des Tegelen C 1-3 scheint deshalb plausibel (KURZ 1988: 179). Als Beispiele im Buntsandstein-Gebiet sind Bohrungen an den Staustufen Harrbach und Steinbach, sowie den Glanzstoffwerken Obernburg/Main (heute Akzo-Nobel) aufgeführt, welche weißfarbene „Böden“ aufgeschlossen haben (VALETON 1956: 44). Handelt es sich hierbei um eine autochthone Bodenbildung oder lassen sich die angesprochenen Sedimente mit Residualkaolinen als Umlagerungsprodukte kretazo-tertiärer Verwitterungsdecken assoziieren?

Die anschließende Aufschüttungsphase, welche z.B. im unteren Mittelmaintal wieder das Niveau von etwa 50 m über Main erreicht, führt ebenfalls Tonhorizonte, wie sie etwa aus der Ziegeleigrube Marktheidenfeld beschrieben wurden (KURZ 1988: 136 ff) oder auch aus der ehem. Ziegeleigrube Wenzel, (Heute Fa. Arnheiter; KÖRBER 1962: 77). Der dort noch schlecht aufgeschlossene Tonhorizont wurde für tonmineralogische Untersuchungen beprobt. Als Ergebnis konnte ein Mineralbestand in der Tonfraktion festgehalten werden, der mit den Buschgraben-Sedimenten sehr gut verglichen werden kann. Wiederholt tritt im Diffraktogramm der hohe Kaolinitanteil hervor und besonders augenscheinlich Illit-Smectit-Wechselagerung, die eine zunehmende Illitisierung andeuten (HEIM 1990: 90). Demnach kann von kühl-gemäßigten Bildungsbedingungen und einer kaltzeitlichen Überprägung des Terrassenkörpers ausgegangen werden.

Im Industriegebiet Dommerich in Kleinwallstadt/Main sollte die Bohrung V (Abb 2.) den angesprochenen Tonhorizont der A-Terrasse erreichen. Die Flurbezeichnung „Häfnerlöcher“ weist dort auf die Ausbeute von Tonvorkommen hin. Tatsächlich kann in der Ortsgeschichte Kleinwallstadts eine 'Häfner-Werkstatt' sowie der Antrag auf den Bau eines 'Hafenbrennofens' im Jahre 1860 archivalisch belegt werden (Marktgemeinde Kleinwallstadt [Hrsg.] 1983: 28). Nach MURAWSKI (1992: 109) wurde in Kleinwallstadt auch für die „Keramische Manufaktur von Damm“ produziert und Ton aus den ehem. Häfnerlöchern verwendet. Da im Bereich der ehemaligen Häfnergrube beim Anwesen Dieselstr. 1 die Bohrung nicht niedergebracht werden konnte, wurde auf ein benachbartes Feld, nördlich der Kreisstraße 25 Hofstetten-Elsenfeld ausgewichen. Die in den Horizonten V 5 - 8 tonigen, gelbstichigen Feinsande stellen wohl die Randfazies eines vertonten Altwasserarmes dar.

Könnten nun die im Aufschüttungskomplex enthaltene Tonhorizonte tatsächlich als Umlagerungsprodukte aus kretazo-tertiärzeitlichen, stark kaolinitisierten Verwitterungsdecken des Buntsandsteins aufgefaßt werden? Auffällig ist, daß sich nach dem Eintritt des Mains in den Buntsandstein, „... vom östlichen Mainviereck ab ein flußabwärts auf rund 20 m anschwellender ...“ Tonhorizont einschaltet (KÖRBER 1962: 152). Der Tonhorizont tritt also genau dann in Erscheinung, sobald die geologischen Verhältnisse eine tiefgründige Verwitterung mit verstärkter Kaolinproduktion zulassen, während im Muschelkalkgebiet die tertiäre Verwitterungsdynamik vornehmlich in Ver-

karstungsprozessen bestand. Diesen Sachverhalt könnte man als Argument dafür heranziehen, daß bis ins Altpleistozän noch Relikte kretazo-tertiärer Verwitterungsdecken im Buntsandstein-Spessart verbreitet waren, von denen nur der Saprolit bei Kleinwallstadt und Eichelsbach die pleistozänen Abtragungsphasen überdauerte.

## 9 Zusammenfassung der Ergebnisse

Aus dem Bereich des südwestlichen Buntsandstein-Spessart wurden in dieser Arbeit weißgebleichte Gesteinspartien des unteren und mittleren Buntsandsteins (su, sm) vorgestellt, die in verschiedenen kleineren Aufschlüssen am Plattenberg bei Kleinwallstadt am Main und am Eichelsberg bei Eichelsbach zutage treten. Es erhärteten sich schließlich Vermutungen bezüglich einer autochthonen, tiefgründigen Verwitterungsdecke (Saprolit) über Buntsandstein, die als Relikte kretazo-tertiärer, intensiv-chemischer Verwitterungsprozesse erhalten blieben. Folgende Kriterien sprechen für diese These:

- Aus dem Auftreten des gebleichten Sandsteines in verschiedenen Höhenlagen (180 m NN und 275 m NN am Plattenberg) wurde eine von oben nach unten abnehmende Verwitterungsintensität beobachtet.
- Solifluidal aufgearbeiteter Saprolit als Graulehm findet eine flächenhafte Verbreitung auf Kuppen und plateauartigen Flächen.
- In einigen Profilen konnten tropisch/subtropische Bodenbildungen (Rotlehme) nachgewiesen werden.

Letztendlich konnten etwaige alternative Bildungsbedingungen, etwa postvulkanische hydrothermale Einflüsse über tonmineralogische Untersuchungen weitestgehend ausgeschlossen werden. Im Mineralbestand der Tonfraktion dominieren Muskovit/Illit und Kaolinit, daneben treten in geringen Mengen Quarz und in Spuren Illit/Smectit-Wechselagerungen auf. Dickit, als polytype Strukturvariante des Kaolinit und Anzeiger hydrothermalen Einflüsse, konnte nicht nachgewiesen werden.

Vor dem Hintergrund einer bislang unbekanntem autochthonen Verwitterungsdecke über Buntsandstein in nächster Umgebung des Maintales sollen im Rahmen dieser Untersuchungen auch verschiedene Aspekte der Landschaftsgenese behandelt werden, die in engem Zusammenhang mit der Entwicklung des Maintales, insbesondere an der Wende Tertiär - Quartär stehen.

Im Mittelpunkt der Arbeit stand zunächst die Untersuchung an Umlagerungssedimenten des Saprolits, die anhand einer Bohrsequenz und Auf-

schlußarbeiten im oberen Abschnitt der rezenten Schlucht „Buschgraben“ (TK 1 25 000, 6121 Heimbuchenthal, R 35 14 100, H 55 27 040, bei 230 m NN) eingesehen werden konnten. Bis zu einem bestimmten Niveau des Akkumulationskomplexes wurde die Umlagerung auf spülaquatische Prozesse und fluviatile Morphodynamik zurückgeführt, welche aus folgenden Gründen angenommen wurden:

- Aufgrund der absoluten Höhenlage (230 m - 250 m NN) kann unter Annahme tektonischer Ruhe das Querprofil in die Zeit der Übergangsterrassen des Maines (Oberpliozän) gestellt werden.
- Das Querprofil am Buschgraben vermittelt den Charakter eines Tales, nicht zuletzt aufgrund des (vermutlich) terrassenartig gegliederten anstehenden Saprofits im Bereich der nördlichen Talflanke. Die Talhohlform wurde mit einem Sedimentkomplex verfüllt, der im unteren Abschnitt als fluviatile Akkumulation angesprochen wurde.
- Eingeschaltete Tonhorizonte wurden als Stillwassersedimente im Überflutungsbereich des oberpliozänen Maines gedeutet.
- Der Tonmineralbestand der Umlagerungssedimente kann mit dem der Bleichzone des Saprofits assoziiert werden, so daß Anhaltspunkte für geringe Transportweiten der Sedimente vorliegen.

Der Buntsandstein-Saprofit und/oder fluviatil-spülaquatische Sedimente der Verwitterungsdecke wurden im Periglazialklima des Pleistozäns als Soliflukionsdecken aufgearbeitet, wie anhand einiger Bodenprofile und am Buschgraben-Querprofil dargestellt werden kann. In Anlehnung an FELIX-HENNINGSSEN (1990) wurden sie als „Graulehme“ klassifiziert. Sie stellen verschiedene Basislagen innerhalb der quartären Deckschichten dar.

Ferner wurde ein Versuch unternommen, eine chronologische Skizzierung der Sedimentationsprozesse am Buschgraben vorzunehmen. Zunächst kann festgestellt werden, daß das gesamte Ältest- und Altpleistozän im Bereich des Buschgrabens nur in Form einer Schichtlücke dokumentiert ist. Die nächste stratigraphische Marke stellt nun ein m. E. rißzeitlicher Löß dar, der von einer mächtigen Basislage überlagert wird. Darüber folgen jungpleistozäne Lössе, deren Sedimentation mit solifluidaler Einarbeitung in eine Fließerde einsetzt. Der wärmzeitliche Lößkomplex weist durch die Einschaltung einer geringmächtigen zweigeteilten Fließerde eine deutliche Zweigliedrigkeit auf und ist charakterisiert durch intensive pedogene Überprägung. Die Überlagerung der Lössе durch ein Graulehmsubstrat symbolisiert noch einmal eine Phase intensiver solifluidaler Verlagerung im Spätwürm. Sedimente der Hauptlage, die einen geringfügigen äolischen Eintrag erfahren haben und

vermutlich auch die allerödzeitlichen Bimstoffe enthalten, konnten ebenfalls nachgewiesen werden.

Die Sedimentstratigraphie am Buschgraben veranschaulicht verschiedene morphodynamische Aktivitätsphasen, die insgesamt dreimal die zyklische Abfolge Basislage (Graulehm) Mittellage (Lößlehmhaltige Solifluktsionsdecke) - Lößkomplex, bzw. Hauptlage beinhaltet.

In der Mehrgliedrigkeit der Deckschichten ist bereits die holozäne Bodenentwicklung vorgezeichnet: Der Graulehmhorizont fungiert als Staunässesohle und begünstigt damit die Entwicklung hydromorpher Bodentypen. In Plateaulage sind über Graulehmen i.d.R. Pseudogleye und deren Subtypen ausgebildet, während in Hanglagen über Löß Phäno-Parabraunerden auftreten.

## 10 Danksagung

Die vorliegende Arbeit entstand als Diplomarbeit am Geographischen Institut der Bayerischen-Julius-Maximilians Universität Würzburg. Der Titel lautet: „Die quartäre Aufarbeitung der kretazo-tertiären Verwitterungsdecke im süd-westlichen Buntsandstein-Spessart – dargestellt anhand einiger Hangprofile bei Kleinwallstadt am Main“.

Prof. Dr. Detlef Busche betreute die Arbeit in vorbildlicher Weise. Er fand sich zu zahlreichen Gesprächen bereit, in denen er wertvolle Hinweise und konstruktive Anregungen geben konnte. Schließlich ermunterte er mich, die Zwischenergebnisse nach beendeten Aufschlußarbeiten im Rahmen einer Tagesexkursion zu präsentieren. Die Exkursion fand am 19. Juli 1995 statt und wurde neben dem Referenten und dem Betreuer von fünf Kommilitonen und dem Forstdirektor des Forstamtes Kleinwallstadt begleitet. Für die Bemühungen bei der Betreuung der Arbeit möchte ich Prof. Dr. Detlef Busche ganz herzlich danken.

Darüber hinaus möchte ich mich bei allen bedanken, die in irgendeiner Form zum Gelingen der Arbeit beigetragen haben; sie alle namentlich aufzuführen, würde sicherlich zu weit führen. Stellvertretend sollen hier einige Personen genannt werden:

Dr. Barbara Sponholz danke ich für die Betreuung der Laborarbeiten, H. Weber für die Hilfestellung bei Fragen zu kartographischen Darstellungsmöglichkeiten. Dr. Rainer Hock und Dr. Martin Schwabenländer für die Betreuung der Arbeiten am Röntgendiffraktometer, dem Geographischen Institut, vertreten durch H. Schiener, für die Bereitstellung des Bohrgerätes. Das Bohrprogramm hätte sicherlich nicht durchgeführt werden können, wenn sich nicht viele Studienkolleginnen und -kollegen, sowie zahlreiche Personen aus meinem Bekanntenkreis bereit gefunden hätten, mir einen Tag als Bohrhelfer zur Seite zu stehen. H. K. Köhler und H. J. Hohm danke ich für die Durchsicht des Manuskriptes. Nicht zuletzt möchte ich mich auf diesem Wege bei meinen Eltern bedanken, die mir das Geographiestudium ermöglichten und mich zu jeder Zeit unterstützten.

Dem Naturwissenschaftlichen Verein Aschaffenburg danke ich herzlich für die Aufnahme der Arbeit in die Reihe: „Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Museums der Stadt Aschaffenburg“ In besonderer Weise danke H. Hans-Joachim Mühlig, Dr. Edmund M. Wolfram † und Joachim Lorenz.

Aus redaktionellen Gründen wurden in der Originalfassung der Diplomarbeit Änderungen vorgenommen insbesondere die Abbildungen betreffend. Auf eine ausführliche Darstellung sämtlicher Bohrprotokolle wurde hier verzichtet und exemplarisch Bohrung IV vorgestellt. Die Röntgendiffraktogramme wurden zusammenfassend in den Abbildungen 9, 10 und 11 veranschaulicht. In einigen Kapiteln wurden die textlichen Ausführungen geringfügig gekürzt.



## 11 Zitierte Literatur

- ARBEITSGRUPPE BODENKUNDE (1982): Bodenkundliche Kartieranleitung. - Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe sowie Geologische Landesämter der Bundesrepublik Deutschland [Hrsg.], Hannover.
- ARBEITSKREIS BODENSYSTEMATIK (1985): Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland. Kurzfassung - **In:** Mitt. Dtschen. Bodenkdl. Ges. **44**, Oldenburg.
- BACKHAUS, E. (1967a): Berichte über die Exkursionen im Spessart, in der Wetterau, in der Hanau-Seligenstädter Senke und dem Sprendlinger Horst vom 28. März bis 1. April 1967. - **In:** Jber. Mitt. oberrh. Geol. Ver. **49**: 23 - 33, Stuttgart.
- BACKHAUS, E. (1967b): Die vermeintlich pliozäne Schotterterrasse des Mains von Schippach im Spessart. - **In:** Backhaus, Egon (Schriftf.): Beiträge zur Geologie des Aschaffener Raumes. - Veröff. Geschichts- u. Kunstverein Aschaffenburg **10**: 165 - 173, Aschaffenburg.
- BACKHAUS, E. (1967c): Zur Genese des Buntsandsteins im Spessart. - **In:** Jber. Mitt. oberrh. Geol. Ver. **49**: 157 - 171, Stuttgart.
- BACKHAUS, E. und R. Stolba (1967): Junge Bruchschollentektonik im unteren Maintal zwischen Rüdenuh und Trennfurt (Obemburger Graben). - **In:** Jber. Mitt. oberrh. Geol. Ver. **49**: 147 - 157, Stuttgart.
- BAYER. GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.] (1981): Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000. - München.
- BECHER, A. (1965): Eine Tonmineralfolge vom Beckenrand zum Beckeninnern im Buntsandstein Nordost-Bayerns. - **In:** Beitr. Min. u. Petrogr., **11**: 586-613, Berlin-Göttingen.
- BECK, R. et al. (1994): Laborskript. Ein Handbuch für die Benutzer der Laboratorien der Physischen Geographie der Universität Tübingen. - **In:** Klein. Arb. Geogr. Inst. Universität Tübingen **11**, Tübingen.
- BREMER, H. (1971): Flüsse, Flächen- und Stufenbildung in den feuchten Tropen. - **In:** Würzburger Geogr. Arb. **35**, Würzburg.
- BREMER, H. et al. (1981): Zur Morphogenese in den feuchten Tropen. Verwitterung und Reliefbildung am Beispiel von Sri Lanka. - **In:** Relief, Boden Paläoklima **1**, Stuttgart.
- BRUNNACKER, K. (1955): Würmzeitlicher Löss und fossile Böden in Mainfranken. - **In:** Geologica Bavarica, **25**: 27 - 43, München.
- BÜDEL, J. (1957): Grundzüge der klimamorphologischen Entwicklung Frankens. - **In:** Würzburger Geogr. Arb. **4/5**: Beiträge zur Geographie Frankens. Festschrift zum 31. Geographentag in Würzburg: 5-46, Würzburg.
- BÜDEL, J. (1979): Reliefgenerationen und Klimageschichte in Mitteleuropa. - **In:** Z. Geomorph. N.F. Suppl. Bd. **33**: 15, Berlin.
- BÜDEL, J. (1977): Klima-Geomorphologie. - Berlin.

- CRAMER, P. (1964): Buntsandstein. - In: Bayer. Geologisches Landesamt München [Hrsg.]: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000: 69 - 81, München.
- DEUTSCHE FORSTSERVICE GmbH (DFS)(1992): Standortoperat für den Gemeinewald Markt Kleinwallstadt. - Feldkirchen.
- DIETZ, K.-R. (1981): Zur Reliefentwicklung im Main-Tauber-Bereich. - In: Rhein-Mainische Forschg. 93, Frankfurt am Main.
- DOBNER, A. et al. (1987): Der Bergbau in Bayern. - In: Geologica Bavarica 91, München.
- ELLENBERG, H. (1992): Zeigerwerte von Pflanzen in Mitteleuropa. - In: Scripta geobotanica 18, Göttingen.
- ENDRICH, P. (1961): Vor- und Frühgeschichte des bayerischen Untermaingebietes. - In: Veröff. Geschichts- u. Kunstverein Aschaffenburg 4, Aschaffenburg.
- FRANTZ, E. (1990): Untersuchungen zum Verwitterungsverhalten von Sandsteinen des Mittleren und des Oberen Buntsandsteins. - In: Berichte - Reports, Geol.-Paläont. Inst. Univ. Kiel 37, Kiel.
- FRECHEN, J. (1959): Die Tuffe des Laacher Vulkangebietes als quartärgeologische Leitgesteine und Zeitmarken. - In: Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf. 4: 363 - 370, Krefeld.
- FRECHEN, J. und ROSSAUER E.A. (1959): Aufbau und Gliederung des Würmlöß-Profils von Kärlich im Neuwieder Becken. - In: Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf. 4: 225 - 265, Krefeld.
- FRIED, G. (1984): Gestein, Relief und Boden im Buntsandstein-Odenwald. - In: Frankfurter Geowis. Arb., Serie D 4, Frankfurt am Main.
- FELIX-HENNINGSSEN, P. (1990): Die mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke (MTV) im Rheinischen Schiefergebirge. - In: Relief, Boden, Paläoklima 6, Berlin, Stuttgart.
- GEGENWART, W. (1952): Die ergiebigen Stark- und Dauerregen im Rhein-Main-Gebiet und die Gefährdung der landwirtschaftlichen Nutzflächen durch Bodenzerstörung. - In: Rhein-Mainische-Forschg. 36, Frankfurt a. Main.
- HALLA, F. und H. MARK (1937): Leitfaden für die röntgenographische Untersuchung von Mineralen. - Leipzig.
- HEIM, D. (1971): Lateritische Basaltverwitterung und Bauxit im Bereich der Wetterau-Schwelle. - In: Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch. 60: 251 - 257, Wiesbaden.
- HEIM, D. (1990): Tone und Tonminerale. Grundlagen der Sedimentologie und der Mineralogie. - Stuttgart.
- HEIZMANN, E.P.J. (1992): Das Tertiär in Südwestdeutschland. - In: Stuttgarter Beitr. z. Naturkunde, Serie C 33, Tübingen.
- JASMUND, K. und G. LAGALY [Hrsg.] (1993): Tonminerale und Tone. Struktur, Eigenschaften, Anwendungen und Einsatz in Industrie und Umwelt. - Darmstadt.
- JESSEN, O. (1938): Tertiärklima und Mittelgebirgsmorphologie. - In: Zeitschr. Ges. Erdkd: 36 - 49, Berlin.

- JUNG, J. (1996): Die quartäre Aufbereitung der kretazo-tertiären Verwitterungsdecke im südwestlichen Sandstein-Spessart – dargestellt anhand einiger Hangprofile bei Kleinwallstadt am Main. – Dipl.-Arb. Geogr. Inst. Univ. Würzburg, 186 S., Würzburg [unveröff.].
- KEDDEINIS, H. (1967): Geochemische und petrographische Untersuchungen an Buntsandsteinen am Nordrande der Eifel. - Diss., Köln.
- KERN, K. (1995): Grundlagen naturnaher Gewässergestaltung: geomorphologische Entwicklung von Fließgewässern. - Diss., Berlin.
- Klemm, Gerhard (1893): Gletscherspuren im Spessart und östlichem Odenwald.  
- In: Notizbl. Ver. Erdkd, Folge IV 4, Darmstadt.
- KLEMM, G. (1933): Über die Basalte und Eisenerzvorkommen des östlichen Odenwaldes. - In: Notizbl. Ver. Erdkd u. hess. geol. L.-Amt Darmstadt 14: 8 - 19, Darmstadt.
- KLUG, H.P. und L.E. ALEXANDER (1954): X-Ray diffraction procedures for polycrystalline and amorphous materials. - New York.
- KNOCH, K. (1952): Klima-Atlas von Bayern. - Deutscher Wetterdienst [Hrsg.], Bad Kissingen.
- KÖRBER, H. (1959): Zur oberpliozänen und altpleistozänen Entwicklung der östlichen Untermainebene und des Achaffenburger Beckens. - In: Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch. 87: 408 - 414, Wiesbaden.
- KÖRBER, H. (1962): Die Entwicklung des Maintals. - In: Würzburger Geogr. Arb. 10, Würzburg.
- KUBIENA, W.L. (1953): Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas. - Stuttgart.
- KURZ, R.W. (1988): Untersuchungen zur ältest- bis mittelpleistozänen Terrassen- und Sedimententwicklung im Mittelmaintal. - In: Würzburger Geogr. Arb. 72, Würzburg.
- LADD, M.F.C. und R.A. PALMER (1985): Structure determination by X-ray Crystallographie.  
- 2nd edition, New York.
- LESER, H. (1977): Feld- und Labormethoden der Geomorphologie. - Berlin.
- LESER, H. [Hrsg.] et al. (1975): Geomorphologische Kartierung - Richtlinien zur Herstellung geomorphologischer Karten 1 : 25 000. – In: Berliner Geogr. Abh. - Sonderheft, Berlin.
- LESER, H. und W. PANZER (1981): Geomorphologie. - Braunschweig.
- LEWIN, J. und B.J. BRINDLE (1977): Confined Meanders. - In: GREGORY, K.:J: [Editor]: River Channel Changes, New York.
- LIEDTKE, H. [Hrsg.] (1990): Eiszeitforschung. - Darmstadt.
- MAC FARLANE M.J. (1976): Laterit an Landscape. - London.
- Marktgemeinde Kleinwallstadt [Hrsg.] (1983): Liebes altes Dorf - Kleinwallstadt mit Hofstetten.  
- Kleinwallstadt.
- MÄUSSNEST, O. (1985): Bergbau und Vulkane auf Blatt 6120 Obernburg a. Main.  
- In: Geologica Bavarica 87: 97-117, München.
- MEHRA, O.P. und M.L. JACKSON (1960): Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. – In: Clay and clay Min. 7: 317 - 327.

- MEYER, H.-H. und C. KOTTMEIER (1989): Die atmosphärische Zirkulation in Europa im Hochglazial der Weichsel-Eiszeit - abgeleitet von Paläowind-Indikatoren und Modellsimulationen.  
- **In:** Eiszeitalter und Gegenwart **39**: 10 - 18, Hannover.
- MEYNEN, E. und J. SCHMITHÜSEN (1955): Handbuch der naturräumlichen Gliederung Deutschlands.  
- **In:** Veröff. Bundesanstalt für Landeskunde, zweite Lieferung. Remagen.
- MÜCKENHAUSEN, E. (1975): Die Bodenkunde und ihre geologischen, geomorphologischen, mineralogischen und pedologischen Grundlagen. - Frankfurt/Main.
- MÜCKENHAUSEN, E. (1979): Die Paläoböden der Eifel in Abhängigkeit von der Geomorphologie.  
- **In:** Z. Geomorph. N.F., Suppl.Bd. **33**: 16 - 24, Berlin.
- MÜCKENHAUSEN, E. und J. SCHALICH (1982): Paläoböden der Eifel. – Geolog. Jb **F 14**: 76 - 184, Hannover.
- MÜLLER, G. (1964): Sediment-Petrologie. - Stuttgart.
- MÜLLER, J. (1996): Grundzüge der Naturgeographie von Unterfranken. - **In:** BUSCHE, D. [Hrsg.]: Fränkische Landschaft - Arbeiten zur Geographie von Franken **1**, Gotha.
- MUNSELL (1990): Soil color charts. - Soil survey manual. U.S. Dept. Agriculture Handbook **18**.
- MURAWSKI, H. (1967): Grundzüge der tektonischen Entwicklung von Spessart und Wetterau.  
- **In:** Jb. u. Mitt. oberrh. Geolog. Ver. **49**: 117 - 127, Stuttgart.
- MURAWSKI, H. (1992): „Nur ein Stein“ - Einführung in die geologische Entwicklung und die geologische Erforschungsgeschichte des Spessarts. - Museen der Stadt Aschaffenburg [Hrsg.], Neustadt a.d. Aisch.
- NEFF, H. (1959): Grundlagen und Anwendungen der Röntgenfeinstrukturanalyse. - München.
- NIEMZ, H.-G. (1964): Das Aschaffgebiet. - **In:** Veröff. Geschichts- und Kunstverein Aschaffenburg **9**, Aschaffenburg.
- OBERDORFER, E. (1994): Pflanzensoziologische Exkursionsflora. - Stuttgart.
- OKRUSCH, M. et al. (1967): Erläuterungen zur Geologische Karte von Bayern, Blatt Nr. 5920 Alzenau i. Ufr. - Bay. geol. L-Amt [Hrsg.], München.
- Perm-Trias-Kommission (1993): Beschlüsse zur Festlegung der lithostratigraphischen Grenze Zechstein/Buntsandstein/Muschelkalk und zu Neubenennungen im unteren Buntsandstein in der Bundesrepublik Deutschland.  
- **In:** Nachr. dt. geol. Ges. **49**: 76- 81, Hannover.
- PETROV, V.P. (1976): Natur und Alter der alten mächtigen Verwitterungskruste. Verwitterung und Mächtigkeit der Verwitterungsfolge. - **In:** Schriftenr. geol. Wiss. **5**, Berlin.
- PYE, K. (1987): Aeolian dust and dust deposits. - London.
- RHODENBURG, H. (1968): Jungpleistozäne Hangformung in Mitteleuropa - Beiträge zur Kenntnis, Deutung und Bedeutung ihrer räumlichen und zeitlichen Differenzierung.  
- **In:** Göttinger Bodenkdl.Ber. **6**: 3 - 107, Göttingen.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1974): Stratigraphische Synopsis des deutschen Buntsandsteins.  
- **In:** Geol. Jb. **A 25**: 127 - 132, Hannover.

- RÖSNER, U. (1990): Die Mainfränkische Lößprovinz: sedimentologische, pedologische und morphodynamische Prozesse der Lößbildung während des Pleistozäns in Mainfranken. - In: Erlanger Geogr. Arb. **51**, Erlangen.
- SABEL, K.-J. (1989): Zur Renaissance der Gliederung periglazialer Deckschichten in der deutschen Bodenkunde. - In: Frankfurter Geogr. Arb. Serie D **10**: 9-16, Frankfurt am Main.
- SALGER, M. und J. SCHWARZMEIER (1985): Tonmineralogische Untersuchungen im Buntsandstein des Ostspessart. - In: Geologica Bavarica **87**: 91 – 97, München.
- SCHLICHTING, E. et al. (1995): Bodenkundliches Praktikum: Eine Einführung in pedologisches Arbeiten für Ökologen, insbesondere Land- und Forstwirte und für Geowissenschaftler. - Pareys Studentexte **81**, Berlin.
- SCHEFFER, F. und P. SCHACHTSCHABEL (1992): Lehrbuch der Bodenkunde. - Stuttgart.
- SCHREFFER, H. (1924): Das Maintal zwischen Spessart und Odenwald. Eine morphologische Studie. - In: Forsch. dt. Landes- u. Volkskde **3**, Stuttgart.
- SCHWARZBACH, M. (1993): Das Klima der Vorzeit. Eine Einführung in die Paläoklimatologie. - Stuttgart.
- SEIBERT, P. (1968): Übersichtskarte der natürlichen Vegetationsgebiete von Bayern 1 : 500 000 mit Erläuterungen. - In: Bundesanst. Vegetationskde, Natursch.u. Landschaftspf. **3**, Bad Godesberg.
- SEMMELE, A. (1964): Junge Schuttdecken in hessischen Mittelgebirgen. – In: Notizbl.hess. L.-Amt Bodenforsch. **92**: 275 - 285, Wiesbaden.
- SEMMELE, A. (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. – In: Frankfurter Geogr. Hefte **45**, Frankfurt am Main.
- SEMMELE, A. (1969): Bemerkungen zur Würmlößgliederung im Rhein-Main-Gebiet. – In: Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. **97**: 395 - 399, Wiesbaden.
- SEMMELE, A. (1974): Stand der Eiszeitforschung im Rhein-Main-Gebiet. - In: Rhein-Mainische-Forschg. **78**: 9 - 57, Frankfurt am Main.
- SEMMELE, A. (1976): Die Beziehungen zwischen Relief, Gestein und Böden in hessischen Buntsandstein-Landschaften. - In: Z. Geomorph. N.F. Suppl.Bd. **24**: 23 - 32, Berlin.
- SEMMELE, A. (1985): Geomorphologie der Bundesrepublik Deutschland. - In: Geogr. Z., Beihefte, Stuttgart.
- SEMMELE, A. (1993): Grundzüge der Bodengeographie. - Stuttgart
- SEMMELE, A. (1994): Periglazialmorphologie. - Darmstadt.
- SIEBERT, J. (1934): Der Spessart, eine landeskundliche Studie. – Breslau.
- SKOWRONEK, A. (1978): Untersuchungen zur Terra rossa in E- und S-Spanien- ein regionalpedologischer Vergleich. - In: Würzburger Geogr. Arb. **47**, Würzburg.
- SMIRNOV, V.I. (1970): Geologie der Lagerstätten mineralischer Rohstoffe. – Leipzig.
- SMITH, J.V. (1974): Feldspar minerals, In three volumes. Volume one: Chrystal structures and physical Properties. - Heidelberg.

- STÖRR, M. (1983): Die Kaolinlagerstätten der Deutschen Demokratischen Republik. – **In:** Schriften. geol. Wiss. **18:** 1 - 226, Berlin.
- STREMME, H. (1910): Überreste tertiärer Verwitterungsrinde in Deutschland. - **In:** Geol. Rdsch. **1:** 337 - 334, Leipzig.
- SPIES, E.-D. (1986): Vergleichende Untersuchungen an präpleistozänen Verwitterungsdecken im Osthunsrück und an Gesteinszersatz durch ascendente (Thermal-) Wässer in der Nordosteifel (Rheinisches Schiefergebirge). - Diss., Bonn.
- THOREZ, J. (1975): Phyllosilicates and clay minerals. - A laboratory handbook for their X-Ray diffraction analysis. Dison.
- Unesco [Hrsg.] (1971): Soils and tropical weathering. Proceedings of the Baudung Symposium 16 to 23 November 1969. - Paris.
- VAN SCHUYLENBORGH, J. (1971): Weathering and soil forming processes in the tropics. - **In:** Unesco [Hrsg.] Natural resources research **11:** 39 - 50, Paris.
- VALETON, I. (1956): Fossile Bodenbildung an der Sohle des Maintales. - **In:** Geologica Bavariae **25:** 44 - 50, München.
- VALETON, I. (1983): Klimaperioden lateritischer Verwitterung und ihr Abbild in den synchronen Sedimentationsräumen. - **In:** Z. dt. geol. Ges. **134:** 413 – 452, Hannover.
- VÖLKE, J. (1989): Geomorphologische und pedologische Untersuchungen zum jungquartären Klimawandel in den Dünengebieten Ost Nigers (Südsahara und Sahel). - **In:** Bonner Geogr. Abh. **79,** Bonn.
- VÖLKE, J. (1995): Periglaziale Deckschichten und Böden im Bayerischen Wald und seinen Randgebieten als geogene Grundlagen landschaftsökologischer Forschung im Bereich naturnaher Waldstandorte. - **In:** Z. Geomorph. N.F. Suppl.Bd. **96,** Berlin.
- WEINELT, W. (1962): Erläuterungen zur Geologische Karte von Bayern, Blatt Nr. 6021 Haibach. - Bay. Geol. L.-Amt [Hrsg.], München.
- WEINELT, W. und R. STREIT (1971): Erläuterungen zur Geologische Karte von Bayern, Blatt Nr. 6020 Aschaffenburg. – Bay. Geol. L.-Amt [Hrsg.], München.
- WEINIG, H. et.al. (1986): Oberflächennahe mineralische Rohstoffe von Bayern. Lagerstätten und Hauptverbreitungsgebiete der Steine und Erden. - **In:** Geologica Bavarica **86,** München.
- WITTMANN, O. (1967): Erläuterungen zur Bodenkarte von Bayern, 1 : 25 000, Blatt Nr. 6022 Rothenbuch. - Bay. Geol. L.-Amt [Hrsg.], München.
- WITTMANN, O. (1972): Erläuterungen zur Geologische Karte von Bayern, 1 : 25 000, Blatt Nr. 6022 Rothenbuch. - Bay. Geol. L.-Amt [Hrsg.], München.
- WURM, A. (1956): Beiträge zur Flußgeschichte des Mains und zur diluvialen Tektonik des Maingebietes.- **In:** Geologica Bavarica **25:** 1 - 21. München.
- ZERSCHWITZ, E. v. (1969): Bodenbildungen auf Basaltintrusionen in postvulkanisch verändertem Buntsandstein am Stromberg/Eifel. - **In:** Fortschr. Geol.Rheinld u.Westf. **16:** 387 - 424, Krefeld.
- ZÖLLER, L. (1983): Das Tertiär im Ost-Hunsrück und die Frage einer obermitteloligozänen Meerestransgression über Teile des Hunsrücks (Rheinisches Schiefergebirge). - **In:** N. Jb. Geol. u. Paläont., **Mh 8:** 505-512, Stuttgart.

## 12 Verzeichnis der Karten

(Karten z.T. nicht zitiert, nur verwendet)

Bayer. Landesvermessungsamt München (1989): Topographische Karte 1 : 50 000, Naturpark Spessart  
- Blatt Süd. - München.

Bayer. Landesvermessungsamt München (1992): Orohydrographische Karte 1 : 50 000, Blatt Nr. L 6120  
Aschaffenburg. - München.

Bayer. Landesvermessungsamt München (1993): Topographische Karte 1 : 25 000, Blatt Nr. 6121  
Heimbuchenthal. - München.

Bayer. Landesvermessungsamt München (1994): Topographische Karte 1 : 25 000, Blatt Nr.  
6221 Miltenberg. - München.

Bayer. Landesvermessungsamt München (1996): Topographische Karte 1 : 10 000, TKV 10 –  
Photogrammetrische Vergrößerung der Topographischen Karte 1 : 25 000, Blatt Nr.  
6121 Heimbuchenthal. - München.

Bundesanstalt für Geowiss. u. Rohst. in Zusammenarbeit mit den Geol. L.-Ämtern (1985):  
Geologische Übersichtskarte 1 : 200 000, Blatt Nr. CC 6318 Frankfurt a.M. – Ost.  
- Hannover.

CHELIUS, C. & G. KLEMM (1894): Geologische Karte des Großherzogthums Hessen, 1 : 25 000,  
III. Lieferung, Blatt Neustadt. - Oberrburg (Mit Erläuterung) - Darmstadt.

OKRUSCH, M. et al. (1967): Geologische Karte von Bayern, Blatt Nr. 5920 Alzenau i. Ufr. - Bay. Geol.  
L.-Amt [Hrsg.], München.

Vermessungsamt Klingenberg [Hrsg.]: Höhenliniendarstellung 1 : 2 500 (Geländeaufnahme 1953),  
Blatt Nr. NW 85-74d, NW 85-73c, NW 84-74b, NW 84-73a. - Klingenberg.

WEINELT, W. (1962): Geologische Karte von Bayern, Blatt Nr. 6021 Haibach.  
- Bay. Geol. L.-Amt [Hrsg.], München.

WEINELT, W & R. STREIT (1971): Geologische Karte von Bayern, Blatt Nr. 6020 Aschaffenburg.  
- Bay. Geol. L.-Amt [Hrsg.], München.

WITTMANN, O. (1967): Bodenkarte von Bayern, 1 : 25 000, Blatt Nr. 6022 Rothenbuch.  
- Bay. Geol. L.-Amt [Hrsg.], München.

WITTMANN, O. (1972): Geologische Karte von Bayern, 1 : 25 000, Blatt Nr. 6022 Rothenbuch.  
- Bay. Geol. L.-Amt [Hrsg.], München.

### 13 Verzeichnis der Abbildungen

Abb. 1: Die Lage des Untersuchungsgebietes in Unterfranken.....	7
Abb. 2: Das Untersuchungsgebiet im Sandstein-Spessart. – Mit Verebnungsbereichen und Lage der Aufschlussprofile .....	8
Abb. 3: Geologische Übersicht des südlichen Spessarts. ....	9
Abb. 4: Schematisiertes Profil des Buntsandsteins im Spessarts.....	11
Abb. 5: Klimakurve des mitteleuropäischen Tertiärs .....	17
Abb. 6: Prinzipieller Aufbau plinthitischer Latosole .....	20
Abb. 7: Muskovit/Illit-Reflex der Probe RoßbachII.....	33
Abb. 8: Kaolinit-Reflexe der Probe RoII.....	35
Abb. 9: Röntgendiffraktogramme – unbehandelte Proben .....	37
Abb. 10: Röntgendiffraktogramme – Ca-belegte Proben .....	38
Abb. 11: Röntgendiffraktogramme - Ca-Belegung, 550 °C-Behandlung.....	39
Abb. 12: Profil Kohlplatte/Wegböschung .....	45
Abb. 13: Profil Kohlplatte - Substratmerkmale .....	48
Abb. 14: Mikromorphologie des Horizontes Ko 5 bei 100-facher Vergrößerung .....	49
Abb. 15: Profil Harzofen/Wegböschung .....	50
Abb. 16: Profil Harzofen - Substratmerkmale .....	52
Abb. 17: Tonmineralogie des Horizontes Ha6 .....	54
Abb. 18: Profil Kohlplatte/Wegböschung– oberer Horizontabschnitt.....	57
Abb. 19: Profil Harzofen/Wegböschung .....	57
Abb. 20: Profil Klebsandgrube.....	58
Abb. 21: Tonhorizont Kle 11 im Profil Klebsandgrube .....	58
Abb. 22: Die Klebsandgrube im Gemeindewald Kleinwallstadt.....	59
Abb. 23: Profil Klebsandgrube.....	60
Abb. 24: Profil Klebsandgrube mit Bohrung I und Bohrung II.....	62
Abb. 25: Profils Dörneth/Buschgraben.....	63
Abb. 26: Profil Sange/Buschgraben .....	65
Abb. 27: Verkrustung im Profil Sange I (Sa I 5) bei 100 facher Vergrößerung.....	67
Abb. 28: Bohrung IV/Buschgraben .....	69
Abb. 29: Bohrung IV/Buschgraben – Substratmerkmale .....	73
Abb. 30: Profil Dörneth/Buschgraben .....	77
Abb. 31: Profil Sange/Buschgraben .....	77
Abb. 32: Bruchsteine aus verschiedenen Niveaus .....	78
Abb. 33: Gebleichter Buntsandstein unter sandigem, eisen-oxidischem Verwitterungsmaterial im Steinbruch-Mitte .....	78
Abb. 34: Mikromorphologie des Horizontes X 17 (Bohrung X), 200-facher Vergrößerung .....	86
Abb. 35: Korngrößenfraktionen der Horizonte IV 23 und Dö 8.....	91
Abb. 36: Sedimentärer Rotlehm in der Bohrung XV, Horizonte XV 33 - 36.....	101
Abb. 37: Saprolit-Steine mit Mangan-Patina im Profil Dörneth, Horizont Dö 10 .....	101
Abb. 38: Oxidbänder im Tonhorizont X 25 der Bohrung X.....	102
Abb. 39: Sedimentstratigraphie am Buschgraben.....	107
Abb. 40: Der Plattenberg – Geländemodell im Maßstab 1 : 1 000.....	110
Abb. 41: Geologie des Plattenberges – Geländemodell im Maßstab 1 : 1 000.....	110
Abb. 42: Rezente Rinnenspülung in oberpliozänen Sedimenten in Aschaffenburg – .....	111



## 14 Verzeichnis der Tabellen

Tab. 1: Klimaprofil des Südwest-Spessart.....	15
Tab. 2: Klassifikation der Schichtsilikate aufgrund des strukturellen Aufbaus und der Besetzung der Oktaederzentren.....	29
Tab. 3: Aufschlußlokalitäten im Untersuchungsgebiet – Kurzbeschreibung der nicht ausführlich dargestellten Profile.....	41
Tab. 4: Profil Kohlplatte/Wegböschung - Substratmerkmale.....	47
Tab. 5: Profil Harzofen/Wegböschung - Substratmerkmale.....	52
Tab. 6: Profil Dörmeth/Buschgraben – Substratmerkmale.....	64
Tab. 7: Bohrung IV/Buschgraben – Substratmerkmale.....	71
Tab. 8: Morphogenetische Einheiten des Buschgraben-Querprofils – Zuordnung der Bohrhorizonte.....	96

### Anschrift des Verfassers:

Dipl.-Geogr.

Jürgen JUNG

Forschungsstation für Mittelgebirge

Forschungsinstitut Senckenberg

Lochmühle 2

63599 Biebergemünd/Bieber