

Diplomarbeit

Zur Erlangung des akademischen Grades

Diplomgeograph

Formende Prozesse in Dellensystemen im Lössgebiet der Lommatzscher Pflege

Vorgelegt von Daniel Wolf
geboren am 31.03.1982 in Dresden

1. Gutachter: Prof. Dr. rer. nat. habil. Dominik Faust
2. Gutachter: PD Dr. Christoph Zielhofer

Dresden, 26.01.2009

Erklärung

Hiermit versichere ich, dass ich die vorliegende Arbeit selbstständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel benutzt habe, dass alle Stellen der Arbeit, die wörtlich oder sinngemäß aus anderen Quellen übernommen wurden, als solche kenntlich gemacht sind und dass die Arbeit in gleicher oder ähnlicher Form noch keiner Prüfungsbehörde vorgelegt wurde.

Daniel Wolf

Dresden, den 26. Januar 2009

Danksagung

Ich möchte mich an dieser Stelle bei allen bedanken, die mich bei der Anfertigung dieser Arbeit unterstützt haben.

Insbesondere danke ich meinen Eltern, die mir dieses Studium überhaupt erst ermöglichten. Schon von früh auf gaben sie mir die Empfänglichkeit für die Reize fremder, wie vertrauter Landschaften mit auf den Weg und standen mir fortwährend bei meinen diesbezüglichen Interessen zur Seite.

Ich danke Sylvi für ihre Geduld und ihre Zuversicht, dass auch diese Diplomarbeit „einst fertig geschrieben sein wird“. Dafür, dass sie mir stets den Rücken freihielt und zuweilen doch so wohltuende Zerstreuung verordnete. Und dann ist da noch Enno, der mich zunächst zu regelrechten Höchstleistungen anspornte und zudem mit wesentlich energischeren Mitteln die doch so wohltuende Zerstreuung einzufordern vermochte.

Prof. Dr. Dominik Faust möchte ich zum einen für das Anvertrauen dieses verheißungsvollen Themas und zum anderen für die vielseitige Ausbildung im Zuge des Geographiestudiums danken. So nahm er sich neben der hervorragenden Schulung im Gelände stets die Zeit, geographische Themen auch außerhalb der Hörsäle zu diskutieren. Des Weiteren danke ich ihm für die zahlreichen Plattformen zur Präsentation meiner Ergebnisse.

Erheblicher Dank gilt auch Dr. Fritz Haubold, der immer mit Rat und Tat den Fortgang der Arbeiten begleitete. Neben verschleißenden Geländeeinsätzen stand er auch im Büro für stundenlanges „Bilderraten“ zur Verfügung und leistete wertvolle Beiträge zur Entscheidungsfindung.

Abschließend danke ich meinen Kommilitonen und Freunden, insbesondere Alfred und Eyk, die mich des Öfteren ermuntert und beraten haben und zu guter Letzt mit der Durchsicht der Arbeit einen gehörigen Beitrag leisteten.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung.....	13
1.1	Motivation	13
1.2	Ziel der Arbeit	13
2	Stand der Forschung.....	15
2.1	Grundsätzliches zu den Dellen	15
2.1.1	Dellendefinition.....	15
2.1.2	Dellenformen.....	16
2.2	Dellengenese im Pleistozän.....	19
2.2.1	Solifluktion.....	20
2.2.2	Gelifluktion	22
2.2.3	Abluation	23
2.2.4	Nivation	23
2.2.5	Zeitliche Einordnung der Formungsabläufe.....	24
2.3	Dellengenese im Holozän.....	27
2.3.1	Kulturdellen.....	28
2.3.2	Entstehung und Erscheinungsbilder von Tilken.....	30
2.3.3	Der Prozess der Verdellung.....	33
2.3.4	Die Überformung periglazialer Dellen im Holozän	35
2.4	Asymmetrien innerhalb der Dellensysteme	37
2.5	Aktuelle Erosionsprozesse im Löss.....	40
2.5.1	Bodenerosion – Ursachen und Prozesse.....	40
2.5.2	Aggregatzerstörung und Verschlammung.....	42
2.5.3	Entstehung und Verteilung der Erosionsformen	44
3	Untersuchungsmethodik.....	50
3.1	Bodenkartierung und Probennahme	50
3.2	Labormethoden.....	53
3.2.1	Korngrößenanalyse.....	53
3.2.2	pH-Wert.....	54
3.2.3	Gehalt an organischem Kohlenstoff	54
3.3	Erstellung von Sedimentbudgets	55

4 Lommatzscher Pflege als Untersuchungsgebiet.....	57
4.1 Lage und naturräumliche Einordnung.....	57
4.2 Geologischer Untergrund und präpleistozänes Relief.....	61
4.3 Verbreitung und Ablagerungsbedingungen der Lösses	64
4.3.1 Aufbau und Gliederung der Lösses	65
4.3.2 Zeitliche Einordnung der Sedimentationsprozesse	67
4.4 Landschaftsentwicklung und anthropogene Nutzung im Holozän	69
4.5 Böden als Indikatoren der Landschaftsdynamik	74
4.5.1 Schwarzerden	74
4.5.2 Feuchtschwarzerden	75
4.5.3 Degradierung der Schwarzerden	76
4.5.4 Entstehung von Parabraunerden.....	77
4.5.5 Der Einfluss der Bewaldung auf die Degradationsprozesse	79
4.5.6 Die Böden der Lommatzscher Pflege.....	80
5 Ergebnisse.....	83
5.1 Kartierte Böden	83
5.2 Dellensystem bei Zehren.....	87
5.2.1 Verteilungsmuster der Böden.....	88
5.2.2 Verteilungsmuster der Kolluvien	94
5.3 Dellensystem bei Löbschütz.....	104
5.3.1 Verteilungsmuster der Böden.....	105
5.3.2 Verteilungsmuster der Kolluvien	109
5.3.3 Besondere Resultate der Laboranalytik.....	114
5.4 Schwarze Sedimente	118
5.5 Paltzscher See	125
5.6 Sedimentbudgets	127
5.6.1 Zehrener Dellensystem.....	127
5.6.2 Löbschützer Dellensystem	128
6 Interpretation und Diskussion.....	131
6.1 Dellensysteme – Muster und Gegensätze.....	131
6.1.1 Böden	131
6.1.2 Erosive Hangformung	134
6.1.3 Hangkolluvien	138
6.1.4 Kolluvien der Tiefenlinien	141
6.1.5 Dynamik entlang der Tiefenlinien.....	142
6.1.6 Formungsintensitäten in Abhängigkeit vom Relief.....	144
6.2 Spätglaziale Prozesse und die präholozäne Oberfläche	145
6.3 Stadien der holozänen Reliefformung.....	149
6.4 Herkunft und Entstehungsweise der Schwarzen Sedimente	156

7 Zusammenfassung	162
8. Ausblick	163
Literaturverzeichnis.....	164

Anhang

Dellenquerprofile Zehren
 Dellenlängsprofil Zehren
 Blockbild Zehren
 Dellenquerprofile Löbschütz
 Dellenlängsprofil Löbschütz
 Analysen der Tiefenlinienprofile

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 2.1	Materialverlagerung im Zuge des „Frostkriechens“	21
Abbildung 2.2	Typische Dellenquerprofile in Lössgebieten	29
Abbildung 2.3	Entwicklung einer ackerbaulich genutzten „Idealdelle“ im Holozän	29
Abbildung 2.4	Schema der Schluchten- und Dellenbildung im Kulturland	34
Abbildung 2.5	Ablösungs- und Transportprozesse in Abhängigkeit von der Größe der Bodenbestandteile	41
Abbildung 2.6	Erosionsdisposition in Abhängigkeit von Hangneigung und Substrat.....	41
Abbildung 2.7	Ausbildung einer Verschlammungskruste im Dellensystem Schwochau	43
Abbildung 2.8	Abspülungsformen in Abhängigkeit von der Hanggestalt	45
Abbildung 2.9	Rillenerosion und die beteiligten Prozesse	46
Abbildung 2.10	Schwemmfächerbildung am Unterhang	47
Abbildung 2.11	Erosionsformen und ihre Entstehung	48
Abbildung 3.1	Aufbau der Konkretionen eines Kolluviums.....	54
Abbildung 3.2	Aufbau der Konkretionen eines Lösslehms	54
Abbildung 4.1	Naturräumliche Gliederung Sachsens	57
Abbildung 4.2	Mittlerer korrigierter Jahresniederschlag in Sachsen	60
Abbildung 4.3	Schematisches Querprofil durch das Elbtal bei Dresden und südlich von Pirna	63
Abbildung 4.4	Die Verbreitung der Lössse in Sachsen	65
Abbildung 4.5	Siedlungsnachweise des Neolithikums	69
Abbildung 4.6	Die Verbreitung frühneolithischer Siedlungspunkte in Zentraleuropa	70
Abbildung 4.7	Steppenböden	75
Abbildung 4.8	Holozäne Bodenentwicklung auf Löss in Mitteleuropa.....	77
Abbildung 5.1	Analytik des Profils X4 im Querschnitt Q3	86
Abbildung 5.2	Der nördliche Teil der Lommatzscher Pflege	87
Abbildung 5.3	Lage der Bohrpunkte im Dellensystem bei Zehren.....	88
Abbildung 5.4	Analytik des Profils N14 im Querschnitt Q1	90

Abbildung 5.5	Erosionsrille im mittleren Flankenbereich des Querschnitts Q1.....	91
Abbildung 5.6	Separat beackter Tiefenlinienbereich des unteren Dellenabschnittes	91
Abbildung 5.7	Dunkel gefärbtes Kolluvium in der Seitendelle des Querschnittes Q6.....	94
Abbildung 5.8	Am Hang austretender Löss im Querschnitt Q1	94
Abbildung 5.9	Abgrenzung der Kolluvien entlang der Tiefenlinie.....	97
Abbildung 5.10	Den Tiefenlinienbereich umrahmende Schwemmfächer	97
Abbildung 5.11	Feingeschichtete kolluviale Sedimente am Hangfuss	98
Abbildung 5.12	Analytik des Tiefenlinienprofils der Bohrung S8 im Querschnitt Q5	100
Abbildung 5.13	Analytik des Tiefenlinienprofils der Bohrung S6 im Querschnitt Q3	100
Abbildung 5.14	Analytik des Tiefenlinienprofils der Bohrung S4 im Querschnitt Q2	100
Abbildung 5.15	Analytik des Tiefenlinienprofils der Bohrung S1 im Querschnitt Q1	101
Abbildung 5.16	Liniendiagramme der Kornverteilungskurven für die Profile S7 & S8	102
Abbildung 5.17	Lage der Bohrpunkte im Dellensystem bei Löbschütz	105
Abbildung 5.18	Profil 0 in Q5.....	108
Abbildung 5.19	Profil 5 in Q6.....	109
Abbildung 5.20	Feinschichtiges Material innerhalb eines Sedimentfächers	111
Abbildung 5.21	Korngrößenverteilung einer Sedimentprobe aus einem Schwemmfächer .	112
Abbildung 5.22	Analytik des Tiefenlinienprofils der Bohrung RKS3 im Querschnitt Q5..	113
Abbildung 5.23	Bestandteile der Sandfraktionen ausgewählter Proben (RKS3).....	115
Abbildung 5.24	Liniendiagramm der Kornverteilungskurven des Profils RKS3	116
Abbildung 5.25	Analytik des Tiefenlinienprofils der Bohrung S23	117
Abbildung 5.26	Analytik des Tiefenlinienprofils der Bohrung S24	117
Abbildung 5.27	Eine etwa 5cm lange Ton-Humus-Infiltration durchzieht mit vertikaler Orientierung den Lösslehm unterhalb des Schwarzen Sediments (S24)....	118
Abbildung 5.28	Starke Eisenanreicherungen innerhalb des Schwarzen Sediments (S23)...	118
Abbildung 5.29	Schichtgrenze zwischen Schwarzem Sediment und Lösslehm.....	121
Abbildung 5.30	Kohlenstoffprofile der Tiefenlinien	122
Abbildung 5.31	Gehalte an organischem Kohlenstoff in Bezug zu den Tongehalten des Schwarzen Sediments.....	123
Abbildung 5.32	¹³ C-NMR-Spektren einer Probe des Schwarzen Sediments.....	124
Abbildung 5.33	Optisches Bild eines Profils im noröstlichen Teil der Senke	126
Abbildung 5.34	Korngrößenverteilung einer Bohrung im Paltzschener See	126
Abbildung 5.35	Berechnung des Sedimentbudgets für das Dellensystem bei Zehren.....	127
Abbildung 5.36	Verbreitung der Kolluvien im Dellensystem bei Löbschütz.....	128

Abbildung 5.37	Sedimentmenge der Löbschützer Süddelle	129
Abbildung 5.38	Sedimentbudget des gesamten Löbschützer Dellensystems	129
Abbildung 6.1	Am Vitalitätszustand des Getreides abzulesende Feuchteunterschiede.....	136
Abbildung 6.2	Einzelner großer Schwemmfächer am Ausgang der parallel zur Tiefenlinie verlaufenden Seitendelle des Zehrener Systems	139
Abbildung 6.3	Aneinandergereihte kleinere Schwemmfächer der steileren Südflanke.....	139
Abbildung 6.4	Komplexe Untergrundgestaltung des südlichen Zehrener Rückens	140
Abbildung 6.5	Stark aggregierte, tonige und verbraunte Solifluktionsschotter.....	146
Abbildung 6.6	Periodizität des Klimas im Jungholozän	149
Abbildung 6.7	Stadien der holozänen Reliefgenese.....	151

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1	Korngrößenverteilung des Profils 2 im Querschnitt Q2 (Zehren).....	84
Tabelle 2	Korngrößenverteilung der Bohrung RKS3 im Querschnitt Q5 (Löbschütz)	114
Tabelle 3	Kennwerte der Schwarzen Sedimente	119
Tabelle 4	Vergleich zweier Schwemmfächer mit stark konträren Hangeinzugsgebieten....	138
Tabelle 5	Vergleich der Tiefenlinien der Dellensysteme Zehren und Löbschütz.....	143

Abkürzungsverzeichnis

a	Jahr
Ah	Humoser Oberbodenhorizont
Ap	Gepflügter Oberbodenhorizont
AK	Arbeitskreis
Al	Lessivierter Oberbodenhorizont
Bv	Verwitterter Unterbodenhorizont
Bt	Tonangereicherter Unterbodenhorizont
Btv	Verwitterter Unterbodenhorizont (tonangereichert)
BP	Before Present (1950)
C	Untergrundhorizont
Cv	Verwitterter Untergrundhorizont
Cn	Unverwitterter Untergrundhorizont
C _{org}	Organischer Kohlenstoff
f	fossil
GOF	Geländeoberfläche
ha	Hektar
KAK	Kationenaustauschkapazität
LFZ	Lamelleneckenzone
NN	Normalnull
RKS	Rammkernsondierung
S	Schappenbohrung
Sw	Stauwasserleitender Unterbodenhorizont
Sd	Wasserstauender Unterbodenhorizont
TK	Topographische Karte

1 Einleitung

1.1 Motivation

Die Lommatzscher Pflege ist als Teilgebiet des Mittelsächsischen Lösshügellandes eine durch besondere Reize hervortretende Kulturlandschaft. Neben den im Sommer goldgelben Getreidefeldern treten im Herbst die kräftigen, leuchtend braunen Böden hervor, beschattet von knorrigen Einzelbäumen, die sich auf flachen Hügeln über die Umgebung erheben oder entlang alter Wagentrassen die Felder umsäumen. Die Kulisse bildet ein flachwelliges, hügeliges Relief, mal von tiefen Tälern zerschnitten, mal von aufgesetzten Kuppen überragt.

So entstammt die Motivation für diese Arbeit dem, durch dieses eindruckliche Landschaftsbild angeregten Verlangen, die geschwungenen Formen mit dem ständigen Auf und Ab der Rücken und Tiefenlinien zu ergründen und mehr über die Entstehung dieser Landschaft und der in ihr wirkenden Mechanismen zu erfahren.

Es wurde am Lehrstuhl für Physische Geographie in Dresden, neben der bereits bestehenden Arbeitsgruppe für die Lössstratigraphie, eine weitere Arbeitsgruppe ins Leben gerufen, die sich vornehmlich mit der Reliefentwicklung und insbesondere den im Holozän realisierten geomorphologischen Prozessen beschäftigt.

1.2 Ziel der Arbeit

Im Blickpunkt dieser Arbeit steht die Morphodynamik innerhalb von Dellensystemen, es gilt die hier vorherrschenden morphologisch wirksamen Prozesse zu erfassen und wenn möglich auch quantitativ zu beschreiben. Da sich in Vorarbeiten offenbarte, dass die Intensität der Verlagerungsprozesse am eindrucklichsten in Form von Sedimentbudgets darzustellen ist, soll dieses letztlich als ein Ziel der Arbeit gelten. Dafür soll die Methodik der Bohrstockkartierung einschließlich tieferer Sondierungen mittels geeigneten Bohrgerätes zum Einsatz kommen. Des Weiteren soll versucht werden, verschiedene Dellensysteme in unterschiedlichen Reliefeinheiten miteinander zu vergleichen, um gegebenenfalls Formungsunterschiede, respektive unterschiedlicher Formungsintensitäten aufzuzeigen. Die Wahl der Unter-

suchungsobjekte soll dabei in erster Linie durch den Parameter Reliefenergie bestimmt sein. Neben der allgemeinen Aufnahme des Formenschatzes dieser durch Dellen geprägten Landschaft soll versucht werden, bestimmte Ansätze bezüglich der erfolgten Landschaftsentwicklung zu erarbeiten.

Die Zeitscheibe umfasst zunächst die holozänen Formungsabläufe, wobei sich auch Befunde über spätpleistozäne, zur präholozänen Oberfläche hinführende Prozesse ergaben.

2 Stand der Forschung

2.1 Grundsätzliches zu den Dellen

2.1.1 Dellendefinition

Soll in der Folge aufgezeigt werden, welche verschiedenen Formen der Dellen existieren und unter welchen speziellen Bedingungen ihre jeweilige Genese von statten ging und zum Teil bis heute andauert, so erweist es sich als hilfreich den Begriff „Delle“ zunächst etwas näher zu erläutern und von anderen Oberflächenformen abzugrenzen.

Unter einer Delle wird im Allgemeinen eine flache Einsenkung mit einem muldenförmigen Querschnitt verstanden, welche oftmals durch eine mehrere hundert Meter lange talartige Streckung gekennzeichnet ist (AHNERT 1996). Dellen werden durch konvexe, als Wasserscheiden fungierende Wölbungen voneinander abgegrenzt, bzw. vollzieht sich durch jene der Übergang zu umgebenden Hängflächen. Somit weisen sie sich als Wassersammelnde Formen aus und bilden Leitlinien für diverse Stoffflüsse, allen voran der Abtragung (LESER 2001), ohne jedoch ein dauerhaftes und deutliches Gerinnebett auszubilden (LOUIS & FISCHER 1979). Das Fehlen eines fließenden Baches unterscheidet die Dellen von flachen Tälern (KÄUBLER 1938). Nach THIEMEYER (1988) stellen die Dellen, als Leitformen der holozänen aquatischen Hangformung, gewichtige Steuerfaktoren der Hangabtragungsprozesse dar.

Folgt man den Ausführungen SEMMELS (1961) so erfuhren die typischen Dellen eine erhebliche pleistozäne Vorformung unter periglazialen Bedingungen, im engeren Sinne seien Prozesse der Gelifluktion, Solifluktion, sowie Prozesse der flächenhaften Spüldenudation für ihre Entstehung im Zuge der letzten Eiszeiten verantwortlich (AHNERT 1996). Dem gegenüber steht die Formengruppe der so genannten Kulturdellen, welche auf vielfältige Art und Weise entstehen und mit einer Vielzahl von Erscheinungsbildern auftreten können. Maßgeblich ist ihre durch das Wirken des Menschen bedingte Überprägung; insbesondere zeigen sich Kulturdellen als Resultate der Bodenerosion (SEMMEL 1996).

2.1.2 Dellenformen

Im heutigen Landschaftsbild Mitteldeutschlands vorzufindende Oberflächenformen mit phänotypischer Entsprechung des obig dargestellten Verständnisses von Dellen wurden durch verschiedene Prozesse und in verschiedenen Zeitepochen der jüngeren Vergangenheit gebildet. Neben den an ihrer Bildung beteiligten Prozessen und den Entstehungszeiträumen eignen sich für eine weitere Differenzierung ihre Zugehörigkeit zu komplexeren Gefügen von Oberflächenformen oder die in heutiger Zeit maßgeblich zur weiteren Formung beitragenden Prozessgefüge.

Unter den Prämissen der relativ flachwelligen Abfolge von konvexen Ober- und konkaven Unterhängen, sowie der Abwesenheit von Gerinnebetten werden in verschiedenen Landschaftseinheiten Dellen beschrieben. LOUIS & FISCHER (1979) führen mehrere Kilometer lange Anfangsstrecken größerer Täler auf, die nach ihrem muldenförmigen Querprofil als Dellen zu deklarieren sind. Die Ausprägung eines typischen Tales komme dabei erst unterhalb der Dellen, bei konvergierenden Abflüssen zu Stande. Ebenso beschreibt BÜDEL (1981) unter der Rubrik Dellen flache, heute meist trockene und mehrere Kilometer lange Muldentälchen als Vermittler zwischen pleistozänen Taleintiefungen und den Höhen alter Rumpfflächen. AHNERT (1996) verfolgt diesen Gedanken weiter und führt unter Verweis auf einen die Dellenflanken abschließenden Rückhang, diese quellmuldenartigen Talanfangsdellen als eine eigene Formkomponente auf. Er unterscheidet je nach Neigungsgrad Flach- und Steildellen und untergliedert diese nach der Zahl der im Talanfang konvergierenden Dellen. Demgegenüber werden vor allem in Lössgebieten Dellen als eigenständige Formen auf Verebnungen oder als Kompartimente weitverzweigter raumgreifender Dellensysteme (ROUBITSCHKE 1955, THIEMEYER 1988, SEMMEL 1996) beschrieben, ohne dass ein direkter Übergang von einer Delle in ein fließgewässerführendes Tal zu verzeichnen wäre. Dellen verschiedenen Ausmaßes zeigen sich mitunter prägend für das gesamte Landschaftsbild (HAASE 1995), wobei Flanken mächtiger, tief eingeschnittener Dellen gemeinhin von Hangdellen oder Hangmulden geringerer horizontaler Ausdehnung zergliedert werden. Kommt es zum Auslaufen einer solchen Delle auf einer schwächer geneigten Tiefenlinie oder einem ebenen Bereich im Vorland der Delle, so bauen sich mitunter beträchtliche Schwemmfächer am Fuße der Dellen auf (SEMMEL 1961).

Die Dominanz gewölbter Dellen einerseits und großer eingeschnittener Kerbtäler andererseits basiert entweder auf der Existenz eines holozänen Fließgewässers oder auf den Bedingungen im Zuge ihrer präholozänen Anlage. Bezüglich der glazialen Prägung des

Reliefs, insbesondere der von Dellen geprägten Lösslandschaften besteht wohl einhelliger Konsens in der Geomorphologie. So beschreibt z.B. LIEBEROTH (1982) das heutige Mesorelief der Lösslandschaften als vorwiegend im Spätglazial gebildet, PECSI (1996) sieht die Zergliederung der Hänge durch Dellen und Trockentälchen in einer regen kaltzeitlichen Materialumlagerung begründet und auch Semmel vertritt eine kräftige Zerdellung auf tertiären Verebnungen und im Löss unter periglazialen Bedingungen, wobei er hierin eine zeitlich äquivalente Bildung zu den tiefen Tälern der Mittelgebirge sieht. Dieser Zusammenhang wird bei BLENK (1962) besonders gut herausgestellt, indem sie ein Tälchen am Rande einer gehobenen Scholle im NW-Harz mit einer Talabfolge vom weitgestreckten Kerbtal, zum Muldental, zum Muldensohlental und schließlich zu einem, in einem Schwemmfächer auslaufenden Sohlental beschreibt. Der von periglazial-fluviatilen Aufschüttungen bedeckte Talboden sowie der Schwemmfächer, respektive die von Solifluktionsschutt überzogenen Hänge bezeugen die pleistozäne Prägung des Tälchens. Die sich talauswärts bildende und verbreiternde Talsohle und die zunehmend steileren Hänge sind durch eine talabwärts ansteigende Seitenerosion bedingt, die das solifluidal zum Hangfuss verlagerte Material in schnellerem Maße unterschneiden und abtragen konnte als es nachgeliefert wurde. Der resultierende Wandel in der Talabfolge ist dementsprechend durch die stärkere talabwärtige Materialabfuhr bedingt, bei einer tiefer liegenden Erosionsbasis hätte sich das Tal womöglich zu einem tief eingeschnittenen Kerbtal entwickelt. Dieses Wechselspiel zwischen vorrangig linienhaften Prozessen der Talbildung und der Talbildung gegensteuernden flächenhaft wirksamen Prozessen diskutiert auch BORK (1998) für die ausklingende Weichseleiszeit mit dem Resultat der Bildung flach gestreckter Hangformen bei Überwiegen der reliefausgleichenden Denudationsprozesse. BLÜMEL (1999) markiert beide Prozessgefüge im Zuge der periglazialen Dellenentstehung als stark an einander gekoppelt. So verzeichnet er eine synchrone Entstehung der Talhänge und des Talbodens durch in die Dellen einfließendes Schneeschmelzwasser. Die Dellen als bündelnde Schmelzwasserkollektoren eines oftmals größeren dendritisch verzweigten Einzugsgebietes erfahren dabei aufgrund der periodisch geführten nivalen Gerinne eine Eintiefung, obwohl eben jenes Schmelzwasser gleichzeitig für die Bereitstellung des Ablations- und Solifluktionsmaterials von den Hängen verantwortlich ist. Gegen eine rein solifluidal bedingte Entstehung selbst flacher Dellen wendet sich ROHDENBURG (1965), wobei er auf etwaige Formenwandel während der Dellenentstehung verweist. So zeige auch eine von einer Fließerde durchzogene Delle keine zwangsweise Entstehung durch Solifluktion an, sondern könne genauso gut durch die solifluidale Auffüllung eines fluvial entstandenen Tälchens entstanden sein. Bei einem

einphasigen Prozess der Dellenbildung sieht er zudem das Verhältnis der Abtragung von Rücken und Hohlformen unberücksichtigt, stellen doch viele Rücken reine, durch Solifluktion gezeichnete Abtragungsgebiete dar. Freilich seien den jüngeren Löss unterlagernde Fließerden ein gut zu belegender Umstand, doch blieben ältere Formungsprozesse, wie eventuelle Abspülprozesse trotzdem im Verborgenen. Im Hinblick auf die das Material der Fließerden stellenden Hänge markiert er mit dem Übergang von Stabilitäts- zu Aktivitätszeit im Zuge einsetzender Gelisolifluktion eine Neu- und Weiterbildung von Hangrinnen und für den Übergang von Aktivitäts- zu Stabilitätszeit eine Ablagerung des Materials in den Hohlformen (ROHDENBURG 1971).

Einen Schritt weiter geht SEMMEL (1985) indem er zunächst konform mit ROHDENBURG für Dellen in früheren Kaltzeiten ein tieferes Einschneidungsniveau denn des heutigen erkennt, woraufhin in den Dellentiefenlinien Schwemmsedimente zur Ablagerung kamen. In der Folge untergliedert er Dellensysteme anhand der Größe der Einzugsgebiete und befindet für Dellen großer Einzugsgebiete eine fluviale Formung bis kurz vor das Ende der letzten Lössakkumulation. Dellen mit kleineren Einzugsgebieten erfuhren gemäß mangelnder wassersammelnder Wirksamkeit eine komplette Auffüllung durch Akkumulation äolischen und verlagerten Lösses. Semmel korreliert die feuchten Abschnitte der Glaziale mit Phasen der Dellenbildung und findet ihre Entsprechung in Schichtlücken der stratigraphischen Lössprofile. Ergänzend beschreiben SEMMEL (1961) wie ROHDENBURG eine Auskleidung der spätweichselzeitlichen Dellen mit einem jüngeren kalkhaltigen Löss, womit eine erneute Reliefverflachung in Form eines strikten Prozesswandels einhergeht.

Eine gänzlich anders geartete Entstehungstheorie für periglazial angelegte Dellen geht ursprünglich auf Penck zurück. Er initiierte die Annahme, Dellen entstünden durch die Wirkung der Korrasion, wie sie wohl aus der Schürfarbeit periglazialer Fließerdeströme resultiere. Dieser Gedanke findet sich auch bei DEMEK (1963) wieder, der die Entstehung von Dellen in böhmischen Mittelgebirgen in der Korrasion des Schuttes auf dem Felsuntergrund begründet sieht.

Eine ebenso konträre Dellenformung beschreibt PECSI (1996) für östlichere kontinentalere Gebiete mit wesentlich höheren Lössmächtigkeiten, welche die Oberflächenformung noch viel stärker vom präexistenten Relief entkoppelten. Er umschreibt parallel angelegte Systeme sich über weite Distanzen erstreckender Dellensysteme, die von ebenfalls parallelen Lössrücken voneinander abgegrenzt werden. Diese als Gredas bezeichneten Rücken stellen mehrere hundert Meter breite und mehrere Kilometer lange fossile kaltzeitliche Lössdünen dar, ihre Längsachsen zeigen sich als in der anzunehmenden

kaltzeitlichen Hauptwindrichtung orientiert. Allerdings räumt er weitere Entstehungsmöglichkeiten ein, so ein syn- oder postsedimentäres Herauspräparieren der Rücken aus einem Plateau unter Materialabfuhr in die Dellensysteme oder eine Reliefumkehr mit Verschüttung älterer und Schaffung neuer Dellenzüge.

2.2 Dellengenese im Pleistozän

Das präholozäne Alter vieler Dellen wurde bereits angesprochen, genau wie ihre an kaltzeitliche Bedingungen geknüpfte Entstehung. Das Pleistozän gestaltete sich in unseren Breiten als ein von intensiven Massenverlagerungen geprägtes Zeitalter (EISSMANN 1981). Die häufigen Frostwechsel der jährlich wiederkehrenden Aktivitätsphasen in den fröhsommerlichen Auftauperioden sorgten für die hangabwärtige flächenhafte Abfuhr des aufbereiteten Untergrundmaterials. Essentiell für derartige Vorgänge ist eine gewisse Reliefenergie; teilweise war sie schon gegeben, teilweise kam es auch erst im Zuge des Pleistozäns zu einer Tieferschaltung der Erosionsbasis. Eine ausgeprägte Tiefenerosion ist eines der Hauptmerkmale der kaltzeitlichen fluvialen Tätigkeit, so führt SEMMEL (1996) eine starke fluviale Eintiefung von Tälern für das Mittelpleistozän an, wofür er eine intensive tektonische Aktivität zu dieser Zeit verantwortlich macht. Mit dieser Eintiefung wurde ein Erosionsimpuls für weite Teile des tributären Gewässer-, respektive des angeschlossenen Hohlformennetzes ohne perennierende Fließgewässer gegeben, welche sich im Verlauf des Mittel- und des Jungpleistozän in unterschiedlichem Maße auf das Vorfluterniveau einstellten. Das Wachstum des Hohlformennetzes gleicht nach BORK (1998) einer dendritischen Verästelung, folglich wird ein Tälchen von umso mehr Tälchen nächst niedrigerer Kategorie gespeist werden, je weiter es sich durch rückschreitende Erosion vom Vorfluter entfernt. In sämtlichen, auf diese Weise angelegten Hohlformen fanden unter periglazialem Milieu Abtragungsprozesse statt, welche die Materialabfuhr von den Tiefenlinien auf die Hänge ausweiteten. Im Festgestein brachte die Frostsprengung das Material für Denudationsvorgänge auf, wobei sich zuweilen Frostkliffs herausbildeten (DEMEK 1963), welche sich am Hang zurückverlagerten und große Blockhalden aufzubauen vermochten. Für deren Abfuhr bedurfte es einer starken morphodynamischen Aktivität vor allem der Schmelzwasserabflüsse. ZEPP (2003) spricht dem fluvialen kaltzeitlichen Abflussverhalten eine ausgeprägte Saisonalität zu; durch die fröhsommerlichen Auftauperioden in Kombination mit dem noch bestehenden Permafrost, entstünden immense, nicht im Verhältnis zu den

Jahresabflüssen stehende Hochwasserabflüsse mit wohl ebenso dimensionierten Transportkapazitäten. In gerinnelosen Hohlformen gelangte der überwiegende Teil des Frostschuttes durch solifluidale Verlagerung in hangabwärtige Bereiche. Der vor allem für das Jungpleistozän nachweisbare Prozess der Lössanwehung führte schließlich zu einer Bedeckung der Hohlformflanken mit stellenweise mehrere Meter mächtigen Lössdecken. Diese wurden in die jeweiligen Solifluktions- und Abspülprozesse einbezogen, wobei jene bei einer besonders starken Lössdeposition bald ausschließlich in der Lössbedeckung zum Tragen kamen. Aufgrund der maßgeblichen Bedeutung für die Oberflächenformung lössdominierter Standorte, sollen im Folgenden die Prozesse der Solifluktion, Gelifluktion, Abluation und Nivation einer näheren Erläuterung unterliegen.

2.2.1 Solifluktion

Wird in einer Literaturstudie AHNERTS (1996) unter dem Begriff Solifluktion eine jegliche hangabwärtige Fließbewegung von wassergesättigtem Bodenmaterial angeführt, so beschränkt sich der Prozess bei BLÜMEL (1999) auf die gravitative, zusammenhängende, langsame Abwärtsbewegung einer Auftauschicht, welche durch häufige Frostwechsel ausgelöst wird. Er weist zudem darauf hin, dass das zuvor genannte Bodenfließen einer wassergesättigten Auftauschicht lediglich eine Spielart der Solifluktion wäre, eine solche Rutschung aber nichts mit dem eigentlichen Prozess der Frostwechselsolifluktion in Form eines „Frostkriechens“ zu tun hätte. Es erwies sich somit als sinnvoll eine genauere Unterscheidung vorzunehmen und die Solifluktion dem Prozess der Gelifluktion gegenüber zu stellen (siehe auch KARTE 1979 oder SEMMEL 1985).

Der eigentliche Prozess der Solifluktion basiert auf einem wechselnden Auftauen und Gefrieren des Untergrundes; schon ab Neigungen von 2° setzen sich dabei Lockermassen in Bewegung. Der hierfür entscheidende Vorgang ist nach BLÜMEL (1999) die vertikale Volumenausdehnung des feuchten Substrates während des Gefriervorganges. ZEPP (2003) räumt dabei wachsende Hebungsbeträge bei steigendem Wassergehalt des Bodens ein. Das Material wird also senkrecht zur Oberfläche angehoben, aber gemäß der Schwerkraft lotrecht wieder abgesetzt (Abb. 2.1, S.20), wodurch eine ständige Auf- und Abbewegung anstatt eines harmonischen Fließvorganges zustande kommt. Die entscheidenden Steuergrößen der Verlagerungsintensität sind zum Einen die Frostwechselhäufigkeit, wobei sich die Wirksamkeit bei hochfrequenten Tag-Nacht-Frostwechseln gegenüber den jahreszeitlichen

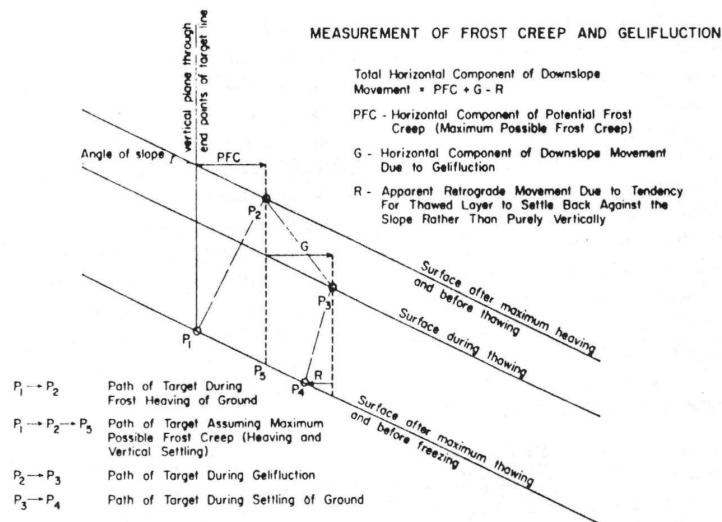


Abbildung 2.1: Materialverlagerung im Zuge des „Frostkriechens“ (Rohdenburg 1971 aus Washburn 1967)

oberen Zentimeter bis Dezimeter betreffenden Frostwechselereignissen der Übergangsjahreszeiten geschuldet ist. Aufgrund dieser Abläufe stelle die Solifluktion eher einen quasilaminaren Prozess denn ein Gleiten auf basaler Gleitfläche dar und es gäbe keinen Anlass für die Annahme einer korradierenden Wirkung auf den Untergrund (KARTE 1979). Als limitierenden Faktor der Solifluktion benennt MENSCHING (1960) die jeweilige Hangneigung, so laufe der Prozess bei Neigungen von drei bis zwölf Grad besonders intensiv ab und werde oberhalb dieser Werte vermehrt von Rutschvorgängen abgelöst. Ab einer Neigung von 30° sieht Mensching keine Bildung periglazialer Wanderschuttdecken mehr, da diese hier vollends durch fluviatile Abtragungsvorgänge abgelöst werde.

Als ein elementarer Teilprozess der Solifluktion wird gemeinhin die Kammeissolifluktion genannt, ein Vorgang welcher auf der meist nächtlichen Ausstrahlung an der Erdoberfläche oder dem Einströmen von Kaltluft basiert. Hierbei wird Wasserdampf aus dem wärmeren Untergrund angezogen, welcher unter den Bodenaggregaten sublimiert und in Form bündelförmiger Eisnadeln senkrecht zur Bodenoberfläche in die Höhe wächst (BLÜMEL 1999). Die auf wenige Zentimeter Länge wachsenden Eisnadeln heben währenddessen Mineralbodenpartikel in die Höhe, welche wiederum beim Abschmelzen der Nadeln ein Absinken und damit einen hangabwärtigen Versatz erfahren. Da die Kammeissolifluktion auf die oberen Bodenzentimeter beschränkt bleibt, führt sie neben dem direkten Materialversatz zu einer Auflichtung eventuell vorhandener Vegetationsdecken und erhöht zudem durch eine allgemeine Lockerung die Anfälligkeit der Bodendecke gegenüber diverser Denudationsprozesse (ZEPP 2003). In diesem Zusammenhang sei noch auf die

um ein beträchtliches Maß erhöht, zum Anderen wirkt sich die Eindringtiefe des Auftauprozesses auf die Bewegungsvorgänge aus. Die durchschnittliche Abtragungsgeschwindigkeit wird durchweg mit einigen Millimetern bis zu zehn Zentimetern pro Frostwechselzyklus angegeben, obwohl sich die oberen Bereiche meist schneller im Bezug zur Basis der Auftauschicht bewegen, was vermutlich den, lediglich die

Vorgänge der gebundenen und der ungebundenen Solifluktion verwiesen. Können sich beispielsweise bei der ungebundenen Solifluktion, unter einer unbedeckten Bodenoberfläche kryoturbative Entmischungsmuster frei entfalten, so ist die gebundene Solifluktion durch Bedeckung einer dichteren tundrenartigen Vegetation gekennzeichnet, welche zwar eine Verlagerung der Bodendecke zulässt aber des Öfteren eine Lobenbildung unter Überföhrung hangabwärtiger Oberflächen initiiert.

Die Formung eines Hanges unter isolierter Betrachtung der Solifluktion wird durch ROHDENBURG (in ZEPP 2003) analysiert. Unter der Annahme einer gleichen Solifluktionsleistung in allen Bereichen eines gestreckten Hanges, zeichne sich der obere Abschnitt zunächst durch einen Materialverlust, unter zunehmender Verflachung aus. Da am Mittelhang Materialabfuhr und –anlieferung äquivalente Größen darstellten, herrsche hier Formkonstanz unter Durchtransport. Am Unterhang verringere die Akkumulation, bei ausbleibendem Abtransport des Materials, die Abtragsleistung; es bildet sich folglich ein konvex-konkaves Hangprofil mit hangaufwärtiger Fortpflanzung der Akkumulation. Dass ein solcher Ablauf jedoch meist keine dauerhafte Formung bedeutet wurde bereits im vorigen Kapitel unter Verweis auf die mancherorts beträchtlichen Abtragungsbeträge entlang der Tiefenlinien diskutiert.

2.2.2 Gelifluktion

Gelifluktion meint nun das dem „Frostkriechen“ gegenüber stehende Durchtränkungsfließen des wassergesättigten Auftaubodens (ZEPP 2003). Grundbedingungen sind die wasserundurchlässige Permafrosttafel im Untergrund, sowie ein feinmaterialreiches Substrat, welches den Zustand der Wassersättigung durch Rückhalt des Schmelzwassers im Porensystem in der Auftauperiode erreicht. Kommt es unter diesen Bedingungen zu einem positiven Porendruck, so kann es durch eine Überschreitung der Fließgrenze zu einem Abwärtsfließen der aufgetauten Bodenschicht und mitunter zur Ausbildung von Lobenstrukturen kommen. Die jährlichen Bewegungsbeträge bedingende Parameter sind laut AHNERT (1996) die Hangneigung, die Korn- und damit die Porengröße, das Porenvolumen und Menge wie Anwesenheitsdauer des verfügbaren Wassers. So ermöglichen hohe Schneefälle und intensive Niederschläge im Sommer den Prozess der Gelifluktion über das gesamte Jahr hinweg, wohingegen sie durch ausgeprägte Trockenheit auf die frühsummerliche Auftauphase beschränkt bleibt. Die Mächtigkeit der fließfähigen Schicht

wird mit ca. einem halben Meter angegeben, die Fließgeschwindigkeit variiert infolge der bevorzugten Ausbildung von Loben, zumal sie während einer gebundenen Gelifluktion durch die Vegetationsdecke in starkem Maße verlangsamt werden kann. Die Prozesse der Gelifluktion und Solifluktion werden gelegentlich unter dem Begriff der Gelisolifluktion zusammengefasst.

2.2.3 Abluation

Abluation ist eine periglaziale Form der Spüldenudation, durch welche erhebliche Mengen an Feinmaterial durch abfließende Schneeschmelzwässer abgetragen werden können. Der Abfluss wirkt dabei besonders auf gefrorenem oder leicht angetautem Untergrund und selbst bei lediglich schwachem Wasserfilm überaus erosiv. Durch seine KorngröÙenselektivität werden vor allem feine Bestandteile unter der Anreicherung gröÙeren Materials von der Bodenoberfläche abgespült und an den Unterhängen abgelagert. Das Feinmaterial bedeckt diese dabei oft in Form von mehreren, sich überlagernden Schichten. Wie bereits erwähnt, erfährt die Abluation eine Förderung durch die Lockerung der Bodenoberfläche im Zuge der Kammeisbildung. Die Abluation stellt wohl einen wesentlichen Vorgang für die periglaziale Reliefbildung dar, da sie durch erhebliche Feinmateriallieferungen an Wasserläufe regelrechte Talbildungen herbeizuführen vermag (BLÜMEL 1999, ZEPP 2003).

2.2.4 Nivation

An Schneeflecken gebundene Denudationsprozesse werden als Nivation bezeichnet und entstehen zunächst durch von perennierendem oder temporärem Schnee verursachten Bewegungen und Druck. Des Weiteren intensiviert die stärkere Durchfeuchtung abluale, solifluidale und sonstige frostdynamische Prozesse unterhalb der Schmelzwasseraustritte, welche die oftmals durch Abspülung und gelisolifluidale Massentransporte entstandenen Nivationshohlformen talwärtig abschließen. Diese so genannten Nivationsnischen entstehen durch eine rückwertige halbkreisförmige Erweiterung kleinerer Hangmulden und können zu regelrechten Verebnungen, den Nivationsterrassen anwachsen (ZEPP 2003, KARTE 1979). Nivationsnischen als rezente Periglazialerscheinungen in Skandinavien beschreibt

GARLEFF (1970) in Form von stärker in Tälchen eingetiefter, mit Schneeflecken behafteter und ursächlich durch gesteigerte Verwitterungs- und Abtragungsvorgänge in der Umgebung jener Schneeflecken bedingter Hohlformen.

Bezüglich der Hangentwicklung sind folgende Effekte im Vorfeld von Schneeakkumulationen denkbar: durch die stärkere Durchfeuchtung intensivieren sich Kammeis- und Frostwechselsolifluktion, durch eine flächenhaft selektiv wirkende Ablation tiefen sich Spülrinnen ein, an deren Ausgang sich Feinmaterial akkumuliert. Aufgrund des Fortbestehens der linearen Erosion erweitern sich die Spülrinnen zu Hangrunsen oder bilden bei einem Einsetzen leicht flächig wirkender Prozesse Nivationsnischen aus. Bei anhaltender Formung entwickeln sich diese zu Kleineinzugsgebieten weiter und es kommt zur Kerbtälchenbildung.

Ein weiteres Beispiel für die Formungsrelevanz von Schneeablagerungen ist deren Ablagerung in Leelagen oder expositionsbegünstigten Positionen, worauf diese einem verzögerten Abschmelzen unterliegen und durch stetiges Zuschusswasser für eine fortwährende Bodenfeuchte sorgen. Es kann in der Folge zu einer Intensivierung der Solifluktion kommen, die hingegen bei trockeneren Standorten eher von Stillstand betroffen ist. Die damit in Verbindung stehende Asymmetrie periglazialer Tälchen soll zu einem späteren Zeitpunkt besprochen werden.

2.2.5 Zeitliche Einordnung der Formungsabläufe

Es soll nun eine kurze Zusammenstellung über die Prozesse und Oberflächenformungen folgen, wie sie vermutlich im jüngeren Pleistozän im Zuge der Dellenbildungen stattgefunden haben. Für die nicht überdeckten Hänge aus festem Gestein hält DEMEK (1963) zunächst eine parallele Rückverlagerung mit dem Resultat mäßig geneigter Felsoberflächen im Periglazialklima für wahrscheinlich. Der diesen Vorgang beschreibende Begriff der Kryoplanation basiert auf der Rückverlegung bereits erwähnter Frostkliffs mit dem Ergebnis einer durch Schneeakkumulationen geprägten Kryoplanationsterrasse. Am oberen Ende dieser Schneeflecken findet die mechanische Aufbereitung des Materials durch Frostsprengung am Kliff selbst statt, am unteren Ende zeigen sich die Schmelzwässer für den gelisolifluidalen Abtransport des Materials verantwortlich (KARTE 1979). SEMMEL (1996) hält die verflachende Wirkung der Kryoturbation sogar als bestimmenden periglazialen Prozess für möglich, koppelt die finale Oberflächenform eines Pediments aber an die fehlende Eintiefung des

Vorfluters. Ist diese nicht gegeben, so wären die von DEMEK (1963) geschilderten granitischen Talhänge mit wechselnden steilen und flacheren Passagen durchaus als Produkte der pleistozänen Formung denkbar. Isolierte Felsburgen und Felsklippen können dabei durch Zerschneidung der Frostkliffe entstandene Relikte darstellen.

Mit zunehmender Aridität setzt mit der Lössakkumulation ein die Denudationsvorgänge in starkem Maße modifizierender Prozess ein, werden diese doch mit steigender Lössmächtigkeit zunehmend vom Festgesteinsuntergrund entkoppelt. Als essentiell erweist sich dabei eine immer schwächer werdende Abspülung, welche den Löss zunächst noch als Schwemmlöss verlagert und später über das Stadium der gelisolifluidalen Verlagerung zur Ablagerung der äolischen Lössdecken hinführt (ROHDENBURG 1971, LIEDKE 1990). Aufgrund der starken Affinität der Abschwemmung und insbesondere der Solifluktion zum Periglazialmilieu, sind laut EISSMANN (1981) so gut wie keine Kompartimente der Lössfolge frei von Umlagerungserscheinungen durch Massenverlagerungen. Die solifluidal geprägten Flachhänge sieht er hauptsächlich von der späten Saale-Eiszeit bis zum beginnenden Weichselhochglazial entwickelt, die Klimaschwankungen des frühen Weichselglazials besaßen wohl mit ihren hohen Niederschlägen optimale Bedingungen für solifluidale Verlagerungen. Somit seien die älteren Weichsellösse auch meist synsedimentär zu Solifluktions- und Schwemmlössen umgearbeitet worden. Für die Perioden der intensiven Dellenbildung in den pleistozänen Glazialen berichten LOUIS & FISCHER (1979) vom späteren Abtrag des überwiegenden Teils der Solifluktionsschichten steilerer Hänge und verweisen auf die Muldengründe als Verbreitungsgebiete oft mehrerer sich überlagernder Solifluktionsdecken, insofern sie nicht durch folgende Zunahmen der Transportleistungen ausgeräumt wurden. Eine große morphodynamische Aktivität in den Tiefenlinien von Dellen lag nach ROHDENBURG (1965) im frühen Altwürm (aufgrund der zeitlichen Entsprechung des Würmglazials mit dem Weichselglazial der nordischen Vereisung, soll fortan nur noch der Begriff Weichsel verwendet werden), in welchem nicht selten der gesamte Boden des Eem-Interglazials ausgeräumt wurde. Seit dem Altweichsel führte der vorwiegende Trend zur Unterhangakkumulation zu einer starken Verfüllung der Tiefenlinien mit spätpleistozänem Löss, zunächst vorrangig in Form von Fließerdematerial. Auf weitere Abtragsphasen im Mittelweichsel erfolgten erneut Überdeckungen mit mittel- und hauptsächlich jungweichselzeitlichen Fließerden, vor allem eine auf das Paudorfer Interstadial folgende kräftige Solifluktionsphase zeige sich von eminenter Bedeutung für das Akkumulationsgeschehen. Die Fließerden als Produkte des Abtrags an hangaufwärtigen Partien bezeugen dabei die Bedeutung der Übergangsphasen von Interstadial oder Interglazial

zur folgenden Kaltzeit als stark erosive Phasen (LIEDKE 1990). Die dem Paudorfer Interstadial folgende Solifluktionsphase wurde relativ schnell von einer intensiven Lössakkumulation abgelöst. SEMMEL (1990) erwähnt eine letzte besonders kräftige Sedimentationsphase für das frühe Jungweichsel vor etwa 20.000 Jahren. Dem bisherigen Verlauf entsprechend hebt er für die Periglazialdellen einen mehrfachen Wechsel zwischen Lösssedimentation und Abtragungsphasen hervor, wobei besonders Dellen, die ausschließlich im Löss entwickelt wurden und keine Vorformen im Festgestein aufweisen, auf diese Regimewechsel zurückzuführen sind. Auch ROHDENBURG (1965) betont die aufeinander folgenden Umschwünge von Solifluktion, Bodenbildung und Lössakkumulation, er hält die zeitliche Einordnung für fraglich, geht aber, gestützt durch Geländebefunde, von drei solcher Umschwungsphasen innerhalb der letzten Kaltzeit aus. Der von BÜDEL formulierte Klimagang der letzten Kaltzeit von feuchten zu trockenen Bedingungen im Sinne der Abfolge Löss über Fließerde, sei also durch Klimawellen zweiter Ordnung zu verfeinern, wodurch die mehrfachen Prozesswechsel im Jungweichsel charakterisiert würden. Als weiteren Schluss führt ROHDENBURG auf, dass die sich in den Löss-Fließerde-Abfolgen manifestierenden Klimawellen zweiter Ordnung keine stratigraphische Auswertung der Schichtgrenze zulassen würden, die Aktivierung der Solifluktion variere zudem zeitlich zwischen verschiedenen Hangpositionen. So verlaufe der Übergang von Abtragung zu Lössakkumulation am Unterhang aufgrund des schwächeren Abtragungsimpulses wesentlich früher als am abtragungsexponierten Oberhang.

Für das ausklingende Weichselglazial, im engeren Sinne die kalten Tundrenzeiten, vermutet LIEDTKE (1990) noch umfangreiche Aufschüttungen in Tälern und Becken durch ablual und solifluidal verlagertes Hangmaterial. ROHDENBURG (1971) sieht Lössakkumulation noch in der Älteren Dryas und beschreibt entgegen anderer Gebiete, für den Göttinger Wald keine jungtundrenzeitlichen Fließerdebewegungen. Der akkumulierte Löss blieb hier demzufolge unbedeckt. Ähnliches fand SEMMEL (1961) in einer Lösslandschaft vor, wo in einer bereits vorgeformten, von geschichtetem Löss ausgekleideten Delle kalkhaltiger Löss eingeweht wurde und als Grundlage für die rezente Bodenbildung diente. Die Jüngere Dryas war laut ROHDENBURG (1965) nicht mehr durch vollkaltzeitliche Verhältnisse geprägt. Da des Öfteren Löss auf spätglazialen Niederterrassen gefunden wurde, folgert er für die Terrassenentstehung ein präallerödzeitliches Alter und stellt den Löss in die Ältere Dryas. Aufgrund der Durchdringung des Laacher Bimstufes durch Eiskeilpseudomorphosen nimmt SEMMEL (1985) noch Permafrostboden für die Jüngere Dryas an und räumt dabei ein, dass dieser unter Frostschuttbedingungen eine durchaus kräftige

Abspülung, hingegen unter Taiga weitgehende Formungsruhe für diese Zeit verursacht haben kann. Neben Anderen fanden WILDHAGEN & MEYER (1972) über Löss und unter holozänen Auensedimenten eine jungtundrenzeitliche, lössbürtige Schlufflehm-Schwemmdecke vor und sehen darin Anzeichen für kaltzeitliche flächenhafte Formungsprozesse, sowie aufgrund der Verzahnung mit Sand eine äolische Verfrachtung desselben während der Jüngeren Dryas. EISSMANN (1981) sieht in der Jüngeren Tundrenzeit sogar einen zweiten Gipfel weichselspätglazialer Massenverlagerung.

Aus den geschilderten Umständen geht eine bis zur Wende vom Pleistozän zum Holozän andauernde Überformung der Dellen durch kaltzeitliche Prozesse hervor. Wurden die Dellen zunächst vielfach im älteren bis mittleren Pleistozän in Folge der Talbildungen in das Festgestein eingetieft, so folgte von da an ein intensives Wechselspiel zwischen Lössanwehung und -verlagerung, wodurch die Dellen verschieden stark überprägt wurden. Das Ausgangsbild für die holozänen Oberflächenformungen gestaltet sich oftmals wie folgt: auf den Wasserscheiden lagern verschieden stark überprägte Löss mit eingeschalteten Solifluktions- und Fließerdebildungen, auf den Dellenflanken werden die Löss mehr und mehr durch Verlagerungsmerkmale gekennzeichnet und gehen am Unterhang in Solifluktionslöss oder Fließerden über, bzw. werden von diesen unterlagert. Die Tiefenlinie wird z.T. durch mächtige Ausbildungen dieser Sedimente aufgebaut, kann bisweilen auch stark ausgeräumt worden sein. Das Hangende bilden i.d.R. Schwemmlössschichten, welche die Basis für die holozäne Bodenentwicklung ausmachen.

2.3 Dellengenese im Holozän

Ging es bisher in erster Linie um periglazial angelegte Dellen des Pleistozän, so wenden wir uns nun dem Holozän zu. Neben der Überprägung und Weiterentwicklung der Dellen periglazialen Ursprungs, gibt es für das Holozän die Entstehung neuer, eigener Dellenformen zu konstatieren, welche vordergründig durch das Wirken des Menschen initiiert wurde und nur in seltenen Fällen unter natürlichen und unbeeinflussten Bedingungen stattfand. In diesem Zusammenhang soll der Begriff der „quasinatürlichen Formung“ (MORTENSEN 1954/55) knapp umrissen werden. Die noch zu erläuternden Prozesse, welche auf die Bildung der anthropogen verursachten holozänen Dellen hinführen, fußen vornehmlich auf dem Prozessgefüge der Bodenerosion. In unserer heutigen Kulturlandschaft zeigt sich die Bodenerosion als nahezu allgegenwärtig. Der Mensch macht sich den Boden

nutzbar, er bewirtschaftet ihn und greift dadurch folgenswer in diverse Kausalketten ein, indem er zum Einen die den Boden schützende Vegetation und zum Anderen die, die Erodibilität bedingenden Bodenparameter maßgeblich verändert. Der Boden als Träger oberflächenformender Prozesse der Agrarräume fällt somit dem Abtrag anheim; als Resultat der Materialverlagerungen entstehen zum Teil neue Oberflächenformen. Der Anteil des Menschen als „Akteur“ der Bodenerosion an diesen Oberflächenformen lässt sich nach folgenden Kriterien charakterisieren (MORTENSEN 1954/55). Geschieht die Formung direkt durch den Menschen selbst oder seine mittelbare Wirkung, so ist sie als künstliche Formung zu betrachten, wie beim Beispiel der gepflügten Ackerrandfurchen oder Ackerberge. Für die Herausbildung dieser Formen sind allein Ackergeräte von eminenter Bedeutung, spülendes Wasser ist unbeteiligt. Ist jedoch der menschliche Anteil nicht sofort zu ersehen und scheint die Formung zunächst auf natürlichem Wege von statten gegangen zu sein, so spricht man von quasinatürlicher Formung, wie im Falle der holozänen Formung der Talböden (SEMMELE 1996). Der Mensch schafft hierbei die Vorbedingungen, löst die Formung somit aus und hält sie oftmals auch am Leben. Die Formung selbst läuft nach natürlichen Gesetzmäßigkeiten ab. Nach THIEMEYER (1988) schaffen menschlich induzierte quasinatürliche Prozesse ein neues Verteilungsmuster veränderter Böden, woran aufbauende und zerstörende Faktoren beteiligt sind und je nach ihrem Zusammenspiel ein regelhaftes Wirkungsgefüge aufzeigen. Daraus kann folglich der Schluss gezogen werden, dass in intensiv landwirtschaftlich genutzten Gebieten eine regelhafte Abfolge bestimmter „quasinatürlicher“ Oberflächenformen auffindbar sein sollte. Diesen Sachverhalt verdeutlicht die weiträumige Verbreitung der Kulturdellen.

2.3.1 Kulturdellen

Es existieren zahlreiche Definitionen einer Kulturdelle, doch treffen sie sich hinsichtlich der Erscheinung letztendlich allesamt in der Mitte. Nur hinsichtlich ihrer Entstehung und eventueller Vorformen divergieren die Annahmen zum Teil recht stark. Eine teilweise komplette Umgestaltung von Tälern durch den Menschen versteht ROUBITSCHKE (1955) unter der Herausbildung einer Kulturdelle. Die Delle erwecke trotz der anthropogenen Verursachung den Anschein einer periglazialen Anlage, doch ließe deren Querschnitt laut THIEMEYER (1988) nicht auf eine pleistozän angelegte Delle schließen. SEMMELE (1996) beschreibt die Kulturdelle relativ allgemein als eine durch Bodenerosion

geprägte Reliefform, welche vorwiegend in waldfreiem Gelände und unter Wald nur bei Zufluss aus nichtbewaldeten Bereichen zu finden sei. Des Weiteren beschreibt er die Entstehung von Kulturdellen durch die Verfüllung von Kerben, was sie den echten Periglazialdellen sehr ähnlich erscheinen ließe (SEMMELE 1990). LINKE (1963) vertritt die Kulturdellenentstehung durch „Verdellung“ von Tilken, in deren Verlauf diese zu flachen Mulden umgeformt werden. Durch ihre lange, schmale und schwach eingetiefte Form ließe sich der ehemalige Tilkenverlauf erkennen, wodurch sie sich schon rein optisch von periglazialen Dellen unterscheiden. Zur flachwelligen Form der Dellen leitet also zusammenfassend die Bodenerosion hin, wobei entweder die Überprägung einer pleistozänen Delle, die Überprägung einer existierenden Kerbe, die vorherige Eintiefung einer Kerbe, z.T. auch in präexistente pleistozäne Dellen oder die ausschließliche Abspülung unter Acker stattfindet (Abb. 2.2 und Abb. 2.3). Zur Erläuterung insbesondere der mehrphasigen „Verdellung“ sei zunächst auf die im Holozän entstandenen Vorläuferformen, namentlich den Kerben und den Tilken eingegangen.

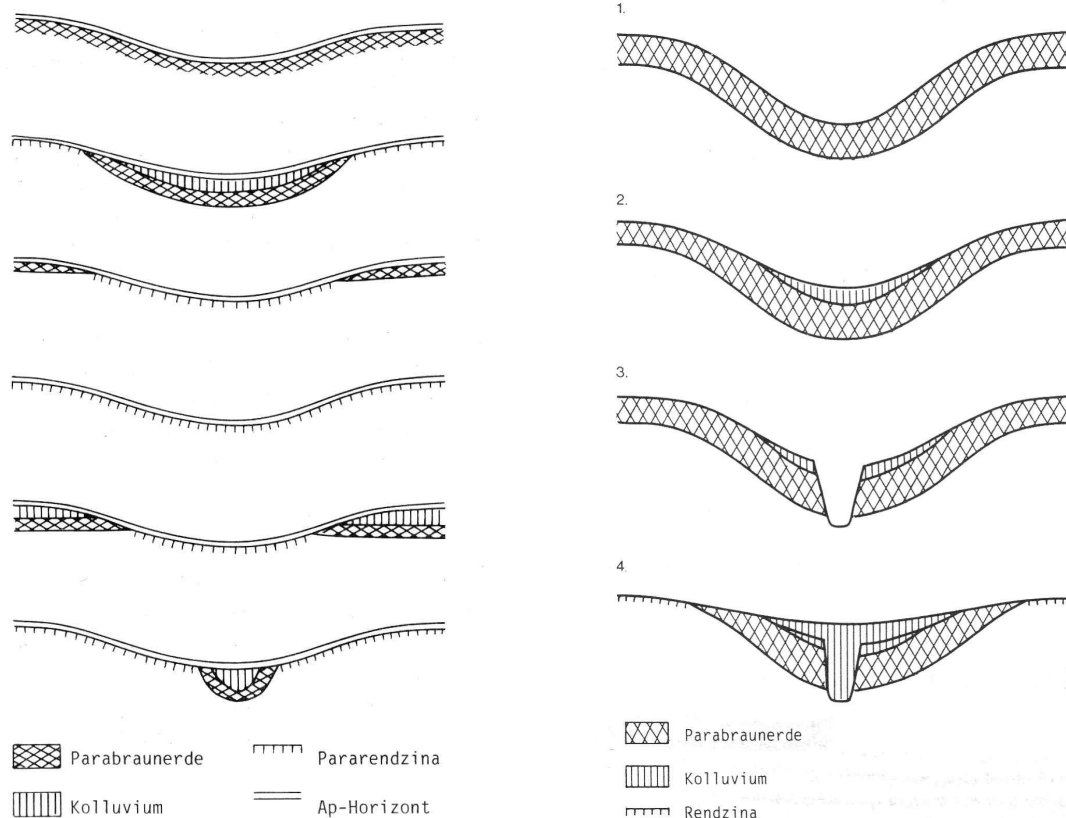


Abbildung 2.2 (links): Typische Dellenquerprofile in Lössgebieten (Thiemeyer 1988 nach Bibus & Semmel 1972)

Abbildung 2.3 (rechts): Entwicklung einer ackerbaulich genutzten „Idealdelle“ im Holozän (Thiemeyer 1988)

2.3.2 Entstehung und Erscheinungsbilder von Tilken

Es existiert eine Vielzahl von Studien bezüglich Verbreitung, Physiognomie und Entstehung der Tilken, wobei die überwiegende Mehrzahl auf Untersuchungsräume mit mächtigen Lössdecken entfällt. Dies ist dem einfachen Umstand geschuldet, dass eine mehrere Meter mächtige Lockermaterialdecke die Entstehung von Tilken und tilkenartigen Hohlformen schon in wenigen Jahren bis Jahrzehnten dahingehend begünstigt, dass der Löss recht sensibel auf die Wirkung linearer Erosion reagiert, bei ausreichender Mächtigkeit kein die Eintiefung limitierender Felsuntergrund auftritt und dass sich ein unter Acker befindlicher Lössboden als ausgesprochen anfällig gegenüber flächenhaft wirksamen Spülprozessen zeigt. Selten tritt dabei die Tilke als alleinige Formkomponente auf, zumeist ist sie mit Dellen oder Kerbtälern vergesellschaftet. So beschreibt SEMMEL (1961) das charakteristische Kleinrelief von Lösslandschaften der Mittelgebirge als von Tilken, Dellen und Kerbtälchen durchzogen, wobei letztere ausschließlich unter Wald, Tilken meist im Grasland und Dellen stets in waldfreiem Gelände anzutreffen sind. Unter einer Tilke wird weithin ein kleines kastenartiges Tälchen mit steilen Wänden und ebenem Talboden im Offenland verstanden (LINKE 1963, BERNHARDT 1992). HEMPEL (1954) verweist auf die Bezeichnung „Tilke“ als sprachliche Abwandlung des Begriffes „Tälchen“ und hebt die scharf ausgeprägte Kante der Tilkenwand zum umgebenden Ackerland hervor. Bezüglich der Genese der Tilken besteht allerdings Uneinigkeit, höchstwahrscheinlich lässt sich ihre Entstehung auf verschiedene Ursachen zurückführen. Schon mit KÄUBLER (1938) hielt die mittlerweile weit verbreitete Ansicht über die Entstehung von Tilken durch Auffüllung ehemaliger Kerbtäler nach Rodung Einzug (vgl. ROUBITSCHKE 1955, LINKE 1963, HEMPEL 1954, SEMMEL 1961, BORK 1983 & PECSI 1996). Es variieren die Meinungen über die Vorläuferform der Tilken, so beschreibt LINKE (1963) kleine, später zur Tilke überformte, kerbenartige Tälchen, welche schon an der Wende vom Pleistozän zum Holozän entstanden. Des Weiteren führte die spätere Siedlungstätigkeit durch konvergierende Abflüsse auf gerodeten Flächen zu einer verstärkten Kerbtalbildung. Selbst kleine, pleistozän angelegte, muldenförmige Talformen könnten nach der Entwaldung zu Tilken umgeformt werden. Die eigentliche Tilke mit ihrer ebenen Talsohle ist demnach durch einen gewissen Materialeintrag von im Einzugsgebiet befindlichen landwirtschaftlichen Nutzflächen und zuweilen durch Einschwemmungen von entlang Wegen erodierten Lockermaterials bedingt (HEMPEL 1954). Entscheidend zeige sich dabei laut KÄUBLER (1938)

die Bedeckung des Kerbengrundes mit einer Grasnarbe, wodurch das von Oberflächenabflüssen transportierte Material unter einer Verminderung der Fließgeschwindigkeit ausgekämmt würde. Das Fehlen eines dauerhaften oder periodischen Fließgewässers sei dafür essentiell, nur episodische Schmelz- und Niederschlagswässer führten durch den Materialeintrag über das Jugendstadium der Kerbtalke mit konkavem Übergang zwischen Sohle und Hang zur späteren Form der Tilke (LINKE 1963). Eine Rückentwicklung von der Tilke zum Kerbtal wird bei späterer Wiederbewaldung möglich, indem die schützende Grasnarbe zunehmend ausdünnt und einer neuen Einschneidung den Weg bereitet (ROUBITSCHKE 1955). Liegen Wald und Acker nebeneinander, so kann der Übergang der Hohlform als sogenannter Tilkensprung ausgebildet sein, einer zum Teil mehrere Meter tiefen Stufe, die nach plötzlichem Abknicken der Tilkensohle zum Boden des unter Wald liegenden Kerbtales überleitet.

Eine andere Entstehungsweise für Tilken sieht BERNHARDT (1992) indem er eine Weiterentwicklung von Hangerosionsrissen nach der Rodung annimmt. Den Eintiefungsimpuls ordnet er zeitlich also auf die Rodung folgend ein und leitet damit zu einer weiteren Entstehungstheorie über, welche noch von NEEF vertreten wurde, der die Tilkenbildung durch einen Korrasionsstrom erklärte. Der prägende Prozess sei hierbei der Durchtransport des Materials; die längsgerichtete Abfuhr gestalte sich wesentlich stärker als der Zustrom von den Hängen. Es bleibt festzuhalten, dass für die Herausbildung einer Tilke eine zeitlich vorangestellte Eintiefung von Nöten ist, ein Prozess, der in den Lösslandschaften oftmals im Verlauf verschiedener Phasen menschlicher Besiedlung mit einhergehender Entwaldung vonstatten ging. Vor allem BORK (1983 & 1998) beschreibt für das späte Mittelalter eine sehr starke Zerschluchtung für Lössgebiete mit bis zu zwölf Meter tiefen steilen Hohlformen, die durch spätere Materialeinträge größtenteils wieder verflacht wurden. Im 18. Jahrhundert sieht er eine erneute Bildungsphase von über vier Meter tiefen Runsen. SEMMEL (1996) beschreibt, für heute unter Wald liegende Flurwüstungen, Runsensysteme, welche sich zu Beginn der Wüstungsperiode bildeten, als die Äcker nicht mehr regelmäßig bestellt, das Gebiet aber noch nicht dicht bewaldet war. Eine Bildung von Kerbtälern unter heutigen Bedingungen unter Wald hält BORK (1998) für unwahrscheinlich, stellen doch die Waldböden samt ihrer humosen Auflage einen geeigneten Schutz vor erosivem Oberflächenabfluss dar. Daraus geht hervor, dass abgesehen von einer Kerbenbildung zur Wende Pleistozän zu Holozän, die Einkerbung und Zerrunsung auf Zeiträume agrarischer Landnutzung beschränkt ist und die resultierenden Oberflächenformen entweder ihre Steilheit aufgrund folgender Bewaldung und mangels bereitgestelltem Bodenmaterial beibehielten,

durch dichten Grasbewuchs eine Erhöhung ihres Bodens zu einer ebenen Sohle erfuhren oder bei fortwährender landwirtschaftlicher Nutzung nach und nach verfüllt wurden. Hier wird das Wechselspiel zwischen linienhafter und flächenhafter Erosion, bzw. Formenbildung offensichtlich. Nach der quasinatürlichen Eintiefung der Kerben auf Grundlage der Entwaldung werden die entstandenen Formen in der Folge konserviert und nur bei weiterer und immer intensiverer Einwirkung durch den Menschen können sich die linienhaften zu flächenhaften Prozessgefügen wandeln und in Bezug auf die Kerben einen Formenwandel herbeiführen.

In Ergänzung zu den hier erläuterten quasinatürlichen Formen der Tilkenentstehung sollen durchweg künstliche, durch Menschen geschaffene und vom Erscheinungsbild nach, den Tilken entsprechende Formen besprochen werden. LINKE (1963) bringt eine Zusammenstellung, in welcher sich vordergründig Hohlwege als ursächlich für die den Tilken ähnliche Ausformung erweisen. So zeigen die Hohlwege selbst einen ähnlichen kastenartigen Habitus, erhalten die ebene Sohle aber nicht durch Sedimentation. Solche Hohlwege ziehen oftmals über flache Rücken und verbinden benachbarte Täler miteinander, wobei ihre Sohle oft stark verdichtet und mit Schutt und Dergleichen befüllt wurde. Unterliegen sie aktuell keiner Nutzung, so sind sie oft mit Büschen und kleineren Bäumen bestanden, LINKE führt hierfür den Begriff der Pseudotilke ein. Auch kerbenartige Vertiefungen in periglazialen Dellen können im Zuge einer Nutzung als Weg zu einer tilkenartigen Form überprägt werden. Zwar entspricht dieser Prozess der Aufschüttung auch den Bildungsbedingungen der Tilken, doch erweist sich das Material oft als direkt eingebrachter Schutt oder als Ziegel. Des Weiteren konnte die Anlage der Wege in ganz kleinen Kerbtälchen erfolgen, woraufhin es hier zu einer stärkeren Eintiefung kam oder der Weg lief lediglich entlang einer Tiefenlinie und das später eingeschnittene Tälchen ist gänzlich der Wegerosion verschuldet. HEMPEL (1954) beschreibt den aus dem niederdeutschen stammenden Begriff der Sieke, wobei ein Siek eine der Tilke ähnliche, lang gestreckte, aber flachere Wiesenniederung sei, die analog zu den Tilken aus pleistozänen Mulden oder aus Kerbtälern hervorging. Der Unterschied bei der Überformung von ehemaligen Mulden ist jedoch ein parallel zur Aufschüttung der Sohle ablaufender Aufbau von Steilwänden mit scharfen Kanten durch Bepflügen. Dabei erfährt die Sieksohle durch Abstechen eine ständige Verbreiterung zum Zwecke der Grünlandgewinnung. Eine solche Formung wie sie hier vorrangig durch den Bauern geschieht, sieht Hempel in intensiveren Bewirtschaftungsstrukturen mit Klein- und Kleinstbetrieben verankert.

Nicht unerwähnt sollen Kastentäler als Erosionsformen in waldfreiem Gebiet bleiben, die ebenso einen ebenen Talboden besitzen und rein äußerlich wie Tilken erscheinen. Dieser Boden ist hier jedoch nicht durch Auffüllung entstanden, unter einer dünnen Decke eingespülten Materials befindet sich bereits das anstehende Gestein.

2.3.3 Der Prozess der Verdellung

Unterliegen die umliegenden Flächen eines steilwandigen Tälchens der Nutzung als Acker, so kann es zur allmählichen sukzessiven Verfüllung der Hohlform kommen. Wie oben bereits angerissen werden diese Vorgänge durch die menschliche Bearbeitung initiiert, es wird Bodenmaterial durch Abspülung in die Hohlform verfrachtet, bis diese letztendlich ihren steilwandigen Charakter verliert und die Form einer sanft gewölbten Delle annimmt. Da Zerrunsung nicht selten in der Tiefenlinie schon bestehender, pleistozän angelegter Dellen stattfindet, erscheinen diese nach der kolluvialen Verfüllung der Runsen, Schluchten oder Kerben meist in ähnlichem Habitus wie zuvor; KÄUBLER (1938) spricht hierbei von einer sekundären Form der Dellenbildung. Eine in noch stärkerem Maße anthropogen bedingte Dellenentstehung erwähnt THIEMEYER (1988) in Form einer zwischen zwei Ackerbergen geschaffenen Hohlform und deren Einfluss auf das weitere Abflussgeschehen. Für eine zeitliche Verkettung der Vorgänge der Vertilkung und Verdellung spricht das regelhafte räumliche Nebeneinander der Formen in Abhängigkeit von der jeweiligen Nutzungsart. So befinden sich nach LINKE (1963) talaufwärts von Tilken oftmals Dellen, welche mit einem sanften Übergang oder einer Steilstufe in die Tilken münden. Die von ihm aufgeführte Abgrenzung durch Wege mit starker Akkumulation oberhalb dieser, spricht m.E. jedoch für eine erosive Arbeit in den sich anschließenden Tilken, verursacht durch ein geändertes Belastungsverhältnis. Ein rezent durch aktive Erosion entstandenes Kerbtal erwähnt SEMMEL (1961) aus dem Odenwald, wo eine Delle im Ackerland über einen Tilkensprung in das Kerbtälchen unter Wald übergeht. Hier sei nicht die Delle nach dem Käublerschen Model durch Auffüllung des Kerbtales entstanden, da die Sedimentmenge am Fuße der Kerbe in keinem Verhältnis zum Ausraum der Delle stünde. Das Kerbtal sei folglich durch Erosion, vermutlich in Form einer Tieferlegung während gelegentlicher Starkregenereignisse, geprägt und realisiere den Abtransport des Materials aus der pleistozänen Delle.

2.3.4 Die Überformung periglazialer Dellen im Holozän

Neben der Entstehung neuer Dellen im Holozän ist mit der Überprägung bereits existenter periglazialer Dellen ein Vorgang mit zuweilen weit größerem Ausmaß für die postglaziale Landschaftsentwicklung und die geoökologischen Bedingungen der Neuzeit zu verzeichnen. Nach dem Ende der letzten Kaltzeit kam es in der ausklingenden Aktivitätsphase vermehrt zu Delleneintiefungen durch Oberflächenabflüsse, nicht selten zeigten sich die Dellen mit runsenartigen Formen durchzogen (SEMMELE 1985). Mit dem Einsetzen einer vegetativen Bedeckung stabilisierten sich die Hänge, da für das ältere und mittlere Holozän unter Wald kaum mit Erosion zu rechnen war (ROHDENBURG 1971, THIEMEYER 1988). Die Flüsse führten geringe Schwebmengen, die Auenlehmdecken gestalteten sich relativ dünn und tonreich. Mit der Bewaldung und dem Wandel zum holozänen Klimaoptimum kann ein allmähliches Einstellen der Bodenbildung auf diese geänderten Umweltbedingungen verzeichnet werden (THIEMEYER 1988). Die entstehenden Horizonte der Böden, besitzen hierbei durch ihre spezifischen Eigenschaften eine zunehmende Relevanz für flächenhafte Abtragungsprozesse.

In der Bronzezeit erfolgte eine erste Landnahme durch den Menschen, welche sich zunächst in der Ausbildung kleinerer Rodungsinseln niederschlug (BUBENZER 1999), im Zuge derer sich erste minerogene Lagen aufgrund kleinflächiger Umlagerungen herausbildeten. Diese Kolluvien drangen meist nicht bis in die Auen vor, sondern wurden unter Wald am Hang oder in den Tiefenlinien der Dellen abgelagert. Die mächtigen Auenlehme wurden vermehrt im Zuge der Bevölkerungszunahme gebildet, wobei der Rückgang der Wälder seinen Höhepunkt in den Mittelalterlichen Rodungsphasen fand. Dieser Landschaftswandel, mit dem Verlust der ökologischen Funktionen der Wälder, ging mit einer merkbaren Erhöhung der Bodenfeuchte einher, es bildete sich Hangzugswasser und schon bei weniger starken Niederschlägen kam es durch Überschreitung des Sättigungspunktes zu Oberflächenabfluss und damit zu Erosion. An den Dellenhängen wurden die pleistozänen Mulden und Hohlformen durch die Ackernutzung reaktiviert und es kam neben der Vertiefung linearer Erosionsformen auch zur erwähnten Verdellung von Kerben (ROHDENBURG 1971). Der weiträumige Bodenabtrag bedingte jedoch nicht nur das Geschehen in den Auen, der größte Teil des Materials befindet sich noch heute, in Form von Hangkolluvien oder Auffüllungen der Tiefenlinien und Hangmulden innerhalb der Dellensysteme.

Für das Mittelalter sind für einige Lössgebiete starke Ereignisse linearer Erosion zu verzeichnen, die zu ausgeprägten Zerrungs- und Zerschlungungsereignissen mit anschließenden Verstürzen und Verfüllungen führten (BORK 1983, THIEMEYER 1988). Das für diese Verfüllungen benötigte Sediment wurde zu großen Teilen durch eine Erosion der direkten Wände der kerbenartigen Hohlformen, aber auch der oberen Flanken der Dellen an sich, bereit gestellt. Als Resultat stehen den die Dellenflanken aufgliedernden, zu steilen Hangtrichtern überformten ehemaligen Hangfurchen mit zum Teil stark ausgeprägten Wasserscheiden (LOUIS & FISCHER 1979), zuweilen vollständig erodierte Standorte auf den Kuppen der Dellenumrahmung gegenüber. Eine derartige Abrundung der Kuppen und Rücken im Zuge einer Auskleidung zuvor erosiv eingeschnittener Lössschluchten beschreibt auch LIEBEROTH (1982) als maßgeblichen holozänen Formungsprozess in Lösshügellandschaften. Nach den vielfältigen holozänen Überprägungen stellt THIEMEYER (1988) folgendes Muster für einen verbreiteten Dellentyp in hessischen Lössgebieten vor (vgl. Abb. 2.2 & 2.3). Ist im Querschnitt des Dellenanfangs noch nahezu die vollständige holozäne Bodenbildung erhalten, so wurde diese im Mittellauf der Delle durch eine tief eingeschnittene Runse ausgeräumt, wobei diese wiederum durch Erosion an den Dellenflanken verfüllt wurde. Die Unterläufe seien aufgrund hoher Transportmengen durch fehlende Einschneidungsimpulse unter Abtrag an den Flanken und Erhalt des Bodens in der Tiefenlinie gekennzeichnet; eventuell voran gegangene Erosionsereignisse im Dellenzentrum hätten zudem nie kerbenartige Formen hervorgebracht.

Für das Holozän sind nach ROUBITSCHKE (1955) sogar kulturell bedingte Asymmetriebildungen zu verzeichnen. In der Regel geschah dies durch die einseitige Abflachung eines Hanges durch Beackerung, der Gegenhang konnte in dieser Zeit beispielsweise unter Wald gelegen haben. Eine recht selten verbreitete Form beschreibt ROUBITSCHKE anhand der Abflachung jeweils einer Tilkenkante, indem sich diese in Richtung der Tiefenlinie verlagere und sich der Tilkenhang damit kürzer aber steiler gestalte.

Vergleicht man abschließend die holozäne Überformung mit den relativ homogenen Formungsbedingungen der Landschaften unter Periglazialmilieu, so lassen sich nach THIEMEYER aufgrund der heterogenen Verteilung bestimmter Geofaktoren, kaum bestimmte Dellentypen einem bestimmten Landschaftsraum zuordnen. Vielmehr erscheint es jedoch möglich, bestimmte, durch Erosion und Akkumulation geprägte, Dellenquerschnitte nach ihrem jeweiligen Regime oder den in ihnen realisierten Prozessabläufen und absoluten Erosionsbeträgen, Faktoren wie Niederschlagsmenge und Reliefenergie zuzuordnen.

2.4 Asymmetrien innerhalb der Dellensysteme

Sobald die Dellengenese im Pleistozän thematisiert wird, so darf der Aspekt der Asymmetriebildung nicht außen vor bleiben, haben doch zahlreiche Dellen eine solche Überformung erfahren und besitzen die Kennzeichen der Asymmetrie noch heute. Bezüglich des Ergebnisses der asymmetrischen Gestaltung werden zumeist zwei verschiedene Phänotypen angeführt, geht es jedoch um die Ursachen und Begleitumstände der beteiligten Prozesse, so werden unzählige Varianten und Muster in der Literatur beschrieben. Neben den bestimmenden Agenzien Wind und Exposition im Pleistozän, kommt für eine holozäne oder kulturelle Asymmetriebildung das Eingreifen des Menschen zum Tragen.

Die wohl bekannteste Art ist die Neigungsasymmetrie, die bei zwei Talhängen mit gleicher Höhe über dem Talgrund durch einen steilen und einen flacheren Hang zum Ausdruck kommt. Eine zweite Art ist die Höhenasymmetrie, hier besitzen die Hänge die gleiche Neigung, zeichnen sich aber durch eine unterschiedliche, expositionsunabhängige Höhe aus. Ist die Ursache des ersten Phänomens vordergründig im klimatischen Gefüge zu suchen, so zeigten sich für die Höhenasymmetrie nach DEMEK (1963) tektonische Vorgänge und vor allem Durchschneidungen der Hänge verantwortlich, wobei er diese Formen mit einem wesentlich höheren Alter verknüpft. Die Neigungsasymmetrie sieht er in stark reliefierten Landschaften durch die expositionsabhängige Wirkung der Frostverwitterung bedingt, mit zunehmend flacherem Charakter rücke die Solifluktion als hauptsächlicher formgebender Prozess in den Vordergrund. Für die an gegenüberliegenden Hängen mit unterschiedlicher Intensität stattfindende Solifluktion wird von einigen Seiten der vorherrschende Wind mit folglich überwiegender Schneeakkumulation in Leelagen verantwortlich gemacht, andererseits sieht man die Ursache auch in expositionsbedingt stärkeren Auftau- und Frostwechselprozessen (KARRASCH 1970). Eine winddeterminierte Formung kann allerdings nur bei nach Westen exponierten Vorkommen von Steilhanglagen akzeptiert werden, wird doch das Vorherrschen von West- bis Nordwestwinden in den Kaltzeiten gemeinhin als wahrscheinlich angesehen. Eine solche Formung hat nun die einseitige Akkumulation mächtiger Schneemengen im Winter, vor allem auf den Leeseiten der Dellen zur Grundlage. Zunächst fördere die Schneeschmelze im Frühsommer eine ablative Abspülungen über noch gefrorenem Untergrund im Vorfeld der Schneeflecken, wobei zeitweise mit Seiten- und Tiefenerosion behaftete Gerinnebetten zur Ausbildung kommen

könnten (BLÜMEL 1999). Kommt es nun mit zunehmender Auftautiefe zur Aktivierung der Solifluktion, so zeigt sich der durch die Schneeeauflage mit höherer Feuchte und vor allem mit längerer Dauer dieser Feuchte ausgestattete Leehang wesentlich aktiver als der trockenere Luvhang. Einer Abflachung der Hänge durch stärkere Schneeansammlung und intensivere Solifluktion schließt sich auch SEMMEL (1985) an. Allerdings räumt er gleichzeitig eine Versteilung nördlich exponierter Hänge durch Schneeflecken ein, käme es hier doch verstärkt zur Bildung von Nivationsnischen unter Wandverwitterung und –rückverlagerung.

Ein zweites Ursachegeflecht wird mit der Insolationstheorie begründet (ZECH 2003). Bei vorwiegend von West nach Ost verlaufenden, Gerinne führenden Tälern komme es durch schnelleres Auftauen der südexponierten Hänge und deren stärkerer Durchfeuchtung zu einer Hangverflachung aufgrund intensiverer Denudationsprozesse. Es zeigt sich nun ein weiterer Umstand als Form bestimmend, indem das Fließgewässer durch die bis in die Tiefenlinien vorrückenden Solifluktionsdecken des südexponierten Hanges an den gegenüberliegenden Rand des Gerinnebettes abgedrängt wird, und das an diesem Hang zu einer Versteilung aufgrund Unterschneidung führt. Eine solche aktive seitliche Unterschneidung führt BLENK (1962) als sekundäre Asymmetriebildung an den Talhängen an, primär und sekundär sei dabei aber nicht als zeitliche Abfolge zu verstehen, vielmehr beziehe sich die primäre auf eine autonome Asymmetrie, wohingegen die sekundäre Asymmetrie durch eine zusätzliche treibende Kraft, hier in Form der Bachverlagerung induziert wird (KARRASCH 1970). Auch SEMMEL (1985, 1990 & 1991) sieht darin die Ursache für die meist wesentlich steileren westexponierten und flacheren ostexponierten Hänge. Er macht jedoch m.E. die direkte Wirkung starker Westwinde für die Abdrängung der Wasserläufe nach Osten verantwortlich, wobei der Westhangfuß aufgrund von Strahlungsüberschüssen früher auftaute und im Zuge einer regelrechten Ostwanderung der Täler zuerst der fröhsommerlichen Erosion anheim fiel. Prozess fördernd erwies sich wohl die, aus der Ostwanderung resultierende Vergrößerung der Einzugsgebiete der ostexponierten Hänge, wobei der erhöhte Oberflächenabfluss zusätzlich zu einer stärkeren Abdrängung beitrug.

Es lässt sich also festhalten, dass die an den Dellenflanken variierenden klimatisch gesteuerten Denudationsprozesse in den Tälern um die erosive Tätigkeit des Flusses ergänzt wurden, wodurch sich der Asymmetrieeffekt wohl beträchtlich verstärkte. KARRASCH (1970) versucht nun die einzelnen Erklärungsansätze zusammen zu fassen, indem er zunächst expositionsbedingte thermische Unterschiede für das mit unterschiedlicher Intensivität zu verschiedenen Zeiten stattfindende Auftauen der gegenüberliegenden Hänge anführt. Diese bedinge zudem die Zahl und Verteilung der Frostwechsel, welche ja

grundlegende Bedeutung für die Solifluktionstätigkeit besitzen. Einseitige, von den vorherrschenden Winden geprägte Schneeakkumulationen besäßen dabei lediglich einen modifizierenden Charakter. KARRASCH hält die Auftaugeschwindigkeit für den maßgeblichen neigungsbestimmenden Parameter, so zeigten zunächst bei langsamer Auftaugeschwindigkeit die süd- bis südwestexponierten Hänge eine stärkere Solifluktionstätigkeit als die noch gefrorenen Nordhänge. Verläuft der Auftauvorgang dagegen recht schnell, so kehrt sich die Entwicklung ins Gegenteil um, die südwestexponierten Hänge unterliegen relativ zeitig der Austrocknung und an den nordostexponierten Flanken greift intensive Denudation an. Das einseitige Auftauen der südwestexponierten Hänge erweist sich also nur als formungsrelevant, wenn dieser Zustand durch sehr langsames Abtauen bis zum nächsten Winter Fortbestand zeigt. Als Untermauerung dafür gelten die Asymmetrien mit steilen nordostexponierten Hängen, die vornehmlich im Hochgebirge und in der Arktis vorzufinden sind. Ein solcher hypsometrischer Wandel der Asymmetrie wird vielfach für Höhen oberhalb 600 Meter beschrieben und ist folglich durch Dauer und Intensität der Auftauvorgänge unter Mitwirkung einseitiger Schneeansammlungen bedingt (SEMMELE 1985).

Als letzte Komponente des Formungskomplexes treten die Lössdecken auf. Einhellig wird die Ablagerung mächtiger Lösspakete auf den ostexponierten Hängen durch die vorherrschenden Westwinde bezeugt, doch legt KARRASCH (1970) auch für die Gegenhänge Akkumulationen bei bestimmten Reliefgegebenheiten dar und markiert die Asymmetrien als präsedimentär mit maximal einer Verstärkung oder Konservierung durch den Löss. Dahingegen sieht SABEL (1982) in den Lössakkumulationen der südlichen bis südöstlichen Talhänge die Ursache für die Bettverlagerung der Gerinne gegen das südliche Ufer. Dem schließt sich SEMMELE (1985) an und stützt sich dabei auf die verbreitete Abfolge von Lössdecken mehrerer Kaltzeiten auf den ostexponierten Hängen, was eine Verflachung durch Abspülung ausschließen und eine Unterschneidung des Gegenhangs wahrscheinlich werden lassen würde.

Diese Diskussion wird abschließend von PECSI (1996) synthetisiert, indem er die Asymmetrien als durch Lössseinwehungen an den Leehängen, und durch häufigere Solifluktions-, Ablations- und Unterschneidungsprozesse an den Gegenhängen begründet festlegt.

2.5 Aktuelle Erosionsprozesse im Löss

2.5.1 Bodenerosion – Ursachen und Prozesse

Der Begriff Bodenerosion bezieht sich auf Hangdenudation und Erosion durch fließendes Wasser unter dem Einfluss des Menschen (ZEPP 2004). Nach LESER (1997) ist darunter ein Vorgang zu verstehen, der über den Umfang natürlicher Abtragungsprozesse hinausgeht und durch eine Bodenbewirtschaftung begünstigt oder überhaupt erst ausgelöst wird. Der Mensch greift dabei in das Kräftespiel der natürlichen Abtragungsprozesse ein und verursacht somit beschleunigte Umlagerungen (PECSI 1996). Beschleunigte Umlagerungen definiert HERZ (1980) als, das natürliche Regenerationsvermögen des Bodens übersteigend und durch Profilkappung oder –überschüttung zu einer Umwandlung des Bodens in einen anderen Typ führend.

Dass insbesondere Lössgebiete eine starke Affinität zu Bodenerosion besitzen, zeigen zahlreiche Beispiele. Ein Extrem stellt mit Sicherheit das chinesische Lössplateau dar, das mit den weltweit höchsten Abtragsraten aufwartet. Liegt dieser Umstand insbesondere hier, neben den klimatischen Bedingungen, in starkem Maße in der hohen Reliefenergie begründet, so sind es jedoch nicht zuletzt die bodenphysikalischen Eigenschaften des Löss, welche ihn für einen intensiven Abtrag prädestinieren (PECSI 1996). Sind diese vordergründig in der spezifischen Korngrößenzusammensetzung zu suchen (GERLINGER 1997), so ist die meist lange und starke erosive Überprägung der Lössgebiete, deren hoher Bodenfruchtbarkeit und ihrer hohen Qualität für den Ackerbau geschuldet (ZEPP 2004). Die bereits angesprochene Exponiertheit des Lösses gegenüber Verlagerung wird in den Abbildungen 2.5 und 2.6 (S.40) ersichtlich, wenn man zudem den Löss auf seine Bestandteile analysiert. Als äolisches Sediment besitzt er ein ausgesprochenes Maximum im vorzugsweise durch Wind transportierten Grobschluff, wozu ebenfalls äolisch verfrachtbare Feinst- bis Feinsande und durch Verwitterung und Neubildung entstandene Tone treten. Die groben Schluffe und der Feinsand sind die am leichtesten erodierbaren Fraktionen, da sie ein sehr geringes Eigengewicht besitzen und zudem eine geringe Neigung zur Aggregierung aufweisen.

Besitzt der Löss in originaler Lagerung und in unverwittertem Zustand aufgrund der Imprägnierung mit Kalk eine ausgesprochen hohe Stabilität und vermag selbst steile Wände

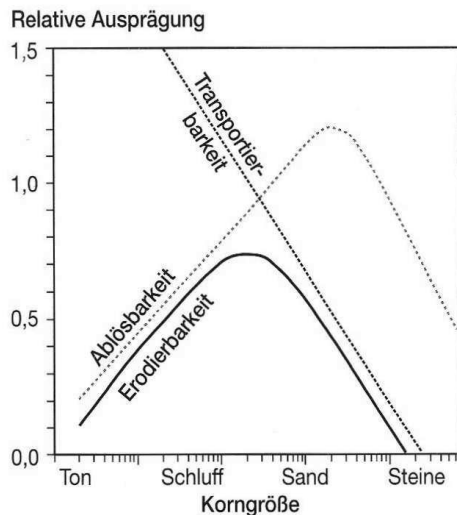


Abbildung 2.5 (links): Ablösungs- und Transportprozesse in Abhängigkeit von der Größe der Bodenbestandteile (AUERSWALD IN RICHTER ET AL. 1998)

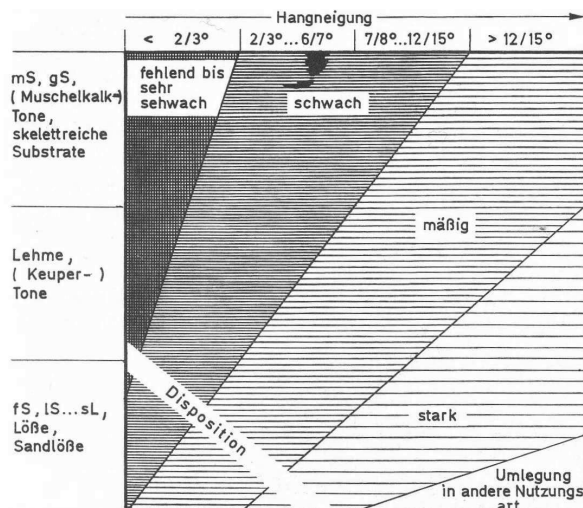


Abbildung 2.6 (rechts): Erosionsdisposition in Abhängigkeit von Hangneigung und Substrat (LIEBEROTH 1982)

aufzubauen und zu erhalten, so verliert er durch Zerstörung dieser Struktur immens an Widerständigkeit und wird anfällig gegenüber erosiven Prozessen (PECSI 1996). Eine solche Zerstörung geht einher mit der natürlichen Bodenbildung, wobei hier ein gut aggregierter Oberboden in starkem Maße vor Oberflächenabspülung zu schützen vermag. Weit effizienter gestaltet sich die Strukturzerstörung durch Bearbeitung und Durchmischung, wie sie KAULFUSS (1980) in Bezug auf Größe und Ausrichtung der Poren beschreibt. Erweist sich das Porengefüge der Lössböden als maßgeblich für die Infiltrationskapazität bei Niederschlagsereignissen, wird es bei Bewirtschaftungen der Ackerflächen ausgiebig verändert. Vor allem die neuzeitlichen Bearbeitungspraktiken, unter Einsatz schwerer Gerätschaften, führen zur Oberflächenverdichtungen und zur Ausbildung von Pflugsohlen. Durch Beeinträchtigung und Kappung der Leitbahnen kommt es zu Diskontinuitäten in den Böden, was zu schneller Wasserübersättigung der oberflächennahen Schichten und somit zu fortschreitender Bildung von Oberflächenabfluss und zunehmendem Materialtransport hinführt.

Als Pendant zu diesen neuzeitlichen Entwicklungen steht für das Alt- bis Mittelholozän die schützende Wirkung des Waldes, welche im Zuge hoher Interzeptionsverluste, hoher Infiltrationskapazitäten mit fehlender Oberflächenverdichtung und Schutz der Vegetation vor aufprallenden Regentropfen zu keinem nennenswerten Oberflächenabfluss führte (BORK 1998). Dank hoher Mikroreliefenergie und der schützenden Humusaufgabe waren selbst

2.5.2 Aggregatzerstörung und Verschlämmung

Neben der unmittelbaren Tropfenwirkung wird die Aggregatzerstörung durch schnelle wie weniger schnelle Befeuchtung hervorgerufen, am bedeutsamsten ist dabei der Prozess der Luftporensprengung. Kommt es während stärkerer Niederschläge zu einem rasanten Eindringen



Abbildung 2.7 a/b: Ausbildung einer Verschlammungskruste im Dellensystem Schwochau

von Wasser in die Bodenaggregate, so geschieht dies entlang der größeren Poren, eingeschlossene Luft kann somit nicht durch jene entweichen, wird in kleinere Poren oder in das Aggregatinnere gedrängt und zunehmend komprimiert. Übersteigt der entstehende Druck die aggregierenden Kräfte des Aggregates, so kommt es zur Lockerung und letztendlich zur Zerstörung. Des Weiteren führen innere Spannungen durch unterschiedlich starke Quellungsprozesse im Zuge der Befeuchtung, so etwa bei Tonmineralen oder Humus zu Aggregatzerfall, ebenso die Dispergierung der aggregierenden Substanzen oder eine abnehmende Kohäsion der Bodenteilchen durch steigende Wassergehalte. Kommt es nun auf dem Ackerboden zu einer kurzstreckigen Verlagerung und anschließenden Einregelung der bis zur Schluff- oder Tongröße aufgearbeiteten Bodenteilchen, so entsteht eine dünne, undurchlässige Kruste (Abb. 2.7 a/b), die nahezu sämtliche Infiltration unterbindet, obwohl der Boden durchaus genügend Wasseraufnahmekapazität besäße (RICHTER 1976). MORGAN (1999) unterscheidet hierbei die Begriffe der Versiegelung als Reorganisation der Bodenteilchen im Zuge des Niederschlagsereignisses und Verkrustung als anschließende Verhärtung der Versiegelung. In der Folge reichen schon geringere Niederschlagsmengen aus, um einen Oberflächenabfluss zu initiieren. Kommt es nun zur Bildung eines solchen und fließt ein Wasserfilm mit bestimmter Stärke über die Bodenoberfläche, so verursachen die einfallenden Regentropfen einen neuen Prozess, den sogenannten Plantscheffekt. Hierbei kommt es durch Auftreffen der Tropfen auf den Wasserfilm zu einer Gewichtszunahme der Tropfen und einer Zunahme von Turbulenzen, wobei vermehrt auch größere Bodenaggregate abgelöst und mit dem Wasserfilm abgeführt werden können (vertiefend siehe GERLINGER 1997 & MORGAN 1999). Abschließend kann man festhalten, dass die Bodenerosion eine weitreichende Folge der

Zerstörung von Bodenaggregaten darstellt, wobei sich verschiedene Parameter als bestimmend für die Stabilität dieser Bodenaggregate erweisen und somit die gesamte Struktur des Bodens beeinflussen.

Um den Bezug von den Auswirkungen des Ackerbaus zu der Qualität der Bodenstruktur und somit der Anfälligkeit gegenüber Bodenerosion herzustellen, eignet sich das Beispiel der organischen Substanz. Die organischen Verbindungen entstehen als Zwischenprodukte der Zersetzung von Pflanzenmaterial und als Stoffwechselprodukte von Mikroorganismen (GERLINGER 1997), durch ihre verklebende Wirkung als Aggregatbildner erwirken sie eine hohe Stabilität der Bodenaggregate. Davon ausgenommen sind die niedermolekularen Verbindungen, welche aus Rohhumus- und Torfbildungen resultieren und lediglich als humose Auflage eine erosionshemmende Wirkung besitzen (MORGAN 1999). Fällt nun ein gut aggregierter, mit humosem Material angereicherter Waldboden unter Ackernutzung, so wird der Boden durch die wendende und lockernde Bearbeitung stark belüftet und es findet ein intensiver Abbau der organischen Substanz statt. Nach SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (1984) geht daraufhin die Aggregatstabilität zurück, der Boden neigt verstärkt zu Verschlammung und Erosion und es kommt zur Degradierung. Zur verminderten Stabilität der Aggregate trägt zudem eine Verarmung an Ton, als weiterer Aggregierungssubstanz bei, die laut PECSI (1996) auf der zunehmenden Entkalkung und Tondurchwaschung seit der atlantischen Klimaänderung beruht.

2.5.3 Entstehung und Verteilung der Erosionsformen

Mit dem Blick auf aktuelle Erosionsprozesse in Lössgebieten fällt eine regelhafte Verteilung bestimmter Erosionsformen ins Auge. NOACK (1980) beschreibt folgende Verteilung von Erosions- und Akkumulationsspuren für das Mittelsächsische Lössgebiet. Treten auf den Hochflächen noch keine linearen, sondern lediglich flächenhafte Verspülungen auf, so sind sämtliche Hangbereiche ab einer Neigung von zwei Grad durch lineare Erosionsformen gekennzeichnet. An relativ steilen konvexen Hängen treten parallel angeordnete, den Hangfalllinien folgende Rillen und zahlreiche Zwischensedimentationen, sowie ein Schwemmkegelsaum am Unterhang auf. In den Tiefenlinien konkaver Hangabschnitte folgen bis zu 30 Zentimeter breite und 40 Zentimeter tiefe Furchen den zentralen Abflussbahnen, bis nach der Konvergenz mehrerer Erosionsformen ein Schwemmkegel zur Ausbildung kommt.

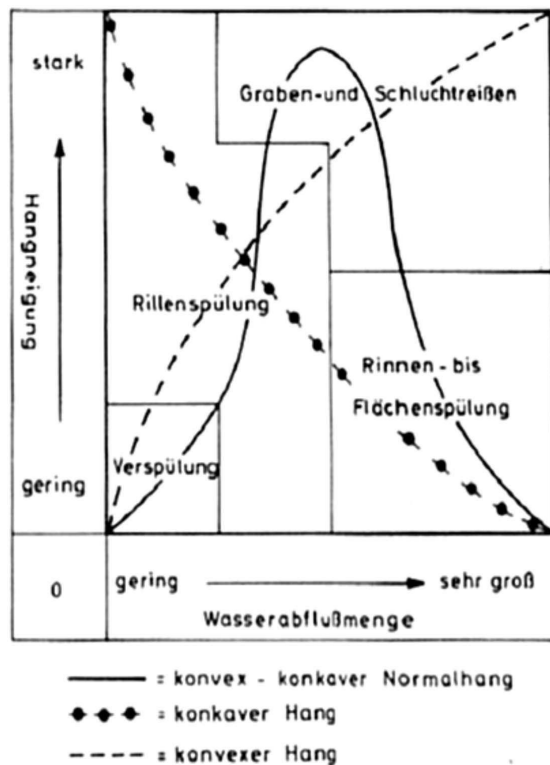


Abbildung 2.8: Abspülungsformen in Abhängigkeit von der Hanggestalt (RICHTER 1967)

Bei größeren Einzugsgebieten vergrößerten sich diese Furchen zu zwei bis zehn Meter breiten Flutbahnen, welche einen steten Wechsel von Kolken und Sedimentationsbereichen erkennen ließen und am unteren Ausgang der Delle in einen mächtigen Schwemmkegel mündeten. Aus dieser Abfolge werden die verschiedenen Formen der Erosion ersichtlich, welche RICHTER (1976) in Flächenspülung und Furchenspülung unterteilt, wobei letztere nochmals in Rinnen- und Grabenerosion zu untergliedern sei. In Abbildung 2.8 stellt er die Erosionsformen in Abhängigkeit von Hangneigung und Wasserabflussmenge dar und unterscheidet hierbei Normal-, Konvex- und Konkavhänge.

DEMEK (1963) untergliedert den Hang nach den jeweiligen Abständen zur Wasserscheide; die obersten Hangteile bis zu einer Neigung von zwei bis fünf Grad zählen als zum flachen

Wasserscheiderücken gehörig, aufgrund der geringen Neigung versickere das Wasser hier größtenteils und die geringe Abflussintensität führe zu keiner Rinnenbildung. Ab einer bestimmten Entfernung von der Wasserscheide und einer bestimmten Hangneigung habe sich genügend oberflächlich abfließendes Wasser für eine lineare Erosion gesammelt, DEMEK beschreibt eine Verteilung, von einer Rinne auf zehn Metern Hangbreite, wobei sich diese mit zunehmender Länge vertieften und in der Anzahl verminderten. Bei rückläufiger Neigung setze die Akkumulation ein, es entstünden nebeneinander gelagerte Schwemmfächer und die feinsten Bestandteile würden bis in die Entwässerungsgräben getragen.

Versucht man die Vorgänge, welche zur Entstehung von Erosionsrinnen führen zu klären, so beginnen diese zunächst mit dem Prozess des Schichtabflusses, in dessen Verlauf das Oberflächenwasser mit annähernd gleicher Fließtiefe über eine bestimmte Breite hinweg flächig abfließt. Doch schon hier beginnt sich das Wasser in winzigen Vertiefungen zu sammeln um nach und nach Fließwege auszubauen und zu vertiefen, was schließlich zum Rillenabfluss führt. Die entsprechenden Erosionsprozesse sind die Flächenerosion und die Rillenerosion. Die zum Teil noch winzigen Rillen konvergieren mit zunehmender

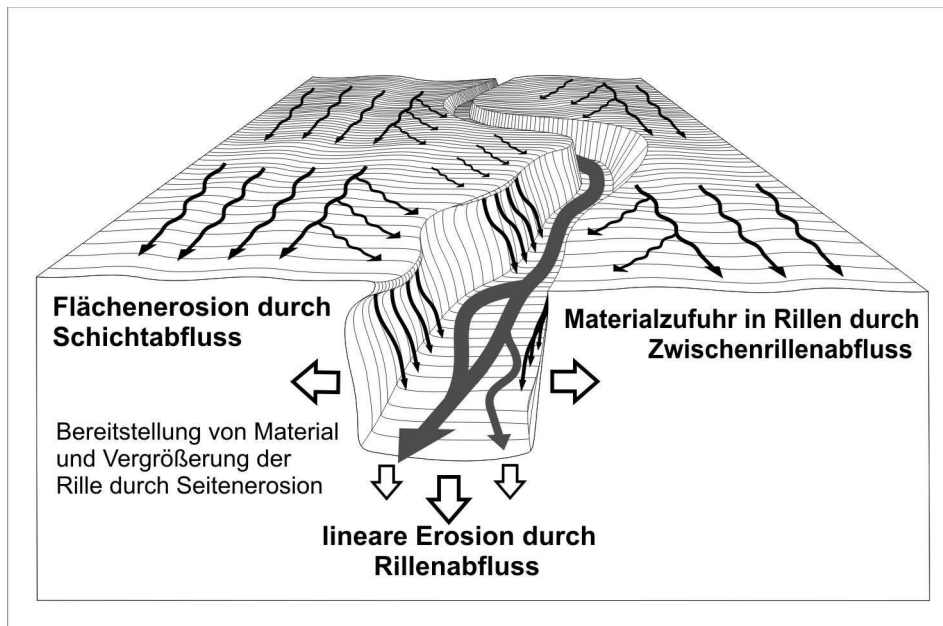


Abbildung 2.9: Rillenerosion und die beteiligten Prozesse (eigener Entwurf)

Fließstrecke zu immer größeren Abflussbahnen, in denen aufgrund der höheren Abflussmengen mehr Bodenmaterial mobilisiert und abtransportiert werden kann. Die Ablösung von Bodenmaterial ist dabei eine Funktion der Scherkraft an der Rillensohle, durch Unterspülung der Seitenwände und folgende Abbrüche expandiert die Rille in die Breite (Abb. 2.9). Durch stärkere Einschneidung entwickelt sich die Rille zu einer Rinne und kann bei noch intensiverer Erosion einen Graben ausbilden. Haben die Rillen an meist steilen Gefällsstrecken mit relativ hohem Abfluss ihren Ursprung, so schneiden sie sich hangaufwärts durch rückschreitende Erosion in die Hänge hinein. Dieser Vorgang basiert auf dem wachsenden Höhenunterschied zwischen der die Ablöseprozesse tragenden Rillensohle und der Bodenoberfläche am Rillenanfang, wobei sich damit kongruent auch die Fließgeschwindigkeit an jener Stelle erhöht und die sogenannte Kopfstufe nach hinten verlagert wird. In den Bereichen zwischen den Rillen entsteht der Zwischenrillenabfluss nach dem Prinzip des Schichtabflusses, es kommt zur Zwischenrillenerosion, die durch die Bodenablösung einfallender Tropfen gespeist werden kann und das mobilisierte Material in die nächsten Rillen leitet, durch welche es abgeführt wird. Die Intensität der Erosion wird durch die Transportkapazität des Abflusses bestimmt. Die Steuergrößen Hangneigung und Abflussmenge wurden bereits erwähnt, die Schleppkraft steigt, gemäß der Schleppkraftformel mit zunehmender Wassermenge und Fließgeschwindigkeit als Funktion der Hangneigung unter gleichzeitiger Ausdehnung der Leitbahnen (PECSI 1996). Am Unterhang, wo die

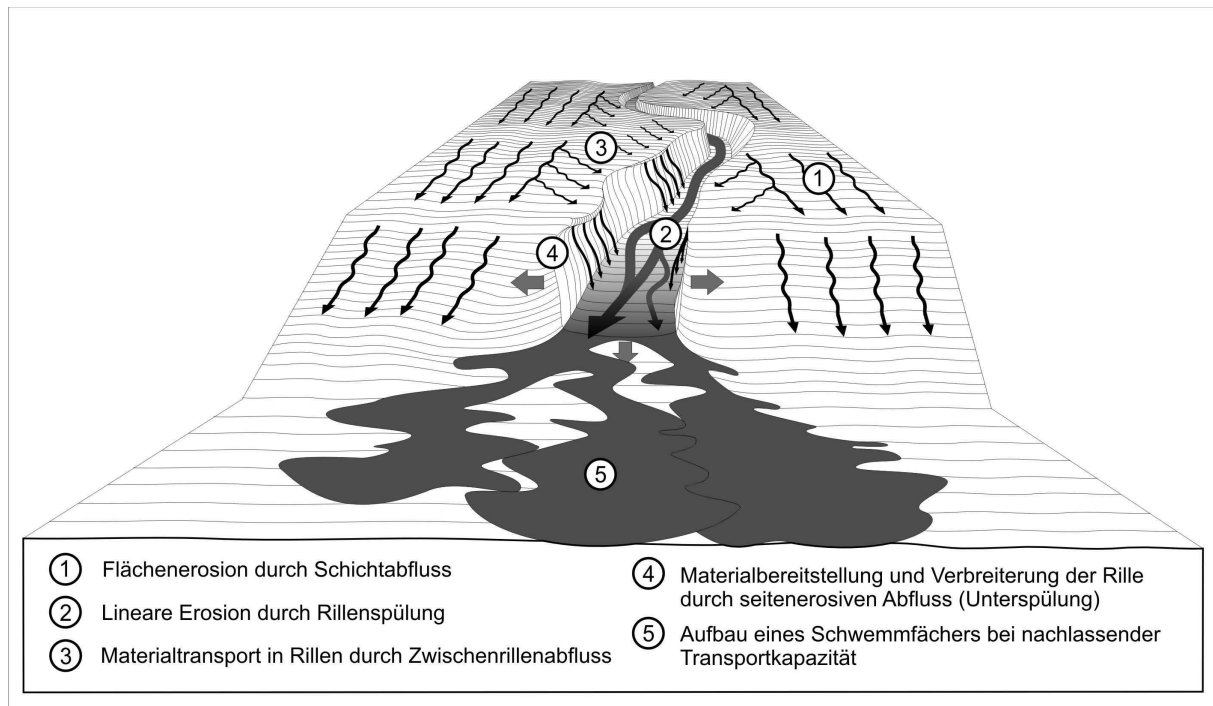


Abbildung 2.10: Schwemmfächerbildung am Unterhang (eigener Entwurf)

Abflussmenge zwar noch größer wird, die Fließgeschwindigkeit aber rapide nachlässt, geht die Schleppkraft zurück, die Leitbahnen verflachen und verbreitern sich und es wird Material akkumuliert. Die aufgeführten Prozesse sind vereinfacht in Abb. 2.10 zu sehen. Die durch Erosion entstandenen Rillen und Rinnen können sich bei jedem weiteren Regenereignis in die Tiefe und Breite ausdehnen, bis schließlich Gräben und Schluchten entstehen. Diese Problematik wurde bereits in Kapitel 2.3.2 diskutiert. Jedoch kommt es heute in den seltensten Fällen zu einer solchen Schluchtenentwicklung, da der Mensch als Gegenspieler linearer Erosionsformen auftritt und diese durch Pflugarbeit beseitigt. Es kommt dabei zu einem Ausgleich der erodierten und nicht erodierten Flächen (BORK 1998), der Materialverlust kann allerdings nicht kompensiert werden, vielmehr wird er durch in den Pflughorizont einbezogenes Unterbodenmaterial ersetzt, welches zunehmend aufgezehrt wird (PECSI 1996, ZEPP 2004). Die noch durch Pflugarbeit verfüllbaren Erosionsformen tragen oft die Bezeichnung „Ephemeral Gully“.

Betrachten wir zu guter Letzt das Muster, welches die Erosion an einer Mehrzahl der Dellenflanken entstehen lässt, so bietet sich ein ausgesprochen heterogenes Bild (Abb. 2.11, S.47). Es kommt laut BORK (1998) durch das Zusammenwirken von Rillenerosion und anschließendem Überpflügen längerfristig zu einer Kappung des oft kleinräumigen Ausgangsreliefs, dabei übertragen sich gewisse Unterschiede in den Horizontalausprägungen

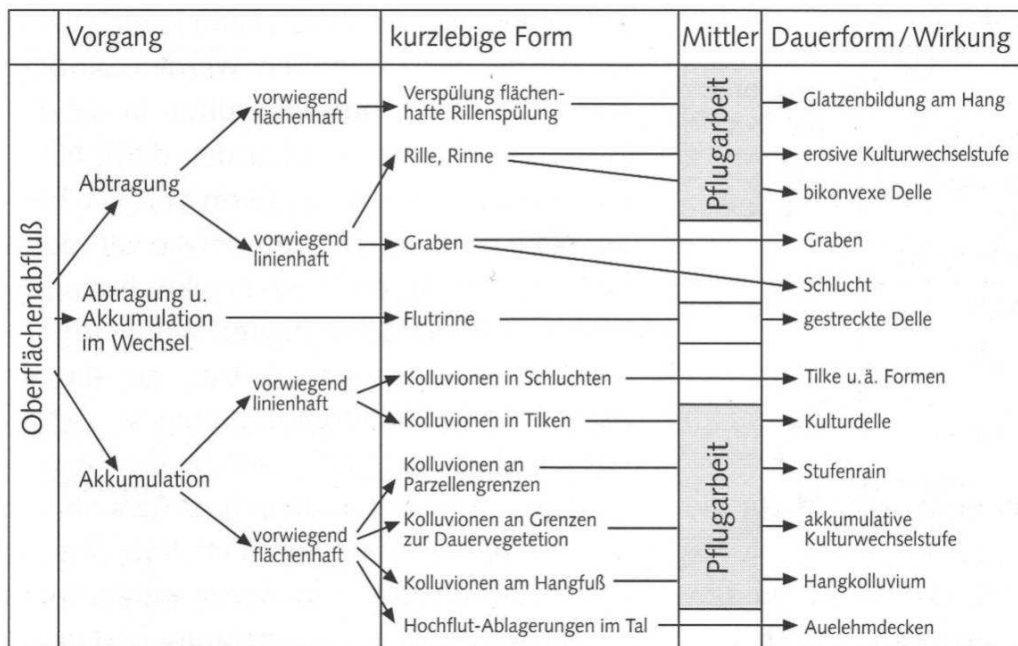


Abbildung 2.11: Erosionsformen und ihre Entstehung (RICHTER 1998)

zunächst auf den Pflughorizont und pausen sich später bis an die Oberfläche durch. Einen Extremfall stellen dabei die von PECSI (1996) mit „Glatzenbildungen“ titulierten, komplett erodierten A/C-C-Profilen an Oberhängen dar. THIEMEYER beschreibt ein solches kleinräumiges Nebeneinander der verschiedensten Erosionsstadien in Dellen, deren heutige Ausprägungen durch historische Bodenerosion erschaffen wurden, als von grundlegender Bedeutung für die zukünftigen Erosionsprozesse.

Werden an einem solchen Hang alle diskordant geschnittenen Horizonte und Schichten von der Erosion erfasst, so bilden sich am Unterhang Kolluvien, die von einer Homogenisierung der Substrateigenschaften gekennzeichnet sind. Zwar kommen hier nach BORK (1998) durchaus verschiedene Lagen mit unterschiedlicher Bodenart, Bodenstruktur und Bodendichte zur Ablagerung, doch sei der Aufbau eines Schwemmfächers in der Regel homogener als der betreffende Hangabschnitt vor der Überformung. Nach RICHTER (1976) sei eine solche kolluviale Bildung durch relative Anreicherung von Feinmaterial im Verhältnis zu den von der Erosion betroffenen Oberböden am Hang geprägt, allerdings kämen hier vornehmlich mittlere Korngrößen zum Absatz, da die feinsten Fraktionen nahezu Ruhigwasser zur Sedimentation benötigten und somit ausgetragen würden. Tatsächlich ist der definitive Materialaustrag aus den Dellensystemen in der heutigen Zeit auf einem relativ niedrigen Level angesiedelt. Zwar beschreibt SEMMEL (1961) die Sedimente in den Tiefenlinien der Dellen als zu lediglich vorübergehender Ablagerung kommend und

beansprucht für sie einen erheblichen Weitertransport bei Grabenanrissen durch Starkregen, doch relativiert sich dies im Zuge seiner späteren Feststellung, dass beim Abschätzen von Formungsintensitäten anhand rezenter Stoffausträge, meist ein Vielfaches der eigentlichen Formungszeit vonnöten wäre (SEMMELE 1996). Die erforderlichen Wandel der Formungsabläufe sieht er im Wesentlichen in Klimaänderungen, Nutzungsänderungen oder Katastrophenereignissen begründet. BORK (1998) stellt für das Untereichsfeld eine Feststoffbilanz auf, nach der in den letzten 1000 Jahren immerhin ein Achtel des insgesamt erodierten Materials über die Vorfluter ausgetragen wurde. Für das Einzugsgebiet der Elbe bis kurz vor Hamburg befindet er, dass 97 Prozent des Materials auf den Unterhängen und in den Talauen sedimentierten und drei Prozent in die Nordsee gelangten.

3 Untersuchungsmethodik

3.1 Bodenkartierung und Probennahme

Im Blickpunkt dieser bodengeographischen Arbeit liegen in erster Linie die Böden, als unmittelbare Träger exogener, morphologisch wirksamer Prozesse, seien sie anthropogen bedingt oder natürlich ablaufend. Diese Böden erfahren zum heutigen Zeitpunkt eine fast ausschließliche Flächennutzung durch die Landwirtschaft und wurden gebietsweise bereits als Altsiedelflächen seit der Jungsteinzeit genutzt (BLASCHKE 1990).

Da die Böden im Holozän nach ihrer Lage im Relief verschiedenen Einwirkungen und Prozessen unterlagen, zum Einen Art und Ausmaß dieser Prozesse und zum Anderen ihre räumliche Verteilung im Untersuchungsraum von Interesse sind, wurde zunächst eine möglichst exakte und hoch auflösende Kartierung vorgenommen. Um auch unterschiedlich dimensionierte Prozesse auf verschiedenen räumlichen Bezugsebenen zu erfassen, sollten neben einfachen Hangcatenen auch zu komplexeren Systemen gekoppelte Reliefeinheiten untersucht werden. Hierfür erwiesen sich Dellen, bzw. Dellensysteme als prädestiniert, gestattete die Größe ihrer Einzugsgebiete doch eine engmaschige Bebohrung und zeigten sich Dellensysteme zudem als prägnanteste Landschaftselemente dieses Teiles des Lösshügellandes. Die Kartierung wurde mittels Profilaufnahmen entlang zuvor festgelegter, repräsentativer Dellenquerschnitte, senkrecht zum Verlauf der Dellentieflinien realisiert. Im Vordergrund stand dabei die Ausweisung bestimmter Bodenhorizonte, was später und unter Kenntnis der hier verbreiteten Bodentypen, Aussagen zu Entwicklungs- bzw. Erhaltungsstand der Böden ermöglichte. Es gelang somit, Böden aufgrund von Profilverkürzungen als zumindest zeitweilige Erosionsstandorte zu identifizieren. Das Ausmaß dieser Profilverkürzungen zu ermitteln, stellte sich zunächst als schwierig dar, da aufgrund der landwirtschaftlichen Nutzung des gesamten Delleneinzugsgebietes kein unbeeinflusstes Standardprofil ausgemacht werden konnte. Dieses Problem ließ sich unter Befragung der über das weitläufigere Untersuchungsgebiet verfassten Literatur und dem Abgleich mit erbohrten relativ ungestörten Profilen zumindest teilweise klären.

Des Weiteren waren Sedimentationsprozesse Gegenstand der Untersuchungen, wie sie sich in der Überdeckung vorhandener Böden mit Kolluvien manifestierten. Dabei wurde die

Verbreitung der kolluvialen Bedeckung, sowie deren Mächtigkeit dokumentiert, um später das Volumen des Sedimentkörpers in einen Überschlag des umgelagerten Materials einfließen zu lassen. Stets wurde das Erscheinungsbild der Ablagerungen hinsichtlich Farbe, Humusgehalt, Bindigkeit, Korngrößenverteilung, Kalkgehalt und Beimengung größeren Skeletts und datierbaren Materials festgestellt. In der Regel genügte ein Abschätzen dieser Größen, vor Allem wenn es relative Bezüge und Unterschiede zwischen verschiedenen Schichten aufzuzeigen galt. Nur bei zweifelhaften oder besonders hervortretenden Ausprägungen wurden zusätzliche Laboranalysen realisiert. Da die Kartierung mit einem 1m-Pürckhauer-Bohrstock umgesetzt wurde, stellte sich vor allem die Probennahme in ausreichendem Umfang als ausgesprochen aufwendig heraus. Konnte das Kolluvium mit dem Bohrstock durchtäuft werden, gestaltete sich die Abgrenzung zum unterlagernden Boden in aller Regel unproblematisch. Schon allein Farbe und Bindigkeit wiesen in den meisten Fällen die Kolluvien als eben solche aus, vielfach untermauerten dies Funde von Holzkohleflittern oder Ziegelstückchen. Spätestens nach dem Aneinanderreihen mehrerer benachbarter Profile, konnten relativ homogene Schichtpakete als Erosionsdiskordanzen aufliegende Sedimentkörper deklariert werden.

Erwähnte, durch erosive Prozesse angeschnittene Bodenhorizonte, konnten vielfach durch die engmaschige Bebohrung, mit Abständen von zehn bis fünfzehn Meter, bei Bedarf auch fünf Meter und weniger, beobachtet werden. Die Abgrenzung der Horizonte basiert auf der Farbansprache, dem mit Hilfe der Fingerprobe abgeschätzten Tongehalt und der im Bohrstock ermittelten Schärfe und Lage der Horizontgrenzen. Bei farblichen Inhomogenitäten wurden die Einzelkomponenten und ihre Anordnung zueinander benannt und bei Bedarf, zur Vergleichbarkeit, der Grundfarbton ermittelt. Vermehrt konnten optisch Toninfiltrationen bis in den tieferen Unterboden festgestellt werden, wobei diese mitunter tropfenartige, bis zentimetergroße Dimensionen erreichten. CaCO_3 -haltige Horizonte wurden unter Verwendung 10%iger Salzsäure erkannt, in vielen Fällen war es so möglich die Entkalkungsgrenze und somit den unterlagernden kalkhaltigen Löss aufzuzeigen, bzw. kalkhaltiges von entkalktem Kolluvium abzugrenzen. Erschwerend auf die Ausweisung bestimmter Horizonte wirkte sich die, für dieses Gebiet typische, Ausbildung der Lamellenfleckenzone aus, da sie durch ihre farbliche Prägung und Texturdifferenzierung selbst im C-Horizont pedogenetische Horizonte vorzutäuschen vermag. Nur durch zahlreiche Studien an offenen Profilwänden war es möglich, das phänotypische Wesen dieser Lamellenfleckenzone zu verinnerlichen und mit Befunden im Bohrstock abzugleichen. Sämtliche ermittelten Größen wurden in Protokollen (nach BODENKUNDLICHER

KARTIERANLEITUNG 4) neben Horizontmächtigkeiten und zugeordneten Horizontsymbolen niedergeschrieben. Zudem wurden Auffälligkeiten, wie Fe- und Mn-Konkretionen, Hydromorphierungen oder allochthones, den Kolluvien beigemengtes Material, vermerkt, um eine spätere Auswertung der Daten nach weiteren Gesichtspunkten zu ermöglichen.

Wie sich herausstellte ist die TK 1:25.000 als Kartengrundlage für Begehungen und Arbeiten im Gelände wenig geeignet. Als Bezugsbasis diente somit das 1:10.000er Blatt, wobei auch dieses für die Betrachtung morphologischer Klein- und Kleinstformen, wie sie für die Geländearbeiten und die späteren Digitalisierungen der Profilschnitte unabdinglich waren, nicht den Anforderungen an eine möglichst hohe Auflösung entspricht. Deshalb wurde zu jedem Bohrprofil die Hangneigung, per Hangneigungsmesser, der horizontale und vertikale Wölbungstyp, die jeweilige Lage im Relief und die Zugehörigkeit zu bestimmten morphologischen Groß- oder Kleinformen bestimmt. Auf Grundlage dieser Angaben konnten später die aufgenommenen Profile wirklichkeitsgetreu zu Querschnittsprofilen zusammengefügt werden. Mit den so gewonnenen Visualisierungen war es nun möglich den Verlauf bestimmter, vom Bohrstock nicht ausreichend erfasster Horizonte abzuschätzen und diese in den Querschnitten durch gestrichelte Linien zu ergänzen. Schon bei ersten Begehungen der Dellensysteme fiel das beträchtliche Ausmaß des kolluvialen Körpers in der Tiefenlinie auf, woraufhin die Querschnitte hier durch jeweils ein bis zwei Tiefenbohrungen mittels des Schappenbohrers und vier Metern Gestänge ergänzt wurden und der Sedimentkörper anschließend in einem Längsschnittprofil entlang der Tiefenlinie modelliert werden konnte. Für das Dellensystem bei Löbschütz stand zudem eine Rammkernsonde mit fünf Metern Bohrgestänge zur Verfügung. Die Sedimentkörper wurden nach Möglichkeit bis auf den kalkhaltigen Löss durchtäuft, was jedoch insbesondere im Falle die Kolluvien unterlagernder Böden, mangels hinreichender Bohrgestänge, oft nicht möglich war. Die Aufnahme der einzelnen Schichten erfolgte nach obigem Schema, wobei aus jeder optisch differenzierbaren Schicht eine Probennahme erfolgte und diese später im Labor auf Korngrößenverteilung, Humusgehalt und pH-Wert untersucht wurden. In der Regel geschah die Probennahme in Form von Mischproben mehrerer Bohrköpfe aus der jeweiligen Schicht. Eine Materialentnahme aus Übergangsbereichen wurde vermieden, beziehungsweise wurde der Übergangshorizont bei Bedarf gesondert als solcher ausgewiesen.

3.2 Labormethoden

Laboranalytische Arbeiten fanden allesamt im Geowissenschaftlichen Labor des Institutes für Geographie der TU-Dresden statt. Dabei kamen folgende Methoden zum Einsatz:

3.2.1 Korngrößenanalyse

Die Anteile der Ton-, Fein-, Mittel- und Grobschlufffraktion wurden nach der Pipettmethode von Köhn ermittelt. Dafür wurden die Proben zunächst luftgetrocknet und auf 2 mm gesiebt. Die auf 10 g eingewogene Probe wurde mit 25 ml 0,4 % Natriumpyrophosphatlösung und 250 ml destilliertem Wasser dispergiert, geschüttelt und in einen Sedimentationszylinder überführt. Nach 12stündiger Ruhezeit und erneutem Aufschütteln wurden durch Pipettieren jeweils 10 ml der Suspension für die Bestimmung der Anteile an den Fraktionen $< 2 \mu\text{m}$ bis $63 \mu\text{m}$ entnommen. Dabei erfolgte die Grobschluff-Entnahme nach 28 s, die Mittelschluff-Entnahme nach 4 min 40 s, die Feinschluff-Entnahme nach 1 h 15 min und die Ton-Entnahme nach 3 h 51 min bei halbiertem Eintauchtiefe. Die hierfür verwandte Sedimentationsmethode beruht auf der Fallformel nach STOKES, welche für kugelförmige Teilchen in Abhängigkeit von der jeweiligen Dichte für unterschiedliche Korndurchmesser, unterschiedliche Absinkgeschwindigkeiten beschreibt. Die Korngrößen der Sandfraktion $> 63 \mu\text{m}$ wurden nach der Nasssiebung auf $63 \mu\text{m}$ getrocknet und trocken gesiebt. Nach der Auswaage der getrockneten Proben wurden die Anteile an den einzelnen Fraktionen berechnet und die Bodenart im Korngrößendreieck bestimmt. Die Fein-, Mittel- und Grobsandfraktionen wurden unter einem Mikroskop hinsichtlich der Zusammensetzung analysiert, um Holzkohlefragmente, Ziegelbruchstücke, Schneckenschalen, CaCO_3 -Konkretionen und die Anteile an Quarz, Glimmer und anderen Mineralen zu erkennen. Dabei offenbarte sich, dass oftmals beträchtliche Mengen an Eisen- und Mangankonkretionen in den Sandfraktionen vertreten waren, welche größtenteils aus verklumpten Teilchen kleinerer Fraktionen bestanden (siehe Abb. 3.1, S.53). Zur Lösung von Fe-, Mn- und Al-Oxiden wird eine Vorbehandlung mit einer Mischlösung aus Natriumdithionit-Natriumcitrat- NaHCO_3 vorgeschlagen (SCHEFFER ET AL. 1984), was im Zuge dieser Arbeit jedoch nicht realisiert wurde. Bei der Interpretation der Ergebnisse ist darauf Rücksicht zu nehmen.



Abbildung 3.1 (links) Aufbau der Konkretionen eines Kolluviums - Hauptsächlich aus verkittetem Feinsand bestehende Fe-/Mn-Konkretionen aus der Grobsandfraktion einer Probe von der Basis eines Tiefenlinienkolluviums (Bohrung RKS3)

Abbildung 3.2 (rechts): Aufbau der Konkretionen eines Lösslehms - Scheinbar reine Fe-Konkretionen der Grobsandfraktion einer Probe aus einem Lösslehm im Liegenden des Kolluviums (Bohrung S23)

3.2.2 pH-Wert

Die Ermittlung des pH-Wertes erfolgte mittels eines elektrochemisch arbeitenden pH-Meters. Dafür wurden die Proben mit 0,1 molarer KCl-Lösung dispergiert und die Bodenreaktion mit Hilfe der pH-Elektrode bestimmt.

3.2.3 Gehalt an organischem Kohlenstoff

In einem Großteil der Proben wurde der organisch gebundene Kohlenstoff durch die „Nasse Verbrennung“ nach Springer-Klee ermittelt. Dabei wurde der Kohlenstoff der organischen Substanz in schwefelsaurer $K_2Cr_2O_7$ -Lösung oxidiert und anschließend der Verbrauch an $K_2Cr_2O_7$ titrimetrisch / kolorimetrisch erfasst und auf Kohlenstoff umgerechnet. Da diese Methode für eine bestimmte Anzahl von Proben, vor allem der schwarzen Sedimente, recht zwiespältige Ergebnisse lieferte, wurde ab einem bestimmten Zeitpunkt die Suspensionsmethode für die „Bestimmung des gesamten organischen Kohlenstoffs (TOC) in Feststoffen nach DIN ISO 16904“ verwandt. Hierfür war zunächst ein spezielles Verfahren

zur Probenvorbereitung nötig, wobei die Proben per Mahltechnik zunächst auf Korngrößen kleiner 130 µm pulverisiert wurden. Darauf hin wurden sie in verdünnter Salzsäure suspendiert und mit Hilfe eines Dispergierwerkzeugs effektiv zerkleinert, wobei der anorganische Kohlenstoff in CO₂ umgewandelt wurde. Anschließend konnte dieses durch einen Inertgasstrom ausgeblasen und der NPOC (Non Purgeable Organic Carbon = TOC) bestimmt werden, wofür ein Total-Analysator (TOC-VCN) SHIMADZU verwendet wurde. Durch den Vergleich der beiden Methoden stellte sich mit Ausnahme der erwähnten Werte der schwarzen Sedimente, welche in der Regel nach unten korrigiert werden mussten, eine weitgehende Übereinstimmung der Werte heraus, woraufhin auf eine erneute Bestimmung der, durch die Nasse Verbrennung ermittelten, Werte verzichtet werden konnte.

3.3 Erstellung von Sedimentbudgets

Für die Erstellung der Sedimentbudgets wurde zunächst modellhaft das Volumen des holozänen Sedimentkörpers berechnet. Hierfür wurden aus den Profilschnitten die Flächeninhalte des jeweiligen Tiefenlinienkolluviums und bei flächiger Verbreitung, vor allem in den Dellenursprüngen, auch des Hangkolluviums mittels eines festgelegten Rasters ausgezählt. Diese Flächen wurden vereinfacht in rechteckige Formen transformiert; zur Interpolation des dazwischen liegenden Materials wurden die Eckpunkte der parallel zueinander aufgereihten Rechtecke miteinander verbunden, wobei die Höhen der abstrahierten Pyramidenstümpfe aus den Abständen der Profilschnitte im Bereich der Laufstrecke der Tiefenlinie übertragen wurden. Das Volumen der Pyramidenstümpfe wurde nach der Formel: $V = h(Q_1 + \sqrt{(Q_1 \cdot Q_2)} + Q_2) / 3$ berechnet, wobei Q exemplarisch für die Flächen zweier aufeinander folgender Querschnitte und h für deren Abstand steht. Für die Berechnung der obersten Dellenbereiche, wurde die Form einer Pyramide, mit dem kartierten Bohrpunkt (X) im Wasserscheidenbereich der Haupttiefenlinie zum benachbarten Dellensystem, als Spitze festgelegt. Da die Dellen meist nicht nur einen Ursprung besitzen, sondern schon zu Beginn meist mehrere Nebendellen ineinander fließen, wurden diese Nebendellen vereinfacht zusammengefasst und deren Kolluvien, anhand der in der Hauptdelle gewonnenen Erkenntnisse, abgeschätzt.

Für eine Konkretisierung der Massenbilanz wurde das abgeschätzte Sedimentvolumen auf das Einzugsgebiet des Dellensystems bezogen, wobei jenes gegebenenfalls durch das Einfließen ausgewiesener Erosionsareale und/oder vor Erosion geschützter Flächen präzisiert

werden konnte. Schließlich ergab sich eine mittlere Abtragsrate in Zentimetern, diese ist allerdings als Mindestrate anzusehen, da zum Einen eine Materialausfuhr aus dem Sedimentspeicher unberücksichtigt blieb und zum Anderen vermutlich eine nicht unbeträchtliche Menge abgetragenen Materials in Form von zwischengelagerten Hangkolluvien auf den Kuppen und Dellenflanken verweilt. Das Ausmaß der tatsächlichen Profilverkürzung wäre nur über die Differenz der im Gelände ermittelten, heutigen Erhaltungsstadien der Böden zu bestimmen. Aufgrund der heterogenen, kleinräumig stark differenzierten Ausprägung dieser Erhaltungsstadien wurde zunächst auf eine solche Modellierung verzichtet.

4 Lommatzscher Pflege als Untersuchungsgebiet

4.1 Lage und naturräumliche Einordnung

Die Lommatzscher Pflege befindet sich im nordöstlichen Randgebiet des Mittelsächsischen Lösshügellandes, welches sich als Kerngebiet des weiter gestreckten Sächsischen Gefildelandes von der Mulde im Westen bis zur Elbe im Osten erstreckt (Abb. 4.1).

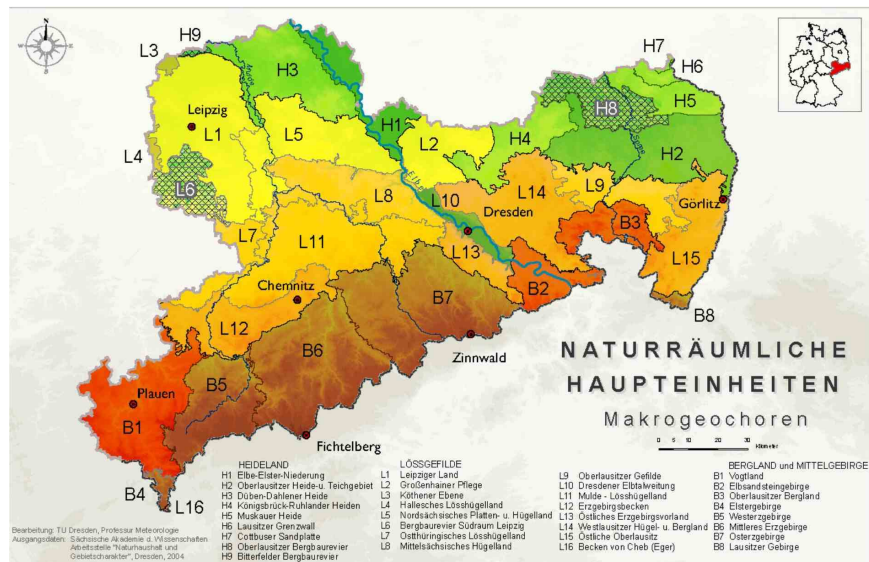


Abbildung 4.1: Naturräumliche Gliederung Sachsens (SÄCHSISCHES MINISTERIUM FÜR UMWELT UND LANDWIRTSCHAFT 2008 nach HAASE UND MANNSFELD 2002)

Zunächst erscheint die Pflege als eine flachwellige Hügellandschaft, lediglich von einigen größeren, aus dem Gebirge austretenden Flusstälern durchbrochen. Reliefprägend und namensgebend erweist sich die geschlossene Verbreitung mehrere Meter mächtiger Lössdecken, welche hier im nördlichen Vorland der Mittelgebirgsschwelle während des Pleistozäns zur Ablagerung kamen (HAASE ET AL. 1970). Das Lösshügelland selbst bewegt sich in einer Höhenlage von 160 m über NN im Norden bis 280 m im Süden und folgt mit seiner sanften Abdachung nach Norden dem Erscheinungsbild der sich südlich anschließenden Erzgebirgsscholle. Im Norden wird es umrahmt vom durch glaziäre und glazifluviatile Sedimente geprägten Tiefland und im Süden schließt sich mit dem Erzgebirge

die Mittelgebirgsschwelle mit Höhen bis über 800 m über NN an. Westlich heben sich einzelne aufragende Porphyrkuppen ab, die augenfälligste Erscheinung ist jedoch der 314 m hohe Collmberg, ein die Vulkanite überragender Höhenzug des Varistischen Gebirges (WAGENBRETH ET AL. 1990).

Schon KÄUBLER (1938) hebt die Bedeutung des Mittelsächsischen Lösshügellandes hinsichtlich der Ausdehnung und der Mächtigkeit der Lössablagerungen hervor. Die höchste Lössmächtigkeit sieht er in einem nördlichen Streifen um Grimma, Mügeln, Lommatzsch und Meißen mit Ablagerungsbeträgen von über zehn Metern. Im Süden schließen sich um Mittweida und Nossen fünf bis zehn Meter mächtige Lösslehmschichten an, welche in höheren Lagen langsam ausklingen. Auch HAASE ET AL. (1970) erkennen ein 5 bis 20 km breites Kerngebiet innerhalb des West- und Mittelsächsischen Lössgürtels, das sich mit Lössmächtigkeiten von bis zu 20 m an die sogenannte Lössrandstufe anschließt. Die Lössrandstufe stellt die nördliche Verbreitungsgrenze der mächtigen Weichsellösse dar, welche jenseits der Stufe über ein Band von Sandlössen in sandige und kiesige Ablagerungen übergehen. Die Bezeichnung Lössrandstufe basiert auf ihrer morphologisch eindrucklichen Erscheinung als eine markante, auf weniger als 1km Distanz etwa 20 Höhenmeter überwindende Geländestufe.

Östlich des Kerngebietes setzten sich die Lössen in abnehmender Mächtigkeit bis in die Oberlausitz fort. Nach HAASE (1978) zeigen die Lössen einen deutlichen Nord-Süd-Wandel. Stehen an der Lössrandstufe noch mächtige kalkhaltige Jungweichsellösse an, so nehmen diese nach Süden an Mächtigkeit ab und werden nach und nach von Mittel- bzw. Altweichsellössen, sowie von Saalelössen abgelöst. Letztendlich verzahnt sich der Löss mit den Deckschichten der Mittelgebirge, wobei ab einer Höhenlage von 300 m über NN eine deutliche Expositionsabhängigkeit in der Lössverteilung zu vermerken ist. Diese äußert sich in mächtigeren lössartigen Sedimentdecken auf NO-exponierten Hängen und in geringmächtigeren Decken mit stärkerer Beimischung liegenden Materials auf SW-exponierten Hängen. LIEBEROTH (1982) sieht bei 400 bis 500 m über NN eine, für das Ausklingen der Lössdecke verantwortliche, klimatisch-geomorphologische Höhengrenze, entlang welcher der Löss lediglich in Streuarealen und als Beimengung der Schuttdecken auftritt.

Das eingangs erwähnte sanft gewellte Erscheinungsbild der Lommatzscher Pflege offenbart sich bei genauerer Betrachtung als eine durchaus stärker reliefierte und bisweilen unruhige, von Flüssen, Bächen und Quellmulden zergliederte Landschaft. Vor allem in der Nachbarschaft mehr oder weniger tief eingeschnittener Fluss- und Bachläufe, namentlich

Ketzerbach, Keppritzbach, Zscheilitzwasser und allen voran natürlich der Elbe, zeichnet sich das Relief als überaus energetisch aus. An der Elbe greifen tief eingeschnittene Täler oft mehrere Kilometer in das Hügelland ein und lösen diesen Randbereich in Riedel, Sporne und Hangstufen auf, wobei selbst in zentraleren Bereichen des Hügellandes ebene und breitflächige Rücken nur einen kleineren Teil der Oberflächenformen ausmachen. Relativ treffend beschreibt HAASE (1995) das Landschaftsbild als reliefstark in der Nähe zu Flusstälern und reliefschwach in Bereichen der Wasserscheiden. Das Hügelland werde dabei von 20 bis 50 m tief eingesenkten Dellensystemen, sowie von Tilken und Hangkerben in Konkav-Konvex-Hänge und Hang-, wie Flachkuppen aufgegliedert. KRAMER (1971) greift den oft genutzten Begriff der Lössplatten für ein Gebiet zwischen Ketzerbachtal und der Lössrandstufe auf, für ihn gliedern Plateaumulden in weiten Abständen diese Hochfläche und zeichnen sich durch gestreckte bis schwach konvexe Flachhänge, mit zwei bis drei Grad Neigung, weiten Einzugsgebieten und einem halbkreis- bis herzförmigen Grundriss aus. Diese Plateaudellen leiten zum Hochflächenrand hin zu tiefen Hohlformen über, wobei die Fläche von der nördlich gelegenen Randstufe durch das ständige Auf und Ab von Flachformen und Hohlformen intensiv zerschnitten sei. Bei einem Höhenunterschied von 10 bis 20 m stellen bis sieben Grad geneigte Hänge das Bindeglied zwischen Hochflächenresten und Hohlformen dar, zunächst führen sie gestreckt bis schwach konvex zu einer Hangkante, wo sie mit einer mittleren Gesamtlänge von 300 bis 400 m in steiler geneigte Mittel- und Unterhänge übergehen. In den Randzertalungsgebieten mit hoher Reliefenergie und Höhenunterschieden von bis zu 100 m zeigen sich die zu den Kerbsohlentälern vermittelnden Hänge nicht selten mit einer Neigung größer 15° .

Klimatisch wird das Gebiet um Lommatzsch von LIEBEROTH (1964) bei Jahresmitteltemperaturen von $8,9^\circ\text{C}$ und einem Jahresniederschlag von 560 – 600 mm als relativ milde Klimaprovinz beschrieben, deren Zentrum zwischen Riesa und Meißen an der Elbe zu finden sei. Wirkt sich für die westlichen Bereiche des Lösshügellandes in abgeschwächter Form der Regenschatteneffekt des Harzes und der thüringischen Gebirge aus, so kommt für die östlichen Gebiete eine Stauwirkung des Erzgebirges und des Oberlausitzer Berglandes zum Tragen (HAASE 1995). Grundsätzlich existiert eine Niederschlagszunahme nach Süden, mit den trockensten Bereichen für die Lössplatten nördlich des Ketzerbaches ($600 \text{ bis } 620 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$), einem Übergang über die 200 bis 220 m über NN messenden Erhebungen der Saale-Eisrandlage ($620 \text{ bis } 650 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$), zu der Raußnitz-Katzenberger Stufe mit 250 bis 270 m über NN ($700 \text{ bis } 750 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$).

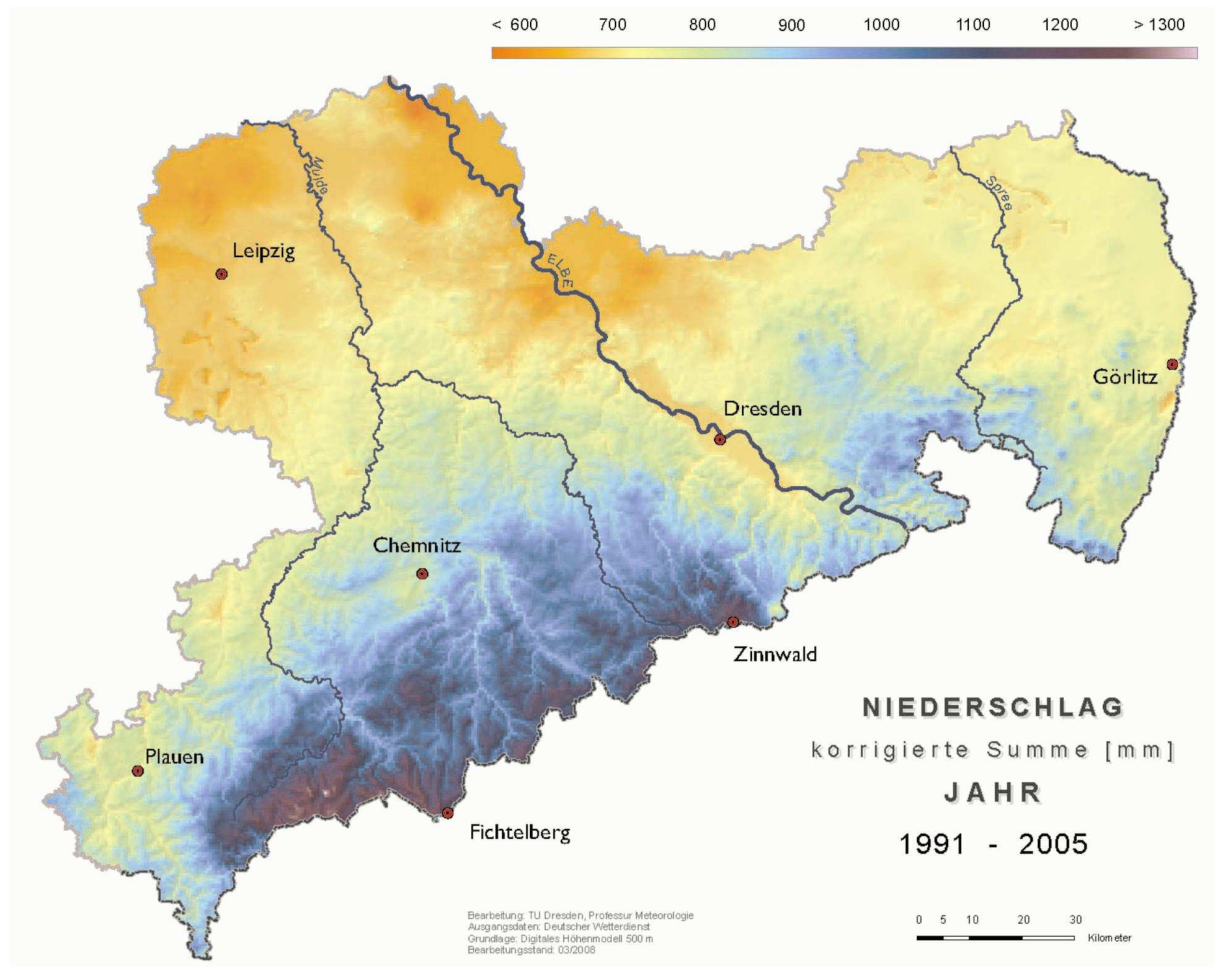


Abbildung 4.2: Mittlerer korrigierter Jahresniederschlag in Sachsen (SÄCHSISCHES STAATSMINISTERIUM FÜR UMWELT UND LANDWIRTSCHAFT 2008)

Die vom SÄCHSISCHEN STAATSMINISTERIUM FÜR UMWELT UND LANDWIRTSCHAFT herausgegebene Zusammenstellung klimatischer Kennwerte „Sachsen im Klimawandel“ von 2008, zeigt etwas höhere Werte des mittleren korrigierten Jahresniederschlages an (Abb. 4.2). So verzeichnet sie im Zeitraum 1961 bis 1990 für das Gebiet südlich der Lössrandstufe bis zum Einschnitt des Ketzerbachtals in etwa $650 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$, südlich des Ketzerbachtals bis zur Geländestufe südlich der Linie Raußnitz-Katzenberg $720 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ und im Anschluss, in Höhenlagen über 250 m über NN, bis $750 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$. Die Jahresverteilung zeigt für das Hügelland zwei Maxima, eines im August und ein zweites im Dezember bei geringeren Winter-Niederschlagssummen. Zudem sind zwei Minima im Februar sowie im Oktober augenscheinlich. Ein sekundäres Minimum ist im Juli zwischen geschaltet. Als bedeutend für die Mikroklimatische Situation in bestimmten Teilen des Hügellandes erwähnt HAASE kleinräumige Luv- und Leewirkungen, wie sie von größeren Erhebungen und zusammenhängenden Kuppenbereichen ausgehen. So hebt er die höheren Lagen der Düben-

Dahlener Heide als Ursache für die Ausprägung einer Trockeninsel im Elbe-Jahngebiet, um Riesa und Lommatzsch hervor.

Um die vorzufindende Vegetation der Lommatzscher Pflege zu umreißen, genügt ein kurzer Blick auf die Topographische Karte um festzustellen, dass sich geschätzte 97 bis 98 Prozent des Gebietes unter landwirtschaftlicher Nutzung befinden oder in sonstiger naturfremder Weise einer anthropogenen Nutzung unterliegen. Die zwei bis drei verbleibenden Prozente werden durch Eichen-Hainbuchen-Lindenwälder oder vielmehr -waldreste definiert und entfallen auf nicht nutzbare steile Kerben oder steile Talhänge. Die Karte der „Potentiellen Natürlichen Vegetation (PNV) in Sachsen“ des SÄCHSISCHEN LANDESAMTES FÜR UMWELT UND GEOLOGIE, als Konstrukt der höchstentwickelten, nicht vom Menschen beeinflussten Schlusswaldvegetation, weist für die gesamte Lommatzscher Pflege einen, den auffindbaren Waldresten entsprechenden, „Typischen Hainbuchen-Traubeneichenwald“ aus, welcher jenseits der Lössrandstufe, auf den Sandlössen, von einem „Grasreichen Hainbuchen-Traubeneichenwald“ abgelöst wird. An nicht zu bearbeitenden vernässten Stellen in frischen, nährstoffreichen Mulden und Bachtälern ist „Waldziest-Hainbuchen-Stieleichenwald“ oder „Traubenkirschen-Erlen-Eschenwald“ zu finden (SCHMIDT 2007).

Wollen wir uns nun der spätpleistozänen und holozänen Oberflächenformung im Arbeitsgebiet widmen, so lohnt es zunächst den Aufbau und die Bildungsbedingungen des Grundgebirges, wie der Deckschichten und die Grundzüge der präholozänen Reliefgenese zu betrachten, leiten sich doch daraus grundlegende Voraussetzungen für die rezente Formungsdynamik ab.

4.2 Geologischer Untergrund und präpleistozänes Relief

Betrachten wir den geologischen Untergrund, so ist dieser nördliche Bereich des Mittelsächsischen Lösshügellandes oberflächennah zunächst durch die flächenhafte Verbreitung eiszeitlicher Sedimente geprägt. Beschränken sich holozäne Folgen auf fluviatile Ablagerungen der Tiefenlinienbereiche und vornehmlich der von Gerinnen durchflossenen Talbereiche, so sind pleistozäne Lagen wesentlich flächiger und wohl auch tiefgründiger im Arbeitsgebiet verbreitet. Im Liegenden des Quartärs weist die „Geologische Karte der eiszeitlich bedeckten Gebiete von Sachsen 1:50.000“ den mit vereinzelt Durchragungen,

vor allem in steilen Talrandlagen repräsentierten Variszischen Intrusiv-Komplex des oberen Karbon und Perm aus. Aufgrund der bereits erwähnten untergeordneten Relevanz des granitischen Grundgebirges für die rezenten Formungsprozesse auf den mächtigen äolischen Ablagerungen, soll deren Genese im Folgenden nur knapp umrissen werden.

Die Lommatzscher Pflege zeichnet sich heute durch ihre unmittelbare Nachbarschaft zu der gewaltigen Störungszone des Elbtallineamentes aus. Folgt man den Ausführungen von WAGENBRETH ET AL. (1990), so fungierte diese seit 500 Millionen Jahren aktive Störungszone bis zum Oberkarbon in Form eines Senkungstrogas als Aufnahmebecken für Sedimente, welche im Zuge der Variszischen Gebirgsbildung zum Elbtalschiefergebirge aufgefaltet wurden. In der Folge kam es zwischen dem heutigen Riesa und Meißen zur Intrusion des Meißner Monzonits, eines massiven Tiefengesteinskörpers, welcher kuppelartig Teile des Elbtalschiefergebirges über sich aufwölbte. Jenes oblag im unteren Perm der Abtragung und die Granite und Monzonite wurden flächig von vulkanischen Laven überflossen. Resultierende Quarzporphyr- und Pechsteinauflagen verwitterten in der Kreide und im Tertiär tiefgründig zu Kaolin, vereinzelte Vorkommen werden als Rohstoff des Meißner Porzellans abgebaut. In der Oberkreide führte das unsymmetrische Einsinken der Elbtalzone zur Ablagerung des Plänermergels im Bereich Meißens und des das Elbsandsteingebirge aufbauenden Quadersandsteines, südlich von Pirna. Mit der Aufschiebung des Lausitzer Massivs auf die Elbtalzone, der sogenannten Lausitzer Überschiebung setzte im Übergang zum Tertiär ein bis heute währender Prozess, mit maßgebender Bedeutung für das Relief unseres Arbeitsgebietes ein. Das Einsinken der Elbtalscholle, welches sich im Tertiär wohl nur zögerlich vollzog, führte im Pleistozän mit Hilfe der erodierenden Kräfte der Eiszeiten zu einer starken Eintiefung des Elbtales in das Meißner Monzonit-Granit-Massiv. Dieses Herabsetzen der Erosionsbasis forcierte verstärkt das Einschneiden der Nebenflüsse und initiierte mit dieser immensen Erhöhung der Reliefenergie weitreichende erosive und denudative Systeme, die sich je nach Lage zur Erosionsbasis und Anbindung an Vorfluter mit unterschiedlichen Intensitäten zu entwickeln begannen. Es bleibt festzuhalten, dass durch das Einsinken der Elbzone bei Dresden, der Lauf des Flusses mehr und mehr vorgezeichnet wurde, worauf sich die Elbe im Süden in den Quadersandstein einschnitt und das Elbsandsteingebirge heraus präparierte. Weiter nördlich im Bereich von Meißen führte der Senkungsimpuls zum Einschneiden in die Meißner Tiefengesteine. Zeitlich ordnet EISSMANN (1981 & 1994) die Eintiefungsstadien der Elbe den jeweiligen Frühglazialen der Eiszeiten der letzten 2 Millionen Jahre zu. Am Beispiel des Elbtales, südlich Pirna rekapituliert er anhand der

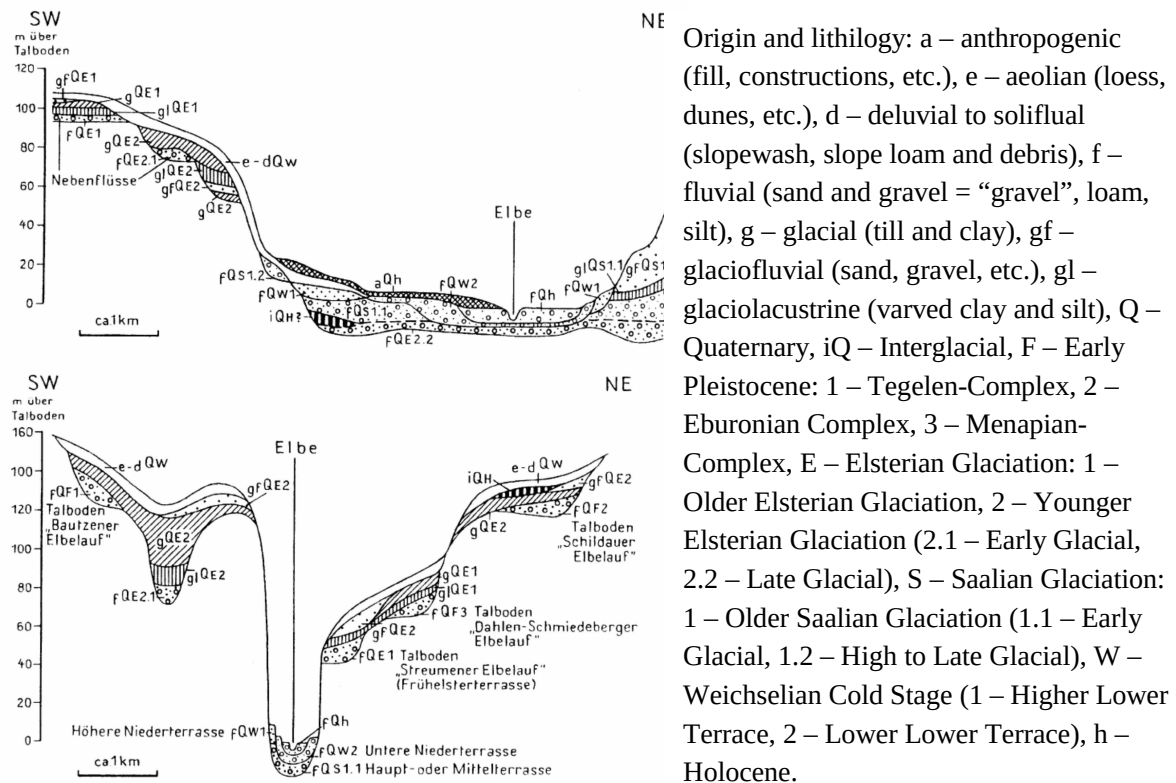


Abbildung 4.3: Schematisches Querprofil durch das Elbtal bei Dresden und südlich von Pirna (EISSMANN 2002 nach WOLF et al. 1994)

Terrassensedimente die ehemaligen Talböden (Abb. 4.3), wobei die oberen aus dem Frühpleistozän stammen und die unteren der Elstervereisung anzugliedern sind. Der beschriebene Talquerschnitt weist vom heutigen Talboden zur Talschulter einen maximalen Höhenunterschied von rund 160 m auf. Die beiden obersten ehemaligen Talböden, bei 120 und 115 m über der Talaue, weist EISSMANN dem Bautzner Elbelauf, also dem Tegelen-Komplex und dem Schildauer Elbelauf des Eburion-Komplexes zu. Das Talbodenniveau bei 120 m beschreibt er als den zum Menap-Komplex gehörigen Dahlen-Schmiedeberger Elbelauf. Alle drei Stadien sind dem von 2 Millionen bis 575.000 Jahre v.u.Z. währenden frühen Pleistozän zuzuordnen. Aus der frühen Elstervereisung stammt wohl das Talbodenniveau des Streumener Elbelaufes, 40 m über der Aue. Die holozänen Sedimente des heutigen Talbodens werden von Material der frühen Saalevereisung unterlagert. Auch für das Elbtal oberhalb Dresdens wird ein prälsterzeitliches Talbodenniveau von 40 m über heutiger Aue und ein Niveau zu Beginn der Elster-II-Vereisung, von 20 m über der Aue angenommen, wobei der eigentliche Talboden nach der Elstervereisungen noch 20 m tiefer als der rezente Talboden lag.

Für die Fließstrecke der Elbe zwischen Dresden und Riesa ist anzumerken, dass der Fluss erst im Laufe der Elster-Vereisung auf jenen Lauf umgeleitet wurde, verlief doch der zuvor genutzte Streumener Elbelauf von Dresden nach Nordwesten über Klotzsche, Rödern und Großenhain, wo er mit den bis Meißen parallel zur Elbe fließenden und dort nach Norden abbiegenden vereinigten Erzgebirgsflüssen, nördlich von Riesa zusammenfloss. Nachdem dieser Elbelauf in der zweiten Elster-Vereisung verschüttet und der Trennrücken zwischen Elbe und Nebenflüssen südlich von Dresden ausgeräumt wurde, nahm die Elbe ihren heutigen Lauf ein und schnitt sich verstärkt in das Meißner Syenodiorit-Massiv bis zur heutigen Taltiefe von über 40 m ein. Die Zerschneidung der Lommatzscher Pflege durch die Eintiefung der entwässernden Nebenflüsse ist somit vornehmlich in die Elstervereisung und ihr folgende Eiszeiten zu stellen.

Als bedeutendste Prozesse für das heutige Landschaftsbild der Pflege sind also zum Einen die Eintiefung des Flussnetzes ab dem mittleren Pleistozän in den Meißner Granit-Komplex und zum Anderen die Bedeckung durch die eiszeitlichen Sedimente, vor allem im Weichselglazial, hervorzuheben. Auf Letzteren soll in der Folge noch detaillierter eingegangen werden.

4.3 Verbreitung und Ablagerungsbedingungen der Löss

Die oben erwähnte Abfolge der Lössmächtigkeiten spiegelt sich so auch in folgender Abbildung der Verbreitung der Löss, Sandlöss und Lössderivate für den sächsischen Raum wieder (Abb. 4.4, S.64). Festzuhalten ist dabei wiederholt die größte Mächtigkeit der Lössüberdeckung südlich der Lössrandstufe und deren stetige Abnahme mit zunehmender Entfernung von der Stufe nach Süden und ansteigender Höhe über NN. Im Norden der Stufe leitet zunächst ein Saum sandigen Lösses über Sandlöss zu den flächigen Geschiebedecksanden des Nordsächsischen Tieflandes über. Südlich der Raußlitzer Stufe bei einer Höhenlage von etwa 250 m über NN geht der Löss in die geschlossene Verbreitung der Lössderivate, der Gleylöss, Solifluktlöss und Schwemmlöss über. Ab etwa 400 m über NN treten diese lediglich lückenhaft auf und streichen oberhalb von 600 m aus. Bevor die Frage der Bildungsbedingungen behandelt wird, folgen zunächst einige grundsätzliche Begriffserklärungen.

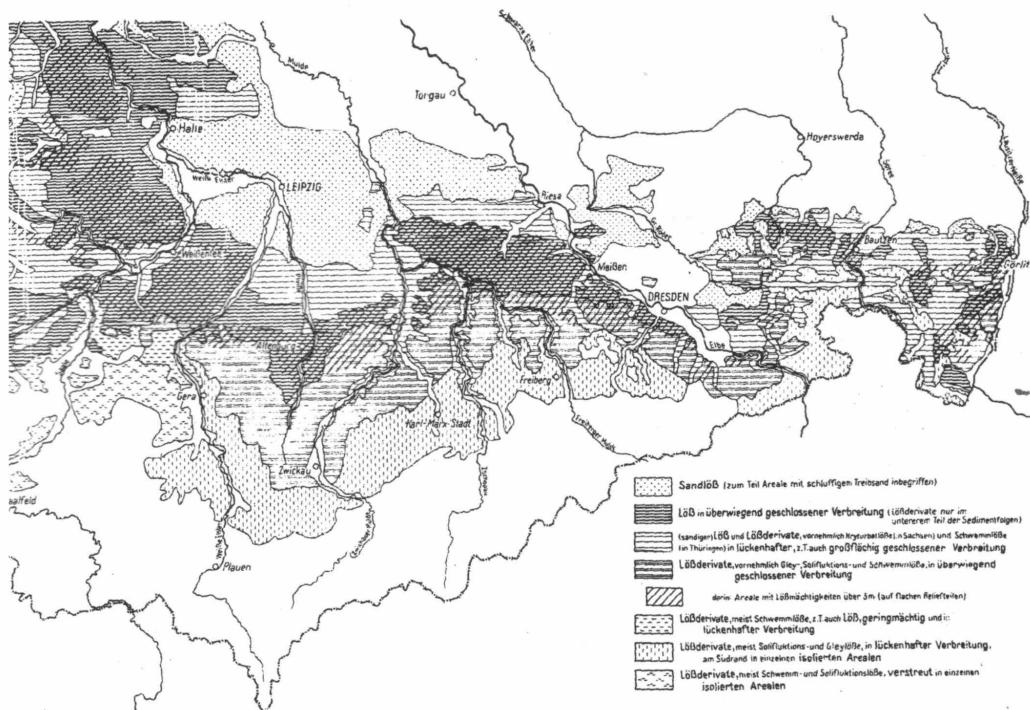


Abbildung 4.4: Die Verbreitung der Lössen in Sachsen (HAASE ET AL. 1970)

4.3.1 Aufbau und Gliederung der Lössen

Löss bezeichnet schluffreiche Gesteine, welche in den gemäßigten Breiten während des Pleistozäns im Zuge einer äolischen Sedimentation zur Ablagerung gekommen sind. Im Speziellen verbirgt sich hinter dem Begriff Löss ein gelbliches Staubsediment mit einem Korngrößenmaximum im Grobschluffbereich, was selbiges für eine äolische Verfrachtung prädestiniert (HINTERMEIER-ERHARD & ZECH 1997). In den trockenen bis schwach humiden Phasen der Glaziale wurde der Löss aus den vegetationslosen Schotter- und Sanderflächen der Gletscherflüsse ausgeblasen und geriet nach kürzerer oder weiterer Verfrachtungsdistanz entlang der vorherrschenden Windrichtung bevorzugt in Lee-Lagen von Geländeerhebungen zur Ablagerung. Der typische Löss hat, neben der Dominanz des Grobschluff mit 45 bis 60 Prozent, einen Tongehalt von etwa 10 bis 20 Prozent und führt i.d.R. weniger als 10 Prozent Sand; der Mineralbestand schwankt je nach Ausblasungsgebiet, definiert sich im Allgemeinen aber durch Gehalte an Quarz, Feldspat, Glimmern und Calcit. HAASE ET AL. (1970) markieren die Lösung des zuvor in Körnchen abgelagerten Kalkes im Bodenwasser und dessen anschließende Ausscheidung auf den Oberflächen der Mineralkörnchen als elementaren

Prozess während der Gefügebildung des Lösses. Bei anfänglichen CaCO_3 -Gehalten von 8 bis 12 Prozent, verkittet der Kalk die Mineralkörner zu starkem Zusammenhalt und sorgt durch die Auskleidung von Kapillarwänden für eine zusätzliche Stabilisierung mit senkrechter Klüftung. Durch die Lösung und Ausfällung des Karbonates bildet der Löss ein Porenvolumen von rund 40 bis 60 Prozent aus.

Lössderivate bezeichnen ein ursprünglich aus typischem Löss durch Verlagerung hervorgegangenes Substrat, welches durch periglaziäre syn- wie postsedimentäre Überformungen, vor allem bei feuchten Bedingungen und in Hanglage, gebildet wurde (LIEBEROTH 1982). Sie zeichnen sich im Allgemeinen durch geringere Grobschluffgehalte von 25 bis 45 Prozent und höhere Tongehalte von 15 bis 25 Prozent aus und sind bisweilen vollständig entkalkt. Oberflächennahe Lössderivate sind wie beschrieben im höher gelegenen südlichen Gebiet des Lösshügellandes zu finden, doch sind sie auch durchaus im nördlichen Bereich der Lommatzcher Pflege verbreitet. Nur werden sie hier flächig von jüngeren, eher der Ausprägung typischer Lössen entsprechenden Decken überlagert.

Am gewichtigsten hinsichtlich ihres Vorkommens gestalten sich die Schwemmlössse und die Solifluktionslössse. Schwemmlössse wurden während und nach der äolischen Deposition des Lösses durch Abspülungsprozesse, vermutlich in Verbindung mit Regenfällen, am Hang verlagert. Oftmals bilden sie ein plattiges, von bänderartigen Ton- und Sandanreicherungen untersetztes Gefüge aus und erhalten somit eine Schichtung. Solifluktionslössse sind wohl die am stärksten umgeformten Lössse und bestehen aus allen möglichen Lösssedimenttypen. Ihre Genese lässt sich anhand der Stadien - primäre äolische Ablagerung, Überprägung durch kryogene Prozesse und solifluidale Verlagerung - ableiten. Auch Solifluktionslössse sind dicht gelagert und besitzen ein plattiges Gefüge, sie weisen gelegentlich einen Gehalt an größerem Fremdmaterial auf und besitzen ihr Maximum im Grobschluff, wodurch sie sich von fließerdeartigen Bildungen unterscheiden. Allerdings verweist BUBENZER (1999) auf reines Lössmaterial als nahezu ausschließlichen Bestandteil der Lössfließerden. Auch hier wären ab einem gewissen Tonanteil Schichtungen erkennbar, so zeigen sich Frostbodenfließen und Abspülung doch als die maßgeblich an ihrer Bildung beteiligten Prozesse. Den Unterschied von Solifluktionslössen und Fließerdebildungen gegenüber den Schwemmlössen, stellt nach ROHDENBURG (1965) ein hangaufwärtiges Übergreifen der Schichten auf die Flanken der Unterhänge dar, die Schwemmsedimente zeigen sich lediglich mit horizontaler Lagerung in den Tiefenlinien.

HAASE ET AL. (1970) führen obendrein ein durch diagenetische und pedogenetische Prozesse umgewandeltes, nicht durch Verlagerung geprägtes autochthones Lössderivat auf,

dessen Abgrenzungskriterien sie in einer auf Entkalkung basierenden dichteren Lagerung und dem Verlust von Porosität und Kapillargefüge ohne laterale Verlagerung begründet sehen. Vermutlich kann man sich einen solchen Lösslehm in Kongruenz mit einer interstadialen Bodenbildung vorstellen.

4.3.2 Zeitliche Einordnung der Sedimentationsprozesse

Wenden wir uns nun der eigentlichen Bildung der riesigen Lösspakete im Vorland der Mittelgebirge zu, so sind zunächst die arktischen Perioden der Stadiale als Hauptentstehungsphasen zu nennen. Im vegetationsfreien Vorfeld der Gletscher kommt stets von Eiswässern aufbereitetes Material zur Ablagerung und ist den Fallwinden der Gletscherstirn unmittelbar ausgesetzt. Ist das Material erst einmal mobilisiert, kann es der Wirkung riesiger Staubstürme anheim fallen und wird gemeinsam mit aufgewirbelten Teilchen der Frostschutttundra fort getragen und an einem anderen Ort wieder abgesetzt. Neben den Prozess des Ferntransportes tritt laut SEMMEL (1985) eine bedeutende lokale Komponente im Zuge der Lössanwehung. So seien Auswehung, wie Ablagerung zum Teil auf sehr begrenzte Gebiete im Tiefland beschränkt. Das Absetzen des Löss geschieht, wie von LIEBEROTH (1982) erläutert, im Bereich des Lössgürtels unter mehr oder weniger geschlossener arktischer Steppenvegetation, wobei der Löss Jahr für Jahr in dünnen Lagen sedimentiert und das stetige Durchwachsen der Tundravegetation zum typischen porösen, durch fossilisierte Wurzelkanäle bedingten Lössgefüge führt. Auf die Umkrustung der Wurzelröhrchen durch Kalklösung in feuchteren Perioden wurde bereits eingegangen. Verschiedene klimatische Begleitumstände der Lössablagerung und Voraussetzungen wie Vegetationsausprägung, Bodenfeuchte oder Vorprägung durch ältere Lössen werden eingehend bei HAASE ET AL. (1970) diskutiert.

Saale-Lössen existieren in der Lommatzcher Pflege nur in verhaltener Ausprägung, zumeist liegen sie an der Basis der Lössdecken und werden komplett durch den Eem-Boden überprägt. BRUNNACKER (1956) beschreibt im Hangenden des Eem zunächst eine von Kryoturbationserscheinungen und Eiskeilen durchsetzte, eembürtige Fließerde, gefolgt von den Serien der Weichsellössen. Diese Serien, als Produkte besonders kalter und trockener Phasen, werden von Tundraböden, welche als Nassböden oder Frostgleye und gelegentlich als Fließerden oder Fließlössen ausgebildet sind, gegeneinander abgegrenzt. Die Tendenz zur Vergleyung wird bei Überwiegen trockenerer Bedingungen von einer Verbraunung abgelöst.

LIEBEROTH (1964) unterteilt das Weichselglazial wie folgt. Im Altweichsel wurde unter mäßig kalten wie mäßig feuchten Bedingungen der W α -Löss abgelagert und gleichzeitig in braunerdeartiges Material umgewandelt und verlagert. Das folgende Mittelweichsel gestaltete sich zunächst um Einiges kühler, aber immer noch mäßig feucht. Es entstanden die schwach synsedimentär überprägten W β -Lösse, welche am oberen Ende von einer arktischen Bodenbildung im Sinne einer Braunerde, als Resultat einer Wärmeschwankung abgeschlossen werden. Mit dem nun folgenden Jungweichsel ist das Kältemaximum und zudem die trockenste Phase der Weichsel-Eiszeit zu verzeichnen. Der in dieser Phase sedimentierte W γ 1-Löss erscheint als eine mächtige, stark homogene braun-graue und kalkhaltige Anwehung, welche durch zwei Feuchteoszillationen mit resultierenden Nassböden gegliedert und nach oben durch die Ausprägungen einer Wärmeoszillation abgeschlossen wird. Diese schwacharktische Bodenbildung erscheint lediglich als brauner Saum unter dem letzten weichselzeitlichen Lösspaket und ist wohl auf eine stärkere Durchfeuchtung unter kurzzeitigem Aussetzen der Lössakkumulation anzusehen. Der die Lösssedimentation abschließende W γ 2-Löss wurde unter zunehmend stärkerer Erwärmung sedimentiert, wobei sein ursprüngliches Erscheinungsbild und die Umstände seiner folgenden Überprägung stark diskutiert werden (LIEBEROTH 1964 & 1982, HAASE ET AL. 1970, KOPP 1970, HAASE 1978, PECSI 1996, weiterführend WEIDENBACH 1956, REUTER 1978, VAN VLIET-LANOE 1991, JÄGER & KOPP 1994).

Grundsätzlich ist der W γ 2-Löss kalkarm bis kalkfrei, im unteren Bereich vorwiegend grobschluffig und besitzt mit durchschnittlich 16 bis 18 Prozent einen um etwa 4 Prozent höheren Tongehalt als der W γ 1-Löss, sowie erhöhte Sesquioxidgehalte. Er ist Träger der Lamellenfleckenzone, einer an seiner Basis ausgebildeten 0,5 bis 2 m mächtigen Schicht, deren charakteristisches Merkmal zahlreiche braune, tonreiche Flecken und Bänder mit dazwischen liegenden tonverarmten Bereichen sind. Die erste Frage, die hierbei aufgeworfen wird, betrifft die Ursachen und Begleitumstände der Texturdifferenzierung der Lamellenfleckenzone und des W γ 2-Löss an sich, die zweite Frage ergründet, ob das gesamte Paket des W γ 2-Löss schon primär kalkarm und tonreich sedimentiert wurde oder ob diese Erscheinungen auf eine syn-, bzw. postsedimentäre Verwitterung zurückzuführen sind. Zunächst geht LIEBEROTH (1964) von einer synsedimentären Texturdifferenzierung bei primär kalkarmem bis kalkfreiem Löss aus, als deren Grundlage er einen höheren Grobschluffgehalt des angewehten Materials voraussetzt. Als ursächlich sieht er die Elbe- und Muldetäler, welche vorrangig als Ausblasungsgebiete für den W γ 2-Löss fungierten. Auch aus anderen Lössgebieten sind derartige Erscheinungen bekannt, so beschreibt THIEMEYER (1988) einen

unterhalb der Bt's gelagerten Btv-Horizont in Form einer verlehmtten Zone mit ausgeprägten Tonlamellen.

Abschließend soll noch einmal auf die differenzierten Ausgangsbedingungen für die holozäne Bodenentwicklung verwiesen werden, wie sie sich bezüglich der unterschiedlichen Weichsellösse, welche die oberflächennahen Schichten stellen können, ergeben. Treffen wir auf eine komplett erhaltene Jungweichselfolge, so liegt der 1,5 bis 2,5 m mächtige kalkfreie W γ 2-Löss mit seinem relativ grobkörnigen Lamellenfleckengepräge an der Basis über kalkhaltigem, im oberen Teil schwach überprägtem W γ 1-Löss. Wurde der W γ 2-Löss präholozän abgetragen oder gar nicht erst abgelagert, so bildet der W γ 1-Löss mit seinem heute in der nordöstlichen Elbeprovinz vorzufindenden Kalkgehalt von 6 bis 10 Prozent (HAASE 1978) die bodentragende Schicht.

4.4 Landschaftsentwicklung und anthropogene Nutzung im Holozän

Die frühen Phasen des Holozän waren zunächst durch ein trockenes, sich stetig erwärmendes Klima geprägt, bezüglich der Landschaftsentwicklung kann dieser Zeitraum als Stabilitätsphase bezeichnet werden. Mit dem Erreichen des so genannten Wärmeoptimums vor 4000 bis 8000 Jahren, im Atlantikum, kam es zu einer Wende des bisherigen Erwärmungstrends, hin zu einer Abkühlung. SCHÖNWIESE (1991) unterteilt dieses Wärmeoptimum in zwei Phasen, die erste in der Zeit bis 6500 BP und die zweite im Anschluss bis 4500 BP. Diese zweite Phase markiert er als weltweite Ära der Sesshaftwerdung des Menschen und verweist auf die Entstehung der Hochkulturen in Mesopotamien und Ägypten. Tatsächlich wird auch für das sächsische Lössgebiet mit den Bandkeramikern eine erste bäuerliche Bevölkerung für das Neolithikum, vor etwa 6000 bis 6500 Jahren beschrieben (BLASCHKE 1990, LITT 1992, siehe Abb. 4.5 und 4.6, S.69).

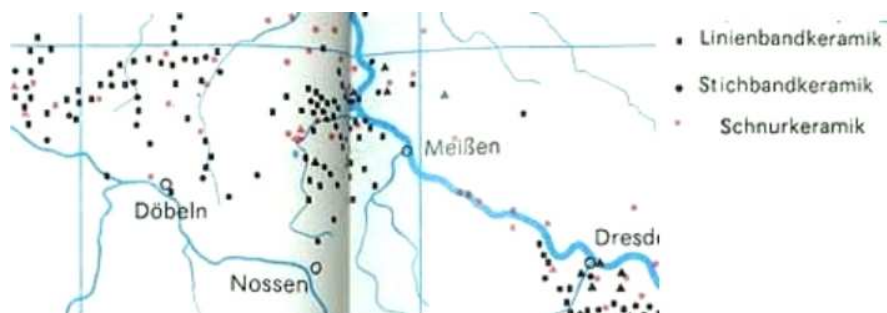


Abbildung 4.5: Siedlungsnachweise des Neolithikums (CZOK 1989)

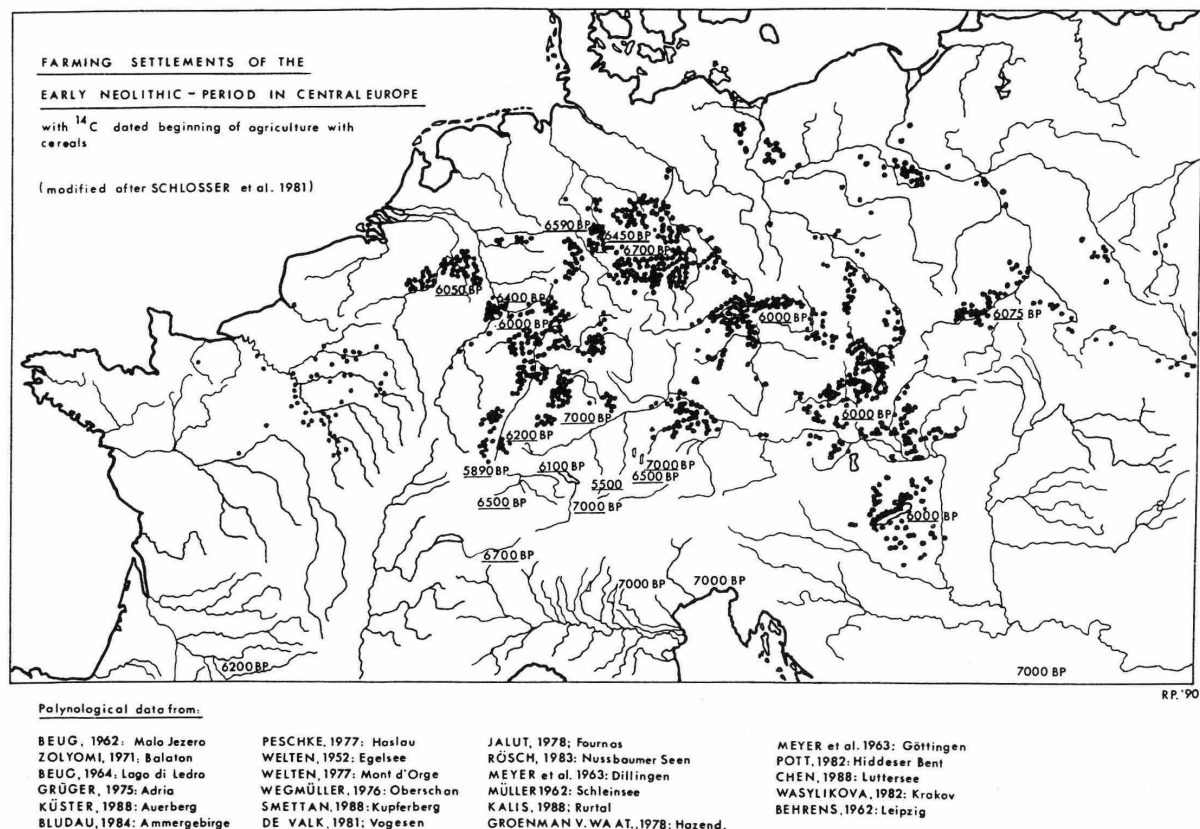


Abbildung 4.6: Die Verbreitung frühneolithischer Siedlungspunkte in Zentraleuropa (POTT 1992)

Laut PLAUL (2008) existierten bereits im Mesolithikum Siedlungsplätze von Ackerbauern und Viehzüchtern innerhalb des Lössgebietes, so beschreibt er Pfostenbauten der Linienbandkeramiker entlang flacher Hänge und Kuppen und sogar für das Paläolithikum sind Funde, allerdings von Jägern und Sammlern, aus den Kreisen Leipzig, Meißen und Bautzen bekannt. HÄNDEL (1967) beschreibt mit einem vor 7000 bis 6000 Jahren abgelagerten Lehm im Weißelstertal die älteste Auelehmablagerung in Sachsen. Diese Sedimentationsphase wurde seines Erachtens von einer 4000 Jahre währenden Stabilitätsphase ohne größere Auelehmbildungen abgelöst.

Die Einflüsse der neolithischen Siedlungen auf die Gestalt der Landschaft sind zwar vorhanden, können aber wohl als relativ gering eingestuft werden. So beschreibt HUCKRIEDE (1971) starke Erosion mit Materialumlagerungen in den dorfnahen Bereichen linienbandkeramischer Siedlungen, doch STARKEL (1992) sieht eher eine lokale Bedeutung der Erosion und führt dies auf die Nutzung lediglich sehr kleiner Felder im frühen Neolithikum zurück. Er geht hier von einem prähistorischen Wanderfeldbau mit ständiger Wiederbewaldung und meist wiederkehrendem ökologischen Gleichgewicht aus. Erst für das

späte Neolithikum beschreibt er eine beginnende Entwaldung der Lössregionen, die einen zunehmenden Effekt auf die Ablagerungen in den Flussauen besaß. Auch auf sächsischem Territorium fanden LITT (1992) und FUHRMANN (1999) neolithische Flutlehme, die wohl mit bandkeramischen Siedlungsstätten korrelierten. Den im Neolithikum betriebenen Ackerbau kennzeichnet BORK (1998) als flache Primärbodenbearbeitung durch Hackbau mit einfachen Geräten, wobei die Anbauflächen nach Erschöpfung der Böden gewechselt wurden.

Laut HARTSCH ET AL. (2005) befand sich auf einer Erhebung, nördlich von Paltzschen und lediglich 500 m vom Ausgang einer der in dieser Arbeit bebohrten Dellen entfernt, ein linienbandkeramisches Siedlungsareal. Weiterführend waren nach STROBEL (2006) die meisten der Hauptsiedlungen dieser Zeit entlang der Lössrandstufe angelegt worden. Charakteristisch ist, dass sich in direkter Nachbarschaft dieses Siedlungsareals, am Tanzberg, auch in der Bronzezeit eine Siedlung befand. So wurden zahlreiche Niederlassungen im Lössgebiet auch von späteren Kulturen wieder genutzt, besonders die in der Bronzezeit nach strategischen Aspekten und aus dem Blickwinkel der Befestigung gewählten Standorte fanden erneut in der Slawenzeit oder der Ostsiedlung der Deutschen, Verwendung als Wehranlagen. Spätestens mit dem Ende der Bronzezeit waren die Lössgebiete relativ dicht besiedelt und die Eingriffe der Menschen in die Landschaft zeigten eine immer stärkere Wirkung. Für das vierzehnte vorchristliche Jahrhundert geht BLASCHKE (1990) von einer dichten bäuerlichen Besiedlung durch die Lausitzer Kultur aus. In dieser Zeit wurde z.B. eine Wehranlage auf dem Zehrener Burgberg, unweit eines weiteren untersuchten Dellensystems errichtet. Vor etwa 2500 Jahren wurden diese Burganlagen am Übergang der Bronze- zur Eisenzeit aufgegeben, bis später die Germanen in der Laténe-Zeit einwanderten. Die Eisenzeit war gekennzeichnet durch Einführung des Hakenpfluges und der wendenden Bodenbearbeitung, sowie der Düngung. Seit den Anfängen des Ackerbaus hatte sich der Wanderfeldbau über eine unregelmäßige Feldgraswirtschaft zu einer Zweifelderwirtschaft entwickelt.

STARKEL (1992) hält für die Römische Kaiserzeit eine weitere starke Entwaldungsphase fest, es ist damit zu rechnen, dass das Erosionsgeschehen in dieser Zeit zunahm, jedoch längst nicht mit mittelalterlichen oder neuzeitlichen Maßstäben vergleichbar war. Mit dem Beginn der Völkerwanderungszeit kamen nach und nach Ackerbau und Grünlandwirtschaft fast vollständig zum Erliegen (BORK 1998). Es kam zur Abwanderung der Germanen aus dem Gebiet; FUHRMANN (1999) sieht diese nahezu vollständige Entsiedlung Mitteldeutschlands in einer sehr niederschlagsarmen Klimaphase begründet. Demnach hätten sich die, ab dem siebenten Jahrhundert in diesem Gebiet siedelnden Sorben durch eine außergewöhnlich gute Anpassung an die Trockenheit ausgezeichnet. BLASCHKE (1990) hingegen vermutet einen

langsamen Wechsel der Bevölkerungsgruppen und verweist auf die oft erfolgte Ortsnamenübernahme. Die Siedlungsaktivität blieb wohl zunächst stark hinter den bronzezeitlichen Verhältnissen zurück, es wird angenommen, dass die Slawen in dieser Klimaphase auf besonders gute Böden angewiesen waren. Im achten Jahrhundert war das Maximum der Besiedlung erreicht, als das am dichtesten besiedelte Gebiet nennt BLASCHKE den Slawengau Daleminze mit dem zentralen Ort Lommatzsch. Die Siedlungen erstreckten sich wohl bis in die Quellmulden der Bachläufe und bildeten hier weilerartige Kleindörfer. Trotz dessen werden die sorbischen Landschaften eher als verschieden große Siedlunginseln innerhalb eines unerschlossenen Waldlandes beschrieben. Die sorbische Wirtschaftsweise zeichnete sich durch kleine, unregelmäßige, blockförmige Felder aus, die regellos über der Flur verstreut waren und durch hölzerne Hakenpflüge bearbeitet wurden. Die ab dem neunten Jahrhundert einsetzende Ostkolonisation der Deutschen unter Verdrängung der Slawen wird von FUHRMANN (1999) durch ein stärker ozeanisch geprägtes Klima und eine Ausweitung der Ackerflächen begründet (vgl. SCHÖNWIESE 1991). Mit den aus dem Hochmittelalter erwachsenden Umständen der Rodungen, der Dreifelderwirtschaft, der Ertragssteigerung durch Gespanne, durch eisenspitzenbewährte Landtechnik und tiefwendende Bodenbearbeitung, verweist BORK (1998) auf den immer stärker anwachsenden Besiedlungsdruck, der den Landschaftshaushalt zunehmend beeinträchtigen sollte. Die Deutschen brachten eiserne Räderpflüge mit sich und verlängerten die Feldstreifen, um das häufige Wenden dieser schweren Geräte zu minimieren (BLASCHKE 1990).

Bis 1250 waren die Kolonisation und die Rodungen größtenteils abgeschlossen, die Menschen hatten mit dem Wandel zur Kulturlandschaft die tiefgreifendsten Veränderungen des mittleren Elbelaufes seit der letzten Eiszeit bewirkt. Mit 21 Einwohnern pro Quadratkilometer war die Lommatzscher Pflege schon damals das bevölkerungsreichste Gebiet. In der Folge kam es zu immer höherem Besiedlungsdruck, der nach STARKEL (1992) auch Prozesse höchster Intensitäten veranlasste, die wiederum mit katastrophalen Ereignissen zusammen fielen. Nach der maximalen Ausdehnung der Ackerflächen im frühen 14. Jahrhundert, folgte eine Phase extremer Klimaverschlechterung, starker Überschwemmungen und der sich anschließenden europäischen Pestpandemie (BORK 1998). Es kam zu einer starken Entsiedlung, während derer etwa zehn Prozent der 3600 sächsischen Ortschaften wüst fielen (BLASCHKE 1990). Für den Ausbruch der Pest werden neben gesellschaftlichen, bzw. wirtschaftlichen Defiziten gleichermaßen auch klimatische Faktoren verantwortlich gemacht (FLOHN 1985), so sieht FUHRMANN (1999) die Pest in zoogeographischen Arealverschiebungen, im Zuge eines stark kontinentalen Klimas

begründet. Für die Zeit des 14. Jahrhunderts beschreibt Bork (1983) extreme Abtragsereignisse, die mancherorts in Lössgebieten mit enormer Zerschluchtung und Abtragsraten von $500 \text{ t} \cdot \text{ha} \cdot \text{a}^{-1}$ aufwarteten. BERNHARDT (1992) weist auf die während der Rodungsphase im 13. Jahrhundert erfolgte Kultivierung staunasser Lössböden hin, die eine starke Bodenerosion mit Kolluvienbildung und Hangfußschwemmfächern zur Folge hatte.

Verdreifachte sich der Waldanteil in der ersten Hälfte des 15. Jahrhunderts, so kam es an der Wende zum 16. Jahrhundert zu einem erneuten Bevölkerungswachstum und erneuten Rodungen. Das sich diese Entwicklung bis in das 17. und 18. Jahrhundert fortsetzte, hing wohl mit einem weiteren Klimawandel hin zu ozeanischen Bedingungen zusammen. Als großer gesellschaftlicher Fortschritt dieser Zeit ist die Fähigkeit anzusehen, von außen hereinbrechende Schwierigkeiten aus eigener Kraft, von innen heraus zu bewältigen, ohne, wie in früheren Zeiten, durch Wanderungen ausweichen zu müssen. So kam es schließlich im Zuge der industriellen Revolution zu einem weiteren Ansturm auf die natürlichen Ressourcen. Die Folgen der, sich auf die veränderten Gesellschaftsverhältnisse einstellenden Landwirtschaft stellt BERNHARDT (1992) ausführlich dar. Auf die stark anwachsende Industriegesellschaft reagierte man zunächst mit einer Intensivierung der Landwirtschaft, Brachen fielen weg, es wurde ganzjährige Stallhaltung eingeführt und es kam zu umfangreichen Hydro- und Reliefmeliorationen. Für eine bessere Bearbeitbarkeit wurden spätestens ab dem frühen 20. Jahrhundert, im Zuge des Einsatzes großer Mähmaschinen, Hohlformen aufgefüllt, Unebenheiten ausgeglichen, Steilhänge und Terrassenkanten abgeschrägt, sowie ganze Dellen eingeebnet. Um Nassflächen zu eliminieren wurden weitläufig Gebiete drainiert, und der Grundwasserspiegel bis einen Meter unter Flur abgesenkt. Im Bezug auf den Wasserhaushalt wurde zunächst mehr Wasser aufgebraucht, durch zunehmende Verdichtung des Bodens versickerten geringere Mengen, die Wasserspeicherkapazität wurde herabgesetzt und es kam vermehrt zu Oberflächenabflüssen von den Äckern.

Eine Phase noch stärkerer Landnutzung ist für den Zeitraum der sozialistischen Landwirtschaft, in den sechziger, siebziger und achtziger Jahren des 20. Jahrhunderts festzuhalten. Durch die nun zum Einsatz kommende motorisierte Großtechnik, waren noch tiefere Entwässerungen der Äcker notwendig, die mit noch stärkerer Beschneidung der Wasserspeicherkapazitäten einhergingen. Trockenheiten konnten fortan immer weniger kompensiert werden und Starkregenereignisse führten zu extremen hohen Abflüssen. Die Anlage von Großschlägen, die Bodenverdichtungen durch die schweren Maschinen und die zunehmend abtragsfördernden Kulturen, wie Mais oder Hackfrüchte, führten mit der

Reduzierung der Ackerwildkräuter durch Herbizideinsatz zu sehr starker Bodenerosion. Auf die Problematik der vergrößerten Schläge mit sehr homogenen Bodenbedeckungen und zudem die künstlichen, Materialtransporte begünstigenden Leitbahnen in Form häufig wieder benutzter Fahrspuren, verweist auch LIEBEROTH (1982).

Erst in der frühesten Neuzeit, in Anbetracht vollständig erodierter Böden, ist das Bestreben zu verzeichnen, die Menschen für die von der Bodenerosion ausgehenden Gefahren zu sensibilisieren und durch geeignete Anbauweisen und Anbautechniken auf eine Eindämmung des Bodenabtrags hinzuarbeiten.

4.5 Boden als Indikatoren der Landschaftsdynamik

4.5.1 Schwarzerden

Zahlreiche heute vorzufindende Böden stellen polygenetische Bildungen dar und wurden in verschiedenen Zeitepochen in unterschiedlicher Art und Weise geprägt. Erweisen sich die Produkte der jeweiligen bodenbildenden Prozesse als mehr oder weniger resistent gegenüber Um- und Abbau in nachfolgenden Bodenentwicklungsphasen, so sind sie als solche bis in die heutige Zeit erfassbar und zeugen von bestimmten Umweltbedingungen, die im Laufe der Landschaftsentwicklung auf die Böden einwirkten. Aufgrund des Vorkommens, oftmals als reliktsche Bildungen solcher Paläoumwelten angesprochener Böden, wurden vor allem für Lössgebiete bestimmte Szenarien für die spät- und postpleistozäne Bodenentwicklung herausgearbeitet. Eine klassische Variante sieht die Entstehung von Schwarzerden unter steppenartigen Bedingungen für die trockeneren Phasen des nacheiszeitlichen Altholozän vor, wobei KOPP (1965) deren Hauptbildungszeit bereits in das sommerwarme und aride Spätglazial stellt. Als Erzeugnisse glazial angelegter Steppen sieht er Schwarzerdebildungen bereits in Interstadialen realisiert (siehe auch SEMMEL 1996), wobei die Begrenzung solcher Böden weniger durch klimatische, denn durch substrateigene Parameter bedingt sei. Neben einer, vor Durchschlammung bewahrenden Trockenheit beschreibt er das Vorkommen kalkhaltiger Lössse als maßgebend für die Herausbildung von Steppen, neben eher tundrenartiger Vegetation auf benachbarten Sandböden. Nach SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (1984), KUNTZE ET AL. (1994) oder EITEL (2001) stellen Schwarzerden und schwarzerdeähnliche Böden frühholozäne Bildungen dar, die in den winterkalten und sommertrockenen Perioden des kontinental geprägten Präboreal und Boreal entstanden. Die

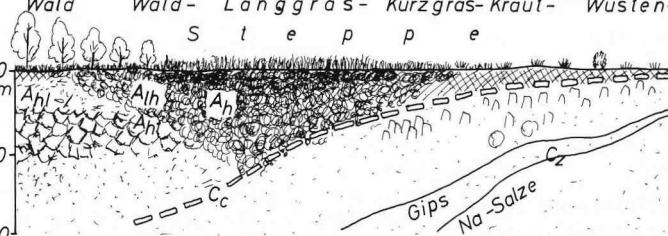
Nomenklatur	UdSSR	Bruni- zem	degrad. Phaeozem	Tschernozem typisch süd.		Kastano- zem	Buro- zem	Siero- zem
	FAO			Tschernozem		Castanozem	Xerosol	
	USA	Borolls		Udolls		Ustolls	Xerolls	
Klima	mm	650 - 500		600-300	400-300	350-250	250	300-100
	°C	4-5	5-7	6-10	9-10	5-9	10-14	13-17
Vege- tation		Wald		Wald-	Langgras-	Kurzgras-	Kraut-	Wüsten-
				S	t	e	p	e
	0 dm							
	10							
	20							
Ah- Hor.	% C _t	1-2	3-5	4-6	2-3	1-2	1	0,5
	pH	4,5-5,5	5,5-6,5	6-7,5	7-7,5	>7	>7	>7

Abbildung 4.7: Steppenböden (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1984)

mangelnde Bodenfeuchte verhinderte eine dichte Bewaldung zugunsten steppenartiger Formen, wie der lichten Waldsteppe (siehe Abb. 4.7); unter starker bioturbativer Aktivität und langsamer Entkalkung des Ah-Horizontes bildeten sich mächtige karbonatfreie Humushorizonte heraus. RAU (1965) beschreibt die Entkalkung des Lösses als einen bereits im Spätglazial ablaufenden Prozess, ließen doch die kontinentalen Klimaverhältnisse des frühen Holozän keine Kalkabfuhr durch Sickerwasserabfluss mehr zu, wobei er auf das starke sommerliche Austrocknen des organischen Materials als essentielle Voraussetzung für die Anreicherung desgleichen verweist.

4.5.2 Feuchtschwarzerden

Eine weitere Entstehungsweise von Schwarzerden wird in Form hydromorpher Bildungen beschrieben. SABEL (1982) findet solche Feucht- oder Auenschwarzerden auf Unterhängen oder in Niederungen verbreitet, wobei sie stets an hohe Grundwasserspiegel oder Staunässe, sowie an fehlende Karbonatabfuhr durch mangelnde Drainage oder karbonatgesättigte Hangwässer gebunden seien. Ein solcher „Pseudotschernosem“ zeichnet sich folglich durch anmoorige Humusformen aus, durchlief keine terrestrische Genese, sondern bildete sich durch Vererdung von Karbonatanmooren (siehe auch SCHEFFER ET AL. 1959, BARTELS 1973, SEMMEL 1991). Des Öfteren wird ein Übergang von degradierten Tschernosemen zu Feuchtschwarzerden beschrieben. Vor allem die Feuchte und elektrolytreiches Zuzugswasser in Tiefenlinien von Dellen seien auch hier für ein Abbremsen der Degradation durch

verzögerten Humusabbau verantwortlich (THIEMEYER 1988). Bei Unterlagerung durch Tone und bis in den Ah reichenden Staunässeerscheinungen sei nach KUNTZE ET AL. (1994) eine Konservierung des frühholozänen Tschernosemstadiums in Form eines Pseudogley-Tschernosems möglich. So sieht auch WILDHAGEN (1972) in den Feuchtschwarzerden des Leinegrabens konservierte, im frühen Holozän terrestrisch gebildete Ah-Horizonte von Tschernosemen (vgl. Abb. 4.8, S.76).

4.5.3 Degradierung der Schwarzerden

Ähnlicher Dissens besteht bezüglich der Art und Weise der Degradierung der Tschernoseme zu Parabraunerden, bzw. bezüglich der Entstehungsweise und –zeit der Parabraunerden an sich. Zunächst einmal steht außer Frage, dass einen Großteil der einstigen potentiellen Schwarzerdeverbreitungsgebiete heute Parabraunerden einnehmen, wobei die tatsächliche Schwarzerdevergangenheit vieler lessivierter Böden durchaus kontrovers diskutiert wird. Eine Degradation der Schwarzerden wird zumeist mit den feuchteren und wärmeren klimatischen Bedingungen des einsetzenden Atlantikums, vor etwa 8000 Jahren in Verbindung gebracht, die Lessivierungsdynamik wird dabei mit zunehmend dichter Bewaldung begründet (RAU 1965). Geschlossene Wälder inklusive starker Durchfeuchtung und hohen Temperaturen führen zur Versauerung der Schwarzerden, was von intensiverer Kalkabfuhr eingeleitet wird, worauf Humusabbau, Verbraunung und Tondurchschlammung folgen (SABEL 1982). Sind die Bedingungen für eine ungehinderte Wasserbewegung, z.B. in Form mächtiger Lösspakete gegeben, so folgt auf die Entbasung und die pH-Wert-Abnahme Silikatverwitterung unter Neubildung von Tonmineralen. Während der Oberboden durch die Verlagerung von Ton und Ton-Humus-Komplexen an selbigen Bestandteilen zunehmend verarmt und eine graue gefleckte Färbung annimmt, bildet sich nach KUNTZE ET AL. (1994) im Unterboden ein durch Verbraunung und Verlehmung gekennzeichnete Bv-Horizont heraus (vgl. Abb. 4.8). Ist die Tonanreicherung zunächst auf die unteren Bereiche des Oberbodens beschränkt, so wandert diese Zone mit wachsender Mächtigkeit des Lessivierungshorizontes mehr und mehr in den Unterboden und bildet dort einen rötlich braunen und schwarz gefleckten Bt-Horizont. Die resultierende Tschernosem-Parabraunerde unterscheidet sich von den noch zu erörternden monogenetischen primären Lössparabraunerden durch die farblich dunkle Überprägung der Al- und Bt-Horizonte, aufgrund der Einschlammung humoser Bestandteile aus dem Oberboden der ehemaligen Schwarzerdebildung. Diese dunkelgraue Färbung bedingt die

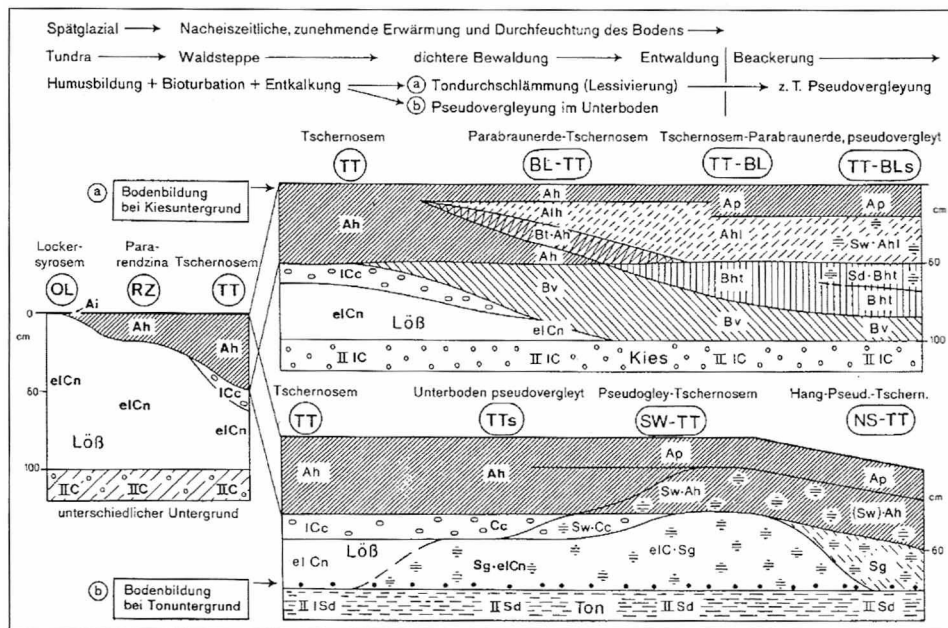


Abbildung 4.8: Holozäne Bodenentwicklung auf Löss in Mitteleuropa (KUNTZE ET AL. 1994)

Bezeichnung „Griserden“, welche oftmals für degradierte Tschernoseme verwandt wird. Sind primäre Parabraunerden ausschließlich durch rötlich- oder dunkelbraune Toninfiltrationen geprägt, so werden ehemalige Schwarzerden von graubraunen oder schwärzlichen Tonhäutchen durchzogen, wobei diese auf die hohe Umsetzungsintensität der Pflanzensubstanz in den Tschernosemen und den Aufbau sehr stabiler und schwerauflösender Huminsäuren zurückzuführen sind (SCHEFFER ET AL. 1959). So beschreibt RITTWEGER (2000) Infiltrationen und Spaltenfüllungen von Humuskolloiden in den Unterböden von Parabraunerden, die trotz Kontakt zu Sauerstoff mehrere Tausend Jahre zu Überdauern vermochten. Ein ebensolches Vorkommen schwarzer Toninfiltrationen als Beleg für eine Schwarzerdevergangenheit wurde von BARTELS (1972, 1973), WILDHAGEN (1972), LIEBEROTH (1982), SCHACHTSCHABEL ET AL. (1984), PECSI (1996) oder KADEREIT (2006) in verschiedenen mitteleuropäischen Lössgebieten beobachtet.

4.5.4 Entstehung von Parabraunerden

Für Gebiete mit flächenhafter Jungweichsellössbedeckung wird im Allgemeinen die Parabraunerde als holozäne Klimaxbodenbildung anerkannt (BIBUS 1989). Wird manchen pedogenetischen Prozessen eine relativ kurze Dauer für die Herausbildung

profildifferenzierender Merkmale zugesprochen, so benötigen laut SEMMEL (1991) Parabraunerden doch viele Tausend Jahre unter stabilen Rahmenbedingungen um ein gut entwickeltes Stadium zu erreichen. Vielfach wird die Bildung der Parabraunerden als postglazialer Prozess angesehen und als Entstehungszeiträume Perioden mit belegter stärkerer Durchfeuchtung angegeben. PECSI (1996) setzt die Ausbildung verbraunter Bv-Horizonte in das frühe Holozän und das Absinken der pH-Werte mit einsetzender Lessivierung in das niederschlagsreichere Atlantikum, wobei die Bv-Horizonte nach und nach von den Tonanreicherungshorizonten aufgezehrt werden. Ein atlantisches Alter der Lessivierung vertritt auch RAU (1965), doch sieht er Parabraunerden vorwiegend als Umwandlungsprodukte von Schwarzerden und markiert somit zunächst den Beginn deren Degradierung. Im trockeneren Subboreal sieht er diese Lessivierung unterbrochen, worauf mit dem Subatlantikum eine zweite Lessivierungsphase folgte. Einem schwarzerdeartigen Ursprung vieler Parabraunerden verschreiben sich auch SEMMEL (1991) und EITEL (2001), allerdings sieht Letzterer die Lessivierung unter Umständen als älteren Prozess, sieht diesen aber spätestens mit dem Beginn des Subatlantikums als abgeschlossen. Semmel hingegen erachtet gerade die subatlantische Klimaänderung als ursächlich für die Entstehung vieler Parabraunerden, leitet aber mit seinem Hinweis auf ein evtl. spätglaziales oder interstadiales Alter der Böden zu einer weiteren, oft vertretenen Ansicht über die Entstehung der Parabraunerden über.

Zunächst einmal existiert die Ansicht über ein präholozänes Alter der Tonanreicherungshorizonte in Lössgebieten. VAN VLIET-LANOE (1991) beschreibt die Entkarbonatisierung der Lössse als einen im ausgehenden Hochglazial abgelaufenen Prozess und ordnet die Tonverlagerung den Interstadialen des Bölling und Alleröd zu. Als ein relativ früher pedogenetischer Prozess sei die Tonverlagerung unter periglazialen Einflüssen von staten gegangen, was von durch Frost hervorgerufenen Störungen belegt werde, zudem sei sie zu Beginn des Holozän weitgehend abgeschlossen gewesen. Eine der Tondurchschlammung vorausgehende vertikale Profildifferenzierung wird von REUTER (1978) erläutert. Die Zweischichtigkeit mit einem tonreicheren und einem tonärmeren Horizont resultiere hierbei aus einer kryoklastischen Grobtonbildung im Zuge spätglazialer Verwitterung. Die durch häufige Frostwechsel und Insolationserwärmung bedingte Frostverwitterung führte demnach zur Zerkleinerung größerer Partikel und unter abgeschwächter Lössanwehung zum Zerfall der gesamten Mineralsubstanz, vorrangig aber der Grobschlufffraktion. Diese spätglaziale Entstehung der tonreichen, sogenannten Kryoklastzone wird ebenfalls von HAASE ET AL. (1970) vertreten und mit intensiven

Durchfeuchtungen während der Austauphasen des Permafrostes in den beginnenden Interstadialen in Verbindung gebracht. Wie REUTER (1978) und VLIET-LANOE (1991) sehen auch JÄGER & KOPP (2004) die Toneinwaschung innerhalb der primär tonreicheren Horizonte vor allem im borealen Klima des Alleröd realisiert. Durch die schlechte Zersetzung der Tundravegetation sei es zu einer starken Anreicherung organischer Säuren gekommen, was in Kombination mit reichlichen Schmelzwasseraufkommen in Tauperioden zur Mobilisierung von Ton und Ton-Humus-Komplexen führte. Die Bildung des Bt-Horizontes begann im Bölling, wurde im Alleröd fortgeführt und sei im eingehenden Präboreal bereits so gut wie abgeschlossen gewesen. Eine fortgeführte Tondurchschlämmung im Holozän wird von REUTER (1978) abgelehnt.

Eine weitere Variante der zweiphasigen Parabraunerdeentwicklung, allerdings mit postglazialer Tonverlagerung wird von HAASE ET AL. (1970) und WICHTMANN (1981) vertreten. Sie stellen die Entkalkung des Lösses sowie die erwähnte Texturdifferenzierung in das Spätglazial und die weitere Verlagerung des Tones unter Bildung von Tonbelägen in das ausklingende Spätglazial, vor allem aber in das Holozän. LIEBEROTH (1982) ordnet die Umformungsprozesse durch kryoklastische Verwitterung und solifluidale Umlagerungen den präpedogenen Prozessen zu und markiert den Beginn der Bodenbildung durch die Entkarbonatisierung unter Tundravegetation. Die Bildung der Bt-Horizonte begann also mit neutraler bis schwach saurer Bodenreaktion unter periglazialen Bedingungen und wurde im Altholozän unter Vegetation und zum Teil bis heute fortgesetzt. Auf die vermutlich sehr heterogenen Entstehungsweisen der Parabraunerden weisen SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (1984) hin und führen holozäne Tonverlagerungen in subatlantischen Kolluvien, frische Tonfüllungen in Wurzelgängen oder die beginnende Lessivierung der oberen Bereiche von Bt-Horizonten auf.

4.5.5 Der Einfluss der Bewaldung auf die Degradationsprozesse

Wurde die Einleitung der Schwarzerdedegradation durch zunehmend feuchtere Bedingungen bereits angerissen, so bleibt zu klären, welchen Einfluss der Wald an sich und die im mittleren Holozän einsetzende Landnutzung durch den Menschen auf die Bodenentwicklung hatten. Zunächst einmal verbindet RAU (1965) eine Bewaldung mit unweigerlicher Degradation der Böden über das Braunerdestadium hin zu den Parabraunerden. Eine Rodung durch den Menschen kommt nach ihm der Schaffung einer Kultursteppe und der Konservierung des

jeweiligen Bodenzustandes gleich. Wurden die Böden also früh beackert, so blieben die Schwarzerden erhalten, je später gerodet wurde, umso mehr nähern sie sich den Parabraunerden an. Das Ausbleiben von Sickerwasserverlusten begünstigt dabei den Schwarzerdeerhalt. Auch SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (1984) sehen in der sich schließenden Walddecke, im ozeanisch geprägten Atlantikum, ein Aufleben der zur Degradation führenden Verwitterungsprozesse und eine Verzögerung dieser Degradation durch die menschliche Beackerung in der Jungsteinzeit. Gründe für eine solche Verzögerung sieht THIEMEYER (1988) in der Hemmung der Tonverlagerung, die durch erhöhte Verdunstung und herabgesetzte Versickerung hervorgerufen wird. In der dauerhaften Entnahme organischer Substanz unter bloßem Auffüllen des Nährstoffvorrates durch Düngen sieht er jedoch einen beschleunigten Humusabbau begründet, der möglicherweise durch die aufkommende Trennung von Ackerbau und Viehzucht initiiert wurde. Des Weiteren sieht THIEMEYER in der Überdeckung durch Kolluvien eine Fossilierung der Tschernoseme, womit er den atmosphärischen Einfluss auf den Humusabbau begründet.

Im Gegensatz zu den bisherigen Ansichten beschreiben ROHDENBURG & MEYER (1968) eine Bildung und Erhaltung von Tschernosemen auch unter Wald bei fehlender Entkalkung, räumen aber die Bedeutung einer postneolithischen Entkalkungsphase für die Degradierung der Böden ein und verweisen auf die eingangs erläuterte Problematik der Schwarzerdekonserverung in feuchten stauenden Geländepositionen. Van VLIET-LANOE (1991) sieht gerade in der Rodung der Wälder und in der Ausweitung spärlich bewaldeten Offenlandes eine Förderung der Degradation durch Auswaschen der Kationen und eine Versauerung durch das ausbleibende Nährstoffrecycling der Baumwurzeln.

4.5.6 Die Böden der Lommatzscher Pflege

Letztendlich finden sich gerade in den rezent trockensten Gebieten, den Bördelandschaften, noch größere Schwarzerdevorkommen. Werfen wir nun einen Blick auf die Bedingungen der Lommatzscher Pflege, so offenbaren sich die für sächsische Verhältnisse relativ niedrigen, im Vergleich mit den Bördelandschaften jedoch durchaus höheren Niederschlagswerte mit 600 bis 650 mm·a⁻¹.

LIEBEROTH (1964) beschreibt für das Gebiet rings um Lommatzsch das Vorkommen dunkelgrauer Parabraunerden, deren graubrauner bis kräftig brauner Toneinlagerungshorizont von einem ebenso graubraunen Lessivierungshorizont und einem kräftig braungrauen

Pflughorizont überlagert wird. Das gesamte Profil ist in spätweichselzeitlichem W γ 2-Löss ausgebildet, allerdings fällt die Tonverlagerung verhältnismäßig schwach aus, was sich in dem oftmals schwer auszumachenden Farbunterschied zwischen Ober- und Unterboden wieder spiegelt. So heben sich auch die Tonhäutchen des Einlagerungshorizontes nur bedingt von der Grundsubstanz ab, ziehen sich mitunter aber noch bis in die, den W γ 2-Löss nach unten abschließende, Lamellenfleckenzone. LIEBEROTH spricht diesen Parabraunerden neben der schwachen Durchschlämmung eine tief reichende Humosität zu und leitet für diese dunklen Böden eine Vergangenheit als steppenartige braune Waldböden ab. Trotz der trockeneren Klimabedingungen sieht er hier im Holozän keine typischen Schwarzerden entwickelt und beschreibt unter der Potentiellen Natürlichen Vegetation des Laubwaldes eine Bodenentwicklung über typische Braunerdestadien mit gleichen Anteilen an Verbraunung, Tondurchschlämmung und Humusakkumulation. Dem seit etwa 4000 Jahren in der Pflege währenden Ackerbau sei letztendlich die Erhaltung der humosen Parabraunerden zu verdanken. Ähnliche Beobachtungen bezüglich des Erscheinungsbildes der dunklen Parabraunerden der Lommatzscher Pflege machte auch HAASE (1978). Auch er beschreibt stabile, den Übergang von den Al- zu den Bvt-Horizonten verwischende Humusstoffe im Oberboden, deren hochwertige Qualität in Verbindung mit günstigen pH-Werten eine rezente Tondurchschlämmung verhindert und in der Vergangenheit wohl mehr oder weniger behindert hat. Jedoch ordnet er die Humusanreicherung zeitlich überwiegend nach der Tonverlagerung ein, da er keine bedeutenden humosen Tonbelege vorfand. HAASE sieht im Klima und im Substrat die vorrangigen Parameter für Herausbildung und Erhalt der Humosität, so vergleicht er das Gebiet um Ostrau und Lommatzsch, als trockensten und wärmsten Teil des Mittelsächsischen Lösshügellandes, klimatisch, mit dem Gebiet Pegau-Lützen, südöstlich von Bad Lauchstädt und räumt eine Lee-Wirkung des Mittelsächsischen Riedels und des Collm-Berges der Wernsdorfer Platte ein. Außerdem seien innerhalb der Jungweichsellössse die kalkhaltigen W γ 1-Lösse gegenüber den W γ 2-Lössen weit stärker ausgeprägt und besäßen aufgrund des Einflusses nordwestlich gelegener Zechsteinvorkommen besonders hohe CaCO₃-Gehalte. Den Anteil des Ackerbaus an der Ausbildung der Humosität hält Haase für fraglich und verweist auf das Alleröd als mögliche primäre Verwirklichungsphase der Tonverlagerung, womit er die Möglichkeit einer polygenetischen Ausbildung der humosen Böden unter Humusanreicherung in den Parabraunerden im frühen bis mittleren Holozän, erwägt.

Versucht man nun eine etwaige Schwarzerdevergangenheit für die Lommatzscher Pflege zu erörtern, so kommt man in Anbetracht der klimatischen Bedingungen zu folgendem

Ergebnis. Die Tschernosemierung zeichnet sich durch Sommertrocknis und kalte Winter mit Hemmung von Auswaschung und Abbau der Huminstoffe aus. Sie ist nach PECSI (1996) auf eine relativ schmale geoökologische Zone zwischen Lessivierung und Syrosemierung begrenzt und erfährt durch geringfügige klimatische Variationen eine Aufspaltung in verschiedene Tschernosemvarianten. So werden die typischen Tschernoseme bei feuchteren Bedingungen unter Laubwäldern und Waldsteppen von Lessive-Tschernosemen abgelöst. ZECH (2002) beschreibt den Bodentyp des Phaeozems als dunkelbraubraunen Boden im Übergangsbereich zwischen semiarider Steppe und bewaldeten feuchten Gebieten, mit Humusanreicherung im Oberboden und abgeschwächter Lessivierung und Verbraunung bei tiefer Entkalkung. Nach KUNTZE ET AL. (1994) und EITEL (2001) sind Phaeozems mit Niederschlagswerten von 500 bis 650 mm·a⁻¹ vergesellschaftet und werden mit ihren 30 bis 50 cm mächtigen Ah-Horizonten zunächst durch erhöhte Verwitterungsintensität, Entkalkung, und Verbraunung gekennzeichnet. In den jeweils feuchtesten Verbreitungsgebieten führt die einsetzende Tonverlagerung zur Ausbildung der Luvic Phaeozems, welche den Luvisols stark ähneln, sich jedoch durch einen mächtigen, humosen, dunkel gefärbten und basenreichen A-Horizont unterscheiden. In Hinblick auf die rezenten und historischen naturräumlichen Gegebenheiten der Lommatzscher Pflege, insbesondere des wohl schon seit geraumer Zeit höheren Niederschlagsaufkommens, erscheint eine einstige Ausbildung von Luvic Phaeozems durchaus als wahrscheinlich, wobei diese im Zuge zunehmend ungünstigerer Bodenreaktion im mittleren Holozän eine gesteigerte Tondurchschlammung erfahren haben.

5 Ergebnisse

5.1 Kartierte Böden

Die Profilaufnahmen lieferten ein umfangreiches Bild über holozäne Bodenbildungsprozesse und morphologische Formungstendenzen innerhalb der Dellensysteme. Vor allem über historische, wie aktuelle Auswirkungen der Bodenerosion, wie sie insbesondere in landwirtschaftlichen Gunst- und Altsiedelräumen seit mehreren Jahrtausenden stattgefunden haben muss, konnten somit Aussagen getroffen werden.

Bezüglich der Böden ließ sich ein einheitlicher, für dieses Gebiet charakteristischer Typus feststellen. In der Regel ist vor allem am Ober- und oberen Mittelhang ein toniger Horizont zu finden, welcher als mehr oder minder erhaltener Bt einer Parabraunerde auszuweisen ist. In nahezu allen vergleichbaren Relieflagen wurde ein solcher Horizont erbohrt, was die Parabraunerde als Standardbodentypen im Untersuchungsgebiet erscheinen lässt. Bis auf einige wenige Reste erwiesen sich sämtliche humosen Oberböden, sowie sich anschließende Lessivierungshorizonte als bereits erodiert, lediglich in bestimmten, durch Bodenerhaltung gekennzeichneten Lagen zeugen sie von der Beschaffenheit der einst kompletten Bodenprofile.

Bei den Profilaufnahmen zeigte sich in bestimmten Reliefpositionen ein relativ regelhaftes Muster der Horizontabfolgen. Danach folgte auf einen 30 bis 35 cm mächtigen, fahl-grau-braunen Pflughorizont ein dichter, fleckiger und rötlich-dunkelbrauner Bt-Horizont mit selten mehr als 25 cm Mächtigkeit. Unter diesem Bt folgte ein, in der Regel 14 bis 22 cm mächtiger, Horizont, dessen Farbe z.B. fleckig rötlich-braun / grau-braun, rötlich-ocker-braun oder fleckig braun / ocker-braun ausfallen konnte und der in seiner Grundmatrix meist geringere Tongehalte aufwies. Häufig wurde er von kleinen schwarz-grauen bis anthrazitfarbenen Humus-, bzw. Ton-Humus-Infiltrationen durchsetzt. Diese Schlieren waren zum Teil mikroskopisch klein, erreichten aber auch tropfenartige Ausmaße in Dimensionen von ein bis zwei Zentimetern. Der Horizont, welcher zumeist durch einen gewissen Eisengehalt rötlich eingefärbt schien, wurde als Btv-Horizont bezeichnet, da er zunächst die Eigenschaften eines Verbraunungshorizontes aufwies und zudem von dunklen Toninfiltrationen durchzogen war. BORK (1983) beschreibt einen ähnlichen Horizont in Niedersachsen, benennt diesen mit Bt2 und THIEMEYER (1988) findet in Hessen in bestimmten Lagen einen den Bt unterlagernden Horizont vor, den er mit Btv bezeichnet. Die

BODENKUNDLICHE KARTIERANLEITUNG (1994) definiert einen Btv als „ ... Bv-Horizont, morphologisch erkennbar mit Ton angereichert, Tongehaltsdifferenz zum Al kleiner als zwischen Al und Bt bei gleichem Substrat“, wohingegen ein Bvt einen „ Bt-Horizont, mit Restmerkmalen des Bv-Horizontes“ bezeichne. Wie in Tabelle 1 ersichtlich ist, besitzt in einem Parabraunerdeprofil des Dellensystems Zehren (Profil 2 im Querschnitt Q2, siehe

Tabelle 1: Korngrößenverteilung des Profils 2 im Querschnitt Q2 (Zehren)

Horizont	S (%)	U (%)	T (%)
Ap	6,8	79,4	13,8
Bt	4,7	70,4	24,9
Btv	4,8	71,7	23,5
Bv	3,9	77,9	18,2

Anhang A.2) der Horizont unterhalb des Bt nicht wesentlich weniger Ton als der Bt selbst. Da dieser Horizont jedoch meist optisch eher einem Verbraunungshorizont, denn einem Tonanreicherungshorizont glich, wurde einheitlich und ohne weitere Beachtung der absoluten Tongehaltsunterschiede zum Bt, das Horizontsymbol Btv verwendet. Folgte unterhalb des Btv

noch ein rötlich eingefärbter, ansonsten brauner bis ocker-brauner Horizont, welcher neben mehr oder weniger hohen Tongehalten noch deutliche Verbraunungstendenzen aufwies, so wurde dieser als Bv ausgewiesen. In der Regel folgte darunter ein rötlich-ockerbraun / hell-ocker gefleckter Cv-Horizont mit mehligter Konsistenz, bis das Profil schließlich von kalkhaltigem, homogen hell-ocker gefärbtem W γ 1-Löss abgeschlossen wurde.

Komplizierter gestaltete sich dies bei Profilen, in welchen sich ohnehin der Unterboden optisch schwer vom Ausgangssubstrat trennen ließ und welche sich in der gesamten Profilstärke durch eine ockerfarbene, z.T. leicht braun eingefärbte und stark fleckige Kolorierung auszeichneten. Zumeist trat der Bt im oberen Teil des Profils noch durch seine höhere Lagerungsdichte und seinen Tongehalt hervor, doch war bei tieferen Schichten vereinzelt nicht eindeutig zu klären, ob es sich um die Ausbildung der Lamellenfleckenzone oder einen pedogenetischen Horizont handelte. Aufgrund der höheren Tongehalte und der durch die Texturdifferenzierung hervorgerufenen Fleckigkeit der Lamellenfleckenzone, ergab sich da, wo sie auftrat, eine Schwierigkeit bei der Ausweisung der den Bt unterlagernden Horizonte.

Lieberoth weist in vergleichbaren Lagen einen, unterhalb eines Bvt folgenden, Lamellenfleckenhorizont X aus, worauf ein schwacharktischer Verbraunungshorizont und schließlich kaum überprägter W γ 1-Löss mit dem Symbol C in 150 cm Tiefe folgt. Es stellt sich hierbei die Frage, ob die eventuell synsedimentär erfolgten, zur Herausbildung der

Lamellenfleckenzone führenden Prozesse im Spätglazial, der holozänen Pedogenese angegliedert werden können, ob sie als reliktsche Bodenbildungsprozesse behandelt werden sollten, oder ob das während der äolischen Sedimentation im Pleistozän abgelagerte Material in seiner jeweiligen Ausprägung das Ausgangssubstrat für die holozäne Bodenbildung darstellt. Letzteres würde eine Bezeichnung des Materials als C-, bzw. Cv-Horizont als durchaus regulär erscheinen lassen, wobei ungeachtet dessen die Ausweisung eines Lamellenfleckenhorizontes X, so sie als gesichert gelten kann, aufgrund des zusätzlichen Informationsgehaltes als positiv zu erachten ist, erleichtert sie doch eine Bewertung der Entkalkungstiefen der jeweiligen Profile. In dieser Arbeit wurde die LFZ (Lamellenfleckenzone) als solche in den Kartierbögen vermerkt, insofern sie als solche identifiziert werden konnte. Da dies aufgrund pedogenetischer Überprägungen und vermutlich reliefbedingter Inkonsistenzen in der Ausprägung der Schicht nicht immer zweifelsfrei möglich war, wurde auf eine explizite Ausweisung der LFZ verzichtet und statt dessen die einheitliche Bezeichnung Cv verwendet.

Die oben erwähnten, teilweise erhaltenen Oberböden und Lessivierungshorizonte sind lediglich in zentralen Kulminationslagen der Wasserscheiden und in den Tiefenlinien der Dellenursprungsbereiche zu finden. In der Regel sind sie von mehr oder weniger mächtigen Kolluvien bedeckt. Abb. 5.1 zeigt ein solches Profil aus dem Dellensystem Zehren (Querschnitt Q3, Profil X4, siehe Anhang A.3), welches sich in den höchsten Lagen des die Delle umrahmenden Rückens befindet. Der den Oberboden überdeckende Pflughorizont grenzt sich nach seiner Korngrößenverteilung, besonders innerhalb der Sandfraktion, stark vom restlichen Profil ab. Der Ah-Horizont weist um etwa drei bis vier Prozent höhere Tongehalte auf als der unterlagernde Lessivierungshorizont, die Differenz des Gehaltes an organischem Kohlenstoff fällt mit rund 0,7 Prozent dafür umso eindrucklicher aus. Der die Bohrung abschließende Bt-Horizont besitzt zunächst zwar nur unwesentlich höhere Tongehalte als der Al, allerdings zeigt schon die Färbung, dass der Bt in seiner typischen Ausprägung noch nicht angebohrt wurde und die Werte demnach eher einem Übergangsbereich zwischen Al und Bt entstammen.

Diese Horizontabfolge konnte so nur in inselhafter Verbreitung gefunden werden, in radialer Ausbreitung wird der Oberboden nach 10 bis 30 m angeschnitten und bis in den Bt-Horizont erodiert. Dieses Erscheinungsbild wurde vielfach in Zehren, wie in Löbschütz, beobachtet und kann als regelhaft für diesen Teil der Lommatzscher Pflege angesehen werden. Kennwerte für die äquivalenten Parabraunerdeprofile der Tiefenlinien liefert Abbildung x für eine Schuppenbohrung im Ursprungsbereich der Delle bei Zehren.

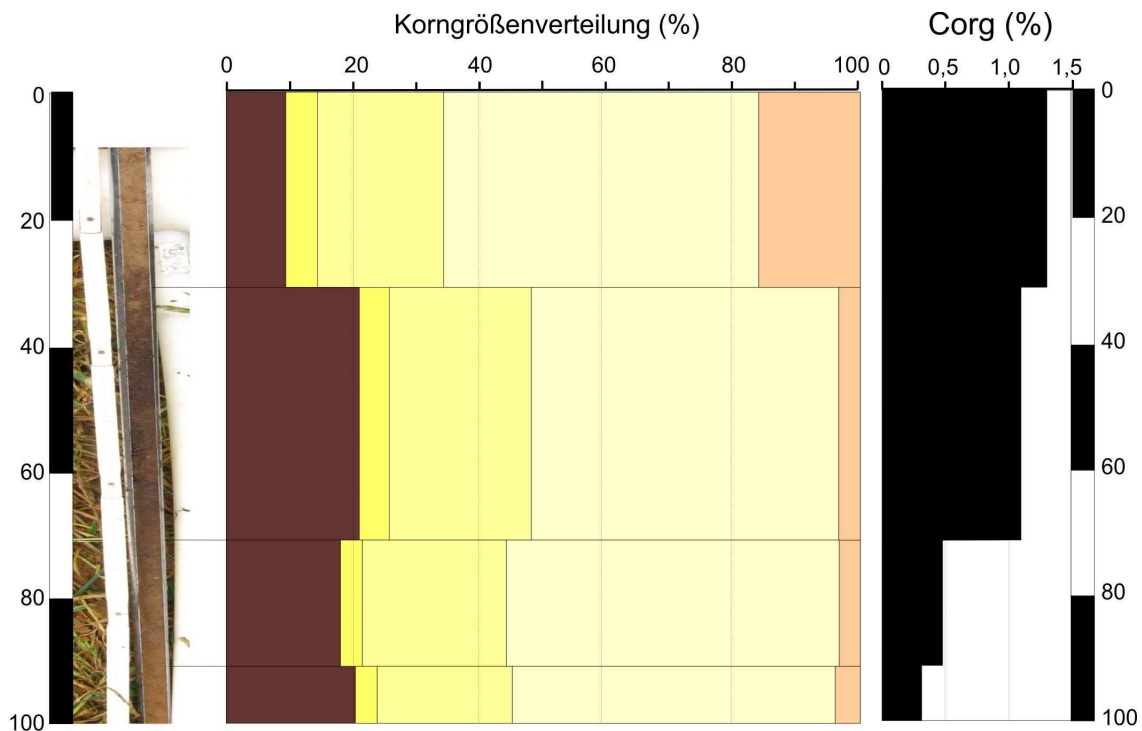


Abbildung 5.1: Analytik des Profils X4 im Querschnitt Q3 - Eine gut erhaltene Parabraunerde in Kuppenlage

Einen weiteren Aspekt für die Beschreibung der Böden stellen die verschiedenen Erosionsstadien der Bodendecke dar. So laufen regelmäßig die Bt-Horizonte am unteren Mittelhang, teilweise bereits am Oberhang oder kurz unterhalb des Kulminationspunktes aus, was sich in einer stetigen Abnahme der Horizontmächtigkeit und schließlich in einem vollständigen Verschwinden der Horizonte äußert. Bei Betrachtung einer Profilabfolge mit Auslaufen der prägenden Bodenhorizonte, wie wir sie im Zehrener Bohrprofil Q1 in den Bohrungen 12, 9 und 7 (siehe Anhang A.1) vorfinden, wäre die Bohrung 7 bei einer effektiven Betrachtung noch als geringmächtig entwickelte Parabraunerde anzusprechen. Bohrung 9 mit der Abfolge Ap - Bv - C entspräche dem Typus einer Braunerde und das Ah - C - Profil der Bohrung 12 verlangte bereits die Bezeichnung Pararendzina. Da im Mittelpunkt dieser Arbeit vorrangig verschiedene Erosions- und Sedimentationsbeträge stehen, soll zur besseren Vergleichbarkeit der Profile stets Bezug auf das ursprüngliche Entwicklungsstadium der Parabraunerden genommen werden. So wird im Folgenden eine stärker „genetische“ Betrachtungsweise angewendet, um die unmittelbare Kausalität des Bodenabtrags für die verschiedenen Erhaltungsstadien der Parabraunerden hervorzuheben. Beispielsweise begegnete LIEBEROTH (1964) diesem Sachverhalt mit der Einführung des Begriffs „Ackerbraunerde“, um durch Erosion verkürzte Parabraunerdeprofile zu

kennzeichnen und die Bedeutung der Landwirtschaft für die Bodenentwicklung hervor zu heben. SEMMEL (1991) führte für erodierte Parabraunerden den Begriff Kult-Pararendzine ein. Auf die verschiedenen Ausprägungen kolluvialer Bedeckung wird in späteren Abschnitten noch genauer einzugehen sein.

5.2 Dellensystem bei Zehren

Das untersuchte Dellensystem befindet sich im östlichen Randgebiet der Lommatzscher Pflege, etwa 2 km nördlich von Zehren, in direkter Nachbarschaft zum Elbtal. Das Relief kann hier als hochenergetisch beschrieben werden, weitläufige Rücken werden von 20 bis 30 m tief eingeschnittenen Dellensystemen zergliedert, wobei eine regelhafte Abfolge von Konvex-Konkav-Hängen zwischen Tiefenlinien und umgebenden Rahmenhöhen vermitteln. MANNSFELD ordnet dieses Gebiet in seiner „Gliederung des östlichen Abschnitts des mittelsächsischen Lösshügellandes“ (1995) dem Zehrener Lössplateaurand zu, die unmittelbare Nähe zum Elbtalsteilhang bringt Abbildung 5.2 zum Ausdruck. Das Dellensystem



Abbildung 5.2: Der nördliche Teil der Lommatzscher Pflege - Mit dem Zehrener Dellensystem (Osten), dem Löbschützener Dellensystem (Nordwesten) und dem Schwochauer Dellensystem (Südwesten) (GOOGLE EARTH 2008)

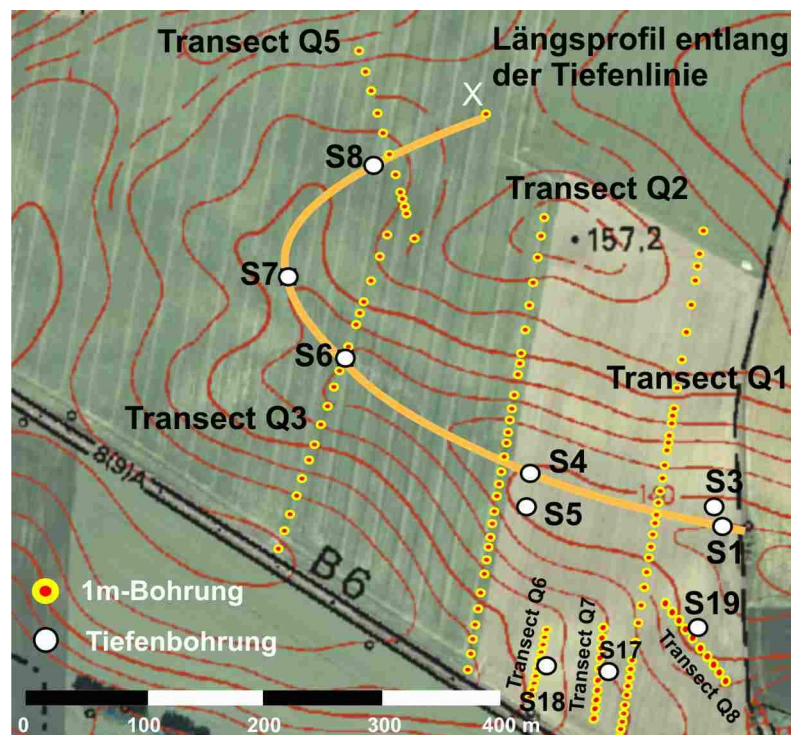
erstreckt sich in Northwest-Südost-Richtung mit einer 800 m messenden Laufstrecke der dominantesten Tiefenlinie und geht am Dellenausgang in ein, mehrere Meter tief eingeschnittenes Kerbtal über. Dieses Kerbtal überwindet auf einer Distanz von lediglich 600 m, ein Gefälle von 40 m und erreicht mit der Mündung ins Elbtal die vorläufige Erosionsbasis.

Mit seiner Lage, wenige Kilometer südlich der Lössrandstufe, ist das Dellensystem in die jüngsten Weichsellösse eingebettet, welche hier nach HAASE ET AL. (1970) Mächtigkeiten von bis zu 20 m aufweisen können. Somit sollten sämtliche Erosionsvorgänge, hinsichtlich des Ausgangsmaterials, vom granitischen Grundgebirge losgekoppelt sein und im Substrat des Löss stattfinden.

5.2.1 Verteilungsmuster der Böden

Die Lage der Profilquerschnitte ist im Bohrplan (Abb. 5.3) zu sehen. Zu beachten ist, dass die ausgeprägteste Tiefenlinie des Dellensystems beim Bohrpunkt X entspringt, für etwa 200 m nach SW zieht und im Anschluss an eine nahezu rechtwinklige Kurve weiter in Richtung SO verläuft. Die jeweiligen Enden der Querschnitte Q3 und Q5 fallen dabei zusammen, somit wurden beide Querschnitte in einer Grafik abgebildet (Anhang A.3), wobei die Delle bildlich in den rechten Teil der Grafik hinein läuft und aus dem linken Bildteil

Abbildung 5.3: Lage der Bohrpunkte im Dellensystem bei Zehren



heraus tritt. Alle anderen Querschnitte wurden aus jeweils delleneinwärtiger Sicht dargestellt.

Die im Dellensystem vorgefundenen Erhaltungszustände der Böden lassen bezüglich ihrer Verbreitung ein gewisses Muster erkennen. So sind die südexponierten Oberhänge der Profilschnitte Q1 und Q2 (Anhang A.1 & A.2) durch das Vorkommen, bis zu 25 cm starker Bt-Reste gekennzeichnet, welche bis zum Mittelhang immer weiter ausdünnen und schließlich im Übergangsbereich zwischen Mittel- und Unterhang gekappt werden. Hier laufen ebenfalls die unterlagernden Btv-, Bv- und Cv-Horizonte aus, bis schließlich in Q1 sogar der kalkhaltige Löss an die Oberfläche tritt. Eine ähnliche Abfolge zeigt sich auch im Schnitt Q3 (Anhang A.3), wobei die Kappung sämtlicher Horizonte hier schon kurz unterhalb des Kulminationspunktes, des zwischengeschalteten Rückens erfolgt. Die Ausprägung der Zwischenwasserscheide zwischen Q3 und Q5 in Form eines, in die Delle hinein ragenden Spornes dürfte in Anbetracht der unterschiedlichen Höhenunterschiede zur jeweiligen Tiefenlinie die stärkere Erosionsexposition der nach SW zeigenden Flanke erklären.

Zeigen sich die Unter-, Mittel- und Oberhänge in unterschiedlichem Ausmaß erodiert, so sind lediglich in zentralen Kulminationslagen der Wasserscheiden noch Reste der ehemals kompletten Parabraunerdeprofile zu finden. Dies ist z.B. im Profil X4 des südlichen Rückens des Querschnitts Q3 der Fall, dessen Kennwerte bereits im letzten Kapitel dargestellt wurden (Abb. 5.1). Ein weiteres inselhaftes Vorkommen erhaltener Oberböden findet sich in Q1, auf dem nördlichen Rücken und ist in Abb. 5.4 in Form der Bohrung N14 dargestellt. Auffällig sind hierbei die scharfe Grenze sowie der deutliche Farbunterschied zwischen dem Ah- und dem Ap-Horizont. Der farblich homogene braungraue und leicht tonige Pflughorizont wird nach unten von stärker aggregiertem Material abgelöst, das auch in den fahlen, gebleichten Bereichen des Al-Horizontes, bei Belastung in unregelmäßige Subpolyeder zerfällt. Im mittleren Bereich des Ah-Horizontes setzen vermehrt weißliche Schlieren ein, die sich bei genauerer Betrachtung als millimetergroße gebleichte Feinsand-, bzw. Grobschluffnester entpuppen. Diese, oftmals als Kieselstaub (KUNDLER 1961) bezeichneten Rückstände der Tonabwanderung, treten zum unteren Bereich des Al-Horizontes immer größer und zahlreicher auf, bis sie mit einsetzendem Bt-Horizont langsam ausklingen. Die Horizontübergänge verlaufen unterhalb des Ah sehr fließend und diffus, auch die Gehalte an organischem Kohlenstoff sinken, nach einem starken Abfall vom Ah zum Al um 0,8 Prozent, relativ allmählich.

Im Gelände stach morphologisch eine gewisse Abfolge von Gefällsknicken, bzw. Kanten entlang der Hänge hervor. Im Profilschnitt Q1 tat sich nach etwa 280 m, am Bohrpunkt 7, eine

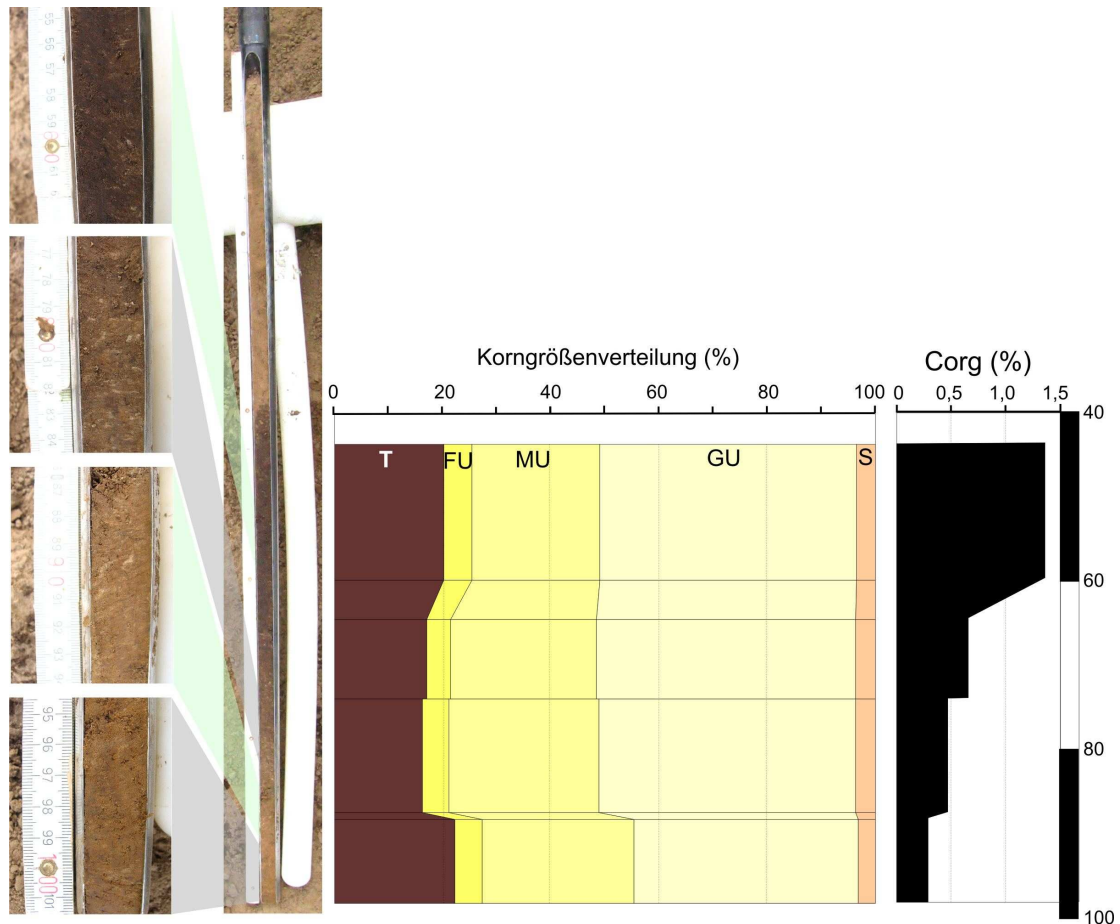


Abbildung 5.4: Analytik des Profils N14 im Querschnitt Q3

solche konvexe, parallel zur Tiefenlinie verlaufende Kante hervor; im Profilschnitt Q2 trat sie bei Bohrpunkt 10 nach 240 m, in abgeschwächter Form auf und im Profilschnitt Q3 war sie nicht mehr wahrzunehmen. Diese Kante unterteilt die sanft gewölbten Hänge in einen schwächer geneigten oberen und einen steileren unteren, unterhalb der Kante ansetzenden Teil. Eine solche Ausbildung tritt an den gegenüberliegenden Dellenflanken nicht auf, wobei diese auch wesentlich stärker von schräg zur Tiefenlinie hin laufenden Hangrücken und Hangmulden, bzw. Seitendellen zergliedert sind. Nach der Bebohrung erwies sich, dass dieser Knick in beiden Profilschnitten an das Auslaufen des Bt gekoppelt ist und der Bt-Horizont exakt an jenem Knick letztmalig auftritt. Unterhalb, auf dem steileren Abschnitt, treten die gesamten den Bt unterlagernden Horizonte aus, bis in Q1 der kalkhaltige Löss zu Tage tritt und in Q2 zumindest der untere Bv-Horizont angeschnitten wird.

Entlang dieser Hangkanten konnten zahlreiche Leitbahnen des Oberflächenabflusses in Form kleinerer und größerer Rillen beobachtet werden. Beispielsweise wurde im Bereich des Querschnitts Q1 auf Höhe des Bohrpunktes 7 eine Rille mit 8 cm Tiefe und 12 cm Breite registriert (siehe Abbildung 5.5, S. 90).



Abbildung 5.5: Erosionsrille im mittleren Flankenbereich des Querschnitts Q1

Abbildung 5.6: Separat beackter Tiefenlinienbereich des unteren Dellenabschnittes

Die Rillen erfahren mit zunehmender Größe ihrer Einzugsgebiete eine Vertiefung und seitliche Ausdehnung. Als extreme Erscheinung konnte im Frühjahr 2006 in der Tiefenlinie des Dellensystems ein aufgerissener Graben von ca. 50 cm Breite und mindestens ebensolcher Eintiefung beobachtet werden. Er wurde im Zuge einer gesonderten Beackung des Tiefenlinienbereiches mit Material verfüllt und eingeebnet (siehe Abb. 5.6).

Im Profilschnitt Q2 wurde in den Profilen 23 bis 25 ein verbraunter Horizont ohne Anschluss an einen Bt einer rezenten Parabraunerde erbohrt, dessen Merkmale sich stark von den Verbraunungshorizonten der restlichen Hangflächen, z.B. der Bohrung 32, unterschieden. So wirkte er farblich wesentlich homogener und rötlicher als andere Bv's, die sonst verbreitete Fleckigkeit war nicht ausgeprägt und in der Fingerprobe wirkte er wesentlich bindiger. In dieser Reliefposition, als vermutlich präholozänem Tiefenlinienbereich, muss mit einer stärkeren Tieferlegung der Entkalkungsgrenze durch Sickerwässer gerechnet werden. Die homogene Gestalt wäre somit den frischeren Verhältnissen der Tiefenlinie oder eventuell den Substrateigenschaften der im Pleistozän, im damaligen Tiefenlinienbereich zur Ablagerung gekommenen Sedimente, geschuldet. Die starke Ähnlichkeit zu dem, in der Schuppenbohrung S8 erbohrten Bv-Material bleibt festzuhalten.

Ein weiteres Merkmal, das jedoch nur gelegentlich festgestellt werden konnte, sind schwarz-graue bis anthrazitfarbene Ton-Humus-Infiltrationen, die schlierenartig in bestimmten Geländepositionen die Unterböden durchziehen. Sie können in Form nadelstichgroßer Pünktchen bis hin zu zentimetergroßen Pfropfen auftreten. Im Querschnitt Q5 kamen sie flächenhaft in den Profilen 22, 23 und 24, sowie 30, 31 und 33 vor, wobei sie

mitunter bis in den Bv-Horizont und in Profil 33 sogar in den Cv-Horizont reichten. Im Querschnitt Q2 traten die Toninfiltrationen auf dem nördlichen Rücken vereinzelt bis zum Profil 7 in den Bt-Horizonten auf, im Profil 33 konnte eine zentimetergroße Anreicherung beprobt werden, woraus sich allerdings ein Tongehalt von lediglich 29,3 Prozent ergab. In Querschnitt Q1 traten Ton-Humus-Infiltrationen rings um die Bohrung N14, auf dem nördlich gelegenen Rücken, auf.

Die Bt-Horizonte besitzen i.d.R. eine fleckige rotbraune bis dunkelbraune Färbung, neben dunkelbraunen Tontapeten an Hohlraumwänden und Aggregatoberflächen fallen verstärkt dunkelbraune punktförmige Toninfiltrationen auf, die quasi das normale Erscheinungsbild der Bt-Horizonte prägen. Vor diesem Hintergrund treten, wie beschrieben, die anthrazitfarbenen Ton-Humus-Infiltrationen in Erscheinung und überlagern förmlich die typischen dunkelbraunen Einlagerungen. Außerhalb der Kuppen- und Oberhangbereiche wurden kaum derartige Infiltrationen registriert.

Im Bereich der nordexponierten Hänge laufen die Profilschnitte Q1 und Q2 durch morphologisch recht markante Seitendellen und weisen entlang der Sequenzen Hangrücken – Hangmulde – Hangrücken verschiedene Erosionsstadien der Böden auf. Diese Hänge sind somit hinsichtlich der Verteilung von tendenziellen Erosions- und Sedimentationsstandorten stark differenziert, lediglich der Profilschnitt Q3 verläuft konstant entlang eines Hangrückens und verweist auf eine geschlossene Decke mehr oder minder verkürzter Parabraunerden. Die Profile Q6, Q7 und Q8 (Anhang A.4 bis A.7) komplettieren das Bild der in Q1 angeschnittenen, parallel zur Hauptdelle verlaufenden Seitendelle. In Q6, als oberstem der Querschnitte, sind sämtliche Böden bis auf den kalkhaltigen Löss erodiert, lediglich auf der, zur Hauptdelle weisenden, Zwischenwasserscheide sind minimale Reste eines Bv-Horizontes, sowie ein Cv-Horizont erhalten. Im Zentrum der Seitendelle wurde ein relativ steilwandiger Graben eingeschnitten, welcher später mit kalkhaltigem Material verschüttet wurde. Im Querschnitt Q7 offenbart sich ein ähnliches Bild, nur setzen hier zum südlichen Rücken hin wieder Böden ein, wobei Profil 9 sogar einen relativ mächtigen Bt-Horizont von über 50 cm vorzuweisen hat. Unterhalb des sich anschließenden Profils Q1, das schon höhere Erhaltungsstadien der Böden und geringere Einschneidungsbeträge der Seitendellentiefenlinie aufweist, folgt der Querschnitt Q8. Hier sind die Böden am, an die Hauptdelle grenzenden Rücken, zwar stark angeschnitten, aber nicht mehr flächig komplett ausgeräumt. Die sich nach SSO anschließende Flanke ist durchgängig mit mehr als einem Meter Kolluvium bedeckt, das stellenweise eine stark violette oder rötliche Färbung annimmt und relativ viele zentimetergroße Gesteinsbruchstücke enthält. Wohl eher zufällig wurde das Querprofil bei

Nachbohrungen vom Seitendellenzentrum an nach Süden „abgeknickt“, wobei schon bald, hier kaum vermutetes Grundgestein an die Oberfläche trat. Die Ergebnisse sind im Querprofil Q8/II (Anhang A.7) abgetragen. Daraus geht hervor, dass in nur 40 m Entfernung zu der, bis über 4,20 m durch Löss bestimmten Tiefenlinie der Seitendelle, im Bohrpunkt A bereits direkt unterhalb des Ap-Horizontes, bei etwa 40 cm, kaum angewitterter Meißner Syenodiorit ansteht. Bohrpunkt C befindet sich in zentraler Kulminationslage des Rückens; betrachtet man lediglich den senkrecht zum Profilschnitt verlaufenden Rücken, so liegt C wiederum im tiefsten Bereich eines in den Rücken eingetieften Sattels, nur wenige Zehner Meter vom, das Dellensystem schneidenden, Fahrweg entfernt. Hier wurde unterhalb des Ap kalkhaltiger Löss erbohrt, welcher in unbestimmter Entfernung von der Geländeoberfläche vom Grundgestein unterlagert wird. Folgt man dem Verlauf des Rückens etwa 80 bis 100 m Richtung Elbe, so trifft man auf das, unlängst im Rahmen eines weiteren Projektes stratigraphisch aufgenommene, Zehrener Fuchsbauprofil, welches mit einer Mächtigkeit der überlagernden Lössdecke von über 11 m aufwartet (vgl. FAUST ET AL. 2006).

Bei der Betrachtung der verschiedenen Profilschnitte wird eine gewisse Asymmetrie hinsichtlich der Verteilung vorgefundener Böden und Bodenreste, sowie geschlossener und mächtiger Sedimentpakete ersichtlich. Auf den südexponierten Hängen wird die Bodendecke im Bereich des beschriebenen Hangknickes gekappt und der kalkhaltige Löss hangabwärts in mehr oder minder starkem Ausmaß an der Oberfläche offen gelegt. Die Böden wurden hier konsequent erodiert und spätestens mit Einsetzen einer starken Tieferlegung der Dellentieflenlinie, gerät der kalkhaltige Rohlöss an die durch Erosionsvorgänge freigelegte Oberfläche, wobei diese im Nachhinein komplett mit Sedimenten bedeckt wurde.

Die nordexponierten Hänge sind wie beschrieben stärker in Rücken und Mulden zergliedert und wurden entlang der Mulden meist stärker ausgeräumt. Zumeist ziehen sich vorhandene Böden und Bodenreste bis in die dominante Tiefenlinie, wo sie von der bereits erwähnten Tieferlegung angeschnitten wurden, ohne jedoch zuvor einer so energischen und flächendeckenden Abtragung, wie an der südexponierten Flanke, unterlegen zu haben.

Des Weiteren ist auf die Bedeutung des Pflughorizontes zu verweisen, welcher vor allem in stärker reliefierten Bereichen einen Mischhorizont aus dem an der Oberfläche anliegenden Material, sprich dem unmittelbaren Untergrund und dem Material, welches in hangaufwärtsbefindlichen Arealen abgetragen und vorübergehend in tiefer liegenden Bereichen abgelagert wurde, darstellt. Dennoch übertragen sich Eigenschaften, wie höhere Tongehalte der Bt-Horizonte oder die Prägnanz des Schluffes der C-Horizonte, bzw. des



Abbildung 5.7 (links): Dunkel gefärbtes Kolluvium in der Seitendelle des Querschnitts Q6

Abbildung 5.8 (rechts): Am Hang austretender kalkhaltiger Löss am Querschnitt Q1

Rohlöss, auf den Pflughorizont und sind in beeindruckender Weise auch optisch wahrnehmbar (siehe Abb. 5.7 & 5.8).

5.2.2 Verteilungsmuster der Kolluvien

Die zuvor beschriebene Funktion des Pflughorizontes, als Zwischenspeicher für hangabwärtig transportiertes Material, kommt im Profilschnitt Q3 besonders gut zum Ausdruck. Da der im Untergrund lagernde kalkhaltige Löss hier auf einem senkrecht zum Hang verlaufenden Streifen von 25 bis 30 m Breite angeschnitten ist und das CaCO_3 mit einer kurzen Verzögerung vom oberen Rand des Anschnittes an in den Ap eingearbeitet ist, lässt sich nachverfolgen, wie der Kalkgehalt im Pflughorizont weit über den eigentlichen Anschnitt des Cn-Horizontes hinaus in gleichem Maße erhalten bleibt. Der kalkhaltige Ap zieht dabei einer Fahne gleich bis in die Dellentieflenlinie und streicht dabei selbst über kalkfreies Kolluvium hinweg. Daraus wird ersichtlich, wie die stetige Bearbeitung durch den Pflug einen Materialtransport innerhalb des Ap-Horizontes, als regelrechtem Transportmedium, hangabwärts begünstigt. Des Weiteren wird das kalkfreie Kolluvium augenscheinlich, welches sich gleich einem Keil zwischen kalkhaltigen Löss im Liegenden und kalkhaltigen Ap im Hangenden schiebt. Konsequenter Weise wurde das Material postakkumulativ entkalkt oder es kam als primär kalkfreies Sediment zur Ablagerung. Die rötlich-braune Farbe der unteren kolluvialen Schicht der Bohrung 5 spricht für einen längeren Transportweg und zuvor entkalktes und verbrauchtes Bodenmaterial als Quelle für das vorliegende Sediment.

Die letzte Beobachtung verdeutlicht den vielfach fließenden Übergang zwischen Pflughorizonten und Kolluvien, die wiederum in ihren verschiedenen Ausprägungen ein weiteres reliefprägendes Element in diesem Dellensystem darstellen. Vielfach wurde bereits die Bedeutung des Pflughorizontes als Zwischenspeicher für verfrachtetes Material erwähnt. Da es jedoch an stark geneigten Hänge das Wesen eines Ap ausmacht, auch standortfremdes, verlagertes Sediment zu beherbergen, wurde in den Profilschnitten auf die flächendeckende Ausweisung eines Kolluviums, unter Berufung auf die herkömmliche Herangehensweise während einer Bodenkartierung, verzichtet (siehe BODENKUNDLICHE KARTIERANLEITUNG 4). So erfolgte bei einer geringmächtiger als 40 cm ausgebildeten Schicht eine Ausweisung als Ap, insofern das Pflügen auch als ausschlaggebendes Element der mehr oder weniger intensiv erfolgten Verlagerung angesehen werden konnte. Überstieg die kolluviale Mächtigkeit die Dimension des Ap und erreichte Werte größer 40 cm, so wurde ein M-Horizont ausgewiesen. Zeigte die oberflächennahe Schicht innerhalb der Kolluvien wiederum in Abgrenzung und Textur eine ähnliche Ausprägung, wie die benachbarten Ap-Horizonte, so wurde i.d.R. ein, dem Verlauf der Ap-Horizonte folgender, M(Ap) ausgewiesen. Ersteres geschah, neben der Tiefenlinie, an vielen Bohrpunkten entlang der zergliederten nordexponierten Flanke und zuweilen auch in Bereichen, welche ein ausgeprägtes Kolluvium zunächst nicht erwarten lassen würden, so z.B. im Profilschnitt Q1, die Bohrungen 37 bis 42 oder in Q2, die Bohrungen 29 bis 31. Auch der gesamte flachere Bereich des Dellenbeginns, markiert durch den Querschnitt Q5, zeigte sich bis in die höchsten Lagen der Zwischenwasserscheide zum nächsten Dellensystem, als mit überdurchschnittlich hoher Menge an Kolluvium bedeckt.

Geringmächtige Kolluvien der Hangbereiche ähnelten sich meist in ihrer relativ homogenen fahlen grau-braunen Farbe und wirkten in der Fingerprobe sehr mehlig mit geringem Zusammenhalt der Bodenpartikel. In einem Beispiel des Profilschnittes Q1, in der Bohrung 37, enthält der obere kolluviale Horizont eine Korngrößenverteilung von 8,7 Prozent Sand, 73,9 Prozent Schluff und 17,4 Prozent Ton, wobei die Grobsandfraktion vor allem durch rosa, weißen und grauen kantengerundeten Quarz und verkittete Pflanzenreste vertreten wird. Im Mittel- und Feinsand kommen Holzkohle, Pflanzenreste, Quarze und einige Fe/Mn-Klumpchen vor. Gewinnt das Kolluvium in geeigneten Geländepositionen an Mächtigkeit, so tritt meist eine Schichtung des Materials auf. Die Farben können dabei in Nuancen in rötliches, ockerfarbenedes oder dunkelgrau-schwarzes Grau-Braun differenziert werden, zudem wurden Unterschiede in der Bindigkeit wahrgenommen. Ein guter Anhaltspunkt für den Ursprung der kolluvialen Sedimente war bei Feststellung eines gewissen Kalkgehaltes gegeben, so z.B. im Profilschnitt Q3, Bohrungen 3 bis 7, im Profilschnitt Q1, Bohrungen 34 bis 38, oder in den

Profilschnitten Q6 und Q7. Dieses kalkhaltige Material kann nur einem Standort mit oberflächlich angeschnittenem kalkhaltigem Löss entstammen. In Q3, Q6 und Q7 bedarf das Auftreten von CaCO_3 im Ap, bzw. M-Ap, wohl keiner weiteren Erläuterung, in Q1 verweist das CaCO_3 -haltige Sediment auf den im oberen Bereich der angeschnittenen Seitendelle, an der Oberfläche anliegenden Rohlöss. Die im Profilschnitt gekennzeichnete kalkhaltige Rinnenfüllung zeichnet sich vor allem durch die helle Ockerfarbe und die Ungegliedertheit, im Gegensatz zu den benachbarten grau und dunkelgrau gefärbten Kolluvien aus.

Auch auf der südexponierten Flanke dieses Profilschnittes liegt kalkhaltiger Löss an der Oberfläche an (Bohrungen 12, 11, 14), doch wurde in tiefer liegenden Bereichen nirgends Kalk im Kolluvium registriert. Die Schappenbohrungen S1 und S2 zeigen ein anderes Bild. So tritt in den oberen 30 cm von S2 ein schwacher Kalkgehalt hervor; die oberen 15 cm von S1 markiert ein hoher Kalkgehalt, welcher bis in eine Tiefe von 90 cm kontinuierlich abnimmt, worauf sich kalkfreies Material anschließt. Da die Tiefenbohrungen etwa 40 bis 50 m unterhalb des eigentlichen Querschnittes Q1 abgeteuft wurden, erklärt den Kalkgehalt entweder der hier oberhalb am Hang, im Zuge einer leichten Eintiefung zum Weg hin, stärker angeschnittene kalkhaltige Löss oder die Sedimentationstendenz sämtlichen, im Dellensystem verfrachteten, mitunter auch kalkhaltigen Materials in dieser äußerst gering geneigten Tiefenlinienpassage nahe des Dellenausgangs. Dies führt zu einem Sachverhalt, den der im Profilschnitt Q3 abrupt endende kalkhaltige M-Ap besonders verdeutlicht und welcher in unterschiedlichen Ausprägungen stets im gesamten Dellensystem beobachtet werden konnte. Gestaltet sich das Hangkolluvium, abgesehen von einer möglichen vertikalen Schichtung, horizontal in Farbe und Beschaffenheit relativ homogen, so wird es an einem bestimmten, mehr oder weniger vom Zentrum der Tiefenlinie entfernten Punkt, von einem andersartigen Tiefenkolluvium abgelöst. Ein solcher Verzahnungsbereich findet sich z.B. im Bereich des Bohrpunktes 7 in Q3. Das Tiefenkolluvium vermittelt im Vergleich zum Hangkolluvium meist eine dunklere Farbe und einen feuchteren, bindigeren Charakter. Der genetische Unterschied dieses Materials ist gegenüber der lediglich hangabwärts gerichteten Verfrachtung des Hangkolluviums, ein Transport entlang der Tiefenlinie, wobei das Tiefenkolluvium natürlich ständig vom Hang gespeist und dadurch um Material bereichert wird. Bei vegetationsfreien Bedingungen grenzt sich das dunklere, feuchtere Material der Tiefenlinien optisch recht eindrucksvoll von den umgebenden, oft stark erodierten Unterhangbereichen ab (siehe Abb. 5.7 & 5.8). Im relativ trockenen Sommer des Jahres 2006



Abbildung 5.9 a/b: Abgrenzung der Kolluvien entlang der Tiefenlinie aufgrund besserer Wachsbedingungen des Getreides in trockenen Sommern

Abbildung 5.10 : Den Tiefenlinienbereich umrahmende Schwemmfächer (rechts)



Auf Datengrundlage der „b@siskarte sachsen“ des STAATSBETRIEBES GEOBASISINFORMATION UND VERMESSUNG SACHSEN (2008)

konnte das nährstoffreiche und vor allem feuchtere Kolluvium ausgesprochen exakt anhand der Wachsbedingungen, des zu dieser Zeit wachsenden Roggens, nachvollzogen werden (Abb. 5.9 a/b). Den Übergangsbereich zwischen Hangkolluvien und Tiefenlinienkolluvien markiert an der rezenten Oberfläche, wie im Luftbild der Abb. 5.10 ersichtlich wird, eine Aneinanderreihung von, aus Transportbahnen ausmündenden Schwemmfächern. In den untersten Bereichen der Unterhänge, wo die konkave Hangform eine starke Abnahme der Neigung bedingt, die Fließgeschwindigkeit vermindert und die Transportkapazität des Abflusses überschritten wird, kommt das verfrachtete Material, wie vor allem nach Starkregenereignissen beobachtet werden kann, zur Ablagerung. Es entstehen von feinsten Sedimenten bedeckte Schadflächen (siehe Abb. 5.11 a/b, S.97), in welchen das Aufgehen der Saat behindert wird und welche aufgrund fehlender Aggregation der Sedimente bevorzugt von erneut einsetzenden Erosionsprozessen ergriffen werden. Festzuhalten bleibt die Staffelung mehrerer kleiner Schwemmfächer an der unergliederten südexponierten Flanke und die Konzentration dieser Sedimente in den Mündungsbereichen der Hangmulden und –dellen auf der stark zergliederten nordexponierten Flanke (Abb. 5.10).



Abbildung 5.11 a/b: Feingeschichtete kolluviale Sedimente am Hangfuss mit Akkumulationsbeträgen von $5 \text{ cm} \cdot \text{a}^{-1}$; es handelt sich um Schwemmfächermaterial aus einer Hangrille der steileren südexponierten Flanke

Ohne Einschränkungen konnte in jedem Bereich der Tiefenlinie ein tiefschwarzes, humoses und sehr tonhaltiges Material festgestellt werden, welches sich stets an der Basis des Sedimentpaketes erbohren lies. Es erreichte maximale Mächtigkeiten von bis zu 70 cm und dünnte nachweislich zu den Rändern der Tiefenlinie hin aus. Wie in Tab. 3 (S. 119) ersichtlich wird, deuten sich bestimmte, die Mächtigkeit der Sedimentschicht betreffende, Trends an. Bleibt während der ersten beiden Bohrungen (S8 und S7) die Mächtigkeit des schwarzen Materials, mit 20 cm, bei einer starken Zunahme der Gesamtmächtigkeit des Sedimentpakets relativ konstant, so ist bei Bohrung S6 ein Anstieg im schwarzen Material, bei gleich bleibender Gesamtsedimentstärke zu verzeichnen. Bohrung S5 verbucht sogar eine Abnahme bei beiden Werten, worauf sich die schwarze Schicht in S1 und in der jenseits des Fahrweges abgeteuften Bohrung S2 bei 60 cm einregelt und das gesamte Sedimentpaket kontinuierlich auf 380 cm anwächst. Diese Werte lassen sich in folgender Weise dem optisch wahrnehmbaren Relief des Dellensystems zuordnen. Während S8 zunächst lediglich im Einzugsgebiet des Hauptdellenzuges angesiedelt ist, wird S7 schon zusätzlich durch das Material einer zumündenden Nebendelle gespeist. In S6 trifft noch eine weitere große Seitendelle auf die Haupttiefenlinie. Nun verengt sich unterhalb von S6 die Delle stark; zusätzlich ist in diesem Bereich eine Versteilung des Dellenbodens zu registrieren. Kurz vor S5 weitet sich die Tiefenlinie unter erneuter Verflachung des Dellenbodens und besitzt bis zu S1, kurz oberhalb des Fahrweges, einen sich stetig verbreiternden, regelrecht sohlenartigen Charakter.

Eine weitere Erläuterung, mit Einbezug der Kennwerte für Korngrößenverteilung und der Gehalte an organischer Substanz, soll in einem gesonderten Abschnitt zu den Schwarzen Sedimenten, in einem späteren Kapitel erfolgen.

An dieser Stelle soll allerdings noch auf die dunkelgrau-schwarzen Sedimente im Kuppenbereich des südlichen Rückens in Q1 aufmerksam gemacht werden. Entgegen der auf anderen Kuppen erbohrten Ah-Horizonte, besitzt dieses Material in den Profilen V6 bis 42 einen leicht gräulichen, seidigen Glanz, wirkt homogener und weniger aggregiert und lässt zudem einen unterlagernden Lessivierungshorizont vermissen. Es wurden sonst keine weiteren dunklen Horizonte außerhalb der Tiefenlinien erbohrt, dieser Standort zeichnet sich vermutlich durch die Lage am Unterhang eines konkaven Abfalls, des parallel zur Delle verlaufenden Rückens, aus.

Die Differenzierung des restlichen Sedimentpaketes der Tiefenlinie betreffend muss festgehalten werden, dass zwar bestimmte Schichtungen vorhanden waren, dunklere, bzw. humosere Schichten, mit Anzeichen auf etwaige Stabilitätsphasen, konnten im Gelände und nach einer Auswertung der Laborergebnisse jedoch nicht ausgewiesen werden. Einzig ein im Profilschnitt Q2, in den Bohrungen 14, 15 und 16 vorgefundener, 25 bis 30 cm mächtiger Horizont, fiel durch seine fleckig schwarz-braune Färbung auf.

Sämtliche differenzierbaren Schichten der Schappenbohrungen wurden im Labor auf Korngrößenverteilung, pH-Wert und z.T. auf den Gehalt an organischer Substanz untersucht, um eventuelle, im Gelände nicht zu erkennende Muster, aufzudecken. Die markantesten Profile, die zudem Eingang in die Profilquerschnitte fanden, sind in den Abbildungen 5.12 bis 5.15 (S.99) dargestellt. Gemeinsam sind sämtlichen Abfolgen der kolluvialen Schichten ein allmählicher Anstieg der Tongehalte mit der Tiefe, sowie eine Abnahme der Grobschlufffraktion. Damit einher geht ein stetiger Abfall der pH-Werte, lediglich Schappe 4 des Querschnitts Q2 verzeichnet eine Zunahme in tieferen Schichten, der starke Anstieg in S8 des Querschnittes Q5 resultiert aus den, unterhalb des Kolluviums ansetzenden, Bt- und Btv-Horizonten. Die Gehalte an organischem Kohlenstoff besitzen zunächst ein Maximum in den oberflächennahen Schichten und sinken auf ein Minimum in den mittleren Bereichen der Kolluvien. Innerhalb der schwarzen Schicht steigen die C_{org} -Werte auf ein sekundäres Maximum, im Falle der Bohrungen S8 und S6 übersteigen sie sogar die Werte der oberflächennahen Schicht bei Weitem, in S1 fallen sie jedoch hinter jene zurück. Eine weiterführende Differenzierung der Kolluvien fällt, abgesehen von bereits genannten Tatsachen, einigermaßen schwer; eindeutig hervortretende Marker-Horizonte bleiben aus.

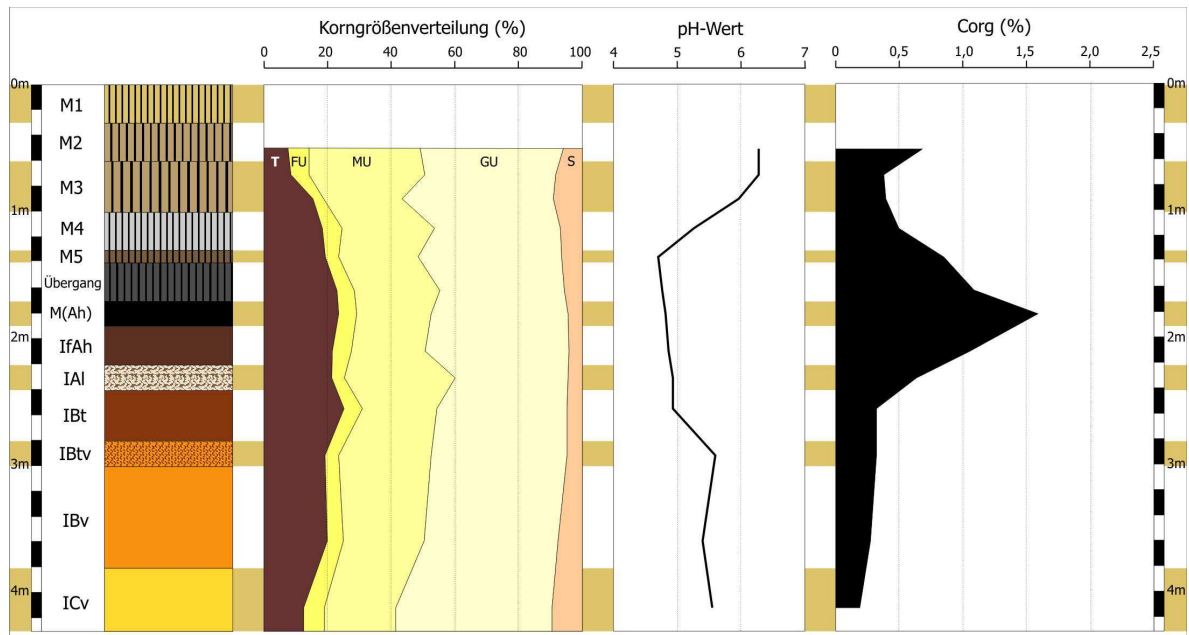


Abbildung 5.12: Analytik des Tiefenlinienprofils der Bohrung S8 im Querschnitt Q5

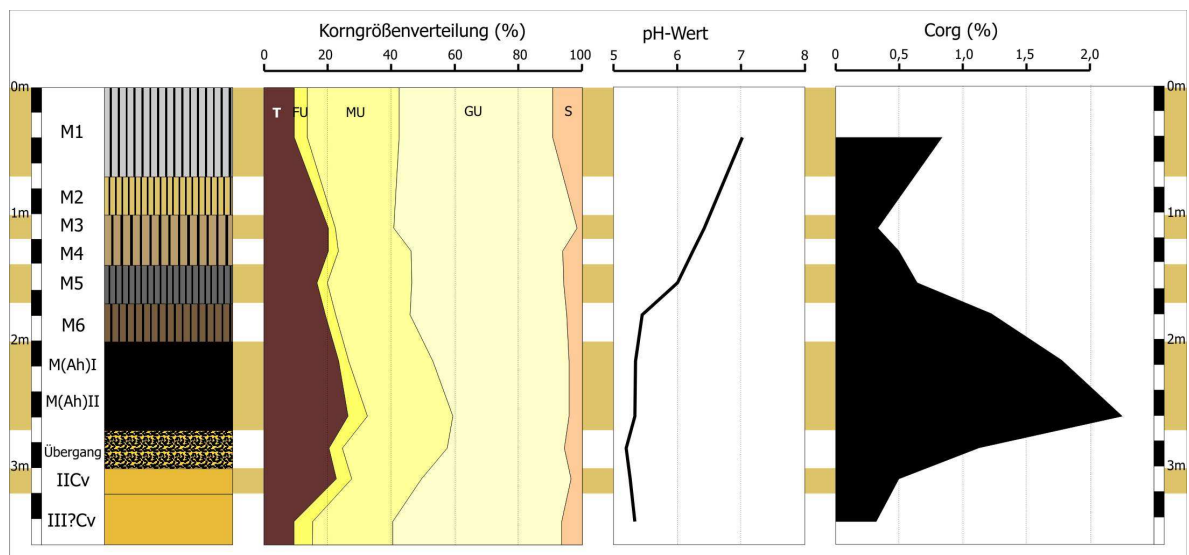


Abbildung 5.13: Analytik des Tiefenlinienprofils der Bohrung S6 im Querschnitt Q3

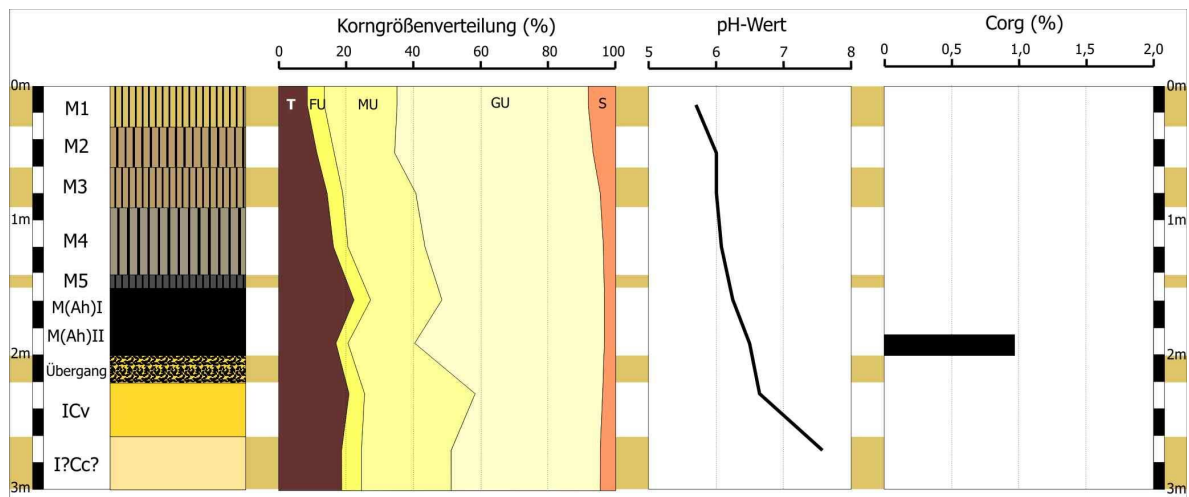


Abbildung 5.14: Analytik des Tiefenlinienprofils der Bohrung S4 im Querschnitt Q2

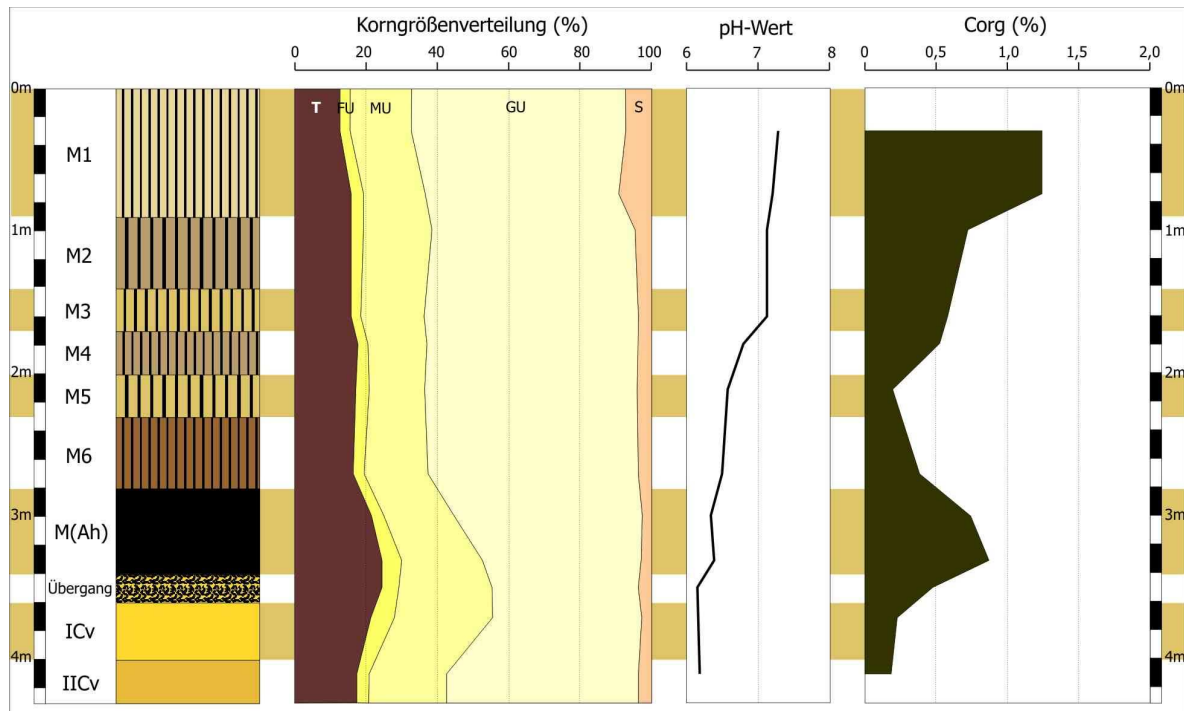


Abbildung 5.15: Analytik des Tiefenlinienprofils der Bohrung S1 im Querschnitt Q1

Eine ausgeprägtere Heterogenität weisen die Profile unterhalb der Kolluvien auf (siehe Längsprofil – Anhang A.8).

Zeigten sich in den Profilschnitten die Böden auf der südexponierten Seite, mit einsetzendem Kolluvium, i.d.R. vollständig erodiert, so zogen sich auf der nordexponierten Seite teilweise erhaltene Böden und Bodenreste bis in die Tiefenlinie, unterhalb der rezenten Oberfläche des Sedimentkörpers. Auf die Asymmetrie wurde bereits eingegangen, doch soll hier die totale Erosion sämtlicher Böden in der unmittelbaren Tiefenlinie der Delle, an der Basis des Sedimentpaketes, hervorgehoben werden. Einzig Bohrprofil S8 im Querschnitt Q5 weicht von diesem Muster ab. Hier wurde unterhalb des Kolluviums eine vollständig erhaltene, pseudovergleyte Parabraunerde mit der Abfolge Ah – Al – Bt – Btv – Bv – Cv erbohrt. In allen anderen Profilen wird die schwarze Schicht an der Basis von einem entkalkten, lösslehmartigen Material unterlagert, an welches sich in den Querschnitten Q3 und Q1 ein, den sonstigen Cv-Horizonten gleichender, entkalkter Löss anschließt. Im Querschnitt Q2 wird dieser von kalkhaltigem, nahezu typisch äolisch erscheinendem Löss, ersetzt. Der angeschnittene Lösslehm zeigt in sämtlichen Bohrungen, bis in eine gewisse Tiefe, Anzeichen starker Hydromorphierung, welche dem Einfluss von Grund- und Sickerwasser geschuldet ist. Die marmorierten Horizonte weisen mit durchschnittlich 20 bis 24 Prozent, einen um etwa 4 bis 6 Prozent höheren Tongehalt als die unterlagernden Lössschichten auf. Das sich im Hangenden anschließende Kolluvium ist in den unteren Bereichen stark mit Roststichen und

Bleichflecken durchsetzt. In der Bohrung S6 des Querschnitts Q3 folgt unter dem Peak des Tongehaltes im unteren Teil der schwarzen Schicht, auf einen Rückgang in der Übergangszone, ein erneuter Ausschlag mit 22,8 Prozent im Lösslehm, worauf sich eine weitere Lösslehmschicht mit 9,5 Prozent Ton anschließt. Der abnehmende Ton wird quasi durch Grobschluff ersetzt, zudem kommt es zu einem Anstieg der Grobsandfraktion und einer qualitativen Verschiebung eben dieser von 80 Prozent Fe/Mn-Konkretionen hin zu 70 Prozent überwiegend kantengerundetem Quarz. Auch in der Bohrung S4 des Querschnitts Q2 steigt der Tongehalt unterhalb der schwarzen Schicht auf 20,9 Prozent und sinkt anschließend im kalkhaltigen Löss auf 18,7 Prozent. Auch hier wird der Tonabfall durch Grobschluff kompensiert, wobei gleichsinnig zum Ton auch der Mittelschluff abnimmt. Wenige Meter entfernt, im eigentlichen Zentrum der Tiefenlinie, ist zwischen die schwarze Schicht und den kalkhaltigen Löss, ein stärker pseudovergleytes und aggregiertes Material, mit noch höheren Tongehalten von 24,1 Prozent, geschaltet. Dieses Bild wird schließlich in S1 des Querschnitts Q1 erneut bestätigt, wo innerhalb zweier, das Kolluvium unterlagernder, Lösslehmschichten, ebenfalls Ton und Mittelschluff zugunsten des Grobschluffs abnehmen.

Da in den oben abgebildeten Diagrammen der Korngrößenverteilung die Unterschiede in den einzelnen Fraktionen für die verschiedenen Schichten optisch relativ schwer zu erfassen sind, wurden die Kenndaten für die Tiefenlinien zusätzlich als Kornverteilungskurven in Form von Liniendiagrammen dargestellt (Anhang A.18). Exemplarisch sollen die Ergebnisse für die Bohrungen S8 und S7 erörtert werden.

Im Profil S7 (Abb. 5.16 a) fallen die kolluvialen Schichten M1 bis M5 durch ihre relativ gleichsinnige Korngrößenverteilung, mit den Maxima im Grobschluffbereich und den,

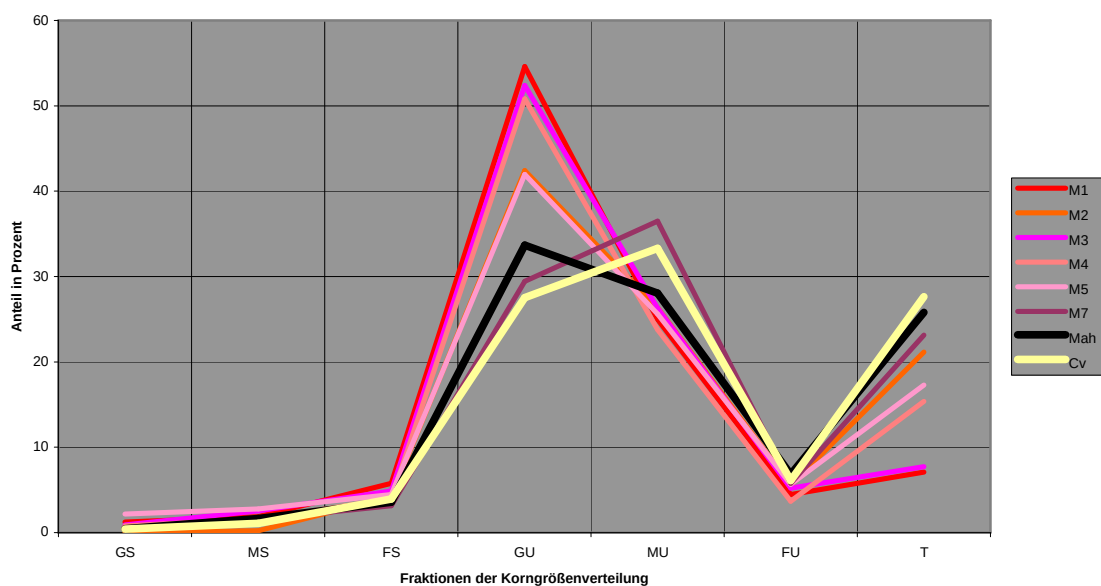


Abbildung 5.16 a: Liniendiagramm der Kornverteilungskurven für das Profil S7

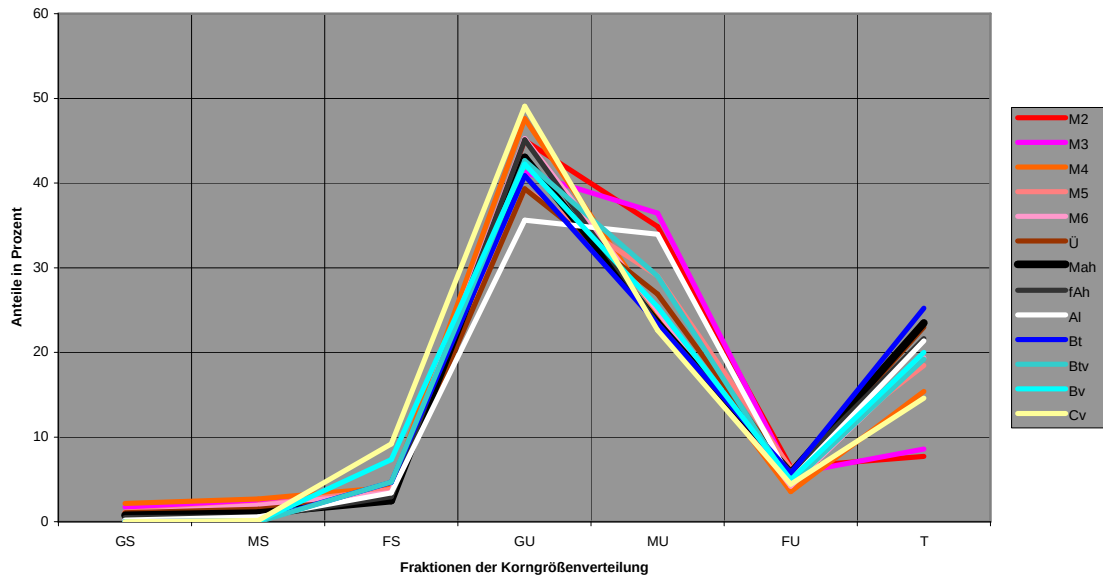


Abbildung 5.16 b: Liniendiagramm der Kornverteilungskurven für das Profil S8

im Vergleich, geringsten Werten der Mittelschluff-, Feinschluff- und Tonfraktionen auf. Eine gegenteilige Verteilung weist der Lösslehm an der Basis der Bohrung auf, indem er vergleichsweise lediglich die Hälfte an Grobschluff besitzt und mit dem höchsten Tongehalt und den jeweils zweithöchsten Werten für Mittel- und Feinschluff aufwartet. Genau in der Mitte dieser Extrema finden sich die Werte für Korngrößen der schwarzen Schicht ein. M7 stellt mit der schwarz-braunen Färbung womöglich einen Übergangshorizont dar, im Gelände stachen eindrücklich große Eisenanreicherungen ins Auge.

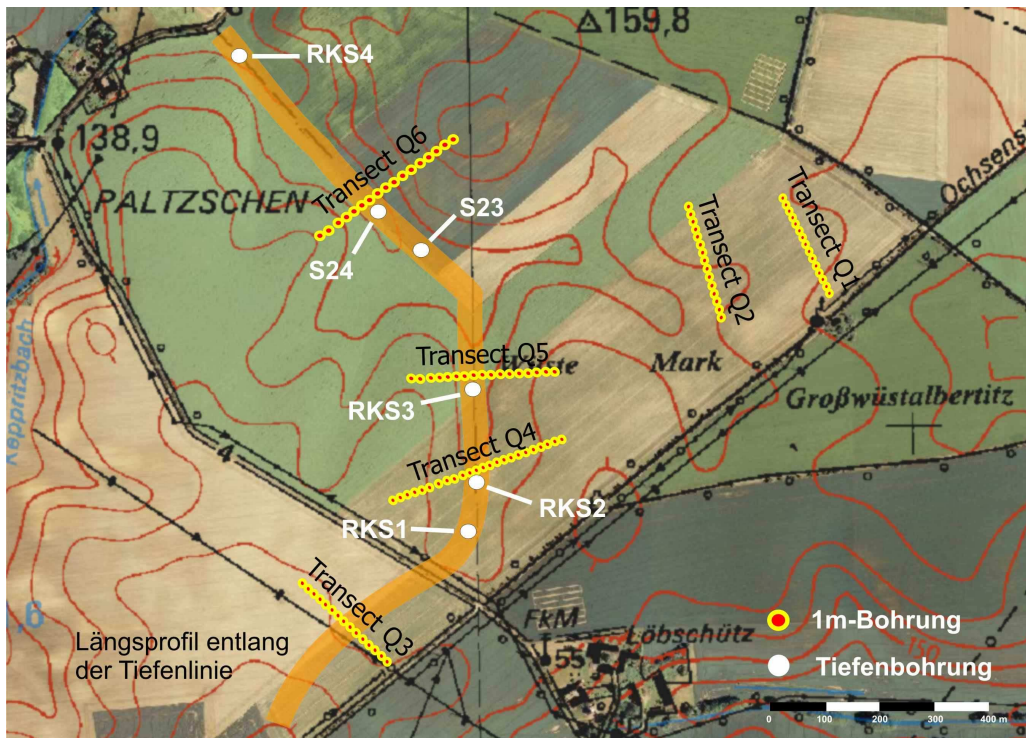
Die Bohrung S8 im Querschnitt Q5 (Abb. 5.16 b) durchtäuften das komplett erhaltene Parabraunerdeprofil an der Basis des Kolluviums. Offensichtlich sind für den entkalkten Löss im Liegenden, die Höchstwerte im Grobschluff und die niedrigsten Werte für den Mittelschluff, wobei sich Feinschluff und Ton im unteren Drittel ansiedeln. Im Grobschluff ist eine Abnahme vom Cv, zu Bv und Btv, hin zum Bt und schließlich zum Al-Horizont zu vermerken. In der Tonfraktion verläuft der Trend, mit Ausnahme der niedrigeren Werte für den Al, genau gegenläufig, mit dem Maximum im Bt-Horizont. Ähnliches gilt für den Feinschluff. Im Mittelschluff zeichnet sich der Al durch besonders hohe Werte aus, worauf Bv und Btv, und schließlich der Bt folgen. Das schwarze Sediment und der fossile Ah nehmen dicht beieinander eine mittlere Position ein, tendieren im Mittelschluff aber zu niedrigeren und im Ton zu höheren Werten. Die oberen Schichten des Kolluviums sind in diesem Profil wesentlich stärker gestreut. Tendenziell neigen sie im Grobschluff und diesmal auch im Mittelschluff zu höheren Werten, hingegen im Ton eher zu niedrigeren.

In den aufgeführten, stark tonigen Lösslehmschichten im Liegenden der Kolluvien und insbesondere den Bohrungen S5, S6 und S8, ist eine weitere Eigentümlichkeit zu vermerken. So sind diese Schichten von ebensolchen anthrazitfarbenen Schlieren durchzogen, wie sie auf den Kuppen und Rücken zu finden sind. Nur sind sie hier wesentlich gleichmäßiger als dünne Beläge der polyedrischen Aggregate verteilt, wodurch das Material im Anschnitt wie fein lamelliert wirkt. Die schwarzgrauen Schlieren schienen des Öfteren waagrecht orientiert zu sein.

5.3 Dellensystem bei Löbschütz

Dieses Dellensystem befindet sich etwa 2 km nordwestlich von Lommatzsch (siehe Abb. 5.2) und schließt sich ebenso wie das Zehrener Dellensystem direkt an die nördlich verlaufende Lössrandstufe an. Das Einzugsgebiet erstreckt sich über eine sechsfach größere Fläche als das System bei Zehren. Zunächst erscheint die Fläche durch zahlreiche, gleichrangige Dellenzüge zergliedert zu sein, welche früher oder später zusammen münden und damit eine dominante Tiefenlinie ausbilden. Diese Tiefenlinie mündet nach einer Lauflinie von rund 700 m in den Keppritzbach, welcher sich nach 10 km nördlicher Laufrichtung mit der Jahna vereint, die weitere 6 km weiter in die Elbe mündet. Von der bisweilen 20 m tief eingeschnittenen Haupttiefenlinie verzweigen sich die tributären Dellenzüge fächerförmig und raumgreifend in das Hinterland und vereinnahmen so ein herz- oder nierenförmiges ausladendes Einzugsgebiet. In Anbetracht des zu erwartenden Arbeitsaufwandes wurde neben der Hauptdelle eines der Teileinzugsgebiete flächendeckend bebohrt (siehe Abb. 5.17, S. 104), zudem zeichnete sich eine sehr sanft gewölbte Hangdelle, im östlichen Teil des Einzugsgebietes, für eine Kartierung aus.

Auch dieses Dellensystem ist in einem Gebiet höchster Lössmächtigkeiten befindlich, nirgends wurde ein andersartiges, dem Löss fremdes Substrat, erbohrt. Die Motivation für die Wahl dieses Dellensystems ist durch die Lage im zentralen Teil der Lommatzscher Pflege und insbesondere durch die Zugehörigkeit zum sogenannten Lössplateau begründet. In KRAMERS „Naturräumlicher Gliederung des Mittelsächsischen Lössgebietes“ (1971) findet dieses Gebiet Eingang als „Flachwellige Lösshochfläche mit dunkelgrauer Parabraunerde“. Bei Flüchtigem Blick eröffnet sich hier eine flachwellige Landschaft mit steter Abfolge von abgerundeten Rücken und Riedeln und eingebetteten, eingewölbten Dellen. Bei näherer Betrachtung offenbart sich jedoch auch hier ein starker Zergliederungsgrad. Die zum Teil tief eingeschnittenen Bachläufe des Keppritzbaches im



Auf Datengrundlage der „b@siskarte sachsen“ des STAATSBETRIEBES GEOBASISINFORMATION UND VERMESSUNG SACHSEN (2008)

Abbildung 5.17: Lage der Bohrpunkte im Dellen system bei Löbschütz

Norden und des Ketzerbaches im Süden, greifen mit ebenso tief eingeschnittenen Nebenläufen weit in die Hochfläche hinein, so im Falle des, direkt in Löbschütz am Südrand des Dellen systems entspringenden Zscheilitzwassers. Diese Bachläufe zergliedern die Randbereiche der Hochfläche sehr stark, oftmals haben sich auch die größeren Dellenzüge samt ihrer Flanken, als Vermittler zwischen Hochflächen und Tiefenlinien, auf die Niveaus der Vorfluter eingestellt. Letztendlich ergibt sich das Bild eines von tiefen Tälern eingerahmten Riedels, der in den höheren, zentralen Bereichen noch von sanft gewölbten Mulden gegliedert wird, welche sich mit zunehmender Entfernung vom Wasserscheidenbereich, jedoch immer stärker zu tief eingeschnittenen Dellenzügen entwickeln.

5.3.1 Verteilungsmuster der Böden

Die Profilquerschnitte Q1, Q2 und Q3 (Anhang A.10 bis A.12) vermitteln den eben besprochenen Charakter sanft gewölbter, schwach reliefierter Hochflächenbereiche, wobei die senkrecht zu den Querschnitten verlaufenden Tiefenlinien meist eine stärkere Neigung als die eigentlichen Dellenflanken vorweisen. Flächen übergreifend sind abermals Parabraunerden

ausgebildet, eine dunklere oder graue Färbung der Unterböden wurde nicht beobachtet. Im Querprofil Q1, im Bereich des östlichen Teileinzugsgebietes, dokumentieren sich verhältnismäßig gut erhaltene Bt-Horizonte entlang des gesamten Profils, lediglich am Oberhang der SSO-exponierten Dellenflanke wird, im Bereich der Bohrung 12, der unterlagernde Bv-Horizont angeschnitten. Die ehemalige Geländeoberfläche scheint hier eine Aufwölbung besessen zu haben. Des Weiteren wurden auf dem südlichen Rückenbereich, in den Bohrungen 1 und 3, geringmächtige Säume eines Btv-Horizontes erfasst. Im Querschnitt Q2, etwa 200 m unterhalb von Q1, erwies sich der Tonanreicherungshorizont als wesentlich stärker aufgelöst. So wurde er auf der NNW-exponierten Seite, am Unterhang (Bohrung 4) und direkt auf der Kuppe (Bohrung 1), bis in den Bv-Horizont erodiert. Der nördliche Rücken zeigte sich als wesentlich stärker von der Erosion beeinträchtigt, so wurde ein Bt lediglich als inselhafter Rest in der Bohrung 17, im randlichen Kulminationsbereich, registriert. In den Bohrungen 13 und 14 wurde er samt des Btv bis in den Bv abgetragen, die Btv-Horizonte erscheinen in verschiedenen mächtigen Ausprägungen in den jeweiligen Kuppen- und Oberhangbereichen. Im weiteren Bereich der Tiefenlinie wurde kein Btv vorgefunden, zudem wies der südliche Rücken unterhalb des Bv-Horizontes keinen entkalkten Cv auf.

Die kartierte Süd-Delle hat ihren Ursprung jenseits der von Löbschütz nach Paltzschen führenden Strasse, in der NO-exponierten Flanke einer etwa 177 m über NN aufragenden Erhebung. Der diese Flanke, in mittlerer Höhe, schneidende Querschnitt Q3 (Anhang A.12) durchläuft von Norden nach Süden zunächst eine relativ breite, als Ursprungsmulde zu deklarierende, Geländeform und anschließend eine schmalere, steilwandigere, rinnenartige Vertiefung. In der breiteren Mulde sind die Bt-Horizonte in ausgesprochen mächtiger Form erhalten, im zentralen Bereich (Bohrungen 11 bis 13) finden sich sogar Reste eines Lessivierungs- und eines fossilen Ah-Horizontes. In den Mittelhangbereichen erfuhren die Bts eine leichte Abtragung, auf dem nördlichen Rücken fiel diese etwas stärker aus, ohne jedoch den Bt zu durchschneiden. Die südöstliche rinnenartige Vertiefung wurde beinahe bis auf den Cv-Horizont erodiert, die Erosion erfolgte dabei vermutlich längs entlang der Tiefenlinie, da sich die Flanken als zu kurz für die Ausbildung linearer Erosionsformen erweisen. Die Bv- und Btv-Horizonte unterhalb des Bt treten z.T. nebeneinander auf, gehen aber gelegentlich auch ineinander über. Die Anordnung scheint zunächst regellos. Die Querschnitte Q4 und Q5 besitzen zunächst eine stärkere Reliefierung, die Erosionsbeträge fallen jedoch nicht so stark aus, wie man zunächst vermuten würde. So sind in Q4, in der im östlichen Teil durchbohrten Seitenmulde, ähnlich den vorangegangenen Profilschnitten, die Bt's gut erhalten und werden erst auf der, die Mulde von der eigentlichen Tiefenlinie

abgrenzenden, spornartigen Erhebung angeschnitten. Sind auf dieser Erhebung Bv und Btv zunächst noch erhalten, so werden sie mit dem Übergang in die zur Tiefenlinie herabführenden Flanke, vollständig erodiert, bis der mittlerweile von Kolluvien bedeckte Unterhang, durch an die Oberfläche tretenden kalkhaltigen Löss gekennzeichnet ist. Unter der Basis des Kolluviums treten an einer, von diesem überlagerten, Diskordanz die Bodenhorizonte wieder in Erscheinung und streichen unter der Tiefenlinie bis zum Mittelhang hinauf, wo sie erneut der Erosion anheim fallen. Diese greift hier am oberen Mittel- bis Oberhang bis in den Btv Horizont, welcher durchgängig im Profilschnitt auftritt, bis schließlich im Übergang zum randlichen Kulminationsbereich Bt- und sogar Al-Horizonte auftreten. Letztere sind, mit Unterbrechung in Bohrpunkt 2, auch für den östlichen Kuppenbereich festzuhalten.

Ähnlich gestaltet sich das Bild im Querschnitt Q5 (Anhang A.14) mit noch schmalerem Tiefenlinienbereich und steiler aufschießenden, längeren Dellenflanken. Auch hier sind die Böden im unteren Mittelhangbereich bis auf den kalkhaltigen Löss erodiert, nur geschah dies hier auf der gegenüberliegenden, der ostexponierten Seite. Der Bt setzt nach Westen hin erst im obersten Oberhangbereich wieder ein, ist aber im restlichen Querschnitt durchgängig und in der Tiefenlinie sogar besonders mächtig, ausgeprägt. Auch in Q5 sind auf dem östlichen Rücken (Profil 0) Reste des Lessivierungshorizontes erhalten. In Bohrpunkt 4 wurde der Boden am Mittelhang zwar stark erodiert, trotz dessen sind hier noch minimale Reste des Bt erhalten. Ein Btv-Horizont ist in Kuppenlage, sowie in der Tiefenlinie ausgebildet. Die Kartierung des Querschnitts Q6 (Anhang A.15), durch eine Engstelle der großen, zum Keppritzbach hinführenden Hauptdelle, erbrachte wiederum ein konträres Bild der Erhaltungsstadien der Böden. Am markantesten gestaltet sich die totale Ausräumung der Böden in der Tiefenlinie. In den Randbereichen sind jeweils Reste der ehemaligen Bodendecke unter den Kolluvien erhalten, worauf sich auf beiden Seiten an den Unterhängen eine starke Erosionstendenz offenbart. Vor allem auf der SW-exponierten Flanke sind die Böden entlang eines ehemaligen konvexen Hangknickes und einer ihm folgenden Steilstufe bis auf den kalkhaltigen Löss abgetragen. Im Mittelhang setzen die Böden erneut ein und tragen auf der Kuppe Al-Horizonte. Auch am gegenüberliegenden Hang setzt der Bt am Mittelhang wieder an, wurde aber nahe dem Kulminationsbereich wieder abgetragen. Der südwestliche Kuppenbereich wird durch einen Rücken gebildet, der gleich einem Sporn zwischen senkrecht auf die Tiefenlinie zuführenden Dellen, in eben diese Tiefenlinie hineinragt und so zu einer Verengung der gesamten Delle führt.

In Verbindung mit den am Mittelhang auslaufenden Bodenhorizonten treten auch in diesem Dellensystem markante konvexe Hangknick auf. So befindet sich im Querschnitt Q2 zwischen Bohrung 15 und 16 ein leichter Knick mit einer sich darüber anschließenden Verflachung, in Q3 liegt jener zwischen Bohrung 17 und 18, und in Q4 ist eine Hangkante im Bereich der Bohrung 22 zu beobachten. Im Querschnitt Q5 wurde die Hangkante zwischen den Bohrpunkten 10 und 11 vermerkt und der Querschnitt Q6 der Hauptdelle besitzt deren zwei, einmal am Bohrpunkt 4 und eine weitere, stark ausgeprägte, an der Bohrung 14. Auch wurden zahlreiche, durch infiltrierte Ton-Humus-Komplexe markierte Unterböden erbohrt, welche sich i.d.R. in bestimmten Geländepositionen konzentrierten. Im Querschnitt Q1 wurden die Bt-, bzw. Btv-Horizonte des Tiefenlinienbereiches, vor allem der Bohrungen 7, 6½ und 8, von tiefschwarzen Tonschlieren durchzogen. Dahingegen besaßen die Toninfiltrationen und Tonbeläge im Querschnitt Q2, welche in sämtlichen Bt- und Btv-

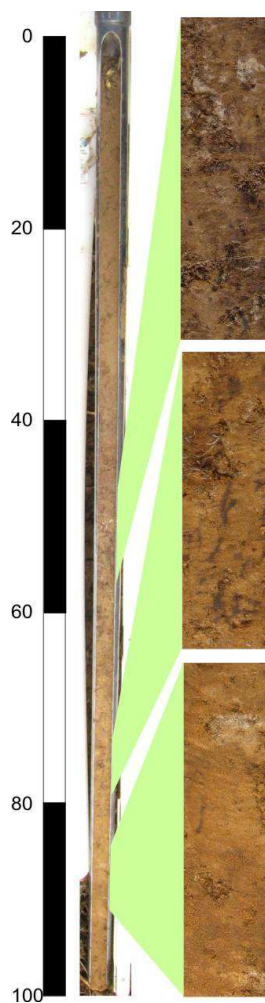


Abbildung 5.18:
Profil 0 in Q5

Horizonten auftraten, eine kräftige schokoladenbraune Färbung, lediglich in der Bohrung 12½ zeigte sich im kalkhaltigen Cn-Horizont eine mehrere Zentimeter große schwarz-braune Tonanreicherung. In Q3 waren anthrazitfarbene Ton-Humus-Komplexe in den oberen Lagen der Erhebung (Bohrungen 2, 6, 7, 9, 18 und 19), sowie in den Al- und Bt-Horizonten der Tiefenlinie (Bohrungen 11, 13 und 14) zu finden. Ganz ähnlich gestaltete sich das Bild in den unteren beiden Querschnitten der südlichen Delle. Neben die Ton-Humus-Infiltrationen in den oberen Rückenbereichen (Q4: Bohrungen 1, 2, 3, 22, 23, 24, 24V; Q5: Bohrungen 0 und 15), traten jene der zentralen Tiefenlinien (Q4: Bohrung 18 und RKS2; Q5: RKS3), die hier in den Bt-Horizonten mit Längen bis 5 cm vorkamen. Im Querschnitt Q4 werden zusätzlich die gesamten Unterböden der östlichen Nebenmulde von dunklen Ton-Humus-Infiltrationen durchdrungen, vereinzelt traten sie auch in den Bohrungen 4 und 5 in Q4 auf. Querschnitt Q6 zeigte sich lediglich auf der nordöstlichen Wasserscheide (Bohrungen 21 bis 19) von schwarzen Infiltrationen geprägt.

Ein Umstand, welcher gelegentlich innerhalb der Bt-Horizonte auftrat, wird in der Bohrung 0 des Querschnitts Q5 deutlich (Abb. 5.18). Hier folgt auf den homogen braun-grauen, mehligem Ap-Horizont, ein im Gesamteindruck ebenfalls nur

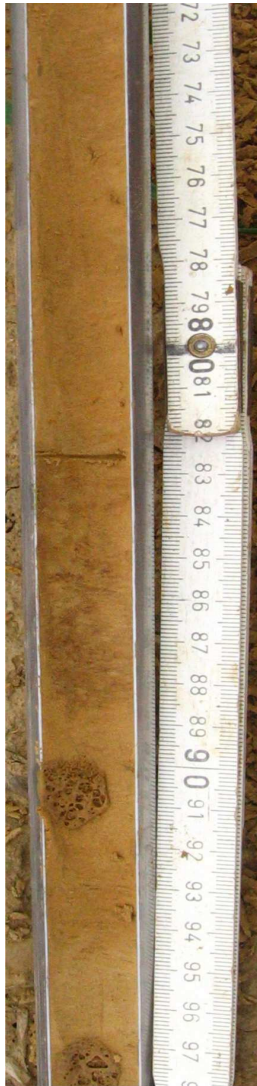


Abbildung 5.19:
Profil 5 in Q6

schwach toniger Al, der vor allem auf den Oberflächen seiner polyedrischen Aggregate von nahezu reinen weißen Partien gekennzeichnet wird. Diese Grobschluff- und Feinsandnester ziehen sich innerhalb des tonigen Bt bis in 1 m Tiefe, kommen hier allerdings wesentlich sporadischer vor. Die in ähnlichen Lagen beprobten Bt-Horizonte wiesen allesamt einen pH-Wert von 6,4 bis 6,7 auf.

Auf dem Mittelhang der SW-exponierten Dellenflanke des Querschnitts Q6 konnte ein weiteres Phänomen dokumentiert werden, das mancherorts im Dellensystem Verbreitung fand. So ist der Cv-Horizont der Bohrungen 3, 4 und 5 im oberen Bereich durch die Unterlagerung der Lamellenfleckenzone gekennzeichnet, worauf sich ein stärker homogenes, leicht dunkler und rötlich gefärbtes Material anschließt. Dieses wirkt in der Bohrung 5 (Abb. 5.19) etwas toniger als der über- und unterlagernde Löss, bzw. Lösslehm und greift bis in den kalkhaltigen Löss hinein. Direkt unterhalb der Kalkgrenze folgt ein sechs Zentimeter messender Bereich mit kräftigen Manganwolken und Eisenstichen. Etwa 13 cm unterhalb der Kalkgrenze geht der leicht rötliche Horizont in homogen ockerfarbenen, mehligen Löss über, der durch eine starke Ansammlung von Manganpunkten gekennzeichnet wird.

5.3.2 Verteilungsmuster der Kolluvien

Die Verbreitung und Differenzierung der Kolluvien, sowie die zu deren Ablagerung hinführenden Prozesse erwiesen sich weitestgehend als wesensgleich mit den, für das Dellensystem Zehren aufgeführten Gegebenheiten. Die Tiefenlinienbereiche der Seitendelle (Q1 & Q2) werden flächig von bis zu einem Meter mächtigen Kolluvien bedeckt, die sich in verschiedene, meist einen M(Ap) aufweisende Schichten untergliedern lassen. Vor allem an den erodierten Mittelhängen laufen diese Kolluvien aus, um auf den Kuppen wiederum flächenhaft einzusetzen. In Querschnitt Q2 lässt sich in Bohrung 7 bereits ein Tiefenlinienkolluvium ausweisen.

Die Ursprungsmulde der Süd-Delle wird flächendeckend bis auf die Kuppen mit Hangkolluvien bedeckt. Diese setzen im Bereich der eingetieften Rinne auf einer Distanz von 50 m aus, wobei lediglich in der am tiefsten gelegenen Bohrung 4 (Q3) ein geringmächtiges Sediment vorgefunden wurde. Die Kolluvien schlagen zwar im unteren Teil der Süd-Delle in relativ zügig am Hang austreichende Sedimentpakete um, doch treten sie bis zum Ausgang der Delle in den Querschnitten als mengenmäßig gleich dimensioniert auf. Die im unteren Drittel in die Delle einmündende Seitenmulde weist im Querschnitt Q4 eine, mit der Tiefenlinie deckungsgleiche, Menge an kolluvialen Sedimenten auf. Im Bereich der begrenzenden Rücken konnten in keinem weiteren Dellenabschnitt Kolluvien beobachtet werden.

Auffällig ist, dass nirgends kalkhaltiges Kolluvium erbohrt werden konnte. In Anbetracht der guten Erhaltungsstadien der Böden liegt dies in der Ermangelung angeschnittener CaCO_3 -führender Horizonte begründet.

Auch in diesem Dellensystem konnte das Vorkommen Schwarzer Sedimente beobachtet werden. Erscheinen diese in der Seitendelle des östlichen Teileinzugsgebietes, im Querschnitt Q2, noch flächenhaft im Tiefenlinienbereich zwischen den Unterhängen, so sind sie nicht weit entfernt, im Querschnitt Q1 lediglich als isolierte Vorkommen in den Bohrungen 7, 8½ und 9 verbreitet. In der Süd-Delle fehlen sie bis zu einer Laufstrecke von 720 Metern vollständig (siehe Längsprofil, Anhang A.16) und setzen hier im Bereich der stärksten Neigung der Tiefenlinie ein, wobei sie Mächtigkeiten von 70 cm erreichen. Nach dem Einmünden der Süd-Delle in die Hauptdelle verjüngt sich die Schwarze Schicht auf etwa 30 cm (S23 und S24).

In der Hauptdelle fiel in den Bohrungen S23 und S24 zum ersten Mal eine stark dunkelgrau gefärbte, tonige Schicht mit einer vertikalen Ausdehnung von 15 bis 20 cm ins Auge, die eventuell eine humose Oberbodenbildung einer Stabilitätsphase darstellen könnte. Die partielle Beprobung der Bohrung S24 und die anschließende Bestimmung des Gehalts an organischem Kohlenstoff, erbrachten mit 1,4 Prozent den Maximalwert für die Schwarze Schicht und mit 1,08 Prozent einen weiteren Ausschlag im erwähnten dunkelgrauen Material.

Im Mündungsbereich der Delle in die Aue des Keppritzbaches manifestiert sich in Form der Rammkernsondierung RKS4, der Verzahnungsbereich zwischen Kolluvien des Dellensystems und Auensedimenten des Bachlaufes. Eine Korrelation mit der in S24 erbohrten Schichtung scheint zunächst nicht möglich, folgt doch bereits in 200 cm Tiefe ein bläulich-dunkelgraues Material, das von tief-schwarzem, faulig riechendem und Pflanzenreste führendem Torf unterlagert wird. Zwischen, über und unter diese Schichten drängen sich jeweils weniger als zehn Zentimeter mächtige, tonige und schmierige Ablagerungen, welche



Abbildung 5.20 a/b: Feinschichtiges Material innerhalb eines Sedimentfächers am Unterhang; als Transportbahn fungiert eine durch die Bewirtschaftung bedingte Fahrspur

weiß-grau gefärbt sind und Unmengen an Schnecken führen. Trotz der 40 bis 50 m messenden Entfernung der Bohrung vom eigentlichen Auenrand, offenbart sich der weit in die Delle greifende Einfluss der Aue.

Im Übergangsbereich zwischen Dellenflanke und Tiefenlinie wurde am SW-exponierten Hang des Querschnitts Q6, in den Bohrungen 9 bis 13, ein stark dunkel-graues bis dunkel-rotbraunes Material mit hohem Tongehalt erbohrt, dass sich durch bis zu vier Millimeter große Quarzkörner und zahlreiche Körnchen und Feinwurzeln auszeichnete. In den obersten 42 cm konnten Spuren von Kalk registriert werden, in etwa 60 cm Tiefe kamen ein größeres silberschwarzes Mineral, Holzkohle und ein Knöchelchen zum Vorschein. Unter dem Mikroskop ließen sich zudem Schnecken und verschiedene, sonst nicht vorkommende Minerale erkennen. Der Übergang zum kalkhaltigen Löss wurde durch ocker-graue Wolkenstrukturen markiert.

Auf der Höhe des Querschnitts Q6 konnten im September 2008 infolge eines Starkregenereignisses die in Abb. 5.20 dargestellten Schwemmfächer beobachtet werden. Das Material wurde am Unterhang abgelagert, als Transportbahnen dienten senkrecht zum Hang verlaufende Fahrspuren. Wie in Querschnitt Q6 ersichtlich, queren die Abflussbahnen ab dem Mittelhang die bis in den Cv angeschnittenen Bodenhorizonte und werden somit nicht aus einem bestimmten Horizont gespeist. Eine Körnungsanalyse des in Abb. 5.20 b gezeigten Materials ergab folgende Verteilung der einzelnen Fraktionen (Abb. 5.21). Daraus geht hervor, dass bei der Erosion eines typischen Hanges des Lössgebietes derzeit Material mit minimalen Tongehalten und einem Maximum im Grobschluff (etwa 86 %) bereit gestellt wird. Die Mächtigkeit des Schwemmfächers von 3 cm

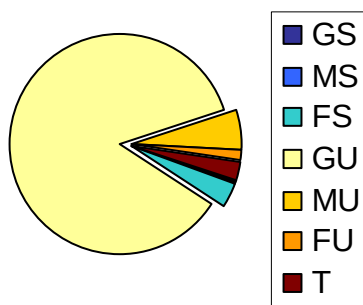


Abbildung 5.21: Korngrößenverteilung einer, aus einem Schwemmächer entnommenen Sedimentprobe

resultiert vermutlich aus einigen wenigen Starkregenereignissen.

Betrachtet man das Längsprofil der Süd-Delle und der sich unterhalb der Einmündung anschließenden Hauptdelle (Anhang A.16), so wird eine gewisse Stufung der Tiefenlinie sichtbar, sowie ein bestimmte Abfolge der, mit unterschiedlichen Mächtigkeiten ausgeprägten, kolluvialen Bedeckung. Im Süden läuft die von der Erhebung herab ziehende, pfannenartige Ursprungsmulde in einem relativ ebenen Bereich aus, welcher durch die Bohrung RKS1 markiert wird. Sind im

zentralen Bereich der Ursprungsmulde Kolluvien mit bis zu einem Meter Mächtigkeit verbreitet (Bohrung 12 des Querschnitts Q3), so bezeugt die Bohrung RKS1 erstaunlicherweise Sedimentmächtigkeiten von lediglich 45 cm, wobei die Kolluvien hier in starker horizontaler Ausdehnung auftreten (vgl. Abb. 5.37, S. 129). Genau hier treffen sich mehrere sanfte, von den umliegenden flachen Hängen herab streichende Mulden und vereinigen sich zu einer dominanten Tiefenlinie. Diese, nun bereits ein 15 ha umfassendes Einzugsgebiet entwässernde Tiefenlinie führt in Form einer rinnenartigen Eintiefung aus diesem ebenen Sammelbecken heraus und besitzt im Querschnitt Q4 bereits ein typisches, dellenartiges Querprofil. Mit der Einengung des, von Kolluvien bedeckten Tiefenlinienbereiches geht beinahe eine Verdopplung der Kolluvienmächtigkeit einher, zudem verweist der zweifach mächtigere Bt-Horizont scheinbar auf eine geringere Erosionsneigung dieses Bereiches. Nach dem Einmünden einer ebenfalls durch Fehlen der schwarzen Schicht geprägten Nebenmulde, tritt nun erstmals in der Bohrung RKS3 das Schwarze Sediment auf. Unter zunehmender Verengung der Tiefenlinie und erhöhter Reliefenergie des gesamten Querschnitts, steigt die Kolluvienmächtigkeit hier auf 280 cm an. In der Schappenbohrung 23, nach dem Zusammenmünden der Süd-Delle mit den Tiefenlinien des östlichen und nordöstlichen Teileinzugsgebietes, eröffnet die Tiefenlinie ein völlig neues Erscheinungsbild. Die Mächtigkeit des Kolluvium ist auf 415 cm angestiegen, das schwarze Sediment wurde auf ein Drittel der Stärke reduziert und liegt nach dem Queren einer vermutlich am Ausgang der Süd-Delle befindlichen Diskordanz, einem total erodierten Profil mit stark tonigem Lösslehm an der Oberfläche auf. Die Bohrung befindet sich erneut an einem Minimum des Neigungsgrades der Tiefenlinie, eben hier mündet ein weiterer Dellenzug des südwestlichen

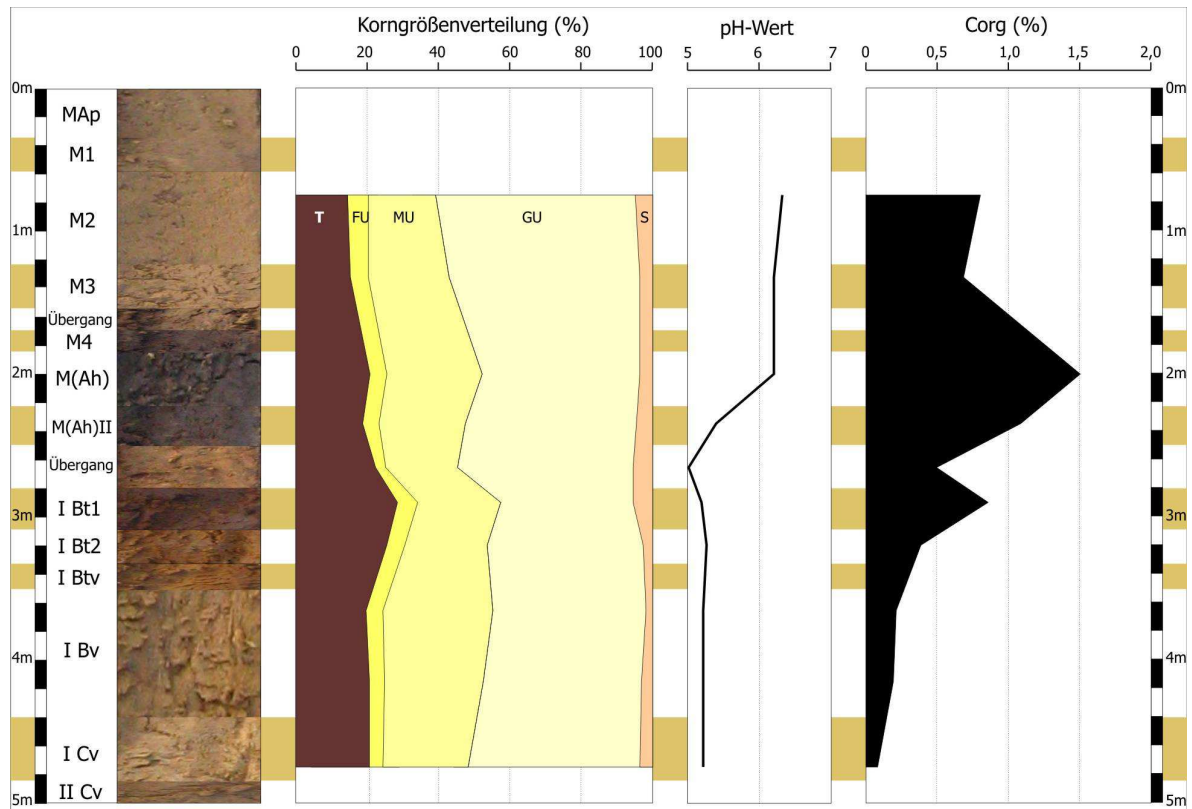


Abbildung 5.22: Analytik des Tiefenlinienprofils der Bohrung RKS3 im Querschnitt Q5

Teileinzugsgebietes ein. Vor dem Hintergrund der im Querschnitt Q6 abgebildeten, starken Verengung der Hauptdelle, wirkt der Zusammenfluss der Dellen wie eine pfannenartige Verbreiterung der Tiefenlinie mit einer leichten uhrglasartigen Aufwölbung im Zentrum. Der Querschnitt Q6 bekundet zunächst eine horizontale Schmälerung des Kolluviums, die Bohrung S24 bezeugt zudem eine vertikale Abnahme der Mächtigkeit auf 350 cm.

Vom Untergrund der Böden und der Kolluvien in der Tiefenlinie, kann dank der Tiefenbohrungen ein recht detailliertes Bild gewonnen werden. In der Bohrung RKS1 schließt sich an den Cv-Horizont in 170 cm Tiefe ein 40 cm starker kalkhaltiger Löss an. Nach einer 30 cm starken Übergangszone mit Spuren von Kalk und einer homogen ocker-braunen, leicht tonigen Erscheinung, folgt an der Basis der Bohrung ein sehr toniges, kalkfreies Material, das stark polyedrisch aggregiert scheint und mit Eisen- und Bleichflecken an den Aggregatoberflächen gezeichnet ist. Die Bohrung RKS2, etwa 100 m weiter, zeigt ein ähnliches Bild, indem auf den Cv-Horizont ein 30 cm starker, leicht kalkhaltiger Löss folgt, der im Liegenden von lehmigerem Substrat abgelöst wird. Nach weiteren 200 m wurde die Bohrung RKS3 abgetäuft (siehe Abb. 5.22). Hier wird der Bv-Horizont zunächst von einem hellgrau-ocker gefleckten, mehligen Cv-Horizont unterlagert, worauf sich ohne Zwischenschaltung eines kalkhaltigen Lösses, ein verlehmtos toniges Material anschließt. Die

weiteren Kennwerte des Profils zeigen neben dem leichten Anstieg des Tongehalts in der schwarzen Schicht, einen stärkeren Ausschlag im Bt-Horizont, wobei ebenfalls die Sandfraktion im Bereich des Tonanreicherungshorizontes ein Maximum durchläuft. Die Kohlenstoffverteilung führt mit 1,5 Prozent den höchsten Wert für den oberen Bereich der schwarzen Schicht auf, ein weiterer Peak befindet sich im Bt. In diesem Zusammenhang soll auf einen Umstand verwiesen werden, der sich im Zuge der Laborarbeiten, während der Korngrößenanalysen offenbarte.

5.3.3 Besondere Resultate der Laboranalytik

Nachdem in dem Nasssiebungsverfahren sämtliche Sandfraktionen größer 63 µm separiert und anschließend die einzelnen Fraktionen trocken ausgesiebt wurden, konnte unter dem Mikroskop das, bereits im Kapitel Labormethoden erwähnte, Auftreten zahlreicher Eisen-Mangan-Konkretionen beobachtet werden. Exemplarisch soll diese Problematik an drei Proben der Bohrung RKS3 demonstriert werden. Betrachtet man zunächst die Tabelle 2 der Korngrößenverteilungen des Profils, so fällt die Probe X2 aus der kolluvialen Schicht M3 durch relativ geringe Werte der Grobsandfraktion auf, die Probe X3 aus der schwarzen Schicht besitzt ausgesprochen hohe Werte für den Grobsand und der Bt-Horizont wartet im oberen Teil mit den höchsten Beträgen für die gesamte Sandfraktion auf. Betrachtet man nun die, durch das Mikroskop aufgenommenen, Bilder der einzelnen Fraktionen (Abb. 5.23), so erscheint die Probe X2 zunächst als typischer Vertreter einer kolluvialen Schicht. Neben rund 50 Prozent kantengerundeten Quarz treten im Grobsand etwa 30 Prozent Eisen-Mangan-Konkretionen, Schneckenschalen, Holzkohlefragmente und zahlreiche andere Minerale. Dies setzt sich mit immer stärkerem Anteil der Quarze im Mittelsand und Feinsand fort.

Tabelle 2: Korngrößenverteilung der Bohrung RKS3 im

Probe	Schicht	GS	MS	FS	GU	MU	FU	T	U(ges)	S(ges)
X1	M2	0,37	0,7	3,8	55,9	18,7	6,1	14,4	80,7	4,9
X2	M3	0,15	0,6	2,7	53,6	23,1	4,7	15,2	81,4	3,5
X3	Mah	0,57	1,0	2,2	44,0	26,8	4,7	20,8	75,5	3,7
X4	Mah2	0,45	1,0	2,8	48,1	24,5	4,2	18,9	76,8	4,3
X5	Ü	0,68	1,2	3,4	49,6	20,1	2,7	22,4	72,4	5,2
X6	Bt1	0,22	1,1	4,1	37,0	23,6	5,5	28,6	66,0	5,4
X7	Bt2	0,00	0,2	2,4	43,6	23,2	4,9	25,7	71,7	2,6
X8	Btv	0,00	0,1	1,8	43,0	30,7	4,5	19,9	78,2	1,9
X9	Bv	0,00	0,1	2,9	44,3	27,7	4,4	20,6	76,4	3,0
X10	Cv	0,02	0,1	3,1	48,5	23,6	4,4	20,2	76,5	3,3

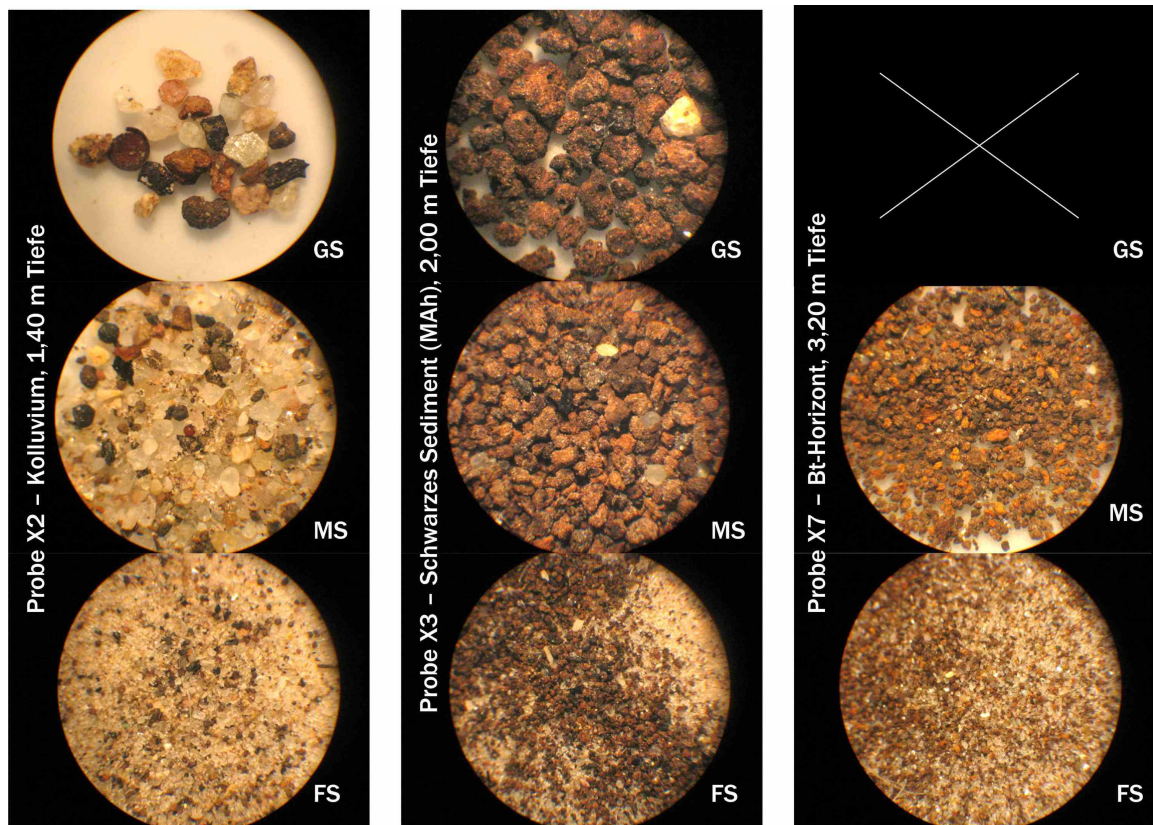


Abbildung 5.23: Bestandteile der Sandfraktionen ausgewählter Proben der Bohrung RKS3

Der Grobsand der Probe aus der schwarzen Schicht besteht nun schon zu 98 Prozent aus Eisen-Mangan-Konkretionen, in den feineren Fraktionen nimmt der Quarz größere Anteile für sich in Anspruch und im Mittelsand ist ein Holzkohleflitter zu sehen. Die Bilder der Bt-Probe zeigen ebenso eine absolute Mehrheit der Konkretionen, wobei hier vermehrt hell leuchtende, vermutlich relativ reine Eisenkonkretionen auffallen. Zwar entstammt die abgebildete Probe aus dem zweiten Bt-Horizont, der keinen Grobsand enthielt, doch bestand der Grobsand des oberen Bt-Horizontes zu 100 Prozent aus Eisen-Mangan-Konkretionen. Hieraus ergibt sich eine gewisse Vorsicht bei der Auswertung der Korngrößenverteilungen, führt doch ein gegenüber den Kolluvien, im Bt stark erhöhter Sandgehalt schnell zu Irritationen. Letztendlich werden die Sandgehalte in den meisten analysierten Proben zu großen Teilen durch Konkretionen bestimmt, vor allem in den oberen kolluvialen Schichten und den, die Profile nach unten abschließenden Lösslehm sind dennoch oft hohe Anteile an Quarzen oder anderen Mineralen zu verzeichnen. Da zunächst nicht geklärt ist, in wie weit die Konkretionen innerhalb der Kolluvien syndimentär abgelagert oder postsedimentär pedogen gebildet werden, scheint eine Charakterisierung der kolluvialen Schichten einzig anhand der Anteile der Sandfraktionen als unzulässig.

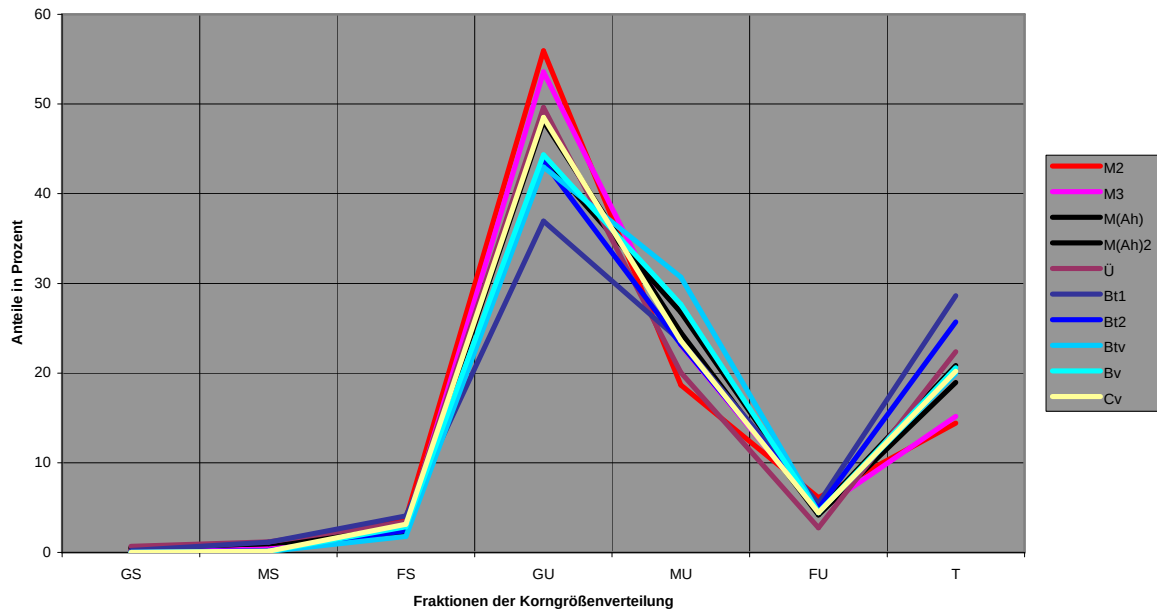


Abbildung 5.24: Liniendiagramm der Kornverteilungskurven des Profils RKS3

Betrachtet man nun das Liniendiagramm der Korngrößenverteilung für dieses Profil (Abb. 5.24), dann bestätigen sich die in anderen Profilen gewonnenen Erkenntnisse. Die oberen Kolluvien führen mit Spitzenwerten im Grobschluff, dem stehen niedrige Werte für Mittelschluff und Ton gegenüber. Der Grobschluffgehalt gestaltet sich vom Cv über Bv und Btv zu den Bt-Horizonten hin abnehmend, beim Tongehalt kehrt sich diese Abfolge um. Den Höchstwerten für Bv und Btv folgen im Mittelschluff Cv und die Bt's mit relativ niedrigen Gehalten. Das Schwarze Sediment nimmt überall eine Mittelstellung ein, wobei es im Ton unterdurchschnittlich vertreten ist.

In der Bohrung S23 liegt das Schwarze Sediment unmittelbar einem hellgrau-orange gefleckten Lösslehm mit etwa 3 Prozent höherem Tongehalt auf (siehe Abb. 5.25, S. 116). Der pH-Wert steigt nahezu auf 7 und der Kohlenstoffgehalt sinkt von 0,83 auf 0,11 Prozent. Die Abbildung zeigt außerdem die isoliert beprobte dunkelgraue Schicht mit einem Gehalt an organischem Kohlenstoff von 0,57 Prozent. Die Bohrung S24 des Querschnitts Q6 ist in Abb. 5.26 (S. 116) dargestellt, diese zeigt zunächst nur die Färbung der Schichten und die Kohlenstoffwerte für den unteren Profilverteil. Wie schon in Bohrung S23 ist auch in dieser Bohrung die untere Hälfte des Kolluviums stark durch Bleichung geprägt. Nur besitzt hier der unterlagernde, stark tonige Lösslehm sogar eine, die Eisenfleckigkeit überlagernde, blaugrüne Färbung. Im oberen Teil dieses Materials wurde eine schwarze Ton-Humus-Infiltration gefunden, die sich gleich eines vertikal orientierten Bandes über mehrere Zentimeter erstreckte (Abb. 5.27, S. 117).

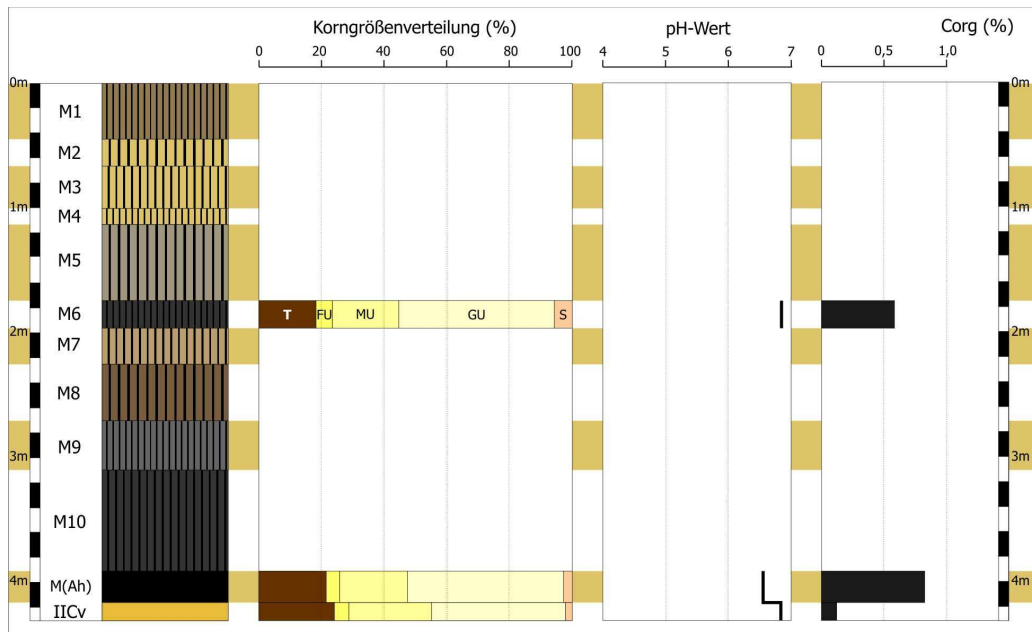


Abbildung 5.25: Analytik des Tiefenlinienprofils der Bohrung S23

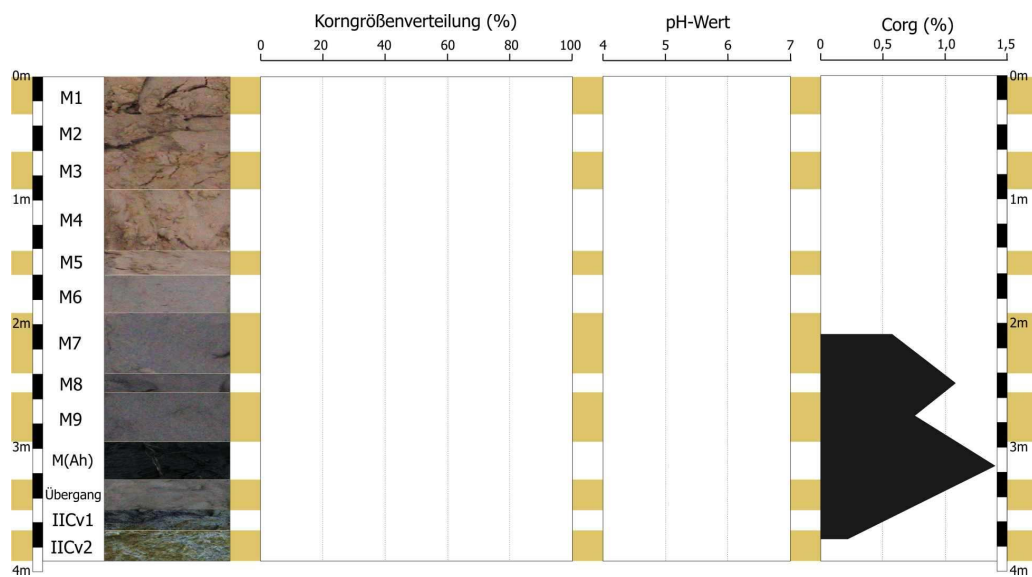


Abbildung 5.26: Analytik des Tiefenlinienprofils der Bohrung S24

Das Profil zeigt erneut ein Maximum des C_{org} im Schwarzen Sediment und ein sekundäres Maximum in dem wenige Dezimeter darüber befindlichen dunkelgrauen Material.



Abbildung 5.27 (links): Eine etwa 5 cm lange Ton-Humus-Infiltration durchzieht mit vertikaler Orientierung den Lösslehm unterhalb des Schwarzen Sediments (Bohrung S24)

Abbildung 5.28 (rechts): Starke Eisenanreicherungen innerhalb des Schwarzen Sediments der Bohrung S23

5.4 Schwarze Sedimente

In ausnahmslos jeder bebohrten Delle im nördlichen Teil der Lommatzscher Pflege wurde in bestimmten Positionen ein tiefschwarzes bis grau-schwarzes, bisweilen durch Hydromorphierung rötlich eingefärbtes Material vorgefunden, das in seiner Konsistenz klebrig, schmierig und stark tonig erschien. Das Sediment zeigte sich i.d.R. sehr homogen und kaum aggregiert, Schnittflächen zeichneten sich durch einen matten anthrazitfarbenen Glanz aus. Oftmals wurde eine mehr oder weniger starke Hydromorphierung in Form von Eisenfleckigkeit, bis hin zu verfestigten konkretionsartigen Anreicherungen festgestellt, so z.B. in der Bohrung S23 des Dellensystems bei Löbschütz (Abb. 5.28).

In der Tabelle 3 (S. 118) erfolgt eine Zusammenstellung von Kenndaten der markantesten Vorkommen des Schwarzen Sediments für jedes Dellensystem, die Darstellung beginnt jeweils links mit dem Dellenanfang und verläuft nach rechts weiter dellenauswärts. Auffällig sind zunächst die hohen Werte für die Tongehalte, wobei besonders im Zehrener System die Schwarze Schicht jeweils das Maximum des Tongehalts innerhalb des gesamten Profils innehat. Bei Löbschütz besitzt das Schwarze Sediment geringere Tongehalte, die im Liegenden von den Werten der Bt-Horizonte oder der Lösslehmschichten überboten werden. Die Schluffgehalte pegeln sich meist zwischen 70 und 80 Prozent ein, dabei gestalten sich die überlagernden Kolluvien und die unterlagernden Lössse oder Lösslehme meist schluffreicher,

Tabelle 3: Kennwerte der Schwarzen Sedimente

Zehren

Bohrung	S8	S7	S6	S4	S1
Tiefe (cm)	170 - 190	250 - 270	200 - 270	150 - 210	280 - 340
Mächtigkeit	20 cm	20 cm	70 cm	60 cm	60 cm
Ton (%)	23,5	25,8	26,5	22,3	24,7
Schluff (%)	72,2	68,6	69,3	74,5	72,6
Sand (%)	4,3	5,6	4,2	3,2	2,7
Corg (%)	1,59	1,52	2,25	0,97	0,87
GS	Fe/Mn-Klumpen	Mn-Klumpen	Mn/Fe-Klumpen	Mn/Fe-Klumpen	-
MS	Fe/Mn-Klumpen	Mn/(Fe)-Klumpen	Mn/Fe-Klumpen, 1% Quarz	Fe/Mn-Klumpen, 5% Quarz	Mn/Fe-Klumpen, 5% Quarz
FS	Quarz, Glimmer, Fe/Mn	60% Mn, 40% Glimmer+Quarz	50 % Fe/Mn, 50% Quarz + Glimmer	70% Quarz, 30% Mn	70% Quarz/Glimmer, 30 % Fe/Mn
	sonst keine HK	darunter + darüber HK	darüber HK	darüber HK im MS	darüber viel HK

Löbschütz

Bohrung	D9	RKS 3	S23	S24
Tiefe (cm)	47 - 79	180 - 250	390 - 415	295 - 325
Mächtigkeit	32 cm	70 cm	25 cm	30 cm
Ton (%)	19,3	20,8	21,6	
Schluff (%)	75,4	75,5	75,8	
Sand (%)	5,3	3,7	2,5	
Corg (%)	0,63	1,51	0,83	1,4
GS	-	Fe/Mn-Klumpen, 1% Quarz	Fe/Mn-Klumpen, Quarz	
MS	60% Quarz, Fe/Mn-Klumpen	Fe/Mn, 2% Quarz, HK	50% Fe/Mn, 50% Quarz, viel HK	
FS	Quarz, Fe/Mn, Glimmer	Fe/Mn, Quarz, HK	Quarz, Fe/Mn, HK	
	-	darüber HK	darüber HK	

Schwochau

Bohrung	SB1	SB2	SB3
Tiefe (cm)	130 - 150	70 - 90	270 - 310
Mächtigkeit	20 cm	20 cm	40 cm
Ton (%)	30,3	17,3	20,8
Schluff (%)	66,8	80,7	77,5
Sand (%)	2,9	2,1	1,8
Corg (%)	1,65	0,83	1,22
S	viel Mn, wenig Quarz	Mn, Quarz	Mn, Quarz
	draüber + darunter HK	darüber HK	darüber HK

die Schwarzen Sedimente bilden gemeinsam mit den Bt-Horizonten relative Minima im Schluff aus. Gliedert man den Schluff in seine einzelnen Fraktionen auf (Abb. 5.16 a/b, 5.24), so pegeln sich die Schwarzen Sedimente im Grobschluffgehalt meist unterhalb der restlichen Kolluvien und zuweilen der Cv-Horizonte ein und liegen oberhalb der Werte für evtl. unterlagernde Unterböden und weiterer, aus Cv-Material aufgebauter Schichten. Im Mittelschluffbereich liegt ein ähnliches Erscheinungsbild vor, nur kreuzen sich zuvor die Kennlinien für die über- und unterlagernden Schichten, so dass nun die Kolluvien meist den unteren Abschluss bilden. Die Schwarzen Sedimente behalten hier ihre Mittelstellung. Dass sich dieser Trend nicht überall durchsetzt zeigen die Liniendiagramme der einzelnen Bohrungen, doch ist trotz dessen ein gewisses Muster erkennbar, eine Größe im Hintergrund sind zudem evtl. Ungenauigkeiten im Zuge der erfolgten Korngrößenanalysen.

Die Gehalte der Sandfraktionen der Schwarzen Sedimente erscheinen mitunter relativ hoch, liegen aber in gleichen Bereichen wie die der unter- und überlagernden Schichten.

Allerdings kommt hier ein qualitativer Unterschied zum Tragen. So besteht vor allem die Grobsandfraktion überwiegend, wenn nicht gar, wie im Falle des Dellensystems Zehren, komplett aus Eisen-Mangan-Konkretionen, wobei die sich nach oben anschließenden kolluvialen Schichten immer höhere Quarzbeimengungen aufzeigen. Nach unten setzt sich der Trend der hohen Konkretionsanteile durch die Unterböden fort, bis zumeist in tieferen Lösslehmschichten erneut starke Beimengungen von Quarzen und anderen Mineralen auftreten. Im Mittelsand nehmen die Quarzanteile vor allem in der Löbschützer Delle stark zu, bis sie schließlich im Feinsandbereich die absolute Mehrheit für sich beanspruchen.

Als ein weiterer bedeutender Parameter für die Herkunft des Schwarzen Sediments, könnte sich eine Beimengung von Holzkohlefragmenten erweisen. Im Dellensystem Zehren wurde jedoch nicht ein einziger Holzkohleflitter in dieser Schicht entdeckt, lediglich in den überlagernden Kolluvien konnte Holzkohle in größerem Maße registriert werden. In Schwochau wurde ebenfalls keine Holzkohle gefunden, nur im unteren Teil der schwarzen Schicht der Bohrung S13 (Anhang A.17), fielen zwei winzige Kohleflitter im Mittelsand auf. Anders gestaltete sich dies im Löbschützer System, wo dellenauswärts immer mehr Holzkohle im Mittel- und Feinsand vorkam. In der unteren Bohrung S24, am Querschnitt Q6 innerhalb der Hauptdelle, trat das einzige Mal der Fall auf, dass das Schwarze Sediment von feinen Wurzeln und Pflanzenfasern durchzogen war. Dies war, mit seinem Höhenniveau nahe dem Auenbereich, zugleich der feuchteste Standort, das Grundwasser setzte hier bereits in einer Tiefe von 150 cm ein.

Als wohl herausragendes Charakteristikum der Schwarzen Sedimente sind die, gegenüber den umgebenden Schichten, hohen Gehalte an organischem Kohlenstoff zu vermerken, den Spitzenwert liefert die Bohrung S6 des Zehrener Systems, mit 2,25 Prozent. In diesem Zusammenhang wird eine gewisse Entwicklung der C_{org} -Werte entlang der Tiefenlinien augenscheinlich. Ist für den Zehrener Dellenursprung ein, mit 1,59 Prozent, recht hoher Wert zu konstatieren, so nimmt dieser stetig bis zum unteren Dellenbereich bei Q1 ab. Lediglich in der Bohrung S6 des Querschnitt Q3, welche im Zusammenfluss zweier größerer Tiefenlinien, vor einer möglicherweise stauenden Durchlassverengung des Dellenquerschnitts abgetäuft wurde, sticht der hohe Wert von 2,25 Prozent hervor. Damit geht ebenfalls der Spitzenwert der Mächtigkeit der schwarzen Schicht von 70 cm einher. Im Dellensystem bei Löbschütz gestaltet sich diese Entwicklung nicht ganz so eindrucklich, zwar fällt auch hier der höchste Wert auf das erstmals in RKS3 erbohrte Material, doch sinkt der Gehalt an C_{org} in der Sedimentpfanne bei S23 zunächst auf 0,83 Prozent, um anschließend in der Dellenverengung bei S24 wieder auf 1,4 Prozent anzusteigen. Gleiches gilt für das

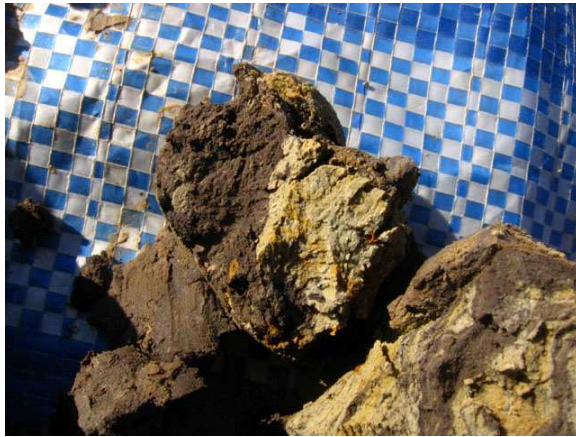


Abbildung 5.29 a/b: Schichtgrenze zwischen Schwarzem Sediment und unterlagerndem Lösslehm; die Grenze verläuft sehr scharf, in einem etwa drei bis vier Zentimeter starken Bereich leiten millimeterdünne, horizontal orientierte Schwarze Schlieren in den Untergrund über

Dellensystem Schwochau. Besitzt das Schwarze Sediment in der nordwestlichsten Bohrung S11, nahe der Wasserscheide zur nächsten Dellentieflinie, noch Werte von 1,65 Prozent, so ist bis zum Dellenausgang bei der Bohrung SB3 ein Abfall auf 1,22 Prozent zu beobachten. Der auf halber Strecke ermittelte Wert von 0,83 Prozent fällt mit einem sehr geringen Tongehalt, einer lediglich 20 cm betragenden Mächtigkeit und einer recht oberflächennahen Ausbildung bei 70 bis 90 cm unter GOF zusammen.

Das Schwarze Sediment liegt in Löbschütz, wie in Zehren einer ausgeprägten Diskordanz auf, im Zuge derer relativ gut erhaltene Parabraunerdeprofile auf wahrscheinlich kurzer Distanz bis auf den unterlagernden Lösslehm erodiert wurden. Der Beginn der Ausräumung der Böden ist im Bereich des Zusammenflusses mehrerer Tiefenlinien angesiedelt.

Stets wurden Schwarze Sedimente nur in zentralen Tiefenlinien oder etwas weitläufiger in den initialen Dellenmulden im Ursprungsbereich der Dellenzüge angetroffen, wobei sie im letzteren Fall meist geringmächtig ausfielen und oftmals fossilen humosen Oberbodenhorizonten auflagen. Das Material zeigte sich meist auf die unmittelbaren Tiefenlinienbereiche beschränkt und strich zum Hang hin relativ zügig aus. I.d.R. schloss sich unterhalb der schwarzen Schicht ein 10 bis 30 cm mächtiger Übergangshorizont an, der noch stark von dunkelgrau bis schwarzem Material durchsetzt war, woraufhin sich dieses mit zunehmender Tiefe in feinere und vereinzelter auftretende Schlieren auflöste. Der Übergangshorizont bestand meist aus stark aggregiertem, tonigem, von Eisenflecken und – konkretionen durchsetztem Lösslehm, der in unterschiedlichem Maße durch Bleichflecken geprägt wurde. In der Bohrung S23 der Löbschützer Delle wurde ein messerscharfer Übergang des Schwarzen Sediments in den unterlagernden stark hydromorphen Lösslehm

vorgefunden (Abb. 5.29 a/b, S. 120). Dabei endete die schwarze Schicht in immer feineren horizontal orientierten Bändern, die lammellenartig die oberen Zentimeter des Lösslehms durchzogen. Es schien, als würden isolierte Lehmbröckchen in dem schwarzen Material „schwimmen“, der sonst eher diffuse Übergang blieb aus.

Im mittleren Abschnitt des Löbschützer Dellensystems herrschte folgende Verteilung des Schwarzen Sediments. In der kanalartigen Verengung der Tiefenlinie, mit maximalem Neigungsgrad der Tiefenlinie im Querschnitt Q5 (vgl. Langsprofil, Anhang A.16), wies die Schicht, im Vergleich zu der pfannenartigen flachen Verbreiterung bei S23, einen nahezu doppelt so hohen Gehalt an organischem Kohlenstoff auf und besaß die dreifache Mächtigkeit.

Im Rahmen einer Projektarbeit wurde in Schwochau für das Schwarze Sediment der Bohrung SB3 und im Vergleich dazu für eine Probe der Ackerkrume im Bohrpunkt 3 des Querschnitts Q2, eine Bestimmung der Kationenaustauschkapazität (KAK) vorgenommen. Für die Ackerprobe ergab sich eine KAK von $30,7 \text{ cmol} \cdot \text{kg}^{-1}$, bei einer Basensättigung von 69 Prozent. Das Schwarze Sediment besaß eine KAK von $31 \text{ cmol} \cdot \text{kg}^{-1}$ und eine Basensättigung von 73 Prozent.

Im Diagramm der Abb. 5.30 sind die Kennlinien der Verteilung des organischen Kohlenstoffs für die mehr oder weniger durchgängig analysierten Tiefenlinienprofile abgebildet. Sämtliche, aus allen drei Dellensystemen zusammengeführten Profile zeigen einen Maximalwert für das, hier als M(Ah) deklarierte, Schwarze Sediment an. Da es zunächst nicht sinnvoll erschien, die Kolluvien im linken Teil des Diagramms entlang der Tiefenlinien zu

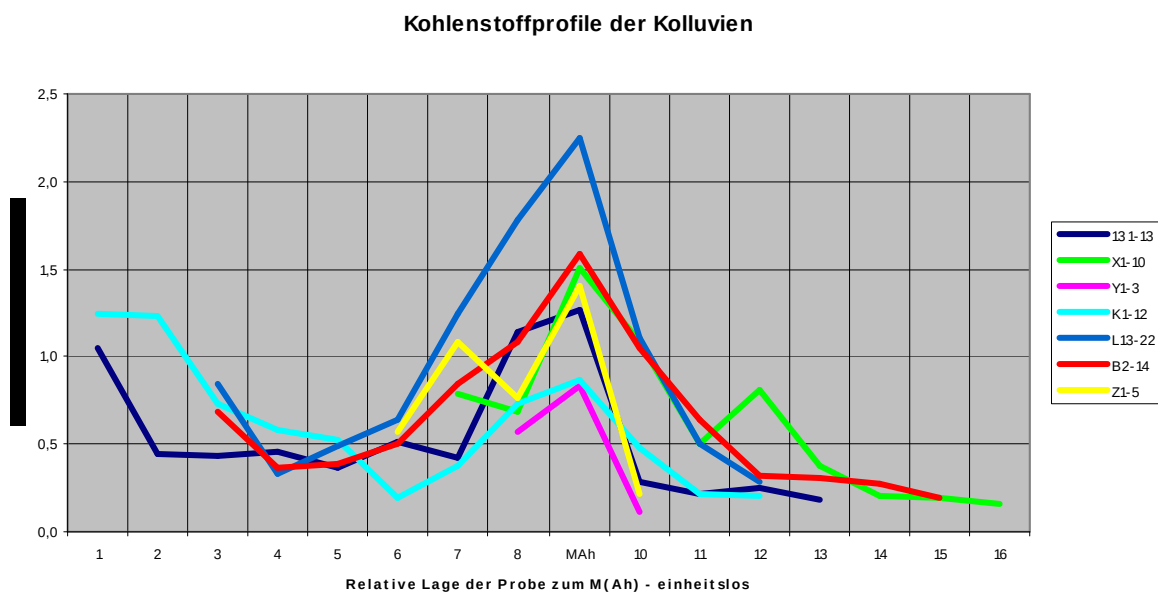


Abbildung 5.30: Kohlenstoffprofile der Tiefenlinien; die Abszisse zeigt lediglich den relativen Abstand der Schichten zum Schwarzen Sediment, absolute Distanzen blieben unberücksichtigt

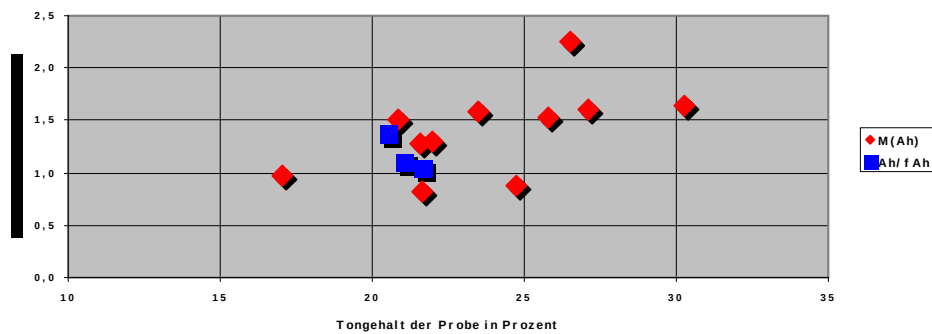


Abbildung 5.31: Gehalte an organischem Kohlenstoff in Bezug zu den Tongehalten der Schwarzen Sedimente

korrelieren, können hier keine fein aufgelösten Vergleiche angestellt werden. Festzuhalten ist zumindest ein starker Abfall der Kohlenstoffwerte in den mittleren kolluvialen Lagen und ein erneuter Anstieg hin zu den oberflächennahen Schichten, insbesondere des Ap-Horizontes. Hinzuweisen ist zum Einen auf die immerhin ersichtlichen Peaks des Schwochauer Profils (13 1-13) in den Spalten vier und sechs, sowie auf den bedeutend stärkeren Ausschlag der Bohrung S24 (Z1-5) des Löbschützer Systems in der Spalte 7. Auf der rechten Seite des Diagramms folgen die unter den Kolluvien befindlichen Böden und Lösslehme, deren Kohlenstoffgehalte sich relativ schnell auf niedrigem Level einpegeln. Auffällig ist der Ausschlag der Kurve des Löbschützer Profils RKS3 (X1-10) im kräftig entwickelten Bt-Horizont, weniger auffällig ist der langsame Abfall der Kurve des Zehrener Profils S8 (B2-14), der sich vom M(Ah) über den fAh und den Al, hin zum Bt in Spalte 12 zieht.

Das Diagramm der Abb. 5.31 zeigt die Kohlenstoffgehalte ausgewählter Proben des Schwarzen Sediments in Abhängigkeit vom Tongehalt. Hierbei fällt auf, dass mit zunehmendem Tongehalt einer Probe auch deren Gehalt an organischem Kohlenstoff steigt. Zum Vergleich wurden Proben begrabener fossiler Oberböden beigefügt.

In der Abb. 5.32 werden die Ergebnisse einer am Lehrstuhl für Bodenkunde der TU-München-Weihenstephan durchgeführten ^{13}C -NMR-Spektroskopie für eine Probe des Schwarzen Sediments aus dem Profil S6 des Dellensystems Zehren dargestellt. Für nähere Erläuterung der Herangehensweise bei einer solchen Analyse, sei auf ZECH ET AL. (1988) oder SCHMIDT ET AL. (1999) verwiesen. Es fällt der markante, wie dominante Ausschlag der Kurve im Spektrum 110 bis 160 ppm, im Bereich der Aromaten auf, was für den überwiegenden Anteil des organischen Kohlenstoffs auf eine pyrogene Herkunft verweist (SCHMIDT ET AL. 1999).

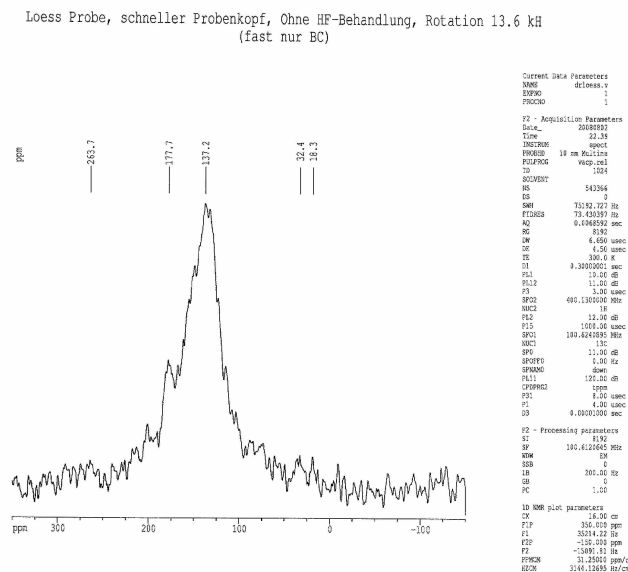


Abbildung 5.32: ^{13}C -NMR-Spektren einer Probe des Schwarzen Sediments (Bohrung S6 im Zehrener Querschnitt Q3)

Um das Verbreitungsgebiet des Schwarzen Sediments hinsichtlich bestimmter Parameter eingrenzen zu können, wurde ein Dellensystem bei Stahna, am südlichen Rand der Lommatzcher Pflege bebohrt. Bei einer Höhenlage von 220 bis 245 m ist hier aktuell mit einer jährlichen Niederschlagsmenge von 750 bis 800 mm zu rechnen und auch für historische Zeiten sind wohl höhere Niederschlagsmengen zu veranschlagen. In Mitten der Delle befand sich einen quellmuldenartige Versumpfungsstelle; in etwa 150 cm Tiefe waren hier gut sichtbar Drainagerohre verlegt worden. Das Profil zeigte sich ab 170 cm Tiefe als stark reduzierenden Bedingungen unterlegen, bis hier wirkte das Material recht schluffig und besaß nur geringe Tonbeimengungen. Bei 240 cm kamen eine ein Zentimeter lange Holzkohle und ein hölzernes Stück eines Astes oder einer Wurzel zum Vorschein. Unterhalb von 310 cm folgte eine dunkelbraun-graue Schicht, deren relativ kleine Aggregate von schwarz-grauen Belägen überzogen wurden. In dieser Schicht lagerten bis zu drei Millimeter große Kiesel, viele bis fünf Millimeter große Holzkohlefragmente und zahlreiche angekohlte Wurzeln, die sich bis in die unterlagernde Schicht zogen. Das Material wirkte zunächst toniger, die Körnungsanalyse erbrachte einen Tongehalt von rund 15 Prozent, einen Schluffgehalt von 80 Prozent und einen Sandgehalt von 5 Prozent. Neben den sehr niedrigen pH-Wert von 4,0 trat ein sehr hoher Kohlenstoffgehalt von 3,85 Prozent, welcher wohl nicht zuletzt in den zahlreichen Pflanzenresten begründet liegt. Unterhalb dieser Schicht folgte bis 420 cm leicht bläulich eingefärbter grauer Lösslehm mit überwiegend mehligem Charakter. In diesem Profil fiel die Abtrennung des Kolluviums vom unterlagernden Material ausgesprochen schwer, da

die Substrate stark durch die reduzierenden Bedingungen überprägt waren. Es lässt sich lediglich vermuten, dass der wurzelführende Horizont die Basis des Kolluviums bedeutete. Eine direkte Parallele zu den Schwarzen Sedimenten drängt sich trotz der leicht dunkleren Färbung zunächst nicht auf.

5.5 Paltzschener See

Der sogenannte Paltzschener See markiert eine abflusslose Senke, die sich drei Kilometer nördlich von Lommatzsch, zwischen den Orten Striegnitz und Scheerau, unmittelbar südlich der Lössrandstufe befindet. Diese Senke soll in historischen Zeiten größere Mengen stehenden Wassers beherbergt haben, so beschreibt der Chronist THIETMAR VON MERSEBURG für die von den Altsorben Glomaci genannte Region um Lommatzsch: „Glomaci ist eine Quelle, die ... nicht weiter als zwei Meilen von der Elbe entfernt ...“, „Sie speist einen See, der nach der Versicherung der Einheimischen und Bestätigung vieler Augenzeugen häufig wunderbare Erscheinungen hervorbringt“, (TRILLMICH 2002). Nach BLASCHKE (1990) soll der See schon den eingewanderten Slawen im Frühmittelalter als Orakel gedient haben, indem man aufgrund „der veränderlichen Erscheinung seines Wassers“ auf bevorstehende Ereignisse schloss. Der See soll in den Jahren 1875 bis 1877, im Zuge des Baus der Eisenbahnstrecke von Riesa nach Lommatzsch, trocken gelegt worden sein.

Im Rahmen einer Projektarbeit wird der Paltzschener See flächendeckend bebohrt, um Gewissheit über die Bedingungen seiner Entstehung und die evtl. Verbreitung von Stillwassersedimenten zu erlangen. Eine zunächst erfolgte Vorsondierung erbrachte für den Bereich westlich des Senkenzentrums eine Dreiteilung des Profils. Die oberen 80 cm werden demnach von einem grau-braunen, relativ mehligem Kolluvium eingenommen, daran schließt sich bis in eine Tiefe von 180 cm ein schwarzes, toniges, mit den Schwarzen Sedimenten identisches Material an, das durch einen Tongehalt von rund 21,7 Prozent und einen Sandgehalt von 6 Prozent gekennzeichnet ist. Die Grobsandfraktion besteht ausschließlich aus rundem bis kantengerundetem Quarz, im Mittel- und Feinsand treten jeweils 20 Prozent Eisen-Mangan-Konkretionen hinzu. Der Gehalt an organischem Kohlenstoff beträgt 1,25 Prozent. Unterlagert wird diese Schicht von einem stark tonig anmutenden, hydromorphen Material, dessen Tongehalt jedoch nur auf 19,3 Prozent bestimmt wurde. Die 7 Prozent umfassende Sandfraktion enthält neben Eisen- und Mangankonkretionen, Glimmern und wenigen Holzkohlefragmenten, überwiegend Quarze. Der C_{org}-Gehalt wurde auf lediglich

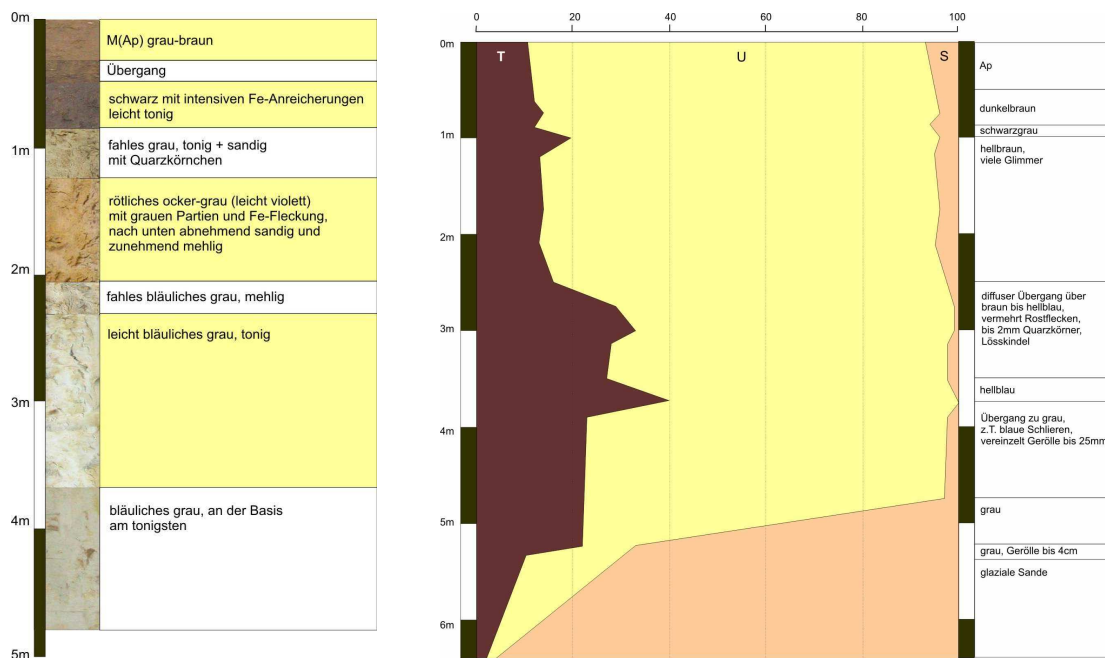


Abbildung 5.33 (links): Optisches Bild eines Profils im nordöstlichen Teil der Senke
 Abbildung 5.34 (rechts): Korngrößenverteilung einer Bohrung im Paltzschener See

0,02 Prozent beziffert. Die Ergebnisse des angelaufenen Bohrprogramms ergaben zunächst ein ähnliches Bild. Eine Bohrung nordöstlich des Senkenmittelpunkts ist in Abbildung X dargestellt. Auf einen Pflughorizont folgt eine 35 cm mächtige stark hydromorphierte Schicht (Abbildung X), worauf sich bis zwei Meter Tiefe noch rötlich eingefärbtes, hell- bis ockergraues Material mit spürbarem Sandanteil anschließt. Darunter liegt leicht bläulich-graues, zuweilen recht toniges Substrat, das die Bohrung nach unten abschließt. Eine weitere, diesmal bis 6,40 m abgetäufte Bohrung (Abb. 5.34) zeigt zunächst wieder toniges, dunkelbraun bis schwarz-grau gefärbtes Material, worauf sich bis 350 cm rostfleckiger, hellbrauner Lösslehm und darunter erst sehr tonreiches hellblaues und später graues Material anschließt. Die Bohrung wird unterhalb von 5 m von glazialen Sanden abgeschlossen. In zahlreichen weiteren Bohrungen wiederholte sich das Bild von, bis etwa 130 cm anstehendem schwarzem bis braun-schwarzem, meist schwach glänzendem und stark hydromorphiertem Material, das von einem geringmächtigen Kolluvium über- und von hellbraunem bis braun-grauem, später bläulich-grauem Material unterlagert wird.

5.6 Sedimentbudgets

5.6.1 Zehrener Dellensystem

Die Massenbilanzen wurden anhand der im Methodenteil erläuterten Vorgehensweise aus den Flächeninhalten der kolluvialen Querschnitte errechnet. Abb. 5.35 zeigt für das Dellensystem bei Zehren ein Modell des kolluvialen Sedimentkörpers und das abstrahierte Modell für die Volumenberechnung der Pyramidenstümpfe und Pyramiden. Da die Delle nicht nur einen Ursprung besitzt, sondern schon zu Beginn mehrere Nebendellen ineinander fließen, wurden diese Nebendellen vereinfachend zusammengefasst und wie die Haupttiefenlinie vom Profilschnitt Q3 an, dellenaufwärts behandelt, sprich V3 und V4 wurden mit dem Faktor zwei multipliziert. Das Gesamtvolumen des Sedimentkörpers beläuft sich schließlich auf etwa 145.000 m³.

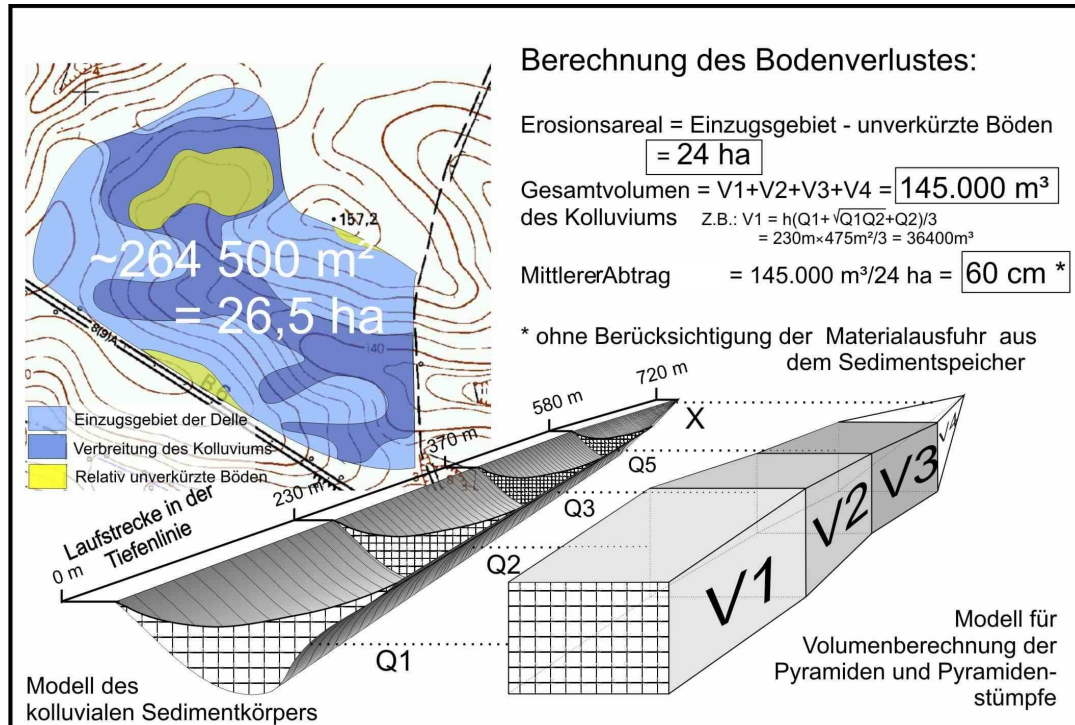


Abbildung 5.35: Berechnung des Sedimentbudgets für das Dellensystem bei Zehren

Für die Ermittlung des Erosionsareals wurde zunächst das gesamte Einzugsgebiet des Dellensystems, mit einem Betrag von rund 26,5 ha erfasst. Da im Zuge der Kartierung auch

relativ unverkürzte, nur schwach erodierte Böden vorgefunden werden konnten, wurde die weitere Verbreitung dieser Standorte abgeschätzt und die resultierenden Flächenanteile vom gesamten Einzugsgebiet subtrahiert. Das berechnete Volumen des Kolluviums ergibt, bezogen auf die verbleibenden 24 ha, einen mittleren Mindestabtragswert von 60 cm.

Einschränkend muss wiederholt erwähnt werden, dass dieser Wert zunächst nur zur Orientierung dienen kann, fand doch die zweifellos erfolgte Materialausfuhr aus dem Sedimentspeicher keinen Eingang in die Berechnung, so dass zunächst keine wirkliche Bilanz mit Erfassung sämtlicher beteiligten Größen vorliegt. Es handelt sich vielmehr um eine Mindestgröße, die wahrscheinlich weiter nach oben korrigiert werden muss. Die eventuelle Barrierefunktion des, den Dellenausgang schneidenden Fahrweges, kann nur schwer eingeschätzt werden, in einer jenseits des Weges erfolgten Bohrung setzte sich das Kolluvium mit noch größerer Mächtigkeit bis zur ausmündenden Kerbe fort.

5.6.2 Löbschützer Dellensystem

Im Löbschützer Dellensystem gestaltete sich die Verbreitung der Kolluvien innerhalb der bebohrten Einzugsysteme wie in den Abb. 5.36 a und b ersichtlich. In der Süd-Delle erstreckt sich das Kolluvium flächig über die südliche Flanke der Ursprungsmulde und zeigt sich des Weiteren stark an die Tiefenlinienbereiche orientiert. Auch in der Nebendelle des nordöstlichen Teileinzugsgebietes befinden sich die Kolluvien zunächst in den Tiefenlinien und in Senkenbereichen, wobei der jenseits der sich kreuzenden Fahrwege befindliche Dellenteil von der Kartierung nicht mit erfasst wurde. Zudem offenbart sich ein beträchtliches

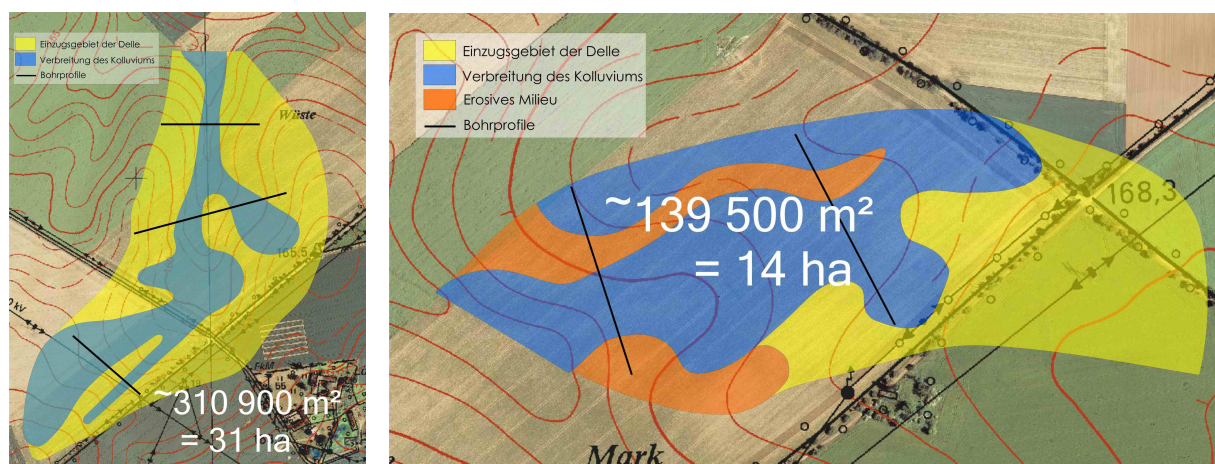


Abbildung 5.36 a/b: Verbreitung der Kolluvien in der Süd-Delle (links) und der im östlichen Teil gelegenen Seitendelle (rechts)

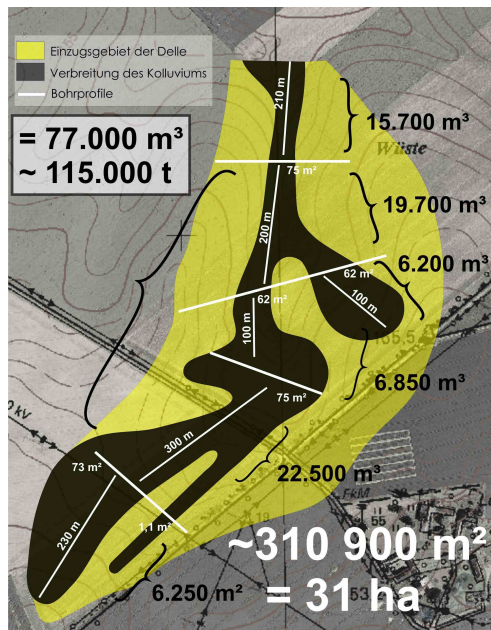


Abbildung 5.37: Sedimentmenge der Löbschützer Süddelle

Vorkommen kolluvialer Sedimente auf der, die Delle nach Norden begrenzenden, Wasserscheide. Diese Sedimente werden durch einen schmalen Bereich mit dominierendem Erosionsregime von den Tiefenlinienkolluvien abgetrennt (vgl. Querschnitte Q1 & Q2). Letztendlich zeigte sich für beide Einzugsysteme ein charakteristisches Vorherrschen relativ gut erhaltener Bodenprofile, somit erschien eine Ausgrenzung jener Bereiche keinesfalls sinnvoll und die berechneten Sedimentmengen wurden auf das jeweils gesamte Einzugsgebiet bezogen. Nach der Bestimmung der Flächeninhalte der Kolluvien in den Querschnitten wurden erneut die kolluvialen Sedimentkörper durch Einbeziehung

der Abstände der Querschnitte entlang der Tiefenlinie berechnet, woraus sich für die Süddelle die in Abb. 5.37 dargestellte Verteilung der Sedimentmengen ergab. Aus der Gesamtmenge von 77.000 m³ und einer Einzugsgebietsgröße von rund 31 ha, konnte eine mittlere Profilverkürzung von 25 cm abgeleitet werden. Um die Abtragswerte auf das gesamte

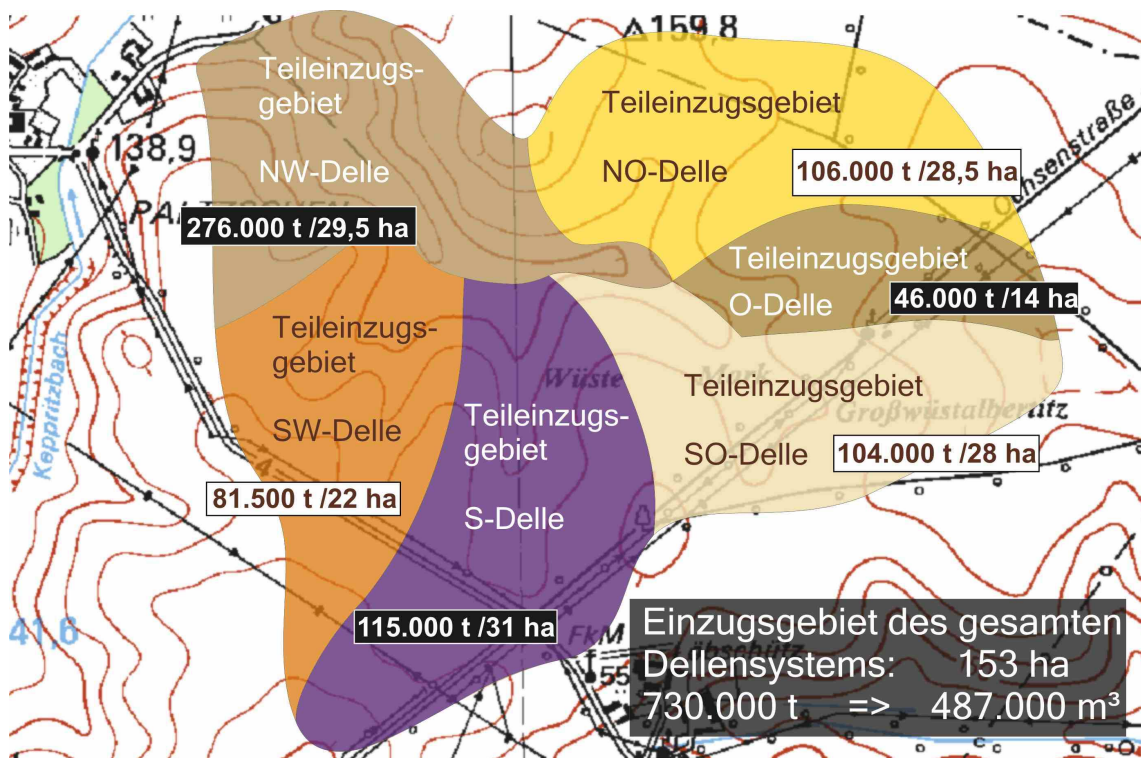


Abbildung 5.38: Sedimentbudget des gesamten Löbschützer Dellensystems

Einzugsgebiet des Löbschützer Systems zu extrapolieren, wurde aufgrund der Ähnlichkeiten der Morphologie der SW-, NO- und SO-Dellen mit der der S-Delle, die Sedimentmenge der Süd-Delle auf die anderen Teilsysteme übertragen, wobei der Wert proportional auf die jeweiligen Teileinzugsgebietsgrößen herunter gerechnet wurde (siehe Abb. 5.38, S. 128). Für das nordwestliche Teilgebiete wurde das Tiefenlinienkolluvium gemäß des im Querschnitt Q6 ermittelten Flächeninhaltes bestimmt, die aus Südwesten einmündende Seitendelle wurde verhältnismäßig aus den Werten für die Ost-Delle berechnet. Insgesamt ergibt sich somit für ein Einzugsgebiet von 153 ha eine Sedimentmenge von 487.000 m³, es folgt ein mittlerer Mindestbodenabtrag von 32 cm.

6 Interpretation und Diskussion

6.1 Dellensysteme – Muster und Gegensätze

6.1.1 Böden

Bezüglich der Böden ließ sich in den kartierten Dellensystemen ein einheitlicher, für diesen Teil der Lommatzcher Pflege charakteristischer Typus feststellen, der auf jedem Profilschnitt in Erscheinung tritt, insofern er nicht bereits erodiert wurde. Die allgemeine Verbreitung der Parabraunerden wurde auch in der Literatur stets bekräftigt (HAASE 1978, LIEBEROTH 1964). Die Texturdifferenzierung im Zuge der Tondurchschlammung wurde zuweilen als schwach ausgebildet beschrieben, was sich während der Bohrarbeiten bestätigte. Dies war insbesondere in Oberhangbereichen und Kulminationslagen der Fall, wo die Bodendecke durchgehend stark ausgetrocknet war und sich einzelne Unterbodenhorizonte aufgrund niedriger Tongehalte und lediglich leicht variierender Farbunterschiede nur schwach voneinander abhoben. In Tiefenlinien und Mulden-, bzw. Hangmuldenbereichen zeigte sich meist ein anderes Bild. Hier waren die Horizonte oft mit stärkerer Mächtigkeit und kräftiger, homogener Färbung versehen, worin sich der feuchtere, Wasser sammelnde und somit in trockenen Perioden eine intensivere Verwitterung ermöglichende Charakter der Geländedepressionen manifestiert.

Vergleicht man die in Kuppenlagen befindlichen Parabraunerdeprofile der Lommatzcher Region mit jenen des Südrandes der Lommatzcher Pflege, bei Stahna, so schlägt sich in den nördlicher gelegenen Böden eine dunklere Graufärbung der Lessivierungshorizonte und eine dementsprechend stärkere Akkumulation organischen Kohlenstoffs in diesen nieder. Diese überlagert zwar die Horizontierung der oberen Profilabschnitte, vermag aber die Erscheinung der tonverarmten Al-Horizonte nicht zu verwischen. Ungeachtet dessen zeugen die Parabraunerden von divergenten geoökologischen Umweltbedingungen zu manch anderen deutschen Lössgebieten, in welchen zumindest in mehr oder weniger isolierten Verbreitungsgebieten schwarzerdeartige Böden angetroffen wurden (vgl. KOPP 1965, RAU 1965, SABEL 1982, u.a.). Im Vergleich zu diesen schwarzerdeartigen Böden, z.B. des Regenschattengebietes des Harzes, können für die

unterschiedlichen Bildungsbedingungen in erster Linie höhere Niederschlagswerte als ursächlich angeführt werden, welche mit $620 - 650 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ aus der Stauwirkung des Erzgebirges und des Oberlausitzer Berglandes im Osten resultieren. Auch eine primäre Kalkarmut der gesamten oberflächennahen Schicht, die zu späterem Zeitpunkt noch eingehenderen Betrachtungen unterliegen soll, wäre in der Lage, von vorn herein die Entwicklung einer typischen Schwarzerde im Holozän zu unterbinden. LIEBEROTH (1964) beschreibt in einem Waldgebiet bei Nelkanitz, südöstlich von Lommatzsch, ausgeprägte Parabraunerden und in erster Linie sogar stärker durch Texturdifferenzierung gekennzeichnete Fahlerdeböden. Das Untersuchungsgebiet im nördlichen Teil der Lommatzscher Pflege weist wahrscheinlich deshalb kaum die sonst recht häufig beschriebenen Fahlerdebildungen auf, da es sich im trockensten und wärmsten Teil des Mittelsächsischen Lösshügellandes befindet. Wie in Kapitel 4.5.6 bereits erläutert, markiert das Gebiet um Lommatzsch eine regelrechte Trockeninsel, wodurch intensive Tondurchschlämmungen von je her abgeschwächt, wenn nicht gar verhindert wurden. Es bleibt festzuhalten, dass die Lommatzscher Pflege aufgrund ihrer orographischen Einbettung in die umgebenden Landschaftseinheiten, durch ein höheres Niederschlagsaufkommen gekennzeichnet ist, als Lössgebiete mit ausgewiesenen Schwarzerdevorkommen, dass aber der nördliche Teil um Lommatzsch, innerhalb der Pflege einen durch stärkere Trockenheit geprägten Raum darstellt. Dies bezeugen die erbohrten „Dunkelgrauen Parabraunerden“, mit ihren humosen Oberbodenhorizonten und ihrer sonst eher verhaltenen Texturdifferenzierung. Der Einfluss einer Jahrtausende währenden ackerbaulichen Nutzung der humosen Parabraunerden ist in Bezug auf deren Erhaltung durchaus in Betracht zu ziehen.

Betrachtet man die innere Differenzierung der Parabraunerdeprofile, so lassen sich bestimmte Muster erkennen, hier an den unterlagernden Böden der Tiefenbohrungen RKS3 (Löbschütz) und S8 (Zehren) erläutert. Die in den Liniendiagrammen der Korngrößenverteilung (Abb. 5.24, S. 115 und 5.17, S. 102) dargestellten Kurvenverläufe lassen sich dahingehend interpretieren, dass der Cv-Horizont, als Ausgangsmaterial der Bodenbildung, maximale Gehalte an Grobschluff äolischer Herkunft und minimale Gehalte an, durch Verwitterungsprozesse aufbereiteten, Feinschluffen und Tonen enthält. Mit der Entwicklung zum Bv-Horizont verliert das Material etwa fünf Prozent Grobschluff, welcher in Mittelschluff und Ton umgearbeitet wird. Die Tonanreicherung führt einschließlich der noch intensiveren Verwitterung zu Anstiegen im Tonbereich um fünf bis zehn Prozent und zu abfallenden Grobschluff- und Mittelschluffbeträgen. Der bis auf den Wert des

Ausgangsmaterials gesunkene Mittelschluffgehalt der Bohrung S8 veranlasst zur Annahme, dass der Mittelschluff während der Bodenentwicklung lediglich eine Durchgangsgröße im Zuge der Verwitterung zu Feinschluff- und Tonkorngrößen darstellt. Die Verschiebung innerhalb des Al-Horizontes, vom Grob- zum Mittelschluff, resultiert womöglich aus einer auf sinkenden pH-Werten beruhenden, gesteigerten Verwitterung. Im Zusammenhang mit den noch relativ hohen Tongehaltswerten des Lessivierungshorizontes muss auf den Umstand verwiesen werden, dass die zuvor während der Umwandlung des Mineralkörpers gebildeten Tonminerale zwar unter Lessivierungsbedingungen in den Unterboden verlagert werden, ein gewisser Teil stabiler Ton-Humus-Komplexe aber im Al-Horizont verweilt, bzw. im Nachhinein aus hangenden Schichten infiltriert.

In zahlreichen Bt-Horizonten, an Hängen sowie in Tiefenlinien, wurden kleine weiße Nester mit Anreicherungen von Feinsand und Grobschluff gefunden. In der Literatur werden derartige Ansammlungen oft als „Kieselpuder“ bezeichnet (KUNDLER 1961) und durch eine zunehmende, auch die oberen Bereiche der Bt-Horizonte erfassende Versauerung begründet. Die somit auch hier beginnende Verlagerung mobilisierter Feinstpartikel, hinterlässt die hüllenlosen Schluff- und Sandkörner als residuale Anreicherungen an den Wänden von Sickerwasserbahnen und führt im unteren Teil des Bt-Horizontes zur Anlagerung mehrschichtiger Tonhäutchen auf den Porenwänden. Für eine Lessivierung ist zunächst ein gewisser pH-Wert nötig, der nach SCHWERTMANN ET AL. (1987) mit einem Fenster von 5,5 bis 6,5 angegeben wird. Die meisten durch „Kieselpuder“ gekennzeichneten Bt-Horizonte besaßen pH-Werte von 6,3 oder 6,4, stellenweise von mehr als 6,8 und befanden sich am oberen Ende, bzw. oberhalb des die Verlagerung induzierenden pH-Bereiches. Nun wäre durchaus denkbar, dass die beginnende Tonausspülung ein in die Vergangenheit zu datierender Prozess ist und die neuzeitliche intensive Ackernutzung zu einem Anheben des pH-Wertes und einer Fossilierung dieser Tonausspülung führte. Allerdings war meist der gesamte Bt-Horizont bis an die Basis mit den weißen Nestern durchsetzt, wobei diese eher ganze Aggregate, denn Aggregatoberflächen zu bilden schienen. Zuweilen setzten sich diese Erscheinungen bis in den Btv (vgl. Abb. 5.18, S. 107) fort und leiteten in einen fleckigen Bv-Horizont über. Womöglich äußert sich hierin ein Zusammenhang mit der, i.d.R. die Bv-Horizonte unterlagernden, zunächst in kleinfleckige Partien aufgelösten Lamellenfleckenzone. In diesem Falle müsste die gesamte Bodendecke, analog zur Lamellenfleckenzone, im ausgehenden Spätglazial gemäß einer Texturdifferenzierung überprägt worden sein, wobei sich bestimmte Kompartimente dieses nach Korngrößen oder Lagerungsdichte differenzierten

Gefüges, als besonders empfänglich gegenüber bestimmter angreifender pedogenetischer Prozesse erweisen könnten.

6.1.2 Erosive Hangformung

Betrachtet man einen durchschnittlichen Hang eines der Dellensysteme, so streichen die Parabraunerden vom Wasserscheidenbereich in Richtung der Tiefenlinien und werden ab einem bestimmten Punkt teilweise bis auf den kalkhaltigen Löss ausgeräumt. Dies geschieht nicht willkürlich, sondern wird durch bestimmte reliefbedingte Gegebenheiten gesteuert. Von grundlegender Bedeutung gestaltet sich in diesem Zusammenhang eine im Gelände beobachtete Ausbildung einer Hangkante, die meist mit einer konvexen Biegung auf einer Distanz von nicht mehr als zehn Metern, zu einer Hangversteilung um mehrere Grad führte. Im Zehrener System tritt ihre regelhafte Anordnung besonders deutlich hervor, so ist sie ausschließlich auf der südexponierten Flanke ausgebildet und leitet, wie im Falle des Querschnittes Q1, vom neun Grad geneigten Mittelhang zum zwölf Grad geneigten anschließenden unteren Mittelhangbereich über. Oberhalb der Kante sind meist noch Reste des Bt-Horizontes ausgebildet, unterhalb streichen diese, und unterlagernde Horizonte, nach und nach aus. Untersucht man das Abflussgeschehen dieses Hanges, so fehlen ausgeprägte Leitlinien des Oberflächenabflusses. Dieser sammelt sich hier in Mikroleitbahnen und führt ab einer bestimmten Abflussmenge und einer gewissen Steilheit zur Ausbildung zunächst kleinerer Rillen, welche sich hangabwärts bis auf Rinnenstadium vergrößern können. Dabei sind die Rillen nach RICHTER (1976) letztendlich die Folge der den stärkeren Oberflächenabfluss bedingenden Verschlammung der Oberfläche des Bodens. Der zunehmende Abfluss sammelt sich entlang gewisser Bahnen und verursacht beim Anstieg der Scherkräfte, über die Scherspannung des Bodens hinaus, einen Ablöseprozess von Bodenmaterial, wodurch eine Eintiefung in Form einer Rille ermöglicht wird (vgl. Kapitel 2.5.3). Die Rinnen entstehen nach RICHTER bei konvex-konkaven Hängen vor allem im Bereich stärkster Hangneigungen und schneiden sich durch rückschreitende Erosion hangaufwärts in die Bodendecke. Da in den Querschnitten offensichtlich wird, dass die Hänge unterhalb der Hangknicke einst gemäßigte Neigungsgrade besessen haben müssen, sind für die heutige Steilheit dieser Passagen wohl mehrere Komponente als ursächliche Einflussgröße anzusehen. Zunächst ist neben der Hangneigung die Abflussmenge eine entscheidende Größe für die Erosionsleistung an Hängen (siehe Abb. 2.8, S. 44), des Weiteren besitzt ein gut

aggregierter Bt-Horizont eine schützende Wirkung vor flächenhafter wie linienhafter Erosion. Wird zunächst ein humoser Oberboden Stück für Stück abgetragen, so folgt i.d.R. eine rasche Ausräumung des tonarmen und stark erosionsdisponierten Al-Horizontes auf gesamter Breite, bis die Materialablösung im Bt-Horizont gehemmt wird. Für eine fortlaufende Rillenbildung muss nun eine gewisse Abflussmenge bereitgestellt werden, folglich ist die Ausbildung größerer Rillen an eine gewisse Entfernung zur nächsten Wasserscheide gebunden (vgl. auch DEMEK 1966, MORGAN 1999). Vermutlich wurde der Schwellenwert für einen Abtrag des Bt-Horizontes einst erst am oberen Unterhang überschritten, woraufhin hier die Erosion ansetzte und sich im Laufe der Zeit bis zur heutigen Lage des Hangknicks empor arbeitete. Entgegen der in der Literatur oft beschriebenen höchsten Erosionsintensität an den Oberhängen (vgl. PECSI 1996), wirkt diese an der südexponierten Flanke des Zehrener Dellensystems in erster Linie am unteren Mittelhang. Der Oberhang und der sich anschließende Kulminationsbereich sind dagegen relativ abtragungsgeschützte Bereiche. Davon abweichend gestalten sich die bereits am Oberhang total erodierten Böden in Querschnitt Q3. Es kann vermutet werden, dass ein Großteil der einst an diesem Hangbereich gelagerten Böden bereits im Zuge der starken Erosion der Tiefenlinie, abgetragen worden.

Der breit gefächerten Literatur über bestimmte Einflussgrößen der Bodenerosion ist zu entnehmen, dass vor allem der Aggregatzerfall und die anschließende Verschlämmung als von erheblichem Einfluss für die Erosionsprozesse gelten und dass diese Teilprozesse wiederum durch bestimmte Faktorenkonstellationen begünstigt, bzw. vermindert werden können. Zum einen bedingt nach GERLINGER (1997) ein geringerer Tongehalt eine höhere Erodibilität, da ohne den aggregierenden Einfluss des Tones die Ablösefähigkeit und anschließende Transportierbarkeit der kleinen nichtaggregierten Schluffteilchen begünstigt wird. Zudem gestaltet sich ein höherer Gehalt an organischer Substanz als vorteilhaft für die Ausbildung stabiler Aggregate, da sich durch Pilzmycele, Bakterienkolonien, Haarwurzeln und Tierkot gebildete Makroaggregate als relativ resistent gegen Verschlämmung durch Wasser erwiesen haben. Zwar schwächt der Ap durch seine vermischende Wirkung die Eigenschaften von Bt-Horizonten und des kalkhaltigen Löss ab, doch treten gerade Ton- und Humusgehalte über die Maßen in Erscheinung. So fungiert ein oberflächlich anliegender Bt als regelrechte Schutzschicht und an Abschnitten, wo Ton- und Humusgehalte auch im Pflughorizont stark zurück treten, fällt das durch die Erosions- und Verschlammungsanfälligkeit des Rohlöss beeinflusste Material, verstärkt dem Abtrag zum Opfer. Die Feuchteverhältnisse des Bodens wirken zudem überaus verstärkend auf diese Vorgänge. Wie in einem trockenen Jahr auf den ersten Blick wahrzunehmen ist, gestaltet sich



Abbildung 6.1 a/b: Am Vitalitätszustand des Getreides abzulesende Feuchteunterschiede zwischen trockener südexponierter Flanke und frischerem Gegenhang

die Exposition der Hänge als tragender Parameter für die Feuchte der Böden. Weist die nordexponierte Flanke, erkennbar am Vitalitätszustand des Bewuchses, ein wesentlich frischeres Niveau, bis weit über das Kolluvium hinaus auf, so wird das grüne, auf ausreichenden Wasserhaushalt verweisende Getreide an den südexponierten Hängen vom oberen Verbreitungsrand der Kolluvien begrenzt (Abb. 6.1 a/b). Das oberhalb anstehende Getreide wird trockenheitsbedingt durch eine strohige Farbe gekennzeichnet, der Boden ist ausgetrocknet und verhärtet.

GERLINGER (1997) beschreibt einen starken Aggregatzerfall während intensiver Niederschläge bei niedrigen Anfangswassergehalten und einer hohen Befeuchtungsgeschwindigkeit. Die hohen Saugkräfte der trockenen Bereiche führten zu verstärkter Luftkompression, wodurch Mikrorisse mit anschließendem Aggregatzerfall und Verschlämmung hervorgerufen würden. Feuchte Böden erführen während eines Niederschlages zwar durch Tropfenaufprall stärkere plastische Verformungen, unter Abscherung von Mikroaggregaten, doch die dabei entstehenden gröberen Bruchstücke wirkten wohl weniger begünstigend auf Verschlämmung und Austrag, zudem sei der Anteil der Luftporengung in feuchten Aggregaten ausgesprochen gering.

Daraus kann gefolgert werden, dass die stärkere Austrocknung der südexponierten Flanke die Erosion begünstigt, vor allem der an der Oberfläche anliegende kalkhaltige Löss ist gegenüber der Austrocknung am stärksten disponiert. Ist die Bodendecke erst bis auf den im Untergrund lagernden Löss abgetragen, führt dieser Umstand in Form eines selbstverstärkenden Prozesses zu einer Intensivierung des Erosionsgeschehens. Auf diese Weise kann auch die teils markante Ausprägung der Hangkanten erklärt werden. Auch im Löbschützer Dellensystem wurden Dellenflanken mitunter bis auf den kalkhaltigen

Löss erodiert. Starke erosive Anschnitte der Bodendecke sind vor allem in den sanfteren Mulden der ersten Querschnitte auf südexponierten Hängen zu finden, doch wurden diese schon in höheren Lagen, an den Ober- und oberen Mittelhängen, realisiert. Die angeschnittenen Abschnitte erweisen sich bei einer Rekapitulation der präerosiven Geländeoberfläche zumeist als stark aus den Hängen hervortretende und somit besonders erosionsanfällige Bereiche. In den unteren Dellenbereichen mit vorrangig von Süden nach Norden streichender Tiefenlinie, wurde keine Expositionsbedingtheit der erosiven Anschnitte ausgemacht, vielmehr scheinen sich diese hier an Steilabfällen der einstigen Geländeoberfläche zu orientieren. Die Böden wurden stets entlang, zu steileren Passagen hinführenden, stark konvex gebogenen Hangbereichen abgetragen, auch hier scheint die Entfernung zum Wasserscheidenbereich eine elementare Einflussgröße zu sein. Wie in Zehren werden die Bereiche austreichender Bodenhorizonte durch Hangknicke markiert.

Betrachten wir nun eingehend die starke Asymmetrie der Zehrener Dellenquerschnitte, so offenbart sich neben den erläuterten Prozessen auf der südexponierten Flanke, eine stark abweichende Gestalt der nordexponierten Dellenseite. Diese zeigte sich wesentlich stärker durch Hangmulden und Seitendellen zergliedert. Greifen durch Niederschläge hervorgerufene Erosionsprozesse auf der gegenüberliegenden Flanke auf ganzer Breite an, so werden sie hier vermehrt durch die Seitendellen kanalisiert, wobei ihre Wirkung auf die Hänge zunächst abgeschwächt wird, sich dafür allerdings auf die Tiefenlinien der Seitendellen konzentriert. Im Ergebnis sind die Abflüsse stärker zu den Seitendellen, denn zu der eigentlichen Haupttiefenlinie des Dellensystems orientiert und es kommt auf den Flanken der Seitendellen und vor allem in deren Tiefenlinien zwar zu Bodenabtrag, doch sind die erosionswirksamen Hanglängen durch die Segmentierung stark vermindert. Dies äußert sich in einem stärkeren Erhalt der Böden auf den Hangrücken der die Seitendellen einrahmenden Zwischenwasserscheiden und gleichzeitig einer stärkeren Beeinträchtigung der Mulden zwischen den Rücken. Besonders die wasserstreuenden Rückenbereiche auf dem Niveau der ehemaligen Einmündungen der Seitendellen in die Haupttiefenlinie blieben somit von stärkerem Abtrag verschont und als Zeugen der einstigen Geländeoberfläche erhalten. Letztendlich bedeutet die Asymmetrie des Dellensystems keine Asymmetrie des Böschungswinkels, sondern vielmehr eine Asymmetrie der Hanglängen und des Zergliederungsgrades, worin sich deutlich die Formungsrelevanz holozäner Erosionsprozesse neben der Bedeutung der heterogenen pleistozänen Ausformung der gegenüberliegenden Dellenflanken (vgl. Kapitel 2.2.4 & 2.4) wieder spiegelt. Die scheinbare Westwanderung der Dellentiefenlinie wäre somit der Wirkung holozäner Erosionsprozesse geschuldet.

6.1.3 Hangkolluvien

Verbreitungsgebiete flächenhaft auftretender Kolluvien waren neben den dominanten Tiefenlinien, die Ursprungsmulden sämtlicher Dellenzüge, sowie gewisse Abschnitte in Kuppenlage der die Dellen einrahmenden Rücken. Im Gegensatz zu den Kolluvien der Tiefenlinie sind die beiden anderen Erscheinungen den Hangkolluvien zuzuordnen und treten flächiger, dafür mit wesentlich geringerer Mächtigkeit auf. Auf die Bedeutung der Hänge als Sedimentspeicher weist auch TRIMBLE (2000) hin und setzt die hohen Erosionsraten innerhalb eines Systems in Beziehung zu den niedrigen Austragsraten aus dem System hinaus. Hangkolluvien besitzen teilweise höhere Tongehalte und höhere Gehalte an organischem Kohlenstoff, wobei letzterer Umstand wohl ihrer Entwicklung über aufwachsende Pflughorizonte geschuldet ist. Die niedrigeren Tongehalte der oberen Tiefenlinienkolluvien sind mit der längeren Transportstrecke und einer damit einhergehenden Korngrößensortierung, sowie einer stärkeren Beimengung des mittlerweile an den Unterhängen angeschnittenen Ausgangssubstrates, zu begründen.

In den Hangfußbereichen, am Übergang zu den Tiefenlinien, ist eine derzeitige Materialzufuhr in Form aneinander gereihter Schwemmfächer zu beobachten. Besonders am Fuße der Zehrener südexponierten Flanke wird in den Querschnitten ein zunehmender Aufbau der dortigen Kolluvien ersichtlich, hier kommt es zu einer umfangreichen Materialbereitstellung durch die gedehnten erosiven Hanglängen (Abb. 6.2). In den stärker zergliederten Flankenbereichen sind die Bereiche aktueller Kolluviation wesentlich stärker auf die Mündungsbereiche der auslaufenden Seitendellen konzentriert (Abb. 6.3). Vergleicht man einen markanten Schwemmfächer der Südflanke mit dem Schwemmfächer der abgebohrten Seitendelle der Nordflanke (Tab. 4), so erweist sich Letzterer als etwa drei mal so groß,

Tabelle 4: Vergleich zweier Schwemmfächer mit stark konträren Hangeinzugssystemen

	S-Flanke	N-Flanke
Größe des Schwemmfächers:	60 m ²	180 m ²
Mächtigkeit des Schwemmfächers:	4 cm	4 cm
Volumen des Schwemmfächers:	2,4 m ³	7,5 m ³
Masse des Schwemmfächers:	3,6 t	11 t
Größe des Einzugsgebietes:	2700 m ²	17000 m ²
Mittlerer Bodenabtrag:	0,8 mm ~ 13 t/ha	0,4 mm ~ 6,5 t/ha



Abbildung 6.2 (links): Einzelner großer Schwemmfächer am Ausgang der parallel zur Tiefenlinie verlaufenden Seitendelle des Zehrener Systems

Abbildung 6.3 (rechts): Aneinander gereihete kleinere Schwemmfächer der gegenüber liegenden, steileren Südflanke

lässt aber aufgrund der Größe der jeweiligen Einzugsgebiete nur auf die Hälfte des mittleren Erosionsbetrages der Südflanke schließen. Anhand dieses Beispiels offenbart sich m.E. die größere Erosionsneigung der steilen unzergliederten Südflanke, gegenüber der Pufferwirkung der Hanglängenverkürzung und des zusätzlichen Sedimentspeichers der Seitendellentiefenlinie auf der Nordflanke.

Ein Umstand, der besonderes Interesse weckt, sind die beobachteten Kolluvien in Kulminationslagen der Rücken. Dieses Phänomen wurde u.a. während der Tagung des AK Geomorphologie 2006 in Dresden diskutiert und erwies sich als eine auch in anderen Lössgebieten auftretende Erscheinung. Für das Dellensystem Zehren lässt sich allerdings eine recht einfache Erklärung für diese Problematik finden; verkettet man die Querprofile miteinander, so wird die Genese der Kolluvien offensichtlich. Das Blockbild in Anhang A.9 zeigt für die 157 m über NN aufragende Kuppe des hinteren Querschnitts Q3, ein nahezu komplett ausgebildetes Parabraunerdeprofil (vgl. Abb. 5.1, S. 85), das durch einen 30 cm starken Ap-Horizont nach oben abgeschlossen wird. Bis zum Querschnitt Q2 fällt der Rücken auf etwa 155 m über NN ab, hier ist auf einer leichten Verebnung ein geringmächtiges Kolluvium über dem angeschnittenen Bt-Horizont gelagert. Von diesem Punkt aus fällt der Rücken noch weitere 13 m bis zu dem Sattel nahe des Fahrweges ein, wobei entlang dieses Abfalls, parallel zur Streichrichtung, die Seitendelle entwickelt ist. Nach dem langsamen Ausstreichen des Kolluviums und der unterlagernden Bodenhorizonte leitet eine stark konvexe Biegung in einen steileren Abfall des Rückens, etwa am Querprofil Q6, über, worauf hier sämtliche Böden bis auf den kalkhaltigen Löss ausgeräumt wurden. Schließlich geht der



Abbildung 6.4: Komplexe Untergrundgestaltung des südlichen Zehrener Rückens

Rücken in eine konkave Krümmung über und die Steigung läuft allmählich bis zum Schnittpunkt mit Q8, auf dem seichten Sattel aus. Mit abnehmendem Neigungsgrad setzen zunächst die Böden wieder ein und schließlich kommt auf relativ ebenem Gelände ein Kolluvium zur Ablagerung, dass durch eine beträchtliche Ausprägung des Schwarzen Sediments nach unten, zu den angeschnittenen Bt-Horizonten hin, abgeschlossen wird. Dieser Bereich befindet sich, relativ zum Verlauf des Rückens gesehen, in Unterhangle und war so zum Einen vor stärkerer Erosion geschützt, wobei die senkrecht zum Rücken einfallende erosive Hanglänge durch die Tiefenlinie der Seitendelle begrenzt wurde, und zeichnete sich zum Anderen als Sedimentationsbereich für, in höheren Lagen des Rückens abgeschwemmtes Material aus. Im Zuge einer Geländebegehung, im Frühjahr 2008, konnten die beschriebenen Verhältnisse in Form des, sich durch den Pflughorizont durchpausenden Untergrundes beobachtet werden (Abb. 6.4). So markiert der schmale, zur Erhebung laufende, dunkle Streifen das Tiefenlinienkolluvium der Seitendelle, der senkrecht dazu ansetzende, ebenfalls dunkle Streifen zeigt den Verlauf der entlang des Rückens abgelagerten Sedimente. Der helle Streifen in der linken Bildhälfte verweist auf das oberflächennah anstehende Grundgestein mit den nahezu total erodierten Böden.

Es lässt sich also entlang der die Dellen einrahmenden Rücken ein nicht unerheblicher Materialtransport feststellen, wodurch sich vor Allem in flacheren Abschnitten scheinbare Kulminationsbereiche als Ablagerungsflächen für Kolluvien erweisen können. Die beinahe totale Erosion der Lössdecke auf dem Sattel des Querschnitts Q8 resultiert

womöglich aus einem starken Erosionsimpuls, der hier durch die beidseitige Einengung des Rückenbereiches bedingt ist. Es ist zu vermuten, dass dieser Erosionsimpuls schon während der äolischen Lössakkumulation bestand und somit von vorn herein keine mächtige Lössdecke ausgebildet wurde. Ein stärkerer Einfluss des Gesteinsuntergrundes auf die holozänen Erosionsprozesse ist z.B. in Hinblick auf die Wasserspeicherkapazitäten der Substratdecke anzunehmen.

6.1.4 Kolluvien der Tiefenlinien

Für die Kolluvien der Tiefenlinien ist, abgesehen vom abnehmenden Tongehalt, im Allgemeinen keine deutliche Differenzierung oder Schichtung festzustellen. Im Zehrener System ließe sich eventuell eine Schicht im mittleren bis oberen Teil des Kolluviums ausweisen, in welcher ein Minimum des organischen Kohlenstoffs mit einem leichten Maximum im Grobschluffbereich und einer sehr schwachen positiven „Ausbeulung“ der Tongehaltskurve einhergeht. Dies beträfe, unter Ausschluss des Querschnitts Q1, eine leicht grau-braun gefärbte Schicht, die von einem fahlen bis dunklen grauen Material unterlagert wird. Im mittleren bis unteren Tiefenlinienbereich kam es im oberen Meter meist zu einem Anstieg im Sandgehalt, der von einem qualitativen Sprung von nahezu 100 Prozent Konkretionen, hin zu überwiegendem Quarzanteil und zudem minimalen Tongehalten begleitet war. Am ehesten könnte man sich wohl in Bohrung S4 zu einer Untergliederung verleiten lassen, wobei über dem tonreichen Schwarzen Sediment ein graues Paket mit mittleren Ton- und Grobschluffgehalten folgen würde, was wiederum nach oben von leicht rötlicherem Material mit höheren Quarzanteilen, viel Grobschluff und wenig Ton abgelöst wird. Eine solche Untergliederung basiert allerdings nur auf geringen Texturunterschieden und lässt sich kaum mit mehreren Profilen korrelieren. Eine mögliche Erklärung für fehlende, gut ausgeprägte markante Zonen wären schwankende Eintiefungsbeträge verschiedener Epochen, unter wiederholter Ausräumung spezieller Sedimente oder der Bodenbildungen etwaiger Stabilitätsphasen. Es ist auch nicht zweckmäßig in solch ausgeprägten Tiefenlinien z.B. von umgekehrten Profilabfolgen der Bodenprofile auszugehen, führt man sich nur die zahlreichen Diskordanzen, sowie die sehr heterogene Verteilung der Erhaltungsstadien der Böden vor Augen.

Als verlässliche Markerhorizonte wären humose, Stabilitätsphasen bezeugende Zonen anzusehen, wie sie wohl in schwacher Ausprägung in den Dellensystemen Schwochau

(S13, Anhang A.17) und Löbschütz (S23 & S24) erbohrt wurden. In Schwochau folgt oberhalb des Schwarzen Sediments eine hellere Schicht mit geringeren Ton- und Kohlenstoffgehalten sowie höheren Grobschluffwerten, worauf sich ein geringmächtiger dunkel-grau-brauner Horizont anschließt, der sich allerdings nur durch 0,1 Prozent höhere Kohlenstoffwerte und 2 Prozent höhere Tongehalte auszeichnet. Etwa 50 cm darüber folgt ein weiterer, jedoch noch schwächer ausgebildeter dunkler Horizont. Die beiden Bohrungen der auennahen Hauptdelle bei Löbschütz zeigten 40 cm, bzw. 200 cm oberhalb des Schwarzen Sediments einen dunklen Horizont, der zumindest in der Bohrung S24 durch stark erhöhte Kohlenstoffwerte auffiel.

Zunächst soll für die Bewertung dieser humosen Zonen ein Vergleich mit den Auenbereichen angestellt werden. In den Auen herrscht meist eine Anlieferung relativ homogenen lehmigen Materials, quasi in Form eines Querschnitts der gesamten, im Einzugsgebiet erodierten Sedimente vor. Dadurch heben sich Zeiten verminderter Akkumulation durch vermehrte Kohlenstoffanreicherung vom restlichen Sedimentpaket ab. In den Dellen zeigen sich die Kolluvien jedoch wesentlich enger mit dem abgetragenen Material verwandt. So könnten Änderung im Gehalt der Organik auch durch die jeweilige Beschaffenheit der erosiven Hangabschnitte des Einzugsgebietes bedingt sein und weniger durch ökologische oder klimatische Faktoren. Es wäre z.B. vorstellbar, dass die Kultivierung eines neuen Hangabschnitts und der folgende Abtrag des humosen Oberbodens zur Ausbildung einer solchen humosen Lage führen könnten. Auf die Bedeutung der Tiefenlinienerosion für die Ausbildung schmaler, scharf begrenzter Sedimentschichten wurde bereits verwiesen. Nichts desto trotz können sich die humosen Zonen durchaus als Relikte stabiler Phasen mit eingeschränkter Sedimentationsintensität erweisen, nur sollen sie hier aufgrund ihrer schwachen räumlichen Konsistenz zunächst nicht überbewertet werden.

6.1.5 Dynamik entlang der Tiefenlinien

Die präkolluviale Gestalt der Tiefenlinien zeigte sich in allen drei Dellensystemen ähnlich. Ab einem gewissen Punkt der Lauflinie, spätestens aber im unteren Dellenbereich, wurde die gesamte Bodendecke bis auf einen unterlagernden Lösslehm ausgeräumt. Der im Zuge der Tiefenerosion erfolgte Betrag der Tieferlegung der Geländeoberfläche, beläuft sich in den Dellenzentren wohl auf zwei bis drei Meter, wobei in den verschiedenen Dellensystemen der räumliche Beginn der Tieferschaltung hinsichtlich der Größe des Einzugsgebietes variiert. Als

Tabelle 5: Vergleich der Tiefenlinien der Dellensysteme Zehren und Löbschütz

	Zehren	Löbschütz
Distanz bis zur Ausräumung der Böden:	250 m	1000 m
Höhenunterschied:	11 m	28 m
Durchschnittliche Neigung:	2,5°	1,6°
Gesamtlänge:	1700 m	720 m
Höhenunterschied:	38 m	21 m
Durchschnittliche Neigung:	1,7°	1,3°

identisch erweist sich, zumindest für die Systeme Zehren und Löbschütz, der Umstand einer zweigeteilten Tiefenlinie mit nahezu vollständig erhaltenen Böden im oberen Teil der Delle und vollständig erodierten Profilen im unteren Teil. Sucht man nach der Stelle, an welcher die Böden durch die Erosion gekappt wurden, so liegt diese stets im umliegenden Mündungsbereich zweier zusammenfließender Dellentiefenlinien. Genügte in Zehren bereits ein Einzugsgebiet von 8,5 ha, um die Böden bei der Bohrung S7, nach der Vereinigung der Tiefenlinien zweier Dellenursprungsbereiche vollständig auszuräumen, so konnte dieser Zustand in Löbschütz, selbst bei einem 31 ha messenden Einzugsgebiet nicht erreicht werden. Auch hier kam es erst nach dem Einmünden der Delle in eine Tiefenlinie nächst größerer Kategorie zum Austrag der Böden, wobei diese eventuell auch einzig und allein entlang der größeren Tiefenlinie ausgeräumt worden sein können. Vergleicht man die Tiefenlinien der beiden Dellenabschnitte, jeweils zwischen Dellenursprung und Anschnitt der Böden miteinander (Tab. 5), so fällt für Zehren ein geringerer Wert des absoluten Höhenunterschiedes, jedoch im Bezug auf die kürzere horizontale Distanz, ein stärkerer Neigungsgrad im Vergleich zu Löbschütz auf. Hier ist der Höhenunterschied zwar zweieinhalbfach so groß wie in Zehren, doch erstreckt sich die Tiefenlinie mit erhaltenen Böden über eine vierfach längere Distanz, zudem wirkt sich die stufenartige Verebnung im Bereich der Bohrung RKS1 stark mindernd auf die linearen Prozessintensitäten aus. Auch wenn man die restlichen Tiefenlinienbereiche bis zum Dellenausgang einbezieht, zeichnen sich für den Löbschützer Dellenzug niedrigere Neigungswerte ab. Der Unterschied schwächt sich zwar aufgrund der im Allgemeinen schwächer geneigten Tiefenlinien in den unteren Dellenbereichen ab, ist aber durchaus vorhanden. Nur wenn die gesamte Zehrener Delle und die Löbschützer Süd-Delle aufgrund ihrer ähnlich großen Einzugsgebiete gegenüber gestellt werden, erweisen sich die Beträge der Neigungsgrade der Tiefenlinien als nahezu identisch. Somit müssen für die höhere Erosivität innerhalb des Zehrener Systems neben den

Abflussverhältnissen entlang der Tiefenlinie auch die bereitgestellten Abflussmengen und demzufolge die, die Tiefenlinien speisenden Hänge beachtet werden. Diese Hänge besitzen in den mittleren und unteren Dellenbereichen bei Zehren eine wesentlich größere horizontale Ausdehnung als in Löbschütz und warten zudem mit doppelt so großen Höhenunterschieden zwischen Wasserscheiden und Tiefenlinie auf. Aufgrund dieser längeren, auch mit starken Neigungen behafteten Hangabschnitte, erhöht sich das oberflächliche Abflussaufkommen am unteren Ende der Hänge und steht einer Tiefenlinienerosion zur Verfügung.

6.1.6 Formungsintensitäten in Abhängigkeit vom Relief

Dieses Muster spiegelt sich auch in den Sedimentbudgets wieder, so beherbergt das Zehrener Dellensystem bei einem etwas kleineren Einzugsgebiet das Doppelte, der in der Löbschützer Süd-Delle gelagerten Sedimentmenge. Dieser Umstand führt zu den doppelt so hohen mittleren Abtragungsbeträgen, die wiederum mit der gesteigerten Erosionsneigung einhergehen.

Zusammenfassend ist für das holozäne Geschehen zu sagen, dass Formen der linearen Eintiefung, der späteren Hangabflachung und der damit in Zusammenhang stehenden geomorphologischen Begleiterscheinungen in sämtlichen Dellen verbreitet sind und dass sich auch besonders steile Hangformen nicht auf bestimmte Gebiete begrenzt zeigen. Allerdings bestehen unterschiedliche Formungsintensitäten aufgrund des jeweiligen Verhältnisses der Tiefenlinien zu den Einzugsgebieten, sei es durch unterschiedliche Zerschneidungsgrade und einer damit einhergehenden Kompensation des Abflusses oder sei es durch unterschiedliche Einschneidungsgrade und deren Auswirkungen auf die Intensitäten der Hangerosion. Zeigen sich z.B. in den Dellenanfängen unter den Kolluvien meist noch Bodenreste erhalten, die ab einem Punkt verstärkter Abflusskonvergenz geschnitten und ausgeräumt wurden, so befindet sich dieser Punkt in exponierter Plateaurandlage wesentlich näher am Dellenbeginn, als in zentralen Plateaulagen, wo er eventuell erst am Zusammenfluss mehrerer größerer Dellen auftritt. Die Erosionsintensität erweist sich folglich als abhängig von Entfernung und Höhenunterschied zur jeweiligen Erosionsbasis, auf welche sich zunächst die Hauptdellentiefenlinien erster Ordnung ausrichten und damit Hanglängen und Hangsteilheiten bedingen, und die in der Folge als Orientierung für die Ausbildung von Tiefenlinien untergeordneter Kategorien dienen.

6.2 Spätglaziale Prozesse und die präholozäne Oberfläche

Die Bohrprogramme in den Dellensystemen erbrachten eine Reihe von Befunden, die bestimmte spätpleistozäne Prozessabläufe bezeugen. Zunächst ermöglicht der im Zehrener Querschnitt Q8/II erfolgte Anschnitt des Grundgesteins gewisse Aussagen über die Gestalt der Oberfläche, vor der Lössakkumulation. Es ist davon auszugehen, dass der den Rücken aufbauende Gesteinskörper im Bereich des Sattels mit relativ steilen Abhängen nach Norden und Osten abbricht und durch mächtige Lössauflagen ersetzt wird. Im Kapitel 4.2 wurde bereits eine mögliche Formung der Syenodiorit-Rücken während der Zerschneidung dieses Gebietes durch die Elbe und einmündende Tiefenlinien erörtert. DEMEK (1963) und SEMMEL (1985) beschreiben dabei das Vorkommen isolierter Felsklippen an mäßig geneigten Hängen der oberen Bereiche schmaler Rücken in Mittelgebirgen. Diese entstanden nach DEMEK durch die Zerschneidung, aus Frostverwitterungsprozessen hervor gegangener Frostkliffs. Womöglich zeigt sich in eben dieser Gesteinsaufwölbung des Zehrener Rückens ein solches im Pleistozän herauspräpariertes Frostkliff; die sich nach Osten anschließende, über 250 m erstreckende Verebnung mit den hier befindlichen mehr als elf Meter mächtigen Lösssedimenten spricht für eine solche Stufung des Rückens. Geht man zudem von der, in der Literatur verbreiteten Annahme dominanter Westwinde während der Lössakkumulation aus, so könnte sich der im Osten anschließende Bereich, in welchem auch das erwähnte Profil am Fuchsbau aufgedigelt wurde, als im Windschatten der Gesteinsstufe entwickelte Lössschleppe erweisen. Wenige hundert Meter weiter eröffnet sich in Form des Zehrener Burgberges ein weiterer bloßgelegter Gesteinskörper des Rückens.

Ein weiterer glazialer Prozess eröffnet sich in den untersten Bereichen der Dellentiefenlinien. Schon die zahlreichen meist nahe von Kulminationslagen gelegenen, stratigraphisch untersuchten Lössaufschlüsse der näheren Umgebung, verweisen mit ihren mächtigen Schwemmlössfolgen auf ein nahezu ständiges, durch relativ feuchte Phasen geprägtes Dellenbildungsregime (vgl. MESZNER 2008). In den Dellentiefenlinien wurden nun, vor allem bei vorhergehender Ausräumung der Böden, stark tonige, durch Eisenanreicherungen geprägte und intensiv aggregierte Lösslehme erbohrt, die ihrer Genese nach als Solifluktionssässe anzusprechen sind. Einige Bildbeispiele folgen in den Abb. 6.5 a/b/c, wobei die erwähnten Eigenschaften deutlich hervortreten. In Stahna wurde in unteren Hangbereichen ein ebensolches Material vorgefunden, dieses zeichnete sich, wie



Abbildung 6.5 a/b/c: Stark aggregierte, tonige und verbrauchte Solifluktlössse im Liegenden der Kolluvien im Dellensystem Schwochau

jenes der Tiefenlinien, durch höhere Tongehalte und eine Beimengung andersartiger, in den oberen Lössschichten nicht auftretender Minerale der Grob- und Mittelsandfraktion aus.

Die Süd-Delle in Löbschütz besitzt in der ersten Dellenhälfte, unterhalb der holozänen Böden eine Schicht kalkhaltigen Lösses, welcher keilartig bis zum unteren Teil der Delle ausstreicht und durch Schwemm- bzw. Solifluktlöss unterlagert wird. Der kalkhaltige Löss zeigte sich in aller Regel als Träger des W γ 2-Lösses, in welchem die Lamellenfleckenzone und die holozänen Böden entwickelt waren. Dass hier in der Tiefenlinie die Ausbildung etwaiger Lammellenflecken zugunsten eines mehr homogenen Gemisches ausblieb, mag der allgemein höheren Verspülungstendenz innerhalb der Dellenzentren geschuldet sein. Aus der Abfolge der verschiedenen Lagen ist m.E. zu schlussfolgern, dass auf eine Phase verstärkter Solifluktionstätigkeit, mit Ablagerung des tonigen Materials in den untersten Tiefenlinienbereichen, eine Akkumulation kalkhaltigen Lösses erfolgte, wobei dieser verstärkt nach der Versteilung der Tiefenlinie, bei RKS1, entlang dieser ausgeräumt wurde. Problematisch gestaltet sich hierbei der Umstand, dass die Lagerung des tonreichen Solifluktlösses in flankenwärtiger Richtung nicht nachvollzogen werden konnte. Es ist folglich nicht belegt, ob das Material unterhalb des kalkhaltigen Lösses auf die Unterhänge übergeht oder ob es am Rande der Tiefenlinienbereiche oberhalb des Lösses ausstreicht und somit durch ihn unterlagert wird. Träfe letzterer Fall zu, so wäre die Verlagerung in eine postakkumulative Phase zu stellen und der Keil kalkhaltigen Lösses wäre entweder in einer weiteren schwächeren Akkumulationsperiode, evtl. im Zuge der W γ 2-Lössablagerung entstanden, oder aber er rührt von einer späteren Verschwemmung eines dellenaufwärts angeschnittenen Lösspaketes. Diese Frage konnte auch im Zehrener Dellensystem nicht hinreichend geklärt werden, so lag hier im unteren Dellenbereich kalkhaltiges oder zumindest lössartiges Substrat unterhalb eines, hier eher als Schwemmlöss ausgeprägten, tonigen Materials und im oberen Teil der Delle lagen dem kalkhaltigen Material direkt die holozänen Böden auf. Auch hier waren aufgrund begrenzter Bohrgestänge keine tieferen Bohrungen

möglich und so bleibt offen, ob das lössartige Material des unteren Dellenabschnittes dem oberflächennahen Lösspaket der Hänge oder einer früheren Lössakkumulation anzugliedern ist.

Der für das Dellensystem Löbschütz beschriebene, rötlich eingefärbte Übergangsbereich von entkalktem zu kalkhaltigem Löss (vgl. Abb. 5.19, S. 108) markiert vermutlich eine pedogenetische Überprägung innerhalb einer, der Lössakkumulation folgenden, feuchteren Phase. Leicht tonige und bindige Substrate wurden auch in Schwochau unterhalb der Kalkgrenze erbohrt, wobei sich hier sämtliche angrenzende Horizonte stärker durch Hydromorphierungen geprägt zeigten. Eine mögliche Deutung dieser rötlichen Zone besteht in der Annahme einer arktischen Bodenbildung, ZEPP (2004) sieht hierbei die aus der Strahlungsabsorption resultierenden höheren Bodentemperaturen von den niedrigen Lufttemperaturen entkoppelt. In Kombination mit einem gewissen Feuchteangebot hält er Bodenbildungen, im Sinne von Eisenfreisetzung und chemoklastischer Tonverwitterung auch in arktischen Klimaten für möglich. Einen braunen Saum, unterhalb der Lamellenfleckenzone beschreibt auch LIEBEROTH (1964), er sieht diese schwach arktische Bodenbildung in der sommerlichen Auftauschicht entwickelt und setzt für deren Entstehung eine Wärmeoszillation, mit schwacher Erwärmung, gemäßigter Durchfeuchtung und aussetzender Lössakkumulation voraus. Es stellt sich die Frage nach der Möglichkeit einer solchen Verbraunung innerhalb eines kalkhaltigen Substrates, z.B. in Form einer synsedimentären Eisenausscheidung. Durchaus denkbar wäre auch eine Interstadiale Pedogenese mit einer sekundären Aufkalkung infolge spätglazialer Lössanwehungen.

Des Öfteren wurde schon die weite Verbreitung der Lamellenfleckenzone für das Gebiet der Lommatzcher Pflege hervorgehoben, allerdings ergaben sich kaum weitere Hinweise auf die mögliche Genese dieser Zone. Auf die Deutung LIEBEROTHS wurde bereits hingewiesen, ergänzend dazu lässt sich erwähnen, dass er das im Spätglazial vorhandene Bodeneis als maßgeblich an der Bildung der Lamellenfleckenzone beteiligt sieht. Im Gelände konnte beobachtet werden, dass innerhalb der Lamellenfleckenzone fahle bis fahl-ockerfarbene, schluffige, mit dunklen wolkenartigen Strukturen unterlegte Bänder durch von rötlicher Farbe verhüllte, tonige Bänder abgelöst werden, wobei die Eisenfärbung an den unteren Rändern der Tonstreifen, am Übergang zu den fahlen Bereichen am intensivsten ausgeprägt war. Auch erwiesen sich diese fahlen Bereiche als von Millimeter großen Eisenflecken durchsetzt, im Gegensatz zu den eher orange gefärbten Hydromorphierungen durch Nässe beeinflusster Böden, wirkten die Farben der Lamellenfleckenzone wesentlich dunkler und rötlicher.

Nach WEIDENBACH (1956) könnte eine, hier als Frostblättrigkeit bezeichnete, lamellare Eislinnenbildung in Form oberflächenparalleler Strukturen den senkrechten Wasserstrom behindern und zur Ausbildung gleyähnlicher Horizonte mit so genannter Gleyfleckigkeit führen. Die Entstehung von Eislinnen in feinkörnigen Substraten beschreiben SCHEFFER ET AL. (1984), wonach zunächst Eiskeime in größeren Poren entstehen, die durch kapillare Wasserbewegungen aus den umliegenden Poren gespeist werden, bis schließlich mit abnehmender Wassersättigung die umgebenden Zonen stark austrocknen und das Wachstum der oberflächenparallelen Eislinnen zum Erliegen kommt.

ZECH (2002) beobachtete in rezenten Permafrostböden ein sommerliches Auftauen der Oberböden, was mit Wasserstau und Redoximorphoseerscheinungen oberhalb der stauenden Permafrostlage einherging. Beim Gefrierprozess bilden sich Eislinnen, Eislagen und unregelmäßig geformte Eiskörper, durch Segregationseis entstehen gebänderte Mikrostrukturen durch Sortierungsprozesse im Grobmaterial.

Dies leitet zu der im Zuge einer Geländebegehung erfolgten Deutung N. CATTOS über, wonach das Material der Lamellenfleckenzone zunächst unter Taiga-, bzw. Tundrabedingungen verbraunt und später durch Bodenfrosterscheinungen sortiert wurde. Das lamellare Erscheinungsbild sei somit durch kurzzeitige Gefrier- und Auftauschwankungen von der Oberfläche her bedingt, der unterlagernde Bv-Horizont könnte sich als zum gleichen Ausgangsmaterial gehörig erweisen, wobei er später in den dauerhaft gefrorenen Bereich des Permafrostes einbezogen wurde und einer Texturdifferenzierung vorenthalten blieb.

LIEBEROTH (1982) beschreibt, gemäß der eigenen im Gelände gewonnenen Befunde, bereits in den heutigen Bt-Horizonten einsetzende, zwei bis zwölf Millimeter große Flecken, die sich in Form von Kurzbändchen bis zum kalkhaltigen Löss fortsetzten. Er sieht in der, seit dem Bölling realisierten Texturdifferenzierung eine erste präholozäne Überprägung der Wy2-Lösse, spricht dabei von einer schwachen Bodenbildung und räumt ein, dass in diesem entkalkten und verbraunten Material zwangsweise Parabraunerden, bzw. Fahlerden im Holozän zur Entwicklung kommen müssten.

Abschließend kann das Relief an der Wende zum Holozän als wesentlich stärker ausgebildet beschrieben werden. Zwar kann für das Spätglazial eine Zunahme der Solifluktion aufgrund höherer Niederschläge angenommen werden, doch ging damit wohl auch eine stärkere Ausräumung entlang der Tiefenlinien einher. Auch wenn die Kuppenbereiche keine wesentlich höhere Aufwölbung vorwiesen, so zogen sich die mäßig geneigten Oberhangbereiche meist weiter in Richtung der Tiefenlinien, bis sie schließlich mit sehr steil geneigten Mittel- und Unterhangbereichen zu den Dellenzentren hinführten.

6.3 Stadien der holozänen Reliefformung

Nach dem letzten Kälterückschlag der Jüngeren Dryas wurden entlang der Vorfluter der Lössgebiete zunächst noch Schluffe in den Flussauen abgelagert (vgl. ROHDENBURG 1965, WILDHAGEN 1972, FUHRMANN 1999), was auf eine gewisse Erosionstätigkeit auf den noch schwach mit Vegetation bedeckten Lössflächen schließen lässt. Doch schon im Präboreal trat mit zunehmendem Bedeckungsgrad eine Formungsruhe ein, die wohl bis in das Atlantikum reichte. Im Allgemeinen wurde stets eine einsetzende Siedlungstätigkeit ab dem ausklingenden Mesolithikum für die ersten erosiven Prozesse und die beginnende Auelehmablagerung verantwortlich gemacht. FUHRMANN (1999) räumt ebenfalls bestimmte Phasen mit intensiverer anthropogen verursachter Erosion ein, doch hält er bestimmte Klimakonstellationen als essentiell für stärkere Materialausträge aus den Systemen und dementsprechende Ablagerungen in den Auen. Unabhängig von bestimmten agrarischen Bewirtschaftungsformen beschreibt er für das Holozän eine Abfolge von Stabilitätsphasen mit vorwiegend ozeanisch geprägtem Klima und Aktivitätsphasen, mit stärkerer Sedimentation in

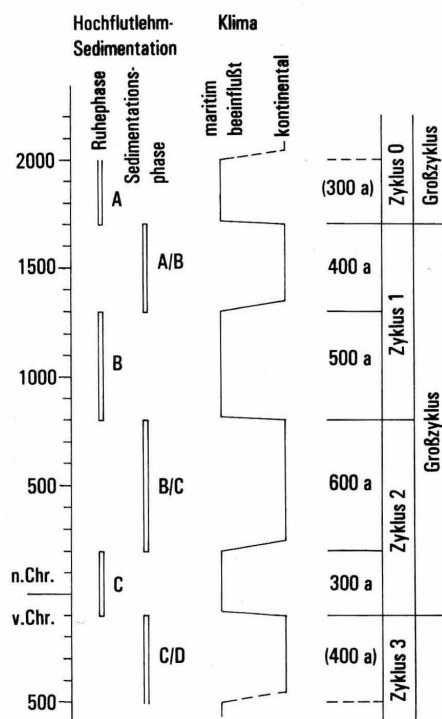


Abbildung 6.6: Periodizität des Klimas im Jungholozän (FUHRMANN 1999)

den Auen und Materialbereitstellung aus den Einzugsgebieten, die vorrangig durch kontinentaleres Klima bestimmt werden (siehe Abb. 6.6). Durch Schwankungen innerhalb der Nordatlantischen Oszillation geriet das Gebiet Mittelsachsens so zeitweilig in den Einfluss südosteuropäischer Luftmassen, was starke Niederschlagsabnahmen verursachte oder auch unter Einfluss nordosteuropäischer Luftmassen, die einen Temperaturrückgang bedingten. Die kontinentalen Phasen gingen mit einer höheren Niederschlagsvariabilität und somit einer stärkeren Neigung zu Starkregenereignissen, mit intensivem Oberflächenabfluss, Bodenabtrag und Hochflutereignissen in den Auen einher. Besonders, wenn der Mensch zuvor die geeigneten Verhältnisse durch Rodungen und Entblößung der Böden schaffte, waren in solchen

Phasen, in denen ohnehin erschwerte Bedingungen für eine geschlossene Vegetation herrschten, großflächige Materialverlagerungen möglich.

Im Anschluss an die für das Frühholozän festzuhaltende Stabilitätsphase beschreibt z.B. WILDHAGEN (1972) eine Wiederbelebung der Formungsaktivitäten im Verlauf des Atlantikums, wobei auch er als ursächlicher Größe bestimmten Klimaveränderungen den Vortritt gegenüber der Siedlungsausbreitung durch die Linienbandkeramiker gibt. HÄNDEL (1967) hält für Nordwestsachsen die Bildung eines älteren Auelehms vor 7000 bis 6000 Jahren fest, unter Beachtung der dafür nötigen Materialbereitstellung müssen also schon um diese Zeit, wenn nicht gar früher bestimmte Erosionsereignisse in den Einzugsgebieten stattgefunden haben.

Da es während dieser Arbeit nicht möglich war Datierungen vornehmen zu lassen, muss es genügen die gewonnenen Befunde anhand der in der Literatur verbreiteten Annahmen zeitlich einzuordnen. Wie soeben aufgeführt, ist mit ersten Materialverlagerungen also für den Zeitraum des mittleren bis späten Atlantikums zu rechnen. Versucht man aus den Kartiierungsergebnissen mit Hilfe des Verlaufs der einst entwickelten Böden, das präneolithische Relief abzuleiten, so erhält man das in Abb. 6.7 (a) (S. 150) dargestellte Bild in Anlehnung an einen typischen Querschnitt des unteren Dellenbereiches des Zehrener Dellensystems. Die erste Formung, die aus den Bohrerergebnissen hervor geht, ist ein ausgesprochen intensiver Erosionsimpuls in den zentralen Dellentieflinien (Abb.6.7 (b), S.150). Die Parabraunerden waren zu dieser Zeit bereits voll entwickelt und vermutlich wurde das Lössgebiet flächendeckend von Laubwäldern bestockt. Neben der Tieferschaltung der unteren Tiefenlinienbereiche um mindestens zwei bis drei Meter, wurde das Dellenzentrum auf der gesamten Breite erodiert, was in bestimmten Positionen zudem einen starken Anschnitt der Böden entlang der Unterhänge bedeutete. Folgt man den Ausführungen ROHDENBURGS (1971), so resultiert eine derartige Eintiefung aus starkem Abfluss, geringerer Reibung durch erhöhte Wassertiefe und dementsprechend höheren Fließgeschwindigkeiten. Schneiden sich zunächst tiefe Runsen ein, so verbreitern sich diese nachfolgend durch einen divergierenden Abfluss innerhalb des Runsenbettes oder durch Abwärtsverlagerungen von Mäanderprallhängen. Dabei räumt ROHDENBURG bei einer vorhergehenden Schwächung der Vegetation, z.B. durch Trockenheit, auch eine anthropogen unbeeinflusste Tieferschaltung der Runsen ein. Auch MORGAN (1999) spricht von einer vorherrschenden Landschaftsinstabilität im Zuge intensiver Grabenerosion. Als Beispiel führt er das Abbrennen der Vegetationsdecke als eine die Grabenbildung initiiierende Maßnahme an. Der für die Eintiefung notwendige Wasserüberschuss könne entweder durch einen Klimawechsel, in Form zunehmender

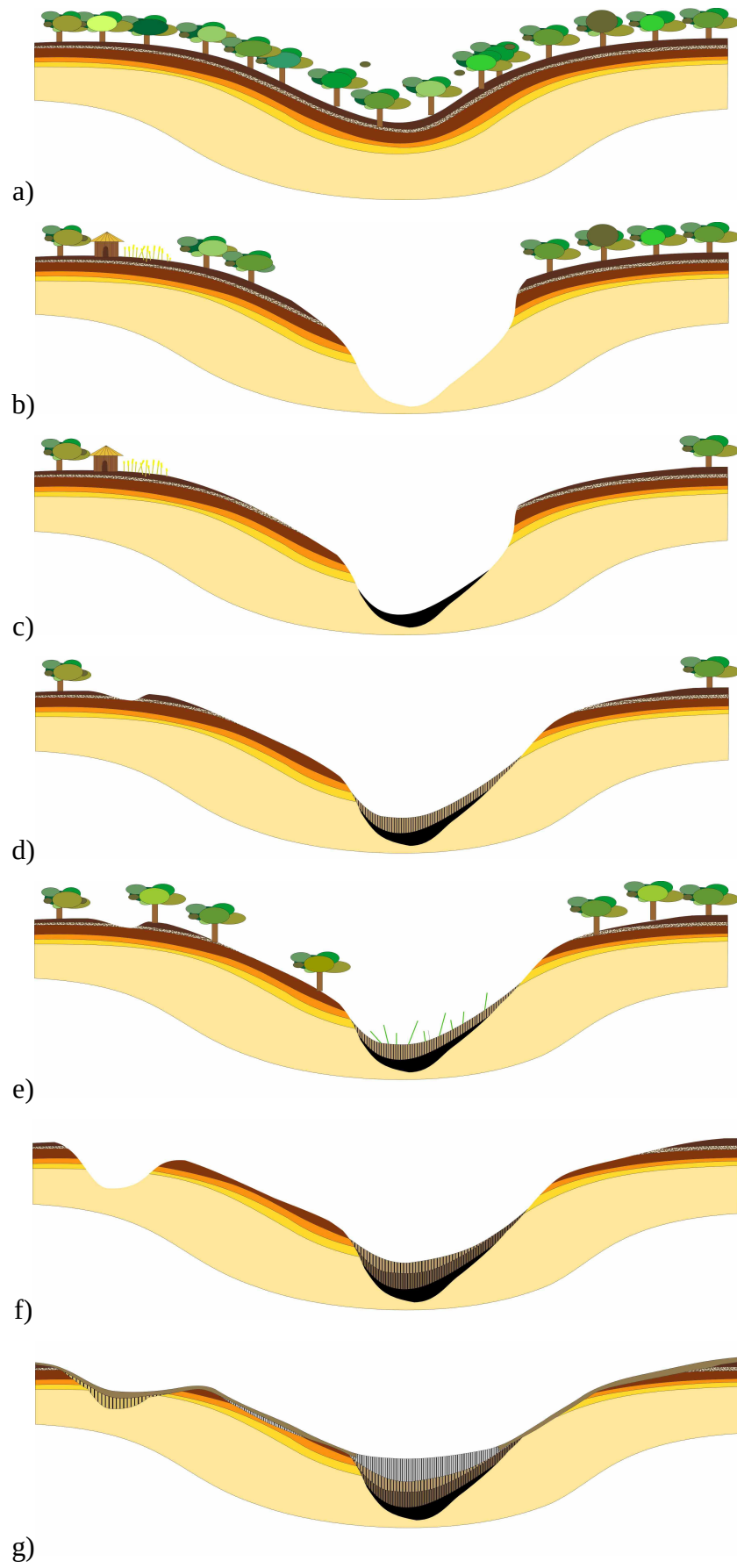


Abbildung 6.7 a – g: Stadien der holozänen Reliefgenese

Regenmengen oder durch Vegetationsausdünnung bei abnehmenden Regenmengen bedingt sein, oder er resultiere aus Landnutzungsänderungen, wie im Falle erhöhten Abflusses durch Abholzungen und Brandrodung. MORGAN erläutert, dass es während der Grabeneintiefung zur Ausbildung einer Steilstufe am Grabenansatz kommt, welche sich bei ausreichendem Abfluss wasserlaufaufwärts zurückschneidet. An den Seitenwänden erfolgt ein Nachbrechen der Sedimente durch Unterspülung, bzw. ein Nachrutschen im Zuge der Wassersättigung während des Abflusses. Bei Unterschreitung einer kritischen Abflussmenge kommt es zu einer Stabilisierungsphase, die Seiten- und Stirnwände verflachen sich und es kommt zu erneuter Vegetationsbedeckung.

BORK (1983) sieht die linearen Eintiefungen während der mittelalterlichen Rodungen von Verstürzen, Flankenrutschungen und anschließender Verfüllung begleitet. Für den mittelholozänen Eintiefungsprozess der Lommatzcher Pflege können diese Begleiterscheinungen nicht bestätigt werden, da hier allorts das Schwarze Sediment mit einem relativ schmalen Übergangsbereich der ehemaligen Grabensohle aufliegt und keine Rutschungsmassen entlang der Tiefenlinien vorzufinden waren. Möglicherweise ist nach ROHDENBURG (1971) die höhere Stabilität der Seitenwände nach einer Tiefenlinienerosion in Lössgebieten auf die Kohärenz des Lockermaterials, die Verkittung des Materials mit Kalk oder einen dichten, von der Vegetation ausgehenden, Wurzelfilz zurückzuführen. Möglicherweise stellte die Eintiefung aber auch einen langsam abklingenden Prozess dar, währenddessen das von den Seitenwänden der Gräben nachgelieferte Material immer wieder aufs Neue entlang der Grabensohle ausgetragen wurde, bis ein stabiler Böschungswinkel erreicht war und die Erosion schließlich verebbte.

Um diesen Eintiefungsprozess zeitlich einordnen zu können, ist zunächst folgende Überlegung notwendig. Da im Zuge der Tieferlegung beträchtliche Mengen an Material aus den Dellensystemen ausgetragen wurden, müssen auch zeitlich korrelierte Sedimente in den Auenbereichen existieren. HÄNDEL beschreibt einen älteren, vor 7000 bis 6000 Jahren gebildeten Auelehm in Nordwestsachsen. LIEBEROTH sieht einen geringmächtigen Älteren Auelehm in der Jungsteinzeit bis zur Bronzezeit akkumuliert. WILDHAGEN (1972) führt in der Grone-Senke einen neolithischen Bodenabtrag mit dunklen Lehmakkumulationen im Bachauenbereich auf. FUHRMANN (1999) schließt sich zunächst der nach HÄNDEL im frühen Neolithikum erfolgten Auelehmsedimentation an, fand aber auch für das mittlere Neolithikum, bis ins Subboreal Anzeichen für schwache Auelehmbildungen. Der Übergang ins Subboreal zeichnete sich wohl durch eine mehrere Jahrhunderte andauende, weltweite Dürreperiode aus. Betrachtet man sich nun die vorliegenden Fakten, so ist der Eintiefungsprozess

wahrscheinlich in eine Phase des frühen oder mittleren Neolithikums zu stellen. Nachdem sich vermutlich im frühen Atlantikum die Parabraunerdehorizonte herausbildeten, kam es in einer folgenden kontinentaleren Phase zur Einschneidung der Tiefenlinien, wobei der Einfluss der damaligen Siedler zwar vermutet, aber nicht belegt werden kann.

In den Dellen wurde nun das homogene Schwarze Sediment mit Mächtigkeiten bis 70 cm und ohne erkennbare Beimengungen anderer Komponenten vorgefunden. Wie im folgenden Kapitel näher erläutert wird, sind diese Sedimente höchstwahrscheinlich als Abtragungsprodukte der humosen Oberböden der Parabraunerden anzusehen. Da das Material ohne größere Beimengungen in die Tiefenlinien gelangte, sind für den Zeitraum der Verlagerung wohl relativ stabile Bedingungen, ohne größere Einschneideprozesse bis in die Unterböden, bzw. die Lessivierungshorizonte anzunehmen. Wie bereits erwähnt, geht man vielfach von einem auf das Atlantikum folgenden, formungsstabilen Zeitraum aus, für welchen z.B. HÄNDEL (1967) die Löbschützer Bodenbildung (bei Pegau) als Abgrenzung des älteren vom jüngeren Auelehm entwickelt sieht. FUHRMANN (1999) beschreibt in der Aue der Jahna, dem Vorfluter zweiten Grades des Dellensystems Löbschütz, ein Profil, in dem über altholozänen Torf- und Sumpfkalkbildungen eine Auelehmserie mit mehreren fossilen Böden entwickelt war. Im oberen Teil einer etwa ein Meter mächtigen Lehmschicht fand er Böden entwickelt, die er mit Bodenbildungen anderer Profile korrelierte und in eine 1800 Jahre währende Stabilitätsphase des späten Neolithikums bis zur beginnenden Eisenzeit stellt. Überträgt man in groben Zügen eine solche Stabilitätsphase auf die Dellensysteme, so sind hier trotzdem, gerade bei zwischenzeitlicher Bewirtschaftung, kleinräumige Erosions- und Akkumulationsereignisse möglich. So befindet BORK (1998) für das Untereichsfeld eine schwache flächenhafte Bodenerosion mit Abtrag der obersten Zentimeter der Altholozänen Humushorizonte, was sich auch in den Auen anhand von dunklen organischen Sedimenten wieder spiegelte. Denkbar wäre, gleichlautend mit ROHDENBURG (1971) ein langsamer Abfluss bei großer Oberflächenrauigkeit und erosionsstabilem originalem Ah-Horizont, mit überwiegendem Transport des Tonanteils und Akkumulation desgleichen in Rinnen und Tiefenlinien (siehe Abb. 6.7 (c), S. 150). Womöglich begünstigte die für diesen Zeitraum beschriebene Bewirtschaftungsweise des Wanderfeldbaus mit der Nutzung kleiner verstreuter Areale, eine Erosion des Oberbodens einerseits und eine Einschränkung der Erosion, eben auf den Oberboden, andererseits.

In diesem Zusammenhang ist auf die von ROHDENBURG ET AL. (1962) getätigte Beobachtung einer dunklen schwarzerdeartigen Hanglehmbedeckung in der Leineau hinzuweisen, dieser Lehm erwies sich aufgrund von Lössbrandstücken als spätneolithisch-

anthropogen. Auch THIEMEYER (1988) erbohrte ein schwarzbraunes lehmiges Sediment an der Basis des Tiefenlinienkolluviums, lässt die Frage ob der Zeitgleichheit mit der neolithischen Besiedlung jedoch noch offen.

Die von STROBEL (2006) in der Lommatzcher Pflege beobachteten schwarzerdeähnlichen Kulturgrubenfüllungen des mittleren Neolithikums, sowie die grauen fahlerdeähnlichen Füllungen der späten Bronzezeit lassen sich eventuell dahingehend interpretieren, dass gegen Ende der Bronzezeit ein Großteil der humosen Oberböden bereits abgetragen war und nun vermehrt das Material der Lessivierungshorizonte verlagert wurde.

In den Profilquerschnitten wurde ein regelhaftes Vorkommen schwarzer, schlierenhafter Ton-Humus-Infiltrationen mit bis zu mehreren Zentimetern Länge beschrieben. Diese befanden sich vornehmlich in Kuppenlage, im Bereich der heute noch vorzufindenden Oberbodenreste, sowie im Liegenden der Schwarzen Sedimente der Tiefenlinien. Eine mögliche Deutung ist die fortschreitende Destabilisierung der Aggregate mit zunehmender Versauerung des Bodenmaterials, z.B. im Zuge der feuchteren und kühleren Bedingungen des Subatlantikums, und die anschließende Infiltration der Ton-Humus-Komplexe in die unterlagernden Horizonte und Schichten. Die vornehmliche Verbreitung der schwarzen Infiltrationen innerhalb der Bt-Horizonte in Kuppenlage, bezeugt womöglich die schon vor der Mobilisierung des Tones vorzufindende Verteilung der schwarzen Horizonte und Schichten und bekräftigt somit den außerhalb der geschützten Kuppenlagen statt gefundenen Abtrag der humosen Oberböden.

Für den auf die Bildung des Schwarzen Sediments folgenden Zeitabschnitt (Abb. 6.7 (d), S. 150) ist zu vermerken, dass mit zunehmendem Verschwinden des humosen Oberbodens ein rasanter Abtrag der erosionsanfälligen Lessivierungshorizonte beginnt. Zudem rückt mit der stärkeren Erosion der die Infiltrations- und Wasserspeicherkapazität begünstigenden Oberböden der Bt-Horizont immer weiter an die Oberfläche, wodurch sich Abfluss und Erosion intensivieren. Aufgrund der schwach differenzierten Tiefenlinienkolluvien wird eine zeitliche Einordnung der Formungsstadien für das weitere Jungholozän ausgesprochen schwierig, lediglich der Trend zu einem immer stärkeren Siedlungs- und somit Nutzungsdruck offenbart sich in den zunehmend erodierten Dellenflanken und den stetig aufwachsenden Tiefenlinienkolluvien. FUHRMANN (1999) beschreibt an einem Nebenbach der Jahna, im Bereich des Kalkwerkes Ostrau, eine dreigeteilte Schluffserie, deren untere Bereiche durch ein markantes Schüsselschnecken-vorkommen gekennzeichnet sind und sich womöglich in eine mehrere Jahrhunderte währende Sedimentationsphase kurz vor der Zeitenwende eingliedern lassen. Einen Hinweis auf eine mögliche Unterbrechung der

Kolluviation bieten die in Löbschütz und Schwochau erbohrten humosen Zonen oberhalb der Schwarzen Sedimente (Abb. 6.7 (e), S. 150). Zeitlich könnten diese beispielsweise in die Völkerwanderungszeit oder die frühe vorrömische Kaiserzeit fallen. Dass in Zehren keine solchen Humuszonen zu finden waren muss nicht bedeuten, dass diese hier nie zur Entwicklung kamen, vielmehr zeigt es in diesem verlagerungsintensiven System ein ständiges Zusammenspiel zwischen linienhafter und flächenhafter Erosion, mit häufiger Ausräumung des Tiefenlinienbereiches an.

Die nächste Abbildung (6.7 (f), S. 150) zeigt die Reliefsituation, wie sie womöglich im Mittelalter vorzufinden war. Aufgrund der maximalen Ausweitung der Ackerflächen und der Bewirtschaftung mit immer tiefer wendenden Pflügen, wurden spätestens für das Hohe Mittelalter starke Erosionsspuren entlang der Flanken und z.T. auch der Kuppenbereiche gefunden. So ist anzunehmen, dass z.B. der Rückenbereich der Zehrener Seitendelle, der Querschnitte Q6 bis Q7, einstmals höher aufgewölbt war und nun in Zeiten des zunehmenden Siedlungsdrucks zunächst abgeflacht und später eingeschnitten wurde. Wie eingangs im Zuge der Vertilkung und Verdellung erläutert, ist diese Delle mit ihrer späteren Abflachung der Seitenwände durch Kolluviation, als eine reine Kulturdelle mit primärer Eintiefung durch die Bewirtschaftung anzusehen. Da innerhalb der Kolluvien bis in die tiefsten Bereiche Ziegelbruchstückchen vorkamen und Ziegelsteine z.B. in Nordwestsachsen nach HÄNDEL (1967) erst ab dem 12. Jahrhundert Verwendung fanden, kann der Kolluviationsprozess also maximal ab dem Mittelalter erfolgt sein.

Bezüglich der mittelalterlichen Erosionsphasen werden des Öfteren die Entsiedlungs- und Wüstungsphasen angeführt, letztendlich sind die jeweiligen Zeitangaben jedoch stark gestreut und reichen vom 14., über das 17. bis hin zum 18. Jahrhundert (vgl. PECSI 1996). Doch vor allem für die bis in das 15. Jahrhundert reichende, zweite mittelalterliche Landnahme scheint sich ein rasanter Wechsel von starken Erosions- und Akkumulationsereignissen abzuzeichnen. Neben vorwiegend klimatischen Ursachen (FLOHN 1985, SCHÖNWIESE 1991) werden hierfür auch gesellschaftliche Probleme, wie Bevölkerungsentwicklungen oder Ackerbaukrisen als ursächlich in Erwägung gezogen (vgl. BORK 1983 & 1998, BLASCHKE 1967, 1990), wobei sich letztendlich eher eine Überlagerung beider Faktorenkomplexe als bedeutend durchgesetzt hat (FUHRMANN 1999). Eine weitere Phase mit Neigung zu linearer Erosion kann wohl für die Kleine Eiszeit mit dem Höhepunkt im 17. und 18. Jahrhundert konstatiert werden (THIEMEYER 1988), worauf mit dem Wandel zu ozeanisch geprägtem Klima im 18. Jahrhundert, unter natürlichen Gesichtspunkten die Bedingungen für eine weitreichend formungsstabile Phase geschaffen wurden. Da diese

allerdings, wie in Kapitel 4.4 aufgeführt, mit einem starken gesellschaftlichen Wandel, der industriellen Revolution und später der wissenschaftlich-technischen Revolution einher ging, bewirkte der Mensch durch die Verschiebung des ökologischen Gleichgewichts eine Aktivierung intensivster Materialverlagerungen, selbst in dieser potentiellen Stabilitätsphase. Dieser Umstand führt zum aktuellen Stadium in Abb. 6.7 (g) (S. 150), welches durch zunehmende Verflachung der Reliefeinheiten, zunehmende Erosion der Dellenflanken (vgl. Kapitel 6.1.2) und fortgesetztes Aufwachsen der Kolluvien in den Tiefenlinien gekennzeichnet ist. Ob der im oberen Meter der Kolluvien festgestellte Sprung im Sandbereich der Korngrößenverteilungen und der Verschiebung von den Eisen-Mangan-Konkretionen hin zu den höheren Quarzanteilen, mit dem erhöhten Erosionsgeschehen der frühen Neuzeit überein zu bringen ist, kann nur vermutet werden. Strobel (2006) und Hartzsch et al. (2005) sprechen für den, mit der sozialistischen Landwirtschaft eingeleiteten Zeitraum von 1968 bis 2005 von Abtragsbeträgen an den Flanken von 40 cm, wobei sie sich auf einen Vergleich der Kartielergebnisse Kramers (1971) mit einer erneuten Bebohrung im Jahr 2005 im Dellensystem Schwochau berufen. Nach der eigenen Kartierung dieses Flankenareals, kann die an diesen Flanken herrschende hohe Erosionsneigung zunächst bestätigt werden, doch erscheint es als ausgesprochen schwierig innerhalb dieses sehr heterogenen Mosaiks aus unterschiedlichen Erhaltungszuständen der Böden und vor allem in Anbetracht der Zergliederung dieser Flanke durch leichte Hangmulden, voneinander unabhängig erfolgte Bodenkartierungen miteinander vergleichen zu wollen.

Abschließend bleibt in Anbetracht der bereits stark aufgelösten Bodendecken innerhalb der bebohrten Dellensysteme auf eine zukünftige, nach ökologischen Gesichtspunkten optimierte Bewirtschaftungsweise zu hoffen, die Gefahr des finalen Bodenabtrags kommt im unteren Teil des Zehrener Dellensystems deutlich zum Ausdruck.

6.4 Herkunft und Entstehungsweise der Schwarzen Sedimente

Das Kapitel 5.4 zusammenfassend, können die Schwarzen Sedimente als homogenes, toniges und schmieriges Material beschrieben werden, die Tongehalte übersteigen dabei teilweise die Gehalte der Bt-Horizonte. Im Großen und Ganzen zeigt sich eine Holzkohlearmut des Schwarzen Materials, wobei es sich in einzelnen Dellensystemen als holzkohlefrei erweist, wohingegen es in anderen Dellensystemen geringe Mengen an Kohlefragmenten enthält. Die Schwarzen Sedimente sind relativ frei von Quarz im Grobsand, welcher vorwiegend aus

Eisen-Mangan-Konkretionen besteht und zeigen zudem eine starke Kongruenz zu den Ton-Humus-Infiltrationen in den Unterböden der Parabraunerden. Ein hoher Anteil des organischen Kohlenstoffs wurde wohl pyrogen gebildet.

Die Frage, die zunächst immer wieder aufgeworfen wird, betrifft die Entstehung des Schwarzen Materials, sprich ob es ein blankes Ablagerungsprodukt oder das Resultat einer Bodenbildung darstellt. KRAMER (1971) erkennt in der Schwarzen Schicht des Untersuchungsgebietes den fAh-Horizont einer bis auf die Unterhänge verbreiteten Feuchtschwarzerdebildung des Frühholozäns. Aufgrund des Überfahrens zahlreicher Erosionsdiskordanzen und des trotz dessen homogenen Charakters ist die Schwarze Schicht aber als in einem posterosiv zur Ablagerung gekommenen Sediment entwickelt anzusehen. Das typische Bild einer Feuchtschwarzerdebildung wurde bereits in Kapitel 4.5.2 dargelegt und kann als eine Konservierung schwarzerdeartiger Böden durch ständige Zufuhr karbonatführender Wässer verstanden werden. Da das Schwarze Sediment in den höchsten Bereichen von Ursprungs- und Seitenmulden direkt über den nahezu durchweg erhaltenen Bt-Horizonten der Parabraunerden verbreitet ist und z.B. auch in Kulminationslage eines Querschnittes des Zehrener Dellensystems gefunden wurde, scheidet eine solche Bildungsweise aus. Abgesehen davon ist auch die Entwicklung über einen „Pseudotschernosem“ mit anmoorigen Humusformen schwer vorstellbar, ruft man sich nur die hohen Werte der Kationenaustauschkapazität von über $30 \text{ cmol} \cdot \text{kg}^{-1}$, aus der Analyse des Schwochauer Sediments vor Augen. Stellt man sich den Aufbau eines humosen Horizontes ober-, bzw. innerhalb einer Sedimentschicht vor, so sind bestimmte diffuse Übergänge zum unterlagernden Substrat zu erwarten. Wie in der Abbildung 5.29 (S. 120) ersichtlich ist, erscheint dieser Übergang in der Bohrung S24 des Löbschützer Systems als eine sehr deutliche, klare Abgrenzung des Schwarzen Sediments vom unterlagernden Lösslehm. Die millimeterfeinen schwarzen Striemen zeugen von der Einspülung sehr feinen Ton-Humus-Materials auf die zuvor freigelegte Oberfläche, eine rein pedogenetische Bildung des Schwarzen Sediments ist hier unwahrscheinlich. Ein weiterer Umstand der gegen eine pedogenetische Entstehung spricht, sind die stark divergierenden Kohlenstoffgehalte der verschiedenen Proben. So wäre eigentlich davon auszugehen, dass wenn das Sediment schon unterschiedliche Kohlenstoffgehalte aufweist, diese in den beruhigten, schwächer geneigten und somit eher Humus akkumulierende Prozesse begünstigenden Tiefenlinienbereichen am höchsten sind. Allerdings zeigte sich, dass nahe den Dellenausgängen die Werte des organischen Kohlenstoffs am geringsten ausfallen.

Für eine Sedimentation des Schwarzen Materials spricht neben diesen unterschiedlichen Kohlenstoffgehalten die i.d.R. ausschließliche Verbreitung in den Tiefenlinienbereichen. Da die Schwarzen Sedimente zu den Flankenbereichen hin relativ schnell ausstreichen, sind während ihrer Verlagerung längere Transportstrecken als lediglich vom Oberhang zum Unterhang anzunehmen. Da die Sedimente zudem sehr tonhaltig sind, kann davon ausgegangen werden, dass wenn das Material erst einmal aktiviert oder mobilisiert wurde, meist ein relativ weiter Transport erfolgte, bis die Sedimente in den, im Vergleich mit den Flankenbereichen, schwächer geneigten Tiefenlinien zur Ablagerung kamen. Für die zum Dellenausgang hin abnehmenden Kohlenstoffgehalte könnte sich eventuell ein stärkeres Veratmen im Zuge des längeren Transportes oder eine stärkere Beimischung anderer Komponenten verantwortlich zeigen.

Als Quelle der Schwarzen Sedimente kommen zuerst einmal die Oberböden der hier entwickelten Parabraunerden in Frage. Geht man dabei, wie bereits aufgeführt, von etwas mächtiger ausgeprägten Oberböden, wie im Falle einer phaeozemartigen Bodenbildung aus, so ist es unnötig für den Verlagerungszeitraum erhaltene Schwarzerden in der Lommatzcher Pflege anzunehmen, zumal die Kartiierungsergebnisse bereits für diese Zeit die Verbreitung vollständig ausgebildeter Parabraunerden belegen.

Der eigentliche Prozess der Verlagerung hat wohl unter relativ stabilen Umweltbedingungen, über einen längeren Zeitraum hinweg stattgefunden, worauf die Homogenität der Schwarzen Sedimente schließen lässt. Eine intensive Abtragung innerhalb eines kurzen Zeitraumes hätte wohl vermehrt auch zu starken linearen Zerschneidungen der Bodendecke geführt, wobei die stärkere Beimengung von Material aus Lessivierungs- und Unterbodenhorizonten zu einer Durchmischung und Aufhellung der Schwarzen Sedimente beigetragen hätten. Ruft man sich vor Augen, dass die Sedimentation des Schwarzen Materials unmittelbar auf die starke Eintiefung der Dellenzentren folgte, so ist der Erhalt der Schwarzen Sedimente nur unter einem sich langsam vollziehenden, von erosivem zu akkumulativem Milieu hinführenden Regimewechsel denkbar. Die Freiheit von quarzitischem Grobsand und der wahrscheinlich hohe Gehalt an Ton-Humus-Komplexen lassen eine länger andauernde aber schwach verlaufende Flächenerosion als wahrscheinlich erscheinen. Größere Komponenten wurden durch eine hohe Oberflächenrauigkeit z.B. unter Bewuchs ausgekämmt und nur die feineren Bestandteile erreichten die Dellentieflinien. Der vorteilhaft aggregierte und vor allem aus stabilen Aggregaten aufgebaute humose Oberboden hat womöglich zusätzlichen Schutz vor starker Erosion geboten. Ein ähnliches Phänomen beschreibt RITTWEGER (2000) für Flussauengebiete im Amöneburger Becken, er fand hier

einen pechschwarzen Auenboden als Zersetzungsprodukt früherer anmooriger Horizonte unter Beimengung tonigen, humosen, aus der Degradierung der Tschernoseme herrührenden Materials der umliegenden Böden der Einzugsgebiete. Er schließt für die Zeit der Bildung des Schwarzen Auenbodens auf stabile, von einer geschlossenen Auenwalddecke begleitete Umweltbedingungen und findet Anzeichen für eine darauf folgende Trockenperiode mit Grundwasserabsenkung in den Auenbereichen und Ton-Humus-Austrag aus dem Schwarzen Material in die unterlagernden Schichten. In Kombination mit einer verstärkten Sedimentation helleren Materials über den Schwarzen Böden, die er auf das Wirken des die Auen in einer trockenen Phase besiedelnden Menschen zurück führt, ordnet er die Bildung des Schwarzen Materials zeitlich in das frühe bis mittlere Neolithikum, worauf das trockene Subboreal mit den beschriebenen Begleiterscheinungen folgte. Analog dazu erwähnt auch BORK (1998) für Mitteldeutschland die Ablagerung dunkler organischer Auensedimente aufgrund schwachen, anthropogen induzierten Flächenabtrages im Neolithikum. WILDHAGEN (1972) beschreibt schwarze, tonige A-Horizonte, die präatlantisch in den Auen des Leinegrabens gebildet wurden und nach einer anschließenden Verlagerung, samt des flächenhaft abgetragenen Oberbodenmaterials der auennahen Schwarzerden erneut abgesetzt wurden. Diesen Vorgang sieht er noch vor der Eisenzeit realisiert, ähnliche Abläufe beschreiben auch ROHDENBURG (1965) und BUBENZER (1999).

Versucht man nun die Verlagerung und Bildung des Schwarzen Sediments der Lommatzscher Pflege zeitlich einzuordnen und zieht dafür die von HÄNDEL (1967) und FUHRMANN (1999) für die sächsischen Auen beschriebene, vom Neolithikum bis zur frühen Eisenzeit währende Stabilitäts- und Bodenbildungsphase heran, so kommt eben dieser Zeitabschnitt auch für die Ausbildung der Schwarzen Sedimente in Frage. Dabei wurden diese zunächst in den Dellentieflinien abgesetzt und entweder synchron, oder auch im Zuge darauf folgender Erosionsereignisse bis in die Auen der Vorfluter getragen. Die starke Verjüngung der Schwarzen Schicht in der Löbschützer Hauptdelle zeugt gegenüber der mächtigeren Ausprägung im unteren Teil der Süd-Delle von dem Austrag in den Keppritzbach.

Der hohe Anteil des pyrogen gebildeten Kohlenstoffes verhärtet den Verdacht eines anthropogenen Anteils an der Verlagerung des Oberbodenmaterials. Die für das Neolithikum und die Bronzezeit als üblich erachtete parzellenweise Brandrodungsbewirtschaftung mag zum Abtrag der Oberböden und der damit einhergehenden Anreicherung der Sedimente mit pyrogenem Kohlenstoff geführt haben.

Die Schwarzen Sedimente, die Toninfiltrationen in den Bt-Horizonten und die Toneinspülungen unterhalb der Schwarzen Sedimente zeugen farblich sowie bezüglich ihrer Textur von einer gemeinsamen Provenienz. Mit ihrer matt glänzenden, anthrazitfarbenen Erscheinung heben sie sich stark von den braunen Toninfiltrationen und Wandbelägen ab, die flächig die gesamte Bt-Matrix durchsetzen (vgl. BARTELS 1973, KADEREIT ET AL. 2006). Dies regt die Vermutung an, dass die womöglich seit dem Alleröd bestehenden verbraunten Unterböden in einer feuchten Periode, wie dem Atlantikum, eine verstärkte Versauerung mit einhergehender Tondurchschlammung erfuhren, wobei die Bt-Horizonte allerdings vornehmlich von braunen Tönen durchsetzt wurden. Erst in einer zeitlich auf die Erosion der Oberböden und die Sedimentation der Schwarzen Schicht folgenden Feuchtphase, z.B. dem Subatlantikum, kam es zu einer stärkeren Destabilisierung der Aggregate der verbliebenen Oberböden, sowie der Schwarzen Sedimente, worauf die Ton-Humus-Komplexe mobilisiert wurden und in die unterlagernden Bereiche infiltrierten (vgl. RITTWEGER 2000). Es ist jedoch nicht gesichert, dass die Infiltrationen der Kuppen- und Tiefenlinienbereiche ein gleiches Entstehungsalter aufweisen.

Aus dem in dieser Arbeit erfolgten Vergleich der Schwarzen Sedimente mit den Sedimenten des Paltzscher See konnten keine Hinweise auf eine etwaige limnische Bildung toniger, humoser Ablagerungen gewonnen werden. Die Mächtigkeit der im Bereich des Paltzscher See erbohrten Sedimente, sowie die Kohlenstoffgehalte, die im Vergleich mit den Schwarzen Sedimenten der Dellensysteme eher im mittleren Bereich angesiedelt sind, lassen eine ähnliche kolluviale Genese vermuten. Nach SUCCOW (2001) markieren unter Stillwasser abgelagerte Sedimente Gehalte an organischer Substanz größer fünf Prozent, typische Organomudden sogar 30 Prozent und mehr. Mineralische Sedimente mit organischen Anteilen kleiner fünf Prozent ordnet er einer Untergruppe der limno-fluviatilen Ablagerungen zu, die als Seeschluffe und -tone vorrangig als Abschlammprodukte in Depressionen zu verstehen sind. SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (2002) halten fest, dass die stützgewebelosen Wasserpflanzen und vor allem Plankton in hohem Maße zersetzt und humifiziert werden können und sich nicht zwangsweise überdurchschnittliche Mengen an organischem Material akkumulieren. So liegt z.B. der Humusgehalt des Unterwasser-Rohbodens, bzw. des Protapedons oftmals unterhalb eines Prozentes, was durch mäßigen Streuanfall und einen, den Abbau der Organik begünstigenden Sauerstoffreichtum des Wassers geschuldet sei. Ein offensichtlicher Einfluss stehenden Wassers auf die Schwarzen Sedimente des Paltzscher Sees konnte jedenfalls nicht registriert werden. Viel wahrscheinlicher wird, dass die von glazialen Sanden unterlagerten, mindestens vier Meter mächtigen pleistozänen

Beckentone (vgl. KRAMER 1971, JUNGE 1998) eine stark stauende Wirkung besitzen, das Wasser allerdings nach überschaubarer Zeit entlang eines Gefälles nach Osten abgeführt wird. So ist auch in der „GEOLOGISCHEN KARTE DER EISZEITLICH BEDECKTEN GEBIETE VON SACHSEN, 1:50.000“ (1996) ein aus der Senke führender schmaler Arm auenlehmartiger Sedimente verzeichnet, der eventuell dahingehend seine Bestätigung finden könnte, dass bestimmte Grundwasserleiter trotz der scheinbaren Abflusslosigkeit, das Wasser aus der Senke heraus abführen. Ob sich diese Vermutung bestätigt, werden womöglich die laufenden Untersuchungen zeigen. Das sehr kleine Einzugsgebiet der Senke würde die geringmächtige Ausprägung des Schwarzen Sediments und der überlagernden Kolluvien hinreichend erklären.

7 Zusammenfassung

In dieser Arbeit erfolgte eine umfangreiche Kartierung von drei Dellensystemen im nördlichen Teil der Lommatzscher Pflege, anhand derer sich gewisse Erhaltungsstadien der Böden und deren Verteilung innerhalb der Dellensysteme ausweisen ließen. So erwiesen sich vor allem die Kuppenbereiche der die Dellen einrahmenden Rücken als besonders geschützte Lagen, die mittleren Hangbereiche der Dellenflanken zeigten sich am stärksten von der Erosion beeinträchtigt. Es wurden verschiedene erosive und akkumulative Prozesse samt ihrer Ursachenkomplexe aufgezeigt, so stellten sich insbesondere Zergliederungsgrad und Exposition der Dellenflanken als bedeutende Parameter für die Intensität dieser Prozesse heraus. Der Vergleich von Dellensystemen erbrachte samt der Budgetierung eine höhere Verlagerungsintensität für den elbnahen Lössplateaurand bei Zehren, gegenüber des zentralen Lössplateaus bei Löbschütz. Dem mittleren Mindestabtragswert von etwa 32 Zentimetern für Löbschütz, steht ein Wert von 60 Zentimetern für Zehren gegenüber. Bezüglich der Reliefentwicklung ergab die Kartierung ein anschauliches Bild der einst stärker reliefierten präholozänen Oberfläche. Die holozäne Reliefformung wurde von einer frühholozänen Stabilitätsphase eingeleitet, auf welche zunächst im mittleren Holozän ein starker Erosionsimpuls entlang der Tiefenlinien folgte. Nach einer länger anhaltenden Stabilitätsphase erfolgte in der Eisenzeit mit zunehmendem Siedlungsdruck eine Intensivierung der Erosionsprozesse. Durch die zunehmende Kolluviation innerhalb der Dellentiefenlinien und der Erosion entlang der Flanken kam es nach der anfänglichen Reliefverteilung zu einer zunehmenden Verflachung. Spätestens seit dem Mittelalter befindet sich die Erosion auf sehr hohem Intensitätsniveau, durch die Bewirtschaftungsweisen der frühesten Neuzeit erreichte der flächenhafte Abtrag wohl sein Maximum. An der Basis der Tiefenlinienkolluvien konnte ein Schwarzes Sediment erbohrt werden, das aufgrund seiner Eigenschaften und der vermuteten Ablagerungsbedingungen, als neolithisches bis bronzezeitliches Verlagerungsprodukt der humosen Oberböden, bis zu dieser Zeit entwickelter Parabraunerden zu verstehen ist. Ein anthropogener Einfluss im Zuge dieser Verlagerung ist nicht zuletzt aufgrund der hohen Beimengung pyrogenen Kohlenstoffs als wahrscheinlich zu erachten. Die Stadien der Reliefentwicklung wurden mit verschiedenen Annahmen innerhalb der Literatur verglichen, zudem erfolgte der Versuch, diese Stadien mit unterschiedlichen, für das Holozän angenommenen Klimaphasen zu korrelieren.

8. Ausblick

Es erscheint zunächst sehr anstrengenswert, eine Datierung des Schwarzen Sediments vornehmen zu lassen. Neben stichhaltigen Angaben bezüglich des Sedimentationszeitraumes dieser Schicht, wären zudem auch Informationen über den Zeitraum des vorangeschrittenen Zerschlungungsereignisses zu erwarten.

Zudem könnte sich der Versuch als sinnvoll erweisen, die Tiefenlinienkolluvien mit den Auensedimenten der unmittelbaren Vorfluter zu korrelieren. Da beispielsweise von FUHRMANN sehr detaillierte Untersuchungen, auch über die Jahna existieren, könnte dies dazu beitragen die Phasen der Kolluviation zeitlich exakter einzuordnen.

Durch die Kartierung weiterer Dellensysteme könnten zunächst die gewonnenen Ergebnisse auf Konsistenz geprüft werden, des Weiteren könnten sich womöglich weitere Formungsmechanismen eröffnen. Denkbar wäre auch die Betrachtung weiterer formungsrelevanter Einflussgrößen, wie die Menge an Niederschlägen oder die Bedeutung anderer Ausgangssubstrate.

Zu guter Letzt soll noch auf die Bedeutung weiterer, spezifischer Untersuchungen der Schwarzen Sedimente verwiesen werden, um Sicherheit über Art und Weise ihrer Entstehung zu erlangen.

Literaturverzeichnis

- AG BODEN (2004): Bodenkundliche Kartieranleitung. 4. Aufl. – Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- AHNERT, F. (1996): Einführung in die Geomorphologie. – Ulmer Verlag, Stuttgart.
- BARTELS, G. & B. MEYER (1972): Spät- und postglaziale Erosion und Akkumulation im Lutteral bei Göttingen. – *Göttinger Bodenkundliche Berichte* 21.
- BARTELS, G., BEESE, F. & B. MEYER (1973): Der Wasser-Haushalt von Feucht-Schwarzerde- und Griserde-Landschaften im niedersächsischen Lössvorland der mitteldeutschen Schwelle [Monographie]. – *Göttinger Bodenkundliche Berichte* 22.
- BERNHARDT, A. (1992): Anthropogene geoökologische Veränderungen der kleineren Offenland-Hohlformen am Erzgebirgsnordrand im 20. Jahrhundert – Ein Beitrag zum Landschafts-wandel. In: BILLWITZ, K., JÄGER, K.-D. & W. JANKE (Hrsg.) Jungquartäre Landschaftsräume. Aktuelle Forschungen zwischen Atlantik und Tienschan. – Springer Verlag, Berlin.
- BIBUS, E. (1989): Die Auswirkung quartärer Formungsdynamik auf Relief und Standort in der lößbedeckten Gäulandschaft des Neckar-Enz-Gebietes. – *Frankfurter Geowissenschaftliche Arbeiten*, Bd. 10.
- BLASCHKE, K. (1967): Bevölkerungsgeschichte von Sachsen bis zur industriellen Revolution. – Böhlau Verlag, Weimar.
- BLASCHKE, K. (1990): Geschichte Sachsens im Mittelalter. – Union Verlag, Berlin.
- BLENK, M. (1963): Periglaziale Talhangformung am NW-Harz. – *Nachrichten der Akademie der Wissenschaften in Göttingen, Mathematisch-Physikalische Klasse*. Vandenhoeck & Ruprecht, Göttingen.
- BLÜMEL, W.D. (1999): Physische Geographie der Polargebiete. – Teubner Verlag, Stuttgart Leipzig.
- BORK, H.-R. (1983): Die holozäne Relief- und Bodenentwicklung in Lössgebieten – Beispiele aus dem südöstlichen Niedersachsen. In: BORK H.-R. & W. RICKEN (Hrsg.) Bodenerosion, Holozäne und Pleistozäne Bodenentwicklung. – *Catena Supplement*, Bd. 3. Catena, Braunschweig.
- BORK, H.-R., BORK, H., DALCHOW, C., FAUST, B., PIORR, H.-P. & T. SCHATZ (1998): Landschaftsentwicklung in Mitteleuropa. – Klett Verlag, Gotha.

- BRUNNACKER, K. (1956): Regionale Bodendifferenzierung während der Würmeiszeit. – *Eiszeitalter und Gegenwart* 17.
- BUBENZER, O. (1999): Sedimentfallen als Zeugen der spät- und postglazialen Hang- und Talbodenentwicklung im Einzugsgebiet der Schwülme (Süd-niedersachsen). – *Kölner Geographische Arbeiten* 72.
- CZOK, K. (1989): Geschichte Sachsens. – Böhlau Verlag, Weimar.
- DEMEK, J. (1963): Hangforschung in der Tschechoslowakei. – *Nachrichten der Akademie der Wissenschaften in Göttingen, Mathematisch-Physikalische Klasse*. Vandenhoeck & Ruprecht, Göttingen.
- EISSMANN, L. (1981): Periglaziäre Prozesse und Permafroststrukturen aus sechs Kaltzeiten des Quartärs. Ein Beitrag zur Periglazialgeologie aus der Sicht des Saale-Elbe-Gebietes. – *Altenburger Naturwissenschaftliche Forschungen* 1.
- EISSMANN, L. & T. LITT (1994): Das Quartär Mitteldeutschlands. Ein Leitfaden und Exkursionsführer. Mit einer Übersicht über das Präquartär des Saale-Elbe-Gebiets. – *Altenburger Naturwissenschaftliche Forschungen* 7.
- EISSMANN, L. (2002): Quaternary geology of eastern Germany (Saxony, Saxon-Anhalt, South Brandenburg, Thuringia), type area of the Elsterian and Saalian Stages in Europe. – *Quaternary Science Reviews* 21.
- EITEL, B. (2001): Bodengeographie. – Westermann Schulbuchverlag, Braunschweig.
- FAUST, D., KLEBER, K., LORZ, C., SCHREIBER, P., MESZNER, S., WOLF, D., DIETZE, M. & F. HAUBOLD (2006): Löss in Sachsen – Exkursionsführer zur 32. Jahrestagung des AK Geomorphologie in Dresden.
- FLOHN, H. (1985): Das Problem der Klimaänderungen in Vergangenheit und Zukunft. – Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt.
- FUHRMANN, R. (1999): Klimaschwankungen im Holozän nach Befunden aus Talsedimenten Mitteldeutschlands - Beiträge zur Klimageschichte und Stratigraphie des jüngeren Quartärs. – *Altenburger Naturwissenschaftliche Forschungen* 11.
- GARLEFF, K. (1970): Verbreitung und Vergesellschaftung rezenter Periglazialerscheinungen in Skandinavien. – *Göttinger Geographische Abhandlungen* 51.
- GERLINGER, K. (1997): Erosionsprozesse auf Lössböden: Experimente und Modellierung. Dissertationsschrift, Karlsruhe.
- HAASE, G., LIEBEROTH, I. & R. RUSKE (1970): Sedimente und Paläoböden im Lößgebiet. In: RICHTER, H., HAASE, G., LIEBEROTH, I. & R. RUSKE (Hrsg.) Periglazial – Löß –

- Paläolithikum im Jungpleistozän der Deutschen Demokratischen Republik. – Haack, Gotha.
- HAASE, G. (1978): Leitlinien der bodengeographischen Gliederung Sachsens. – *Beiträge zur Geographie* 29.
- HÄNDEL, D. (1967): Das Holozän in den nordwestsächsischen Flußauen. – *Hercynia* 4.
- HEMPEL, L. (geb. TECKLENBURG)(1954): Tilken und Sieke – Ein Vergleich. – *Erdkunde - Archiv für wissenschaftliche Geographie*, Bd. 8. Dümmlers Verlag, Bonn.
- HEMPEL, L. (1956): Über Alter und Herkunftsgebiet von Auelehmen im Leinetal. – *Eiszeitalter und Gegenwart* 7.
- HERZ, K. (1980): Ein Begriffssystem der Bodenerosion. – *Beiheft zur Wissenschaftlichen Zeitschrift der pädagogischen Hochschule „Karl Friedrich Wilhelm Wander“*, Jg. 6, Beiheft 3. Dresden.
- HINTERMAIER-ERHARD, G. & W. ZECH (1997): Wörterbuch der Bodenkunde. Systematik, Genese, Eigenschaften, Ökologie und Verbreitung von Böden. – Enke Verlag, Stuttgart.
- HUCKRIEDE, R. (1971): Über jungholozäne, vorgeschichtliche Löß-Umlagerung in Hessen. – *Eiszeitalter und Gegenwart* 22.
- JÄGER, K.D. & D. KOPP (2004): Über Entstehungszeit und Bildungsmilieu lessivierter Böden in Mitteleuropa. – *Regionalny Monitoring Środowiska Przyrodniczego* nr 5. Kieleckie Towarzystwo Naukowe, Kielce.
- JUNGE, F.W. (1998): Die Bändertone Mitteldeutschlands und angrenzender Gebiete. Ein regionaler Beitrag zur quartären Stausee-Entwicklung im Randbereich des elsterglazialen skandinavischen Inlandeises. – *Altenburger Naturwissenschaftliche Forschungen* 9.
- KADEREIT, A., DEHNER, U., HANSEN, L., PARE, C. & G. WAGNER (2006): Geoarchaeological studies of man-environment interaction at the Glauberg, Wetterau, Germany. – *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl. 142.
- KARRASCH, H. (1970): Das Phänomen der klimabedingten Reliefasymmetrie in Mitteleuropa. – *Göttinger Geographische Abhandlungen* 56.
- KARTE, J. (1979): Räumliche Abgrenzung und regionale Differenzierung des Periglaziärs. – Schöningh Verlag, Paderborn.
- KÄUBLER, R. (1938): Junggeschichtliche Veränderungen des Landschaftsbildes im mittelsächsischen Lößgebiet. – *Wissenschaftliche Veröffentlichungen des Deutschen Museum für Länderkunde* 5.

- KLOSTERMANN, J. (1999): Das Klima im Eiszeitalter. – Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- KOPP, E. (1965): Über Vorkommen „Degradierter Steppenböden“ in den Lössgebieten des Niederrheins und Westfalens und ihre Bedeutung für die Paläobodenkunde und Bodengenese. – *Eiszeitalter und Gegenwart* 16.
- KOPP, D. (1970): Kryogene Perstruktion und ihre Beziehung zur Bodenbildung im Moränengebiet. In: RICHTER, H., HAASE, G., LIEBEROTH, I. & R. RUSKE (Hrsg.): Periglazial – Löß – Paläolithikum im Jungpleistozän der Deutschen Demokratischen Republik. – Haack, Gotha.
- KRAMER, M. (1971): Hanggestaltung und Physiotopegefüge im mittelsächsischen Lösshügelland. – Dissertationsschrift, Dresden.
- KRAMER, M. (1981): Bodenerosion und Flurordnung im mittelsächsischen Lößgebiet. – *Nutzung und Veränderung der Natur* 15.
- KRAMER, M. (1989): Zur natürlichen Funktion von Dellen in landwirtschaftlichen Geländeschlägen des Mittelsächsischen Lösshügellandes. – *Geographie Ökologie Ökonomie* 20.
- KUNDLER, P. (1961): Lessivès (Parabraunerden, Fahlerden) aus Geschiebemergel der Würm-Eiszeit im norddeutschen Tiefland. – *Zeitschrift für Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkunde*, Bd. 95, Heft 2.
- KUNTZE, H., ROESCHMANN, G. & G. SCHWERDTFEGGER (1994): Bodenkunde. – 5. Auflage. Ulmer Verlag, Stuttgart.
- LANDESVERMESSUNGSAMT SACHSEN: B@siskarte Sachsen. – <http://www.landesvermessung.sachsen.de/ias/basiskarte/java/> [Stand 08.12.2008].
- LESER, H. (Hrsg)(2001): DIERCKE-Wörterbuch Allgemeine Geographie. – Deutscher Taschen-buchverlag und Westermann, München Braunschweig.
- LIEBEROTH, I. (1964): Bodenbildung aus Löss während des Pleistozäns und Holozäns in Sachsen. Habilitationsschrift, Leipzig.
- LIEBEROTH, I. (1982): Bodenkunde. Aufbau, Entstehung, Kennzeichnung und Eigenschaften der landwirtschaftlich genutzten Böden der DDR. – VEB Deutscher Landwirtschaftsverlag, Berlin.
- LIEDTKE, H. (1990): Abluale Abspülung und Sedimentation in Nordwestdeutschland während der Weichsel- Würm-) Eiszeit. In: LIEDTKE, H. (Hrsg.) Eiszeitforschung. – Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt.

- LINKE, M. (1963): Ein Beitrag zur Erklärung des Kleinreliefs unserer Kulturlandschaft. – *Wissenschaftliche Zeitschrift der Universität Halle, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Reihe* 7.
- LITT, T., KOHL, G., GÖHRSDORF, J. & K.-D. JÄGER (1987): Zur Datierung begrabener Böden in holozänen Ablagerungsfolgen. – *Jahresschrift für Mitteldeutsche Vorgeschichte* 70, Halle.
- LITT, T. (1992): Investigations on the extent of the Early Neolithic settlement in the Elbe-Saale region and on its influence on the natural environment. In: FRENZEL, B. (Hrsg.) Evaluation of land surfaces cleared from forests by prehistoric man in Early Neolithic times and the time of migrating Germanic tribes. – *Paläoklimaforschung* 8. Fischer Verlag, Stuttgart.
- LOUIS, H. & K. FISCHER (1979): Lehrbuch der Allgemeinen Geomorphologie. – 4. Auflage. Walter De Gruyter, Berlin.
- MANNSFELD, K. & H. RICHTER (Hrsg.) (1995): Naturräume in Sachsen. – Zentrallausschuss für deutsche Landeskunde (Selbstverlag), Trier.
- MENSCHING, H. (1960): Periglazial-Morphologie und quartäre Entwicklungsgeschichte der Hohen Rhön und ihres östlichen Vorlandes. – *Würzburger Geographische Arbeiten* 7.
- MESZNER, S. (2008): Löss in Sachsen – Neue Untersuchungen zur Stratigraphie der weichsel-zeitlichen Löss in der Region um Lommatzsch. Unveröffentlichte Diplomarbeit, TU-Dresden.
- MORGAN, R.P.C. (1999): Bodenerosion und Bodenerhaltung. – Enke Verlag, Stuttgart.
- MORTENSEN, H. (1954/55): Die „quasinatürliche“ Oberflächenformung als Forschungsproblem. – *Wissenschaftliche Zeitschrift der Ernst Moritz Arndt Universität Greifswald*, Jg. 4.
- NOACK, K.-H. (1980): Zur Typisierung der Transportwegsysteme der Bodenerosion. In: *Beiheft zur Wissenschaftlichen Zeitschrift der Pädagogischen Hochschule „Karl Friedrich Wilhelm Wander“*, Jg. 6, Beiheft 3, Dresden.
- PÉCSI, M. & G. RICHTER (1996): Löss. Herkunft – Gliederung – Landschaften. – *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, Suppl. 98.
- PLAUL, H. (2008): Geschichte der Lommatzscher Pflege. – Materialien des Fördervereins für Heimat & Kultur in der Lommatzscher Pflege e.V., - <http://www.lommatzscherpflege.de/geschichte.html> [Stand 14.01.2009].

- POTT, R. (1992): The impact of early neolithic agriculture on the vegetation of Northwestern Germany. In: FRENZEL, B. (Hrsg.): Evaluation of land surfaces cleared from forests by prehistoric man in Early Neolithic times and the time of migrating Germanic tribes. *Paläoklimaforschung* 8. Fischer Verlag, Stuttgart.
- PRETZSCH, K. (1994): Spätpleistozäne und holozäne Ablagerungen als Indikatoren der fluvialen Morphodynamik im Bereich der mittleren Leine. – *Göttinger Geographische Abhandlungen* 99.
- RAU, D. (1965): Untersuchungen zur Morphologie und Genese der Lößböden im Thüringer Becken. – Zentrales Geologisches Institut, Berlin.
- REUTER, B. (1978): Die Bedeutung spätweichselzeitlicher geomorphologischer Prozesse für die Landschaftsdifferenzierung im Lösshügelland. – *Beiträge zur Geographie* 29. Akademie-Verlag, Berlin.
- RICHTER, G.(Hrsg.)(1976): Bodenerosion in Mitteleuropa. – Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt.
- RICHTER, G. (Hrsg.)(1998): Bodenerosion. Analyse und Bilanz eines Umweltproblems. – Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt.
- RITTWEGER, H. (2000): The ‘‘Black Floodplain Soil’’ in the Amöneburger Becken, Germany: a lower Holocene marker horizon and indicator of an upper Atlantic to Subboreal dry period in Central Europe? – *Catena* 41.
- ROHDENBURG, H., MEYER, B., WILLERDING, U. & H. JANKUHN (1962): Quartärgeomorphologische, bodenkundliche, paläobotanische und archäologische Untersuchungen an einer Löß-Schwarzerde-Insel mit einer wahrscheinlich spätneolithischen Siedlung im Bereich der Göttinger Leineau. – *Göttinger Jahrbuch*.
- ROHDENBURG, H. (1965): Untersuchungen zur pleistozänen Formung am Beispiel der Westabdachung des Göttinger Waldes. – *Giessener Geographische Schriften* 7.
- ROHDENBURG, H. & B. MEYER (1968): Zur Datierung und Bodengeschichte mitteleuropäischer Oberflächenböden (Schwarzerde, Parabraunerde, Kalksteinbraunlehm): Spätglazial oder Holozän? – *Göttinger Bodenkundliche Berichte* 6.
- ROHDENBURG, H. (1971): Einführung in die klimagenetische Geomorphologie anhand eines Systems von Modellvorstellungen am Beispiel des fluvialen Abtragungsreliefs. – Lenz Verlag, Giessen.
- ROUBITSCHKE, W. (1955): Kulturelle Formveränderungen der natürlichen Talanfänge Mitteldeutschlands. – *Wissenschaftliche Zeitschrift der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Reihe* 4.

- SABEL, K. (1982): Ursache und Auswirkungen bodengeographischer Grenzen in der Wetterau (Hessen). – *Frankfurter Geowissenschaftliche Arbeiten*, Bd. 3.
- SÄCHSISCHES STAATSMINISTERIUM FÜR UMWELT UND LANDWIRTSCHAFT (2008): Sachsen im Klimawandel: Eine Analyse. Dresden.
- SCHEFFER, F., FÖLSTER, H. & B. MEYER (1959): Zur Entstehung von Schwarzerden und schwarzerdeartigen Böden. – *Chemie der Erde* 20.
- SCHEFFER, F. & P. SCHACHTSCHABEL (1984): Lehrbuch der Bodenkunde. – 11. neu bearbeitete Auflage. Enke Verlag, Stuttgart.
- SCHLICHTING, E. & H.P. BLUME (1961): Das typische Bodenprofil auf jungpleistozänem Geschiebemergel in der westbaltischen Klimaprovinz und seine grundsätzliche Deutung. – *Zeitschrift für Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkunde*, Bd. 95.
- SCHMIDT, P. A. & D. WENDEL (2007): Überblick zur Vegetation Sachsens. Allgemeiner Exkursionsführer der Jahrestagung der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft.
- SCHMIDT, W.M.I., SKJEMSTAD, J.O., GEHRT, E. & I. KÖGEL-KNABNER (1999): Charred organic carbon in German chernozemic soils. – *European Journal of Soil Science* 50.
- SCHÖNWIESE, C.-D. (1994): Klima im Wandel. Von Treibhauseffekt, Ozonloch und Naturkatastrophen. Rowohlt Taschenbuch Verlag, Reinbek bei Hamburg.
- SCHWERTMANN, U., VOGL, W. & M. KAINZ (1987): Bodenerosion durch Wasser. Vorhersage des Abtrags und Bewertung von Gegenmaßnahmen. – Ulmer Verlag, Stuttgart.
- SEMMELE, A. (1961): Beobachtungen zur Genese von Dellen und Kerbtälchen im Löß. – *Rhein-Mainische Forschungen* 50.
- SEMMELE, A. & G. STÄBLEIN (1971): Zur Entwicklung quartärer Hohlformen in Franken. – *Eiszeitalter und Gegenwart* 22.
- SEMMELE, A. (1983): Grundzüge der Bodengeographie. – (2. Aufl.). Stuttgart.
- SEMMELE, A. (1985): Periglazialmorphologie. – Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt.
- SEMMELE, A. (1990): Periglaziale Formen und Sedimente. In: LIEDTKE, H. (Hrsg.) *Eiszeitforschung*. – Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt.
- SEMMELE, A. (1991): Relief, Gestein, Boden – Grundlagen der Physischen Geographie. – Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt.
- SEMMELE, A. (1996): Geomorphologie der Bundesrepublik Deutschland. – (5. Aufl.). Steiner Verlag, Stuttgart.
- STARKEL, L. (1992): The feedback mechanisms between the environmental systems and the behaviour of prehistoric man. In: FRENZEL, B. (Hrsg.): *Evaluation of land surfaces*

- cleared from forests by prehistoric man in Early Neolithic times and the time of migrating Germanic tribes. *Paläoklimaforschung* 8. – Fischer Verlag, Stuttgart.
- STROBEL, M. (2006): Vortrag im Rahmen einer öffentlichen Sitzung der Naturwissenschaftlichen Gesellschaft ISIS Dresden e.V.
- SUCCOW, M. & H. JOOSTEN (2001): Landschaftsökologische Moorkunde. – Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- THIEMEYER, H. (1988): Bodenerosion und holozäne Dellenentwicklung in hessischen Lössgebieten. – *Rhein-Mainische Forschungen* 105.
- TRILLMICH, W. (2002): Thietmar von Merseburg. Chronik. Ausgewählte Quellen zur Deutschen Geschichte des Mittelalters, Bd. 9. – (8. Aufl.). Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt.
- TRIMBLE, S.W. & P. CROSSON (2000): Land Use: U.S. Soil Erosion Rates - Myth and Reality. – *Science* 289.
- VAN VLIET-LANOE, B. (1991): Late glacial and holocene pedogenesis: The response to human activities. In: FRENZEL, B. (Hrsg.) Evaluation of climate proxy data in relation to the European Holocene. *Paläoklimaforschung* 6. – Fischer Verlag, Stuttgart.
- WAGENBRETH, O. & W. STEINER (1990): Geologische Streifzüge: Landschaft und Erdgeschichte zwischen Kap Arkona und Fichtelberg. – Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig.
- WEIDENBACH, F. (1956): Frostblätterigkeit in Lössen und ihre Entstehung. – *Eiszeitalter und Gegenwart* 7.
- WICHTMANN, H. (1981): Bodenphysikalische Untersuchungen zum Nachweis der spätpleistozänen Bodenbildung in rheinsch-westfälischen Lößgebieten. – *Zeitschrift für Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkunde* 144.
- WILDHAGEN, H. & B. MEYER (1972): Holozäne Boden-Entwicklung, Sediment-Bildung und Geomorphogenese im Flußauen-Bereich des Göttinger Leinetal-Grabens. – *Göttinger Bodenkundliche Berichte* 21.
- WOLF, L. & W. ALEXOWSKY (1994): Fluviale und plaziäre Ablagerungen am äußersten Rand der Elster- und Saale-Vereisung; die spättertiäre und quartäre Geschichte des sächsischen Elbgebietes. In: EISSMANN L. & T. LITT (Hrsg.) Das Quartär Mitteldeutschlands. Ein Leitfaden und Exkursionsführer. Mit einer Übersicht über das Präquartär des Saale-Elbe-Gebietes. – *Altenburger Naturwissenschaftliche Forschungen* 7.

- ZECH, W., KÖGEL-KNABNER, I., HAUMEIER, L., HEMPFLING, R., ZIEGLER, F., BEUDERT, G., GUGGENBERGER, G. & R. FRÜND (1988): Schwerpunkte der Humusforschung am Lehrstuhl Bodenkunde der Universität Bayreuth. In: MÜLLER-WEGENER, U. (Hrsg.) Organische Inhaltsstoffe des Bodens. Göttingen.
- ZECH, W. & G. HINTERMAIER-ERHARD (2002): Böden der Welt: Ein Bildatlas. – Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg Berlin.
- ZEPP, H. (2004): Geomorphologie - Eine Einführung. In: HEINEBERG, H.: Grundriß Allgemeine Geographie. – Schöningh Verlag, Paderborn.

Anhang

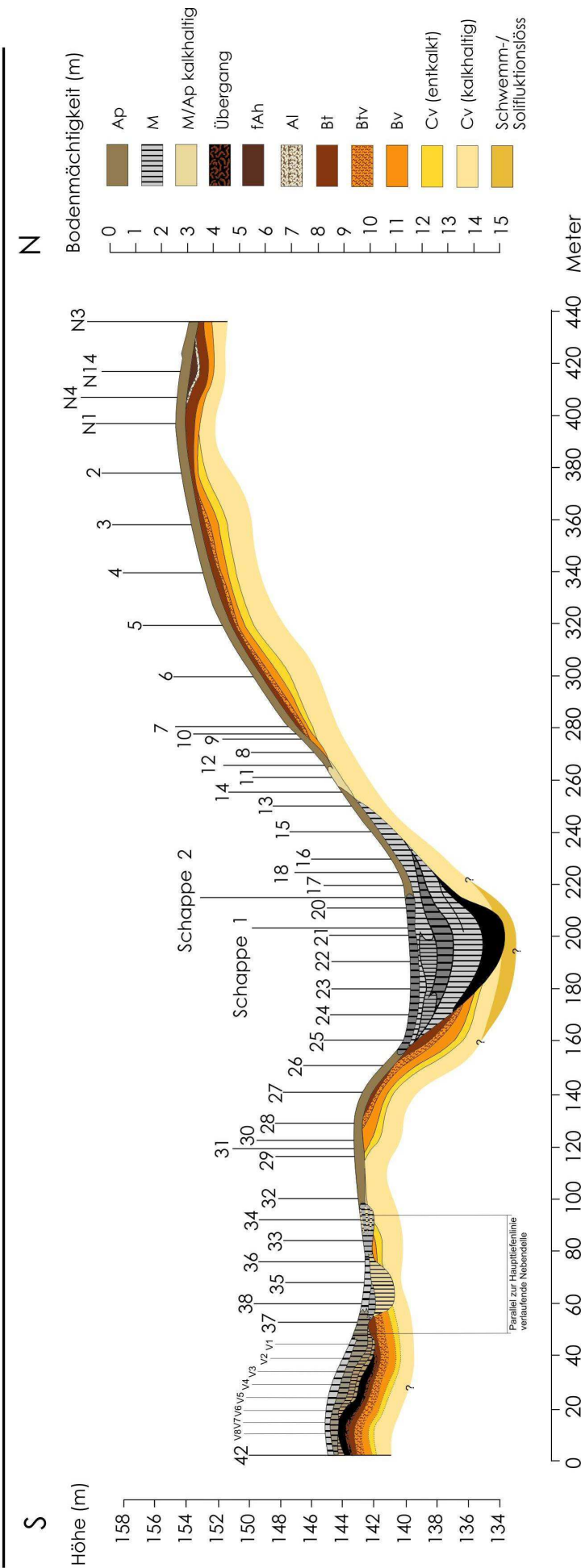
Anhang A.1	Dellenquerprofil Zehren Q1	2
Anhang A.2	Dellenquerprofil Zehren Q2	3
Anhang A.3	Dellenquerprofil Zehren Q3 & Q5	4
Anhang A.4	Dellenquerprofil Zehren Q6	5
Anhang A.5	Dellenquerprofil Zehren Q7	6
Anhang A.6	Dellenquerprofil Zehren Q8	7
Anhang A.7	Dellenquerprofil Zehren Q8/II.....	8
Anhang A.8	Dellenlängsprofil Zehren	9
Anhang A.9	Blockbild Zehren	10
Anhang A.10	Dellenquerprofil Löbschütz Q1	11
Anhang A.11	Dellenquerprofil Löbschütz Q2	12
Anhang A.12	Dellenquerprofil Löbschütz Q3	13
Anhang A.13	Dellenquerprofil Löbschütz Q4	14
Anhang A.14	Dellenquerprofil Löbschütz Q5	15
Anhang A.15	Dellenquerprofil Löbschütz Q6	16
Anhang A.16	Dellenlängsprofil Löbschütz.....	17
Anhang A.17	Tiefenlinienprofil der Bohrung S13 in Schwochau	18
Anhang A.18	Liniendiagramme der Kornverteilungskurveb (Profile S13, S1 & S4)	19

Anhang A.1

Dellenquerprofil Zehren Q1

(6-fach überhöht)

Bohrprofil Zehren Q1

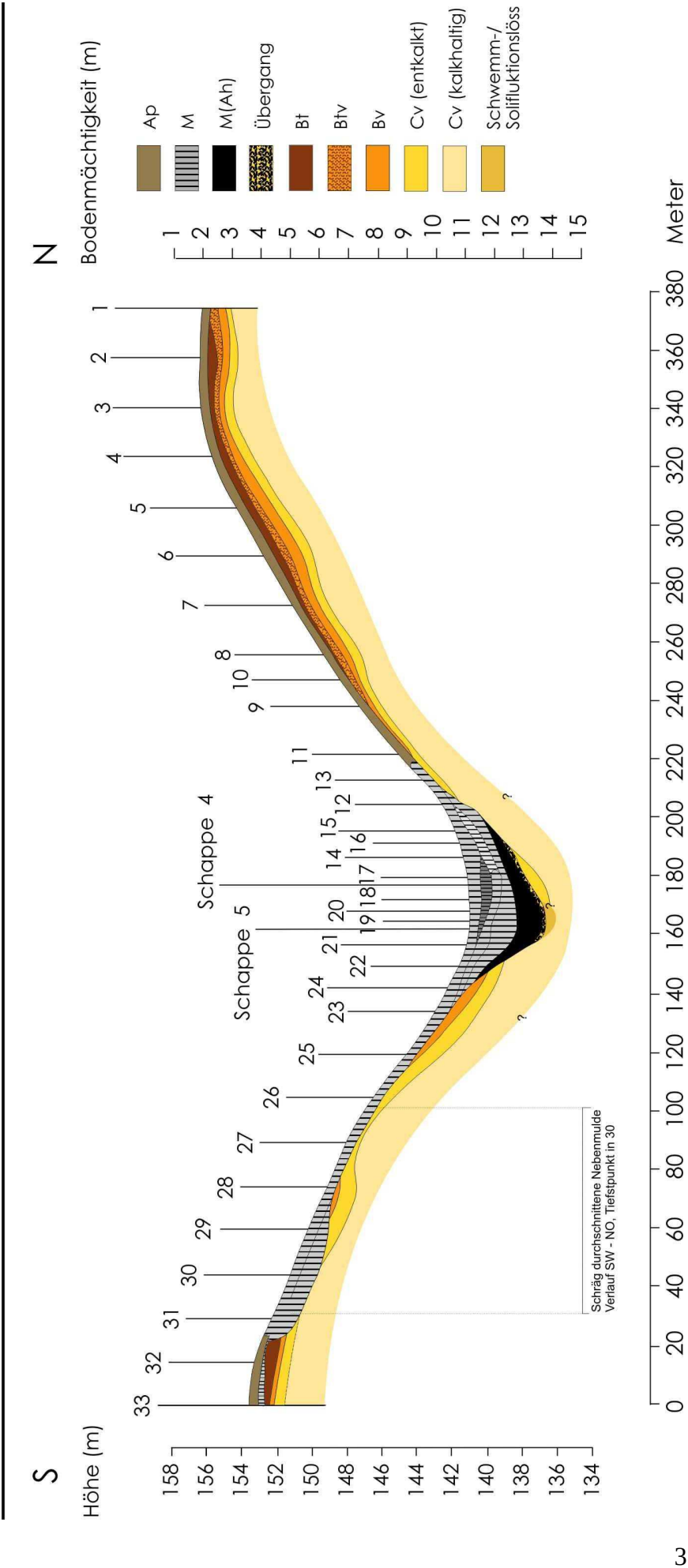


Anhang A.2

Dellenquerprofil
Zehren Q2

(6-fach überhöht)

Bohrprofil Zehren Q2

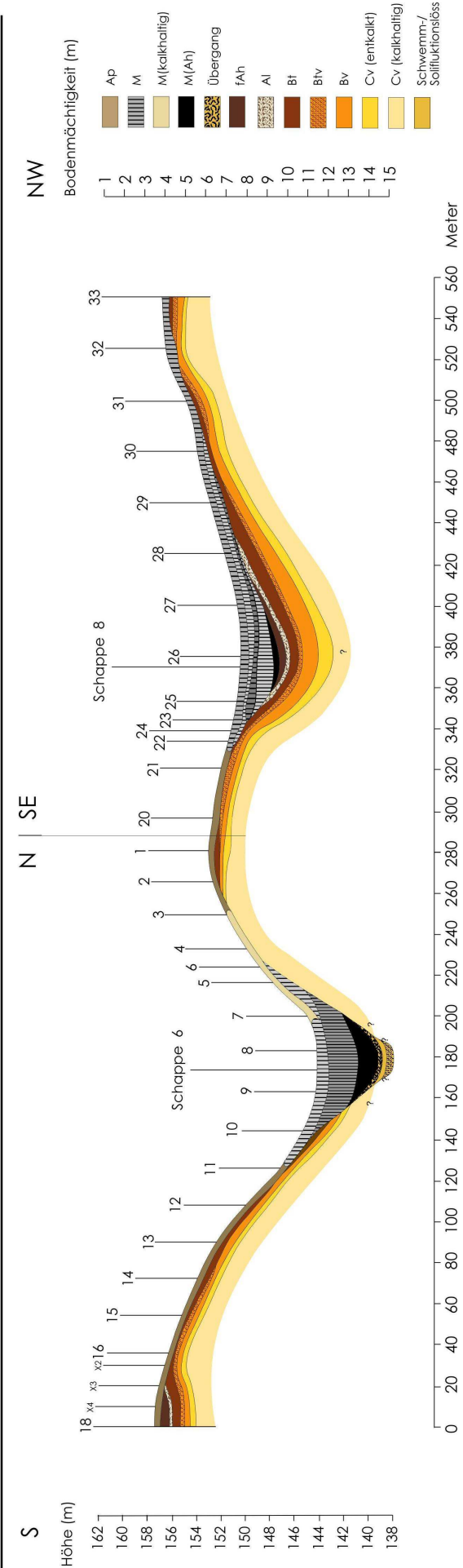


Anhang A.3

Dellenquerprofil Zehren Q3 & Q5

(6-fach überhöht)

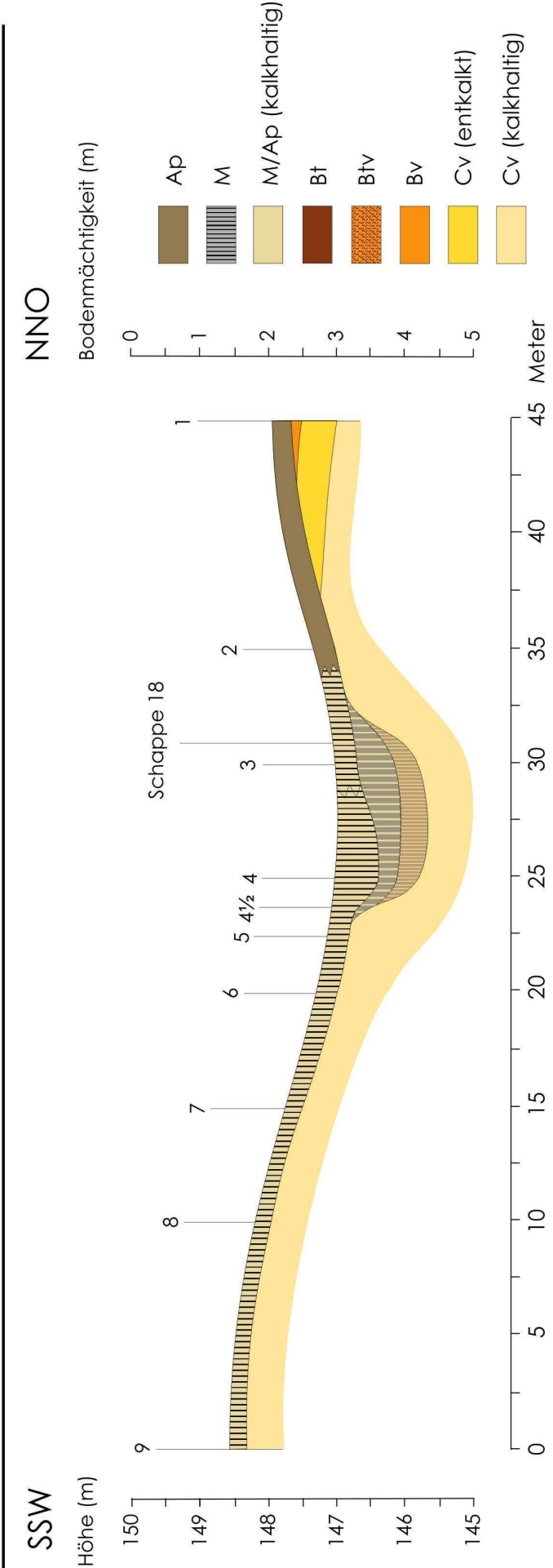
Bohrprofil Zehren Q3 + Q5



Anhang A.4

Dellenquerprofil Zehren Q6
(3-fach überhöht)

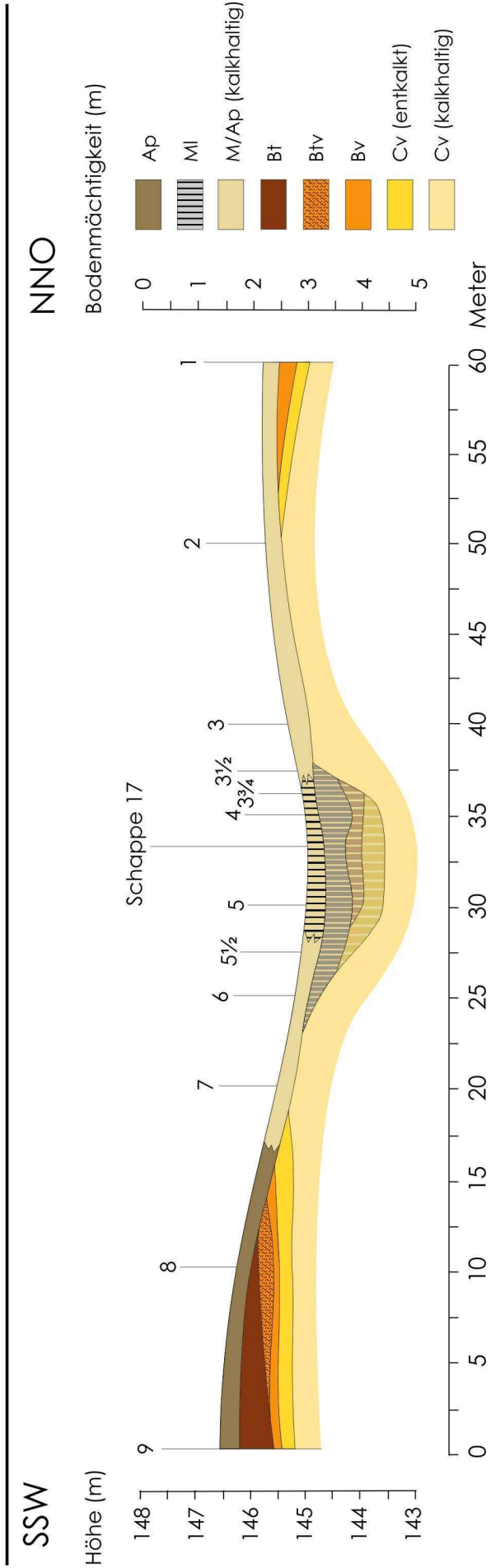
Bohrprofil Zehren Q6



Anhang A.5

Dellenquerprofil Zehren Q7
(3-fach überhöht)

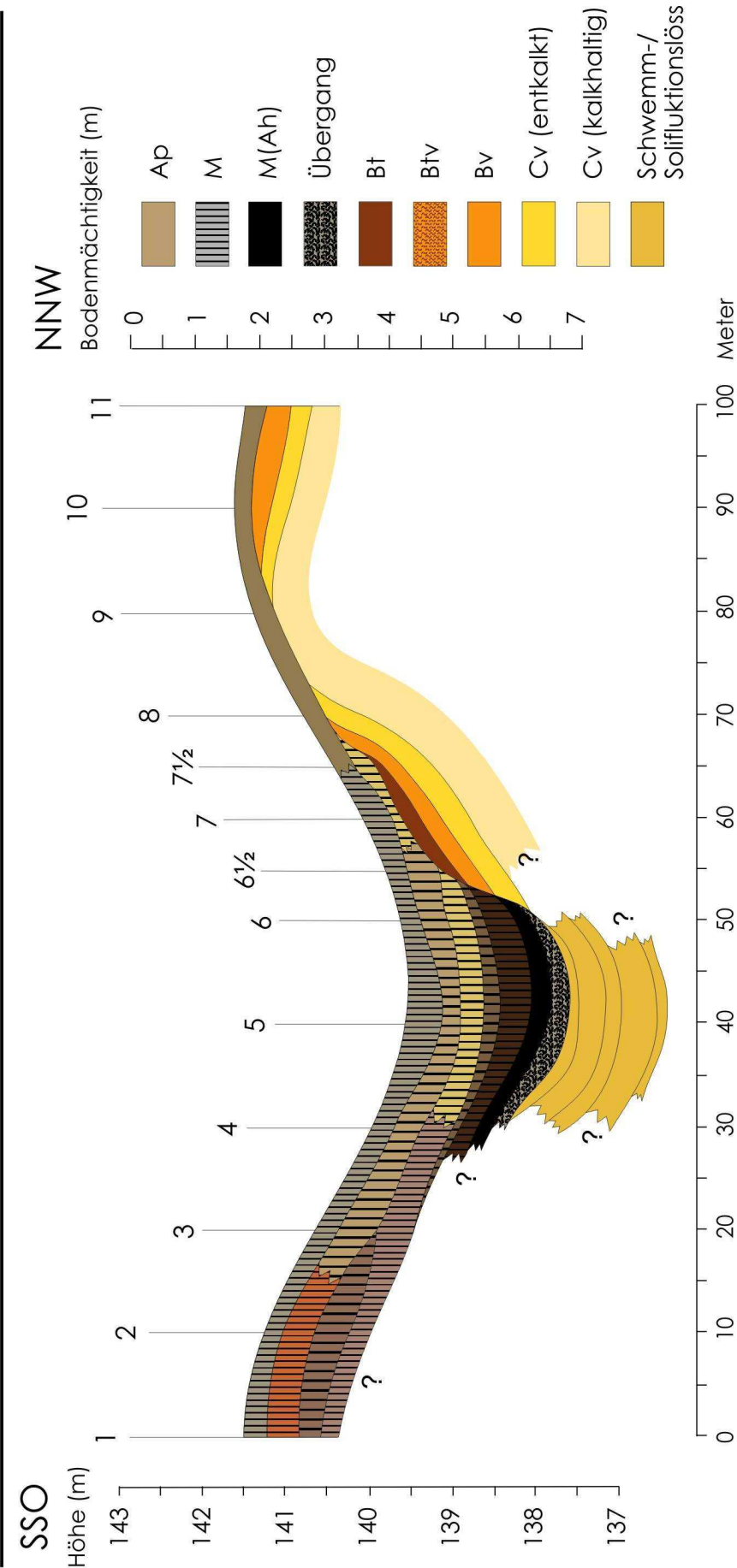
Bohrprofil Zehren Q7



Anhang A.6

Dellenquerprofil
Zehren Q8
(8-fach überhöht)

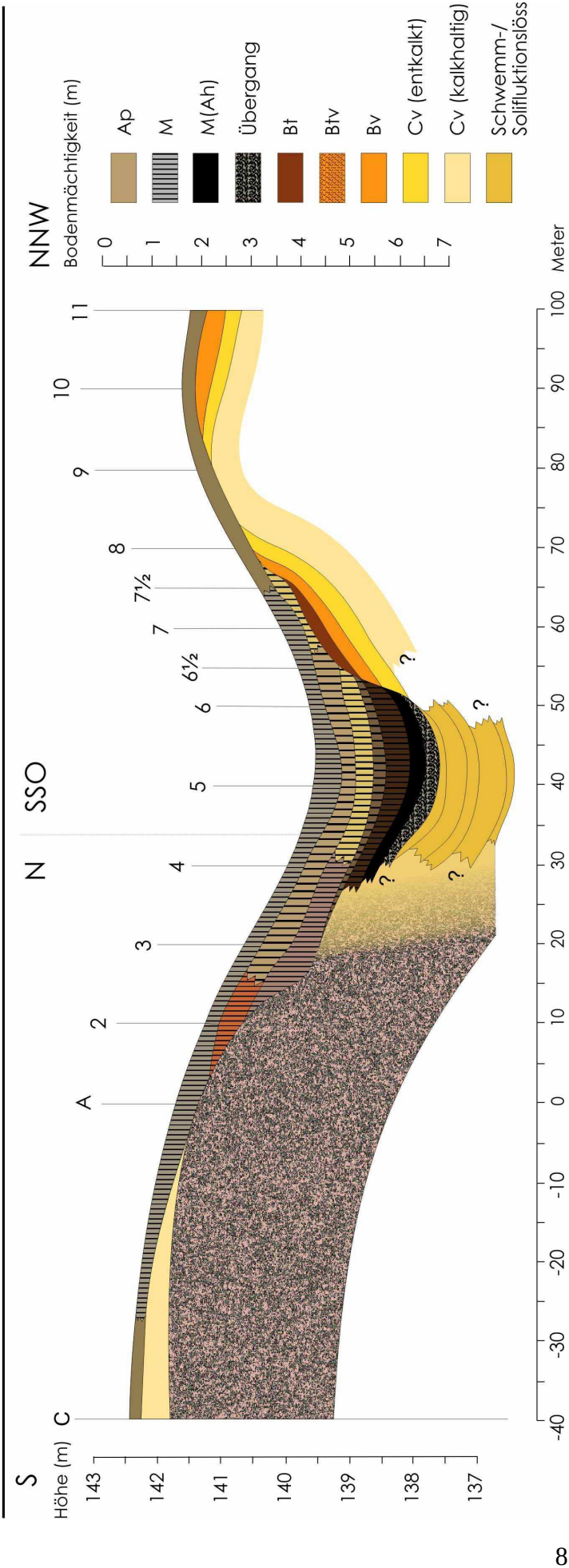
Bohrprofil Zehren Q8



Anhang A.7

Dellenquerprofil Zehren Q8/II
(8-fach überhöht)

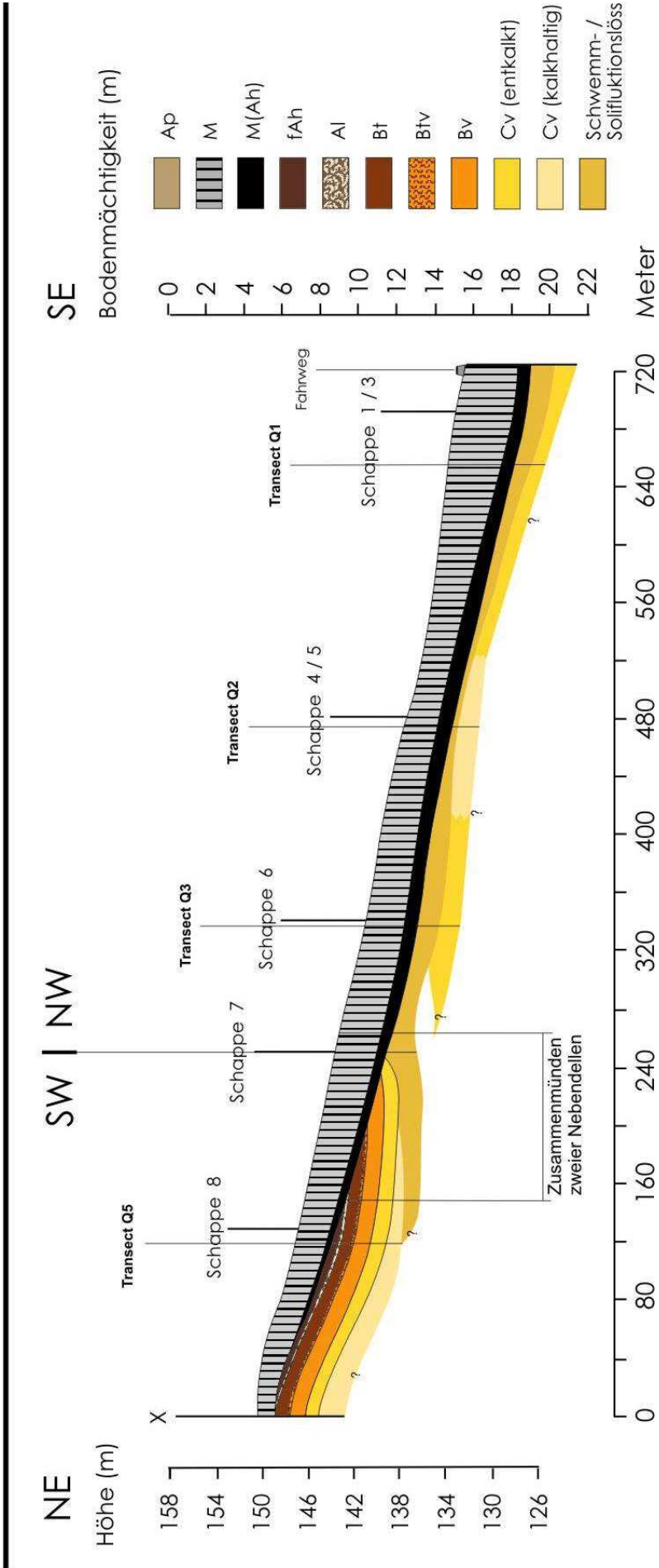
Bohrprofil Zehren Q8



Anhang A.8

Dellenlängsprofil
Zehren
(8-fach überhöht)

Bohrprofil Zehren Längsprofil der Tiefenlinie



Anhang A.9

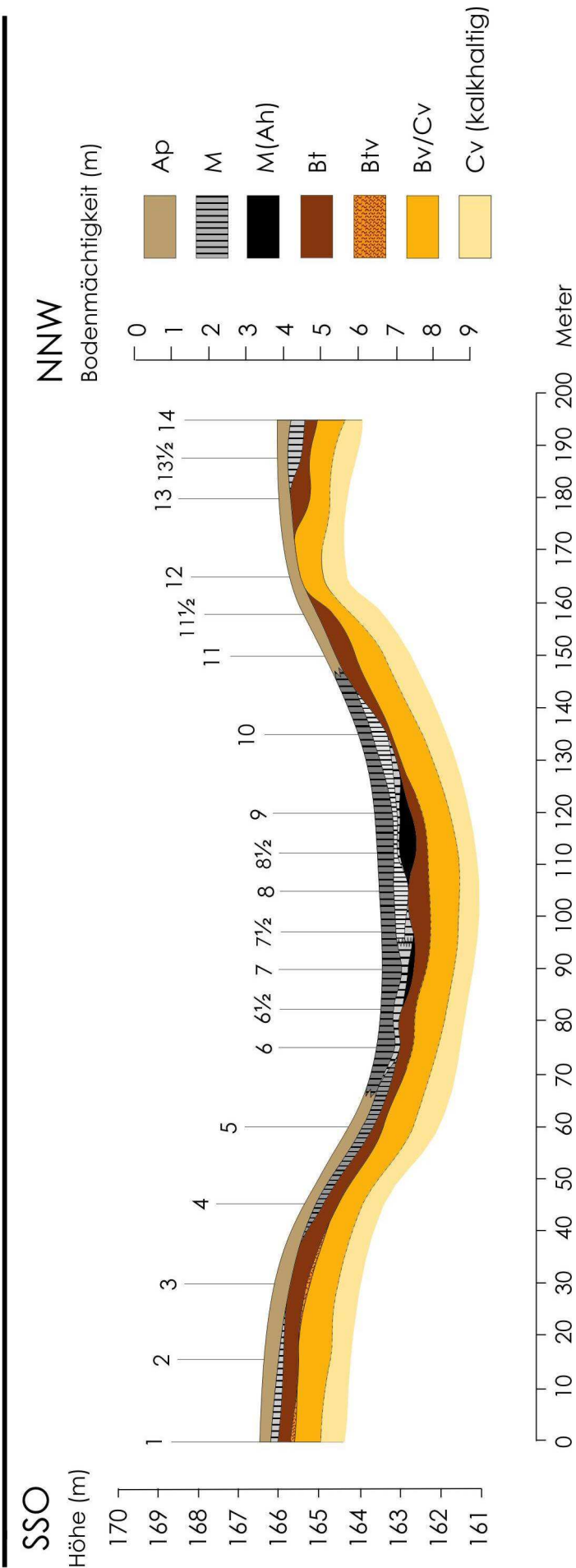
Blockbild Zehren



Anhang A.10

Dellenquerprofil Löbschütz Q1
(8-fach überhöht)

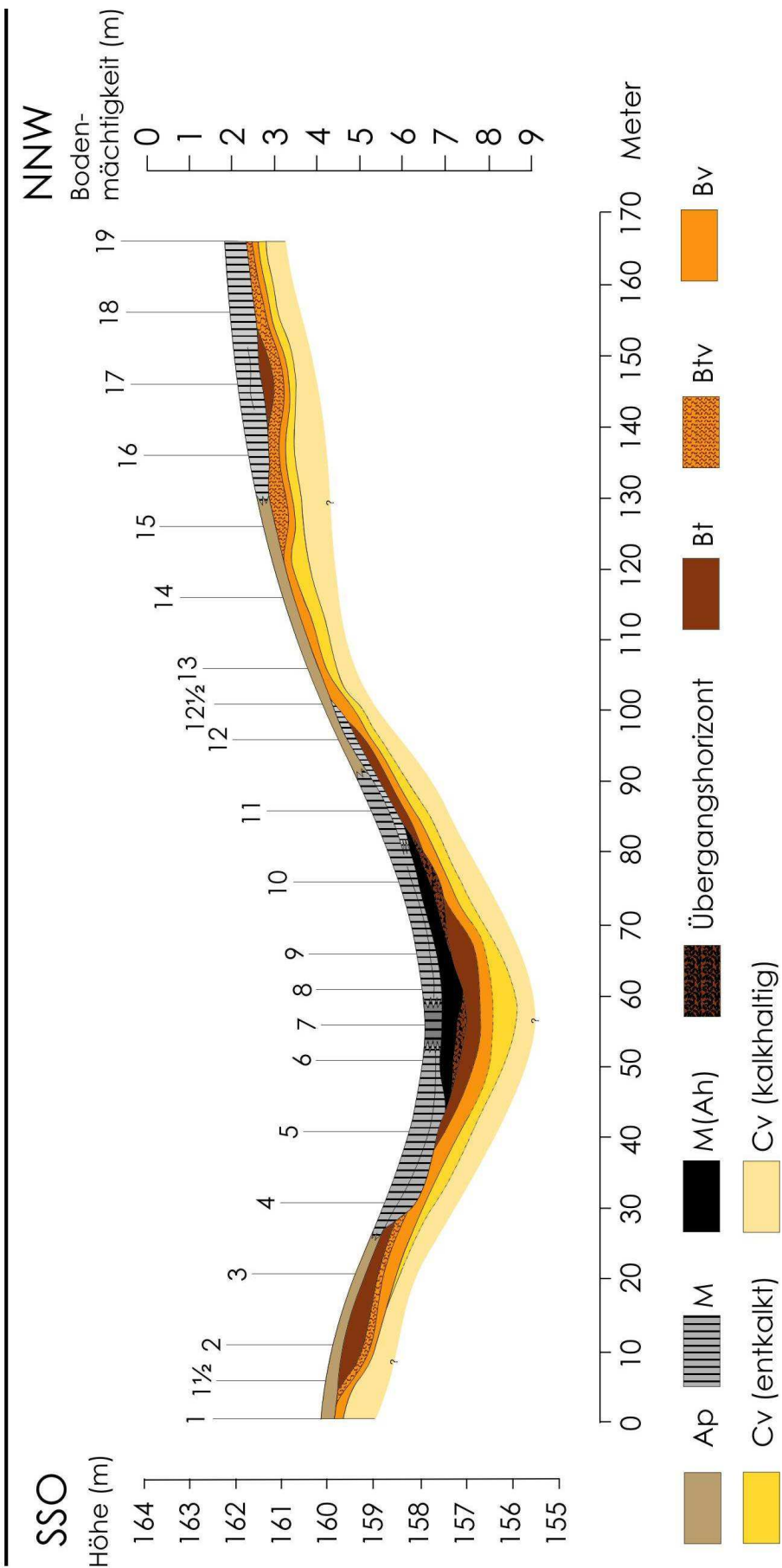
Bohrprofil Löbschütz Q1



Dellenquer-
profil
Löbschütz Q2

(6,5-fach
überhöht)

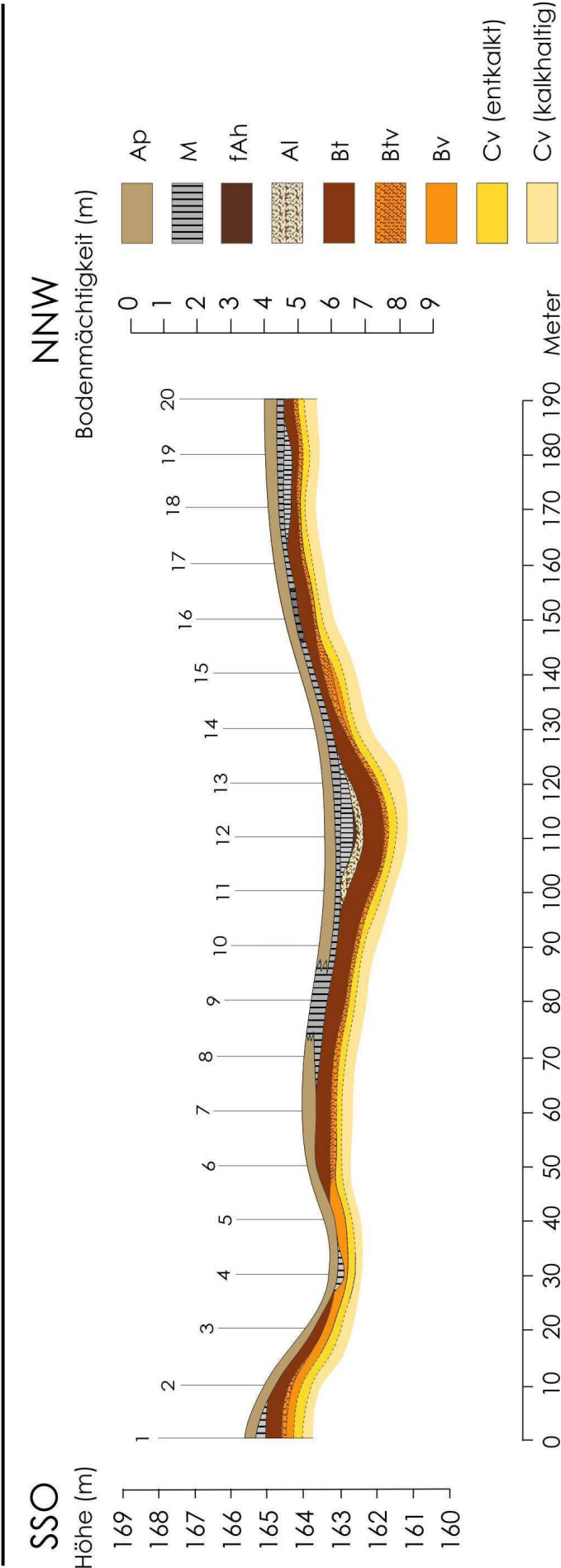
Bohrprofil Löbschütz Q2



Anhang A.12

Dellenquerprofil Löbschütz Q3
(6,5-fach überhöht)

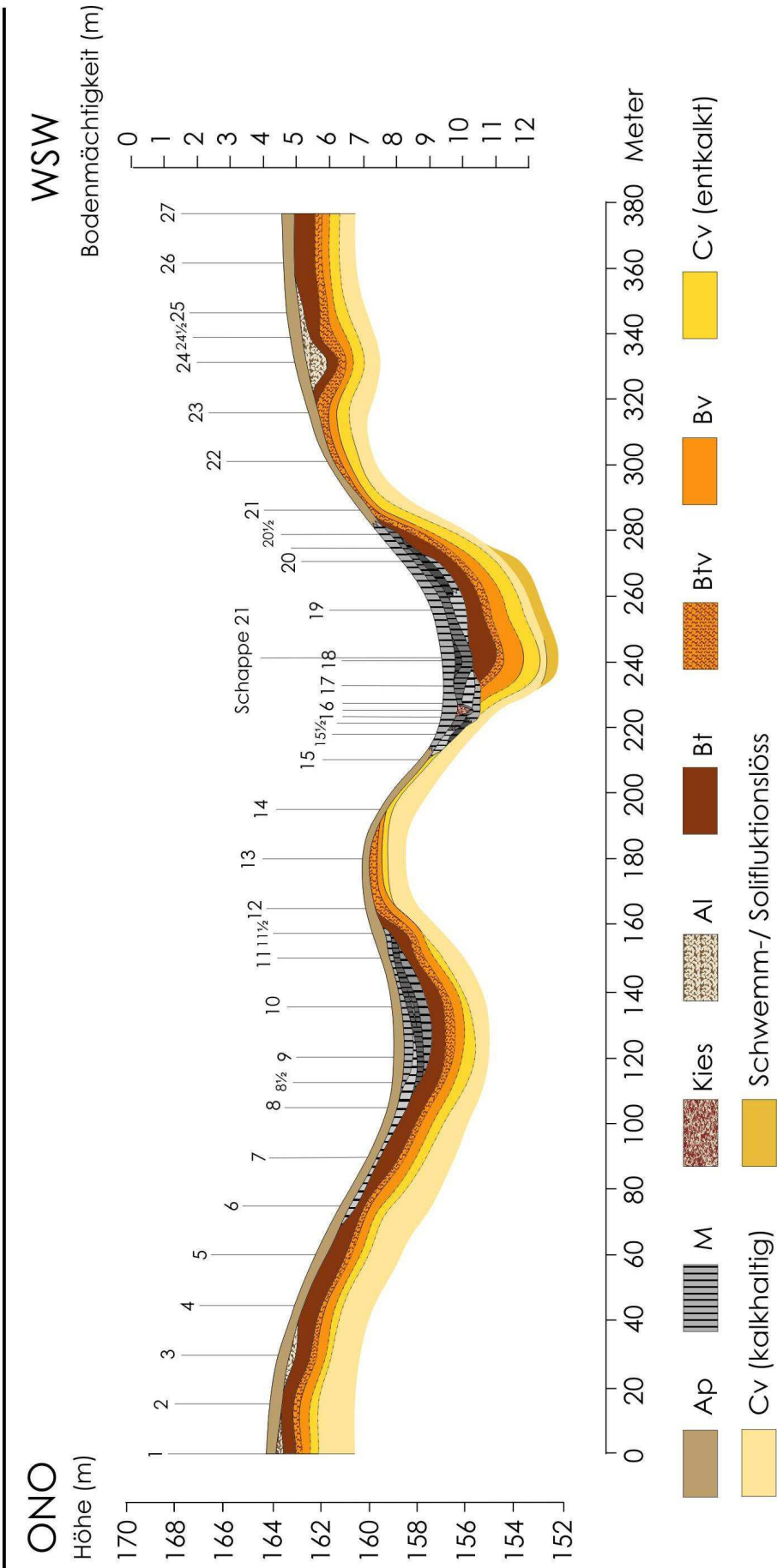
Bohrprofil Löbschütz Q3



Dellenquer-
profil
Löbschütz Q4

(7,5-fach
überhöht)

Bohrprofil Löbschütz Q4

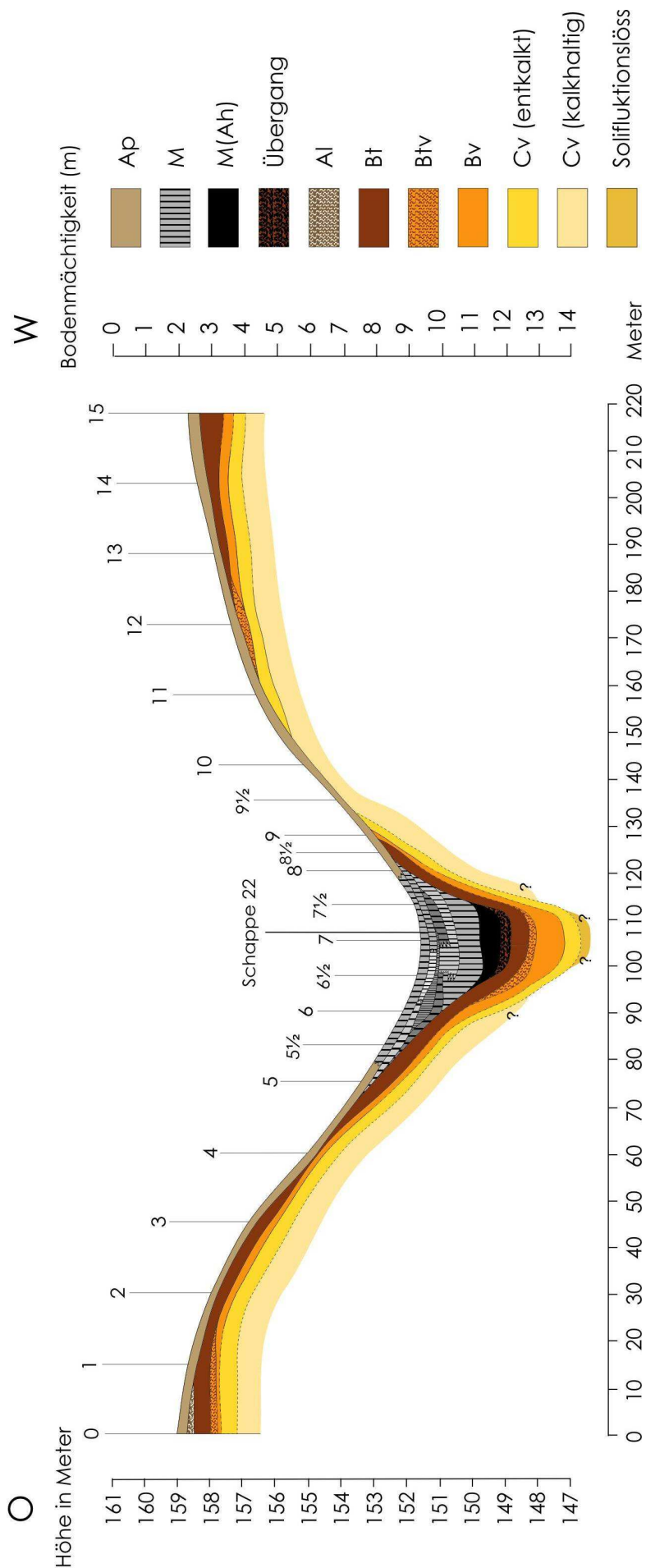


Anhang A.14

Dellenquerprofil
Löbschütz Q5

(7-fach überhöht)

Bohrprofil Löbschütz Q5

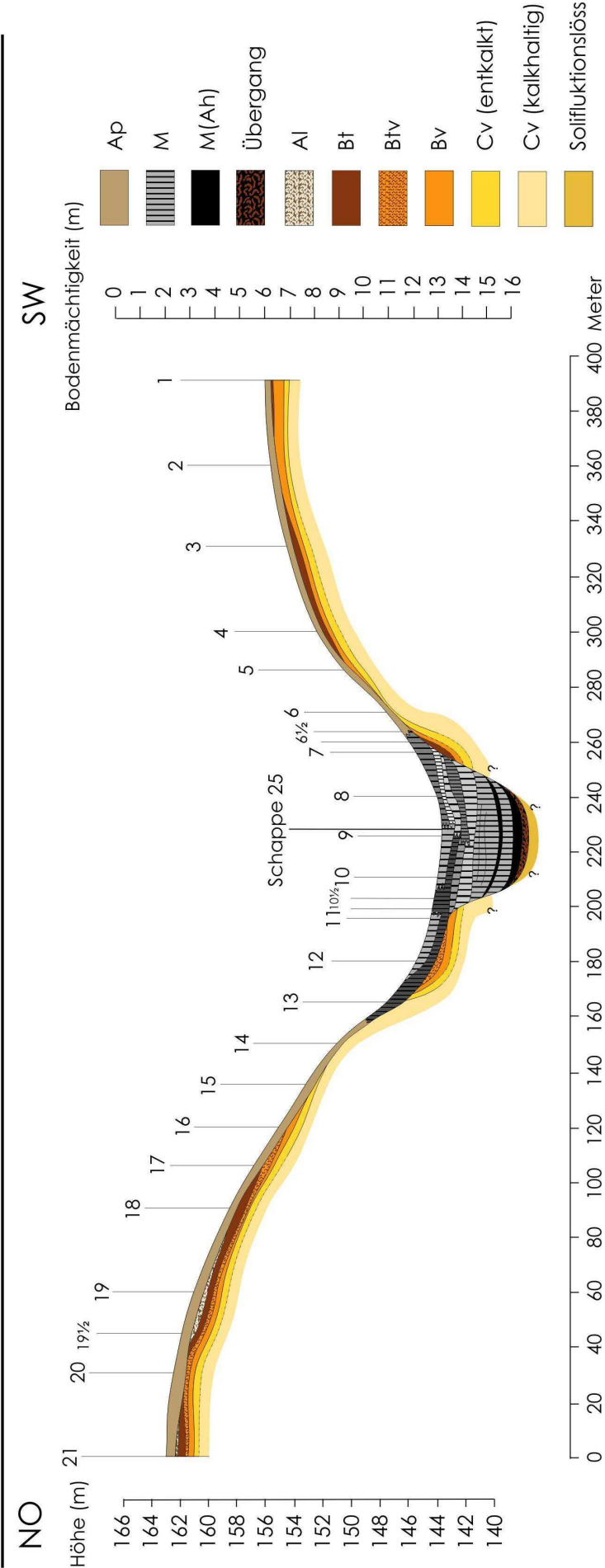


Anhang A.15

Dellenquerprofil Löbschütz
Q6

(5-fach überhöht)

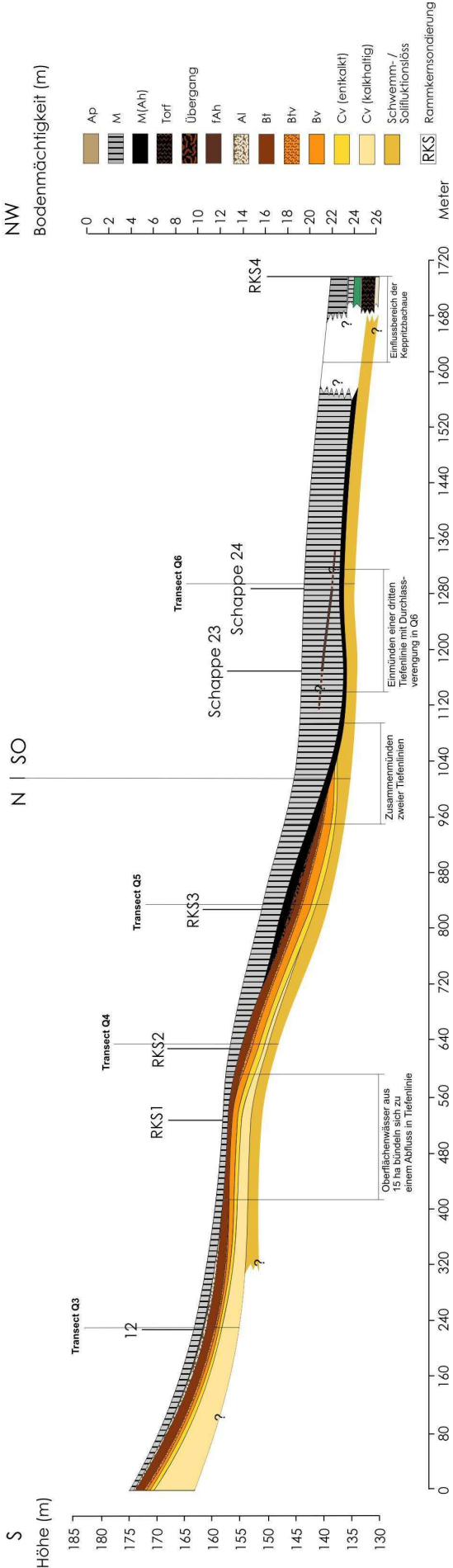
Bohrprofil Löbschütz Q6



Anhang A.16

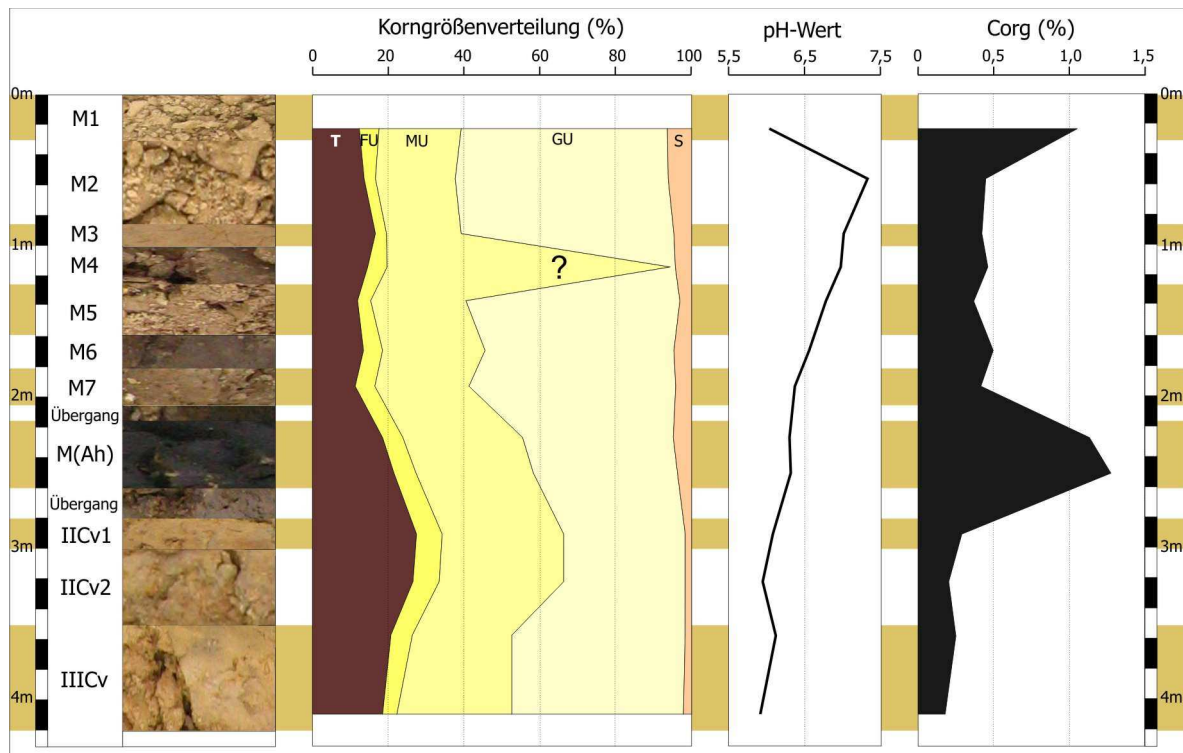
Dellenlängsprofil Löbschütz
(8-fach überhöht)

Bohrprofil Löbschütz Längsprofil der Tiefenlinie



Anhang A.17

Tiefenlinienprofil der Bohrung S13 des Schwochauer Dellensystems
- kurz vor Dellenausgang am Querschnitt Q2 (nicht gezeigt)



Anhang A.18

Liniendiagramm der Kornverteilungskurven der Profile S13 (oben), S1 (mitte) und S4 (unten)

