

# **Periglaziale Lagen**

**ihre Zuordnung zum Relief und ihre sedimentologisch-pedologische Differenzierung  
sowie ihre Auswirkungen auf Standortqualitäten  
anhand ausgewählter Beispiele aus dem Steigerwald**

Dissertation  
zur Erlangung des Doktorgrades  
an der Fakultät für Geowissenschaften  
der Ludwig-Maximilians-Universität  
zu München

vorgelegt  
von  
Margit Pfeiffer

München  
2002

1. Berichtstatter: Prof. Dr. U. Rust

2. Berichtstatter: Prof. Dr. K. Rögner

Tag der mündlichen Prüfung: 11.07.2002

## Inhaltsverzeichnis

Inhaltsverzeichnis .....	I
Abbildungsverzeichnis .....	III
Vorwort.....	V
1 Einführung .....	1
2 Charakterisierung der Untersuchungsgebiete.....	4
2.1 Lage und Abgrenzung .....	4
2.2 Klima.....	6
2.3 Geologie .....	9
3 Gliederungskonzept für periglaziale Lagen.....	17
4 Verbreitung der periglazialen Lagen .....	23
4.1 Morphographischer Hintergrund.....	23
4.1.1 Wölbung .....	24
4.1.2 Neigung .....	31
4.1.3 Exposition.....	32
4.1.4 Figur .....	32
4.1.5 Größe .....	33
4.1.6 Lage .....	34
4.1.7 Material .....	35
4.2 Neigungskartierung .....	36
4.2.1 Durchführung .....	36
4.2.2 Zwischenergebnis .....	37
4.3 Wölbungskartierung .....	38
4.3.1 Durchführung .....	38
4.3.2 Zwischenergebnis .....	39
5 Untersuchungsmethoden.....	41
5.1 Feldansprache und Beprobung.....	41
5.2 Laboranalysen .....	42
5.2.1 Korngrößenverteilung .....	42
5.2.2 Karbonatgehalt .....	43
5.2.3 pH-Wert.....	43
5.2.4 Gesamtkohlenstoffgehalt und Humusgehalt.....	44

5.2.5	Gesamtstickstoffgehalt .....	44
5.2.6	Bodendichte .....	44
5.2.7	Potentielle Kationenaustauschkapazität .....	45
5.2.8	Röntgendiffraktionsanalyse .....	45
6	Darstellung der Profilbefunde .....	48
6.1	UG Ochsenchenkel .....	48
6.1.1	Catena Winterranken (O1 - O11) .....	48
6.1.2	Einzelprofile (O12 - O19) .....	67
6.1.3	Zwischenergebnis .....	75
6.2	UG Scheinfeld .....	78
6.2.1	Catena Eichenbuck (S1 - S9) .....	78
6.2.2	Catena Klostergraben (S11 - S14) .....	88
6.2.3	Einzelprofile (S10, S15 - S19) .....	93
6.2.4	Zwischenergebnis .....	98
6.3	UG Neustadt .....	101
6.3.1	Catena Eichelberg (N1 - N6) .....	101
6.3.2	Catena Dornteich (N8 - N15) .....	108
6.3.3	Einzelprofile (N7, N16 - N19) .....	114
6.3.4	Zwischenergebnis .....	119
7	Periglaziale Lagen und ihre Standortqualitäten .....	122
7.1	Grundsätzliches .....	122
7.2	Durchwurzelbarkeit .....	125
7.3	Wasserhaushalt .....	129
7.4	Lufthaushalt .....	133
7.5	Nährstoffversorgung .....	135
7.6	Aziditätsmilieu und Pufferung .....	139
7.7	Zwischenergebnis .....	144
8	Ergebnisse und Diskussion .....	146
9	Zusammenfassung .....	162
10	Literaturverzeichnis .....	165

Anhang (gesonderter Band)



## Abbildungsverzeichnis

Abb. 1:	Lage der Untersuchungsgebiete.....	5
Abb. 2:	Klimadiagramme der Stationen Burghaslach und Neustadt/Aisch.....	7
Abb. 3:	Überblick über Klimadaten des Steigerwaldes.....	8
Abb. 4:	Gliederung des Keupers.....	10
Abb. 5:	Gliederungskonzepte verschiedener Autoren für periglaziale Lagen.....	18
Abb. 6:	Gliederung des jüngeren Quartärs.....	21
Abb. 7:	Wölbung nach RICHTER.....	25
Abb. 8:	Formelementtypen nach KUGLER.....	25
Abb. 9:	Ermittlung des Wölbungsradius.....	26
Abb. 10:	Grundtypen der Formelemente nach KUGLER.....	27
Abb. 11:	Gruppierung der Formelementtypen zu geoökologischen Wölbungstypen nach KUGLER.....	30
Abb. 12:	Neigungsklassen der GMK 25.....	31
Abb. 13:	Größenklassen der Formen nach KUGLER.....	34
Abb. 14:	Wölbungskartierung im Bereich von Runsen.....	39
Abb. 15:	Catena Winterranken - UG Ochsenchenkel.....	49
Abb. 16:	Dünnschliff einer Karbonatkonkretion aus Profil O4: karbonatische Re-/Kristallisationssäume.....	53
Abb. 17:	Dünnschliff einer Karbonatkonkretion aus Profil O4: eingespülter Ton	53
Abb. 18:	Korngrößenverteilung in den Profilen O1 bis O4.....	55
Abb. 19:	RDA der Tonfraktion von Profil O5 - Normalpräparat.....	58
Abb. 20:	RDA der Tonfraktion von Profil O5 - Horizont III Cv (kmBuH).....	58
Abb. 21:	Korngrößenverteilung in Profil O8.....	62
Abb. 22:	RDA der Tonfraktion von Profil O8 - Normalpräparat.....	62
Abb. 23:	Korngrößenverteilung in Profil O9.....	64
Abb. 24:	Korngrößenverteilung in Profil O11.....	66
Abb. 25:	RDA der Tonfraktion von Profil O11 - Normalpräparat.....	66
Abb. 26:	RDA der Tonfraktion von Profil O18 - Normalpräparat.....	69
Abb. 27:	Vergleich der Korngrößenverteilung der Hauptlage von Profil O15 und O18.....	71
Abb. 28:	Korngrößenverteilung in Profil O13.....	72
Abb. 29:	RDA der Tonfraktion von Profil O13 - Normalpräparat.....	72
Abb. 30:	Korngrößenverteilung in Profil O14.....	74

Abb. 31:	Catena Eichenbuck - UG Scheinfeld .....	79
Abb. 32:	Vergleich der Korngrößenverteilung der Haupt- und Basislage von Profil S1 und S4 .....	80
Abb. 33:	RDA der Tonfraktion von Profil S4 - Normalpräparat .....	82
Abb. 34:	Korngrößenverteilung in den Profilen S1 bis S3 (Basislage) .....	83
Abb. 35:	Korngrößenverteilung in den Profilen S5 bis S9 .....	84
Abb. 36:	RDA der Tonfraktion von Profil S7 - Normalpräparat .....	86
Abb. 37:	Catena Klostergraben - UG Scheinfeld .....	88
Abb. 38:	RDA der Tonfraktion von Profil S13 - Normalpräparat .....	90
Abb. 39:	RDA der Tonfraktion von Profil S13 - Horizont II ICv (kmBL) .....	90
Abb. 40:	RDA der Tonfraktion von Profil S14 - Normalpräparat .....	91
Abb. 41:	Korngrößenverteilung in den Profilen S11 bis S14 .....	93
Abb. 42:	RDA der Tonfraktion von Profil S15 - Normalpräparat .....	95
Abb. 43:	RDA der Tonfraktion von Profil S15 - Horizont III Cv (kmL) .....	95
Abb. 44:	Catena Eichelberg - UG Neustadt .....	102
Abb. 45:	RDA der Tonfraktion von Profil N6 - Normalpräparat .....	106
Abb. 46:	Korngrößenverteilung in den Profilen N1 bis N6 .....	107
Abb. 47:	Catena Dornteich - UG Neustadt .....	109
Abb. 48:	Korngrößenverteilung in Profil N8 .....	110
Abb. 49:	RDA der Tonfraktion von Profil N9 - Normalpräparat .....	111
Abb. 50:	RDA der Tonfraktion von Profil N13 - Normalpräparat .....	113
Abb. 51:	Korngrößenverteilung in Profil N17 .....	116
Abb. 52:	RDA der Tonfraktion von Profil N18 - Normalpräparat .....	117
Abb. 53:	Korngrößenverteilung in Profil N19 .....	118
Abb. 54:	RDA der Tonfraktion von Profil N19 - Normalpräparat .....	118
Abb. 55:	Verteilung der Bodenartengruppen in den periglazialen Lagen .....	124
Abb. 56:	Gesamtporenvolumen der periglazialen Lagen .....	126
Abb. 57:	Effektive Lagerungsdichte der periglazialen Lagen .....	127
Abb. 58:	Nutzbare Feldkapazität der periglazialen Lagen .....	130
Abb. 59:	Kf-Wert der periglazialen Lagen .....	132
Abb. 60:	Luftkapazität der periglazialen Lagen .....	134
Abb. 61:	Basensättigung und $KAK_{pot}$ der periglazialen Lagen .....	137
Abb. 62:	Zuordnung der periglazialen Lagen zu den Pufferbereichen .....	142

## **Vorwort**

Bereits seit langem vertraut und im Rahmen der Diplomarbeit von mir erstmals wissenschaftlich untersucht, regte der Betreuer meiner Dissertation, Prof. Dr. U. Rust an, den Steigerwald auch als Arbeitsgebiet für die Erforschung der periglazialen Deckschichten im Rahmen einer Doktorarbeit zu wählen. Dank der Gewährung eines 2,5-jährigen Promotionsstipendiums der LMU München zur Förderung des wissenschaftlichen und künstlerischen Nachwuchses sowie eines 1,5-jährigen Stipendiums im Rahmen des Dritten Hochschulsonderprogramms zur Förderung der Frauen in der Wissenschaft konnte das Vorhaben schließlich durchgeführt werden. Dafür möchte ich der LMU München sowie der damaligen Frauenbeauftragten, Frau Dr. Edda Ziegler, recht herzlich danken.

Ganz besonderer Dank gilt meinem Doktorvater Prof. Dr. U. Rust für die zahlreichen gemeinsamen Geländebegehungen und kritischen Diskussionen. Er unterstützte interessiert den Fortgang der Arbeit und gewährte mir zugleich den nötigen intellektuellen Freiraum.

Weiterhin möchte ich all jenen danken, die durch ihre Hilfe zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben:

- Herrn PD Dr. Thomas Kunzmann, der mich in die RDA einführte und mir die Benutzung des Röntgendiffraktometers am Institut für Mineralogie, Petrologie und Geochemie der LMU ermöglichte.
- Herrn Dr. Ullrich Rast vom Bayerischen Geologischen Landesamt in München und Herrn Dr. Albert Ulbig von der Firma Erlus Baustoffe AG in Neufahrn/Niederbayern für die Hilfe bei der Auswertung der Röntgendiffraktogramme.
- Herrn PD Dr. Peter Döbbeler vom Institut für Systematische Botanik der LMU für die Bestimmung der Moosflora.
- Herrn PD Dr. Dietmar Matthies vom Lehrstuhl für Forstliche Arbeitswissenschaft und Angewandte Informatik der LMU, jetzt TU, für die Bereitstellung der Stechzylinder und die fachliche Diskussion.
- Herrn Prof. Dr. Otfried Baume vom Lehrstuhl für Geographie und Landschaftsökologie des Geographischen Instituts der LMU für die Benutzung aller GIS-relevanten Einrichtungen.

- Herrn Dr. Dieter Rieger, ehemals am Geographischen Institut der LMU München beschäftigt, für die Einführung in ArcInfo und ArcView sowie die unkomplizierte Unterstützung bei allen dabei auftretenden Fragen und Problemen.
- Herrn Dipl.-Geogr. Peter Kühn vom Geographischen Institut der Universität Greifswald für die Auswertung der Dünnschliffe.
- Herrn Dr. Wolfgang Schmid vom Institut für Paläontologie und Historische Geologie der LMU für die fachliche Diskussion und die Überlassung diverser Labormaterialien.
- Frau Carla Krutzsch, ehemals am Labor des Instituts für Allgemeine und Angewandte Geologie der LMU beschäftigt, für die Durchführung der AAS-Analysen.
- Herrn Michael Englschall vom Labor des Lehrstuhls für Bodenkunde und Standortslehre der LMU, jetzt TU, für die Erledigung der C- und N-Analysen.
- Herrn Günther Wagner vom Labor des Instituts für Geographie der LMU für seine Hilfestellungen bei der Laborarbeit.
- Herrn Matthias Born vom Institut für Paläontologie und Historische Geologie der LMU für die Anfertigung der Dünnschliffe.
- Herrn Klaus Dossow vom Institut für Paläontologie und Historische Geologie der LMU für die Unterstützung bei der Zeichnung der Bodenprofile.
- Herrn Gustav Bergmeier vom Institut für Paläontologie und Historische Geologie der LMU für sein Engagement bei der Lösung hard- und softwarebedingter Probleme.
- Herrn Uwe Leicht vom Deutschen Wetterdienst Nürnberg für die Überlassung der Klimadaten.
- der Firma Heinritz & Lechner aus Uehlfeld für die kostenlose Bereitstellung von Lichtpausen der vergrößerten Kartenausschnitte.
- dem Forstamt Neustadt/Aisch sowie der Waldbauerngenossenschaft Schauerheim für die Erstellung einer Fahrerlaubnis für die Untersuchungsgebiete.
- allen Waldbesitzern der betroffenen Gebiete, die das Anlegen von Bodenaufschlüssen akzeptierten.

Abschließend möchte ich mich noch bei meinem Lebenspartner Hermann Doetsch sowie bei meinen Eltern bedanken, die mich nicht nur in der verbliebenen Zeit bis zur Fertigstellung der Dissertation finanziell förderten, sondern auch ideell in diesem Vorhaben bestärkten.

# 1 Einführung

In den ehemaligen pleistozänen Periglazialgebieten Deutschlands sind heute noch Lockergesteinsdecken an der Oberfläche verbreitet, welche durch gelisolifluidale, solimixtive, denudative und auch äolische Prozesse entstanden sind. Sie werden als Deckschichten oder Lagen bezeichnet.

Ihre Existenz im deutschen Mittelgebirgsraum ist schon seit Mitte bis Ende des 19. Jahrhunderts bekannt, doch hielt man sie zu Beginn ihrer Erforschung oftmals für glaziale Bildungen. So beschrieb etwa 1896 THÜRACH „moränenartige Geschiebmassen“ aus dem Zenngrund nordwestlich von Nürnberg, die er der Wirkung „einer langsam sich fortschiebenden und stark drückenden Eismasse“ der Frankenhöhe zuschrieb (S. 676f). Dagegen lehnte BLANCKENHORN (1895a, S. 580f; 1895b, S. 44ff) einen glazigenen Ursprung des „Gehängeschutts“ (S. 44) ab, wie auch schon FUCHS (1872, S. 323) und PENCK (1884, S. 184f) auf den „pseudoglacialen“ (S. 184) Charakter verschiedener kaltzeitlicher Erscheinungen hinwiesen.

Mit der zunehmenden Erforschung der Polargebiete und ihres nicht vereisten Bereichs setzte sich allmählich die Erkenntnis durch, daß die in deutschen Mittelgebirgen beobachteten Formen nur an wenigen Stellen durch die Wirkung von eiszeitlichen Gletschern zustande kamen. Viel häufiger hingegen sind durch die Einwirkung von Bodenfrost und -eis hervorgerufene Bildungen. Die Bedeutung des Frosts bei der Entstehung der „periglazialen Verwitterungsfazies“ erkannte als erster LOZINSKI (1909; 1910, S. 1046); ANDERSSON (1906, S. 95f) wiederum erörterte den Vorgang der „Solifluktion“. Wie wesentlich hierfür jedoch der Dauerfrostboden im Untergrund ist, stellte erst HÖGBOM (1914, S. 329f) heraus. Damit war der Weg geebnet, auch die in deutschen Mittelgebirgen vorgefundenen Wanderschuttdecken als Ergebnis periglazialer Prozesse aufzufassen (z.B. SALOMON 1916; PASSARGE 1919). Ihr fossiler Charakter wurde jedoch erst mit den Arbeiten von BÜDEL (1937, 1944) anerkannt.

Bereits wenige Jahre zuvor stellte SCHMIDT (1933, S. 33ff) bei der Untersuchung mittelfränkischer Periglazialablagerungen die Dreiteilung einer Schuttdecke mit liegendem Diluviallehm, zwischengeschaltetem Lößlehm und einem mit Sandsteingeröllen vermengten Gehängeschutt fest. Bis zur Entwicklung eines gebrauchsfähigen Gliederungskonzepts für periglaziale Deckschichten bedurfte es allerdings noch zahlreicher Geländeuntersuchungen, die in den 60er und 70er Jahren des vergangenen Jahrhunderts v.a. in der ehemaligen DDR durchgeführt wurden, so z.B. von ALTERMANN (ab 1970), FIEDLER (1973, 1974), KOPP (1965, 1970), NEUMEISTER (1966a, 1966b), RICHTER (1965), ROTSCHE (1971, 1974), SCHILLING, W. (1962, 1964), SCHRÖDER (1977a, 1977b), SCHWANECKE (1970) und WIEFEL (1969). Dabei entstan-

den auch verschiedene Gliederungsvorschläge, unter welchen der von SCHILLING & WIEFEL (1962) entwickelte der herausragende ist. Im Westen Deutschlands begann zunächst SCHÖNHALS (1957, 1972), dann aber besonders SEMMEL (1964, 1968) mit der intensiven Erforschung periglazialer Ablagerungen. Mit seiner Deckschichteneinteilung legte SEMMEL zugleich den Grundstein für das heute angewandte und nur durch Angaben von SCHILLING & WIEFEL (1962) ergänzte Gliederungskonzept der AG BODEN (1994) (vgl. Kap. 3).

Auf diesem Einteilungsschema bauen auch fast alle der in den letzten Jahren erschienenen, ± ausführlichen Arbeiten zu periglazialen Lagen in deutschen Mittelgebirgen auf. Ihre große Zahl bedingt, daß die folgende Zusammenstellung unvollständig bleiben muß. Zu nennen wären neben Deckschichtenkartierungen aus dem Hügelland zwischen Wiehen- und Wesergebirge im N und Teutoburger Wald im S (BETZER 1989, 1993; DUBBER 1989) und Untersuchungen derselben aus dem Harz (FRÜHAUF 1985 bis 1996; SCHOLTEN ET AL. 1999) eingehende Studien aus den hessischen Mittelgebirgen (FRIED 1984; SABEL 1989; SEMMEL 1991 bis 1998). Ebenso liegen Arbeiten aus dem Rheinischen (FELIX-HENNINGSSEN 1991; SAUER ET AL. 2000; SCHOTTE & FELIX-HENNINGSSEN 1999; STRUNK 1981) wie aus dem Thüringischen Schiefergebirge (SCHÄFER, JÄGER, ALTERMANN 1991), aber auch aus dem Erzgebirge vor (HUNGER 1994; THALHEIM 1988 bis 1994). Untersuchungen der Deckschichten nordostbayerischer Landschaften wie nördlicher Frankenalb, Frankenwald und Fichtelgebirge stammen von KLEBER (1991 bis 2000), SCHILLING, B. (1990, 1991), SPIES (1991), THIEMEYER & VEIT (1993) sowie VEIT (1991). Im Oberpfälzer, v.a. aber im Bayerischen Wald war neben TRAUDL (1998) und MAHR (1998) besonders VÖLKELE (1991 bis 2001) tätig, während im südwestdeutschen Schönbuch BIBUS (1985 bis 1997) und JUNG (1991) die Deckschichten erforschten. Aus dem Schwarzwald liegt eine bereits ältere Arbeit von STAHR (1979) vor, eine die Deckschichten des südwestdeutschen Alpenvorlandes betreffende geht auf Untersuchungen KÖSELS (1996, 1997) zurück. Das Vorhandensein periglazialer Lagen im kalkalpinen Bereich wird neuerdings von ARTMANN & VÖLKELE (1999) ergründet.

Im Gegensatz zu den äolischen Sedimenten Mainfrankens und des Vorlandes der nördlichen Frankenalb, welche bereits von zahlreichen Autoren untersucht wurden (REIS 1927; LÖBER 1932; KRUMBECK 1950; BRUNNACKER 1955, 1958, 1959, 1982; HABBE 1980; PEINEMANN & GARLEFF 1981; SKOWRONEK 1982; BUSCHE, HAGEDORN, KURZ 1989; RÖSNER 1990, 1994; HAGEDORN ET AL. 1991; HAGEDORN 1999), fanden die periglazialen Ablagerungen des dazwischenliegenden Steigerwaldes bislang kaum Beachtung. Untersuchungen zur Reliefgeschichte wie etwa von BÜDEL (1957, 1981), DÖRRER (1970, 1971), EMMERT (1975, 1987) oder GARLEFF & KRISL (1997) erwähnen zwar entsprechende Schuttdecken, auf ihnen liegt

jedoch nicht das Hauptaugenmerk der jeweiligen Arbeit. Aufbauend auf die Lokalisierung von fast 180 totalen bzw. partiellen Wüstungen im Steigerwald durch MACHANN (1972) konnten in einer Reihe weiterer Studien erodierte Bodenprofile durch die verringerte Mächtigkeit periglazialer Lagen ermittelt und für weitergehende Fragestellungen herangezogen werden (MACHANN & SEMMEL 1970; KLEBER & MAILÄNDER 1998, 2000; KLEBER, MAILÄNDER, ZECH 1998; RÖSNER & TÖPFER 1999). Eine speziell den periglazialen Lagen des Steigerwaldes gewidmete Untersuchung fehlt bis dato jedoch.

Ziel der vorliegenden Arbeit ist es daher, nach Vorstellung der ausgewählten Untersuchungsgebiete (UG) und des zugrunde liegenden Lagengliederungskonzepts (Kap. 2 + 3) die Verbreitung der periglazialen Lagen mittels morphographischer Kartierung festzustellen (Kap. 4). Anhand sedimentologischer und pedologischer Merkmale sollen schließlich die in Bodenaufgrabungen erschlossenen Deckschichten differenziert und charakterisiert werden (Kap. 5 + 6), sodaß im Anschluß daran der Frage nach den Auswirkungen der Periglaziallagen auf verschiedene Standortqualitäten nachgegangen werden kann (Kap. 7). Abschließend sollen die Ergebnisse diskutiert werden (Kap. 8).

## 2 Charakterisierung der Untersuchungsgebiete

Das folgende Kapitel verschafft einen kurzen Überblick über wesentliche Eigenschaften des Steigerwaldes und der ausgewählten UG. Ausführlicher werden die für die Beschaffenheit der periglazialen Lagen wichtigen geologischen Voraussetzungen dargestellt.

### 2.1 Lage und Abgrenzung

Der Steigerwald in seiner Gesamtheit ist Teil des Süddeutschen Stufenlandes. Er liegt im NW Bayerns (vgl. Abb. 1) und wird im N durch den Main von den Haßbergen und im S durch die Aisch von der Frankenhöhe abgegrenzt. Die rund 200 m hohe getreppte Keuperlandstufe stellt die natürliche Grenze zum westlich anschließenden Fränkischen Gäuland dar, wobei das unmittelbare Stufenvorland noch zum Steigerwald zu zählen ist (LVA 1988; MEYNEN & SCHMITHÜSEN 1953-62, Beilage; SEMMEL 1984, S. 97ff).

Am Stufenrand betragen die durchschnittlichen Höhen 400 bis 480 m und die Landschaft wird geprägt von engen, tief eingeschnittenen Tälern und dazwischenliegenden, flachgewölbten Riedelflächen. Nach E zur Regnitz hin nehmen die Höhen allmählich ab und die Landschaft gleicht zunehmend einer von weiten Talmulden unterbrochenen, flachwelligen Ebenheit. Dieser östlichste Teil der Keuperabdachung, die Ebrach-Aisch-Platte, gehört landschaftlich nicht mehr zum Steigerwald und kann etwa durch die Linie Burgebrach-Höchstadt abgegrenzt werden (DÖRRER 1970, S. 16ff; LIEDTKE 1994, S. 103; LVA 1988).

Innerhalb des Steigerwaldes wurden die drei UG Scheinfeld, Neustadt und Ochsenchenkel wie folgt ausgewählt (vgl. Abb. 1 sowie die Höhenschichtenkarten im Anhang):

Das rund 12 km<sup>2</sup> große UG Scheinfeld im Südlichen Steigerwald (TK 25 Blatt 6328) liegt direkt am Übergang vom Stufenvorland (minimale Höhe: 303 m im Scheinetal) zur Steigerwaldhochfläche (maximale Höhe: 431,4 m). Im W wird es durch den Banggraben und die Scheine, im NE durch den ungefähren Verlauf der Wasserscheide zwischen ob- und resequent entwässernden Bächen begrenzt. Die Blattschnitte der TK sind im N (HW <sup>55</sup>07 985) und im SE (RW <sup>43</sup>91 575) die Bearbeitungsgrenzen; im S wurde die Grenze beim HW <sup>55</sup>04 000 gezogen.

Weiter südlich von Scheinfeld setzt die Landstufe ganz aus und weitet sich zur Neustädter Bucht ( auch „Windsheimer Bucht“). Hier, rund um Neustadt, liegt das zweite UG (UG Neu-



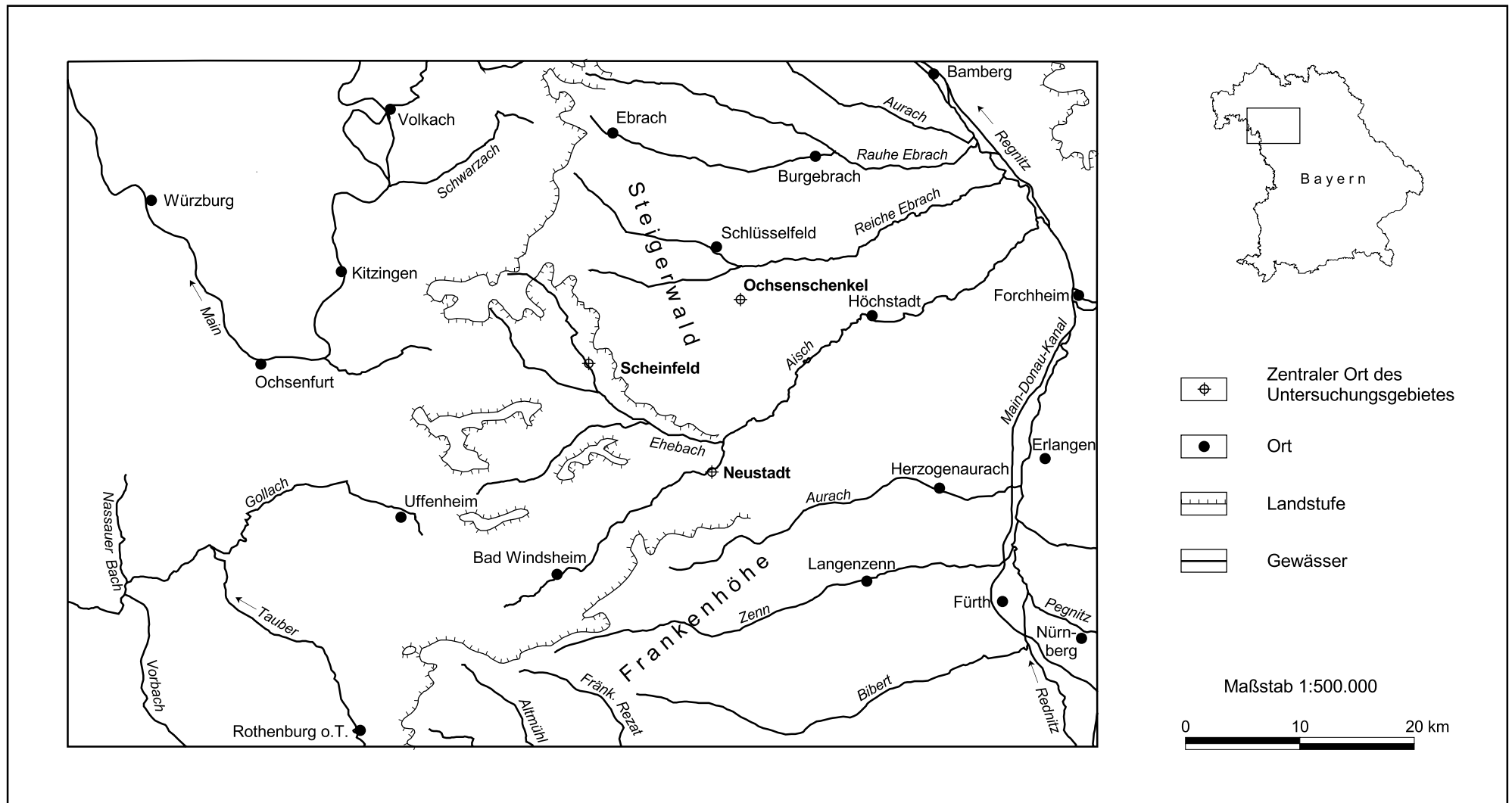


Abb. 1: Lage der Untersuchungsgebiete

stadt; TK 25 Blatt 6429) mit einer Fläche von etwa 13,2 km<sup>2</sup>. Die Höhen reichen von 285 m im Aischtal (NE) bis 390,6 m am Schloßbuck (W). Das Gebiet läßt sich im S und E durch Nesselbach und Aisch, im NW durch den Rempelsbach begrenzen. Nach NE hin bildet die Wasserscheide zwischen ob- und resequenter Entwässerungsrichtung der Bäche die Gebietsgrenze, welche schließlich ganz im NE in die Tiefenlinie eines Grabens einmündet und am Blattschnitt der TK beim HW <sup>54</sup>96 645 ausläuft. Die Westgrenze liegt beim RW <sup>43</sup>94 000.

Das dritte UG (UG Ochsenchenkel) befindet sich auf der Abdachungsfläche im Mittleren Steigerwald im Gebiet zunehmend zertalter Riedelflächen (TK 25 Blatt 6229 + 6230). Der kleine Ort Ochsenchenkel stellt das Zentrum des annähernd 14 km<sup>2</sup> großen Gebiets dar. Die höchste Erhebung mit 393 m ist der Düllberg (W); das Haslachtal im N weist mit 291 m den tiefsten Punkt auf. Im W wird das Gebiet durch das Tal der Haslach und die Wasserscheide zwischen zwei ihrer Zuflüsse sowie zum Einzugsgebiet des Oberwinterbaches abgegrenzt. Nach SW hin zieht die Grenze über einen kleinen Höhenrücken zum Gründleinsbach, der die SW-Grenze bildet. Die S-N-Ausdehnung reicht vom HW <sup>55</sup>08 000 bis <sup>55</sup>12 000. Die E-Grenze liegt beim RW <sup>44</sup>04 000.

## 2.2 Klima

Der Steigerwald gehört zum Klimabezirk Mittelfranken, welcher sich durch ein mäßig warmes, mäßig trockenes bis mäßig feuchtes Klima kontinentaler Prägung auszeichnet (WITTMANN 1991; MEYNEN & SCHMITHÜSEN 1953-62, S. 181).

Die Niederschlagsverhältnisse stellen sich in diesem Mittelgebirge wie folgt dar. Während die Mainfränkischen Platten noch im Regenschatten von Odenwald und Spessart liegen (Ø 550-650 mm/a), kommt es durch den Stau der Luftmassen an den Randhöhen des Steigerwaldes zu einem Anstieg der mittleren Jahressumme der Niederschläge auf 750-850 mm gegenüber 650-750 mm im Steigerwaldvorland. Auf der östlichen Abdachungsfläche und damit im Lee der Stufe gehen die Niederschläge auf das Vorlandniveau zurück. Die Hauptniederschläge fallen im Sommer; ein zweites, kleineres Maximum wird im Dezember erreicht (vgl. Abb. 2 und 3). Die Jahresmittel der Lufttemperatur liegen sowohl im Vorland als auch in den großen, W-E-verlaufenden Talgründen der Abdachungsfläche zwischen 8 und 9 °C und sind damit den Temperaturverhältnissen im Maindreieck vergleichbar. In den Randhöhen des Steigerwaldes herrscht ein um etwa 1 K niedrigeres Temperaturniveau.

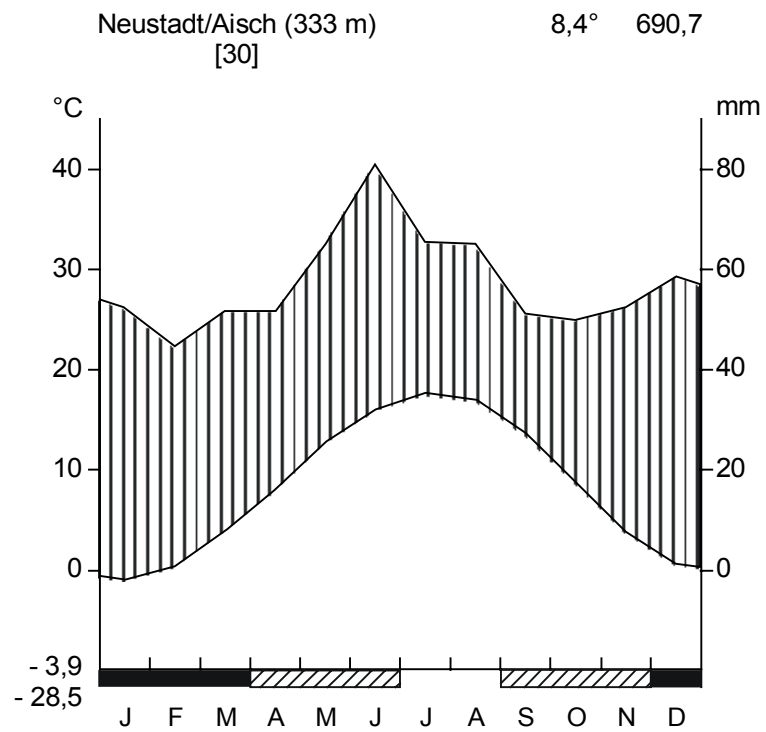
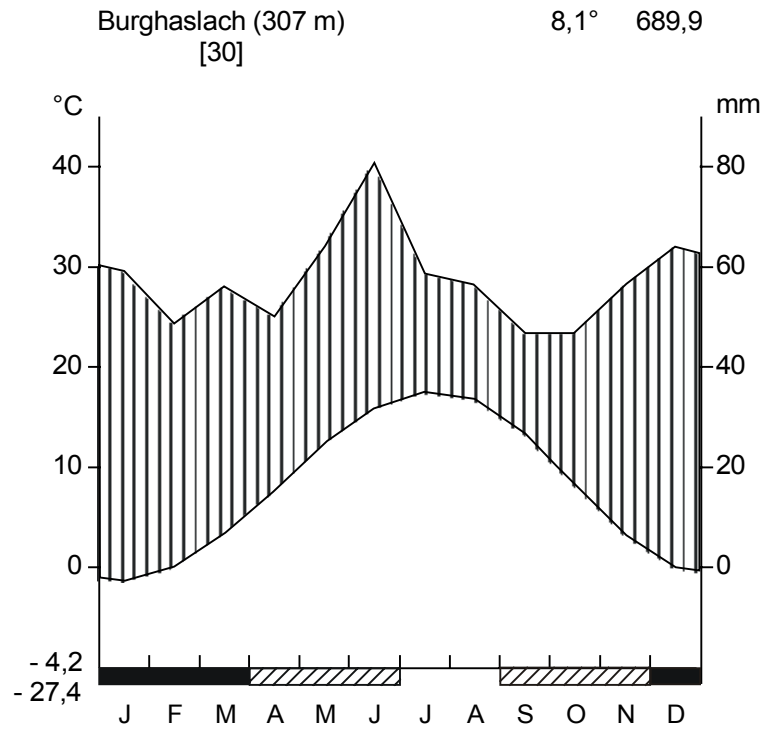


Abb. 2: Klimadiagramme der Stationen Burghaslach (oben) und Neustadt/Aisch (unten) (nach Daten des DWD 1999)

Als Hauptwindrichtung dominiert im Frühjahr und Sommer West, im Herbst und Winter ist ein Maximum südwestlicher Winde zu verzeichnen. In dieser Zeit gewinnen in Richtung auf das Mittelfränkische Becken zunehmend Ostwinde an Bedeutung, die von einem umfangreichen Hochdruckgebiet über Rußland initiiert werden.

Parameter	Vorland	Randhöhen	Abdachungsfläche	
mittl. Jahressumme des Niederschlags [mm]	650 - 750	750 - 850	650 - 750	
Jahresmittel der Lufttemperatur [°C]	8 - 9	7 - 8	gr. Täler 8 - 9	restl. Gebiet 7 - 8
Nebelhäufigkeit [Tage]	40 - 50	100	50 - 60	20 - 40
Dauer der Vegetationsperiode [Tage]	230 - 240	210 - 220	230 - 240	220 - 230

Abb. 3: Überblick über Klimadaten des Steigerwaldes (nach BAYFORKLIM 1996)

Ein besonderes Kennzeichen der weiträumigen Landschaft ist die Bildung von Kaltluftseen. Als Folge davon entstehen in den großen Tälern an 50-60 Tagen des Jahres Niederungsnebel mit Oktober als nebelreichstem Monat. An der Station Burghaslach (NW Ochsenchenkel im Haslachtal gelegen) beträgt die mittlere Anzahl an Nebeltagen gar 122,9. In Richtung auf die Riedelrücken geht die Nebelhäufigkeit auf 40-50 Tage zurück - vergleichbare Verhältnisse herrschen auch im Vorland. Die geringste Nebelwahrscheinlichkeit mit 20-40 Tagen pro Jahr besteht auf den Riedelrücken der Abdachungsfläche. An den westlichen Randhöhen des Steigerwaldes dagegen kann an bis zu 100 Tagen im Jahr mit der Bildung von Bergnebel gerechnet werden.

Die erwähnten Kaltluftseen sind schließlich auch Ursache der Früh - und Spätfrostgefährdung des Raumes, sodaß nur die Monate Juli und August gänzlich frostfrei sind.

Die klimatische Begünstigung des Vorlandes und der großen Täler zeigt sich letztendlich auch in der Dauer der Vegetationsperiode, die mit 230-240 Tagen deutlich höher liegt als in den Hochgebieten des Steigerwaldes (210-220 Tage). Das restliche Gebiet nimmt mit 220-230 Tagen eine Mittelstellung ein (BAYFORKLIM 1996; DWD 1999; KNOCH 1952; KREUZER 1948, S. 60f; SCHERZER 1955, S. 106f).

## 2.3 Geologie

Der Steigerwald wird, wie auch die angrenzenden Haßberge und die Frankenhöhe, aus den triassischen Sedimentgesteinen des Keupers aufgebaut. Die Schichten fallen mit  $\pm 1^\circ$  (im W 2-3°) nach ENE ein, sodaß in südwestlicher Richtung zunehmend ältere Gesteinsschichten an der Erdoberfläche austreichen. Typisch für die Keupersedimente ist der häufige Fazieswechsel von tonigen zu sandigen Ablagerungen. Ursache hierfür waren die kurzzeitigen und räumlich begrenzten Meeresvorstöße bzw. -rückzüge während der Sedimentation, die dabei auch einen mehrfachen Milieuwechsel von marin über brackisch bis hin zu fluviatil bedingten (vgl. Abb. 4).

Während in der Zeit des Muschelkalks noch überwiegend kalkige Sedimente in einem relativ flachen Binnenmeer zur Ablagerung kamen, zeugen die vorwiegend tonigen, z.T. sandigen Ablagerungen des Unteren Keupers (bis 50 m mächtig) vom zunehmend terrestrischen Einfluß auf den Sedimentationsraum des Germanischen Beckens. Unter den semiariden Klimaverhältnissen des nachfolgenden Gipskeupers (100-180 m mächtig), des unteren Abschnitts des Mittleren Keupers, wurden schließlich neben Tonen, Mergeln und Tonschiefern auch Evaporite (Dolomit, Anhydrit, Gips, z.T. Steinsalz) abgeschieden. Die Materialzufuhr erfolgte in dieser Zeit vorwiegend vom Fennoskandisch-Baltischen Schild aus ins Germanische Becken („Nordischer Keuper“), wobei einzig während des feuchtwarmen Abschnitts des Schilfsandsteins größere Mengen an Sand verfrachtet und in einem weitverzweigten Deltasystem sedimentiert wurden. Der stetige und langfristige Rückzug des Flachmeeres nach N leitete die Zeit des Sandsteinkeupers ein (145-170 m mächtig), des oberen Abschnitts des Mittleren Keupers. Während dieser Zeitspanne wurden unter zunehmend ariden Klimaverhältnissen terrestrische und fluviatile Sande und Tone vom Vindelizisch-Böhmischen Massiv aus in dem sich nach S ausweitenden Germanischen Becken sedimentiert („Vindelizischer Keuper“). Erst gegen Ende des Mittleren Keupers herrschten wieder brackisch-limnische Bedingungen mit vorwiegend toniger Sedimentation. Die im Oberen Keuper unter wechselnden Meeresspiegelständen abgelagerten Sande und Tone bildeten schließlich die Übergangsschichten zu den flachmarinen Sedimenten der nachfolgenden Jurazeit (GLA 1981, S. 49ff; DASS. 1996, S. 79ff; EMMERT 1974, S. 10ff; DERS. 1985, S. 10ff; GARLEFF & KRISL 1997, S. 179; MADER 1997, S. 37, 549ff; MÜLLER 1996, S. 222; WALTER 1992, S. 369).

Zeit	Gliederung mit Leithorizonten		Fazies	Mächtigkeit				
Millionen Jahre vor heute	195	Oberer Keuper	Rhät-Lias-Übergangsschichten	Wechselfolge von grünlichem Sandstein mit grauem u. rotem Tonstein	30 m			
		Mittlerer Keuper	Sandsteinkeuper	Feuerletten kmF	vorwiegend roter Tonstein mit Dolomitlagen	30 m		
	Burgsandstein			Oberer Burgsandstein kmBo	heller mürber Sandstein Basisletten: 3-5 m roter Tonstein	25-40 m		
				Mittlerer Burgsandstein kmBm	heller, meist mürber Sandstein, oft schwarzbraun gefleckt, z.T. Hornsteine u. feste Sandsteinbänkchen (0,3-0,4 m) Basisletten: bis 5 m roter, teils grüngrauer Tonstein	25 m		
				Unterer Burgsandstein kmBu	heller, meist mürber Sandstein (Nürnberger Fazies) Basisletten bzw. Heldburgfazies: bis 15 m roter u. grüngrauer Tonstein mit Feinsandlagen u. Sandsteinbänkchen, zudem oft Karbonatknuern	25-30 m		
	Blasensandstein i.w.S.			Coburger Sandstein kmC	heller, meist fester Sandstein, teils schwarzbraun gefleckt, stellenweise durch roten Tonstein ersetzt Basisletten: bis 10 m roter, teils blaugrüner Tonstein, z.T. in sandige Fazies übergehend	10-15 m		
				Blasensandstein i.e.S. kmBL	grünlichgrauer bis rotbrauner, mürber oder gebankter Sandstein, häufig von roten oder grünen Tonzwischenlagen u. -knollen durchsetzt, oft durch Mangan schwarzbraun gefleckt an der Basis roter (1-9 m), darüber blaugrüner (0,5-1 m) Tonstein	30 m		
	Gipskeuper			Lehrbergschichten kmL	Lehrbergbänke	vorwiegend roter Tonstein, z.T. graugrüne Bänder oder Flecken, z.T. mit Gips u. einer bis 2 m mächtigen Sandschieferzwischenlage (= Lehrbergsandstein), nach oben durch i.d.R. 3 Steinmergelbänke mit begleitendem grünen Tonstein abgeschlossen (Lehrbergbankkomplex insgesamt 4 m), an der Basis bis 2,5 m heller, meist mürber Sandstein, teils auch -bänkchen	30 m	
					Ansbacher Sandstein			
				Schilfsandstein kmS	teils Wechselfolge von grünem Feinsandstein u. grauem Tonstein, teils mächtige gebankte Sandsteinfolge, Steinmergellagen u. Gipsknollen möglich	10-45 m		
				Estheriensschichten kmE	Anatinabank	graue u. rote Tonmergel, z.T. mit Gips- u. Steinmergellagen (z.B. Anatinabank), an der Basis 2 je ca. 0,6 m mächtige Steinmergelbänke mit Schiefertonzwischenlage (insgesamt rund 3 m)	20-40 m	
	Acrodus- u. Corbulabank							
	215	Unterer Keuper	Myophorienschichten kmM	Bleiglanzbank Grundgips	graue, teils rote Tonmergel, z.T. mit Gips- u. Steinmergellagen durchsetzt (Bleiglanzbank bis 0,2 m), an der Basis bis 8 m graue Gipsschichten, teils steinsalzhaltig	40-65 m		
			Grenzdolomit kuD				Karbonatgestein mit Gipseinschaltungen	0,5-5 m
			Obere Tonstein-Gelbkalkschichten ku2 Werksandstein-Bereich kuW Untere Tonstein-Gelbkalkschichten ku1				Wechselfolge von grauem bis gelbem Kalkstein, Sandstein mit inkohlten Pflanzenresten u. graugrünem Tonstein	40-50 m

Abb. 4: Gliederung des Keupers (nach EMMERT 1968, 1974; GLA 1981, 1996; HAARLÄNDER 1969)

Die Feingliederung der faziell sehr wechselhaften Keupersedimente ist anhand von lithostratigraphischen Leithorizonten (Dolomit- und Steinmergellagen, Tonsteinhorizonte) möglich. Im folgenden werden die einzelnen Glieder des für den Steigerwald wesentlichen Mittleren Keupers kurz charakterisiert (vgl. Abb. 4).

#### Myophorienschichten (kmM)

Die Myophorienschichten streichen im Vorland des Steigerwaldes aus und verzahnen sich an dessen westlichem und südlichem Rand noch stellenweise mit Ablagerungen des Unteren Keupers.

Die Abfolge setzt mit grau gefärbten, z.T. steinsalzhaltigen Gips- bzw. Anhydritschichten ein (Grundgips), die von roten Tonsteinen überlagert werden. Die folgende bleiglanzhaltige Steinmergelbank wiederum bildet das Liegende der überwiegend grauen, tonigen oberen Myophorienschichten. Als Zwischenlagen treten in der gesamten Tonsteinfolge immer wieder Gips-schichten, Steinmergelbänke und als Tonquarzit bezeichnete sehr harte, schluffige Quarzsedimente auf (EMMERT 1968, S. 16ff).

#### Estherienschichten (kmE)

Die Grenze zu den Myophorienschichten bilden die zu den Estherienschichten zählende Acrodus- und Corbulabank, zwei Steinmergelbänke, die im Gelände terrassenbildend hervortreten. Darüber folgen die eigentlichen Estherienschichten, eine Abfolge von grünlichgrauen bis rotbraunen schluffigen Tonsteinen, die in der Regel etwas karbonathaltig sind. Stellenweise unterbrechen Gips- und Steinmergellagen diese tonigen Schichten. Im Gelände bilden die Estherienschichten die Hänge unterhalb der Schilfsandsteinterrasse (EMMERT 1968, S. 25ff; DERS. 1974, S. 15ff).

#### Schilfsandstein (kmS)

Eine vertikale stratigraphische Gliederung des Schilfsandsteins ist aufgrund der faziellen Wechselhaftigkeit nicht möglich. Deshalb wird zwischen einer eher sandigen und einer eher tonigen Ausbildung differenziert.

Der typische Schilfsandstein ist ein feinkörniger, gelblichgrüner, z.T. auch bräunlich oder rötlich gefärbter Sandstein, der meist tonig gebunden ist. Aus diesem besteht stellenweise die gesamte Schilfsandsteinfolge, wobei auch massive, bis 10 m mächtige Sandsteinbänke vorkommen. Dies kann sich jedoch schon auf kurze Distanz ändern, wenn schluffige, graue bis grüngraue Schiefertone die Abfolge beherrschen. Durch zunehmenden Feinsandgehalt können diese wiederum in tonige Sandschiefer übergehen. Steinmergellagen, Gipsknollen und dünne

Sandsteinlagen sind in der tonigen Ausbildung des kmS genauso möglich wie Tonschichten im sandigen Faziesbereich. Reste der einstigen Schachtelhalmvegetation (*Equisetites spec.*) findet man in Form von Abdrücken und Wurzelhorizonten (EMMERT 1968, S. 36ff; DERS. 1974, S. 23ff; MADER 1997, S. 154, 366).

#### Lehrbergsschichten (kmL)

Den oberen Steilanstieg der Keuperlandstufe im Anschluß an die Schilfsandsteinterrasse bilden die Lehrbergsschichten. Dabei handelt es sich um meist roten, ± karbonathaltigen schluffigen Tonstein. Vereinzelt treten auch blaugüne Flecken oder schmale Bänder auf. Ebenso können dünne Gipszwischenlagen beobachtet werden. Der im S Frankens verbreitete Ansbacher Sandstein, der die Abfolge einleitet, fehlt in dieser Deutlichkeit im Steigerwald. Stellenweise ersetzen ihn kleine Sandsteinbänkchen. Etwa 11 m über der Basis der Lehrbergsschichten ist ein 0,5 bis über 2 m mächtiges mürbes Sandschieferpaket zwischengeschaltet, das von einzelnen härteren feinkörnigen Sandsteinlagen durchsetzt wird. Dabei handelt es sich um Ausläufer des weiter östlich deutlicher verbreiteten Lehrbergssandsteins. Nach oben schließt die Schichtenfolge mit den Lehrbergbänken - drei Steinmergellagen mit dazwischenliegendem grünem Tonstein - ab (EMMERT 1968, 47ff; DERS. 1974, S. 37ff; HAARLÄNDER 1969, S. 17ff).

#### Blasensandstein i.e.S. (kmBL)

Die sehr wechselhafte Abfolge des kmBL setzt oberhalb der Lehrbergbänke ein und führt zunächst mit rotbraunen, schwach karbonatischen schluffigen Tonsteinen die kmL-Ablagerungen fort. Unterhalb der ersten Sandsteinbank, mit der die Ausbildung einer prägnanten Hangkante verbunden ist, sind die Tonsteine regelmäßig blaugrün gefärbt. Die Sandsteine selbst sind von grünlichgrauer bis hellgelber, teils bräunlicher bis rotbrauner Farbe. Auch durch Manganausfällungen schwarzbraun getupfte Partien treten häufig auf. Je nach Bindemittel sind die fein- bis grobkörnigen Sandsteine als harte Bänke oder lockere Mürbsandlagen ausgebildet und werden immer wieder von mehrere Meter mächtigen, ± feinsandhaltigen, rotbraunen oder grünblauen Tonzwischenlagen unterbrochen bzw. werden selbst von Tonknollen durchsetzt („Blasen“-Sandstein) (EMMERT 1968, S. 50f; DERS. 1974, S. 44ff; HAARLÄNDER 1969, S. 36ff).



### Coburger Sandstein (kmC)

Auf der Blasensandsteinhochfläche lagert in östlicher Richtung der Coburger Sandstein auf, wo er Plateaus bildet oder die Burgsandsteinrücken als schmales Band umsäumt. Die Abgrenzung zum liegenden Blasensandstein erfolgt über die meist rotbraunen, stellenweise blaugrünen schluffigen Tonschichten, die an der Basis des Coburger Sandsteins auftreten. Bisweilen sind diese aber auch völlig durch sandige Ablagerungen ersetzt. Umgekehrt kann der eigentliche Coburger Sandstein von einer Sandstein-Tonstein-Wechselfolge bis hin zu einheitlich roten Tonschichten verdrängt werden. Die Sandsteine selbst sind weißgrau oder hellgelb bis bräunlich gefärbt, fein- bis mittelkörnig und von wechselnder Härte. Wie auch im Blasensandstein tritt eine  $\pm$  starke Mangantüpfelung oder-bänderung auf, tonige Einschlüsse sind jedoch seltener (EMMERT 1974, S. 48ff; HAARLÄNDER 1969, S. 44ff, 86f).

### Unterer Burgsandstein (kmBu)

In östlicher Richtung streichen im Hangenden des Coburger Sandsteins die faziell zweigeteilten Ablagerungen des Unteren Burgsandsteins aus. Völlig unvermittelt und mit scharfer Grenze geht dabei der Coburger Sandstein in die grüngrauen und roten, von zahlreichen Karbonatkonkretionen erfüllten und teils von Feinsandlagen und dünnen Sandsteinbänkchen durchsetzten Letten des Unteren Burgsandsteins über. Diese bis 15 m mächtigen Ablagerungen (Heldburg-fazies) keilen nach E hin immer mehr aus, bis nur noch die wenige Meter mächtigen Basisletten als trennende Lage verbleiben. Hier setzen dafür helle, mittel- bis grobkörnige, oft mürbe, teils auch gebankte Sandablagerungen ein (Nürnberger Fazies). Der Fazieswechsel - durch einen deutlichen Hangknick und zahlreiche Quellaustritte markiert - bedingt auch den morphologischen Wechsel von den in den Letten angelegten Hängen zu den Sandsteinplateaus. Reste verkieselter Hölzer, v.a. von Koniferen, sowie Wurzelhorizonte dieser Pflanzen - untergeordnet auch von Schachtelhalmgewächsen - finden sich im gesamten Burgsandstein häufig (EMMERT 1974, S. 52ff; HAARLÄNDER 1969, S. 49ff; MADER 1997, S. 417f, 605).

### Mittlerer Burgsandstein (kmBm)

Das jüngste Schichtglied des Keupers, das im Steigerwald vorkommt, ist der Mittlere Burgsandstein, der auf Kuppen und Riedelfirsten zutage tritt. Eingeleitet wird auch diese Ablagerung von grüngrauen bis rotbraunen Lettenlagen, die oft hellgraue Steinmergelknollen enthalten. Darüber folgt der eigentliche Mittlere Burgsandstein, eine weißgraue oder gelbbraune, zumeist tonig gebundene und damit entsprechend mürbe Sandsteinfoolge von unterschiedlicher

Körnung, die oft durch Mangan schwarzbraun gefleckt ist und stellenweise Hornsteine enthält. Vereinzelt sind auch dolomitisch gebundene Sandsteinbänkchen von 30-40 cm Mächtigkeit ausgebildet (EMMERT 1974, S. 54f; HAARLÄNDER 1969, S. 56ff).

Die höheren Stufen des Keupers stehen allesamt erst außerhalb des Steigerwaldes an der Oberfläche an, wie der dem Mittleren Burgsandstein sehr ähnliche Obere Burgsandstein, der zwar im NE von Neustadt, damit aber schon jenseits der südöstlichen Steigerwaldgrenze - der Aisch - zutage tritt. Größere Areale nimmt er erst im Bereich der Ebrach-Aisch-Platte und der Regnitzfurche ein, wo auch die Feuerletten und die Rhät-Lias-Übergangsschichten flächenhaft ausstreichen (EMMERT 1974, S. 55; HAARLÄNDER 1964; KOSCHEL 1970; LANG 1970).

Reste von z. T. mehrere Meter mächtigen Schuttdecken sind v.a. auf den Zeugenbergen und Riedeln im Vorland des Steigerwaldes weit verbreitet, finden sich aber auch auf den östlichen Steigerwaldhöhen. Die Schuttablagerungen bestehen überwiegend aus eckigen, ± kantengerundeten ortsfremden quarzitischen Sandsteinbrocken, welche oft von einer braunen Limonitkruste überzogen sind. Im Vorland des Steigerwaldes handelt es sich dabei größtenteils um Blasensandsteinmaterial, stellenweise sind aber auch Steinmergelbrocken der Lehrberg-, Acrodus- und Corbulabank untergemischt. Auf der Abdachungsfläche setzen sich die Schutte aus verschiedenen Sandsteinen des Sandsteinkeupers sowie Hornsteinen und Kieselholzfragmenten zusammen, wobei aber die Sandsteine aufgrund ihrer Ähnlichkeit nicht weiter differenziert werden können. Daneben sind auch Sandsteine des Rhätolias eingelagert - Gesteine also, die heute erst etliche Kilometer weiter östlich anstehen. Aufgrund fehlender Schichtung und Sortierung sowie dem oft isolierten Vorkommen auf Anhöhen postuliert EMMERT (1985) eine Entstehung des „Wanderschutts“ (z.T. auch als Restschutt bezeichnet) unter pliozänem Flächenspülklima. Während des Pleistozäns wurden sie durch fluviatile Abtragung in einzelne Schotterkappen zerschnitten und solifluidal umgelagert. Ebenso wurde das Material kryoturbar durchbewegt und Eiskeile konnten darin entstehen. Schließlich lagerten sich Lössen und Flugsande darauf ab, wobei letztere auch Windkanter schufen. Die Abgrenzung zu den periglazialen Lagen („Hangschutt“ und „Hanglehm“ der geologischen Karten) ist schwierig, die Übergänge sind fließend. KRISL (1996), der den Schutt ebenfalls als tertiär-pleistozänes Mischsediment anspricht, scheint eine Korrelation mit der ältestkaltzeitlichen Oberen Hauptterrasse des Mains über weitere Terrassen von Mainzuflüssen möglich (BERGER 1973, S. 43f; BRUNNACKER 1970; DERS. 1973; EMMERT 1975, S. 133ff; DERS. 1985, S. 66ff; HAARLÄNDER 1969, S. 58f; KRISL 1996, S. 110ff).

Aus dem Pleistozän stammen die oben bereits erwähnten periglazialen Lagen, die stellenweise als „Hangschutt“ bzw. „Hanglehm“ Eingang in die geologischen Karten fanden und auf deren Untergliederung in Kapitel 3 näher eingegangen werden soll.

Innerhalb dieses Zeitabschnitts kam es auch immer wieder zur Ablagerung äolischer Sedimente. Während Löss im Bereich des Maindreiecks an der Oberfläche stark dominieren, nehmen östlich davon zunehmend Sandlöss und v.a. Flugsande deren Platz ein. Im Vorland sowie auf der Ostabdachung des Steigerwaldes finden sich kleinere Vorkommen geringmächtiger Lößablagerungen (selten über 2-3 m) nur in geschützter Lage auf NE- bis SE-exponierten Hängen, besonders in der Nähe von Flußtälern. Da die Löss entkalkt sind und folglich eine Differenzierung zum „Hanglehm“ schwierig ist, gilt das Auftreten von Lößkindln als eindeutiges Lößlehmkriterium, nach dem die entsprechenden Areale in den geologischen Karten abgegrenzt wurden. Nach RÖSNER (1990, S. 230ff) läßt sich die Lößarmut in den die Mainfränkischen Platten umgebenden Gebieten auf acht Faktoren zurückführen. Dazu gehören das stärker gegliederte Relief, die kleineren Auswehungsflächen im Bereich der dortigen Flüsse und Bäche, die häufiger wechselnde Windrichtung sowie das Fehlen zusätzlich eingetragenen Fremdmaterials. Darüberhinaus begünstigte in Mainfranken die höhere Luftfeuchtigkeit über dem großen Flußlauf die Lößakkumulation ebenso wie das vorliegende Gestein (Muschelkalk, Unterer Keuper), welches durch Frostsprengung leichter schluffiges Material zur Verfügung stellen konnte - ganz im Gegensatz zu den dabei vorwiegend entstehenden Quarzsanden der umgebenden Sandsteinhochflächen (Buntsandstein, Sandsteinkeuper). Die dort herrschenden sauren Standortverhältnisse (zusammen mit ungünstigeren klimatischen Bedingungen) hemmten zugleich die Vegetationsentwicklung, was einer kräftigen Lößakkumulation ebenfalls im Wege stand. Diese wurde in heute lößarmen wie -reichen Gebieten durch vorhandene ältere Hohlformen begünstigt, blieb jedoch nur in ersteren auf jene Stellen beschränkt (DÖRRER 1970, S. 135; EMMERT 1968, S. 56; DERS. 1974, S. 75; HAGEDORN ET AL. 1991, S. 63; RÖSNER 1990, S. 153ff, 229).

Flugsande wurden zum überwiegenden Teil im Vorland der Keuperstufe abgelagert, wohingegen sie auf der Ostabdachung des Steigerwaldes nur sporadisch auftreten. Einzig bei Gräfenneuses (SW von Ebrach) kommen erwähnenswerte Flugsandfelder mit kleinen Dünen ( $\varnothing$  3 m hoch) vor. Insgesamt jedoch war der Steigerwald eher Ausblasungsgebiet als Ablagerungsraum für äolisches Material (DÖRRER 1970, S. 133ff; EMMERT 1985, S. 70f; GARLEFF & KRISL 1997, S. 178; HAGEDORN ET AL. 1991, S. 69ff; STREBEL 1960, S. 126).

Reste von pleistozänen Sand- und Schotterterrassen treten entlang vieler Täler im Steigerwald auf, fehlen jedoch an Bächen, deren Einzugsgebiet ausschließlich in feinkörnigen Gesteinen

(z.B. kmL) liegt. Für das Aischtal konnte HÖRAUF (1991) das mindel- und rißzeitliche Alter der Terrassen nachweisen, im Tal der Rauhen Ebrach wurde die Würmterrasse noch unter den holozänen Auesedimenten erbohrt (BERGER 1973, S. 46ff; EMMERT 1974, S. 76; GARLEFF & KRISL 1997, S. 160; HAARLÄNDER 1969, S. 60f).

An Quellaustritten im Gipskeuperbereich wird auch heute noch Kalktuff abgeschieden, der aber insgesamt nur wenig verbreitet ist (EMMERT 1968, S. 59; DERS. 1974, S. 78).

Ebenso holozänes Alter weisen die mehrere Meter (im Aischtal bis 20 m) mächtigen braunen und grauen Auelehme aus feinsandigem Ton bis tonigem Feinsand auf, die häufig von kiesführenden Sandschichten unterlagert werden. EMMERT (1968) geht davon aus, daß letztere durch sommerliche Schmelzwässer der pleistozänen Aisch abgesetzt wurden.

Nach intensiven Niederschlägen werden auch rezent Schwemmsande aus Sandsteinkeuperschichten, Schutten und Flugsanden ausgewaschen und in Richtung auf die Tiefenlinien re-sedimentiert (BERGER 1973, S. 51; EMMERT 1974, S. 77; DERS. 1985, S. 72).

Rutschmassen aus den im feuchten Zustand sehr plastischen Lehrbergtonen lassen erkennen, daß es heute noch im Umfeld von Quellaustritten immer wieder zu kleinen gravitativen Massenbewegungen kommt. Die Erosionsanfälligkeit dieses Materials zeigt sich zudem an den Runsen und den gebündelt auftretenden Hohlwegen am Stufenanstieg unter Wald; letztere zeugen von der mehrmaligen Verlagerung der Wege bei zu stark fortgeschrittener Eintiefung (EMMERT 1985, S. 72; HAARLÄNDER 1969, S. 17; MÜLLER 1996, S. 244). Rutschungsanfällig sind auch die Estheriensichten (GLASER & SPONHOLZ 1993, S. 343).

### 3 Gliederungskonzept für periglaziale Lagen

Mit dem Beginn der intensiven Erforschung der periglazialen Deckschichten wurden auch verschiedene Konzepte zu ihrer Gliederung entwickelt, die an dieser Stelle kurz gegenübergestellt werden sollen.

Die richtungsweisenden Arbeiten für die deutschen Mittelgebirge stammen dabei von SCHILLING & WIEFEL (1962) sowie SEMMEL (1968). Auch wenn in beiden Publikationen eine Dreiteilung der Ablagerungen vorgesehen ist, so stimmt doch nur die Basisfolge von SCHILLING & WIEFEL mit dem Basisschutt SEMMELS überein (vgl. Abb. 5). Dagegen faßt die Hauptfolge Mittel- und Deckschutt SEMMELS zusammen, dessen Einteilung wiederum kein Pendant zur Deckfolge von SCHILLING & WIEFEL besitzt. HOFMANN & MÜLLER (1970; zit. bei ROTSCHE 1971, S. 183ff) gehen von der älteren Gliederung aus, ordnen den Einheiten jedoch neue Begriffe zu. So wird aus der Basisfolge die Untere Deckschicht, aus der Hauptfolge die Obere Deckschicht 2 und aus der Deckfolge die Obere Deckschicht 1 (vgl. auch FIEDLER & ROTSCHE 1974). Bei SCHRÖDER & FIEDLER (1977a) fand SEMMELS Gliederung eine Adaption an die Gegebenheiten im Harz. Sie stellten dem Basisschutt einen Basislehm, dem Mittelschutt einen Unteren Skelettlöß und dem als Feindeckschutt bezeichneten Deckschutt SEMMELS den Oberen Skelettlöß (= Decksediment nach SEMMEL) zur Seite. Zusätzlich führten sie den Begriff des Grobdeckschutts ein, dessen Charakterisierung ihn als Äquivalent der Deckfolge ausweist. Für Verwirrung sorgte schließlich die Übernahme der Schuttbegriffe nach SEMMEL und die fälschlicherweise erfolgte Parallelisierung von Deckschutt und Deckfolge etwa bei ALTERMANN & RABITZSCH (1977) oder HOFMANN & FIEDLER (1986). Der bei ALTERMANN & RABITZSCH (1977) noch verwendete Sedimentbegriff wird in der Arbeit von ALTERMANN, LIEBEROTH, SCHWANECKE (1988) durch den Deckenbegriff ersetzt, wodurch sich als lithostratigraphische Haupteinheiten nunmehr Oberdecke, Hauptdecke - differenziert in Mittel- und Zwischendecke - sowie Basisdecke (in ältere und jüngere weiter gliederbar) ergeben. Die fälschliche Parallelisierung von Deckschutt und Deckfolge bleibt hier immer noch bestehen und wird erst von ALTERMANN (1993) korrigiert.

Für das nordostdeutsche Tiefland führte KOPP (1965) den Begriff der periglaziären Umlagerungszonen, später Perstruktionszonen, ein, welche die im wesentlichen durch vertikale Umlagerungsprozesse bedingten Substratunterschiede im Bodenprofil bezeichnen. SCHWANECKE (1970) bezieht im Hügelland und Mittelgebirge das auch lateral verlagerte Material der Hanglagen in die Umlagerungszonen mit ein. Da das chronostratigraphische Gliederungsschema von SCHILLING & WIEFEL jedoch als zu starr betrachtet (vgl. RICHTER, RUSKE, SCHWANECKE

1970, S. 67f), die lithologische Einteilung aber weitgehend bestätigt wird, einigen sich beide auf die Verwendung griechischer Buchstaben zur Ansprache unterschiedlicher Substrate (KOPP 1970). Laut SEMMEL (1998a) entspricht hierbei die periglaziale  $\gamma$ -Zone ( $\alpha$ - und  $\beta$ -Zone sind warmzeitlichen Bildungen vorbehalten) der Deckfolge nach SCHILLING & WIEFEL und die  $\delta$ -Zone seinem Deckschutt. Eine Parallelisierung von  $\varepsilon$ -Zone mit dem Mittelschutt bzw. der  $\zeta$ -Zone mit dem Basisschutt ist laut ALTERMANN (1998) nur im Idealfall möglich, d.h. wenn Sedimentgrenzen und solimixtive Aufbereitung übereinstimmen. SEMMEL (1998a, S. 66) stellt ebenfalls eine „weitgehende Übereinstimmung mit den Begriffen Basisfolge, Basisschutt und Umlagerungszone Zeta“ fest (vgl. hierzu Kap. 8).

Lagen	Deckschichten, Decken, Folgen						Perstruktionszonen	
AG Boden (1994) AK Bodensystematik der DBG (1991)	SCHILLING & WIEFEL (1962)	SEMMEL (1968)	FIEDLER & ROTSCHE (1974)	SCHRÖDER & FIEDLER (1977a)	ALTERMANN & RABITZSCH (1977)	ALTERMANN, LIEBEROTH, SCHWANECKE (1988)		KOPP (1970) SCHWANECKE (1970)
Oberlage	Deckfolge		Obere Deckschicht 1	Grobdeckschutt	Decksediment	Oberdecke		$\gamma$ -Zone
Hauptlage	Hauptfolge	Deckschutt/Decksediment	Obere Deckschicht 2	Feindeckschutt/Oberer Skelettlöß	Mittelsediment	Hauptdecke	Mitteldecke	$\delta$ -Zone
Mittellage		Mittelschutt		Mittelschutt/Unterer Skelettlöß	Zwischensediment		Zwischendecke	$\varepsilon$ -Zone
Basislage	Basisfolge	Basisschutt	Untere Deckschicht	Basisschutt/Basislehm	Basis-sediment	Basisdecke	jüngere ~ ältere ~	$\zeta$ -Zone

Abb. 5: Gliederungskonzepte verschiedener Autoren für periglaziale Lagen (nach ALTERMANN 1998, ergänzt)

Die Differenzierung zwischen durch laterale Verlagerung und äolische Akkumulation entstandenen Sedimenten und den rein solimixtiv aufbereiteten „Zonen“, die „nicht wesentlich durch sedimentäre Prozesse geprägt sind“ (ALTERMANN 1998, S. 177) und damit meist nicht als Sedimente im geologischen Sinne betrachtet werden, bewog 1991 den Arbeitskreis für Bodensystematik der DBG (vgl. ALTERMANN 1998) bis zur Klärung der Differenzen den Begriff Zone beizubehalten. Für die bislang als Deckschicht, Decke oder Folge angesprochenen Lockergesteinsdecken, die „durch gelisolifluidale und -mixtive sowie äolische Prozesse des

periglazialen Milieus entstanden oder überprägt“ (DERS. S. 175) wurden, wird nun der Begriff Lage verwendet. Da deren Eigenschaften bereits in der Bodenkundlichen Kartieranleitung von 1994 beschrieben sind, soll an dieser Stelle eine kurze Charakterisierung der Lagen in Mittelgebirgen genügen (AG BODEN 1994, S. 365; ALTERMANN 1998, S. 179).

So folgt über dem von der Lagenbildung unbeeinflussten Gestein fast immer die Basislage. Da sie aus dem liegenden oder auch aus dem hangauf anstehenden Gestein hervorgegangen ist, sind Farbe und Körnung des Feinbodens stark schwankend und von diesen Gesteinen abhängig. Ebenso verhält es sich mit dem Skelettgehalt, der die Härte der eingearbeiteten Gesteine widerspiegelt. Die für eine Fließerde typische Einregelung der Längsachsen in Hangrichtung kann meist beobachtet werden ebenso wie weitere kryoturbate und solifluidale Merkmale (z.B. Hakenschlagen, Verwürgungen). Im Gegensatz zu den hangenden Lagen ist die Basislage i.a. frei von äolischen Komponenten; eine postsedimentäre bioturbate Einarbeitung ist aber nicht ausgeschlossen. Gegenüber Mittel- und Hauptlage oder auch dem liegenden Gestein kann die Basislage stark verdichtet sein. Ihre Mächtigkeit reicht von wenigen Dezimetern bis über einen Meter. Abgesehen von stark exponierten Geländepositionen ist die Basislage weit verbreitet, wobei neben- und übereinander verschieden alte Basislagen auftreten können.

Eine teils mehrgliedrige Mittellage kann im Hangenden der Basislage vorkommen, deren Verbreitung aber eher lückenhaft ist. Sie kommt laut AG BODEN (1994, S. 365) „im Berg- und Hügelland nur in erosionsgeschützten Positionen [vor, wohingegen sie] in anderen Gebieten häufig nicht sicher von Hauptlage und Basislage abgrenzbar“ ist. Die Mittellage enthält immer äolisches Material, oft mehr als die Hauptlage. Entsprechend häufig übertreffen auch die Schluff- und Tongehalte die der Hauptlage; schluffreicher als die Basislage ist die Mittellage regelmäßig. Der Gehalt an Grobboden ist je nach Gestein stark schwankend, fällt aber in der Regel geringer aus als in der Hauptlage. Teilweise sind die Längsachsen des Skeletts in Hangrichtung eingeregelt; basale Steinanreicherungen sind auch möglich. Fließstrukturen oder auch Kryoturbationen treten häufig in der Mittellage auf. Im Berg- und Hügelland ist sie zudem immer dichter gelagert als die Hauptlage. Meist bleibt ihre Mächtigkeit unterhalb von 50 cm.

Im Hangenden der Mittel- oder Basislage, seltener direkt über dem Anstehenden folgt die Hauptlage. Auch sie enthält meist äolisches Material - ± deutlich an ihrem Schluffgehalt erkennbar. Zeichnet sich jedoch die liegende Lage bereits durch hohen Schluff- und Tongehalt aus, so ist in diesem Fall die Hauptlage die schluff- und tonärmere Lage. Der Substratunterschied zur Basislage ist in jedem Fall ausgeprägt. Der Skelettgehalt variiert stark; in vielen Fällen tritt eine Steinanreicherung an der Basis auf. Frostbodenerscheinungen in Form von

Kryoturbationen sind ein weiteres Charakteristikum der Hauptlage, deren Mächtigkeit in der Regel zwischen 30 und 70 cm liegt. Außerhalb der Gebiete, in denen holozäne Erosion und Akkumulation stattfindet oder die Oberlage auftritt, ist die Hauptlage oberflächenbildend.

In Mittelgebirgen können im Hangenden der Hauptlage weitere als Oberlage bezeichnete Lagen auftreten. Diese meist weniger als 1 m mächtigen feinerdearmen Gesteinsschutte in Höhen von über 700-800 müNN sind auf das Umfeld widerständiger Gesteine beschränkt. In der Oberlage, in die auch Material aus dem Liegenden eingearbeitet sein kann, lassen sich auch Kryoturbationen beobachten (AG BODEN 1994; ALTERMANN 1993, 1998).

Eine gesicherte stratigraphische Zuordnung (vgl. Abb. 6) ist in vielen Fällen nur für die Hauptlage möglich. Diese überlagerte den allerödzeitlichen Laacher Bimstuff dort, wo er eine geschlossene Decke bildet; sie wird demnach als Bildung des kurzen, aber kräftigen Kälterückschlags der Jüngeren Tundrenzeit (11.-10.000 B.P.) gesehen. In weiten Teilen Mitteleuropas lassen sich Minerale der Bimsasche (u.a. Braune Hornblende, Klinopyroxen, Titanit) in der Hauptlage nachweisen und damit deren jungdryaszeitliche Prägung (ALTERMANN 1998, S. 176; FRIED 1984, S. 57; HINTERMAIER-ERHARD & ZECH 1997; LIEDTKE 1993, S. 74f, 81f; SEMMEL 1968, S. 98). Die bei BOOGARD & SCHMINCKE (1985, S. 1569) dargestellten, NE-, S- und SW-gerichteten, fächerförmigen Verbreitungsgebiete des Laacher Bimstuffs zeigen, daß der Steigerwald nicht von derartigen Ablagerungen betroffen war, folglich eine diesbezügliche zeitliche Zuordnung nicht möglich ist. Auch im östlich anschließenden nördlichen Teil der Frankenalb konnten KLEBER & KAUPENJOHANN (1995) die relevanten Mineralien nicht sicher nachweisen. Andere Quellen datierbaren Materials, wie etwa Moore (s.u.), fehlen im Steigerwald ebenfalls (ZEIDLER 1957, S. 268; WELSS 1985, S. 30). Ein von ZEIDLER (1939) beschriebenes, östlich von Uffenheim gelegenes Flachmoor reicht lediglich bis ins ausgehende Präboreal zurück.

Nach neueren Untersuchungen von VÖLKEL & LEOPOLD (2001) in verschiedenen deutschen Mittelgebirgen kann jedoch die Jüngere Dryas nicht länger als Bildungszeitraum der Hauptlage betrachtet werden. Die Autoren stützen sich dabei auf <sup>14</sup>C-Absolutdatierungen von organischem Material, welches auf den Hauptlagen aufgewachsenen Mooren entnommen wurde und eine präalleröd-, z.T. präböllingzeitliche Genese dieser Schuttdecke belegt. Aufgrund ihrer geringen Dauer eigneten sich Ältere und Älteste Dryas jedoch nicht als Bildungszeitraum der Hauptlage. Durch das Vorkommen dieser Periglaziallage auf den hochwürmzeitlichen Moränen der ehemals vergletscherten Mittelgebirge kann ihre Entstehung bislang lediglich auf den Zeitabschnitt zwischen spätem Hoch- und frühem Spätglazial eingegrenzt werden. Von



VÖLKEL & MAHR (2001) an periglazialen Schuttdecken durchgeführte IRSL-Datierungen erbrachten für Haupt- und Mittellagen vorwiegend Mischalter, die für eine zeitliche Einordnung ungeeignet sind.

Jahre vor heute (B.P.)		Geologische Abschnitte		Kulturstufen	
Holozän	2000	Postglazial	Subatlantikum Subboreal Atlantikum Boreal Präboreal	Historische Zeit	
	10.000			Eisenzeit Bronzezeit Neolithikum Mesolithikum	
Jungpleistozän	Oberes Würm (Jungwürm)	Spätwürm	Jüngere Dryas Alleröd-Interstadial Ältere Dryas Bölling-Interstadial Älteste Dryas	Jungpaläolithikum	
					~ 15.000
	~ 25.000	Hochwürm			
	Mittleres Würm (Mittelwürm)	Frühwürm			Mittelpaläolithikum
~ 70.000					
Unteres Würm (Altwürm)	~ 115.000				
Eem	120.000	Riß-Würm-Interglazial (~ 130.000 - ~ 115.000)		Altpaläolithikum	

Abb. 6: Gliederung des jüngeren Quartärs (GLA 1981, S. 136, 140, 150, verkürzt; DASS. 1996, S. 243, verkürzt)

Die schluffhaltige bis schluffreiche Mittellage entstand jedenfalls zu Zeiten kräftiger Lösssedimentation (SEMMELE 1968, S. 97). LIEDTKE (1993, S. 81f) ordnet sie daher dem kaltariden Würmhochglazial (27.-15.000 B.P.) zu. Ihr präallerödzeitliches Alter zeigt sich an ihrer Überlagerung durch den Laacher Bimstuff. EITEL (1999, S. 86) hält daher eine Bildung im Spätglazial, teilweise während der Älteren Dryas (12.400-11.900 B.P.) für möglich.

Die liegende Basislage ist älter als die Mittellage. Da sie in der Regel frei von äolischen Komponenten ist, kann auf feuchtkalte Klimabedingungen während ihrer Bildung geschlossen werden. SCHÄFER, JÄGER, ALTERMANN (1991, S. 326f), die an der Obergrenze der Basislage einen begrabenen Humushorizont mit mittelpaläolithischen Artefakten fanden, konnten damit die Entstehung der Schuttdecke vor dem Würmhochglazial nachweisen, eine Einstufung, die auch von ALTERMANN, RABITZSCH, PANDERODT (1982, S. 795) und von HUNGER (1994, S. 21) für die Basislage angegeben wird.

Im gleichen Profil ist nun auch eine Wiederholung der Abfolge Mittellage-Basislage möglich. Zwischen diesen beiden Abfolgen fand SEMMEL (1968, S. 66f) an einem Profil im Rhönvorland den Lohner Boden. Das Ausgangssubstrat des Lohner Bodens ergab wiederholt ein TL-Alter zwischen 30-34.000 B.P. (LÖSCHER & ZÖLLER 2001, S. 322). Damit konnte das jungwürmzeitliche Alter der oberen Abfolge belegt werden. Die untere Mittellage-Basislage-Folge - im Hangenden eines mittelpleistozänen Kiesel - ist folglich also frühwürmzeitlichen Alters. Zu einer solchen Einstufung gelangt auch ROHDENBURG (1968, S. 97), der aber zu bedenken gibt, daß „dieselbe bzw. eine noch reicher gegliederte Folge auch vollständig im Jungwürm gebildet sein“ kann. Auch LIEDTKE (1993, S. 81f) geht davon aus, daß die Basislage oft schon zu Beginn des Mittelwürms gebildet „und im Hochglazial und (oder) Spätglazial umgelagert wurde.“ Da laut SEMMEL (1968, S. 99) und ROHDENBURG (1968, S. 66) die Basislage aus sehr verschieden alten Teilen bestehen kann, die aber in der Regel nicht unterscheidbar sind, ist es ohne datierbares Material folglich nicht möglich, verlässliche Altersangaben für einzelne Schuttdecken zu geben. FRIED (1984, S. 57) kommt bei seinen Untersuchungen sogar zum Ergebnis einer jungtundrenzeitlichen Bildung von Mittel- und Basislage. SEMMEL (1994a, S. 65) folgert daraus, daß „stellenweise die gesamte Schuttdeckenabfolge erst am Ende der letzten Kaltzeit entstanden sein“ kann.

## **4 Verbreitung der periglazialen Lagen**

Wie oben gezeigt wurde, sind periglaziale Lagen in den deutschen Mittelgebirgen weit verbreitet. Ein Ziel der eigenen Untersuchung war es nun, in den drei UG das Verteilungsmuster derselben in Bezug auf das vorhandene Relief festzustellen. Dazu wurden die Gebiete morphographisch kartiert. Die Durchführung und Ergebnisse der Geländeaufnahme werden in diesem Kapitel dargelegt, während die entstandenen Karten im Anhang zu finden sind. Zuvor jedoch soll der theoretische Hintergrund morphographischen Kartierens erläutert werden.

### **4.1 Morphographischer Hintergrund**

Betrachtet man zunächst die o.g. Angaben zur räumlichen Verbreitung der periglazialen Deckschichten - Ubiquität der Hauptlage mit Ausnahme holozäner Erosions- und Akkumulationsgebiete, weite Verbreitung der Basislage mit Ausnahme stark exponierter Geländepositionen, Beschränkung der Mittellage auf abtragungsgeschützte Positionen sowie der Oberlage auf Höhen von über 700-800 m, womit letztere für den wesentlich niedrigeren Steigerwald bereits ausgeschlossen werden kann -, so fällt die Bedeutung der Position in Bezug auf die an einem Standort zu erwartenden Deckschichten auf. Das heißt, das Relief nimmt Einfluß auf die Deckschichttypen und damit auch auf die Bodentypen. Nicht umsonst beginnt etwa FIEDLER & SCHMIEDELS Buch der „Methoden der Bodenanalyse“ (1973) mit einer eingehenden Beschreibung der geomorphologischen Reliefanalyse, ebenso wie dies auch die „Bodenkundliche Kartieranleitung“ der AG BODEN (1994) vorsieht. Mit dieser haben sich RICHTER und GRIMM, v.a. aber KUGLER auseinandergesetzt. Letzterer nennt neben der Position noch Gestalt, Größe und Material als weitere Reliefeigenschaften. Das herausragende Merkmal dabei ist die Gestalt, welche ihrerseits durch Wölbung, Neigung, Exposition und Figur näher bestimmt wird. Bei einer Reliefanalyse werden nun die Grenzen zwischen verschiedenen Reliefeinheiten (z.B. Talboden - Talhang) dort gelegt, wo diese Eigenschaften einem starken Wechsel unterliegen. Als einfachste homogene Reliefeinheiten lassen sich sog. Fazetten herausarbeiten, die eine einheitliche Neigung und Exposition aufweisen (Abb. 8). Die Veränderung dieser beiden Merkmale im Raum erzeugt die Wölbung. Weisen Reliefeinheiten eine einheitliche Wölbung auf, werden sie als Form- bzw. Reliefelement bezeichnet. Da Fazetten auch als Grenzfälle von Formelementen aufgefaßt werden können (vgl. Kapitel 4.1.1), kommt letzteren bei der Reliefanalyse eine große Bedeutung zu. „Als Bausteine der Reliefformen

sind sie [die Formelemente] logischerweise auch die Träger der Eigenschaften und Merkmale der Formen. Die Genese der Formen ergibt sich aus dem Alter der sie aufbauenden Formelemente.“ (KUGLER 1964, S. 572) Damit avanciert die Wölbung zum dominierenden morphographischen Merkmal (KUGLER 1964, S. 579ff; DERS. 1985, S. 85f; RICHTER 1962, S. 309).

#### **4.1.1 Wölbung**

Trotz ihrer großen Bedeutung fand die Wölbung lange Zeit wenig Beachtung bei geomorphologischen Reliefkartierungen. Als Grund sieht KUGLER (1974, S. 225) die „schwierige exakte Erfassbarkeit“ und gleichzeitig die „stark begrenzte Generalisierbarkeit für wölbungsmäßig inhomogene Reliefeinheiten“. Erst durch das von RICHTER (1962) und KUGLER (1964, 1974) entwickelte System wurde es möglich, Wölbungen für alle Formen auszuweisen. Damit wird die bislang auf markante Reliefformen beschränkte Darstellung abgelöst; Formen in ihrer Eigenart als geowissenschaftliche Kontinua können nun unabhängig von ihrer Interpretation quantitativ erfaßt und dargestellt werden, sie werden folglich diskretisiert (LESER 1980, S. 13).

Doch zunächst zum Begriff Wölbung. Nach RICHTER (1962, S. 309) wird die Wölbung „durch die Krümmungstendenz des Hanges und die Bewegungsrichtung des an der Oberfläche abfließenden Wassers geometrisch eindeutig festgelegt.“ Die Krümmung kann konvex, konkav oder gestreckt sein, die Bewegung hingegen divergierend, konvergierend oder parallel (Abb 7). Aus der Kombination der beiden ergeben sich neun Typen von Formelementen, aus denen alle nicht-ebenen Reliefformen aufgebaut sind - sofern sie aus Lockermaterial bestehen oder von solchem bedeckt sind. Die nicht in das System integrierten quasi-horizontalen Formen werden mit „T“ für Talboden bezeichnet. Laut RICHTER sind die Formelemente als Flächen gleicher Wölbung sicher im Gelände zu kartieren, da sich der Übergang zwischen unterschiedlich gewölbten Hangteilen auf Säumen vollzieht, welche sich als Linie („Wechsellinie“) wiedergeben lassen. Eine hinreichend genaue Abgrenzung ist auch auf großmaßstäbigen topographischen Karten möglich, etwa einer Vergrößerung der TK 25 auf den Maßstab 1:10.000. Der Wölbungstyp der durch Wechselnlinien abgegrenzten Formelemente wird in der Karte durch Buchstabenindizes wiedergegeben (RICHTER 1962, S. 310f).

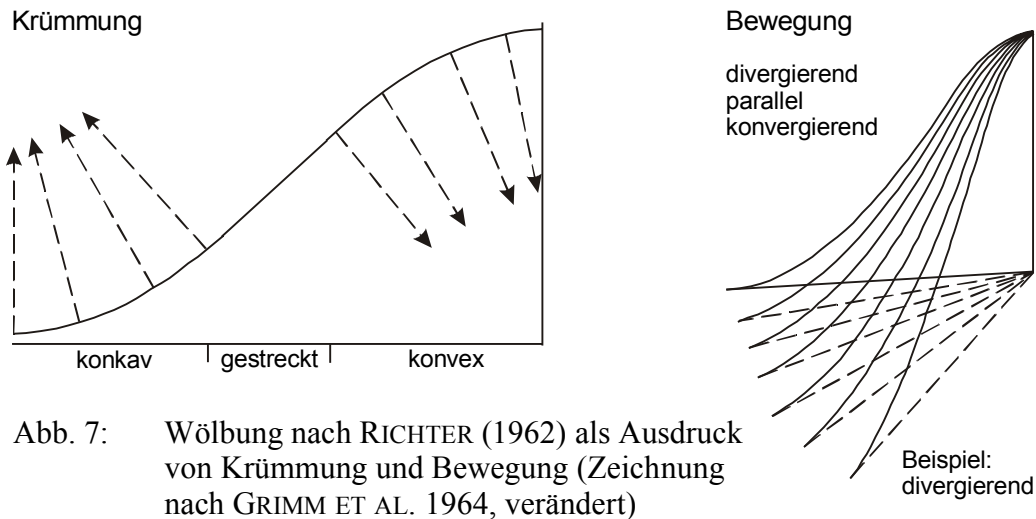


Abb. 7: Wölbung nach RICHTER (1962) als Ausdruck von Krümmung und Bewegung (Zeichnung nach GRIMM ET AL. 1964, verändert)

		Horizontale Wölbungskomponente		
		konvex $\Delta\varepsilon > 0$	gestreckt $\Delta\varepsilon = 0$	konkav $\Delta\varepsilon < 0$
Vertikale Wölbungskomponente	konvex $\Delta\alpha > 0$			
	gestreckt $\Delta\alpha = 0$		Fazetten: Ebene ( $\alpha_1$ und $\alpha_2 = 0$ ) 	
	konkav $\Delta\alpha < 0$			

Abb. 8: Formelementtypen nach KUGLER (1964, verändert), wobei der regellos-gestreckte Typ einer Ebene entspricht

Die bislang nicht erfaßten (fast) ebenen Flächen kann KUGLER (1964) in das System mit einbeziehen, indem er den regellos-gestreckten Typus hinzufügt. Allerdings drückt er die Wölbung nicht mehr durch die Variablen Krümmung und Bewegung aus - letztere eine Funktion von Wölbung und Neigung -, sondern durch eine vertikale und horizontale Wölbungskomponente (Abb. 8). Die vertikale Komponente entspricht dabei der Wölbung in Hangfallrichtung. Sie ist als Funktion der Neigungsänderung zwischen zwei Punkten  $P_1$  und  $P_2$  am Hang zu verstehen, die sich aus der Differenz des hangab und hangauf gelegenen Neigungswinkelwertes ergibt ( $\Delta\alpha = \alpha_1 - \alpha_2$ ). Dem gemäß findet die horizontale Komponente ihre Entsprechung in der Wölbung in Hangstreichrichtung. Sie kann auch als Funktion der Expositionsänderung zwischen zwei Punkten aufgefaßt werden und ergibt sich aus der Differenz von östlich und westlich gelegenem Expositionswinkelwert ( $\Delta\varepsilon = \varepsilon_1 - \varepsilon_2$ ). Die Wölbungsrichtung der beiden Komponenten kann konkav ( $\Delta\alpha$  oder  $\Delta\varepsilon < 0$ ), konvex ( $\Delta\alpha$  oder  $\Delta\varepsilon > 0$ ) oder gestreckt ( $\Delta\alpha$  oder  $\Delta\varepsilon = 0$ ) sein. Ist die Wölbungsrichtung beider Komponenten gestreckt ( $\Delta\alpha$  und  $\Delta\varepsilon = 0$ ), so erhält man als Grenzfall eines Formelements die Fazette. Generell kann auch die gestreckte Wölbung als mathematischer Grenzfall konkaver oder konvexer Wölbung verstanden werden. Da KUGLER sie jedoch als relevant für Genese und Dynamik der Reliefformen erachtet, behält er die Dreiteilung der Wölbungsrichtung bei. Als Kriterium für die Stärke der Wölbung (Wölbungsgrad) dient der Radius des Wölbungskreises, dessen Kreisbogen dem Schnitt durch die gewölbte Relieffläche entspricht (Abb. 9 links). Der Radius  $r$  des Wölbungskreises läßt sich nach Messung von zwei Winkeln  $\alpha_1$  und  $\alpha_2$  bzw.  $\varepsilon_1$  und  $\varepsilon_2$  sowie der dazwischenliegenden Strecke  $a$  nach KUGLER (1974, S. 235) durch die Formel  $r = \frac{a}{2\sin\frac{\Delta\alpha}{2}}$  bzw.  $r = \frac{a}{2\sin\frac{\Delta\varepsilon}{2}}$  berechnen.



Abb. 9: Ermittlung des Wölbungsradius  $r$  an einem konkaven Hangabschnitt nach KUGLER (1964, 1974; Zeichnung nach KUGLER, SCHWAB, BILLWITZ 1988, verändert) (linke Abb.) sowie nach DOMOGALLA, MAIR, SCHMIDT (1974) (rechte Abb.); Abk. s. Text, gestrichelte Linie = gedachte Horizontalebene

Dabei ist  $\Delta\alpha$  die Differenz zwischen den beiden Hangneigungswinkeln  $\alpha_1$  und  $\alpha_2$  bzw.  $\Delta\varepsilon$  die der beiden Expositionswinkel  $\varepsilon_1$  und  $\varepsilon_2$ , welche jeweils an den Punkten  $P_1$  und  $P_2$  gemessen werden. Die Strecke  $a$  wird hierbei von KUGLER mathematisch als Sehne des Wölbungskreis-sektors behandelt (BRONSTEIN ET AL. 1993, S. 114f).

Mit Hilfe der Formel kann sowohl für einen vertikalen als auch einen horizontalen Wölbungskreis der Wölbungsradius ermittelt werden. Der Betrag des kleineren Radius von beiden (Voraussetzung: gleicher Abstand  $a$ ) wird von KUGLER verwendet, die neun verschiedenen Formelementtypen in die drei Grundtypen kantenartig, stark gewölbt und flächenartig einzuteilen (Abb. 10). Die Klassengrenzen stellen dabei allgemeine Erfahrungswerte dar.

Grundtyp	Wölbungsgrad	Bezeichnung
Ek	$0 \text{ m} \leq r \leq 5 \text{ m}$	kantenartige Formelemente
Ews	$5 \text{ m} < r \leq 600 \text{ m}$	stark gewölbte Formelemente
Ef	$r > 600 \text{ m}$	flächenartige Formelemente

Abb. 10: Grundtypen der Formelemente nach KUGLER (1964, S. 574)

Eine Kartierung des Merkmals Wölbung ist folglich durch Beobachtung der Wölbungsrichtung und Schätzen der Wölbungsstärke anhand dieser Grenzwerte möglich. Diese Vorgehensweise ist laut KUGLER in Verbindung mit der Auswertung topographischer Karten „hinreichend genau und am wenigsten aufwendig“ (KUGLER 1974, S. 235). Als Darstellungsmittel wählt er dunkelgraue Gerippelinien („Wölbungslinien“), die in der Mitte fast aller kantenartigen und der für die Gliederung des Reliefs wichtigen stark gewölbten Formelemente Auskunft über die Wölbungsrichtung (gerissene Linie = konkav; durchgezogene Linie = konvex) und den Wölbungsgrad (Zunahme der Linienbreite mit dem Wölbungsradius) geben. Weniger wesentliche stark gewölbte Formelemente und alle flächenartigen Formelemente lassen sich direkt aus dem Isohypsenbild der Karte ablesen und werden daher nicht gesondert gekennzeichnet. Daneben stehen noch für kantenartige Formelemente, deren Wiedergabe in der Karte 1 mm unterschreiten würde, nach Höhe und Grundrißbreite differenzierte Zackensignaturen zur Auswahl. Eine Umgrenzung der Flächen gleicher Wölbungsart durch gepunktete Wechsellinien ist möglich (KUGLER 1964, S. 570ff; DERS. 1965, S. 252; LESER 1980, S. 12f).

In Anlehnung an die Überlegungen von KUGLER (1964, 1974) sowie TRICART (1972) entstanden die Richtlinien zur Erstellung geomorphologischer Karten im Maßstab 1:25.000 (GMK 25). Der Wölbungsgrad wird ähnlich wie bei KUGLER eingeteilt ( $6 \text{ m} \leq r < 300 \text{ m}$ ;  $300 \text{ m} \leq r \leq 600 \text{ m}$ ); die Breite der dunkelbraunen Wöblungslinien hingegen nimmt mit abnehmenden Wölbungsradius zu. Für Stufen und Kanten mit einer Grundrißbreite  $<100 \text{ m}$  stehen ebenfalls verschiedene Zackensignaturen zur Verfügung wie auch für Landstufen mit einer Grundrißbreite  $>100 \text{ m}$  (LESER & STÄBLEIN 1975; DIES. 1978, S. 83). Zur Erfassung des Wölbungsradius geben LESER & STÄBLEIN (1975) die Methode von DOMOGALLA, MAIR, SCHMIDT (1974, S. 99) an (vgl. Abb. 9 rechts). Diese sieht vor, auf dem die Wölbung optimal wiedergebenden vertikalen Wölbungskreis vom Wölbungsscheitel S ausgehend zwei Punkte  $P_1$  und  $P_2$  zu wählen und die beiden Hangneigungswinkel  $\alpha_1$  und  $\alpha_2$  zu messen. Nach Erfassung der beiden dazwischenliegenden Strecken  $b_1$  ( $SP_1$ ) und  $b_2$  ( $SP_2$ ) kann der Radius  $r$  des Wölbungskreises nach der Formel  $r = \frac{b * 180}{\pi * 2 * \Delta\alpha}$  berechnet oder den entsprechenden Tabellen entnommen werden (DOMOGALLA, MAIR, SCHMIDT 1974, S. 102f, dort auch Näheres zur mathematischen Herleitung; LESER & STÄBLEIN 1975, S. 26ff). Die Strecke  $b$  ergibt sich dabei aus der Summe der beiden Teilstrecken  $b_1$  und  $b_2$  und entspricht mathematisch einem Kreisbogen. Der Winkel  $\Delta\alpha$  wird an Hängen (unechte Wölbungen) aus der Differenz von  $\alpha_2$  und  $\alpha_1$  ermittelt (s. KUGLER), an Rücken und Mulden (echte Wölbungen aufgrund des Expositionswechsels) dagegen aus der Summe von  $\alpha_1$  und  $\alpha_2$ . Generell ist bei der Wahl der beiden Punkte laut PREUSS (1987, S. 19f) darauf zu achten, daß diese zwischen dem Wölbungsscheitel und dem Endpunkt des einheitlichen Wölbungsbereichs liegen. Werden invers gewölbte Hangbereiche in die Messung miteinbezogen, erhält man zu große Wölbungsradien. Gleichzeitig sollen die Punkte nicht zu dicht am Wölbungsscheitel liegen, da sich sonst die Meßungenaugkeiten bei der Neigungsmessung bemerkbar machen (DOMOGALLA, MAIR, SCHMIDT 1974, S. 100).

Während also DOMOGALLA, MAIR, SCHMIDT die Strecke zwischen den beiden Punkten  $P_1$  und  $P_2$  als Kreisbogen betrachten, faßt KUGLER diese als Sehne auf. Dadurch ergeben sich Abweichungen im berechneten Radius, die aber kaum ins Gewicht fallen. Die Radien berechnet letzterer für Wölbungen in Hangfall- und Hangstreichrichtung, wobei die jeweils stärkere Wölbung für die Einteilung herangezogen wird (s.o.). DOMOGALLA, MAIR, SCHMIDT hingegen ermitteln nur den Wölbungsradius über die Veränderung der Hangneigung. Die Expositionsänderung wird durch die Kartierung der Wölbungsachse erfaßt.



Der Vorschlag der GMK 25 zur Darstellung der Wölbung stieß bei GRIMMEL & SCHIPULL (1983) auf Kritik. Sie sehen den entscheidenden Nachteil darin, daß ein flächenhaftes Phänomen durch Linien („Wölbungslinien“) wiedergegeben wird. Zudem zeigten ihre Geländebefunde im Norddeutschen Tiefland, daß außer in den Talauen keine eindeutig geraden Hänge auftreten. Vielmehr gehen „konkave und konvexe Flächen praktisch linienhaft ineinander über“ (S. 26). Auch GRIMM ET AL. (1964, S. 151) erkannten die Abgrenzungsprobleme zwischen gestreckten und sehr schwach konkav bzw. konvex gekrümmten Bereichen, v.a. auf längeren Hängen der Mittelgebirge. Während diese jedoch die Berücksichtigung der Hangneigung zur Fixierung der Grenzlinie zwischen konkav bzw. konvex und gestreckt nahelegen, beschränken sich GRIMMEL & SCHIPULL auf die Differenzierung zwischen konkaven und konvexen Hangbereichen. Dieser Wechsel in der Wölbungsrichtung vollzieht sich sowohl im Grund- als auch im Aufriß auf Linien (Wendelinien) und kann aus dem Isohypsenbild der Karte herausgezeichnet werden. Dadurch erhält man Flächen mit konkaver sowie konvexer Wölbung. Als Darstellungsmittel empfahlen GRIMMEL & SCHIPULL eine rote durchgezogene Linie für die Wendelinie sowie eine rote Diagonalschraffur für die konkaven Reliefbereiche. Die Schraffur zusammen mit den farbig hinterlegten Höhenschichten erlaube sowohl in qualitativer als auch in quantitativer Hinsicht eine bessere Wiedergabe der Wölbung, als es die Vorgaben der GMK-Legende vermögen. Dort wird die Flächenfarbe für die Darstellung der Morphogenese eingesetzt, wodurch die grau wiedergegebene Morphographie optisch untergehe. Auch LESER (1975) erkennt die Problematik bei der gemeinsamen Darstellung morphographischer und morphogenetischer Inhalte und schlägt vor, diese durch Schaffung eines Mehrblattsystems zu trennen oder aber die morphographischen Inhalte stärker hervorzuheben (GRIMMEL & SCHIPULL 1983, S. 23ff; LESER 1975, S. 172; LESER & STÄBLEIN 1978, S. 82f).

Ein neuer Vorschlag von KUGLER (1988, S. 40f), die Wölbung flächendeckend darzustellen, geht auf den von ihm (1964, 1974) und RICHTER (1962) entwickelten Ansatz zurück. Dazu werden die neun Formelementtypen zu den geoökologischen Wölbungstypen Emissions-, Transmissions-, Immissions- und Stagnationstyp zusammengefaßt (Abk.: E, T, I, S), die vergleichbare „areale Stoffverlagerungen“ aufweisen (Abb. 11). Diese wiederum lassen sich in Verbindung mit den Neigungsklassen zu Neigungs-Wölbungs-Typen kombinieren (der Stagnationstyp kann nur eine Neigung von 0° aufweisen). Eine zeichnerische Wiedergabe ist zum Beispiel durch eine nach geoökologischem Wölbungstyp variierende Struktur und nach Neigungsklassen unterschiedene Farbgebung von Flächenrastern möglich. Insgesamt, so

KUGLER, ermöglicht eine flächendeckende Wölbungsdarstellung zusammen mit der Neigungswiedergabe eine uneingeschränkte Auswertung nach geoökologischen Gesichtspunkten.

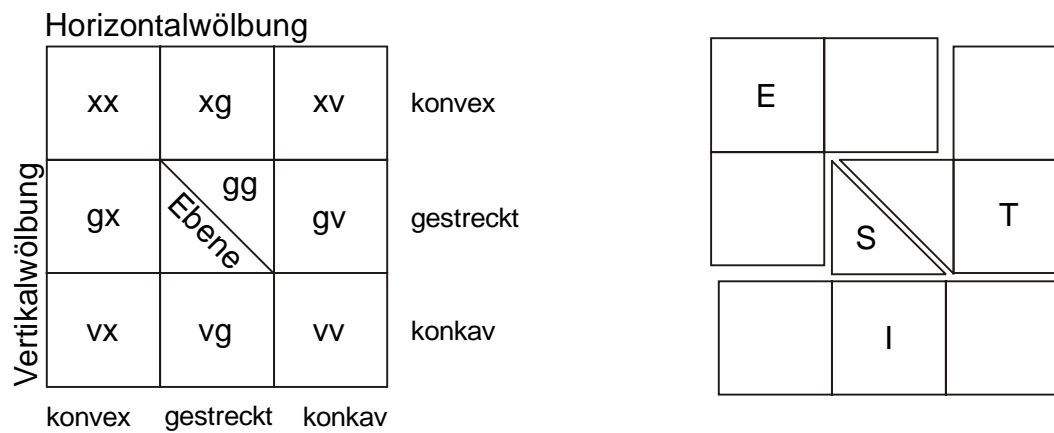


Abb. 11: Gruppierung der Formelementtypen (linke Abb.) zu geoökologischen Wölbungstypen nach KUGLER (1988) (rechte Abb.); Abk. s. Text

In den drei Untersuchungsgebieten wurde die Wölbung nach der Methode von GRIMMEL & SCHIPULL kartiert. Wie bereits oben angedeutet, ergab deren Wölbungskartierung im periglazial überformten Altmoränengebiet Norddeutschlands nach den Vorgaben der GMK 25, daß einerseits eindeutig gerade Formelemente (Ef nach KUGLER) nur innerhalb der Talauen auftreten. Andererseits erwies sich die Aufnahme von kantenartigen Formelementen (Ek nach KUGLER) aufgrund zu geringer Grundrißbreite als schwierig bis unmöglich, bei entsprechender Größe wiederum als überflüssig, da bereits das Isohypsenbild eine anschauliche Wiedergabe des betreffenden Formelements lieferte. Somit reduziert sich die Kartierung auf stark gewölbte Formelemente (Ews nach KUGLER), wobei Ews konkaver Wölbungsrichtung linienhaft in solche konvexer Wölbungsrichtung übergehen. Diese Linien des Wölbungsrichtungswechsels wurden von GRIMMEL & SCHIPULL kartographisch erfaßt (s.o.). Da auch der Steigerwald als Teil des Süddeutschen Stufenlandes während des Pleistozäns periglazial überformt wurde, herrschen hier ebenfalls stark gewölbte Formelemente vor. Somit ist eine Erfassung des Wölbungsgrades weder nach KUGLER noch nach DOMOGALLA, MAIR, SCHMIDT sinnvoll. Vielmehr ist davon auszugehen, daß die Anwendung der Kartiermethode nach GRIMMEL & SCHIPULL ähnlich anschauliche Ergebnisse liefert wie in deren Aufnahmegebiet. Über die Durchführung der Wölbungskartierung und dabei auftretende Probleme informiert Kapitel 4.3.

### 4.1.2 Neigung

Ein weiteres, die Gestalt der Formelemente charakterisierendes Reliefmerkmal ist die Neigung. Sie wird von KUGLER (1974, S. 194) definiert „als in Hangfallrichtung orientierte Winkeldifferenz zwischen Horizontalebene und Hangfläche“. Für die Reliefcharakteristik, den Ablauf rezenter Formungsprozesse und die anthropogene Nutzung ist die Hangneigung von großer Bedeutung. Sie wird im Gelände oder aus dem Höhenlinienbild der topographischen Karte ermittelt und in Hangneigungsklassen eingeordnet, deren Grenzwerte „zum Teil kritische Winkel im Blick auf die Auslösung der Bodenerosion durch die Bodenbearbeitung, Erfahrungswerte über die Grenzwinkel verschiedener Bodennutzung [sind], zum Teil sind sie morphogenetisch definiert.“ (RICHTER 1962, S. 311) Anhand umfangreicher statistischer Untersuchungen und vergleichender Literaturstudien kommt KUGLER für Mitteleuropa zu einer 8-teiligen Skala. Als Darstellungsmöglichkeiten schlägt er eine aufgerasterte Blau- oder Graufolge bzw. für rein morphographische Karten eine Abfolge von gelb nach violett vor (KUGLER 1964, S. 599, 608; DERS. 1965, S. 252).

RICHTER, der die Klassengrenzen ähnlich festlegt wie KUGLER, regt an, den Maximalwinkel einer Neigungsklasse den Buchstabenindizes für die Wölbung einfach anzuhängen (RICHTER 1962, S. 312).

Flachland	Mittelgebirge	Hochgebirge
0 - 0,5°	0 - 0,5°	0 - 2°
> 0,5 - 2°	> 0,5 - 2°	> 2 - 15°
> 2 - 4°	> 2 - 7°	> 15 - 25°
> 4 - 7°	> 7 - 11°	> 25 - 35°
> 7 - 11°	> 11 - 15°	> 35 - 45°
> 11 - 15°	> 15 - 35°	> 45 - 60°
> 15°	> 35°	> 60°

Abb. 12: Neigungsklassen der GMK 25 (LESER & STÄBLEIN 1978)

Differenzierter sehen demgegenüber die Richtlinien für die GMK 25 die Einteilung der Neigungsklassen. Diese unterscheiden zwischen Flachland, Mittel- und Hochgebirge mit entsprechend höherem Differenzierungsgrad in den jeweils dort gehäuft auftretenden Winkelbereichen (Abb. 12). Für die kartographische Wiedergabe sind verschiedene graue Schraffuren vorgesehen, wohingegen GRIMMEL & SCHIPULL in ihrem Alternativentwurf hellgraue Vertikalschraffuren empfehlen (GRIMMEL & SCHIPULL 1983, S. 26; LESER & STÄBLEIN 1978, S. 82).

Näheres zur Kartierung der Hangneigung in den Untersuchungsgebieten nach der Klasseneinteilung für Mittelgebirge gemäß den GMK-Richtlinien bleibt Kapitel 4.2 vorbehalten.

### **4.1.3 Exposition**

Die Exposition ist das dritte, die Gestalt der Reliefformen bestimmende Merkmal. KUGLER (1964, S. 609) definiert sie als „Lagebeziehung eines Formelements oder allgemein eines Stückes der Reliefoberfläche zur Himmelsrichtung“. Durch ihre Variation werden geoökologische Faktoren, geomorphologische Prozesse und damit auch die Landnutzung durch den Menschen wesentlich beeinflusst. Da sie sowohl in den morphographischen Karten KUGLERS als auch in denen der drei UG Ochsenschenkel, Scheinfeld und Neustadt durch die dunkelgrau dargestellten Isohypsen hinreichend genau zum Ausdruck kommt, muß sie nicht gesondert ausgewiesen werden (KUGLER 1964, S. 609f; DERS. 1965, S. 252; LESER & STÄBLEIN 1978). Für den Fall, daß ihre Wiedergabe bei bestimmten landschaftsökologischen Fragestellungen notwendig sein sollte, hält RICHTERS Indizierung die Erweiterungsmöglichkeit für die Exposition bereit (RICHTER 1962, S. 312; GRIMM ET AL. 1964, S. 154).

### **4.1.4 Figur**

Die Figur ist das vierte und letzte Merkmal, das die Gestalt der Reliefformen kennzeichnet. Wie oben bereits gezeigt wurde, lassen sich die Formen in Formelemente und Fazetten zerlegen. Damit ist eine Gliederungsmöglichkeit für das Kontinuum Relief gegeben, doch eine Charakterisierung der Formen als Ganzes ist so nicht mehr möglich. Daher bietet sich die Zuordnung zu Figurtypen an, die nach ihrem Aufriß und Grundriß unterteilt werden. Unter Aufriß (Profil) ist dabei nach KUGLER (1974, S. 239f) die Veränderung der Neigungs-, Vertikalwölbungs- und Größeneigenschaften der Teileinheiten (Formelement, Fazette) der betrachteten Form zu verstehen, unter Grundriß die Veränderung der Expositions-, Horizontalwöl-

bungs- und Größeneigenschaften. Nach dem Aufriß ergeben sich berg-, hang- und talartige Formen als Hauptklassen, die nach Auf- und Grundriß weiter unterteilt werden können, zum Beispiel in Täler mit oder ohne Talboden. Eine gesonderte Darstellung der Figur in einer morphographischen Karte ist laut KUGLER (1965) nicht notwendig, da sie sich aus dem Isohypsenbild in Verbindung mit den Wölbungs- und Neigungssignaturen ergibt (KUGLER 1965, S. 252; DERS. 1974, S. 239f; KUGLER, SCHWAB, BILLWITZ 1988, S. 91).

#### **4.1.5 Größe**

Neben der Gestalt ist die Größe der Formelemente und Formen eine weitere wichtige Eigenschaft des Reliefs, da sie darüber entscheidet, inwieweit es noch sinnvoll ist, Formen in ihre Formelemente aufzulösen bzw. einzeln darzustellen. KUGLER (1964, S. 614) definiert Größe als „die tatsächlich gemessene Länge und Breite sowie [...] die auf der Ebene der „Figur“ senkrecht stehende Höhe“ und schlägt eine Vierteilung der Formen nach ihrer Größe vor (Abb. 13 links).

Die meist monogenetischen und einzeln auftretenden Kleinstformen können sowohl innerhalb von Formelementen als auch an der Grenze zwischen zwei Formelementen liegen. Sie beeinflussen die Wölbung dieser Formelemente nicht oder nur unwesentlich. Da ihre Aufgliederung in Formelemente nicht mehr sinnvoll ist, werden Formen mit einer Breite von <10 m (Maßstab 1:10.000) bzw. <25 m (Maßstab 1:25.000) - das entspricht mit 1 mm der unteren Darstellungsgrenze für Flächensignaturen in Karten - bei KUGLER in Form von typisierenden dunkelgrauen Symbolen wiedergegeben. Kantenartige Formelemente dieser geringen Größe stellt man durch differenzierte Stufensignaturen dar (vgl. Kap. 4.1.1). Ab einer bestimmten Kleinheit und Häufung von Kleinstformen gelangt auch diese Darstellungsform an ihre zeichnerische Grenze. Deshalb werden diese Reliefunstetigkeiten (Rauhigkeit) mit einer maximalen Breite der Einzelform von 1-2 m und einer maximalen Höhe von 0,5-1 m nicht mehr individuell ausgeschieden, sondern - einem Vorschlag RICHTERS folgend - nach ihren Grundformen (wellig, rippig, höckrig etc.) gruppiert und mittels einer dunkelgrauen Flächensignatur dargestellt (GRIMM ET AL. 1964, S. 152f; KUGLER 1964, S. 613ff; DERS. 1965, S. 250; RICHTER 1962, S. 311). In späteren Arbeiten zieht KUGLER (1985) die Grundrißbreite der Reliefformen heran, um sie nach ihrer Größe zu klassifizieren (Abb. 13 rechts). Die Grundrißbreite ist die Breite, die sich durch die Projektion der Figur auf die Horizontale ergibt. Diese Größeneinteilung findet sich auch in den GMK-Richtlinien wieder. Dort werden Kleinformen und Rauhigkeit (Kleinstformen) anhand verschiedener schwarzer Einzel- und

Flächensignaturen graphisch wiedergegeben (KUGLER 1964, S. 614f; DERS. 1985, S. 88; LESER & STÄBLEIN 1978, S. 84f).

Breite	Höhe	Größenklassen	Grundrißbreite
≤ 5 m	≤ 5 m	Kleinstform (Nanoform)	$B \leq 10^0 \text{ m}$
≤ 500 m	≤ 50 m	Kleinform (Mikroform)	$10^0 \text{ m} < B \leq 10^2 \text{ m}$
≤ 10.000 m	-	Mittelform (Mesoform)	$10^2 \text{ m} < B \leq 10^4 \text{ m}$
> 10.000 m	-	Großform (Makroform)	$10^4 \text{ m} < B \leq 10^6 \text{ m}$
-	-	Größtform (Megaform)	$B > 10^6 \text{ m}$

Abb. 13: Größenklassen der Formen nach KUGLER (1964, S. 615; 1985, S. 88)

#### 4.1.6 Lage

Die Lage bzw. Position ist die Reliefeigenschaft, die nach KUGLER (1964, S. 620) „das vertikale und horizontale Lageverhältnis von Formen und Formelementen zur Umgebung“ bezeichnet. Dazu zählt nicht nur die Position am Ober-, Mittel- oder Unterhang, sondern auch die absolute und relative Höhenlage. Die Lage beeinflusst geomorphologische Prozesse, wie etwa die Bodenerosion, in ihrer Richtung und Stärke. Damit wirkt sie auch auf geoökologische Standorteigenschaften und die anthropogene Landnutzung. Eine gesonderte kartographische Darstellung hält KUGLER nicht für notwendig, da sich die Lage dem Koordinatennetz und dem Isohypsenbild der Karte entnehmen läßt; ebensolches gilt für die GMK-Richtlinien (KUGLER 1964, S. 620ff; LESER & STÄBLEIN 1978). In RICHTERS Indizierungssystem besteht die Möglichkeit, die Hangposition durch einen zusätzlichen Buchstaben anzufügen (RICHTER 1962, S. 312).

GRIMMEL & SCHIPULL gehen in ihrem alternativen GMK-Entwurf einen anderen Weg. Während in den geltenden Richtlinien zur Erstellung einer geomorphologischen Karte Morphographie, Morphostruktur sowie Morphodynamik und -genese in einer einzigen Karte dargestellt werden, in welcher die Flächenfarbe der genetisch-dynamischen Reliefcharakterisierung vorbehalten ist, favorisieren GRIMMEL & SCHIPULL eine Aufteilung des Inhalts auf drei Teilkarten. Morphostruktur sowie Morphodynamik und -genese werden jeweils in einer Nebenkarte wiedergegeben, die Hauptkarte beschränkt sich auf die morphographische Höhen-

und Reliefdarstellung, sodaß eine farbige Wiedergabe der Höhenschichten möglich ist (neben den verschiedenen Schraffuren für die Wölbungs- und Neigungsverhältnisse, s.o.). Diese Vorgehensweise erlaube eine angemessene und zugleich anschaulichere Reliefdarstellung, als es durch abstrakte Symbole und Signaturen möglich wäre (GRIMMEL & SCHIPULL 1983, S. 23ff).

Um die Darstellung der auf Einzelblätter aufgeteilten morphographischen Inhalte zu vervollständigen, wurden von den drei UG noch Höhenschichtenkarten angefertigt. In diesen lassen sich nicht nur Angaben zur Lage und Exposition von Formen und Formelementen ablesen, sondern in Verbindung mit den Wölbungs- und Hangneigungskarten auch solche zur Figur und Größe. Die bei der Gestaltung der Höhenschichtenkarten angewandte Farbskala ist die dafür übliche von grün über gelb nach rotbraun. Die Nennung der Gauß-Krüger-Koordinaten sowie von Beschriftungen der Situation ist auf diese Karten beschränkt (WILHELMY 1990, S. 120).

#### **4.1.7 Material**

Als viertes Charakteristikum des Reliefs nennt KUGLER schließlich das Material des oberflächennahen Untergrundes. Es nimmt maßgeblich Einfluß sowohl auf die Gestalt der Formelemente und Formen als auch auf die Art und Stärke der Wirkung geomorphologischer Prozesse. Für eine Ausweisung des Gesteins in der Karte ist eine Schichtmächtigkeit von mehr als 20-30 cm notwendig. Dabei unterscheidet KUGLER zwischen Lockergesteinen, die mit nach Korngröße und Kornform variierenden braunen Punkterastern wiederzugeben sind, und Festgesteinen, die ein je nach Gesteinsart variierendes Linienraster in brauner Farbe erhalten (KUGLER 1964, S. 616ff; DERS. 1965, S. 253). Sollten interessierende Schichten im Hangenden oder Liegenden auftreten, können diese durch Kartogramme ausgedrückt und an die entsprechenden Punkte in die Karte gestellt werden.

In der GMK 25 werden oberflächennahe Fest- und Lockergesteine ab einer Schichtmächtigkeit von 50 cm, in Ausnahmen ab 20 cm, bis zu einer Tiefe von 1 m und einer Mindestbreite von 100 m erfaßt. Die Darstellung erfolgt mittels verschiedener rotbrauner Flächensignaturen und -rastern, wobei die Möglichkeit besteht, wichtige auf- oder unterlagernde Schichten durch schmale waagerechte bzw. senkrechte Streifen des entsprechenden Rasters im Wechsel mit dem Hauptraster zu kennzeichnen (LESER & STÄBLEIN 1978, S. 81, 85ff).

Für die drei Untersuchungsgebiete liegen sowohl geologische Karten im Maßstab 1:25.000 als auch eine Übersichtskarte über die Geologie des Steigerwaldes im Maßstab 1:100.000 vor. Zwar sind die für die Pedogenese und rezenten Formungsprozesse wichtigen Lockermassen, die dem anstehenden Festgesteinen auflagern, in diesen abgedeckten Karten meist nicht eingetragen, doch können die unten geschilderten Untersuchungsergebnisse über die periglazialen Lagen diesen Mangel beseitigen helfen (GLA 1968, 1969, 1974, 1991).

## **4.2 Neigungskartierung**

### **4.2.1 Durchführung**

Die zur Kartierung herangezogene Klasseneinteilung der Hangneigung basiert auf der 7-stufigen Skala der GMK 25 für Mittelgebirge (LESER & STÄBLEIN 1978, S. 82; vgl. Abb. 12). Damit ließen sich im Isohypsenbild der Kartiergrundlage, wozu die auf den Maßstab 1:10.000 vergrößerten Blattausschnitte der TK 25 dienten, bei einer Äquidistanz von in der Regel 10 m die Grenzen der Neigungsareale ziehen (LVA 1991, 1994a, 1994b, 1995). Einem Vorschlag DEMEKS (1976, S. 95ff) folgend wurden dabei entsprechend angefertigte Schablonen verwendet. Stellenweise machten es gebuchtete Isohypsen notwendig, die Grenzlinien von den Höhenlinien etwas wegzudrehen, um Überschneidungen der beiden Linien zu vermeiden. Durch Verbinden des Endpunktes der Grenzlinie mit dem eigentlichen Punkt auf der Höhenlinie konnte das Neigungsareal geschlossen werden. Daneben bedingt der gebuchtete Verlauf der Isohypsen an vielen Stellen aber auch, daß sich gleichwertige Isolinien gegenüberliegen. Die Neigung läßt sich in diesen Fällen durch Messung vom Isohypsenscheitel zur nächsthöheren Isolinie in Tiefenbereichen bzw. zur nächsttieferen Isolinie im Bereich von Höhenrücken ermitteln. Bei letzteren können teils vorhandene Höhenpunkte in die Neigungsmessung miteinbezogen werden. Kleineren Kuppen fehlen jedoch derartige Angaben, sodaß sie nach Messungen im Gelände einheitlich der Klasse über 0,5 bis 2° Neigung zugeschlagen wurden. Eine generelle Aufnahme der Neignungsverhältnisse im Gelände unterblieb, liegen doch nach LESER (1977, S. 78) die aus der Karte gewonnenen Neigungswerte „noch innerhalb der Fehlergrenzen geomorphologischen Arbeitens“. Nach digitaler Aufbereitung des Datenmaterials mit Hilfe eines geographischen Informationssystems (ArcInfo, ArcView) ist es möglich, die verschiedenen Neigungswinkelbereiche durch eine rote Flächenfarbtonfolge wiederzugeben. Die Darstellung erfolgte im Maßstab 1:18.000.



#### 4.2.2 Zwischenergebnis

Die Kartierung der Hangneigung (vgl. Kartenbeilagen im Anhang) zeigt, daß sich in allen drei UG die Reliefbereiche mit einer Neigung bis  $0,5^\circ$  auf die Talböden größerer Bäche und Flüsse beschränken. Dort treten auch die Bereiche mit einer Neigung von über  $0,5$  bis  $2^\circ$  auf. Zweiter Verbreitungsschwerpunkt dieser Klasse sind die Acrodus- und Corbulabankterrassen, Schilfsandsteinplateaus (Scheinfeld, Neustadt) sowie die Verebnungen des Blasen- (alle drei UG) und Coburger Sandsteins (Neustadt, Ochsenchenkel). Im UG Ochsenchenkel kommen noch die in Unterem und Mittleren Burgsandstein angelegten Plateaus, Kuppen und Riedel hinzu. Flächenmäßig am bedeutsamsten ist in allen UG die dritte Neigungsklasse (über  $2$  bis  $7^\circ$ ), die sich dementsprechend weniger stark an geologische Einheiten knüpfen läßt. Die nächsthöhere Klasse der über  $7$  bis  $11^\circ$  geneigten Hänge ist am Stufenanstieg aller UG vertreten, gelangt aber v.a. im Gebiet Ochsenchenkel auf der Abdachungsfläche des Steigerwaldes zu größerer Ausdehnung. Umgekehrt verhält es sich mit den über  $11$  bis  $15^\circ$  steil geneigten Hänge, die v.a. in den UG Scheinfeld und Neustadt am Aufbau der Landstufe beteiligt sind. Die über  $15$  bis  $35^\circ$  steilen Hänge sind ebenso wie die wenigen Hangbereiche mit einer Neigung von über  $35^\circ$  (letztere nur im UG Scheinfeld und Neustadt) an das Ausstreichen wenig widerständiger, toniger Schichten gebunden. Neben den Myophorien- und Estherienschichten (Scheinfeld) sind dies besonders die Lehrbergschichten (alle UG). Im UG Ochsenchenkel, wo fast ausschließlich die Ablagerungen des Sandsteinkeupers zutage treten, sind über  $15^\circ$  steile Hänge darüberhinaus in den Lettenlagen der Heldburgfazies des Unteren Burgsandsteins sowie in den Basisletten des Mittleren Burgsandsteins angelegt. Insgesamt treten hier diese Hangneigungsklassen aber nur untergeordnet auf. Grund für das Zusammentreffen von starker Hangneigung und wenig widerständigem Gestein ist in allen drei UG die Abdeckung dieser Gesteinsschichten mit morphologisch widerständigem, da wasserdurchlässigem Sandstein (vgl. Abb. 31 in Kap. 6.2.1 und Abb. 44 in Kap. 6.3.1).

Durch die geschilderte und in den Karten wiedergegebene Anordnung der verschiedenen Hangneigungsklassen wird im UG Scheinfeld die zweigeteilte Ausprägung der Landstufe, im UG Neustadt deren einfache Entwicklung - eine ansatzweise vorhandene zweite Stufe im Bereich des Nesselbachs wird nur wenig deutlich - ersichtlich. Im UG Ochsenchenkel lassen sich in dem hier wesentlich stärker in einzelne Riedel aufgelösten Relief nur schwach entwickelte Stufen erkennen.

Über die Verbreitung der periglazialen Lagen kann mit der Neigungskartierung allein keine Aussage getroffen werden. Dazu ist es notwendig, die Ergebnisse der Bodenprofilanalysen heranzuziehen (Kap. 6 + 8).

### **4.3 Wölbungskartierung**

#### **4.3.1 Durchführung**

Der Kartierung der Wölbung liegt die Methode von GRIMMEL & SCHIPULL (1983) zugrunde, welche zwischen konkav und konvex gewölbten Reliefbereichen unterscheiden. Dieser Wechsel der Wölbungsrichtung kann im wesentlichen aus dem Höhenlinienbild der im Maßstab 1:10.000 vorliegenden Kartiergrundlage abgeleitet und mittels Wendelinien eingetragen werden. Die Wendelinie verläuft etwa parallel zur jeweiligen Tiefenlinie des fluvialen Reliefs auf halber Höhe zwischen höchster und niedrigster Hangpartie. Eine anschließende Geländebegehung ermöglicht es, auch für Bereiche mit weniger deutlich ausgeprägten Wechseln der Wölbungsrichtung den Verlauf der Wendelinien zu bestimmen. Dabei kann es sich zum einen um langgestreckte Hänge der Landstufe oder von Riedelrücken handeln. Hier ist besonders bei dichtem Bewuchs mit jungem Laubwald oder mit Fichtenkulturen auf eine genaue Geländebeobachtung im Zusammenhang mit der Auswertung der TK zu achten. Zum anderen wird gerade die bewaldete Blasensandsteinhochfläche im UG Scheinfeld von weit gespannten und kaum merklichen Wechseln der Wölbungsrichtung eingenommen (im UG Neustadt wird die aus Blasen- und Coburger Sandstein aufgebaute Fläche nördlich und östlich des Sportflugplatzes ackerbaulich genutzt, wodurch eine Kartierung der Wölbungsverhältnisse erleichtert wird). Diese an sich unscheinbaren Veränderungen sind es letztlich aber, die über die Zugehörigkeit zu einem bestimmten Einzugsgebiet bestimmen. Deshalb erfordert auch hier die Kartierung entsprechende Aufmerksamkeit. Ein anderes Problem ergibt sich durch die stellenweise intensive Zerrung der Hänge, wie sie v.a. im UG Scheinfeld im Bereich der weichen Lehrbergtone auftritt. Zum Teil wurden hierdurch bereits vorhandene konkave Reliefbereiche weiter zerschnitten (vgl. W und S von Thierberg), zum Teil setzte die Zerschneidung im Hangenden derselben an (vgl. NW von Thierberg). Im ersten Fall wurden bei der Festlegung des des Verlaufs der Wendelinie die Runsen mit den dazwischen liegenden kleinen (konvexen!) Rücken als Rauigkeit dem übergeordneten konkaven Reliefbereich zugeordnet, während im zweiten Fall die konkaven Reliefbereiche auf die in konvexe Hangpartien eingeschnittenen Runsen als lokal bedeutsame Wasserabflußlinien ausgedehnt

wurden (vgl. Abb. 14). Die so umgrenzten Reliefbereiche einheitlicher Wölbungsrichtung wurden nach der oben erwähnten Weiterbearbeitung durch einen blauen Flächenfarbton für konkave, d.h. wassersammelnde Wölbungsbereiche, und einen braunen Farbton für konvexe, d.h. wasserverteilende Bereiche dargestellt.

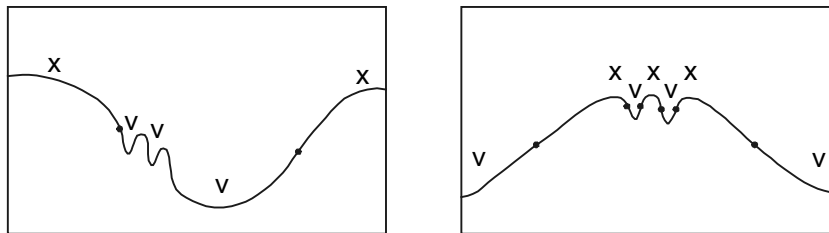


Abb. 14: Kartierung der Wölbung im Bereich von Runsen, die in konkaves (v; linke Abb.) bzw. konvexes (x; rechte Abb.) Relief eingeschnitten sind; Punkt = Querschnitt der Wendelinie

#### 4.3.2 Zwischenergebnis

Während bei großmaßstäbigen Karten durch den zunehmenden Abstand der Isohypsen die Anschaulichkeit des Reliefs verloren geht, liefert die Wölbungsdarstellung „quer zu den und zwischen den Isohypsen [...] ein räumlich-funktional verständliches Grundgerüst.“ (LESER 1980, S. 15). Mit ihrer Hilfe lassen sich selbst schwache Reliefondulationen wiedergeben, die durch das Isohypsenbild nicht oder nur wenig deutlich ausgedrückt werden. Doch ist es gerade das Relief, durch sein dominierendes Merkmal Wölbung charakterisiert, das zum einen durch Prozesse der Hangdynamik den oberflächennahen Untergrund (Substrat) und zum anderen durch das Abflußgeschehen den Wasserhaushalt beeinflusst. Aber auch mikroklimatische Einwirkungen, wie die Bildung von Kaltluftseen oder expositionsbedingte Erwärmungsunterschiede, und die Besiedlung mit Organismen - von der Pflanze über Tiere bis hin zum Menschen - können letztlich auf das Relief und dessen unterschiedliche Wölbung zurückgeführt werden. Damit übt die Wölbung entscheidenden Einfluß auf sämtliche Bodenbildungsfaktoren - außer auf den der Zeit - aus, deren herausragende Substrat und Wasser sind (KUNTZE, ROESCHMANN, SCHWERDTFEGER 1988, S. 306ff; LESER 1980, S. 19ff). Die Wölbungskarte vermittelt also ein deutliches Bild der gegebenen Reliefverhältnisse, mehr als es die Höhenschichtenkarte und in anderer Art und Weise als es die Neigungskarte vermag.

vermittelt also ein deutliches Bild der gegebenen Reliefverhältnisse, mehr als es die Höhengschichtenkarte und in anderer Art und Weise als es die Neigungskarte vermag.

Eine genauere Betrachtung der kartierten Wölbungseinheiten konkav und konvex läßt durch die blau dargestellten konkaven Reliefbereiche die dendritischen Verzweigungen eines fluvialen Abtragungsreliefs erkennen mit kleinen wassersammelnden Ästen in höhergelegenen Reliefbereichen, die sich in Richtung auf die Tiefenlinien zu immer größeren Ästen vereinigen. Im einzelnen setzen sich diese Hohlformen aus echten Tälern, Hangrunsen und Dellen zusammen. Die meist heute noch von einem Bach- oder Flußlauf durchflossenen Täler und die kurzen, steilwandigen und im Querprofil V-förmigen Runsen, die beide fluvialer Entstehung sind, unterscheiden sich deutlich von den langgestreckten und im Querschnitt flachmuldenförmigen Dellen. Die sog. Kulturdellen, die infolge von Kulturmaßnahmen aus Tilken, Runsen oder ähnlichen Hohlformen hervorgegangen sind („Verdellung“ nach KÄUBLER 1949, S. 55), müssen dabei nach SEMMEL (1994a, S. 62) von den durch Solifluktion und Abspülung entstandenen echten periglazialen Dellen differenziert werden, in welchen periglaziale Deckschichten eingelagert sind. Wie oben bereits angedeutet, sind auf der Blasensandsteinhochfläche im UG Scheinfeld die Dellen aber nur wenig eingetieft, was nach SEMMEL (1986, S. 81) dem morphologisch hartem Sandsteinuntergrund zuzuschreiben ist.

Die eingangs erwähnten Angaben zur Verbreitung der periglazialen Lagen können nun in Verbindung mit den Ergebnissen der Wölbungskartierung konkretisiert werden. Die Hauptlage tritt ubiquitär an der Oberfläche der UG auf. Einzig in den konkaven Bereiche der Runsen und Täler (Bereiche holozäner Erosion und Akkumulation) fehlt sie. Eine Verbreitungslücke der Basislage ist hingegen im Bereich konvexer Reliefverhältnisse (stark exponierte Geländepositionen) vorhanden. Aus der Wölbungskarte nicht ableitbar sind die Vorkommen der Mittellage. Insgesamt jedoch ist eine gesicherte Aussage zur Verbreitung der periglazialen Lagen in den drei UG erst nach Auswertung der Geländebefunde möglich (vgl. Kap. 6 + 8).

## 5 Untersuchungsmethoden

Die im Anschluß an die morphographische Kartierung im Gelände und Labor durchgeführten Bodenuntersuchungen sollen hier zunächst hinsichtlich ihrer Methodik kurz erläutert werden.

### 5.1 Feldansprache und Beprobung

Für das Anlegen der Bodenaufschlüsse wurde nach dem Catenaprinzip vorgegangen. Dazu wurden in den UG jeweils größere Dellensysteme ausgewählt, die sich völlig unter Waldbedeckung befinden. Damit sollten Bereiche mit anthropogen verursachten Störungen soweit als möglich ausgeklammert werden. Auch die Akkumulationsbereiche holozäner Kolluvien und Auesedimente in den Tälern wurden weitgehend umgangen. Es dominieren Profile in Hanglage, wenngleich zu Vergleichszwecken auch auf Kuppen und Verebnungen Profile aufgenommen wurden. In den Dellen werden durch die jeweilige Catena fast alle in einem UG vorhandenen geologischen Einheiten angeschnitten. Die dort nicht erfaßten Gesteinsserien werden durch Einzelprofile erschlossen.

Die Feldansprache der insgesamt 57 Profile stützt sich zum überwiegenden Teil auf Schürfgruben. In einzelnen Fällen konnten Geländeanschnitte an Wegen oder in ehemaligen bäuerlichen Lehm- und Sandgruben bzw. in einem Steinbruch genutzt werden. Das anstehende Gestein wurde in der Hälfte der Profile erreicht, zum Teil durch Einsatz des Pürekbauers in der Schürfgarbe.

Zur Ansprache der Profile im Gelände wurde die Bodenkundliche Kartieranleitung (BKA) (AG BODEN 1994), für die Farbansprache die Munsell Soil Color Charts (1994) herangezogen. Die Gliederung der periglazialen Lagen folgt den Angaben der AG BODEN. Als Gliederungskriterien dienen Bodenart, Skelettgehalt, Farb- und Dichteunterschiede sowie periglazialmorphologische Kennzeichen wie Hakenschlagen, Verwürgungen oder die Lagerung des Bodenskeletts (vgl. VÖLKE & RAAB 1998). Damit war bereits im Gelände eine deutliche Differenzierung zwischen Haupt- und Basislage möglich. Sofern die Basislage verschiedene Gesteinsschichten am Hang überwandert und eingearbeitet hat, konnte sie auch klar vom anstehenden Gestein geschieden werden. Schwieriger wurde es bei fehlenden Gesteinswechseln, worauf bei den entsprechenden Profilen hingewiesen wird. Auf die Probleme bei der Abgrenzung einer Mittellage wird in Kapitel 8 näher eingegangen.

Nach der Beschreibung der Aufnahmesituation und der Bodenhorizonte wurde pro Horizont eine horizontale Schlitzprobe entnommen, wobei auf die Beprobung organischer Auflage- sowie geringmächtiger Oberbodenhorizonte verzichtet wurde. An ausgewählten Profilen wurden zudem für bodenphysikalische Untersuchungen je Horizont drei Stechzylinderproben im Abstand von mindestens 15 cm herauspräpariert. Die gekennzeichneten gestörten Proben (TK-, Profil-, Horizont-Nr.) wurden anschließend im Trockenschrank bei 40°C luftgetrocknet. Sehr tonreiche Proben mußten dabei mehrmals mit destilliertem Wasser besprüht werden, um zum einen Skelettkomponenten aus der Feinbodenmatrix herauslösen zu können, und um zum anderen eine lockerere Aggregation des Feinbodens selbst zu erreichen. Im Anschluß daran wurden die Proben vorsichtig zerdrückt, über ein 2mm-Sieb gegeben und dabei von gröberen organischen Resten befreit. Skelett- und Feinboden wurden sodann gewogen und getrennt voneinander aufbewahrt. Eine kleine Teilmenge des Feinbodens wurde zudem für diverse Untersuchungen in einer Mörsermühle staubfein gemahlen.

## **5.2 Laboranalysen**

Zur weiteren Kennzeichnung der im Gelände ausgeschiedenen periglazialen Lagen wurden im Labor verschiedene bodenchemische und bodenphysikalische Untersuchungen durchgeführt. Sämtliche Proben der 57 Profile wurden dabei hinsichtlich der laboranalytischen Standarddaten (Korngrößenverteilung, Karbonatgehalt, pH-Wert, Gesamtkohlenstoff- und Gesamtstickstoffgehalt) bearbeitet. An 18 ausgewählten Profilen wurde darüberhinaus die Bodendichte und die potentielle Kationenaustauschkapazität untersucht, an 15 davon auch der Bestand an Tonmineralen.

Außer der Messung der C- und N-Werte sowie der Ionenkonzentrationen in den Austauschlösungen wurden alle Analysen von der Autorin selbst durchgeführt.

### **5.2.1 Korngrößenverteilung**

Die Bestimmung der Korngrößenverteilung erfolgte mittels einer Kombination von Naßsiebung und Pipettmethode nach KÖHN (1928). Die Grenzen der einzelnen Kornfraktionen entsprechen dabei der in der deutschen Bodenkunde gebräuchlichen logarithmischen Einteilung (AG BODEN 1994, S. 132). Zur Zerstörung organischer Anteile wurden alle Proben mit 30 %igem H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> vorbehandelt (vgl. DIN 19683-2). Als Dispergierungsmittel diente Ammoniak

(Konzentration des  $\text{NH}_3$  in der Suspension: 0,07 mol/l; vgl. PFEFFER 1952: 0,05 mol/l). Desweiteren wurden die Proben nach etwa 15-stündiger Einwirkzeit noch für 2 Stunden in den Überkopfschüttler gegeben.

Die Entnahme der Schluff- und Tonfraktionen der so dispergierten Proben aus den Schlammzylindern erfolgte mit Hilfe des KÖHNSchen Pipettapparats. Daran anschließend wurde zur Gewinnung der Sandfraktionen der Zylinderinhalt über einen Siebsatz gegeben und mit Hilfe einer Vibrationssiebmaschine 15 min lang gesiebt. Nach Trocknung und Wägung konnten die einzelnen Fraktionsanteile rechnerisch ermittelt werden, wobei durch die Verwendung des Ammoniaks auf die sonst bei mit Natriumpyrophosphat behandelten Proben notwendige Gewichtskorrektur der Ton- und Schlufffraktion verzichtet werden konnte (DIN 19683-2; KÖSTER 1960, S. 55; SCHLICHTING, BLUME, STAHR 1995, S. 114).

### **5.2.2 Karbonatgehalt**

Der Gehalt an Karbonaten wurde gasvolumetrisch nach SCHEIBLER bestimmt und anhand der BKA beurteilt (AG BODEN 1994, S. 110). Da nur wenige Proben aus Unterbodenhorizonten bereits bei Vortests im Gelände mit verdünnter HCl eine positive Reaktion zeigten, mag diese klassische Methode der Karbonatbestimmung trotz ihrer eingeschränkten Aussagekraft genügen (SCHLICHTING, BLUME, STAHR 1995, S. 144ff).

### **5.2.3 pH-Wert**

Für die potentiometrische Ermittlung der Wasserstoffionenkonzentration wurden die Proben mit einer 0,01 M  $\text{CaCl}_2$ -Lösung versetzt. Die Messung erfolgte mit einer kombinierten Glas-Kalomel-Elektrode und einem pH-Meter, Typ 766 Calimatic der Firma Knick. Aus den nach jeweils 30 und 90 min gewonnenen Werten wurde das arithmetische Mittel gebildet (SCHLICHTING, BLUME, STAHR 1995, S. 131f; ROWELL 1997, S. 273ff).

#### **5.2.4 Gesamtkohlenstoffgehalt und Humusgehalt**

Der Gesamtkohlenstoffgehalt wurde an einem C-Analysator der Firma Leco, Typ SC-444 bestimmt. Dazu wurden die gemahlene Proben zunächst 24 Stunden bei 65°C getrocknet, ehe der  $C_t$ -Wert mittels IR-Spektrometrie festgestellt wurde.

Der Gehalt an organischer Substanz wurde erst durch den Glühverlust zu ermitteln versucht (SCHLICHTING, BLUME, STAHR 1995, S. 159). Da aber viele der Proben tonreich und humusarm sind, ausreichend genaue Werte bei dieser Methode aber nach SCHACHTSCHABEL ET AL. (1989, S. 70) aber nur bei Böden mit über 80 % Sand zu erwarten sind - was nur auf 1/10 der untersuchten Proben zutrifft -, wurde der Humusgehalt aus dem  $C_t$ -Gehalt rechnerisch ermittelt. Dazu wurde zunächst der Gehalt an organischem Kohlenstoff ( $C_{org}$ ) durch Subtraktion des bei der Karbonatbestimmung ermittelten anorganischen Kohlenstoffgehalts ( $C_{anorg}$ ) vom  $C_t$ -Wert näherungsweise ermittelt. Durch Multiplikation des  $C_{org}$ -Wertes mit dem Faktor 1,72 läßt sich letztlich der Gehalt an organischer Substanz für die humosen Oberbodenhorizonte überschlägig errechnen (SCHLICHTING, BLUME, STAHR 1995, S.157ff).

#### **5.2.5 Gesamtstickstoffgehalt**

Die Vorbehandlung der Bodenproben zur Bestimmung des Gesamtgehalts an Stickstoff entspricht der unter 5.2.4 genannten. Die Analyse erfolgte mittels Wärmeleitfähigkeitsmessung an einem CN-Analysator der Firma Leco, Typ CHN-1000. Dabei wird, im Gegensatz zu naß-chemischen Verfahren wie dem nach KJELDAHL (vgl. SCHLICHTING, BLUME, STAHR 1995, S. 165), auch der stabil in heterozyklischen Aromaten gebundene Stickstoff erfaßt.

#### **5.2.6 Bodendichte**

An den ungestörten Stechzylinderproben ausgewählter Bodenprofile ließ sich nach Trocknung und Wägung die Rohdichte  $\rho_t$  bestimmen, aus der sich gemäß der BKA die effektive Lagerungsdichte  $L_d$  berechnen läßt. Die Beurteilung der Dichtewerte erfolgte ebenfalls mit Hilfe der BKA (AG BODEN 1994, S. 125ff). Zusammen mit der Bodenart und unter Berücksichtigung von Skelett- und Humusgehalt läßt sich daraus zudem Luft-, Feld- und nutzbare Feldkapazität und damit das Gesamtporenvolumen eines Horizonts ermitteln (AG BODEN 1994, S. 295ff; MÜLLER 1997, S. 85ff).



Bei allen anderen Horizonten wurde die effektive Lagerungsdichte über den Eindringwiderstand eines in die Profilwand getriebenen Messers geschätzt und den Klassen der BKA zugeordnet. Zum besseren Verständnis wurden dabei die Begriffe „locker“, „mäßig locker“, „mäßig dicht“, „dicht“ sowie „sehr dicht“ statt Ld1 bis Ld5 verwendet (AG BODEN 1994, S. 125ff; SCHLICHTING, BLUME, STAHR 1995, S. 36f).

### **5.2.7 Potentielle Kationenaustauschkapazität**

Zur Ermittlung der potentiellen Kationenaustauschkapazität ( $KAK_{pot}$ ) wurde das Perkolationsverfahren bei pH 8,1 nach MEHLICH (1942), modifiziert nach DIN 19684-8, an ausgewählten Profilen angewandt. Die austauschbaren Kationen werden hierbei aus dem Sorptionskomplex des Bodens mit einer  $BaCl_2$ -Lösung verdrängt, welche mit Triethanolamin gepuffert ist. Die Bestimmung der ausgetauschten Kationen im Filtrat erfolgte am Atomabsorptionsspektrometer der Firma Perkin Elmer, Typ 3300. Für Natrium, Calcium, Magnesium, Kalium, Eisen und Mangan wurde dazu ein Acetylen-Luft-Gemisch, für Aluminium Lachgas ( $N_2O$ ) verwendet. Die Menge der ausgetauschten  $H^+$ -Ionen ließ sich durch Titration mit Salzsäure unter Verwendung eines Mischindicators ermitteln. Die Austauschkapazität wird als Summe der hier bestimmten Ionen ausgedrückt (vgl. DIN 19684-8; MEHLICH 1938, 1942, 1948, 1953; MEIWES ET AL. 1984, S. 17f; PAGE 1982, S. 159ff).

### **5.2.8 Röntgendiffraktionsanalyse**

Zur genaueren tonmineralogischen Kennzeichnung der periglazialen Lagen und ihrer ökologischen Beurteilung wurden an Texturpräparaten der Tonfraktion ausgewählter Bodenprofile Röntgendiffraktionsanalysen (RDA) durchgeführt.

Vortests an texturarmen Pulverpräparaten des Feinbodens ( $<2$  mm) ergaben eine starke Quarzdominanz. Durch die Beschränkung auf die Tonfraktion ( $<2$   $\mu$ m) kann jedoch der Quarzanteil reduziert und so die Aufnahmequalität der Tonminerale verbessert werden. Auch ist die Verwendung von Texturpräparaten bei der röntgenographischen Untersuchung von Bodentonen notwendig, da nur mit diesen ein Maximum an Röntgeninterferenzen erreicht wird. Da sich hinsichtlich der Präparation der Tonfraktion noch kein Verfahren als Standard etabliert hat, soll das hier angewandte kurz dargestellt werden, das sich auf Angaben bei RAST (1993), TRIBUTH & LAGALY (1991) sowie WARSHAW & ROY (1961) bezieht.

Die Tonfraktion wurde mit Hilfe von ATTERBERG-Zylindern aus dem Feinboden gewonnen. Dazu wurde die Bodenprobe in destilliertem Wasser zusammen mit Ammoniak als Dispergierungshilfe (Konzentration des  $\text{NH}_3$  in der Suspension: 0,07 mol/l) über Nacht eingeweicht und anschließend für 10 min ins Ultraschallbad gestellt (zur Unbedenklichkeit kurzzeitiger Ultraschallwirkung auf das Kristallgitter vgl. SALY 1967). Nach dem Absinken größerer Kornklassen konnte die Tonfraktion abgetrennt werden. Da zur Erhöhung der Einwaagemenge bei sehr tonarmen Proben 5 l-Zylinder verwendet wurden, folgte eine mehrwöchige Sedimentationsphase (in der Regel 2-3 Wochen); anschließendes Absaugen des klaren Überstandes reduzierte die Flüssigkeitsmenge wieder. Die verbliebene Tonsuspension wurde sodann bei 35°C im Trockenschrank getrocknet. Ein Teil davon wurde im Achatmörser vorsichtig zerrieben, wovon wiederum 0,1 g abgewogen und wie oben dispergiert wurde (Volumen der Suspension: 4 ml). Anschließend wurde diese Suspension in einen, mit einem Glasträger verbundenen Kunststoffzylinder überführt, wo die Tonpartikel sedimentieren und bei Raumtemperatur langsam trocknen konnten. Wichtig ist hierbei, daß sich der Tonbelag weder von der Unterlage löst, noch sich darin Schrumpfungsrisse bilden. Nach Entfernen des Zylinders und Nachtrocknung im Exsikkator stand das Texturpräparat für die RDA zur Verfügung (vgl. RAST 1993, S. 178f; TRIBUTH & LAGALY 1991, S. 42ff; WARSHAW & ROY 1961, S. 1476f).

Die einheitliche Einwaage von 0,1 g ermöglicht es, Präparate mit gleicher Schichtdicke (15 mg/cm<sup>2</sup>) herzustellen. Damit sind die Röntgeninterferenzen, deren Intensitäten u.a. von der Schichtdicke des untersuchten Präparats abhängen, besser zu vergleichen. Andererseits kann es durch die unterschiedliche Sinkgeschwindigkeit der verschiedenen Tonminerale während der Sedimentation zu einer Über- bzw. Unterrepräsentation einzelner Tonminerale an der Präparatoberfläche kommen (zu Unterschieden in Gestalt und bevorzugter Korngröße der Tonminerale vgl. JASMUND & LAGALY 1993, S. 11ff, 313). Dieser Nachteil wird aber durch die bessere Orientierung und folglich größeren Intensitäten der 001-Reflexe ausgeglichen, was v.a. bei den schlecht kristallisierten Tonmineralen versauerter Bodenhorizonte bedeutsam ist. Bei einer quantitativen Auswertung - auf die hier wegen der Ungenauigkeiten der damit zu erzielenden Ergebnisse verzichtet wurde - sind insgesamt jedoch nicht die Peakhöhen entscheidend, sondern die weniger von Fehlordnungen im Kristallgitter und Teilchengröße beeinflussten Peakflächen (BRINDLEY & BROWN 1980, S. 308ff; JASMUND & LAGALY 1993, S. 24ff; TRIBUTH & LAGALY 1991, S. 42ff).

Die Untersuchung wurde mit einem Röntgendiffraktometer der Firma Philips, Typ PW 1830 durchgeführt. Als Strahlungsquelle diente eine Kupferröhre, wobei ein Monochromator dafür

sorgte, daß nur die CuK $\alpha$ -Strahlung für die Röntgenbeugung verblieb (KLEBER 1990, S. 331ff). Der zu Beginn verwendete Anfangswinkel von 5° 2 $\theta$  ließ sich bei späteren Aufnahmen auf 3° 2 $\theta$  reduzieren; der Endwinkel lag bei 60° 2 $\theta$ . Die Aufnahme erfolgte im step-scan-Verfahren, Gerätesteuerung und Darstellung der Meßergebnisse geschahen rechnergestützt (ADM-Software). In den Diffraktogrammen sind die Winkelbereiche von 5 bis 30° 2 $\theta$  angegeben; auf eine Dämpfung der Kurve wurde ebenso verzichtet wie auf eine Untergrundkorrektur.

Zur Differenzierung der verschiedenen Tonminerale wurden die laut THOREZ (1976, S. 2) klassischen drei Behandlungsschritte durchgeführt, nach denen es möglich ist, die Zusammensetzung der Tonminerale im wesentlichen zu bestimmen. Zunächst wurde das unbehandelte Tonpräparat geröntgt (Normalpräparat). Anschließend erfolgte das 24-stündige Bedampfen derselben Probe mit Ethylenglykol in einem verschließbaren Behälter bei 50°C im Trockenschrank, die daraufhin sofort ein weiteres Mal geröntgt wurde (Quellungspräparat). Zum Schluß wurde das Tonpräparat für 2 Stunden auf 550°C erhitzt und nach Abkühlung im Exsikkator ein letztes Mal röntgendiffraktometrisch aufgenommen (Erhitzungspräparat).

Bei der Auswertung gilt es zu beachten, daß die Reflexe verschiedener Tonminerale koinzidieren (z.B. sekundärer Chlorit und Kaolinit bei 7,1 Å). Darüberhinaus kommt es in unregelmäßig gebauten Wechsellagerungsmineralen, die in Böden häufiger auftreten, statt zu einer Fusion der benachbarten Reflexe der daran beteiligten Tonminerale zur Bildung einer breiten flachen Kuppe (HINTERMAIER-ERHARD & ZECH 1997, S. 309; JASMUND & LAGALY 1993, S. 19ff; THOREZ 1976, S. 48ff). Durch den Vergleich der RDA-Aufnahmen mit den in der Literatur gemachten Angaben konnten schließlich die verschiedenen Tonminerale qualitativ bestimmt werden (BRINDLEY & BROWN 1980; HEIM 1990; JASMUND & LAGALY 1993; MOORE & REYNOLDS 1997; THOREZ 1976; TRIBUTH & LAGALY 1991; WARSHAW & ROY 1961).

## **6 Darstellung der Profilbefunde**

Im folgenden Kapitel werden die Ergebnisse der sedimentologisch-pedologischen Differenzierung der periglazialen Lagen erläutert. Die Lage der Profilpunkte ist dabei sowohl in der jeweiligen Höhenschichten- als auch der Wölbungskarte vermerkt. Für die Catenen wurden zudem 2,5-fach überhöhte Hangprofile angefertigt. Die Profilsäulen der Aufschlüsse mit den Beschreibungen sowie die entsprechenden Analysedaten finden sich im Anhang.

### **6.1 UG Ochsenschenkel**

Das auf der östlichen Steigerwaldabdachung im Ausstrichbereich des Sandsteinkeupers liegende UG Ochsenschenkel ist zu etwa 40 % bewaldet. Größere zusammenhängende Waldareale befinden sich östlich der Straße Oberwinterbach-Ochsenschenkel, im SW, W und NW von Ochsenschenkel sowie östlich der Weiherkette von Gleißenberg. Die Profilaufgrabungen fanden innerhalb dieser Gebiete statt. Da in den Fichten-Kiefern-Wäldern bis in die 50er Jahre des 20. Jahrhunderts hinein eine intensive Nutzung der Waldstreu erfolgte, bei deren Entnahme nicht nur die Krautschicht abgehackt und die Streu zusammengereicht wurde, sondern damit einhergehend jeweils ein kleiner Teil des Oberbodens mitabgetragen wurde, ist an vielen Stellen eine Verkürzung der obersten periglazialen Lage zu beobachten. Als Folge davon ging nicht nur die Humusbildung zurück und Stickstoffmangel trat auf, sondern durch den Nährstoffentzug wurde auch der Bodenversauerung Vorschub geleistet. Durch die Aufgabe dieser Wirtschaftsweise konnten sich inzwischen jedoch die ehemals streugenutzten Wälder erholen, wie Humusakkumulation und Gipfelzuwächse an älteren Beständen zeigen (freundl. Mitt. versch. Waldbesitzer; vgl. auch KREUTZER 1972, S. 268; SEIBERT 1968; SPERBER 1982, S. 146; WELSS 1985; ZEIDLER 1957).

#### **6.1.1 Catena Winterranken (O1-O11)**

Die Catena Winterranken (Profile O1-O11) liegt südlich von Ochsenschenkel in einer WSW-ENE verlaufenden Delle (Abb. 15). Die Bestockung setzt sich in der Baumschicht aus Fichte, Kiefer, teils auch Stieleiche zusammen, auf frischeren Standorten kommen Aspe und Hängebirke hinzu. In der Strauchschicht findet man dort auch den Faulbaum, während bei trockene-

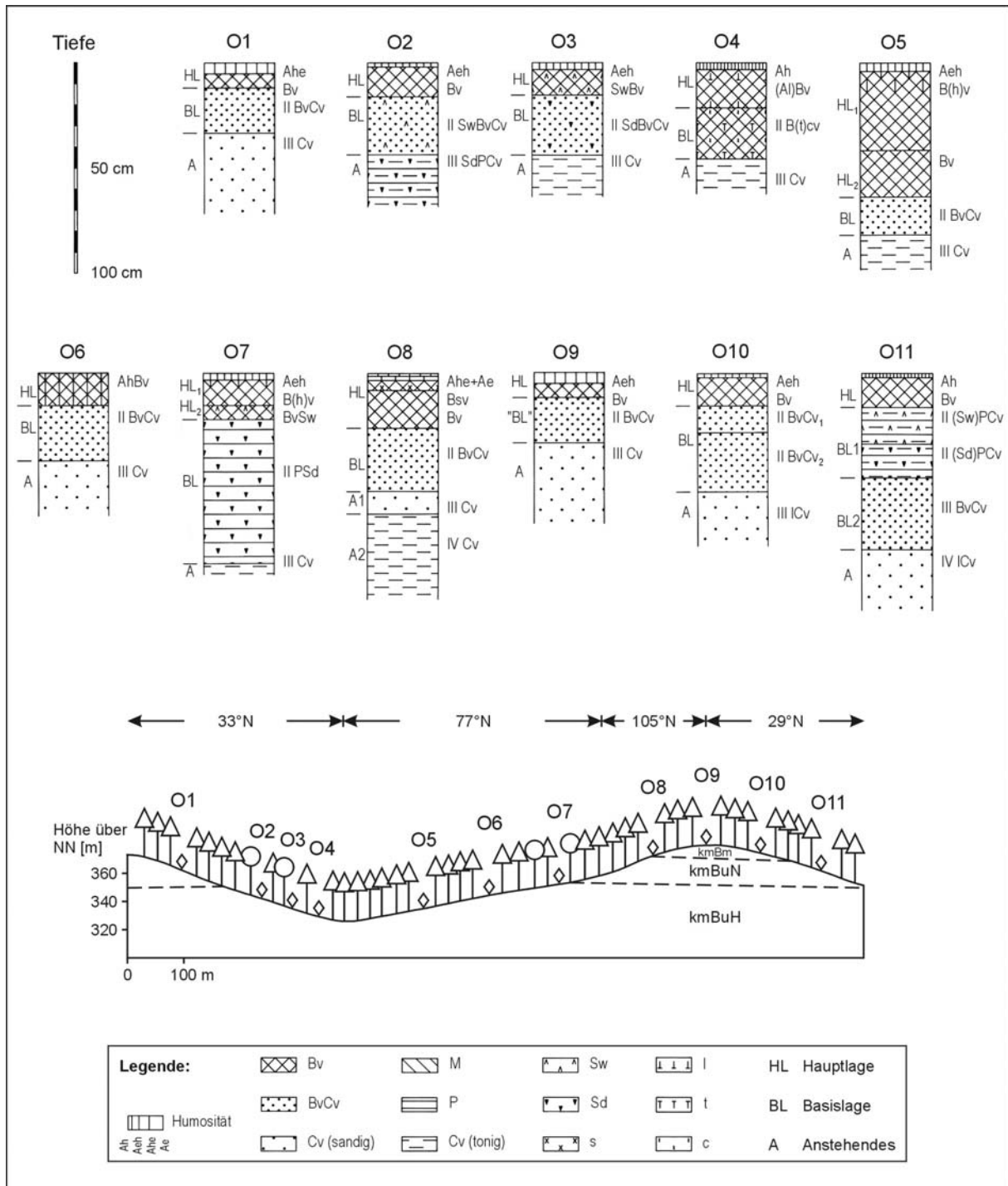


Abb. 15: Catena Winterranken - Untersuchungsgebiet Ochsenchenkel (Hangprofil 2,5-fach überhöht)

ren Verhältnissen Besenginster und Wacholder auftreten. Die Krautschicht wird von Heidekraut und Heidelbeere dominiert. Feuchtere Stellen werden zudem von verschiedenen Seggen und Pfeifengras besiedelt.

Die durchschnittlichen Neigungswinkel der Dellenhänge liegen zwischen 7 und 11°, im Oberhangbereich stellenweise auch bis 15°. Im Dellenlängsprofil werden Werte zwischen 2 und 7° erreicht. Die Kuppen sind sehr flach (0,5 bis 2°).

Die Profile O1-O4 befinden sich am S-Hang der Delle und folgen ihrerseits einem nur wenig (max. 1 m) eingetieften NNE-SSW verlaufenden Seitendellenästchen.

Profil O1 liegt am Oberhang dieses S-Hanges (362 m; Inklination 10,5°), wo die Sandsteinfolge des kmBuN das anstehende Gestein bildet. In diesem fällt eine Bänderung in den Farben 7.5 YR 4/4 und 10 YR 6/3 auf, welche auch von HAARLÄNDER (1969, S. 57, 89) an anderen Stellen beobachtet wurde. Laut BEUTLER, HAUSCHKE, NITSCH (1999, S. 161) entstand diese Bänderung im Sandstein bereits während der Ablagerung des kmBuN durch den Wechsel von Sedimentation und Bodenbildung innerhalb eines mäandrierenden Rinnensystems. Die rötlichbraunen Flecken in der hangenden 21 cm mächtigen Basislage zeugen noch davon, daß dieses kmBuN-Material mit hangabwärts gewanderten hellen kmBm-Sanden nur unvollständig vermischt wurde. Faziell sind sich die Sande des in situ anstehenden kmBuN und des hangauf anstehenden kmBm sehr ähnlich, sodaß auch die Bodenart der Basislage kaum von der des liegenden Gesteinszersatzes abweicht. Da beide Sandsteinfolgen nur z.T. schwach gebankt sind, finden sich in den daraus aufgebauten periglazialen Schuttdecken entsprechend wenig Skelettkomponenten. In der Basislage sind diese stark von Mangan imprägniert, wodurch sie an der Profilwand deutlicher in Erscheinung treten. Wenn nun in der darüberliegenden 12 cm mächtigen Hauptlage erneut als Bodenart ein schwach lehmiger Sand ermittelt wurde, so wird doch an dem im Vergleich zur Basislage deutlich höheren Fein- und Mittelsandgehalt ihre äolische Beeinflussung ersichtlich. Daß sich diese nicht in jedem Fall an einer Erhöhung des Grobschluffanteils manifestiert, konnte von verschiedenen Autoren gezeigt werden. So stimmen etwa SCHÖNHALS (1972, S. 35), WEISE (1983, S. 148) und SEMMEL (1996, S. 6) darin überein, daß sich in Gebieten mit Sandsteinuntergrund eine äolische Komponente auch am Anstieg des Fein- und Mittelsandgehalts erkennen läßt. Entsprechend zeigen DÖRRERS Untersuchungen an Dünen im Nordsteigerwald (Ebrachtal) ein deutliches Maximum von Mittelsand (rund 80 %), gefolgt von Feinsand (rund 8 %). Dagegen ließen sich Flugsande auf den Sandsteinverebnungen am Stufenrand (Schwanberg) weder über die Sortierung noch über die Schwermineralverteilung sicher von in situ verwittertem Material differenzieren. Allenfalls der Wechsel von den eher braunen Farben der äolisch beeinflussten Profilabschnitte zu den eher grauen Tönungen des anstehenden Sandsteinmaterials konnte von DÖRRER als Flugsandkriterium ins Feld geführt werden (1970, S. 136ff). Auch SEMMEL

(1966, S. 32ff) stellte fest, daß der äolische Anteil bei Böden aus Sandsteinen des Buntsandsteins die Braunfärbung des Solums beeinflusst. Die Hauptlage des vorliegenden mittel podsoligen Braunerdeprofils zeichnet sich nun ebenfalls durch eine im Vergleich zur Basislage intensivere gelblichbraune Färbung und zudem lockerere Lagerung aus. Daß der Eluvialhorizont etwas sandiger ausfällt als der verbrauchte Horizont, ist der Wirkung podsolierender Prozesse zuzuschreiben, welche einen intensiven Tonzerfall bewirken und durch den hohen Sandgehalt von 80-90 % begünstigt werden (REHFUESS 1981, S. 68ff).

Etwas hangabwärts befindet sich Profil O2 (340,5 m; Inklination 10°), in welchem ab 43 cm Tiefe die grünlichgrauen Letten des kmBuH anstehen. Diese sind von feinsandig-toniger Fazies und enthalten nur sehr wenige kleine Lettenbröckelchen. Durch ihre sehr dichte Lagerung wirken sie als Staukörper auf die hangende 27 cm mächtige Basislage. Wie die Korngrößenzusammensetzung dieser pseudovergleyten Schuttdecke zeigt, findet sich darin aus dem Oberhangbereich zugeführtes sandiges Material, welches mit lettigem Substrat des kmBuH vermennt wurde. Dabei erscheint der verhältnismäßig hohe Anteil an Grobsand bemerkenswert. Auch manganimpregnierte Sandsteinbröckel sind in sehr geringer Zahl eingearbeitet. Ähnlich arm an Skelett, noch dazu ohne die dunkle Färbung der einzelnen Komponenten, präsentiert sich die darüberliegende 16 cm mächtige Hauptlage. Trotz der liegenden Letten nimmt darin der Tongehalt stark ab zugunsten teils äolisch zugeführter Fein- und Mittelsande. Wie schon im hangenden Profil O1 weist auch die Hauptlage von O2 eine stärkere Braunfärbung und eine - durch die intensive Wirkung kryoturbater Prozesse zu Zeiten ihrer Entstehung bedingte - lockere Lagerung auf. Die schwache Pseudovergleyung hat aufgrund der tiefen Lage des Staukörpers im Anstehenden nur die Basislage erfaßt; die Hauptlage dagegen erfuhr eine intensive Verbraunung.

Noch weiter hangab im konkaven Seitendellenästchen liegt Profil O3 (333 m; Inklination 7°). Die Heldburgletten sind an dieser Stelle deutlich sandiger ausgebildet; auch wenige gröbere Bröckelchen finden sich in ihnen. Sie zeigen aber weiterhin ihre typische rötlichbraun-grünlichgraue Fleckung. Wie sich anhand der Körnung der 29 cm mächtigen Basislage feststellen läßt, wurde in dieser Schuttdecke hangab verlagertes toniges Material mit aufgearbeitetem sandigerem Lettenmaterial aus dem Liegenden vermischt. Grobbodenanteile blieben dabei nicht erhalten. Ganz anders dagegen die Hauptlage. Hier fällt der geringe Gehalt an Sandsteinchen auf, die in eine im Vergleich zur Basislage deutlich sandigere und tonärmere

Feinbodenmatrix eingebettet sind. Die dichte Lagerung der Basislage hat, verbunden mit deren im Profil maximalen Tongehalt, zu einer Hydromorphierung auch der Hauptlage geführt.

Betrachtet man nun das am Unterhang aufgeschlossene Profil O4 (328,5 m; Inklination 7°), so zeigt die Bodenvegetation mit *Luzula pilosa* und *Carex flacca* (Schreb.) einen frischen Standort geringen Säuregrades an (ELLENBERG ET AL. 1992). Die anstehende Heldburgfazies des kmBu ist ähnlich wie in Profil O3 ausgeprägt, wenngleich etwas feinkörniger. Über diesen sehr dicht gelagerten Letten liegt nun eine etwas lockerere Basislage von 24 cm Mächtigkeit. In dieser spiegelt sich der zunehmende Anteil eingearbeiteten Lettenmaterials und der abnehmende Einfluß der am Oberhang anstehenden Sandsteine auf die Bodenart wider. Dementsprechend wurden auch keinerlei Sandsteinbröckelchen gefunden. Stattdessen sind darin wenige, ca. 2 cm lange Karbonatkonkretionen enthalten, die hier am Unterhang über der wenig durchlässigen Lettenlage aus kalkhaltigem Hangzugwasser ausgefällt wurden. Karbonat kommt sowohl in den Letten als auch in den Sandsteinen des kmBu in Form von Knollen oder als Bindemittel häufig vor (vgl. GARLEFF & KRISL 1997, S. 172; HAARLÄNDER 1969, S.49ff; SCHACHTSCHABEL ET AL. 1989, S. 381, 389f).

Die Dünnschliffe der Konkretionen zeigen, daß es durch die Ausfällung des Karbonats (vgl. die Re-/ Kristallisationssäume um die einzelnen Minerale, Abb. 16) vereinzelt zur Sprengung von Mineralen kam. Andererseits sind am Rand der Konkretion sowie in der Nähe von Hohlräumen Dekarbonatisierungserscheinungen feststellbar, sodaß von einer allmählichen Auflösung dieser Form durch Entkalkung ausgegangen werden muß. Dafür spricht auch, daß der Kalkgehalt der Basislage im Vergleich zum Anstehenden und zur hangenden Hauptlage nur geringfügig höher ist, alle Profilabschnitte aber ohnedies nur schwach karbonathaltig sind. Würde auch weiterhin eine Karbonatisierung stattfinden, müßte der Kalkgehalt des Feinbodens insgesamt deutlich höher sein. An wenigen Stellen konnten schwach mikrolaminierte, schlecht orientierte Toncutane erkannt werden - Anzeichen einer sehr schwachen Lessivierung im Anschluß an die Konkretionsbildung. Zudem kam es an karbonatfreien Stellen innerhalb der Konkretion zu einer Neubildung von Ton, wobei nicht zu klären ist, ob dies vor oder nach der Karbonatausfällung geschah. Als jüngste Bildung entstanden auf den Toncutanen Überzüge aus Eisen und Mangan als Folge einer, aufgrund der kräftig braunen Farbe im Profil nicht wahrnehmbaren schwachen Hydromorphierung (Abb. 17).



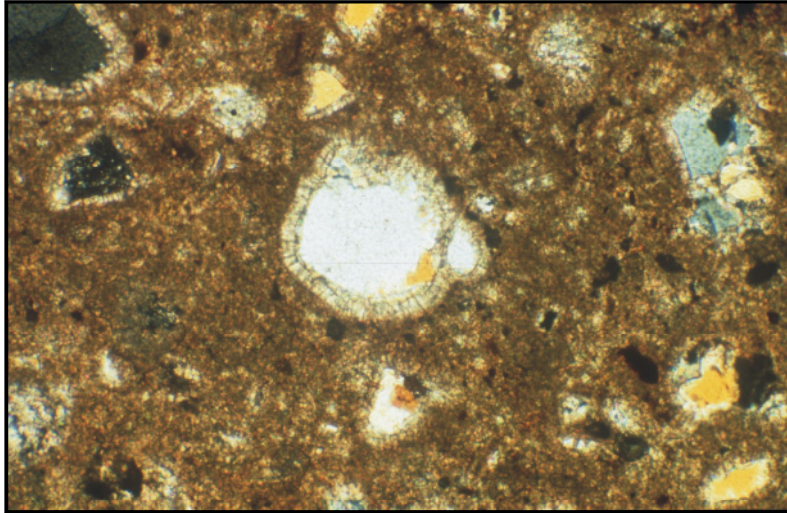


Abb. 16: Dünnschliff einer Karbonatkonkretion aus Profil O4, II B(t)cv. Deutlich sind die karbonatischen Rekrystallisationssäume um einzelne Minerale zu erkennen ebenso wie dendritische Fe-Mn-Ausfällungen. Polarisationsaufnahme. Größe des Ausschnitts: 1,04 x 1,60 mm.

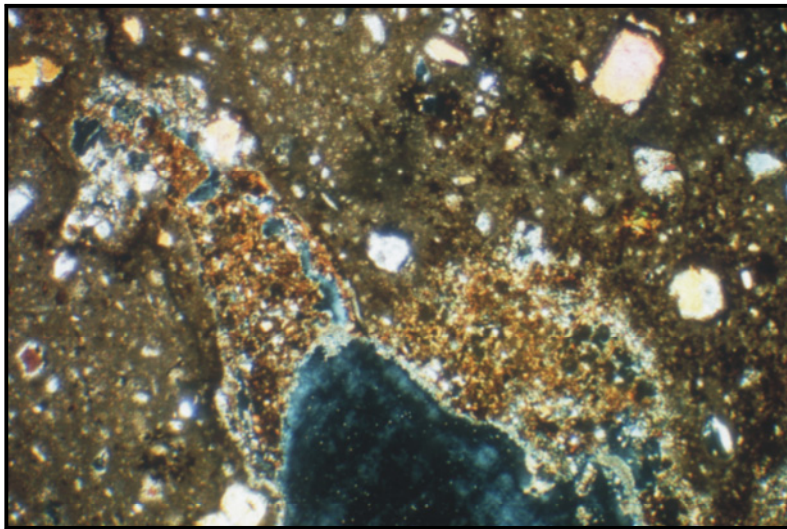


Abb. 17: Dünnschliff einer Karbonatkonkretion aus Profil O4, II B(t)cv. Die Aufnahme vom Rand eines Hohlraumes zeigt eingespülten Ton (hellbraun) sowie dendritische Fe-Mn-Ausfällungen (braun-schwärzliche Flecken). Der Glasträgerhintergrund erscheint schwarz. Polarisationsaufnahme. Größe des Ausschnitts: 2,6 x 4,0 mm.

Durch die schwache Tonverlagerung in den unteren Profilabschnitt etwas an Ton verarmt, zeigt die 21 cm mächtige Hauptlage durch äolisch eingetragenes Material wieder deutlich erhöhte Anteile an Fein- und Mittelsand. Statt weniger Karbonatkonkretionen weist sie relativ viele Sandsteinbröckelchen auf; ihre gelblichbraune Farbe und mäßig lockere Lagerung kontrastiert in bekannter Weise zur liegenden Basislage. Auch in diesem Profil einer schwach lessivierten Kalkbraunerde korrespondieren die Horizontgrenzen mit den Grenzen periglazialer Lagen. Dabei ist aber zu beachten, daß die zwischen den Lagen festgestellte Tongehaltsdifferenz nur zu einem kleinen Teil auf pedogenetische Tonverlagerung, zum überwiegenden Teil aber auf Substratunterschiede zurückzuführen ist. Andernfalls würden die Toncutanen auf den Konkretionen stärker ausgeprägt sein.

Eine Zusammenschau der bei der Betrachtung periglazialer Lagen in diesem Gebiet interessanten Korngrößen Ton, Fein- und Mittelsand zeigt von Profil O1 zu O4 die folgende Entwicklung (Abb. 18). Das anstehende Gestein wechselt hangabwärts vom mittelkörnigen Sandstein des kmBuN (O1) zu den sehr tonigen Heldburgletten (O2), in welchen feinsandreichere Lagen eingeschaltet sind (O3, O4). Der Fazieswechsel im Anstehenden spiegelt sich auch in der darüberliegenden Basislage wider, da diese während ihrer Genese die liegenden Gesteine gelisolifluidal überwandert und eingearbeitet hat. Mit zunehmender Entfernung vom ursprünglich Material liefernden Gestein nimmt dessen Einfluß auf die Korngrößenzusammensetzung zugunsten weiter hangab ausstreichender Gesteine ab. Die Fazies der Basislage ändert sich entsprechend dem neu aufgenommenen Material. So unterscheidet sich etwa die Basislage am Oberhang (O1) in der Bodenart kaum vom Anstehenden, da sowohl im Liegenden als auch weiter hangauf mittelkörnige Sandsteine ausstreichen. Demgegenüber zeigt sich in der Bodenart der Basislage von O2 nicht nur die Einarbeitung von tonigem Material aus dem Liegenden, sondern auch von mittelkörnigem Sand hangauf anstehender Schichten. Deren Einfluß nimmt in der Basislage von O3 und O4 allmählich ab. Dagegen verringert sich der Tonanteil hangabwärts nur wenig, da zum einen auch das hangab Anstehende entsprechend feinkörnig ist und zum anderen gerade kleine Kornfraktionen eine gute Fließfähigkeit und demgemäß größere Wanderweiten aufweisen (SEMMELE 1996, S. 2). Der Zusammenhang zwischen Korngrößenverteilung des Liegenden und der Basislage wird auch am hohen Feinsandgehalt von O3 offenbar: ohne die Kenntnis der Keuperstratigraphie könnte man versucht sein, die hohen Werte dieser Kornfraktion einer windbürtigen Komponente zuzuschreiben, was aber nicht zutrifft.

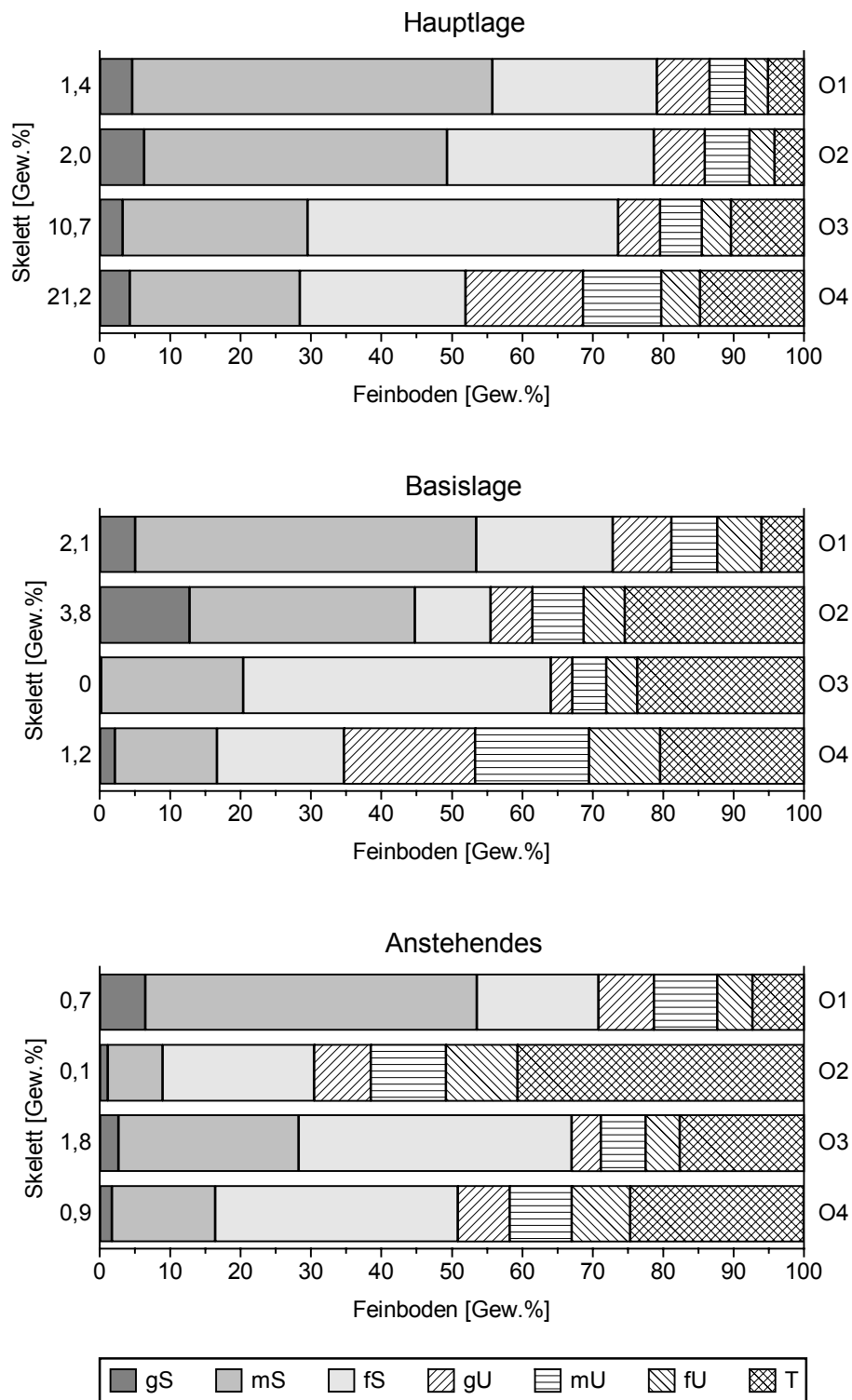


Abb. 18: Korngrößenverteilung in den Profilen O1 bis O4

Die Fazies der Hauptlage zeigt nun ebenfalls eine Abhängigkeit von der Körnigkeit des überwanderten und eingearbeiteten Materials, d.h. mit der hangabwärts festgestellten Faziesänderung in der Basislage geht nun eine, allerdings abgeschwächte Faziesänderung in der Hauptlage einher. Dies beweist hier die Abnahme des Mittelsandgehalts bei gleichzeitiger Tonzunahme. Im Unterschied zur Basislage enthält die Hauptlage aber zusätzlich äolisch eingetragenes Material, welches in das bereits vorhandene kryoturbar eingemengt wurde - die Fein- und Mittelsandanteile entstammen also nur zum Teil dem liegenden Substrat. Auf die Differenzierungsschwierigkeiten zwischen autochthonem und allochthonem Sand wurde oben bereits hingewiesen. Der Skelettanteil hängt von der Härte des anstehenden Gesteins ab und ist in den vier vorgestellten Profilen meist <3 Gewichts-%. Nur in der Hauptlage von O3 und O4 sind höhere Gehalte feststellbar. Wie unten (vgl. Profil O6) noch zu zeigen sein wird, durchzieht etwas oberhalb von 341 m ein hartes Sandsteinbänkchen die Heldburgletten. Aus diesem rühren allem Anschein nach die Sandsteinbröckel her. Möglicherweise entstammt der verhältnismäßig hohe Grobsandanteil der Basislage von O2 ebenfalls dieser Quelle. Die vorwiegende Konzentration der Skelettkomponenten in den Hauptlagen hangabwärtiger Profile kann durch folgende Überlegung erklärt werden. Ausgehend von der Sandsteinbank wurde während der Basislagengenese Schutt in dieselbe eingemengt und hangabwärts bewegt. Unterhalb der Bank wurde der Basislage kein neuer Schutt zugeführt, sodaß der bereits enthaltene durch Auffrierprozesse nahe an die Oberfläche gelangte; er „durchwanderte“ hangabwärts praktisch die Basislage. Ausnahme ist das der Sandsteinbank nahegelegene Profil O2, in das ständig neue, inzwischen aber zerfallene Skelettkomponenten nachgeliefert wurden. Bei der Entstehung der Hauptlage gelangten nun die oberen Bereiche der Basislage in die Auftauzone, wo sie mit äolischem Material kryoturbar vermischt wurden. Damit beinhalten die oberen Profilmereiche größere Mengen an Grobboden, während in den unteren nur wenig Skelett vorgefunden wird.

Der in östlicher Richtung ansteigenden Hauptdelle folgen die Profile O5 bis O8; Profil O9 dagegen befindet sich im konvexen Kuppenbereich.

Das Profil O5 liegt am Unterhang des NW-exponierten Dellenhanges genau dort, wo ein kleines, NW-SE verlaufendes Seitendellenästchen in die Hauptdelle einmündet (332,5 m; Inklination 10,5°); die entsprechend feuchten Standortbedingungen kündigt bereits *Sphagnum palustre* L. an (ELLENBERG ET AL. 1992). Das Anstehende wird weiterhin von dichtgelagerten, gefleckten Heldburgletten gebildet, die an dieser Stelle einen Feinsandgehalt von fast 50 % aufweisen. Zusätzlich sind sie stark glimmerführend. Auch in der hangenden Basislage sind

Glimmerschüppchen in großer Zahl enthalten, wenngleich der auf über 45 % ansteigende Mittelsandgehalt von der Einmischung sandigen Materials aus dem Oberhangbereich zeugt. Von dort stammen auch die eingearbeiteten hellen Sand-Steine. Die Grenze zwischen der 18 cm mächtigen untersten periglazialen Schuttdecke und den anstehenden Letten verläuft wellig und geht auf die gelisolifluidale Entstehung der Basislage zurück. Der obere 63 cm mächtige Abschnitt des Bodenprofils weist nun bei fortgesetzter Tonabnahme erhöhte Grobschluff- und Feinsandwerte gegenüber der Basislage auf, was ihn als Hauptlage kennzeichnet. In dieser läßt sich nun aber eine Zweiteilung feststellen. Der obere 41 cm mächtige Abschnitt ist hellolivbraun und locker gelagert. Wenige kleine Rostflecken sowie manganverkrustete Sandsteinbröckel zeugen von einer sehr schwach ausgeprägten Pseudovergleyung. Der Skelettgehalt von rund 17 % wird jedoch v.a. durch die Anreicherung von Sand-Steinen an der Horizontbasis verursacht. Darunter folgt ein schwächer verbraunter und wesentlich dichter gelagerter Abschnitt, Auslöser für die im Hangenden beobachtete schwache Hydromorphierung. Nach unten wird dieser Horizont nun ebenfalls von einer Steinsohle begrenzt, enthält aber mit fast 40 % auch im übrigen Solum mehr Sandsteinbröckel. Unterschiede in der Zusammensetzung des Feinbodens beschränken sich im wesentlichen auf einen um 8 % geringeren Feinsandgehalt (die Differenz des Grobschluffgehalts innerhalb der Hauptlage ist unbedeutend). Somit kann bei etwa gleichbleibender Zusammensetzung des Feinbodens eine auf Unterschieden in Farbe, Dichte und Skelettgehalt beruhende Zweiteilung der Hauptlage beobachtet werden. Da auch andere Profile eine solche aufweisen, soll dieses Phänomen in Kap. 8 diskutiert werden.

Die röntgendiffraktometrische Aufnahme von O5 deckt die ähnliche tonmineralogische Zusammensetzung der periglazialen Lagen in diesem Profil auf (Abb. 19 + 20). In beiden kommen sekundäre Chlorite vor, die allerdings schlecht kristallisiert sind, sodaß nach dem Erhitzen nur noch schwach entwickelte Peaks verbleiben. Innerhalb der sehr sauren Hauptlage kann zudem eine minimale Aufweitung durch Ethylenglykol bewirkt werden, was die Lösung des Chlorits und seinen Umbau in Smectit ankündigt. Auch der Illit ist v.a. im oberen Abschnitt dieser Schuttdecke stärker randlich aufgeweitet und wechsellagert mit Vermikulit, welcher allerdings beim Erhitzen kollabiert, wodurch der (001)-Illitpeak an Symmetrie und Intensität gewinnt. Mit zunehmender Profiltiefe verbessern sich aber diese Eigenschaften. Auffällig ist in beiden Lagen der verhältnismäßig hohe Anteil an Kaolinit (7,17 und 3,57 Å). Wie NIEDERBUDE & SCHWERTMANN (1980) u.a. an Buntsandstein- und Keupergesteinen zeigen konnten, scheinen Kaolinite holozäner Böden ausschließlich den Ausgangssedimenten zu entstammen. Da beide Lagen sehr sandig sind, kommt dafür der eingearbeitete Sandstein

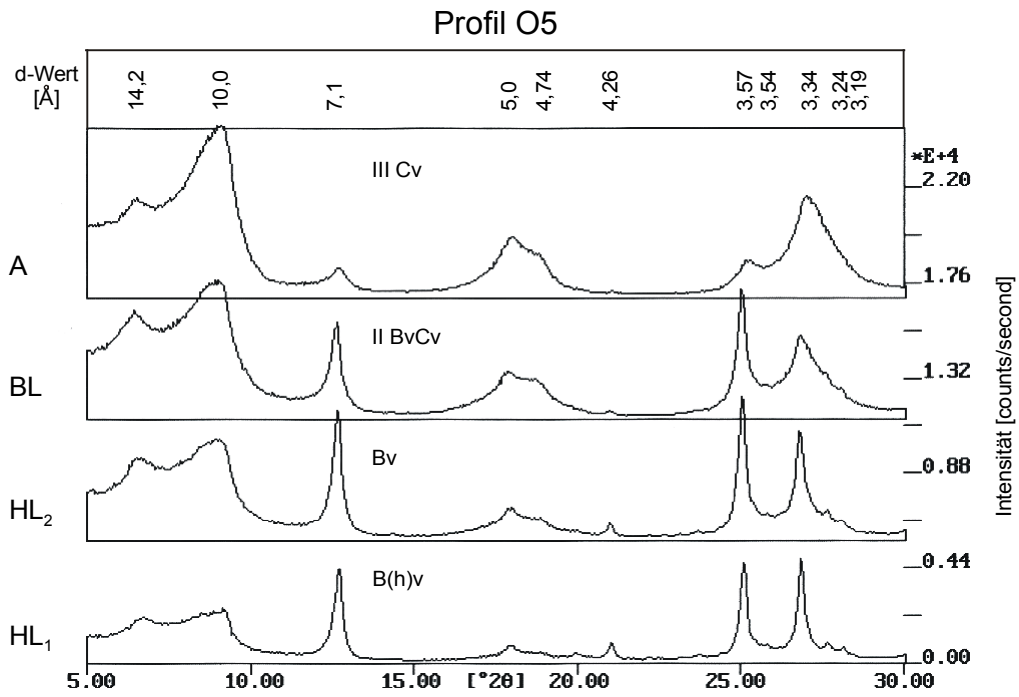


Abb. 19: RDA der Tonfraktion von Profil O5 - Normalpräparat

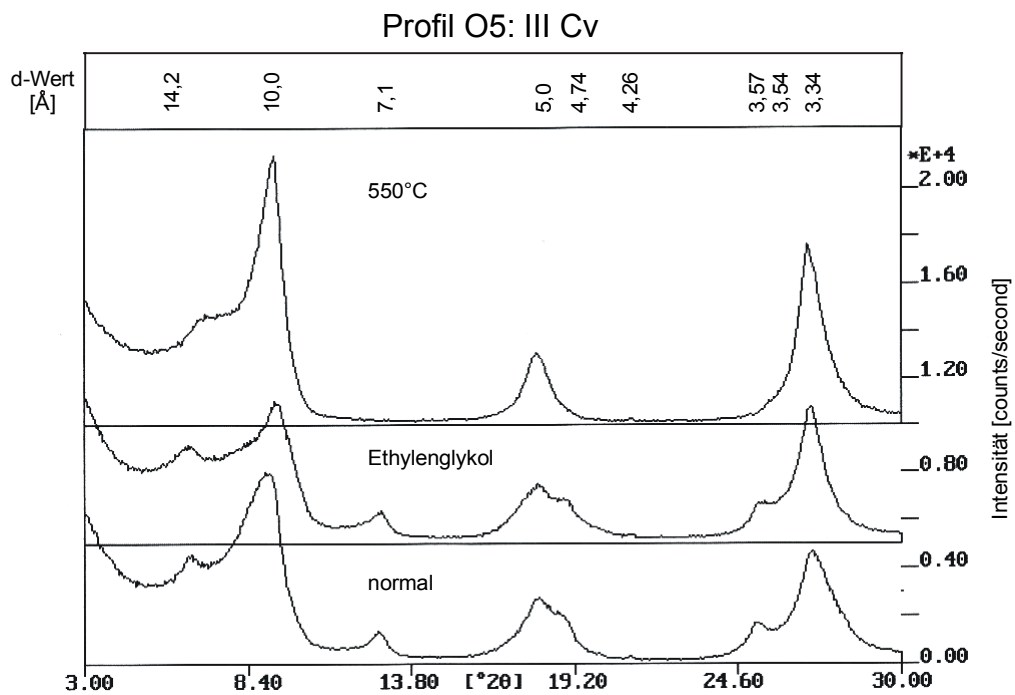


Abb. 20: RDA der Tonfraktion von Profil O5 - Horizont III Cv (kmBuH)

in Betracht, in dessen Porenraum sich während der Diagenese das Tonmineral bilden konnte (vgl. ENGELHARDT 1961; VELDE 1992). In den anstehenden feinsandigen Heldburgletten schwächt sich denn auch der Kaolinitpeak deutlich ab, die Reflexe der Nichttonminerale (Quarz, Feldspäte) fehlen ganz. Damit prägen Illit und sekundärer Chlorit das Tonmineralspektrum (BLUM 1976, S. 116ff; FRANK & GEBHARDT 1989, S. 1166ff; HEIM 1990, S. 120ff; JASMUND & LAGALY 1993, S. 33ff; MOORE & REYNOLDS 1997, S. 234ff; NIEDERBUDDE & SCHWERTMANN 1980, S. 108f; REYNOLDS 1988, S. 601ff; SAWHNEY 1977, S. 405ff; THOREZ 1976, S. 11ff, 30ff, 52; WARSHAW & ROY 1961, S. 1484ff)

Hangaufwärts schließt auf dem W-exponierten Mittelhang Profil O6 an (342 m; Inklination 6°). Der Standort wird von *Picea abies* bestockt; eine Krautschicht fehlt. Im Untergrund stehen hier nicht die Letten der Heldburgfazies an, sondern eine relativ harte, wenig verwitterte hellgraue Sandsteinbank von mittlerer Körnung. Das Auftreten von Sandsteinbänkchen innerhalb der Heldburgletten stellt keinen Einzelfall dar, wie die vielen Geländebeobachtungen von HAARLÄNDER (1969, S. 50ff) zeigen. Meist handelt es sich um dolomitisch gebundene Sandsteine, die trotz ihrer vergleichsweise geringen Mächtigkeit von 60-70 cm bedeutende Schutt-lieferanten innerhalb der abtragungsfälligen Lettenlagen sind. Die darüberliegende sandig entwickelte Basislage bezog zwar daraus ihre Skelettkomponenten, doch offenbaren die hohen Feinsandwerte auch die Einarbeitung der hangauf anstehenden Letten. Die Hauptlage setzt sich trotz gleichbleibender Bodenart durch eine deutliche Zunahme an Ton und etwas höhere Schluffgehalte von der liegenden Schuttdecke ab. Ihre etwas kräftigere Braunfärbung rührt dabei nicht nur von den fahnenartigen Humuseinspülungen, sondern auch von den äolischen Bestandteilen her (vgl. SEMMEL 1975, S. 326). Sandsteinbröckel sind nur in geringer Zahl enthalten.

Dem W-exponierten Dellenlängsprofil weiter hangauf folgend, gelangt man im schwach geneigten Tiefenbereich der Delle zu Profil O7 (349 m; Inklination: 4,5°). Die anstehenden Heldburgletten führen in dieser Lage zu wasserstauenden Verhältnissen, was sich zum einen an der Bodenvegetation mit *Sphagnum palustre* L. und *Molinia caerulea* zeigt und was zum andern eine intensive Pseudovergleyung des Bodens zur Folge hat (ELLENBERG ET AL. 1992). So wirkt die sehr tonige und dicht gelagerte Basislage als Staukörper auf hangende Schichtglieder. Sie selbst ist stark von Rostflecken gezeichnet. Ihr Schuttdeckencharakter wird durch das Vorhandensein von Sandsteinbröckeln deutlich, die aus hangauf anstehenden Gesteinsserien des Keupers (kmBuN bzw. kmBm) stammen und bei ihrer gelisolifluidalen Wanderbewegung in das hangab ausstreichende Lettenmaterial eingemengt wurden. Einen ähnlich hohen Gehalt an Sandsteinskelett weist auch die hangende zweigliedrige Hauptlage auf. In ihrem dichter gelagerten und heller gefärbten unteren Abschnitt enthält sie sehr viele kleine Mangankonkretionen, während der obere Teil der Schuttdecke von der Pseudovergleyung unbeeinflusst blieb. Beide Abschnitte der 22 cm mächtigen Hauptlage sind reich an Fein- und Mittelsand, was als Zeichen äolischer Beeinflussung zu werten ist. Vergleicht man die periglazialen Lagen von Profil O6 und O7 miteinander, so bestätigt sich die Beobachtung der AG BODEN (1994, S. 365), wonach Hauptlagen über sandigen Basislagen schluff- und tonreicher sind, über schluffig-tonigen Basislagen hingegen geringere Anteile dieser Korngrößen enthalten.

Bereits im Ausstrichbereich des kmBm am Dellenoberhang liegt Profil O8 (368 m; Inklination: 8,5°). Die weniger wirksame Abpufferung der aus der Rohhumusaufgabe freigesetzten Protonen durch das sandige Substrat der Hauptlage hat hier zur Bildung eines geringmächtigen stark podsoligen Profilabschnitts beigetragen, dem sich ein verbraunter Horizont anschließt. Beide sind reich an Fein- und Mittelsand und enthalten nur sehr wenige manganverkrustete Sandsteinbröckel. Dagegen fällt die liegende 30 cm mächtige Basislage deutlich grobkörniger aus: bei konstantem Mittelsandgehalt nimmt die Grobsandfraktion auf Kosten des Feinsandes zu. Auch sind verstärkt Skelettkomponenten aus dem in situ und hangauf anstehenden Mittleren Burgsandstein eingearbeitet. Auffälligstes Merkmal aber ist die Farbgebung: im cm-Bereich treten teils hellbraune (10 YR 7/3), teils dunkelbraune (10 YR 3/3) Flecken auf, die zur unteren Horizontgrenze hin undeutlicher werden und in einem dunkelgelblichbraunen Farbton verschwimmen (10 YR 4/4). Unterhalb dieses gefleckten Profilabschnitts folgt eine 11 cm mächtige feste Sandsteinbank. Sie ist von grober Körnung, heller Farbe und der erste Ansatz der hangaufwärts mächtiger anstehenden kmBm-Sandsteine.



Trotzdem konnten die darunter befindlichen olivgrauen Sandletten erschlossen werden, deren relativ hoher Skelettgehalt auf die teils noch vorhandene diagenetische Verfestigung zurückgeht. Sie bilden die Basislettenlage der hangenden Sandsteinfohle des kmBm (vgl. HAARLÄNDER 1969, S. 56ff). Während die Sandfazies die Körnung des Feinbodens im gesamten Profil beeinflusst, wurde durch die Sandsteinbank die Einarbeitung der anstehenden Lettenlage verhindert. So bleibt der Tongehalt im gesamten Profil sehr niedrig, nimmt aber unterhalb der Sandsteine sprunghaft zu (Abb. 21).

Dafür spricht auch, daß die von MÜCKENHAUSEN (1993, S. 448) als Pantherung bezeichnete Fleckung der Basislage im Grenzbereich zur Sandsteinbank sehr undeutlich wird, was als Folge der Schuttdeckenbewegung zu sehen ist. Das würde bedeuten, daß die Pantherfleckung bereits vor der Basislagengenese gebildet wurde. Die Entstehung einer Pantherung in manganhaltigen Keupersandsteinen, wie z.B. dem kmBm, wird von DIEZ (1966, S. 32ff; DERS. 1971, S. 73) so erklärt, daß das im Zuge der Verwitterung aus karbonatischer Bindung freigesetzte Mangan durch die Wirkung organischer Komplexbildner peptisiert wird und so in tiefere Bodenzonen verlagert werden kann, wo es bei höherem pH koagulierte. Dabei bewirken geringfügige Körnungsunterschiede im Sand das unterschiedliche Durchlaufen des Sickerwassers; folglich werden also einzelne Bereiche umflossen, an deren Rändern wiederum das Manganoxid ausflocken kann.

Wie die RDA der Fraktion  $<2 \mu\text{m}$  von Profil O8 ergab, setzt sich das Tonmineralspektrum aus Illit, sekundärem Chlorit sowie Kaolinit zusammen (Abb. 22). Der Illit ist in der Hauptlage verwitterungsbedingt stärker aufgeweitet und enthält vermikulitische Zwischenschichten, die beim Erhitzen kollabieren. Dies verringert sich jedoch in Richtung auf die anstehenden Sandletten, verbunden mit einem deutlichen Anstieg der Intensität. Beim sekundären Chlorit werden durch den Versauerungseinfluß in der Hauptlage allmählich Al-Ionen aus dem Zwischenschichttraum gelöst, wobei erste smectitische Schichten durch die geringe Aufweitung des  $14 \text{ \AA}$ -Peak im Quellungspräparat angekündigt werden. In der Basislage, v.a. aber in der kmBm-Basislettenlage kommen hingegen besser kristallisierte sekundäre Chlorite vor. Dort taucht das Eisenoxihydroxid Lepidokrokit neu im Diffraktionsmuster auf, während sich die Deutlichkeit der Kaolinitpeaks verliert.

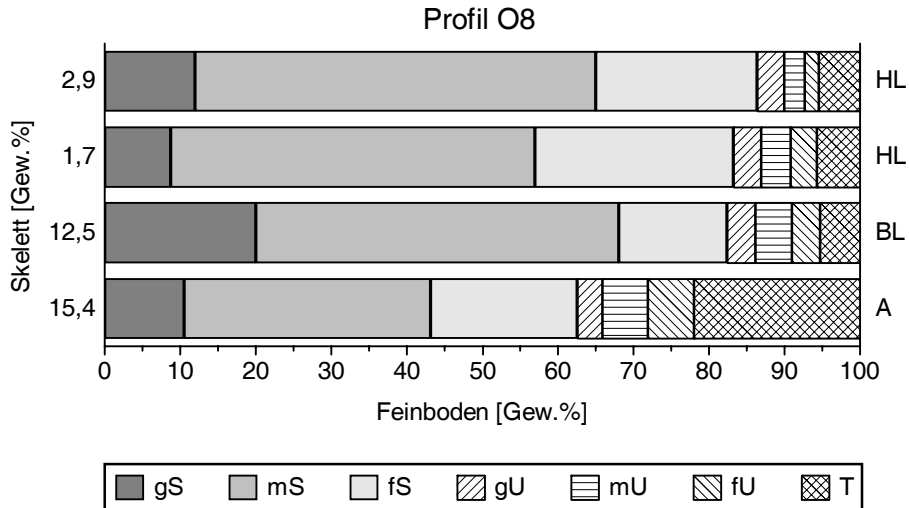


Abb. 21: Korngrößenverteilung in Profil O8

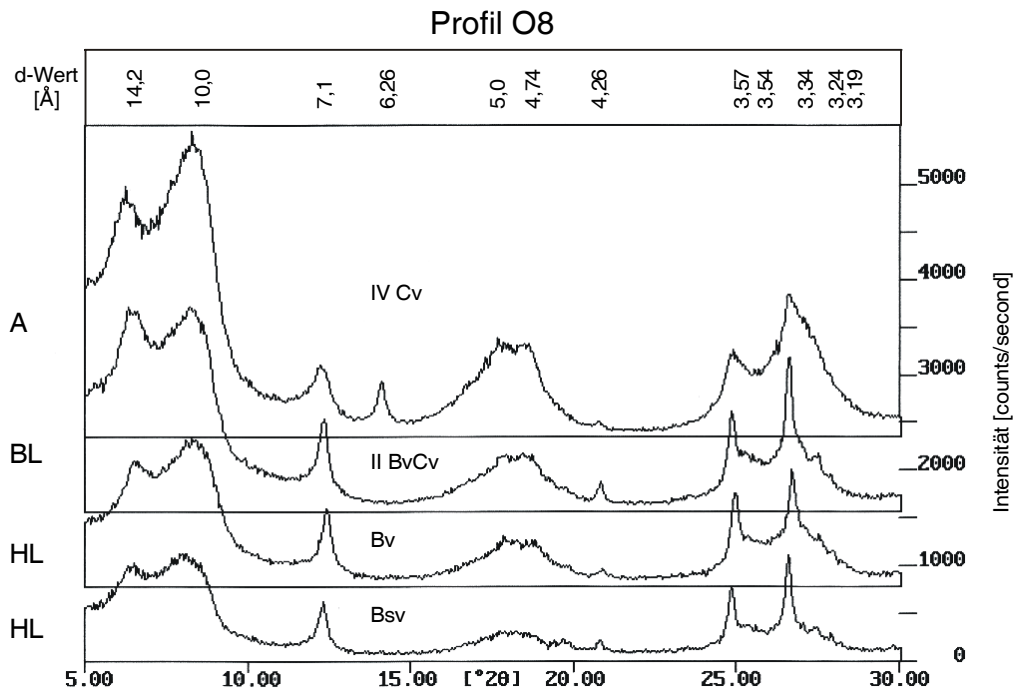


Abb. 22: RDA der Tonfraktion von Profil O8 - Normalpräparat

Auf der kmBm-Kuppe und mit 373,5 m Höhe zugleich dem höchsten Punkt der Catena liegt Profil O9 (Inklination: 1°). In dem schwach podsoligen Braunerdeprofil wird der obere 10 cm mächtige Abschnitt von einer fein- und mittelsandreichen Hauptlage eingenommen (Abb. 23). Die wenigen darin enthaltenen Sandsteinbröckel sind stark von Mangan verkrustet. Darunter schließt ein 33 cm mächtiger BvCv-Horizont an, der dem gleichnamigen Horizont von Profil O8 ähnelt. So nimmt zum einen bei insgesamt gleichbleibender Bodenart der Feinsandgehalt

um rund 7 % ab, zum anderen erhöht sich der Anteil an Sandsteinbröckeln um rund 15 %. Zur unteren Horizontgrenze hin fallen wenige, bis 20 cm große Sandsteine auf. Auch dieser Horizont zeigt eine schwach ausgeprägte Pantherung mit hellgrauen und dunkelbraunen Flecken. Darunter folgt der dicht gelagerte mittelkörnige Burgsandsteinersatz, der ebenfalls eine Pantherung aufweist, allerdings in leuchtenderen Farben. Die Bodenart wird dabei etwas lehmiger; nur einzelne rötlichbraune Sandsteinbröckel sind noch enthalten. Was die Ausgliederung periglazialer Lagen angeht, so können im zwischen Hauptlage und Anstehendem eingeschalteten BvCv keine konkreten Anzeichen gelisolifluidaler Umlagerung festgestellt werden. Diese setzt nach Beobachtungen von BÜDEL (1962, S. 358) frühestens bei Hangneigungen von 1,7° ein, unterblieb folglich auf dieser 1°-geneigten Kuppe. Somit konnte der gefleckten Zone durch diesen Verlagerungsprozess kein Material zugeführt werden, sowenig wie äolisches Material angeweht wurde (vgl. den gegenüber der Hauptlage geringeren Feinsandgehalt). Andere Prozesse, wie die intensive Zerrüttung des Gesteins durch Kryoklastik, wirkten auch in ebener Lage innerhalb der Auftauzone. Aus dieser konnte zudem durch abfließendes Wasser Feinmaterial ausgetragen werden. SEMMEL (1969, S. 48f) stellte auf Spitzbergen als Folge der Drainagespülung eine Abnahme des Ton- und Feinschluffgehalts im Auftauboden gegenüber dem Permafrost von 7 % bzw. 9 % fest. Im BvCv dieses Profils nimmt der Tongehalt um 10,5 %, der Feinschluffgehalt um 2,7 % gegenüber dem Cv ab. So kann trotz fehlender Geli-soli-fluktion in „Auftauböden völlig ebener Relieflagen [...] über dem anstehenden Gestein gleichfalls eine „Schicht“ [entstehen], deren Substratbeschaffenheit von der des Liegenden abweicht.“ (SEMMEL 1996, S. 5). Damit wäre der Profilabschnitt zwischen Hauptlage und anstehendem Sandsteinersatz, der vom BvCv-Horizont eingenommen wird, als parallele Entwicklungsform zur Basislage der Hänge zu betrachten - eine Vorstellung, wie sie bereits von BIBUS ET AL. (1991, S. 232) geäußert wurde.

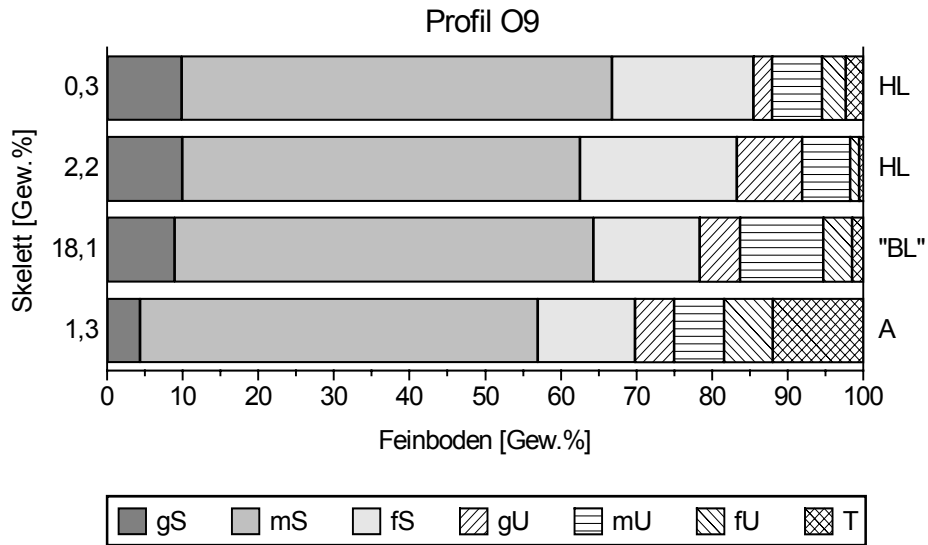


Abb. 23: Korngrößenverteilung in Profil O9

Auf dem S-Hang der Kuppe schließt Profil O10 an (370 m; Inklination: 6,5°). Auch an dieser Stelle ist über dem kmBm-Untergrund eine schwach podsolige Braunerde entwickelt. Die 15 cm mächtige braunefärbte Hauptlage setzt sich darin durch ihren stark erhöhten Feinsandgehalt (+12,3 %) klar von der liegenden Basislage ab. Zudem ist sie praktisch skelettfrei, während die darunter folgende 41 cm mächtige Schuttdecke zumindest einen geringen Gehalt an Sandsteinbröckelchen vorzuweisen hat. Die Unterschiede im Feinboden konzentrieren sich auf eine Vergrößerung der Sandfraktion. Innerhalb der Basislage läßt sich nun ein oberer hellgelblichbrauner von einem etwas dichteren hellgelben unteren Abschnitt differenzieren; Abweichungen in der Korngrößenzusammensetzung beschränken sich im Großen und Ganzen auf den Mittelsandgehalt. Ob diese Divergenzen auf die Überlagerung verschieden alter Schuttdecken oder einen basislageninternen Differenzierungsprozess zurückgehen, kann nicht entschieden werden. Die untere, wellig ausgeprägte Horizontgrenze zum Anstehenden zeugt noch von der ehemaligen gelisolifluidalen Bewegung der Schuttdecke. Wie schon in Profil O1 ändert sich von der Basislage zum skelettfreien bräunlichgelben Sandsteinersatz die Körnung nur minimal. Ursache ist der fehlende Gesteinswechsel hangauf, sodaß die Umlagerung und Schuttdeckenbildung nur innerhalb des kmBm stattfand. Im Anstehenden fallen nun ± vertikal verlaufende, teils keilförmige Strukturen von schwach gelber Färbung (5 Y 7/3) und grauer Umrahmung (5 Y 6/2) auf. GARLEFF & KRISL (1997, S. 176) erklären sie nach ihren Beobachtungen im Nordsteigerwald als die im Bereich der periglazialen Eisrinde nach BÜDEL (1969, S. 26) entstandenen Bleichhöfe ehemaliger Eiskeile, welche oft das Kluftnetz des Ge-

steins nachzeichneten und zu dessen völligem Zerfall beigetragen haben. Auch der darüberliegende Bereich der ehemaligen Auftauzone, der heutigen Basislage, wurde von der Naßbleichung miterfaßt, wobei die durch tendenziell saure Schmelzwässer gelösten Sesquioxide lateral über den Perma-frostuntergrund ausgetragen wurden. Ein rezentes Alter der Naßbleichung scheidet aufgrund des fehlenden Körnungsunterschiedes zwischen Basislage und Sandsteinzersatz sowie dem Fehlen der dafür notwendigen kühl-feuchten Klimabedingungen aus (BLACK 1976, S. 78ff; HÜTTL 1999, S. 73f; REHFUESS 1981, S. 91f; SCHACHTSCHABEL ET AL. 1989, S. 390; SCHLICHTING 1963, S. 123; WEISE 1983, S. 40ff).

Unterhalb des Gesteinswechsels zum kmBuN ist das Profil O11 an einem Wegeinschnitt aufgeschlossen (358 m; Inklination: 7°). Dort tritt trotz unveränderter Bestockung und Bodenvegetation anstelle des rohhumusartigen ein typischer Moder auf; zugleich fehlen Anzeichen von Podsoligkeit im Oberboden. Die Erklärung findet sich bei der Betrachtung der periglazialen Schuttdecken (Abb. 24). Während der obere 16 cm mächtige verbraunte Profilabschnitt von einer fein- und mittelsandreichen Hauptlage eingenommen wird, die darüberhinaus noch über 20 % an Sandsteinchen enthält, schließt darunter ein hellolivbrauner deutlich feinkörnigerer Abschnitt von 33 cm Mächtigkeit an. Darin ist eine Zunahme an Feinsand und Ton bei verringerten Gehalten an Mittel-, Grobsand und Sandsteinskelett zu beobachten. Zugleich fallen die im Vergleich zur Hauptlage ansteigenden Dichtewerte auf (vgl. Tabellenanhang). Das Material entstammt zum Großteil der etwa 5 Höhenmeter hangauf austreichenden grüngrauen Basislettenlage des kmBm (vgl. Cv<sub>2</sub> in Profil O8; HAARLÄNDER 1969, S. 58). Ähnlich feinsandreiche Ablagerungen fanden sich auch in den Basisletten des kmBu (= Heldburgletten) der Profile O3-O5. Damit gehen die hohen Feinsandwerte nicht auf äolischen Eintrag, sondern auf das in der Umgebung anstehende Material zurück, sodaß es sich folglich nicht um eine Mittel-, sondern eine Basislage handelt. Im Liegenden folgt eine weitere, deutlich grobkörniger ausgebildete Schuttdecke. Während die Fraktionen <0,2 mm zum Teil erhebliche Verluste erfahren, gewinnen die Kornklassen Mittel- und Grobsand kräftig hinzu. Auch der Anteil an hellen Sandsteinchen steigt auf 30 %. Die untere Begrenzung dieser zweiten Basislage ist stärker als das Hanggefälle geneigt, sodaß sich eine Lagenmächtigkeit von 34-47 cm ergibt. Darunter steht ein mittelkörniger, völlig zersetzter Sandstein des kmBuN an. Insgesamt also wird dieses Braunerdeprofil aus drei Schuttdecken aufgebaut, wobei die beiden faziell sehr verschiedenen Basislagen nicht unbedingt verschieden alt sein müssen, worauf FRÜHAUF (1996, v.a. S. 138f) hinweist.

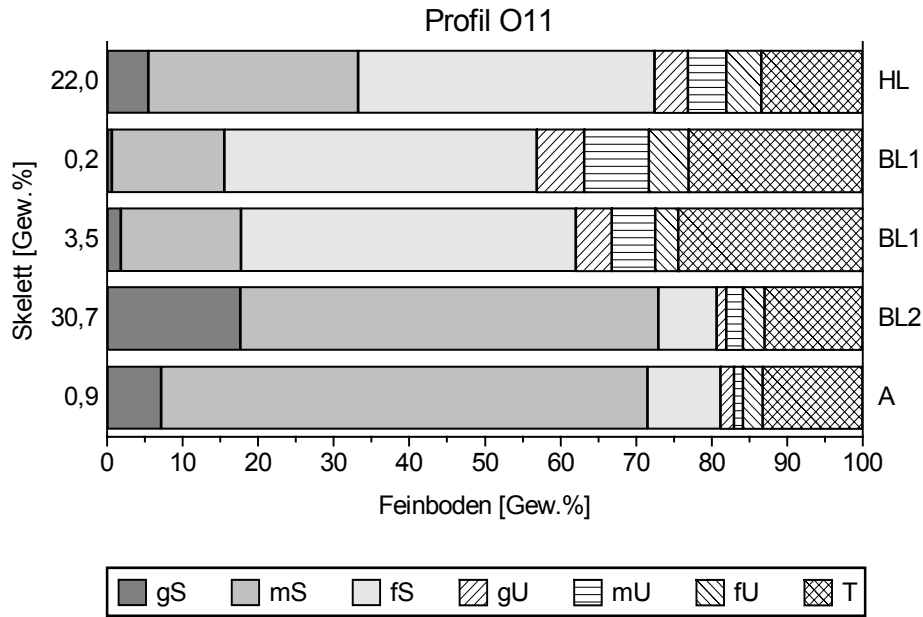


Abb. 24: Korngrößenverteilung in Profil O11

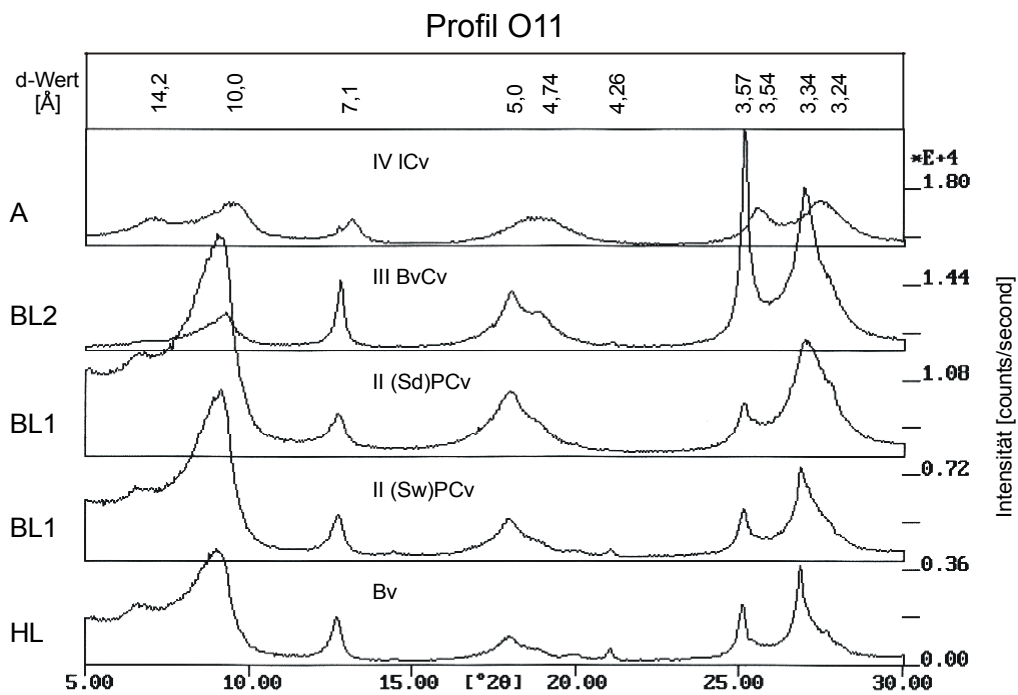


Abb. 25: RDA der Tonfraktion von Profil O11 - Normalpräparat

Im Röntgendiffraktogramm von Profil O11 treten die Unterschiede zwischen den beiden Basislagen besonders deutlich hervor (Abb. 25). Die Tonmineralzusammensetzung der Hauptlage korrespondiert dabei mit jener der im Liegenden anschließenden feinkörnigen Basislage. Diese Schuttdecken werden klar vom Illit beherrscht, welcher naturgemäß im oberen

Profilabschnitt stärker randlich aufgeweitet ist und vermikultische Zwischenschichten enthält. Der sekundäre Chlorit ist in beiden periglazialen Lagen schlecht kristallisiert, bleibt doch im Erhitzungspräparat ein breites Diffraktionsband von etwa 13,2 bis 11,8 Å vom ursprünglichen Peak zurück. Zudem deutet eine geringfügige Aufweitung durch Ethylenglykol auf eine beginnende Chloritlösung in der Hauptlage hin. Kaolinit ist ebenfalls vorhanden, die Kristallinität nimmt allerdings zum unteren Abschnitt der feinkörnigen Basislage etwas ab. Zur gröbersandigen, zweiten Basislage ändert sich dieses Bild jedoch. Während die Intensität des Illit auf etwa ein Fünftel des Wertes der Probe des hangenden Horizonts zurückgeht, sekundärer Chlorit kaum noch vorhanden ist, erfährt Kaolinit einen sprunghaften Intensitätsanstieg (vgl. 3,57 Å-Peak). Ob dies einem mengenmäßig höheren Anteil oder lediglich seiner besseren Kristallinität zuzuschreiben ist, sei dahingestellt. Es sei aber erneut auf die Ergebnisse von NIEDERBUDE & SCHWERTMANN (1980) hingewiesen (vgl. Profil O5), wobei wiederum auch hier große Kaolinitintensitäten mit einer gröbersandigen Bodenart einhergehen. Zum anstehenden kmBuN gleichen sich die Verhältnisse wieder etwas aus: bei insgesamt niedrigen Intensitäten schwächt sich der Kaolinitpeak stark ab, der sekundäre Chlorit tritt hingegen in besser kristallisierter Form wieder deutlicher in Erscheinung (THOREZ 1976, S. 11ff, 30ff, 48ff; WARSHAW & ROY 1961, S. 1484ff).

### **6.1.2 Einzelprofile (O12-O19)**

Auf dem W-E-streichenden Höhenrücken nordöstlich von Ochsenchenkel in 378 m Höhe liegt das Profil O16 (Inklination: 5°). Es ist dort im Oberhangbereich einer kleinen Delle in östlicher Exposition zu finden; das anstehende Gestein ist der kmBm. Die 26 cm mächtige zweigeteilte Hauptlage ist mit jeweils über 30 % Mittel- und Grobsand relativ grobkörnig ausgebildet, wie sie auch zahlreiche, teils sehr mürbe Sandsteinchen enthält. Diese zerfallenden Grobkomponenten sind auch der Grund für den hohen Anteil an Grobsand. Die Aufteilung in zwei Bv-Horizonte ist durch die unterschiedliche Braunfärbung und Dichte bedingt. Darunter folgt eine 22 cm mächtige Basislage, deren Feinboden mit deutlich erhöhtem Ton- und Feinsandgehalt die Einarbeitung hangauf anstehender Zwischenletten anzeigt. Gleichzeitig finden sich darin durch gelisolifluidalen Transport plattig eingeregelt, bis 20 cm große helle Sandsteine. Die Farbgebung des Horizonts wechselt in etwa 5 cm breiten Streifen von hellgelblichbraun zu gelblichbraun und dunkelgrau. Nur ansatzweise sind Fließstrukturen anhand welliger Farbgrenzen auszumachen. Wie die Beschreibungen größerer geologischer Aufschlüsse von der östlichen Fortsetzung des Riedelrückens veranschaulichen, welche zur

Zeit des Autobahnbaues bestanden, ist diese farbliche und fazielle Wechselhaftigkeit im cm-Bereich nicht ungewöhnlich für die kmBm-Ablagerungen (BERGER 1973, S. 40ff; HAARLÄNDER 1964, S. 25ff). Nicht die holozäne Pedogenese hat folglich die streifige Farbgebung verursacht; sie ist vielmehr lithogen. Dieses Farbmuster blieb auch trotz des gelisolifluidalen Transports bestehen, was erneut die mangelhafte Substratvermischung in der Basislage beweist. Der anstehende mittelkörnige Sandstein ist - wie an vielen anderen Stellen auch - völlig zersetzt und entsprechend mürbe.

Bei den nachfolgend beschriebenen Profilen O12, O15, O17 und O18 bildet die Heldburgfazies des kmBu das Anstehende.

In einer ehemaligen bäuerlichen Lehmgrube in der nordöstlichen Ecke des UG befinden sich die beiden Profile O17 und O18, wobei Profil O17 am NW-exponierten Unterhang aufgenommen wurde (335 m; Inklination: 16°). Dort breitet sich unter einer Bestockung aus *Picea abies*, *Pinus sylvestris* und *Fagus sylvatica* eine krautreiche Bodenvegetation aus, die einen frischen bis feuchten Standort mit mäßig bis schwach saurem Reaktionsgrad anzeigt (ELLENBERG ET AL. 1992). Der im gesamten Profil relativ hohe Schluffanteil wird in der 28 cm mächtigen verbraunten Hauptlage noch vom Fein- und Mittelsandgehalt übertroffen (beide >20 %). Dagegen sind nur sehr wenige Bröckelchen aus hangauf anstehenden Sandsteinen enthalten. Deren Anteil nimmt auch in der liegenden Basislage eher ab als zu, wenngleich die Steinchen durch ihre starke Manganimprägung in der Profilwand besser zu sehen sind. Der Feinboden dieser 28 cm mächtigen Schuttdecke ist feinkörniger entwickelt als der der Hauptlage, was auf den zunehmenden Anteil eingearbeiteter Letten und das Fehlen äolisch eingetragener Fein- und Mittelsande zurückzuführen ist. Reste eines ehemaligen Eisspaltnetzes treten in Form eines etwa 20 cm langen und 5 cm breiten Keils sowie adriger Strukturen auf, die allesamt mit Bv-Material verfüllt sind. Darunter stehen die skelettfreien und etwas tonhaltigeren Heldburgletten an, die sich farblich nicht von der Basislage unterscheiden. Das Fehlen von Sandsteinbröckelchen in der feinkörnigen Matrix wird somit an dieser Stelle zum bestimmenden Merkmal.

Im Mittelhangbereich in 353 m Höhe ist die bergseitige Begrenzung der Lehmgrube erreicht. Dort wurde in N-exponierter Lage Profil O18 aufgenommen (Inklination: 16,5°). Trotz unveränderter Bestockung fehlt hier die artenreiche Krautschicht. Gleichzeitig ändert sich die Humusform vom mullartigen zum typischen Moder und erste Anzeichen von Podsoligkeit machen sich im Oberboden bemerkbar. Der Grund dafür wird bei der Analyse des Feinbodens



ersichtlich. Dieser weist in der zweigeteilten Hauptlage einen um jeweils rund 10 bis 17 % höheren Fein- und Mittelsandgehalt im Vergleich zur Hauptlage des Unterhangprofils O17 auf. Die Zweiteilung der periglazialen Lage beruht bei etwa gleicher Zusammensetzung des Feinbodens auf Unterschieden in der Farbe, der Dichte und der Skelettführung. So ist der liegende Teil der Schuttdecke von hellerem Braun, dichter gelagert und enthält darüberhinaus etwa 15 % mehr Sandsteinbröckelchen. Der von Profil O17 zu O18 zu beobachtende hangauf ansteigende Anteil an Sand und -steinchen wird durch die Nähe der knapp oberhalb der Grube anstehenden sandigen Nürnberger Fazies bedingt, aus welchem Material in die insgesamt 49 cm mächtige Hauptlage eingetragen wurde. Dagegen finden sich in der lediglich teilweise aufgeschlossenen Basislage nur noch wenige größere Grobkomponenten der Sandsteinfolge. Tonhaltiger Feinboden und grünlichgraue Farbe lassen stattdessen das Überwiegen eingearbeiteter Heldburgletten erkennen.

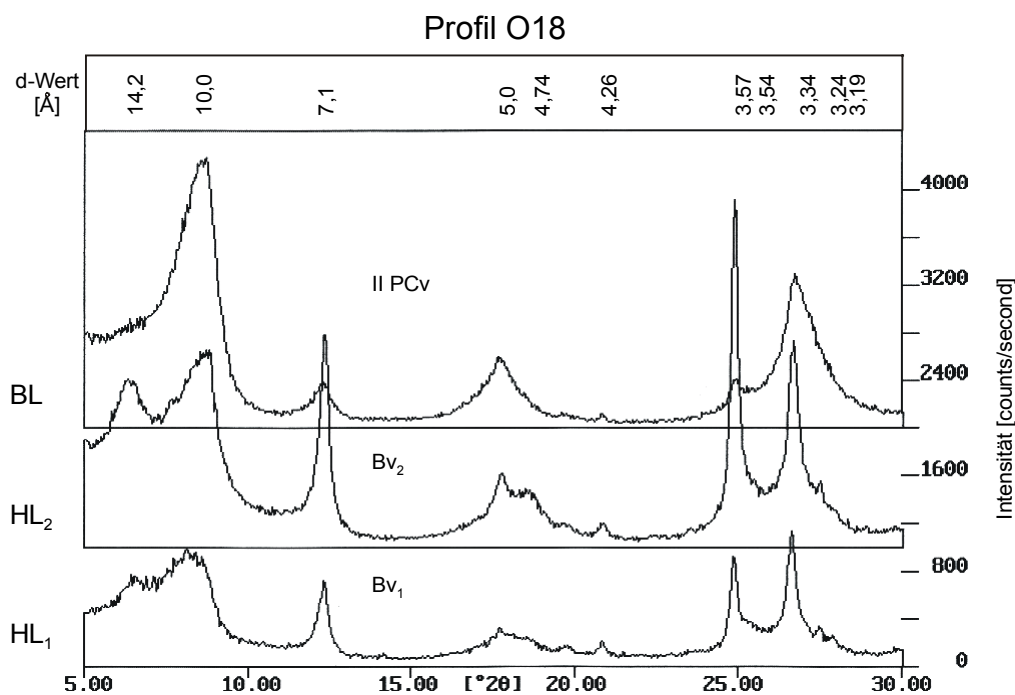


Abb. 26: RDA der Tonfraktion von Profil O18 - Normalpräparat

Wie das Röntgendiffraktogramm von O18 veranschaulicht, spiegeln sich die Unterschiede zwischen den periglazialen Lagen auch in der Tonmineralzusammensetzung wider (Abb. 26). In der zweigeteilten Hauptlage weist der Illit verwitterungsbedingt v.a. im oberen Abschnitt eine starke Wechsellagerung mit Vermikulit auf, die sich nach unten abschwächt. Im selben Teil der Schuttdecke ist auch der sekundäre Chlorit schlecht kristallisiert und weitet mit Ethylenglykol geringfügig auf, was auf die Anwesenheit smectitischer Schichten hindeutet. Hin-

gegen wird der Chloritpeak als solcher erst im unteren Abschnitt der Hauptlage deutlich, was ebenso wie seine Hitzestabilität Zeichen seiner besseren Kristallinität ist. Besonders auffällig ist hier jedoch die Zunahme der Peakhöhe beim Kaolinit (7,17 und 3,57 Å; ebenso bei 2,38 Å, hier aber nicht mehr dargestellt). Berücksichtigt man, daß dieser Schuttdeckenabschnitt zum einen sehr sandig ist, zum anderen während der Diagenese von Sandsteinen zumeist Kaolinit im Porenraum gebildet wird und schließlich laut NIEDERBUDE & SCHWERTMANN (1980) in holozänen Bodenbildungen dieses Tonmineral einzig dem Ausgangsmaterial zu entstammen scheint, dann besteht möglicherweise ein Zusammenhang zwischen Sandgehalt und Peakhöhe des Kaolinit (ENGELHARDT 1961, S. 475; VELDE 1992, S. 161). Zur tonigen Basislage hin verringert sich jedenfalls die relative Intensität der Kaolinitpeaks drastisch, wie auch der Anteil sekundären Chlorits schwindet. Die noch in der Hauptlage vorhandenen Quarz- und Feldspatreflexe gehen ebenfalls fast völlig zurück. Demgegenüber ist eine Zunahme des Illitpeaks um das 1,6-fache festzustellen.

Zwischen Abdecker und Ochsenchenkel im W des UG liegt Profil O15 an einem SE-exponierten Mittelhang (353 m; Inkliniation: 6,5°). In den anstehenden Heldburgletten ist an dieser Stelle eine kleinere Delle eingetieft, die mit einem Fichten-Kiefern-Wald bewachsen ist. Der Feinboden der 43 cm mächtigen Hauptlage ist ähnlich zusammengesetzt wie in Profil O17, d.h. jeweils über 20 % Fein- und Mittelsand bei relativ hohem Schluffgehalt. Dagegen weist die Zweiteilung der Schuttdecke Parallelen zu Profil O18 auf (Abb. 27): einem in diesem Fall hellgelblichen, skelettarmen oberen Abschnitt folgt ein etwas dunklerer, dichter gelagerter unterer Schuttdeckenabschnitt, der verstärkt die aus dem hangenden kmBuN stammenden Sandsteinbröckelchen enthält. Die Horizontgrenze zwischen verbrauntem und pseudovergleytem Profilbereich stimmt mit der Zweiteilung der Hauptlage überein. Den Staukörper stellt die 30 cm mächtige Basislage dar, die einerseits Grobboden und gröberkörnigen Sand aus der Nürnberger Fazies, andererseits feinere Kornfraktionen aus der liegenden Heldburgfazies bezog, deren - zwar durch Verwitterungs- und Hydromorphierungsprozesse beeinflusste, aber dennoch gut erkennbare - Fleckung sie noch immer zeigt. Im Vergleich zur Hauptlage ist die Basislage deutlich tonhaltiger, wengleich der höchste Anteil dieser Korngröße erst in den liegenden skelettfreien Heldburgletten erreicht wird.

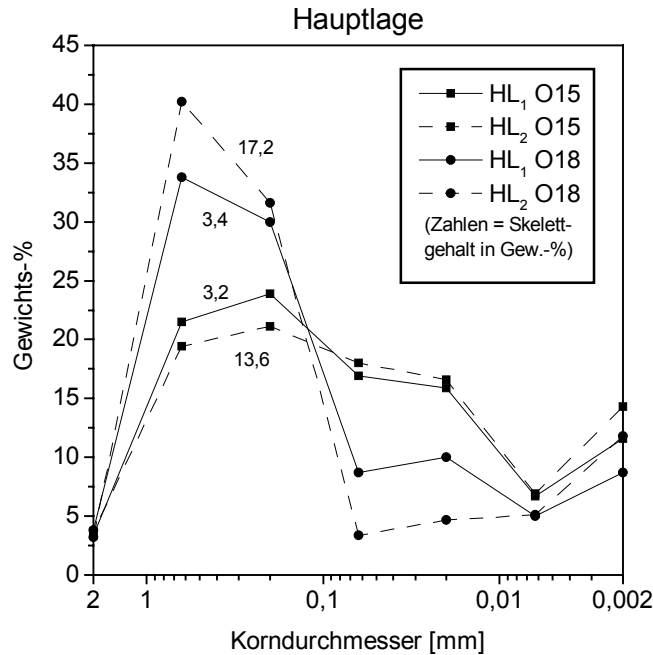


Abb. 27: Vergleich der Korngrößenverteilung der Hauptlage von Profil O15 und O18

Das Profil O12 ist nun das letzte, welches im Bereich des kmBuH angelegt wurde. Es befindet sich östlich von Dietersdorf am NE-exponierten Mittelhang einer kleinen Delle (337 m; Inklination: 6°). Der dort stockende Fichten-Kiefern-Eichen-Mischwald beherbergt u.a. mit *Equisetum sylvaticum* und *Luzula pilosa* eine frische sowie mäßig saure Standortverhältnisse anzeigende Bodenvegetation (ELLENBERG ET AL. 1992). Mit nur 9 cm Mächtigkeit stellt die Hauptlage einen Erosionsrest dar, welchem möglicherweise in dem siedlungsnah gelegenen kleinen Waldstück eine frühere landwirtschaftliche Nutzung zugrunde liegt. Trotz allem enthält diese Schuttdecke in bekannter Weise einen über 20 % liegenden Anteil der Kornfraktionen Fein- sowie Mittelsand. Auch etliche Sandsteinbröckel des noch auf der hangenden kleinen Kuppe anstehenden kmBuN sind darin eingearbeitet. In der darunter anschließenden 26 cm mächtigen Basislage fehlen demgegenüber Grobkomponenten gänzlich. Stattdessen erhöht sich der Tonanteil durch die Aufnahme von lettigem kmBuH-Material um etwa 20 %. Ob die Schuttdecke einst Bodenskelett enthielt - dieses aber durch Auffrierprozesse in die Hauptlage gelangte bzw. durch Verwitterung mittlerweile völlig in seine Bestandteile zerfallen ist - oder die Steinfreiheit bereits während der Basislagengenesse bestand, läßt sich nicht sagen. Die noch im ursprünglichen dichten Gesteinsverband anstehenden olivgrauen Held-

burgletten weisen zumindest einen geringen Anteil an unverwitterten Lettenbröckeln auf, wenn sich auch der Feinboden nicht allzusehr von dem der Basislage unterscheidet.

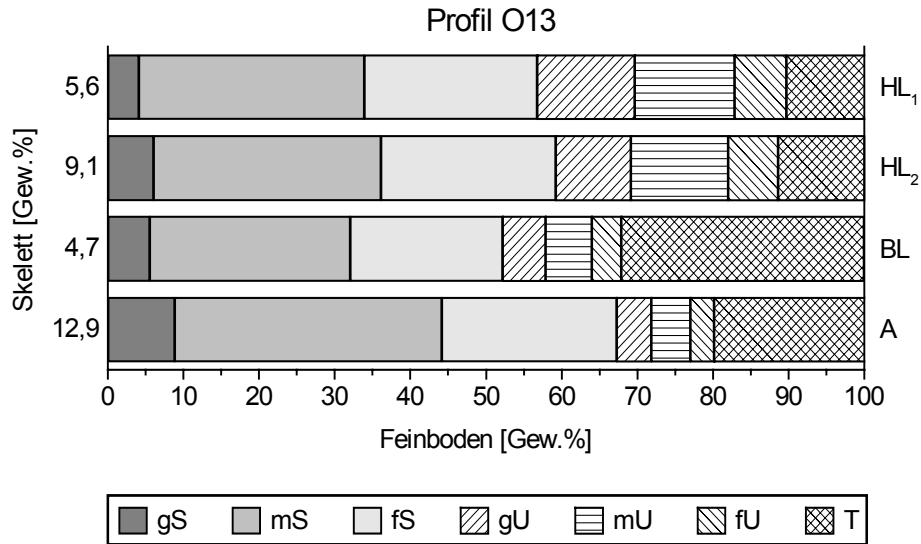


Abb. 28: Korngrößenverteilung in Profil O13

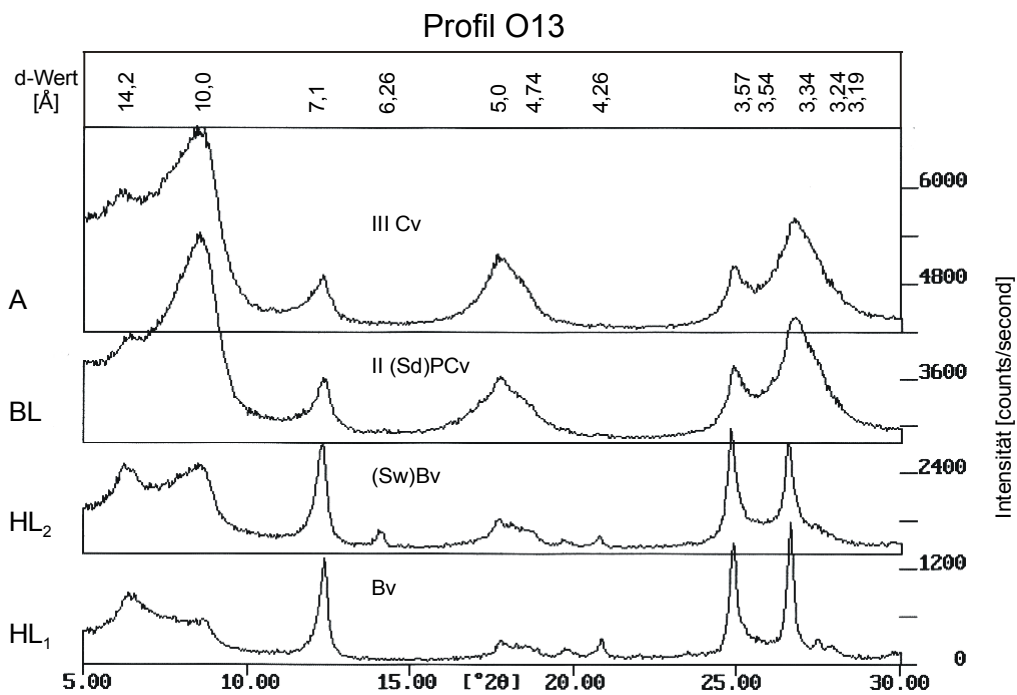


Abb. 29: RDA der Tonfraktion von Profil O13 - Normalpräparat

Im anstehenden Coburger Sandstein nordöstlich von Oberwinterbach ist Profil O13 angelegt (325 m; Inklination: 4°). Dort befindet es sich auf einem W-exponierten Unterhang am Rande

eines Kiefernforstes. Auch in diesem Profil kommen zwei periglaziale Schuttdecken vor, so im Hangenden die 37 cm mächtige zweigeteilte Hauptlage, die im Vergleich zur liegenden Basislage höhere Gehalte in den Kornfraktionen Mittel- und Grobschluff sowie Fein- und Mittelsand aufweist, wobei die Differenzen zwischen 3 und 7 % liegen (Abb. 28). Im unteren Abschnitt der gleichmäßig hellbraungefärbten Hauptlage fallen schwache Merkmale von Hydromorphierung auf; zugleich steigen dort auch die gemessenen Dichtewerte stark an. Der Anteil an Sandsteinskelett ist aber nur wenig größer als im oberen Abschnitt der Schuttdecke. In der darunter anschließenden 31 cm mächtigen Basislage, die durch ihre Dichtlagerung zugleich den Staukörper für hangende Schichtglieder bildet, finden sich weiterhin nur wenige dieser hellen Sandsteine. Diese sind in eine sehr tonhaltige, hellgrau-braun-gefleckte Feinbodenmatrix eingebettet, in der sich zusätzlich noch kleine rötlichbraune und grünlichgraue Einsprengsel beobachten lassen. Da nun auch der anstehende, nicht völlig zersetzte mittelkörnige Sandstein des kmC von brauner Farbe ist - was im übrigen seinem teils sehr hohen Mangan-gehalt zuzuschreiben ist (vgl. HAARLÄNDER 1969, S. 44ff, 86f) - sind die übrigen Bestandteile eine bunte, aber schlecht vermengte Mischung hangauf anstehender Gesteine, so die grün-rot-gefleckten Heldburgletten und die Sandsteine des kmBuN und kmBm. In der Hauptlage dagegen sorgte eine intensive Kryoturbation zusammen mit äolisch eingetragenen Komponenten für eine vollständige Homogenisierung von Substratunterschieden.

Wie die RDA von Profil O13 ergab kommt in der Tonfraktion der zweigeteilten Hauptlage Illit vor, der besonders im oberen Abschnitt stärker mit vermikulitischen Schichten wechsel-lagert (Abb. 29). Dort übertrifft ihn folglich auch der Peak des sekundären Chlorit, der innerhalb dieser Schuttdecke quellfähige Schichten in geringem Maß eingelagert hat. Die markanten Reflexe bei 7,17 und 3,57 Å (ebenso 2,38 Å, hier nicht mehr dargestellt) zeigen, daß zudem ein nicht unbedeutender Anteil an Kaolinit enthalten ist. In der tonreichen Basislage verringert sich deren Deutlichkeit, wohingegen die Intensität des Illitpeaks um den Faktor 2,5 zunimmt. Der sekundäre Chlorit ist zwar schlecht kristallisiert, eine Quellung durch Ethylen-glykol ist jedoch nicht zu beobachten. Im anstehenden kmC ist der Chloritreflex deutlicher, während sich die Intensität des Illitpeaks abschwächt. Kaolinit bleibt dem Tonmineralspek-trum auch hier erhalten. Reflexe von Nichttonmineralen sind lediglich in der Hauptlage vor-handen (Quarz und Feldspäte sowie Lepidokrokit im stauwasserbeeinflußten unteren Ab-schnitt) (HEIM 1990, S. 120ff; JASMUND & LAGALY 1993, S. 33ff; MOORE & REYNOLDS 1997, S. 234ff; SAWHNEY 1977, S. 405ff; THOREZ 1976, S. 11ff, 30ff, 52; WARSHAW & ROY 1961, S. 1484ff).

Ein weiterer Aufschluss im kmC ist Profil O19, welches nordöstlich der Lehmgrube von Profil O17 und O18 an einem NW-exponierten Unterhang angelegt ist (321,5 m; Inklination: 8°). Laut geologischer Karte ist an dieser Stelle der Coburger Sandstein von pleistozänem Hanglehm überdeckt - im Profil zeigt sich dann das gewohnte Bild einer Hauptlage-Basislage-Abfolge. So ist der 43 cm mächtigen hellgelblichbraunen Hauptlage ein gegenüber der liegenden Schuttdecke erhöhter Anteil an Fein- und Mittelsand eigen. Grobbodenkomponenten aus hangauf anstehenden Keupersandsteinfolgen sind nur in sehr geringer Zahl enthalten, können aber bis 10 cm groß sein. Etwas skelettreicher ist dagegen die 40 cm mächtige Basislage, doch sind hier die Steinchen teils sehr mürbe und nicht immer von heller Farbe. Zusätzlich tauchen rostbraune Sandsteinbröckel auf, wie auch zahlreiche Rostflecken die dichtgelagerte lehmig-sandige Schuttdecke durchziehen. Beide periglaziale Lagen sind jedoch im Vergleich zu Profil O13 wesentlich sandiger ausgebildet (+20 %). Der anstehende mittelkörnige Sandsteinersatz des kmC fungiert in Profil O19 - trotz des gegenüber Profil O13 etwas höheren Sandgehalts - aufgrund seiner hohen Dichtlagerung als Staukörper; entsprechend durchsetzen zahlreiche Rostflecken den ansonsten hellgrauen Zersatz. Von gleicher Farbe sind die wenigen darin enthaltenen Sandsteinbröckelchen, die gröbere Verwitterungsreste des Anstehenden darstellen.

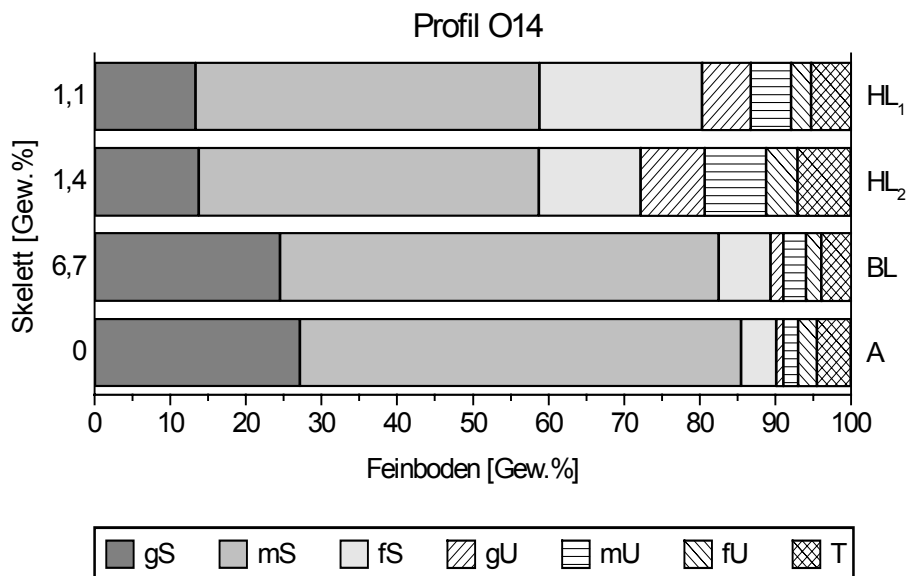


Abb. 30: Korngrößenverteilung in Profil O14

In einer ehemaligen bäuerlichen Sandgrube im Blasensandstein südöstlich von Oberwinterbach konnte Profil O14 aufgenommen werden (317 m; Inklination: 8,5°). Der konvexe Mittelhang ist nach S exponiert und wird von einem Fichten-Kiefern-Wald bestockt, dem etwas

Stieleiche beigemennt ist. Obwohl sich das Profil außerhalb einer konkaven Delle befindet, wurden auch hier zwei periglaziale Schuttdecken vorgefunden. Zuoberst liegt die insgesamt 40 cm mächtige zweigliedrige Hauptlage, die trotz der im gesamten Profil hohen Mittel- und Grobsandgehalte deutlich mehr Mittel-, Grobschluff und Feinsand enthält als die darunter anschließende Basislage (Abb. 30). Nur vereinzelt finden sich darin kleine Sandsteinbröckel. Im unteren, 14 cm mächtigen Abschnitt durchziehen horizontale Tonbänder von rötlichbrauner Farbe die ansonsten gelblichbraune Schuttdecke. Parallel dazu läßt sich eine leichte Erhöhung der Ton- und Schluffwerte sowie der Dichte beobachten. Aber auch in der gröberkörnigen Basislage tritt eine Tonbänderung auf, nur verläuft diese hier wellig. Die Fraktionen <0,063 mm sind jedoch nur zu einem sehr geringen Prozentsatz enthalten. Da die mit dem Sickerwasser verfrachteten Feinstoffe in grobkörnigen Böden häufig an sedimentär bedingten Zonen größerer Dichte abgesetzt werden, zeichnen Tonbänder auf diese Weise Sedimentinhomogenitäten nach (KUNTZE, ROESCHMANN, SCHWERDTFEGER 1988, S. 349ff; SCHACHTSCHABEL ET AL. 1989, S. 376ff). Im Falle der horizontal verlaufenden Bänderung in der Hauptlage kann so auf eine eher laminare Fließbewegung geschlossen werden, während der wellige Verlauf in der Basislage eher Zeugnis von kryoturbater Verwürgung ablegt. Da aber noch weitere Faktoren die Ablagerung der Feinstoffe bewirken können, ist dies nur als eine Möglichkeit unter anderen zu betrachten. Die teils bis zu 20 cm großen Skelettkomponenten der Basislage wurden oft durch Transport und Kryoklastik während der Schuttdeckengeneese mechanisch so stark beansprucht, daß sie noch in der Profilwand vollständig in ihre sandigen Bestandteile zerfallen und somit dank ihrer starken Manganprägung nur noch als schwarzbraune Flecken erscheinen (vgl. SPÄTH 1986, S. 19). Der unterhalb des Braunerde-Bänderparabraunerdeprofils anstehende Blasensandsteinersatz ist von brauner Farbe und von noch gröberer Körnung als die Basislage. Grobboden ist darin jedoch nicht enthalten.

### **6.1.3 Zwischenergebnis**

Im UG Ochsenschenkel sind die periglazialen Lagen in der Regel als Zweischichttyp, bestehend aus Haupt- und Basislage, entwickelt. Nur in Profil O11 kommen zwei faziell verschiedene Basislagen unterhalb der Hauptlage vor.

Diese Schuttdeckengliederung tritt an Hängen mit mehr als 2° Neigung unabhängig von der Wölbungsrichtung auf. So wurden Zweischichttypen sowohl an konvexen Hängen (O14) als auch innerhalb konkaver Dellensysteme (vgl. O1-O8) vorgefunden. Darüberhinaus besteht diese Einteilung im Übergangssaum der beiden Wölbungstypen, d.h. nahe der Wechsellinie,

unverändert fort. Im konvexen Kuppenbereich mit weniger als 2° Hangneigung (O9) lagert die Hauptlage einem skeletthaltigen Sandsteinzersatz auf, der als eine der Basislage äquivalente Bildung in ebener Lage angesprochen wird.

Die Hauptlage ist durchschnittlich knapp 30 cm mächtig, kann aber durch eine frühere intensive Streunutzung in ihrer Mächtigkeit verringert worden sein. In der Regel ist sie von gelblichbrauner Farbe und lockerer gelagert als die Basislage. Der Feinboden weist einen erhöhten Feinsandanteil auf, was jedoch nicht im Falle feinsandreicher Basislagen (O11, O16) zutrifft. Über feinkörnigen Basislagen ist die Hauptlage zudem tendenziell reicher an Mittelsand (O13, O18), während sie über eher grobkörnigen Basislagen etwas mehr Grobschluff enthält (O10, O14). Insgesamt spielt die letztgenannte Korngröße als Kriterium für die äolische Beeinflussung der Hauptlage aber nur eine geringe Rolle. Die verschiedenen Substrate, aus denen die Hauptlage entstand (Schuttdeckenmaterial, äolischer Anteil), sind gut miteinander vermischt, sodaß keine Inhomogenitäten in Form von Nestern oder Einsprengseln andersartigen Materials feststellbar sind. Der Gehalt an Grobboden schwankt zwischen 0 und rund 20 % (O10 bzw. O11). In den sieben Profilen mit zweigeteilter Hauptlage (O5, O7, O13-O16, O18) können im durchschnittlich 15 cm mächtigen unteren Abschnitt bis 40 % erreicht werden. Bei nur geringfügigen Unterschieden in der Korngrößenzusammensetzung des Feinbodens ist neben dem höheren Skelettgehalt eine dichtere Lagerung und eine meist hellere Färbung ausschlaggebend für die Einteilung in zwei Hauptlagenabschnitte. Die von der AG BODEN (1994, S. 365) genannten Kriterien für die Ausscheidung einer Mittellage, v.a. Schluffreichtum, aber auch der gegenüber der Hauptlage in der Regel verminderte Skelettgehalt, treffen nicht zu. Die Pedogenese hat zu einer intensiven Verbraunung der Hauptlage geführt. Sandreiche Schuttdecken weisen in ihrem humosen Oberboden unterschiedliche Grade von Podsoligkeit auf; teils wurde auch Humus in den oberen Abschnitt des Mineralboden eingespült. Im unteren Abschnitt der Hauptlage treten im Falle sehr dichtgelagerter und damit stauend wirkender Basislagen Merkmale von Pseudovergleyung auf. Weniger häufig kommen hingegen Tonbänder oder eine schwache Lessivierung vor (O14 bzw. O5).

Die Mächtigkeit der Basislage bewegt sich ebenfalls um 30 cm. Ihr Farbspektrum ist gegenüber der Hauptlage breiter gefächert und reicht von rötlichem über hellgelbliches Braun bis zu Oliv- und Grautönen. Dies zeigt die schwache Wirkung pedogener Prozesse und das Überwiegen lithogener Gesteinsfarben. Auch die Zusammensetzung des Feinbodens hängt stark von der Körnung des eingearbeiteten Materials ab, sodaß Basislagen, die vorwiegend lettiges



Substrat überwiegend sandigen Ablagerungen verdanken. Dies gilt gleichermaßen für den Gehalt an Grobboden, der an die Verwitterungsstabilität der Sandsteinkeupergesteine gebunden ist und von skelettfrei (O12, O19) bis etwa 40 % (O16) reicht. Die verschiedenen, miteinander vermengten Substrate sind teils sehr schlecht vermischt, sodaß andersartiges Material in Form von Nestern, Schlieren oder kleinen Einsprengseln noch erkennbar ist. Die Dichte der Basislage übertrifft in den Profilen, in welchen entsprechende Messungen durchgeführt wurden, die der Hauptlage. Im Falle zweigeteilter Hauptlagen mit einem dichten unteren Abschnitt kann jedoch die Basislage etwas lockerer gelagert sein (O5). Diese Feststellungen wurde auch mit Hilfe des Eindringwiderstandes gemacht. Periglazialmorphologische Merkmale wie Verwürfungen, Fließstrukturen, in Richtung des Hanggefälles eingeregelttes Skelett sowie Reste eines ehemaligen Eisspaltennetzes sind stellenweise vorhanden (O10, O16, O17). Die Bodenbildungen reichen in Abhängigkeit von der Bodenart von schwach verbrauntem sandigen Substrat zu pelosoligem tonig-lehmigen Substrat. Oft fungiert die Basislage aufgrund ihrer Dichtlagerung als Staukörper, kann jedoch bei stauend wirkendem Gesteinszersatz selbst zur Stauzone gehören (O2, O19). Seltener sind Anreicherungszone in Form von Tonbändern, -cutanen oder Kalkkonkretionen in dieser Schuttdecke zu finden (O14 bzw. O5).

Die RDA der Tonfraktion erbrachte, daß in den periglazialen Lagen Illit, sekundärer Chlorit sowie Kaolinit auftreten. Durch den Einfluß der Verwitterung unterliegt der Illit v.a. im sauren Oberboden einer randlichen Aufweitung bis hin zur Einlagerung vermikulitischer Zwischenschichten, während der sekundäre Chlorit hierdurch eine schwache Lösung mit einsetzender Smectitbildung erfährt. Kaolinit konnte praktisch in allen Proben festgestellt werden. Die Intensitäten der Peaks steigen dabei in stark sandigem Material deutlich an (vgl. O11, O18), wohingegen die des Illits in tonigem Substrat markant erhöht sind. Ob sich dies auch in der Quantität des jeweiligen Tonminerals niederschlägt, kann allerdings nicht gesagt werden. Unter den gegebenen geologischen Voraussetzungen ist die Analyse der Tonmineralspektren nicht geeignet, um Haupt- und Basislage sicher voneinander abzugrenzen.

## 6.2 UG Scheinfeld

Das UG Scheinfeld, am W-Rand des Steigerwaldes am Übergang vom Gips- zum Sandsteinkeuper gelegen, ist fast ausschließlich im Bereich des Stufenanstiegs und der Blasensandsteinhochfläche bewaldet (Bewaldungsgrad etwa 20 %). Auf diese Gebiete konzentrieren sich auch die Profilaufgrabungen. Die zumeist laubholzreichen Mischwälder werden von der Buche dominiert und weisen in der Regel eine artenreiche Krautschicht auf. Neben Hochwäldern sind vereinzelt noch Mittelwälder verbreitet (HENDINGER 1963; SEIBERT 1968; WELSS 1985; ZEIDLER 1957).

### 6.2.1 Catena Eichenbuck (S1-S9)

Innerhalb eines verzweigten Dellensystems, das zwischen Scheinfeld im S und Zeisenbronn im N vom Gänsgraben zur Steigerwaldhochfläche zieht, liegt die Catena Eichenbuck (Profile S1-S9). Mit dem Einsetzen des Waldes am Dellenmittelhang beginnt auch die Profilreihe. Sie folgt der zunächst NW-SE verlaufenden Delle, welche in ihrem oberen Abschnitt auf eine westöstliche Richtung umbiegt (Abb. 31).

Die durchschnittliche Neigung im Dellenlängsprofil beträgt am Unterhang 2 bis 7°, nimmt dann mit wachsender Höhe auf 11° zu, um schließlich am oberen Abschnitt der Landstufe auf Werte von über 15° anzusteigen. Die Seitenhänge der Delle sind zwischen 7 und 15° geneigt. Das Profil S1 liegt nun im Tiefenbereich des Dellenmittelhanges. Ihm schließen sich in einem N-S orientierten Seitendellenästchen die Profile S2 und S3 an. Das Profil S4 befindet sich dagegen wieder im Hauptast der Delle, oberhalb der Einmündung der Seitendelle. Allen vier gemeinsam ist die Tatsache, daß die Estheriensichten das anstehende Gestein bilden.

Profil S1 (348 m; Inklination: 4°) und Profil S4 (356 m; Inklination: 13°) am NE-exponierten Dellenhang weisen starke profilmorphologische und sedimentologische Ähnlichkeiten auf, sodaß sie zusammen behandelt werden können. Beide Hauptlagen, die eine 49 cm, die andere 34 cm mächtig, setzen zunächst mit einem locker gelagerten, braungefärbten Bv-Horizont ein. Wenngleich die hier anstehenden Estheriensichten aus schluffigem Tonstein bestehen, so fallen dennoch die im Vergleich zur Basislage deutlich erhöhten Mittel- und Grobschluffgehalte auf (+10 %), welche zumindest teilweise auf äolische Zufuhr zurückgehen (Abb. 32). In beiden Bv-Horizonten sind zudem mittlere Gehalte an Grobboden feststellbar, wobei die helle

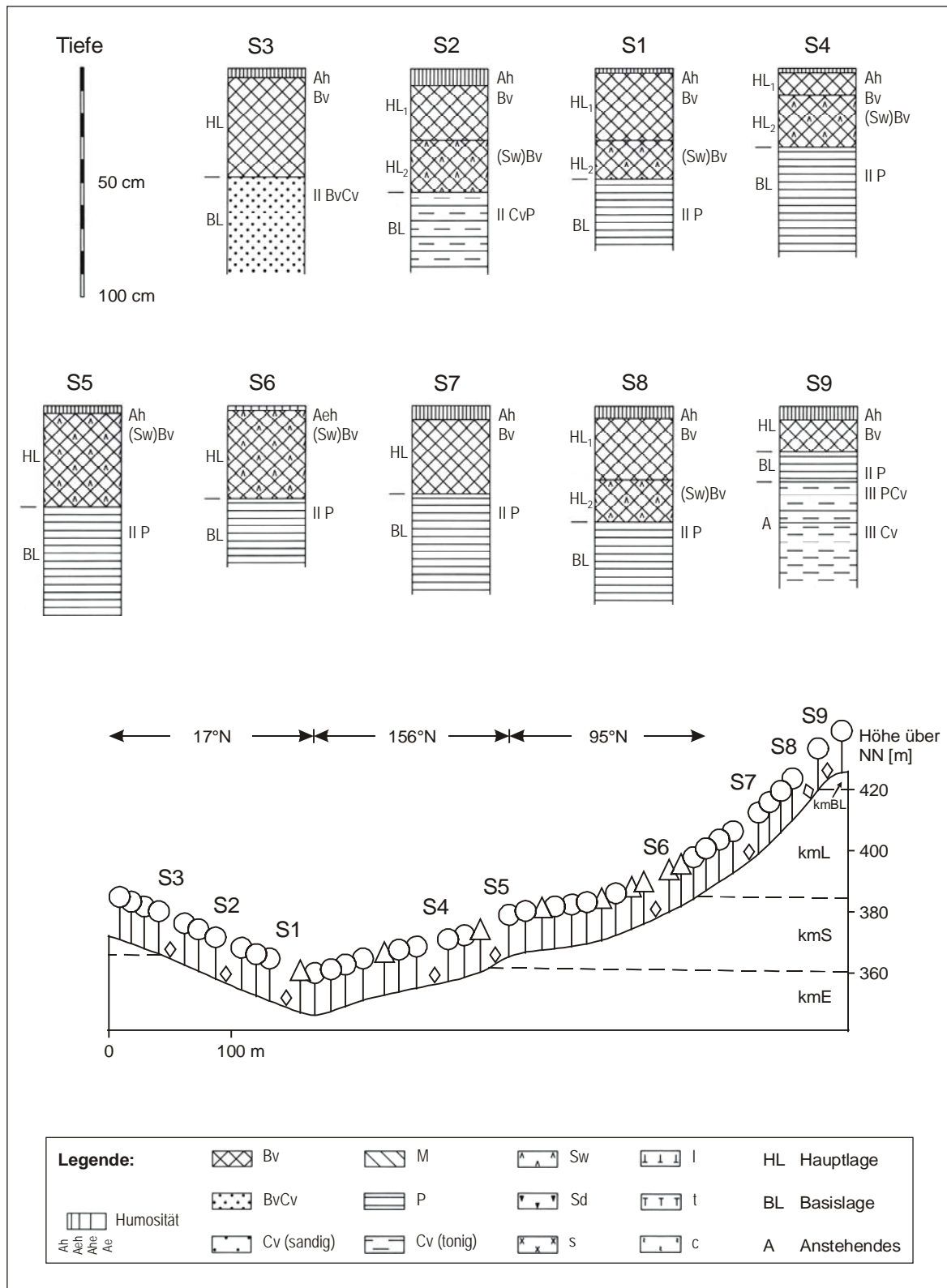


Abb. 31: Catena Eichenbuck - Untersuchungsgebiet Scheinfeld (Hangprofil 2,5-fach überhöht)

Farbe und feine Körnung seine Herkunft aus dem hangauf anstehenden Schilfsandstein erkennen lassen. Anders dagegen im unteren Abschnitt der Hauptlage: während in Profil S1 der Skelettanteil stark rückläufig ist, nimmt in Profil S4 dieser Wert um 40 % zu. Gleichzeitig erhöht sich die Dichtlagerung, v.a. im steinreichen Horizont von S4. Im etwas helleren Braun des unteren Hauptlagenabschnitts sind zudem schwache Anzeichen von Pseudovergleyung vorhanden. Damit liegen auch im UG Scheinfeld nach Farbe, Dichte und Skelettgehalt differenzierbare zweigeteilte Hauptlagen vor; nur wenig variiert demgegenüber die Zusammensetzung des Feinbodens. Von der liegenden und nur teilweise erschlossenen Basislage geht nun die Stauwirkung auf die hangenden Horizonte aus. Sie ist mit über 45 % Ton und nur geringem Grobbodengehalt nicht nur wesentlich feinkörniger als die Hauptlage. Auch die kräftigere Braunfärbung machen den Schichtwechsel offensichtlich. Wie die darin enthaltenen Schilfsandsteinkomponenten offenbaren, wurde Material hangauf anstehender Keupergesteine mit dem der rotbraunen Estheriensichten vermengt und als Schuttdecke hangab bewegt.

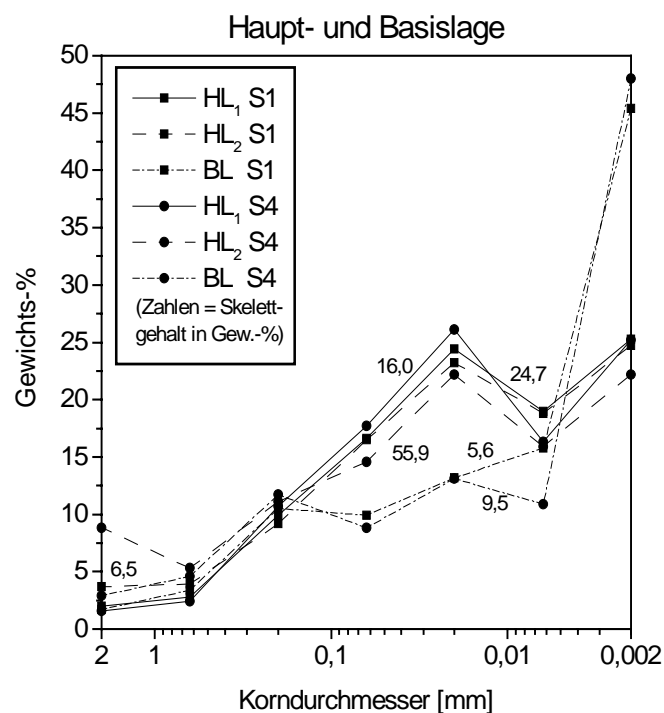


Abb. 32: Vergleich der Korngrößenverteilung der Haupt- und Basislage von Profil S1 und S4

Die RDA der Tonfraktion von Profil S4 zeigt, daß in der zweigeteilten Hauptlage sekundäre Chlorite vorkommen (Abb. 33). Diese lassen allerdings unter den gegebenen sehr stark sauren pH-Verhältnissen eine beginnende Umformung in Smectite erkennen, weitet sich doch der

Fuß des 14 Å-Peak mit Ethylenglykol minimal zu kleinen Winkelwerten hin auf. Im Erhitzungspräparat verbleibt denn auch vom 14 Å-Peak nur noch ein in seiner Intensität abgeschwächter Reflex bei 13,9 Å sowie ein daran anschließendes breites Diffraktionsband bis etwa 12 Å. Der Illit ist besonders im oberen Abschnitt der Hauptlage randlich aufgeweitet und geht in ein unregelmäßig gebautes Mixed-Layer-Mineral mit vermikulitischen Zwischenschichten über, welche beim Erhitzen zusammenbrechen (vgl. Schulter des 10 Å-Peak hin zu kleinen  $2\theta$ -Werten). Desweiteren trägt noch Kaolinit (erkennbar v.a. an den vom sekundären Chlorit unbeeinflussten Peaks 3,57 und 2,38 Å, letzterer hier nicht mehr dargestellt) einen geringen Anteil zur Tonmineralzusammensetzung dieser Schuttdecke bei. Von den Nichttonmineralen fallen besonders die Peaks von Quarz und der Feldspäte auf. Der Quarz (Peak z.B. bei 4,27 Å) kommt zwar in den meisten Tonfraktionen vor, FRANK & GEBHARDT (1989) konnten jedoch zeigen, daß sich die infolge der Tonzerstörung freigesetzten amorphen Si-Oxide im sauren Oberboden anreichern und dort zu markanten Reflexen führen. In der stark tonigen Basislage fehlt der Quarz aber ebenso wie Feldspäte und Kaolinit. Stattdessen erhöht sich die Peakintensität des sekundären Chlorits, der zudem im Quellungspräparat bis 14,9 Å aufweitet und damit ebenfalls die Anwesenheit smectitischer Zwischenschichten dokumentiert. Smectite in P-Horizonten wurden oft aus dem Tonmineralbestand des Ausgangsgesteins vererbt. Ab einem pH-Wert von 6-6,5 beginnt ihr Umbau in sekundäre Chlorite, welche wiederum ab einem pH-Wert von 4 allmählich aufgelöst und in Smectite rückgebaut werden. Somit kann in der Basislage bei pH 4,8 an noch vorhandene lithogene Smectite, zwischenzeitlich schon stark chloritisiert, gedacht werden, wohingegen in der Hauptlage bei pH 3,4 bis 3,7 die Chloritauflösung schon schwach einsetzt. Der 10 Å-Reflex des Illit erfährt eine Intensitätszunahme um den Faktor 2,5, verbunden mit einer Abschwächung der verwitterungsbedingten randlichen Aufweitung. Damit dominiert er klar das Tonmineralspektrum (BLUM 1976, S. 116ff; HEIM 1990, S. 120ff; HINTERMAIER-ERHARD & ZECH 1997; JASMUND & LAGALY 1993, S. 33ff; MOORE & REYNOLDS 1997, S. 234ff; THOREZ 1976, S. 11ff, 30ff, 52; WARSHAW & ROY 1961, S. 1484ff).

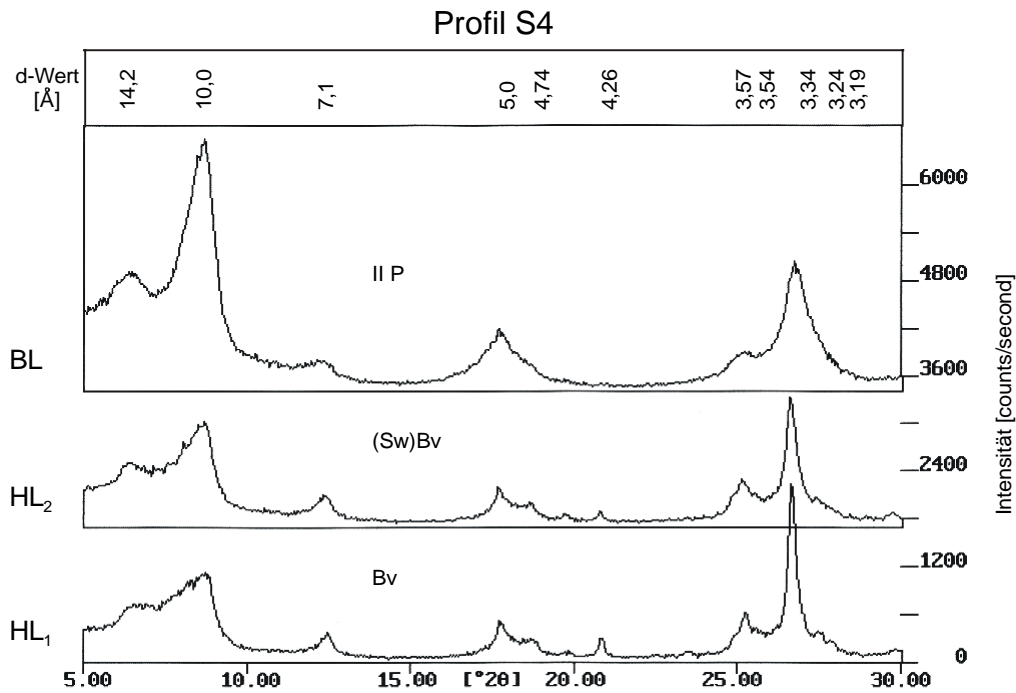


Abb. 33: RDA der Tonfraktion von Profil S4 - Normalpräparat

In Profil S2 (356 m; Inklination: 10°) kann anhand von Farbe, Dichte und Skelettführung ebenfalls eine Zweiteilung der 54 cm mächtigen Hauptlage beobachtet werden. Doch bei der Betrachtung des Feinbodens fällt der im unteren Abschnitt um je 10 % höhere Anteil an Mittel- und Grobschluff auf, der mit niedrigeren Sandgehalten einhergeht. Das bedeutet jedoch nicht in jedem Fall, daß auch mehr äolisches Material eingetragen wurde, was die Ansprache als Mittellage im Sinne der AG BODEN (1994, S. 365) nach sich zöge. Vielmehr kommt auch das bereits in die Basislage gelisolifluidal eingearbeitete und dort von der Hauptlage wieder aufgenommene schluffige Material des Schilfsandsteins als Quelle in Frage. Entsprechend steigt sowohl in der Basis- als auch in der Hauptlage des hangauf und damit näher am kmS liegenden Profils S3 der Mittel- und Grobschluffgehalt an. Die anderen, oben aufgeführten Eigenschaften der beiden Hauptlagenabschnitte verhalten sich jedoch wie in Profil S1. Deshalb wird davon ausgegangen, daß die Vorgänge, die zur Differenzierung dieser Merkmale führten, mitverantwortlich sind für die erhöhten Werte der beiden Schlufffraktionen. Mit über 20 % enthält die im Liegenden anschließende Basislage wieder ähnlich viel Schilfsandstein-komponenten wie der obere Hauptlagenabschnitt. Im Gegensatz zur Hauptlage ist die Basislage aber - wie schon in den Profilen S1 und S4 beobachtet - tonreicher und von kräftig brauner Farbe. Korrespondierend zum abnehmenden Anteil der tonigen Estheriensichten an der Zusammensetzung der Schuttdecke bei zugleich verstärkter Einarbeitung von kmS-Material

verringern sich jedoch im Vergleich zu diesen beiden Profilen die Tongehalte, während die Mittel- und Grobschluffwerte zulegen können.

Das am N-exponierten Oberhang der kleinen Seitendelle aufgeschlossene Profil S3 (364 m; Inklination: 19°) ist noch stärker von dem in der Nähe anstehenden Schilfsandstein geprägt. So finden sich in der liegenden und nur teilweise aufgeschlossenen Basislage nicht nur über 50 % Skelettkomponenten dieser Gesteinsserie, auch die hellolivbraune Farbe ähnelt dem Gelblichgrün des kmS (vgl. EMMERT 1968, S. 36f). In der Zusammensetzung des Feinbodens sind im Vergleich zu den hangab folgenden Profilen S2 und S1 zunehmend schluffig-feinsandige Einflüsse bei abnehmendem Tongehalt feststellbar. Damit setzt sich der bereits in S2 beobachtete Trend fort, daß sich der Anteil von eingearbeitetem kmS-Material auf Kosten der kmE-Komponente in der Schuttdecke vergrößert (Abb. 34). Wesentlich feinkörniger präsentiert sich demgegenüber die im Hangenden anschließende 47 cm mächtige, gelblichbraune Hauptlage, die kaum Sandsteinbröckel enthält. Zudem übersteigt ihr Mittel- und Grobschluffgehalt nicht nur den der Basislage - was als äolischer Einfluß zu werten ist - sondern auch den der Hauptlage der talwärtigen Vergleichsprofile S2 und S1, was sich durch den höheren kmS-Anteil im aufgearbeiteten Liegendmaterial erklären läßt. Als Bodentyp hat sich an diesem Standort eine saure Braunerde entwickelt.

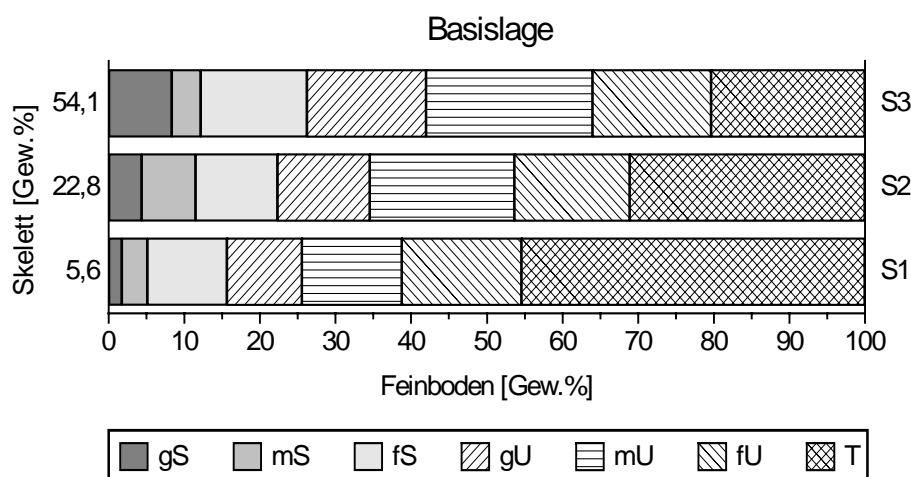


Abb. 34: Korngrößenverteilung in den Profilen S1 bis S3 (Basislage)

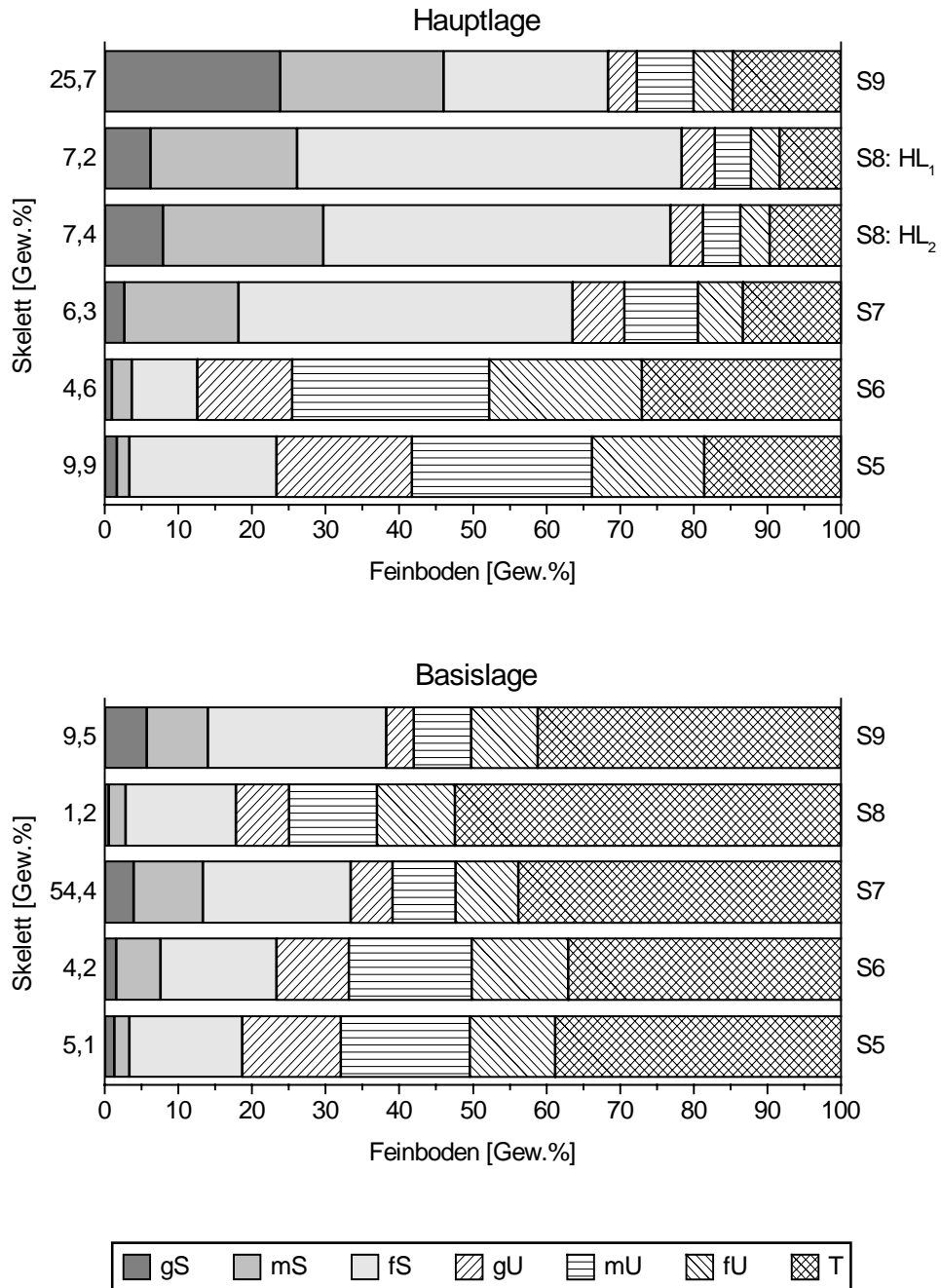


Abb. 35: Korngrößenverteilung in den Profilen S5 bis S9

Die Profile S5-S9 der Catena Eichenbuck folgen nun der in östlicher Richtung ansteigenden Delle. Während Profil S5 am NE-exponierten Dellengang liegt, sind die Profile S6, S7 und S8 im Tiefenbereich des W-exponierten Dellennittel- bzw. -oberhanges aufgeschlossen. Das anstehende Gestein wechselt dabei vom Schilfsandstein (S5, S6) zu den Lehrbergschichten (S7, S8). Der Blasensandstein setzt erst wenig unterhalb von Profil S9 ein, welches an der 20° geneigten Stufenstirn in 425 m Höhe das obere Ende der Catena bildet (Abb. 35).



In Profil S5 (362 m; Inklination: 23,5°) ist eine Zweiteilung der periglazialen Lagen mit Haupt- und Basislage zu beobachten, was sich in den hangauf anschließenden Profilen wiederholt. Dabei wird in der Basislage schon die Beeinflussung durch die am Oberhang anstehenden Lehr bergschichten ersichtlich. Wenn auch die Tongehalte dies noch nicht so deutlich zeigen und die Korngrößenzusammensetzung eher von der schluffig-feinsandigen Fazies des kmS bestimmt wird, so spiegelt doch die kräftig braune Farbe dieser Schuttdecke bereits den Einfluß dieses auch als „Rote Wand“ bekannten Gesteins wider (EMMERT 1968, S. 48). Demgegenüber kann sich in der darüberliegenden 43 cm mächtigen Hauptlage (noch) ein gelblichbrauner Farbton durchsetzen. Die Fazies wird tonärmer (-20 %) bei zugleich ansteigenden Gehalten an Mittel-, Grobschluff sowie Feinsand. Beide Lagen enthalten wenige Skelettkomponenten des kmS. Die an die Schichtgrenze der periglazialen Lagen gekoppelte pedogenetische Entwicklung hat hier wie auch in den Profilen S6-S8 zu einer Pelosol-Braunerde geführt mit ± vorhandenen Anzeichen schwacher Pseudovergleyung. Die dem P-Horizont inhärenten, wenig ausgeprägten Sd-Merkmale wurden deshalb, den Angaben der AG BODEN (1994, S. 97) folgend, nicht noch gesondert in der Horizontbezeichnung ausgewiesen.

Weiter hangauf in einem von Fichte und Kiefer dominierten Altholzbestand ist Profil S6 (378 m; Inklination: 14,5°) angelegt. Die Bestockung erklärt auch die andernorts nicht feststellbare schwache Podsoligkeit dieses Standorts. Der zunehmende Anteil von tonigem Material der Lehrbergsschichten an der Zusammensetzung der Hauptlage offenbart sich nicht nur an dem im Vergleich zu Profil S5 höheren Tonanteil. Auch die Farbe des schluffreichen (Sw)Bv-Horizonts hat nun einen rötlicheren Ton angenommen. In der liegenden Basislage können außer einem etwas höheren Mittelsandgehalt kaum Veränderungen zur Vergleichsschuttdecke von S5 festgestellt werden. Der Anteil an Schilfsandsteinskelett ist in beiden Lagen weiterhin nur gering, die Pedogenese folgt dem oben aufgezeigten Schema.

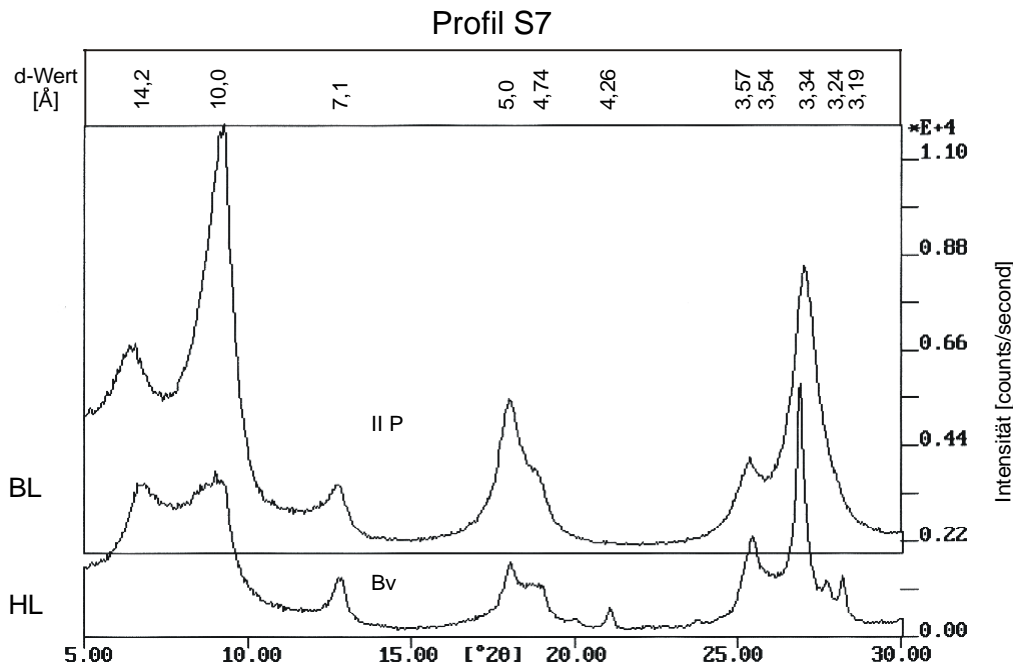


Abb. 36: RDA der Tonfraktion von Profil S7 - Normalpräparat

In 396 m Höhe und damit im Ausstrichbereich des kmL folgt Profil S7 (Inklination: 17°). Auch hier ist die 38 cm mächtige Hauptlage kräftig braun gefärbt, was auf den kmL-Anteil in der Schuttdecke zurückgeht. Doch anders als noch in den beiden kmS-Profilen S5 und S6 kann nun eine deutliche Zunahme der Fein- und Mittelsandfraktion anstelle hoher Schluffwerte beobachtet werden. Dies ist zumindest teilweise auf den äolischen Eintrag sandigen Materials vom auf der Hochfläche anstehenden Blasensandstein zurückzuführen. Damit kann von nur kurzdistanten, lokalen Materialverwehungen ausgegangen werden. Unabhängig davon steigt der Tonanteil in der rötlichbraun gefärbten Basislage auf über 40 %, die nun ebenfalls sandiger ist als weiter hangab. Zusätzlich fällt die starke Skelettführung der Basislage auf. Nach den Geländebefunden von EMMERT (1968, S. 48f) zeichnet dafür ein geringmächtiger westlicher Ausläufer des Lehrbergsandsteins verantwortlich, der etwas oberhalb des Profils durchzieht. Aus diesem dürften somit auch die insgesamt höheren Sandgehalte herrühren.

Die röntgendiffraktometrische Analyse von S7 ergab, daß die Tonfraktion beider Schuttdecken aus sekundärem Chlorit mit  $\pm$  eingelagerten Smectit-Zwischenschichten sowie Illit besteht (Abb. 36). In der Hauptlage zeigt der erste eine beginnende Auflösung, erkennbar an einer sehr schwachen Aufweitung im Quellungspräparat (vgl. FRANK & GEBHARDT 1989). Der letzte ist auch schon stärker verwittert und nimmt zunehmend die Struktur eines Mixed-Layer-Minerals ein (vgl. Schulter des 10 Å-Peak hin zu kleinen Winkelwerten). Kaolinit kann in keiner der beiden periglazialen Lagen beobachtet werden, während Quarz und Feldspäte

nur in der Basislage fehlen. In dieser steigt die Intensität des 14 Å-Peak an, dessen deutliche Aufweitung im Quellungspräparat auf 14 bis 15 Å die Existenz noch vorhandener smectitischer Schichten im sekundären Chlorit belegt. Wie oben bereits erwähnt, werden Smectite des P-Horizonts unter sauren pH-Werten chloritisiert. Die sekundären Chlorite ihrerseits werden bei weiter sinkenden pH-Werten unter Abgabe von Al-Ionen in Smectite umgebaut (vgl. Hauptlage). Beim Illit schwächt sich die randliche Aufweitung in der tonreichen Basislage ab, verbunden mit einer Verdreifachung seiner Intensität. Somit ist er erneut das beherrschende Schichtsilikat einer Schuttdecke. Untersuchungen von SALGER (1973, S. 149ff) an fränkischen Gipskeupergesteinen bestätigen diese Tonmineralzusammensetzung.

Noch weiter hangauf ist Profil S8 aufgeschlossen (416 m; Inklination: 23°). Unter Beibehaltung der kräftig braunen Farbe steigt der Anteil der Sandfraktion in der 49 cm mächtigen Hauptlage weiter an. Im unteren, 18 cm mächtigen Abschnitt dieser zweigliedrigen periglazialen Lage wird der Farbton intensiver und die Dichte nimmt zu. Kleine Mangankonkretionen kündigen die dichtgelagerte Basislage an. Deren rötlichbraune Farbe sowie ein Tongehalt von über 50 % sind typische Zeichen des in die Schuttdecke eingearbeiteten kmL-Materials, während die wenigen Sandsteine den an der Stufenstirn anstehenden Blasensandsteinbänken entstammen.

Im Ausstrichbereich des kmBL wurde Profil S9 angelegt (425 m; Inklination: 20°). Aufgrund der geringen Mächtigkeit der periglazialen Lagen von zusammen nur 33 cm konnte diese Gesteinsserie auch im Profil aufgeschlossen werden. Sie besteht zunächst aus einer rötlichbraun-olivgrau gefleckten Tonsteinfolge, die noch etliche unverwitterte Tonsteinbröckel enthält und nach oben in einen stärker verwitterten, vorwiegend rötlichbraun gefärbten Abschnitt übergeht. Darüber folgt eine nur 13 cm mächtige tonreiche Basislage von olivgrauer Farbe. Die darin eingemengten Sandsteinbröckel aus einer der kleinen Sandsteinbänke des kmBL charakterisieren sie als periglaziale Schuttdecke. Deutlich skelett- und auch sandreicher bei zugleich stark vermindertem Tongehalt präsentiert sich die 20 cm mächtige gelblichbraune Hauptlage. Auch in diesem Profil kann anhand von Textur und Farbe nur vermutet werden, daß ein Teil der Sandfraktion durch äolischen Transport aus der umliegenden Blasensandsteinfläche eingetragen wurde (vgl. DÖRRER 1970, S. 136ff).

## 6.2.2 Catena Klostergraben (S11-S14)

Die Catena Klostergraben liegt auf der Blasensandsteinhochfläche nördlich von Scheinfeld. Sie folgt dort einer N-S-orientierten Delle, die im Quellgebiet des Klostergrabens ansetzt, und zieht über die lokale Wasserscheide hinweg zu einer der Steinach tributären Delle (Abb. 37). Die durchschnittlichen Neigungswinkel der nur wenig eingetieften Delle betragen im unteren Abschnitt nahe dem Vorfluter 2 bis 7°. Im Bereich der Wasserscheide gehen diese Werte auf 0,5 bis 2° zurück.

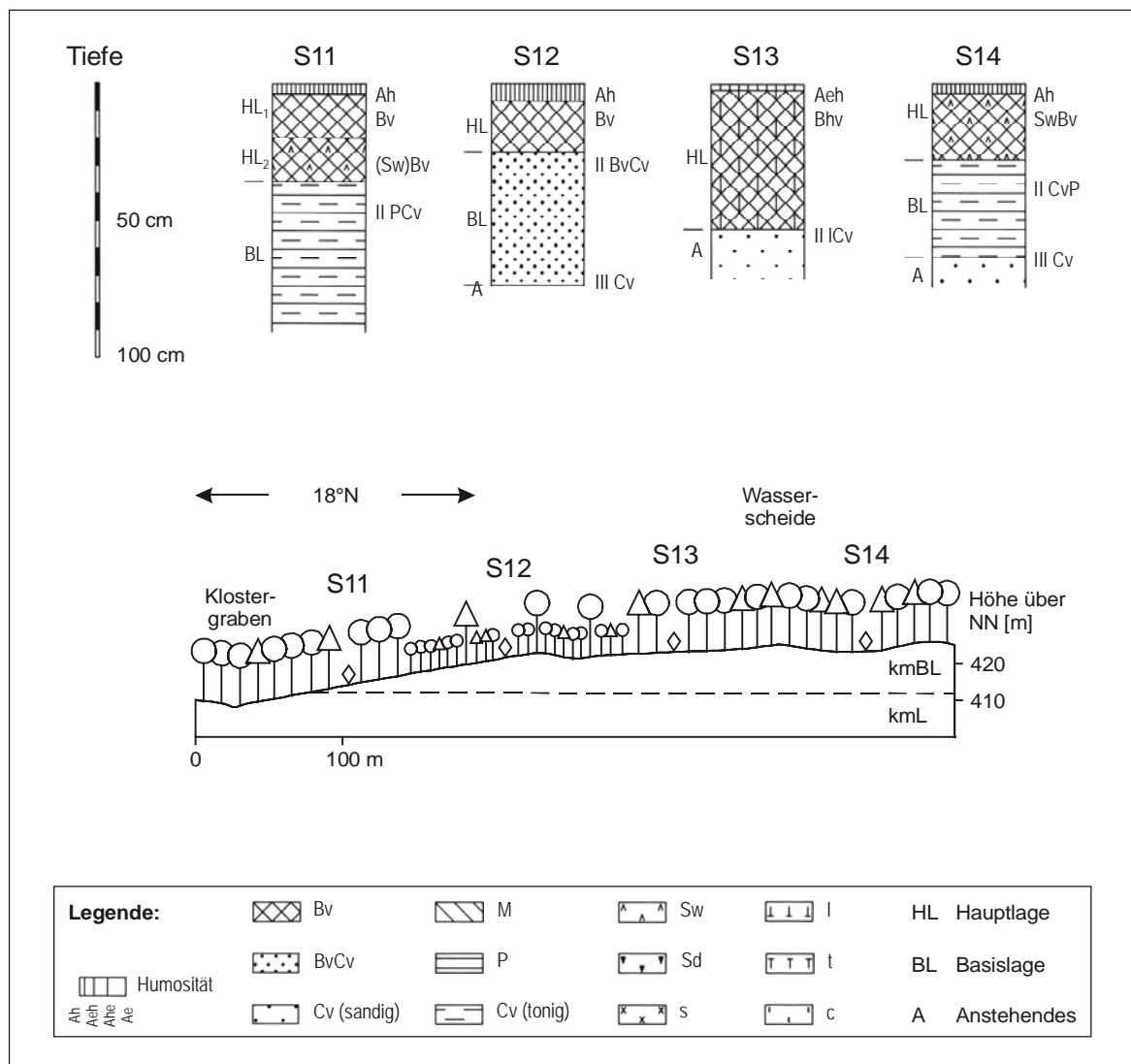


Abb. 37: Catena Klostergraben - Untersuchungsgebiet Scheinfeld (Hangprofil 2,5-fach überhöht)

Am S-exponierten Dellenunterhang, nur wenig oberhalb des Gesteinswechsels von den Lehrbergschichten zum Blasensandstein befindet sich Profil S11 (414 m; Inklinat

bereits bei anderen Profilen auch, läßt sich die zuoberst liegende, 36 cm mächtige Hauptlage in zwei Abschnitte untergliedern. Beide sind reich an Fein- und Mittelsand, doch weist der untere, 16 cm mächtige Abschnitt eine hellere gelblichbraune Farbe, einen höheren Anteil an mangan-imprägnierten Sandsteinbröckeln und zudem eine stärkere Dichtlagerung auf. Schwache Anzeichen einer Pseudovergleyung werden durch die liegende, tonreiche (+20 %) und dichte Basislage verursacht. Ihre intensive braune Farbe sowie die feine Textur gehen auf den roten Tonstein zurück, der an der kmBL-Basis ansteht. In diesen wurden aus höher gelegenen, gebankten Sandablagerungen manganimprägnierte Sandsteine gelisolifluidal eingetragen und eingemengt. Das untere Ende der bis dahin 54 cm mächtigen Basislage wurde in der Aufgrabung nicht erreicht.

Die wechselhafte Fazies des Blasensandsteins wird offenbar, wenn im Vergleich dazu Profil S12 (421 m; Inklination: 4,5 °) betrachtet wird. Dort steht ein mittel- bis grobkörniger, hellbrauner Sandstein an, dessen harte Bankung eine größere Probennahme verhinderte. Von vergleichbarer Körnung, doch durch die Einarbeitung zahlreicher mangangeschwärzter Sandsteine in die ansonsten hellgelblichbraune Matrix als Schuttdecke erkennbar, ist die 47 cm mächtige Basislage. Die Beobachtung aus dem UG Ochsenchenkel, wonach sich in einer gröbersandigen Umgebung die Hauptlage durch einen erhöhten Feinsandgehalt auszeichnet, kann an diesem Profil bestätigt werden. Der Anteil dieser Kornfraktion erhöht sich in der 24 cm mächtigen Hauptlage um 10 %. Daneben kennzeichnen sie eine kräftig gelblichbraune Farbe sowie eine lockere Lagerung. Der Anteil an Sandsteinskelett nimmt gegenüber der Basislage um rund 25 % ab.

Im kaum geneigten Bereich der Wasserscheide zwischen Klostergraben im SW und Steinach im NE ist Profil S13 aufgeschlossen (423 m; Inklination: 1°), wo nun gleichfalls ein mittelkörniger hellbrauner Sandstein das Anstehende bildet. Im Gegensatz zu Profil S12 ist dieser jedoch soweit zersetzt, daß er mühelos bis auf wenige kleine Bröckelchen in seine mineralischen Bestandteile zerlegt werden kann. Das noch erkennbare Gefüge dokumentiert zugleich, daß das Gestein nicht verlagert wurde. Darüber folgt ein 51 cm mächtiger, intensiv verbraunter und durch die Einwaschung humoser Bestandteile teils dunkelgraubraun gefleckter Profilabschnitt. Der um fast 10 % höhere Feinsandgehalt zeigt, daß hier eine Hauptlage ohne Zwischenschaltung einer Basislage direkt auf dem anstehenden Sandstein liegt.

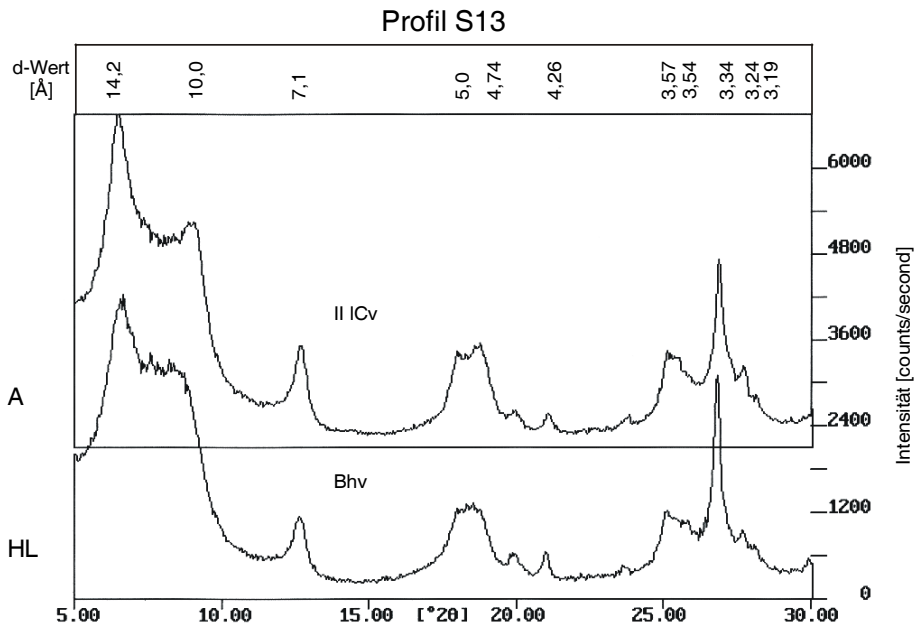


Abb. 38: RDA der Tonfraktion von Profil S13 - Normalpräparat

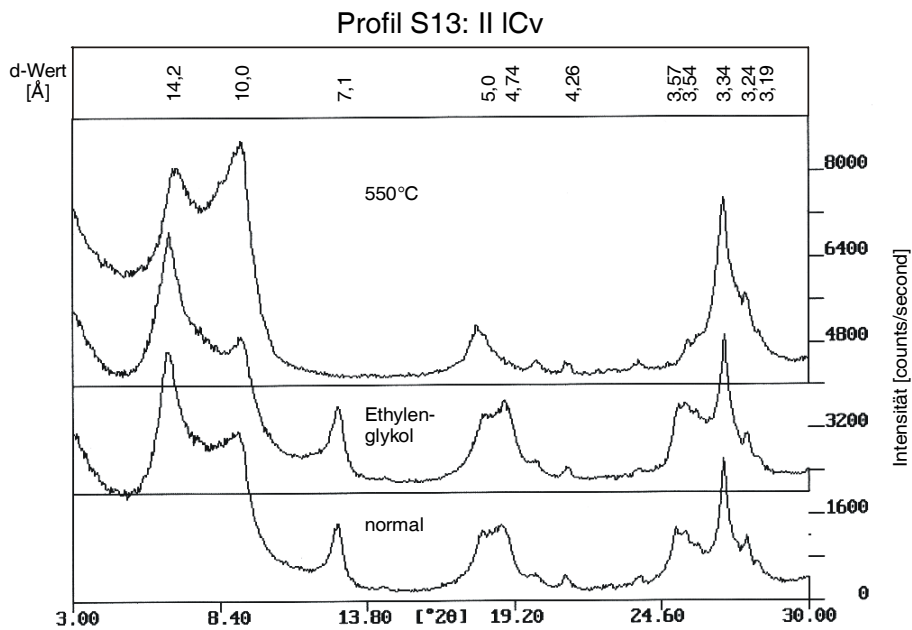


Abb. 39: RDA der Tonfraktion von Profil S13 - Horizont II ICv (kmBL)

Wie die RDA dieses Profils zeigt, enthält die Tonfraktion der Hauptlage sekundären Chlorit, der etwas Smectit in unregelmäßiger Folge eingelagert hat (Abb. 38 + 39). So weitert das Tonmineral durch Ethylenglykol geringfügig auf und bildet im Erhitzungspräparat ein breites Diffraktionsband bis etwa 12 Å. Auch etwas Kaolinit kommt in dieser Schuttdecke vor. Auf-

fälligstes Merkmal ist jedoch die weitgehende Zerstörung des Illit durch Verwitterungseinflüsse, dokumentiert am völlig abgeflachten Diffraktionsband von etwa 10 bis 12 Å. Weitere Peaks sind dem Quarz und Feldspäten zuzuordnen, die im Diffraktogramm des Anstehenden ebenso wieder auftauchen wie der Kaolinit. Der sekundäre Chlorit und der Illit sind dort besser kristallisiert. Durch den Zusammenbruch der vermiculitischen Zwischenschichten im Illit erfährt dessen 10 Å-Peak im Erhitzungspräparat eine Zunahme der Intensität und an Symmetrie (THOREZ 1976, S. 51ff).

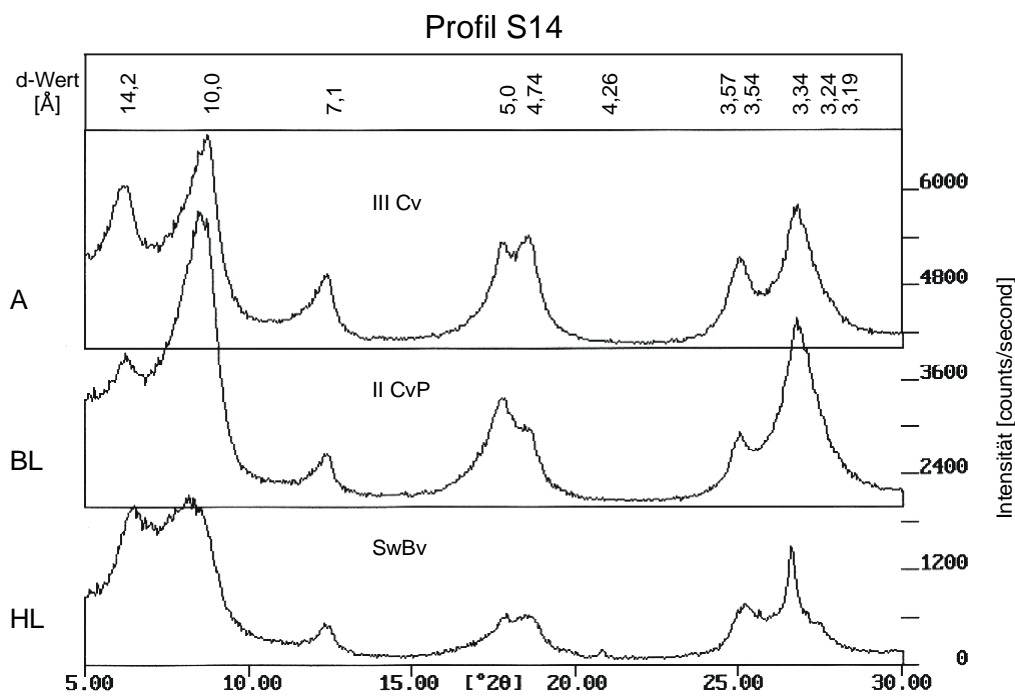


Abb. 40: RDA der Tonfraktion von Profil S14 - Normalpräparat

Jenseits der Wasserscheide in einer ebenfalls nur wenig eingetieften Delle befindet sich Profil S14 (424,5 m; Inklination: 2°). Die Fazies des kmBL wechselt an dieser Stelle zu einem rötlichbraun-grünlichgrau gefleckten, tonarmen Sand von feiner bis mittlerer Körnung. Der geringe Gehalt an Grobkomponenten ergibt sich aus der schwachen Verfestigung der Ablagerung, während in der hangenden, 36 cm mächtigen Basislage manganimpregnierte Sandsteine eingearbeitet sind. Zum Teil sind diese völlig in ihre mineralischen Bestandteile zerfallen und nur noch als schwärzliche Flecken in der Profilwand zu erkennen (vgl. Profil O14), was auf die intensive mechanische Beanspruchung im Verlauf der gelisolifluidalen Verlagerung zurückgeht (SPÄTH 1986, S. 19). Unter den flachen Neigungsverhältnissen dürfte die dabei zurückgelegte Wanderstrecke nicht allzu groß gewesen sein. Farblich setzt sich die Fleckung des Anstehenden fort, wohingegen der Feinboden merklich ton- und schluffreicher wird (+20

% bzw. +26 %). Die Korngrößenzusammensetzung der 28 cm mächtigen Hauptlage indes prägen erneut hohe Fein- und Mittelsandgehalte, die neben der gelblichbraunen Farbe Hinweise auf die äolische Beeinflussung der Schuttdecke geben. Die nach unten zunehmende Zahl kleiner Mangankonkretionen beruht auf der Stauwirkung der dichtgelagerten Basislage. Die tonmineralogische Analyse der Hauptlage des Profils erbrachte im Vergleich zum vorangegangenen eine weit weniger fortgeschrittene randliche Aufweitung des Illits einerseits sowie eine kaum merkliche Einlagerung smectitischer Zwischenschichten in den sekundären Chlorit andererseits (Abb. 40). Undeutliche Reflexe liefern daneben Kaolinit sowie Quarz und Feldspat. In der nachfolgenden tonreichen Basislage können sie nicht mehr festgestellt werden. Dort verringert sich zudem die Intensität des sekundären Chlorit. Im Gegenzug verdoppelt sich die des Illit, dessen randliche Aufweitung stark zurückgeht. Im sandigen Anstehenden kehren sich die Verhältnisse wieder um: die Peakintensität des Illit schwindet, die des sekundären Chlorit nimmt zu. Ein geringer Anteil an Kaolinit ist dank eines deutlichen 2,38 Å-Reflexes identifizierbar, jedoch im Bereich von 3,5 Å nicht vom sekundären Chlorit differenzierbar.

Wie ein Vergleich der Korngrößenzusammensetzung der Hauptlagen auf der kmBL-Dachfläche zeigt, variiert die Textur des Feinbodens in Abhängigkeit vom unterlagernden Material (Abb. 41). Ist dieses besonders sandig, wie im Fall von S12 und S13, so nimmt der Anteil der Sandfraktionen in der Hauptlage ab, während Ton- und Schluffwerte zulegen. Umgekehrt verhält es sich bei den Profilen S11 und S14, die von lehmigem, ton- und schluffreichem Material unterlagert werden. Hier erhöht sich in der Hauptlage der Anteil der Sandfraktionen auf Kosten der feineren Korngrößen. Bei genauerer Betrachtung der verschiedenen Sandfraktionen wird dieses Bild jedoch etwas abgewandelt. So nehmen in S11 und S14 alle drei Korngrößenbereiche des Sandes zu (v.a. Fein- und Mittelsand), in S12 und S13 beschränkt sich die Abnahme des Sandanteils aber auf den Grobsand, teils Mittelsand, wohingegen sich auch hier der Feinsandgehalt vergrößert. Da die Hauptlage nun durch Vermengung von Liegend- mit äolischem Material entstand, der Feinsandanteil aber unabhängig von der Textur des liegenden Substrats ansteigt, kann davon ausgegangen werden, daß dieser Zuwachs nicht durch Verwitterungsprozesse bedingt ist, sondern durch äolischen Materialeintrag zustande kam.



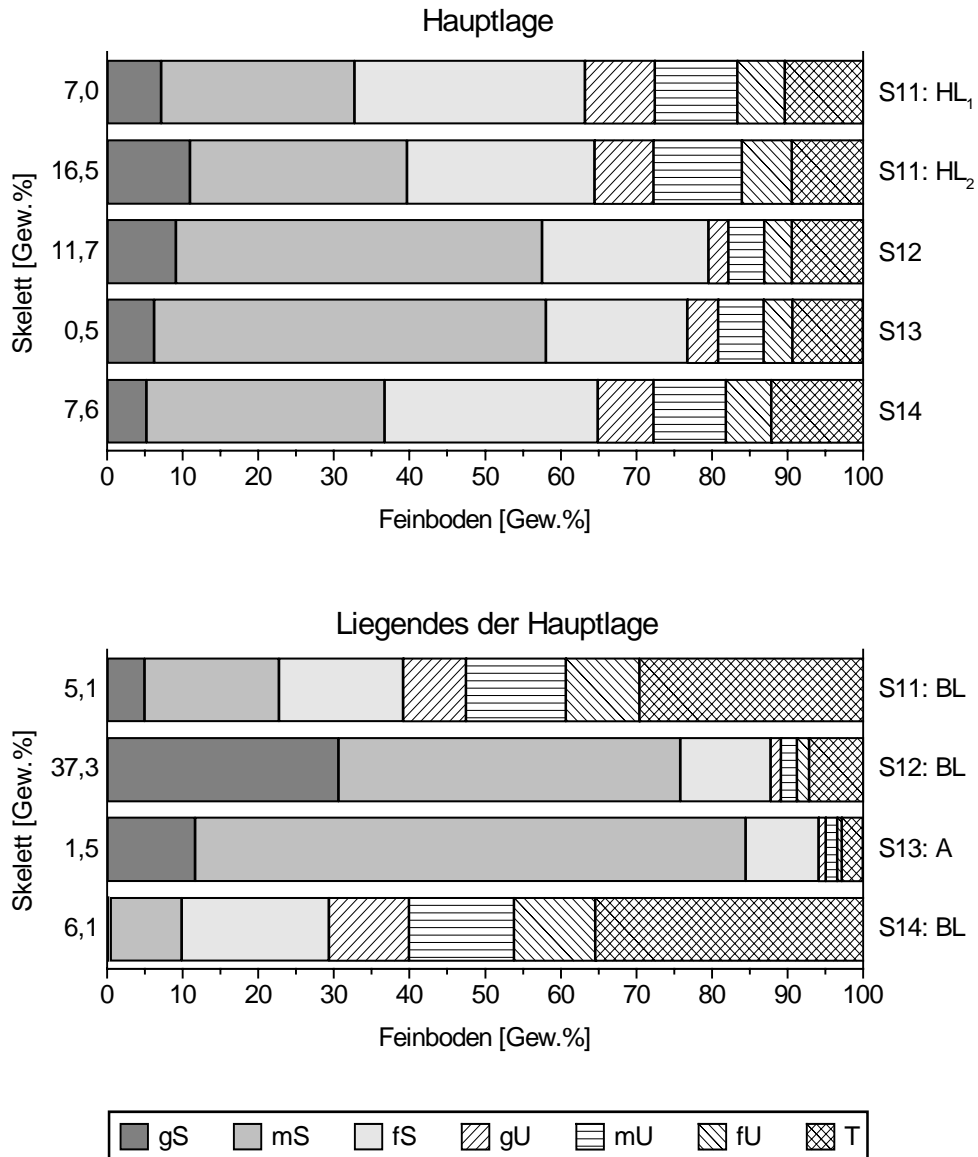


Abb. 41: Korngrößenverteilung in den Profilen S11 bis S14

### 6.2.3 Einzelprofile (S10, S15-S19)

Nordöstlich von Scheinfeld, am NE-exponierten Unterhang einer kleinen Delle ist Profil S16 angelegt (399 m; Inklination: 11°). Im Untergrund stehen die für die kmBL-Basis typischen, den Lehrbergsschichten gleichenden roten Tonsteine an. Ihr Einfluß auf die mit 23 cm nur teilweise aufgeschlossene Basislage wird bereits durch die rötlichbraun-grünlichgraue Fleckung offensichtlich. Dazu kommt ein Tongehalt von annähernd 50 % bei einem 20 %-Anteil der Feinsandfraktion. Das in ähnlicher Position befindliche Profil S11 ist dagegen deutlich

tonärmer und sandreicher. In die Schuttdecke von S16 wurden zudem aus hangenden Sandsteinbänken bis zu 20 cm große Bruchstücke eingearbeitet. Deren Anteil bleibt aber weit unter dem der zwar kleineren, dafür aber umso zahlreicher vorhandenen Sandsteinkomponenten im hangenden Profilabschnitt. Wie auch in S11 gehört dieser zu einer insgesamt 41 cm mächtigen zweigeteilten Hauptlage. Bei stark rückläufigen Tongehalten zeichnen leicht erhöhte Mittel- und Grobschluffwerte, aber v.a. große Zuwächse in der Mittelsandfraktion die Korngrößenzusammensetzung dieser Schuttdecke aus. Letztere nimmt im oberen Hauptlagenabschnitt nochmals zu, während der Anteil an Sandsteinskelett zurückgeht (vgl. hierzu Feinsand- und Skelettgehalt in S11). Mit Beobachtungen an anderen zweigeteilten Hauptlagen stimmt der deutliche Rückgang der Dichte überein, wohingegen Unterschiede im gelblich-braunen Farbton nicht festzustellen sind. Die pedogenetische Entwicklung hat sich an die durch die Schuttdecken vorgegebenen Sedimentgrenzen gehalten. So ist die Hauptlage durch eine Braunerdedynamik gekennzeichnet mit schwach ausgeprägter Pseudovergleyung in ihrem unteren Abschnitt. Die tonreiche Basislage zeigt dagegen noch die typischen Farben des darin eingearbeiteten Tonsteins, ist folglich über ein Pelosolstadium nicht hinausgekommen.

In einer W-E-orientierten Delle nördlich von Scheinfeld ist Profil S10 am SE-exponierten Mittelhang zu finden (398 m; Inklination: 15°). Über den anstehenden roten Lehrbergtonen ist dort nun ebenfalls eine Pelosol-Braunerde herangereift. Der P-Horizont ist dabei in der rötlichbraunen, tonreichen Basislage entwickelt, deren Mächtigkeit die erschlossenen 51 cm noch übersteigt. Die darin aus dem hangenden Blasensandstein eingemengten Sandsteinbröckel kennzeichnen sie als periglaziale Schuttdecke. Größere Skelettkomponenten finden sich erst in der 31 cm mächtigen Hauptlage, die zudem erhöhte Anteile der teils äolisch eingetragenen Fraktionen Mittel- und Grobschluff sowie Feinsand enthält. Ein Teil des Materials wurde jedoch aus liegenden Ablagerungen, d.h. bei fehlender Mittellage aus der Basislage, aufgenommen, wovon der schwach rötliche Braunton zeugt.

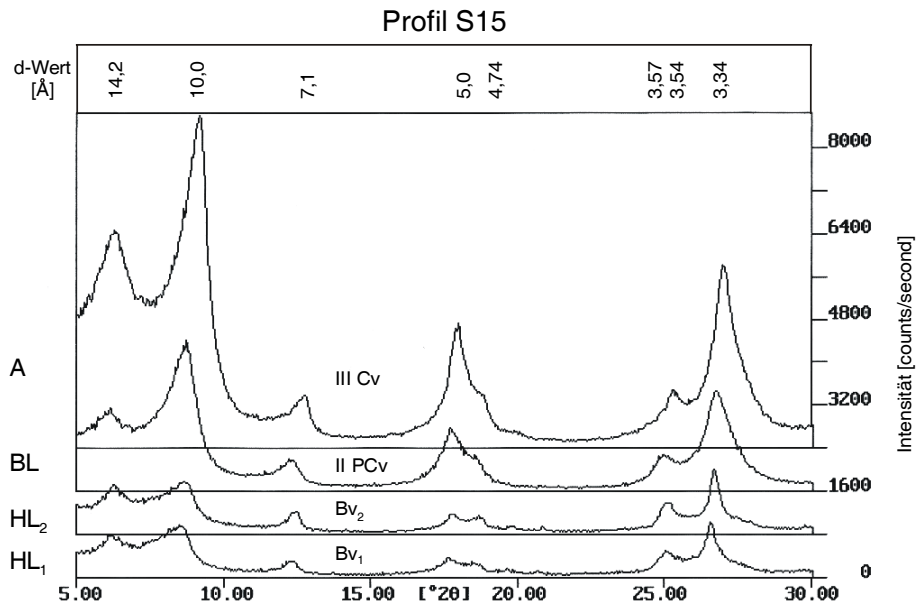


Abb. 42: RDA der Tonfraktion von Profil S15 - Normalpräparat

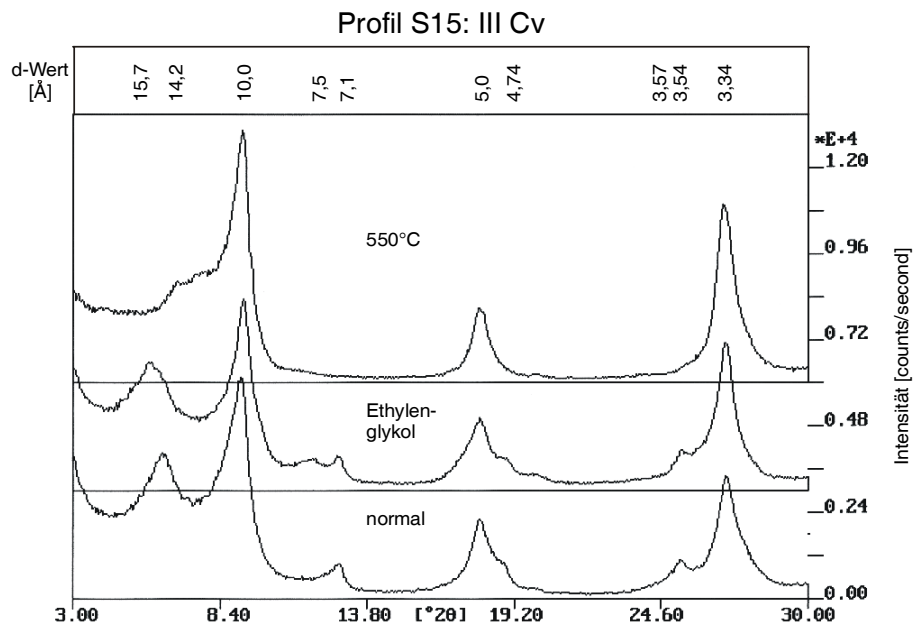


Abb. 43: RDA der Tonfraktion von Profil S15 - Horizont III Cv (kmL)

Über die mögliche Mächtigkeit der Basislage gibt Profil S15 am östlichen Ortsausgang von Zeisenbrom Auskunft (400 m; Inklination: 12,5°). Der kleine Aufschluß befindet sich neben der Straße und dient noch heute gelegentlich als Lehmgrube, wodurch man Einblick bis zu den anstehenden Lehrbergschichten erhält. Deren Abtragungsfähigkeit zeigen die parallel

zur heutigen Straße verlaufenden älteren Wegeinschnitte am Hang, welche in eine Dellenform eingebettet sind. Der Aufschluß selbst schneidet einen dazwischenstehenden kleinen Rücken an, sodaß die periglaziale Hauptlage möglicherweise nicht mehr in ihrer ursprünglichen Mächtigkeit vorhanden ist. In der Tiefe sind nun die Lehrbergsschichten in einer Mächtigkeit von 2 m aufgeschlossen. Sie bestehen aus rotbraunen Tonsteinen, die von grüngrauen Linsen durchsetzt werden. Der scheinbar sandige Charakter ergibt sich aus deren unvollständiger Verwitterung, d.h. die sandgroßen Partikel bestehen nicht aus Quarz o.ä., sondern aus kleinen roten Tonsteinkörnern. Darüber liegt eine 115 cm mächtige, rotbraun gefärbte Basislage. Wie die steigenden Ton- und Schluffwerte zeigen, ist sie schon stärker verwittert. Die zahlreichen und teils bis über 1 m mächtigen Blöcke stammen aus dem an der Stufenstirn anstehenden Blasensandstein. Im Hangenden dieser Schuttdecke folgt eine 35 cm mächtige zweigeteilte Hauptlage. Ihr unterer Abschnitt, deutlich dichter gelagert und von etwas hellerem Braun als der darüberliegende, weist die schon in Profil S16 festgestellte Eigenart auf, den höchsten Anteil an Grobboden innerhalb des Profils zu enthalten, verbunden mit einer Abnahme auf Grusgröße. Den Feinboden beider Hauptlagenabschnitte kennzeichnen deutlich erhöhte Fein- und Mittelsandgehalte - Zeichen ihrer äolischen Beeinflussung.

Wie die röntgendiffraktometrische Analyse der Tonfraktion ergab, sind in der zweigeteilten Hauptlage randlich aufgeweitete Illite vorhanden, zudem ein geringer Anteil an Kaolinit (3,57 und 2,38 Å, letzterer hier nicht mehr dargestellt) (Abb. 42 + 43). Bei den 14 Å-Mineralen handelt es sich um sekundäre Chlorite, die im Quellungspräparat eine geringfügige Aufweitung hin zu kleinen  $2\theta$ -Werten zeigen. In der Basislage, v.a. aber in den anstehenden Lehrbergtonen, verstärkt sich dieser Effekt. So verschiebt sich im  $kmL$  der (001)-Peak auf etwa 15,7 Å - ein kleinerer verbleibt bei 14,3 Å - und der 7,1 Å-Peak teilt sich. Dies spricht für die verstärkte Anwesenheit smectitischer Zwischenschichten im sekundären Chlorit, kollabiert das Mineral doch im Erhitzungspräparat auf etwa 12 Å. Auch in diesem Profil sind die Smectite der Basislage und des Anstehenden wohl lithogener Herkunft ( $pH \geq 5,4$ ), während sie in der sehr sauren Hauptlage als Folge der einsetzenden Chloritlösung zu betrachten sind. Der Anteil des Kaolinit schwindet mit zunehmender Profiltiefe, wohingegen der Illit eine markante Zunahme der Peak-intensität in Basislage und Anstehendem verzeichnen kann und das Tonmineralspektrum klar dominiert (REYNOLDS 1980, S. 274ff; THOREZ 1976, S. 51ff).

Die nachfolgenden Profile S17 bis S19 wurden auf den Stufenflächen und plateauartigen Rücken des Schilfsandsteins angelegt.

Profil S17 ist nördlich von Schwarzenberg am NE-exponierten Mittelhang eines solchen Rückens angelegt (375,5 m; Inklination: 7,5°). Dieser zieht im Verbreitungsbereich der vorwiegend tonigen Schilfsandsteinfazies von einem Blasensandsteinsporn im W zum Klostergraben im E. Die Bestockung des konvex gewölbten Standorts setzt sich in einer sonst laubholzreichen Umgebung aus Fichte und Kiefer zusammen, was gemeinsam mit dem nur schwachen Karbonatgehalt (vgl. Profil S19 und EMMERT 1968, S. 37, 90) auch die schwache Podsoligkeit des humosen Oberbodens bedingt. Unter diesem folgt ein Bv-Horizont, dessen Feinboden deutlich erhöhte Anteile an Schluff und Feinsand aufweist. Zudem sind aus dem Sandsteinkeuper der Stufenstirn gröberkörnige Steine eingearbeitet, was den Profilabschnitt als Hauptlage kennzeichnet. Ihre leicht rötlichbraune Farbe intensiviert sich in der liegenden, nur teilweise aufgeschlossenen Basislage. Der Farbton läßt auf die Einarbeitung von tonigem kmL-Material aus höher gelegenen Hangbereichen schließen, was die Korngrößenanalyse bestätigt. So sind im Feinboden annähernd 50 % Ton enthalten neben etwa gleich hohen Anteilen der Schlufffraktionen und des Feinsandes, die eher vom kmS herrühren dürften. Die zahlreichen Sandsteine dagegen entstammen dem Blasensandstein. Bei einer Höhendifferenz von immerhin 40 m bis zum Auftreten der ersten Blasensandsteinbank ergibt das eine Entfernung von rund 300 m.

Im gleichen Faziesbereich, aber südöstlich von Schwarzenberg liegt Profil S19 (339 m; Inklination: 4°). Es befindet sich dort an der NW-exponierten Wand einer kleinen aufgelassenen Grube, am Unterhang eines weitverzweigten Dellensystems. Wie sich herausstellt, sind durch die einstigen Abbauaktivitäten auch die periglazialen Deckschichten betroffen worden. So fehlt die Hauptlage völlig, die Basislage ist nur noch als 14 cm mächtiger Rest vorhanden. In diesem hat sich inzwischen ein schwach podsoliger Aeh gebildet, dem sich ein leicht rötlichbrauner PCv anschließt. Wie bereits in S17, so deutet bereits der rötliche Farbton die Einarbeitung von kmL-Material an. Hier am Unterhang war dieser Eintrag jedoch entsprechend vermindert, wie die gegenüber S17 reduzierten Tongehalte zeigen. Stattdessen fand eine verstärkte Einarbeitung von schluffig-feinsandigem kmS-Material statt, dem der relativ hohe Anteil an vorwiegend grünlichgrauem Gesteinsgrus gleichermaßen entstammt. Dieselbe Farbe, teils auch mit einer rötlichbraunen Fleckung verbunden, zeigt der anstehende und nur wenig verwitterte Tonschiefer (vgl. EMMERT 1968, S. 90). Wie bereits in S15 festgestellt wurde, geht auch in diesem Fall der vermeintlich hohe Sandanteil auf den geringen Verwitterungsgrad des Anstehenden zurück, die „Sandkörner“ bestehen also aus kleinen Tonschieferstücken.

Die Aufnahme von Profil S18 (360 m; Inklination: 2,5°) erfolgte in einem aufgelassenen Steinbruch am nordwestlichen Ortsrand von Schwarzenberg. Einst wurden dort massive Sandsteinbänke abgebaut, wohingegen sich heute fast ausschließlich weniger verfestigte, hellolivbraune Sandschiefer finden (vgl. EMMERT 1968, S. 46f). Mit fortschreitender Zerkleinerung der gröbersandigen Verwitterungsprodukte entsteht ein zunehmend feinsandiges Substrat. In der hangenden, 27 cm mächtigen Basislage läßt sich außerdem ein erhöhter Tonanteil feststellen. Da aber Anzeichen einer Tonverlagerung fehlen, ist davon auszugehen, daß eine Zufuhr tonigen Materials aus dem nur wenige Meter hangauf anstehenden Schieferton durch gelisolifluidale Umlagerung erfolgt ist (vgl. EMMERT 1968, S. 47). Dieser dichtgelagerten, skelettreichen Schuttdecke von hellolivbrauner Farbe steht nun die 21 cm mächtige Hauptlage gegenüber. Sie zeichnet nicht nur große Lockerheit, ein geringerer Anteil an Grobboden und die charakteristische gelblichbraune Farbe aus, sondern auch eine veränderte Zusammensetzung des Feinbodens. Dieser läßt eine Abnahme der Tonfraktion, zugleich aber auch einen Anstieg der teils windbürtigen Mittel- und Grobschlufffraktion erkennen. Im Vergleich zu den Profilen der kmBL-Hochfläche S11 bis S14 fällt auf, daß in der Sandsteinkeuperumgebung die Korngröße äolischen Materials im Bereich der Fein- und Mittelsandfraktion liegt, wohingegen im Verbreitungsgebiet des feinkörnigeren Gipskeupers eher mittel- bis grobschluffiges Material verweht wurde.

#### **6.2.4 Zwischenergebnis**

Wie schon im vorherigen UG so sind auch im UG Scheinfeld Zweischichttypen periglazialer Lagen regelhaft verbreitet, d.h. über einer Basislage liegt eine Hauptlage. Dies gilt für mehr als 2° geneigte Hänge sowohl konkaver (z. B. Catena Eichenbuck) als auch konvexer (S17, S18) Wölbungsrichtung. Auch an 2° flachen, konkav gewölbten Reliefbereichen findet sich dieser Lagenbau (S14).

Eine Ausnahme bildet Profil S13, welches im Übergangssaum konkaver zu konvexer Wölbung auf der Blasensandsteindachfläche liegt. Bei einer Neigung von 1° lagert dort die Hauptlage direkt dem anstehenden Gesteinszersatz auf.

Die Hauptlage weist eine durchschnittliche Mächtigkeit von 36 cm auf und ist zumeist von gelblichbrauner Farbe. Bei stärkerer Beimengung rötlichen Gesteinsmaterials (kmL oder basaler kmBL) werden jedoch auch mehr rötlichbraune Farben angetroffen. Die Schuttdecke ist locker, zumindest lockerer als die Basislage gelagert (Ausnahme: S14). Für die Zusammen-

setzung des Feinbodens gilt, daß diese ausgewogener und weniger extrem ist als die der Basislage (s.u.). Eine äolische Beeinflussung wird, je nach Körnung der im Umkreis anstehenden Gesteine und damit der daraus gebildeten älteren Schuttdecke(n), durch erhöhte Mittel- und Grobschluffwerte im Gipskeuperbereich (vgl. S1 bis S6) bzw. Fein- und/oder Mittelsandgehalte (vgl. S7 bis S9) nahe beim oder im Verbreitungsgebiet des gröberkörnigen Sandsteinkeupers ersichtlich. Der Anteil an Grobboden schwankt zwischen praktisch skelettfrei bis über 20 % (S13 bzw. S9). Treten zweigeteilte Hauptlagen auf, was in sieben Profilen der Fall ist (S1, S2, S4, S8, S11, S15, S16), so kann der Skelettgehalt im unteren Hauptlagenabschnitt auf annähernd 60 % ansteigen (S4). Im Vergleich zur Basislage handelt es sich dabei vorwiegend um Gesteinsgrus, der dem in situ oder hangauf anstehenden Gestein entstammt. Es ist aber auch möglich, daß darin weniger Grobboden als im hangenden Teil der Hauptlage eingelagert ist (S1, S2). Wie bereits im UG Ochsenchenkel festgestellt, kennzeichnen diesen Schuttdeckenabschnitt zudem eine deutlich höhere Lagerungsdichte und oft hellere Färbung bei einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 17 cm. Die Körnung des Feinbodens weicht dagegen kaum vom oberen Abschnitt der Hauptlage ab. Die Hauptlagen sind allesamt intensiv verbraunt. An eher sandigen Standorten (S13, S18) kann darin aus dem humosen Oberboden Humus eingewaschen sein. Schwache Anzeichen von Podsoligkeit sind selten und auf kalkarme, mit Nadelholz bestockte bzw. gröbersandige Standorte beschränkt (S6, S13, S17). Durch dichte, tonreiche Basislagen sind Hauptlagen in verschiedensten Reliefpositionen von Pseudovergleyung betroffen. Im Falle zweigeteilter Hauptlagen verläuft die Obergrenze der Staunässemerkmale gleichauf mit derjenigen der schuttdeckeninhärenten Trennlinie.

Die Basislage ist im Durchschnitt der Profile, in denen sie durchteuft werden konnte, knapp 50 cm mächtig. Ohne die sehr mächtige Basislage von S15 würde eine 30 cm-Mächtigkeit resultieren. Die Farbe der Schuttdecke variiert je nach ihrem Hauptgemengteil zwischen einem ± rötlichem Braun, teils mit grünlichgrauer Fleckung, und olivgrau bis hellbraun. Letztere Farbtöne finden sich v.a. im Bereich schwach verbraunter, sandiger Basislagen (S3, S12, S18). Insgesamt läßt sich feststellen, daß die stärker tonig beeinflussten Schuttdecken noch mehr lithogen geprägte Farben zeigen, was auf die schwache Wirkung pedogenetischer Prozesse schließen läßt (vgl. REHFUESS 1981, S. 79), wohingegen die sandigeren Basislagen etwas stärker verbraunt sind. Die Zusammensetzung des Feinbodens weist je nach eingearbeitetem Material eine größere Spannbreite als die hangende Hauptlage auf. So können von sehr sandigen (S12: Sandgehalt 87,7 %) bis zu sehr tonigen Basislagen (S8: Tongehalt 52,5 %) alle Variationen von tonigen und schluffigen Lehmen bzw. Tonen festgestellt werden, wobei

die feinkörnigen Basislagen entsprechend dem Gipskeuperuntergrund naturgemäß dominieren. Der Skelettgehalt schwankt zwischen 1 und über 50 % (S16 bzw. S7). Dabei sind häufig Steine, zum Teil sogar Blöcke aus hangenden Keupergesteinen eingearbeitet. Im Gegensatz zur Blasensandsteinhochfläche und auch zum UG Ochsenchenkel sind die Grobkomponenten der Stufenhangprofile nicht manganverkrustet. Die Basislage ist in der Regel dichter gelagert als die Hauptlage (Ausnahme: S14); ist diese zweigeteilt, so verhält sich die Basislage gegenüber dem unteren Abschnitt indifferent. Wie oben bereits angedeutet, hat die pedogenetische Entwicklung in sandigen Basislagen zu einer schwachen Verbraunung geführt, während die stärker tonigen Basislagen über ein Pelosolstadium nicht hinausgekommen sind. Staunässemerkmale sind aufgrund der kräftigen Eigenfarbe des Substrats schlecht erkennbar und nur untergeordnet vorhanden.

Die RDA ergab keine grundlegenden Unterschiede in der Tonfraktion der verschiedenen periglazialen Lagen. Illit, im Oberboden stärker randlich aufgeweitet und vermikulitische Zwischenschichten enthaltend, ist im allgemeinen das dominierende Tonmineral (vgl. aber S13). Weiterhin treten sekundäre Chlorite auf, die im Oberboden bei niedrigen pH-Werten durch die Freisetzung von Al-Ionen aus dem Zwischenschichttraum bereits einen schwachen smectischen Charakter annehmen. Im P-Horizont der Basislagen konnten derartige Wechsellaagerungsminerale bei höherem pH-Wert durch Chloritisierung lithogener Smectite entstehen. In einer stärker sandigen Umgebung (S13, S14) fehlen im sekundären Chlorit jedoch die quellfähigen Zwischenschichten. Kaolinit kommt nur untergeordnet vor. Insgesamt unterscheiden sich die Tonmineralspektren der verschiedenen periglazialen Lagen zu wenig, als daß sie ein geeignetes Differenzierungskriterium darstellen würden.



### **6.3 UG Neustadt**

Das UG Neustadt reicht vom flachgewellten Gipskeupervorland im W über die wenig markante Landstufe bis hin zur Sandsteinkeuperdachfläche im E. Dort beträgt die Stufenhöhe nur noch rund 50 m. Bewaldete Gebiete beschränken sich auf die nördliche und östliche Umgebung des Schloßbucks, den Stufenanstieg im Bereich des Eichelbergs sowie ein kleines Areal westlich von Diespeck. Daraus ergibt sich ein Waldanteil von rund 20 %. Die Bestockung setzt sich in der Regel aus laubholzreichen Mischbeständen zusammen, welche mancherorts von Fichtenforsten abgelöst werden. Da diese jedoch teils großflächig durch Windwurf zerstört wurden, hat man diese Bereiche inzwischen mit Laubholz aufgeforstet. Der dichte Jungwuchs verhindert allerdings Profilaufnahmen. Unabhängig von der jeweiligen Bestockung findet sich eine artenreiche Krautschicht (HENDINGER 1963; SEIBERT 1968; WELSS 1985; ZEIDLER 1957).

#### **6.3.1 Catena Eichelberg (N1-N6)**

Am Eichelberg nordwestlich von Neustadt sind in einem SW-NE verlaufenden Dellensystem die Profile N1 bis N6 der gleichnamigen Catena angelegt. Während die Delle bereits nahe des Rempelsbaches im Schilfsandstein einsetzt, beginnt die Profilreihe erst im bewaldeten Bereich des Unterhanges. Von dort zieht sie sich über die am Stufenhang austreichenden Lehrbergschichten bis hinauf zur Blasensandsteindachfläche (Abb. 44).

Am Unterhang beträgt die durchschnittliche Neigung im Dellenlängsprofil 2 bis 7°, während am Mittel- und Oberhang 11 bis 15°, oft auch über 15° Gefälle verzeichnet werden. Die bereits durch Dellen des Stufenrücklandes stärker aufgelöste Dachfläche ist meist zwischen 2 und 7° geneigt; noch geringere Neigungswerte (0,5-2°) beschränken sich auf wenige kleine Areale.

Die Profile N1 und N2 sind nun am NW- bzw. W-exponierten Unterhang der Delle aufgeschlossen. Dort bildet eine tonig-sandige Wechselfolge des Schilfsandsteins das Anstehende. Darüber konnten in den Profilaufgrabungen zwei periglaziale Lagen festgestellt werden.

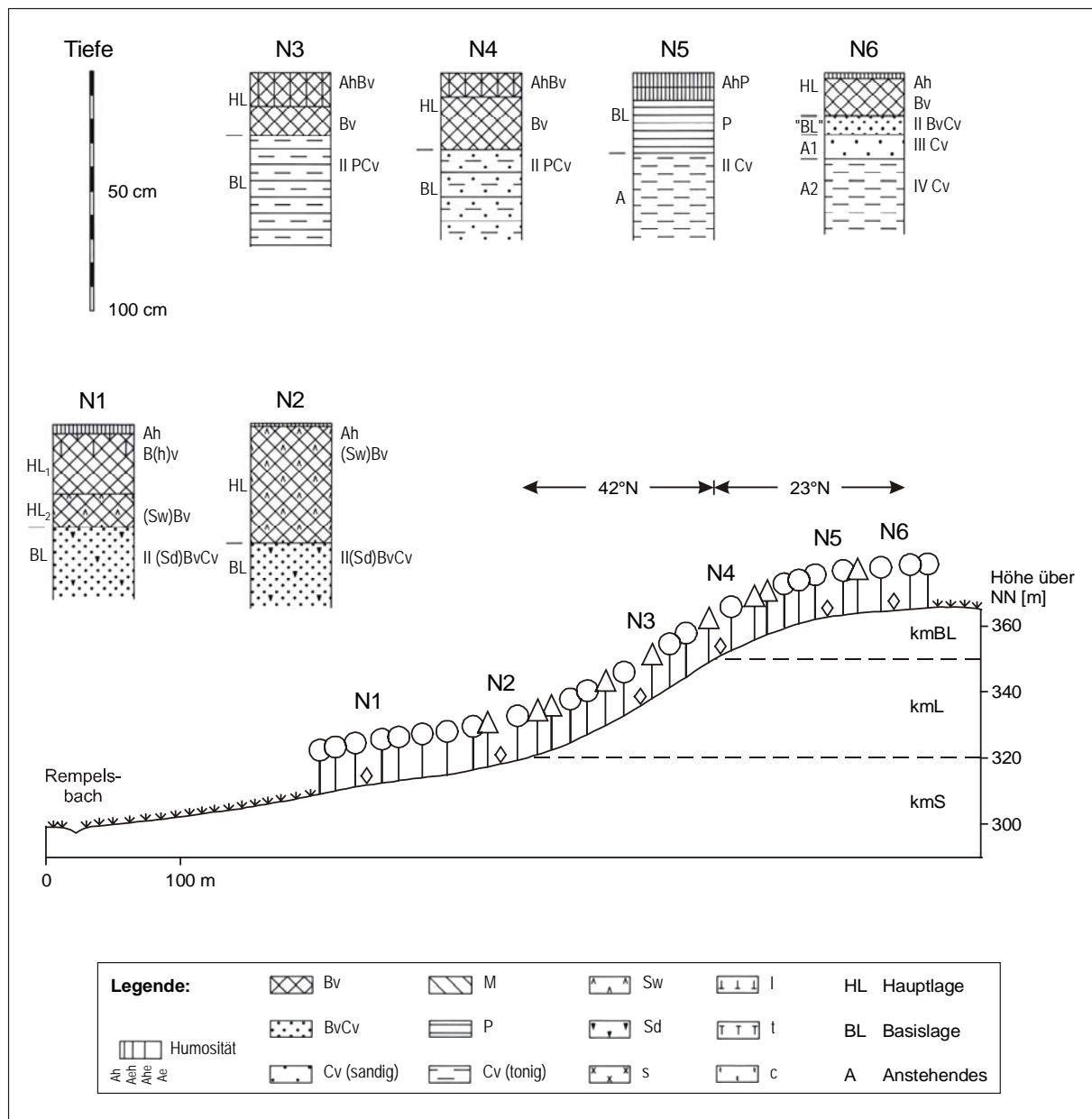


Abb. 44: Catena Eichelberg - Untersuchungsgebiet Neustadt (Hangprofil 2,5-fach überhöht)

In Profil N1 (311 m; Inklination: 6°) liegt zuoberst eine 43 cm mächtige, gelblichbraune Hauptlage, welche sich in zwei Abschnitte untergliedern läßt. Während die oberen 29 cm Fahnen eingespülten Humus enthalten, weist der untere Abschnitt eine schwache Rostfleckung auf. Die Korngrößen setzen sich v.a. aus Feinsand, aber auch Mittel- und Grobschluff sowie Ton zusammen. Zudem finden sich besonders im unteren, dicht gelagerten Hauptlagenabschnitt manganimpregnierte Sandsteinbröckel. Die liegende und 30 cm tief erschlossene Basislage enthält nun ebenfalls mangangeschwärzte Sandsteinbröckel, die aufgrund ihrer größeren Körnung dem hangauf anstehenden Blasensandstein zugeordnet werden können. Im Vergleich zur Hauptlage ist diese Schuttdecke etwas schwächer verbraunt, dafür aber stärker

von Rostflecken durchsetzt und sehr dicht gelagert. Die Fazies des Feinbodens wird toniger (+8 %) ohne daß sich dabei aber Anzeichen einer pedogenen Tonverlagerung feststellen ließen, während die Anteile aller übrigen Korngrößen zurückgehen. Da jedoch die Körnung des kmS neben Ton v.a. aus Schluff und Feinsand zusammengesetzt ist, fallen die Unterschiede zwischen äolisch beeinflusster Hauptlage und Basislage in Bezug auf diese Kornfraktionen nicht allzu groß aus. In den Schuttdecken hat sich eine schwach pseudovergleyte Braunerde gebildet mit der dichtgelagerten Basislage als Staukörper.

Ähnlich verlief die Entwicklung im hangauf anschließenden Profil N2 (318 m; Inklination: 6°). Hier wurden beide Lagen stärker von den am Mittelhang anstehenden Lehrbergsschichten beeinflusst, was sich zum einen am leicht rötlichen Farbton, zum anderen am erhöhten Tongehalt zeigt. Gleichzeitig weisen die reduzierten Schluffgehalte in den Schuttdecken auf den geringeren Anteil eingearbeiteten Schilfsandsteinmaterials hin. Aus dem hangauf anstehenden Sandsteinkeuper stammen wiederum die manganimprägnierten Sandsteinbröckel. Der Feinboden der 50 cm mächtigen locker gelagerten Hauptlage unterscheidet sich von dem der teilweise aufgeschlossenen Basislage durch erhöhte Anteile an Fein- und Mittelsand (+4,6 % bzw. +7,6 %), wohingegen die liegende Schuttdecke reicher an Ton ist (+9,3 %). Die nur schwach ausgeprägte Pseudovergleyung der Braunerde wird auch in diesem Profil durch die Dichtlagerung der Basislage verursacht.

Am SW-exponierten Mittelhang in 337 m Höhe befindet sich Profil N3 (Inklination: 13°). Im Untergrund stehen die roten Lehrbergsschichten an, welche auch die 45 cm tief aufgeschlossene Basislage intensiv rötlichbraun gefärbt haben und für deren im Vergleich zur Hauptlage erhöhten Tongehalt sorgten (+6,4 %). Zugleich zeugen aber die im weiteren Verlauf der Catena noch zunehmenden Gehalte an Mittel- und Grobsand von der verstärkten Einarbeitung gröberkörnigen kmBL-Materials. Aus diesem rühren nun ebenfalls die mangangeschwärzten Sandsteinkomponenten, wie dies schon für die hangabwärtigen Profile N2 und N1 festgestellt wurde, und wie sie auch in der 26 cm mächtigen Hauptlage vorzufinden sind. Ihre durch äolischen Eintrag aus umgebenden Keupergesteinen höheren Anteile an den Kornfraktionen Mittel- und Grobschluff sowie Feinsand, zusammen mit ihrer braunen Farbe, grenzen sie deutlich von der liegenden Schuttdecke ab.

Nur knapp oberhalb des Schichtwechsels zum Blasensandstein ist Profil N4 (352 m; Inklination: 17,5°) angelegt. In der teilweise aufgeschlossenen Basislage finden sich zahlreiche helle

Sandsteinbröckel aus der kmBL-Bank der Stufenfläche. Dazwischen ist rötlichbraungefärbtes, toniges Feinmaterial eingearbeitet, welches dem unterhalb der Sandsteinbank ausstreichendem roten Tonstein entstammt. Für die dennoch relativ hohen Gehalte an Mittel- und Grobsand im Feinboden zeichnen die teils stark absandenden Skelettkomponenten verantwortlich. So konnte sich auch bei sehr dichter Lagerung der Schuttdecke keine Staunässe entwickeln. Die darüber liegende 32 cm mächtige Hauptlage ist gegenüber der Basislage deutlich feinkörniger, fehlt ihr doch mit den Sandsteinbröckeln auch die Zufuhr gröbersandigen Materials. Stattdessen wurden Feinkomponenten äolisch in die ehemalige active layer eingetragen und mit dem bereits vorhandenen Material vermischt, was nicht nur am abgeschwächten rötlichbraunen Farbton, sondern auch an der Zunahme des Mittel- und Grobschluff- sowie Feinsandgehalts ersichtlich wird.

Am S-exponierten Oberhang schließt sich an die Delle eine etwa 0,5 m eingetiefte Runse an. Darin wurde Profil N5 (362 m; Inklination: 9°) aufgeschlossen. Wie zu erwarten war, fehlt an dieser Stelle eine Hauptlage. Stattdessen tritt die Basislage in einer (Rest-)Mächtigkeit von 33 cm zutage. Analog zu Profil N4 und N3 ist sie von rötlichbrauner Farbe, welche ebenso wie die sehr tonige Fazies des Feinbodens durch die Einarbeitung des anstehenden roten Tonsteins bedingt wird. Die bis 15 cm großen Sandsteine entstammen der auf der Stufenfläche auftretenden Sandsteinbank (vgl. N6) und wurden durch gelisolifluidale Wanderbewegung in das tonige Substrat eingemengt. Ab 33 cm Tiefe steht der rötlichbraune, von grünlichgrauen Linsen durchsetzte karbonatreiche Tonstein an. Im Gegensatz zur Basislage handelt es sich bei den Skelettkomponenten um kleine unverwitterte Tonsteinbröckelchen.

Den Abschluß der Catena bildet Profil N6 (365 m; Inklination: 1°) auf der konvex gewölbten Blasensandsteinverebnung. Dort setzen die periglazialen Ablagerungen mit einer 18 cm mächtigen gelblichbraunen Hauptlage ein. Ihre teils durch den Wind eingetragenen Kornfraktionen Mittelschluff bis Feinsand übersteigen den Wert der unterlagernden Ablagerung um rund 30 %. Daneben fallen etliche mangangeschwärzte Sandsteine auf, die während der Schuttdeckengenese aus der liegenden Schicht aufgenommen wurden. Diese ist nur 8 cm mächtig und mit etwa 40 % Grobboden (meist Feingrus) sehr steinig. Nur ausnahmsweise erreichen die horizontal lagernden, völlig manganimpregnierten Sandsteinplättchen eine Größe von 10 cm. Ihr heller Kern ist nach außen von einer schwärzlichen Manganoxid- und einer kräftig braunen (7.5 YR 4/6) Eisenoxidhülle umgeben (vgl. BLACK 1976, S. 80; SEMMEL 1976, S. 28). Die braune Feinbodenmatrix ist tonreich (+22,8 %); höhere Gehalte an Mittel-

und Grobsand sind ein Verwitterungseffekt des Sandsteingruses. Unterhalb dieses Profilabschnitts folgt eine 10 cm mächtige feste Sandsteinbank, welche von heller Farbe und mittlerer Körnung ist (fS: 12 %; mS: 60 %; gS: 16 %)¹. Daß es sich um die erste Bank innerhalb des kmBL handelt, wird durch das Auftreten grünlichgrauer, im Anschluß daran brauner schluffiger Tone im Untergrund bestätigt (vgl. EMMERT 1974, S. 45). Aufgrund der ebenen exponierten Lage konnte nun dem skelettreichen tonigen Profilabschnitt zwischen Hauptlage und Sandsteinbank kein Material durch gelisolifluidale Umlagerung zugeführt werden. Die Kryoturbation blieb jedoch auch bei einer Neigung von 1° wirksam, sodaß die durch intensive Kryoklastik aus dem anstehenden Sandstein freigesetzten Skelettkomponenten mit tonigem Material vermengt wurden. Der Tonanteil mag dabei den Sandstein durchsetzenden Tonknollen („Blasen“-Sandstein) oder -zwischenlagen entstammen (vgl. Kap. 2.3). Der 8 cm mächtige Profilabschnitt ist folglich ein ehemaliger Auftauboden in ebener Relieflage, welcher mangels äolischer Komponenten als Äquivalent der Basislage der Hänge anzusprechen ist (vgl. Profil O9).

Wie die RDA der Hauptlage zeigt, treten in der Tonfraktion Illite auf, welche aber infolge der Verwitterung randlich aufgeweitet sind und vermikulitische Zwischenschichten enthalten (Abb. 45). Diese kollabieren beim Erhitzen, wodurch sich die Intensität und die Symmetrie des (001)-Illitpeaks steigert. Auch sekundäre Chlorite kommen vor, deren Kristallinität sich mit zunehmender Profiltiefe verbessert, ersichtlich an der in gleicher Richtung wachsenden Hitzestabilität und Peakschärfe. Daneben sind noch schwächere Peaks von Kaolinit sowie von Quarz und Feldspäten vorhanden. Ähnlich präsentiert sich das Tonmineralspektrum der tonreichen Basislage, in der nun ebenfalls etwas Kaolinit und schlecht kristallisierter sekundärer Chlorit enthalten sind. Auffällig ist der deutliche Illit-Peak bei 10 Å, welcher gegenüber der Hauptlage seine Intensität verdoppelt und zum klar dominierenden Tonmineral avanciert. Der bereits in den Sandsteinplättchen sichtbare Lepidokrokitanteil tritt auch in der RDA zutage, wohingegen die Quarz- und Feldspat-Peaks ± verschwinden. Im unterhalb der Sandsteinbank anstehenden Tonstein erhöht sich erneut die Intensität des Illits. Gleichzeitig läßt sich im Quellungspräparat eine geringfügige Aufweitung des 14 Å-Peakfußes hin zu kleinen 2θ-Werten feststellen, was auf noch vorhandene smectitische Schichten im sekundären Chlorit hinweist. Demgegenüber ist Kaolinit im Spektrum nicht mehr nachweisbar (HEIM 1990, S.

---

¹ Für die Korngrößenanalyse wurde ein Teil davon mittels einer Hydraulikpresse zerlegt. Da so nur annäherungsweise die tatsächlichen Körnungsverhältnisse bestimmt werden können, erscheinen die Angaben nicht in den Analyseergebnissen im Anhang. Auf die weitere Untergliederung der Schluff- und Tonfraktion wurde hier verzichtet.

120ff; JASMUND & LAGALY 1993, S. 35; MOORE & REYNOLDS 1997, S. 234ff; THOREZ 1976, S. 11ff, 30ff, 52; WARSHAW & ROY 1961, S. 1484ff).

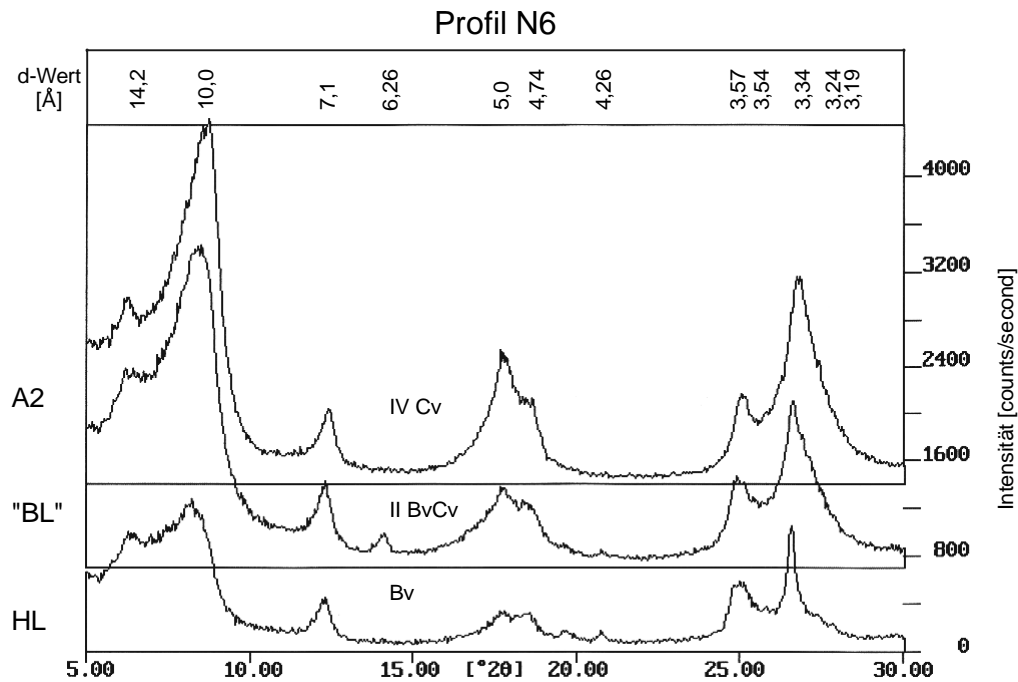


Abb. 45: RDA der Tonfraktion von Profil N6 - Normalpräparat

Vergleicht man die periglazialen Lagen der Catena Eichelberg miteinander, so ist regelmäßig ein Zweischichttyp mit Haupt- und Basislage zu beobachten (Abb. 46). Die Korngrößenzusammensetzung des Feinbodens der Basislage hängt dabei wesentlich von den hangauf und in situ vorkommenden Gesteinen ab, welche die Schuttdecke aufbauen. Sind diese körnungsmäßig sehr unterschiedlich, so zeigt sich die verminderte Beimengung einer Komponente in der Abnahme der entsprechenden Kornfraktion. In der vorliegenden Catena verringern sich - ausgehend vom teils sandigen, teils tonigen kmBL in N6 - hangabwärts die Anteile der Kornfraktionen Ton, Mittel- und Grobsand, wohingegen in den für den Gipskeuper charakteristischen Korngrößen Schluff und Feinsand Zuwächse zu verzeichnen sind. Die Abschwächung des kmBL-Einflusses in Richtung auf den Unterhang wird zudem an der Abnahme des Skelettgehalts ersichtlich. Da dieses ausschließlich von größerer Körnung ist, unterscheidet es sich deutlich von Gipskeupermaterial. Der Eintrag äolischen Substrats in die Hauptlage läßt sich dagegen in der Regel an einer Zunahme der Korngrößen Mittel- und Grobschluff sowie Feinsand erkennen. Dadurch wird die Korngrößenzusammensetzung des aus dem Liegenden aufgenommenen Materials stärker ausgeglichen. Sehr tonige oder sandige Bodenarten wie in der Basislage (N6 bzw. N4) kommen folglich in der Hauptlage nicht vor. Auch die Farbgebung dieser periglazialen Lage wird durch den äolischen Materialeintrag beeinflusst. So dominieren

gelblich- bis schwachbraune Farbtöne, während die Farbgebung der Basislage stärker von den Gesteinsfarben abhängt. Dies gilt besonders für farbintensives kmL- und basales kmBL-Material, welches bereits bei geringer Beimengung die Basislage kräftig braun bis rötlichbraun färbt. Die Mächtigkeit der Schuttdecken nimmt in Richtung auf den Unterhang zu, was sich allerdings im Falle der nur teilweise aufgeschlossenen Basislagen nur sehr grob abschätzen läßt (N6: 8 cm; N3: 45+ cm).

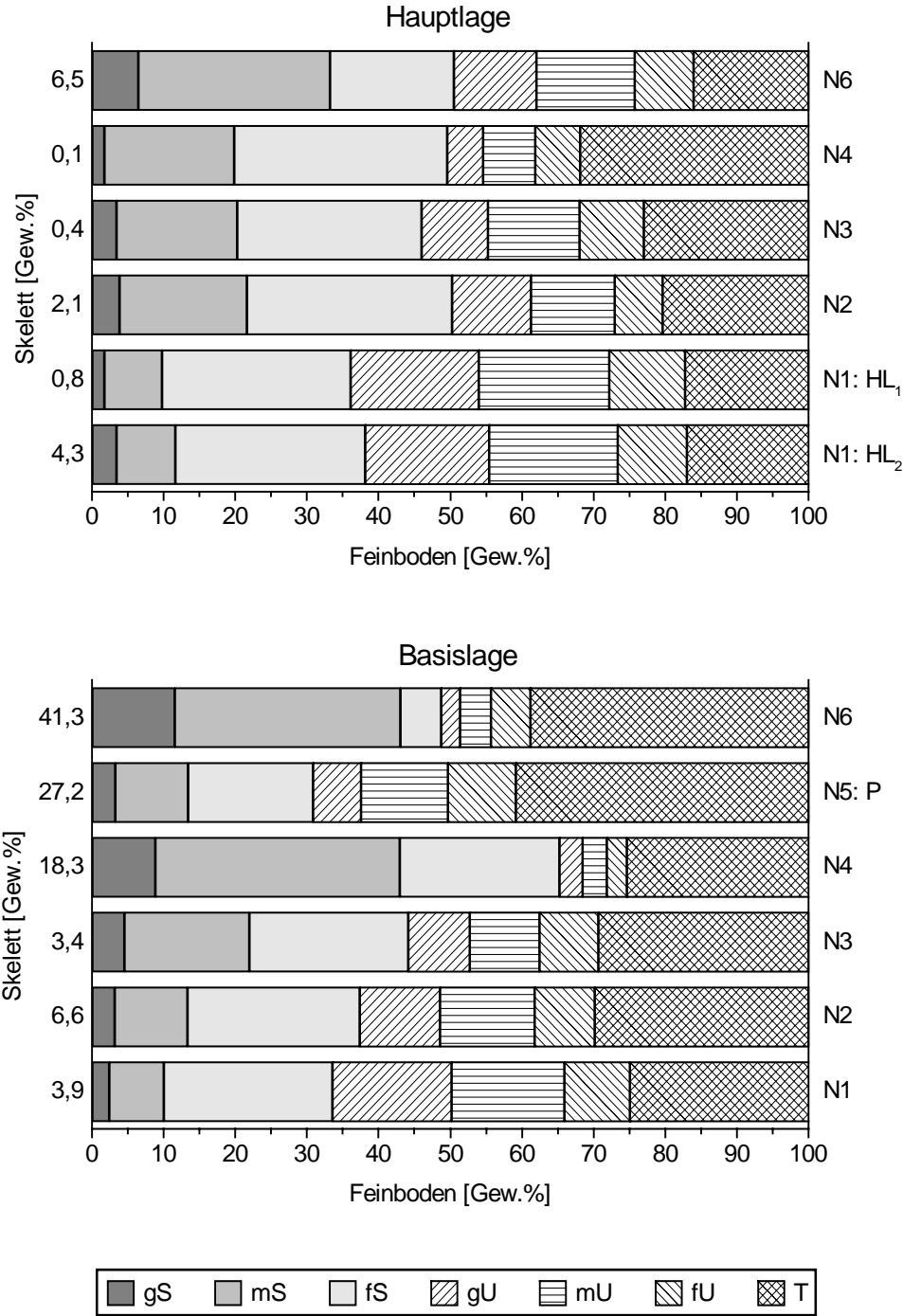


Abb. 46: Korngrößenverteilung in den Profilen N1 bis N6

### 6.3.2 Catena Dornteich (N8-N15)

Die Catena Dornteich ist westlich von Neustadt in einer Delle angelegt, welche sich vom waldfreien Schloßbuck in zunächst südöstlicher, in ihrem weiteren Verlauf in östlicher Richtung zum Dornteich erstreckt. Dort prägen holozäne Kolluvien das Ablagerungsgeschehen, während dellenaufwärts periglaziale Lagen den anstehenden Schilfsandstein überdecken. Der Schloßbuck selbst wird von den Lehrbergschichten aufgebaut und von einem kleinen Blasen-sandsteinrest gekrönt. Er ist als Zeugenberg der eigentlichen Blasen-sandsteinstufe im E vorgelagert (Abb. 47 + Höhenschichtenkarte im Anhang).

Im untersuchten Abschnitt des Dellenmittel- und -unterhanges betragen die durchschnittlichen Neigungswinkel 0.5 bis 7°; noch geringere Werte sind auf den Bereich der Kolluvien rund um den Dornteich beschränkt. Im Übergang zum Schloßbuck nimmt das Gefälle auf bis zu 15° zu, wobei die Lehrberghänge dieser Erhebung noch steiler sind.

Die Profilreihe beginnt mit Profil N8 nach Einsetzen der Bewaldung am Dellenmittelhang. Wie in den übrigen Bodenaufschlüssen dieser Catena auch, bildet die tonig-sandige Wechsel- folge des kmS das anstehende Gestein. Etwa 350 m weiter westlich steht dagegen der über- wiegend massive Schilfsandstein an.

In Profil N8 (340 m; Inklinaton: 4°) ist nun eine zweigliedrige Hauptlage mit einer Gesamt- mächtigkeit von 44 cm zu beobachten. Konvergierend mit Befunden anderer Profile dieser Ausprägung unterscheidet sich der untere Abschnitt der Schuttdecke vom hangenden durch seine hellere graubraune Farbe, die dichtere Lagerung und den höheren Anteil an eisenoxid- verkrustetem Sandsteingrus. Dagegen differiert die Zusammensetzung des Feinbodens kaum: beide Hauptlagenabschnitte enthalten deutlich mehr Mittel-, Grobschluff sowie Feinsand als die darunter anschließende Basislage (Abb. 48). Diese olivgraue Schuttdecke ist mit ihrem rund 30 % höheren Tongehalt und der sehr dichten Lagerung Ursache für die im unteren Hauptlagenabschnitt feststellbare Pseudovergleyung in Form von Rostflecken und Mangan- konkretionen. Die Basislage selbst ist ebenfalls stark rostfleckig. In ihr sind nur wenige oxid- verkrustete Sandsteine eingemengt, die mittels ihrer gröberen Körnung dem Sandsteinkeuper zugeordnet werden können. Da dessen einziges Vorkommen in der Umgebung der kmBL- Rest des Schloßbucks ist, kommt nur eine Verlagerung durch Gelsolifluktion innerhalb



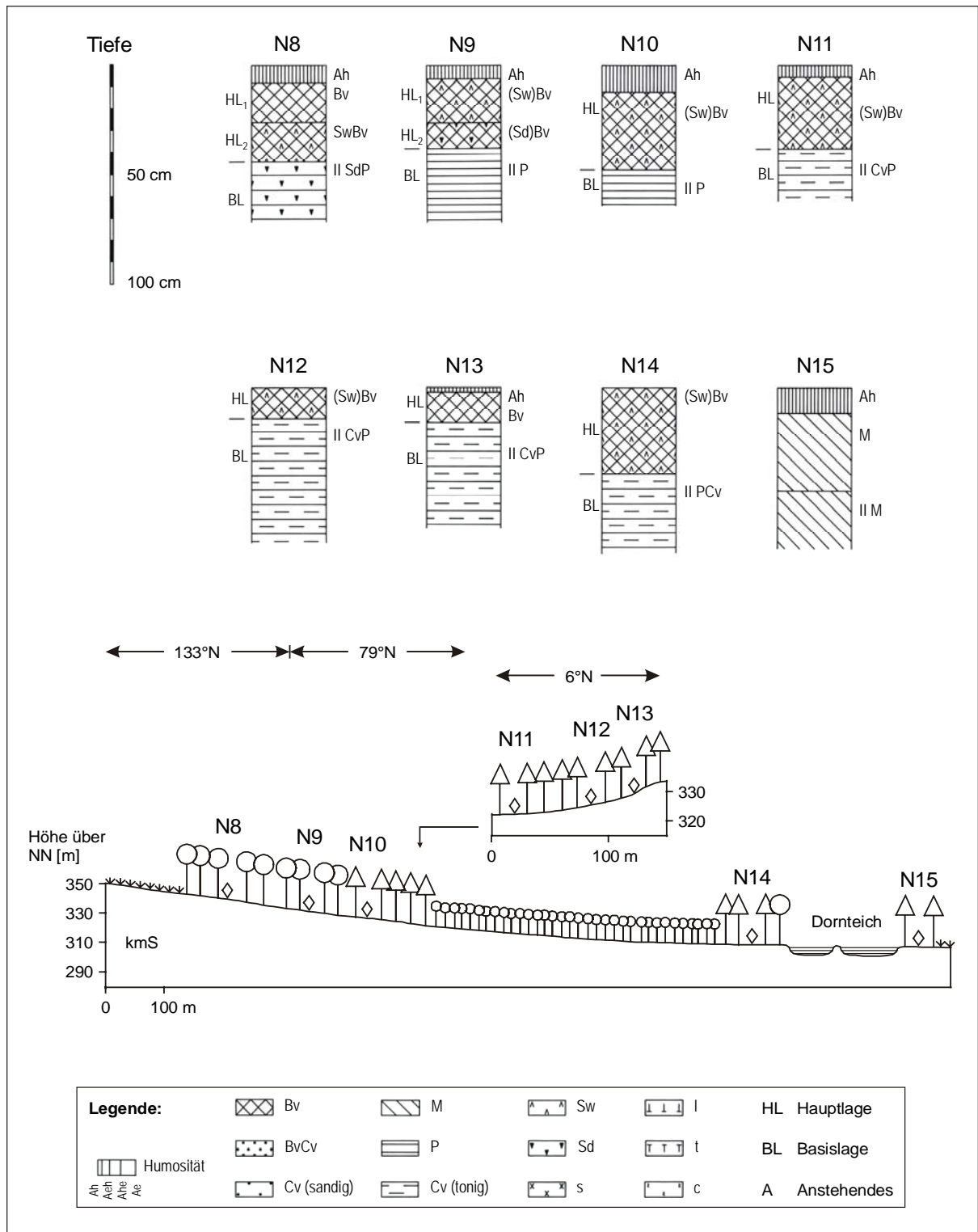


Abb. 47: Catena Dornteich - Untersuchungsgebiet Neustadt (Hangprofil 2,5-fach überhöht)

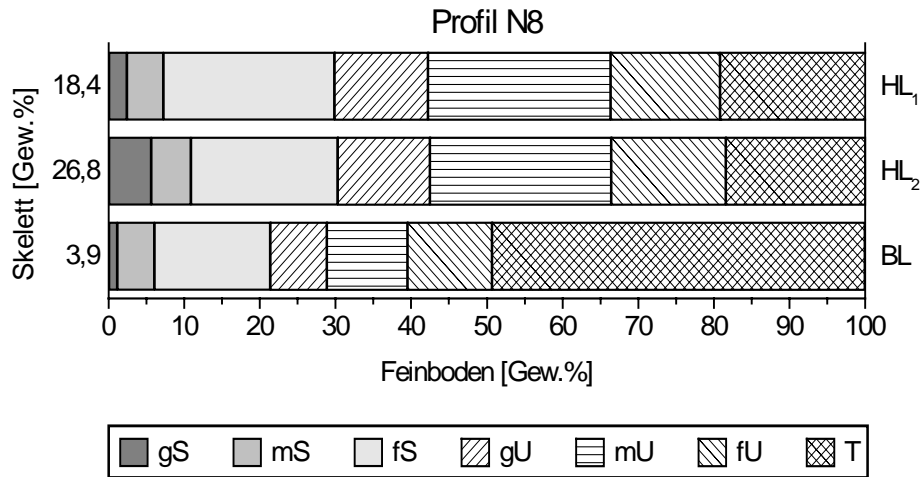


Abb. 48: Korngrößenverteilung in Profil N8

der Delle in Betracht. Die höheren Skelettgehalte der Hauptlage erklären sich durch Aufrierprozesse. Die pedogenetische Entwicklung innerhalb des Schuttdeckenkomplexes hat sich an die Grenzen der einzelnen Lagen gehalten. So ist die Hauptlage durch Verbraunung und Verlehmung, die Basislage dagegen noch stark vom tonigen Ausgangsmaterial geprägt. Die Hydromorphierung erreicht nur den unteren Hauptlagenabschnitt.

Etwas weiter hangab liegt Profil N9 (332 m; Inklination: 2,5°). Auch hier ist die Hauptlage in zwei Abschnitte gegliedert. Während sich jedoch die graubraune Farbe der beiden nicht unterscheidet, fällt die etwas gröbere Körnung des Feinbodens im unteren Teil der 37 cm mächtigen Schuttdecke auf, was durch die Verwitterung der Skelettkomponenten bedingt wird. Diese sind mit 25 Gewichts-% bedeutend zahlreicher vorhanden als im hangenden und liegenden Profilabschnitt. Zudem zeichnet sich der untere Hauptlagenabschnitt durch eine sehr dichte Lagerung aus, sodaß der hangende Abschnitt der Schuttdecke von Staunässe betroffen ist. Die mäßig lockere Basislage ist dagegen frei von Hydromorphiemerkmale. Sie unterscheidet sich nicht nur durch ihre braun-graue Fleckung von der Hauptlage, sondern v.a. durch ihren geringeren Anteil an Mittel- und Grobschluff (-11,1 %) sowie den höheren Tonanteil (+13,3 %). Vergleicht man die Bodenbildung, wie sie hier in Profil N9 vorliegt, mit der von N8, so läßt sich zunächst feststellen, daß auch in N9 die Zone der Verbraunung mit der Hauptlage zusammenfällt, wohingegen die Basislage pelosoligen Charakter zeigt. Anders als weiter hangauf wirkt jedoch im betrachteten Fall der dichtgelagerte untere Abschnitt der Hauptlage als Wasserstauer (vgl. hierzu Profil O2 und O3 der Catena Winterranken im UG

Ochsenschenkel: auch dort „wandert“ die wasserstauende Zone vom dichtgelagerten Anstehenden in die Basislage des hangab gelegenen Profils).

Die RDA der Tonfraktion ergab für die zweigeteilte Hauptlage ein sehr ähnliches Bild (Abb. 49). In beiden Fällen ist der Illit durch den Einfluß der Verwitterung randlich etwas aufgeweitet und in unregelmäßiger Folge von Vermikulit-Zwischenschichten durchsetzt. Demgegenüber weitet der schlecht kristallisierte sekundäre Chlorit unter Einfluß des Ethylenglykols geringfügig auf, was auf vorhandene smectitische Schichten hinweist. So bleibt denn auch nach dem Erhitzen neben einem kleinen residualen Peak bei etwa 13,7 Å ein flaches Diffraktionsband bis etwa 12 Å erhalten. Daneben ist ein geringer Anteil an Kaolinit ebenso wie das Eisenoxihydroxid Lepidokrokit (u.a. 6,26 Å) in der stauwasserbeeinflussten Hauptlage zu finden. Beide treten in der Basislage nicht mehr in Erscheinung. Dort nimmt der 14 Å-Peak des sekundären Chlorit - auch hier Smectitschichten enthaltend - an Intensität zu. Trotzdem bleibt der Illit dominierend, hat sich doch die Intensität seines 10 Å-Peak von Haupt- zu Basislage fast verdoppelt. Es gilt aber zu beachten, daß in Mineralgemengen der (001)- und (003)-Peak (14,2 bzw. 4,74 Å) des sekundären Chlorits laut JASMUND & LAGALY (1993, S. 35) oft nicht deutlich hervortritt.

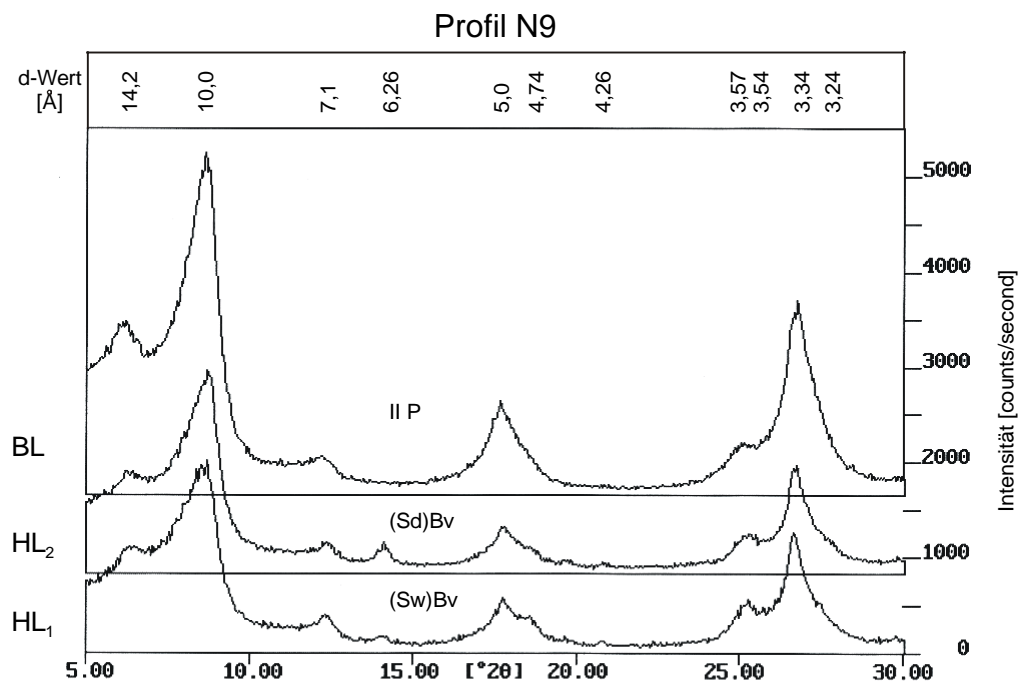


Abb. 49: RDA der Tonfraktion von Profil N9 - Normalpräparat

Die im weiteren Verlauf der Delle im Tiefenbereich (N10, N11, N14) bzw. am N-exponierten Dellenhang (N12, N13) aufgeschlossenen Profile N10 bis N14 können dank ihrer ähnlichen Ausprägung zusammengefaßt werden. Sie alle tragen eine braungefärbte Hauptlage von rund 40 cm Mächtigkeit. Einzig die Profile des N-Hanges weisen eine geringere Lagendicke auf (14 bzw. 16 cm) (vgl. MACHANN & SEMMEL 1970, S. 259). Gegenüber der tonreichen Basislage zeichnen sie sich durch erhöhte Anteile an Mittel- und Grobschluff aus. Ist die liegende Schuttdecke aufgrund der Körnung des eingearbeiteten kmS stärker schluffig (N11, N14), so verschiebt sich das äolische Korngrößenspektrum in Richtung auf den Feinsand. In allen Fällen unterscheiden sich Haupt- und Basislage aber deutlich in der Bodenart voneinander. Der Gehalt an Grobboden ist dagegen in beiden Schuttdecken ähnlich niedrig bzw. fehlt gänzlich. Dies muß aber nicht verwundern, ist doch die Delle im wenig verfestigten kmS angelegt. Nur in ihrem höhergelegenen Abschnitt (N8, N9) ist noch eine Materialzufuhr aus dem Sandsteinkeuper feststellbar. Das Vorherrschen des feinkörnigen kmS bedingt nun auch die meist tonige, teils schluffige Bodenart der Basislage. Höhere Feinsandgehalte wie in N12 gehen auf die wechselhafte Fazies des verlagerten kmS-Materials zurück. Die Schuttdecke ist durchwegs dichter gelagert als die Hauptlage. Ihre Farbe ähnelt dabei noch stark der des kmS und variiert zwischen olivgrau und grünlichgrau. Die in der karbonatreichen Basislage von Profil N13 auftretenden hellgrauen und rötlichbraunen größeren Flecken sind Reste einer eingemengten dolomitischen Steinmergelbank, in welcher synsedimentär Roteisenlösungen ausgeschieden wurden (vgl. RDA). Dies konnte von EMMERT (1974, S. 25) an verschiedenen Stellen des Kartenblattes Neustadt in der tonigen kmS-Fazies beobachtet werden. Weiter hangab sind graues und rötlichbraunes kmS-Material schon inniger miteinander vermischt, sodaß in N12 nur noch kleine kräftig braungefärbte Tüpfel zu finden sind. Innerhalb der Schuttdeckenabfolge korrespondieren die Grenzen der Bodenhorizonte mit denen der periglazialen Lagen. Die Hauptlage ist durch Verbraunung und Verlehmung gekennzeichnet und erfuhr stellenweise eine schwache Pseudovergleyung durch die Stauwirkung der dichtgelagerten Basislage. Diese wiederum verharrt aufgrund ihres hohen Tongehalts noch immer im Pelosolstadium. Von den genannten fünf Profilen wurde die Tonfraktion von N13 röntgendiffraktometrisch untersucht (Abb. 50). In beiden Schuttdecken treten darin sekundäre Chlorite auf, die allerdings in unterschiedlichem Maß hitzestabil sind. So bilden diese Tonminerale im Erhitzungspräparat der Hauptlage einen deutlichen Peak bei etwa 13,7 Å aus, wohingegen in der Basislage ein breites Diffraktionsband bis etwa 12 Å zu beobachten ist. Da nicht nur schlecht kristallisierte sekundäre Chlorite, sondern auch unregelmäßige Wechsellagerungsminerale aus Chlorit und Vermikulit derartige Reflexe zeigen, wären für eine genauere Differenzierung

weitere Behandlungsschritte als die durchgeführten notwendig. Wichtigstes Tonmineral ist aber auch in diesem Profil der Illit, welcher in der Hauptlage verwitterungsbedingt stärker randlich aufgeweitet ist und vermikulitische Einlagerungen enthält. Zur Basislage schwächt sich die Illit-Schulter ab, zugleich erhöht sich die Intensität des 10 Å-Peak um den Faktor 2,3. Kaolinit konnte in keiner der beiden periglazialen Lagen vorgefunden werden. Schwache Peaks von Dolomit (u.a. 2,89 Å) und Hämatit (u.a. 2,69 Å) (alle außerhalb des hier dargestellten 2 $\theta$ -Winkelbereichs liegend) gehen auf die in die Schuttdecke eingemengte Steinmergelbank zurück (MOORE & REYNOLDS 1997, S. 255f; SALGER 1973, S. 149ff; THOREZ 1976, S. 30ff).

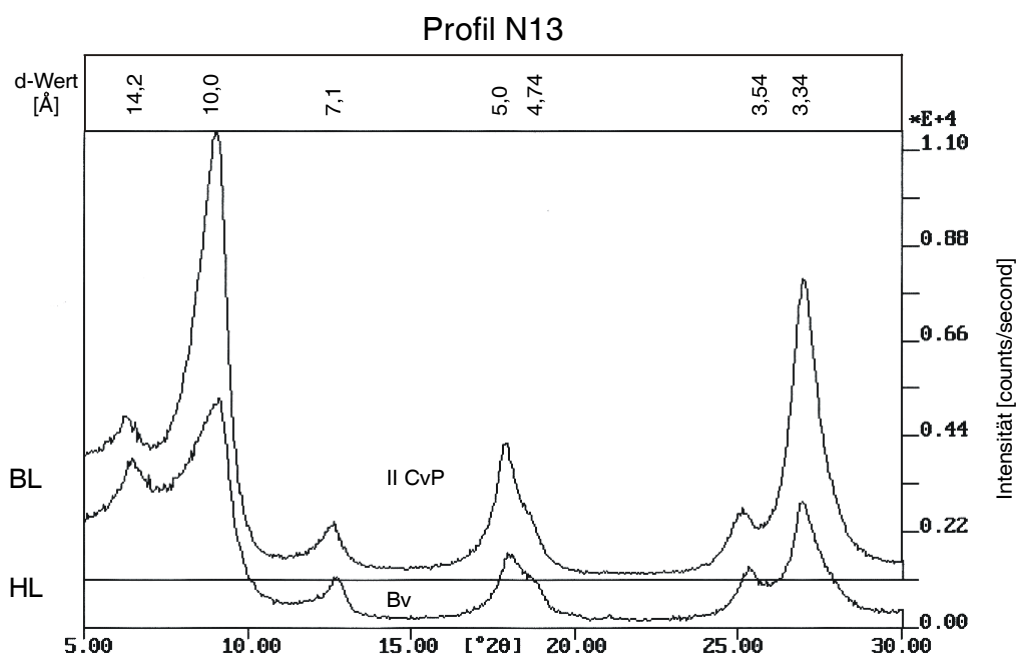


Abb. 50: RDA der Tonfraktion von Profil N13 - Normalpräparat

Im Anschluß an den Dornteich ist Profil N15 (306 m; Inklination: 1°) angelegt. Das Solum unterhalb des 11 cm mächtigen Ah ist gleichmäßig braun gefärbt und sehr skelettarm. Die Bodenart wechselt ab 47 cm Tiefe von sandigem zu schluffigem Lehm, was mit einer Abnahme der Bodendichte einhergeht. Anhand der Lage des Profils im Tiefenbereich des Dellenunterhanges, nur wenig entfernt von den anthropogen angelegten Fischteichen, können die festgestellten Unterschiede im Feinboden jedoch nicht periglazialen Lagen zugeordnet werden. Entsprechende profilmorphologische Kennzeichen wie eine andersartige Farbgebung der beiden Sedimente oder Flecken durch ungenügend eingemischtes Material, wie sie in einer Basislage vorkommen, fehlen. So ist davon auszugehen, daß ein aus zwei faziell verschiedenen Solumsedimenten aufgebauter Kolluvisol vorliegt. Wie Hangprofile dieser Catena zeigen

(vgl. N12, N13), ist die Hauptlage nicht überall in ihrer ursprünglichen Mächtigkeit erhalten. Der erodierte Teil dieser Schuttdecke wurde letztlich in konkaven flachen Reliefbereichen akkumuliert. Die Zweiteilung des Sediments ist möglicherweise auf eine Mehrphasigkeit des Abtragungsprozesses zurückzuführen. Eine zusätzliche schwache Tonverlagerung ( $\Delta T$ : 4,4 %) kann nicht ausgeschlossen werden (vgl. ROHDENBURG 1978, S. 469; SEMMEL 1994b, S. 230f; DERS. 1995, S. 128f; VÖLKEL & RAAB 1998, S. 314ff).

### **6.3.3 Einzelprofile (N7, N16-N19)**

Südöstlich von Virnsbergerhaag, nur wenig südlich von Profil N13 befindet sich Profil N7 (325 m; Inklination: 6,5°). Es ist dort am S-exponierten Mittelhang einer Delle aufgeschlossen. Durch die Verzahnung von kmE und kmS stehen hier - trotz ähnlicher Höhenlage wie in Profil N10 - die Estheriensichten im Untergrund an (vgl. EMMERT 1974, S. 30f). Darüber folgt eine nur teilweise durchteufte Basislage von graubrauner bis grünlichgrauer Farbe. Sie ist sehr dicht gelagert und enthält nur sehr wenige Tonsteinbröckel. Zur hangenden, 24 cm mächtigen Hauptlage nimmt der Ton- und Sandgehalt ab. Gleichzeitig ist eine deutliche Erhöhung des Mittel- und Grobschluffanteils zu konstatieren (mU: +7,8 %; gU: +3,6 %), was als äolischer Eintrag gewertet wird. In die braungefärbte Hauptlage gelangten durch Aufrierprozesse Grobbodenkomponenten aus dem Liegenden, sodaß sie im Vergleich zur Basislage deutlich skelettreicher ist. Die intensive Wirkung frostdynamischer Prozesse bewirkte zudem eine bis heute anhaltende lockere Lagerung der obersten periglazialen Schuttdecke. Wie bereits im Falle der kmS-Profile der Catena Dornteich festgestellt, hat sich auch im vorliegenden Lagenkomplex eine Pelosol-Braunerde entwickelt.

Die nachfolgenden Profile N16 bis N19 sind allesamt im Faziesbereich des tonig-sandigen Schilfsandsteins angelegt.

An einem 3,5°-geneigten NW-Hang nordöstlich von Schauerheim liegt Profil N16 (317 m). Die insgesamt 25 cm mächtige Hauptlage ist in diesem Aufschluß durchgehend gelblichbraun gefärbt und von tonig-lehmiger Bodenart. Erhöhte Feinsandwerte zeigen eine äolische Beeinflussung an. Mittels Skelettgehalt und Lagerungsdichte kann sie aber in zwei Abschnitte untergliedert werden. Dabei zeichnet sich auch hier der untere Teil der Hauptlage durch eine dichtere Lagerung und einen rund 25 % höheren Gehalt an Sand- und Hornsteinen aus. Zudem beschränken sich die durch Staunässe hervorgerufenen Rostflecken und Mangankonkretionen auf diesen Lagenabschnitt. Die darunter anschließende Basislage, die dank ihrer sehr

dichten Lagerung als Staukörper fungiert, zeigt dagegen weniger stark ausgeprägte Hydro-morphiemerkmale. Ihre braun-olivgraue Fleckung rührt ebenso wie in weiter oben dargestellten Profilen vom kmS-Material her, welches durch gelisolifluidale Umlagerung die Basislage aufbaute. In geringer Zahl finden sich Sand- und Hornsteine darin eingemengt. Wie EMMERT (1975, S. 134ff) berichtet, stammen letztere aus dem Sandsteinkeuper. Abgesehen von dem kleinen kmBL-Rest am Schloßbuck (Catena Dornteich) stehen heute aber weiträumig nur Gesteine des Gipskeupers an. Die ortsfremden Gesteine sind EMMERT zufolge unter dem „Flächenspülklima der Pliozänzeit“ (S. 138) verlagert und im Pleistozän kryoturbat durchbewegt worden. Dadurch falle eine Differenzierung zwischen dem sog. pliozänen Wanderschutt und pleistozänen Schuttdecken schwer. An dieser Stelle soll auf eine derartige Unterscheidung verzichtet werden, ist doch in die periglaziale Basislage am Hang vorhandenes und durch Gelisolifluktion und Kryoturbation bewegtes Material eingearbeitet worden. Ob es sich dabei um erstmals verlagerten Verwitterungsschutt des anstehenden Gesteins, erneut bewegte ältere Schuttdecken oder aber um Reste pliozänen Wanderschutts handelte, sei dahingestellt.

Profil N17 befindet sich nordwestlich des Dornteichs an einem nach S exponierten Dellenmittelhang (318 m; Inklination: 12°). Die Delle hat gegen W noch Anschluß an die am Schloßbuck austreichenden Lehrbergschichten. Der Aufschluß zeigt das gewohnte Bild einer schluffig-feinsandigen Hauptlage von gelblichbrauner Farbe, die in 24 cm Profiltiefe von einer dichtgelagerten Basislage abgelöst wird (Abb. 51). Der darin eingearbeitete kmS liefert nicht nur die zahlreichen Tonsteinbröckel, sondern zeichnet auch für den Tonreichtum des Feinbodens (43 %) und die olivbraune bis graue Farbe verantwortlich. Doch finden sich auch Spuren anderer Gesteinsserien. So entstammen die braunen Tonlinsen den dellenaufwärts anstehenden Lehrbergschichten (vgl. Profil N18). Die Linsen zeugen davon, daß dieses Material nur unvollständig mit dem des grauen kmS vermischt wurde. Unterhalb der 28 cm mächtigen Basislage steht der graue Tonstein des kmS an, dessen scheinbar sandige Fazies durch die unvollständige Verwitterung bedingt wird.

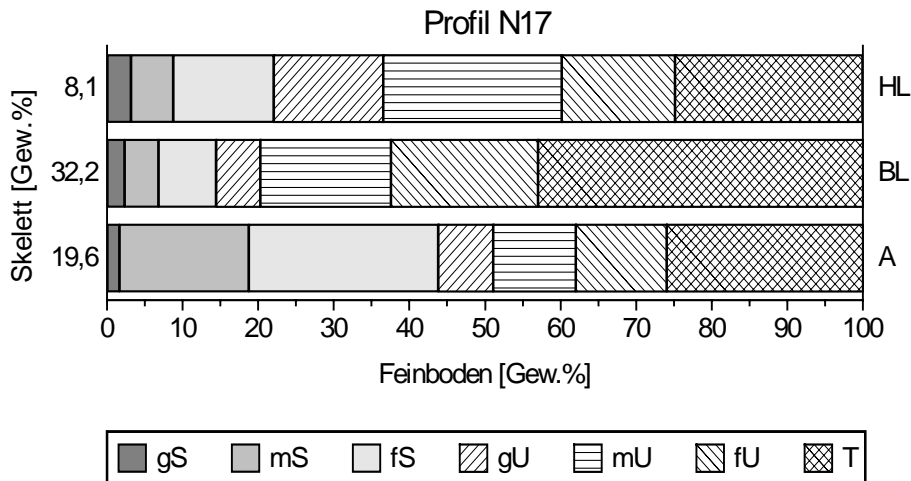


Abb. 51: Korngrößenverteilung in Profil N17

Stärker von den Lehrbergschichten wurde dagegen Profil N18 beeinflusst, welches innerhalb desselben Dellensystems nordöstlich von Virnsbergerhaag liegt (337 m; Inklination: 17°). Während sich die 26 cm mächtige Hauptlage weiterhin durch Schluff- und Feinsandreichtum sowie eine gelblichbraune Farbe auszeichnet, ist die über 100 cm mächtige tonreiche Basislage von der gleichen kräftig braunen Farbe wie die Tonlinsen in Profil N17. In beiden Schuttdecken finden sich darüberhinaus Skelettkomponenten aus dem am Schloßbuck anstehenden kmBL. Die Bodenbildung verlief in Profil N18 analog zu N16 und N17. So hat sich in der im Vergleich zur liegenden Schuttdecke lockerer gelagerten Hauptlage ein Bv-Horizont entwickelt, der mehr oder weniger stark pseudovergleyt ist. Die dichter gelagerte Basislage hingegen zeigt nur untergeordnet Hydromorphiemerkmale. Sie wird noch stark vom Tonreichtum des eingearbeiteten Materials geprägt und formt folglich einen P-Horizont.

Wie die röntgendiffraktometrische Analyse von N18 ergab, besteht die Tonfraktion der Hauptlage zum einen aus sekundärem Chlorit, der im Erhitzungspräparat einen deutlichen Peak bei 13,8 Å liefert. Zum anderen ist Illit enthalten, der bereits stärker randlich aufgeweitet und von vermiculitischen Zwischenschichten durchsetzt ist (Abb. 52). Daneben treten schwächere Reflexe von Kaolinit sowie Quarz und Feldspat auf, die jedoch in der tonreichen Basislage verschwinden. In dieser gewinnt der Illit an Intensität hinzu, Einlagerungen gehen zurück. Der Peak des sekundären Chlorit ist weniger scharf; zugleich kündigt die schwache Aufweitung im Quellungspräparat von vorhandenen Smectitschichten, die noch aus dem eingemengten Tonstein des kmL stammen. Dies stimmt mit den Befunden von LIPPMANN &



STEINER (1983) überein, die im württembergischen Gipskeuper ebenfalls Illite, Wechsellagerungen aus Chlorit und Smectit sowie Chlorite fanden.

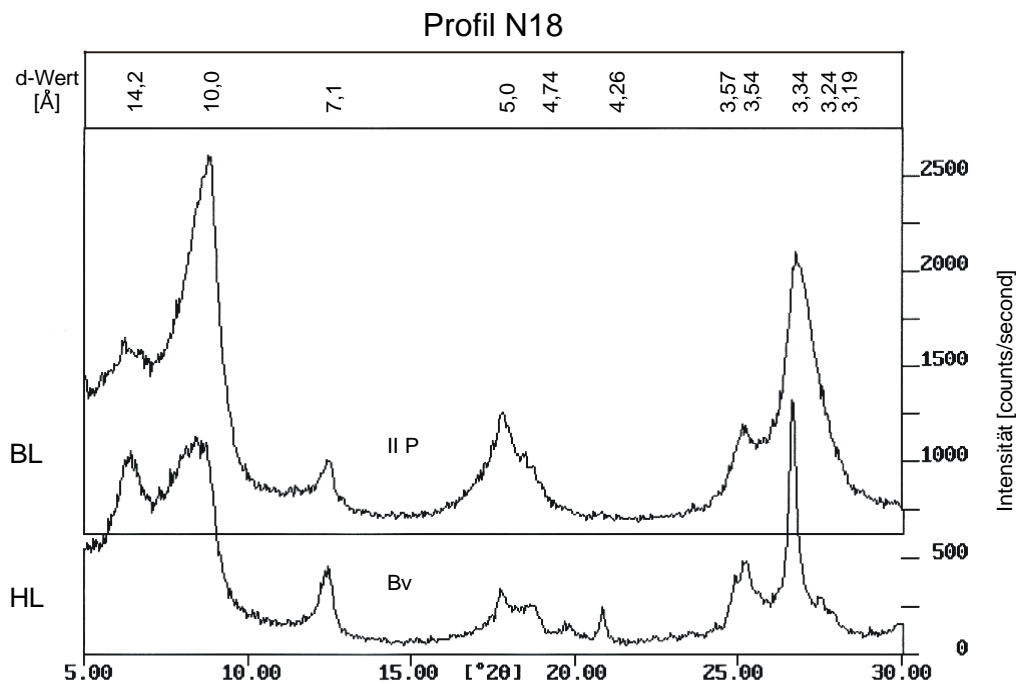


Abb. 52: RDA der Tonfraktion von Profil N18 - Normalpräparat

In einer nur 2° geneigten Delle nordöstlich des Schloßbuck ist Profil N19 aufgeschlossen (334 m). Feinsand bestimmt an dieser Stelle den nur schwach verfestigten olivbraunen kmS. Den Boden der Schürfgrube durchzieht ein monopodial verzweigter Wurzelgang von *Equisetites spec.*, dessen Seitenast etwa 20 cm lang ist. Von der Wurzel selbst zeugen nur noch schwarzbraune organische Reste, während der Hohlraum mit olivgrauem Feinmaterial verfüllt wurde (EMMERT 1974, S. 31; MADER 1997, S. 153ff, 392f, bes. Tafel 29/9). Darüber schließt eine 21 cm mächtige stärker tonige Basislage an. Ihre hellolivgraue Farbe wird von zahlreichen Rostflecken unterbrochen, die sie ihrer dichten Lagerung und der dadurch hervorgerufenen Stau-nässe verdankt. Die enthaltenen Feinsandsteine entstammen dem weit verbreiteten kmS. Im Hangenden folgt die Hauptlage mit einer Mächtigkeit von 39 cm. Unterschiede in Farbe und Dichte innerhalb dieser Schuttdecke bedingen eine Zweiteilung. Gegenüber der Basislage zeichnet sich die Hauptlage durch eine Zunahme des Mittel- und Grobschluffanteils (+10,1 % bzw. 6,5 %), der durch äolischen Eintrag hervorgerufen wurde, und stark verringerten Skelettgehalt aus (Abb. 53). Beide Horizonte der Schuttdecke sind verbraunt, wohingegen Hydromorphiemerkmale nur im unteren Bv-Horizont auftreten.

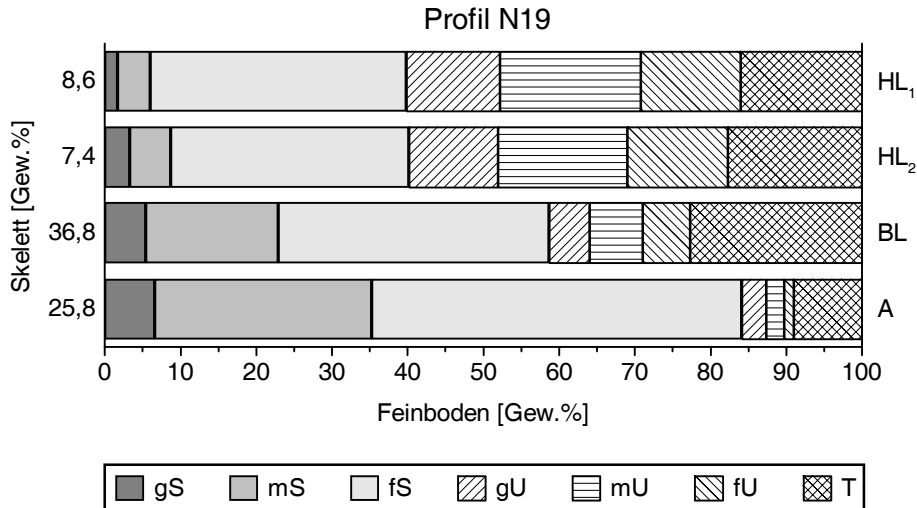


Abb. 53: Korngrößenverteilung in Profil N19

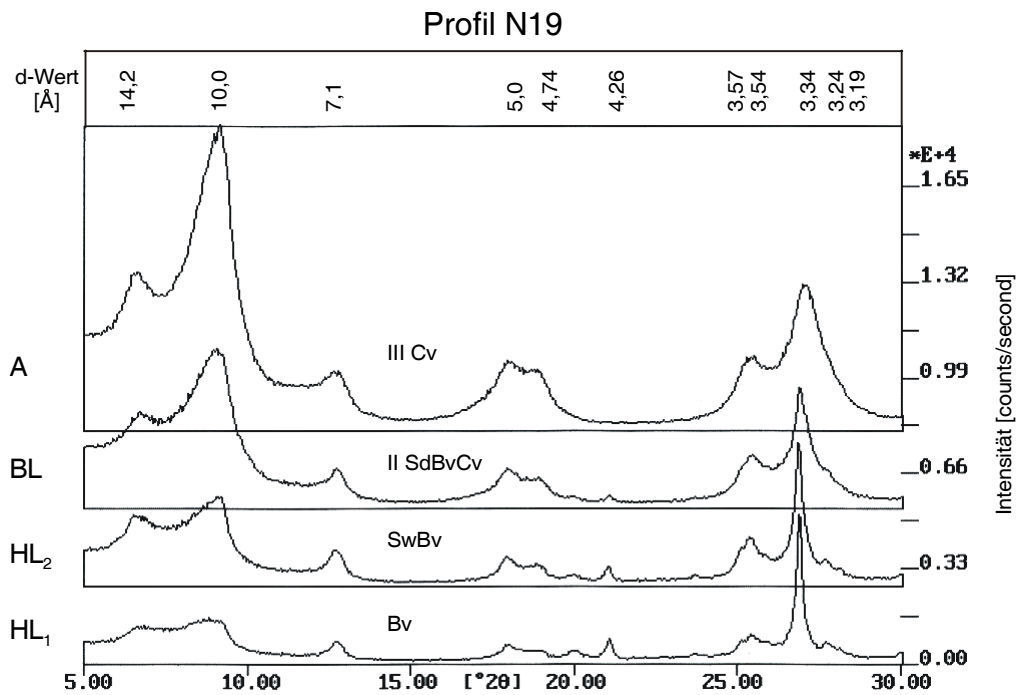


Abb. 54: RDA der Tonfraktion von Profil N19 - Normalpräparat

In den RDA-Aufnahmen der Tonfraktion von Profil N19 ist der obere Teil der zweigeteilten Hauptlage durch einen breiten Peak des sekundären Chlorit gekennzeichnet (hier in der Verkleinerung sehr flach wirkend), dessen schwache Aufweitung durch Ethylenglykol das Vorhandensein smectitischer Schichten anzeigt (Abb. 54). Im unteren Abschnitt derselben Schuttedecke fehlen diese jedoch, während zugleich der Peak an Deutlichkeit gewinnt. Auch die unregelmäßige Wechsellagerung des Illits mit vermikulitischen Schichten nimmt mit zu-

nehmender Profiltiefe ab. Kaolinit kommt dagegen in der gesamten Hauptlage nur untergeordnet vor und fehlt in der anschließenden Basislage gänzlich. Dort schwinden auch die Peaks der Feldspäte und des Quarzes, wobei letzterer noch in der Hauptlage eine sehr markante Ausprägung durch die fortgeschrittene Zerstörung des Illits in dem mit ihm koinzidierenden 3,34 Å-Peak erfuhr. Im übrigen erhöhen sich die Intensitäten des sekundären Chlorits und des Illits. In der Tonfraktion des anstehenden kmS kann sich die des Illits noch einmal verdoppeln, doch auch die des relativ besser kristallisierten sekundären Chlorits nimmt deutlich zu (THOREZ 1976, S. 30ff, 51ff; WARSHAW & ROY 1961, S. 1484ff).

#### **6.3.4 Zwischenergebnis**

Haupt- und Basislage kommen im UG Neustadt überall dort vor, wo nicht durch holozäne Runsenbildung (N5) oder Akkumulation von Kolluvien (N15) eine nachhaltige Veränderung des periglazialen Lagenaufbaus erfolgte. Dies gilt unabhängig von der Wölbungsrichtung sowohl für Hänge mit mehr als 2° Neigung als auch für solche mit einem Gefälle um 2° (N6, N14, N19).

Die durchschnittliche Mächtigkeit der Hauptlage beträgt 32 cm. Meist ist sie gelblichbraun gefärbt, doch sorgen Beimengungen grünlichgrauen kmS- oder rötlichbraunen kmL- bzw. kmBL-Materials für eher graubraune respektive braune Farbtöne. Dabei sind die verschiedenen Substrate gut miteinander vermischt und homogenisiert. Die Bodenart ist meist lehmig und aufgrund der Feinkörnigkeit der weitverbreiteten Gipskeuperablagerungen weniger sandig als etwa im UG Ochsenschenkel. Zudem sind diese Gesteine nur schwach verfestigt, so daß die Hauptlage in der Regel wenig Grobboden enthält. Dort, wo Skelettkomponenten aus dem kmBL (N8, N9) oder auch älterem Verwitterungsmaterial (N16) zugeführt wurden, werden mittlere Steingehalte erreicht (max. 28,6 % in N16). Die äolische Beeinflussung der Hauptlage zeigt sich an deutlich erhöhten Anteilen der Mittel- und Grobschlufffraktion. Folgt unter dieser Schuttdecke jedoch eine, durch die Einmischung von kmS-Material stärker schluffige Basislage (N2, N11, N14, N16), so offenbart sich äolischer Materialeintrag an einer Zunahme des Feinsandgehalts. Die Hauptlage zeichnet sich durch eine lockere Lagerung gegenüber der Basislage aus (Ausnahme: N18). Tritt eine zweigeteilte Hauptlage auf (N1, N8, N9, N16, N19), so ist der untere Abschnitt dichter gelagert als der hangende und enthält zu meist mehr Skelett. Oft schwächt sich auch der Grad der Braunfärbung nach unten hin ab. Auf den unteren, im Durchschnitt 14 cm mächtigen Hauptlagenabschnitt beschränken sich

ebenfalls etwaige, durch eine dichtgelagerte Basislage hervorgerufene Staunässemerkmale. Wenn allerdings, wie in N9, der am dichtesten gelagerte Profilabschnitt mit dem liegenden Abschnitt der Hauptlage zusammenfällt, so verschiebt sich die Stauzone in den oberen Teil dieser Schuttdecke. Anzeichen von Podsoligkeit treten dank des karbonatreichen Gipskeupergesteins selbst in reinen Fichtenforsten nicht auf.

Angaben zur Mächtigkeit der Basislage sind kaum möglich, ist sie doch nur in wenigen Profilen vollständig durchteuft worden (N5, N6, N17, N19). Im Durchschnitt wurden 40 cm, teils sogar 100 cm dieser Schuttdecke aufgeschlossen ohne das anstehende Gestein zu erreichen. Das Material der Basislage stammt aus in situ und hangauf anstehenden Gesteinen, sodaß diese sowohl Farbe als auch Fein- und Grobboden bestimmen. Während im Bereich von kmL und kmBL braune bis rötlichbraune Farbtöne vorherrschen, sind in der Umgebung des kmS graubraune und olivgraue Farben tonangebend. Die Bodenart ist entsprechend der Körnung des weitverbreiteten Gipskeupers sehr tonig (max. 49,3 % in N8) bis schluffig (max. 55,5 % in N11). Höhere Sandgehalte sind erst nahe den Ablagerungen des Sandsteinkeupers zu verzeichnen (max. 65,2 % in N4). Die aus verschiedenen Gesteinsserien stammenden Substrate sind nur schlecht miteinander vermischt, sodaß v.a. bei deutlichen Farbunterschieden noch kleine Linsen und Flecken eingearbeiteten Materials erkennbar sind (N12, N13, N17). Wie schon für die Hauptlage festgestellt, hängt der Gehalt an Grobboden von der Verwitterungsstabilität eingearbeiteter Gesteine ab und reicht von praktisch skelettfrei in Gipskeuperumgebung (N13) bis zu rund 40 % im Bereich des kmBL (N6). Unabhängig von der Körnung ist die Basislage dichter gelagert als die Hauptlage (Ausnahme: N18) und fungiert deshalb häufig als Staukörper auf bewegliches Bodenwasser. Eher sandige, nur schwach verbraunte Basislagen zeigen dabei meist deutlichere Anzeichen einer Hydromorphierung, während diese in den pelosolartigen Basislagen dank der kräftigen Eigenfarbe des Substrats kaum sichtbar werden.

Die Tonmineralzusammensetzung von Haupt- und Basislage unterscheidet sich v.a. im Verwitterungsgrad der beteiligten Schichtsilikate. So ist in beiden Schuttdecken der Illit das bestimmende Tonmineral, wobei besonders in der Hauptlage eine randliche Aufweitung und die Einlagerung vermikulitischer Zwischenschichten festgestellt werden kann, während in der Basislage zusammen mit dem Tongehalt auch die Intensität des Illitpeaks ansteigt. Der sekundäre Chlorit zeigt dagegen teilweise eine schwache Aufweitbarkeit infolge smectitischer Schichten. Diese sind im tonigen Unterboden meist noch aus dem Tonstein vererbt (auch in der tonigen Hauptlage von N9), während bei sehr sauren Standortverhältnissen sekundäre

Chlorite einem zunehmenden Umbau in Smectite unterliegen (N19). Kaolinit spielt nur eine untergeordnete Rolle und ist im Bereich des Gipskeupers allenfalls in der Hauptlage zu finden; im diesbezüglich analysierten kmBL-Profil N6 kommt er dagegen auch in der Basislage vor. Für die Differenzierung periglazialer Lagen reichen jedoch die Unterschiede in der Tonmineralzusammensetzung nicht aus.

## 7 Periglaziale Lagen und ihre Standortqualitäten

Nachdem die pedologisch-sedimentologischen Merkmale der periglazialen Lagen doch recht deutlich voneinander abweichen, soll in diesem Kapitel der Frage nachgegangen werden, welche Auswirkungen dies auf die Standortqualitäten hat.

### 7.1 Grundsätzliches

In der Landschaftsökologie wird unter einem Standort „eine konkrete Örtlichkeit in der Landschaftshülle der Erde, die einen bestimmten vertikalen Struktur- und Funktionszusammenhang der Geoökokomponenten Gestein, oberflächennaher Untergrund (Substrat), Boden, Georelief, Vegetation, Fauna, Klima und Wasser aufweist“ (LESER 1997, S. 338f), verstanden. Diese Geoökokomponenten, auch als Standortfaktoren bezeichnet, lassen sich generell in abiotische sowie biotische zusammenfassen (BICK 1993, S. 8f). Die für Pflanzen wichtigen Umweltfaktoren gehören zum überwiegenden Teil der ersten Kategorie an, wozu u.a. der Wasser-, Wärme- und Lufthaushalt oder die Versorgung mit Nährstoffen zählt. Auch die Durchwurzelbarkeit des vorhandenen Substrats entscheidet mit über die Qualität eines Standortes. Durch die Bildung periglazialer Lagen während des Pleistozäns wurden die einen Standort prägenden Faktoren entscheidend verändert, setzte doch die holozäne Pedogenese in Mitteleuropa zumeist nicht im anstehenden Festgestein, sondern im weitverbreiteten periglazialen Solifluktionsschutt ein. Diese Erkenntnis hat sich zwischenzeitlich auch in vielen Lehrbüchern durchgesetzt (z.B. EITEL 1999; REHFUESS 1981; SEMMEL 1994a). Wie die oben geschilderten Profilbefunde zeigen, folgen die Horizontgrenzen eines Bodens in auffälliger Weise der durch die periglazialen Lagen vorgegebenen Schichtigkeit. Diese beruht in erster Linie auf Unterschieden in der Bodenart, der Skelettführung sowie der Dichte. Unter Berücksichtigung des Humusgehalts können anhand dieser Parameter die von ihnen abhängigen Kennwerte zum pflanzenverfügbaren Wasser ( $n_{FK}$ ) und zur Luftkapazität, folglich auch zum Gesamtporenvolumen gewonnen werden. Die effektive Lagerungsdichte wiederum liefert Hinweise zur Durchwurzelbarkeit des Substrats, in Verbindung mit der Bodenart auch solche zu Wasserdurchlässigkeit ( $k_f$ ) und Stauvermögen. Über die Nährstoffversorgung geben die potentielle Austauschkapazität ( $KAK_{pot}$ ) und die Basensättigung Auskunft. Welche Pufferbereiche in den einzelnen periglazialen Lagen zur Zeit durchlaufen werden - woraus sich in etwa das Risiko anspruchsvollerer Pflanzengesellschaften abschätzen läßt, durch die Säurebelastung des

Bodens geschädigt zu werden -, ergibt sich aus dem in  $\text{CaCl}_2$  gemessenen pH-Wert (vgl. AG BODEN 1994; MÜLLER 1997; RENGER 1971; ULRICH 1983).

Außer für den letztgenannten Punkt, für den die Meßergebnisse aller Proben herangezogen wurden, liegen den nachfolgenden Auswertungen die Untersuchungen an 18 ausgewählten Profilen zugrunde. Im einzelnen handelt es sich hierbei um die Profile O5, O8, O11, O13, O14 und O18 des UG Ochsenchenkel, S4, S7 sowie S13 bis S16 des UG Scheinfeld und N3, N6, N9, N13, N18 und N19 des UG Neustadt. In der Regel wurden in der graphischen Darstellung die bodenphysikalischen sowie -chemischen Kennwerte den in Gruppen zusammengefaßten Bodenarten gegenübergestellt (AG BODEN 1994, S. 160). Anhand der in den Abbildungen verwendeten Symbole können die Einzelwerte einem der UG zugeordnet werden, nicht jedoch einem bestimmten Profil. Die genauen Werte eines Profils finden sich im Tabellenanhang. Überlagern sich Symbole in den Abbildungen, so ist jeweils daneben deren Anzahl angegeben. Im nachfolgenden Text stehen die Buchstaben in Klammern für die Namen der UG (O = Ochsenchenkel; S = Scheinfeld; N = Neustadt), die Zahlen geben das arithmetische Mittel des jeweiligen Parameters in der betreffenden periglazialen Lage an.

Die Häufigkeiten der verschiedenen Bodenartengruppen in den einzelnen periglazialen Lagen der drei UG illustriert Abbildung 55. In der Hauptlage bzw. im oberen Abschnitt zweigeteilter Hauptlagen (= Hauptlage 1) herrschen ebenso wie in deren unteren Abschnitt (= Hauptlage 2) lehmige bis lehmig-sandige Bodenarten (tl, ll, sl, ls) mit knapp 80 % vor (d.h. 46 von 58 Proben bzw. 15 von 19 Proben). Aber auch schluffige Texturen, generell nur durch die Gruppe der Tonschluffe vertreten, sind vorrangig in diesen beiden Abschnitten zu finden. In der Basislage geht der Anteil lehmig-sandiger Bodenarten auf 63 % zurück (37 von 59 Proben), während der Anteil toniger Substrate (lt, ut) von etwa 7 % (Hauptlage 1) auf ein Drittel zunimmt. Reine Sande sind selten und auf die Basislage beschränkt. Dies zeigt, daß es im Zuge der Hauptlagengenese zu einer stärkeren Homogenisierung bestehender Substratunterschiede kam.

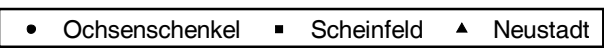
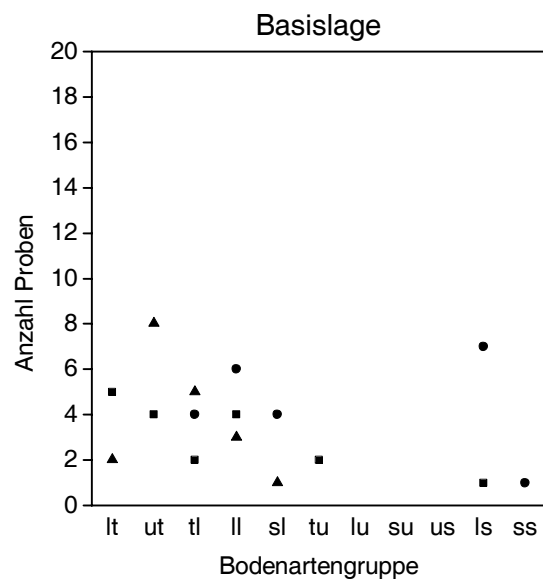
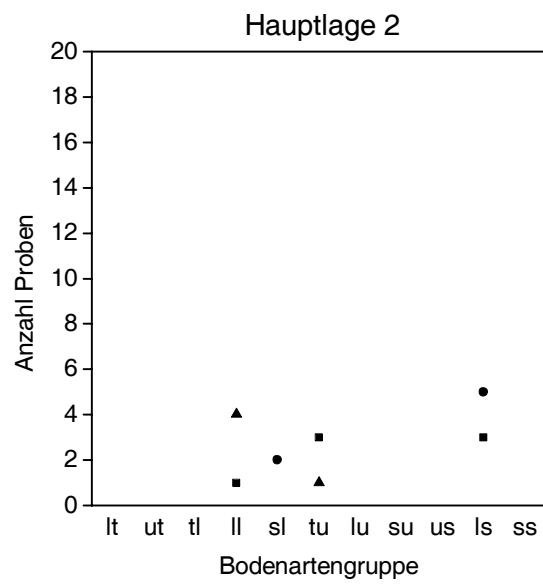
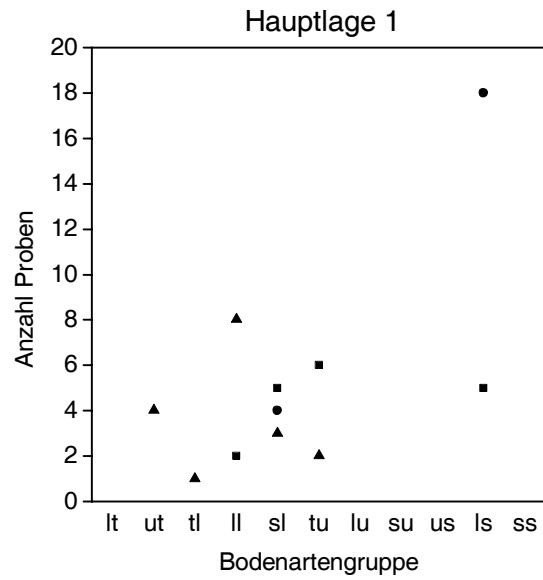


Abb. 55: Verteilung der Bodenartengruppen in den periglazialen Lagen

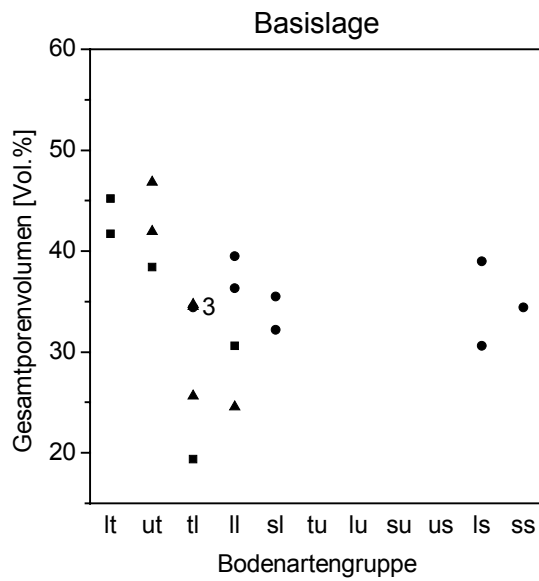
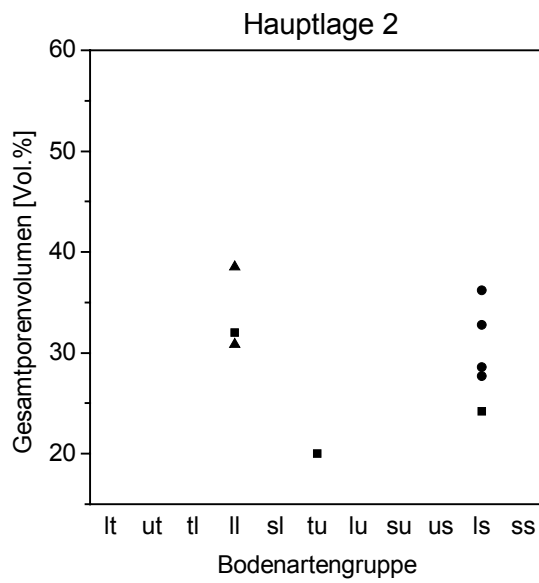
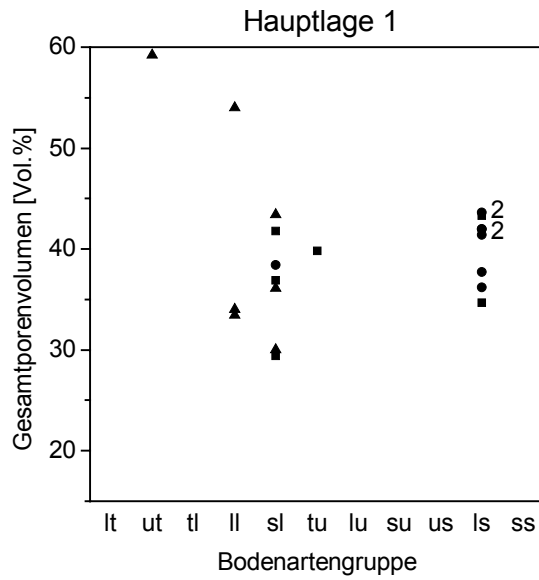


## 7.2 Durchwurzelbarkeit

Pflanzen müssen sich in einem Boden fest verankern, um über ihre Wurzeln und Wurzelhaare Wasser und Nährstoffe aufnehmen zu können. Damit muß das Substrat in Abhängigkeit von den Ansprüchen der verschiedenen Pflanzenarten ein Mindestmaß an Durchwurzelbarkeit aufweisen, worunter nach HINTERMAIER-ERHARD & ZECH (1997, S. 82) die „potentielle Eindringtiefe von Pflanzenwurzeln unter gegebenen Bodenbedingungen“ zu verstehen ist. Nachdem Pflanzenwurzeln nur in Hohlräume von  $\approx 10 \mu\text{m}$  einzudringen vermögen, hängt die physiologische Gründigkeit von der Porosität eines Bodenkörpers ab. SCHLICHTING, BLUME, STAHR (1995, S. 242) geben dazu Grenzwerte an. Danach gilt ein Horizont mit einem Porenvolumen von weniger als 30 Vol.% als extrem, mit mehr als 45 Vol.% hingegen als nicht verdichtet.

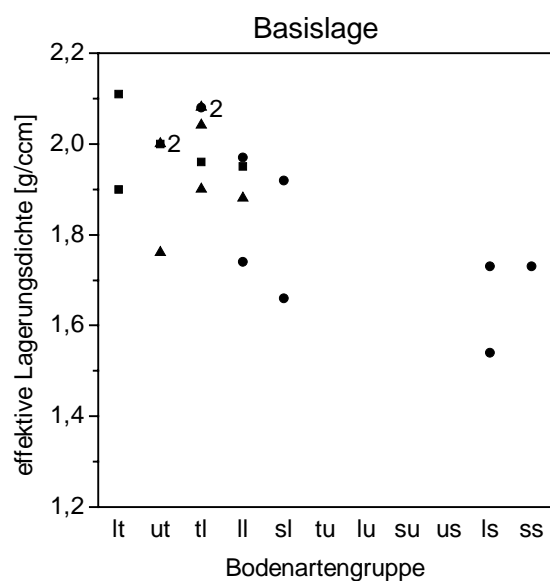
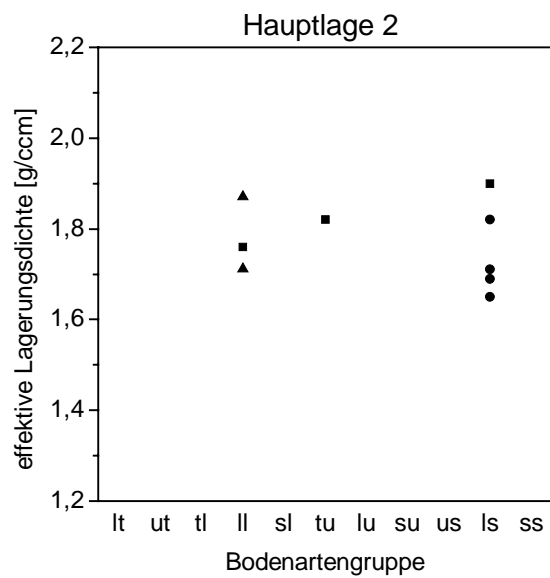
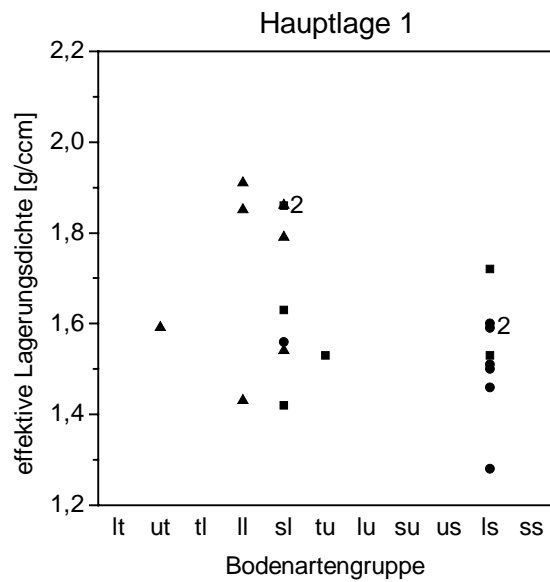
Wie die Abbildung 56 zeigt, sind demnach die untersuchten Horizonte der Hauptlage bzw. des oberen Abschnitts zweigeteilter Hauptlagen zum Großteil als mäßig bis mittel verdichtet (40-45 bzw. 35-40 Vol.%) einzustufen, wohingegen die des unteren Hauptlageabschnitts als stark bis extrem verdichtet (30-35 bzw.  $<30$  Vol.%) anzusprechen sind. In der liegenden Basislage gelten die meisten der Horizonte als mittel bis stark verdichtet. Es ist jedoch bei einer derartigen Einstufung zu berücksichtigen, daß ein hohes Gesamtporenvolumen nicht unbedingt eine Verbesserung des Standorts darstellt. Bei steigendem Tongehalt nimmt etwa der Anteil an Feinporen und damit die Porosität zu, doch können weder Wurzeln noch Mykorrhizen oder Mikroorganismen diese Hohlräume nutzen. Zudem sind Adsorptions- und Kapillarswasser so fest gebunden, daß sie für die Pflanzen nicht verfügbar sind (HILDEBRAND & SCHACK-KIRCHNER 1999, S. 364f; KUNTZE, ROESCHMANN, SCHWERDTFEGGER 1988, S. 233ff; SCHACHTSCHABEL ET AL. 1989, S. 148ff).

Eine andere Möglichkeit die Durchwurzelbarkeit zu beurteilen bietet die effektive Lagerungsdichte, auch als Packungsdichte bezeichnet. Sie stellt ein Maß für die Lockerheit bzw. Kompaktheit des Bodengefüges dar und ergibt sich aus der um den Tongehalt korrigierten Rohdichte. Je höher sie ist, umso schlechter ist ein Substrat durchwurzelbar. Nach der Einteilung der AG BODEN weist die Hauptlage bzw. deren oberer Abschnitt im UG Ochsenschenkel eine sehr geringe ( $1,50 \text{ g/cm}^3$ ), in den beiden anderen UG eine geringe effektive Lagerungsdichte auf (S:  $1,62 \text{ g/cm}^3$ ; N:  $1,71 \text{ g/cm}^3$ ), d.h. die Durchwurzelbarkeit ist gut bis sehr gut (Benennung nach HARRACH & VORDERBRÜGGE 1991, S. 79f) (vgl. Abb. 57). Im unteren Abschnitt zweigeteilter Hauptlagen werden mittlere bis hohe Werte dieses Merkmals erreicht (O:  $1,72 \text{ g/cm}^3$ ; S:  $1,83 \text{ g/cm}^3$ ; N:  $1,79 \text{ g/cm}^3$ ), was bedeutet, daß die Möglichkeit zur Durchwur-



● Ochsenchenkel   ■ Scheinfeld   ▲ Neustadt

Abb. 56: Gesamtporenvolumen der periglazialen Lagen (Ziffer = Anzahl der sich überlappenden Symbole)



● Ochsenschenkel    ■ Scheinfeld    ▲ Neustadt

Abb. 57: Effektive Lagerungsdichte der periglazialen Lagen (Ziffer = Anzahl der sich überlappenden Symbole)

zelung deutlich verschlechtert ist. Die Proben aus Basislagen kennzeichnen ebenfalls mittlere bis hohe Werte (O: 1,80 g/cm<sup>3</sup>; S: 1,98 g/cm<sup>3</sup>; N: 1,94 g/cm<sup>3</sup>), deren Abhängigkeit vom Tongehalt sich an den hohen Dichtewerten der beiden überwiegend im Gipskeuper liegenden UG Scheinfeld und Neustadt manifestiert. Dagegen sind im Sandsteinkeupergebiet Ochsenchenkel die Werte der effektiven Lagerungsdichte in allen Schuttdecken am niedrigsten, sodaß eine Durchwurzelung derselben ohne größere Probleme möglich ist.

Da die Dichtlagerung im Unterboden mit dem Schichtwechsel zwischen Hauptlage 1 und Hauptlage 2 bzw. Basislage einhergeht, ist oft nur die Hauptlage 1 gut durchwurzelt, was besonders im Falle der tonreichen Unterböden von UG Scheinfeld und Neustadt gilt. Sind diese Standorte zudem mit den dann nur flachwurzelnenden Fichten oder auch Rotbuchen bestanden, so droht Windwurf. Im UG Neustadt etwa wurde davon der Dellenabschnitt zwischen Profil N11 und N14 betroffen. Baumarten wie Stiel- und Roteiche, aber auch die Hainbuche, vermögen dagegen mit ihren kräftigen Senkwurzeln auch den dichtgelagerten tonreichen Profilabschnitt zu durchwurzeln und sind somit kaum windwurfgefährdet, was im UG Neustadt zwischen Profil N8 und N9 der Fall ist (AG BODEN 1994, S. 125ff; BIBUS 1986; EHWALD 1950; GLATZEL 1961; HARRACH & VORDERBRÜGGE 1991, S. 79f; MAYER 1992).

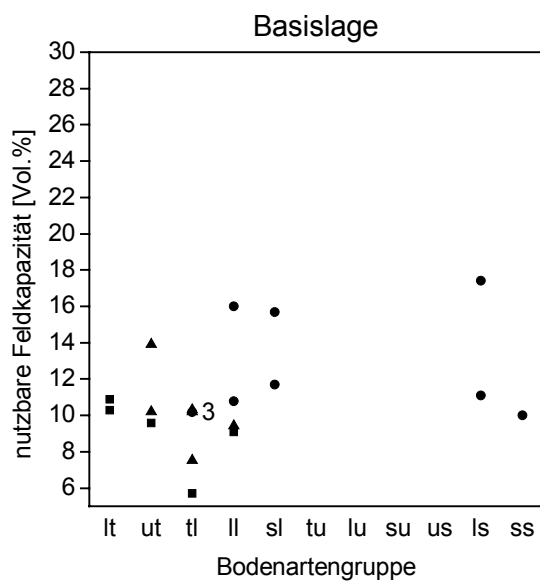
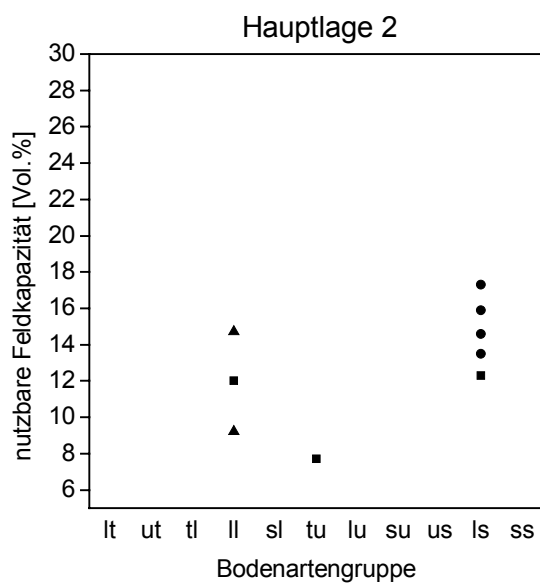
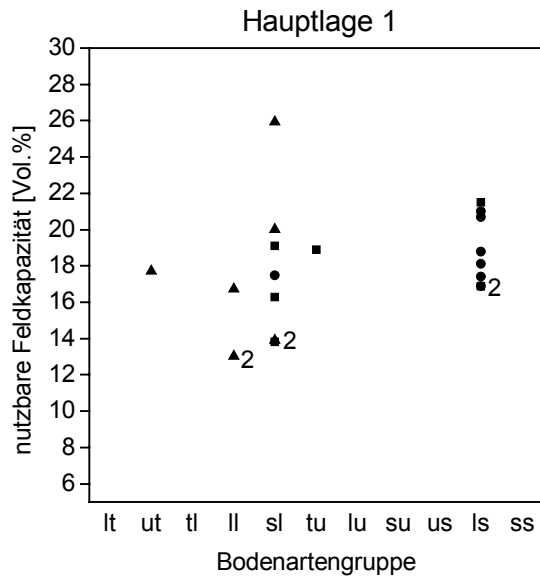
Ein in Abhängigkeit von der Bodenart für das Pflanzenwachstum optimales Porenvolumen bzw. eine optimale Bodendichte zu definieren, ist kaum möglich, muß doch dabei beispielsweise der Bodenwasserhaushalt berücksichtigt werden. So ist in trockenen topographischen Positionen, etwa auf Kuppen, eine dichtere Lagerung vorteilhaft, weil durch die zunehmende Zahl an Kornkontakten das Wasser besser zu den Wurzeln nachgeliefert werden kann. Dies gilt besonders für gröberkörnige Sande, deren Kornkontakte im Vergleich zu anderen Bodenarten nur spärlich sind und bei denen sich folglich eine höhere Dichte günstiger auswirkt (HARTGE & HORN 1999, S. 29ff; KUNTZE, ROESCHMANN, SCHWERDTFEGER 1988, S. 220ff; SCHACHT-SCHABEL ET AL. 1989, S. 168f).

Insgesamt also entstand durch die periglaziale Lagenbildung in Oberflächennähe ein lockeres, gut durchwurzelbares Substrat in Form der Hauptlage. Der stark verdichtete untere Abschnitt zweigeteilter Hauptlagen wirkt hingegen hemmend auf die Durchwurzelung, was auch für die teils weniger dichtgelagerte Basislage gilt. Wie oben gezeigt wurde, ist diese Eigenschaft aber im Falle stärker sandiger Bodenarten im Hinblick auf die Wasserversorgung von Vorteil. Die Böden sind als mittel- bis tiefgründig einzustufen, mit zum Teil mehr als 120 cm durchwurzelbaren Bereich als sehr tiefgründig (S15, N18). Auf Kuppen werden mittlere bis flache Gründigkeiten erreicht (O9, N6), auf erodierten Standorten wie etwa S19 mit weniger als 15 cm nur sehr flache (AG BODEN 1994, S. 130f).

### 7.3 Wasserhaushalt

Die Versorgung mit Wasser ist für die Pflanzen nicht nur hinsichtlich der Aufrechterhaltung der Turgeszenz lebensnotwendig, auch können Nährstoffe nur in Lösung aufgenommen werden (DENFFER V. ET AL. 1971, S. 204ff). Dabei ist die Wassermenge, die ein Boden gegen die Schwerkraft zurückzuhalten vermag (Feldkapazität) nicht gleich der tatsächlich pflanzenverfügbaren (nutzbare Feldkapazität = nFK), da nur der in Mittel- und engen Grobporen enthaltene Anteil des Bodenwassers auch tatsächlich von den Pflanzen genutzt werden kann. In Feinporen verhindert die dort herrschende Wasserspannung eine Aufnahme durch die Vegetation. Die Höhe der nutzbaren Feldkapazität hängt folglich von der Porengrößenverteilung und damit von der Bodenart ab. Sie steigt nach BLUME (1990, S. 73) vom Grobsand zum Schluff an, um in Richtung auf noch kleinere Korngrößen abzunehmen. Aber auch die Dichte des Bodens spielt eine Rolle: bei hoher Dichtlagerung nimmt die pflanzenverfügbare Wassermenge bei Tonen und Schluffen ab, während bei Sanden sogar eine Zunahme zu beobachten ist (s.o.). Gleichzeitig versickert das Bodenwasser nicht mehr so schnell, d.h. der kf-Wert (Durchlässigkeitsbeiwert) sinkt, wohingegen das Stauvermögen als Kehrwert desselben anwächst. Eine weitere Beeinflussung der nFK geht vom Humusgehalt (je höher, desto höher die nFK) und vom Skelettgehalt (je höher, desto niedriger die nFK) aus. Damit kann der Anteil des pflanzenverfügbaren Wassers aus den Parametern Bodenart und Bodendichte, unter Berücksichtigung des Humus- und Skelettgehalts, abgeleitet werden (AG BODEN 1994, S. 294ff; MÜLLER 1997, S. 85ff).

Wie aus der Abbildung 58 hervorgeht, übertrifft die nutzbare Feldkapazität der Hauptlage die der Basislage (17,9 bzw. 11,1 Vol.%); im Falle zweigeteilter Hauptlagen nimmt der untere Abschnitt derselben eine Mittelstellung ein (13,0 Vol.%). Dies ist trotz der hohen Dichtlagerung dieses Profilabschnitts auf die für die Wasserversorgung der Vegetation günstige lehmige Bodenart zurückzuführen. Die oft sehr feine Körnung der ebenfalls dichtgelagerten Basislage bedingt einen weiteren Rückgang an pflanzenverfügbarem Wasser. Der Vergleich der drei UG offenbart, daß die nFK in allen periglazialen Schuttdecken im UG Ochsenschenkel am höchsten ist (18,6 bzw. 15,3 bzw. 12,9 Vol.%) wie auch in diesem UG die Gehalte an Korngrößen <20 µm und die effektive Lagerungsdichte am niedrigsten ausfallen (s.o.). In den UG Neustadt und Scheinfeld ist das Gegenteil der Fall. Bei durchschnittlich höherem Anteil der Fraktionen <20 µm und höherer effektiver Lagerungsdichte im Vergleich zum jeweils anderen UG ist die nFK der Hauptlage im UG Neustadt niedriger (S: 17,8 Vol.%; N: 17,2 Vol.%) bzw. die der Basislage im UG Scheinfeld (S: 9,1 Vol.%; N: 10,3 Vol.%). Im unteren



● Ochsenchenkel   ■ Scheinfeld   ▲ Neustadt

Abb. 58: Nutzbare Feldkapazität der periglazialen Lagen (Ziffer = Anzahl der sich überlappenden Symbole)

Hauptlagenabschnitt weisen die Profile des UG Neustadt die größeren nFK-Werte gegenüber denen des UG Scheinfeld auf (S: 10,7 Vol.%; N: 12,0 Vol.%) und dies trotz ihres höheren Feinanteils. Möglicherweise spielt hierbei die geringere effektive Lagerungsdichte die entscheidende Rolle.

Diese Ergebnisse zeigen, wie bedeutsam die Eigenschaften der periglazialen Lagen im Hinblick auf die an einem Standort pflanzenverfügbare Wassermenge sind (entsprechende Niederschläge zum Auffüllen der Feldkapazität vorausgesetzt). So ist in der Hauptlage bei größter Lockerheit und ausgeglichener, d.h. lehmigster Bodenart die nFK am höchsten. Gleichzeitig handelt es sich dabei um den intensivst durchwurzelten Bereich eines Bodens. Der dichter gelagerte untere Hauptlagenabschnitt bzw. die Basislage tragen hingegen einen geringeren Anteil zur pflanzenverfügbaren Wassermenge bei, wiewohl die Wurzeln dieses bereits aus mechanischen Gründen nur schlecht erreichen können. Gegenüber dem Anstehenden hat sich die nFK der Basislage öfters verschlechtert (vgl. im Tabellenanhang z.B. O11, O13, O14, S14, S15, N19) als verbessert (O5).

Von der Porengrößenverteilung und damit der Bodenart und ihrer effektiven Lagerungsdichte ist auch die Wasserleitfähigkeit eines Standorts abhängig, welche im wassergesättigten Boden durch den kf-Wert ausgedrückt wird. Die beiden genannten Größen gehen daher in die hier angewandte Ableitung der Wasserleitfähigkeit ein (AG BODEN 1994, S. 305), während bei einer laboranalytischen kf-Messung auch Form und Kontinuität der Poren Berücksichtigung finden (vgl. z.B. SCHLICHTING, BLUME, STAHR 1995, S. 108f). Die Wasserleitfähigkeit ist besonders groß in sandigem Material mit seinem hohen Anteil an weiten Grobporen und nimmt in Richtung auf kleine Korngrößen mit entsprechend vielen Feinporen ab. Kann das Niederschlagswasser schnell versickern, so bedeutet dies zum einen eine Zunahme der Grundwasserbildungsrate, wobei sich aber gleichzeitig die mögliche Gefahr einer Kontamination mit Schadstoffen erhöht. Zum anderen reduziert sich durch den geringeren Oberflächenabfluß die Erosionsgefährdung. Umgekehrt verhält es sich bei einem nur langsamen Versickern des Niederschlagswassers, wobei aber bestehende Grundwasservorräte durch die geringe Durchlässigkeit eines Substrats vor Verschmutzung geschützt werden (HARTGE & HORN 1999, S. 156ff; HÖLTING 1989, S. 99ff; SCHACHTSCHABEL ET AL. 1989, S. 180ff; SEMMEL 1996, S. 10ff).

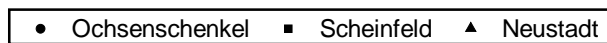
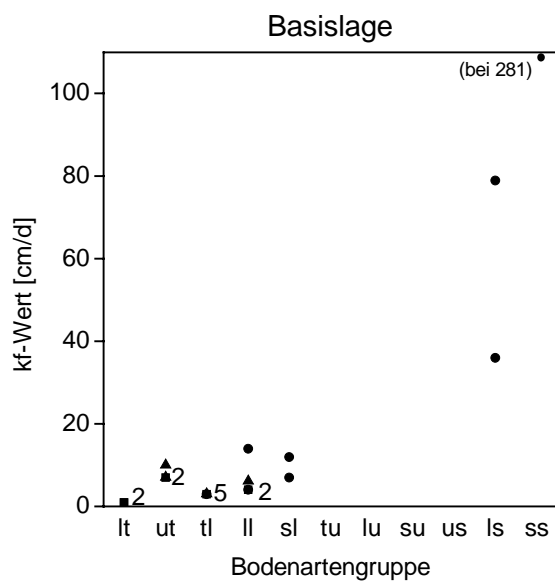
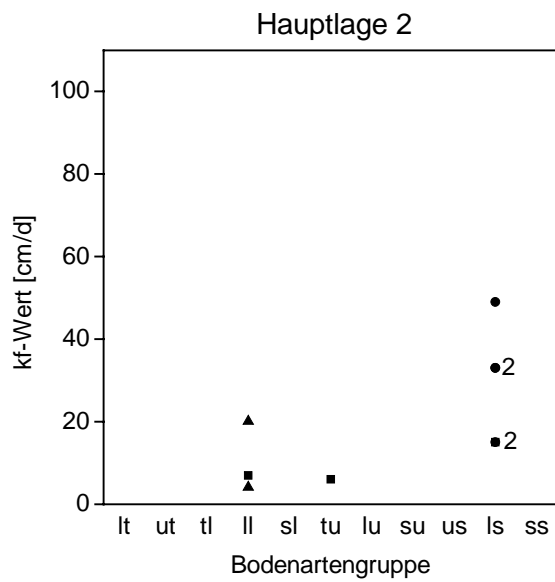
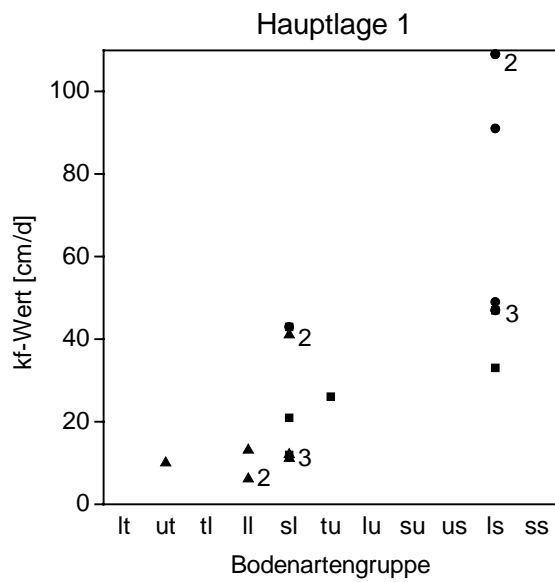


Abb. 59: Kf-Wert der periglazialen Lagen  
(Ziffer = Anzahl der sich überlappenden Symbole)



Die Abbildung 59 zeigt die deutliche Abhängigkeit der Wasserdurchlässigkeit von der Körnung und der effektiven Lagerungsdichte der periglazialen Lagen. So zeichnet sich die locker gelagerte Hauptlage durch mittlere kf-Werte im UG Scheinfeld und Neustadt (30,3 bzw. 14,1 cm/d) sowie hohe im UG Ochsenchenkel (70,7 cm/d) aus. Im dichter gelagerten unteren Abschnitt zweigeteilter Hauptlagen werden in allen UG nur mehr mittlere bis geringe Werte erreicht (O: 32,5 cm/d; S: 9,3 cm/d; N: 12,0 cm/d). Deutlich fällt der Unterschied zwischen Sandsteinkeuper- und Gipskeupergebiet in der Wasserleitfähigkeit der Basislage aus: während im UG Ochsenchenkel erneut hohe kf-Werte gelten (54,5 cm/d), bleibt in den beiden anderen Gebieten die geringe Wasserleitfähigkeit bestehen (S: 3,2 cm/d; N: 5,3 cm/d). Da das Stauvermögen eines Bodens (= Fließwiderstand) umgekehrt proportional zum kf-Wert ist, ergibt sich daraus eine Tendenz zur Staunässebildung an der jeweiligen Schichtgrenze. Entsprechend zeigen denn auch viele der Profile Merkmale von Pseudovergleyung in Form von Rostflecken und Mangankonkretionen, wobei oftmals eine kräftige Eigenfarbe des Substrats eine deutliche Zeichnung verhindert. Umgekehrt birgt die gute Durchlässigkeit gröberkörniger Substrate im UG Ochsenchenkel die Gefahr sommerlicher Austrocknung (AG BODEN 1994, S. 303ff; KUNTZE, ROESCHMANN, SCHWERDTFEGER 1988, S. 133f, 490ff).

#### **7.4 Lufthaushalt**

Pflanzen benötigen für die Wurzelatmung Sauerstoff, der ihnen in der Regel über den Boden zugeführt wird (eine Ausnahme bilden hier diverse Sumpfpflanzen). Dies zeigt sich etwa daran, daß die Wachstumsleistung von Pflanzen bei zunehmendem Wasserangebot nach Erreichen eines Maximums aufgrund von Luftmangel zurückgeht, steuert doch die O<sub>2</sub>-Versorgung im Wurzelraum die Aufnahme von Wasser und Nährstoffen maßgeblich. Bei abnehmender Wassersättigung entleeren sich zunächst die weiten Grobporen und Luft kann einströmen. Damit kann aus dem Anteil an Poren >50 µm die Luftkapazität eines Bodens abgeschätzt werden. Während der Vegetationszeit weisen Böden jedoch selten Feldkapazität auf, sodaß der Wert der Luftkapazität in der Regel höher ausfällt. Über die tatsächliche O<sub>2</sub>-Versorgung lassen sich jedoch keine näheren Angaben machen, können doch etwa Porendiskontinuitäten - u.a. hervorgerufen durch Verdichtungen und Verschlammungen - die O<sub>2</sub>-Diffusion aus der Atmosphäre behindern, oder hohe O<sub>2</sub>-Gehalte im Bodenwasser eine geringe Luftkapazität ausgleichen (BLUME 1990, S. 76f; HARTGE & HORN 1999, S. 235ff; HILDEBRAND 1983, S. 117ff;

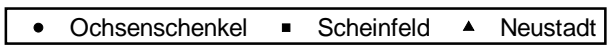
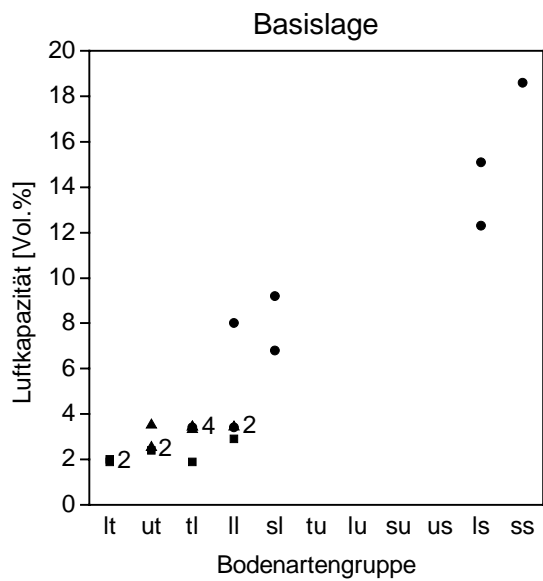
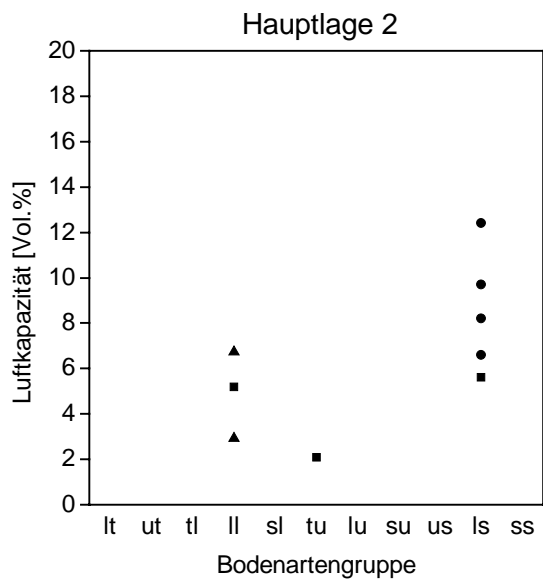
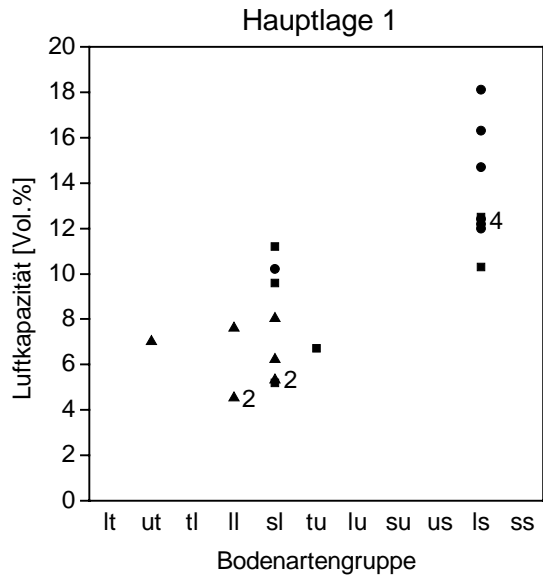


Abb. 60: Luftkapazität der periglazialen Lagen  
(Ziffer = Anzahl der sich überlappenden Symbole)

KUNTZE, ROESCHMANN, SCHWERDTFEGER 1988, S. 274ff; SCHACHTSCHABEL ET AL. 1989, S. 205ff).

Einen Überblick über die in den periglazialen Lagen der drei UG herrschenden Luftkapazitäten gibt die Abbildung 60. Da auch dieser Parameter von Bodenart und effektiver Lagerungsdichte abhängt, wird erneut die bodenphysikalische Begünstigung des UG Ochsenschenkel deutlich. Dort enthält die Hauptlage bzw. deren oberer Abschnitt hohe Anteile an weiten Grobporen (13,7 Vol.%), während in den beiden anderen UG mittlere Werte verzeichnet werden (S: 9,3 Vol.%; N: 6,2 Vol.%). Zum dichtgelagerten unteren Hauptlagenabschnitt gehen diese in allen Gebieten zurück (O: 9,2 Vol.%; S: 4,3 Vol.%; N: 4,8 Vol.%). Trotz zunehmender effektiver Lagerungsdichte verbessert sich in der Basislage von UG Ochsenschenkel der Luftgehalt durch die gröbere Körnung, wohingegen hohe Anteile an Feinstfraktionen in den Gipskeupergebieten die Luftkapazität weiter reduzieren (O: 9,6 Vol.%; S: 2,2 Vol.%; N: 3,3 Vol.%).

Folglich verfügt das UG Ochsenschenkel in allen periglazialen Lagen über den günstigsten Lufthaushalt, während v.a. in den Basislagen von Scheinfeld und Neustadt bei Erreichen der Feldkapazität mit einer Hemmung der Wurzelatmung zu rechnen ist, die nach SCHROEDER (1984, S. 135f) bei Werten von weniger als 10 Vol.% einsetzt (s.o.) (AG BODEN 1994, S. 303; vgl. hierzu die abweichenden Klassengrenzen bei MÜLLER 1997, S. 100).

## 7.5 Nährstoffversorgung

Damit die Nährstoffe von den Pflanzenwurzeln aufgenommen werden können, müssen sie ionar bzw. molekular in der Bodenlösung vorliegen. Die Nachlieferung der entzogenen Nährstoffe erfolgt durch die Desorption der an Tonmineralen, Huminstoffen und Sesquioxiden austauschbar gebundenen Nährelemente. Langfristig werden auch durch Verwitterungsprozesse Nährstoffe aus Mineralien freigesetzt. Der Anteil der kurzfristig potentiell verfügbaren basisch wirkenden Kationen am Sorptionskomplex des Bodens wird als Basensättigung bezeichnet und umfaßt Ca-, Mg-, K- sowie Na-Ionen, wobei letztere für Pflanzen zwar nützlich, jedoch nicht essentiell sind (Ausnahme: Halophyten). Als kritische Minimalmenge nennt ROWELL (1997, S. 303ff) für Calcium 0,2 cmol<sub>c</sub>/kg und für Magnesium 0,12 cmol<sub>c</sub>/kg. Da Kalium auch in nicht austauschbarer Form von den Pflanzen aufgenommen werden kann (Glimmer, Illite), ist die Verfügbarkeit dieses Nährelements schwierig vorherzusagen.

Die potentielle Kationenaustauschkapazität (KAK<sub>pot</sub>) ergibt sich aus der Summe aller am Sorptionskomplex des Bodens austauschbar gebundenen Kationen. Sie ist somit von der Art

und der Menge der verschiedenen Austauscher abhängig. Hohe Anteile an Ton, insbesondere an aufweitbaren Dreischichttonmineralen, oder an Humus, hier v.a. der carboxylgruppenreicher Fulvosäuren, sorgen für entsprechend große  $KAK_{pot}$ -Werte (HINTERMAIER-ERHARD & ZECH 1997; SCHACHTSCHABEL ET AL. 1989, S. 58f, 93f, 118f, 221ff). Traditionell werden bodenchemische Analysen wie die Ermittlung der  $KAK_{pot}$  am Feinboden durchgeführt, gilt doch das Bodenskelett als inerte Matrix. Wie neuere Untersuchungen von BUTZ-BRAUN (1999), DEUTSCHMANN & LUDWIG (1999) sowie KOHLER, WILPERT, HILDEBRAND (1999) ergaben, besitzt der Grobbodenanteil jedoch eine teils erhebliche KAK, was auf Tonmineralbildungen in der Skelettfraktion zurückzuführen ist. Die hier vorgestellten Ergebnisse basieren aber auf dem etablierten Verfahren (vgl. Kap. 5.2.7).

Wie die Abbildung 61 verdeutlicht, ist die Hauptlage bzw. deren oberer Abschnitt in allen drei UG anhand des Basensättigungsgrades als basenarm bis mittelbasisch einzustufen (O: 34,5 %; S: 7,1 %; N: 34,2 %). Auffällig ist der niedrige Wert im UG Scheinfeld, der sich auch bei der Betrachtung der mittleren Summe an Basenkationen zeigt (hier nicht abgebildet) und nur von Profil S14 übertroffen wird (O: 3,22  $cmol_c/kg$ ; S: 0,70  $cmol_c/kg$ ; N: 6,15  $cmol_c/kg$ ). Im UG Ochsenchenkel ist dagegen die  $KAK_{pot}$  am niedrigsten (O: 8,09  $cmol_c/kg$ ; S: 10,69  $cmol_c/kg$ ; N: 14,80  $cmol_c/kg$ ), wobei hier zugleich der Ton- und Humusgehalt am niedrigsten ist (s.o.). Umgekehrt weisen die UG Scheinfeld und Neustadt nicht nur höhere  $KAK_{pot}$ -Werte, sondern auch die höheren Anteile an Ton und Humus auf (besonders UG Neustadt). Gleichzeitig schützen in tonreichen Böden die oft anaeroben Verhältnisse sowie die stärkere Aggregation den Humus vor mikrobiellem Abbau, seine Adsorption an Tonminerale und Sesquioxide oder Einlagerung in den Zwischenschichtraum von Tonmineralen (Ton-Humus-Komplexe) verlangsamt diesen zumindest, sodaß auch zwischen den die Höhe der  $KAK_{pot}$  begünstigenden Faktoren eine positive Rückkopplung besteht. Desweiteren beeinflusst die Art der vorhandenen Tonminerale die Höhe der KAK, da diese in unterschiedlichem Maße Austauscherplätze bereithalten. So verfügen die im UG Ochsenchenkel verstärkt an der Tonmineralzusammensetzung beteiligten Kaolinite im Vergleich zu Illiten oder gar Smectiten und Vermiculiten über ein nur sehr geringes Kationenaustauschvermögen (vgl. JASMUND & LAGALY 1993, S. 89ff). Die durch Versauerungsprozesse hervorgerufenen Veränderungen im Tonmineralbestand sorgen zudem für eine Verringerung der Sorptionskapazität. So wird etwa bei der Chloritisierung aufweitbarer Dreischichttonminerale durch Einlagerung von Al-Hydroxo-Polymeren in den Zwischenschichtraum die Zahl der Austauscherplätze reduziert. Auch durch Auswaschungsvorgänge wie z.B. einer Tonverlagerung kommt es zu einer Abnahme der Austauschkapazität.

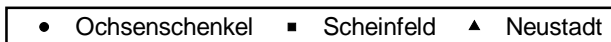
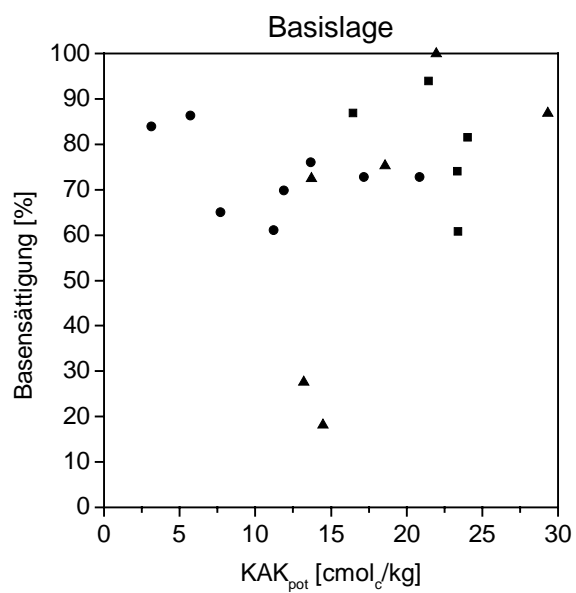
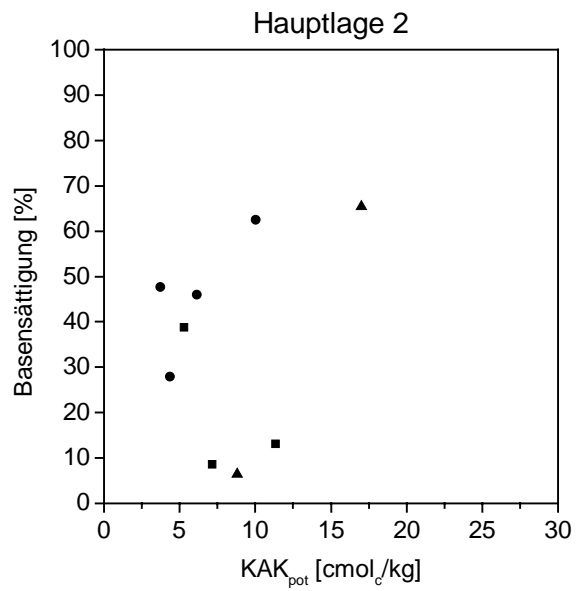
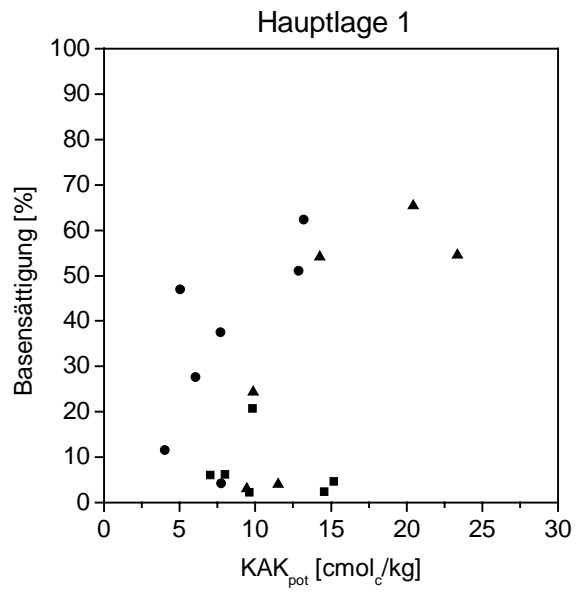


Abb. 61: Basensättigung und KAK<sub>pot</sub> der periglazialen Lagen

Zum unteren Hauptlagenabschnitt verbessert sich in allen UG die Basenversorgung auf einen mittleren Sättigungsgrad (O: 46,0 %; S: 20,2 %; N: 35,9 %), verbunden mit einem geringfügigen Rückgang der mittleren Summe potentieller Kationenbindungsplätze (O: 6,06 cmol<sub>c</sub>/kg; S: 7,93 cmol<sub>c</sub>/kg; N: 12,90 cmol<sub>c</sub>/kg). Da der untere Abschnitt der Hauptlage im Vergleich zum oberen Teil meist einen etwas höheren Tongehalt aufweist (Ausnahme: S4, N9; vgl. Tabellenanhang), kann die verminderte KAK<sub>pot</sub> u.U. mit den geringeren Humusgehalten zusammenhängen.

Die Basislagen der drei UG sind schließlich allesamt als basenreich einzustufen (O: 73,5 %; S: 79,4 %; N: 63,3 %). Dabei schwankt die KAK<sub>pot</sub> zwischen mittleren und sehr hohen Werten (O: 11,42 cmol<sub>c</sub>/kg; S: 21,75 cmol<sub>c</sub>/kg; N: 18,54 cmol<sub>c</sub>/kg). Die Verfügbarkeit der Nährstoffe für die Pflanzen hängt jedoch entscheidend von der Durchwurzelbarkeit des Substrats ab. Staunässe und Verdichtungen dieser periglazialen Lage können so die Nährstoffverfügbarkeit für die Pflanzen hemmen, was besonders im Fall der UG Scheinfeld und Neustadt mit ihrer hohen effektiven Lagerungsdichte zutrifft. Dagegen erweist sich im UG Ochsenchenkel bei geringeren Dichtewerten und höherer Luftkapazität die Zugänglichkeit als günstiger (AG BODEN 1994, S. 324, 338f; ROWELL 1997, S. 221ff; SCHACHTSCHABEL ET AL. 1989, S. 63ff, 74ff, 90ff, 102ff). Insgesamt bestätigt sich die bereits von SCHÖNHALS (1972, S. 44), BIBUS (1986, S. 51) oder auch SEMMEL (1996, S. 10f) gemachte Feststellung, daß die Hauptlage im Vergleich zur Basislage über eine geringere Austauschkapazität und Basensättigung verfügt.

Eine zusammenfassende Betrachtung der einzelnen UG ergibt, daß in den Periglaziallagen des UG Neustadt bei mittelbasischen bis basenreichen Verhältnissen und hohen KAK<sub>pot</sub>-Werten die Nährstoffversorgung insgesamt am günstigsten ist. Anders dagegen im UG Scheinfeld: während in beiden Abschnitten der Hauptlage bei geringem bis mittlerem Basensättigungsgrad und ebensolchen KAK<sub>pot</sub>-Werten die Bedingungen im Vergleich zu den anderen UG am schlechtesten sind, kehren sich in der basenreichen Basislage mit ihren sehr hohen KAK<sub>pot</sub>-Werten die Verhältnisse um. Die Schuttdecken des UG Ochsenchenkel wiederum erlangen hinsichtlich dieser Parameter eine mittlere Einstufung, wobei der geringe KAK<sub>pot</sub>-Durchschnittswert des unteren Hauptlagenabschnitts sowie der Basenreichtum der Basislage den allgemeinen Trend unterbrechen (Einstufung nach AG BODEN 1994, S. 324, 339).

Defizite in der Versorgung mit Calcium und Magnesium sind nach den oben angegebenen Grenzwerten meist für die Hauptlage bzw. deren oberen Abschnitt zu erwarten. Davon ausgenommen sind die Profile O11 und S4 sowie die des UG Neustadt (ohne N19), die in allen periglazialen Schuttdecken ausreichende Ca- und Mg-Mengen enthalten. In der Basislage sind

diesbezügliche Mindermengen die Ausnahme (O8: Ca, Mg; N19: nur Ca) (vgl. Tabellenanhang).

Ein weiteres wichtiges Nährelement und Minimumfaktor für die Vegetationsentwicklung vieler naturbelassener Standorte ist der Stickstoff. Dieser ist in Oberböden zu über 95 % in Huminstoffen enthalten, wohingegen anorganisch gebundener und zugleich pflanzenverfügbarer Stickstoff auf Nitrat ( $\text{NO}_3^-$ ), zum geringeren Teil auf Ammonium ( $\text{NH}_4^+$ ) beschränkt ist. Darüberhinaus kommt letzteres in nichtpflanzenverfügbarer Form im Kristallgitter von Silikaten vor (BLUME 1990, S. 81ff; SCHACHTSCHABEL ET AL. 1989, S. 259ff).

Die Gesamtstickstoffgehalte ( $\text{N}_t$ ) der verschiedenen periglazialen Lagen streuen zwischen 0,01 und 0,29 % und nehmen innerhalb eines Profils nach unten ab. Die berechneten Humusgehalte zeigen den nämlichen Verlauf. Dabei fällt jedoch auf, daß in vielen der stärker tonhaltigen Profile auch im Unterboden noch feststellbare Anteile organischer Substanz vorkommen (z.B. S2, S9). Ursache hierfür sind die verschiedenen, bereits oben genannten Schutzwirkungen des Tons gegenüber dem Abbau humoser Bestandteile im Boden. Dies betrifft v.a. im feinkörnigen Gipskeuper angelegte Profile (UG Scheinfeld, Neustadt), während in stärker sandigem Substrat humose Bestandteile aus dem Auflagehumus eingespült werden konnten (O1, O9, S13) (SCHACHTSCHABEL ET AL. 1989, S. 63ff).

## 7.6 Aziditätsmilieu und Pufferung

Die Azidität eines Bodens beruht auf dessen Gehalt an dissoziationsfähigem Wasserstoff in der Bodenlösung und an Austauschern sowie an austauschbaren  $\text{Al}^{3+}$ -Ionen. Bei einer Messung des pH-Werts in einer  $\text{CaCl}_2$ -Lösung werden diese Ionen ausgetauscht und miterfaßt (Gesamt-azidität), sodaß der ermittelte pH-Wert um etwa 0,5 Einheiten niedriger liegt als ein in wäßriger Lösung gemessener (aktuelle Azidität). Die Bodenazidität beeinflusst u.a. die Verfügbarkeit von Nährstoffen, das Auftreten toxisch wirkender  $\text{Al}^{3+}$ -Ionen oder die Stabilität des Bodengefüges, damit auch Luft- und Wasserhaushalt. Der unter humiden Klimaverhältnissen ablaufende Prozess der natürlichen Bodenversauerung wird durch anthropogene Einwirkungen verstärkt. Dazu zählen zum einen die Nutzung der an einem Standort erzeugten Biomasse etwa durch Holzentnahme oder Streunutzung - letztere im Steigerwald teils noch bis in die 50er Jahre des vergangenen Jahrhunderts praktiziert - oder die Umwandlung von Laubwäldern in Fichtenforste. Zum anderen bewirken trockene oder nasse Deposition von Säuren (z.B.  $\text{H}_2\text{SO}_4$ ,  $\text{HNO}_3$ ) und Säurebildnern ( $\text{SO}_2$ ,  $\text{NO}_x$ ,  $\text{NH}_4^+$ ) eine Absenkung des pH-Wertes im

Boden (vgl. z.B. BLUME 1990, S. 247ff; HINTERMAIER-ERHARD & ZECH 1997; SCHACHTSCHABEL ET AL. 1989, S. 114ff; UMWELTBUNDESAMT 1997, S. 211ff; WIECHMANN 2000, S. 1ff).

Die pH(CaCl<sub>2</sub>)-Werte der Hauptlage bzw. ihres oberen Abschnitts liegen im Durchschnitt aller Profile im sehr stark sauren Bereich (Einstufung nach AG BODEN 1994, S. 331), was auch im Einzelnen für die UG Scheinfeld und Ochsenchenkel gilt (S: 3,7; O: 3,6). In letzterem wird mit einem pH (CaCl<sub>2</sub>) von 3,2 (O7, O10, O12) im mineralischen Unterboden zugleich der absolut niedrigste Wert gemessen. Im UG Neustadt hingegen herrscht im Mittel ein stark saures Pedomilieu (N: 4,3), wobei hier der pH-Maximalwert von 6,5 (N9) festgestellt wurde. Zum unteren Abschnitt der Hauptlage hin steigen im UG Scheinfeld und Ochsenchenkel die pH-Werte leicht an (S: 4,0; O: 3,7), während im dritten UG das Gegenteil der Fall ist (N: 4,0). Im Mittel aller Profile bleiben jedoch sehr stark saure Verhältnisse bestehen. Einheitlich kann zur Basislage eine Zunahme der Bodenreaktion beobachtet werden, die jedoch in den einzelnen Gebieten unterschiedlich stark ausfällt. So ist der Reaktionsgrad im UG Ochsenchenkel mit einem Durchschnittswert von 3,9 immer noch sehr stark sauer (im Extremfall wurde ein pH (CaCl<sub>2</sub>) von 3,3 (O19) gemessen), wohingegen im UG Scheinfeld stark saure (S: 4,4), im UG Neustadt gar nur mittel saure (N: 5,4) pH-Verhältnisse herrschen. Mit 7,2 wird zudem im Neustädter Gipskeuperprofil N13 der höchste pH-Wert einer Basislage festgestellt.

Dem Säureangriff stehen nun verschiedene Pufferungssysteme im Boden gegenüber, d.h. basisch wirkende Stoffe reagieren mit den Säuren, sodaß es idealerweise zu einer Neutralisierung derselben kommt. Dabei ist die Pufferwirkung umso besser, je höher die KAK eines Bodens ist. Die Puffersysteme selbst unterteilen ULRICH, MAYER, KHANNA (1979) nach charakteristischen und zugleich ökologisch relevanten Prozessen, welche eine Zuordnung zu bestimmten pH-Bereichen ermöglichen<sup>2</sup>, z.B. die Pufferung durch Karbonatlösung bei pH-Werten zwischen 8,6 und 6,2. SCHWERTMANN, SÜSSER, NÄTSCHER (1987) modifizieren dieses System, indem sie die Art des Protonenakzeptors im System Boden als einziges Einteilungskriterium heranziehen. Dadurch kommt es zu diversen Überlappungen mit den pH-Bereichen der Nomenklatur nach ULRICH, z.B. durch die Differenzierung zwischen Karbonat (pH 8 - 6,5) und Hydrogenkarbonat (pH 7 - 4,5). Der hier getroffenen Zuordnung liegt die Einteilung nach ULRICH, MAYER, KHANNA zugrunde, die dafür den in wäßriger Lösung ermittelten pH-

---

<sup>2</sup> pH-Bereich des Kalziumkarbonat-Pufferbereichs: 8,6 - >6,2; Silikat-Pufferbereich: 6,2 - >5,0; Austauscher-Pufferbereich: 5,0 - >4,2; Aluminium-Pufferbereich: 4,2 - >3,8; Aluminium-Eisen-Pufferbereich: 3,8 - >3,2; Eisen-Pufferbereich: 3,2 - >2,7 (MÜLLER 1997, S. 125).



Wert heranziehen. Da jedoch nach SCHWERTMANN, SÜSSER, NÄTSCHER die Pufferprozesse weder strikt an diese pH-Spannen gebunden sind, noch pH-Messungen in H<sub>2</sub>O und CaCl<sub>2</sub> eine klare Differenzierung zwischen Austauscher, Al- und Al-Fe-Pufferbereich ermöglichen, ist die hier erfolgte Zuordnung der pH(CaCl<sub>2</sub>)-Werte als grobe Annäherung an die im jeweiligen Profilabschnitt überwiegend ablaufende Pufferreaktion zu verstehen (AG BODEN 1994, S. 330f; KUNTZE, ROESCHMANN, SCHWERDTFEGER 1988, S. 179ff; MÜLLER 1997, S. 125; SCHWERTMANN, SÜSSER, NÄTSCHER 1987; ULRICH 1981a, 1981b, 1983; ULRICH, MAYER, KHANNA 1979).

Wie aus der Abbildung 62 hervorgeht, befinden sich fünf der 58 Proben aus Hauptlagen bzw. deren oberen Abschnitt (was etwa 9 % entspricht) bei einem pH-Wert von weniger als 3,2 bis 2,7 im Pufferbereich des Eisens, d.h. Säuren werden durch die Auflösung von Eisenoxiden abgepuffert. Dabei stammen 80 % der Fälle, also vier Proben, aus dem UG Ochsenchenkel; das UG Neustadt hingegen liefert keinen einzigen Fall. Umgekehrt verhält es sich mit Proben dieser periglazialen Lage, die dem Austauscher-, Silikat- sowie Kohlensäure-Pufferbereich zuzuordnen sind: neun der zehn Proben, ergo 90 % stammen aus dem UG Neustadt, keine aus dem UG Ochsenchenkel. Entsprechend ist auch im Sandsteinkeupergebiet von Ochsenchenkel unter der dort dominierenden Nadelwaldbestockung eine schwache bis starke Podsoligkeit weit verbreitet, während dergleichen im UG Neustadt fehlt. Im UG Scheinfeld finden sich teils unter Nadelwaldbedeckung (S6, S17), teils bei hohen Sandgehalten (S13) schwache Anzeichen von Podsoligkeit. Zwei Drittel aller Hauptlagenproben (39 von 58) und damit die Mehrzahl sind anhand ihres pH-Wertes dem Al-Fe-Pufferbereich zuzurechnen, wobei die Anteile in den einzelnen UG zwischen 39 % (UG Neustadt) und rund 80 % schwanken (O: 77 %; S: 83 %) (HINTERMAIER-ERHARD & ZECH 1997, S. 227; SCHACHTSCHABEL ET AL. 1989, S. 118).

Zum unteren Abschnitt der Hauptlage hin nimmt der Anteil der Proben, die durch die Freisetzung von Al- und Fe-Ionen Protonen wirksam abpuffern, in den UG Ochsenchenkel und Neustadt zu (O: 86 %; N: 60 %). Im UG Scheinfeld reduziert sich stattdessen der Anteil des Al-Fe-Pufferbereichs (S: 57 %). Der Anteil an Proben aller drei UG, die sich in den Pufferbereichen von Austauschern, Silikaten sowie CaCO<sub>3</sub> befinden, geht von 17 % (10 von 58 Proben) im oberen Hauptlagenabschnitt auf 10 % (zwei von 19 Proben) im unteren Teil zurück, während gleichzeitig der Anteil des Al-Pufferbereichs von 7 auf 21 % ansteigt. Keine der Proben läßt sich dem Pufferbereich des Eisens zuordnen.

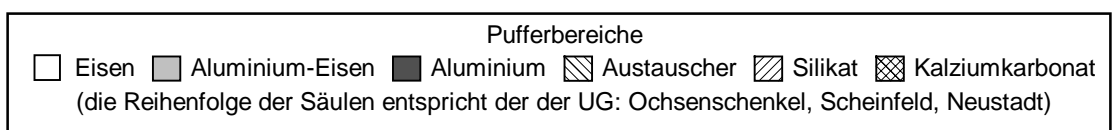
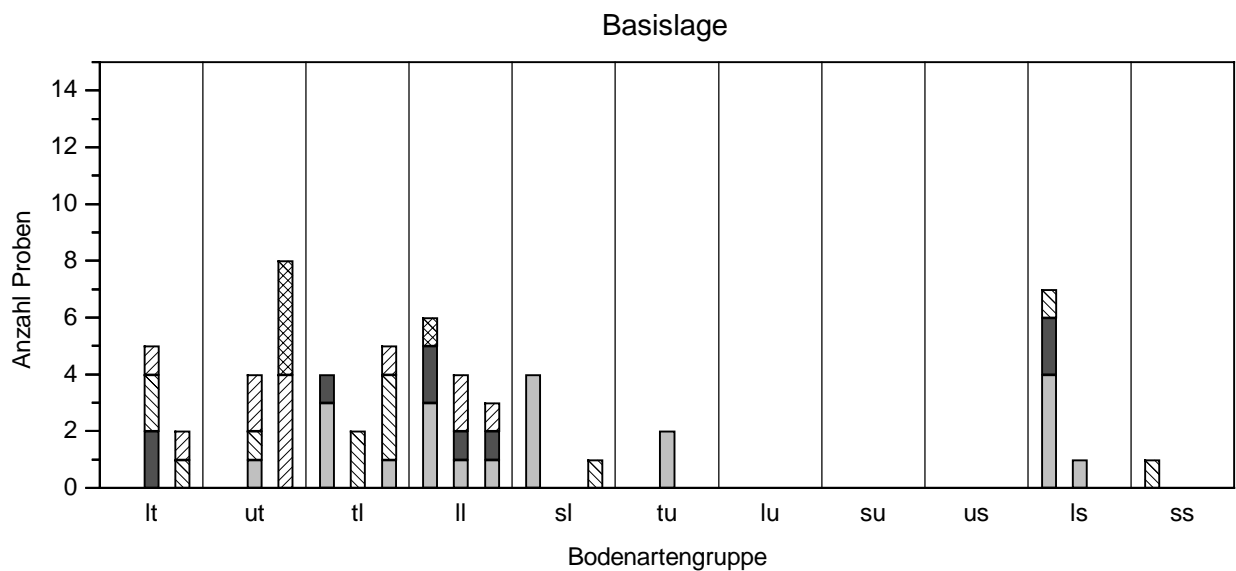
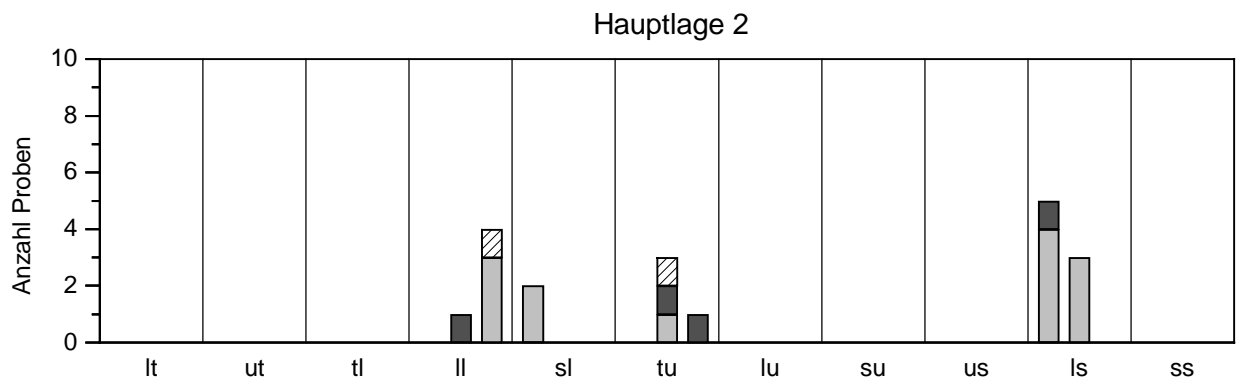
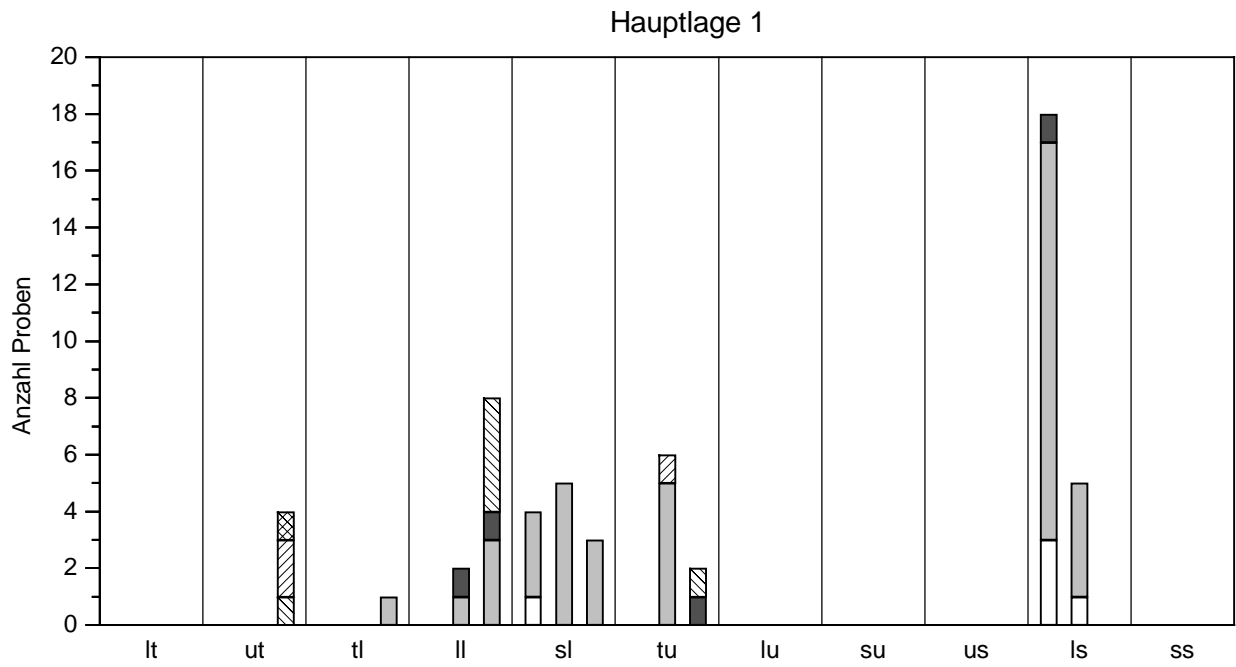


Abb. 62: Zuordnung der periglazialen Lagen zu den Pufferbereichen nach ULRICH, MAYER, KHANNA (1979) anhand des  $\text{pH}(\text{CaCl}_2)$ -Wertes

Letzteres gilt auch für die Basislage, während sich das übrige Bild etwas differenzierter gestaltet. So sind im UG Ochsenschenkel immer noch knapp 2/3 der Proben (14 von 22) im Al-Fe-Pufferbereich zu finden (vgl. die nur mittleren  $KAK_{pot}$ -Werte im UG Ochsenschenkel), wohingegen in den UG Scheinfeld und Neustadt dieser Anteil auf 28 bzw. 10 % zurückgeht. Hier gewinnen stattdessen die Pufferbereiche zwischen pH 8,6 und 4,2 an Bedeutung: im UG Scheinfeld zählen 56 % (10 von 18) der Basislagenproben dieses Gebiets hierzu, im UG Neustadt gar 84 % (16 von 19).

Zusammenfassend kann somit gesagt werden, daß sowohl im oberen als auch im unteren Abschnitt der Hauptlage verstärkt austauschbare  $Al^{3+}$ -Ionen in der Bodenlösung auftreten (Al- bis Fe-Pufferbereich), welche v.a. die Wurzeln empfindlicher Baumarten schädigen und durch ihre hohe Eintauschstärke basische Kationen von den Austauschplätzen verdrängen, sodaß diese ausgewaschen werden können (vgl. hierzu die oben für die Hauptlage 1 festgestellte mögliche Ca- und Mg-Mangelversorgung). Die bei zunehmender Versauerung aus Tonmineralen und Silikaten freigesetzten  $Al^{3+}$ -Ionen werden zudem in den Zwischenschichtraum aufgeweiteter Tonmineralien eingebaut (sekundäre Chloritisierung), womit eine Abnahme der Kationenaustauschkapazität verbunden ist. Dies betrifft v.a. das UG Ochsenschenkel, doch stocken hier überwiegend die hinsichtlich der Al-Toxizität wesentlich robusteren Baumarten Fichte und Kiefer (HINTERMAIER-ERHARD & ZECH 1997, S. 12). Aber auch im UG Scheinfeld werden in den meisten Proben aus Hauptlagen  $Al^{3+}$ -Ionen durch Pufferungsvorgänge freigesetzt, während dies im UG Neustadt nur für den unteren Lagenabschnitt gilt (im oberen Abschnitt gehört die Hälfte der Proben dem Austauscher- bis Kalziumkarbonat-Pufferbereich an). Zur Basislage ändert sich dies: hier geht in allen UG der Anteil der Puffersysteme zurück, bei denen der Puffervorgang mit einer Freisetzung von  $Al^{3+}$ -Ionen verbunden ist. Während jedoch im UG Neustadt nur noch 1/6 der Proben (3 von 19) entsprechend versauert ist, sind es im UG Ochsenschenkel immer noch 86 %, d.h. 19 von 22 Basislagenproben (zum Vergleich UG S: 44 %).

Inwiefern die  $Al^{3+}$ -Ionen toxisch wirksam werden können, hängt jedoch nicht nur von der Aktivität<sup>3</sup> derselben in der Bodenlösung, letztlich vom pH-Wert (s.o.), sondern auch vom Anteil der  $Ca^{2+}$ - und  $Mg^{2+}$ -Ionen in der Bodenlösung bzw. an den Austauschern ab. Je höher dieser Anteil ist, umso elastischer reagiert ein Boden auf eingetragene Säuren (das  $Al^{3+}$ -Ion reagiert wie eine Säure und wird deshalb auch als Kationsäure bezeichnet). Damit kann an-

---

<sup>3</sup> Die Aktivität (= wirksame Konzentration) bezeichnet den reaktiv wirksamen Teil einer gelösten Substanz (z.B. Ionen) an ihrer Gesamtkonzentration. Dies gilt für Konzentrationen von  $>10^{-3}$  mol/l, da sich in diesem Fall die Teilchen (im Falle von Ionen v.a. mehrwertige) gegenseitig behindern und folglich nicht reagieren können (HINTERMAIER-ERHARD & ZECH 1997, S. 9; SCHACHTSCHABEL ET AL. 1989, S. 97ff).

hand des  $\text{Ca}^{2+}$ - und  $\text{Mg}^{2+}$ -Anteils an der Austauschkapazität die Gefahr beurteilt werden, daß es im Boden zu einer ökologisch wirksamen Belastung durch  $\text{Al}^{3+}$ -Ionen kommt. MEIWES ET AL. (1984, S. 44ff, bes. Tab. 6) haben ein diesbezügliches Klassifizierungsschema entworfen. Die periglazialen Lagen in den UG Ochsenchenkel, Scheinfeld und Neustadt reagieren demnach sehr unterschiedlich auf eine Säurebelastung (die Angaben beziehen sich auf die 18 intensiv bearbeiteten Profile, an welchen u.a. die Austauschkapazität ermittelt wurde):

Der obere Abschnitt der Hauptlage zeigt in den UG Ochsenchenkel und Scheinfeld eine sehr geringe Elastizität hinsichtlich von Säureeinträgen (Ausnahme: O11), während umgekehrt die Gipskeuperprofile des UG Neustadt eine hohe bis sehr hohe Säureelastizität aufweisen (Ausnahme: N6, N19). Im unteren Abschnitt zweigeteilter Hauptlagen tritt in den meisten Profilen eine Verbesserung ein, wovon jedoch die stärker sandigen Profile O5, O14 und N19 ausgenommen sind, die weiterhin eine sehr geringe Elastizität besitzen. Fast alle Basislagen der 18 Profile reagieren sehr elastisch auf Säurebelastung, was aber auch in diesem Fall nicht für stark sandige Schuttdecken gilt. So bleibt in den Profilen O8 und O14 die Elastizität weiterhin sehr gering.

## 7.7 Zwischenergebnis

Hinsichtlich der hier näher betrachteten Standortqualitäten läßt sich festhalten, daß die Hauptlage bzw. ihr oberer Abschnitt im Vergleich zum unteren Teil und zur Basislage die günstigsten bodenphysikalischen Verhältnisse aufweist. So zeichnet sie sich zum einen durch eine große Lockerheit aus, die eine intensive Durchwurzelung ermöglicht. Zum anderen ist in dieser Schuttdecke die Menge an pflanzenverfügbarem Wasser und luftgefüllten Hohlräumen maximal, während gleichzeitig das Stauvermögen minimal ist. Innerhalb der drei UG trifft dies besonders für das im Sandsteinkeuper liegende UG Ochsenchenkel zu. In bodenchemischer Hinsicht ist die Situation weniger günstig: bei mittleren  $\text{KAK}_{\text{pot}}$ -Werten ist der Basensättigungsgrad der Hauptlage bzw. ihres oberen Abschnitts minimal, das Aziditätsmilieu sehr stark sauer, wenn auch das UG Neustadt ein etwas günstigeres Pedomilieu zeigt. Entsprechend reagieren die meisten Böden auch wenig elastisch auf den Eintrag von Säuren, sodaß v.a. im UG Ochsenchenkel Podsoligkeit weitverbreitet ist.

Im unteren Abschnitt der Hauptlage ändern sich die Standortbedingungen. Bei zunehmender Dichtlagerung reduziert sich einerseits nutzbare Feld- sowie Luftkapazität, andererseits erhöht

sich das Stauvermögen mit entsprechenden Folgen für die Pedogenese und auch die Durchwurzelung. Günstiger gestaltet sich hingegen die Basenversorgung, kann sich doch trotz leicht verminderter  $KAK_{pot}$ -Werte die Basensättigung erhöhen. Die insgesamt sehr stark sauren pH-Werte bleiben weiter bestehen, Säureeinträge können jedoch teilweise gut abgepuffert werden.

In der Basislage spiegeln sich die größeren Körnungsunterschiede auch in den bodenphysikalischen und -chemischen Gegebenheiten wider. In allen UG erreicht die effektive Lagerungsdichte in dieser Schuttdecke den höchsten Wert, damit zusammenhängend die geringste Menge pflanzenverfügbaren Wassers. Während sich in den feinkörnigeren Basislagen der UG Scheinfeld und Neustadt zugleich auch die Durchlässigkeit und die Luftversorgung minimiert, ist in der tendenziell gröberkörnigen Basislage vom UG Ochsenchenkel gegenüber dem unteren Hauptlagenabschnitt eine diesbezügliche Verbesserung zu beobachten. Dieser Einfluß der Textur äußert sich auch in der Höhe der  $KAK_{pot}$ , die zwar in allen Gebieten maximale Werte aufweist, einzig im UG Ochsenchenkel jedoch weiterhin auf nur mittlerem Niveau verharret. Dort bleibt zudem das sehr stark saure Pedomilieu bestehen, während sich in den beiden anderen Gebieten ein deutlich günstigeres Aziditätsmilieu einstellt. Basenreichtum und eine meist sehr hohe Säureelastizität kennzeichnen alle Basislagen. Von letzterem sind aber erneut die stärker sandigen Schuttdecken des UG Ochsenchenkel ausgenommen.

Somit kann das Fazit gezogen werden, daß dank der einheitlicheren Textur der Hauptlage bzw. im Falle einer Zweiteilung des oberen Hauptlagenabschnitts in allen UG in bodenphysikalischer Hinsicht günstige Verhältnisse für die Vegetation bestehen, während die bodenchemischen Voraussetzungen nicht optimal sind. Tritt ein unterer Hauptlagenabschnitt auf, so verschlechtern sich fast alle betrachteten standörtlichen Eigenschaften. In der Basislage wirken sich die größeren Unterschiede in der Korngrößenzusammensetzung auch auf die Standortqualitäten aus: so sind in den gröberkörnigen Schuttdecken des UG Ochsenchenkel die bodenphysikalischen Voraussetzungen für die Vegetation günstiger, wohingegen dies in den feinkörnigeren Basislagen von UG Scheinfeld und Neustadt die bodenchemischen Faktoren sind. Im Vergleich zur Hauptlage bzw. zum oberen Hauptlagenabschnitt ist jedoch in allen Gebieten eine Verschlechterung in bodenphysikalischer und eine Verbesserung in bodenchemischer Hinsicht festzustellen.

## 8 Ergebnisse und Diskussion

Die in Verbindung mit der morphographischen Kartierung durchgeführten Bodenprofilaufnahmen in den ausgewählten UG des Steigerwaldes ermöglichen es, hinsichtlich des Vorkommens und der Ausbildung periglazialer Lagen folgende Angaben zu machen.

Wie erwartet, sind periglaziale Deckschichten fast überall an der Oberfläche zu finden. Davon ausgenommen sind bestimmte konkave Reliefabschnitte: einerseits die steilwandigen Runsen, in welchen es während des Holozäns zu einem teilweisen oder völligen erosiven Abtrag der Hauptlage, teils auch der Basislage kam (N5), andererseits die komplementär dazu mit Auelehmen und Kolluvien verfüllten Täler (N15). Auch an den Rändern noch bestehender, ehemaliger Sand- und Lehmgruben ist mit einem (teilweisen) Fehlen der pleistozänen Schuttdecken zu rechnen (S19). Vielerorts kam es aber auch durch eine intensive Nutzung der Waldstreu zu einer Verkürzung der Hauptlage. Dies betrifft v.a. das UG Ochsenchenkel (z.B. Catena Winterranken), eher punktuell auch das UG Neustadt (z.B. N12, N13). Möglicherweise spielen hierbei die Besitzverhältnisse und die damit zusammenhängende langjährige Bewirtschaftungsweise der Wälder eine Rolle. So befinden sich die ausgedehnten Laubwälder des UG Scheinfeld zumeist im Besitz des Fürsten von Schwarzenberg, während im UG Ochsenchenkel kleinbäuerlicher, im UG Neustadt genossenschaftlicher Waldbesitz vorherrscht. Eine Verkürzung der Hauptlagenmächtigkeit kann aber ebenso durch eine frühere ackerbauliche Nutzung bedingt sein, was möglicherweise für Profil O12 gilt (Mächtigkeit der Hauptlage: 9 cm). Wie MACHANN & SEMMEL (1970, S. 259) sowie RÖSNER & TÖPFER (1999, S. 49, 56) an Flurwüstungen im Steigerwald zeigen konnten, wurde dort die Hauptlage um mindestens 10-15 cm erosiv verkürzt, teils auch vollständig abgetragen. Bestätigt wird die frühere Bodenerosion durch das Auftreten von Kolluvien.

Außerhalb der genannten, holozän geprägten Formen kommen periglaziale Lagen jedoch reliefunabhängig vor. Ihre Entstehung und Verbreitung weist denn auch keine Beeinflussung durch Höhe (min. 307 m (N14); max. 425 m (S9)) oder Exposition auf. Ebensowenig spielt die Wölbungsrichtung eine Rolle: periglaziale Lagen treten auf konvex und konkav gewölbten Reliefbereichen gleichermaßen auf. Folglich finden sie sich sowohl in den Dellen als auch auf den im Längs- und im Querprofil dazwischenliegenden Rücken. Pleistozäne Schuttdecken kommen ebenso bei den unterschiedlichsten Böschungsverhältnissen vor, welche von kaum geneigten Verebnungen bis zu stark geneigten Hängen reichen (O: 1° (O9) bis 16,5° (O18); S: 2° (S14) bis 23,5° (S5); N: 1° (N6) bis 17,5° (N4)).

Deckschichten wurden jedoch nicht nur in den verschiedensten Reliefpositionen gebildet, sondern auch über den unterschiedlichen anstehenden Gesteinen - von den Tonsteinen des kmE bis zu den Sandsteinen des kmBm. Daraus ergibt sich, daß die Entstehung und das Vorkommen von periglazialen Lagen ein rein klimaabhängiges Phänomen ist.

Die Verbreitung der Schuttdecken in ebenem Gelände wirft nun aber terminologische Probleme auf, da Lagen allgemein als „durch solifluidale und aquatisch-denudative Prozesse sowie durch äolische Akkumulation“ (ALTERMANN 1998, S. 175) entstanden definiert werden und insbesondere Mittel- und Basislage sich durch gelisolifluidale Merkmale auszeichneten (AG BODEN 1994, S. 365). Laterale Verlagerung durch Gelisolifluktion setzt aber nach BÜDEL (1962, S. 358) erst bei Hangneigungen von über  $1,7^\circ$  ein, während bei noch geringem Gefälle vertikale Umlagerungen durch Solimixtion vorherrschen. Rein solimixtiv in situ aufbereitete Lockergesteinsdecken werden nun aber nicht als Lagen, sondern als Zonen angesprochen (vgl. Perstruktions- und Umlagerungszonen nach KOPP (1970) und SCHWANECKE (1970); ALTERMANN 1998, S. 175). Im Gelände sind jedoch die Übergänge fließend, sodaß eine Differenzierung zwischen Substraten, die ihre Entstehung ausschließlich lateralen Umlagerungsprozessen verdanken, und solchen rein vertikaler Aufbereitung nicht praktikabel ist. Folglich wurde die auf  $1^\circ$ -geneigten Verebnungsflächen zwischen Hauptlage und anstehendem Gesteinsersatz vorgefundene Schicht, die keinerlei äolische Beeinflussung aufwies, als Basislage angesprochen (O9, N6). Auf eine weitere definatorische Unsauberkeit des Lagenbegriffs weist KLEBER (1999, S. 364) hin, und zwar die fehlende Einbeziehung reiner Lössе, während gleichzeitig äolische Beimengungen als charakteristisch für Haupt- und Mittellage gelten. Auch hier ist aufgrund der unscharfen Grenze zwischen vorwiegend gelisolifluidal transportiertem Substrat mit äolischem Anteil im Sinne einer Lage und hauptsächlich äolisch transportiertem Substrat im Sinne von reinem Löß eine Trennung schwierig, sodaß im Grunde die Deckschichtendefinition erweitert werden müßte.

Der Aufbau der periglazialen Lagen ist in allen UG ziemlich einheitlich. Bis auf wenige Ausnahmen treten zwei Schuttdeckenglieder auf, d.h. unter einer hangenden Hauptlage folgt eine liegende Basislage. Fälle, in denen eine zweigeteilte Hauptlage vorkommt, machen ein Drittel der Profile aus (s.u.). In jeweils nur einem Profil treten zwei faziell verschiedene Basislagen auf (O11) bzw. fehlt eine Basislage völlig, sodaß die Hauptlage direkt dem anstehenden Gesteinsersatz aufliegt (S13). Eine Mittellage, die den Vorgaben der AG BODEN (1994) entspricht, konnte in keinem der drei UG aufgeschlossen werden (s.u.).

Die Ausformung der Schuttdeckenglieder hängt nun in erster Linie vom Gestein ab, während das Relief eine geringere Rolle spielt. Aus den in den vorangegangenen Kapiteln geschilderten Befunden ergibt sich das folgende Bild.

Die Hauptlage bzw. der obere Abschnitt zweigeteilter Hautlagen (Hauptlage 1 bzw. HL<sub>1</sub> in den Abbildungen) überzieht außer an den o.g. Stellen mit einer relativ konstanten Mächtigkeit von etwa 30 cm die Oberfläche, wobei die Konstanz im raschen Aufkommen der Vegetation im Holozän und dem damit einhergehenden Abtragungsschutz begründet liegt. Es zeigt zugleich, daß seit der Ablagerung dieser Periglaziallage keine bedeutsame flächenhafte Hangabtragung mehr stattfand, das periglaziale Relief gleichsam fossilisiert wurde (FRIED 1984, S. 40ff).

Die Hauptlage ist zumeist von gelblichbrauner Farbe. Abweichende Tönungen gehen auf die Einarbeitung von intensiv gefärbtem Material aus dem Liegenden zurück, sodaß auch eher rötlichbraune, braune oder graubraune Farbtöne vorkommen können. Dieses Material ist jedoch mit dem äolisch eingetragenen gut vermischt und homogenisiert, weshalb keinerlei Einsprengsel, Schlieren o.ä. auftreten.

Die Körnung des Feinbodens der Hauptlage hängt von der Körnung ihrer konstituierenden Komponenten, d.h. Liegendmaterial und äolischer Anteil ab. Findet sich im Liegenden etwa sandreiches Substrat, so weist die hangende Hauptlage im Vergleich zu anderen Standorten ebenfalls höhere Sandgehalte auf (vgl. z.B. O1). Im Falle tonreichen Liegendmaterials (z.B. S4) erhöht sich entsprechend der Tongehalt der Hauptlage gegenüber anderen Standorten. Abgeändert wurde die jeweilige Textur durch äolisch eingetragenes Material. Da zur Zeit der Hauptlagengenesse aber keine echte Lößbildung mehr stattfand, erfolgte nur eine Verwehung lokalen Materials (FRÜHAUF 1990a, S. 253; SCHÖNHALS 1972, S. 39; SEMMEL 1968, S. 97). Die Korngröße des äolischen Anteils hängt folglich von den in der Umgebung anstehenden Gesteinen und der/den daraus gebildeten älteren Schuttdecke(n) ab. In der feinkörnigeren Gipskeuperumgebung war dies v.a. Mittel- bis Grobschluff, in der gröberkörnigeren Sandsteinkeuperumgebung meist Fein- bis Mittelsand. Insgesamt resultiert eine im Vergleich zur Basislage ausgewogenere und weniger extreme Korngrößenzusammensetzung, wie die starke Dominanz lehmiger Texturen zeigt.

Der geologische Untergrund, von welchem die in die Hauptlage teilweise oder vollständig eingearbeitete(n) ältere(n) Schuttdecke(n) ihr Material bezog(en), bestimmt auch den Anteil an Grobboden. So kann die Hauptlage etwa im Bereich der tonigen kmS-Fazies völlig skelett-



frei sein, während sie im Verlagerungsbereich verwitterungsstabiler Sandsteine oft mittlere Gehalte an Grobkomponenten aufweist.

Die starke Basenarmut der Hauptlage erklärt SCHÖNHALS (1972, S, 44) durch die Annahme einer allerödzeitlichen pedogenen Überprägung sowohl des liegenden Ausgangssubstrats als auch des im Zuge der Genese der Hauptlage eingemengten äolischen Anteils. Im Steigerwald bestätigt sich dies insofern, als die Hauptlage im Vergleich zur Basislage in allen UG die basenärmste Schuttdecke ist. Im Fall der Hauptlage des UG Scheinfeld erwies sich die Basenarmut auch anhand des Basensättigungsgrades, während in den übrigen UG diesbezüglich mittelbasische Verhältnisse festgestellt wurden.

Die Hauptlage ist zudem lockerer gelagert als die liegende Periglaziallage, was u.a. den häufigen Frost-Tau-Wechseln, die mit intensiver Kryoturbation verbunden waren, zuzuschreiben ist. Vergleichbar der rezenten winterlichen Frostgare bewirkten diese eine lockere Aggregation der Schuttdecke (SCHÖNHALS 1972, S. 43).

Pedogenetisch zeichnet sich die Hauptlage durch eine intensive Verbraunung aus (Bv-Horizont). Hierbei wirkt sich nach SEMMEL (1966, S. 32ff; DERS. 1975, S. 326) der äolische Anteil in Form einer stärkeren Fe-Freisetzung aus. Darüberhinaus besteht unter Nadelwaldbestockung und/oder bei sehr sandigen Substraten oft eine  $\pm$  starke Podsoligkeit, wobei bei gröbersandiger Ausbildung auch Humusstoffe fahnenartig aus dem humosen Oberboden eingewaschen worden sein können. Staut dichtgelagertes Liegendmaterial das Sickerwasser, so treten in den verschiedensten Reliefpositionen Pseudogleymerkmale auf. Meist bildet die dichtgelagerte Basislage den Staukörper, sodaß die gesamte Hauptlage hydromorphiert wurde, während im Falle zweigliedriger Hauptlagen nur der untere Abschnitt davon erfaßt wurde. Ist dieser Teil jedoch Ursache des Wasserstaus, so greifen die Pseudogleymerkmale auf den oberen Abschnitt über (N9). Schwache Lessivierung kommt nur als singuläres Phänomen vor (O4).

Das Tonmineralspektrum der Hauptlage dominiert meist der Illit, der von sekundärem Chlorit begleitet wird. Kaolinit hingegen erlangt nur im Bereich des Sandsteinkeupers eine gewisse Bedeutung. Durch Verwitterungseinflüsse weiten die Illite randlich auf und lagern vermikulitische Zwischenschichten ein, während beim sekundären Chlorit unter sauren Reaktionsverhältnissen schwache Anzeichen einer einsetzenden Smectitbildung zu erkennen sind.

Wie oben bereits erwähnt, folgt in einem Drittel der Profile unter einer solchermaßen gestalteten Hauptlage ein Profilabschnitt, der als unterer Hauptlagenabschnitt (Hauptlage 2 bzw. HL<sub>2</sub> in den Abbildungen) bezeichnet wird. Charakteristisch ist seine geringe Mächtigkeit von

durchschnittlich 15 cm sowie eine dem oberen Abschnitt vergleichbare Korngrößenzusammensetzung des Feinbodens, wodurch zugleich ein äolischer Materialeintrag bestätigt ist. In mehr als 60 % der Fälle enthält der untere Abschnitt etwas mehr Ton als der hangende Teil der Schuttdecke (max. Differenz: 4,0 % in S15). Größere Texturunterschiede bestehen nur in Profil S2 und N9, die sich aber dadurch erklären lassen, daß es durch die Verwitterung und den allmählichen Zerfall der Skelettkomponenten im jeweils skelettreicheren Lagenabschnitt zu einer Vergrößerung des Feinbodens kommt. Mehr Grobboden enthält im allgemeinen der untere Hauptlagenabschnitt (max. Differenz: 40 % in S4), doch sind auch konträre Verteilungsmuster möglich (S1, S2, N19). Bei höheren Skelettgehalten fällt auf, daß es sich dabei vorwiegend um Gesteinsgrus handelt. In der Farbgebung entsprechen sich z.T. die beiden Schuttdeckenabschnitte; wesentlich häufiger aber hellt sich die Farbe nach unten hin auf, wobei der Farbton in der Regel beibehalten wird. Ein weiteres Charakteristikum ist die gegenüber dem hangenden Hauptlagenabschnitt deutlich erhöhte Dichtlagerung (vgl. Rohdichte), die sogar stellenweise die der Basislage übertrifft (O5, S4, S16, N9), sowie die größere Basensättigung. Pedogenetisch weist der untere Abschnitt der Hauptlage Braunerdemerkmale auf (Bv-Horizont), in fast dreiviertel der Fälle verbunden mit einer  $\pm$  stark ausgeprägten Pseudovergleyung. Einzig im kmBL-Profil O14 wurden in diesem Lagenabschnitt horizontal verlaufende Toninfiltrationsbändchen beobachtet, welche auch in der liegenden Basislage auftreten, dort aber einen welligen Verlauf zeigen. Ein ähnlich aufgebautes Profil beschreiben ZECH ET AL. (1991, S. 144ff) aus dem Eisensandstein des Doggers östlich von Bamberg, wobei dort allerdings unter der Hauptlage eine schluffreiche Mittellage mit Tonbänderung über einer ebenso gebänderten Basislage lagert. Tonmineralogisch unterscheidet sich der untere Hauptlagenabschnitt vom oberen durch den schwächeren Verwitterungsgrad der darin enthaltenen Illite, sekundären Chlorite sowie des Kaolinitis. In pseudovergleyten Profilen kann das Eisenoxihydroxid Lepidokrokit hinzutreten (O13, N9).

Eine zweigliedrige Hauptlage kommt in den UG sowohl gesteins- als auch reliefunabhängig vor. Dies zeigt zum einen ihr Auftreten vom kmE des Gipskeupers bis hin zum kmBm des Sandsteinkeupers, zum anderen aber auch die Autarkie von Reliefeigenschaften wie Exposition, Höhe (min. 311 m (N1); max. 416 m (S8)) oder Wölbungsrichtung. Auch unter den verschiedensten Hangneigungswinkeln der drei UG kann eine Zweiteilung der Hauptlage festgestellt werden (min. 2° (N19); max. 23° (S8)).

Vergleicht man die dargestellten Eigenschaften des unteren Hauptlagenabschnitts mit denen einer Mittellage nach der Definition der AG BODEN (1994, S. 365; vgl. auch ALTERMANN 1998, S. 179), so stellt sich heraus, daß sich beide durch eine erhöhte Dichtlagerung gegen-

über der hangenden Hauptlage auszeichnen. Andere Merkmale der Mittellage, wie die Abnahme des Skelettanteils sowie ein im Vergleich zur Hauptlage höherer Schluff- und Tongehalt können pauschal nicht bestätigt werden, zumal die Texturunterschiede in der Regel sehr geringfügig sind und daher als nicht signifikant betrachtet werden<sup>4</sup>. Auch finden die Angaben, wonach eine Mittellage nur in erosionsgeschützten Positionen der Mittelgebirge verbreitet ist, für den unteren Hauptlagenabschnitt keine Bestätigung wie die o.g. Befunde zeigen. Folglich wird davon abgesehen, den unteren Abschnitt der Hauptlage als Mittellage anzusprechen, und die bisherige Bezeichnung wird beibehalten.

Die nachfolgenden Geländebefunde verschiedener Autoren zeigen, daß es auch in anderen Mittelgebirgen im Liegenden der Hauptlage eine Schuttdecke gibt, die der hangenden ähnelt und die nicht den Kriterien einer Mittellage der AG BODEN entspricht.

Trotzdem bezeichnet VÖLKE (1994, S. 209ff; DERS. 1995b, S. 180f) die regelhaft in Profilen des Bayerischen Waldes unter der Hauptlage verbreitete und maximal 30 cm mächtige Schuttdecke als Mittellage. Charakteristisch ist ihr gegenüber der Hauptlage teils markanter Farbwechsel zu einem fahlen Gelb, ihre dichtere Lagerung sowie ihr höherer Feinskelettanteil, während zugleich die Körnung des Feinbodens mit jener der Hauptlage identisch ist und in keinem Fall der Lößgehalt der Hauptlage übertroffen wird. Auch Tonmineral- und Schwermineralbestand weichen kaum von dem der Hauptlage ab, sodaß sich deutlich eine Materialverwandtschaft offenbart. Nach VÖLKE könnten (1994, S. 211) vielfach die „Hauptlagen der dryaszeitlich kryoturbar aufgearbeitete Teil der Mittellagen“ sein.

SEMME (1996, S. 9) zufolge sind jedoch Zweifel angebracht, diese nicht klar von der Hauptlage zu differenzierende Schicht als Mittellage anzusprechen. Auch konnte er in hessischen Mittelgebirgen an verschiedenen Stellen eine Zweiteilung des Deckschutts i.S.v. SEMME feststellen mit einem meist skelettreicheren unteren Abschnitt (SEMME 1968, S. 83f, 88f). In rezenten Periglazialgebieten läßt sich eine derartige Zweiteilung ebenfalls beobachten, wo eine schneller bewegte steinarmer obere Zone eine langsamer wandernde steinreiche untere Zone überlagert. Darunter schließt eine aus dem Anstehenden hervorgehende, wenig verlagerte Schuttdecke an. Stellenweise fehlt jedoch eine steinreiche Zone, die aufgrund ihrer Zusammensetzung von SEMME auch als „Mischungshorizont“ bezeichnet wird, sodaß der stein-

---

<sup>4</sup> Im Gegensatz dazu reichen SCHILLING, B. (1990, S. 33, Anhang S. 34) Unterschiede im Schluff- und Feinsandanteil von maximal 0,6 %, um eine grobsandige Schuttdecke über kmBm-Zersatz östlich von Spalt (TK 6831) als Mittellage abzugrenzen. Gegenüber der Hauptlage nehmen darin außer Grobsand alle Kornfraktionen ab. Ein Profilvergleich im Gelände war aufgrund der fehlenden Koordinatenangaben nicht möglich.

arme Schutt direkt der untersten Schuttdecke aufliegt (BIBUS, NAGEL, SEMMEL 1976, S. 32ff; SEMMEL 1969, S. 42ff; DERS. 1987, S. 103).

Den zweigeteilten Deckschutt hessischer Mittelgebirge setzt SEMMEL (1994c, S. 32; 1996, S. 8f) einer Oberlage-Hauptlage-Abfolge der AG BODEN gleich, wobei also der „eigentliche Deckschutt [...] der unteren Schicht entspricht“ (1998a, S. 71). Er gibt jedoch zu bedenken, daß im Falle eines zweigeteilten Deckschutts mit einem skelettreicheren unteren Abschnitt eine Parallelisierung mit den Umlagerungszonen  $\delta$  und  $\varepsilon$  nach SCHWANECKE (1970) zwingend erscheint, ansonsten jedoch die Oberlage der Umlagerungszone  $\gamma$  entspricht (vgl. Abb. 5). VÖLKEL (1995a, S. 29f) hält ebenfalls eine Gleichsetzung seiner als Mittellage angesprochenen Schuttdecke mit der Umlagerungszone  $\varepsilon$  nach SCHWANECKE für möglich, wodurch sie indirekt der untere Teil der Hauptfolge nach SCHILLING & WIEFEL (1962) würde. Beide Autoren konstatieren folglich eine Abfolge von periglazialen Schuttdecken in Mittelgebirgen, die - unabhängig von ihrer jeweiligen Bezeichnung - große Ähnlichkeit mit den Umlagerungszonen  $\delta$  und  $\varepsilon$  nach SCHWANECKE aufweisen.

Charakteristische Eigenschaften der Umlagerungszone  $\delta$  im Hügelland und Mittelgebirge Ostdeutschlands sind nach SCHWANECKE (1970, S. 88f, 97) ihre relativ konstante Mächtigkeit von 30-60 cm, ihre lockere Lagerung und gelbbraune Farbe sowie ihr im Vergleich zu den anderen Umlagerungszonen höherer Schluff- und geringerer Skelettgehalt. Unter einer abschließenden Steinanreicherungszone folgt die der hangenden Zone sehr ähnliche Umlagerungszone  $\varepsilon$ , die jedoch im Gegensatz zu dieser dichter gelagert, heller gefärbt und skelettreicher ist. Im Falle von Staunässe kommen darin gehäuft Fe-Mn-Konkretionen vor; eine basale Steinanreicherung ist weniger deutlich ausgeprägt. Die Mächtigkeit dieser Zone erreicht oft nur 20-30 cm und kann bei noch geringmächtigerer Ausbildung nicht mehr von der Umlagerungszone  $\delta$  abgegrenzt werden. Laut SCHWANECKE stellt die Umlagerungszone  $\varepsilon$  ein „Übergangsglied“ zwischen der hangenden Zone  $\delta$  und der liegenden Zone  $\zeta$  dar.

Weitere Geländebefunde stammen von KÖSEL (1996) aus dem Jung- und Altmoränengebiet Oberschwabens, wo dieser im Hangenden eines skelettarmen und schluffreichen Mittelschuttes i.S.v. SEMMEL - welcher den Vorgaben einer Mittellage der AG BODEN entspricht - eine „ältere und jüngere Deckzone“ beobachten konnte. Beide Deckzonen erweisen sich als eine einander oft ähnliche Mischung aus Material des glazigenen Untergrundes und einer äolischen Komponente, doch ist die liegende, ältere Deckzone häufig skelettreicher und im Mittel weniger mächtig als die jüngere. Im Vergleich zur hohen Lagerungsdichte des Mittelschutts sind aber beide Deckzonen locker gelagert. Eine zeitliche Einordnung ist dank eines Deckzo-

nen und Mittelschutt zwischengeschalteten Humushorizonts aus dem Bölling-Interstadial möglich, sodaß KÖSEL die Entstehung der älteren Deckzone in der Älteren Tundrenzeit für sehr wahrscheinlich, die der jüngeren Deckzone in der Jüngeren Tundrenzeit für hinreichend sicher nachgewiesen hält. Der vorgefundene Mittel- und Basisschutt i.S.v. SEMMEL kann noch nach dem Würm-Maximum und vor dem Bölling-Interstadial gebildet worden sein. Das Vorkommen der beiden Deckzonen über Mittelschutt beweist, daß es sich bei der älteren Deckzone weder um Mittelschutt noch eine fazielle Variante desselben handeln kann. Daneben gibt es auch Profile, in denen die zweigeteilte Deckzone direkt einem Basisschutt auflagert (Profil 3A + 10A). Für die Mittelgebirge nimmt KÖSEL eine weitere als die bislang auf vereinzelte Beschreibungen basierende Verbreitung der älteren Deckzone an (KÖSEL 1996, S. 35, 57ff, 72, 105ff, 120ff).

Zwar bezieht sich KÖSEL in der Ansprache der periglazialen Deckschichten auf das Gliederungsschema von SEMMEL, welches kein Pendant zur Oberlage aufweist. Anhand der Profilbeschreibungen läßt sich jedoch eine Parallelisierung der jüngeren Deckzone mit der als feinerdearmer Gesteinsschutt definierten Oberlage ausschließen. Damit korrespondiert die jungtundrenzeitliche jüngere Deckzone mit der Hauptlage, während für die ältere Deckzone im Gliederungsvorschlag der AG BODEN (1994) bislang kein eigener Begriff vorgesehen ist.

Für die von SEMMEL und VÖLKEL beschriebenen Profile gilt dies möglicherweise ebenfalls. Wie oben näher ausgeführt, stellen beide Autoren auch ausdrücklich Ähnlichkeiten zwischen ihren unterschiedlich bezeichneten Periglaziallagen mit den Umlagerungszonen  $\delta$  und  $\varepsilon$  nach SCHWANECKE fest. Dabei betont SEMMEL (1998a, S. 68) die Übereinstimmung von Hauptlage und Umlagerungszone  $\delta$ . Ausgehend von KÖSELS Beobachtung, daß zwischen jüngerer Deckzone und Mittelschutt, d.h. Haupt- und Mittellage ein weiteres Schichtglied auftritt, bestünde die Möglichkeit, daß dieses der Umlagerungszone  $\varepsilon$  nach SCHWANECKE entspricht. In dessen Gliederungsschema würde damit aber eine der Mittellage korrespondierende Zone fehlen, wie auch schon SEMMEL (1998a, S. 67) bei einer Gegenüberstellung der verschiedenen Nomenklaturvorschläge darauf hinwies, daß „die Mittellage kein zweifelsfreies Äquivalent in den Umlagerungszonen SCHWANECKES“ findet. Im Gegensatz dazu stimme die Basislage weitgehend mit der Umlagerungszone  $\zeta$  überein.

Was die eigenen Befunde im Steigerwald anbetrifft, so zeigen sich deutlich die Merkmalsparallelen zwischen der Hauptlage bzw. ihrem oberen Abschnitt und der Umlagerungszone  $\delta$  nach SCHWANECKE sowie zwischen dem unteren Hauptlagenabschnitt und der Umlagerungszone  $\varepsilon$ . Letztere hat in der Lagenansprache der AG BODEN (1994) kein Pendant. Zugleich

konnte in den UG des Steigerwaldes keine lößlehmreiche Mittellage aufgeschlossen werden, die wiederum in SCHWANECKES Nomenklatur auch keine Entsprechung finden würde. Über das Fehlen der Mittellage im Steigerwald kann nur spekuliert werden. SEMMEL (1968, S. 96ff) geht davon aus, daß diese Schuttdecke auch auf Hängen entstand, auf denen sie heute fehlt. Ihre geringe Mächtigkeit an jenen Stellen ermöglichte später jedoch die vollständige Einarbeitung in die Hauptlage. Dies mag für den Steigerwald großflächig gegolten haben, stellte RÖSNER (1990, S. 230ff; vgl. Kap. 2.3) doch ein ganzes Bündel an Faktoren vor, welche die Lößarmut in diesem Mittelgebirge und damit des charakteristischen Bestandteiles der Mittellage erklären. Das Fehlen eines unteren Hauptlagenabschnitts läßt sich in gleicher Weise durch die komplette Einarbeitung in die active layer des jungtundrenzeitlichen Auftaubodens erklären, welche heute als Hauptlage angesprochen wird.

Es bleibt allerdings offen, ob jede dieser Schuttdecken - wie KÖSEL an seinen Profilen zeigen konnte - als eigenständige Bildung der ausklingenden Würm-Kaltzeit zu betrachten ist, können doch in den drei UG des Steigerwaldes schon aufgrund fehlender Datierungsmöglichkeiten (vgl. Kap. 3) keine diesbezüglichen Angaben gemacht werden (dies gilt auch für die Basislage!). Zudem zeigen die oben bereits erwähnten Beobachtungen von SEMMEL (1969, S. 49ff; vgl. 1994a, S. 10ff), BIBUS, NAGEL, SEMMEL (1976, S. 22ff) sowie HERZ & ANDREAS (1966, S. 196) aus rezenten Periglazialgebieten, daß durch forstdynamische Prozesse und bodenbildende Vorgänge wie Entkalkung, Verbraunung und Tonverlagerung in der Auftauschicht eine Differenzierung hinsichtlich Korngröße, Skelettverteilung, Farbgebung, Durchfeuchtung und letztlich auch der Gelisolifluktuationsrate erreicht werden kann. Verschiedenartige Bewegungen innerhalb der Auftauzone - oben eher turbulent, unten laminar und damit eine Dichtlagerung bewirkend - nehmen auch FITZPATRICK (1956, S. 250ff) und STAHR (1979, S. 164ff) als Erklärung für das Vorhandensein gegliederter pleistozäner Periglaziallagen an. CZEPPE (1961, S. 61f) sieht den häufigen Frostwechsel im Herbst in der „Zone der herbstlichen Multigelation“ und das damit einhergehende Auffrieren von Steinen als Ursache dafür, daß es in dieser Zone der active layer zu einer relativen Anreicherung von Feinmaterial kommt, während in der liegenden „Zone der jahreszeitlichen Frostwechselzyklen“ v.a. Grobkomponenten enthalten sind. FRÜHAUF (1991, S. 57f; DERS. 1996, S. 134ff) folgert daraus, daß die periglazialen Lagen der Mittelgebirge weniger als lithostratigraphische, sondern vielmehr als „lithofaziell gebundene Einheiten“ (1996, S. 138) zu verstehen sind. Wenn also einerseits FRIED (1984, S. 57) im Buntsandstein-Odenwald zu dem Ergebnis kommt, daß stellenweise die gesamte Abfolge von Haupt-, Mittel- und Basislage erst während der jüngeren Tundrenzeit gebildet wurde, andererseits VÖLKEL & LEOPOLD (2001, S. 289ff) ein teils präal-

leröd-, teils präböllingzeitliches Alter der Hauptlage in verschiedenen Mittelgebirgen feststellen konnten, so ist aufgrund fehlender Datierungsmöglichkeiten im Steigerwald (vgl. Kap. 3) weder eine Bestätigung der einen noch der anderen Zeitangabe möglich.

Die Basislage als unterstes Glied der periglazialen Deckschichten ist weiträumig verbreitet und lagert direkt dem anstehenden Gesteinszersatz auf. Daraus wird ersichtlich, daß nach Bildung dieser Schuttdecke kein weiterer Abtrag des Anstehenden erfolgte. Dies gilt jedoch nicht für Stellen, an denen die Basislage fehlt und folglich die Hauptlage direkt an den Gesteinszersatz grenzt, wie dies etwa auf der 1°-geneigten Blasensandsteinverebnung bei Profil S13 der Fall ist.

Die Mächtigkeit der Basislage beträgt durchschnittlich 40 cm; sie kann aber im Bereich toniger Gesteine (v.a. kmL) auf mehr als einen Meter anwachsen. Dagegen ist auf den sehr schwach geneigten Plateaus mittel- bis grobkörniger Sandsteine (N6) ebenso wie an steilen Hangkanten (S9) ein Ausdünnen der Basislage auf rund einen Dezimeter zu beobachten. Das Auftreten steiler Hangkanten ist aber wiederum an das Ausstreichen widerständiger Gesteine gebunden, sodaß der Einfluß des Reliefs auf die Ausformung der Periglaziallage hinter den des Gesteins zurücktritt.

Wie auch HEMPEL (1958, S. 58ff) und SEMMEL (1968, v.a. S. 69f, 96f, 124f) bestätigen, sind die Gründe für die geringe Mächtigkeit der Schuttdecke neben der Steilheit des Reliefs v.a. im anstehenden Gestein zu suchen. In einem grobkörnigen periglazialen Auftauboden kann das Schmelzwasser dank des hohen Grobporenanteils ungehindert abfließen. Folglich trocknet er schneller aus, wodurch einerseits der Verwitterungseffekt häufiger Frost-Tau-Wechsel schwächer bleibt als bei feinkörnigen Substraten. Andererseits nimmt damit aber auch die innere Reibung und die Scherfestigkeit zu, was die Stabilität der active layer verbessert und zugleich die Bewegungsrate der Gélisolifluktion herabsetzt. In grobkörnigen Substraten kann sich zudem weniger Bodeneis bilden, ein tiefgründiges Auftauen wird möglich. Zugleich fällt aber weniger Schmelzwasser an, sodaß letztlich die Wirksamkeit der Gélisolifluktion mit der Auftautiefe abnimmt (FRENCH 1988, S. 165ff; SEMMEL 1996, S. 2; WEISE 1983, S. 44f, 89).

Damit entstanden an lithologisch und morphologisch geeigneten Stellen nur geringmächtige Basislagen, welche im Verlauf späterer Umlagerungsvorgänge (fast) vollständig aufgearbeitet werden konnten. Wo feinkörnige Gesteine Material für die Schuttdeckenbildung bereitstellten, ist hingegen deren Mächtigkeit größer. Zudem sind sie weit über den eigentlichen Austrichbereich des anstehenden Gesteins am Hang verbreitet (vgl. S15, N18). Wie bedeutsam der Einfluß des Gesteins ist, wird auch am Beispiel von Profil S14 deutlich. Dort herrschen

ähnlich ebene Verhältnisse wie im nahegelegenen Profil S13. Im Anstehenden der Umgebung treten jedoch neben Sandsteinen auch tonig-schluffige Zwischenschichten auf, sodaß die Bildung einer feinkörnigen Basislage von durchschnittlicher Mächtigkeit möglich war.

Farbgebung ebenso wie Zusammensetzung des Feinbodens und Skelettgehalt der Basislage werden von den unterlagernden und hangauf anstehenden Gesteinen bestimmt. So finden sich neben hell(gelblich)braunen über braune und rötlichbraune Farbtöne auch graubraun bis olivgrau gefärbte Schuttdecken. Variativ ist auch die Feinbodentextur, die deutlich die Abhängigkeit vom geologischen Untergrund zeigt. Maximale Sandgehalte von annähernd 90 % (O14) sind entsprechend im Sandsteinkeuper verbreitet, während die höchsten Schluff- und Tonanteile (U-Max.: 56 % in S19 + N11; T-Max.: 52,5 % in S8) im Bereich des Gipskeupers auftreten. Die verschiedenen Substrate, aus denen sich die Basislage aufbaut, sind nur unzureichend miteinander vermischt, sodaß oft eingearbeitetes Hangendmaterial noch in Form von Nestern, Schlieren und kleinen Einsprengseln anderer Farbe und Körnung zu erkennen ist. Auch das Vorkommen zweier faziell verschiedener Basislagen in Profil O11 nahe eines Schichtwechsels im anstehenden Gestein kann folglich auch einer unzureichenden Vermengung des unterschiedlich gekörnten Schutts zugeschrieben werden. Der Skelettanteil einer Schuttdecke hängt von der Verwitterungsstabilität der eingemengten Gesteine ab und kann auf über 50 % ansteigen, gänzlich skelettfreie Basislagen sind aber genauso möglich. Hinweise auf die periglaziale Entstehung geben vereinzelt beobachtete Frostbodenphänomene wie die verfüllten Reste ehemaliger Eiskeile oder deren Bleichhöfe, Verwürgungen, Fließstrukturen oder in Hanggefälle eingeregeltetes Skelett (vgl. O10, O16, O17). Oft weist jedoch das Skelett keine ausgeprägte Längsachse auf, sodaß dieses Kriterium laminaren Schuttdeckentransports ausfällt.

Ein weiteres, texturunabhängiges Charakteristikum dieser Periglaziallage ist ihre im Vergleich zur Hauptlage deutlich erhöhte Dichtlagerung, wovon nur Profil S14 und N18 ausgenommen sind. Dafür zeichnen nach VÖLKEL (1995a, S. 32, 99) neben einem lehmigen Ausgangsmaterial und pedogener Überprägung v.a. Solifluktion und -mixtion, Einspülung von Feinmaterial und Dichtschlammern verantwortlich.

Wird die Basislage nicht noch von einem dichtgelagerten Gesteinszersatz unterlagert und damit zur Stauzone, so bildet sie - was weitaus häufiger der Fall ist - selbst den Staukörper. Anstelle oder auch zusammen mit einer schwachen Verbraunung kann daher oft eine teils starke Pseudovergleyung beobachtet werden. In tonreichen Ausbildungen dieser Schuttdecke laufen pedogenetische Prozesse aber nur langsam ab, sodaß entsprechende Merkmale von untergeordneter Bedeutung sind und die darin entwickelten Pelosolhorizonte die bunten Gesteinsfar-



ben bewahren. Anreicherungen von Sekundärkarbonat oder Toneinspülungen beschränken sich auf einzelne Profile (O4, O14), während praktisch durchwegs die Basislage als die basenreichste Schuttdecke erscheint (vgl. aber ihren im Vergleich zur Hauptlage etwas geringeren Wert in Profil O8).

Auch in der tonmineralogischen Zusammensetzung der Basislagen zeigen sich Unterschiede, die auf die verschiedenen Fazies der Ausgangsgesteine zurückzuführen sind. Während Kaolinit lediglich in der RDA gröbersandiger Substrate deutlich erkennbar ist, beschränkt sich das Vorkommen aufweitbarer smektitischer Zwischenschichten im sekundären Chlorit auf tonreiche Unterböden. Unabhängig davon ist der Bodenchlorit ebenso wie der stark dominierende Illit ubiquitär vorhanden. Die tonmineralogischen Unterschiede zwischen der teils zweigliedrigen Hauptlage und der Basislage beruhen jedoch vornehmlich auf Verwitterungseinflüssen und sind daher zur Abgrenzung der periglazialen Lagen nicht verwertbar.

Nur wenige andere Autoren beschrieben bislang periglaziale Lagen des Steigerwaldes. Der Fokus der jeweiligen Arbeit lag jedoch woanders.

So galten die Untersuchungen von RÖSNER & TÖPFER (1999) im nordwestlichen Teil dieses Keuperberglandes (TK 6129 Burgwindheim) dem Ausmaß der historischen Bodenerosion. Dabei stellten sie zugleich fest, daß Hauptlage-Basislage-Abfolgen an den Hängen weit verbreitet sind. An einem nach E exponierten Flachhang wurde zudem in zahlreichen Profilen eine teilweise bis zu 60 cm mächtige schluffreiche Mittellage erschlossen. Ob damit auch der Eintrag eines Lößlehmvorkommens in der geologischen Karte einhergeht, läßt sich nicht sagen, wurde dieses Kartenblatt doch bislang nicht geologisch aufgenommen. Auf dem Nachbarblatt 6128 Ebrach (EMMERT 1985) finden sich in entsprechender Lage Wanderschuttdecken plio-pleistozänen Alters verzeichnet (vgl. Kap. 2.3).

In unterschiedlich stark erodierten Böden des südlichen Steigerwaldes (TK 6329 Baudenbach) konnten KLEBER & MAILÄNDER (1998, 2000; s. auch KLEBER, MAILÄNDER, ZECH 1998) bei Analysen zur Differenzierung anthropogener und geogener Schwermetallgehalte über einen Meter mächtige Schuttdeckenauflagen an den Hängen beobachten. Einer lehmigen Hauptlage folgen im Liegenden drei Basislagen von schluffig-toniger oder sandiger Textur.

Weitergehende Untersuchungen zur Verteilung und Ausprägung periglazialer Deckschichten liegen aus den benachbarten Landschaften des Steigerwaldes sowie aus anderen Keupergebieten vor. Darin finden sich die o.g. Angaben zu Haupt- und Basislage bestätigt, ergänzt durch Befunde zur Mittellage.

Im nördlichen Teil der Frankenalb wurde von KLEBER (1991a) eine Catena von der aus Malmkalken aufgebauten Albhochfläche zu den teils flugsandbedeckten Keuperletten des Albvorlandes gelegt. Während auf der Hochfläche und am Stufenhang dreigliedrige Schuttdeckenabfolgen mit Haupt-, Mittel- und Basislage vorkommen, gestaltet sich der Nachweis einer Mittellage im Albvorland schwierig, zumal dort Laacher Bimstuff-Mineralien nicht sicher nachweisbar sind. Die „Mittellage (?)“ (S. 99f) erscheint dort als 15-20 cm mächtige, stark verfestigte und skelettreiche Schicht, deren mineralogische oder auch Korngrößenmäßige Zusammensetzung nur vage Anzeichen einer Differenzierung zur hangenden Hauptlage erkennen läßt (vgl. hierzu die teils abweichenden Profilbeschreibungen bei ZECH ET AL. 1991).

Von SCHILLING (1990, 1991) wurden die Deckschichten zwischen dem Regnitztal und dem Vorland der Frankenalb beschrieben. In diesem Gebiet lagert auf gröberkörnigen Sandsteinverebnungen die Hauptlage direkt dem Anstehenden auf, wohingegen bei oft feinkörniger Ausbildung des Gesteinsuntergrundes teils mehrere Basislagen zwischengeschaltet sind. Darüberhinaus tritt auf Verebnungen stellenweise eine mehrere Dezimeter mächtige, skelettarme bis -freie Mittellage auf, die sich durch eine rötlichbraune Farbe sowie eine gegenüber der Hauptlage erhöhte Lagerungsdichte auszeichnet. Im Hinblick auf die Korngrößenzusammensetzung ist jedoch die Mittellage schluffärmer als die Hauptlage; die teils höheren Sandanteile werden von SCHILLING (1991, S. 238ff, 261ff) der Einmischung von Flugsand zugeschrieben, während er Tonreichtum und Dichtlagerung als Zeichen intensiver pedogenetischer Überprägung wertet. Die fehlende Nachweismöglichkeit von Laacher Bimstuff-Mineralien erschwert auch hier eine genauere Zuordnung der ausgeschiedenen Lagen.

Keuperablagerungen stehen auch im Hügelland zwischen Wiehen- und Wesergebirge im N und Teutoburger Wald im S an. Bodenaufnahmen durch das Geologische Landesamt Nordrhein-Westfalen (z.B. die Blätter L 3716 Lübbecke, L 3920 Rinteln, L 4120 Bad Pyrmont) veranschaulichen die weite Verbeitung periglazialer Schuttdecken. Wie die Kartierung im Schicht-stufenland von Rinteln durch BETZER (1993) ergab, ist auf den Sandsteinhochflächen über dem aufgelockerten Gesteinsuntergrund nur die Hauptlage zu finden. Hingegen sind auf Kalk- und Mergelgesteinen der Hochflächen sowie an Hängen Abfolgen von Haupt- und Basislage weit verbreitet. In holozänen Erosionsbereichen sowie an Steilhängen können jedoch beide Schuttdecken fehlen. Das Vorkommen der Mittellage beschränkt sich auf die flachen Unterhänge breiter, lößlehmreicher Täler, wo der Lößanteil der Fließerde auf über 80 % ansteigt.

Im südwestdeutschen Schönbuch sowie auf dem als Zeugenberg der Keuperstufe vorgelagerten Stromberg bilden ebenfalls Keupergesteine das Anstehende. Die dort von BIBUS (1986),

BIBUS ET AL. (1991) und JUNG (1991) untersuchten Profile bestätigen die bekannte Schuttdeckenverteilung. Danach lagert die Hauptlage auf Verebnungen, an konvexen Oberhängen sowie an den aus Sandstein aufgebauten Hangleisten direkt dem Anstehenden auf, wobei die teils im ebenen Relief zwischengeschaltete Auflockerungszone von BIBUS ET AL. (1991, S. 232) als mögliches Äquivalent einer Basislage angesprochen wird. An den Hängen finden sich teils mehrgliedrige Basislagen, deren Ausbildung je nach eingearbeitetem Gesteinsmaterial variiert. Im Schönbuch wurden von BIBUS (1986) und JUNG (1991) Mittellagen nur vereinzelt an ostexponierten Hängen oder in flachem Relief aufgeschlossen. Ihre von typischem Löß abweichende Farbe und die teils hohen Sand- bzw. Tongehalte werden dem solifluidal eingemengten Keupermaterial zugeschrieben. Auch im Gipskeupervorland des Stromberges, dem Zabergäu, sind die teils stark keuperdeterminierten Mittellagen auf die lößbedeckten Leehänge beschränkt, während auf den lößfreien Luvhängen Hauptlage-Basislage-Abfolge vorkommen (BIBUS ET AL. 1991).

Vergleicht man die Befunde über das Vorkommen einer Mittellage mit den Gegebenheiten in den eigenen UG, so kann auf den lößlehmbedeckten nordostexponierten Flachhängen des im Gipskeuper angelegten Stufenvorlandes durchaus mit dem Auftreten einer schluffreichen Mittellage gerechnet werden. Dies betrifft insbesondere die Talflanke des Rempelsbaches im UG Neustadt sowie die außerhalb des UG Scheinfeld gelegene Talflanke der Scheine (vgl. die entsprechenden geologischen Karten). Die intensive anthropogene Nutzung unterband allerdings eine weitergehende Untersuchung (vgl. Kap. 5.1). DÖRRER (1970, S. 133ff) dagegen konnte an einem NE-Hang des Schwanbergs - dem großen Auslieger im NW von Scheinfeld (vgl. Abb. 1) - einen gelbbraunen Lößlehm aufschließen, der ab 65 cm Tiefe eine Zunahme der Tonfraktion sowie Einsprenglinge roten Keuperlettenmaterials zeigt. Ab 150 cm Tiefe kommen Sandsteinbröckelchen hinzu, verbunden mit einer Abnahme des Tongehalts um rund 10 %<sup>5</sup>. Da im Anstehenden die tonigen Estheriensichten zu finden sind, geht DÖRRER davon aus, daß die Sandsteinkomponenten dem Schilf- oder Blasensandstein entstammen. Bei der Löß-Keuper-Fließerde könnte es sich um eine die Hauptlage unterlagernde Mittellage handeln. Sicher nachgewiesen ist aber in jedem Fall die von RÖSNER & TÖPFER (1999) erschlossene Mittellage ostnordöstlich von Ebrach (vgl. Abb. 1). Man könnte nun vermuten, die Mittellage sei auf lößlehmreichen Hängen die fazielle Variante des unteren Hauptlagenabschnitts.

---

<sup>5</sup> Da DÖRRER nur teilweise die auf Phi-Werten basierende UDDEN-WENTWORTH-Skala verwendete und zudem die von 100 Gew.-% abweichende Summe der Feinbodenfraktionen nicht korrigierte, sind die Angaben zur Korngrößenverteilung für Vergleichszwecke nur bedingt geeignet (vgl. FÜCHTBAUER 1988, S. 129; TUCKER 1985, S. 11).

Dagegen sprechen jedoch die o.g. Befunde von KÖSEL (1996), wonach im Hangenden der Mittellage noch zwei weitere Schichtglieder auftreten können („ältere und jüngere Deckzone“). Andererseits werden von RÖSNER & TÖPFER keine Angaben über eine Zweiteilung der Hauptlage gemacht, sodaß es letztlich anhand der eigenen Daten nicht möglich ist zu entscheiden, ob nun der untere Hauptlagenabschnitt als eine eigenständige Bildung auf lößlehmarmen Hängen und damit als Pendant zur Mittellage zu betrachten ist oder ob infolge einer schuttdeckeninhärenten Differenzierung eine zweigeteilte Hauptlage entstand. Diesem Fragenkomplex könnte in weiteren Untersuchungen nachgegangen werden.

Unabhängig von der systematischen Zuordnung dieses Profilabschnitts haben die periglazialen Lagen die Bedingungen zur Besiedlung des jeweiligen Standorts durch Pflanzen entscheidend verändert. Sie erst lieferten das Lockermaterial, aus welchem im Verlauf der holozänen Pedogenese  $\pm$  tiefgründige Böden entstehen konnten. Ohne die pleistozänen Schuttdecken wären auf Festgesteinen wohl nur Böden vom Typ eines Rankers entstanden (SEMMELE 1994a, S. 89ff).

Dabei sorgt besonders die fast überall noch vorhandene Hauptlage bzw. der obere Abschnitt zweigliedriger Hauptlagen dafür, daß Pflanzen in deren locker gelagertem Substrat wurzeln können. Durch die Vermengung von äolischem und Liegendmaterial resultierte eine zumeist lehmige Textur, die auf der einen Seite ausreichend Wasser in pflanzenverfügbarer Form bereitstellt, auf der anderen Seite aber gleichzeitig eine gute Durchlüftung und Versorgung mit Sauerstoff gewährleistet. Weniger günstige Voraussetzungen für die Vegetation herrschen jedoch in bodenchemischer Hinsicht. Durch die pedogene Überprägung der in die Hauptlage eingearbeiteten Substrate (s.o.) fällt die Basensättigung relativ niedrig aus, das Pedomilieu ist sehr stark sauer. In der Regel können diese Nachteile durch die liegende Basislage kompensiert werden. Lagert die Hauptlage jedoch direkt auf einem ebenfalls basenarmen Sandsteinzersatz (S13), so kann die Basenversorgung zum Minimumfaktor der Vegetation werden.

Im Falle einer zweigeteilten Hauptlage verschlechtern sich bereits im unteren Abschnitt der Schuttdecke die bodenphysikalischen Bedingungen. Zunächst erschwert es die dichte Lagerung den Pflanzen, diesen Profilabschnitt zu durchwurzeln. Gleichzeitig verringert sich damit jedoch auch die nutzbare Feldkapazität, während das Stauvermögen ansteigt. So konnten KLEBER & SCHELLENBERGER (1998) bei hydrologischen Beobachtungen an einer Hangdelle im Frankenwald ein erstes Interflow-Stockwerk in einer dichtgelagerten Mittellage (!) ermitteln. Der Stau des Sickerwassers vermindert in der Folge die Luftkapazität; zeitweise herrschen reduzierende Bedingungen, sodaß Pseudovergleyung einsetzt. Das sehr stark saure

Aziditätsmilieu bleibt zwar auch im unteren Hauptlagenabschnitt erhalten, doch ist eine leichte Verbesserung hinsichtlich der Basenversorgung zu beobachten.

Basislagen zeichnen sich nun trotz ihrer zum Teil erheblichen körnungsmäßigen Unterschiede durch die insgesamt höchste effektive Lagerungsdichte aus. Damit gehen die Ergebnisse von KLEBER & SCHELLENBERGER (1998) konform, welche in einer Basislage aus Tonschiefer ein zweites Interflow-Stockwerk ausmachen konnten. Die Folgen für die Vegetation sind absehbar: in feinkörnigen Substraten besteht die Gefahr von Luftmangel, während zugleich das vorhandene Wasser kaum pflanzenverfügbar ist. Die weiter herabgesetzte Sickerwasserbewegung ermöglicht eine intensive Pseudovergleyung. In gröberkörnigen Substraten fällt der Rückgang der nutzbaren Feldkapazität weniger ins Gewicht, im Falle der Luftkapazität ist sogar eine leichte Verbesserung ersichtlich. Zudem kann durch die Dichtlagerung die in gröbersandigen Substraten hohe Wasserdurchlässigkeit reduziert werden (vgl. Sandsteinersatz von S13), ist doch auf entsprechenden Sandstandorten v.a. im Sommer die Wasserversorgung kritisch. Die Unterschiede zwischen fein- und grobkörnigen Basislagen werden auch bodenchemisch relevant. Während in ersteren nicht nur eine sehr hohe Zahl an Austauschplätze zur Verfügung steht und durch den Basenreichtum Säureeinträge wirksam abgepuffert werden können, ist in stärker sandigen Basislagen sowohl Austauschkapazität als auch Puffervermögen deutlich ungünstiger ausgeprägt. Hierbei gilt es aber zu bedenken, daß feinkörnige Substrate im Gegensatz zu sandigen unter periglazialen Bedingungen besonders fließfähig waren, entsprechend gekörnte Basislagen sind folglich weit über den eigentlichen Ausstrichbereich dieser Gesteine am Hang verbreitet (s.o.). In Verbindung mit eingemengten sandigen Substraten entstanden eher lehmige Texturen, sodaß die Nachteile extremer Sandstandorte durch die Schuttdeckenbildung abgemildert wurden. Einzig dort, wo aufgrund fehlender oder erst weit oberhalb eines Hangstandorts erfolgende Gesteinswechsel nur gröbersandiges Material Eingang in die Basislage fand (z. B. O14), hat sich gegenüber dem liegenden Sandsteinersatz Luft- und Wasserhaushalt kaum verändert. Positive Folgen für die Basenversorgung der Pflanzen sind aber auch durch solche Basislagen zu verzeichnen.

## 9 Zusammenfassung

In drei ausgewählten Untersuchungsgebieten des Steigerwaldes - Ochsenchenkel, Scheinfeld und Neustadt - wurden periglaziale Lagen untersucht mit dem Ziel, deren Verbreitung dem Relief zuzuordnen sowie Aufbau und Standortqualitäten der Schuttdecken festzustellen. Zunächst wurde daher eine Kartierung der beiden bedeutsamsten Reliefeigenschaften Wölbung und Neigung durchgeführt. Die Hangneigung wurde dabei einem Vorschlag DEMEKs folgend anhand des Abstandes der Isohypsen aus dem Kartenbild ermittelt; die angewandte Klasseneinteilung basiert auf den Richtlinien der GMK 25. Die im Zuge der Wölbungskartierung praktizierte Differenzierung zwischen konkav und konvex gewölbten Reliefbereichen geht auf GRIMMEL & SCHIPULL zurück. Durch die morphographische Kartierung zusammen mit der sedimentologisch-pedologischen Untersuchung von 57 Bodenprofilen konnte hinsichtlich Verbreitung, Aufbau und Standortqualitäten der periglazialen Lagen Folgendes festgestellt werden:

- Trotz der unterschiedlich ausgeprägten Reliefeigenschaften Höhe, Exposition, Wölbung und Neigung sowie der verschiedenartigen Keupergesteine im Anstehenden konnte gezeigt werden, daß mit Ausnahme holozän geprägter Formen periglaziale Lagen unabhängig von Relief und anstehendem Gestein an der Oberfläche verbreitet sind. Sie sind somit ein rein klimaabhängiges Phänomen.
- Das Vorkommen von periglazialen Lagen in ebenem Gelände wirft terminologische Probleme auf, setzt doch die ihrer Entstehung u.a. zugrunde liegende Gélisolifluktion erst ab einer Hangneigung von  $1,7^\circ$  ein. Bei noch flacheren Böschungsverhältnissen herrscht Solimixtion vor; die dabei generierten Substrate müßten definitionsgemäß als Zonen angesprochen werden, doch ist aufgrund des fließenden Übergangs im Gelände eine Differenzierung nicht praktikabel.
- Der Schuttdeckenkomplex ist in der Regel aus Haupt- und Basislage aufgebaut. Während in nur einem Profil zwei faziell verschiedene Basislagen auftreten bzw. eine Basislage ganz fehlt, ist in einem Drittel der Profile eine zweigliedrige Hauptlage zu beobachten. Auch in diesen Fällen besteht keine Relief- oder Gesteinsdependenz. Eine Mittellage, die den Kriterien der AG BODEN genügen würde, konnte in keinem der drei UG aufgeschlossen werden.
- Die Ausformung der Schuttdecken weist eine deutliche Beeinflussung durch das Gestein auf, wohingegen hierauf das Relief nur untergeordnet einwirkt. Die einzelnen Lagen charakterisieren sich dabei wie folgt:

- Kennzeichen der relativ konstant etwa 30 cm mächtigen Hauptlage bzw. des oberen Abschnitts zweigeteilter Hauptlagen ist die zumeist gelblichbraune Farbe, die gute Vermischung und Homogenisierung von äolischem Anteil und eingearbeitetem Liegendmaterial und das Vorherrschen lehmiger Texturen bei variierendem Skelettgehalt. Eine lockere Lagerung sowie eine im Vergleich zur Basislage ausgeprägte Basenarmut runden das Erscheinungsbild dieser Schuttdecke ab. Tonmineralogisch dominiert darin Illit, der von sekundärem Chlorit begleitet wird; beide sind durch Verwitterungseinflüsse  $\pm$  stark angegriffen. Im Sandsteinkeuper erlangt zudem Kaolinit eine gewisse Bedeutung.
- Der im Durchschnitt 15 cm mächtige untere Hauptlagenabschnitt weist eine dem oberen Abschnitt vergleichbare Korngrößenzusammensetzung des Feinbodens auf. Dem steht der zumeist höhere Skelettgehalt, die hellere Färbung, die dichtere Lagerung sowie eine größere Basensättigung gegenüber. Das Tonmineralspektrum zeigt außer einem schwächeren Verwitterungsgrad keine Veränderung.
- Die dem anstehenden Gesteinszersatz auflagernde Basislage hat eine durchschnittliche Mächtigkeit von 40 cm, welche aber im Bereich toniger Gesteine auf über einen Meter anwachsen, im Bereich gröberkörniger Sandsteine sowie steiler Hangkanten hingegen auf rund einen Dezimeter zurückgehen kann. Farbgebung, Textur des Feinbodens und Skelettgehalt hängen von den in die Schuttdecke eingearbeiteten unterlagerndem und hangauf anstehendem Gestein ab und variieren entsprechend der Keuperstratigraphie stark. Häufig sind diese verschiedenen Substrate nur unzureichend miteinander vermischt, was sich am Auftreten von farblich und texturell von der Feinbodenmatrix abweichenden Schlieren und Einsprengseln zeigt. Frostbodenphänomene sind in der Basislage nur vereinzelt zu beobachten. Typisch für diese Periglaziallage ist ihre im Vergleich zur Hauptlage erhöhte Dichtlagerung sowie ihr Basenreichtum. Das Tonmineralspektrum beherrscht der Illit, gefolgt von sekundärem Chlorit. In gröbersandigen Substraten werden sie von Kaolinit begleitet, wohingegen aufweitbare smektitische Zwischenschichten im sekundären Chlorit nur in tonreichen Unterböden vorkommen.
- Mit den Grenzen der Periglaziallagen gehen auch die der Bodenhorizonte konform. Dabei zeichnet sich die Hauptlage durch eine intensive Verbraunung sowie - entsprechendes Substrat und/oder Bestockung vorausgesetzt - eine  $\pm$  starke Podsoligkeit aus. Dichtgelagertes Liegendmaterial kann zu einer Pseudovergleyung in den verschiedensten Reliefpositionen führen, wovon jedoch der schwächer verbrauchte untere Hauptlagenabschnitt wesentlich häufiger betroffen ist. In der Basislage entwickelte sich je nach Textur entweder ein

nur schwach verbraunter und/oder stark pseudovergleyter Unterbodenhorizont oder aber ein noch stark lithogen geprägter Pelosolhorizont heraus.

- Die Einordnung des unteren Hauptlagenabschnitts in das Gliederungskonzept der AG BODEN als Mittellage ist umstritten, kann dieser doch wesentliche Definitionskriterien einer Mittellage nicht erfüllen, wie etwa den gegenüber der Hauptlage abnehmenden Skelettanteil oder auch den zunehmenden Schluff- und Tongehalt. Dagegen zeigen sich deutliche Merkmalsparallelen zur Umlagerungszone  $\varepsilon$  nach SCHWANECKE, welche in der Lagenansprache der AG BODEN kein Pendant hat.
- Im Hinblick auf die Standortqualitäten erweist sich die bodenphysikalische Gunst der Hauptlage bzw. des oberen Hauptlagenabschnitts (Durchwurzelbarkeit, Wasser- und Lufthaushalt), während die Basislage bessere bodenchemische Voraussetzungen (Nährstoffversorgung, Aziditätsmilieu) für die Vegetation bietet. Falls ein unterer Hauptlagenabschnitt zwischengeschaltet ist, kommt es zu einer Verschlechterung fast aller betrachteten standörtlichen Merkmale.



## 10 Literaturverzeichnis

- AG BODEN (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung.- <sup>4</sup>Hannover, 392 S.
- AICHELE, D. & SCHWEGLER, H.-W. (1991): Unsere Gräser: Süßgräser, Sauergräser, Binsen.-  
<sup>10</sup>Stuttgart, 224 S.
- ALTERMANN, M. (1993): Gliederung von pleistozänen Lagen.- Mitt. Dt. Bodenkundl. Ges.  
**72**: 825-828.
- (1998): Gliederung periglaziärer Lagen.- Mitt. Dt. Bodenkundl. Ges. **86**: 175-180.
- ALTERMANN, M. & RUSKE, R. (1970): Beitrag zur Lithologie, Gliederung und Verbreitung  
des Gebirgsschutts.- Geologie **19**: 895-908.
- ALTERMANN, M. & FIEDLER, H.-J. (1975): Substrat- und Bodenwechsel am nördlichen Löß-  
rand des Schwarzerdegebiets der DDR.- Hercynia N.F. **12**: 130-159.
- ALTERMANN, M. & PRETZSCHEL, M. (1977): Zur Kennzeichnung der quartären Deckschich-  
ten im Unterharz.- Petermanns Geogr. Mitt. **121**: 95-110.
- ALTERMANN, M. & RABITZSCH, K. (1977): Zur Gliederung und Dokumentation der wichtigs-  
ten Lockersedimente der Mittelgebirge.- Z. angewandte Geologie **23**: 130-135.
- ALTERMANN, M., HAASE, G., LIEBEROTH, I., RUSKE, R. (1978): Lithologie, Genese und  
Verbreitung der Löß- und Schuttsedimente im Vorland der skandinavischen Vereisun-  
gen.- Schriftenreihe geol. Wiss. **9**: 231-255.
- ALTERMANN, M., RABITZSCH, K., PANTERODT, S. (1982): Känozoische Deckschichten im öst-  
lichen Teil des Harzes unter Berücksichtigung neuer Untersuchungen am nördlichen  
Harzrand.- Z. geol. Wiss. **10**: 783-797.
- ALTERMANN, M., LIEBEROTH, I., SCHWANECKE, W. (1988): Gliederung der Lockergesteins-  
decken der Mittelgebirge.- Z. angewandte Geologie **34**: 302-306.
- ANDERSSON, J.G. (1906): Solifluction, a component of subaerial denudation.- Journal of  
Geology **14**: 91-112.
- ARTMANN, S. & VÖLKEL, J. (1999): Untersuchungen an periglazialen Deckschichten im  
Natio-nalpark Berchtesgaden, Nördliche Kalkalpen.- Z. Geomorph. N.F. **43**: 463-481.
- BAYERISCHER KLIMAFORSCHUNGSVERBUND (Hrsg.)(1996): Klimaatlas von Bayern.-  
München. (Abk. im Text: BAYFORKLIM)
- BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (Hrsg.)(1981): Erläuterungen zur Geologischen  
Karte von Bayern 1:500.000.- <sup>3</sup>München, 168 S. (Abk. im Text: GLA)
- (1996): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500.000.- <sup>4</sup>München, 329  
S. (Abk. im Text: GLA)

- BERGER, K. (1973): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25.000 Blatt Nr. 6330 Uehlfeld.- Bayer. Geol. Landesamt, München.
- BETZER, H.J. (1989): Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1:50.000 L 3716 Lübbecke.- Geol. Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld.
- (1993): Periglaziale Deckschichten im Lipper Keuper-Bergland (Ostwestfalen), ihre Morphologie und Verbreitung sowie als Relikte einer pleistozänen Bodengenese.- Mitt. Dt. Bodenkundl. Ges. **72**: 835-838.
- BEUTLER, G., HAUSCHKE, N., NITSCH, E. (1999): Faziesentwicklung des Keupers im Germani-schen Becken.- in: Hauschke, N. & Wilde, V. (Hrsg.): Trias - Eine ganz andere Welt.- München: 129-174.
- BIBUS, E. (1985): Zur jungen Relief- und Bodenentwicklung in der Umgebung von Tübingen.- Z. Geomorph. N.F., Suppl. **56**: 109-124.
- (1986): Die Bedeutung periglazialer Deckschichten für Bodenprofil, Standort und junge Reliefentwicklung im Schönbuch bei Tübingen.- in: Einsele, G. (Hrsg.): Das landschafts-ökologische Forschungsprojekt Naturpark Schönbuch.- Weinheim: 27-57.
- BIBUS, E., NAGEL, G., SEMMEL, A. (1976): Periglaziale Reliefformung im zentralen Spitzbergen.- Catena **3**: 29-44.
- BIBUS, E., EBERLE, J., KÖSEL, M., RILLING, K., TERHORST, B. (1991): Jungquartäre Relief-formung und ihre Beziehung zur Bodenbildung und Bodenverbreitung im Stromberg und Zabergäu (Bl. Brackenheim).- Jh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg **33**: 219-261.
- BIBUS, E. & KÖSEL, M. (1997): Paläoböden und periglaziale Deckschichten im Rheinglet-schergebiet von Oberschwaben und ihre Bedeutung für Stratigraphie, Reliefentwicklung und Standort.- Tübinger Geowiss. Arb. **D3**: 91 S.
- BICK, H. (1993): Ökologie.- Stuttgart, 335 S.
- BLACK, R. (1976): Features indicative of permafrost.- Annual Review of Earth and Planetary Sci. **4**: 75-94.
- BLANCKENHORN, M. (1895a): Pseudoglaciale Erscheinungen in mitteldeutschen Gebirgen.- Z. Dt. Geol. Ges. **47**: 576-581.
- (1895b): Das Diluvium der Umgegend von Erlangen.- Sitz.ber. Physikal.-Medizin. Sozietät zu Erlangen **27**: 6-53.
- BLUM, W. (1976): Bildung sekundärer Al-(Fe-)Chlorite.- Z. Pflanzenernähr. Bodenk. **139**: 107-125.
- BLUME, H.-P. (1990): Handbuch des Bodenschutzes.- Landsberg/Lech, 686 S.

- BOOGARD, P. & SCHMINCKE, H.U. (1985): Laacher See Tephra: a widespread isochronous late quaternary tephra layer in central and northern Europe.- *Geol. Soc. Amer. Bull.* **96**: 1554-1571.
- BRINDLEY, G.W. & BROWN, B. (1980): Crystal structures of clay minerals and their x-ray identification.- *Mineral. Soc. Monograph* 5, London, 495 S.
- BRONSTEIN, I., SEMENDJAJEW, K., MUSIOL, G., MÜHLIG, H. (1993): Taschenbuch der Mathematik.- <sup>1</sup>Thun, 848 S.
- BRUNNACKER, K. (1955): Die Böden der Terrassen und der Flugsande im Regnitztal.- *Geol. Bl. NO-Bayern* **5**: 71-77.
- (1958): Über junge Bodenverlagerungen.- *Geol. Bl. NO-Bayern* **8**: 13-24.
- (1959): Junge Deckschichten und „schwarzerdeähnliche“ Böden bei Schweinfurt.- *Geol. Bl. NO-Bayern* **9**: 2-14.
- (1970): Reliktböden und Landschaftsgeschichte zwischen Frankenhöhe und Rednitz-Tal.- *Geol. Bl. NO-Bayern* **20**: 1-17.
- (1973): Gesichtspunkte zur jüngeren Landschaftsgeschichte und zur Flußentwicklung in Franken.- *Z. Geomorph. N.F., Suppl.* **17**: 72-90.
- (1982): Äolische Deckschichten und deren fossile Böden im Periglazialbereich Bayerns.- *Geol. Jb.* **F14**: 15-25.
- BÜDEL, J. (1937): Eiszeitliche und rezente Verwitterung und Abtragung im ehemals nicht vereisten Teil Mitteleuropas.- *Petermanns Geogr. Mitt., Erg.-H.* **229**: 71 S.
- (1944): Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet.- *Geol. Rdsch.* **34**: 482-519.
- (1957): Grundzüge der klimamorphologischen Entwicklung Frankens.- *Würzburger Geogr. Arb.* **4/5**: 5-46.
- (1962): Die Abtragungsvorgänge auf Spitzbergen im Umkreis der Barentsinsel.- *Tag.ber. u. wiss. Abh. 33. Dt. Geographentag Köln 1961* **33**: 337-375.
- (1969): Der Eisrinden-Effekt als Motor der Tiefenerosion in der exzessiven Talbildungszone.- *Würzburger Geogr. Arb.* **25**: 41 S.
- (1981): Klima-Geomorphologie.- <sup>2</sup>Berlin, 304 S.
- BUSCHE, D., HAGEDORN, H., KURZ, R. (1989): The franconian Main river valley and scarpland region.- *Geoöko-Forum* **1**: 143-179.
- BUTZ-BRAUN, R. (1999): Tonmineralbildungen in der Skelettfraktion von Waldböden.- *Berichte Freiburger Forstl. Forschung* **7**: 121-124.

- CZEPPE, Z. (1961): Roczny przebieg mrozowych ruchów gruntu w Hornsundzie (Spitsbergen) 1957-1958 (Annual course of frost ground movements at Hornsund (Spitsbergen) 1957-1958).- Prace Geograficzne Seria Nowa Zeszyt III, Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Jagiellońskiego Kraków **42**: 74 S. (engl. Zusammenfassung).
- DEMEK, J. (Hrsg.)(1976): Handbuch der geomorphologischen Detailkartierung.- Wien, 463 S.
- DENFFER, D. v., SCHUMACHER, W., MÄGDEFRAU, K., EHRENDORFER, F. (1971): Lehrbuch der Botanik für Hochschulen.- <sup>30</sup>Stuttgart, 842 S.
- DEUTSCHER WETTERDIENST (1999): Klimadaten der Stationen Burghaslach und Neustadt/Aisch.- Nürnberg. (Abk. im Text: DWD)
- DEUTSCHMANN, G. & LUDWIG, B. (1999): Speicherung austauschbarer Säuren in Bodenprofilen - Bedeutung von Bodenskelett und Gestein.- Mitt. Dt. Bodenkundl. Ges. **91/I**: 318.
- DIEZ, T. (1966): Erläuterungen zur Bodenkarte von Bayern 1:25.000 Blatt Nr. 6729 Ansbach Süd.- Bayer. Geol. Landesamt, München, 119 S.
- (1971): Die Böden.- in: Haarländer, W.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25.000 Blatt Nr. 6431 Herzogenaurach.- Bayer. Geol. Landesamt, München: 64-75.
- DIN 19683-2 (1973): Bodenuntersuchungsverfahren im landwirtschaftlichen Wasserbau: Bestimmung der Korngrößenzusammensetzung nach Vorbehandlung mit Natriumpyrophosphat.- Berlin, 3 S.
- DIN 19684-8 (1977): Bodenuntersuchungsverfahren im landwirtschaftlichen Wasserbau: Bestimmung der Austauschkapazität des Bodens und der austauschbaren Kationen.- Berlin, 2 S.
- DOMOGALLA, P., MAIR, G., SCHMIDT, R.-G. (1974): Ein Beitrag zur quantitativen Erfassung des Reliefs für die Darstellung in geomorphologischen Karten.- Kartograph. Nachrichten **24**: 99-104.
- DÖRRER, I. (1970): Die tertiäre und periglaziale Formengestalt des Steigerwaldes, insbesondere des Schwanberg-Friedrichsberg-Gebietes.- Forsch. z. dt. Landeskunde **185**: 166 S.
- (1971): Der Steigerwald in neuerer morphologischer Sicht.- Mitt. Fränk. Geogr. Ges. **18**: 190-214.
- DUBBER, H.-J. (1989): Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1:50.000 L 4120 Bad Pyrmont.- Geol. Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld.
- EHWALD, E. (1950): Ergebnisse einer Standortskartierung im südthüringischen Keupergebiet.- Forstw. Cbl. **69**: 299-341.

- EITEL, B. (1999): Bodengeographie.- Braunschweig, 244 S.
- ELLENBERG, H., WEBER, H.E., DÜLL, R., WIRTH, V., WERNER, W., PAULIBEN, D. (1992): Zeigerwerte von Pflanzen in Mitteleuropa.- Scripta Geobotanica **18**: 258 S.
- EMMERT, U. (1968): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25.000 Blatt Nr.6328 Scheinfeld.- Bayer. Geol. Landesamt, München.
- (1974): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25.000 Blatt Nr. 6429 Neustadt a. d. Aisch.- Bayer. Geol. Landesamt, München.
- (1975): Zur Landschaftsgeschichte der Bucht von Neustadt a. d. Aisch (Mittelfranken).- Geol. Bavar. **74**: 131-149.
- (1985): Geologische Karte von Bayern 1:25.000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6128 Ebrach.- Bayer. Geol. Landesamt, München.
- (1987): „Geköpfte“ Täler, Wanderschutt und Flugsand mit Dünen am Rand des Steigerwaldes (Franken), Zeugen der plio-pleistozänen Landschaftsentwicklung.- Naturwiss. Jb. Schweinfurt **5**: 1-16.
- ENGELHARDT, W. v. (1961): Neuere Ergebnisse der Tonmineralienforschung.- Geol. Rdsch. **51**: 457-477.
- FELIX-HENNINGSSEN, P. (1991): Bodenentwicklung in periglazialen Deckschichten des Osthunsrücks, Rheinisches Schiefergebirge.- Mitt. Dt. Bodenkundl. Ges. **66/II**: 779-782.
- FELIX-HENNINGSSEN, P., SPIES, E.-D., ZAKOSEK, H. (1991): Genese und Stratigraphie periglazialer Deckschichten auf der Hochfläche des Ost-Hunsrücks (Rheinisches Schiefergebirge).- Eiszeitalter u. Gegenwart **41**: 56-69.
- FIEDLER, H.-J. & SCHMIEDEL, H. (1973): Methoden der Bodenanalyse. Band 1: Feldmethoden.- Dresden, 239 S.
- FIEDLER, H.-J. & ROTSCHE, J. (1974): Periglazialsedimente im Buntsandstein-Hügelland Ostthüringens als Substrat der Bodenbildung.- Wissenschaftl. Z. TU Dresden **23**: 287-294.
- FITZPATRICK, E. A. (1956): An indurated soil horizon formed by permafrost.- Journal Soil Sci. **7**: 248-254.
- FRAHM, J.-P. & FREY, W. (1983): Moosflora.- Stuttgart, 522 S.
- FRANK, U. & GEBHARDT, H. (1989): Mineralverwitterung, Tonmineralumwandlung und Tonzerstörung als Folge starker Bodenversauerung auf ausgewählten Waldstandorten.- Mitt. Dt. Bodenkundl. Ges. **59/II**: 1163-1168.
- FRENCH, H. (1988): Active layer processes.- in: Clark, M.J. (Hrsg.): Advances in periglacial geomorphology.- Chichester: 151-177.

- FRIED, G. (1984): Gestein, Relief und Boden im Buntsandstein-Odenwald.- Frankfurter Geowiss. Arb. **D4**: 201 S.
- FRÜHAUF, M. (1985): Untersuchungen zur spätglazialen Landschaftsgenese und hieraus resultierenden Einflüssen auf bodenfruchtbarkeitsbestimmende Eigenschaften von Mittelgebirgsstandorten (Beispiel Harz).- in: Kugler, H. (Hrsg.): Geographische Landschaftsforschung in Agrarräumen und urbanen Räumen: methodische Ansätze und Ergebnisse.- Wissenschaftl. Beiträge Univ. Halle: 74-88.
- (1986): Beiträge zur Lithologie, Genese, räumlichen Verbreitung und standortkundlichen Bedeutung der schluffreichen Sedimentglieder der periglazialen Lockermaterialdecken in den Mittelgebirgen - dargestellt am Beispiel des Harzes (DDR-Teil).- Diss. B Martin-Luther-Univ. Halle-Wittenberg, 189 S. + Anlagen.
- (1988): Die Bedeutung lößhaltiger periglazialer Lockermaterialdecken für die Bodenbildung und Standorteigenschaften im Harz (DDR-Teil).- Wissenschaftl. Z. Univ. Halle **37**: 3-12.
- (1990a): Neue Befunde zur Lithologie, Gliederung und Genese der periglazialen Lockermaterialdecken im Harz: Fremdmaterialnachweis und Decksedimenterfassung.- Petermanns Geogr. Mitt. **134**: 249-256.
- (1990b): Untersuchungen zur standortökologischen Bedeutung der periglazialen Lockermaterialdecken des Harzes.- Hallesches Jb. f. Geowiss. **15**: 103-115.
- (1991): Neue Befunde zur Lithologie, Gliederung und Genese der periglazialen Lockermaterialdecken im Harz: Erfassung und Bewertung postallerödzeitlicher decksedimentbildender Prozesse.- Petermanns Geogr. Mitt. **135**: 49-59.
- (1992): Die Bedeutung jungdryaszeitlicher geomorphologischer Prozesse für die Landschaftsgenese in den Mittelgebirgen.- Z. geol. Wiss. **20**: 239-244.
- (1996): Periglaziale Lockermaterialdecken in ostdeutschen Mittelgebirgen - Forschungsstand und Versuch einer kritischen Bestandsaufnahme.- Heidelberger Geogr. Arb. **104**: 133-146.
- FUCHS, T. (1872): Über eigenthümliche Störungen in den Tertiärbildungen des Wiener Beckens und über eine selbständige Bewegung loser Terrainmassen.- Jb. kaiserkönigl. geol. Reichsanstalt **22**: 309-329.
- FÜCHTBAUER, H. (1988): Sedimentpetrologie Teil II: Sedimente und Sedimentgesteine.- <sup>4</sup>Stuttgart, 1141 S.

- GARLEFF, K. & KRISL, P. (1997): Beiträge zur fränkischen Reliefgeschichte. Auswertung kurz-lebiger Großaufschlüsse im Rahmen von DFG-Projekten.- Bamberger Geogr. Schriften, Sonderfolge **5**: 256 S. + Kartenbeilagen.
- GLASER, R. & SPONHOLZ, B. (1993): Erste Untersuchungen zu Hangrutschungen an der Frankenhöhe.- Würzburger Geogr. Arb. **87**: 339-354.
- GLATZEL, K. (1961): Wurzel Ausbildung der wichtigsten Wirtschaftsholzarten auf sandig-tonigen Keuperböden.- Allg. Forstzeitschrift **16**: 140-144, 167-170.
- GRIMM, F., HAASE, G., KUGLER, H., LAUCKNER, M., RICHTER, H. (1964): Empfehlung für den Inhalt und die Bearbeitung einer Geomorphologischen Grundkarte im Maßstab 1:10000.- Petermanns Geogr. Mitt. **108**: 150-157.
- GRIMMEL, E. & SCHIPULL, K. (1983): Geomorphologische Karte 1:25.000 Blatt 2730 Bleckede (mit Erläuterungen).- Hamburger Geogr. Studien, Sonder-H.: 30 S.
- HAARLÄNDER, W. (1964): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25.000 Blatt Nr. 6230 Höchststadt a. d. Aisch.- Bayer. Geol. Landesamt, München.
- (1969): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25.000 Blatt Nr. 6229 Schlüsselfeld.- Bayer. Geol. Landesamt, München.
- HABBE, K.A. (1980): Die äolischen Sandablagerungen vor dem Albtrauf in Franken und ihre Bedeutung für die Rekonstruktion der jungpleistozänen Klimaentwicklung.- Tag.ber. u. wiss. Abh. 42. Dt. Geographentag Göttingen 1979: 276-278.
- HAGEDORN, H. (1999): Äolische Sedimente in Mainfranken.- Würzburger Geogr. Manuskripte **50**: 129-142.
- HAGEDORN, H., RÖSNER, R., KURZ, J., BUSCHE, D. (1991): Loesses and aeolian sands in Franconia, F.R.G.- Z. Geomorph. N.F., Suppl. **90**: 61-76.
- HARRACH, T. & VORDERBRÜGGE, T. (1991): Die Wurzelentwicklung von Kulturpflanzen in Beziehung zum Bodentyp und Bodengefüge.- Berichte über Landwirtschaft N.F., Sonder-H. **204**: Bodennutzung und Bodenfruchtbarkeit, Band 2: Bodengefüge: 69-81.
- HARTGE, K.H. & HORN, R. (1999): Einführung in die Bodenphysik.- <sup>3</sup>Stuttgart, 304 S.
- HEIM, D. (1990): Tone und Tonminerale. Grundlagen der Sedimentologie und Mineralogie.- Stuttgart, 157 S.
- HEMPEL, L. (1958): Studien in norddeutschen Buntsandsteinlandschaften.- Forsch. z. dt. Landeskunde **112**: 116 S.
- HENDINGER, H. (1963): Der Steigerwald in forstgeographischer Sicht.- Mitt. Fränk. Geogr. Ges. **10**: 176-210.

- HERZ, K. & ANDREAS, G. (1966): Untersuchungen zur Morphologie der periglazialen Auftauschicht im Kongsfjordgebiet (Westspitzbergen).- *Petermanns Geogr. Mitt.* **110**: 190-198.
- HILDEBRAND, E.E. (1983): Der Einfluß der Bodenverdichtung auf die Bodenfunktionen im forstlichen Standort.- *Forstw. Cbl.* **102**: 111-125.
- HILDEBRAND, E.E. & SCHACK-KIRCHNER, H. (1999): Prozessuale Leerräume als Komplemente von „hot spots“ in Böden.- *Mitt. Dt. Bodenkundl. Ges.* **91/I**: 363-366.
- HINTERMAIER-ERHARD, G. & ZECH, W. (1997): Wörterbuch der Bodenkunde.- Stuttgart, 338 S.
- HOFMANN, W. & FIEDLER, H.-J. (1986): Charakterisierung von Zersatzzone und Schuttdecken in mitteleuropäischen Gebirgsböden.- *Chem. Erde* **45**: 23-37.
- HÖGBOM, B. (1914): Über die geologische Bedeutung des Frostes.- *Bull. Geol. Institution Univ. Uppsala* **12**: 257-390.
- HÖLTING, B. (1989): Hydrogeologie.- <sup>3</sup>Stuttgart, 396 S.
- HÖRAUF, S. (1991): Zur Flußgeschichte im Aischgrund (Mittelfranken).- *Geol. Bl. NO-Bayern* **41**: 15-36.
- HUNGER, W. (1994): Über Waldböden des Erzgebirges.- *Mitt. Dt. Bodenkundl. Ges.* **74**: 17-22.
- HÜTTL, C. (1999): Steuerungsfaktoren und Quantifizierung der chemischen Verwitterung auf dem Zugspitzplatt (Wettersteingebirge, Deutschland).- *Münchener Geogr. Abh.* **B30**: 171 S.
- JAHNS, H.M. (1987): Farne, Moose, Flechten Mittel, Nord- und Westeuropas.- <sup>3</sup>München, 256 S.
- JASMUND, K. & LAGALY, G. (1993): Tonminerale und Tone.- Darmstadt, 490 S.
- JUNG, H. (1991): Die Wechselbeziehungen zwischen anstehendem Gestein, periglazialen Deckschichten, Relief und Böden in einem Ausschnitt des Schönbuschs bei Tübingen.- *Diss. Univ. Tübingen*, 143 S. + Anlagen.
- KÄUBLER, R. (1949): Die Talform „Tilke“ als Rodungsleitform.- *Beihefte f. Erdkunde* **2**: 55-56.
- KLEBER, A. (1991a): Die Gliederung der Schuttdecken am Beispiel einiger oberfränkischer Bodenprofile.- *Bayreuther Bodenkundl. Ber.* **17**: 83-105.
- (1991b): Gliederung und Eigenschaften der Hang-Schuttdecken und ihre Bedeutung für die Bodengese.- *Mitt. Dt. Bodenkundl. Ges.* **66/II**: 807-810.
- (1997): Cover-beds as soil parent materials in midlatitude regions.- *Catena* **30**: 197-213.



- (1999): Zur Übertragbarkeit des deutschen Deckschichtenkonzepts.- Petermanns Geogr. Mitt. **143**: 363-372.
- KLEBER, A. & KAUPENJOHANN, M. (1995): Zur Signifikanz des Laacher-See-Mineral-spektrums auf der nördlichen Frankenalb, Bayern.- Geoökodynamik **16**: 97-102.
- KLEBER, A. & MAILÄNDER, R. (1998): Veränderungen in Mineralböden relativ zum Ausgangs-substrat am Beispiel der Bindungsformen des Bleis.- Mitt. Dt. Bodenkundl. Ges. **88**: 199-202.
- KLEBER, A., MAILÄNDER, R., ZECH, W. (1998): Stratigraphic approach to alteration in mineral soils: the heavy metal example.- Journal Soil Sci. Soc. Amer. **62**: 1647-1650.
- KLEBER, A. & SCHELLENBERGER, A. (1998): Slope hydrology triggered by cover-beds. With an example from the Frankenwald Mountains, northeastern Bavaria.- Z. Geomorph. N.F. **42**: 469-482.
- KLEBER, A. & MAILÄNDER, R. (2000): Heavy metal sources in bedrock and cover-beds of the Steigerwald Mountains.- Z. Geomorph. N.F., Suppl. **123**: 125-133.
- KLEBER, W. (1990): Einführung in die Kristallographie.- <sup>17</sup>Berlin, 416 S.
- KNOCH, K. (1952): Klimaatlas von Bayern.- Bad Kissingen.
- KOHLER, M., WILPERT, K. v., HILDEBRAND, E.E. (1999): Zur Bedeutung des Bodenskelettes von Waldböden des Schwarzwaldes als Speicher und Quelle für kurzfristig verfügbare Neutralkationen.- Berichte Freiburger Forstl. Forschung **7**: 115-120.
- KÖHN, M. (1928): Bemerkungen zur mechanischen Bodenanalyse. Ein neuer Pipettapparat.- Z. Pflanzenernähr. Düng. Bodenk. **11A**: 50-54.
- KOPP, D. (1965): Die periglaziäre Deckzone (Geschiebedecksand) im nordostdeutschen Tiefland und ihre bodenkundliche Bedeutung.- Ber. Geol. Ges. DDR **10**: 739-771.
- (1970): Periglaziäre Umlagerungs-(Perstruktions-)zonen im nordmitteleuropäischen Tiefland und ihre bodengenetische Bedeutung.- Tag.ber. Dt. Akademie der Landwirtschaftswiss. **102**: 55-81.
- KOSCHEL, R. (1970): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25.000 Blatt Nr. 6031 Bamberg Nord.- Bayer. Geol. Landesamt, München.
- KÖSEL, M. (1996): Der Einfluß von Relief und periglazialen Deckschichten auf die Bodenbildung im mittleren Rheingletschergebiet von Oberschwaben.- Tübinger Geowiss. Arb. **D1**: 147 S.
- (1997): Relief, periglaziale Deckschichten, fossile und rezente Böden in der rißzeitlichen Altmoränenlandschaft und auf der Äußeren Jungendmoräne.- Tübinger Geowiss. Arb. **D3**: 14-44.

- KÖSTER, E. (1960): Mechanische Gesteins- und Bodenanalyse. Leitfaden der Granulometrie und Morphometrie.- München, 171 S.
- KREMER, B. & MUHLE, H. (1991): Flechten, Moose, Farne - Europäische Arten.- München, 288 S.
- KREUTZER, K. (1972): Über den Einfluß der Streunutzung auf den Stickstoffhaushalt von Kiefernbeständen (*Pinus sylvestris* L.).- Forstw. Cbl. **91**: 263-270.
- KREUZER, G. (1948): Kultur- und Naturlandschaft im Keuperbergland zwischen Main und Aisch.- Petermanns Geogr. Mitt. **92**: 57-69.
- KRISL, P. (1996): Profil der Ferngasleitung Burgebrach-Höchstädt a. d. Aisch.- Geol. Bl. NO-Bayern **46**: 99-118.
- KRUMBECK, L. (1950): Das Quartär von Erlangen (Mittelfranken).- Neues Jb. f. Geol. u. Paläont. **92B**: 1-30.
- KUGLER, H. (1964): Die geomorphologische Reliefanalyse als Grundlage großmaßstäbiger geomorphologischer Kartierung.- Wiss. Veröffentl. Dt. Inst. Länderkd. N.F. **21/22**: 541-655.
- (1965): Aufgaben, Grundsätze und methodische Wege für großmaßstäbiges geomorphologisches Kartieren.- Petermanns Geogr. Mitt. **109**: 241-257.
- (1974): Das Georelief und seine kartographische Modellierung.- Diss. Univ. Halle-Wittenberg, 517 S.
- (1985): Allgemeine Geomorphologie.- in: Hendl, M. & Bramer, H. (Hrsg.): Lehrbuch der physischen Geographie.- Frankfurt/Main: 77-157.
- (1988): Nutzungsorientierte großmaßstäbige geomorphologische Kartierung.- Geomethodica **13**: 25-59.
- KUGLER, H., SCHWAB, M., BILLWITZ, K. (1988): Allgemeine Geologie, Geomorphologie und Bodengeographie.- <sup>3</sup>Gotha, 223 S.
- KUNTZE, H., ROESCHMANN, G., SCHWERDTFEGER, G. (1988): Bodenkunde.- <sup>4</sup>Stuttgart, 568 S.
- LANG, M. (1970): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25.000 Blatt Nr. 6131 Bamberg Süd.- Bayer. Geol. Landesamt, München.
- LESER, H. (1975): Bemerkungen zur geomorphologischen Kartierung 1:25000 in der BRD am Beispiel des Blattes 7520 Mössingen (Kreis Tübingen; Baden-Württemberg).- Erdkunde **29**: 166-173.
- (1977): Feld- und Labormethoden der Geomorphologie.- Berlin, 446 S.
- (1980): Die Wölbung in der geomorphologischen Karte.- Kartograph. Nachrichten **1**: 11-24.

- (1997): Landschaftsökologie.- <sup>4</sup>Stuttgart, 644 S.
- LESER, H. & STÄBLEIN, G. (1975): Geomorphologische Kartierung - Richtlinien zur Herstellung geomorphologischer Karten 1:25000.- Berliner Geogr. Abh., Sonder-H.: 39 S.
- (1978): Legende der Geomorphologischen Karte 1:25000 (GMK 25) - 3. Fassung im GMK-Schwerpunktprogramm.- Berliner Geogr. Abh. **30**: 79-90.
- LIEDTKE, H. (1993): Phasen periglaziär-geomorphologischer Prägung während der Weichsel-eiszeit im norddeutschen Tiefland.- Z. Geomorph. N.F., Suppl. **93**: 69-94.
- (1994): Namen und Abgrenzungen von Landschaften in der Bundesrepublik Deutschland.- Forsch. z. dt. Landeskunde **239**: 133 S.
- LIPPMANN, F. & STEINER, K. (1983): Der Mineralbestand des Gipskeupers von Pfäffingen (Tübingen) und Schwenningen, Württemberg.- Oberrhein. Geol. Abh. **32**: 15-43.
- LÖBER, H. (1932): Zur Kenntnis der Lößvorkommen in Mittelfranken.- Diss. Univ. Erlangen-Nürnberg, 62 S.
- LÖSCHER, M. & ZÖLLER, L. (2001): Lössforschung im nordwestlichen Kraichgau.- Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver. N.F. **83**: 317-326.
- LOZINSKI, W. v. (1909): Über die mechanische Verwitterung der Sandsteine.- Bull. Internat. de l'Académie des Sciences de Cracovie, Classe des Sciences mathématiques et naturelles **1**: 1-25.
- (1910): Die periglaziale Fazies der mechanischen Verwitterung.- Compte rendu de la XIe session du Congrès Géologique International, Stockholm: 1039-1053.
- MACBETH DIVISION OF KOLLMORGEN INSTRUMENTS CORPORATION (Hrsg.)(1994): Munsell Soil Color Charts.- New Windsor/USA.
- MACHANN, R. (1972): Wüstungen im Steigerwald.- Mainfränkische Studien **5**: 202 S.
- MACHANN, R. & SEMMEL, A. (1970): Historische Bodenerosion auf Wüstungsfuren deutscher Mittelgebirge.- Geogr. Z. **58**: 250-266.
- MADER, D. (1997): Palaeoenvironmental evolution and bibliography of the Keuper (Upper Triassic) in Germany, Poland and other parts of Europe.- Köln, 1058 S.
- MAHR, A. (1998): Lockerbraunerden und periglaziale Hangsedimente im Bayerischen Wald. Untersuchungen zur Paläoumwelt und Geomorphodynamik im Spätglazial und ihrem Einfluß auf die Pedogenese.- Regensburger Geogr. Schriften **30**: 326 S.
- MAYER, H. (1992): Waldbau auf soziologisch-ökologischer Grundlage.- <sup>4</sup>Stuttgart, 522 S.
- MEHLICH, A. (1938): Use of triethanolamine acetate-barium hydroxide buffer for the determination of some base exchange properties and lime requirement of soil.- Soil Sci. Soc. Amer. Proc. **3**: 162-166.

- (1942): Rapid estimation of base-exchange properties of soil.- *Soil Sci.* **53**: 1-14.
- (1948): Determination of cation- and anion-exchange properties of soils.- *Soil Sci.* **66**: 429-445.
- MEIWES, K.-J., KÖNIG, N., KHANNA, P., PRENZEL, J., ULRICH, B. (1984): Chemische Untersuchungsverfahren für Mineralboden, Auflagehumus und Wurzeln zur Charakterisierung und Bewertung der Versauerung in Waldböden.- *Berichte des Forschungszentrums Waldökosysteme/Waldsterben* **7**: 1-70.
- MEYNEN, E. & SCHMITHÜSEN, J. (1953-1962): *Handbuch der naturräumlichen Gliederung Deutschlands*.- Bd. 1, Bad Godesberg, 608 S.
- MOORE, D.M. & REYNOLDS, R.C. (1997): *X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals*.- Oxford, 378 S.
- MÜCKENHAUSEN, E. (1993): *Die Bodenkunde und ihre geologischen, geomorphologischen, mineralogischen und petrologischen Grundlagen*.- <sup>4</sup>Frankfurt/Main, 579 S.
- MÜLLER, J. (1996): *Grundzüge der Naturgeographie von Unterfranken*.- Gotha, 324 S.
- MÜLLER, U. (1997): *Auswertungsmethoden im Bodenschutz. Dokumentation zur Methodendbank des Niedersächsischen Bodeninformationssystems (NIBIS)*.- Niedersächs. L.-Amt Bodenforsch., <sup>6</sup>Hannover, 321 S.
- NEUMEISTER, H. (1966a): *Die Bedeutung der äolischen Sedimente und anderer Periglazialscheinungen für die Bodenentwicklung in der Umgebung von Leipzig*.- Diss. Karl-Marx-Univ. Leipzig, 244 S. + Anlagen.
- (1966b): *Die Bedeutung äolischer Prozesse für die Eigenschaften periglazialer Hangsedimente im Ostthüringer Schiefergebirge*.- *Wissenschaftl. Z. Univ. Leipzig, Math.-Nat. Reihe* **4**: 721-727.
- NIEDERBUDE, E.A. & SCHWERTMANN, U. (1980): *Clay mineralogy of soils*.- *Geol. Jb.* **D39**: 99-114.
- NYHOLM, E. (1954): *Illustrated moss flora of Fennoscandia. II Musci*.- Lund/Schweden, 799 S.
- OBERDORFER, E. (1994): *Pflanzensoziologische Exkursionsflora*.- <sup>7</sup>Stuttgart, 1050 S.
- PAGE, A.L. (Hrsg.)(1982): *Part 2: Chemical and microbiological properties*.- in: Black, C.A. (Haupt-Hrsg.): *Methods of soil analysis*.- <sup>2</sup>Madison, 1159 S.
- PASSARGE, S. (1919): *Die Vorzeitformen der deutschen Mittelgebirgslandschaften*.- *Petermanns Geogr. Mitt.* **65**: 41-46.
- PEINEMANN, N. & GARLEFF, K. (1981): *Sedimentologische und mineralogische Merkmale von Lössen und Lößderivaten in Franken*.- *Eiszeitalter u. Gegenwart* **31**: 177-186.

- PENCK, A. (1884): Pseudoglaciale Erscheinungen.- Z. Dt. Geol. Ges. **36**: 184-185.
- PFEFFER, P. (1952): Vergleichende Untersuchung über die Vorbehandlung von Böden für die Bestimmung der Korngrößenzusammensetzung unter Verwendung verschiedener Dispergiermittel sowie Schall- und Ultraschall-Einwirkung.- Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. **3**: 294-306.
- PFEIFFER, M. (1995): Morphographische Kartierung, Beobachtungen zu Dellen und Aufnahme einer Bodencatena im Bereich der Gemeinde Uehlfeld (Mittelfranken).- Unveröffentl. Diplomarbeit LMU München: 55 S. + Anlagen.
- PREUSS, J. (1987): Großmaßstäbige geomorphologische Kartierung auf Blatt 4 - 9672 Asel (TK 25: 4819 Fürstenberg, Nordhessen).- Berliner Geogr. Abh. **42**: 17-23.
- RAST, U. (1993): Sedimentpetrographische Arbeitsmethoden am Bayerischen Geologischen Landesamt. Teil II: Tonmineralanalyse.- Geol. Bavar. **97**: 177-192.
- REHFUESS, K.E. (1981): Waldböden. Entwicklung, Eigenschaften und Nutzung.- Hamburg, 192 S.
- REIS, O. (1927): Beobachtungen über Dünensande, Sandlöß und Windschliffe in Franken.- Geognost. Jahreshefte **40**: 151-157.
- RENGER, M. (1971): Die Ermittlung der Porengrößenverteilung aus der Körnung, dem Gehalt an organischer Substanz und der Lagerungsdichte.- Z. Pflanzenernähr. Bodenk. **130**: 53-67.
- REYNOLDS, R.C. (1980): Interstratified clay minerals.- in: Brindley, G.W. & Brown, B. (1980): Crystal structures of clay minerals and their x-ray identification.- Mineral. Soc. Monograph 5, London: 249-303.
- (1988): Mixed layer chlorite minerals.- Reviews in Mineral. **19**: 601-629.
- RICHTER, H. (1962): Eine neue Methode der großmaßstäbigen Kartierung des Reliefs.- Petermanns Geogr. Mitt. **106**: 309-312.
- (1965): Die Wirkungen der Weichseleiszeit in den Mittelgebirgen der DDR.- in: Gellert, J. (Hrsg.): Die Weichsel-Eiszeit im Gebiet der Deutschen Demokratischen Republik.- Dt. Akademie der Wiss. zu Berlin: 188-207.
- RICHTER, H., RUSKE, R., SCHWANECKE, W. (1970): Die periglaziäre Fazies im lößfreien Hüggelland und im Mittelgebirge.- Petermanns Geogr. Mitt., Erg.-H. **274**: 57-97.
- ROHDENBURG, H. (1968): Jungpleistozäne Hangformung in Mitteleuropa - Beiträge zur Kenntnis, Deutung und Bedeutung ihrer räumlichen und zeitlichen Differenzierung.- Göttinger Bodenkundl. Ber. **6**: 3-107.

- (1978): Zur Problematik der spätglazialen und holozänen Bodenbildung in Mitteleuropa.- in: Nagl, H. (Hrsg.): Beiträge zur Quartär- und Landschaftsforschung. Festschrift zum 60. Geburtstag von Julius Fink.- Wien: 467-471.
- RÖSNER, U. (1990): Die Mainfränkische Lößprovinz. Sedimentologische, pedologische und morphodynamische Prozesse der Lößbildung während des Pleistozäns in Mainfranken.- Mitt. Fränk. Geogr. Ges. **37**: 289 S. + Beilagen.
- (1994): Paläoböden im Löß als Indikatoren geomorphologischer Prozesse dargestellt an Beispielen aus Unter- und Oberfranken.- Mitt. Fränk. Geogr. Ges. **41**: 309-321.
- RÖSNER, U. & TÖPFER, C. (1999): Historische Bodenerosion auf Flurwüstungen im westlichen Steigerwald.- Mitt. Fränk. Geogr. Ges. **46**: 27-73.
- ROTSCHKE, J. (1971): Mineralogische und geochemische Untersuchungen an ausgewählten Bodenprofilen auf Thüringer Buntsandstein unter besonderer Berücksichtigung der quartärgeologischen Verhältnisse.- Diss. A TU Dresden, 199 S. + Anlagen.
- (1974): Die Leichtmineralzusammensetzung von Böden und quartären Deckschichten auf Buntsandstein in Ostthüringen.- Archiv Acker- u. Pflanzenbau Bodenk. **18**: 101-110.
- ROWELL, D.L. (1997): Bodenkunde - Untersuchungsmethoden und ihre Anwendungen.- Berlin, 606 S.
- SABEL, K.-J. (1989): Zur Renaissance der Gliederung periglazialer Deckschichten in der deutschen Bodenkunde.- Frankfurter Geowiss. Arb. **D10**: 9-16.
- SALGER, M. (1973): Untersuchungen zur Tonmineralogie des Gipskeupers im Raum Frankenhöhe-Steigerwald.- Geol. Bavar. **67**: 145-154.
- SALOMON, W. (1916): Die Bedeutung der Solifluktion für die Erklärung deutscher Landschafts- und Bodenformen.- Geol. Rdsch. **7**: 30-41.
- SALY, R. (1967): Use of ultrasonic vibration for dispersing soil samples.- Sov. Soil Sci. (o. Bd.): 1547-1559.
- SAUER, D., SCHOLTEN, T., SPIES, E.-D., FELIX-HENNINGSSEN, P. (2000): Pleistocene periglacial slope deposits and colluviums in the Rhenish Massive - a result of climatic changes and human land use.- ESSC 3<sup>rd</sup> Internat. Congress 'Man and Soil at the 3<sup>rd</sup> Millenium', Book of Abstracts, Valencia/Spanien: 151.  
(<http://www.zalf.de/essc/valindex.htm>).
- SAWHNEY, B.L. (1977): Interstratification in layer silicates.- in: Dixon, J.B. et al. (Hrsg.): Minerals in soil environments.- SSSA, Madison: 405-433.

- SCHACHTSCHABEL, P., BLUME, H.-P., BRÜMMER, G., HARTGE, K.-H., SCHWERTMANN, U. (1989): Scheffer/Schachtschabel. Lehrbuch der Bodenkunde.- <sup>12</sup>Stuttgart, 491 S.
- SCHÄFER, D., JÄGER, D., ALTERMANN, M. (1991): Zur Stratigraphie periglazialer Decken im thüringischen Bergland.- Archäologisches Korrespondenzblatt **21**: 323-334.
- SCHAUER, T. & CASPARI, C. (1989): Der große BLV Pflanzenführer.- <sup>5</sup>München, 463 S.
- SCHERZER, C. (1955): Franken - Land, Volk, Geschichte und Wirtschaft.- Nürnberg, 498 S.
- SCHILLING, B. (1990): Die Böden im Keuper-Lias-Land Frankens, ihr Aufbau, ihre Deckschichten und ihre Umwelteigenschaften.- Diss. Univ. Erlangen-Nürnberg, 203 S. + Anlagen.
- (1991): Deckschichten und Böden der Altflächenlandschaften Mittelfrankens.- Mitt. Dt. Bodenkundl. Ges. **64**: 211-267.
- SCHILLING, B. & SPIES, E.-D. (1991): Die Böden Mittel- und Oberfrankens.- Bayreuther Bodenkundl. Ber. **17**: 68-82.
- SCHILLING, W. & WIEFEL, H. (1962): Jungpleistozäne Periglazialbildungen und ihre regionale Differenzierung in einigen Teilen Thüringens und des Harzes.- Geologie **11**: 428-460.
- SCHILLING, W. & EHWALD, E. (1964): Interferenzen zwischen quartärgeologischen und pedologischen Prozessen in den Mittelgebirgen der DDR.- 8<sup>th</sup> Internat. Congress of Soil Sci., Transactions, Bucharest/Romania **5**: 907-912.
- SCHLICHTING, E. (1963): Zur Deutung von „Ortstein“-Böden im subarktisch-alpinen Gebiet.- Z. Pflanzenernähr. Düng. Bodenk. **100**: 121-126.
- SCHLICHTING, E., BLUME, H.-P., STAHR, K. (1995): Bodenkundliches Praktikum.- <sup>2</sup>Berlin, 295 S.
- SCHMIDT, K. (1933): Zur Kenntnis der periglazialen Ablagerungen in Mittelfranken.- Diss. Univ. Erlangen-Nürnberg, 46 S.
- SCHOLTEN, T., ALTERMANN, M., SCHWANECKE, W., FELIX-HENNINGSSEN, P. (1999): Die Bedeutung periglaziärer Lagen für die Funktionen des Bodens im Ostharz.- Mitt. Dt. Bodenkundl. Ges. **91/II**: 1096-1099.
- SCHÖNHALS, E. (1957): Spätglaziale äolische Ablagerungen in einigen Mittelgebirgen Hessens.- Eiszeitalter u. Gegenwart **8**: 5-17.
- (1972): Die bodenkundliche und standortkundliche Bedeutung der geologischen Vorgänge während des Spätglazials.- Vortr. Tag. Arbeitsgem. f. forstl. Vegetationskunde, 3. Folge, Bonn: 33-49.

- SCHOTTE, M. & FELIX-HENNINGSSEN, P. (1999): Anwendung des Georadars zur Erhebung der Verbreitung und Eigenschaften periglaziärer Lagen im Lahn-Dill-Bergland.- Z. f. Kultur-technik u. Landentwicl. **40**: 220-227.
- SCHROEDER, D. (1984): Bodenkunde in Stichworten.- <sup>4</sup>Unterägeri, 160 S.
- SCHRÖDER, H. & FIEDLER, H.-J. (1977a): Beitrag zur Kenntnis der periglazialen Deckschichten des östlichen Harzes. Teil 1: Gliederung, Lithologie und Verbreitung der periglazialen Deckschichten.- Z. geol. Wiss. **5**: 51-81.
- (1977b): Beitrag zur Kenntnis der periglazialen Deckschichten des östlichen Harzes. Teil 2: Genese, stratigraphische Deutung und Parallelisierung der periglazialen Deckschichten.- Z. geol. Wiss. **5**: 1083-1104.
- SCHWANECKE, W. (1970): Die periglaziären Umlagerungszonen im Hügelland und Mittelgebirge der DDR und ihre bodenkundliche Bedeutung.- Tag.ber. Dt. Akademie der Landwirtschaftswiss. **102**: 83-107.
- SCHWERTMANN, U., SÜSSER, P., NÄTSCHER, L. (1987): Protonenpuffersubstanzen in Böden.- Z. Pflanzenernähr. Bodenk. **150**: 174-178.
- SEIBERT, P. (1968): Vegetation und Landschaft in Bayern.- Erdkunde **22**: 294-313.
- SEMMEL, A. (1964): Junge Schuttdecken in hessischen Mittelgebirgen.- Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. **92**: 275-285.
- (1966): Erläuterungen zur Bodenkarte von Hessen 1:25.000 Blatt Nr. 5224 Eiterfeld.- Hess. L.-Amt Bodenforsch., Wiesbaden, 89 S.
- (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen.- Frankfurter Geogr. Hefte **45**: 133 S.
- (1969): Verwitterungs- und Abtragungerscheinungen in rezenten Periglazialgebieten (Lapland und Spitzbergen).- Würzburger Geogr. Arb. **26**: 80 S.
- (1975): Schuttdecken im Buntsandstein-Odenwald.- Aufschluß, Sonder-Bd. **27**: 321-329.
- (1976): Die Beziehungen zwischen Relief, Gestein und Böden in hessischen Buntsandsteinlandschaften.- Z. Geomorph. N.F., Suppl. **24**: 23-32.
- (1984): Geomorphologie der Bundesrepublik Deutschland.- Erdkundl. Wissen **30**: 192 S.
- (1986): Angewandte konventionelle Geomorphologie - Beispiele aus Mitteleuropa und Afrika.- Frankfurter Geowiss. Arb. **D6**: 114 S.
- (1987): Periglaziale Formung im nordwestlichen Kanada.- Göttinger Geogr. Abh. **84**: 91-107.



- (1991): Schuttdecken und ihre Bedeutung für den Landschaftshaushalt in hessischen Mittelgebirgen.- Geogr. Rdsch. **43**: 298-302.
  - (1994a): Periglazialmorphologie.- <sup>2</sup>Darmstadt, 116 S.
  - (1994b): Zur umweltgeologischen Bedeutung von Hangsedimenten in deutschen Mittelgebirgen.- Z. Dt. Geol. Ges. **145**: 225-232.
  - (1994c): Gliederung der Solifluktsdecken in deutschen Mittelgebirgen - noch ein Problem der Wiedervereinigung? - Mitt. Dt. Bodenkundl. Ges. **74**: 29-34.
  - (1996): Deckschichten in den deutschen Mittelgebirgen, geoökologische Charakterisierung für den Bodenschutz.- in: Rosenkranz, D. et al. (Hrsg.)(1988): Bodenschutz.- ergänzb. Handbuch, Berlin, Abschnitt 1155: 1-16.
  - (1998a): Anmerkung zur Schuttdeckengliederung im Thüringer Wald und in hessischen Bergländern.- Geowiss. Mitt. von Thüringen, Beiheft **7**: 62-78.
  - (1998b): Lockerbraunerden, periglaziale Solifluktsdecken und holozäne Kolluvien im Oberwald (Hoher Vogelsberg).- Eiszeitalter u. Gegenwart **48**: 67-71.
- SKOWRONEK, A. (1982): Paläoböden und Löss in Mainfranken vor ihrem landschaftsgeschichtlichen Hintergrund.- Würzburger Geogr. Arb. **57**: 89-107.
- SPÄTH, H. (1986): Die Bedeutung der „Eisrinde“ für die periglaziale Denudation.- Z. Geomorph. N. F., Suppl. **61**: 3-23.
- SPERBER, G. (1982): Der Steigerwald.- in: Bayer. Forstverein (Hrsg.): Bäume und Wälder in Bayern.- Pfaffenhofen: 145-147.
- SPIES, E.-D. (1991): Böden und Deckschichten der Münchberger Hochfläche und des Frankenswaldes.- Mitt. Dt. Bodenkundl. Ges. **64**: 139-210.
- STAHR, K. (1979): Die Bedeutung periglazialer Deckschichten für Bodenbildung und Standortseigenschaften im Südschwarzwald.- Freiburger Bodenkundl. Abh. **9**: 273 S.
- STREBEL, O. (1960): Ein neues Pleistozänprofil in der Keuperlandschaft bei Ansbach.- Geol. Bl. NO-Bayern **10**: 126-129.
- STRUNK, H. (1981): Zum Verhältnis von Solifluktion und Abspülung im Periglaziär des westlichen Rheinischen Schiefergebirges.- Bochumer Geogr. Arb. **40**: 31-40.
- THALHEIM, K. (1988): Mineralogische und granulometrische Charakterisierung quartärer Deckschichten, insbesondere des Mittelsediments, unter Wald im Osterzgebirge.- Diss. A TU Dresden, 290 S. + Anlagen.
- (1994): Mineralogisch-granulometrische Untersuchungen an Deckschichten im Osterzgebirge.- Mitt. Dt. Bodenkundl. Ges. **74**: 35-38.

- THALHEIM, K. & FIEDLER, H.-J. (1990): Merkmale für äolischen Einfluß in den känozoischen Deckschichten des Osterzgebirges (DDR).- Chem. Erde **50**: 147-154.
- THIEMEYER, H. & VEIT, H. (1993): Bodenkundliche und schwermineralogische Untersuchungen an ausgewählten periglazialen Deckschichtenprofilen in NE-Bayern.- Berliner Geogr. Arb. **78**: 265-286.
- THOREZ, J. (1976): Practical identification of clay minerals.- Dison, 90 S.
- THÜRACH, H. (1896): Über einige wahrscheinlich glaciale Erscheinungen im nördlichen Bayern.- Z. Dt. Geol. Ges. **48**: 665-682.
- TRIDL, R. (1998): Das kristalline Naabgebirge und seine mesozoische Umrahmung. Periglaziale Deckschichten und Bodentypenvariabilität eines Mittelgebirgsraumes.- Diss. Univ. Regensburg, 197 S.
- TRIBUTH, H. & LAGALY, G. (1991): Identifizierung und Charakterisierung von Tonmineralen.- Berichte der Dt. Ton- u. Tonmineralgruppe e.V., Gießen, 162 S.
- TRICART, J. (1972): Normes pour l'établissement de la carte géomorphologique détaillée de la France.- Mémoires et Documents, Nouvelle Série **12**: 37-105.
- TUCKER, M.E. (1985): Einführung in die Sedimentpetrologie.- Stuttgart, 265 S.
- ULRICH, B. (1981a): Ökologische Gruppierung von Böden nach ihrem chemischen Bodenzustand.- Z. Pflanzenernähr. Bodenk. **144**: 289-305.
- (1981b): Theoretische Betrachtung des Ionenkreislaufs in Waldökosystemen.- Z. Pflanzenernähr. Bodenk. **144**: 647-659.
- (1983): Stabilität von Waldökosystemen unter dem Einfluß des „sauren Regens“.- Allg. Forstzeitschrift **38**: 670-677.
- ULRICH, B., MAYER, R., KHANNA, P. (1979): Deposition von Luftverunreinigungen und ihre Auswirkungen in Waldökosystemen im Solling.- Schriften Forstl. Fakultät Univ. Göttingen **58**: 291 S.
- UMWELTBUNDESAMT (Hrsg.)(1997): Daten zur Umwelt. Der Zustand der Umwelt in Deutschland. Ausgabe 1997.- Berlin, 570 S. (Abk. im Text: UBA)
- VEIT, H. (1991): Das Bindlacher Schotterfeld und seine Deckschichten. Ein Beitrag zur Quartärstratigraphie in Oberfranken.- Geol. Bl. NO-Bayern **41**: 1-14.
- VELDE, B. (1992): Introduction to clay minerals: chemistry, origins, uses and environmental significance.- London, 198 S.
- VÖLKEL, J. (1991): Bodentypen und -genese auf jungpleistozänen Deckschichten im Bayerischen Wald.- Mitt. Dt. Bodenkundl. Ges. **66/II**: 877-880.

- (1994): Zur Frage der Merkmalcharakteristik und Gliederung periglazialer Deckschichten am Beispiel des Bayerischen Waldes.- Petermanns Geogr. Mitt. **138**: 207-217.
  - (1995a): Periglaziale Deckschichten und Böden im Bayerischen Wald und seinen Randgebieten.- Z. Geomorph. N.F., Suppl. **96**: 301 S.
  - (1995b): Zur Darstellung von Schichtwechsellagen in periglazialen Decklagen des Bayerischen Waldes unter besonderer Berücksichtigung der Mittellage und ihrer Eigenschaften.- Z. Pflanzenernähr. Düng. Bodenk. **158**: 177-186.
- VÖLKEL, J. & RAAB, T. (1998): Zur Differenzierung periglazialer, glazigener und kolluvialer Sedimente im Hangrelief von Mittel- und Hochgebirge.- Zbl. Geol. Paläont. Teil I **5/6**: 305-318.
- VÖLKEL, J. & LEOPOLD, M. (2001): Zur zeitlichen Einordnung der jüngsten periglazialen Aktivitätsphase im Hangrelief zentraleuropäischer Mittelgebirge.- Z. Geomorph. N.F. **45**: 273-294.
- VÖLKEL, J. & MAHR, A. (2001): Die IRSL-Datierung von periglazialen Hangsedimenten - Ergebnisse aus dem Bayerischen Wald.- Z. Geomorph. N.F. **45**: 295-305.
- WALTER, R. (1992): Geologie von Mitteleuropa.- Stuttgart, 561 S.
- WARSHAW, C. & ROY, R. (1961): Classification and a scheme for the identification of layer silicates.- Geol. Soc. Amer. Bull. **72**: 1455-1492.
- WEISE, O. (1983): Das Periglazial.- Berlin, 199 S.
- WELSS, W. (1985): Waldgesellschaften im nördlichen Steigerwald.- Dissertationes Botanicae **83**: 173 S.
- WIECHMANN, H. (2000): Podsole.- in: Blume, H.-P. et al. (Hrsg.)(1996): Handbuch der Bodenkunde.- ergänzb. Handbuch, Landsberg/Lech, Abschnitt 3.3.2.8: 1-28.
- WIEFEL, H. (1969): Allgemeines zur stratigraphischen Gliederung und faziellen Analyse der Periglazialbildungen im Mittelgebirgsraum der DDR.- Petermanns Geogr. Mitt. **113**: 30-36.
- WILHELMY, H. (1990): Kartographie in Stichworten.- <sup>5</sup>Unterägeri, 391 S.
- WITTMANN, O. (1991): Standortkundliche Landschaftsgliederung von Bayern - Übersichtskarte 1:1.000.000 und Abhängigkeitsbeziehungen der Bodennutzung.- GLA Fachberichte **5**: 5-47.
- ZECH, W., STERZER, R., KAUPENJOHANN, M., KÖGEL-KNABNER, I. (1991): Bodengesellschaften des Bamberger Beckens und der nördlichen Frankenalb.- Bayreuther Bodenkundl. Ber. **17**: 123-151.

- ZEIDLER, H. (1939): Untersuchungen an Mooren im Gebiet des mittleren Mainlaufs.- Z. Botanik **34**: 1-66.
- (1957): Vegetationskundliche Fragen im Steigerwaldgebiet.- Mitt. flor.-soz. Arbeitsgem. N.F. **6/7**: 264-275.

## **Karten**

- BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (Hrsg.)(1968): Geologische Karte von Bayern 1:25.000 Blatt 6328 Scheinfeld.- München. (Abk. im Text: GLA)
- (1969): Geologische Karte von Bayern 1:25.000 Blatt 6229 Schlüsselfeld.- München.
- (1974): Geologische Karte von Bayern 1:25.000 Blatt 6429 Neustadt a.d.Aisch.- München.
- (1991): Geologische Karte 1:100.000 Naturpark Steigerwald.- München.
- BAYERISCHES LANDESVERMESSUNGSAMT (Hrsg.)(1988): Übersichtskarte von Bayern 1:500.000 mit hervorgehobenen Landschaftsnamen (ÜK 500 L).- München. (Abk. im Text: LVA)
- (1991): Topographische Karte 1:25.000 Blatt Nr. 6230 Höchststadt a. d. Aisch.- München.
- (1994a): Topographische Karte 1:25.000 Blatt Nr. 6229 Schlüsselfeld.- München.
- (1994b): Topographische Karte 1:25.000 Blatt Nr. 6429 Neustadt a. d. Aisch.- München.
- (1995): Topographische Karte 1:25.000 Blatt Nr. 6328 Scheinfeld.- München.

## **Kartiergrundlagen**

- BAYERISCHES LANDESVERMESSUNGSAMT (Hrsg.)(1991): Vergrößerung des SW-Teils der topographischen Karte 1:25.000 Blatt Nr. 6230 Höchststadt a. d. Aisch auf den Maßstab 1:10.000.- München.
- (1994a): Vergrößerung des SE-Teils der topographischen Karte 1:25.000 Blatt Nr. 6229 Schlüsselfeld auf den Maßstab 1:10.000.- München.
- (1994b): Vergrößerung des NW-und NE-Teils der topographischen Karte 1:25.000 Blatt Nr. 6429 Neustadt a. d. Aisch auf den Maßstab 1:10.000.- München.
- (1995): Vergrößerung des NE-Teils der topographischen Karte 1:25.000 Blatt Nr. 6328 Scheinfeld auf den Maßstab 1:10.000.- München.

## Lebenslauf

### Persönliche Daten:

Margit Pfeiffer

Eduard-Schmid-Str. 16

81541 München

Tel.: 089/62 48 96 52

geboren am 21.02.1970 in Neustadt/Aisch

### Schulbildung:

1976 - 1980

Grundschule in Uehlfeld

1980 - 1989

Friedrich-Alexander-Gymnasium in Neustadt/Aisch

24.06.1989

Abschluß: Allgemeine Hochschulreife

### Studium:

Wintersemester 1989/90

Studiengang der Geographie, Anglistik, Hispanistik (M.A.) an der Friedrich-Alexander-Universität in Erlangen

Sommersemester 1990 -  
Sommersemester 1995

Studiengang der Geographie, Geologie, Landschaftsökologie, Bodenkunde (Diplom) an der Ludwig-Maximilians-Universität in München

06.09.1995

Abschluß: Diplom-Geographin

### Promotion:

01.08.1996 - 31.01.1999

Promotionsstipendium der LMU München zur Förderung des wissenschaftlichen und künstlerischen Nachwuchses

01.02.1999 - 31.07.2000

Promotionsstipendium im Rahmen des Dritten Hochschulsonderprogramms zur Förderung der Frauen in der Wissenschaft

# **Periglaziale Lagen**

**ihre Zuordnung zum Relief und ihre sedimentologisch-pedologische Differenzierung  
sowie ihre Auswirkungen auf Standortqualitäten  
anhand ausgewählter Beispiele aus dem Steigerwald**

## **Anhang**

zur

Dissertation

zur Erlangung des Doktorgrades

an der Fakultät für Geowissenschaften

der Ludwig-Maximilians-Universität

zu München

vorgelegt

von

Margit Pfeiffer

München

2002

## Inhaltsverzeichnis

Inhaltsverzeichnis .....	A I
A 1 UG Ochsenchenkel .....	A 1
A 1.1 Morphographische Karten .....	A 1
A 1.1.1 Höhengschichten .....	A 2
A 1.1.2 Hangneigung .....	A 3
A 1.1.3 Wölbung .....	A 4
A 1.2 Profilbeschreibungen .....	A 5
A 1.3 Analysedaten .....	A 20
A 2 UG Scheinfeld .....	A 32
A 2.1 Morphographische Karten .....	A 32
A 2.1.1 Höhengschichten .....	A 33
A 2.1.2 Hangneigung .....	A 34
A 2.1.3 Wölbung .....	A 35
A 2.2 Profilbeschreibungen .....	A 36
A 2.3 Analysedaten .....	A 50
A 3 UG Neustadt .....	A 60
A 3.1 Morphographische Karten .....	A 60
A 3.1.1 Höhengschichten .....	A 61
A 3.1.2 Hangneigung .....	A 62
A 3.1.3 Wölbung .....	A 63
A 3.2 Profilbeschreibungen .....	A 64
A 3.3 Analysedaten .....	A 80
A 4 Verzeichnis der botanischen Namen .....	A 91



## **A 1      UG Ochsenchenkel**

### **A 1.1      Morphographische Karten**

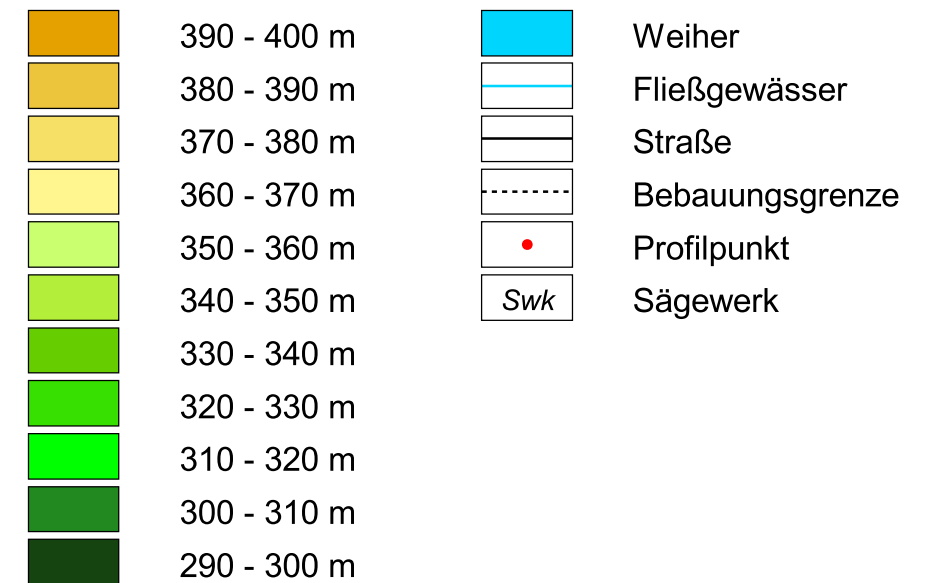
A 1.1.1      Höhengschichten

A 1.1.2      Hangneigung

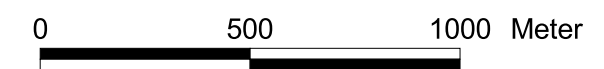
A 1.1.3      Wölbung

# Untersuchungsgebiet Ochsenschenkel

## Höhenschichten

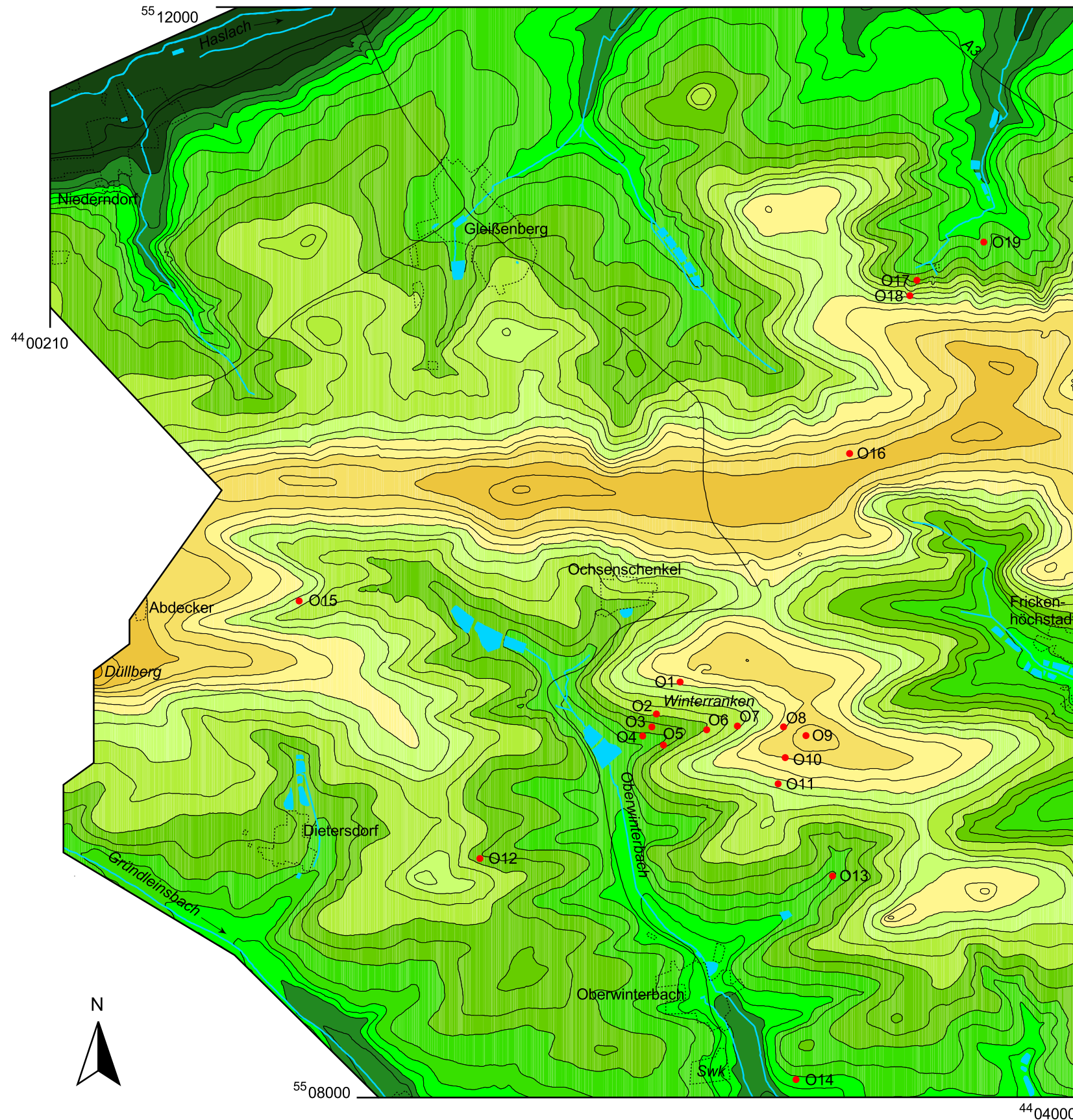


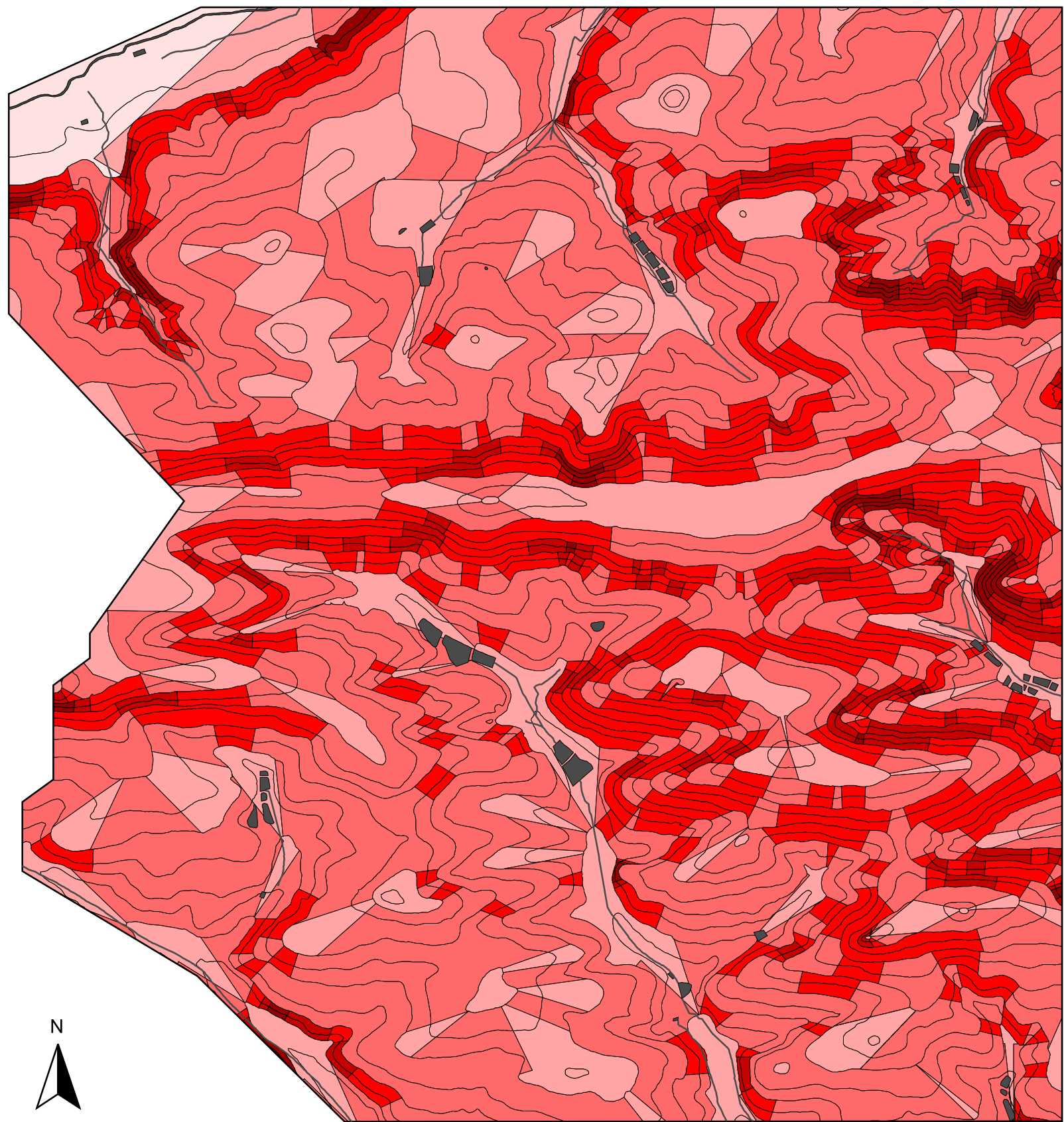
Maßstab 1:18.000



Kartiergrundlage:  
Vergrößerung der TOK 1:25.000  
Blatt 6229 Schlüsselfeld (1994) +  
Blatt 6230 Höchststadt/Aisch (1991)

Bearbeitung:  
Margit Pfeiffer (1999)

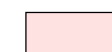







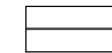




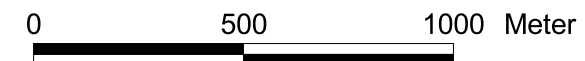
# Untersuchungsgebiet Ochsenchenkel

## Hangneigung

### Hangneigungsklassen

	bis 0.5°
	über 0.5° bis 2°
	über 2° bis 7°
	über 7° bis 11°
	über 11° bis 15°
	über 15° bis 35°
	über 35°
	Weiher
	Fließgewässer

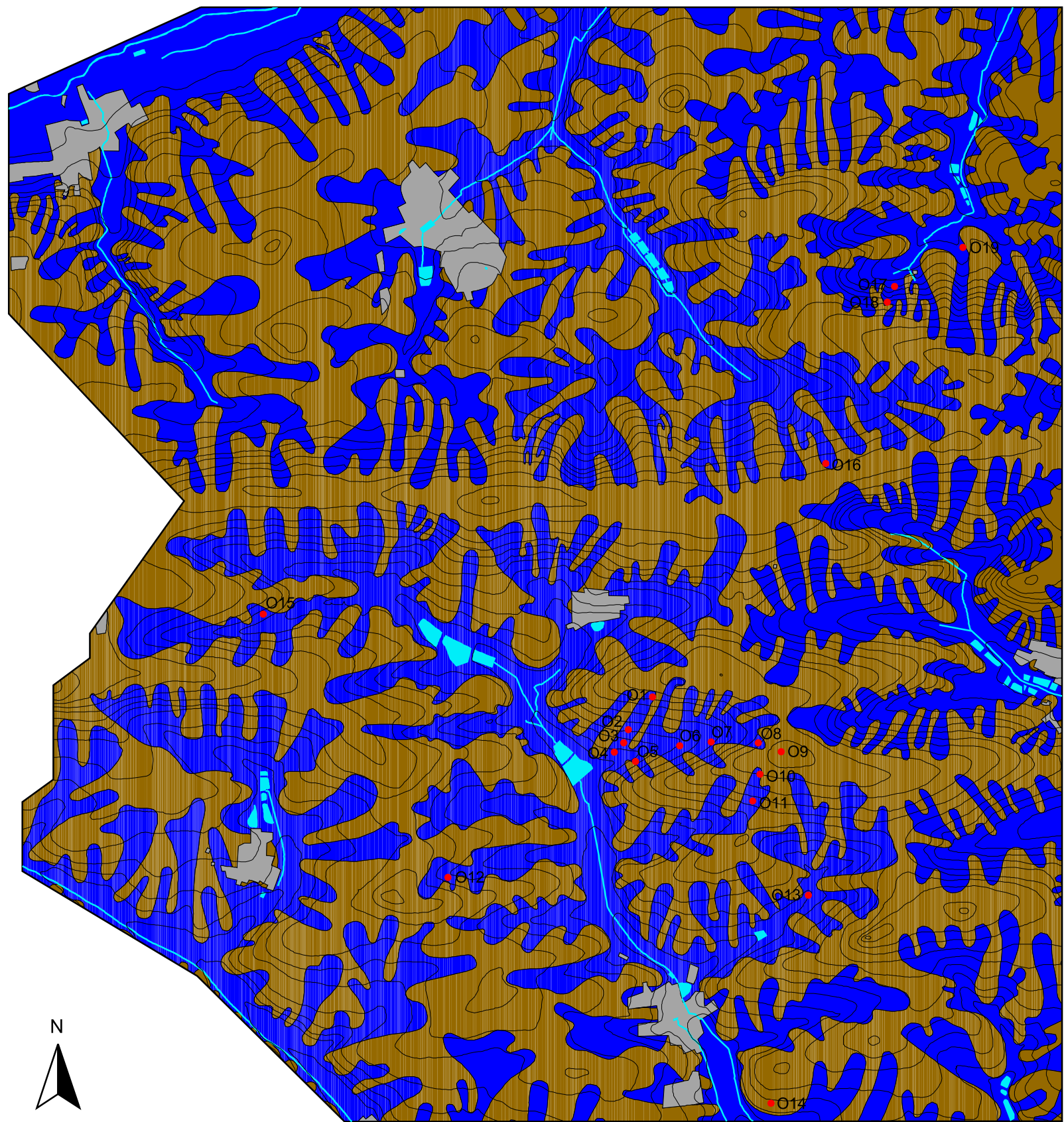
Maßstab 1:18.000



Kartiergrundlage:  
Vergrößerung der TOK 1:25.000  
Blatt 6229 Schlüsselfeld (1994) +  
Blatt 6230 Höchststadt/Aisch (1991)








Bearbeitung:  
Margit Pfeiffer (1999)





# Untersuchungsgebiet Ochsenchenkel

## Wölbung

-  konvexe Reliefbereiche
-  konkave Reliefbereiche
-  Bebauung
-  Weiher
-  Fließgewässer
-  Isohypse
-  Profilpunkt

Maßstab 1:18.000



Kartiergrundlage:  
Vergrößerung der TOK 1:25.000  
Blatt 6229 Schlüsselfeld (1994) +  
Blatt 6230 Höchststadt/Aisch (1991)

Bearbeitung:  
Margit Pfeiffer (1999)

## A 1.2 Profilbeschreibungen

### Vorbemerkungen:














Jedes Bodenprofil wird durch Angaben zu Lage, Relief und geologischem Untergrund kurz charakterisiert und bodentypologisch eingeordnet.

Für die Bestimmung der Vegetation fand folgende Literatur Verwendung:

- AICHELE & SCHWEGLER 1991
- FRAHM & FREY 1983
- JAHNS 1987
- KREMER & MUHLE 1991
- NYHOLM 1954
- OBERDORFER 1994
- SCHAUER & CASPARI 1989

Die Bodenprofilsäulen sind wie folgt aufgebaut:

- auf der linken Seite finden sich die Tiefenangaben in cm und die Abkürzungen für die periglazialen Lagen bzw. das Anstehende (vgl. Legende). Die tiefgestellten Ziffern bei der Hauptlage geben deren Zweiteilung an, während normal große Ziffern bei der Basislage oder dem Anstehenden einen Schichtwechsel ausdrücken. Steht die Basislage in Anführungszeichen, so konnten aufgrund der geringen Neigung darin keine Anzeichen lateraler Umlagerung festgestellt werden; die periglaziale Lage müßte folglich als Umlagerungszone bezeichnet werden (vgl. Kap. 6.1 + 8).
- in der Profilsäule werden die einzelnen Bodenhorizonte durch verschiedene Raster symbolisiert (vgl. Legende).
- auf der rechten Seite stehen die Horizontsymbole, daneben die Angaben zur Bodenfarbe gemäß Munsell Soil Color Chart (1994), Kurzzeichen der Bodenartenuntergruppe, Gemengeanteilsklasse des Grobbodens (AG BODEN 1994, S. 135, 141), Bodendichte, besondere pedogenetische Merkmale wie z.B. Hydromorphie und zusätzliche Angaben zum Grobboden (Sst = Sandstein).

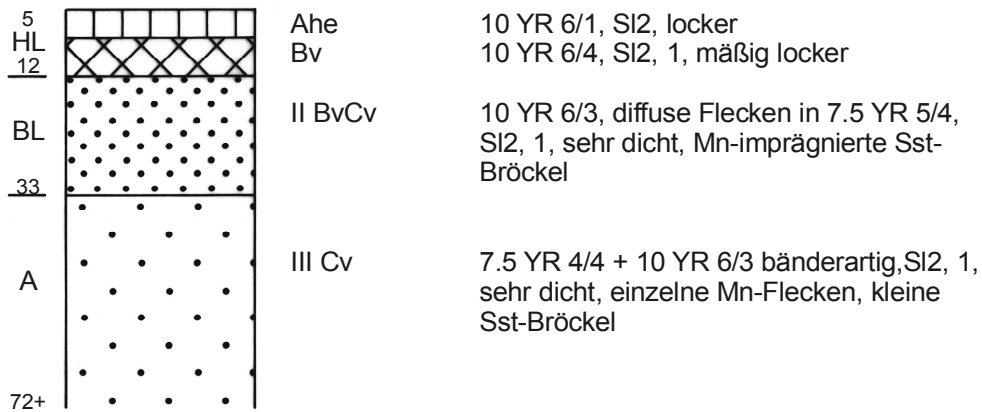
<b>Legende:</b> HL Hauptlage BL Basislage A Anstehendes	 Bv	 M	 l
	 BvCv	 P	 t
	 Cv (sandig)	 Cv (tonig)	 s
	 Sw	 Sd	 c
 Humosität			

A 1.2.1 Profil O1 Catena Winterranken

RW <sup>44</sup>02 530 Position: Oberhang Geologie: Unterer Burgsandstein/ Nürnberger Fazies  
 HW <sup>55</sup>09 525 Exposition: S Bodentyp: mittel podsolige Braunerde  
 Höhe: 362 müNN Inklination: 10,5°

Vegetation:

Picea abies Calluna vulgaris Scleropodium purum (*Hedw.*) *Limpr.*  
 Pinus sylvestris Vaccinium myrtillus

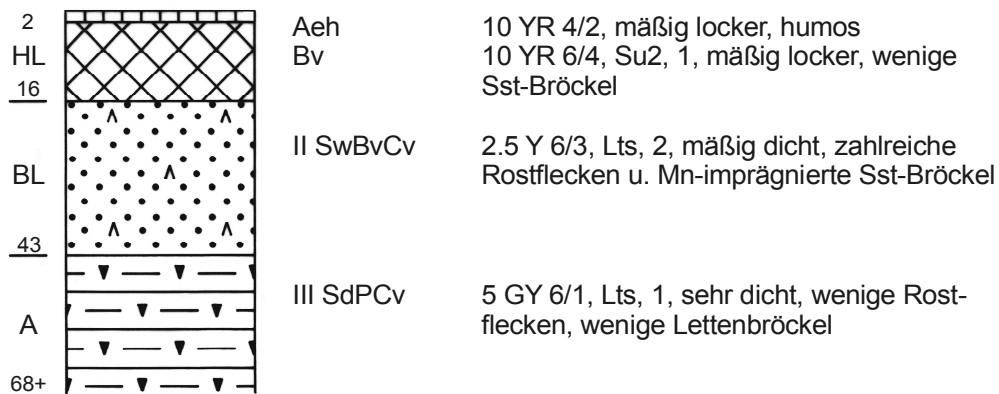


A 1.2.2 Profil O2 Catena Winterranken

RW <sup>44</sup>02 435 Position: Mittelhang Geologie: Unterer Burgsandstein/ Heldburgfazies  
 HW <sup>55</sup>09 410 Exposition: S Bodentyp: schwach podsolige Braunerde, im Unterboden pseudovergleyt  
 Höhe: 340,5 müNN Inklination: 10°

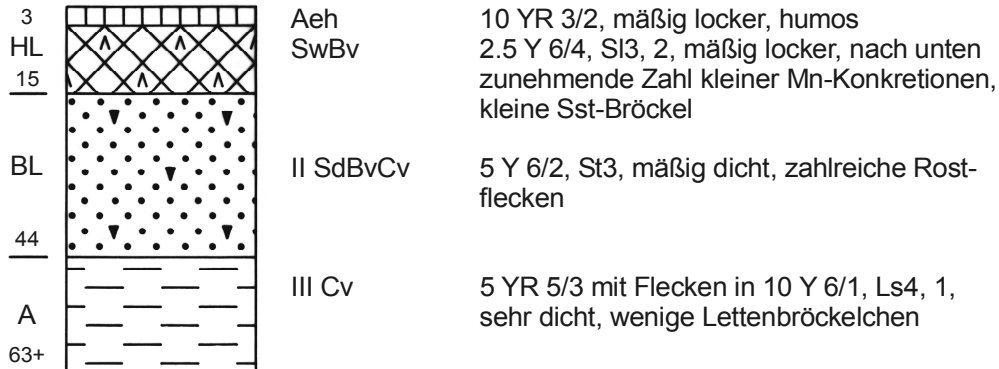
Vegetation:

Pinus sylvestris Calluna vulgaris Scleropodium purum (*Hedw.*) *Limpr.*  
 Quercus robur Vaccinium myrtillus



A 1.2.3 Profil O3 Catena Winterranken

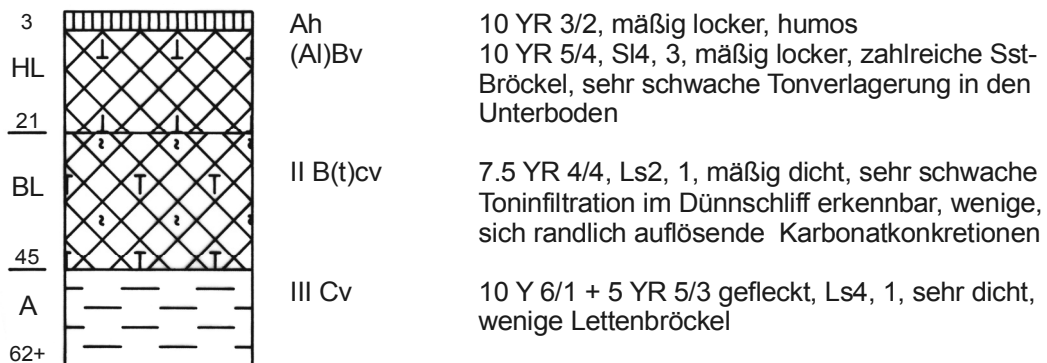
RW <sup>44</sup>02 415 Position: Mittelhang Geologie: Unterer Burgsandstein/ Heldburgfazies  
 HW <sup>55</sup>09 360 Exposition: S Bodentyp: schwach podsolige Pseudogley-Braunerde  
 Höhe: 333 müNN Inklination: 7°  
 Vegetation: vgl. Profil O2



A 1.2.4 Profil O4 Catena Winterranken

RW <sup>44</sup>02 385 Position: Unterhang Geologie: Unterer Burgsandstein/ Heldburgfazies  
 HW <sup>55</sup>09 325 Exposition: S Bodentyp: schwach lessivierte Kalkbraunerde  
 Höhe: 328,5 müNN Inklination: 7°  
 Vegetation:

Pinus sylvestris	Calluna vulgaris	Scleropodium purum ( <i>Hedw.</i> ) <i>Limpr.</i>
Quercus robur	Carex flacca ( <i>Schreb.</i> )	
	Luzula pilosa	
	Vaccinium myrtillus	





A 1.2.5 Profil O5 Catena Winterranken

RW <sup>44</sup>02 460  
 HW <sup>55</sup>09 295  
 Höhe: 332,5 müNN  
 Vegetation:

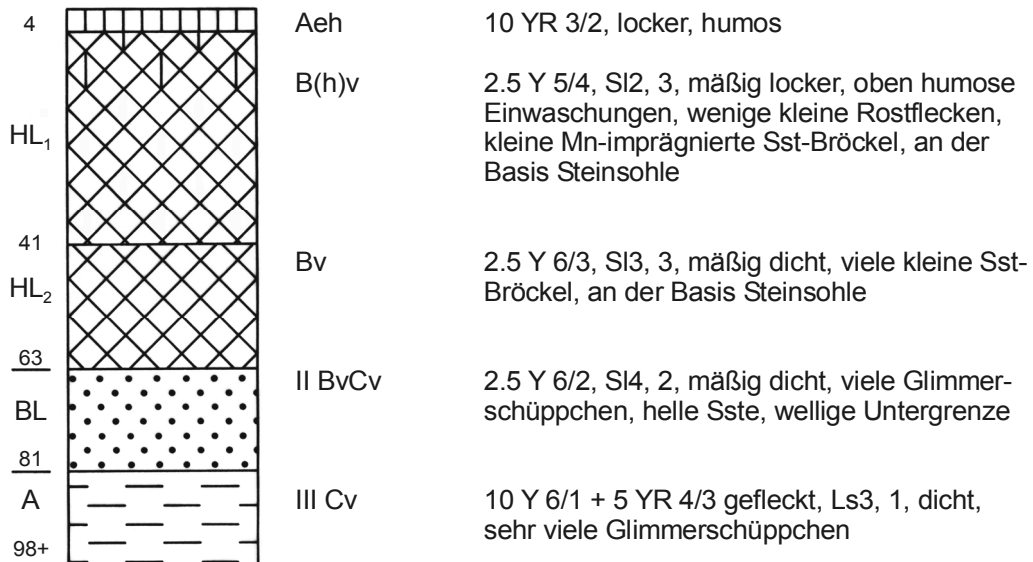
Position: Unterhang  
 Exposition: NW  
 Inklination: 10,5°

Geologie: Unterer Burgsandstein/ Heldburgfazies  
 Bodentyp: schwach podsolige Braunerde

Pinus sylvestris  
 Picea abies  
 Frangula alnus

Calluna vulgaris  
 Molinia caerulea  
 Vaccinium myrtillus

Polytrichum commune (*Hedw.*)  
 Scleropodium purum (*Hedw.*) *Limpr.*  
 Sphagnum palustre L.



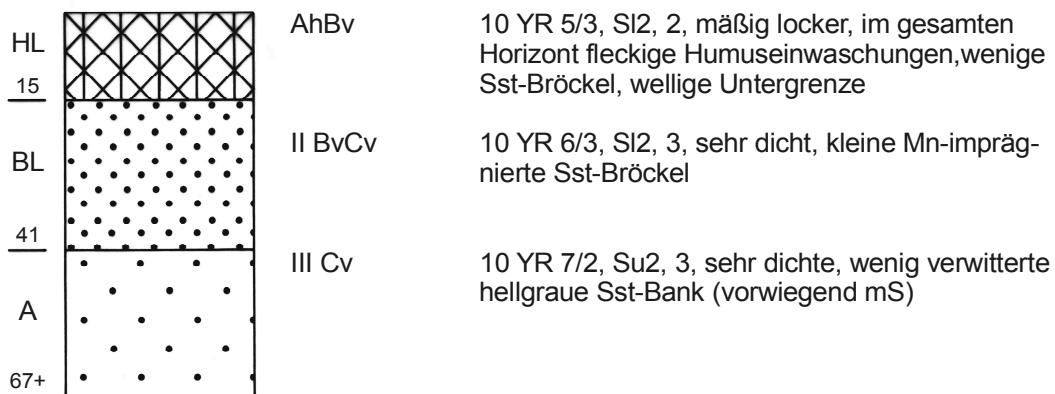
A 1.2.6 Profil O6 Catena Winterranken

RW <sup>44</sup>02 630  
 HW <sup>55</sup>09 350  
 Höhe: 342 müNN  
 Vegetation:

Position: Mittelhang  
 Exposition: W  
 Inklination: 6°

Geologie: Unterer Burgsandstein/ Heldburgfazies  
 Bodentyp: Braunerde

Picea abies



A 1.2.7 Profil O7

Catena Winterranken

RW <sup>44</sup>02 735

Position: Mittelhang

Geologie: Unterer Burgsandstein/ Nürnberger Fazies

HW <sup>55</sup>09 365

Exposition: W

Bodentyp: schwach podsoliger Braunerde-Pseudogley

Höhe: 349 müNN

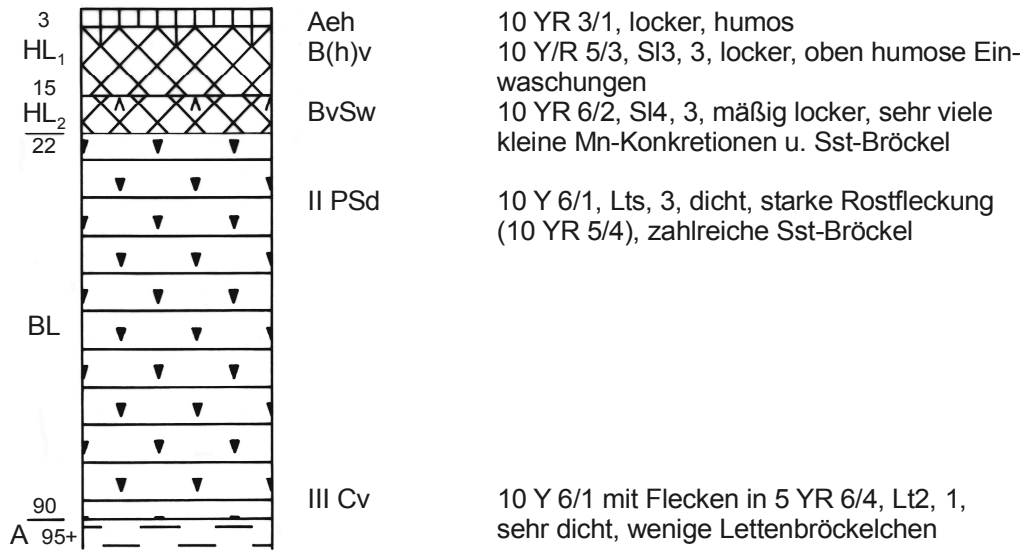
Inklination: 4,5°

Vegetation:

Picea abies  
Pinus sylvestris  
Betula pendula  
Populus tremula  
Quercus robur

Calluna vulgaris  
Molinia caerulea  
Vaccinium myrtillus

Scleropodium purum (*Hedw.*) *Limpr.*  
Sphagnum palustre *L.*



A 1.2.8 Profil O8 Catena Winterranken

RW <sup>44</sup>02 905  
 HW <sup>55</sup>09 360  
 Höhe: 368 müNN  
 Vegetation:

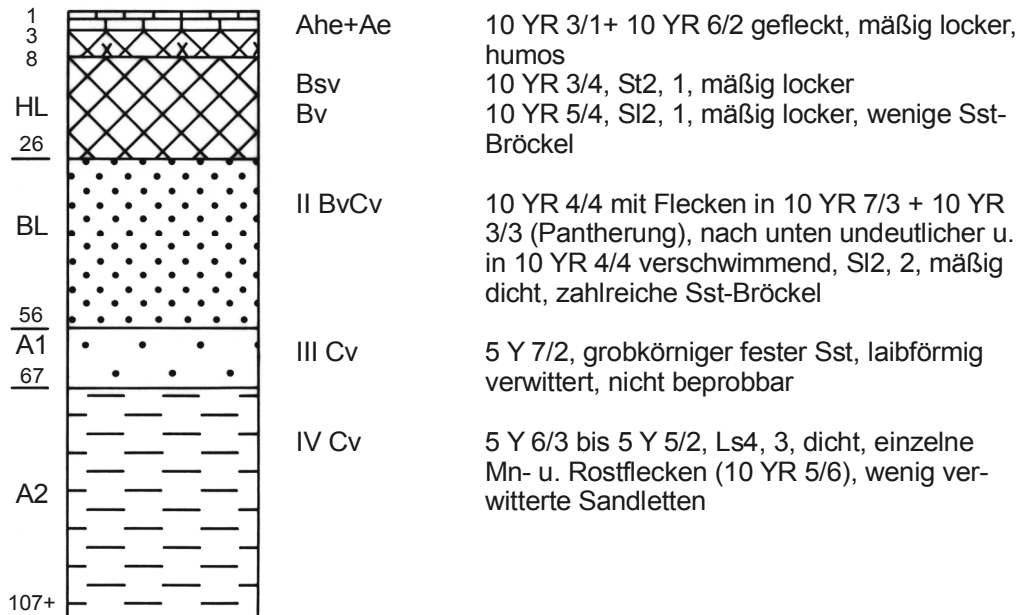
Position: Oberhang  
 Exposition: W  
 Inklination: 8,5°

Geologie: Mittlerer Burgsandstein  
 Bodentyp: stark podsolige Braunerde

*Picea abies*  
*Pinus sylvestris*

*Calluna vulgaris*  
*Vaccinium myrtillus*

*Scleropodium purum (Hedw.) Limpr.*



A 1.2.9 Profil O9 Catena Winterranken

RW <sup>44</sup>02 990  
 HW <sup>55</sup>09 325  
 Höhe: 373,5 müNN  
 Vegetation:

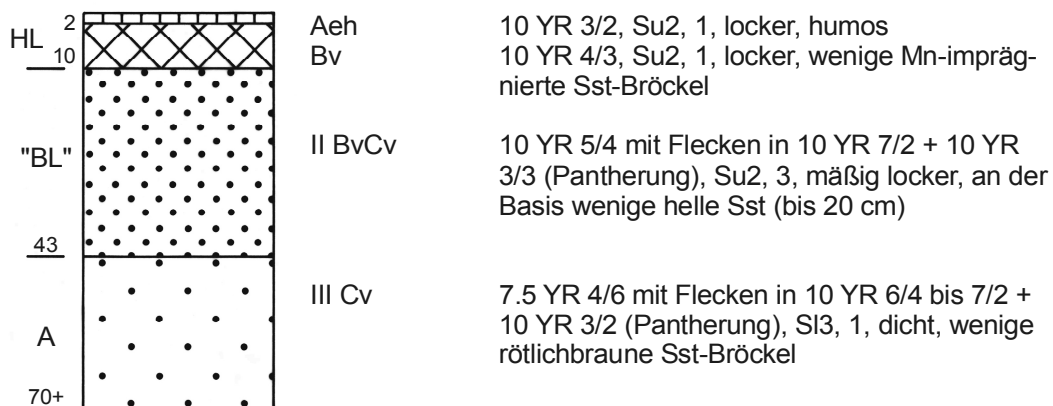
Position: Verebnung  
 Exposition: -  
 Inklination: 1°

Geologie: Mittlerer Burgsandstein  
 Bodentyp: schwach podsolige Braunerde

*Picea abies*  
*Pinus sylvestris*  
*Cytisus scoparius*  
*Fagus sylvatica*  
*Frangula alnus*

*Festuca heterophylla*  
*Galium verum*  
*Vaccinium myrtillus*

*Scleropodium purum (Hedw.) Limpr.*



A 1.2.10 Profil O10

Catena Winterranken

RW <sup>44</sup>02 910

Position: Oberhang

Geologie: Mittlerer Burgsandstein

HW <sup>55</sup>09 250

Exposition: S

Bodentyp: schwach podsolige Braunerde

Höhe: 370 müNN

Inklination: 6,5°

Vegetation:

Pinus sylvestris

Calluna vulgaris

Polytrichum commune (Hedw.)

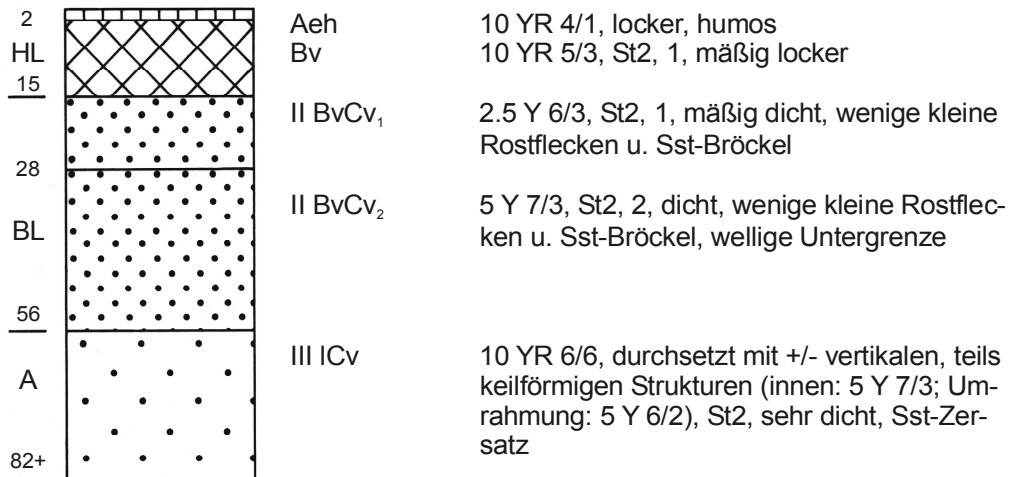
Picea abies

Festuca heterophylla

Scleropodium purum (Hedw.) Limpr.

Vaccinium myrtillus

Thuidium tamariscinum (Hedw.) Br.Eur.



A 1.2.11 Profil O11 Catena Winterranken

RW <sup>44</sup>02 890

Position: Mittelhang

Geologie: Unterer Burgsandstein/ Nürnberger Fazies

HW <sup>55</sup>09 160

Exposition: S

Bodentyp: Braunerde, im Unterboden schwach pseudo-

do-

Höhe: 358 müNN

Inklination: 7°

vergleyt u. pelosolig

Vegetation:

Pinus sylvestris

Calluna vulgaris

Polytrichum commune (*Hedw.*)

Picea abies

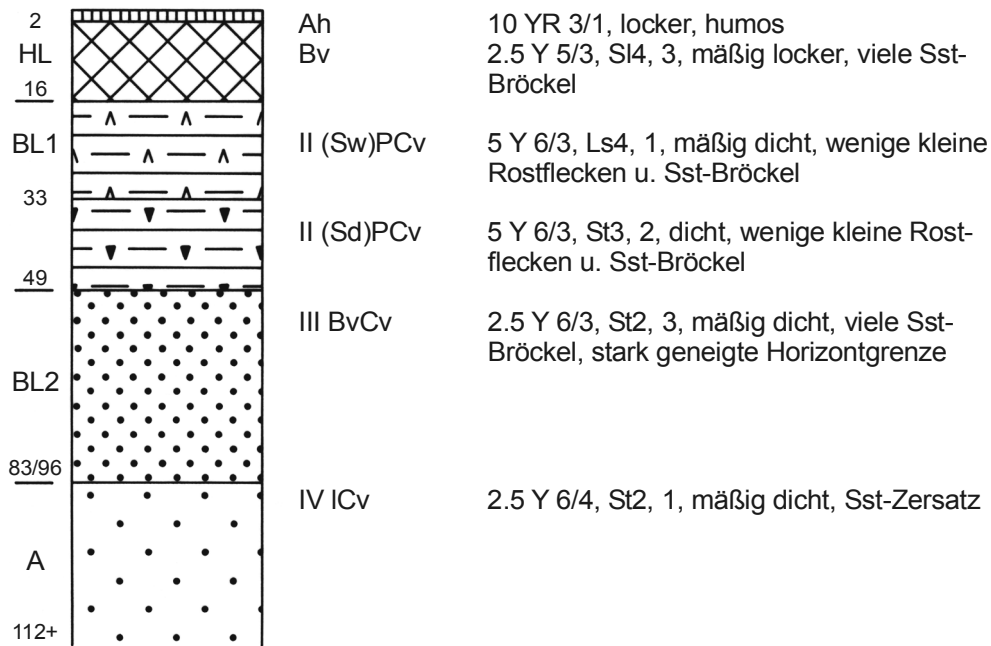
Festuca heterophylla

Scleropodium purum (*Hedw.*) *Limpr.*

Cytisus scoparius

Vaccinium myrtillus

Juniperus communis



A 1.2.12 Profil O12

RW <sup>44</sup>01 790  
 HW <sup>55</sup>08 880  
 Höhe: 337 müNN  
 Vegetation:

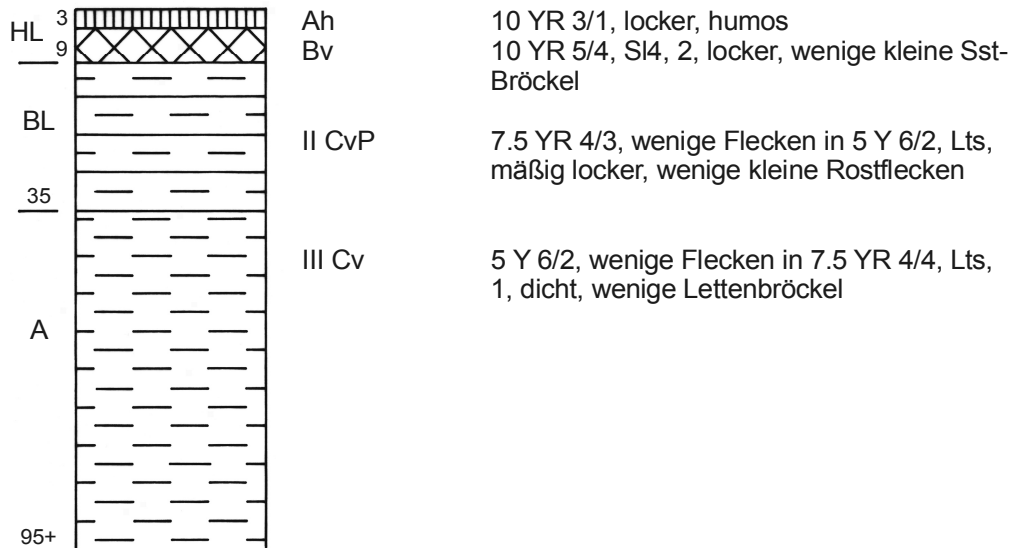
Position: Mittelhang  
 Exposition: NE  
 Inklination: 6°

Geologie: Unterer Burgsandstein/ Heldburgfazies  
 Bodentyp: Braunerde-Pelosol

*Picea abies*  
*Pinus sylvestris*  
*Quercus petraea*  
*Betula pendula*

*Dryopteris spec.*  
*Equisetum sylvaticum*  
*Luzula pilosa*  
*Rubus fruticosus*  
*Vaccinium myrtillus*

*Polytrichum commune (Hedw.)*  
*Scleropodium purum (Hedw.) Limpr.*



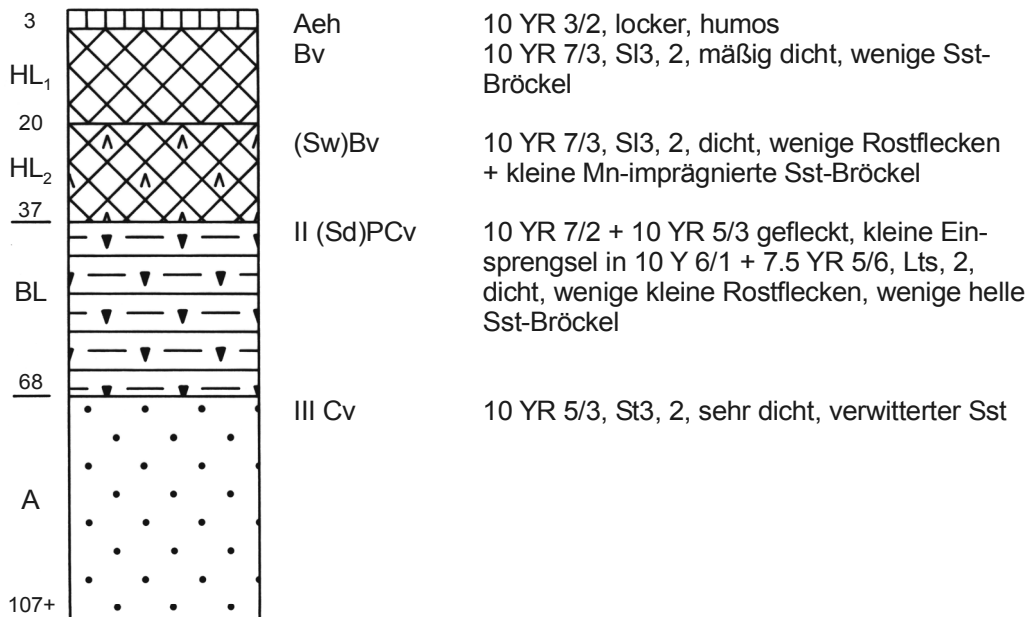
A 1.2.13 Profil O13

RW <sup>44</sup>03 095  
 HW <sup>55</sup>08 815  
 Höhe: 325 müNN  
 Vegetation:

Position: Unterhang  
 Exposition: W  
 Inklination: 4°

Geologie: Coburger Sandstein  
 Bodentyp: schwach podsolige Braunerde, im Unterboden schwach pseudovergleyt u. pelosolig

Pinus sylvestris  
 Betula pendula  
 Populus tremula  
 Quercus robur  
 Frangula alnus  
 Calluna vulgaris  
 Festuca heterophylla  
 Rubus fruticosus  
 Vaccinium myrtillus



A 1.2.14 Profil O14

RW <sup>44</sup>02 955  
 HW <sup>55</sup>08 065  
 Höhe: 317müNN  
 Vegetation:

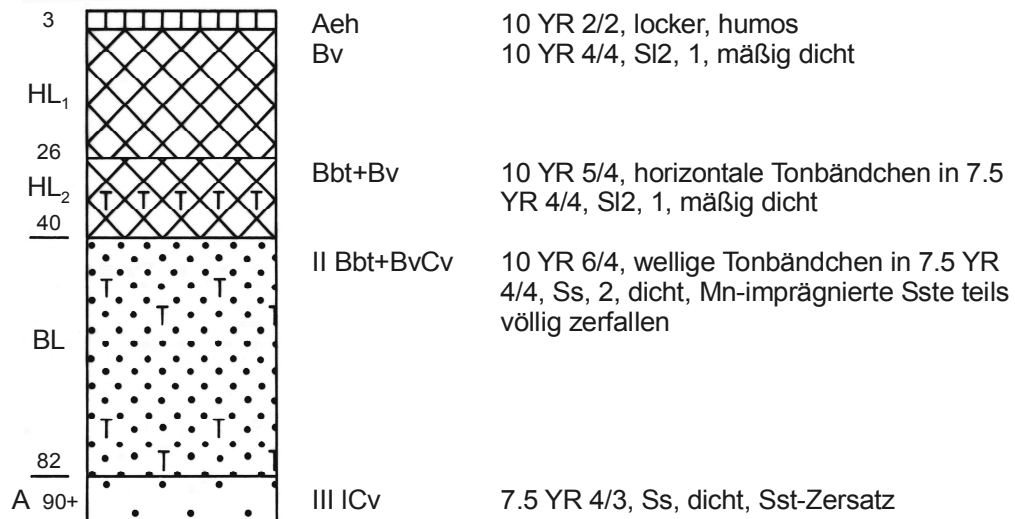
Position: Mittelhang  
 Exposition: S  
 Inklination: 8,5°

Geologie: Blasensandstein  
 Bodentyp: schwach podsolige Braunerde-Bänder-  
 parabraunerde

*Picea abies*  
*Pinus sylvestris*  
*Quercus robur*  
*Corylus avellana*  
*Frangula alnus*

*Dryopteris spec.*  
*Festuca heteophylla*  
*Mycelis muralis*  
*Rubus fruticosus*  
*Vaccinium myrtillus*

*Polytrichum commune (Hedw.)*  
*Scleropodium purum (Hedw.) Limpr.*





A 1.2.15 Profil O15

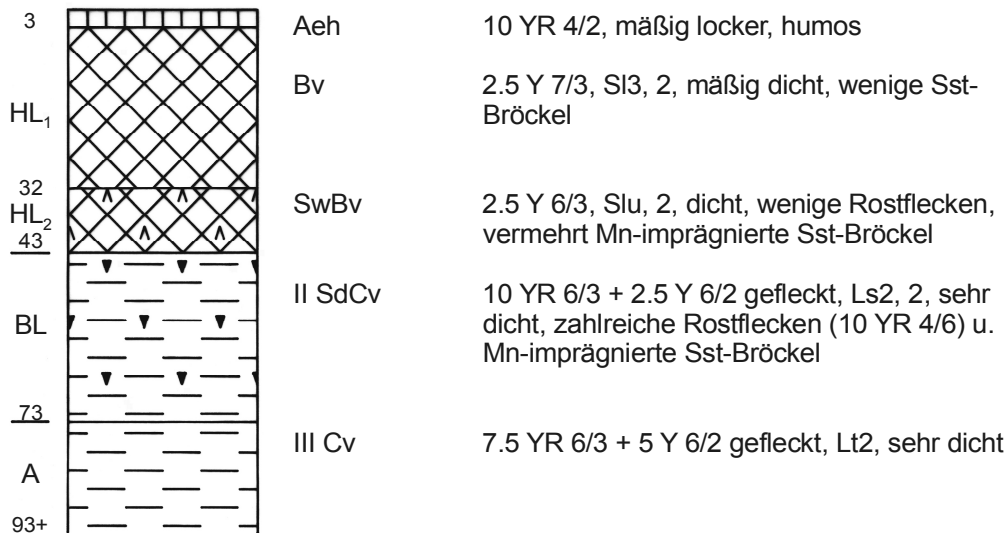
RW <sup>44</sup>01 125  
 HW <sup>55</sup>09 825  
 Höhe: 353 müNN  
 Vegetation:

Position: Mittelhang  
 Exposition: SE  
 Inklination: 6,5°

Geologie: Unterer Burgsandstein/ Heldburgfazies  
 Bodentyp: schwach podsolige Pseudogley-Braunerde

*Picea abies*  
*Pinus sylvestris*

*Festuca heterophylla*  
*Melampyrum pratense*  
*Vaccinium myrtillus*



A 1.2.16 Profil O16

RW <sup>44</sup>03 150  
 HW <sup>55</sup>10 365  
 Höhe: 378 müNN  
 Vegetation:

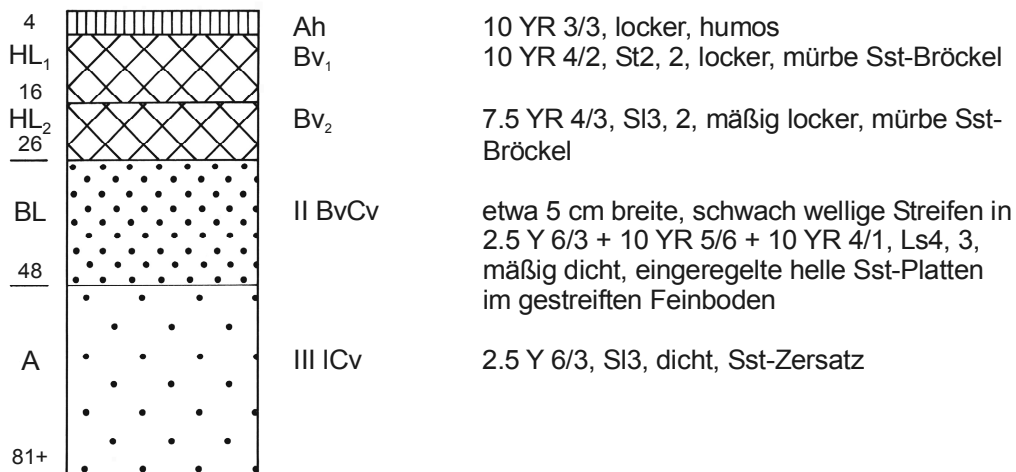
Position: Oberhang  
 Exposition: E  
 Inklination: 5°

Geologie: Mittlerer Burgsandstein  
 Bodentyp: Braunerde

*Picea abies*  
*Pinus sylvestris*  
*Fagus sylvatica*  
*Larix decidua*

*Carex gracilis*  
*Fragaria vesca*  
*Mentha arvensis*  
*Rubus fruticosus*  
*Vaccinium myrtillus*  
*Viola spec.*

*Polytrichum commune (Hedw.)*



A 1.2.17 Profil O17

RW <sup>44</sup>03 385  
 HW <sup>55</sup>11 000  
 Höhe: 335 müNN  
 Vegetation:

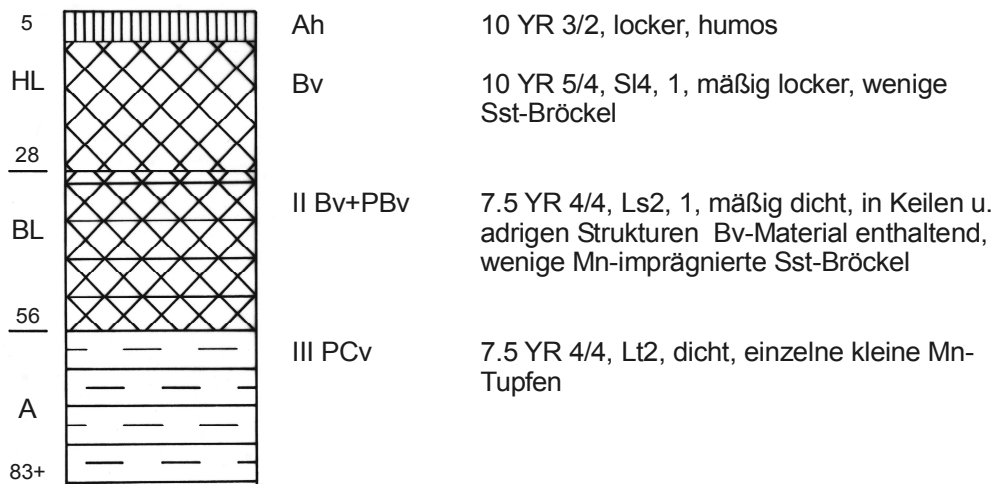
Position: Unterhang  
 Exposition: N  
 Inklination: 16°

Geologie: Unterer Burgsandstein/ Heldburgfazies  
 Bodentyp: Braunerde, im Unterboden pelosolig

*Fagus sylvatica*  
*Picea abies*  
*Pinus sylvestris*  
*Sambucus nigra*

*Aegopodium podagraria*  
*Ajuga reptans*  
*Anemone nemorosa*  
*Carex gracilis*  
*Dryopteris spec.*  
*Equisetum sylvaticum*  
*Fragaria vesca*  
*Lysimachia nummularia*  
*Stachys sylvatica*  
*Vinca minor*  
*Viola spec.*

*Plagiomnium undulatum (Hedw.) Kop.*



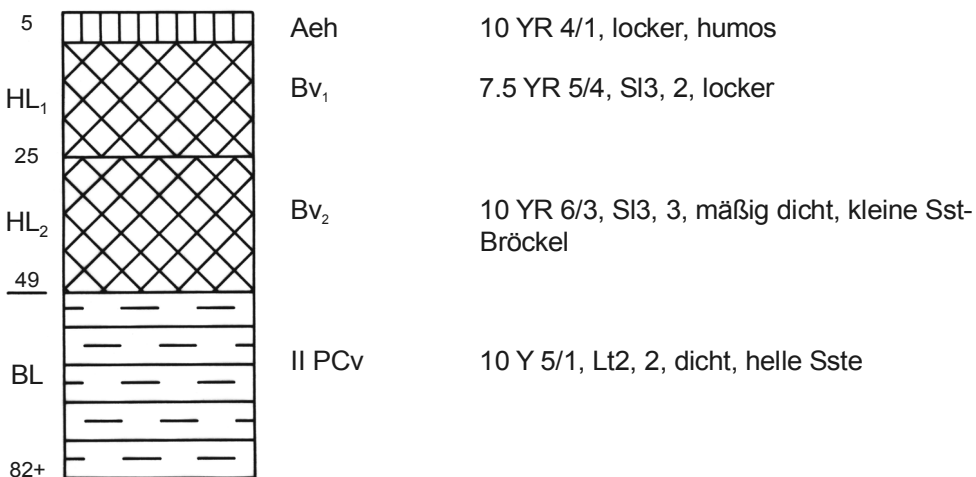
A 1.2.18 Profil O18

RW <sup>44</sup>03 365  
 HW <sup>55</sup>10 945  
 Höhe: 353 müNN  
 Vegetation:

Position: Mittelhang  
 Exposition: N  
 Inklination: 16,5°

Geologie: Unterer Burgsandstein/ Heldburgfazies  
 Bodentyp: schwach podsolige Braunerde, im Unterboden pelosolig

*Fagus sylvatica*  
*Picea abies*  
*Pinus sylvestris*

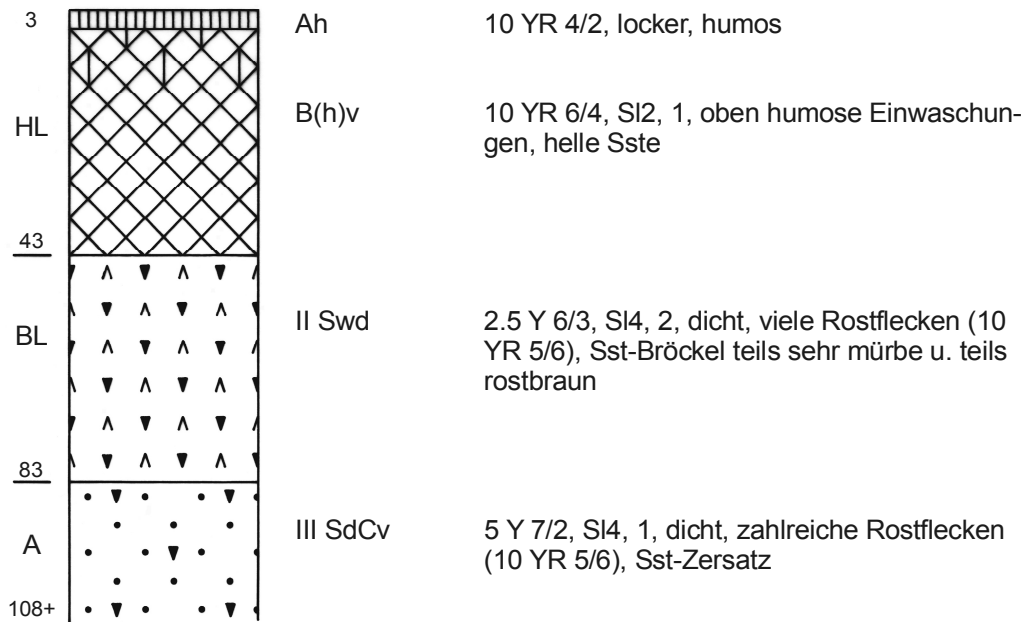


A 1.2.19 Profil O19

RW <sup>44</sup>03 630  
 HW <sup>55</sup>11 145  
 Höhe: 321,5 müNN  
 Vegetation:

Position: Unterhang      Geologie: Coburger Sandstein  
 Exposition: NW            Bodentyp: Pseudogley-Braunerde  
 Inklination: 8°

Fagus sylvatica              Melampyrum pratense  
 Picea abies                  Vaccinium myrtillus  
 Pinus sylvestris  
 Quercus robur



### **A 1.3      Analysedaten**

#### Vorbemerkungen:

Die bodenanalytischen Standardwerte sowie die Angaben zur  $KAK_{pot}$  und die bodenphysikalischen Kennwerte intensiv bearbeiteter Profile sind jeweils in einer eigenen Tabelle zusammengefaßt.

Aus Platzgründen konnten nur die Horizontsymbole, nicht jedoch die Abkürzungen der periglazialen Lagen in die Tabellen aufgenommen werden (vgl. hierzu die Profilbeschreibungen).

n.b. = nicht bestimmt

## A 1.3.1 Profil O1

## Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Skelett Gew. %	Korngrößen Gew. %							Boden- art	pH (CaCl <sub>2</sub> )	N %	C <sub>t</sub> %	Humus %	Kalk %
			gS	mS	fS	gU	mU	fU	T						
1	Ahe	-	4,1	62,3	22,9	2,5	3,5	1,1	3,6	SI2	2,9	0,09	2,24	3,5	1,5
2	Bv	1,4	4,6	51,1	23,4	7,4	5,1	3,2	5,2	SI2,1	3,4	0,04	0,51	0,6	1,3
3	II BvCv	2,1	5,0	48,4	19,4	8,3	6,5	6,3	6,0	SI2,1	3,7	0,01	0,20	-	1,6
4	III Cv	0,7	6,4	47,1	17,3	7,9	8,9	5,0	7,4	SI2,1	4,0	0,01	0,07	-	2,1

## A 1.3.2 Profil O2

## Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Skelett Gew. %	Korngrößen Gew. %							Boden- art	pH (CaCl <sub>2</sub> )	N %	C <sub>t</sub> %	Humus %	Kalk %
			gS	mS	fS	gU	mU	fU	T						
2	Bv	2,0	6,3	43,0	29,4	7,2	6,3	3,6	4,2	Su2,1	3,3	0,03	0,29	-	3,9
3	II SwBvCv	3,8	12,7	32,0	10,8	5,9	7,3	5,8	25,5	Lts,2	3,8	0,03	0,13	-	3,3
4	III SdPCv	0,1	1,1	7,8	21,5	8,0	10,7	10,2	40,6	Lts,1	4,1	0,04	0,12	-	4,4

## A 1.3.3 Profil O3

## Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Skelett Gew. %	Korngrößen Gew. %							Boden- art	pH (CaCl <sub>2</sub> )	N %	C <sub>t</sub> %	Humus %	Kalk %
			gS	mS	fS	gU	mU	fU	T						
2	SwBv	10,7	3,2	26,3	44,1	5,9	5,9	4,2	10,4	SI3,2	3,3	0,04	0,47	0,1	3,2
3	II SdBvCv	-	0,2	20,1	43,7	3,1	4,8	4,4	23,7	St3	3,8	0,03	0,16	-	1,8
4	III Cv	1,8	2,6	25,6	38,8	4,1	6,4	4,8	17,7	Ls4,1	4,6	0,02	0,03	-	1,5

## A 1.3.4 Profil O4

## Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Skelett Gew. %	Korngrößen Gew. %							Bodenart	pH (CaCl <sub>2</sub> )	N %	C <sub>t</sub> %	Humus %	Kalk %
			gS	mS	fS	gU	mU	fU	T						
2	(Al)Bv	21,2	4,2	24,2	23,5	16,7	11,1	5,5	14,8	Sl4,3	3,7	0,05	0,63	0,6	2,3
3	II B(t)cv	1,2	2,1	14,5	18,0	18,7	16,1	10,1	20,5	Ls2,1	6,3	0,03	0,40	0,1	3,0
4	III Cv	0,9	1,7	14,6	34,5	7,4	8,8	8,3	24,6	Ls4,1	6,3	0,03	0,15	-	2,5

## A 1.3.5.1 Profil O5

## Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Skelett Gew. %	Korngrößen Gew. %							Bodenart	pH (CaCl <sub>2</sub> )	N %	C <sub>t</sub> %	Humus %	Kalk %
			gS	mS	fS	gU	mU	fU	T						
2	B(h)v	16,8	5,6	36,4	33,6	5,7	6,9	4,2	7,5	Sl2,3	3,6	0,01	0,27	-	2,5
3	Bv	37,7	8,6	39,7	25,4	6,0	6,7	4,5	9,1	Sl3,3	3,7	0,01	0,15	-	2,0
4	II BvCv	11,8	4,5	46,5	23,7	2,8	4,9	3,4	14,1	Sl4,2	3,8	0,01	0,07	-	2,1
5	III Cv	0,1	0,1	1,1	47,9	11,4	11,7	7,7	20,1	Ls3,1	4,4	0,02	0,07	-	3,3

## A 1.3.5.2 Profil O5

## Potentielle Kationenaustauschkapazität

Probe	Horizont	Kationen c mol <sub>c</sub> / kg								KAK Summe cmol <sub>c</sub> /kg	Basensättigung %
		K	Na	Mg	Ca	Al	Fe	Mn	H		
2	B(h)v	0,08	0,20	0,10	0,09	1,16	0,09	0,04	2,25	4,01	11,6
3	Bv	0,10	0,59	0,74	0,35	0,61	0,07	0,01	1,25	3,72	47,7
4	II BvCv	0,25	0,13	3,12	1,52	0,62	0,07	0,01	2,00	7,72	65,0
5	III Cv	0,47	0,20	7,77	4,07	0,15	0,07	0,01	1,74	14,48	86,3

## A 1.3.5.3

## Profil O5

## Bodenphysikalische Kennwerte

Probe	Horizont	Rohdichte	effektive Lagerungsdichte	Feldkapazität	nutzbare Feldkapazität	Luftkapazität	Gesamtporenvolumen	kf-Wert
		g/cm <sup>3</sup>	g/cm <sup>3</sup>	Vol. %	Vol. %	Vol. %	Vol. %	cm/d
2	B(h)v	1,43	1,50	23,1	16,9	14,7	37,7	109
3	Bv	1,61	1,69	19,5	13,5	8,2	27,7	33
4	II BvCv	1,53	1,66	26,3	15,7	9,2	35,5	12
5	III Cv	1,72	1,90	29,0	13,0	4,5	33,5	6

## A 1.3.6

## Profil O6

## Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Skelett Gew. %	Korngrößen Gew. %							Bodenart	pH (CaCl <sub>2</sub> )	N %	C <sub>t</sub> %	Humus %	Kalk %
			gS	mS	fS	gU	mU	fU	T						
1	AhBv	4,7	3,8	35,2	23,9	6,3	8,5	7,2	15,2	Sl2,2	3,5	0,08	1,20	1,8	1,1
2	II BvCv	16,2	5,9	37,1	31,4	6,4	6,4	6,2	6,6	Sl2,3	3,6	0,01	0,25	-	2,5
3	III Cv	17,8	8,5	45,3	25,2	5,2	6,0	5,0	4,8	Su2,3	3,7	0,01	0,14	-	2,4

## A 1.3.7

## Profil O7

## Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Skelett Gew. %	Korngrößen Gew. %							Bodenart	pH (CaCl <sub>2</sub> )	N %	C <sub>t</sub> %	Humus %	Kalk %
			gS	mS	fS	gU	mU	fU	T						
2	B(h)v	18,6	5,2	29,6	28,3	8,8	10,3	6,4	11,4	Sl3,3	3,2	0,03	0,73	0,8	2,2
3	BvSw	21,0	7,9	23,1	26,9	8,9	11,1	6,7	15,3	Sl4,3	3,5	0,02	0,31	0,1	2,3
4	II PSd	17,4	4,5	15,7	18,6	9,0	11,7	7,8	32,8	Lts,3	3,8	0,04	0,13	-	3,1
5	III Cv	0,3	2,7	9,7	27,6	9,7	14,0	9,7	26,6	Lt2,1	5,6	0,02	0,07	-	2,6

## A 1.3.8.1 Profil O8

## Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Skelett Gew. %	Korngrößen Gew. %							Boden- art	pH (CaCl <sub>2</sub> )	N %	C <sub>t</sub> %	Humus %	Kalk %
			gS	mS	fS	gU	mU	fU	T						
2	Bsv	2,9	11,9	53,1	21,4	3,5	2,7	1,9	5,5	St2,1	3,7	0,03	0,54	0,5	2,0
3	Bv	1,7	8,7	48,3	26,2	3,7	3,9	3,4	5,9	Sl2,1	3,7	0,03	0,28	-	3,0
4	II BvCv	12,5	20,0	48,1	14,3	3,7	4,8	3,8	5,4	Sl2,2	3,8	0,02	0,10	-	1,2
	III Cv	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
5	IV Cv	15,4	10,5	32,6	19,5	3,3	6,0	6,1	22,2	Ls4,3	4,2	0,02	0,09	-	2,6

## A 1.3.8.2 Profil O8

## Potentielle Kationenaustauschkapazität

Probe	Horizont	Kationen cmol <sub>c</sub> /kg								KAK Summe cmol <sub>c</sub> /kg	Basen- sättigung %
		K	Na	Mg	Ca	Al	Fe	Mn	H		
2	Bsv	0,10	6,30	0,04	0,14	0,83	0,12	0,10	5,24	12,87	51,1
3	Bv	0,10	7,99	0,04	0,09	0,55	0,08	0,08	4,24	13,19	62,4
4	II BvCv	0,08	6,65	0,05	0,06	0,51	0,04	0,06	3,75	11,20	61,1
	III Cv	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
5	IV Cv	0,39	2,17	3,90	3,57	0,08	0,04	0,02	3,99	14,15	70,8

## A 1.3.8.3 Profil O8

## Bodenphysikalische Kennwerte

Probe	Horizont	Rohdichte	effektive Lagerungs- dichte	Feld- kapazität	nutzbare Feldkapazität	Luft- kapazität	Gesamt- poren- volumen	kf- Wert
		g/cm <sup>3</sup>	g/cm <sup>3</sup>	Vol. %	Vol. %	Vol. %	Vol. %	cm/d
2	Bsv	1,41	1,46	25,5	18,1	18,1	43,6	91
3	Bv	1,46	1,51	25,7	18,8	16,3	42,0	109
4	II BvCv	1,49	1,54	23,8	17,4	15,1	39,0	36
	III Cv	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
5	IV Cv	1,66	1,86	25,1	11,2	4,0	29,2	6



## A 1.3.9 Profil O9

## Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Skelett Gew. %	Korngrößen Gew. %							Boden- art	pH (CaCl <sub>2</sub> )	N %	C <sub>t</sub> %	Humus %	Kalk %
			gS	mS	fS	gU	mU	fU	T						
1	Aeh	0,3	9,8	56,9	18,7	2,5	6,6	3,1	2,4	Su2,1	3,4	0,10	2,31	3,6	1,9
2	Bv	2,2	9,9	52,6	20,7	8,7	6,3	1,2	0,8	Su2,1	3,9	0,05	0,76	1,1	0,8
3	II BvCv	18,1	8,9	55,4	14,0	5,4	11,0	3,8	1,5	Su2,3	4,5	0,02	0,14	-	1,7
4	III Cv	1,3	4,3	52,6	12,9	5,1	6,6	6,5	12,0	SI3,1	4,4	0,01	0,13	-	2,2

## A 1.3.10 Profil O10

## Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Skelett Gew. %	Korngrößen Gew. %							Boden- art	pH (CaCl <sub>2</sub> )	N %	C <sub>t</sub> %	Humus %	Kalk %
			gS	mS	fS	gU	mU	fU	T						
2	Bv	0,1	7,2	50,0	22,1	3,1	3,1	2,6	11,9	St2,1	3,2	0,07	1,08	1,0	4,0
3	II BvCv <sub>1</sub>	2,5	15,0	58,5	9,8	1,8	2,0	1,6	11,3	St2,1	3,7	0,03	0,21	-	3,3
4	II BvCv <sub>2</sub>	3,8	13,5	65,8	4,4	1,6	0,5	1,5	12,6	St2,2	3,9	0,02	0,03	-	3,9
5	III ICv	-	10,0	62,2	9,1	1,8	2,0	1,6	13,2	St2	3,9	0,01	0,05	-	3,0

## A 1.3.11.1 Profil O11

## Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Skelett Gew. %	Korngrößen Gew. %							Boden- art	pH (CaCl <sub>2</sub> )	N %	C <sub>t</sub> %	Humus %	Kalk %
			gS	mS	fS	gU	mU	fU	T						
2	Bv	22,0	5,4	27,8	39,2	4,4	5,1	4,6	13,4	SI4,3	3,7	0,02	0,29	-	3,1
3	II (Sw)PCv	0,2	0,6	14,9	41,3	6,3	8,5	5,3	23,0	Ls4,1	3,8	0,03	0,16	-	4,0
4	II (Sd)PCv	3,5	1,8	15,9	44,3	4,7	5,8	3,0	24,6	St3,2	3,7	0,01	0,15	-	4,1
5	III BvCv	30,7	17,6	55,3	7,7	1,3	2,2	2,9	12,9	St2,3	4,1	0,01	0,03	-	3,2
6	IV ICv	0,9	7,1	64,4	9,6	1,8	1,2	2,6	13,2	St2,1	4,2	0,01	0,07	-	3,2

## A 1.3.11.2 Profil O11

## Potentielle Kationenaustauschkapazität

Probe	Horizont	Kationen cmol <sub>c</sub> /kg								KAK Summe cmol <sub>c</sub> /kg	Basen- sättigung %
		K	Na	Mg	Ca	Al	Fe	Mn	H		
2	Bv	0,23	0,06	0,86	1,23	0,09	0,04	0,07	2,49	5,05	46,9
3	II (Sw)PCv	0,42	0,07	4,03	3,77	0,05	0,03	0,01	3,50	11,88	69,8
4	II (Sd)PCv	0,47	0,11	5,17	4,63	-	0,03	0,01	3,24	13,65	76,0
5	III BvCv	0,24	0,07	2,34	2,29	-	0,02	0,02	0,75	5,72	86,3
6	IV ICv	0,24	0,05	2,51	2,47	-	0,02	0,01	0,50	5,80	90,9

## A 1.3.11.3 Profil O11

## Bodenphysikalische Kennwerte

Probe	Horizont	Rohdichte	effektive Lagerungs- dichte	Feld- kapazität	nutzbare Feldkapazität	Luft- kapazität	Gesamt- poren- volumen	kf- Wert
		g/cm <sup>3</sup>	g/cm <sup>3</sup>	Vol. %	Vol. %	Vol. %	Vol. %	cm/d
2	Bv	1,44	1,56	28,2	17,5	10,2	38,4	43
3	II (Sw)PCv	1,53	1,74	31,5	16,0	8,0	39,5	14
4	II (Sd)PCv	1,69	1,92	25,4	11,7	6,8	32,2	7
5	III BvCv	1,62	1,73	18,3	11,1	12,3	30,6	79
6	IV ICv	1,62	1,74	22,9	13,9	15,4	38,3	79

## A 1.3.12 Profil O12

## Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Skelett Gew. %	Korngrößen Gew. %							Boden- art	pH (CaCl <sub>2</sub> )	N %	C <sub>t</sub> %	Humus %	Kalk %
			gS	mS	fS	gU	mU	fU	T						
2	Bv	6,7	5,0	22,1	25,3	14,5	11,8	4,8	16,4	Sl4, 2	3,2	0,05	0,80	0,6	3,5
3	II CvP	-	3,7	17,6	17,3	10,2	10,4	6,0	34,9	Lts	3,5	0,04	0,21	-	3,4
4	III Cv	0,4	4,1	18,5	16,4	10,6	11,9	5,1	33,3	Lts, 1	3,7	0,01	0,09	-	3,3

## A 1.3.13.1 Profil O13

## Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Skelett Gew. %	Korngrößen Gew. %							Boden- art	pH (CaCl <sub>2</sub> )	N %	C <sub>t</sub> %	Humus %	Kalk %
			gS	mS	fS	gU	mU	fU	T						
2	Bv	5,6	4,1	29,8	22,8	12,9	13,2	6,9	10,4	SI3, 2	3,7	0,04	0,70	0,5	3,6
3	(Sw)Bv	9,1	6,0	30,1	23,1	9,9	12,9	6,6	11,4	SI3, 2	3,7	0,02	0,20	-	2,6
4	II (Sd)PCv	4,7	5,5	26,5	20,2	5,6	6,1	3,9	32,1	Lts, 2	3,9	0,03	0,12	-	2,2
5	III Cv	12,9	8,8	35,3	23,1	4,6	5,2	3,1	20,0	St3, 2	5,4	0,02	0,11	-	2,5

## A 1.3.13.2 Profil O13

## Potentielle Kationenaustauschkapazität

Probe	Horizont	Kationen cmol <sub>c</sub> /kg								KAK Summe cmol <sub>c</sub> /kg	Basen- sättigung %
		K	Na	Mg	Ca	Al	Fe	Mn	H		
2	Bv	0,07	2,61	0,12	0,10	0,94	0,11	0,03	3,74	7,72	37,5
3	(Sw)Bv	0,11	1,37	0,72	0,64	0,48	0,06	0,03	2,75	6,15	46,0
4	II (Sd)PCv	0,35	2,02	7,08	3,07	0,13	0,05	0,01	4,48	17,19	72,8
5	III Cv	0,31	0,34	6,88	5,21	0,09	0,04	0,01	1,50	14,38	88,6

## A 1.3.13.3 Profil O13

## Bodenphysikalische Kennwerte

Probe	Horizont	Rohdichte	effektive Lagerungs- dichte	Feld- kapazität	nutzbare Feldkapazität	Luft- kapazität	Gesamt- poren- volumen	kf- Wert
		g/cm <sup>3</sup>	g/cm <sup>3</sup>	Vol. %	Vol. %	Vol. %	Vol. %	cm/d
2	Bv	1,50	1,59	29,4	20,7	12,0	41,4	47
3	(Sw)Bv	1,72	1,82	22,1	14,6	6,6	28,6	15
4	II (Sd)PCv	1,80	2,08	31,0	10,2	3,4	34,4	3
5	III Cv	1,87	2,05	23,8	11,0	6,4	30,2	7

## A 1.3.14.1 Profil O14

## Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Skelett Gew. %	Korngrößen Gew. %							Boden- art	pH (CaCl <sub>2</sub> )	N %	C <sub>t</sub> %	Humus %	Kalk %
			gS	mS	fS	gU	mU	fU	T						
2	Bv	1,1	13,3	45,5	21,5	6,4	5,3	2,7	5,3	SI2, 1	3,5	0,03	0,37	-	3,1
3	Bbt+Bv	1,4	13,7	45,0	13,4	8,5	8,1	4,2	7,0	SI2, 1	3,9	0,03	0,19	-	2,9
4	II Bbt+BvCv	6,7	24,5	58,0	6,8	1,7	3,0	2,0	4,1	Ss, 2	4,4	0,03	0,12	-	3,2
5	III ICv	-	27,1	58,3	4,7	0,9	2,0	2,4	4,5	Ss	4,5	0,02	0,08	-	2,2

## A 1.3.14.2 Profil O14

## Potentielle Kationenaustauschkapazität

Probe	Horizont	Kationen cmol <sub>c</sub> /kg								KAK Summe cmol <sub>e</sub> /kg	Basen- sättigung %
		K	Na	Mg	Ca	Al	Fe	Mn	H		
2	Bv	0,06	0,11	0,07	0,09	1,26	0,12	0,04	6,00	7,75	4,3
3	Bbt+Bv	0,10	0,11	0,46	0,56	0,56	0,06	0,03	2,50	4,36	27,9
4	II Bbt+BvCv	0,13	0,09	1,32	1,09	0,19	0,06	0,01	0,25	3,12	83,9
5	III ICv	0,19	0,20	1,93	1,85	0,16	0,04	0,01	1,00	5,38	77,5

## A 1.3.14.3 Profil O14

## Bodenphysikalische Kennwerte

Probe	Horizont	Rohdichte	effektive Lagerungs- dichte	Feld- kapazität	nutzbare Feldkapazität	Luft- kapazität	Gesamt- poren- volumen	kf- Wert
		g/cm <sup>3</sup>	g/cm <sup>3</sup>	Vol. %	Vol. %	Vol. %	Vol. %	cm/d
2	Bv	1,55	1,60	23,8	17,4	12,4	36,2	49
3	Bbt+Bv	1,65	1,71	23,8	17,3	12,4	36,2	49
4	II Bbt+BvCv	1,69	1,73	15,8	10,0	18,6	34,4	281
5	III ICv	1,70	1,74	16,5	10,5	19,5	36,0	281

## A 1.3.15 Profil O15

## Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Skelett Gew. %	Korngrößen Gew. %							Bodenart	pH (CaCl <sub>2</sub> )	N %	C <sub>t</sub> %	Humus %	Kalk %
			gS	mS	fS	gU	mU	fU	T						
2	Bv	3,2	3,4	21,5	23,9	16,9	15,9	6,7	11,6	SI3, 2	3,3	0,03	0,46	0,2	3,1
3	SwBv	13,6	3,7	19,4	21,1	18,0	16,6	6,9	14,3	Slu, 2	3,4	0,03	0,25	-	2,4
4	II SdCv	14,0	3,9	16,8	17,9	18,9	16,9	6,8	19,0	Ls2, 2	3,5	0,04	0,17	-	3,1
5	III Cv	-	1,5	14,0	17,8	16,8	16,1	8,0	25,7	Lt2	3,6	0,03	0,14	-	3,4

## A 1.3.16 Profil O16

## Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Skelett Gew. %	Korngrößen Gew. %							Bodenart	pH (CaCl <sub>2</sub> )	N %	C <sub>t</sub> %	Humus %	Kalk %
			gS	mS	fS	gU	mU	fU	T						
2	Bv <sub>1</sub>	11,8	31,4	36,6	13,7	3,0	3,4	2,8	9,1	St2, 2	3,7	0,03	0,40	-	5,1
3	Bv <sub>2</sub>	13,2	32,7	35,5	11,2	2,2	3,7	4,7	10,1	SI3, 2	3,7	0,04	0,21	-	3,4
4	II BvCv	36,4	1,5	26,1	36,6	5,7	7,4	4,0	18,6	Ls4, 3	4,1	0,03	0,10	-	3,8
5	III ICv	-	8,8	49,6	21,7	5,1	4,2	2,2	8,3	SI3	4,1	0,03	0,06	-	3,4

## A 1.3.17 Profil O17

## Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Skelett Gew. %	Korngrößen Gew. %							Bodenart	pH (CaCl <sub>2</sub> )	N %	C <sub>t</sub> %	Humus %	Kalk %
			gS	mS	fS	gU	mU	fU	T						
2	Bv	1,5	2,3	22,9	21,2	14,7	17,5	7,7	13,8	SI4, 1	3,4	0,05	0,45	0,5	1,3
3	II Bv+PBv	0,6	1,6	14,1	16,4	20,6	17,5	8,1	21,7	Ls2, 1	3,9	0,03	0,20	-	3,1
4	III PCv	-	1,9	13,1	14,2	20,5	17,2	7,1	25,9	Lt2	3,9	0,04	0,14	-	2,9

## A 1.3.18.1 Profil O18

## Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Skelett Gew. %	Korngrößen Gew. %							Boden- art	pH (CaCl <sub>2</sub> )	N %	C <sub>t</sub> %	Humus %	Kalk %
			gS	mS	fS	gU	mU	fU	T						
2	Bv <sub>1</sub>	3,4	3,8	33,8	30,0	8,7	10,0	5,0	8,7	SI3, 2	3,5	0,04	0,59	0,3	3,4
3	Bv <sub>2</sub>	17,2	3,2	40,2	31,6	3,4	4,7	5,1	11,8	SI3, 3	3,8	0,03	0,13	-	4,9
4	II PCv	3,0	0,5	12,4	22,5	11,2	12,9	10,1	30,4	Lt2, 2	3,8	0,03	0,13	-	4,4

## A 1.3.18.2 Profil O18

## Potentielle Kationenaustauschkapazität

Probe	Horizont	Kationen cmol <sub>c</sub> /kg								KAK Summe cmol <sub>c</sub> /kg	Basen- sättigung %
		K	Na	Mg	Ca	Al	Fe	Mn	H		
2	Bv <sub>1</sub>	0,11	1,48	0,03	0,06	1,18	0,16	0,07	2,97	6,06	27,7
3	Bv <sub>2</sub>	0,24	2,46	2,03	1,53	0,44	0,06	0,03	3,23	10,01	62,5
4	II PCv	0,68	1,67	5,84	6,98	0,13	0,05	0,01	5,47	20,84	72,8

## A 1.3.18.3 Profil O18

## Bodenphysikalische Kennwerte

Probe	Horizont	Rohdichte	effektive Lagerungs- dichte	Feld- kapazität	nutzbare Feldkapazität	Luft- kapazität	Gesamt- poren- volumen	kf- Wert
		g/cm <sup>3</sup>	g/cm <sup>3</sup>	Vol. %	Vol. %	Vol. %	Vol. %	cm/d
2	Bv <sub>1</sub>	1,20	1,28	29,8	21,0	12,2	42,0	47
3	Bv <sub>2</sub>	1,55	1,65	23,0	15,9	9,7	32,8	33
4	II PCv	1,69	1,97	32,8	10,8	3,4	36,3	4

Probe	Horizont	Skelett Gew. %	Korngrößen Gew. %							Boden- art	pH (CaCl <sub>2</sub> )	N %	C <sub>t</sub> %	Humus %	Kalk %
			gS	mS	fS	gU	mU	fU	T						
2	B(h)v	1,2	1,9	34,2	43,8	4,8	4,8	4,1	6,4	SI2, 1	3,3	0,03	0,43	-	3,8
3	II Swd	6,6	0,9	32,4	37,4	4,4	6,8	5,2	12,8	SI4, 2	3,3	0,03	0,16	-	4,8
4	III SdCv	1,3	0,7	43,7	29,5	2,4	4,3	3,9	15,4	SI4, 1	3,5	0,03	0,12	-	3,5

## **A 2      UG Scheinfeld**

### **A 2.1      Morphographische Karten**

A 2.1.1      Höhengschichten

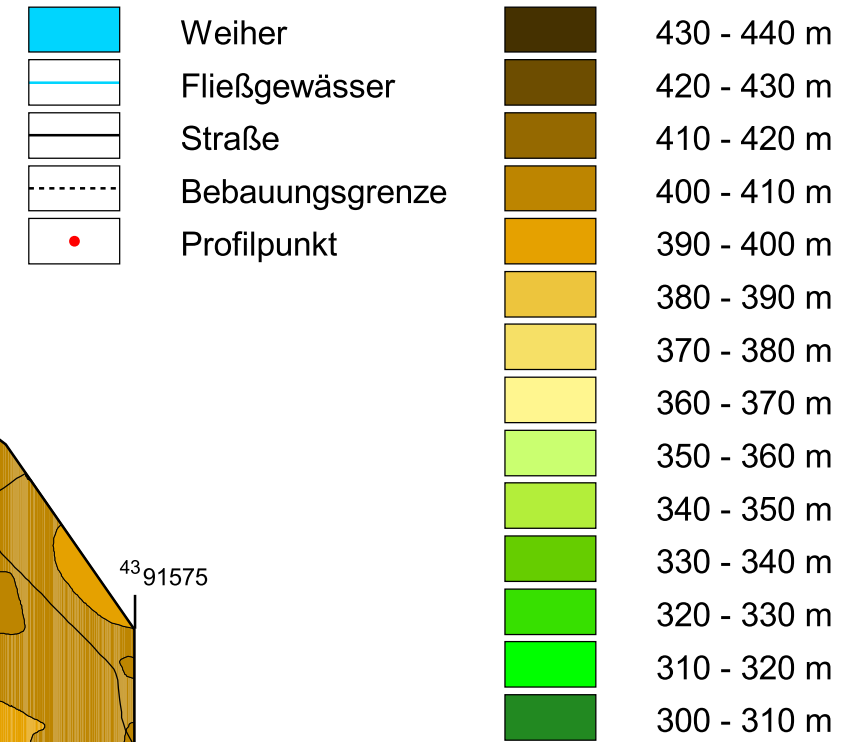
A 2.1.2      Hangneigung

A 2.1.3      Wölbung



# Untersuchungsgebiet Scheinfeld

## Höhenschichten

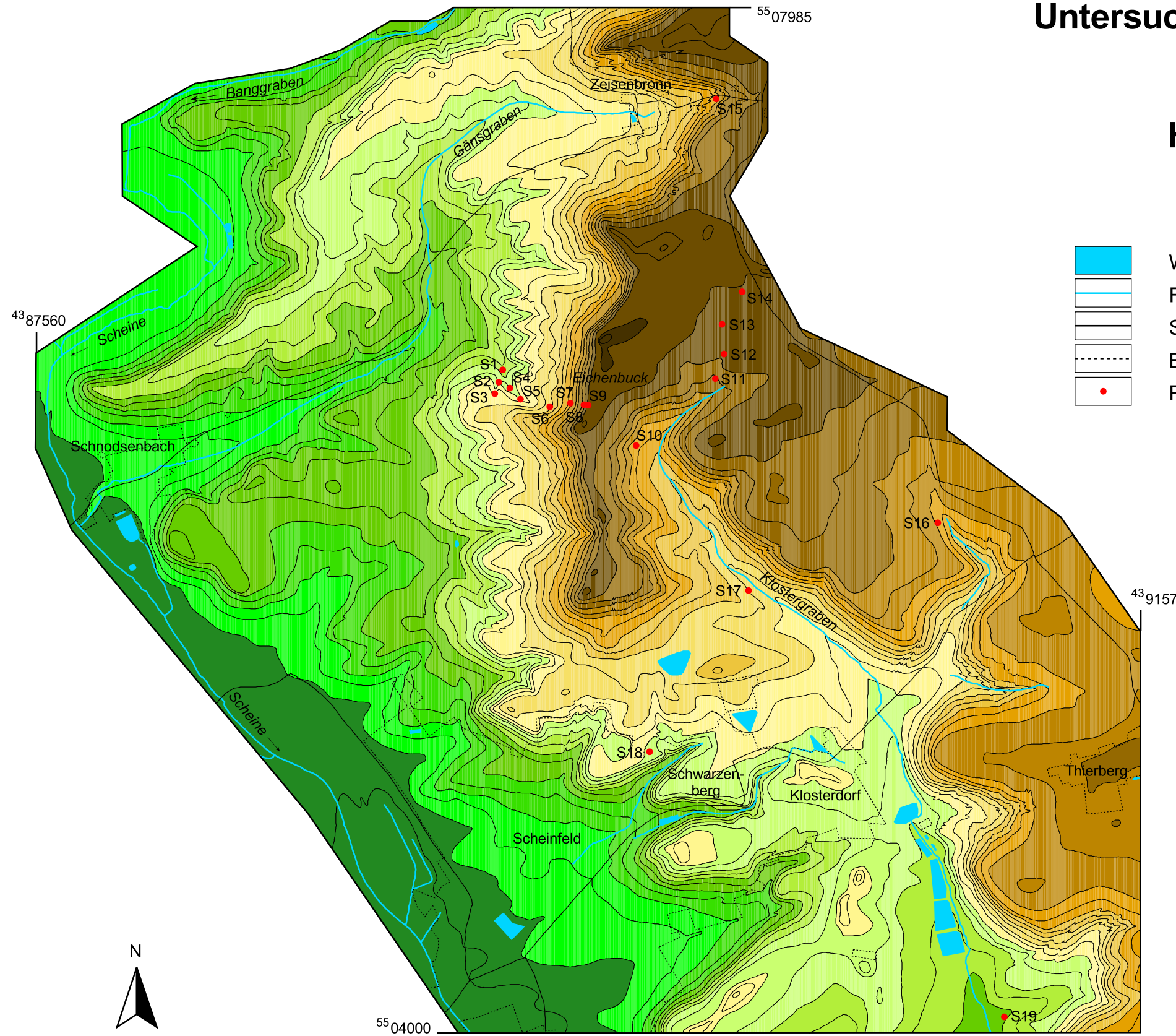


Maßstab 1:18.000



Kartiergrundlage:  
Vergrößerung der TOK 1:25.000  
Blatt 6328 Scheinfeld (1995)










Bearbeitung:  
Margit Pfeiffer (1999)



# Untersuchungsgebiet Scheinfeld

## Hangneigung

### Hangneigungsklassen

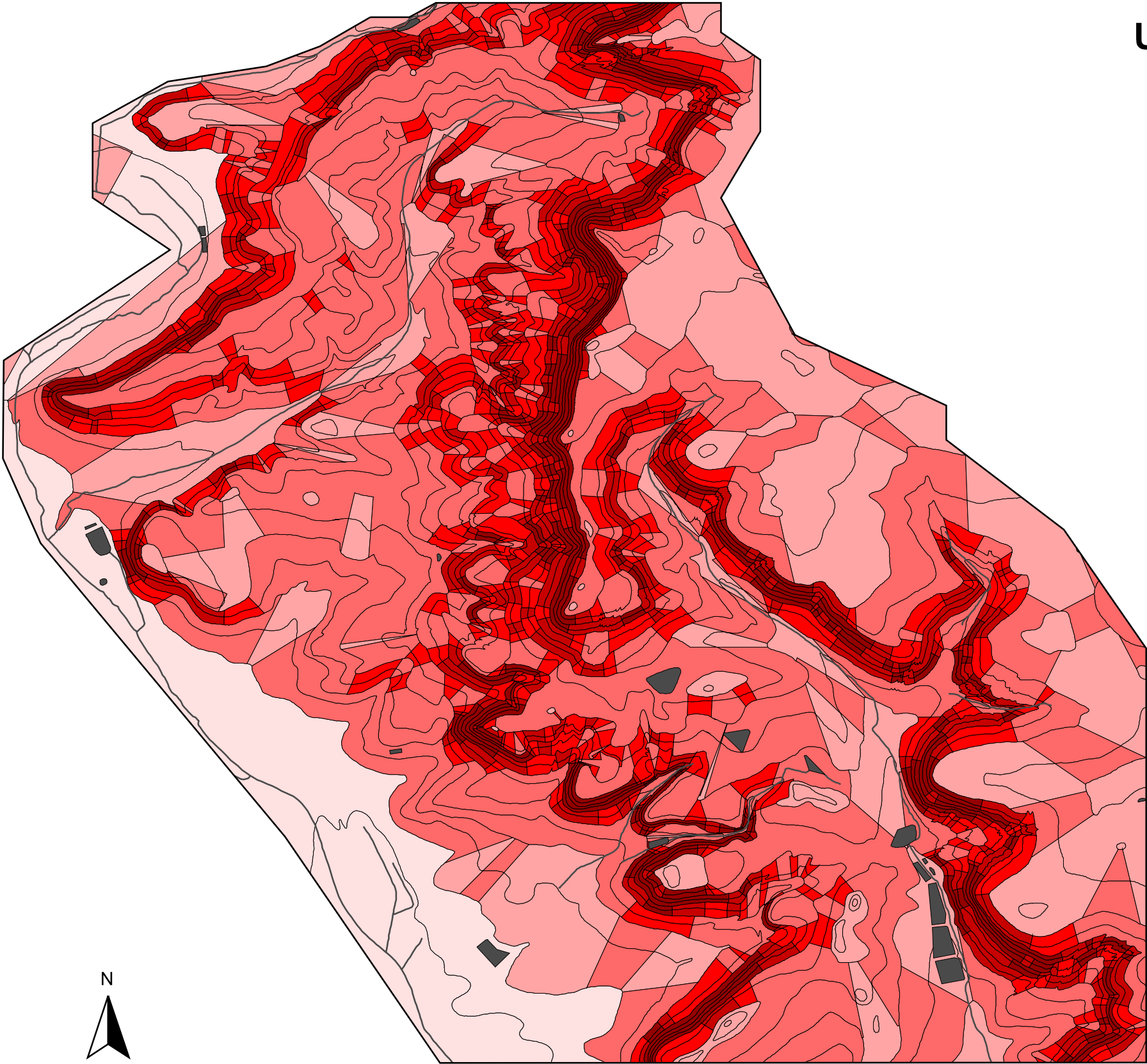
-  bis 0.5°
-  über 0.5° bis 2°
-  über 2° bis 7°
-  über 7° bis 11°
-  über 11° bis 15°
-  über 15° bis 35°
-  über 35°
-  Weiher
-  Fließgewässer

Maßstab 1:18.000



Kartiergrundlage:  
Vergrößerung der TOK 1:25.000  
Blatt 6328 Scheinfeld (1995)

Bearbeitung:  
Margit Pfeiffer (1999)





# Untersuchungsgebiet Scheinfeld

## Wölbung

-  konvexe Reliefbereiche
-  konkave Reliefbereiche
-  Bebauung
-  Weiher
-  Fließgewässer
-  Isohypse
-  Profilpunkt

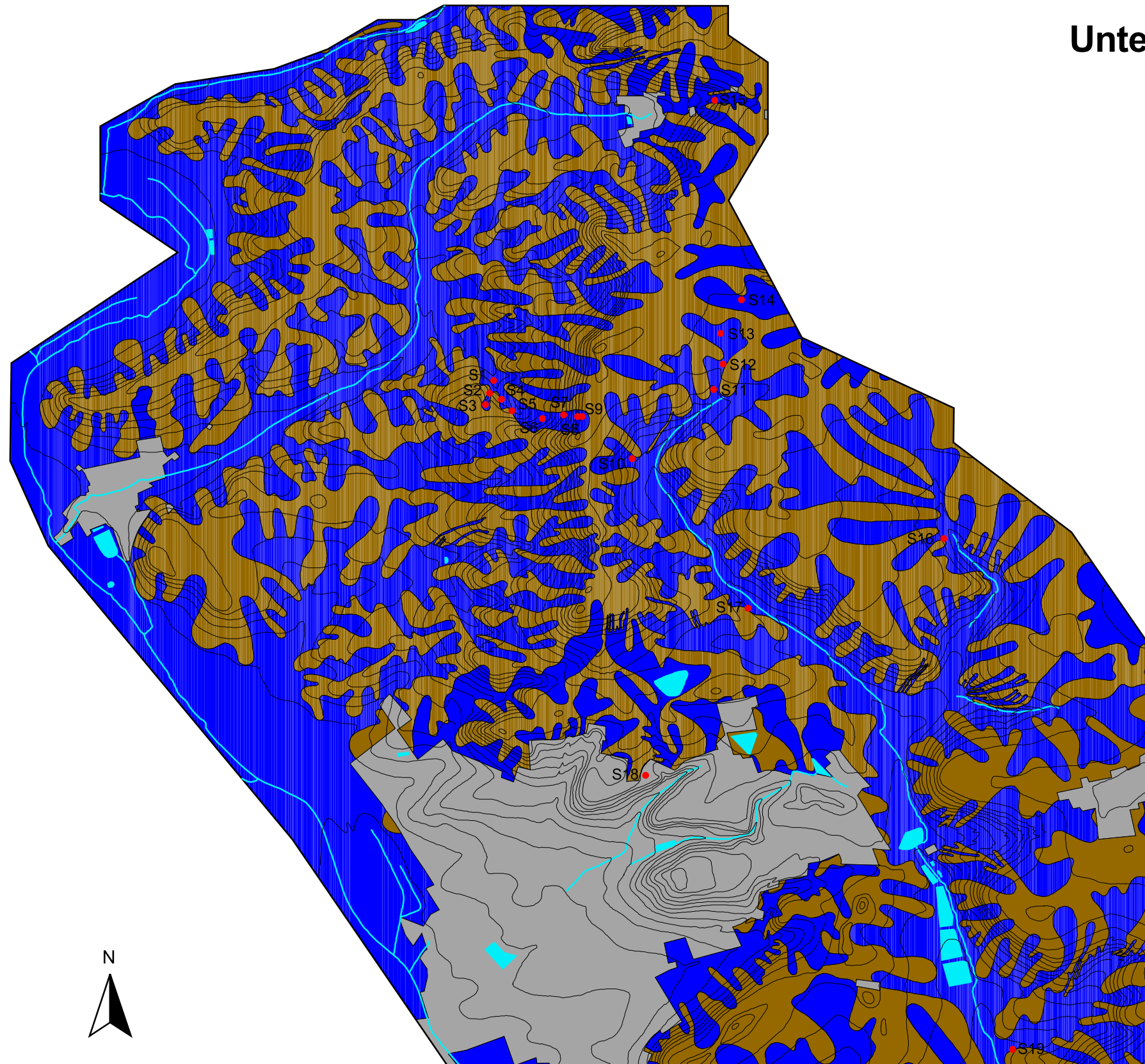
Maßstab 1:18.000

0 500 1000 Meter



Kartiergrundlage:  
Vergrößerung der TOK 1:25.000  
Blatt 6328 Scheinfeld (1995)

Bearbeitung:  
Margit Pfeiffer (1999)



## A 2.2 Profilbeschreibungen

### Vorbemerkungen:














Jedes Bodenprofil wird durch Angaben zu Lage, Relief und geologischem Untergrund kurz charakterisiert und bodentypologisch eingeordnet.

Für die Bestimmung der Vegetation fand folgende Literatur Verwendung:

- AICHELE & SCHWEGLER 1991
- FRAHM & FREY 1983
- JAHNS 1987
- KREMER & MUHLE 1991
- NYHOLM 1954
- OBERDORFER 1994
- SCHAUER & CASPARI 1989

Die Bodenprofilsäulen sind wie folgt aufgebaut:

- auf der linken Seite finden sich die Tiefenangaben in cm und die Abkürzungen für die periglazialen Lagen bzw. das Anstehende (vgl. Legende). Die tiefgestellten Ziffern bei der Hauptlage geben deren Zweiteilung an, während normal große Ziffern bei der Basislage oder dem Anstehenden einen Schichtwechsel ausdrücken. Steht die Basislage in Anführungszeichen, so konnten aufgrund der geringen Neigung darin keine Anzeichen lateraler Umlagerung festgestellt werden; die periglaziale Lage müßte folglich als Umlagerungszone bezeichnet werden (vgl. Kap. 8).
- in der Profilsäule werden die einzelnen Bodenhorizonte durch verschiedene Raster symbolisiert (vgl. Legende).
- auf der rechten Seite stehen die Horizontsymbole, daneben die Angaben zur Bodenfarbe gemäß Munsell Soil Color Chart (1994), Kurzzeichen der Bodenartenuntergruppe, Gemengeanteilsklasse des Grobbodens (AG BODEN 1994, S. 135, 141), Bodendichte, besondere pedogenetische Merkmale wie z.B. Hydromorphie und zusätzliche Angaben zum Grobboden (Sst = Sandstein).

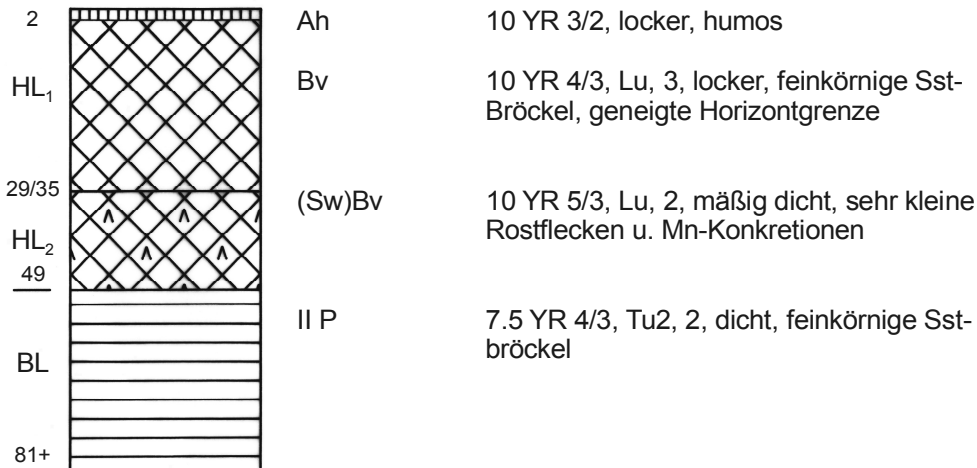
<b>Legende:</b> HL Hauptlage BL Basislage A Anstehendes   Humosität	 Bv	 M	 l
	 BvCv	 P	 t
	 Cv (sandig)	 Cv (tonig)	 s
	 Sw	 Sd	 c

A 2.2.1 Profil S1 Catena Eichenbuck

RW <sup>36</sup>05 775 Position: Mittelhang Geologie: Estherienschichten  
 HW <sup>55</sup>06 555 Exposition: NE Bodentyp: schwach pseudovergleyte Pelosol-  
 Höhe: 348 müNN Inklination: 4° Braunerde

Vegetation:

Betula pendula	Ajuga reptans
Fagus sylvatica	Carex sylvatica
Picea abies	Dryopteris spec.
Pinus sylvestris	Geranium robertianum
Fraxinus excelsior	Oxalis acetosella
Sambucus nigra	Rubus fruticosus

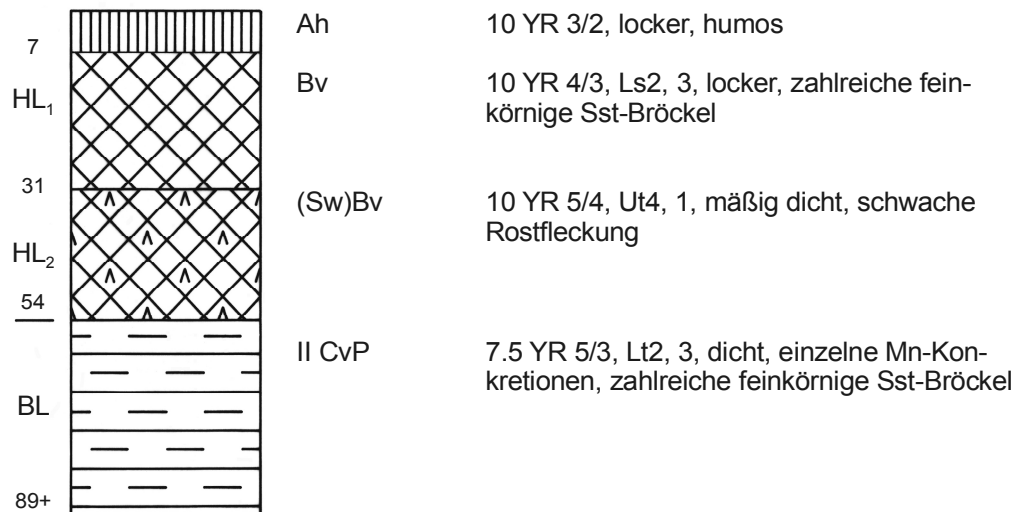


A 2.2.2 Profil S2 Catena Eichenbuck

RW <sup>36</sup>05 765 Position: Mittelhang Geologie: Estherienschichten  
 HW <sup>55</sup>06 505 Exposition: NE Bodentyp: schwach pseudovergleyte Pelosol-  
 Höhe: 356 müNN Inklination: 10° Braunerde

Vegetation:

Betula pendula	Anemone nemorosa
Fagus sylvatica	Dryopteris spec.
Populus tremula	Rubus fruticosus
Quercus petraea	
Sambucus nigra	

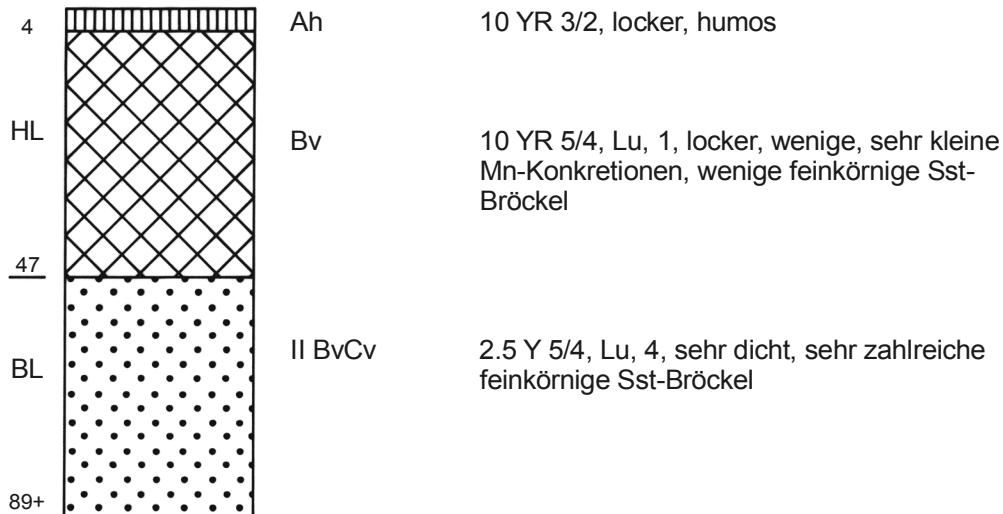


A 2.2.3 Profil S3 Catena Eichenbuck

RW <sup>36</sup>05 745 Position: Mittelhang Geologie: Estherienschichten  
 HW <sup>55</sup>06 450 Exposition: N Bodentyp: Braunerde  
 Höhe: 365 müNN Inklination: 19°

Vegetation:

Betula pendula Rubus fruticosus  
 Prunus avium  
 Fagus sylvatica  
 Quercus petraea  
 Sambucus nigra

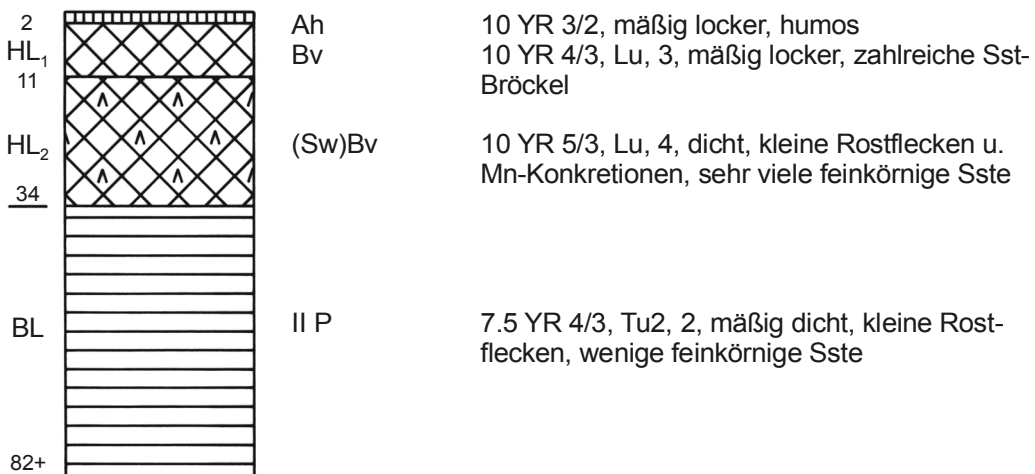


A 2.2.4 Profil S4 Catena Eichenbuck

RW <sup>36</sup>05 790 Position: Mittelhang Geologie: Estherienschichten  
 HW <sup>55</sup>06 475 Exposition: NE Bodentyp: schwach pseudovergleyte Pelosol-Braunerde  
 Höhe: 356 müNN Inklination: 13°

Vegetation:

Fagus sylvatica Dryopteris spec.  
 Picea abies Impatiens parviflora  
 Pinus sylvestris Oxalis acetosella  
 Carpinus betulus Rubus fruticosus  
 Sambucus nigra

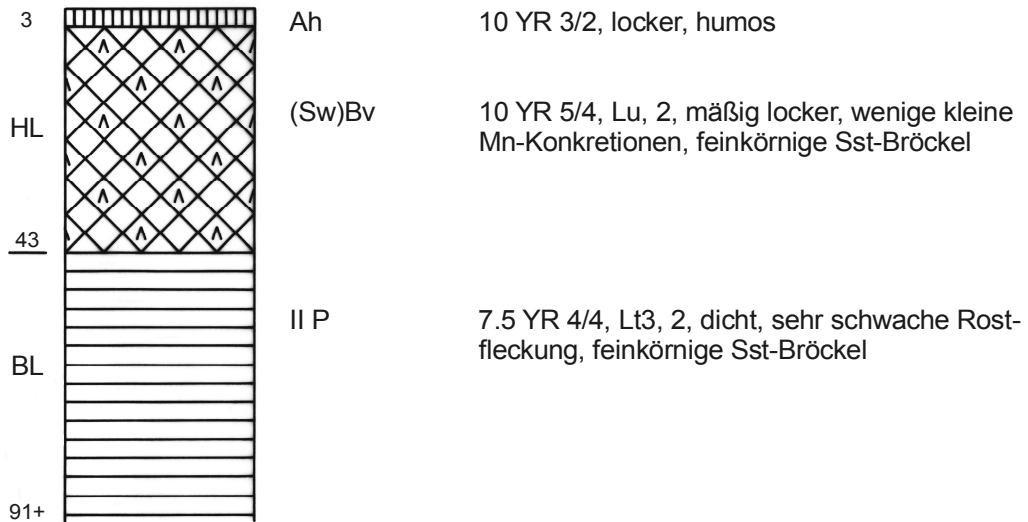


A 2.2.5 Profil S5 Catena Eichenbuck

RW <sup>36</sup>05 840 Position: Mittelhang Geologie: Schilfsandstein/ tonige Fazies  
 HW <sup>55</sup>06 440 Exposition: NE Bodentyp: schwach pseudovergleyte Pelosol-  
 Höhe: 362 müNN Inklination: 23,5° Braunerde

Vegetation:

Fagus sylvatica	Dryopteris spec.
Larix decidua	Mycelis muralis
Picea abies	Oxalis acetosella
Pinus sylvestris	Rubus fruticosus
Sambucus nigra	
Sorbus aucuparia	

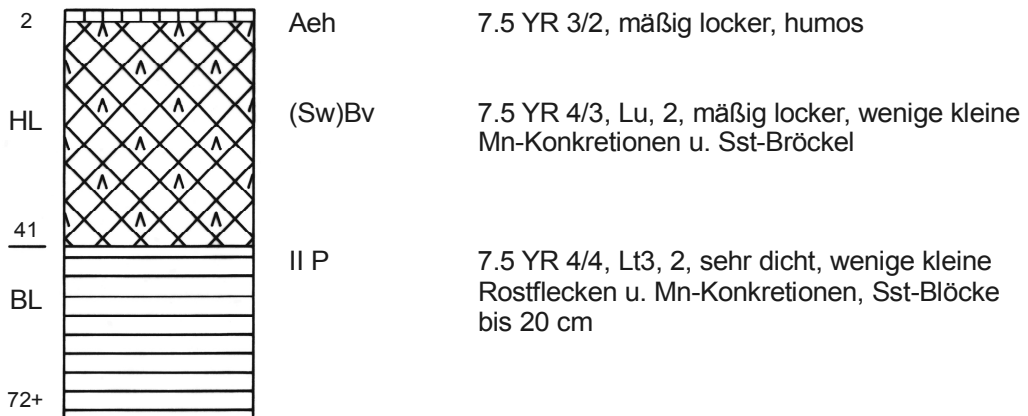


A 2.2.6 Profil S6 Catena Eichenbuck

RW <sup>36</sup>05 960 Position: Mittelhang Geologie: Schilfsandstein/ tonige Fazies  
 HW <sup>55</sup>06 410 Exposition: W Bodentyp: schwach podsolige, schwach pseudover-  
 Höhe: 378 müNN Inklination: 14,5° gleyte Pelosol-Braunerde

Vegetation:

Fagus sylvatica	Dryopteris spec.
Picea abies	Oxalis acetosella
Pinus sylvestris	Rubus fruticosus
Sambucus nigra	





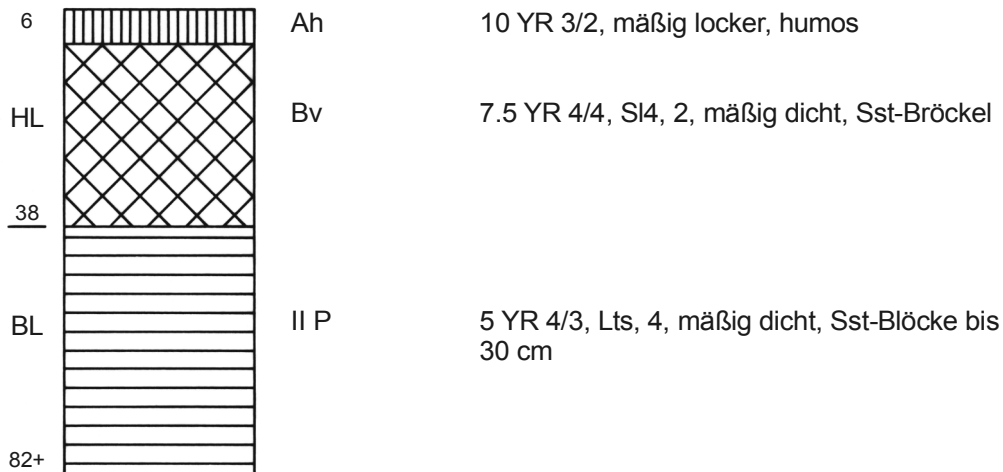
A 2.2.7 Profil S7 Catena Eichenbuck

RW <sup>36</sup>06 040  
 HW <sup>55</sup>06 430  
 Höhe: 396 müNN  
 Vegetation:

Betula pendula  
 Fagus sylvatica  
 Pinus sylvestris

Position: Oberhang  
 Exposition: W  
 Inklination: 17°

Geologie: Lehrbergschichten  
 Bodentyp: Pelosol-Braunerde



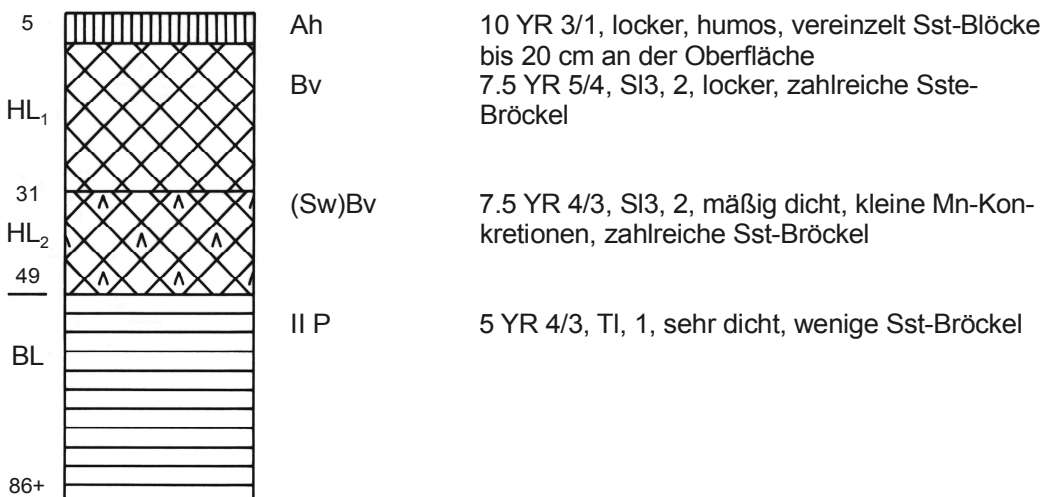
A 2.2.8 Profil S8 Catena Eichenbuck

RW <sup>36</sup>06 090  
 HW <sup>55</sup>06 420  
 Höhe: 416 müNN  
 Vegetation:

Betula pendula  
 Fagus sylvatica

Position: Oberhang  
 Exposition: W  
 Inklination: 23°

Geologie: Lehrbergschichten  
 Bodentyp: schwach pseudovergleyte Pelosol-Braunerde

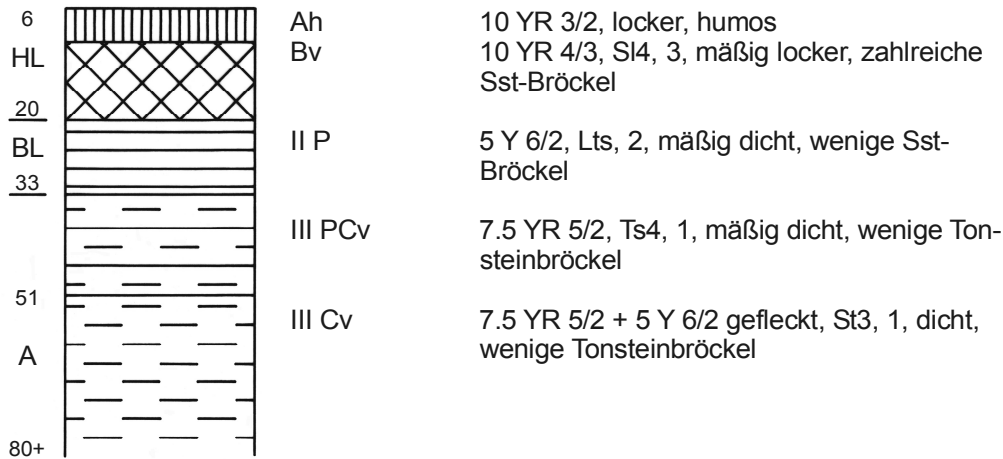


A 2.2.9 Profil S9 Catena Eichenbuck

RW <sup>36</sup>06 110 Position: Oberhang Geologie: Blasensandstein  
 HW <sup>55</sup>06 415 Exposition: W Bodentyp: Braunerde-Pelosol  
 Höhe: 425 müNN Inklination: 20°

Vegetation:

Fagus sylvatica Anemone nemorosa  
 Crataegus laevigata

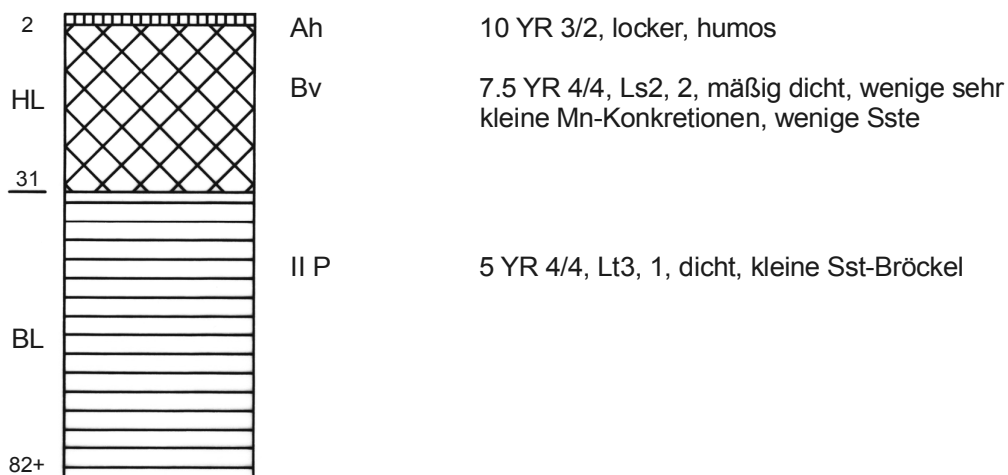


A 2.2.10 Profil S10

RW <sup>36</sup>06 290 Position: Mittelhang Geologie: Lehrbergschichten  
 HW <sup>55</sup>06 245 Exposition: SE Bodentyp: Pelosol-Braunerde  
 Höhe: 398 müNN Inklination: 15°

Vegetation:

Carpinus betulus Carex remota Scleropodium purum (Hedw.) Limpr.  
 Fagus sylvatica Dryopteris spec.  
 Picea abies Impatiens parviflora  
 Pinus sylvestris Luzula pilosa  
 Quercus robur Rubus fruticosus



A 2.2.11 Profil S11

Catena Klostergraben

RW <sup>43</sup>90 150

HW <sup>55</sup>06 580

Höhe: 414 müNN

Vegetation:

*Fagus sylvatica*

*Picea abies*

*Pinus sylvestris*

Position: Mittelhang

Exposition: S

Inklination: 8°

Geologie: Blasensandstein

Bodentyp: schwach pseudovergleyte Pelosol-  
Braunerde

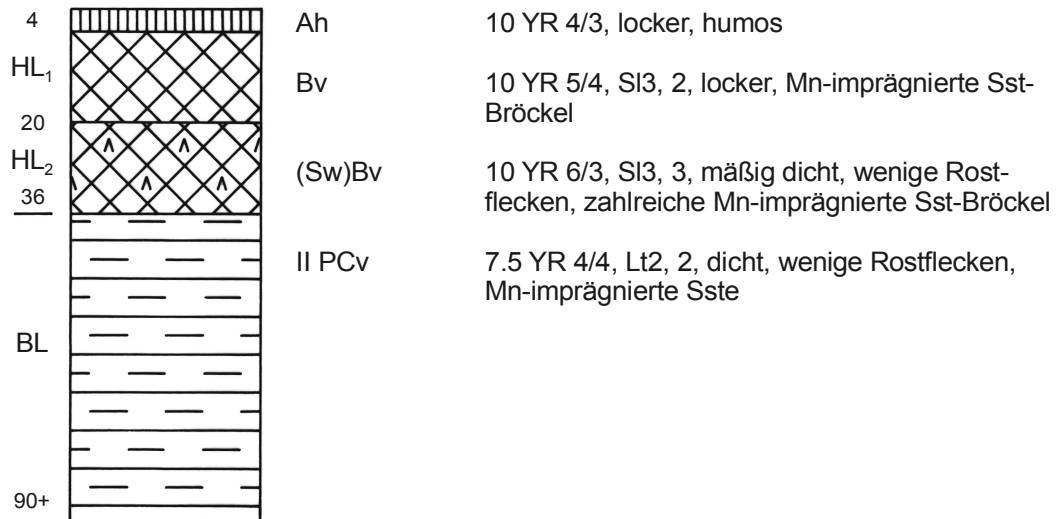
*Dryopteris spec.*

*Epilobium angustifolium*

*Equisetum sylvaticum*

*Impatiens parviflora*

*Rubus fruticosus*



A 2.2.12 Profil S12

Catena Klostergraben

RW <sup>43</sup>90 185

HW <sup>55</sup>06 675

Höhe: 421 müNN

Vegetation:

Fagus sylvatica

Picea abies

Pinus sylvestris

Position: Oberhang

Exposition: NW

Inklination: 4,5°

Geologie: Blasensandstein

Bodentyp: Braunerde

Ajuga reptans

Avenella flexuosa

Calamagrostis epigeios

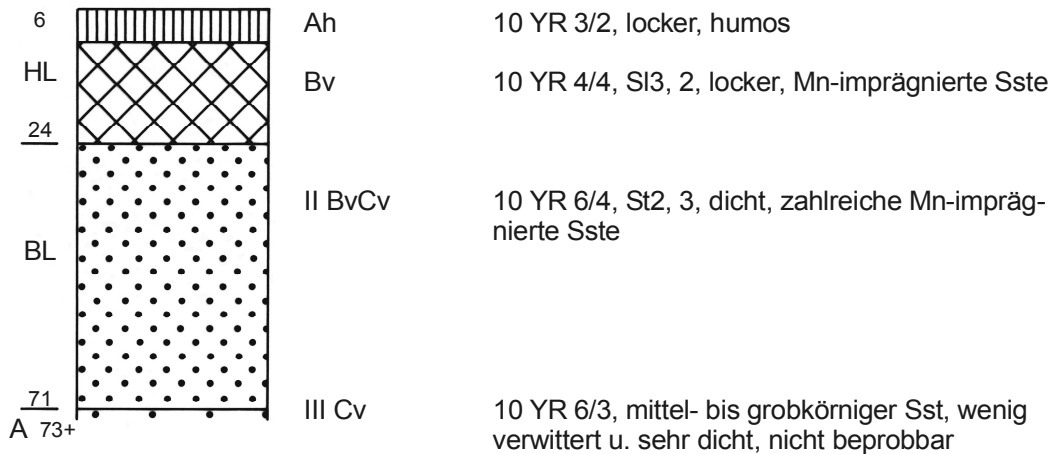
Dryopteris spec.

Juncus effusus

Rubus fruticosus

Polytrichum commune (Hedw.)

Scleropodium purum (Hedw.) Limpr.



A 2.2.13 Profil S13

Catena Klostergraben

RW <sup>43</sup>90 180

HW <sup>55</sup>06 785

Höhe: 423 müNN

Vegetation:

Fagus sylvatica

Pinus sylvestris

Quercus robur

Position: Verebnung

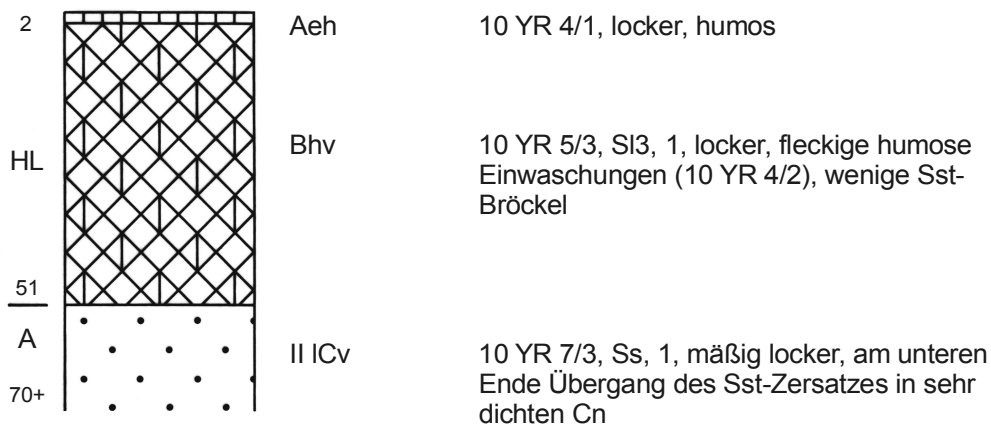
Exposition: -

Inklination: 1°

Geologie: Blasensandstein

Bodentyp: schwach podsolige Braunerde

Impatiens parviflora



A 2.2.14 Profil S14

Catena Klostergraben

RW <sup>43</sup>90 265

Position: Verebnung

Geologie: Blasensandstein

HW <sup>55</sup>06 915

Exposition: -

Bodentyp: schwach pseudovergleyte Pelosol-Braunerde

Höhe: 424,5 müNN

Inklination: 2°

Vegetation:

Carpinus betulus

Carex remota

Scleropodium purum (*Hedw.*) *Limpr.*

Fagus sylvatica

Epilobium angustifolium

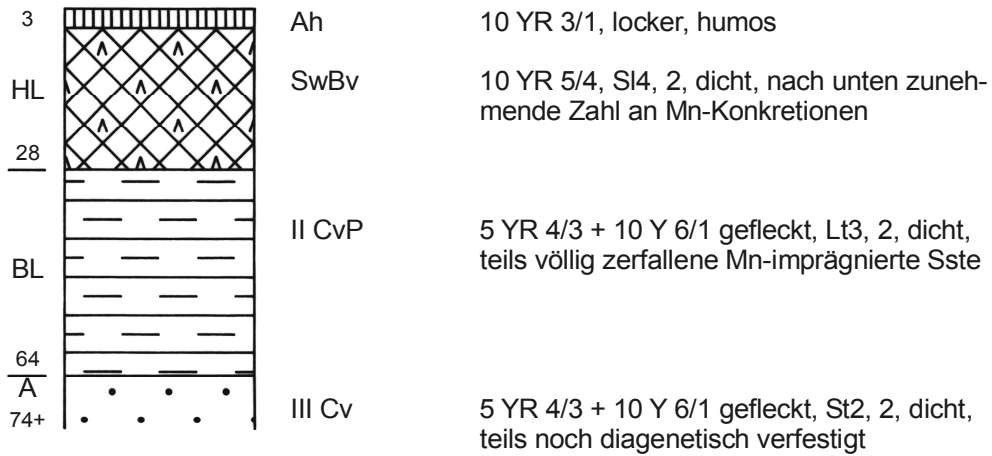
Picea abies

Rubus fruticosus

Pinus sylvestris

Quercus robur

Sorbus aucuparia



A 2.2.15 Profil S15

RW <sup>43</sup>90 200

HW <sup>55</sup>07 650

Höhe: 400 müNN

Vegetation:

Betula pendula  
 Carpinus betulus  
 Fagus sylvatica  
 Quercus petraea  
 Sorbus torminalis  
 Sambucus nigra

Position: Mittelhang

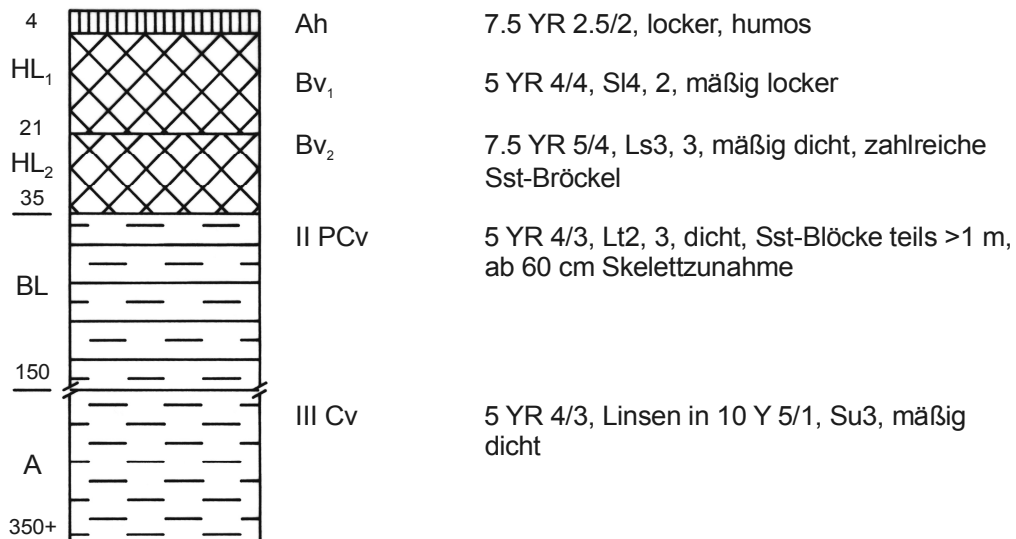
Exposition: W

Inklination: 12,5°

Geologie: Lehrbergschichten

Bodentyp: Pelosol-Braunerde

Ajuga reptans  
 Carex sylvatica  
 Epilobium angustifolium  
 Galeopsis tetrahit  
 Geranium robertianum  
 Impatiens parviflora  
 Luzula pilosa  
 Poa nemoralis  
 Rubus fruticosus  
 Rumex obtusifolius  
 Taraxacum officinale  
 Urtica dioica  
 Vicia sepium



A 2.2.16 Profil S16

RW <sup>43</sup>90 990  
 HW <sup>55</sup>05 990  
 Höhe: 399 müNN  
 Vegetation:

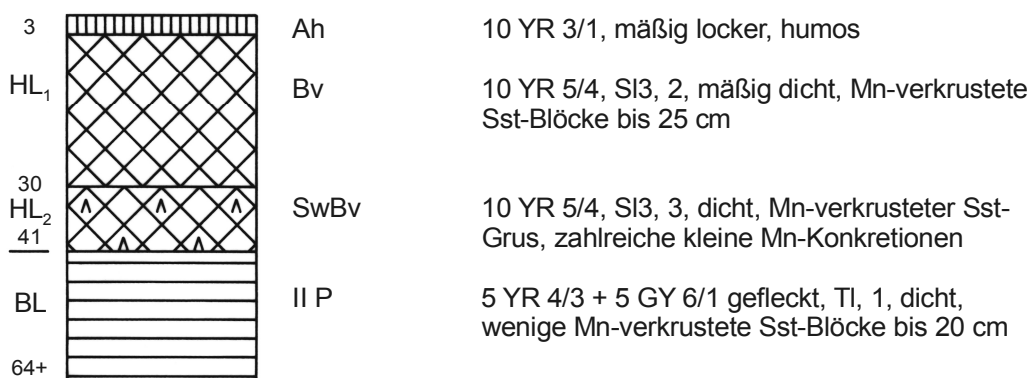
Position: Unterhang  
 Exposition: NE  
 Inklination: 11°

Geologie: Blasensandstein  
 Bodentyp: schwach pseudovergleyte Pelosol-Braunerde

*Fagus sylvatica*  
*Larix decidua*  
*Picea abies*  
*Pinus sylvestris*  
*Sambucus nigra*  
*Sorbus aucuparia*

*Avenella flexuosa*  
*Carex canescens*  
*Dryopteris spec.*  
*Epilobium angustifolium*  
*Juncus effusus*  
*Luzula luzuloides*  
*Mycelis muralis*  
*Oxalis acetosella*  
*Rubus fruticosus*  
*Vaccinium myrtillus*

*Polytrichum commune (Hedw.)*  
*Scleropodium purum (Hedw.) Limpr.*  
*Thuidium tamariscinum (Hedw.) Br.Eur.*



A 2.2.17 Profil S17

RW <sup>43</sup>90 245  
 HW <sup>55</sup>05 765  
 Höhe: 375,5 müNN  
 Vegetation:

Position: Mittelhang  
 Exposition: NE  
 Inklination: 7,5°

Geologie: Schilfsandstein/ tonige Fazies  
 Bodentyp: Pelosol-Braunerde

*Carpinus betulus*  
*Picea abies*  
*Pinus sylvestris*



A 2.2.18 Profil S18

RW <sup>36</sup>06 345

HW <sup>55</sup>05 090

Höhe: 360 müNN

Vegetation:

Acer platanoides

Acer pseudoplatanus

Carpinus betulus

Fagus sylvatica

Fraxinus excelsior

Quercus petraea

Ulmus minor

Corylus avellana

Crataegus laevigata

Ligustrum vulgare

Lonicera xylosteum

Sambucus nigra

Sorbus aucuparia

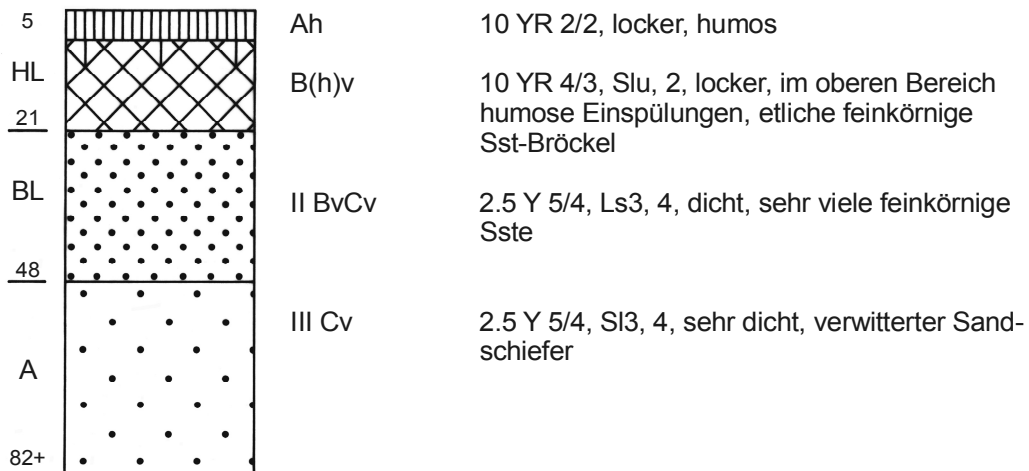
Position: Verebnung

Exposition: E

Inklination: 2,5°

Geologie: Schilfsandstein/ sandige Fazies

Bodentyp: Braunerde





A 2.2.19 Profil S19

RW <sup>43</sup>91 185

HW <sup>55</sup>04 075

Höhe: 339 müNN

Position: Unterhang

Exposition: NW

Inklination: 4°

Geologie: Schilfsandstein/ tonige Fazies

Bodentyp: schwach podsoliger Ranker

Vegetation:

Acer pseudoplatanus

Carpinus betulus

Fagus sylvatica

Fraxinus excelsior

Larix decidua

Picea abies

Pinus sylvestris

Quercus robur

Alnus glutinosa

Corylus avellana

Crataegus laevigata

Quercus rubra

Salix caprea

Sambucus nigra

Sorbus aucuparia

Carex sylvatica

Dactylis polygama

Epilobium angustifolium

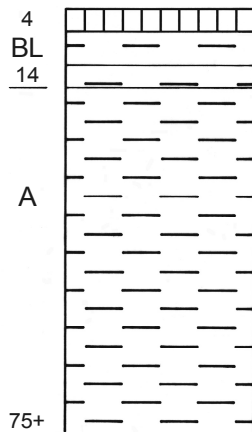
Fragaria vesca

Rubus fruticosus

Vaccinium myrtillus

Polytrichum commune (*Hedw.*)

Scleropodium purum (*Hedw.*) *Limpr.*



Aeh  
PCv

7.5 YR 3/2, locker, humos

7.5 YR 4/3, Lu, 4, mäßig dicht, hoher Anteil  
an feinkörnigem Gesteinsgrus

II Cv

7.5 YR 4/2 + 10 Y 4/1 gefleckt, Ls4, 4, sehr  
dicht, verwitterter Tonschiefer

## A 2.3 Analysedaten

### Vorbemerkungen:

Die bodenanalytischen Standardwerte sowie die Angaben zur  $KAK_{pot}$  und die bodenphysikalischen Kennwerte intensiv bearbeiteter Profile sind jeweils in einer eigenen Tabelle zusammengefaßt.

Aus Platzgründen konnten nur die Horizontsymbole, nicht jedoch die Abkürzungen der periglazialen Lagen in die Tabellen aufgenommen werden (vgl. hierzu die Profilbeschreibungen).

n.b. = nicht bestimmt

## A 2.3.1 Profil S1

## Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Skelett Gew. %	Korngrößen Gew. %							Bodenart	pH (CaCl <sub>2</sub> )	N %	C <sub>t</sub> %	Humus %	Kalk %
			gS	mS	fS	gU	mU	fU	T						
2	Bv	24,7	2,0	2,8	9,9	16,6	24,4	19,0	25,3	Lu, 3	5,3	0,11	1,08	1,7	0,9
3	(Sw)Bv	6,5	3,7	3,9	9,2	16,5	23,2	18,8	24,7	Lu, 2	5,5	0,07	0,44	0,5	1,2
4	II P	5,6	1,7	3,4	10,5	9,9	13,2	15,8	45,4	Tu2, 2	5,6	0,05	0,24	0,1	1,8

## A 2.3.2 Profil S2

## Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Skelett Gew. %	Korngrößen Gew. %							Bodenart	pH (CaCl <sub>2</sub> )	N %	C <sub>t</sub> %	Humus %	Kalk %
			gS	mS	fS	gU	mU	fU	T						
2	Bv	23,5	3,7	7,3	16,1	15,9	20,7	11,7	24,7	Ls2, 3	4,1	0,08	0,58	0,5	2,3
3	(Sw)Bv	0,4	1,2	1,7	7,5	24,7	30,1	12,1	22,7	Ut4, 1	3,9	0,05	0,48	0,4	1,9
4	II CvP	22,8	4,3	7,1	10,9	12,2	19,1	15,2	31,1	Lt2, 3	4,1	0,10	1,23	1,4	3,6

## A 2.3.3 Profil S3

## Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Skelett Gew. %	Korngrößen Gew. %							Bodenart	pH (CaCl <sub>2</sub> )	N %	C <sub>t</sub> %	Humus %	Kalk %
			gS	mS	fS	gU	mU	fU	T						
2	Bv	2,8	1,1	1,4	9,8	18,0	27,7	16,2	25,6	Lu, 1	3,4	0,08	1,05	1,2	2,8
3	II BvCv	54,1	8,3	3,8	14,1	15,7	22,0	15,7	20,3	Lu, 4	3,7	0,03	0,41	0,2	2,6

## A 2.3.4.1 Profil S4

## Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Skelett Gew. %	Korngrößen Gew. %							Bodenart	pH (CaCl <sub>2</sub> )	N %	C <sub>t</sub> %	Humus %	Kalk %
			gS	mS	fS	gU	mU	fU	T						
2	Bv	16,0	1,6	2,4	10,7	17,7	26,1	16,3	25,2	Lu, 3	3,4	0,08	1,09	1,1	3,7
3	(Sw)Bv	55,9	8,8	5,3	11,1	14,6	22,2	15,9	22,2	Lu, 4	3,7	0,06	0,47	0,1	3,6
4	II P	9,5	2,9	4,6	11,7	8,8	13,1	10,9	48,0	Tu2, 2	4,8	0,06	0,20	-	3,4

## A 2.3.4.2 Profil S4

## Potentielle Kationenaustauschkapazität

Probe	Horizont	Kationen cmol <sub>c</sub> /kg								KAK Summe cmol <sub>c</sub> /kg	Basensättigung %
		K	Na	Mg	Ca	Al	Fe	Mn	H		
2	Bv	0,19	0,07	0,18	0,28	1,11	0,32	0,03	12,99	15,18	4,7
3	(Sw)Bv	0,16	0,06	0,71	0,57	0,75	0,09	0,04	8,99	11,36	13,1
4	II P	0,38	0,20	11,06	5,66	-	0,06	0,01	5,99	23,37	74,1

## A 2.3.4.3 Profil S4

## Bodenphysikalische Kennwerte

Probe	Horizont	Rohdichte	effektive Lagerungsdichte	Feldkapazität	nutzbare Feldkapazität	Luftkapazität	Gesamtporenvolumen	kf-Wert
		g/cm <sup>3</sup>	g/cm <sup>3</sup>	Vol. %	Vol. %	Vol. %	Vol. %	cm/d
2	Bv	1,31	1,53	39,8	18,9	6,7	46,6	26
3	(Sw)Bv	1,62	1,82	17,9	7,7	2,1	20,0	6
4	II P	1,47	1,90	39,8	10,3	1,9	41,7	1

## A 2.3.5 Profil S5

## Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Skelett Gew. %	Korngrößen Gew. %							Bodenart	pH (CaCl <sub>2</sub> )	N %	C <sub>t</sub> %	Humus %	Kalk %
			gS	mS	fS	gU	mU	fU	T						
2	(Sw)Bv	9,9	1,6	1,7	20,0	18,4	24,4	15,3	18,6	Lu, 2	3,4	0,06	1,07	1,3	2,5
3	II P	5,1	1,3	2,0	15,3	13,4	17,5	11,6	39,0	Lt3, 2	3,6	0,04	0,22	-	2,5

## A 2.3.6 Profil S6

## Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Skelett Gew. %	Korngrößen Gew. %							Bodenart	pH (CaCl <sub>2</sub> )	N %	C <sub>t</sub> %	Humus %	Kalk %
			gS	mS	fS	gU	mU	fU	T						
2	(Sw)Bv	4,6	0,9	2,7	8,9	12,9	26,8	20,7	27,2	Lu, 2	3,8	0,05	0,68	0,5	3,4
3	II P	4,2	1,5	6,0	15,8	9,8	16,7	13,1	37,2	Lt3, 2	4,4	0,05	0,20	-	3,7

## A 2.3.7.1 Profil S7

## Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Skelett Gew. %	Korngrößen Gew. %							Bodenart	pH (CaCl <sub>2</sub> )	N %	C <sub>t</sub> %	Humus %	Kalk %
			gS	mS	fS	gU	mU	fU	T						
2	Bv	6,3	2,6	15,5	45,4	7,0	10,0	6,1	13,4	Sl4, 2	3,6	0,04	0,45	-	4,2
3	II P	54,4	3,9	9,4	20,1	5,6	8,6	8,5	44,0	Lts, 4	4,8	0,04	0,19	-	5,0

## A 2.3.7.2 Profil S7

## Potentielle Kationenaustauschkapazität

Probe	Horizont	Kationen c mol <sub>c</sub> / kg								KAK Summe cmol <sub>c</sub> /kg	Basensättigung %
		K	Na	Mg	Ca	Al	Fe	Mn	H		
2	Bv	0,05	0,09	0,15	0,13	1,24	0,07	0,04	5,25	7,02	6,0
3	II P	0,29	0,24	14,62	4,44	0,16	0,04	0,01	4,25	24,05	81,5

## A 2.3.7.3 Profil S7

## Bodenphysikalische Kennwerte

Probe	Horizont	Rohdichte	effektive Lagerungsdichte	Feldkapazität	nutzbare Feldkapazität	Luftkapazität	Gesamtporenvolumen	kf-Wert cm/d
		g/cm <sup>3</sup>	g/cm <sup>3</sup>	Vol. %	Vol. %	Vol. %	Vol. %	
2	Bv	1,51	1,63	27,3	16,3	9,6	36,9	21
3	II P	1,56	1,96	17,5	5,7	1,9	19,4	3

## A 2.3.8 Profil S8

## Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Skelett Gew. %	Korngrößen Gew. %							Boden- art	pH (CaCl <sub>2</sub> )	N %	C <sub>t</sub> %	Humus %	Kalk %
			gS	mS	fS	gU	mU	fU	T						
2	Bv	7,2	6,2	19,9	52,2	4,5	4,9	3,9	8,5	SI3, 2	3,7	0,06	0,84	1,0	2,4
3	(Sw)Bv	7,4	7,9	21,7	47,2	4,4	5,1	4,0	9,8	SI3, 2	3,7	0,02	0,17	-	2,1
4	II P	1,2	0,5	2,3	15,0	7,2	11,9	10,6	52,5	TI, 1	4,7	0,05	0,19	-	2,5

## A 2.3.9 Profil S9

## Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Skelett Gew. %	Korngrößen Gew. %							Boden- art	pH (CaCl <sub>2</sub> )	N %	C <sub>t</sub> %	Humus %	Kalk %
			gS	mS	fS	gU	mU	fU	T						
2	Bv	25,7	23,8	22,2	22,3	3,9	7,7	5,4	14,6	SI4, 3	3,8	0,07	0,68	0,7	2,3
3	II P	9,5	5,7	8,3	24,2	3,7	7,8	9,1	41,1	Lts, 2	4,3	0,06	0,39	0,5	0,8
4	III PCv	1,2	1,7	13,0	46,7	2,6	2,6	3,2	30,3	Ts4, 1	4,4	0,04	0,31	0,3	0,9
5	III Cv	2,9	0,8	13,3	48,5	5,1	5,6	3,5	23,3	St3, 1	4,8	0,04	0,26	-	2,3

## A 2.3.10 Profil S10

## Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Skelett Gew. %	Korngrößen Gew. %							Boden- art	pH (CaCl <sub>2</sub> )	N %	C <sub>t</sub> %	Humus %	Kalk %
			gS	mS	fS	gU	mU	fU	T						
2	Bv	7,7	1,7	7,9	29,0	12,3	19,2	12,1	17,7	Ls2, 2	3,6	0,06	0,78	0,9	2,0
3	II P	2,5	1,4	5,8	19,2	9,7	13,8	9,2	40,8	Lt3, 1	5,1	0,05	0,21	-	2,5

## A 2.3.11 Profil S11

## Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Skelett Gew. %	Korngrößen Gew. %							Bodenart	pH (CaCl <sub>2</sub> )	N %	C <sub>t</sub> %	Humus %	Kalk %
			gS	mS	fS	gU	mU	fU	T						
2	Bv	7,0	7,1	25,6	30,5	9,2	10,9	6,3	10,4	SI3, 2	3,3	0,06	1,02	1,4	1,9
3	(Sw)Bv	16,5	10,9	28,7	24,8	7,8	11,7	6,6	9,6	SI3, 3	3,7	0,03	0,28	0,2	1,5
4	II PCv	5,1	4,9	17,8	16,4	8,3	13,2	9,8	29,7	Lt2, 2	5,7	0,04	0,15	-	1,6

## A 2.3.12 Profil S12

## Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Skelett Gew. %	Korngrößen Gew. %							Bodenart	pH (CaCl <sub>2</sub> )	N %	C <sub>t</sub> %	Humus %	Kalk %
			gS	mS	fS	gU	mU	fU	T						
2	Bv	11,7	9,1	48,4	22,0	2,6	4,8	3,6	9,5	SI3, 2	3,5	0,05	0,87	1,1	2,1
3	II BvCv	37,3	30,6	45,2	11,9	1,4	2,1	1,6	7,2	St2,3	3,6	0,03	0,27	-	2,7
	III Cv	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.

## A 2.3.13.1 Profil S13

## Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Skelett Gew. %	Korngrößen Gew. %							Bodenart	pH (CaCl <sub>2</sub> )	N %	C <sub>t</sub> %	Humus %	Kalk %
			gS	mS	fS	gU	mU	fU	T						
2	Bhv	0,5	6,2	51,8	18,7	4,1	6,0	3,8	9,3	SI3, 1	3,2	0,06	1,23	1,8	1,3
3	II ICv	1,5	11,6	72,8	9,7	0,9	1,5	0,6	2,8	Ss, 1	3,5	0,03	0,17	0,1	0,9

## A 2.3.13.2 Profil S13

## Potentielle Kationenaustauschkapazität

Probe	Horizont	Kationen c mol <sub>c</sub> / kg								KAK Summe cmol <sub>c</sub> /kg	Basensättigung %
		K	Na	Mg	Ca	Al	Fe	Mn	H		
2	Bhv	0,12	-	0,06	0,17	2,25	0,19	-	11,75	14,54	2,4
3	II ICv	0,10	0,02	0,35	0,26	0,92	0,11	-	5,24	6,99	10,3

## A 2.3.13.3 Profil S13

## Bodenphysikalische Kennwerte

Probe	Horizont	Rohdichte	effektive Lagerungsdichte	Feldkapazität	nutzbare Feldkapazität	Luftkapazität	Gesamtporenvolumen	kf-Wert
		g/cm <sup>3</sup>	g/cm <sup>3</sup>	Vol. %	Vol. %	Vol. %	Vol. %	cm/d
2	Bhv	1,45	1,53	30,9	21,5	12,5	43,3	47
3	II ICv	1,45	1,47	18,3	11,9	22,3	40,6	653

## A 2.3.14.1 Profil S14

## Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Skelett Gew. %	Korngrößen Gew. %							Bodenart	pH (CaCl <sub>2</sub> )	N %	C <sub>t</sub> %	Humus %	Kalk %
			gS	mS	fS	gU	mU	fU	T						
			2	SwBv	7,6	5,2	31,5	28,2	7,3						
3	II CvP	6,1	0,4	9,4	19,5	10,6	13,9	10,7	35,6	Lt3, 2	5,4	0,06	0,23	-	2,5
4	III Cv	5,0	0,5	38,6	35,9	3,8	3,1	2,5	15,7	St2, 2	5,6	0,03	0,10	-	2,8

## A 2.3.14.2 Profil S14

## Potentielle Kationenaustauschkapazität

Probe	Horizont	Kationen cmol <sub>c</sub> /kg								KAK Summe cmol <sub>c</sub> /kg	Basensättigung %
		K	Na	Mg	Ca	Al	Fe	Mn	H		
2	SwBv	0,07	1,89	0,04	0,03	1,19	0,07	0,04	6,49	9,82	20,7
3	II CvP	0,39	1,61	12,96	5,21	-	0,04	0,01	1,25	21,47	93,9
4	III Cv	0,22	1,76	5,55	2,74	-	0,03	0,01	0,75	11,06	92,9

## A 2.3.14.3 Profil S14

## Bodenphysikalische Kennwerte

Probe	Horizont	Rohdichte	effektive Lagerungsdichte	Feldkapazität	nutzbare Feldkapazität	Luftkapazität	Gesamtporenvolumen	kf-Wert
		g/cm <sup>3</sup>	g/cm <sup>3</sup>	Vol. %	Vol. %	Vol. %	Vol. %	cm/d
2	SwBv	1,75	1,86	24,2	13,8	5,2	29,4	12
3	II CvP	1,68	2,00	36,0	9,6	2,4	38,4	7
4	III Cv	1,80	1,94	20,8	13,1	10,6	31,4	37



## A 2.3.15.1 Profil S15

## Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Skelett Gew. %	Korngrößen Gew. %							Boden- art	pH (CaCl <sub>2</sub> )	N %	C <sub>t</sub> %	Humus %	Kalk %
			gS	mS	fS	gU	mU	fU	T						
2	Bv <sub>1</sub>	10,5	3,0	18,1	40,9	7,7	10,2	6,6	13,5	Sl4, 2	3,7	0,03	0,41	0,3	2,0
3	Bv <sub>2</sub>	30,0	7,5	13,4	31,3	9,1	13,2	7,9	17,5	Ls3, 3	4,1	0,02	0,18	-	1,7
4	II PCv	25,9	1,2	9,1	27,0	11,8	14,9	10,4	25,6	Lt2, 3	5,4	0,04	0,11	-	2,6
5	III Cv	-	23,7	19,4	20,7	12,8	11,4	4,9	7,1	Su3	6,4	0,04	1,06	-	9,7

## A 2.3.15.2 Profil S15

## Potentielle Kationenaustauschkapazität

Probe	Horizont	Kationen cmol <sub>c</sub> / kg								KAK Summe cmol <sub>c</sub> /kg	Basen- sättigung %
		K	Na	Mg	Ca	Al	Fe	Mn	H		
2	Bv <sub>1</sub>	0,17	0,09	0,11	0,12	1,17	0,09	0,01	6,24	8,01	6,2
3	Bv <sub>2</sub>	0,20	0,10	1,36	0,39	0,15	0,07	0,01	3,00	5,27	38,8
4	II PCv	0,27	0,20	9,08	4,76	0,11	0,04	0,01	2,00	16,47	86,9
5	III Cv	0,39	0,09	6,62	18,54	-	-	-	-	25,64	100,0

## A 2.3.15.3 Profil S15

## Bodenphysikalische Kennwerte

Probe	Horizont	Rohdichte	effektive Lagerungs- dichte	Feld- kapazität	nutzbare Feldkapazität	Luft- kapazität	Gesamt- poren- volumen	kf- Wert
		g/cm <sup>3</sup>	g/cm <sup>3</sup>	Vol. %	Vol. %	Vol. %	Vol. %	cm/d
2	Bv <sub>1</sub>	1,29	1,42	30,7	19,1	11,2	41,8	43
3	Bv <sub>2</sub>	1,60	1,76	26,8	12,0	5,2	32,0	7
4	II PCv	1,72	1,95	27,7	9,1	2,9	30,6	4
5	III Cv	1,59	1,65	28,0	20,5	9,0	37,0	32

## A 2.3.16.1 Profil S16

## Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Skelett Gew. %	Korngrößen Gew. %							Bodenart	pH (CaCl <sub>2</sub> )	N %	C <sub>t</sub> %	Humus %	Kalk %
			gS	mS	fS	gU	mU	fU	T						
2	Bv	9,2	8,0	35,6	18,1	9,4	12,3	6,3	10,4	SI3, 2	3,6	0,05	0,82	1,0	1,9
3	SwBv	31,0	11,6	28,8	17,5	11,7	13,0	6,7	10,6	SI3, 3	3,7	0,03	0,24	-	2,7
4	II P	1,0	1,3	4,4	19,3	7,6	10,0	8,8	48,6	TI, 1	3,9	0,06	0,15	-	2,1

## A 2.3.16.2 Profil S16

## Potentielle Kationenaustauschkapazität

Probe	Horizont	Kationen cmol <sub>c</sub> /kg								KAK Summe cmol <sub>c</sub> /kg	Basensättigung %
		K	Na	Mg	Ca	Al	Fe	Mn	H		
2	Bv	0,03	0,09	0,03	0,06	1,77	0,10	0,04	7,49	9,62	2,3
3	SwBv	0,07	0,13	0,27	0,15	0,94	0,08	0,02	5,49	7,15	8,6
4	II P	0,31	0,26	10,21	3,44	0,35	0,07	0,01	8,74	23,40	60,8

## A 2.3.16.3 Profil S16

## Bodenphysikalische Kennwerte

Probe	Horizont	Rohdichte	effektive Lagerungsdichte	Feldkapazität	nutzbare Feldkapazität	Luftkapazität	Gesamtporenvolumen	kf-Wert
		g/cm <sup>3</sup>	g/cm <sup>3</sup>	Vol. %	Vol. %	Vol. %	Vol. %	cm/d
2	Bv	1,63	1,72	24,4	16,9	10,3	34,7	33
3	SwBv	1,80	1,90	18,6	12,3	5,6	24,2	15
4	II P	1,67	2,11	43,2	10,9	2,0	45,2	1

## A 2.3.17 Profil S17

## Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Skelett Gew. %	Korngrößen Gew. %							Bodenart	pH (CaCl <sub>2</sub> )	N %	C <sub>t</sub> %	Humus %	Kalk %
			gS	mS	fS	gU	mU	fU	T						
2	Bv	11,3	1,5	4,9	13,4	17,8	25,3	16,0	21,2	Lu, 2	3,6	0,06	0,73	0,7	2,8
3	II P	25,3	0,9	3,9	10,6	11,2	14,5	11,6	47,3	Tu2, 3	4,1	0,06	0,24	-	3,1

## A 2.3.18 Profil S18

## Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Skelett Gew. %	K o r n g r ö ß e n G e w . %							Boden- art	pH (CaCl <sub>2</sub> )	N %	C <sub>t</sub> %	Humus %	Kalk %
			gS	mS	fS	gU	mU	fU	T						
2	B(h)v	13,5	3,0	3,7	31,5	17,9	18,2	10,6	15,2	Slu, 2	3,5	0,07	0,92	1,2	1,9
3	II BvCv	52,5	4,1	8,6	29,1	14,6	14,7	9,1	19,8	Ls3, 4	3,4	0,04	0,41	-	3,6
4	III Cv	59,6	10,9	13,6	25,5	16,6	14,4	7,3	11,7	Sl3, 4	3,5	0,05	0,30	-	3,0

## A 2.3.19 Profil S19

## Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Skelett Gew. %	K o r n g r ö ß e n G e w . %							Boden- art	pH (CaCl <sub>2</sub> )	N %	C <sub>t</sub> %	Humus %	Kalk %
			gS	mS	fS	gU	mU	fU	T						
2	PCv	45,8	1,6	2,1	16,5	20,9	22,7	12,4	23,7	Lu, 4	3,3	0,09	1,26	1,5	3,0
3	II Cv	52,0	3,6	13,0	38,0	11,0	10,2	5,7	18,5	Ls4, 4	3,7	0,05	0,19	-	3,1

## **A 3      UG Neustadt**

### **A 3.1      Morphographische Karten**

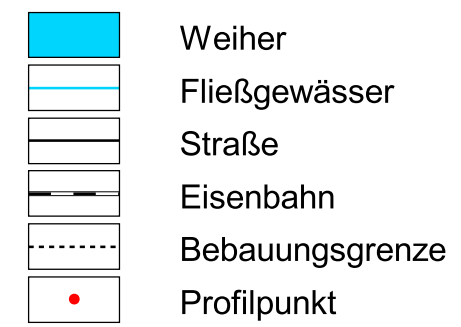
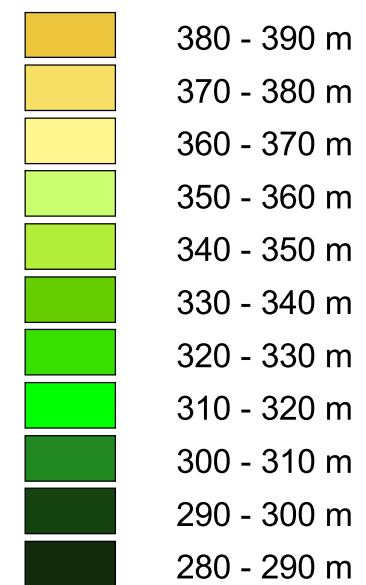
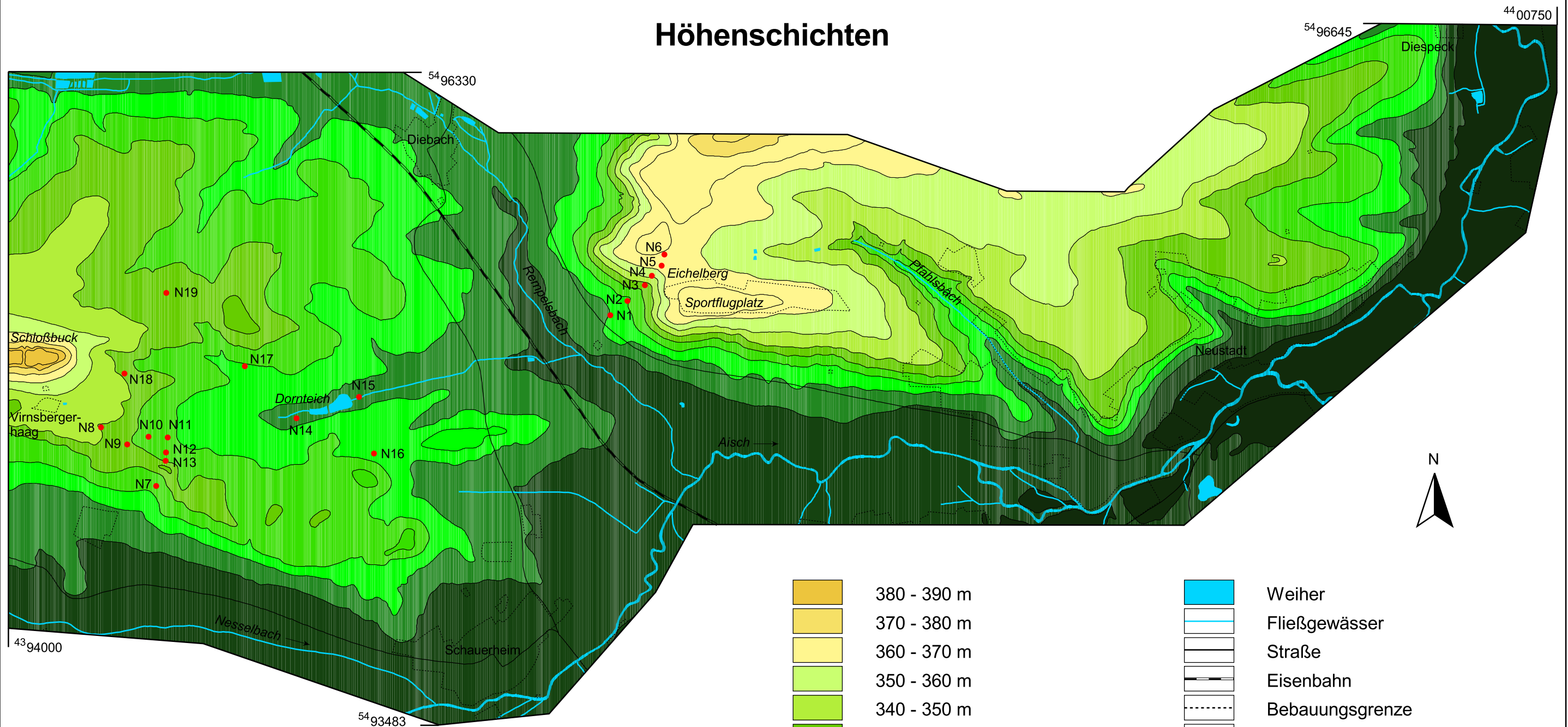
A 3.1.1      Höhengschichten

A 3.1.2      Hangneigung

A 3.1.3      Wölbung

# Untersuchungsgebiet Neustadt/Aisch

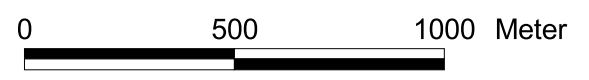
## Höhenschichten



Kartiergrundlage:  
Vergrößerung der TOK 1:25.000  
Blatt 6429 Neustadt/Aisch (1994)

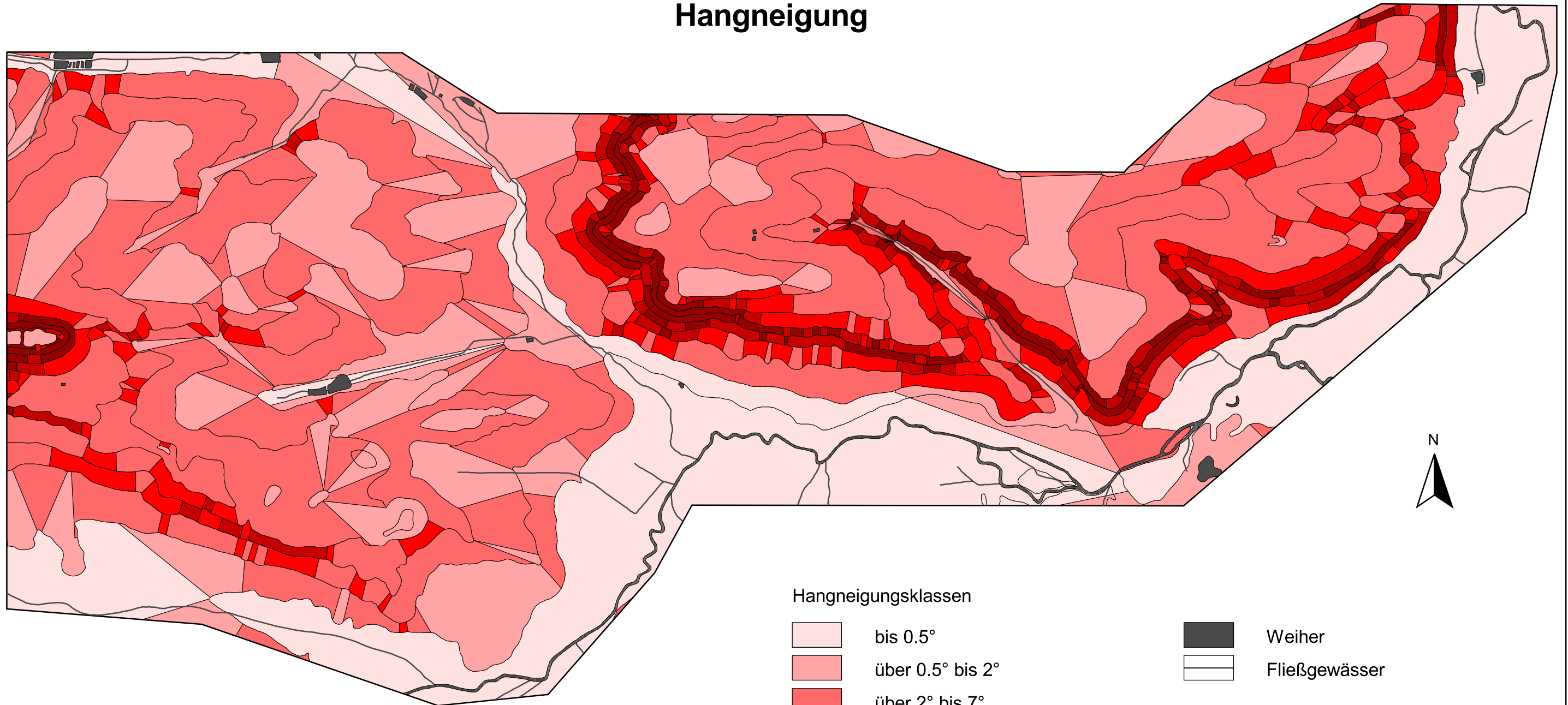
Bearbeitung:  
Margit Pfeiffer (1999)

Maßstab 1:18.000



# Untersuchungsgebiet Neustadt/Aisch

## Hangneigung



### Hangneigungsklassen

- bis 0.5°
- über 0.5° bis 2°
- über 2° bis 7°
- über 7° bis 11°
- über 11° bis 15°
- über 15° bis 35°
- über 35°

- Weiherr
- Fließgewässer

Kartiergrundlage:  
Vergrößerung der TOK 1:25.000  
Blatt 6429 Neustadt/Aisch (1994)

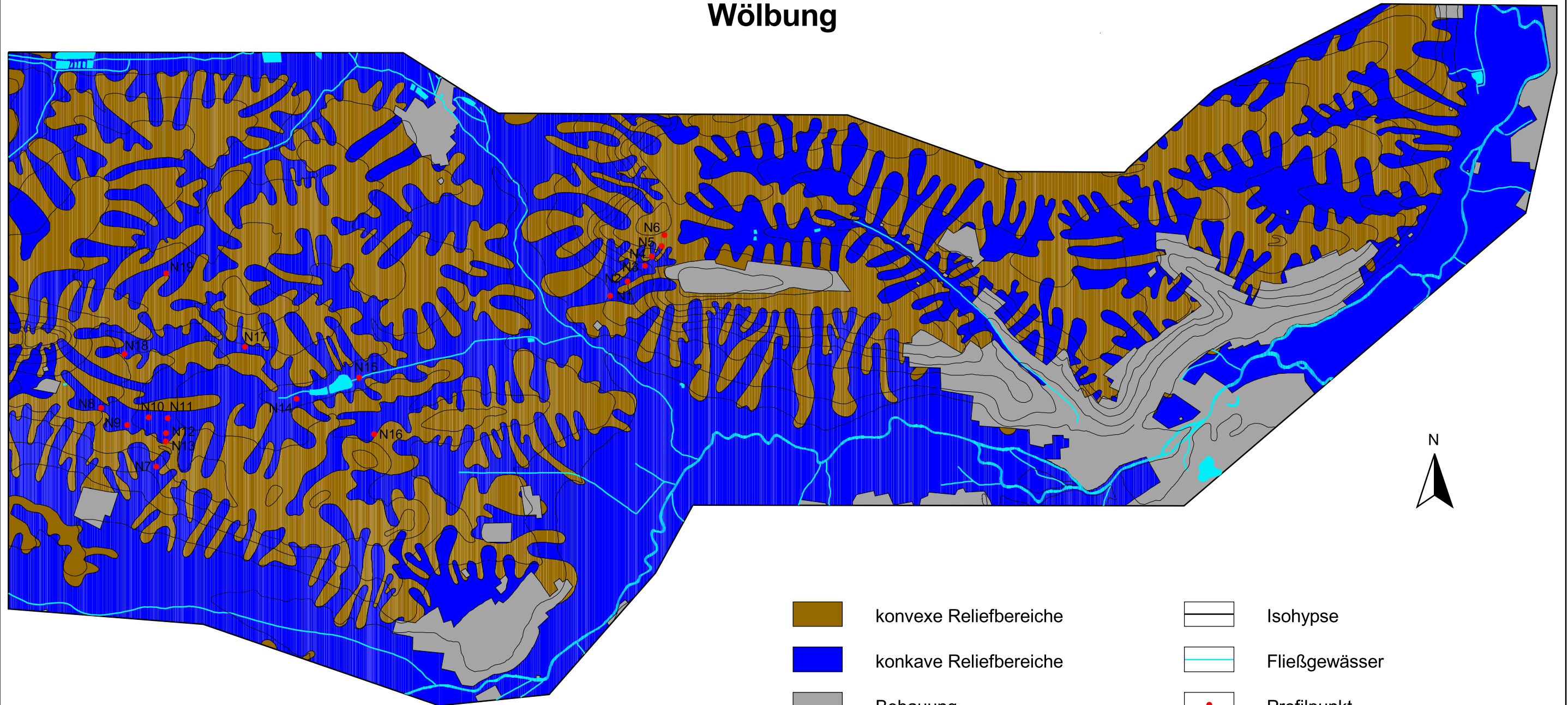
Bearbeitung:  
Margit Pfeiffer (1999)


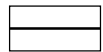

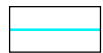



Maßstab 1:18.000

0 500 1000 Meter

# Untersuchungsgebiet Neustadt/Aisch

## Wölbung



- |   |                        |   |               |
|---|------------------------|---|---------------|
|  | konvexe Reliefbereiche |  | Isohypse      |
|  | konkave Reliefbereiche |  | Fließgewässer |
|  | Bebauung               |  | Profilpunkt   |
|  | Weiher                 |   |               |

Maßstab 1:18.000



Kartiergrundlage:  
Vergrößerung der TOK 1:25.000  
Blatt 6429 Neustadt/Aisch (1994)

Bearbeitung:  
Margit Pfeiffer (1999)

## A 3.2 Profilbeschreibungen

### Vorbemerkungen:

Jedes Bodenprofil wird durch Angaben zu Lage, Relief und geologischem Untergrund kurz charakterisiert und bodentypologisch eingeordnet.














Für die Bestimmung der Vegetation fand folgende Literatur Verwendung:

- AICHELE & SCHWEGLER 1991
- FRAHM & FREY 1983
- JAHNS 1987
- KREMER & MUHLE 1991
- NYHOLM 1954
- OBERDORFER 1994
- SCHAUER & CASPARI 1989

Die Bodenprofilsäulen sind wie folgt aufgebaut:

- auf der linken Seite finden sich die Tiefenangaben in cm und die Abkürzungen für die periglazialen Lagen bzw. das Anstehende (vgl. Legende). Die tiefgestellten Ziffern bei der Hauptlage geben deren Zweiteilung an, während normal große Ziffern bei der Basislage oder dem Anstehenden einen Schichtwechsel ausdrücken. Steht die Basislage in Anführungszeichen, so konnten aufgrund der geringen Neigung darin keine Anzeichen lateraler Umlagerung festgestellt werden; die periglaziale Lage müßte folglich als Umlagerungszone bezeichnet werden (vgl. Kap. 6.3 + 8).
- in der Profilsäule werden die einzelnen Bodenhorizonte durch verschiedene Raster symbolisiert (vgl. Legende).
- auf der rechten Seite stehen die Horizontsymbole, daneben die Angaben zur Bodenfarbe gemäß Munsell Soil Color Chart (1994), Kurzzeichen der Bodenartenuntergruppe, Gemengeanteilsklasse des Grobbodens (AG BODEN 1994, S. 135, 141), Bodendichte, besondere pedogenetische Merkmale wie z.B. Hydromorphie und zusätzliche Angaben zum Grobboden (Sst = Sandstein).



<b>Legende:</b> HL Hauptlage BL Basislage A Anstehendes   Humosität	 Bv	 M	 l
	 BvCv	 P	 t
	 Cv (sandig)	 Cv (tonig)	 s
	 Sw	 Sd	 c

A 3.2.1 Profil N1 Catena Eichelberg

RW <sup>43</sup>96 625  
 HW <sup>54</sup>95 420  
 Höhe: 311 müNN  
 Vegetation:

Position: Unterhang  
 Exposition: NW  
 Inklination: 6°

Geologie: Schilfsandstein/ tonig-sandige Fazies  
 Bodentyp: schwach pseudovergleyte Braunerde

Abies alba  
 Carpinus betulus  
 Quercus petraea  
 Sambucus nigra  
 Sorbus aucuparia

Anemone nemorosa  
 Avenella flexuosa  
 Rosa canina  
 Rubus fruticosus  
 Stellaria holostea

Polytrichum commune (*Hedw.*)  
 Scleropodium purum (*Hedw.*) *Limpr.*  
 Thuidium tamariscinum (*Hedw.*) *Br.Eur.*



A 3.2.2 Profil N2 Catena Eichelberg

RW <sup>43</sup>96 700  
 HW <sup>54</sup>95 485  
 Höhe: 318 müNN  
 Vegetation:

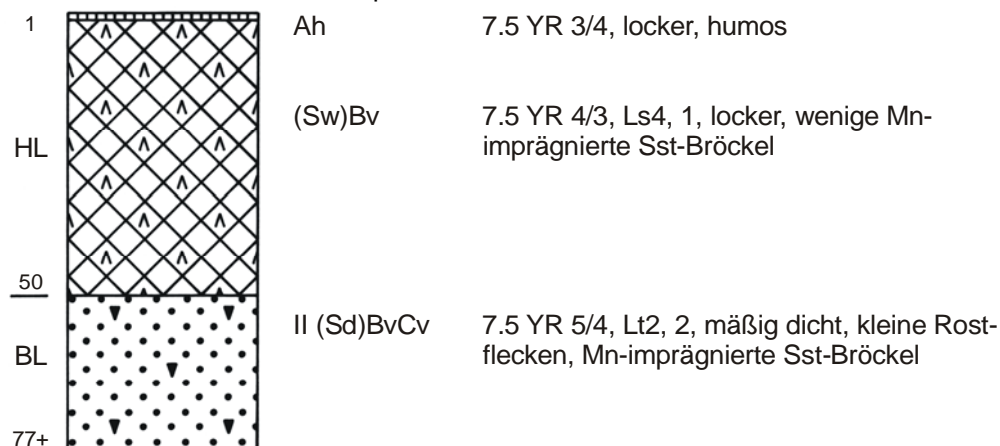
Position: Unterhang  
 Exposition: W  
 Inklination: 6°

Geologie: Schilfsandstein/ tonig-sandige Fazies  
 Bodentyp: schwach pseudovergleyte Braunerde

Alnus glutinosa  
 Fraxinus excelsior  
 Picea abies  
 Pinus sylvestris  
 Populus tremula  
 Tilia cordata

Ajuga reptans  
 Anemone nemorosa  
 Brachypodium sylvaticum  
 Cardamine pratensis  
 Carex sylvatica  
 Chrysosplenium oppositifolium  
 Dryopteris spec.  
 Glechoma hederacea  
 Lysimachia nummularia  
 Stellaria holostea  
 Viola spec.

Scleropodium purum (*Hedw.*) *Limpr.*  
 Thuidium tamariscinum (*Hedw.*) *Br.Eur.*



A 3.2.3 Profil N3 Catena Eichelberg

RW <sup>43</sup>96 775

HW <sup>54</sup>95 560

Höhe: 337 müNN

Vegetation:

Fagus sylvatica

Picea abies

Quercus robur

Position: Mittelhang

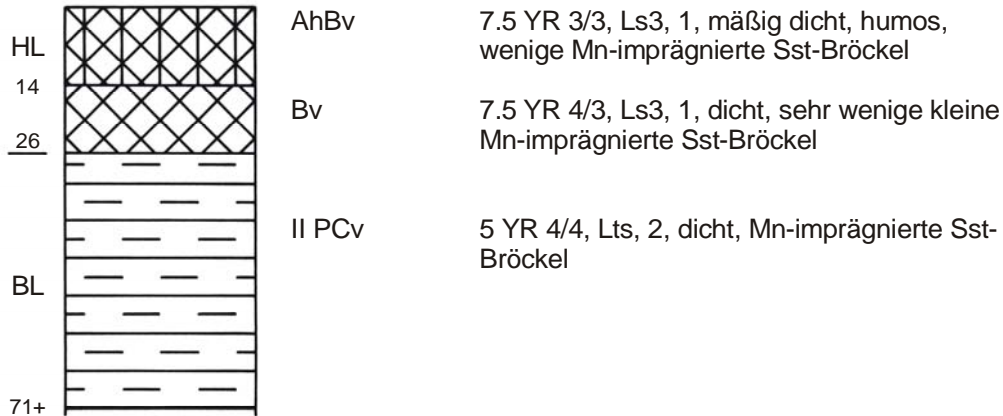
Exposition: SW

Inklination: 13°

Geologie: Lehrbergschichten

Bodentyp: Pelosol-Braunerde

Anemone nemorosa



A 3.2.4 Profil N4 Catena Eichelberg

RW <sup>43</sup>96 805

HW <sup>54</sup>95 600

Höhe: 354 müNN

Vegetation:

Acer pseudoplatanus

Carpinus betulus

Prunus avium

Larix decidua

Picea abies

Pinus sylvestris

Quercus robur

Tilia cordata

Crataegus laevigata

Sambucus nigra

Sorbus aucuparia

Position: Mittelhang

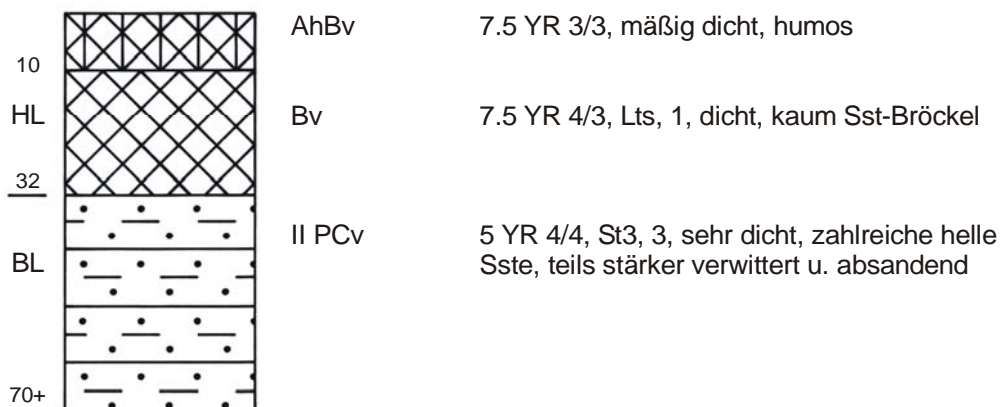
Exposition: SW

Inklination: 17,5°

Geologie: Blasensandstein

Bodentyp: Pelosol-Braunerde

Scleropodium purum (Hedw.) Limpr.



A 3.2.5 Profil N5

Catena Eichelberg

RW <sup>43</sup>96 850

HW <sup>54</sup>95 640

Höhe: 361 müNN

Vegetation:

Carpinus betulus  
Picea abies  
Pinus sylvestris  
Quercus robur  
Sambucus nigra

Position: OH, in Runse

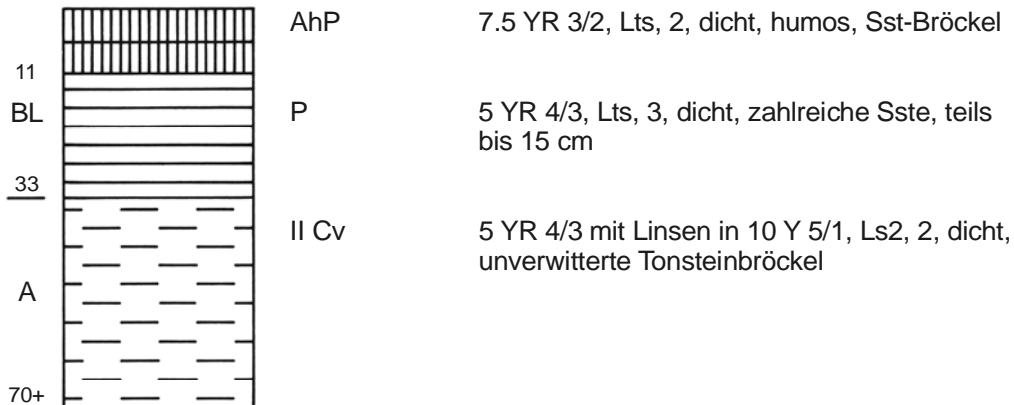
Exposition: S

Inklination: 9°

Geologie: Blasensandstein

Bodentyp: Pelosol

Ajuga reptans  
Brachipodium sylvaticum  
Impatiens parviflora  
Rubus fruticosus  
Vicia sylvatica  
Viola spec.



A 3.2.6 Profil N6

Catena Eichelberg

RW <sup>43</sup>96 865

HW <sup>54</sup>95 690

Höhe: 365 müNN

Vegetation:

Betula pendula  
Pinus sylvestris  
Carpinus betulus  
Prunus avium  
Tilia platyphyllos

Position: Verebnung

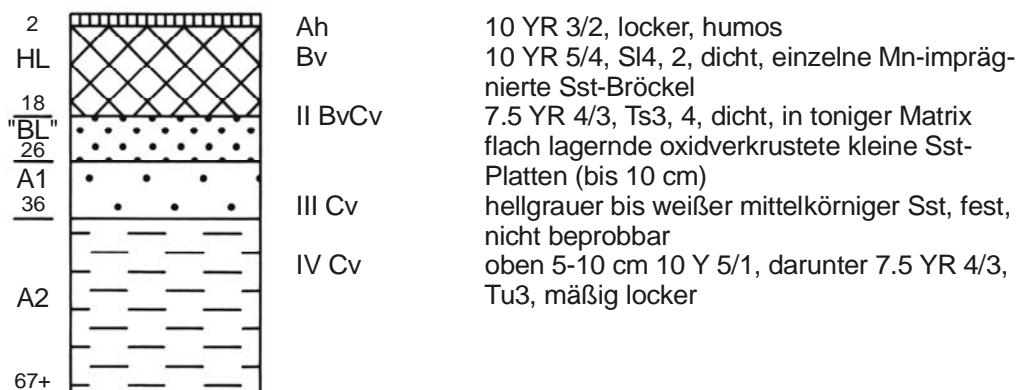
Exposition: -

Inklination: 1°

Geologie: Blasensandstein

Bodentyp: Braunerde

Calamagrostis epigeios  
Carex flacca (Schreb.)  
Dactylis polygama  
Dryopteris spec.  
Festuca heterophylla  
Rubus fruticosus  
Viola spec.  
Polytrichum commune (Hedw.)  
Scleropodium purum (Hedw.) Limpr.



A 3.2.7 Profil N7

RW <sup>43</sup>94 645  
 HW <sup>54</sup>94 675  
 Höhe: 325 müNN  
 Vegetation:

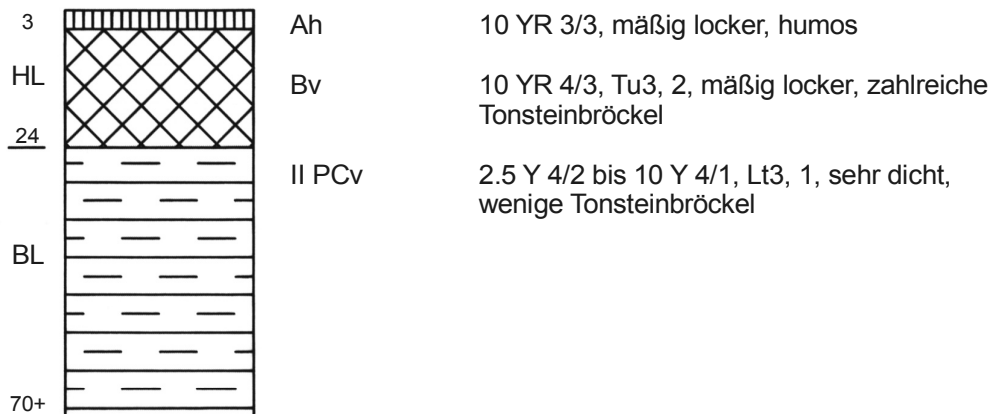
Position: Mittelhang  
 Exposition: S  
 Inklination: 6,5°

Geologie: Estherienschichten  
 Bodentyp: Braunerde-Pelosol

Larix decidua  
 Pinus sylvestris  
 Quercus robur  
 Crataegus laevigata  
 Prunus spinosa  
 Pyrus pyraster  
 Rosa canina  
 Sambucus nigra

Agrimonia eupatoria  
 Avenella flexuosa  
 Calamagrostis epigeios  
 Carex flacca (*Schreb.*)  
 Cirsium arvense  
 Dactylis polygama  
 Festuca heterophylla  
 Fragaria vesca  
 Galium verum  
 Lolium multiflorum  
 Rubus fruticosus  
 Solanum dulcamara  
 Stellaria graminea  
 Urtica dioica

Scleropodium purum (*Hedw.*) *Limpr.*



A 3.2.8 Profil N8

Catena Dornteich

RW <sup>43</sup>94 405

Position: Mittelhang

Geologie: Schilfsandstein/ tonig-sandige Fazies

HW <sup>54</sup>94 935

Exposition: E

Bodentyp: pseudovergleyte Pelosol-Braunerde

Höhe: 340 müNN

Inklination: 4°

Vegetation:

*Carpinus betulus*

*Ajuga reptans*

*Quercus robur*

*Anemone nemorosa*

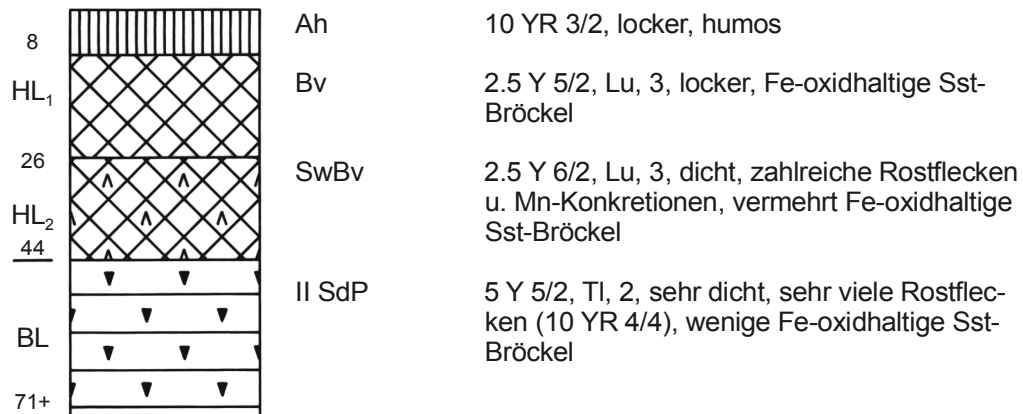
*Geranium robertianum*

*Geum urbanum*

*Poa nemoralis*

*Sambucus nigra*

*Viola spec.*



A 3.2.9 Profil N9

Catena Dornteich

RW <sup>43</sup>94 520

HW <sup>54</sup>94 860

Höhe: 332 müNN

Vegetation:

Carpinus betulus

Quercus robur

Position: Mittelhang

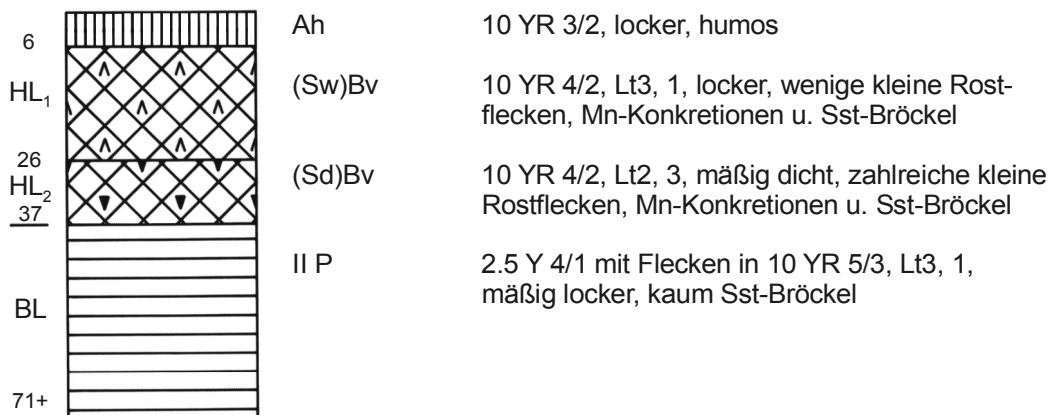
Exposition: E

Inklination: 2,5°

Geologie: Schilfsandstein/ tonig-sandige Fazies

Bodentyp: schwach pseudovergleyte Pelosol-  
Braunerde

Aegopodium podagraria  
Chrysosplenium oppositifolium  
Cirsium arvense  
Dryopteris spec.  
Fragaria vesca  
Geum urbanum  
Juncus effusus  
Lysimachia nummularia  
Mentha arvensis  
Molinia caerulea  
Prunella vulgaris  
Ranunculus nemorosus  
Rubus fruticosus  
Rumex obtusifolius  
Stellaria holostea  
Urtica dioica  
Viola spec.



A 3.2.10 Profil N10

Catena Dornteich

RW <sup>43</sup>94 620  
 HW <sup>54</sup>94 895  
 Höhe: 327 müNN  
 Vegetation:

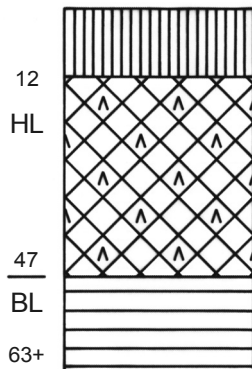
Position: Mittelhang  
 Exposition: E  
 Inklination: 3,5°

Geologie: Schilfsandstein/ tonig-sandige Fazies  
 Bodentyp: schwach pseudovergleyte Pelosol-  
 Braunerde

*Picea abies*

*Ajuga reptans*  
*Carex flacca* (Schreb.)  
*Chrysosplenium oppositifolium*  
*Cirsium arvense*  
*Dryopteris spec.*  
*Fragaria vesca*  
*Galium rotundifolium*  
*Lysimachia nummularia*  
*Mentha arvensis*  
*Prunella vulgaris*  
*Ranunculus nemorosus*  
*Rubus fruticosus*  
*Sambucus nigra*  
*Scrophularia nodosa*  
*Viola spec.*

*Thuidium tamariscinum* (Hedw.) Br.Eur.



Ah 10 YR 4/2, mäßig locker, humos  
 (Sw)Bv 10 YR 4/3, Lt3, 1, mäßig dicht, zahlreiche kleine Rostflecken u. Mn-Konkretionen, kaum feinkörnige Skelettkomponenten  
 II P 5 G 4/1 + 2.5 Y 4/2 gefleckt, Tu2, 1, dicht, einzelne kleine Rostflecken, kaum feinkörnige Skelettkomponenten

A 3.2.11 Profil N11

Catena Dornteich

RW <sup>43</sup>94 700  
 HW <sup>54</sup>94 890  
 Höhe: 322 müNN  
 Vegetation:

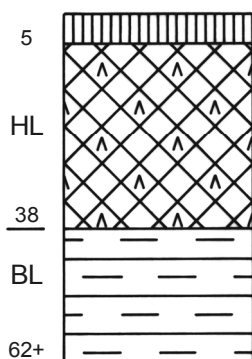
Position: Mittelhang  
 Exposition: E  
 Inklination: 3,5°

Geologie: Schilfsandstein/ tonig-sandige Fazies  
 Bodentyp: schwach pseudovergleyte Pelosol-  
 Braunerde

*Picea abies*  
*Sambucus nigra*

*Epilobium montanum*  
*Fragaria vesca*  
*Mycelis muralis*  
*Rubus fruticosus*  
*Viola spec.*

*Plagiomnium affine* (Funck) Kop.  
*Scleropodium purum* (Hedw.) Limpr.  
*Thuidium tamariscinum* (Hedw.) Br.Eur.



Ah 10 YR 3/3, locker, humos  
 (Sw)Bv 10 YR 5/3, Lt2, mäßig dicht, nach unten zunehmend kleine Rostflecken u. Mn-Konkretionen  
 II CvP 5 Y 4/1, Tu3, 1, sehr dicht, wenige Rostflecken, kaum feinkörnige Skelettkomponenten



A 3.2.12 Profil N12

Catena Dornteich

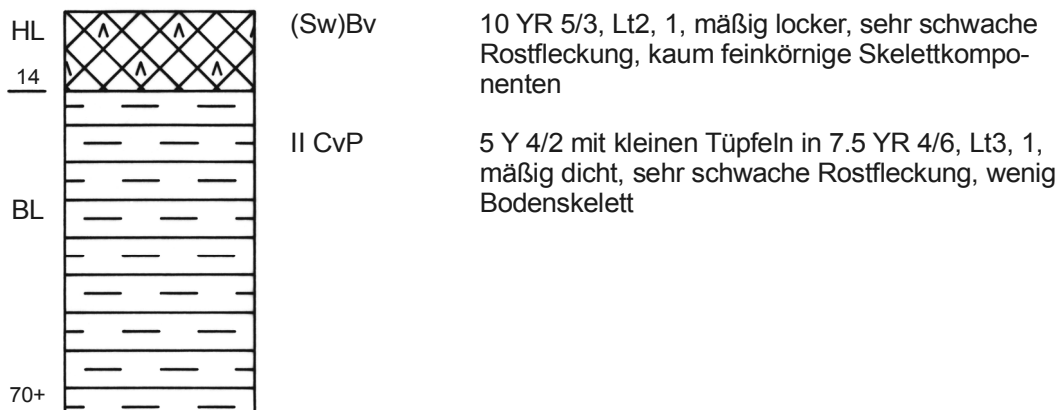
RW <sup>43</sup>94 695  
 HW <sup>54</sup>94 825  
 Höhe: 326 müNN  
 Vegetation:

Position: Mittelhang  
 Exposition: N  
 Inklination: 6°

Geologie: Schilfsandstein/ tonig-sandige Fazies  
 Bodentyp: schwach pseudovergleyter Braunerde-  
 Pelosol

*Picea abies*  
*Pinus sylvestris*

*Ajuga reptans*  
*Cirsium arvense*  
*Epilobium montanum*  
*Galium rotundifolium*  
*Mycelis muralis*  
*Rubus fruticosus*  
*Sambucus nigra*  
*Stellaria holostea*



A 3.2.13 Profil N13

Catena Dornteich

RW <sup>43</sup>94 690  
 HW <sup>54</sup>94 790  
 Höhe: 330 müNN  
 Vegetation:

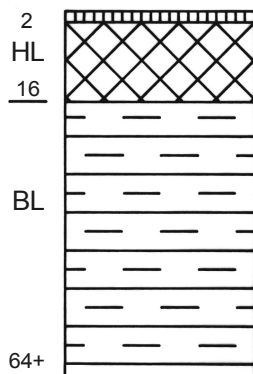
Position: Oberhang  
 Exposition: N  
 Inklination: 7°

Geologie: Schilfsandstein/ tonig-sandige Fazies  
 Bodentyp: Braunerde-Pelosol

*Picea abies*  
*Pinus sylvestris*

*Betonica officinalis*  
*Chrysosplenium oppositifolium*  
*Dactylis polygama*  
*Dryopteris spec.*  
*Fragaria vesca*  
*Galium rotundifolium*  
*Hieracium sylvaticum*  
*Mycelis muralis*  
*Ranunculus nemorosus*  
*Rubus fruticosus*  
*Viola spec.*

*Plagiomnium affine (Funck) Kop.*  
*Polytrichum commune (Hedw.)*  
*Scleropodium purum (Hedw.) Limpr.*  
*Thuidium tamariscinum (Hedw.) Br.Eur.*



Ah 10 YR 4/2, locker, humos  
 Bv 10 YR 5/4, Lt2, 2, locker, etliche feinkörnige Skelettkomponenten  
 II CvP 5 YR 4/3 + 5 Y 4/2 + 5 Y 7/1 gefleckt, Lt3, 1, mäßig dicht, kaum Bodenskelett

A 3.2.14 Profil N14

Catena Dornteich

RW <sup>43</sup>95 260

HW <sup>54</sup>94 975

Höhe: 307 müNN

Vegetation:

*Picea abies*

*Pinus sylvestris*

*Sambucus nigra*

Position: Unterhang

Exposition: -

Inklination: 1,5°

Geologie: Schilfsandstein/ tonig-sandige Fazies

Bodentyp: schwach pseudovergleyte Pelosol-  
Braunerde

*Avenella flexuosa*

*Calamagrostis epigeios*

*Carex flacca (Schreb.)*

*Cirsium arvense*

*Eupatoria cannabinum*

*Fragaria vesca*

*Molinia caerulea*

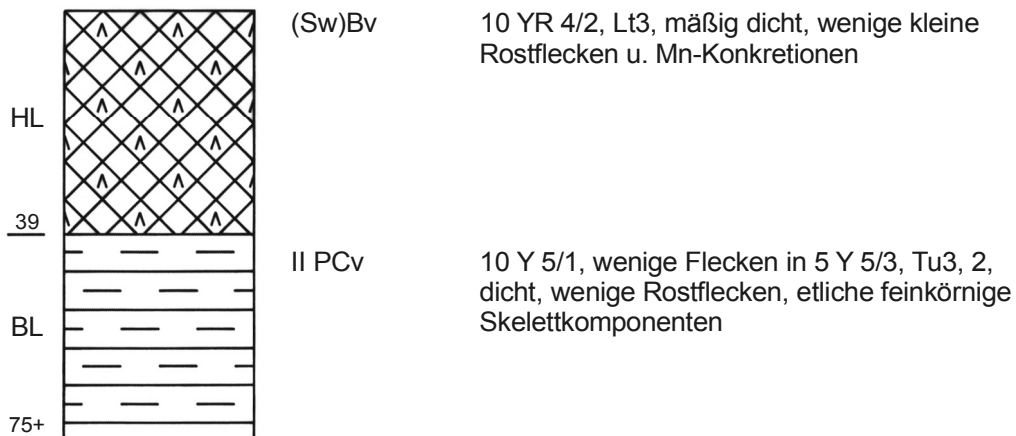
*Mycelis muralis*

*Ranunculus nemorosus*

*Rubus fruticosus*

*Viola spec.*

*Scleropodium purum (Hedw.) Limpr.*



A 3.2.15 Profil N15

Catena Dornteich

RW <sup>43</sup>95 535

HW <sup>54</sup>95 075

Höhe: 306 müNN

Vegetation:

Picea abies  
Sambucus nigra

Position: Unterhang

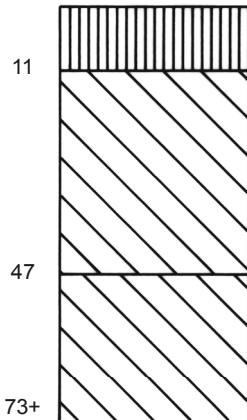
Exposition: -

Inklination: 1°

Geologie: Kolluvium

Bodentyp: Kolluvisol

Dryopteris spec.  
Galium rotundifolium  
Rubus fruticosus  
Urtica dioica  
Viola spec.



Ah 10 YR 4/3, Ls3, locker, humos

M 7.5 YR 4/4, Ls3, 1, sehr dicht, wenige feinkörnige Skelettkomponenten

II M 7.5 YR 4/4, Lu, 1, mäßig dicht, wenige feinkörnige Skelettkomponenten

A 3.2.16 Profil N16

RW <sup>43</sup>95 590

HW <sup>54</sup>94 825

Höhe: 317 müNN

Vegetation:

Picea abies  
Pinus sylvestris  
Sambucus nigra

Position: Mittelhang

Exposition: NW

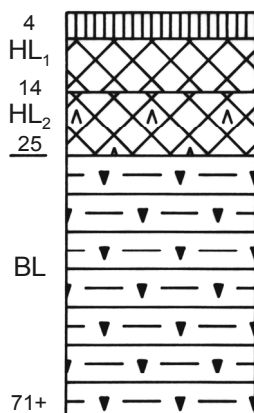
Inklination: 3,5°

Geologie: Schilfsandstein/ tonig-sandige Fazies

Bodentyp: schwach pseudovergleyter Braunerde-Pelosol

Dryopteris spec.  
Epilobium angustifolium  
Festuca heterophylla  
Galium rotundifolium  
Impatiens parviflora  
Rubus fruticosus  
Viola spec.

Polytrichum commune (Hedw.)  
Scleropodium purum (Hedw.) Limpr.  
Thuidium tamariscinum (Hedw.) Br.Eur.



Ah 10 YR 4/2, mäßig locker, humos

Bv 10 YR 5/4, Lt2, 2, mäßig dicht, wenige Hornsteine u. Sste bis 10 cm

(Sw)Bv 10 YR 5/4, Lt2, 3, dicht, kleine Rostflecken u. Mn-Konkretionen, zahlreiche Hornsteine u. Sste

II (Sd)CvP 7.5 YR 4/3 + 5 Y 5/2 gefleckt, Lt3, 2, sehr dicht, wenige Rostflecken u. Mn-Konkretionen, wenige Hornsteine u. Sste bis 10cm

A 3.2.17 Profil N17

RW <sup>43</sup>95 035  
 HW <sup>54</sup>95 200  
 Höhe: 318 müNN  
 Vegetation:

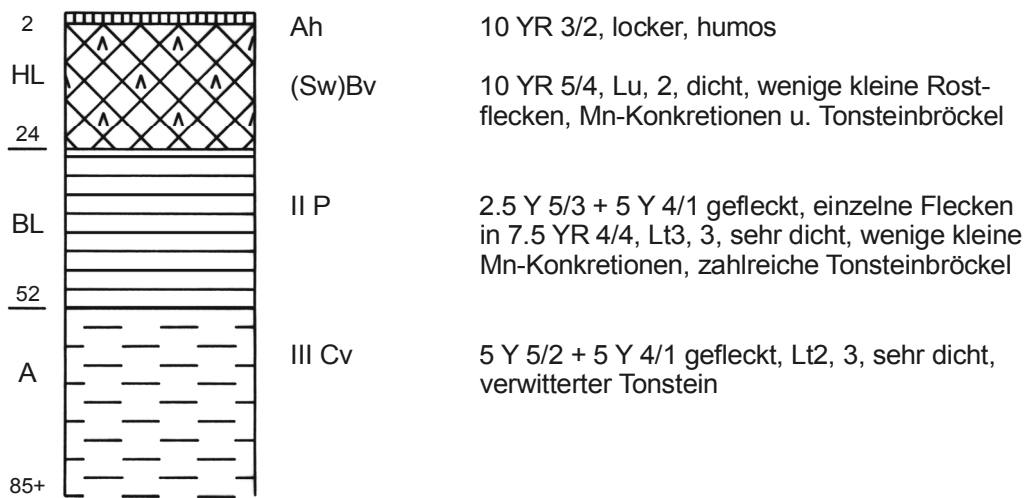
*Picea abies*  
*Pinus sylvestris*  
*Sambucus nigra*

Position: Mittelhang  
 Exposition: S  
 Inklination: 12°

Geologie: Schilfsandstein/ tonig-sandige Fazies  
 Bodentyp: schwach pseudovergleyter Braunerde-  
 Pelosol

*Brachipodium sylvaticum*  
*Carex flacca (Schreb.)*  
*Dryopteris spec.*  
*Festuca heterophylla*  
*Fragaria vesca*  
*Galium rotundifolium*  
*Mycelis muralis*  
*Rubus fruticosus*  
*Vicum sylvatica*  
*Viola spec.*

*Polytrichum commune (Hedw.)*  
*Scleropodium purum (Hedw.) Limpr.*  
*Thuidium tamariscinum (Hedw.) Br.Eur.*



A 3.2.18 Profil N18

RW <sup>43</sup>94 510  
 HW <sup>54</sup>95 170  
 Höhe: 337 müNN  
 Vegetation:

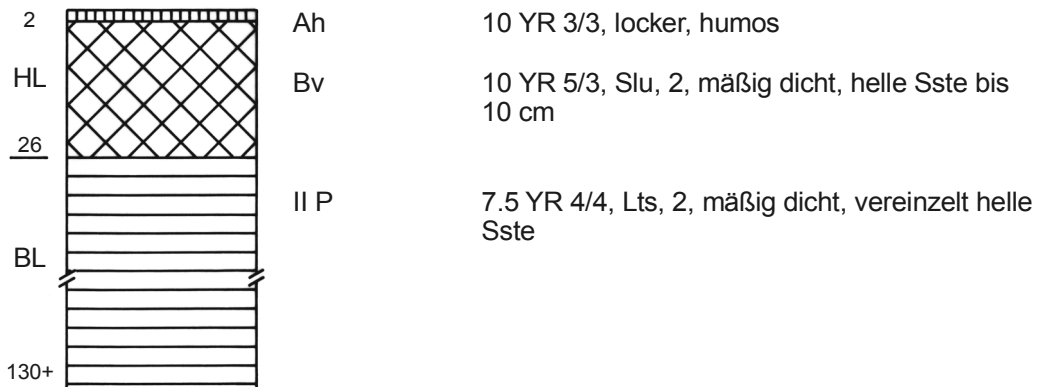
Position: Mittelhang  
 Exposition: NE  
 Inklination: 17°

Geologie: Schilfsandstein/ tonig-sandige Fazies  
 Bodentyp: Braunerde-Pelosol

*Picea abies*  
*Pinus sylvestris*  
*Carpinus betulus*  
*Juglans regia*  
*Quercus robur*  
*Sambucus nigra*  
*Sorbus aucuparia*

*Brachipodium sylvaticum*  
*Carex canescens*  
*Dryopteris spec.*  
*Epilobium angustifolium*  
*Festuca heterophylla*  
*Fragaria vesca*  
*Galium rotundifolium*  
*Hieracium sylvaticum*  
*Luzula luzuloides*  
*Mycelis muralis*  
*Oxalis acetosella*  
*Ranunculus nemorosus*  
*Rubus fruticosus*  
*Vicia sylvatica*  
*Viola spec.*

*Polytrichum commune (Hedw.)*  
*Scleropodium purum (Hedw.) Limpr.*  
*Thuidium tamariscinum (Hedw.) Br.Eur.*



A 3.2.19 Profil N19

RW <sup>43</sup>94 695  
 HW <sup>54</sup>95 520  
 Höhe: 334 müNN  
 Vegetation:

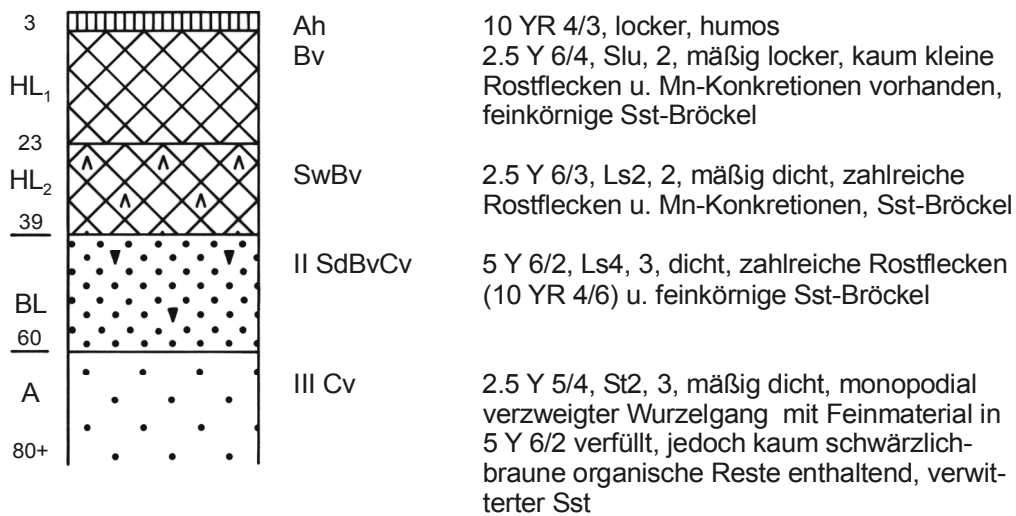
Position: Verebnung  
 Exposition: N  
 Inklination: 2°

Geologie: Schilfsandstein/ tonig-sandige Fazies  
 Bodentyp: Pseudogley-Braunerde

Larix decidua  
 Picea abies  
 Pinus sylvestris

Dryopteris spec.  
 Epilobium angustifolium  
 Festuca heterophylla  
 Geum urbanum  
 Hieracium sylvaticum  
 Impatiens parviflora  
 Mycelis muralis  
 Rubus fruticosus

Scleropodium purum (*Hedw.*) *Limpr.*



### **A 3.3      Analysedaten**

#### Vorbemerkungen:

Die bodenanalytischen Standardwerte sowie die Angaben zur  $KAK_{pot}$  und die bodenphysikalischen Kennwerte intensiv bearbeiteter Profile sind jeweils in einer eigenen Tabelle zusammengefaßt.

Aus Platzgründen konnten nur die Horizontsymbole, nicht jedoch die Abkürzungen der periglazialen Lagen in die Tabellen aufgenommen werden (vgl. hierzu die Profilbeschreibungen).

n.b. = nicht bestimmt



## A 3.3.1 Profil N1

## Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Skelett Gew. %	Korngrößen Gew. %							Bodenart	pH (CaCl <sub>2</sub> )	N %	C <sub>t</sub> %	Humus %	Kalk %
			gS	mS	fS	gU	mU	fU	T						
2	B(h)v	0,8	1,7	8,0	26,4	17,8	18,2	10,6	17,3	Ls2, 1	3,4	0,07	1,33	1,5	3,8
3	(Sw)Bv	4,3	3,4	8,2	26,5	17,3	17,9	9,7	17,1	Ls2, 2	3,5	0,05	0,74	0,7	2,8
4	II (Sd)BvCv	3,9	2,4	7,6	23,5	16,6	15,8	9,1	25,1	Lt2, 2	3,9	0,03	0,21	-	2,7

## A 3.3.2 Profil N2

## Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Skelett Gew. %	Korngrößen Gew. %							Bodenart	pH (CaCl <sub>2</sub> )	N %	C <sub>t</sub> %	Humus %	Kalk %
			gS	mS	fS	gU	mU	fU	T						
2	(Sw)Bv	2,1	3,8	17,8	28,6	11,0	11,7	6,7	20,6	Ls4, 1	4,3	0,04	0,72	0,8	2,0
3	II (Sd)BvCv	6,6	3,1	10,2	24,0	11,2	13,2	8,4	29,9	Lt2, 2	5,3	0,04	0,51	0,3	2,8

## A 3.3.3.1 Profil N3

## Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Skelett Gew. %	Korngrößen Gew. %							Bodenart	pH (CaCl <sub>2</sub> )	N %	C <sub>t</sub> %	Humus %	Kalk %
			gS	mS	fS	gU	mU	fU	T						
1	AhBv	1,2	3,6	17,4	25,7	9,2	12,8	8,7	22,7	Ls3, 1	4,5	0,08	0,85	1,2	1,6
2	Bv	0,4	3,4	16,8	25,8	9,2	12,8	9,0	23,0	Ls3, 1	4,4	0,06	0,78	0,8	2,4
3	II PCv	3,4	4,5	17,4	22,2	8,6	9,7	8,2	29,4	Lts, 2	4,7	0,03	0,19	-	2,3

## A 3.3.3.2 Profil N3

## Potentielle Kationenaustauschkapazität

Probe	Horizont	Kationen cmol <sub>c</sub> /kg								KAK Summe cmol <sub>c</sub> /kg	Basen- sättigung %
		K	Na	Mg	Ca	Al	Fe	Mn	H		
1	AhBv	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
2	Bv	0,19	0,15	4,48	2,87	0,43	0,09	0,04	5,99	14,25	54,0
3	II PCv	0,28	0,17	6,29	3,19	0,17	0,06	0,05	3,50	13,71	72,4

## A 3.3.3.3 Profil N3

## Bodenphysikalische Kennwerte

Probe	Horizont	Rohdichte	effektive Lagerungs- dichte	Feld- kapazität	nutzbare Feldkapazität	Luft- kapazität	Gesamt- poren- volumen	kf- Wert
		g/cm <sup>3</sup>	g/cm <sup>3</sup>	Vol. %	Vol. %	Vol. %	Vol. %	cm/d
1	AhBv	1,64	1,85	29,5	13,0	4,5	34,0	6
2	Bv	1,71	1,91	28,9	13,0	4,5	33,4	6
3	II PCv	1,77	2,04	31,3	10,3	3,4	34,7	3

## A 3.3.4 Profil N4

## Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Skelett Gew. %	Korngrößen Gew. %								Boden- art	pH (CaCl <sub>2</sub> )	N %	C <sub>t</sub> %	Humus %	Kalk %
			gS	mS	fS	gU	mU	fU	T							
2	Bv	0,1	1,7	18,1	29,7	5,0	7,3	6,3	32,0	Lts, 1	3,8	0,08	1,16	1,5	2,2	
3	II PCv	18,3	8,8	34,1	22,3	3,2	3,4	2,8	25,5	St3, 3	4,6	0,01	0,13	-	2,4	

## A 3.3.5 Profil N5

## Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Skelett Gew. %	Korngrößen Gew. %							Boden- art	pH (CaCl <sub>2</sub> )	N %	C <sub>t</sub> %	Humus %	Kalk %
			gS	mS	fS	gU	mU	fU	T						
1	AhP	9,1	4,6	14,4	21,1	5,1	9,6	8,2	37,0	Lts, 2	5,0	0,29	3,90	6,5	1,1
2	P	27,2	3,2	10,2	17,4	6,7	12,1	9,5	40,9	Lts, 3	5,7	0,07	0,81	0,5	4,5
3	II Cv	6,6	1,3	4,9	26,3	14,0	18,2	11,2	24,1	Ls2, 2	6,7	0,05	2,18	0,9	13,9

## A 3.3.6.1 Profil N6

## Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Skelett Gew. %	Korngrößen Gew. %							Boden- art	pH (CaCl <sub>2</sub> )	N %	C <sub>t</sub> %	Humus %	Kalk %
			gS	mS	fS	gU	mU	fU	T						
2	Bv	6,5	6,4	26,8	17,3	11,5	13,7	8,2	16,1	SI4, 2	3,4	0,07	1,11	1,3	3,0
3	II BvCv	41,3	11,5	31,5	5,7	2,6	4,3	5,5	38,9	Ts3, 4	3,8	0,06	0,60	0,2	3,8
	III Cv	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
4	IV Cv	-	0,9	3,2	2,6	5,8	20,6	24,2	42,7	Tu3	6,0	0,07	0,50	0,2	3,1

## A 3.3.6.2 Profil N6

## Potentielle Kationenaustauschkapazität

Probe	Horizont	Kationen cmol <sub>c</sub> /kg								KAK Summe cmol <sub>c</sub> /kg	Basen- sättigung %
		K	Na	Mg	Ca	Al	Fe	Mn	H		
2	Bv	0,09	0,05	0,17	0,14	0,99	0,54	0,02	9,49	11,49	3,9
3	II BvCv	0,24	0,07	1,84	1,48	0,64	0,11	0,09	8,74	13,21	27,5
	III Cv	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
4	IV Cv	0,51	0,22	17,01	10,92	0,11	0,04	0,01	2,75	31,57	90,8

## A 3.3.6.3 Profil N6

## Bodenphysikalische Kennwerte

Probe	Horizont	Rohdichte	effektive Lagerungsdichte	Feldkapazität	nutzbare Feldkapazität	Luftkapazität	Gesamtporenvolumen	kf-Wert
		g/cm <sup>3</sup>	g/cm <sup>3</sup>	Vol. %	Vol. %	Vol. %	Vol. %	cm/d
2	Bv	1,71	1,86	24,8	13,9	5,3	30,0	12
3	II BvCv	1,73	2,08	22,3	7,5	3,3	25,6	3
	III Cv	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
4	IV Cv	1,40	1,78	41,5	15,5	4,5	46,0	13

## A 3.3.7 Profil N7

## Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Skelett Gew. %	Korngrößen Gew. %							Bodenart	pH (CaCl <sub>2</sub> )	N %	C <sub>t</sub> %	Humus %	Kalk %
			gS	mS	fS	gU	mU	fU	T						
2	Bv	12,8	1,5	2,0	7,2	13,1	22,9	18,0	35,4	Tu3, 2	5,1	0,16	2,17	3,0	3,6
3	II PCv	0,9	0,4	6,9	11,6	9,5	15,1	19,1	37,5	Lt3, 1	6,9	0,05	1,79	2,1	4,6

## A 3.3.8 Profil N8

## Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Skelett Gew. %	Korngrößen Gew. %							Bodenart	pH (CaCl <sub>2</sub> )	N %	C <sub>t</sub> %	Humus %	Kalk %
			gS	mS	fS	gU	mU	fU	T						
2	Bv	18,4	2,4	4,8	22,6	12,4	24,1	14,5	19,3	Lu, 3	4,7	0,08	1,26	1,7	2,3
3	SwBv	26,8	5,6	5,2	19,4	12,2	24,0	15,1	18,5	Lu, 3	4,1	0,04	0,55	0,5	2,4
4	II SdP	3,9	1,1	4,9	15,3	7,5	10,7	11,1	49,3	TI, 2	4,3	0,05	0,27	-	4,0

## A 3.3.9.1 Profil N9

## Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Skelett Gew. %	Korngrößen Gew. %							Bodenart	pH (CaCl <sub>2</sub> )	N %	C <sub>t</sub> %	Humus %	Kalk %
			gS	mS	fS	gU	mU	fU	T						
2	(Sw)Bv	2,2	1,0	4,4	10,1	8,8	18,6	16,8	40,2	Lt3, 1	5,6	0,17	1,85	2,9	1,4
3	(Sd)Bv	25,0	5,4	6,3	14,0	10,9	19,2	14,0	30,2	Lt2, 3	5,2	0,08	0,73	0,8	2,2
4	II P	0,7	1,0	5,1	15,1	6,7	12,3	16,3	43,5	Lt3, 1	5,7	0,07	0,51	0,3	2,6

## A 3.3.9.2 Profil N9

## Potentielle Kationenaustauschkapazität

Probe	Horizont	Kationen c mol <sub>c</sub> / kg								KAK Summe cmol <sub>c</sub> /kg	Basensättigung %
		K	Na	Mg	Ca	Al	Fe	Mn	H		
2	(Sw)Bv	1,09	0,16	6,32	5,78	0,19	0,11	0,03	6,75	20,42	65,3
3	(Sd)Bv	0,60	0,20	5,75	4,56	0,04	0,10	0,01	5,75	17,00	65,3
4	II P	0,66	0,38	14,76	9,62	0,09	0,05	0,01	3,74	29,31	86,7

## A 3.3.9.3 Profil N9

## Bodenphysikalische Kennwerte

Probe	Horizont	Rohdichte	effektive Lagerungsdichte	Feldkapazität	nutzbare Feldkapazität	Luftkapazität	Gesamtporenvolumen	kf-Wert
		g/cm <sup>3</sup>	g/cm <sup>3</sup>	Vol. %	Vol. %	Vol. %	Vol. %	cm/d
2	(Sw)Bv	1,23	1,59	52,2	17,7	7,0	59,2	10
3	(Sd)Bv	1,60	1,87	27,9	9,2	2,9	30,8	4
4	II P	1,36	1,76	43,3	13,9	3,5	46,8	10

## A 3.3.10 Profil N10

## Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Skelett Gew. %	Korngrößen Gew. %							Bodenart	pH (CaCl <sub>2</sub> )	N %	C <sub>t</sub> %	Humus %	Kalk %
			gS	mS	fS	gU	mU	fU	T						
2	(Sw)Bv	0,2	3,3	5,3	8,2	10,0	19,5	17,5	36,2	Lt3, 1	5,0	0,10	1,22	1,6	2,5
3	II P	0,3	0,9	3,1	8,6	7,9	14,6	17,8	47,1	Tu2, 1	6,0	0,07	0,51	0,3	2,7

A 3.3.11 Profil N11

Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Skelett Gew. %	Korngrößen Gew. %							Bodenart	pH (CaCl <sub>2</sub> )	N %	C <sub>t</sub> %	Humus %	Kalk %
			gS	mS	fS	gU	mU	fU	T						
2	(Sw)Bv	-	3,2	5,9	11,3	11,6	21,6	16,0	30,4	Lt2	4,6	0,08	0,96	1,2	2,3
3	II CvP	0,4	0,8	1,8	5,1	11,0	24,8	19,7	36,7	Tu3, 1	6,2	0,08	0,67	0,4	3,5

A 3.3.12 Profil N12

Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Skelett Gew. %	Korngrößen Gew. %							Bodenart	pH (CaCl <sub>2</sub> )	N %	C <sub>t</sub> %	Humus %	Kalk %
			gS	mS	fS	gU	mU	fU	T						
1	(Sw)Bv	0,6	1,4	4,6	10,3	11,6	22,1	15,8	34,3	Lt2, 1	3,8	0,12	1,56	2,1	2,7
2	II CvP	2,9	2,2	9,7	16,6	10,0	13,6	9,5	38,4	Lt3, 1	5,9	0,04	0,42	0,2	2,4

A 3.3.13.1 Profil N13

Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Skelett Gew. %	Korngrößen Gew. %							Bodenart	pH (CaCl <sub>2</sub> )	N %	C <sub>t</sub> %	Humus %	Kalk %
			gS	mS	fS	gU	mU	fU	T						
2	Bv	9,1	2,2	3,7	11,4	10,6	24,0	14,8	33,2	Lt2, 2	4,2	0,16	2,41	3,5	3,4
3	II CvP	0,2	0,6	4,9	9,7	9,5	17,2	18,8	39,3	Lt3, 1	7,2	0,05	3,69	2,5	18,4

A 3.3.13.2 Profil N13

Potentielle Kationenaustauschkapazität

Probe	Horizont	Kationen cmol <sub>c</sub> / kg								KAK Summe cmol <sub>c</sub> /kg	Basensättigung %
		K	Na	Mg	Ca	Al	Fe	Mn	H		
2	Bv	0,27	0,07	5,22	7,17	0,31	0,18	0,16	9,98	23,35	54,5
3	II CvP	0,43	0,13	8,68	12,70	-	0,02	0,01	-	21,96	99,9

## A 3.3.13.3 Profil N13

## Bodenphysikalische Kennwerte

Probe	Horizont	Rohdichte	effektive Lagerungsdichte	Feldkapazität	nutzbare Feldkapazität	Luftkapazität	Gesamtporenvolumen	kf-Wert
		g/cm <sup>3</sup>	g/cm <sup>3</sup>	Vol. %	Vol. %	Vol. %	Vol. %	cm/d
2	Bv	1,14	1,43	46,4	16,7	7,6	54,0	13
3	II CvP	1,64	2,00	39,3	10,2	2,5	41,9	7

## A 3.3.14 Profil N14

## Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Skelett Gew. %	Korngrößen Gew. %							Bodenart	pH (CaCl <sub>2</sub> )	N %	C <sub>t</sub> %	Humus %	Kalk %
			gS	mS	fS	gU	mU	fU	T						
1	(Sw)Bv	-	1,2	4,2	9,8	9,1	18,8	17,4	39,5	Lt3	6,5	0,22	2,29	3,3	3,0
2	II PCv	7,6	2,5	6,5	7,5	13,7	22,2	17,2	30,3	Tu3, 2	6,6	0,10	0,86	0,4	5,3

## A 3.3.15 Profil N15

## Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Skelett Gew. %	Korngrößen Gew. %							Bodenart	pH (CaCl <sub>2</sub> )	N %	C <sub>t</sub> %	Humus %	Kalk %
			gS	mS	fS	gU	mU	fU	T						
1	Ah	-	2,7	11,8	23,9	16,6	16,6	7,3	21,3	Ls3	4,1	0,16	1,69	2,8	0,6
2	M	2,8	2,0	11,9	25,2	16,9	15,7	6,8	21,5	Ls3, 1	5,4	0,06	0,46	0,3	2,3
3	II M	1,2	1,5	6,1	12,7	19,7	22,2	11,7	25,9	Lu, 1	5,8	0,04	0,33	-	2,9

## A 3.3.16 Profil N16

## Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Skelett Gew. %	Korngrößen Gew. %							Bodenart	pH (CaCl <sub>2</sub> )	N %	C <sub>t</sub> %	Humus %	Kalk %
			gS	mS	fS	gU	mU	fU	T						
2	Bv	3,6	3,2	5,5	14,6	10,7	19,8	17,8	28,3	Lt2, 2	3,6	0,10	1,24	1,9	1,0
3	(Sw)Bv	28,6	4,0	5,5	13,4	10,2	19,6	18,1	29,2	Lt2, 3	3,5	0,09	1,03	1,2	2,7
4	II (Sd)CvP	3,5	2,3	3,4	8,7	9,5	19,7	17,5	38,9	Lt3, 2	5,9	0,07	0,32	0,2	1,9

## A 3.3.17 Profil N17

## Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Skelett Gew. %	Korngrößen Gew. %							Bodenart	pH (CaCl <sub>2</sub> )	N %	C <sub>t</sub> %	Humus %	Kalk %
			gS	mS	fS	gU	mU	fU	T						
2	(Sw)Bv	8,1	3,1	5,6	13,3	14,5	23,6	15,0	24,8	Lu, 2	3,9	0,07	0,92	1,1	2,2
3	II P	32,2	2,3	4,5	7,6	5,8	17,3	19,5	43,0	Lt3, 3	6,4	0,09	1,25	0,5	7,7
4	III Cv	19,6	1,6	17,1	25,1	7,3	10,9	12,0	26,0	Lt2, 3	6,9	0,05	3,73	0,5	28,7

## A 3.3.18.1 Profil N18

## Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Skelett Gew. %	Korngrößen Gew. %							Bodenart	pH (CaCl <sub>2</sub> )	N %	C <sub>t</sub> %	Humus %	Kalk %
			gS	mS	fS	gU	mU	fU	T						
2	Bv	7,4	1,7	5,2	29,9	16,0	18,9	11,4	16,8	Slu, 2	3,8	0,06	0,79	0,9	2,2
3	II P	4,3	1,6	5,9	22,7	10,8	11,5	6,8	40,6	Lts, 2	4,6	0,04	0,28	-	3,9

## A 3.3.18.2 Profil N18

## Potentielle Kationenaustauschkapazität

Probe	Horizont	Kationen c mol <sub>c</sub> / kg								KAK Summe cmol <sub>c</sub> /kg	Basensättigung %
		K	Na	Mg	Ca	Al	Fe	Mn	H		
2	Bv	0,12	0,16	1,27	0,85	0,44	0,27	0,01	6,74	9,86	24,3
3	II P	0,31	0,29	9,29	4,09	0,03	0,07	0,01	4,49	18,58	75,2



## A 3.3.18.3 Profil N18

## Bodenphysikalische Kennwerte

Probe	Horizont	Rohdichte	effektive Lagerungsdichte	Feldkapazität	nutzbare Feldkapazität	Luftkapazität	Gesamtporenvolumen	kf-Wert
		g/cm <sup>3</sup>	g/cm <sup>3</sup>	Vol. %	Vol. %	Vol. %	Vol. %	cm/d
2	Bv	1,64	1,79	30,0	20,0	6,2	36,1	11
3	II P	1,53	1,90	31,1	10,2	3,4	34,5	3

## A 3.3.19.1 Profil N19

## Bodenanalytische Standardwerte

Probe	Horizont	Skelett Gew. %	Korngrößen Gew. %							Bodenart	pH (CaCl <sub>2</sub> )	N %	C <sub>t</sub> %	Humus %	Kalk %
			gS	mS	fS	gU	mU	fU	T						
2	Bv	8,6	1,7	4,3	33,8	12,4	18,6	13,1	16,2	Slu, 2	3,6	0,04	0,82	0,9	2,5
3	SwBv	7,4	3,3	5,4	31,4	11,8	17,1	13,2	17,8	Ls2, 2	3,5	0,04	0,30	0,3	1,0
4	II SdBvCv	36,8	5,4	17,5	35,8	5,3	7,0	6,3	22,7	Ls4, 3	3,5	0,04	0,12	-	2,4
5	III Cv	25,8	6,6	28,6	48,9	3,2	2,4	1,2	9,1	St2, 3	3,5	0,03	0,05	-	3,2

## A 3.3.19.2 Profil N19

## Potentielle Kationenaustauschkapazität

Probe	Horizont	Kationen cmol <sub>c</sub> /kg								KAK Summe cmol <sub>c</sub> /kg	Basensättigung %
		K	Na	Mg	Ca	Al	Fe	Mn	H		
2	Bv	0,08	0,11	0,05	0,06	1,69	0,22	0,01	7,24	9,44	3,0
3	SwBv	0,15	0,11	0,23	0,07	1,28	0,21	0,01	6,74	8,80	6,4
4	II SdBvCv	0,26	0,15	2,02	0,17	1,40	0,23	0,01	10,24	14,46	18,0
5	III Cv	0,23	0,20	2,67	0,44	1,14	0,15	0,01	7,74	12,57	28,1

Probe	Horizont	Rohdichte g/cm <sup>3</sup>	effektive Lagerungs- dichte g/cm <sup>3</sup>	Feld- kapazität Vol. %	nutzbare Feldkapazität Vol. %	Luft- kapazität Vol. %	Gesamt- poren- volumen Vol. %	kf- Wert cm/d
2	Bv	1,40	1,54	35,3	25,9	8,0	43,4	41
3	SwBv	1,55	1,71	31,8	14,7	6,7	38,5	20
4	II SdBvCv	1,67	1,88	21,1	9,4	3,4	24,5	6
5	III Cv	1,57	1,66	19,0	11,6	12,8	31,9	79

## A 4 Verzeichnis der botanischen Namen

<i>Abies alba</i>	Tanne
<i>Acer platanoides</i>	Spitzahorn
<i>Acer pseudoplatanus</i>	Bergahorn
<i>Aegopodium podagraria</i>	Giersch
<i>Agrimonia eupatoria</i>	Kleiner Odermennig
<i>Ajuga reptans</i>	Kriechender Günsel
<i>Alnus glutinosa</i>	Schwarzerle
<i>Anemone nemorosa</i>	Buschwindröschen
<i>Avenella flexuosa</i>	Drahtschmiele
<i>Betonica officinalis</i>	Heilziest
<i>Betula pendula</i>	Hängebirke
<i>Brachypodium sylvaticum</i>	Waldzwenke
<i>Calamagrostis epigeios</i>	Landreitgras
<i>Calluna vulgaris</i>	Heidekraut
<i>Cardamine pratensis</i>	Wiesenschaumkraut
<i>Carex canescens</i>	Graue Segge
<i>Carex elongata</i>	Walzensegge
<i>Carex flacca (Schreb.)</i>	Blaugrüne Segge
<i>Carex gracilis</i>	Schlanke Segge
<i>Carex remota</i>	Winkelsegge
<i>Carex sylvatica</i>	Waldsegge
<i>Carpinus betulus</i>	Hainbuche
<i>Cerasus avium</i>	Vogelkirsche (Süßkirsche)
<i>Chrysosplenium oppositifolium</i>	Gegenblättriges Milzkraut
<i>Cicerbita muralis</i>	Mauerlattich
<i>Cirsium arvense</i>	Ackerkratzdistel
<i>Cornus mas</i>	Kornelkirsche
<i>Corylus avellana</i>	Haselnuß
<i>Crataegus oxyacantha</i>	Zweigrifflicher Weißdorn
<i>Cytisus scoparius</i>	Besenginster

<i>Dactylis polygama</i>	Waldknäuelgras
<i>Dryopteris spec.</i>	Wurmfarn
<i>Epilobium angustifolium</i>	Schmalblättriges Weideröschchen
<i>Epilobium montanum</i>	Bergweideröschchen
<i>Equisetum sylvaticum</i>	Waldschachtelhalm
<i>Eupatoria cannabinum</i>	Gemeiner Wasserdost
<i>Fagus sylvatica</i>	Rotbuche
<i>Festuca heterophylla</i>	Verschiedenblättriger Schwingel
<i>Fragaria vesca</i>	Walderdbeere
<i>Frangula alnus</i>	Faulbaum
<i>Fraxinus excelsior</i>	Gewöhnliche Esche
<i>Galeopsis tetrahit</i>	Stechender Hohlzahn
<i>Galium rotundifolium</i>	Rundblättriges Labkraut
<i>Galium verum</i>	Echtes Labkraut
<i>Geranium robertianum</i>	Rupprechts Storchschnabel
<i>Geum urbanum</i>	Echte Nelkenwurz
<i>Glechoma hederacea</i>	(Efeu-)Gundelrebe
<i>Hieracium sylvaticum</i>	Waldhabichtskraut
<i>Impatiens parviflora</i>	Kleinblütiges Springkraut
<i>Juglans regia</i>	Walnuß
<i>Juncus effusus</i>	Flatterbinse
<i>Juniperus communis</i>	Gewöhnlicher Wacholder
<i>Larix decidua</i>	Europäische Lärche
<i>Ligustrum vulgare</i>	Gewöhnlicher Liguster
<i>Lolium multiflorum</i>	Italienisches Raygras
<i>Lonicera xylosteum</i>	Rote Heckenkirsche
<i>Luzula luzuloides</i>	Buschhainsimse
<i>Luzula pilosa</i>	Haarhainsimse
<i>Lysimachia nummularia</i>	Pfennigkraut
<i>Melampyrum pratense</i>	Wiesenwachtelweizen
<i>Mentha arvensis</i>	Ackerminze
<i>Molinia caerulea</i>	Pfeifengras
<i>Oxalis acetosella</i>	Waldsauerklee

Picea abies	Fichte
Pinus sylvestris	Waldkiefer
Plagiomnium affine ( <i>Funck</i> ) <i>Kop.</i>	Verwandtes Sternmoos
Plagiomnium undulatum ( <i>Hedw.</i> ) <i>Kop.</i>	Gewelltes Sternmoos
Poa nemoralis	Hainrispengras
Polytrichum commune ( <i>Hedw.</i> )	Goldenes Frauenhaar (Gemeines Haarmützenmoos)
Populus tremula	Zitterpappel (Aspe)
Prunella vulgaris	Kleine Brunelle
Prunus spinosa	Schlehe
Pyrus pyraster	Wildbirne
Quercus petraea	Traubeneiche
Quercus robur	Stieleiche
Quercus rubra	Roteiche
Ranunculus nemorosus	Waldhahnenfuß
Rosa canina	Hundsrose
Rubus fruticosus	Echte Brombeere
Rumex obtusifolius	Stumpfbältriger Ampfer
Salix caprea	Salweide
Sambucus nigra	Schwarzer Holunder
Scleropodium purum ( <i>Hedw.</i> ) <i>Limpr.</i>	Rauhstielmoos
Scrophularia nodosa	Knotenbraunwurz
Solanum dulcamara	Bittersüßer Nachtschatten
Sorbus aucuparia	Vogelbeerbaum
Sorbus torminalis	Elsbeere
Sphagnum palustre <i>L.</i>	Sumpfbleichmoos
Stachys sylvatica	Waldziest
Stellaria graminea	Grasstermiere
Stellaria holostea	Große Stermiere
Taraxacum officinale	Gemeiner Löwenzahn
Thuidium tamariscinum ( <i>Hedw.</i> ) <i>Br.Eur.</i>	Tamariskenartiges Thujamoos
Tilia cordata	Winterlinde
Tilia platyphyllos	Sommerlinde
Ulmus minor	Feldulme

*Urtica dioica*

*Vaccinium myrtillus*

*Vicia sepium*

*Vicia sylvatica*

*Vinca minor*

*Viola spec.*

Große Brennessel

Heidelbeere

Zaunwicke

Waldwicke

Kleines Immergrün

Veilchen