

Boden- und Landschaftsentwicklung in der saalezeitlichen Stauchungszone der Dammer Berge mit dem Übergang zur Mittelgebirgsschwelle

**Exkursionsführer zur 34. Jahrestagung der Arbeitsgruppe Paläopedologie
der DBG vom 14. bis 16. Mai 2015 in Vechta**

Bodo Damm, Susanne Döhler (Hrsg.)

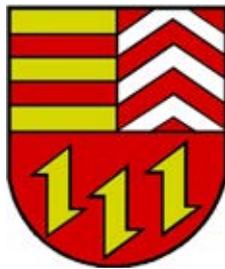
Vechta 2015

Unterstützt durch



Landesamt für
Bergbau, Energie
und Geologie

GEOZENTRUM HANNOVER



Landkreis Vechta



**Niedersächsisches
Institut für historische
Küstenforschung**



**Leibniz-Institut für
Angewandte Geophysik**

Inhaltsverzeichnis

Tagungsprogramm	5
1. Das Exkursionsgebiet (<i>B. Damm, S. Döhler, N. Springer</i>)	8
1.1 Geomorphologisch-topographischer Rahmen	8
1.2 Geologie und Glazialtektonik	12
Untergrund und Sedimente	12
Glazialtektonik.....	14
Entstehung von Flugsanddecken und Binnendünen.....	16
1.3 Klima, Boden und Vegetation.....	18
Klima.....	18
Boden	18
Vegetation	20
2. Paläoböden aus quartären Sedimenten im Norddeutschen Vereisungsgebiet – ein Überblick (<i>P. Felix-Henningsen</i>)	21
2.1 Einleitung.....	21
2.2 Fossile Böden in periglazialen Sedimenten der Weichsel-Vereisung.....	21
2.3 Reliktböden auf Grundmoränen der Saale-Vereisungen	22
2.4 Paläoböden des älteren Mittelpleistozäns und Altpleistozäns	25
Ganztagesexkursion „Dammer Berge“	27
Standort „Mordkuhlenberg“ - Übersicht über das Exkursionsgebiet (<i>B. Damm</i>)	27
Standort Schemde / Grube Haskamp (Dammer Berge) - Boden- und Sedimententwicklung und geoarchäologische Befunde (<i>B. Terhorst, L. Ebner, M. Frechen</i>)	29
Profil GH I	29
Profil GH II	30
Profil GH III	33
Profil GH IV (Humose Schichten).....	35
Profil GH TT.....	38
Profil GH V (Kolluvium und Feuerstelle).....	39
Die Grube Haskamp im Überblick	43
Standort Schemde / Grube Luhr (Dammer Berge) - Boden- und Sedimententwicklung (<i>B. Terhorst, L. Ebner</i>).....	45
Aufschluss Grube Luhr (ELG I)	45
Standort Bergfeine – Moräne (<i>B. Terhorst, L. Ebner, M. Frechen</i>).....	48
Profil Osterfeine (OF 1).....	48

Standort Tonnenmoor - Eisen-Humus-Podsol und Paläoböden (<i>S. Döhler, N. Springer, B. Damm, M. Frechen</i>)	50
Standort Universitätsesch – Grauer Plaggenesch über Podsol (<i>N. Springer, S.Döhler</i>)	56
Halbtagesexkursion „Dümmer und Stemweder Berg“	60
Standort Dümmer – Genese und Seespiegelschwankungen (<i>B. Damm</i>)	60
Standort Quernheim - Kaltzeitliche Dünen und neuzeitliche Remobilisierung (<i>B. Damm</i>)	62
Standort Brockum - Böden und Paläoböden an einem Sanddünenstandort (<i>B. Terhorst, L. Ebner, M. Frechen</i>)	64
Standort Stemweder Berg - Genese periglazialer Sedimente (<i>B. Terhorst, T. Sprafke, M. Frechen, E. Solleiro Rebolledo</i>)	68
Profil SW I	68
Profil SW II	73
Standort Steigenberg (optional) (<i>B. Terhorst</i>)	76
Profil SB I	76
Literatur	79

Tagungsprogramm

Do. 14.05.2015, 16:00-20:00 Uhr Sitzung der Arbeitsgruppe Paläopedologie (Programm wird gesondert bekannt gegeben). Im Anschluss daran findet ein gemeinsames Essen statt (Selbstzahler).

Fr. 15.05.2015, 8:30-19:00 Uhr **Ganztagesexkursion „Dammer Berge“** (Boden- und Landschaftsentwicklung, Stauchungszone der saalezeitlichen Glaziallandschaft).

	Exkursionspunkt	Exkursionsthema
1	Universität Vechta / ISPA Parkplatz	Abfahrt 8:30 Uhr (pünktlich)
2	Steinfeld (Rand des Zungenbeckens)	Einführung in des Exkursionsgebiet
3	Mordkuhlenberg (Aussichtsturm)	Übersicht über die Stauchungszone, Dämmerniederung und Mittelgebirge
4	Schemde (Grube Haskamp)	Mittelpleistozäne Sedimente und Bodenbildungen, archäologische Grabung
5	Schweizer Haus	Mittagspause im Restaurant „Schweizer Haus“
6	Schemde (Grube Luhr)	Mittelpleistozäne Sedimente, periglaziale Lagen
7	Bergfeine (Moränenstandort)	Glaziale Sedimente, Paläoböden, aktuelle Bodenentwicklung
8	Tonnenmoor (Moränenstandort)	Periglaziale Sedimente, Paläoböden, aktuelle Bodenentwicklung
9	Unversität Vechta (Plaggenesch)	anthropogener Auftragsboden
10	Universität Vechta / Parkplatz ISPA	Ankunft gegen 19:00 Uhr

Am Abend ist ein Treffen im Gasthaus „Elmendorffburg“ in der Innenstadt von Vechta vorgesehen (Selbstzahler)

Sa. 16.05.2015, 8:30-14:00 Uhr **Halbtagesexkursion „Dümmer und Stemweder Berg“** (Boden- und Landschaftsentwicklung, Binnendünen, Löss der Mittelgebirge).

	Exkursionspunkt	Exkursionsthema
1	Universität Vechta / ISPA Parkplatz	Abfahrt 8:30 Uhr (pünktlich)
2	Dümmersee und Dämmerniederung	Entwicklung des Dümmers, Sandauswehungen
3	Quernheim	Alt- und Jungdünen, neuzeitliche Landschaftsdegradation
4	Brockum	Alt- und Jungdünen, Paläoböden
5	Stemweder Berg	Periglaziale Lagen, Löss, Paläoböden
6	Vechta / Bahnhof	Ankunft gegen 14:00 Uhr

Teil I
Einführung in das Exkursionsgebiet

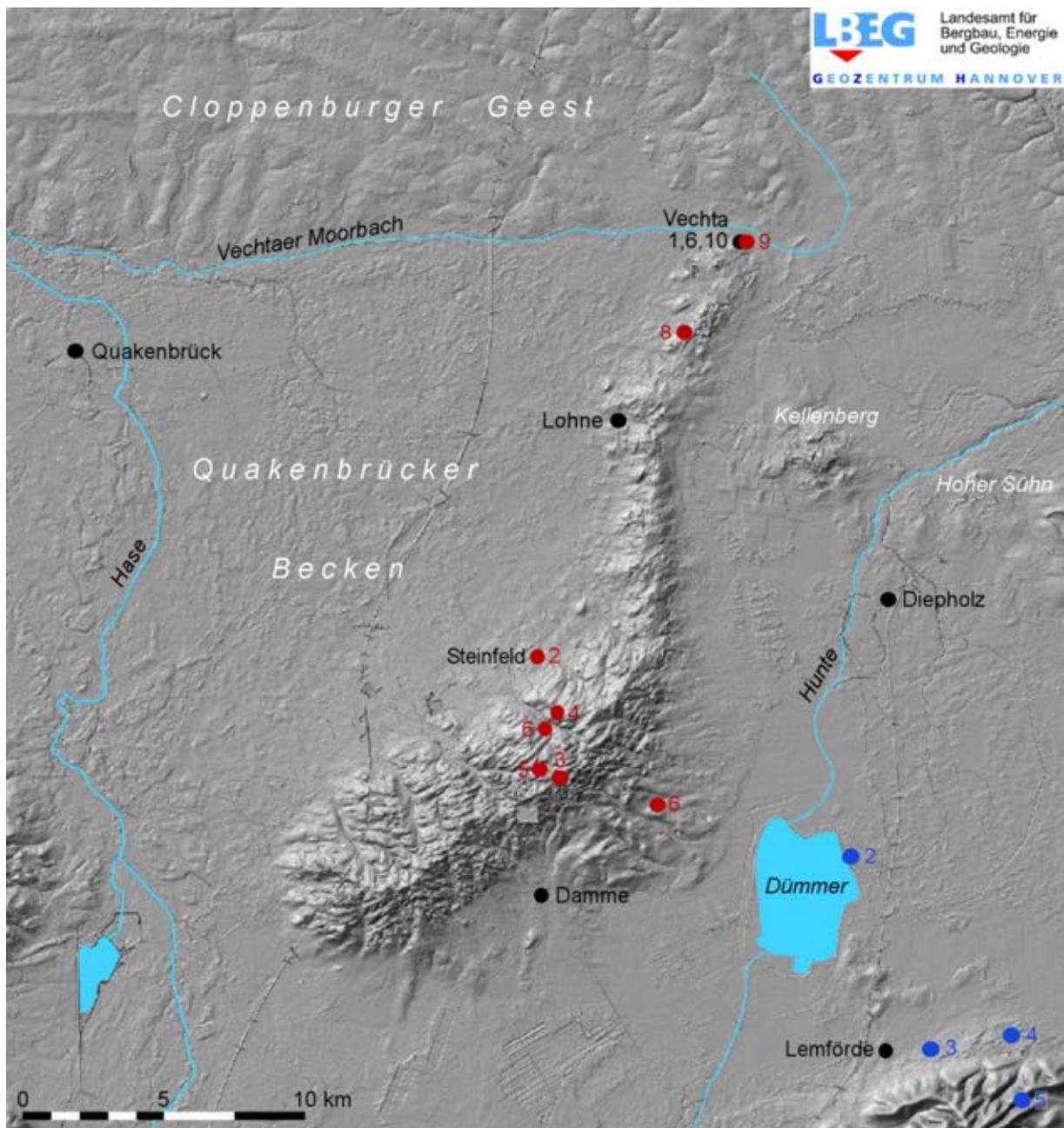


Abbildung 1: Hillshade des Exkursionsgebietes mit der Stauchendmoräne der Dammer Berge im Zentrum. Exkursionsstandorte: rote Punkte = Ganztagesexkursion „Dammer Berge“, blaue Punkte = Halbtagesexkursion „Dümmerniederung und Stemweder Berg“ (Quelle: LBEG, Geozentrum Hannover).

1. Das Exkursionsgebiet

Bodo Damm, Susanne Döhler, Nina Springer

1.1 Geomorphologisch-topographischer Rahmen

Das Exkursionsgebiet (vgl. Abb.1) ist Teil des westlichen niedersächsischen Tieflandes und erstreckt sich zwischen der Cloppenburg Geest, einer ausgedehnten Grundmoränenplatte im Norden, und dem Rand der Mittelgebirge. Dieser tritt im Südwesten und Süden im Wiehengebirge sowie im Südosten im Steweder Berg, einer dem Wiehengebirge vorgelagerten oberkreidezeitlichen Kalksteinscholle, zu Tage.

Landschaftsprägendes Element des Exkursionsgebietes ist der Fürstenau-Dammer-Stauchmoränen-Komplex („Bersenbrücker Lobus“, vgl. Abb. 3). Er gilt als Teil der seit Woldstedt (1928) so bezeichneten Rehburger Eisrandlage, einem Endmoränenzug der älteren Saale-Eiszeit (Ehlers et al. 2011). Die Rehburger Eisrandlage (Abb. 2) lässt sich von der deutsch-niederländischen Grenze über eine Distanz von 250 km bis nach Hannover und im weiteren Verlauf - weniger deutlich - bis in die Region um Braunschweig und Magdeburg verfolgen (vgl. auch Van der Wateren 1987). Aufgrund der girlandenartigen Ausbildung mit leicht geschwungenem Verlauf der Moränenhauptkämme, welche die Konturen ehemaliger Gletscherzungen erkennen lassen, wird in der Randlage ein zeitlich homogener und weitgehend geschlossener Eisrand gesehen. Dieser wird der „Rehburger Phase“ des Drenthe-Stadiums zugerechnet (u.a. Liedtke 1981a, Ehlers 1990, Nowel 2003).

Die Rehburger Eisrandlage gilt als ältester morphologisch erhaltener Endmoränenzug in Nordwestdeutschland. Ältere Moränenzüge der Elster-Eiszeit dürften durch Vorstöße des Saale-Eises, das im Vergleich zum Elster-Eis nahezu überall in Nordwestdeutschland weiter nach Süden gereicht hat, abgetragen bzw. überdeckt worden sein (vgl. Meyer 1987, Ehlers et al. 2004). In direkter Nachbarschaft des Exkursionsgebietes gelten die östlich des Bersenbrücker Lobus gelegenen Höhenrücken des Kellenberges und des Hohen Sühs ebenfalls als Teilglieder der Rehburger Eisrandlage.

Der Eisrand des Bersenbrücker Lobus mit einem Durchmesser von rund 35 Kilometern gilt als markantestes Relikt der Rehburger Eisrandlage (Wunderlich 1963, van der Wateren 1987) und ist im Vergleich zu anderen Endmoränengliedern in weiten Abschnitten morphologisch gut erhalten. Bemerkenswert ist hier, wie auch an anderen Gliedern der Rehburger Eisrandlage (u.a. Meyer 1987), dass ein wesentlicher Bestandteil der glazialen Serie, der Sander, fehlt. An seine Stelle treten schmale Abdachungssäume, die zum Teil von einer lückenhaft verbreiteten Grundmoräne überlagert werden oder aus dieser aufgebaut sind.

Der Bersenbrücker Lobus setzt sich aus zwei ausgedehnten Moränenkomplexen mit Höhen von bis zu 146 m ü.M. - Fürstenauer/Ankumer Berge im Westen sowie Dammer Berge im Osten - zusammen, die im Stirnbereich von der rund sechs Kilometer breiten Flussniederung der Hase durchbrochen werden (vgl. Abb. 3). Aufgrund der glazialtektonischen Situation, die zur Entstehung der Eisrandlage führte (vgl. Kapitel 1.2), sollte es sich bei diesem Durchbruch um einen, nach dem Rückzug des Eises angelegten erosiven Einschnitt handeln und nicht um ein ehemaliges Gletschertor (vgl. Preu 1995).

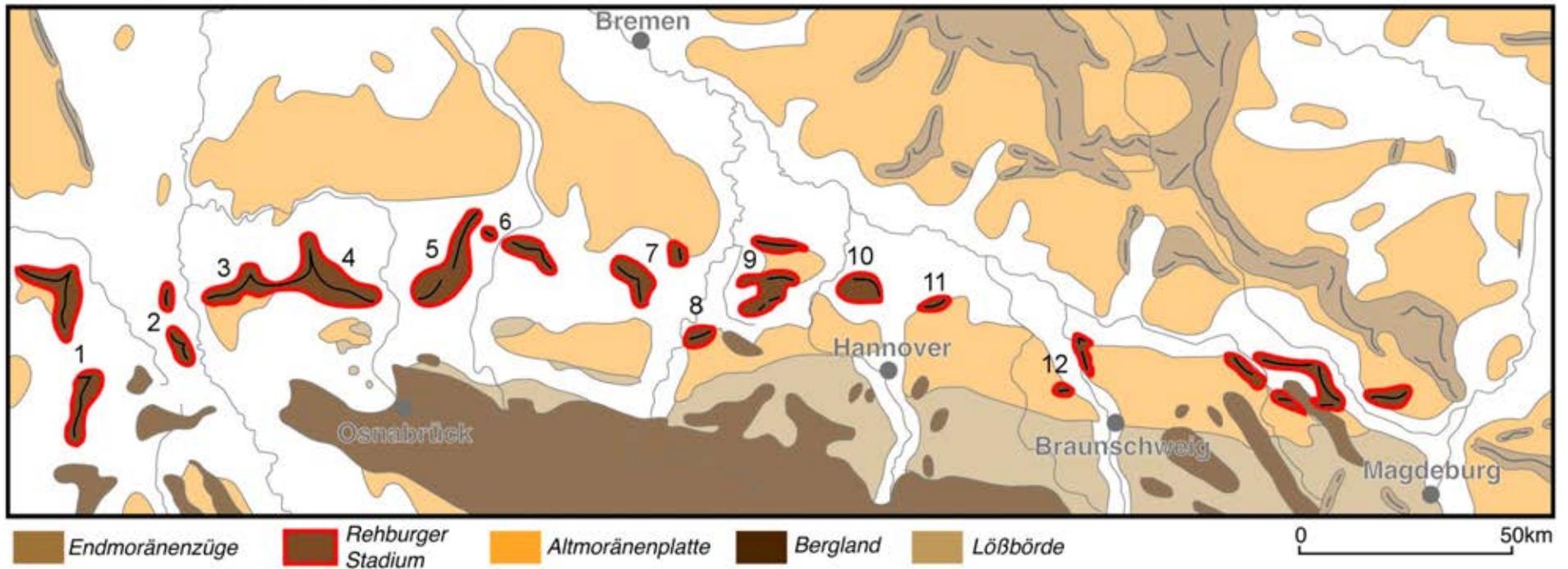


Abbildung 2: Teilglieder der Rehburger Eisrandlage in Norddeutschland (verändert nach Ebner 2014, auf der Grundlage von Gohl 1972). Erläuterung: 1-Uelsener und Enscheder Höhen, 2-Emsbürener Höhen, 3-Lingener und Baccumer Höhen, 4-Fürstenauer Berge, 5-Dammer Berge, 6-Hoher Sühn und Kellenberg, 7-Uchter Börde und Heisterberg, 8-Büchenberg, 9-Mardorfer, Schneerener und Husumer Berge (= Rehburger Endmoränen), 10-Brelinger und Mellendorfer Berge, 11-Isernhagener Rücken, 12-Höhen bei Leiferde und Peine.

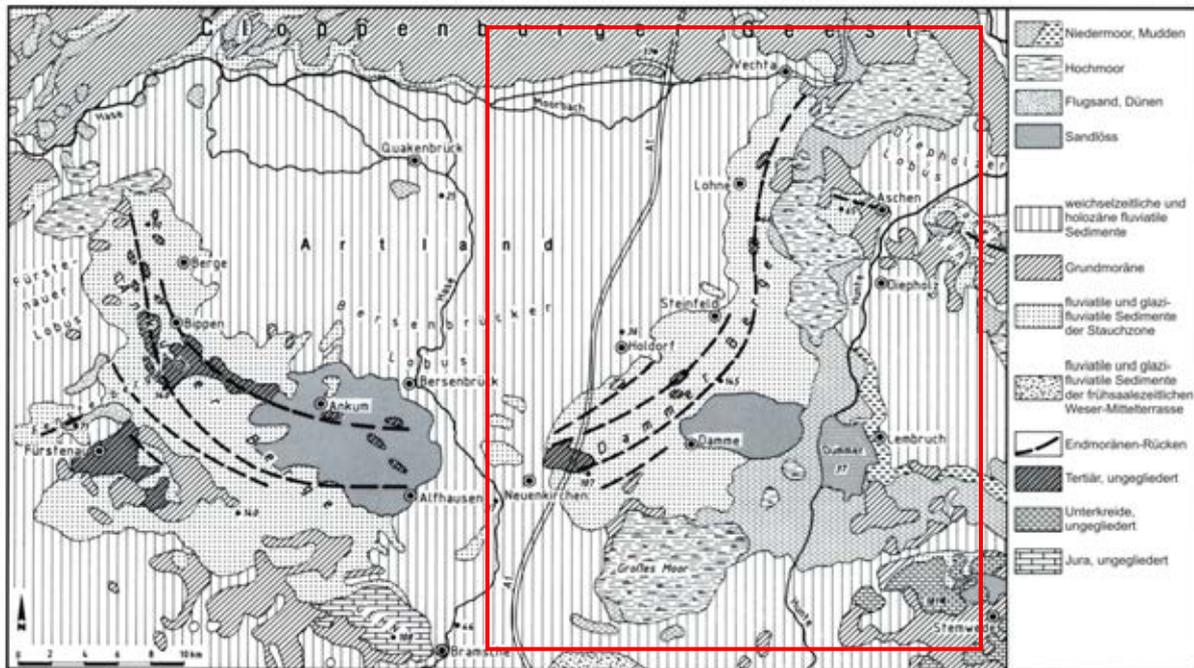


Abbildung 3: Geologische Übersicht über den Bersenbrücker Lobus mit Fürstenaue und Dammer Bergen, dem als Artland bezeichneten ehemaligen Gletscherzungenbecken sowie dem Dümmer im Osten und dem Stemmwerder Berg im Südosten. Die Karte beruht auf einer älteren Vorstellung zum Verlauf gestaffelter Endmoränenzüge in den Dammer Bergen, für die jedoch der geomorphologische Beleg fehlt, und die als überholt gelten muss. Den rechten Teil des Kartenbildes (Rahmen) nimmt das Exkursionsgebiet ein (Kartengrundlage verändert aus Preu 1995, nach Galbas et al. 1980).

Die Hase entwässert das von beiden Moränenkomplexen eingeschlossene und als Artland oder Quakenbrücker Becken bezeichnete und mehr als 100 m tiefe ehemalige Gletscherzungenbecken (van der Wateren 1987) mit einer mittleren Höhe von 25-30 m ü.M. und verläuft nördlich von Quakenbrück entlang des Randes der Cloppenburg Geest nach Westen. Nach dem Eisrückzug war die glazial geformte Beckenlandschaft Akkumulationsraum für Abtragungsprozesse aus den höher gelegenen Moränengebieten und Eisrandbildungen der Umgebung und später auch für die Sedimente der Hase. Aus diesem Zungenbecken taucht die Grundmoräne erst weiter nördlich in der Cloppenburg Geest auf. Den östlichen Teil des Bersenbrücker Lobus bauen die Dammer Berge auf, die südlich von Vechta mit einer lateralen Eisrandbildung ansetzen und im weiteren Verlauf nach Südwesten hin bis in den Raum von Neuenkirchen zu einem endnahen, 4 bis 6 Kilometer breiten Stauchmoränenkomplex umbiegen (vgl. Abb. 3). Während der nördliche, weitgehend als glazifluviale Eisrandbildung entwickelte Teil der Dammer Berge Höhen zwischen 30 und 75 m ü.M. aufweist und vergleichsweise reliefarm ist, erreichen die Kammlagen des Stauchmoränenkomplexes Höhen zwischen 110 und 146 m ü.M. (Signalberg). Sie sind aus tertiären sowie alt- bis mittelpleistozänen Sedimenten aufgebaut, die bis in Tiefen von mehr als 100 m in langgezogene 50-200 m breite Schollen zerlegt und durch Aufschiebung gegeneinander versetzt wurden.

Auf der Grundlage der Arbeiten von Koehn (1970, zitiert nach Galbas et al. 1980) wurde für die Dammer und Fürstenaue Berge die Existenz von vier gestaffelten „Moränenzügen“ angenommen, die als Folge frontaler Stirnstauungen vor oder als Basalstauungen unter dem Inlandeis entstanden sein sollen (vgl. auch van der Wateren 1987). Sie werden als „Bippener“, „Dammer“, „Ankumer“ und „Lohner“ Staffeln bezeichnet und unterschiedlichen Vorstoßphasen zugeordnet (vgl. auch Preu 1995). Allerdings fehlen für die Existenz zusammenhängender und parallel verlaufender Moränenzüge in den Dammer Bergen nicht

nur die geomorphologischen Geländebefunde: Das digitale Geländemodell (DGM) zeigt stattdessen das Bild eines inhomogenen Moränenkomplexes, aufgebaut aus kleinteilig zerscherten, aufgeschuppten und in Längsstrukturen angeordneten Schollen (vgl. auch Abb. 4), worauf auch die geomorphologischen Analysen von Galbas et al. (1980) in den Dammer Bergen, Meyer (1987) in den Stauchungsbereichen von Kellenberg und Hoher Sühn sowie Keller (1973) in den Fürstenauer Bergen hinweisen.

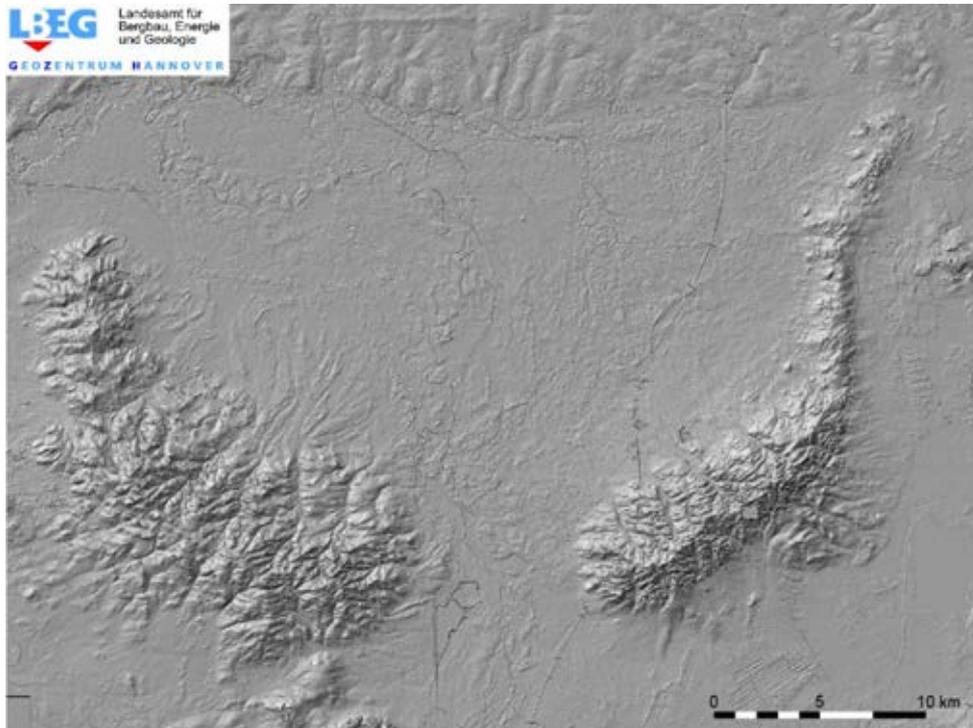


Abbildung 4: DGM der Fürstenauer (links) und Dammer Berge (rechts) (Quelle: LBEG, Geozentrum Hannover).

Die Kammbereiche der aufgeschuppten Schollen und Rücken im Dammer Moränenkomplex wurden während der nachfolgenden Kaltzeiten durch periglaziale Prozesse in weiten Bereichen abgetragen und widerstandsfähigere Geländepartien („Kiesrippen“) wurden herauspräpariert (vgl. auch Meyer 1987). Für den gesamten solifluidalen Abtrag seit der Entstehung der Dammer Berge werden Beträge von mindestens 20 bis 30 m in Betracht gezogen (Galbas et al. 1980).

Als weitere wesentliche Landschaftselemente schließen sich innerhalb des Exkursionsgebietes östlich der Dammer Berge die Hunte-Niederung mit dem Dümmer (37 m ü.M.) sowie im Südosten der Stemweder Berg (180 m ü.M.) an, der die Umgebung (mittlere Höhen: 40 bis 50 m ü.M.) deutlich überragt. Im Gegensatz zu den Vorstellungen von Dahms (1974) dürfte die Entstehung der Hunte-Niederung auf die Ausräumung von weicheren Tonsteinen der Unterkreide als Folge einer Reliefumkehr zurückzuführen sein (vgl. Dölling 2006), wodurch auch die so genannte „Dümmerwanne“ entstand. Diese wurde im frühen und mittleren Pleistozän bis an ihre Südgrenze durch glaziale Prozesse ausgeräumt und weichselzeitlich periglazial wieder verfüllt (vgl. Galbas et al. 1980). Im Wesentlichen im ausgehenden Pleistozän dürften sich anschließend die zahlreichen Vorkommen von Flugsanddecken und Dünen entlang der Hunte-Niederung sowie am Nordrand des Stemweder Berges entwickelt haben, wohingegen die ausgedehnten Hoch- und Niedermoorbildungen der Hunte-Niederung erst seit dem Präboreal entstanden sein dürften (vgl. Preu 1995).

1.2 Geologie und Glazialtektonik

Untergrund und Sedimente

Der geologische Untergrund des Exkursionsgebietes ist durch Bohrungen im näheren und weiteren Umfeld der Dammer Berge bis in Tiefen von rund 270 m vergleichsweise gut bekannt (vgl. Galbas et al. 1980, Meyer 1987). In diesem Raum liegen einer weitflächig eingeebneten kreidezeitlichen Oberfläche, die südlich des Dümmers im Stemweder Berg ansteht, 55-200 m mächtige fossilarme Tone, Mergel und glaukonitische Sande auf, die während mariner Transgressionsphasen im Zeitraum zwischen Paläozän und Miozän zur Ablagerung kamen. Als Teil der kreidezeitlichen Sedimentation und Gesteinsbildung ist ein Eisenerzvorkommen erwähnenswert (vgl. Dölling 2006), das sich im Nordflügel der so genannten „Dammer Oberkreide-Mulde“ über eine Breite von 1,5 km und eine Länge von rund 20 km bis in einen Bereich östlich des Dümmers erstreckt und in einer Erzgrube im Kambereich des Dammer Stauchmoränenkomplexes unter Tage abgebaut wurde (1948-1967). Das Vorkommen aus Brauneisenerzkonglomerat (unteres Campan, jüngere Oberkreide) besteht im Wesentlichen aus Toneisensteingeröllen mit Eisengehalten von 25-38%.

Kreidezeitliche und tertiäre Sedimente wurden im Bereich der saalezeitlichen Stauchungszone zum Teil abgeschert, schollenartig zerbrochen und bis an die Oberfläche aufgepresst. Demzufolge kommen in den gestauchten Sedimenten der Rehburger Eisrandlage in geringerem Umfang auch marine und mitunter fossilienführende Sedimente vor, wie beispielsweise Septarientone oder Glaukonitsande (vgl. Meyer 1979, Meyer 1987a).

Als Folge der tektonischen Heraushebung gegen Ende des Miozäns wurde das Exkursionsgebiet landfest und es entstand eine Sedimentationslücke (Meyer 1984a). Den marinen Sanden und Tonen liegt daher unmittelbar eine durchschnittlich 50-90 m und stellenweise bis zu 175 m mächtige Abfolge pleistozäner Sedimente der elster- und saalezeitlichen Vereisungen auf, die zum Teil in die glazialen Stauchprozesse einbezogen wurden. Die Stauchmoränen der Rehburger Eisrandlage setzen sich demzufolge aus Sedimenten unterschiedlicher Herkunft und Genese zusammen:

- Überwiegend sind Sande bzw. kiesige Sande mit mäßigen bis hohen Anteilen nordischer Komponenten (Feuerstein, skandinavisches Kristallin etc.) am Aufbau der Stauchmoräne beteiligt. Im Wesentlichen handelt es dabei sich um saale-zeitliche Schmelzwasserablagerungen (qD, S, G / glazifluviatil, GK 25 3315/ 3415) mit 20-40 m mächtigen Abfolgen aus fein- bis mittelkörnigen, häufig kiesfreien Sanden, die aufgearbeitete elsterzeitliche Sedimente sowie tertiäre Sande und Tone enthalten (u.a. Meyer 1979, van der Wateren 1987). Flächenhaft verbreitet sind gelbliche bis hellgraue drenthezeitliche Vorschüttsande mit Mächtigkeiten von >10-20 m, die sich aus meist schräggeschichteten, mitunter auch horizontal gelagerten Fein- und Mittelsanden zusammensetzen. Sie enthalten häufig Grobsandeinschaltungen und Kiesbänke.
- Neben Schmelzwasserablagerungen sind nichtglaziäre Sedimente des ehemaligen Gletschervorfeldes in größerem Umfang in die Stauchmoränen einbezogen. Dabei handelt es sich einerseits um Kiese und kiesige Sande der Weser und anderer südlicher Flüsse mit hohen Quarz- und Quarzitgehalten, die weitgehend in das Altpleistozän gestellt werden (Meyer 1979, Meyer 1983). Kennzeichnend für entsprechende Ablagerungen ist die Armut an nordischen Komponenten bei sehr geringen Anteilen an Feuerstein von meist <0,5 %. Darüber hinaus kommen quarz- und quarzitreiche baltische Sedimente vor (vgl. Bijlsma 1981), von denen angenommen wird, dass sie vor der ersten Vereisung Norddeutschlands abgelagert wurden. Kiese und kiesige Sande der Weser, die vor dem Anrücken des saalezeitlichen Eises abgelagert wurden (Oberterrasse, Mittelterrasse etc.) setzen sich vor allem aus Kieselschiefern, Sandsteinen, quarzitischen Sandsteinen und Kristallin des Thüringer Waldes zusammen (Meyer 1979). Mittelterrassenablagerungen

der Weser, die im Stauchmoränenkomplex des Bersenbrücker Lobus häufig vorkommen, sind überwiegend aus Buntsandstein, Keuper-, Jura- und Wealdensandstein, Milchquarz, Kieselschiefer, Grauwacke, Quarzit und Thüringer-Wald-Kristallin (insbesondere Porphyry) zusammengesetzt. Darüber hinaus kann untergeordnet (<10%) nordisches Material enthalten sein (vgl. Meyer 1987).

- Grundmoräne ist im Bereich der Stauchkomplexe nur selten anzutreffen und Vorkommen von elsterzeitlichem Geschiebelehm sind in den Moränen des Bersenbrücker Lobus unbekannt (vgl. Ehlers 1990). Drenthezeitliche Grundmoräne (qD, U, Lg / Geschiebelehm, GK 25 3315/ 3415) liegt im Allgemeinen als gelblich-brauner, grauer oder blau- bis grüngrauer, oft stark sandiger und in der Regel kalkfreier Geschiebelehm vor. Dieser setzt sich aus unsortierten und in Abhängigkeit vom Feinkornanteil (Schluff, Ton) mehr oder weniger bindigen Sanden sowie feineren Kiesen mit variabler Beimengung größerer Geschiebe zusammen.
- Hinweise auf interglaziale Ablagerungen, wie sie beispielsweise im altpleistozänen Interglazial von Steinfeld-Scherbrink in den Dammer Bergen vorkommen (Glatthaar 1981), sind im Stauchbereich der Dammer Berge selten, wenn auch Torf- und Holzkohlereste, die in Aufschlüssen und Bohrungen immer wieder in unterschiedlicher Mächtigkeit angetroffen werden, unter Umständen als interglaziale Bildungen (Holstein-Interglazial?) gedeutet werden können (hierzu auch Meyer 1987a).
- Im Umfeld des Stauchmoränenkomplexes der Rehburger Eisrandlage kommt in wechselnden Mächtigkeiten so genannter „Talsand“ (qw, s, f / fluviatiler Sand, GK 25 3315/ 3415) vor, der in den Übergangsbereichen zur Stauchzone meist geringmächtig (<2 m), im Bereich übertiefer Zungenbecken allerdings auch mit Mächtigkeiten >15 m auftritt (vgl. Meyer 1983). Im Bereich der Moränenkomplexe von Kellenberg und Hoher Sühn beschreibt Meyer (1987a) die hier vorkommenden Talsande als überwiegend „periglaziär-aquatische“ Ablagerungen aus überwiegend horizontal geschichteten und nahezu reinen Quarzsanden (Fein- bis Mittelsand). Schluffige bis tonige Sande sowie schluffige Tone treten insbesondere in den oberen Profilhorizonten auf, wohingegen kiesige Horizonte selten vorkommen.
- Die Lockergesteine des Stauchmoränenkomplexes der Rehburger Randlage und seines Umfeldes werden in wechselnden Mächtigkeiten von periglazialen Decksedimenten überlagert. Neben Solifluktsdecken und äolischen Decksanden tritt häufig eine „Steinsohle“ auf, die windgeschliffene Gesteinskomponenten in unterschiedlichen Anteilen enthält (Meyer 1987a). Besonders deutlich sind Steinsohlen über geschichteten und mäßig skelettführenden Schmelzwassersanden ausgebildet, weniger deutlich über kiesreichen Sanden, Schottern und Geschiebelehm (Meyer 1983). Darüber hinaus kommt verbreitet so genannter „Geschiebedecksand“ (qw, S, g, u / Gds, GK 25 3315/3415) vor, der als ungeschichtetes und in der Regel steinhaltiges Sediment, weitgehend reliefunabhängig, weichselzeitliche und ältere Sedimente überdeckt und als spätglaziale Bildung gilt (Meyer 1987a). Geschiebedecksand kommt mit Mächtigkeiten von 40-100 cm insbesondere über geschichteten Sanden und Kiesen der Stauchmoräne sowie über Geschiebelehm vor, häufig im Kontext mit Steinsohlen. Geschiebedecksandvorkommen aus den Dammer Bergen weisen im Vergleich zum unterlagernden Material zum Teil höhere Schluffgehalte auf.
- Der hohe Anteil sandiger Sedimente ist ursächlich für die weite Verbreitung äolischer Ablagerungen im Exkursionsgebiet. In den Randbereichen der Stauchmoränenkomplexe treten, häufig in Lee- bzw. Ostexposition, weichselzeitliche Flugsandablagerungen (qw, fS, mS / Fls /d, GK 25 3415/3516) auf, die mitunter in Dünen übergehen. Auf Grundmoränenplatten und den so genannten „Talsandflächen“ sind demgegenüber meist Sanddecken verbreitet, häufig in windgeschützten Mulden. Liefergebiete äolischen Materials sind Kuppenbereiche auf den Grundmoränenplatten sowie in den Stauchzonen,

auf denen sich Anreicherungen von Windkantern als Steinsohlen ausbilden können. Seit dem Mittelalter entstandene Jungdünen und Sandfelder (qh, fS / d, GK 25 3315/3415/3516) sind räumlich nahezu ausnahmslos an kaltzeitliche Sandablagerungen gebunden. Die Sedimentkerne von Jungdünen werden daher häufig aus kaltzeitlichen Flugsanden aufgebaut (Meyer 1983).

- Weit verbreitet sind im Exkursionsgebiet, vor allem im Dümmerbecken und in der Vechtaer Moorniederung, Hoch- und Niedermoore mit Torfmächtigkeiten zwischen 6,5 m (Diepholzer Moor, Vechtaer Moor) und rund 4 m (Wietingsmoor) (vgl. Schneekloth und Schneider 1972). In der Hunte-Niederung wurden Hoch- und Niedermoore bereits seit dem 12. Jahrhundert abgetorft, drainiert und landwirtschaftlich genutzt. Der nutzungsbedingt erhöhte Eintrag von abgespülten Partikeln und Nährstoffen trägt seither wesentlich zur Verflachung und Eutrophierung des Dümmers bei (vgl. Klohn 1992).

Eine besondere Rolle nimmt der Stemweder Berg am Südrand des Exkursionsgebietes ein, der der „Dammer Oberkreide-Mulde“ als Erosionsrest aufliegt. Infolge einer Reliefumkehr wurden weichere Tonsteine der Unterkreide in der Umgebung des Stemweder Berges ausgeräumt, so dass die schwach nach Norden geneigten Oberkreide-Schichten des Stemweder Berges eine Stufe zum norddeutschen Tiefland hin ausbilden (vgl. Dölling 2006). Im Umfeld des Stemweder Berges treten neben spätglazialen und holozänen Sedimenten (Dünen, Flugsandfelder, Moore) insbesondere saaleiszeitliche Grundmoräne mit Geschiebelehm und -mergel sowie weichselzeitliche fluviale und solifluidale Ablagerungen auf (GK 25 3516). Der Stemweder Berg ist aus stark glaukonithaltigen, sandigen Kalkmergel- bis Tonmergelsteinen der sog. Haldem-Schichten (Kaplan und Röper 1997) aufgebaut und durch tief eingeschnittene Erosionsrinnen stark zertalt. Will (1969) zufolge wurden die Taleinschnitte mit dem Rückzug des Saale-Eises zunächst mit Nachschüttsanden verfüllt, die später teilweise ausgeräumt und insbesondere während der Weichselkaltzeit, mit verwittertem Anstehenden (Kalksandstein-Schutt) vermischt, solifluidal verlagert wurden. Solifluktionsschutt lässt sich am Stemweder Berg bis zu zwei Kilometer weit nach Norden verfolgen. Spätere Überwehungen mit Flugsanden werden zeitlich mit dem Spätglazial, dem ausgehenden Subboreal sowie mit historischen Landnahmephasen in Verbindung gebracht. In Taleinschnitten und an den südöstlichen Abhängen des Stemweder Berges finden sich darüber hinaus Sandlössvorkommen (Leinweber 1995).

Glazialtektonik

Die Sedimente im Stauchkomplex und in dessen Umfeld weisen im Allgemeinen Schrägstellungen und mitunter Überkipnungen auf. In der Regel sind die ursprünglichen Schichtungsverhältnisse noch gut zu erkennen. Auffällig in den Dammer Bergen ist eine dachziegelartige Aufschuppung von Sand- und Kieskörpern, die durch geradlinige Scherflächen voneinander abgesetzt sind und in Richtung des ehemaligen Eisrandes hin einfallen (Abb. 5). Größere Falten hingegen kommen nur selten vor (vgl. auch Keller 1973, Meyer 1987a).

Als verantwortlich für die Stauchungen gilt insbesondere ein dynamisches Vorstoßen des Eisrandes. Hierfür spricht unter anderem, dass der girlandenartige Verlauf der Stauchzone den ehemals lobenförmigen Eisrand nachzeichnet, übergeordnete Stauchungsstrukturen eine Richtung zum ehemaligen Eisrand hin aufweisen und die Streichrichtungen regelhaft eisrandparallel und somit senkrecht zur Vorstoßrichtung ausgerichtet sind. Vergleichbare Beispiele für Stirnstauchungen liefern u.a. Humlum (1985) und Krüger (1985) von Eisrandbereichen aus Spitzbergen, weshalb eine subglaziale Stauchung an der Rehburger Eisrandlage als unwahrscheinlich gelten kann (vgl. Grimmel 1976, Meyer 1987a).

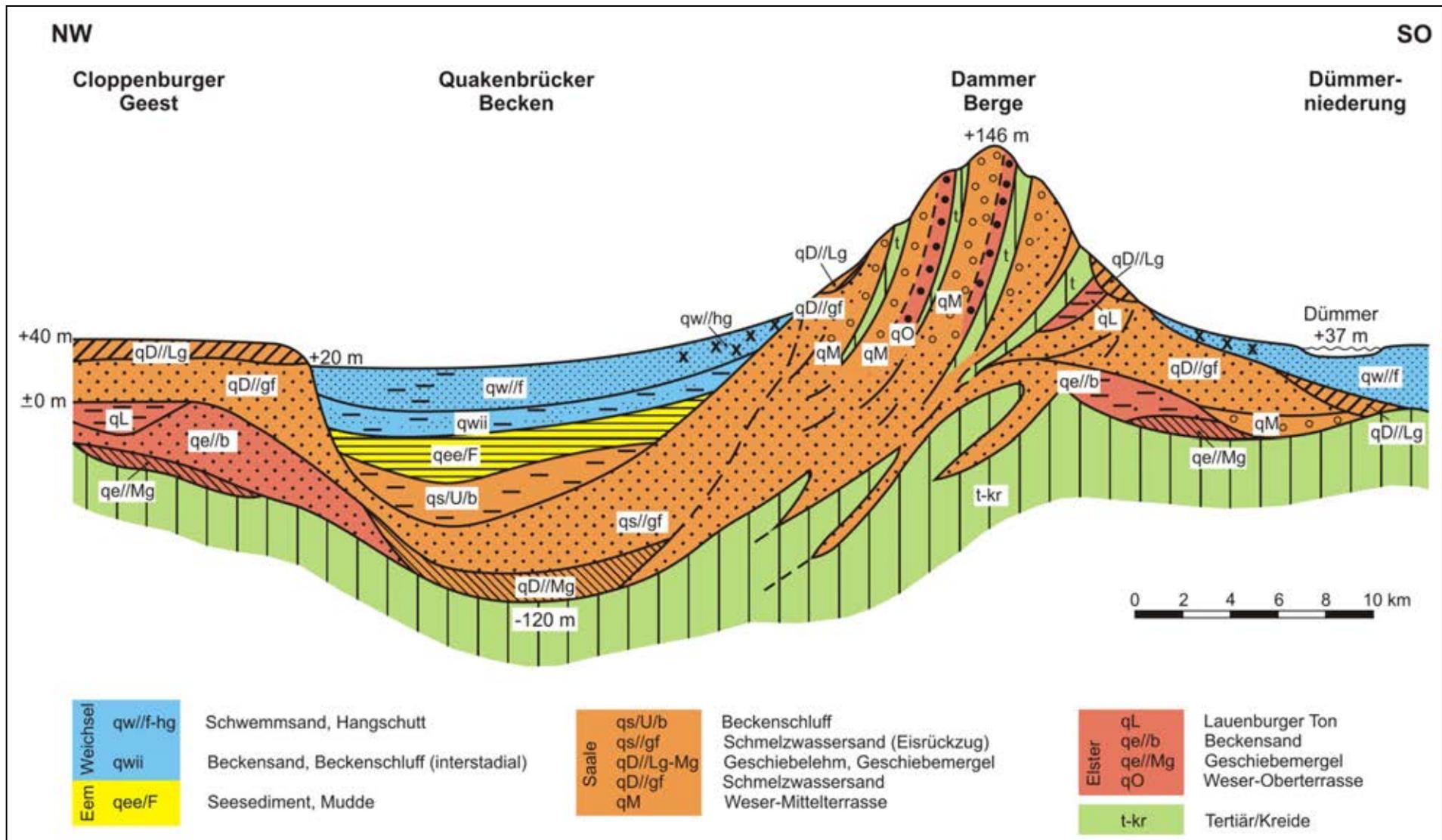


Abbildung 5: Schematischer Längsschnitt von der Cloppenburger Geest über das Quakenbrücker Becken und die Dammer Berge zur Dümmeriederung (verändert nach Meyer 1987b).

Den Mechanismus der Stirnstauchung vermuten Meyer (1979) und Meyer (1987a) im Zusammenwirken von Vorschubkraft und Belastungsdruck der Eismasse, wobei sie von einer Vorstoßgeschwindigkeit von rund 100 m/a (vgl. Liedtke 1981a) und einem vertikalen Belastungsdruck von 260 bis 480 N/cm² (vgl. Keller 1974) ausgehen. Die auf dieser Grundlage berechneten Kräfte hätten nach Überschreiten substratabhängiger Grenzwerte das Abscheren des Substrates in der Bewegungsrichtung des Eises zur Folge gehabt (Keller 1974). Belastungsdrücke in entsprechender Höhe verhalten sich äquivalent zu einer Mächtigkeit des Eises im Zentrum des randlichen Eislobus von 200-400 m. Die Druckbelastung hätte sich darüber hinaus noch in 100-180 m Tiefe ausgewirkt, weshalb für die südlichen Dammer Berge mit einer Stauchungstiefe von maximal 200 m zu rechnen wäre. Als ein im Zusammenhang mit entsprechenden Stauchungsprozessen relevanter Faktor gilt die Bodengefrorenis. In Lockergesteinen bewirkt Permafrost eine Erhöhung der Druck- und Scherfestigkeit, die mit abnehmender Temperatur weiter zunimmt. Aus diesem Grund treten in gefrorenen Sanden und Kiesen bei Überschreiten der Druckfestigkeit Bruchreaktionen auf, die denen in Festgesteinen ähnlich sind (Banham 1975, vgl. auch Gruber et al. 2004, Murton 2009, Damm und Felderer 2013). Die Entstehung weiträumig verbreiteter, dachziegelartig aufgestellter Lockergesteinskörper in den Dammer Bergen mit geradlinigen Scherflächen ist daher ohne das Zusammenwirken mit (tiefgründigem) Permafrost, der von Meyer (1987a) am Kellenberg u.a. durch Eiskeilpseudomorphosen innerhalb der Stauchschollen belegt wird, nicht vorstellbar. Während des Stauchprozesses gefrorene Tone dürften demgegenüber ihre Plastizität unter entsprechend hohen Druckbedingungen auch unterhalb des Gefrierpunktes beibehalten haben (Mathews und Mackey 1960), wodurch in den Stauchbereichen auftretende Faltenstrukturen zu erklären wären.

Entstehung von Flugsanddecken und Binnendünen

Weite Flächen des Exkursionsgebietes sind von Flugsanddecken und Binnendünen bedeckt, die verbreitet auf sandigen End- und Grundmoränen sowie in den Randbereichen von Niederungen vorkommen. Auf der Grundlage geomorphologisch-sedimentologischer Kriterien lassen sie sich in ältere, endweichselzeitliche (Dücker und Maarleveld 1957, Kolstrup 1980) sowie mittel- bis jungholozäne Sedimentkörper differenzieren, die weitgehend als Folge der Landnutzung entstanden, insbesondere seit dem Mittelalter (vgl. Pyritz 1972, Meyer 1984b, Dölling 2006).

Während Flugsanddecken im Allgemeinen flachwellige äolische Sedimentkörper mit mehreren Metern Mächtigkeit ausbilden, sind Binnen- oder Altdünen als isolierte, 1-3 m mächtige Flugsandanhäufungen entwickelt, die bis zu mehrere hundert Meter Länge aufweisen können. Beide Sedimentationsformen sind sedimentologisch weitgehend identisch und meist aus gelbweißen bis gelblichen oder gelbbraunen, im Allgemeinen humusfreien Quarzsanden aufgebaut (u.a. Dölling 2006). Als Sandquellen gelten die Geestflächen und die Dümmer-Niederung. Jungdünen sind im Vergleich zu älteren äolischen Sedimenten unregelmäßiger geformt, teils kuppig, teils länglich entwickelt und bei größeren relativen Höhen von bis zu neun Metern in der Regel auch steiler gebösch. Neben Jungdünen sind im Exkursionsgebiet decken- bzw. schleierartige, großflächige Übersandungen ausgebildet, die historisch als „Wehsande“ und „Sandwehen“ etc. bezeichnet wurden (vgl. Meyer 1984b). Jungdünen sowie jüngere Übersandungen setzen sich im Gegensatz zu Altdünen meist aus grauen, mitunter stärker humosen Sanden zusammen, die häufig Wurzelreste und schwach zersetzte Pflanzenteile enthalten.

Als Voraussetzung für die Aktivierung äolischer Prozesse im Postglazial gilt die Degradation bzw. Zerstörung der Waldvegetation im Kontext mit der Einführung landwirtschaftlicher Nutzungsformen. Obwohl die Inkulturnahme der Landschaft im Exkursionsgebiet bereits im

Neolithikum einsetzt (u.a. Deichmüller und Staesche 1974, Werning 1983), werden die insbesondere seit dem Mittelalter und in der Neuzeit verbreiteten Nutzungsformen und -intensitäten als ursächlich für eine weiträumige Remobilisierung von Dünen und Sandfeldern angesehen (Dölling 2006, Nienaber 2014). Als besonders die Erosion fördernde Eingriffe in den Landschaftshaushalt gelten Holzeinschlag, Waldweide, Plaggenwirtschaft sowie Schafhaltung. In den Dammer Bergen und deren Umfeld führten die mittelalterliche Waldweidenutzung und die spätere Schafweidnutzung während der „Heidebauernzeit“ im 16.-19. Jahrhundert zur weitgehenden Vernichtung der natürlichen Eichen-Birkenwälder, zur sukzessiven Verheidung sowie zur verstärkten Erosion als Folge von Viehtritt. Trotz zahlreicher Maßnahmen zur Verringerung der Winderosion seit dem 17. Jahrhundert bewirkte erst der Übergang zur modernen Land- und Forstwirtschaft, verbunden mit der Privatisierung von Allmenden sowie der Einführung von Industriedüngern, einen weitgehenden Stillstand der Winderosion im Exkursionsgebiet (Meyer 1984b), die lokal jedoch noch bis in die 1930er Jahre hinein auftrat (Göttke-Krogmann 2014, vgl. auch Abb. 6).



Abbildung 6: Landschaftsdegradation bei Wachendorf im Emsland, West-Niedersachsen (Foto: Tecklenburg 1935).

1.3 Klima, Boden und Vegetation

Klima

Das Klima im Exkursionsgebiet ist durch einen hohen Anteil feuchter Nordwestströmungen atlantischen Ursprungs beeinflusst. Die Jahresmitteltemperaturen liegen bei 8-9 °C, der Niederschlag erreicht 600-800 mm/Jahr. Aus den geringen Höhenunterschieden bei absoluten Höhen zwischen rund 35 m und 146 m ü.M. resultiert ein schwacher Luv-Lee-Effekt (vgl. Abb. 7). Darüber hinaus bewirkt die Oberflächenreibung im Norddeutschen Tiefland eine im Vergleich zur Küstenregion verringerte Windgeschwindigkeit im Exkursionsgebiet (vgl. auch Weischet und Endlicher 2000).

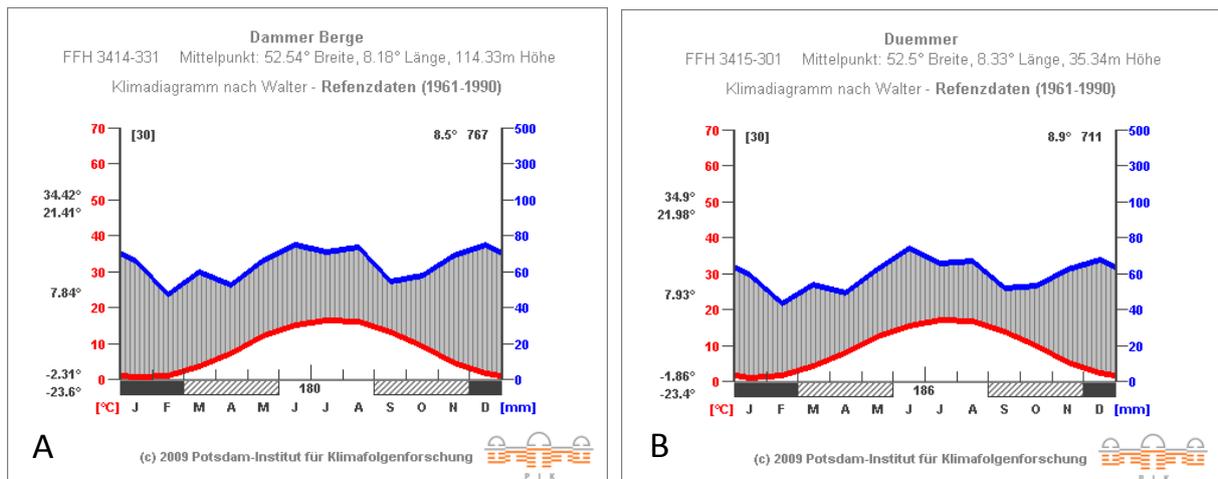


Abbildung 7: Klimadiagramme für die Dammer Berge (A) und den Dümmer (B) (Quelle: PIK 2009).

Boden

Die Bodenentwicklung ist vor dem Hintergrund der klimatischen Bedingungen durch vertikale Stoffverlagerungsprozesse mit dem Sickerwasser bestimmt. In Abhängigkeit vom Ausgangssubstrat und differenziert nach Standorten entwickelten sich saure Braunerden, Podsole, Parabraunerden, Gleye und Pseudogleye (NIBIS 2015). Auf höher gelegenen Geeststandorten kommen Podsole und Podsol-Braunerden über Flugsand, Geschiebedecksand oder glazifluvialen Sand vor. In Geschiebedecksand über Geschiebelehm treten darüber hinaus (nährstoffarme) Braunerden und Pseudogleye und in Sandlöss über Geschiebelehm auch Braunerden und Parabraunerden auf. Auf Binnendünen und Flugsanddecken sind im Exkursionsgebiet im Allgemeinen Podsole unterschiedlichen Alters ausgebildet, innerhalb der Sandkörper kommen mitunter fossile Podsole vor (Roeschmann 1971). Auf tiefer gelegenen Geeststandorten sind aufgrund der Grundwassernähe Gley-Podsole, Gley-Braunerden, Gleye, Anmoorgleye sowie (flache) Moore entwickelt (NIBIS 2015). In Abbildung 8 ist ein schematischer Schnitt durch die Altmoränenlandschaft mit der Verbreitung typischer Böden dargestellt.

Die natürlichen Böden im Exkursionsgebiet sind durch Nutzung, die unter anderem zu einer Veränderung der Waldzusammensetzung von Eichen- und Buchen(misch)wäldern hin zu Heiden und Nadelholzforsten führte, stark überprägt. Insbesondere Nadelholzbestände begünstigen die Bodenversauerung und bewirken die Podsolierung von Braunerden und Parabraunerden (Roeschmann 1971).

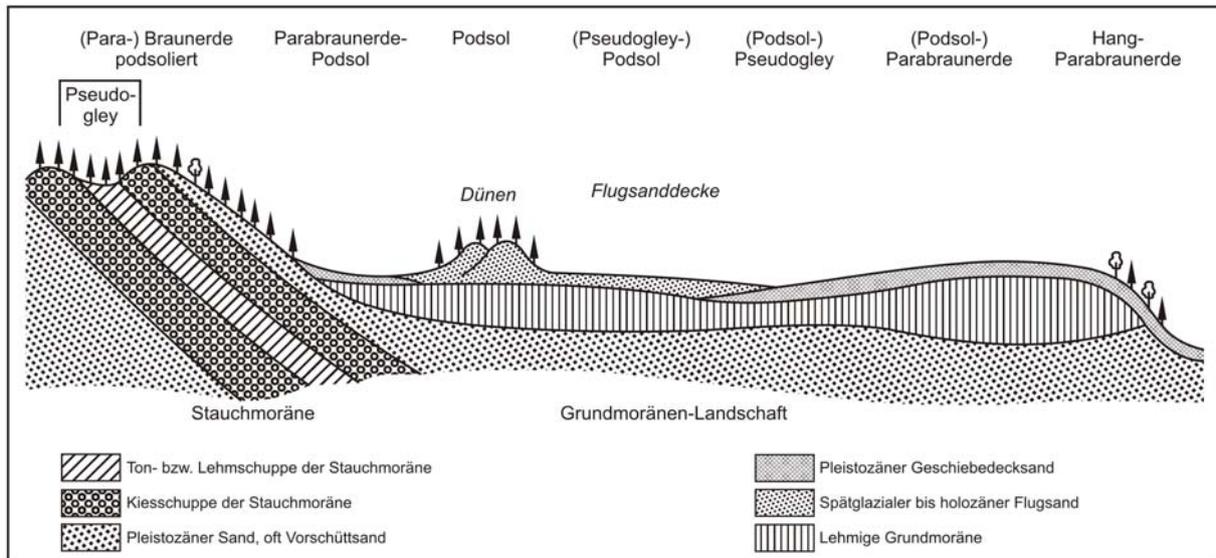


Abbildung 8: Schema der typischen Bodenverbreitung in hochgelegenen Geestgebieten mit Geschiebelehmdecke (verändert nach Kuntze et al. 1994).

Plaggenböden

Um den landwirtschaftlichen Ertrag auf den unfruchtbaren Böden der Geestgebiete zu steigern, bedurfte es einer anhaltenden Düngung mit organischer Substanz. In Nordwestdeutschland stellt daher die Plaggenwirtschaft eine ganz eigene Bewirtschaftungsform dar, bei der Gras- oder Heideplaggen in Tiefställen als Einstreu verwendet bzw. mit Abfällen und Stallmist kompostiert und anschließend auf den Ackerflächen ausgebracht und untergepflügt wurden (vgl. Abb. 9). Durch Aufbringung organischer und mineralischer Substanz entstanden mehrere Dezimeter mächtige humose Eschauflagen.

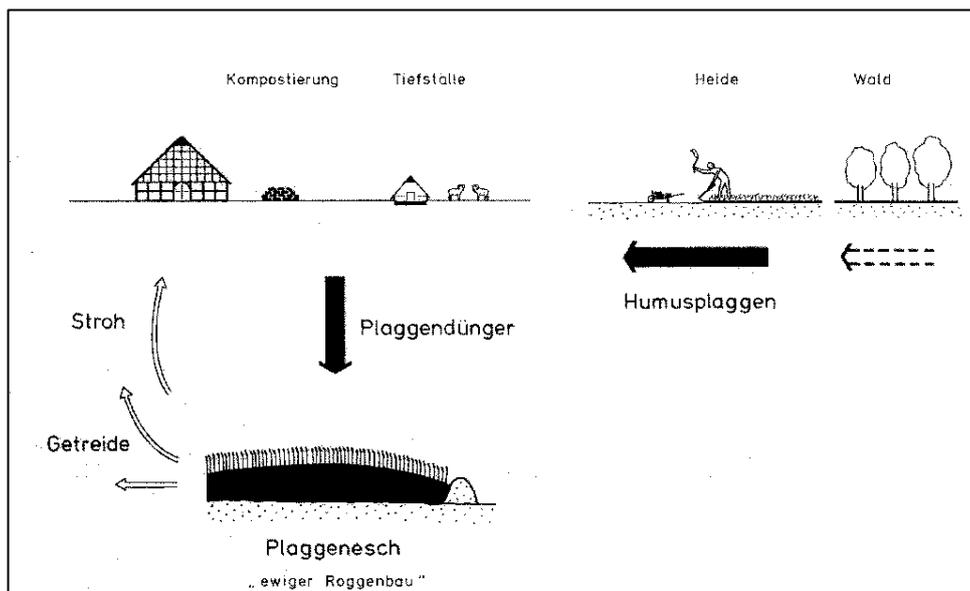


Abbildung 9: Schema der Plaggenwirtschaft mit „ewigen Roggenbau“ auf Sandböden Nordwestdeutschlands (aus Behre 2008).

Vegetation

Als potenziell natürliche Vegetation gelten auf tiefer gelegenen, grundwasserbeeinflussten Geeststandorten Erlenbruch-, Birkenbruch- und Erlen-Eschen-(Aue)wälder (Kosanke 1998), auf feuchten Geeststandorten Eichen-Hainbuchenwälder und auf trockenen Geeststandorten sowie auf nährstoff- und basenarmen Flugsand- und Dünenstandorten Stieleichen-Birkenwälder (Klohn 1986, Kosanke 1998). Auf der höher gelegenen Geest gilt als potenziell natürliche Vegetation auf trockeneren Standorten vorrangig Buchen-Traubeneichenwald, auf frischen bis feuchten Standorten Stieleichen-Birkenwald bzw. bodensaurer Drahtschmielen-Buchenwald (Klohn 1986, Leuschner et al. 1993). Buchenwälder hätten sich demgegenüber nur an den durch Braunerden geprägten Hängen des Stemweder Bergs entwickelt (Klohn 1986).

Die Gebiete der tiefer gelegenen Geest, insbesondere in der Dämmerniederung, wurden im Zuge moderner Landnutzung in Ackerflächen umgewandelt, nasse Erlenbruch- oder Moorstandorte in Grünland. Feuchtere Standorte der höher gelegenen Geest unterliegen heute weitgehend landwirtschaftlicher, trockenere mit Nadelgehölzen bestockte Standorte der forstlichen Nutzung (Klohn 1986).

2. Paläoböden aus quartären Sedimenten im norddeutschen Vereisungsgebiet – ein Überblick

Peter Felix-Henningsen

2.1 Einleitung

Im Gegensatz zu Lössgebieten sind im norddeutschen Vereisungsgebiet Paläoböden in kaltzeitlichen Sedimenten als Folge der intensiven glazialen und periglazialen Überprägung der Landoberflächen weit seltener. Prä-weichselkaltzeitliche fossile Böden treten daher vor allem im Altmoränengebiet der Saale-Kaltzeit in ehemaligen Toteissenken und in glazialen Dünengebieten auf, in denen sie von jüngeren periglazialen Sedimenten konserviert wurden. Gelegentlich dokumentiert eine Abfolge von fossilen Böden den Wechsel von interstadialer Bodenentwicklung in kurzen Warmphasen und fluvialer oder äolischer Sedimentation in Kaltphasen des Weichsel-Frühglazials.

Große Verbreitung haben polygenetische Reliktböden auf den Grundmoränen der Saale-Kaltzeit. Die Böden der älteren Warmzeiten wurden in ihren oberen 60 – 80 cm im Weichselglazial durch partielle solifluidale, äolische und fluviale Erosion, frostmechanische Störung als Folge von Kryoturbation, der Anlage von Frostspalten und Eiskeilen sowie durch die Auflagerung und Einmischung von äolischen und niveo-fluviatilen Sanden zu einem Geschiebedecksand verändert. In diesem und in den unterlagernden reliktschen Bodenresten lief die holozäne Pedogenese ab. Durch die Vorverwitterung der Substrate in vorangegangenen interglazialen und interstadialen Perioden der Bodenbildung, führte die holozäne Pedogenese auf den Altmoränen zu tiefgründigen, intensiv verwitterten, kalkfreien, nährstoffarmen und meist podsolierten Böden, die sich deutlich von den ertragreichen (Pseudogley-) Parabraunerden aus Geschiebemergel der Weichsel-Kaltzeit unterscheiden. Aufgrund der schlechten Bodenqualität wird das Altmoränengebiet in Schleswig-Holstein der (Hohen) Geest (von niederdeutsch "güst" = unfruchtbar) zugerechnet. Auch innerhalb des Altmoränengebiets weisen die Böden auf den Grundmoränen der verschiedenen Stadien große Unterschiede in der Verwitterungstiefe und -intensität auf, die von Paläopedologen und Quartärgeologen häufig unterschiedlich paläoklimatisch gedeutet werden (s. unter 2.3).

Die Kenntnisse über Paläoböden im norddeutschen Raum wachsen seit den 1930er Jahren (s. Mückenhausen 1939) mit dem Fortschritt der quartärgeologischen und bodenkundlichen Landesaufnahme. Paläopedologische Untersuchungen fanden verstärkt nach 1945 statt, als mit der zunehmenden Industrialisierung viele Aufschlüsse zur Gewinnung von Bausubstrat sowie zur Erweiterung des Straßennetzes angelegt wurden und moderne Bohrgeräte die Erkundung des tieferen Untergrundes erlaubten.

2.2 Fossile Böden in periglazialen Sedimenten der Weichsel-Vereisung

Fossile Böden sind zumeist an ehemalige Depressionen (Toteislöcher) in saalezeitlichen Moränen und Sandern gebunden, in denen sie durch periglaziale unter frühglazialen, fluvialen und äolischen Sedimenten konserviert wurden. Durch Grundwassereinfluss und Vermoorung sind sie oft mit organogenen Sedimenten assoziiert, erlauben jedoch keine Aussage über die Bodenlandschaft der angrenzenden terrestrischen Gebiete oder eine pedo-stratigraphische Korrelation mit fossilen Lössböden, die zumeist als terrestrische Böden, wie Parabraunerden und sekundäre Pseudogleye, ausgeprägt sind.

In den Aufschlüssen Keller (Menke 1976) und Schalkholz (Menke 1980, Felix-Henningsen 1980) in Ost-Holstein belegen fossile Böden in periglazialen Muldenfüllungen und deren

palynologische Untersuchung drei weichselfrühglaziale Interstadiale über einem polygenetischen Boden des Eem-Interglazials, der jeweils die Basis der Hohlform bildet. Eine stratigraphisch identische Abfolge von Paläoböden im Aufschluss Osterbylund, nahe der Grenze zu Dänemark, wird von Stephan (2014) beschrieben. Die interstadialen Böden werden (von alt nach jung) dem Brörup-, Odderade- und Schalkholz-/Keller-Interstadial zugeordnet. Im terrestrischen Milieu (Aufschlüsse Keller und Osterbylund) ist der Eem-Boden in glazifluviatilen Sedimenten als ausgeprägter Parabraunerde-Podsol ausgebildet. In der Toteissenke einer Warthe-Grundmoräne in Schalkholz entstand aus Geschiebemergel während des Eem-Interglazials zunächst eine Parabraunerde, die der Podsolierung und mit dem Einsetzen kühl-feuchter Klimabedingungen gegen Ende des Interglazials der Vergleyung unterlag. Auch im Brörup-Interstadial entstand im terrestrischen Milieu ein kräftiger Podsol (Ah, Ae, Bhs ca. 40 cm, ohne nennenswerte Tonverlagerung) auf fluvialen Sedimenten, im semiterrestrischen Milieu dagegen ein Anmoorgley. Die Paläoböden der beiden jüngeren Interstadiale sind deutlich geringmächtiger und als schwacher Podsol (20 – 30 cm) bzw. Anmoorgley (Odderade-I.) und Nano-Podsol (5 – 10 cm, Keller-Interstadial) bzw. Tundren-Gley (Schalkholz-Interstadial) ausgebildet. In Aufschlüssen der weichselzeitlichen Endmoräne bei Kiel tritt unterhalb eines mächtigen, kalkhaltigen Geschiebemergels ein rötlich-brauner, glazitektonisch schwach gestörter fBvt-Horizont auf. Er bildete sich, nach der Verwitterungsintensität zu urteilen, vermutlich im Eem-Interglazial aus älteren Saale-kaltzeitlichen Schmelzwasserablagerungen (Felix-Henningsen und Stephan, 1982).

2.3 Reliktböden auf Grundmoränen der Saale-Vereisungen

Auf den Geschiebemergeln der Weichsel-Kaltzeit sowie der Warthe- und Drenthe-Stadien der Saale-Kaltzeit unterscheiden sich die Böden in der Entkalkungstiefe, Verwitterungsintensität und genetischen Entwicklung. Diesem Befund widmete sich E. Mückenhausen in zwei Publikationen in einem Zeitabstand von 30 Jahren (Mückenhausen 1939, 1971, s. auch Felix-Henningsen, 2007). Bereits vor dem zweiten Weltkrieg (wie auch heute noch) war die Quartärstratigraphie des norddeutschen Vereisungsgebietes ein unter Quartärgeologen (u. a. Woldstedt und Gripp) heiß diskutiertes Thema. Damals stand vor allem die Frage im Vordergrund, ob die Ablagerungen des Warthe-Stadiums zur Weichsel-Vereisung gehören oder in einer eigenen Kaltzeit abgelagert wurden. E. Mückenhausen wollte mit seiner Publikation "nicht zu der alten Streitfrage der Altersstellung des Warthe-Stadiums Stellung nehmen" sondern damit "nur die bodenkundlichen Unterschiede dieser Glazialstadien aufzeigen und eine etwaige stratigraphische Auswertung den in Norddeutschland erfahrenen Geologen überlassen".

Mit dem Fortschritt der flächendeckenden Bodenkartierung in Niedersachsen wurde erkannt, dass sich die Bodenbildungen auf den Moränen des Warthe-Stadiums (jüngere Saale-Kaltzeit) von denen auf den Moränen des Drenthe-Stadiums (ältere Saale-Kaltzeit) deutlich unterscheiden (Abb. 1), was mit der kumulativen Wirkung der Verwitterung und Bodenbildung der quartären Warmzeiten und des Holozäns in Verbindung gebracht wurde (Mückenhausen 1939, 1971). Im Gegensatz zu den schwach podsolierten Böden des Warthe-Stadiums sind die Böden auf den Geschiebemergeln der älteren Saale-Kaltzeit im westlichen Niedersachsen, heute als Drenthe-Stadium bezeichnet, deutlich tiefer entkalkt, versauert und podsoliert (vgl. Abb. 10, 11).

Durchschnittsprofil der Grundmoräne

// auf drei Glazialstadien. //

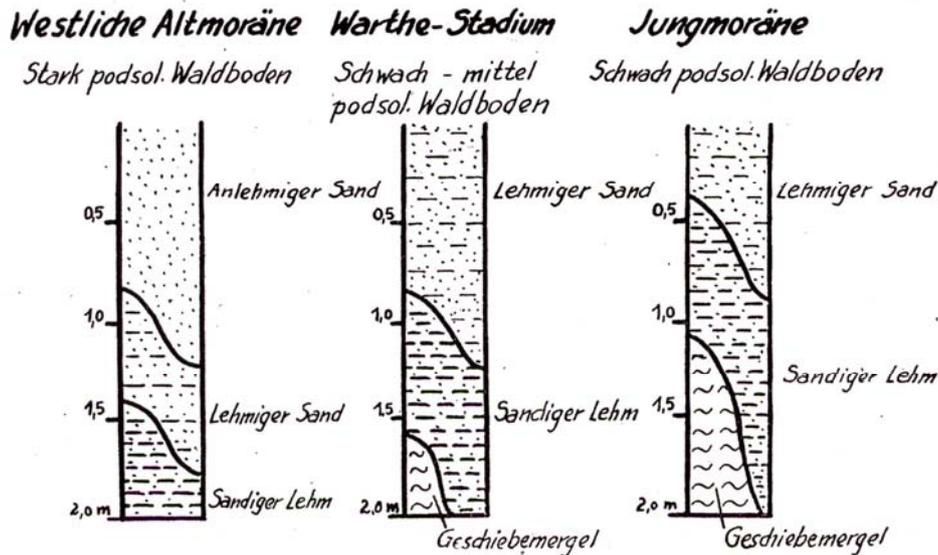


Abbildung 10: Unterschiede im Grad der Verwitterung von Böden auf Grundmoränen unterschiedlichen Alters in norddeutschen Vereisungsgebiet. Westliche Altmoräne = Drenthe-Stadium der Saale-Kaltzeit (Quelle: Mückenhausen 1939).

Neu entdeckte Paläoböden wurden nach 1945 auch physikochemisch und mikromorphologisch im Bestreben untersucht, die paläopedologischen Schlussfolgerungen mit denen der aufblühenden Quartärgeologie in Übereinstimmung zu bringen und Paläoböden als stratigraphische Leithorizonte zu nutzen. Dieses führte aber nur teilweise zu einer gegenseitigen Akzeptanz der Ergebnisse und sorgt bis heute für lebhaften wissenschaftlichen Disput (z.B. Stephan, 2014). Für eine Erklärung der Unterschiede in der Verwitterungstiefe und -intensität zwischen Böden auf Weichsel- und Warthe-Grundmoränen war das kein Problem, da inzwischen das Eem-Interglazial mit marinen Transgressions-Sedimenten und Pollenspektren der organogenen Ablagerungen sowohl in Niedersachsen als auch Schleswig-Holstein nachgewiesen wurde. Jedoch warfen die krassen Unterschiede in der Verwitterungstiefe und den Bodeneigenschaften zwischen Warthe- und Drenthe-Grundmoränen Fragen nach einem zusätzlichen Interglazial zwischen den beiden Stadien der Saale-Kaltzeit auf. Wenngleich sich E. Mückenhausen auch seinen Befunden in Niedersachsen einer stratigraphischen Deutung enthielt, wurden dessen Erkenntnisse insbesondere von Stremme (1960, 1964, 1981) durch Untersuchungen an Böden auf den saale-zeitlichen Moränen in Schleswig-Holstein bestätigt und im Hinblick auf die mögliche Existenz eines weiteren Interglazials zwischen Warthe- und Drenthe-Stadium interpretiert. Der Interpretation lagen die Gedanken Mückenhausens zu Grunde, denn dieser stellt in seinem Beitrag heraus, dass ein Vergleich von Böden auf gleichartigen Sedimenten unterschiedlichen Alters nur statthaft sei, wenn die übrigen Bodenbildungsfaktoren gleich gewesen sind. E. Mückenhausen kommt zu dem Schluss, dass die petrographischen Unterschiede zwischen den Grundmoränen gering sind und die Klima- und Vegetationsentwicklung in allen Bereichen des nordwestdeutschen Vereisungsgebietes einen ähnlichen Verlauf nahm. Somit folgert er, dass vor allem der Faktor "Zeit", im Sinne von

Dauer der Verwitterung und Bodenbildung, die Unterschiede zwischen den Böden auf den unterschiedlich alten Grundmoränen hervorrief.

Ein Schlüsselprofil für diese Hypothese, dass wahrscheinlich ein bisher unbekanntes Interglazial die Unterschiede in der Verwitterungsintensität verursacht haben könnte (Stremme, 1960), war der Aufschluss Böxlund bei Flensburg. Zwei kräftig entwickelte fossile Podsole, von denen der untere eine glazitektonische Stauchung erfahren zu haben schien, nährten die Vermutung (Stremme, 1964). Ein weiteres Indiz bot die am Roten Kliff von Sylt aufgeschlossene Drenthe-Moräne, deren bis zu 15 m tiefe Entkalkung, Silicatverwitterung, und bis zu 5 m mächtige Nassbleichung alle bis dahin bekannten interstadialen und interglazialen Bodenbildungen bei weitem übertraf.

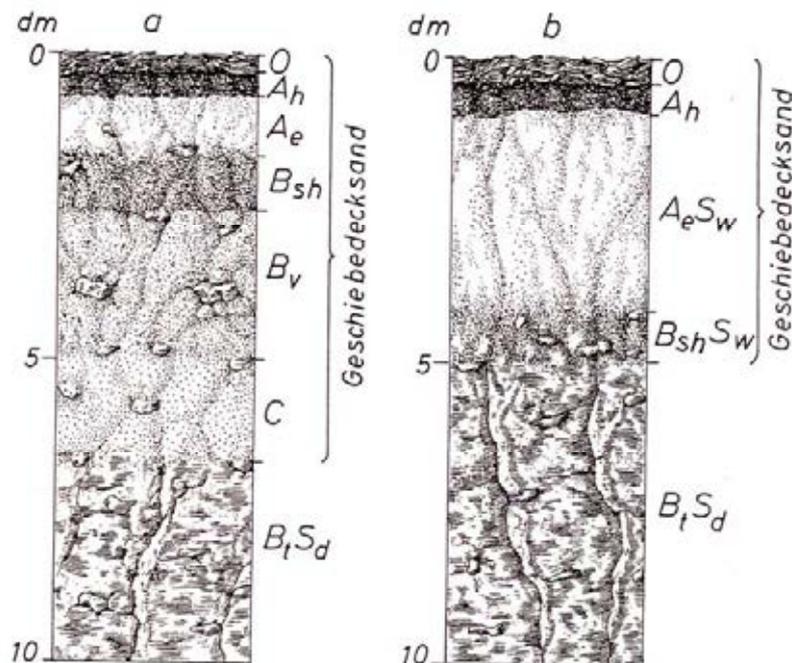


Abbildung 11: Verbreitete holozäne Bodentypen aus Geschiebedecksand über erodierten Reliktböden des Eem-Interglazials in Geschiebelehm der Saal-Kaltzeit: Braunerde-Podsol (links) und Pseudogley-Podsol (rechts), (Quelle: Mückenhausen 1971).

Vom Verfasser wurde vergleichende Untersuchungen zur Bodenentwicklung auf Warthe- und Drenthe-Moränen durchgeführt.

Untersuchungen der Bodenentwicklung auf einer Warthe-Grundmoräne am Emmerlev-Kliff in Süd-Dänemark (Felix-Henningsen, 1982) ergaben, dass die etwa 2-3 m mächtigen, podsolierten Parabraunerde-Pseudogleye im rBt-Sd Horizont frostmechanisch verpresste Tonbeläge aufweisen. Die Tonanreicherung war demnach zum Teil bereits im Eem-Interglazial erfolgt. Unter periglazialen Bedingungen in der Weichsel-Kaltzeit wurde in den oberen 60 – 80 cm der Warthe-Grundmoräne ein Geschiebedecksand gebildet, in dem Gerölle aus dem Geschiebelehm des Bt-Horizonts mit m.o.w. stark gestörten Tonbelägen zu finden sind.

In dem meist über 10 m tief verwitterten Geschiebelehm der Drenthe- Grundmoräne ist am Roten Kliff auf Sylt in den morphologisch ebenen Bereichen über eine Erstreckung von 2 km eine als „Bleichlehm“ bezeichnete reliktsche und fossile Verwitterungsbildung zu verfolgen (Felix-Henningsen, 1979a,b). Oberhalb eines mächtigen, rotbraunen Anreicherungshorizontes ist, bei gleichbleibenden Substrat- und Gefügeeigenschaften, ein 2-4 m mächtiger, hellgrauer, stark an pedogenen Fe- und Mn-Oxiden verarmter Bleichhorizont entstanden. Die Mobilisierung der pedogenen Oxide erfolgte in einem ehemals

reduzierenden Milieu und ihre überwiegend vertikale Abwärtsverlagerung (an einem Redoxgradienten) spricht zusammen mit dem Auftreten von Lepidokrokit im Anreicherungshorizont für eine pedogenetische Entstehung durch Nassbleichung unter wechselfeuchten Bedingungen. Nach bodenphysikalischen Kriterien ist eine Einstufung als Haftnässe-Pseudogley möglich. Da der Oxidationshorizont unterhalb des Bleichhorizontes liegt, ist ein Einfluss von Grundwasser ausgeschlossen und eine genetische Einstufung als "Gley" nicht möglich. Die Ausprägung eines solchen Profils erfordert zwingend, dass ein Permafrost nicht existierte, denn das Substrat war aufgetaut und ließ ein Eindringen von Sickerwasser zu. Darüber hinaus hat Vegetation organische Verbindungen produziert, die zu reduzierenden Bedingungen im oberen Teil des Profils führten. Pollenanalysen ergaben eine Dominanz von Ericaceen und Gramineen, die auf kühl-feuchte Bedingungen hindeuten (Felix-Henningsen und Urban, 1982). Da Reduktion in Böden ein mikrobieller Prozess ist, müssen wärmere Jahreszeiten und Klimaphasen eine mikrobielle Aktivität erlaubt haben.

Die Überdeckung durch einen bis 5 m mächtigen, braunen Geschiebelehm eines jüngeren Saale-zeitlichen Stadiums nach der Nassbleichung erlaubt die stratigraphische Einstufung des „Bleichlehms“ in eine interstadiale oder interglaziale Verwitterungsperiode innerhalb der Saale-Kaltzeit. In dem jüngeren Geschiebelehm ist eine kräftige reliktsche Parabraunerde entwickelt, die während der Weichsel-Kaltzeit durch Eiskeil-Pseudomorphosen, Kryoturbation und eingesunkene Sandtropfen (Kerkoboloide) periglazial überprägt wurde. Dieses spricht dafür, dass die Parabraunerde im Eem-Interglazial entstand. Der holozäne Boden ist als kräftiger (Pseudogley-)Podsol in Geschiebedecksand mit Flugsandauflage ausgebildet.

Die auf den paläopedologischen Befunden beruhende Hypothese eines weiteren Interglazials zwischen Warthe- und Drenthe-Stadium der Saale-Kaltzeit wurde von Quartärgeologen in Norddeutschland, und nach der Wende auch in Ostdeutschland, abgelehnt, da in unzähligen Tiefbohrungen im Altmoränengebiet keine Belege für Verwitterungszonen zwischen den unterschiedlich alten Grundmoränen organogene Ablagerungen und Bodenbildungen, die den Paläoböden am Roten Kliff auf Sylt ähnlich sind, gefunden wurden. Verschiedene Versuche seitens der Quartärgeologen, die paläopedologischen und stratigraphischen Verhältnisse so zu erklären, dass sie zu den Befunden am Roten Kliff passen, sind bodenwissenschaftlich wenig stichhaltig und zeigen, dass die Fragen der paläoklimatischen Aussage und stratigraphischen Bedeutung der Paläoböden auf den Saale-kaltzeitlichen Moränen noch teilweise offen sind.

2.4 Paläoböden des älteren Mittelpleistozäns und Altpleistozäns

Die oberflächennah anzutreffenden Paläoböden des norddeutschen Vereisungsgebiets entstanden überwiegend in Warmphasen des Jungpleistozäns und des oberen Mittelpleistozäns in den vergangenen 200 ka. Hinweise auf mögliche Vorkommen von Paläoböden der prä-saale-zeitlichen Warmzeiten geben organogene Ablagerungen in tiefen Schichtenfolgen glazialer Sedimente, z.B. der Leck-Warmzeit (Stephan et al., 2011), fossile Torfbänke, z.B. der Wacken-Warmzeit (Menke, 1980), warmzeitliche paläolimnische organische Ablagerungen (Urban, 2006, 2007) oder Verwitterungszonen in Moränen der Elster-Eiszeit (z.B. Felix-Henningsen, 1979).

Prof. Dr. Peter Felix-Henningsen, Institut f. Bodenkunde und Bodenerhaltung,
Heinrich-Buff-Ring 26, 35392 Gießen, Peter.Felix-H@umwelt.uni-giessen.de

Teil II

Exkursionen

Ganztagesexkursion „Dammer Berge“

Standort „Mordkuhlenberg“ - Übersicht über das Exkursionsgebiet

Bodo Damm

Der Mordkuhlenberg (142 m ü.M.) ist nach dem benachbarten Signalberg (146 m ü.M.) die zweithöchste Erhebung im Stauchmoränenkomplex Dammer Berge. Er wird fußläufig vom Parkplatz „Schweizer Haus“ an der L 846 zwischen Steinfeld und Damme in 10-15 Minuten erreicht. Ein rund 22 m hoher, hölzerner Aussichtsturm auf dem höchsten Punkt des Mordkuhlenbergs ermöglicht eine Übersicht über das östliche und südöstliche Exkursionsgebiet.

In nordöstlicher Richtung des Aussichtsturms breitet sich das Große Moor bei Vechta aus, das im Süden von den Endmoränengliedern „Kellenberg“ und „Hoher Sühn“ der Rehburger Eisrandlage begrenzt wird. An diese schließt sich südlich die Dümmerniederung mit dem Dümmer an (Abb. 12). In südöstlicher Richtung ist der Stemweder Berg (181 m ü.M.) mit den vorgelagerten, ausgedehnten Flugsanddecken und Dünenfeldern bei Quernheim und Brockum zu erkennen. Im Vorland südlich des Mordkuhlenbergs liegt das Große Moor bei Damme, daran anschließend baut sich in südlicher Richtung das Wiehenhebirge auf. Bei entsprechenden Sichtverhältnissen sind im Südosten und Südwesten als Landmarken die Kraftwerke Petershagen/Weser (Raum Minden) sowie Ibbenbüren (Raum Osnabrück) zu erkennen. Vom Aussichtsturm aus nicht sichtbar ist der Durchbruch der Hase durch den Bersenbrücker Lobus.



Abbildung 12: Das Ochsenmoor in der südlichen Dümmerniederung (Quelle: www.schaeferhof-duemmer.de).

Im unmittelbaren Umfeld des Mordkuhlenbergs sowie entlang des Wegverlaufs zum Schweizer Haus sind unter Waldbedeckung weitgehend Nordost-Südwest verlaufende, mehrere Meter hohe Geländerücken zu erkennen. Diese sind im Allgemeinen durch 200-300 m lange und zu den Rücken parallele, längliche Hohlformen voneinander getrennt. Rücken und Hohlformen entstanden primär durch Aufpressung tertiärer sowie alt- und mittelpleistozäner Sedimente im Zuge der drenthezeitlichen Stauchprozesse im Stirnbereich des Inlandeises. Auf entsprechende Geländeformen stützte sich die Vorstellung von der Existenz zusammenhängender und parallel verlaufender Moränenstaffeln („Bippener“, „Dammer“, „Ankumer“ und „Lohner“ Staffel), die während unterschiedlicher Vorstoßphasen des Drenthe-Eises entstanden sein sollten (Koehn 1970, zitiert nach Galbas et al. 1980). Allerdings fehlen in den Dammer Bergen für die Existenz zusammenhängender und parallel verlaufender „Moränenzüge“ die geomorphologischen Befunde. Stattdessen vermittelt u.a. das digitale Geländemodell für den gesamten Bersenbrücker Lobus das Bild eines weitgehend inhomogen aufgebauten Moränenkomplexes aus kleinteilig zerscherten, aufgeschuppten und in Längsstrukturen angeordneten Kleinschollen (vgl. Abb. 4)

Die Kambereiche aufgedrüsster Schollen und Rücken wurden im Zuge periglazialer Prozesse während der nachfolgenden Kaltzeiten weitflächig abgetragen. Widerstandsfähigere Geländebereiche („Kiesrippen“) sind dabei herauspräpariert worden. Für den gesamten solifluidalen Abtrag seit der Entstehung der Dammer Berge werden Beträge von mindestens 20 bis 30 m in Betracht gezogen (Galbas et al. 1980).

In unmittelbarer Nachbarschaft des Mordkuhlenberges befindet sich südlich des „Schweizer Hauses“ der so genannte „Dammer Bergsee“, der als Klärteich im ehemaligen Eisenerzbergwerk im Kambereich des Dammer Stauchmoränenkomplexes angelegt wurde. Das Erz wurde zwischen 1948 und 1967 unter Tage abgebaut. Das Vorkommen aus Brauneisenerzkonglomerat bestand im Wesentlichen aus Toneisensteingeröllen mit Eisengehalten von 25-38%.

Standort Schemde / Grube Haskamp (Dammer Berge) - Boden- und Sedimententwicklung und geoarchäologische Befunde

Birgit Terhorst, Luca Ebner, Manfred Frechen (unter Mitarbeit von Thomas Köllisch, Georg Novotny und Franziska Schwab)

Bei der Grube Haskamp handelt es sich um eine Sand- und Kiesgrube der Firma Averdäm zwischen Steinfeld und Schemde, die sich im aktiven Abbau befindet und in den letzten Jahren Zugang zu unterschiedlichen Profilen ermöglicht hat (Abb. 13). Die Aufschlussverhältnisse wechseln leider sehr schnell. Abbildung 13 zeigt die Grube im Satellitenbild, die Profile sind mit roten Rechtecken gekennzeichnet. Die Grube liegt im Bereich der Stauchendmoräne. Als gestauchte Sedimente treten glaziofluviale Sande, lehmige Grundmoräne sowie tertiäre Tonschuppen auf.



Abbildung 13: Übersicht Grube Haskamp (Quelle: APPLE MAPS).

Profil GH I

Das Profil befindet sich im östlichen Bereich der Grube und repräsentiert eine charakteristische Sedimentationsabfolge (Abb. 14). Schicht GH I-2 ist überwiegend sandig, dicht gelagert mit deutlicher, stark welliger Untergrenze. Im Vergleich zum oberflächenparallelen Horizont fällt diese Schicht und alle darunter folgenden Schichten mit einem Winkel von ca. 14° nach Norden ein. Darunter folgt ein rot-graues Schotterband (GH I-

3) mit Strukturen glaziotektonischer Überprägung. Entlang der unteren Schichtgrenze erkennt man 10 cm mächtige Stauchungsstrukturen in Richtung des ehemaligen Gletschervorstoßes. Schichtpaket GHI-4 besteht aus mehreren, locker gelagerten Sandbändern. Die Farbe wechselt zwischen intensiven Rottönen und hellbraun bis beige. Darunter folgt erneut eine rötliche, z. T. aufgespreste Kieslage (GH I-5). GH I-6 weist eine homogene Rotfärbung in den Sandschichten auf. Bei näherer Betrachtung zeigt sich eine leichte Bänderung (ca. 1 cm mächtig).

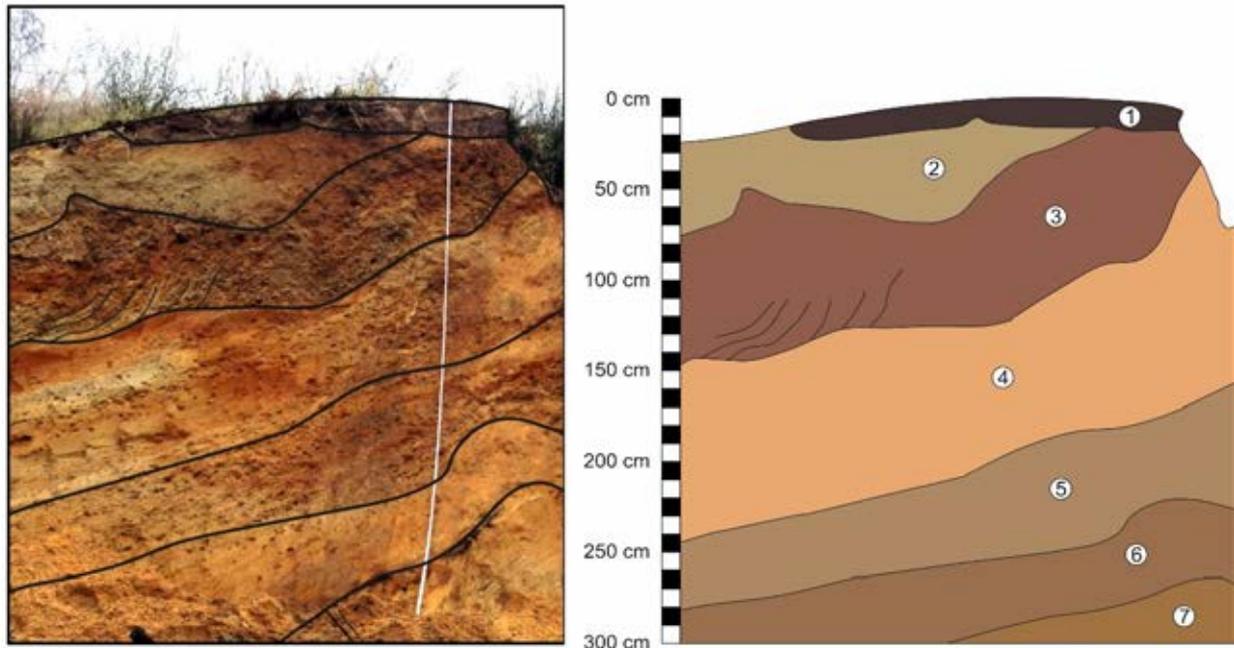


Abbildung 14: Profil Grube Haskamp I, GH I, GHI-1 =Auflagehorizont; GHI-2 = sandiger Horizont, nicht kompaktiert; GHI-3 = kiesiger Horizont, stark kompaktiert; GHI-4 = rot-weißer sandiger Horizont; GHI-5 = kiesiger Horizont, kompaktiert; GHI-6 = sandiger Horizont, gebändert; GHI-7 = sandiger Horizont, Mangan.

Interpretation

Das Profil zeigt eine häufig auftretende Sedimentzusammensetzung, wie sie wiederholt in der Grube Haskamp auftritt. Die Sedimente weisen glaziotektonische Beanspruchung auf. Der holozäne Boden fehlt an dieser Stelle.

Profil GH II

Geländedaten

Das Profil GH II (Abb. 15, Tab. 1) befindet sich ebenfalls an der östlichen Grubenkante, ca. 100 m nördlich des Profils GH I. Trotz der geringen Entfernung stellt sich die Aufnahmesituation vollkommen anders dar. Das Profil liegt in einer kleinen Muldenstruktur (Durchmesser > 3 m) auf einem tonigen, graubraunem Grundmoränenvorkommen, welches stellenweise Sandlinsen mit Gesteinsblöcken (< 25 cm) und Grus-, bzw. Kiesmaterial enthält (3 - 5 cm), das sowohl in gerundeter, als auch in eckiger Form vorliegt. Im Bereich oberhalb der tonigen Sedimente ist eine ca. 1m mächtige Pseudogley-Parabraunerde entwickelt. Das Bodenprofil beginnt unter einem Aufschüttungshorizont (Y), welcher einen Ap-Horizont

überdeckt (GH I-2). Der Horizont ist vorwiegend sandig, und zeigt eine intensive dunkle graubraune Färbung (10YR 3/2). Es sind zudem zahlreiche gebleichte Sandpartikel – vorwiegend im unteren Bereich – zu erkennen. Unter diesem Horizont folgt von 43 bis 53 cm ein Sw-Al-Horizont (GH II-3), der eine ausgebleichene hellbraune Farbe (10YR 6/4) besitzt. Hier zeigt sich hier eine deutlich feinsandig-schluffige Komponente mit vereinzelt Kies (≈ 3 cm). Die Untergrenze ist auffällig gerade und sehr deutlich ausgeprägt. Die Sandlage (Geschiebedecksand?) liegt über unterschiedlichen Sedimenten im Profilverlauf. Darunter folgt in der Tiefe von 53 bis 94 cm ein brauner (7,5YR 5/4) IISd-Bt-Horizont mit deutlichem Tonanteil. Das Gefüge ist polyedrisch bis krümelig und weist deutliche Tonkutane an den Aggregatsoberflächen auf. In diesem Horizont sind Pseudovergleyungsmerkmale in Form von Rost- und Manganflecken erkennbar. Der IICv-Horizont ist zweigeteilt, mit einem tonigen Bereich zur Mulde und einem basalen, nahezu unverwitterten Sand in Richtung Muldenrand.

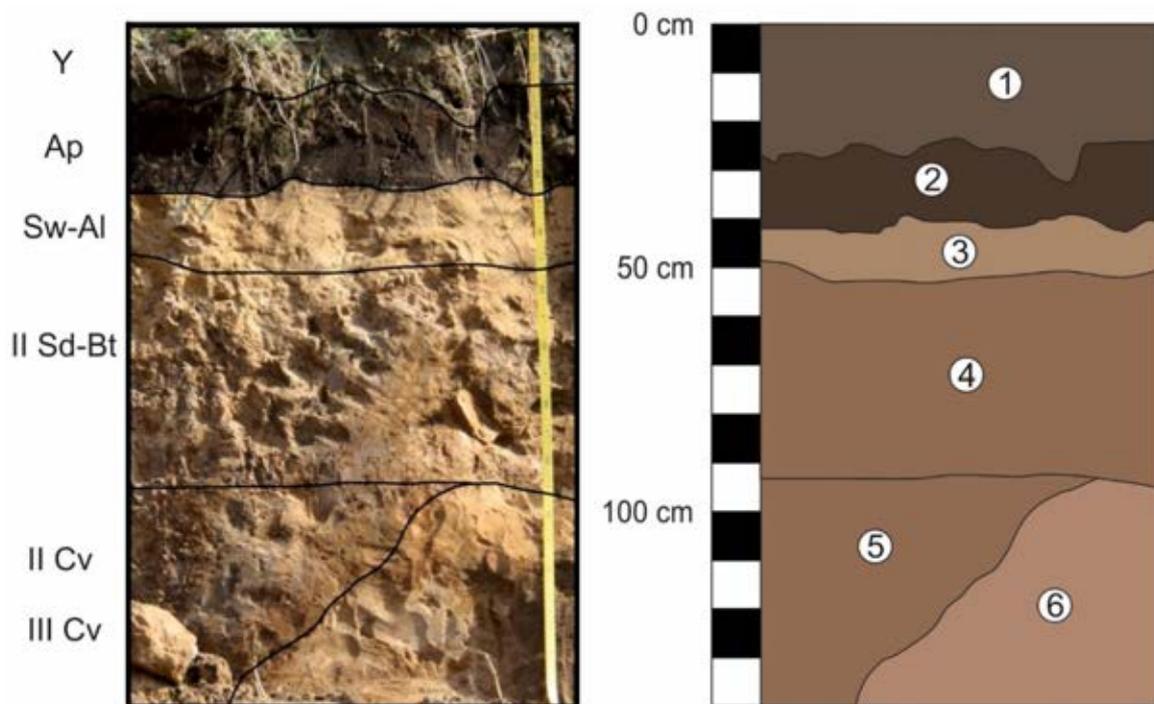


Abbildung 15: Profil Grube Haskamp, GH II, Pseudogley-Parabraunerde. GH II-1 = Aufschüttung, GH II-2 und GH II-3 = sandige Horizonte, GH II-4 und GH II-5 = toniger Lehm der Grundmoräne, GH II-6 = Sand.

Tabelle 1: Geländedaten Profil GH II.

Nr.	Tiefe (cm)	Horizont	Horizont- untergrenzen	Farbe	Boden- art	Sonstige Merkmale
GH II-1	0 - 25	Y	w, sc, h	10YR 4/2	Ss	Aufschüttung
GH II-2	25 - 43	Ap	w, sc, h	10YR 3/2	Ss	leicht podsoliert
GH II-3	43 - 53	Sw-Al	e, de, h	10YR 6/4	Sl2	vereinzelt Rostflecken
GH II-4	53 - 94	IISd-Bt	e, de, h	7,5YR 5/4	Lt2	Mangan-, Rostflecken, Tonkutane
GH II-5	94 - 133	IICv	e, sc, g	7,5YR 6/4	Sl4	sandige Sedimente
GH II-6	94 - 133	IIICv	n.b.	7,5YR 5/4	Lt2	tonige Sedimente

Labordaten (vgl. Abb. 16 sowie Tab. 2 und 3)

Im Ap-Horizont (GH II-2) dominiert Mittelsand mit 58,5%, gefolgt von Feinsand mit 30,6%. Alle anderen Fraktionen sind kaum vertreten. Der Sw-Al-Horizont (GH II-3) besteht neben dem dominierenden Sandanteil von 70,3%, auch aus einer deutlichen Schluffkomponente (23,5%), die überwiegend aus Grobschluff aufgebaut ist (13,4%). Der Tonanteil bleibt mit 6,1% gering. Der IIBt-Horizont (GH II-4) unterscheidet sich maßgeblich von den darüber liegenden Horizonten. Die Fraktionen sind hier beinahe gleichverteilt: Sand: 27,8%, Schluff: 37,1% und Ton: 32,7%. In der Sandfraktion ist der Feinsand mit 22,0% am stärksten vertreten, in der Schlufffraktion der Grobschluff mit einem Anteil von (19,4%). Interessant sind im Vergleich die Werte für den tonigen Bereich des IICv-Horizont (GH II-6). Der Tonanteil ist mit 32,7% nahezu identisch mit den Werten aus GH II-4, der Schluffanteil zeigt hingegen etwas höhere Werte (41,4%). Im sandigen Abschnitt des IICv-Horizontes (GH II-5) beträgt der Tongehalt immer noch 16,0%, überwiegend ist jedoch die Sandfraktion vertreten (52,7%). Die pH-Werte nehmen nach unten hin ab, und zwar von einem Maximalwert von 5,8 bis zu einem Wert von 3,95. Dieser Trend kann durch unterschiedliches Ausgangsmaterial der Bodenbildung verursacht sein. Das Profil zeigt nur im GHII-2 einen nennenswerten Ct-Gehalt (1,7 %, Ap-Horizont).

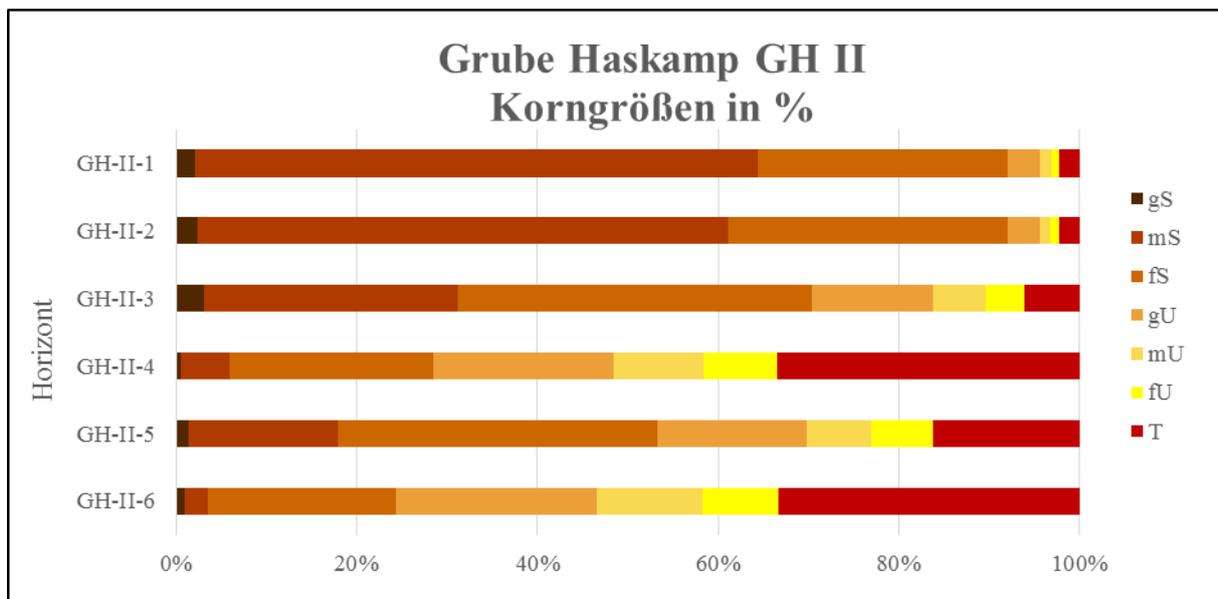


Abbildung 16: Profil GH II, Korngrößenverteilung.

Tabelle 2: GH II Korngrößenwerte (Köhn) in %.

Nr. / %	Grob-boden	gS	mS	fS	gU	mU	fU	T
GH II-1	3,7	2,0	60,5	26,8	3,5	1,2	0,9	2,2
GH II-2	2,7	2,4	58,5	30,6	3,6	1,2	1,0	2,2
GH II-3	2,7	3,2	28,1	39,1	13,4	5,9	4,2	6,1
GH II-4	0,0	0,6	5,3	22,0	19,4	9,8	7,9	32,7
GH II-5	0,0	1,3	16,4	34,9	16,4	7,0	6,8	16,0
GH II-6	0,0	0,9	2,6	20,4	21,7	11,5	8,2	32,7

Tabelle 3: GH II Trockensubstanz (TS), pH-Werte (CaCl₂), Leitfähigkeit, CNS Elementar-Analysator.

Nr.	TS [%]	pH	Leitfähig- keit [μS/cm]	Ct [% TS]	OBS [% TS]
GH II-1	98,9	5,0	38,0	1,5	3,0
GH II-2	98,1	5,1	39,0	1,7	3,4
GH II-3	97,7	5,8	31,0	0,2	0,4
GH II-4	97,9	4,3	54,0	0,2	0,5
GH II-5	99,2	4,2	28,0	0,1	0,2
GH II-6	98,1	4,0	53,0	0,2	0,4

Interpretation

Es handelt sich hier um eine zweischichtige Pseudogley-Parabraunerde auf einem Grundmoränenvorkommen. Das Grundmoränenmaterial liegt in einer Muldenposition. Die schluffhaltige Sandlage des Al-Horizontes entspricht einem Geschiebedecksand (vgl. Bussemer 2002), welcher diskordant auf unterschiedlichem Material zur Ablagerung kam. Der Geschiebedecksand kann nach Stahr und Sauer (2004) mit der Hauptlage parallelisiert werden. Andere Autoren gehen von einer holozänen pedogenen Entstehung aus (Helbig 1999). Im Alpenvorland sind ähnliche Abfolgen durch Kösel (1996) nachgewiesen worden. Die Korngrößenresultate belegen, dass der Tongehalt im Bt-Horizont vermutlich weitgehend ererbt ist. Es lässt sich nur eine schwache Tonverlagerung aufgrund der Tonkutane nachweisen. Die Frage, ob das Sediment bereits fossiles Bodenmaterial enthält, muss leider noch ungeklärt bleiben. Der Horizont entspricht einem Geschiebemergel (vgl. Stahr und Sauer 2004). Insgesamt gesehen, sind Parabraunerden in der Stauchendmoräne der Dammer Berge eher selten.

Profil GH III

Das Profil GH III liegt an der nördlichen Wand der Sandgrube in einer Rinnenposition, die vorwiegend aus sandigen, glazifluvialen Sedimenten aufgebaut ist. Die Nordwand besteht überwiegend aus weißen, geschichteten Sanden, die glaziotektonisch beansprucht sind. Wie die vorherigen Aufschlüsse ist dieses Profil mit von einer anthropogenen Aufschüttung überlagert. Darunter folgen unmittelbar weiße Sande. Abbildung 17 zeigt eine schematische Skizze des Profils GH III und korrespondierende Detailaufnahmen. Die Nordwand zeigt an ihrer Oberkante Abfolgen von podsolierten Taschen und verfüllten Keilen, welche an ihrer Untergrenze häufig eine hellrote sandige Schicht aufweisen. An der unteren Horizontgrenze sind Buntsandsteinplatten (< 20 cm) vorhanden, welche mit Ihrer Längsachse die Taschen nachzeichnen. Im westlichen Teil der Nordwand sind die im Untergrund liegenden Sande auf mehrere Meter aufgeschlossen und weisen eine intensive glaziotektonische Überprägung auf (Abb. 18). Die Sande sind durch die Krafteinwirkung des vorrückenden Gletschers gegeneinander versetzt, abgeschert und übereinander geschoben. Das Foto zeigt die zwischen den sandigen Lagen eingeschobenen Kiesschichten.

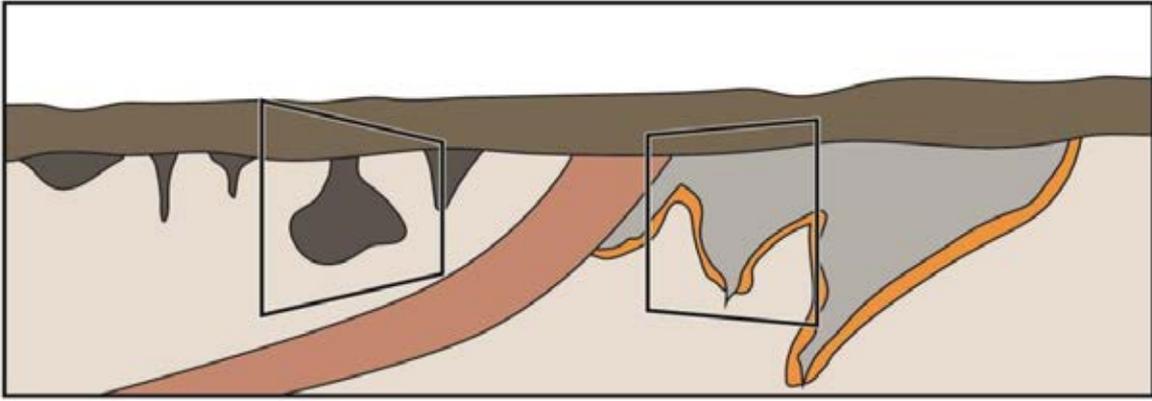


Abbildung 17: Profil Grube Haskamp III, GH III – weiße Sande, Eiskeile und podsolierte Taschen.



Abbildung 18: Grube Haskamp III, Detailaufnahme: zerschnittene Sande der östlichen Nordwand.

Profil GH IV (Humose Schichten)

Profil GH IV befindet sich im südlichen Teil der Grube, gut 10 m westlich des Profils GH I. Hier ist entlang einer Geländekante ein über 4 m mächtiges Profil aufgeschlossen. Die Abbildungen BT 9 und 10 zeigen das Profil aus westlicher Richtung.

Geländedaten (Abb. 19 und 20)

Unter dem Aufschüttungshorizont folgt ein grober Sand z. T. mit Kiesen (GH IV-2). Die Untergrenze verläuft deutlich, größtenteils gerade und fällt mit ca. 10° nach Norden ein. Zwischen 20 und 70 cm befindet sich ein rostrotes Schotterband (GH IV-3). Das Substrat besteht größtenteils aus Grobsand mit einem deutlichen Kiesanteil; die Kiese sind mit der Längsachse eingeregelt. Die Schichtuntergrenze verläuft scharf und meist gerade. Horizont GH IV-4 (70 bis 150 cm) besteht aus rot-weiß gebänderten, kompaktierten Sanden mit vereinzelt Kiesen (Ø 2 cm). Es folgt eine Serie von dunkelbraunen bis schwarzen Humusbändern. Diese Lagen weisen einen hohen Anteil von Mittel- und Feinsand auf und werden durch helle Sandschichten unterbrochen, diese treten mit zunehmender Tiefe häufiger auf. Außerdem sind zunehmend Rost- und Reduktionsbänder feststellbar. Am auffälligsten ist die postsedimentäre glaziotektonische Überprägung in Form einer Stauchungsstruktur. Unterhalb der Humusschichten (230 bis 350 cm) liegt eine Linse aus sandigem Sediment (GH IV-6). Abgesehen von den fehlenden humosen Lagen besteht dieser Horizont aus ähnlich sandigem Material wie Horizont 5. Vereinzelt sind Blöcke mit einer Kantenlänge von >15 cm zu finden, die Untergrenze zu den Tonablagerungen ist scharf. Die Basis des Profils wird von einer tonigen Lage gebildet. Sie besitzt ineinander übergehende Farben von rötlich (oben) bis violett (unten). Es sind ausgeprägte Aggregate mit einem Durchmesser von 3 bis 5 cm zu erkennen. Auch diese Schicht wurde glaziotektonisch verformt und bildet eine Rinnenform, in der die darüber liegenden humosen Schichten abgelagert wurden.

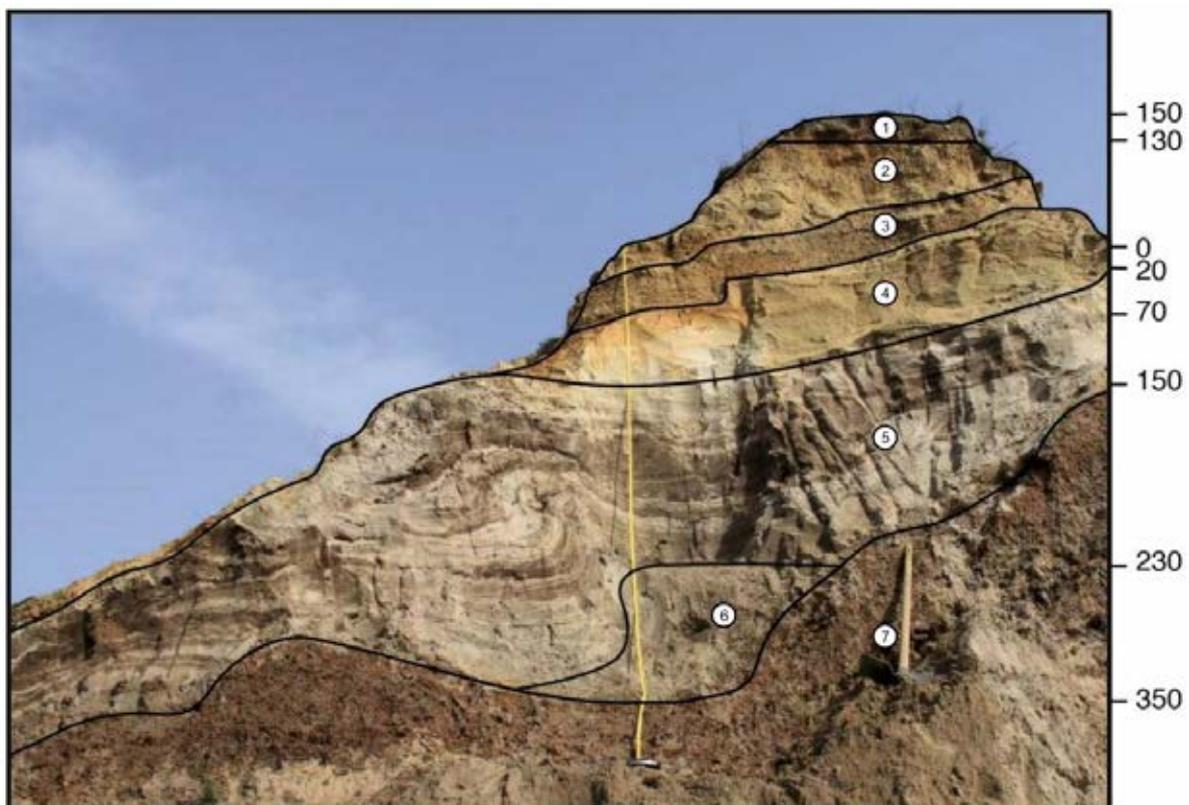


Abbildung 19: Profil GH IV, humose Sedimente GH IV-1 = Aufschüttung; GH IV-2 = sandiger Horizont, nicht kompaktiert; GH IV-3 = kiesiger Horizont, stark kompaktiert; GH IV-4 = rot-weißer sandiger Horizont; GH IV-5 = humose Schichten; GH IV-6 = sandiger Keil; GH IV-7 = tonige Schichten; tertiärer Ton.

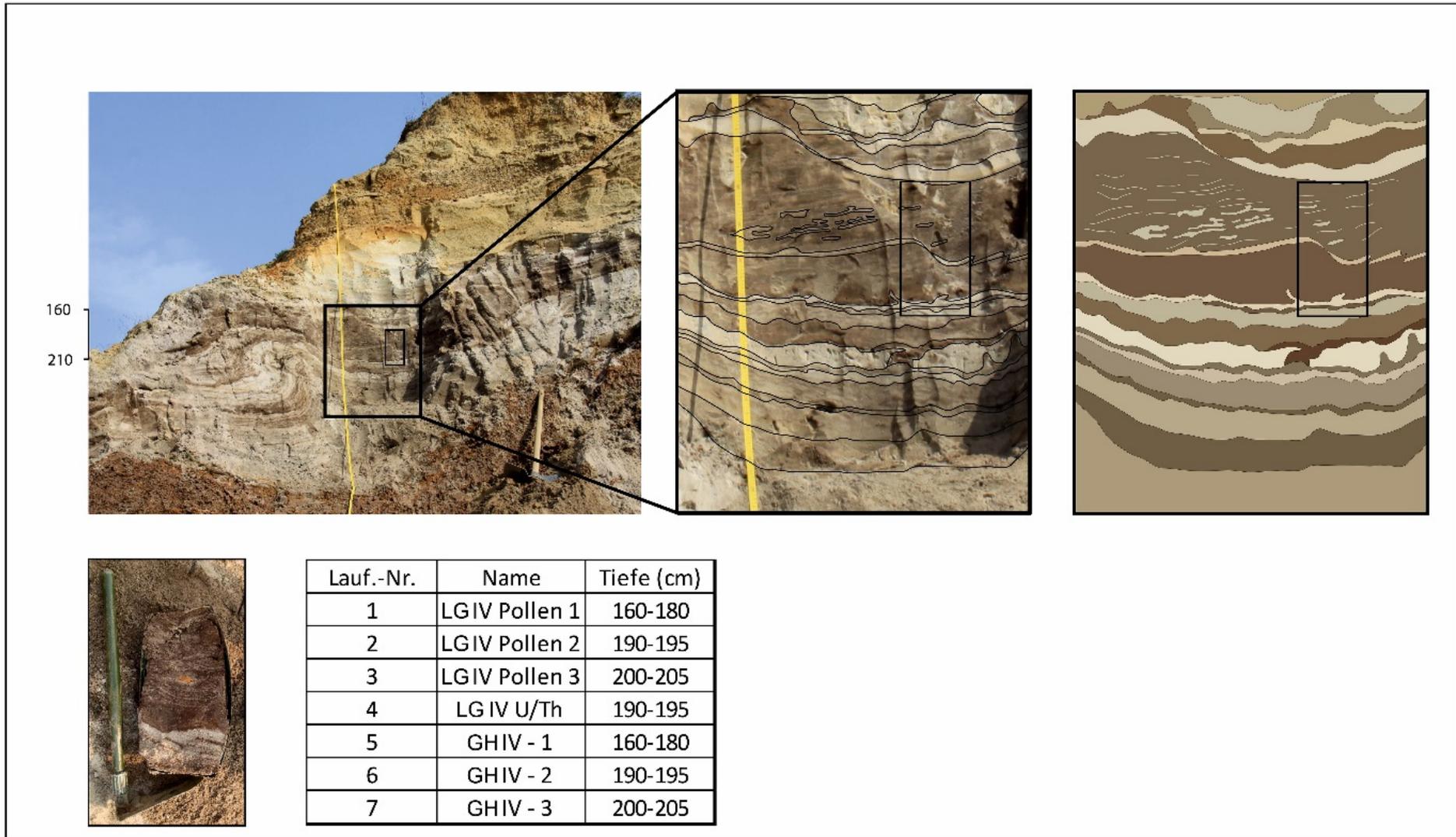


Abbildung 20: Profil GH IV, Details und Probenentnahmestellen.

Labordaten (vgl. Abb. 21 sowie Tab. 4 und 5)

Aus diesem Profil wurden drei Proben aus den humosen Horizonten entnommen (GH IV-5.1, 2, 3). Probe GH IV-1 besteht größtenteils aus Feinsand (82,1%) und geringen Anteilen von Schluff (10,5%) und Ton (5,7%). GH IV-2 besitzt eine sehr ähnliche Korngrößenverteilung. Der Feinsandanteil dominiert ebenfalls mit 73,3%, die Schlufffraktion hat einen Anteil von 7% und Ton von 9,6%. GH IV-3 zeigt einen ähnlichen Verlauf (Abb. BT11). Die drei Horizonte zeigen auch bei den weiteren Laboranalysen ein sehr homogenes Bild. Der pH-Wert schwankt zwischen 3,9 und 4,0. C_{org} fällt mit Werten bis maximal 0,4 % niedrig aus.

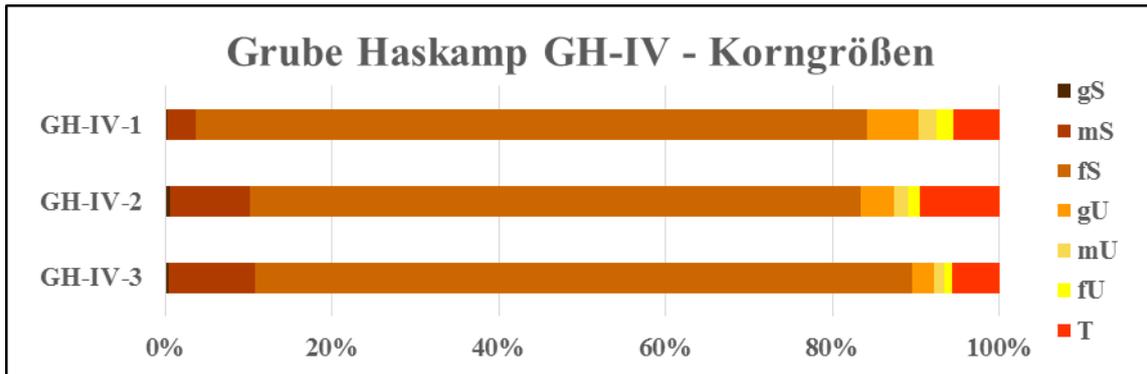


Abbildung 21: Profil GH IV, Korngrößenverteilung der humosen Schichten.

Tabelle 4: GH IV, Korngrößenwerte (Köhn) in % und Grobbodenanteil.

Nr. / %	Grob- bd.	gS	mS	fS	Σ S	gU	mU	fU	Σ U	T
GH IV-1	0,5	0,2	3,6	82,1	86,0	6,3	2,1	2,0	10,5	5,7
GH IV-2	0,3	0,6	9,7	73,3	83,5	3,9	1,7	1,4	7,0	9,6
GH IV-3	0,9	0,4	10,4	78,4	89,2	2,6	1,3	1,0	4,8	5,6

Tabelle 5: GH IV, Trockensubstanz (TS), pH-Werte (CaCl₂), Leitfähigkeit, CNS Elementar-Analysator.

Nr.	TS [%]	pH	Leitfähig- keit [μ S/cm]	Ct [% TS]	OBS [% TS]
GH-IV-1	96,3	4,0	14,0	0,4	0,8
GH-IV-2	98,9	3,9	19,0	0,5	1,0
GH-IV-3	99,3	4,0	31,0	0,3	0,6

Profil GH TT

Geländedaten

Das Profil GH TT befindet sich im südlichen Teil der Grube. Trotz des laufenden Betriebes hat sich hier eine Insel (30 m breit) mit ungestörtem Sediment gehalten (Abb. 22). Die in Profil GH IV dokumentierte Tonschicht ist an dieser Stelle bis wenige Dezimeter unter der Geländeoberfläche aufgepresst worden (vgl. Abb. BT 12). In einer konstanten Tiefe zieht sich das Band etwa 5 m in Längsrichtung bevor es in einer Verwürgungsstruktur endet. Der Tonkörper ist von einer homogenen sandigen Matrix umgeben.

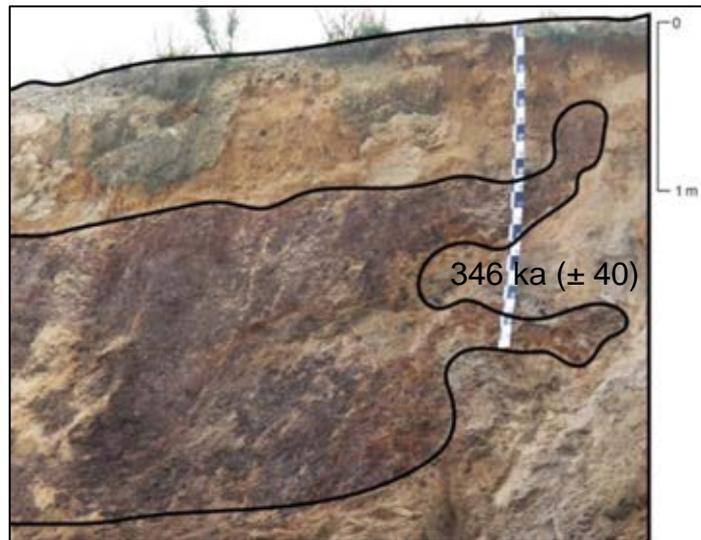


Abbildung 22: Profil GH TT, der rötliche Bereich entspricht aufgepressten tertiären Tonen, vorläufige OSL-Datierung an K-Feldspat, LIAG Hannover, M. Frechen.

Labordaten (vgl. Abb. 23 sowie Tab. 8, nächstes Profil)

Der Feinboden setzt sich überwiegend aus Ton (40,0%) und Schluff (41%) zusammen. Im Gegensatz dazu gibt es kaum sandige Komponenten und nur der Feinsand zeigt einen nennenswerten Anteil (14,0%). Der Anteil von Corg liegt bei 0,1 %, der pH-Wert bei 4,1.

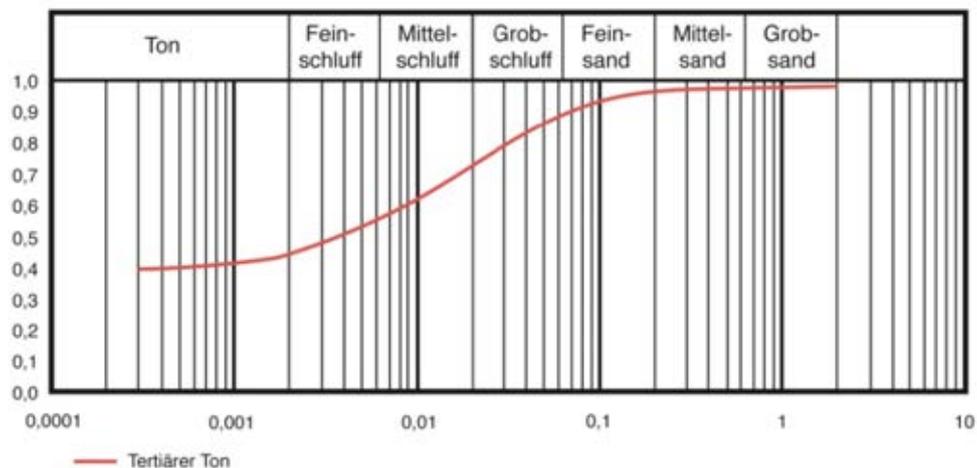


Abbildung 23: GH TT Korngrößensummenkurve.

Profil GH V (Kolluvium und Feuerstelle)

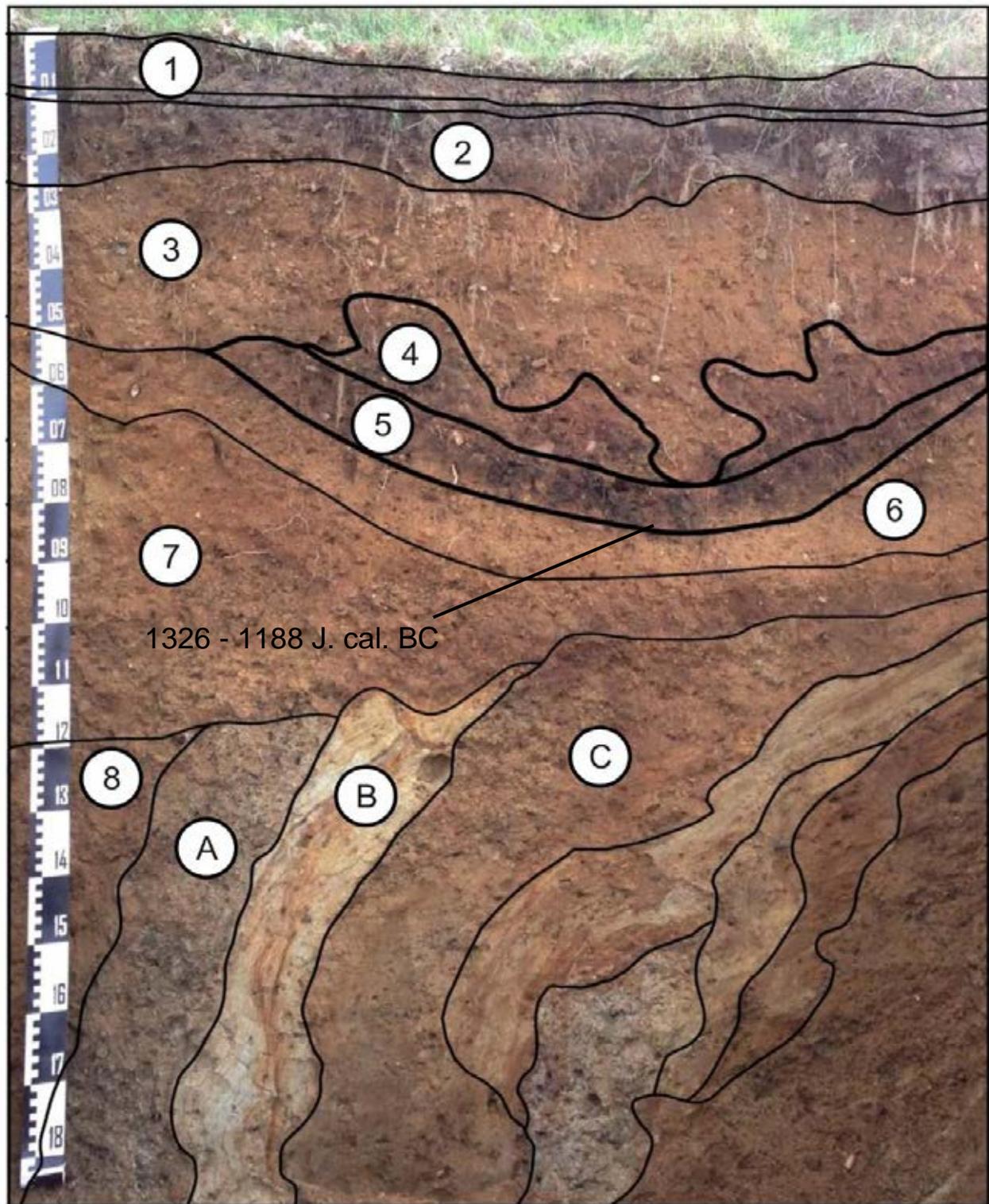
Profil GH V liegt im Südwesten der Sandgrube (Abb. 24). Aufgrund des direkt angrenzenden Waldes, ist hier mit einem minimalen Eingriff während der Abbautätigkeiten zu rechnen. Das Profil liegt 200 m westlich von GH I auf der gegenüber liegenden Seite der Grube (vgl. Abb. 13). Die Horizontgrenzen wurden entlang des Scheitelpunktes der bronzezeitlichen Feuerstelle dokumentiert.

Geländedaten (Abb. 24 und Tab. 6)

Zwischen 0 und 10 cm liegt der Aufschüttungshorizont (Y), welcher ein hellgraues Band an der Untergrenze aufweist. Zwischen 10 und 25 cm beginnt der rezente Boden mit einem gelblichbraunen Ah-Horizont (GH V-2) (10YR 5/4). Vereinzelt treten Kiese (Kantenlänge \approx 3 cm) in der Sandmatrix auf. Die Untergrenze ist wellig. In einer Tiefe von 25 bis 50 cm steigt der Kiesanteil im gelbbraunen M-Horizont deutlich (GH V-3). Die Kiese sind \approx 4 cm im Durchmesser und in einer Grobsand-Matrix eingebettet. Die Untergrenze kann als taschenförmig, diffus und horizontal beschrieben werden. Zwischen 50 und 80 cm liegen die archäologischen Horizonte AH I und II, die zu einer Feuerstelle gehören, welche eine Hohlform nachzeichnet. AH I ist eine heterogen gefärbte Schicht mit schwarzen und roten Farbtönen (\approx 7,5YR 4/6). Die Mächtigkeit schwankt im Horizontverlauf, die Schichtgrenze nach unten ist konkav, diffus und ebenförmig. Vereinzelt sind hier auch größere Kiese ($>$ 5 cm) zu dokumentieren, welche an der Untergrenze eingeregelt sind. Der untere archäologische Horizont (AH II) zeichnet sich durch eine schwarzgraue Färbung (10YR 4/3) aus. Die Schicht ist relativ gleichmäßig 20 cm mächtig und weist kleinere Kiese ($<$ 1 cm) auf. Innerhalb beider Schichten lassen sich gut erhaltene Holzkohlereste finden, die zur Datierung gesichert wurden. Der IICv2-Horizont darunter (zwischen 80 und 90 cm) ist ca. 10 cm mächtig und zeichnet ebenfalls die kleine Muldenform nach. Die Matrix besteht aus hellbraunem (10YR 6/6), feinem Sand. Auch hier sind einzelne Kiese mit einem Durchmesser von $<$ 1 cm enthalten. Die Basis der beschriebenen Horizonte bildet der rotbräunliche IIICv3-Horizont zwischen 90 und 100 cm (7,5YR 5/8). Er besteht vorwiegend aus größeren Sanden. Ein weiteres Schichtenpaket ist in einer Tiefe von 95 bis 185 cm (IVCv4-Horizont) aufgeschlossen (GH V-8). Hier finden sich die Schichten aus Profil GH I und GH IV wieder.

Tabelle 6: Geländedaten Profil GH V.

Nr.	Tiefe (cm)	Horizonte	Horizont- untergrenzen	Farbe	Bodenart	Sonstige Merkmale
GH V-1	0 - 10	Y	e, sc, h	10YR 4/3	Ss	Aufschüttung
GH V-2	10 - 25	Ah	w, di, h	10YR 5/4	St2	
GH V-3	25 - 50	M	z, di, h	10YR 6/6	Sl2	
GH V-4	50 - 70	AHI	konkav, di, h	7,5YR 4/6	Ss	Feuerstelle, Holzkohle
GH V-5	70 - 80	AHII	konkav, de, h	10YR 4/3	Su2	Feuerstelle, Holzkohle
GH V-6	80 - 90	IICv2	konkav, di, h	10YR 6/6	Su2	
GH V-7	90 - 100	IIICv3	e, de, h	7,5YR 5/8	St2	
GH V-8	100 - 185	IVCv4	-	10YR 6/6	Ss	



Profil Grube Haskamp V, GH V. Kolluvium. Die dickeren Linien heben die beiden archäologischen Horizonte AHI und AHII hervor. GH V-1 = Aufschüttung; GH V-2 = Ah-Horizont; GH V-3 = M; GH V-4 = Archäolog. Horizont I, GH V-5 = Archäolog. Horizont II, GH V-6 = IIBv-Horizont, GH V-7 = IIIBCv-Horizont, GH V-8 = IVCv-Horizont. Schicht Nr. 8, ABC entspricht den Schichten 2,2 und 4 in den Profilen GH I und IV. A = kiesige Lage, stark kompaktiert, B = rot-weiße, sandige Lage, C = kiesige Lage. Das Schichtpaket wurde glaziotektonisch kompaktiert und um 90° verkippt, ohne dass dabei die Schichtabfolge zerstört wurde. 14C-Datierung (Poz-65667), siehe Text.

Laborergebnisse (vgl. Abb. 25 und Tab. 7)

Der Ah-Horizont (GH V-2) besteht fast ausschließlich aus Sand (84,2%). Der Tongehalt beträgt 6%, Schluff 9,3%. Das Kolluvium darunter (GH V-3) enthält mit 82,7% ebenfalls überwiegend Sand, insbesondere Grob- und Mittelsand. Der Schluffanteil bleibt mit ca. 10% konstant, ebenso wie der Ton (5,2%). Der oberste archäologische Horizont (AHI, GH V-4) zeigt ähnliche Tendenzen wie der M-Horizont; Schluff- und Tongehalte sind insgesamt noch niedriger. Der zweite archäologische Horizont (AH II, GH V-5) weicht in seiner Korngrößenverteilung kaum von den oberen Horizonten ab. Auch der IICv3-Horizont unterscheidet sich nicht maßgeblich von den vorherigen Horizonten. Nur der beprobte, sandige Teil des IVCv4-Horizontes (verstelltes Schichtenpaket) zeigt eine abweichende Zusammensetzung in der Sandfraktion. Jedoch bleiben auch hier die übrigen Werte gleich.

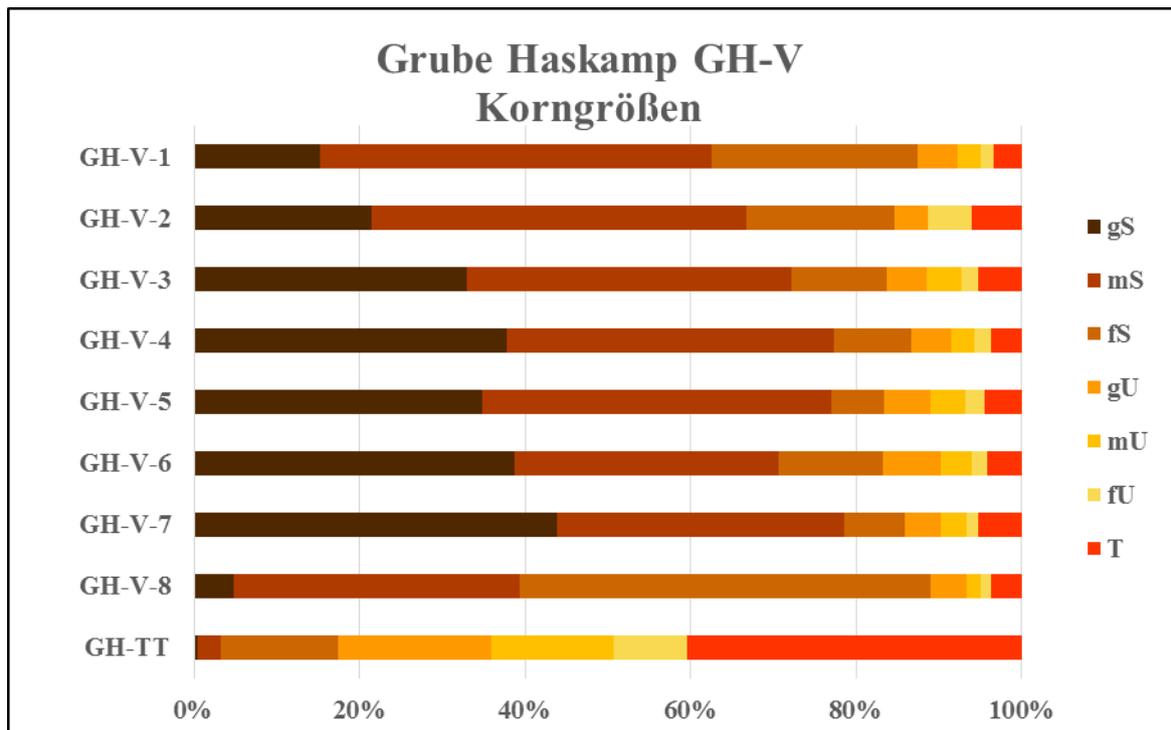


Abbildung 25: Profil GH V, Korngrößenverteilung in den humosen Schichten.

Tabelle 7: GH V, Korngrößenwerte (Köhn) in % und Grobbodenanteil.

Nr. / %	Grob- bd.	gS	mS	fS	ΣS	gU	mU	fU	ΣU	T
GH V-1	21,4	15,4	48,0	25,3	88,7	4,9	2,8	1,5	9,2	3,5
GH V-2	24,8	21,4	44,9	17,9	84,2	4,0	0,0	5,2	9,3	6,0
GH V-3	30,8	32,5	38,8	11,3	82,7	4,8	4,2	1,9	10,9	5,2
GH V-4	39,0	37,9	39,4	9,4	86,7	4,8	2,8	2,0	9,6	3,6
GH V-5	48,4	35,0	42,4	6,5	84,0	5,5	4,3	2,3	12,2	4,5
GH V-6	28,0	38,7	32,0	12,6	83,3	6,9	3,7	1,9	12,5	4,2
GH V-7	42,1	44,3	35,1	7,3	86,8	4,4	3,2	1,5	9,0	5,2
GH V-8	4,1	4,8	34,4	49,6	88,9	4,4	1,8	1,1	7,3	3,7
GH TT	0,0	0,5	2,7	14,0	17,2	18,3	14,5	8,9	41,7	40,0

Tabelle 8: GH V, Trockensubstanz (TS), pH-Werte (CaCl₂), Leitfähigkeit, CNS Elementar-Analysator.

Nr.	TS [%]	pH	Leitfähigkeit [μS/cm]	Ct [%]	OBS [%]
GH V-1	95,1	4,3	30,0	1,6	3,2
GH V-2	97,7	4,4	30,0	1,0	2,0
GH V-3	98,4	4,4	25,0	0,3	0,6
GH V-4	97,4	4,2	28,0	0,6	1,2
GH V-5	96,4	4,2	30,0	1,2	2,4
GH V-6	98,1	4,2	29,0	0,2	0,4
GH V-7	98,0	4,1	33	0,2	0,4
GH V-8	98,9	4,5	27	0,1	0,2
GH TT	97,0	4,1	15,0	0,1	0,2

Das Profil ist weiterhin durch relativ konstante pH-Werte zwischen 3,9 und 4,4 gekennzeichnet. Die höchsten Werte treten im Ah-Horizont sowie in beiden archäologischen Horizonten auf (2,0, 1,2 und 2,3%). Die übrigen Horizonte weisen Werte zwischen 0,1% und 0,6% auf.

Interpretation (Abb. 26 und 27)

Der markanteste Abschnitt des Profils GH V ist ohne Zweifel die Feuerstelle mit intakten Eichenholzkohlen (Bestimmung Felix Bittmann, Niedersächsisches Landesamt für Küstenforschung). Die basalen Holzkohlen konnten mit Hilfe einer ¹⁴C-Datierung in die Bronzezeit eingeordnet werden und entsprechen der Periode III der "nordischen Bronzezeit", bzw. der Stufe "Bronze D" in Süddeutschland (frühe Urnenfelderzeit/Spätbronzezeit) (mündl. Auskunft Prof. Dr. Frank Falkenstein, Würzburg). Die Datierung wurde vom Landkreis Vechta, Herrn Bernd Ammerich zur Verfügung gestellt und im Labor Poznan (Poz-65667) auf einen Zeitraum von 1326 bis 1188 Jahren cal. BC datiert (konv. 3020 ± 35 BP) (vgl. Abb. 26).

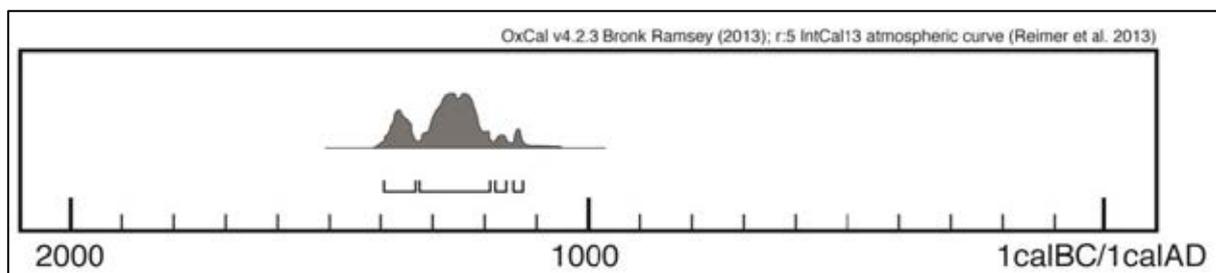


Abbildung 26: Grube Haskamp V, ¹⁴C-Datierung (Poz-65667).

Abschließend lässt sich sagen, dass alle Horizonte eine äußerst ähnliche, sedimentär bedingte Korngrößenverteilung aufweisen. Markant ist dabei die konstante Verteilung der unterschiedlichen Korngrößen. Sand stellt immer mehr als 80% des Feinbodens dar, während Schluff ca. 10% ausmacht. Der Tonanteil liegt ungefähr bei 5%. Die Unterschiede liegen vor allem in der Verteilung der verschiedenen Sandfraktionen.

Die Feuerstelle wurde in einen fossilen Bv-Horizont eingetieft und liegt zudem über einem älteren Verwitterungshorizont. Der fossile Bv-Horizont kommt in den seitlichen Bereichen fast an die Geländeoberfläche und tritt dort in Mächtigkeiten bis zu 50 cm auf. Er befindet sich

unter einem gestörten Oberboden. Die Lage der Feuerstelle im bewaldeten Hangbereich der Dammer Berge sowie die Überdeckung mit Kolluvium boten einen gewissen Erosionsschutz für die archäologischen Horizonte. Es stellt sich die Frage, ob durch einen bronzezeitlichen anthropogenen Eingriff bereits eine Bodenentwicklung beseitigt wurde

v. Chr.	Mitteleuropa	Süddeutschland und westliches Mitteldeutschland	Östliches Mitteldeutschland und Ostdeutschland	Norddeutschland
1000	Jüngere Bronzezeit	Urnfelderzeit Jüngere	Lausitzer Kultur Rillenkeramik	jüngere Periode IV
1100		Mittlere		
1200		Ältere		
1300		Frühe Urnfelder- bzw. späte Hügelgräberzeit	Buckelkeramik	Periode III
1400	Mittlere Bronzezeit	Hügelgräberzeit Jüngere	„Früh“- bzw. „Vor“-Lausitzer Kultur	ältere Periode II
1500		Mittlere Ältere		frühe

Abbildung 27: Bronzezeit in Mitteleuropa (rot=Datierungszeitraum) (geändert nach Wegner 1996).

Die Grube Haskamp im Überblick

Die Abbildung 28 zeigt die Sedimente der Grube in einer schematischen Übersicht. Die Grundlage für die Rekonstruktion bilden die bisher untersuchten und dokumentierten Profile. An der südlichen Wand treten tonige Sedimente zu Tage. Unter Berücksichtigung der Literatur kann man vermuten, dass es sich hierbei um vom Gletscher aufgeschobenes, tertiäres Material handelt (van der Wateren 1986). Diese Tone bildeten eine ideale Hohlform, in der die humosen Sande abgelagert werden konnten. Darüber kamen Sande und die z. T. senkrecht verstellten Schichtpakete zur Ablagerungen. Es ließ sich zudem eine kleine Stelle mit lehmiger Grundmoräne nachweisen. Die unterschiedlichen Verformungsstrukturen lassen zeitlich unterschiedliche glaziale Verformungsphasen vermuten.

Die Stratigraphie der Grube Haskamp zeigt auffällige Parallelen zur Stratigraphie des südlichen Teiles des Profils Kronenberg B (ca. 4 km südwestlich) (van der Wateren 1986). Diese bestehen vor allem aus den tonigen Schichten, den rostroten sandigen glazifluvialen Sedimenten im Süden und den weißen Sanden im nördlichen Teil. Gemäß dieser Interpretation handelt es sich hierbei glaziotektonisch aufgearbeitete Weserablagerungen. Abgesehen von der stratigraphischen Ähnlichkeit sprechen vor allem die zahlreichen, teilweise Dezimeter großen, Sandsteinblöcke für diese These. Das Weserurstromtal transportierte große Mengen roten Bundsandsteins von Osten aus Südniedersachsen in Richtung Nordsee. Diese Schichten sind syngenetisch mit dem durch den Drenthe-Vorstoß flussaufwärts erodiertem Material vermischt. Gemäß dieser Argumentation handelt es sich bei

den weißen Sanden im Profil GH III um Sedimente der Einheit GL (green loam). Diese werden als feinsandige Schichten beschrieben, die aufgrund der Abscherung eine sehr unterschiedliche Mächtigkeit sowie ein schichtiges Gefüge und Rippel aufweist. Das Ablagerungsmilieu wird als limnisch oder als Sedimentation in flachen Depressionen beschrieben. Trotz des Namens können die Sedimente auch ein klares Weiß annehmen, wenn sie anstatt Glaukonit reich an Glimmer sind (van der Wateren 1986).

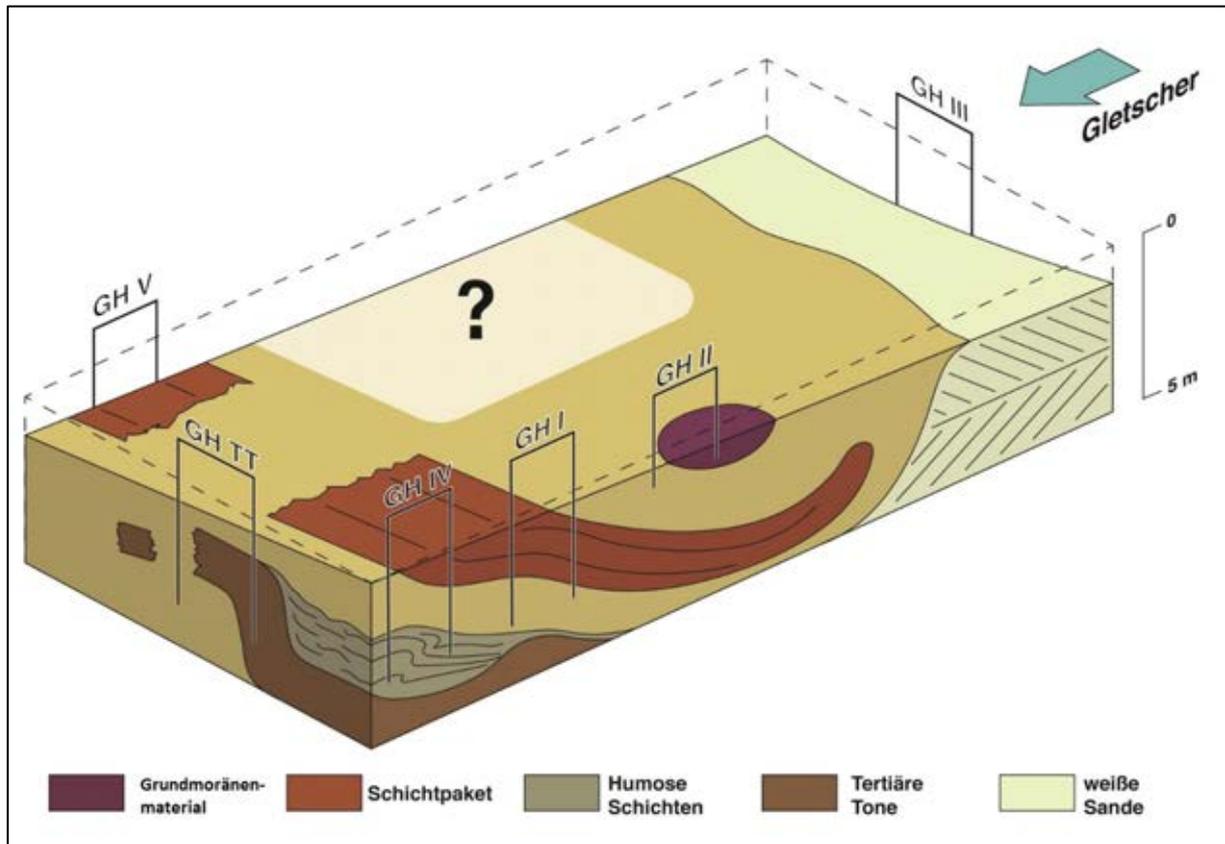


Abbildung 28: Schematische Übersicht über die Grube Haskamp (Entwurf und Zeichnung: L. Ebner).

Standort Schemde / Grube Luhr (Dammer Berge) - Boden- und Sedimententwicklung

Birgit Terhorst, Luca Ebner (unter Mitarbeit von Thomas Köllisch, Georg Novotny und Franziska Schwab)

Aufschluss Grube Luhr (ELG I)

Bei der Grube Luhr handelt es sich um eine kleinere private Halde, etwa 1 km südwestlich der Grube Haskamp. Der untersuchte Aufschluss befindet sich an der südlichen Wand in Hangposition.

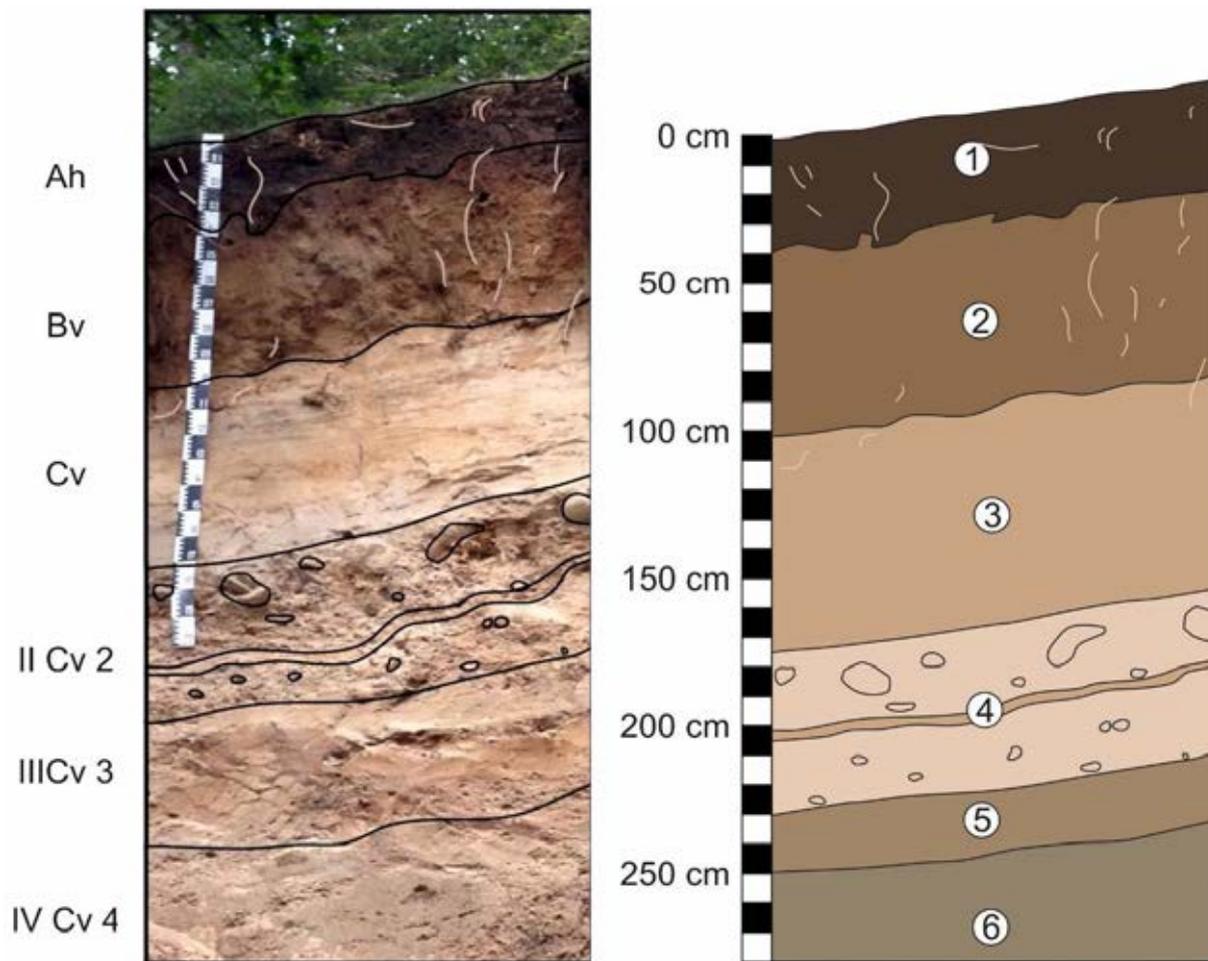


Abbildung 29: Profil Grube Luhr (ELG I), Braunerde. ELGI-1 = humose, sandige Matrix, ELGI-2 = Sandlage mit Kies, ELGI-3 = sandige Lagen, ELGI-4 = sandig-kiesige Lage. ELGI-5 = sandige Lage mit Schluff- und Tonanteilen, ELGI-6 = Sand mit Kiesbändern.

Geländedaten (vgl. Abb. 29 und Tab. 9)

Das krümelige Substrat des Ah-Horizonts (ELG I-1) ist sehr humos und vorwiegend sandig. Es weist eine sehr dunkle, fast schwarze Farbe (10 YR 3/1) auf, die an der welligen Untergrenze diffus in den nächsten Horizont übergeht. Im Horizont ist ein deutlicher

Skelettanteil (< 1 cm) vorhanden und einzelne gebleichte Körner weisen auf eine schwache Podsolierung hin.

Darunter folgt der Bv-Horizont einer Braunerdebildung (ELG I-2). Dieser hat eine bräunliche Färbung (10 YR 5/4) und besitzt ebenfalls einen deutlichen Skelettanteil (< 1 cm). Aufgrund der vorwiegend sandigen Komponenten besitzt der Horizont ein Einzelkorngefüge. Die Untergrenze ist schwach wellig und geneigt. Der Cv-Horizont (ELG I-3) besteht aus feingeschichteten, dichten Sanden. Die Farben variieren von hellbraun bis zu einem schwach rötlichen Braun (10 YR 7/4). Die Untergrenze verläuft scharf und parallel zur Oberkante. Darunter folgt ein geschichteter kiesig-sandig-grushaltiger IICv2-Horizont (ELG I-4). Der Grusanteil besteht vorwiegend aus z. T. eingeregeltten Bundsandsteinfragmenten (Kantenlänge 5 - 10 cm). Der IIICv3-Horizont (ELG I-5) weist neben sandigen auch tonige und schluffige Komponenten auf. Der Horizont ist geschichtet und durch eine dichte Lagerung gekennzeichnet. Er zeigt eine deutliche Braunfärbung (10 YR 6/4). Der Horizont IVCv4 (ELG I-6) setzt sich aus Sand und Kiesen (< 2 cm) zusammen. Er ist stark kompaktiert und zeigt eine graubraune Färbung.

Tabelle 9: Geländedaten Profil ELG I.

Nr.	Tiefe (cm)	Horizont	Horizont- untergrenzen	Farbe	Bodenart	Sonstige Merkmale
ELG I-1	0 - 38	Ah	w, di, g	10 YR 3/1	Su2	schwach podsoliert
ELG I-2	38 - 100	Bv	w, s, g	10 YR 5/4	Ss	verbraunt
ELG I-3	100 - 170	Cv	w, s, g	10 YR 7/4	Ss	
ELG I-4	170 - 230	IICv 2	w, s, g	inhomogen	n.b.	
ELG I-5	230 - 250	IIICv 3	w, d, g	10 YR 6/4	St2	Bodenmaterial (?)
ELG I-6	>250	IVCv 4	n.b.	inhomogen	n.b.	

Labordaten (Abb. 30, Tab. 10 und 11)

Die Horizonte bestehen überwiegend aus Sand, insbesondere aus Mittel- und Feinsand. Schluff- und Tonanteile treten nur untergeordnet auf. Einzig der Horizont ELG I-5 zeigt mit ≈10% eine nennenswerte Tonkomponente. Der Ct-Gehalt im Ah-Horizont ist mit 7,0 % recht hoch, dazu passt der niedrigere pH-Wert von 3,0.

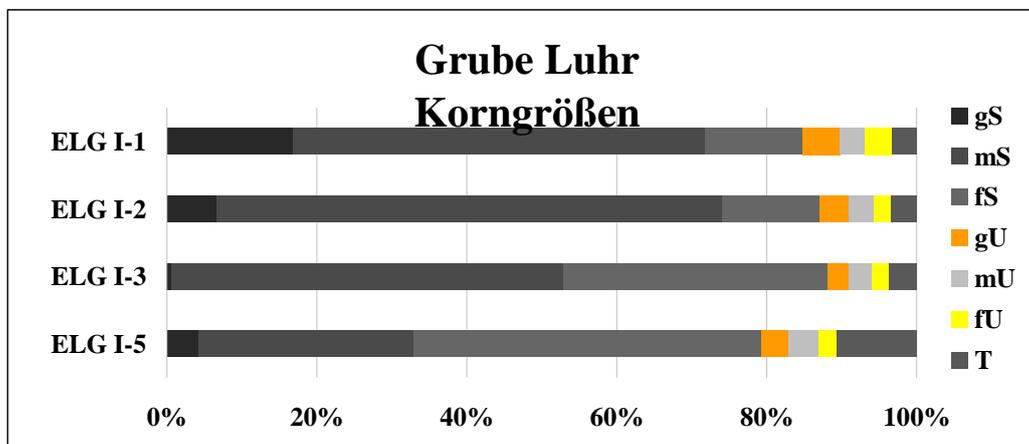


Abbildung 30: Grube Luhr, Profil ELG I, Korngrößenverteilung.

Tabelle 10: ELG I, Korngrößenwerte (Köhn) in % und Grobbodenanteil.

Nr. / %	Grob- bd.	gS	mS	fS	ΣS	gU	mU	fU	ΣU	T
ELG I-1	24,8	17,4	57,2	13,4	87,9	5,3	3,4	3,8	12,4	3,4
ELG I-2	6,5	6,6	67,0	12,8	86,5	3,9	3,3	2,2	9,4	3,5
ELG I-3	0,2	0,5	51,8	34,9	87,2	2,8	3,1	2,3	8,2	3,6
ELG I-5	3,2	4,1	28,5	46,0	78,6	3,6	3,9	2,4	10,0	10,6

Tabelle 11: ELG I, Trockensubstanz (TS), pH-Werte (CaCl₂), Leitfähigkeit, CNS Elementar-Analysator.

Nr.	TS [%]	pH	Leitfähig- keit [μS/cm]	Ct [% TS]	OBS [% TS]
ELG I-1	97,4	3,0	68,0	7,0	14,0
ELG I-2	99,5	4,1	28,0	0,4	0,8
ELG I-3	99,8	4,0	17,0	0,0	0,0
ELG I-5	99,3	4,0	22,0	0,0	0,0

Interpretation (Abb. 31)

In der Luhrgrube ist ein vermutlich glaziotektonisch überprägtes Schotterband zu sehen, das sich in einer S-Form durch den kompletten Aufschluss zieht. Die groben Sandsteine lassen vermuten, dass es sich hier um Weserschotter, wie bei van der Wateren (1986) beschrieben, handelt. Jedoch stehen die teilweise sehr kantigen Bundsandsteinblöcke im Kontrast zu den eigentlich erwarteten gerundeten Weserschottern. In der Hohlform wurden Sande (solifluidal/verschwemmt?) abgelagert, die später als Ausgangsmaterial für die Braunerde dienen. Unterhalb des Schotterbandes ist ein Horizont mit erhöhtem Tongehalt vorhanden. Die Braunerde ist exakt auf den Bereich des sandigen Sediments beschränkt. Außerhalb (auf dem Schotterband) sind Regosole zu finden.

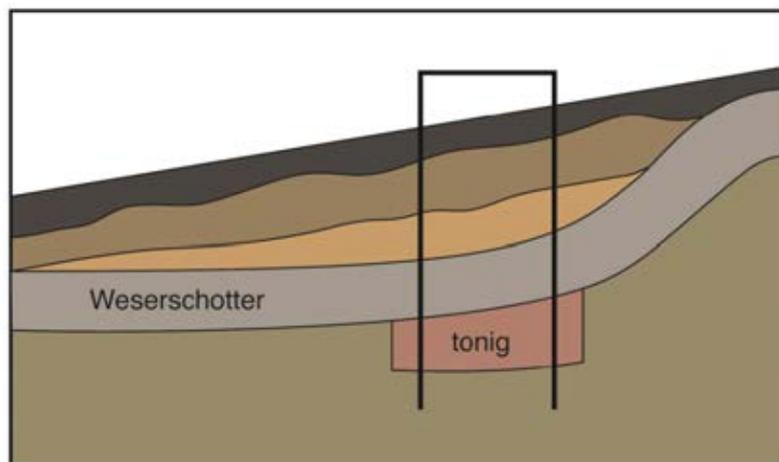


Abbildung 31: Schichtenverlauf in der Grube Luhr. Ah- über Bv-Horizont (braun), über Sandlagen (orange), über Weserschotter (?) (grau), Rahmen = Profil ELG I.

Standort Bergfeine – Moräne

Birgit Terhorst, Luca Ebner, Manfred Frechen (unter Mitarbeit von Thomas Köllisch, Georg Novotny und Franziska Schwab)

Profil Osterfeine (OF 1)

Das Profil OF I befindet sich südlich der Erhebungen der Dammer Berge und liegt damit theoretisch im „Sander-Bereich“ der Moränenstaffel. Das Profil besitzt keinen rezenten Boden und besteht aus einer Abfolge leicht geneigter Sand- und Kieslagen, die z. T. hydromorphe Merkmale aufweisen. Es liegt in allen Horizonten eine Feinschichtung vor (Abb. 32).

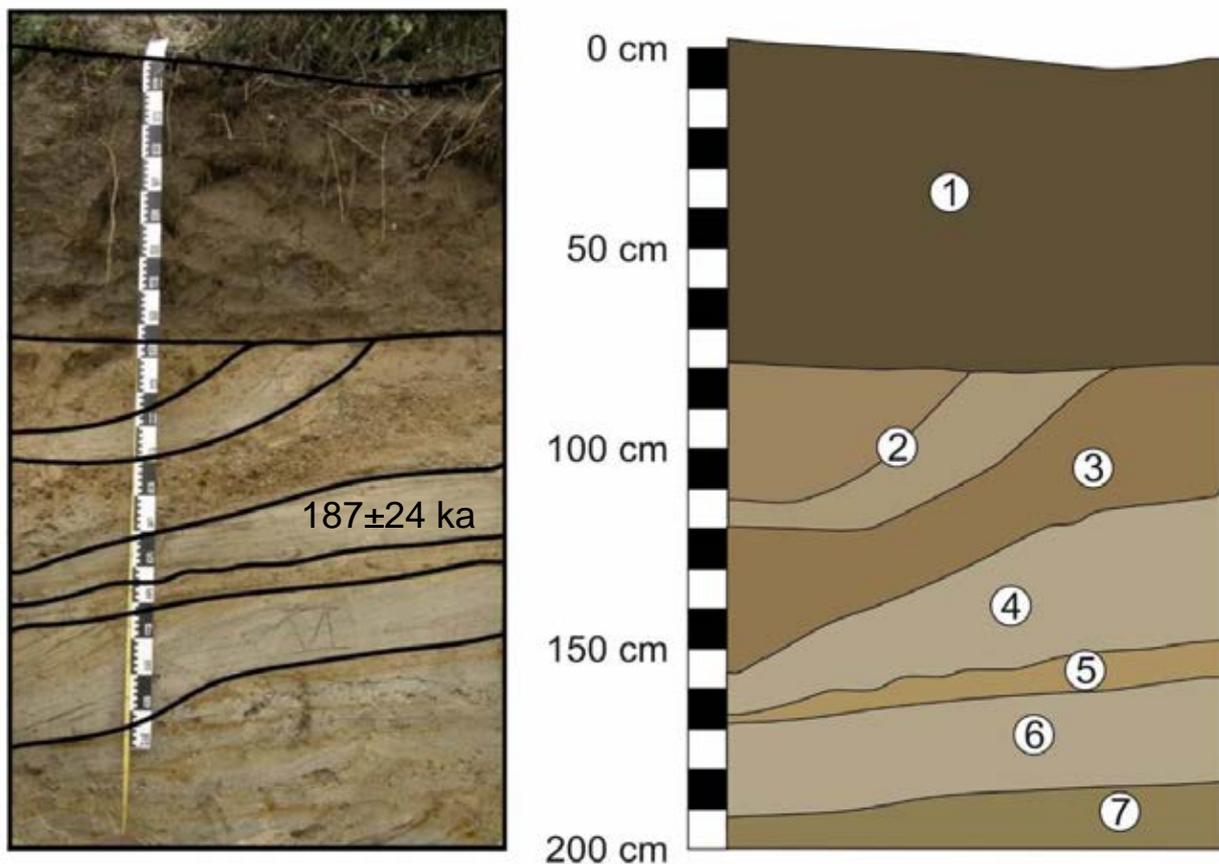


Abbildung 32: Profil Osterfeine, OF I (M), Sand- und Kieslagen im Vorfeld der Stauchendmoräne. OF I-1 = Aufschüttung, OF I-2 = Sandlagen, OF I-3, Kieslage, OF I-4 = Sandlage, OF I-5 = Kiesband, OF I-6 = Sandlage, OF I-7 = Kieslage. Vorläufige OSL-Datierung an K-Feldspat, LIAG Hannover, M. Frechen.

Tabelle 12: Geländedaten Profil OF 1.

Nr.	Tiefe (cm)	Horizonte	Horizontuntergrenzen	Farbe	sonstige Merkmale
OF I-1	0 - 80	Y	e, s, h	10YR 3/1	
OF I-2	80 - 120	Cv1	e, s, g	10YR 5/3	Oxidationsmerkmale
OF I-3	120 - 140	Cv1	e, s, g	10YR 4/4	Oxidationsmerkmale
OF I-4	140 - 160	Cv2	e, s, g	10YR 5/3	
OF I-5	160 - 165	Cv2	e, s, g	10YR 5/4	
OF I-6	165 - 190	Cv2	e, s, g	10YR 5/3	Oxidationsmerkmale
OF I-7	>190	Cv3		10YR 5/3	

Tabelle 13: OF I, Korngrößenwerte (Köhn) in % und Grobbodenanteil.

Nr. / %	Grobbd.	gS	mS	fS	ΣS	gU	mU	fU	ΣU	T
OF 1-1	12,1	12,2	50,1	15,1	77,3	15,4	2,9	1,6	19,9	2,7
OF 1-2	3,4	11,1	81,4	6,2	98,8	0,0	0,0	0,1	0,1	0,4
OF 1-3	47,2	39,2	52,4	6,4	98,0	0,2	0,0	0,0	0,2	0,4
OF 1-4	0,2	0,6	67,5	30,3	98,4	0,0	0,0	0,2	0,2	0,6
OF 1-5	6,4	26,8	65,7	7,0	99,4	0,4	0,3	0,0	0,7	0,5
OF 1-6	1,8	7,2	78,0	14,1	99,3	0,2	0,2	0,1	0,5	0,5
OF 1-7	9,1	18,6	68,6	11,6	98,8	0,3	0,2	0,1	0,6	0,6

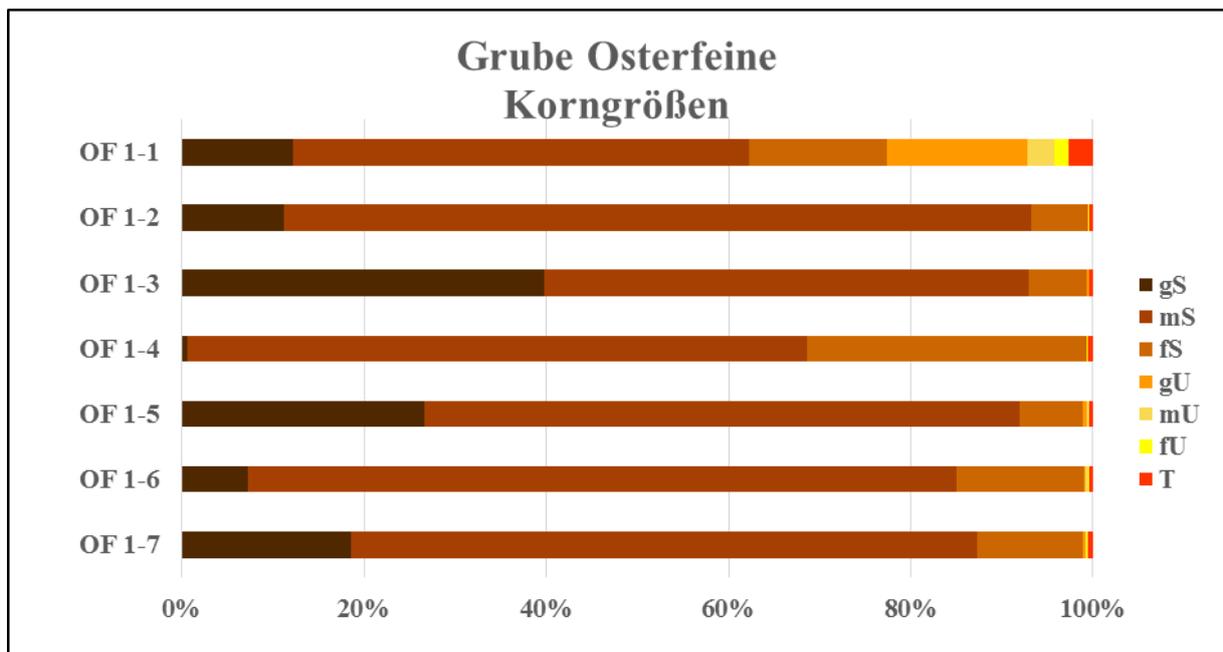


Abbildung 33: Grube Osterfeine, Profil OF 1, Korngrößenverteilung.

Standort Tonnenmoor - Eisen-Humus-Podsol und Paläoböden

Susanne Döhler, Nina Springer, Bodo Damm, Manfred Frechen

Der Standort Tonnenmoor befindet sich östlich der Landesstraße (L846) zwischen Vechta und Lohne. Das Profil TM-I liegt an einer nach Süden exponierten Böschung in einer aufgelassenen Sandgrube unter Kiefernforst. Das Alter des Kiefernbestands lässt sich auf der Grundlage dendrochronologischer Untersuchungen zwischen 50 und 60 Jahren bestimmen. Während die Sandgrube einen lückenhaften Bewuchs mit Birken und Kiefern aufweist, ist die Böschung weitestgehend vegetationsfrei.



Abbildung 34: Profil TM-I (links) periglaziale Lage (Geschiebedecksand) über Flugsand, rezemtem Podsol und fossilem Bh-Horizont; die Profile TM-III (rechts oben) und TM-IV (rechts unten) zeigen die glazifluviatilen Sedimente der Lateralmoräne.

Geologisch-sedimentologischer Rahmen

Der Standort Tonnenmoor liegt im nördlichsten Bereich der saalekaltzeitlichen Stauchmoräne der Dammer Berge, an der nach Westen, zum Zungenbecken hin, exponierten inneren Flanke der Lateralmoräne. Diese ist im Wesentlichen aus glazifluviatilen Sanden und Kiesen aufgebaut (GK 25, Blatt 3315). Am Standort Tonnenmoor sind die Sedimente der Lateralmoräne von ca. 2,5 m mächtigen Flugsanden und einer periglazialen Lage überdeckt (vgl. Abb. 34).

Die Bodenart am Standort Tonnenmoor ist mit Gesamtsandanteilen von über 90% durchgehend reiner Sand (Ss) (Abb. 35, Tab. 14), welcher als mittelsandiger Feinsand (fSms) klassifiziert wurde. In den oberen 40 bis 45 cm des Profils beträgt der Mittelsandanteil 25 bis 28 %, der Feinsandanteil liegt bei ca. 60 – 65 %. Der Grobsandanteil ist mit 2 bis 5 % gering. Der Grobbodenanteil, hauptsächlich bestehend aus Mittel- und Feinkies, ist sehr gering und wurde auf <1% geschätzt. Allerdings zeigt sich eine deutliche Anreicherung von Kiesen in einer Tiefe

von ca. 40 cm in Form eines Kiesbandes. Unterhalb von 40/45 cm sinkt der Grobsandanteil auf <1%, der Mittelsandanteil nimmt leicht ab und der Feinsandanteil steigt auf >70%. Der untere Bereich des Profils ist frei von Bodenskelett. Unterhalb 80 cm Tiefe sind zahlreiche 0,5 bis 1 cm mächtige tonige Bänder entwickelt. Für ein toniges Band in ca. 100 cm Tiefe wurde der Tongehalt mit 8,1 % ermittelt. Ab 215 cm Tiefe nimmt der Mittelsandanteil auf Kosten des Feinsands zu und erreicht knapp 40%. Die Sande weisen eine deutliche Schrägschichtung auf. Mit Ausnahme der Anreicherungshorizonte des Podsoles sind die Sedimente im Profil durch Einzelkorngefüge gekennzeichnet.

Für zwei Aufschlüsse in der Lateralmoräne (ca. 100 m östlich von Profil TM-1 (TM-III, TM-IV, vgl. Abb. 34)) wurden die Korngrößenanteile der glazifluvialen Sande bestimmt, welche an dieser Stelle nur kurz zusammengefasst wiedergegeben werden. Die Sande und Kiese der Lateralmoräne enthalten maximal 5% Feinsand, 25 bis 90 % Mittelsand und 13 bis 61 % Grobsand. Der Kies- und Steinanteil beträgt 0 bis 15%. Die Gesamtschluffgehalte sind mit <5% gering.

Profilbeschreibung

Unter der ca. 5 cm mächtigen, stark zersetzten organischen Auflage, befindet sich ein 24 cm mächtiger gleichmäßig dunkelgrauer, sehr stark humoser (Tab. 14) reliktscher Ap-Horizont mit einer ebenen, diffusen Untergrenze. Die Bodenreaktion liegt im extrem sauren Bereich (pH 3,0). Unter dem rAp folgt ein ca. 15 cm mächtiger, sauergebleichter Ae-Horizont mit einer deutlich erkennbaren, welligen bis taschenförmigen Untergrenze (Abb. 35). Der pH-Wert steigt geringfügig in den sehr stark sauren Bereich. Die Laboraten zeigen, dass der Ae-Horizont sowohl an Humus, als auch an pedogenem Al und Fe verarmt ist.

Unter dem Ae folgt ein etwa 5 cm mächtiger schwarzer, sehr stark humoser (13,16 % OBS) Bh-Horizont (IIBh) mit welliger bis taschenförmiger Untergrenze. Neben dem hohen Humusgehalt fallen hohe Gehalte an pedogenem Fe (1367 mg/kg) und Al (5942 mg/kg) auf, die eine Anreicherung von Sesquioxiden anzeigen. Unter dem IIBh folgt ein 4 cm mächtiger dunkelbrauner Horizont der ebenfalls eine wellige bis taschenförmige Untergrenze aufweist. Der Humusgehalt sinkt im Vergleich zum hangenden Horizont, der Gehalt an dithionitlöslichem Al nimmt leicht ab und der Gehalt an pedogenem Fe steigt nahezu um das Fünffache (6600 mg/kg, Tab. 14). Es handelt sich um einen Bhs-Horizont (IIBhs). Beide Anreicherungshorizonte weisen eine starke Durchwurzelung auf. Im Bereich der Anreicherungshorizonte/Orterde findet ein Substratwechsel von skeletthaltigen zu skelettfreien Sanden statt. Die Sedimentgrenze ist durch ein Kiesband gut zu erkennen.

Unter dem IIBhs folgt ein 20 cm mächtiger bräunlich gelb marmorierter/gefleckter Bsv-Horizont mit diffuser Untergrenze, dessen Humusgehalt unter 1% liegt. Die Gehalte an pedogenem Al und Fe sind deutlich geringer als in den Anreicherungshorizonten, weisen aber dennoch auf Verwitterung und Sesquioxideinwaschung hin. Unter dem IIBsv folgt ein 17 cm mächtiger, hellbrauner Cv-Horizont (IICv) mit diffuser Horizontuntergrenze. Der sehr schwach humose Horizont enthält nur noch ca. 30 % Al und 25 % Fe im Vergleich zum IIBsv. Unterhalb schließt sich ein ca. 70 cm mächtiger hellbrauner Cn-Horizont (IICn) mit deutlicher Sedimentstruktur an. Das Material ist nahezu humusfrei und auch die Gehalte an dithionitlöslichen Oxiden und Hydroxiden gehen nochmals stark zurück. Der Horizont weist Rostflecken auf, deren Anzahl mit der Tiefe zunimmt. Zwischen 150 und 165 cm Tiefe folgt ein brauner, fleckig/schlierig gefärbter Horizont mit deutlicher Obergrenze und diffuser, taschenförmiger Untergrenze. Die Farbintensität nimmt von oben nach unten ab. Der Horizont ist durch geringe Gehalte an organischer Substanz gekennzeichnet (0,3 %, Tab. 14). Die Gehalte an dithionitlöslichem Al und Fe steigen im Vergleich zum IICn leicht an, wobei der Fe-Gehalt von 305 mg/kg in etwa dem des IICv-Horizonts entspricht. Aufgrund von Farbe und geringem Humusgehalt wurde dieser Horizont als Bh-Horizont eines fossilen Podsoles angesprochen (IIIbBh1). Darunter folgt ein

Tabelle 14: Analyseergebnisse für Profil TM-I.

Horizont	Tiefe	Munsell-Farbwert		pH	Ct	Nt	C/N	Corg	OBS	Oxalatlöslich				Dithionitlöslich (DCB-Extraktion)			Korngrößenverteilung								Bodenart		
										Al	Fe	Mn	P	Al	Fe	Mn	gS	mS	fS	ΣS	gU	mU	fU	ΣU		T	
KA 5	[cm]	feucht	trocken		i. % TS	i. % TS		i. % TS	i. % TS	mg/kg TS	mg/kg TS	mg/kg TS	mg/kg TS	mg/kg TS	mg/kg TS	mg/kg TS	i. % TS	i. % TS	i. % TS	i. % TS	i. % TS	i. % TS	i. % TS	i. % TS	i. % TS	KA 5	
rAp	20	5Y 2,5/1	2,5 Y4/1	3,02	4,47	0,137	33	4,47	8,95	1023	1581	3	120	1056	1290	3	5,5	27,3	57,5	90,4	4,4	2,6	1,5	8,5	1,1	Ss	
Ahe	35	10 YR 3/1	10 YR 5/1	3,34	0,73	0,024	31	0,73	1,46	218	91	0	0	238	117	0	1,7	28,1	66,4	96,1	2,4	0,8	0,0	3,2	0,9	Ss	
IIBsh	40	5Y 2,5/1	5 Y 2,5/1	3,40	6,58	0,196	34	6,58	13,16	6089	1399	0	218	5942	1367	0	1,9	25,6	64,3	91,7	2,6	1,4	1,2	5,2	2,4	Ss	
IIBhs	44	10 YR 2/2	10 YR 3/3	4,26	2,57	0,086	30	2,57	5,15	5084	8053	0	396	5057	6600	0	0,8	26,2	64,3	91,4	2,2	1,4	1,5	5,1	2,2	Ss	
IIBsv	65	10YR 4/6	10 YR 6/6	4,12	0,46	0,017	27	0,46	0,92	3337	1312	0	76	2362	1282	0	0,3	17,9	77,2	95,4	2,2	0,6	0,3	3,0	1,7	Ss	
IICv	115	2,5 Y 5/3	2,5 Y 7/3	4,43	0,11	0,000	0	0,11	0,22	728	117	2	0	745	312	1	0,0	8,6	87,9	96,5	2,0	0,7	0,0	2,7	1,0	Ss	
IICn	150	2,5 Y 5/3	2,5 Y 7/3	4,38	0,04	0,000	0	0,04	0,08	403	38	2	0	408	230	3	0,2	25,6	71,6	97,5	1,6	0,7	0,0	2,2	0,9	Ss	
IIIFb1	165	10YR 3/2	10YR 5/3	4,40	0,15	0,00	0	0,15	0,30	599	207	3	6	574	305	7	0,1	12,7	81,9	94,7	3,0	0,5	0,0	3,2	1,1	Ss	
IIIFc1	215	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.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
IIIFb2	225	2,5YR 5/3	2,5YR 7/3	4,28	0,05	0,01	4	0,05	0,10	432	115	2	6	380	268	0	0,4	39,8	54,7	94,9	2,4	0,2	0,0	2,6	1,3	Ss	
IIIFc2		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.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	
Band in IICv	100	2,5 Y 4/4	2,5 Y 6/4	4,22	0,28	0,019	15	0,28	0,57	2254	573	4	9	2305	1768	5	0,0	20,5	69,2	89,7	1,4	0,6	0,1	2,0	8,1	St2	

hellbrauner bis braun gefleckter, 50 cm mächtiger Horizont der als IIIfCv1 angesprochen wurde. Zwischen 215 und 225 cm folgt in der rechten Profilhälfte ein weiterer braun gefärbter Bereich, der optisch dem IIIfBh ähnelt (IIIfBh2). Die ermittelten Werte für OBS, Al und Fe sind gering und liegen im Bereich derjenigen des IICn. Darunter schließt sich ein zunehmend hydromorph beeinflusster Horizont an (IIIfCv2). Ab ca. 80 cm Tiefe kommen zahlreiche 0,5 bis 1 cm mächtige tonigere Bänder vor. Sämtliche tonigen Bänder weisen im oberen Bereich braune und im unteren Bereich gelbliche Färbungen auf. Die Laboranalysen ergaben Humusgehalte von 0,57 % und auch erhöhte Werte an dithionitlöslichem Al und Fe.

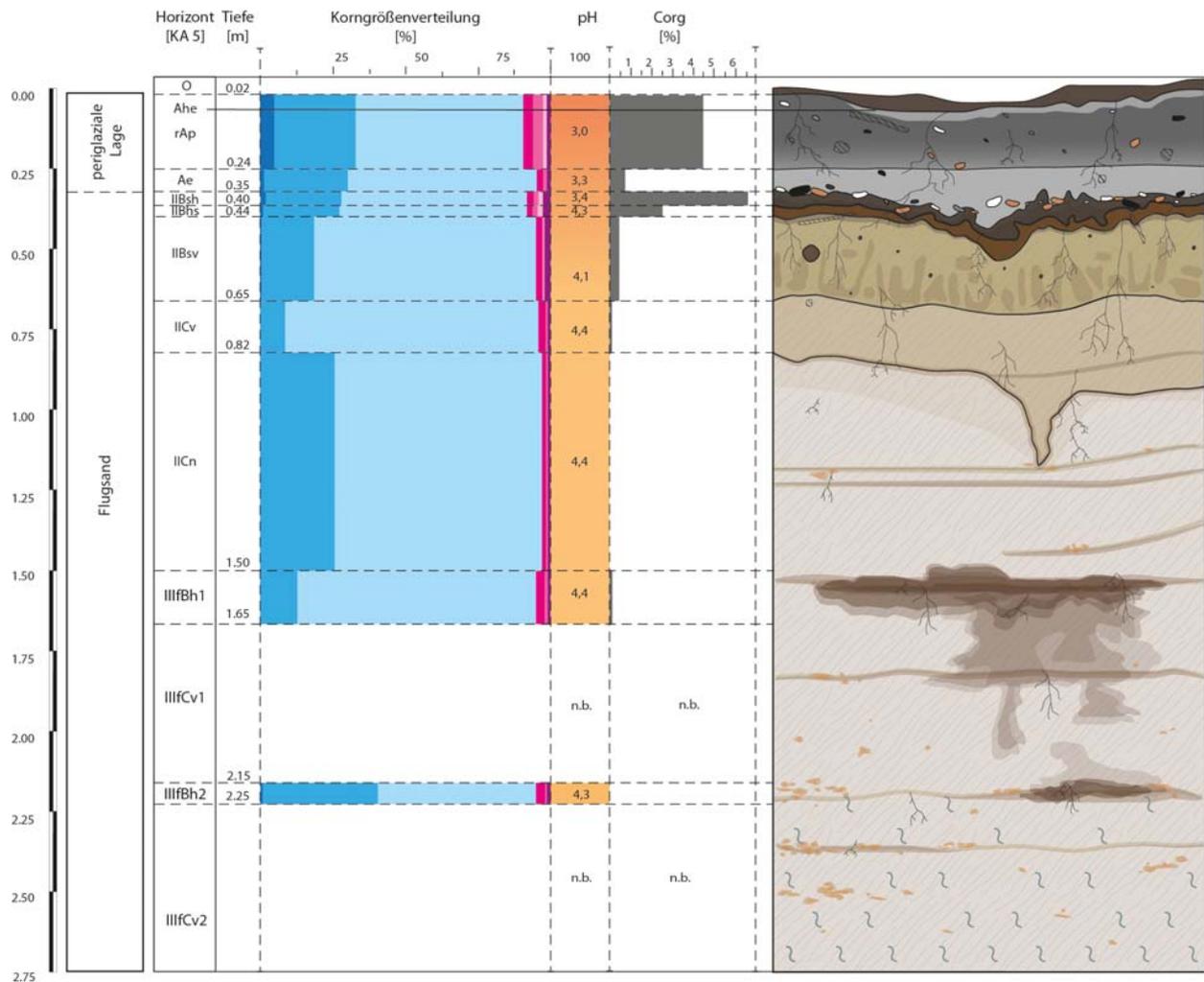


Abbildung 35. Profil TM-1 mit Korngrößenverteilung, pH-Wert und Ct-Gehalt, und Probennahmestellen für OSL-Proben.

Interpretation

Nach der Ablagerung glazifluvialer Sedimente am Innenhang der Lateralmoräne, die in Profil TM-1 nicht aufgeschlossen sind, kam es zur Akkumulation von Flugsand. Zwei durch einen Paläoboden getrennte Flugsandpakete konnten identifiziert werden. Nach Ablagerung der unteren >130 cm Flugsand (Abb. 36-1) setzte Bodenbildung ein und es entwickelte sich ein Podsol (Abb. 36-2), von dem heute nur noch Teile des Unterbodens (Bh) erhalten geblieben sind. Der fossile Bh-Horizont (IIIfBh1,2) erstreckt sich zwischen 150 und 225 cm. Hier auftretende „Ortsteinzapfen“, die sich gleichermaßen bei rezenten wie fossilen Podsolen beobachten lassen, werden als Reste (Wurzelreste) ehemaliger Baumstandorte interpretiert (vgl. auch Roeschmann

1971 sowie Abb. 17). Nachdem der Oberboden des fossilen Podsoles erodiert wurde, setzte erneut Akkumulation von Flugsand ein (Abb. 36-3). Vermutlich im Weichsel-Spätglazial kam es unter periglazialen Bedingungen durch Soliflukts- und Kryoturbationsprozesse im ehemaligen Auftauboden (Abb. 36-4) über Permafrost zu einer Vermischung von Flugsanden mit den hangaufwärts anstehenden glazifluviatilen Sanden. Es entstand eine periglaziale Lage mit einer Kiesanreicherung an der Untergrenze (Geschiebedecksand, Abb. 36-5, vgl. Bussemer 2002).

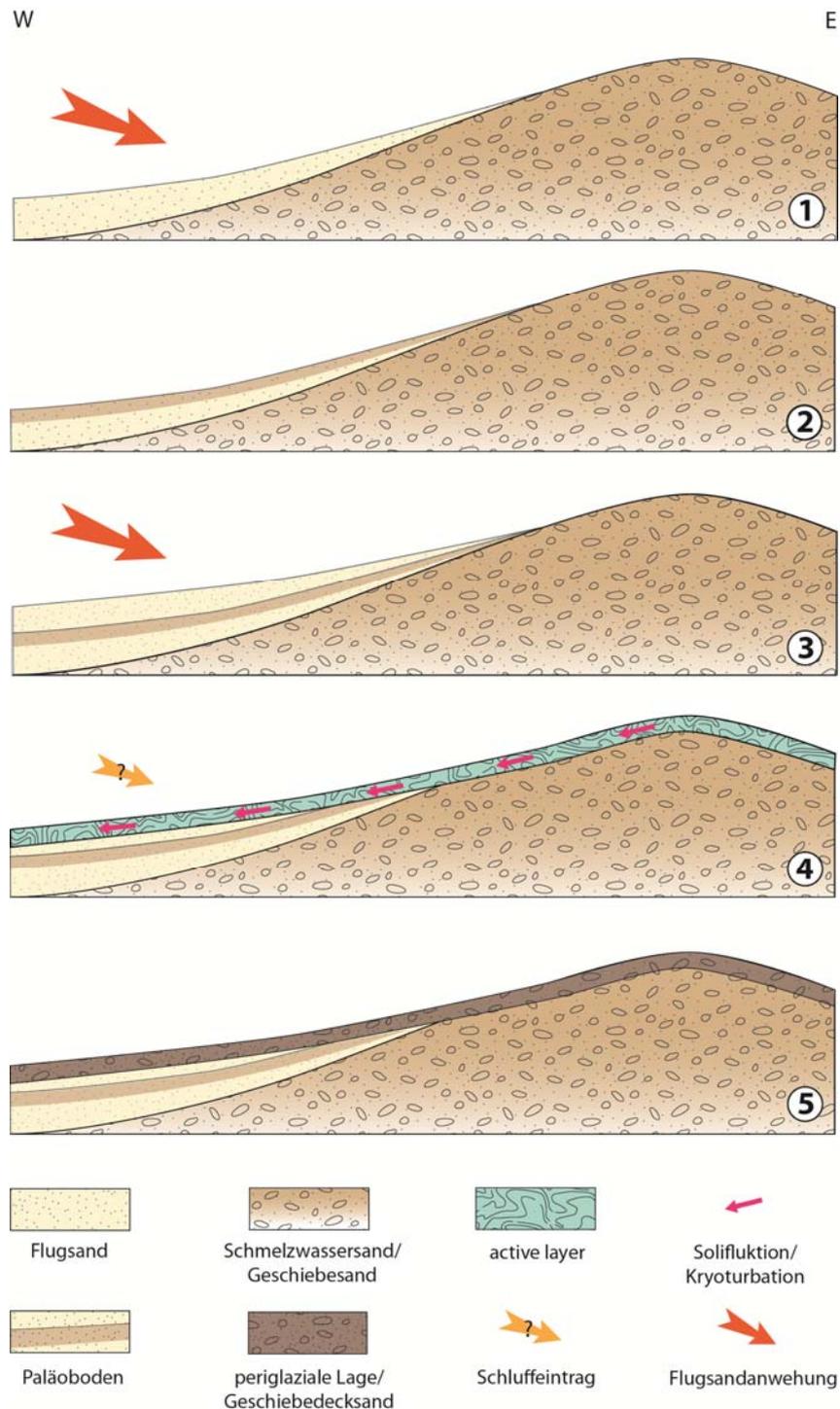


Abbildung 36: Pleistozäne Entwicklung des Innenhangs der saalezeitlichen Lateralmoräne am Standort Tonnenmoor.

Im Holozän entwickelte sich am Standort Tonnenmoor ein Eisen-Humus-Podsol, dessen Anreicherungshorizonte sich im Bereich der Schichtgrenze zwischen Geschiebedecksand und Flugsand befinden. Anhand der tonigen Bänder im Profil, welche sowohl hohe Humus- als auch Sesquioxidgehalte aufweisen, zeigt sich, dass die Stoffverlagerung mit dem Sickerwasser bis weit über den Bhs und Bsv hinausging.

Der rAp-Horizont belegt eine jüngere ackerbauliche Nutzungsphase, für die aufgrund der hohen Humusgehalte im rAp eine zumindest kurzzeitige Plaggendüngung in Betracht gezogen werden kann. Nach Aufgabe der Ackerfläche und Aufforstung des Standorts setzte erneut Podsolierung ein und es entwickelte sich ein geringmächtiger Ahe-Horizont innerhalb des ehemaligen Ap.

Datierungen

In Profil TM-1 wurden zwei OSL-Proben (110 cm, 260 cm, siehe Abb. 35) entnommen. Die Lumineszenz-Datierungen an Feldspat ergaben neben unerwartet hohen, mittelpleistozänen Altern auch eine Altersinversion (Tab. 15).

Tabelle 15: OSL-Datierungen für Profil TM-1 (LIAG Hannover, M. Frechen).

Probe	Labornummer	datiertes Material	Alter [ka]
TM-1 110 cm	3258	K-Feldspat	332±38
TM-1 260 cm	3259	K-Feldspat	163±13

Standort Universitätsesch – Grauer Plaggenesch über Podsol

Nina Springer, Susanne Döhler

Der Standort Universitätsesch liegt im südlichen Teil der Stadt Vechta im Universitätsgelände. Vechta befindet sich im Übergangsbereich zwischen Lateralmoräne und der sich im Norden anschließenden Geestplatte. Die kaltzeitlichen Sedimente (Geschiebelehm und Geschiebesand, glazifluviale Sande) waren einer langanhaltenden und intensiven Verwitterung und Auswaschung ausgesetzt. Auf dem nährstoffarmen Ausgangsmaterial bildeten sich vor allem Podsole und auf grundwassernahen Standorten Gleye oder Gley-Podsole.

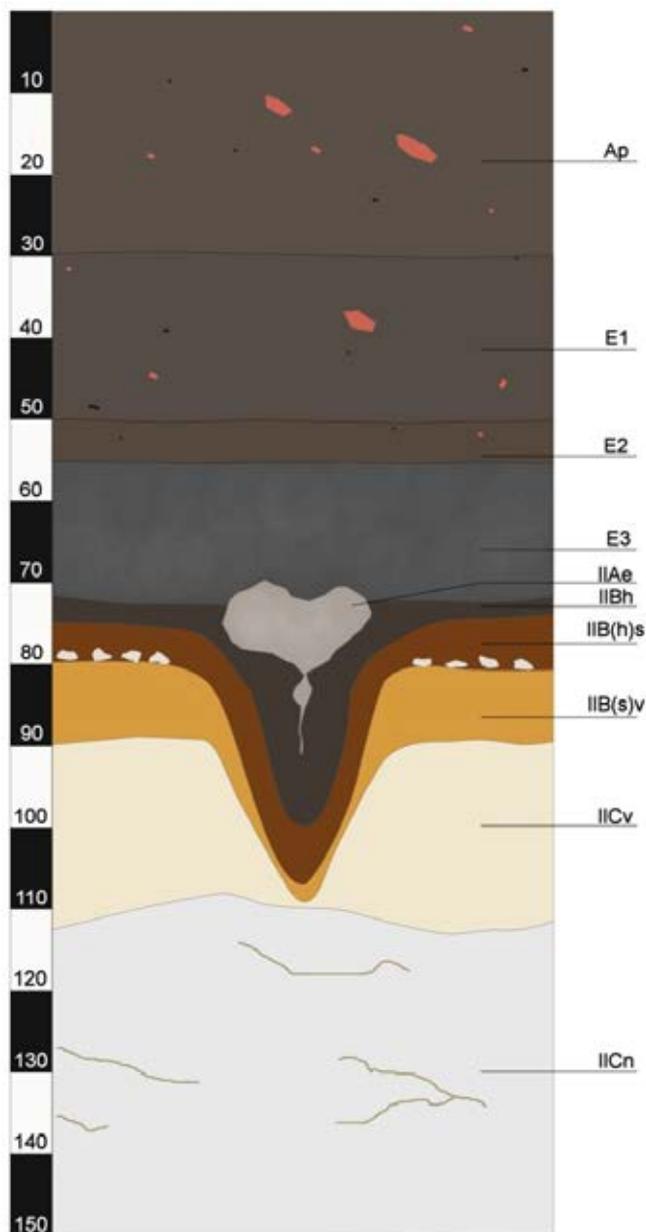


Abbildung 37: Profil UE-1 (Universitätsesch I)

Das Profil UE-1 (Abb. 37) befindet sich auf einer Grünfläche, die noch bis vor ca. 30 Jahren landwirtschaftlich genutzt wurde. Die Mächtigkeit der Eschauf-lage auf dieser Fläche variiert zwischen 45 und 80 cm und beträgt im Profil UE-1 ca. 70 cm. Am Standort Universitätsesch ist ein grauer Plaggenesch über Podsol aus Moränenmaterial entwickelt. Die Eschauf-lage lässt sich in vier, nach Farbe und Lagerungsdichte differenzierbare, Horizonte untergliedern. Diese sind jeweils durch geringen Skelettanteil sowie zahlreiche Ziegel- und Holzkohlebruchstücke charakterisiert. Für sämtliche Eschhorizonte wurde die Bodenart Ss (mSfs, feinsandiger Mittelsand) ermittelt (vgl. Tab. 16). Der obere sehr dunkel graubraune Horizont wurde aufgrund der Verdichtung an der unteren Horizontgrenze (Pflugsohle) bei 30 cm als ehemaliger Ap identifiziert. Im Vergleich zu sämtlichen anderen Eschhorizonten ist er durch den höchsten pH-Wert von 4,3 und den geringsten Gehalt an organischer Bodensubstanz (ca. 4 %) gekennzeichnet.

Die folgenden drei Horizonte wurden aufgrund der durch hohe Humusgehalte (4,6 und 5,8 %) bedingten dunklen Farbe als Eschhorizonte E1, E2 und E3 bezeichnet. Sämtliche Eschhorizonte weisen eine sehr stark saure Bodenreaktion auf (vgl. Tab. 16).

Der E1- Horizont erstreckt sich von 30 bis 50 cm Tiefe. Er ist etwas dunkler als der rAp und enthält die höchsten Gehalte an Humus und dithionitlöslichem Eisen (4374 mg/kg) in der

Eschauflage. Der E2-Horizont erstreckt sich zwischen 50 und 55 cm. Er ist durch einen bräunlichen Unterton und eine diffuse Untergrenze gekennzeichnet. Der darunter anschließende, 20 cm mächtige und dunkelgraue E3-Horizont enthält zahlreiche gebleichte Sandkörnchen und verfügt über eine geringe Lagerungsdichte.

Unter der Eschauflage folgen Horizonte des Ausgangsbodens. Zwischen 70 und 75 cm Tiefe ist ein grau gefärbter Horizont entwickelt, der zahlreiche gebleichte Sandkörner enthält (IIAe). Der IIAe-Horizont ist entweder in zungenförmigen Flecken oder als 3 cm mächtiger Horizontrest erhalten. Er zeichnet sich durch vergleichsweise geringe Humusgehalte (1,9 %) und geringe Gehalte an pedogenen Oxiden Al (468 mg/g) und Fe (782 mg/g) aus.

Unter dem IIAe-Horizont folgt ein sehr dunkelgrauer Horizont IIBh mit 6,7 % organischer Bodensubstanz und der Bodenart mSfs. Zwischen 75 und 80 cm ist dann ein sehr dunkel gelbbrauner IIB(h)s-Horizont entwickelt, dessen Farbe durch Anreicherung von Sesquioxiden und Humus (2,3%) bedingt ist (vgl. Tab. 16). Der IIB(h)s mit der Bodenart schwach toniger Sand (St2) enthält 6,3 % Ton. An seiner Horizontuntergrenze befindet sich eine Lage aus Kies und Steinen (2–6 cm Durchmesser). Darunter folgt ein 10 cm mächtiger gelbbrauner IIB(s)v-Horizont, der durch geringere Gehalte an dithionitlöslichem Fe (4510 mg/kg) als der IIB(h)s und die höchsten Gehalte an oxalatlöslichem Al (2288 mg/kg) gekennzeichnet ist. Der darunterliegende Horizont mit einer diffusen Untergrenze reicht von 90 bis 110 cm und wurde aufgrund seiner olivbraunen Farbe als IICv bezeichnet. Der unterhalb anschließende hellgraue Horizont wurde aufgrund der geringen Gehalte an pedogenen Oxiden und Hydroxiden (240 mg/kg Al, 51 mg/kg Fe) als IICn angesprochen.

Interpretation

Aus den Laboranalysen lässt sich schließen, dass Korngrößenzusammensetzung und Bodenreaktion nur unwesentlich durch die Plaggendüngung beeinflusst wurden (vgl. Tab. 16). Die geringfügig erhöhten Feinsandanteile in den Eschhorizonten wirken sich nicht auf die Bodenart aus. Der erhöhte pH-Wert im rAp-Horizont ist wahrscheinlich durch ehemalige Mineraldüngung zu erklären. Die Eigenschaften des Plaggens wurden am stärksten durch den Eintrag organischer Bodensubstanz beeinflusst. Im Vergleich zu den Horizonten des Ausgangsbodens sind die Eschhorizonte vor allem durch einen erhöhten Humusanteil gekennzeichnet. Höhere N-Gehalte von 0,1 bis 0,15 % führen zu einer Verengung der C/N-Verhältnisse und zu besserer Stickstoffverfügbarkeit. Die ermittelten C/N-Verhältnisse in den Eschhorizonten liegen im Bereich 17-24. Dies entspricht einer mittleren bis geringen Humusqualität, die jedoch im Vergleich zum Podsol deutlich verbessert ist (typische C/N-Quotienten für Podsol: 25-40, Rehfuss 1990). Das engste C/N-Verhältnis wurde im rAp-Horizont ermittelt, der durch einen geringen C-Gehalt und den höchsten N-Gehalt in der Eschauflage gekennzeichnet ist (vgl. Tab. 16). Eine mögliche Erklärung hierfür könnte der schnellere Abbau organischer Substanz bei höherem pH-Wert liefern. Darüber hinaus könnte in Hinweis auf eine Stickstoffdeposition am Standort vorliegen (Mohr et al. 2009). In den drei oberen Eschhorizonten wurden des Weiteren erhöhte Gehalte an Mn (41 - 107 mg/kg) festgestellt.

Tabelle 16: Analysenergebnisse für Profil Universitätsesch I (UE-1).

Horizont	Tiefe	Munsell-Farbwert		pH	Ct	Nt	C/N	Corg	OBS	Oxalatlöslich				Dithionitlöslich (DCB-Extraktion)			Korngrößenverteilung							Bodenart		
										Al	Fe	Mn	P	Al	Fe	Mn	gS	mS	fS	ΣS	gU	mU	fU		ΣU	T
KA 5	[cm]	feucht	trocken		i. % TS	i. % TS		i. % TS	i. % TS	mg/kg TS	mg/kg TS	mg/kg TS	mg/kg TS	mg/kg TS	mg/kg TS	mg/kg TS	i. % TS	i. % TS	i. % TS	i. % TS	i. % TS	i. % TS	i. % TS	i. % TS	i. % TS	KA 5
rAp	30	10YR 2/1	10YR 3/2	4,3	2,0	0,11	17	1,97	3,95	1185	1354	58	355	1246	2315	107	4,6	53,6	34,6	92,7	2,7	1,4	0,8	4,9	3,1	Ss
E1	50	10YR 2/1	10YR 3/2	3,9	2,9	0,15	20	2,90	5,81	751	3501	80	626	1009	4374	102	5,6	43,2	41,5	90,4	3,8	1,9	1,5	7,2	3,9	Ss
E2	55	10YR 2/1	10YR 4/2	3,8	2,5	0,12	21	2,48	4,96	570	2346	32	359	729	3112	41	7,1	43,8	38,6	89,5	3,1	1,9	1,2	6,2	4,3	Ss
E3	70	10YR 3/1	10YR 4/1	3,8	2,3	0,10	24	2,29	4,58	697	1723	1	284	992	2565	11	3,8	47,9	38,9	90,6	3,3	1,8	1,1	6,2	3,0	Ss
IIAe	75	10YR 3/1	10YR 5/1	3,9	1,0	0,03	30	0,96	1,91	370	588	6	107	464	782	13	4,4	64,7	23,9	93,0	3,7	1,5	0,3	5,5	1,5	Ss
IIBh	75	10YR 2/1	10YR 3/1	3,8	3,4	0,12	28	3,37	6,73	2759	2291	18	285	3242	2741	8	4,0	60,3	25,4	89,6	4,3	1,5	0,8	6,6	2,9	Ss
IIB(h)s	80	10YR 2/2	10YR 4/4	4,0	1,2	0,05	24	1,15	2,31	1860	4819	13	175	2614	8635	4	2,9	56,9	26,1	85,9	4,4	1,6	0,6	6,5	6,3	St2
IIB(s)v	90	10YR 3/6	10YR 5/6	4,1	0,6	0,02	—	0,59	1,17	2288	2541	7	101	2502	4510	0	3,6	73,2	14,1	90,8	2,7	1,5	0,5	4,8	3,4	Ss
IICv	110	2,5Y 4/4	2,5Y 6/4	4,3	0,2	0,01	—	0,20	0,39	1148	609	8	46	1361	1180	0	2,1	73,6	18,5	94,2	2,2	0,4	0,3	2,9	1,9	Ss
IICn	>110 -	2,5Y 5/2	2,5Y 7/2	4,1	0,03	0,00	—	0,03	0,06	196	67	0	1	240	51	0	1,8	58,4	36,2	96,4	1,0	0,2	0,0	1,2	1,4	Ss

Zum Wasserhaushalt des Plaggeneschs

Das Gesamtporenvolumen in der Eschauflage liegt im Bereich von 38 bis 44 % und nimmt mit der Tiefe zu (vgl. Tab. 17, mittleres Gesamtporenvolumen nach KA 5, Ad-hoc-AG Boden 2005). Die engen Grobporen stellen in den sechs untersuchten Horizonten (vgl. Tab. 17) mit 17 bis 31 % den wesentlichen Porenanteil dar. Der Anteil an Mittelporen schwankt zwischen 9 und 14 % und zeigt eine schwache Tendenz zur Abnahme mit der Tiefe. Der Feinporenanteil im Profil liegt im Bereich von 1 bis 7 % und ist im E1-Horizont (Pflugsohle) am höchsten und im IICn-Horizont am geringsten.

Tabelle 17: Porengrößenverteilung und Kf-Werte für ausgewählte Horizonte des Profils UE-1

Horizont	Gesamtporenvolumen [%]	weite Grobporen >50µm [%]	enge Grobporen 10-50 µm [%]	Mittelporen 0,2-10µm [%]	Feinporen <0,2µm [%]	Kf [cm/d]
Ap	38,2	3,7	17,1	13,6	4,9	146,3
E1(Pflugsohle)	38,7	1,9	18,8	11,1	7,1	69,6
E2	41,2	6,1	17,4	11,7	5,9	136,7
E3	44,0	8,3	21,6	9,3	4,8	179,9
IIB(h)s	47,5	11,4	17,8	11,9	5,0	195,5
IICn	42,5	0,2	31,9	10,0	1,0	473,2

Im Grundsatz ist von einer Verringerung des Grobporenanteils infolge von Plaggenwirtschaft auszugehen, eine Einschätzung die sich u.a. durch entsprechend differenzierte Kf-Werte stützen lässt. Die Eschhorizonte sind durch sehr hohe Wasserleitfähigkeiten >100 cm/d gekennzeichnet. Die höchsten Kf-Werte wurden allerdings im Ausgangsboden (IIB(h)s und IICn) ermittelt. Im Vergleich zum Ausgangssubstrat (IICn) beträgt die Wasserleitfähigkeit in der Eschauflage lediglich zwischen 29 und 38 % (vgl. Tab. 17).

Im Vergleich zum Unterboden verfügt die Eschauflage über ein geringeres Gesamtporenvolumen und abweichende Porengrößenverteilungen. Der Eintrag organischer Substanz bewirkte insbesondere eine Verringerung von Grobporen und eine leichte Zunahme von Mittelporen um ca. 2-3 %. Der verringerte Anteil an weiten Grobporen hat eine deutliche Abnahme der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit und damit eine Verringerung des Anteils an schnell fließendem Sickerwasser zur Folge. Durch den höheren Mittelporenanteil ist die Haftwasserspeicherung in der Eschauflage potenziell um 2-3 % im Vergleich zum Ausgangsboden erhöht. Dies führt zusammen mit der verringerten hydraulischen Leitfähigkeit zu einer entscheidenden, von der Mächtigkeit der Eschauflage direkt beeinflussten, Verbesserung des Wasserspeichervermögens und des Wasserhaushalts.

Halbtagesexkursion „Dümmer und Stemweder Berg“

Standort Dümmer – Genese und Seespiegelschwankungen

Bodo Damm

Der Dümmer (Düm - Meer = Dunkler See) ist nach dem Steinhuder Meer der zweitgrößte Binnensee in Niedersachsen. Er ist von Vechta kommend über die B69 und B51 sowie über die L846 über Steinfeld durch Querung der Stauchmoräne der Dammer Berge zu erreichen. Der von der Hunte durchflossene, rund 1-1,5 m tiefe See mit einer Wasserspiegelhöhe von 37 m ü.M. umfasst eine offene Wasserfläche von rund 13 km². Die mineralische Basis des Dümmers, dessen tiefste Stelle mit rund 4 m unter Seespiegel an der Einmündung der Hunte am Südwestufer des Sees liegt, ist aus Fein- bis Grobsanden aufgebaut (Dahms 1974).

Im Bereich der postglazialen Ausdehnung des Seebodens sind fünf weitere und bis zu 4 m tiefe „Kleinbecken“ entwickelt, aus denen sich eine rund 14 km lange in Süd-Nord-Richtung verlaufende und über 4 km breite Rinne rekonstruieren lässt (Dahms 1974). Diese zeichnet möglicherweise einen früheren Lauf der Hunte nach. Als Teil einer Niederung ist der Dümmer von ausgedehnten Niedermooren umgeben, die nach der Verlandung des ursprünglich weit ausgedehnten Sees seit dem Ende der letzten Eiszeit entstanden.

Zur Hochwasserregulierung und zum Schutz vor Überschwemmungen im Umland wurde der Dümmer zwischen 1939 und 1953 eingedeicht. Seitdem verschlammte der See zunehmend. Die Eindeichung schuf die Voraussetzungen für eine Verdichtung der Besiedelung sowie eine Intensivierung gewerblicher und landwirtschaftlicher Nutzungsformen. In der Folge hatten die Trockenlegung von Mooren zur Erweiterung landwirtschaftlicher Nutzflächen, der industrielle Torfabbau im Umfeld des Dümmers sowie die intensive Gülle-Düngung im Dümmer-Einzugsgebiet einen verstärkten Eintrag von Nährstoffen - insbesondere Stickstoff und Phosphor - zur Folge, was zur Eutrophierung des Gewässers führte (vgl. auch Klohn 1990). In den vergangenen Jahren entwickelten sich daher wiederholt Blaualgen, die Badeverbote erforderlich machten.

Der Dümmer unterlag während des Postglazials klimabedingten Wasserspiegelschwankungen, die erhebliche Veränderungen in der Ausdehnung des Gewässers zur Folge hatten. Ausgehend von einer verzweigten wassergefüllten Wanne am Ende des Spätglazials (vgl. Galbas et al. 1980) stieg der Wasserspiegel zu Beginn des Postglazials stark an, so dass der Dümmer an der Grenze Präboreal/Boreal mit einer Fläche von 80-90 km² und zeitweise bis zu 150 km² seine größte Ausdehnung entwickelte (Dahms 1974). Einer Verlandungsphase mit verringerter Seefläche im Boreal folgte eine erneute Ausdehnung des Sees im älteren Subatlantikum (vgl. Abb. 38). Seit dem frühen Mittelalter und während der Neuzeit sank der Wasserspiegel aufgrund von Ausbau und Begradigung der Abflüsse kontinuierlich und die Seefläche des Dümmers nahm sukzessive ab (1779=27 km², 1834=21 km², 1901=15 km²) (vgl. Liedtke 1981b). Als Folge von Verlandungsprozessen reduzierte sich die Wasseroberfläche im 20. Jahrhundert auf rund 13 km² (vgl. Preu 1995).

Zur Genese des Dümmers liegen sehr unterschiedliche Vorstellungen vor, die bei Galbas et al. (1980) zusammengefasst sind. Nach Vorstellungen von Stille und Brinkmann (1930) entstand das Dümmerbecken durch tektonische Absenkung. Dahms (1974) hingegen führte die Seebeckenbildung auf Vorgänge der Halokinese zurück, was allerdings als unwahrscheinlich gelten kann, da sich die Vorkommen der malmzeitlichen Salzhorste im Untergrund nicht mit der Lage des Dümmerbeckens decken (Liedtke 1981c). Insbesondere Dienemann (1963) sowie Pfaffenberg und Dienemann (1964) vertraten die Auffassung, dass das Dümmerbecken durch Prozesse der Glazialerosion während der Saale-Kaltzeit entstanden sein könnte.

Darüber hinaus zogen sie Deflationsvorgänge (Sand-/Schluffausblasung) in Erwägung, wofür die auffällige Verbreitung von Flugsand, Sandlöss und Dünen an den Rändern des Dümmer-Beckens sowie die Ebenheit des Seebodens als Belege herangezogen wurden. Dahms (1974) hielt darüber hinaus bei der Entwicklung des Dümmer-Beckens auch die Mitwirkung von „Thermokarst“ für möglich. Seiner Vorstellung zufolge hätten sich im Zuge von Tau-Gefrier-Zyklen im oberflächennahen sandig-schluffigen Untergrund Eislinsen entwickelt, die mit zunehmender Erwärmung im ausgehenden Spätglazial abschmolzen und Hohlformen hinterließen. Die Singularität des Dümmers spricht jedoch gegen diese Vorstellung (Liedtke 1981c). Demgegenüber sehen Galbas et al. (1980) eine durch „periglazialfluviale“ Abdämmung während des Spätglazials entstandene Hohlform als Ausgangssituation an, die sich in der Folge mit Wasser füllte.

Nach derzeitiger Einschätzung spricht vieles für eine polygenetische Entwicklung des Seebeckens und unter Umständen der gesamten Dümmer-Niederung, bei der jedoch Deflationsvorgänge die wesentliche Rolle gespielt haben müssen. Als Beleg hierfür kann die auffällige Verbreitung insbesondere von sandigen Sedimenten (Sandfelder und Dünen) im Umfeld des Dümmers gelten, die auf eine Nahkomponente beim Transport hinweisen.

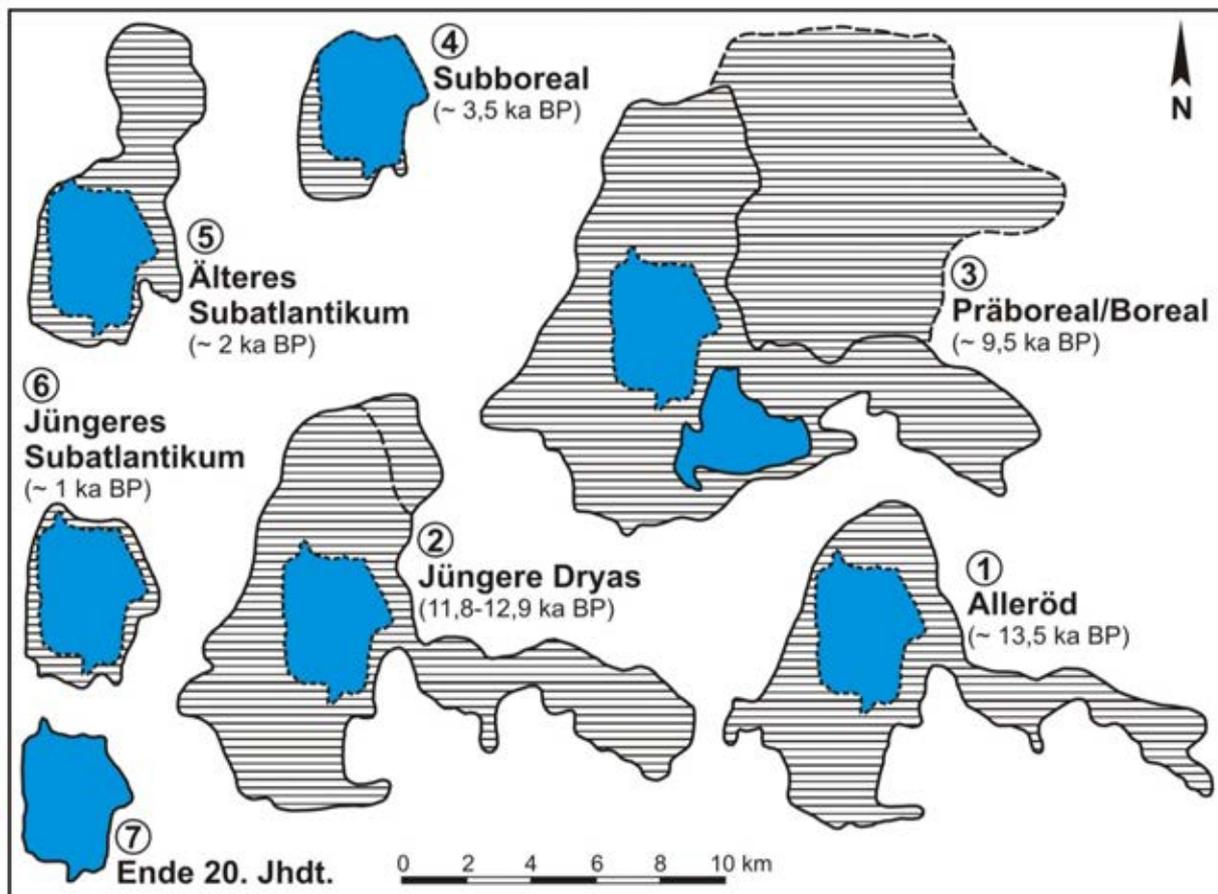


Abbildung 38: Flächenänderungen des Dümmers seit dem Ende des Spätglazials (verändert nach Dahms 1974)

Standort Quernheim - Kaltzeitliche Dünen, neuzeitliche Remobilisierung

Bodo Damm

Der Exkursionsstandort liegt in einer Höhe von rund 51 m ü.M. zwischen den Orten Quernheim und Brockum am Nordrand des Stemweder Berges. Er wird erreicht über die L 346 zwischen den Orten Lemförde (Landkreis Diepholz, Niedersachsen) und Oppenwehe (Landkreis Minden-Lübbecke, NRW). Unmittelbar nördlich der Straße befindet sich ein langgezogener Dünenstreifen.

Am Nordrand des Stemweder Berges sind östlich und nordöstlich von Brockum ausgedehnte Dünenfelder entwickelt. Im Allgemeinen handelt es sich um kleinkuppige, überformte Dünengruppen sowie eingebnete Flugsandfelder von überwiegend 2-7 m Höhe. Langgestreckte Einzeldünen treten westlich von Brockum auf und erreichen hier Höhen von meist 3-4 m bei Längen von bis zu 800 m. Die Sandanwehungen am Nordrand des Stemweder Berges sind weitgehend aus gelbweißem bis gelbbraunem, locker bis mäßig fest gelagertem und gut sortiertem Mittel- bis Feinsand mit geringeren Grobsandanteilen aufgebaut (vgl. Dölling 2006). Die Dünenkämme sind weitgehend West-Ost bis Südwest-Nordost orientiert.

Die am Ortsrand von Quernheim gelegene Düne stellt mit einer Länge von rund 450 m und einer Breite von bis zu 75 m eine der größten Einzeldünen der Umgebung dar. Sie erreicht Höhen von 3-5 m und nimmt nach Osten hin deutlich an Ausdehnung ab. In den hellen, quarzreichen Sanden der Düne, die im Kammbereich von älteren Kiefernbeständen und im Fußbereich von Stieleichen bestockt ist (vgl. auch Klohn 1986), haben sich Podsol-Ranker entwickelt.

Leinweber (1995) zufolge stellt die Anwehung eine Querdüne dar, die während des Weichsel-Hochglazials am nördlichen Hangfuß des Stemweder Berges entstand. In der Lage der Düne in Verbindung mit Sandlöss-Vorkommen an der Süd-Abdachung des Stemweder Berges sieht er einen Hinweis auf Materialtransport aus nördlicher bis nordwestlicher Richtung. Da aufgrund der Korngrößen der Dünensedimente mit weitgehend kürzeren Transportdistanzen zu rechnen ist, nimmt Leinweber (1995) als Liefergebiet das unter kaltzeitlichen Bedingungen trockenliegende Dümmer-Becken an.

An der Nordwestabdachung der Dammer Berge, in den der Ost- und Südostabdachung vorgelagerten Sandlössgebieten sowie in der Dümmer-Niederung wurden seit dem 17. Jahrhundert großflächig Waldbestände in Weide- und Ackerflächen umgewandelt (u.a. Meyer 1984b, Göttke-Krogmann 2014), was zur Remobilisierung von Dünen führte. Insbesondere aus dem 18. Jahrhundert sind stärkere Sandstürme bekannt. So wird unter anderem aus dem Jahr 1786 aus dem Bereich der Ortschaft Wehe östlich des Stemweder Berges von einer Wanderdüne berichtet, die einzelne Häuser der Ortschaft erreichte (vgl. Dölling 2006). Größere Sandverlagerungen konnten erst durch Aufforstungen seit dem Ende des 18. Jahrhunderts eingedämmt werden (Meyer 1983), setzten sich jedoch noch bis in das 20. Jahrhundert hinein fort (vgl. Abb. 39 und 40).



Abbildung 39: Folge der Heideüberweidung im Kreis Grafschaft Diepholz um 1930 (aus Göttke-Krogmann 2014).



Abbildung 40: Flugsandbildung nach Bodendevastierung im Kreis Grafschaft Diepholz um 1930 (aus Göttke-Krogmann 2014).

Standort Brockum - Böden und Paläoböden an einem Sanddünenstandort

Birgit Terhorst, Luca Ebner, Manfred Frechen (unter Mitarbeit von Thomas Köllisch, Georg Novotny und Franziska Schwab)

Das Profil BS-I liegt in einem Dünenfeld mit längsgestreckten Rücken und Wällen südöstlich des Dümmers und nördlich des Steweder Berges auf einer Höhe von ca. 40 m ü.M.

Geländedaten (vgl. Abb. 41 und Tab. 18)

Unter einem neuzeitlichem Podsol-Regosol, der auf einer Sandlage ausgebildet ist, folgt ein vollständig entwickelter Podsol mit der Abfolge fAeh/fAe/Bh/Bs. In der weiteren Profilabfolge wird die Zuordnung der Paläoböden/Pedokomplexe schwierig. Es folgen zwei BvC-Horizonte, die mit stellenweise flächigen Bereichen, die aus Ae- und Bh/Bs-Horizonten bestehen, vergesellschaftet sind. Möglicherweise handelt es sich hier um eigenständige ältere Podsole, wobei auch das Nachzeichnen von Wurzelbahnen durch humose Bereiche nicht ausgeschlossen werden kann. Darunter folgen schwach verwitterte Sandlagen, auch mit humosen Flecken und gebleichten Bereichen. Interessant ist das Auftreten eines gräulich gebleichten, dichten, lehmigen Horizonts mit deutlichen Rostflecken auf Sandschichten.

Tabelle 18: Geländedaten für Profil BS I.

Nr.	Tiefe (cm)	Horizont	Farbwert nach Munsell Farbtafeln		Bodenart nach KA 5
			feucht	trocken	
BS I-1	0-10	Ahe	10YR 3/2	10 YR 5/2	Ss
BS I-2	10-15	Bv	n.b.	n.b.	n.b.
BS I-3	15-50	Cv1	10YR 4/3	10YR 6/3	Ss
BS I-4	50-60	fAhe2	10YR 3/1	10YR 4/1	Ss
BS I-5	60-80	fAe	10YR 3/2	10YR 5/2	Ss
BS I-6	80-85	fBh	10 YR 2/1	10YR 2/2	Ss
BS I-7	85-88	fBs	10YR 4/6	10YR 6/6	Ss
BS I-8	88-110	fBvC(h)	10YR 4/3	10YR 6/3	Ss
BS I-9	Rest	fAe2	n.b.	n.b.	n.b.
BS I-10	110-150	fBh2	10 YR 2/1	10YR 2/2	Ss
BS I-11	Rest	fBs2	n.b.	n.b.	n.b.
BS I-12	150-185	fBvC(h)2	10YR 3/4	10YR5/4	Ss
BS I-13	185-200	fSd/Srd	2,5 Y 6/3	2,5 Y 8/3	Su4
BS I-14	200->230	fCv	10YR 6/4	10YR 8/4	Ss

Profil Brockum Sanddüne BS I

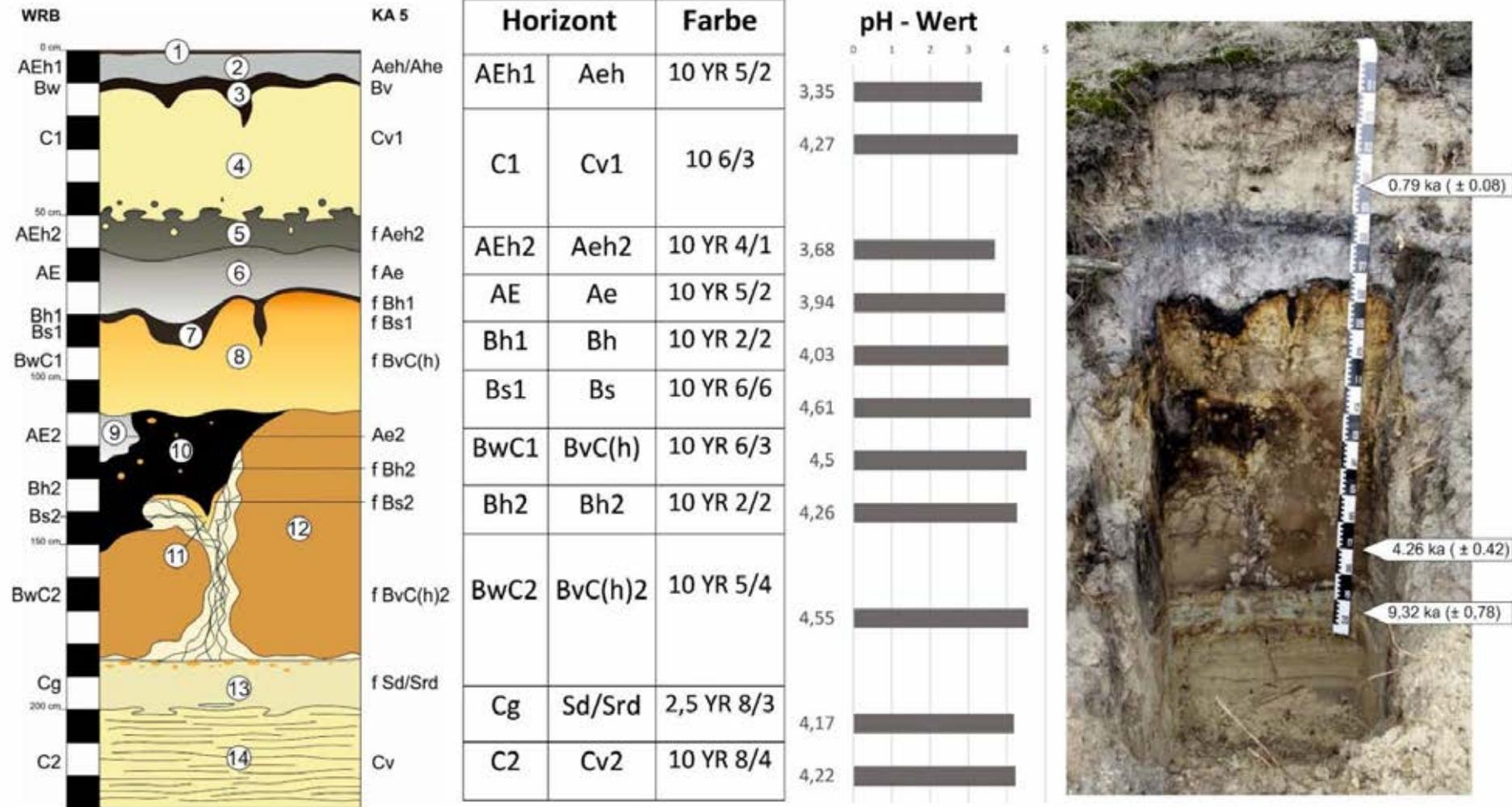


Abbildung 41: Profil Brockum (BS I), BS I-1-3 = Podsol-Ranker, BS I-4= Sandlage, BS I-5-8 = fossiler Podsol, BS I-9-12 =fossiler Podsol, BS I -13 = Tundragley, BSI-14 = Sandlage.

Labordaten (Tab. 19, 20 und Abb. 41, 42)

Insgesamt gesehen treten in dem Dünenprofil reine Sande auf, mit Ausnahme des Horizontes BS I-13, der aus einem stark schluffigen Sand besteht. Die Sandfraktion beträgt fast immer über 90 % und die Mittelsandgehalte stellen die wichtigste Komponente dar. Schluff- und Tonfraktion zeigen sehr geringe Werte. Horizont BS I-13 weist einen signifikanten Schluffgehalt von 40,2% auf, mit einem Maximum im Grobschluffbereich. Die Ct-Gehalte bleiben generell niedrig, einzig in den Oberboden-Horizonten können Werte > 2% auftreten. Schwarz gefärbte Horizonte zeigen jedoch häufig Werte < 1%. Die pH-Werte liegen zwischen 3,4 und 4,6. Die Oberboden-Horizonte zeigen insgesamt etwas geringere Werte als die jeweils darunter liegenden.

Tabelle 19: Korngrößenwerte (Köhn) für Profil BS I in Prozent

Nr. / %	gS	mS	fS	Σ S	gU	mU	fU	Σ U	T
BS I-1	1,7	55,0	36,0	92,7	3,4	0,9	0,2	4,5	1,0
BS I-2	n.b.								
BS I-3	4,0	83,3	9,4	96,7	0,3	0,0	0,1	0,4	0,8
BS I-4	4,5	71,1	20,2	95,8	2,4	0,8	0,4	3,7	0,2
BS I-5	2,8	66,2	25,3	94,3	2,3	0,7	0,2	3,2	0,6
BS I-6	3,2	60,9	30,3	94,5	2,6	0,5	0,3	3,4	0,6
BS I-7	3,5	62,2	29,5	95,2	2,0	0,6	0,3	2,8	0,9
BS I-8	4,3	59,1	31,2	94,7	3,6	0,6	0,3	4,5	0,6
BS I-9	n.b.								
BS I-10	3,9	55,0	30,5	89,4	7,1	0,7	0,3	8,2	0,4
BS I-11	n.b.								
BS I-12	5,5	79,0	13,2	97,7	0,4	0,0	0,1	0,5	0,2
BS I-13	0,4	33,1	18,0	51,5	30,3	8,0	1,9	40,2	7,1
BS I-14	1,5	73,3	20,9	95,7	1,2	0,0	0,2	1,4	1,4

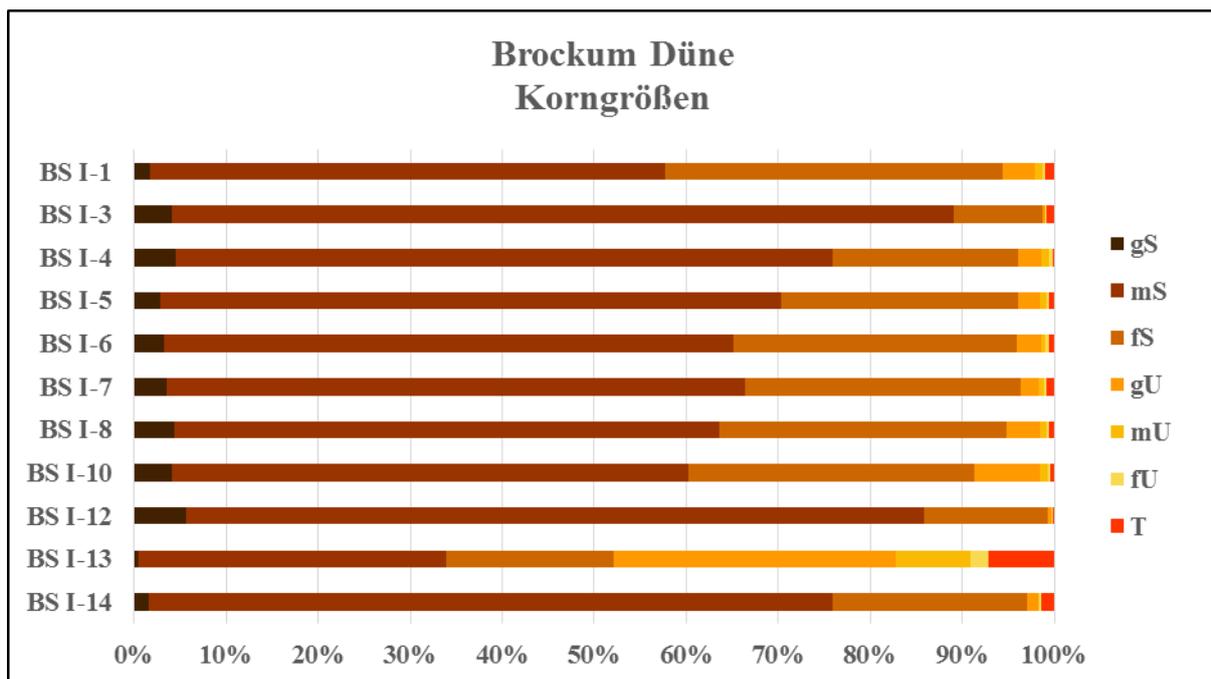


Abbildung 42: Profil BS I, Korngrößenverteilung in Prozent

Tabelle 20: Trockensubstanz (TS), pH-Werte (CaCl₂), Leitfähigkeit, CNS Elementar-Analysen für die Profilabfolge BS I

Nr.	TS [%]	pH	Leitfähigkeit [μS/cm]	Ct [%]	OBS [%]
BS I-1	99,2	3,4	40,7	2,6	5,2
BS I-2	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
BS I-3	99,8	4,3	21,7	0,2	0,4
BS I-4	99,5	3,7	22,6	1,4	2,8
BS I-5	99,9	3,9	21,7	0,4	0,8
BS I-6	97,8	4,0	32,7	2,2	4,4
BS I-7	99,5	4,6	38,6	0,7	1,4
BS I-8	99,7	4,5	26	0,2	0,4
BS I-9	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
BS I-10	99,4	4,3	32,3	0,8	1,6
BS I-11	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
BS I-12	99,9	4,6	19,7	0,1	0,2
BS I-13	98,4	4,2	34,4	0,1	0,2
BS I-14	99,9	4,2	26,0	0,1	0,2

Interpretation und Datierungen

Das Profil zeigt unterschiedliche äolische und pedogenetische Phasen. Die Sedimente bestehen überwiegend aus Sandablagerungen, wobei im Horizont BS I-13 eine deutliche Schluffbeimengung auftritt (Löss?). Die jüngste und oberste Sandlage zeigt ein Alter (Quarz) von 0.79 ka (± 0.08). Aufgrund der Datierung lässt sich für die Ablagerung der Sande BS I-3 ein Entstehungsalter im ausgehenden Hochmittelalter annehmen, welches einer Periode mit Bevölkerungswachstums entspricht und den Beginn der Plaggennutzung im Untersuchungsgebiet widerspiegeln könnte. Die Bildung des Podsolranks fällt in die Zeit nach 1200, ist aber aufgrund der geringen Mächtigkeit vermutlich wesentlich jünger. Eine weitere Phase mit äolischen Ablagerungen wurde auf ein Alter von 4.26 ka (0.42) datiert (BS I-12). Diese Datierung liegt nach der numerischen Zeitskala (z. B. nach der Stratigraphischen Tabelle Holozän Geozentrum Hannover 2014a) im Subboreal am Übergang des Spät-Neolithikums zur frühen Bronzezeit. Diese chronologische Einstufung repräsentiert eine Zeitspanne, in welcher es bereits zu nennenswerten Rodungen kam. Damit verbunden tritt Bodenerosion auf und es kam zu Veränderungen in Relief und Vegetation (vgl. Gerlach 2006). Die Bodenbildung in den Sedimenten entspricht einem Zeitraum, der zwischen den Jahren 4.200 und 1.200 liegt, d.h. dass sich die Podsolhorizonte über 3.000 Jahre hinweg entwickeln konnten. Interessant wäre eine weitere Datierung innerhalb des Pedokomplexes, der ja aus pedogenetischer Sicht auch auf eine Mehrphasigkeit hinweisen könnte. Das Alter der unteren Sande liegt am Beginn des Holozäns mit 9.32 ka (± 0.42). Die Lössbeimengung und die periglaziale Ausprägung des vergleyten Horizontes, welcher dem Bild eines Tundragleys nahekommt, weisen auf ein höheres Alter hin, denkbar wäre eine spätglaziale Entstehung (vgl. auch Billwitz et al. 1998). Ähnliche Böden werden z. B. von Terberger et al. (2004) beschrieben und als Usselo bzw. Finow-Boden eingeordnet. Nach Terberger et al. (2004) ist eine Bildung dieser Paläoböden vom Alleröd bis in die Jüngere Dryas hinein möglich. Die Autoren gehen davon aus, dass insbesondere Gleyböden am Beginn der Jüngeren Tundrenzeit in Zusammenhang mit ansteigenden Grundwasserpegeln und Seespiegeln entstehen (vgl. auch Kaiser 2001). Danach kam es dann zur verstärkten äolischen Aktivität in der zweiten Hälfte der Jüngeren Tundrenzeit. Demnach kann der Usseloboden auch eine polygenetische Entstehung haben (Pedokomplex). Eine Klärung für den Standort Brockum sollte durch weitere Datierungen erfolgen.

Standort Stemweder Berg - Genese periglazialer Sedimente

Birgit Terhorst, Tobias Sprafke, Manfred Frechen, Elizabeth Solleiro Rebolledo (unter Mitarbeit von Thomas Köllisch, Georg Novotny und Franziska Schwab)

Der Stemweder Berg (181 m ü. M) liegt im Südosten des Exkursionsgebietes auf der Grenze zwischen Nordrhein-Westfalen und Niedersachsen. Von Vechta aus ist der Stemweder Berg über die B69, die B51 und die L346 zu erreichen. Die hier vorgestellten Profile liegen im nordrhein-westfälischen Teil des Stemweder Bergs ca. 2,75 km westlich von Oppendorf.

Profil SW I

Das Profil SW I liegt im südlichen Hangbereich in einer Lee-Position. Hier wurde im Mittel- und Unterhangabschnitt Löss abgelagert, der nicht als Sandlöss, wie in der Literatur vermerkt, abgelagert wurde. Das Löss-Vorkommen überlagert kleinstückigen Schutt aus dem hier anstehenden Kalkmergelstein, die Schuttlage kann auch eine Löss-Beimengung aufweisen. Für dieses Profil liegen für einzelne Horizonte Dünnschliffe vor.

Geländedaten (Abb. 43, Tab. 21)

Der überwiegend schluffig ausgeprägte Oberboden besteht aus einem geringmächtigen Ah-Horizont (SW I-1) und wird von kolluvialen Schichten mit leicht erhöhtem Sandgehalt unterlagert (SW I-2 und -3). Diese zeigen inhomogene Farben, sind stellenweise gebleicht und von humosen Schlieren durchsetzt. Das Feinmaterial der unterlagernden Horizonte ist ein toniger Schluff. SW I-4 ist ein bräunlicher Bv(b)-Horizont, welcher nur ein schwaches Bodengefüge aufweist und mehr von Sedimentationsstrukturen geprägt ist. Es treten fleckenhaft schluffige und tonige Bestandteile auf. Die helleren schluffigen Flecken können geringe Reaktion mit HCL zeigen, ein deutliches Bodengefüge fehlt jedoch. Die tonigeren braunen Flecken sind vollständig karbonatfrei und können ein blockiges bis subpolyedrisches Gefüge aufweisen. Zudem besteht ein plattig-welliges Gefüge mit linsenartiger Ausprägung. Tonkutane sind nicht vorhanden, stellenweise treten schluffige Überzüge auf. SW I-5 stellt einen gut ausgebildeten Bvb-Horizont dar, in dem schluffige mit tonigen Bändern abwechseln und in Hangrichtung einfallen. Die Bänder haben z.T. auch vertikale, leicht in Hangrichtung gebogene Verbindungsbahnen. Die rötlich-braunen tonigen Bänder weisen punktförmige Eisen- und Manganflecken auf. Das Gefüge zeigt in diesen Bereichen ebenfalls feinplattig-wellige Strukturen. Weiterhin zeigt der gesamte Horizont gebleichte Wurzelbahnen. Horizont SW I-6 besteht aus kalkhaltigen Schwemmlöss-Ablagerungen mit einzelnen Gesteinsfragmenten. Es fällt eine stark wellige Untergrenze auf. Dieser Cv-Horizont besitzt eine feinplattig-wellige Froststruktur und eine dichtere Lagerung als in den überlagernden Profilabschnitten. Darunter folgt ein plattiger Frostschutt aus kreidezeitlichem Kalkmergelstein. Das Feinerdematerial besteht überwiegend aus Schluff und Feinsand. Skelettbestandteile sind dicht gelagert und in Hangrichtung eingeregelt.

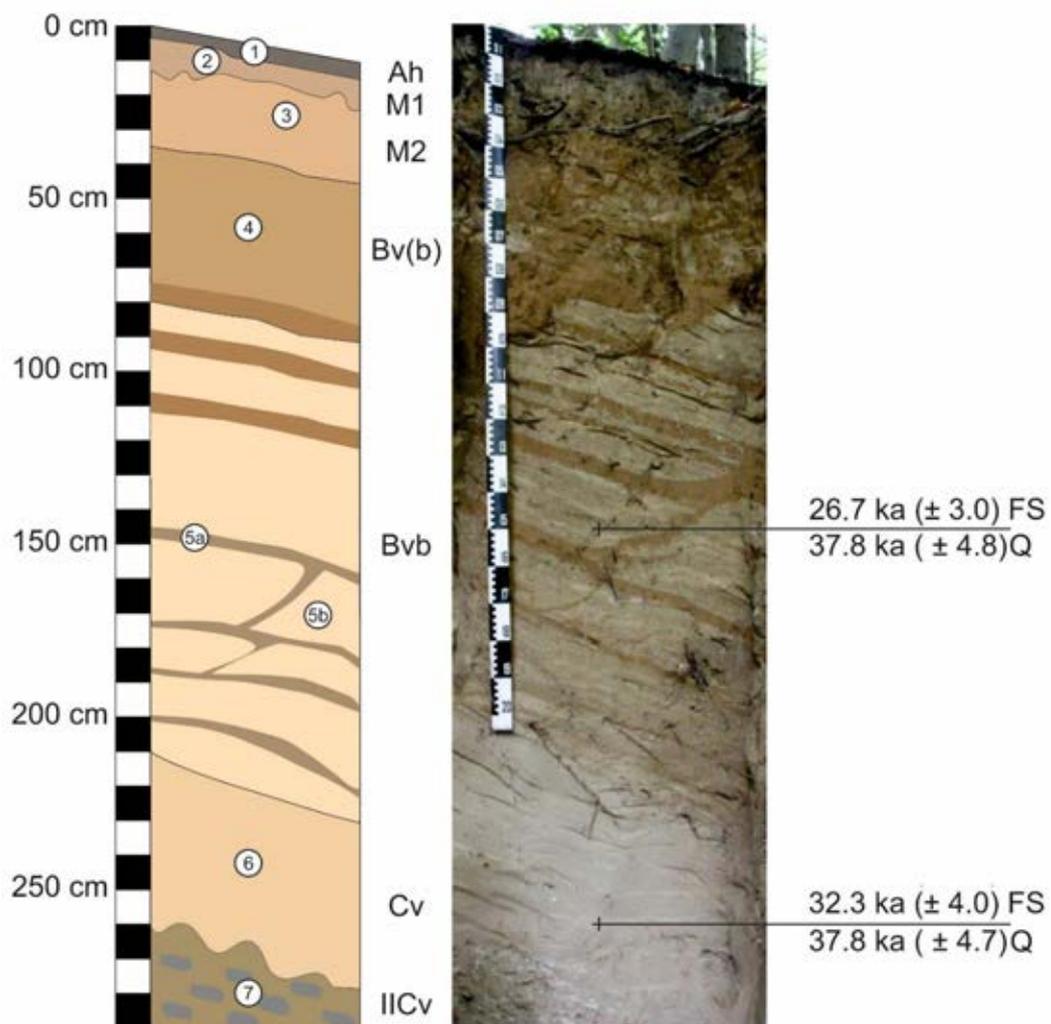


Abbildung 43: Profil SW I, SW I-1 = Ah-Horizont, SW I-2/3 = Kolluvium, SW I-4 = schwache Verbraunung SW I-5a/b = Schluff- und Tonbänder, SW I-6 = Schwemmlöss, SW I-7 = Kalkmergelstein-Fließerde.

Tabelle 21: Geländedaten Profil SW I.

Nr.	Tiefe (cm)	Horizont	Farbwert nach Munsell		Bodenart nach KA 5
			feucht	trocken	
SW I-1	0-2	Ah	10 YR 2/1	10 YR 3/2	Ut3
SW I-2	2-10	M1	10 YR 3/4	10 YR 5/4	Us
SW I-3	10-30	M2	10 YR 4/4	10 YR 6/4	Ut2
SW I-4	30-80	Bv(b)	10 YR 4/6	10 YR 6/6	Ut2
SW I-5a clay	80-200	Bvb	10 YR 4/6	10 YR 6/6	Ut3
SW I-5b silt	200-255	Cvb	10 YR 5/4	10 YR 7/4	Ut3
SW I-6	255-310	IICv	10 YR 5/4	10 YR 7/4	Ut2

Labordaten (Tab. 22, Tab. 23, Abb. 44)

Die Korngrößenverteilung zeigt Maxima im Schluffbereich (73 - 82,9%) mit einer signifikanten Grobschluffkomponente. Die Schluffanteile nehmen in vertikaler Richtung zu und sind in den Schwemmlössablagerungen am höchsten. Auch die Tonbänder sind durch einen hohen Schluffgehalt gekennzeichnet. Die Sandgehalte schwanken zwischen 6,4 und 16,6%, hier liegen die Maxima im Feinsand-Bereich. Die Tongehalte sind insgesamt niedrig, zumeist < 10%, nur die Tonbänder im SWI-5-Horizont können bis zu 15,3% Ton enthalten. Die pH-Werte schwanken zwischen 4,6 und 3,6 und sind damit für Lössablagerungen sehr niedrig. Da auch der in der Umgebung anstehende Kalkmergelstein hohe Karbonatwerte aufweisen kann, ist dieses Ergebnis erstaunlich und steht vermutlich im Zusammenhang mit den extrem hohen Ct-Werten im Ah-Horizont (18,7 %). Die beiden M-Horizonte (SWI-2 und -3) zeigen noch nennenswerte C-Gehalte, darunter sind die Werte gering.

Tabelle 22: Korngrößenwerte (Köhn) für Profil SW I in Prozent

Nr. / %	gS	mS	fS	ΣS	gU	mU	fU	ΣU	T
SW I-1	2,0	3,5	10,3	15,9	52,5	13,9	6,6	73,0	12,1
SW I-2	0,1	2,7	10,9	13,8	66,2	8,3	1,8	76,3	6,8
SW I-3	0,1	2,1	10,7	12,9	68,9	7,9	1,8	78,6	9,3
SW I-4	0,1	3,9	12,6	16,6	64,4	7,6	1,9	73,9	10,1
SW I-5a clay	0,1	0,2	6,1	6,4	70,0	8,0	1,1	79,1	15,3
SW I-5b silt	0,1	0,6	8,8	9,5	71,9	5,4	1,0	78,3	12,3
SW I-6	0,1	0,5	5,9	6,5	70,7	10,7	1,6	82,9	9,8

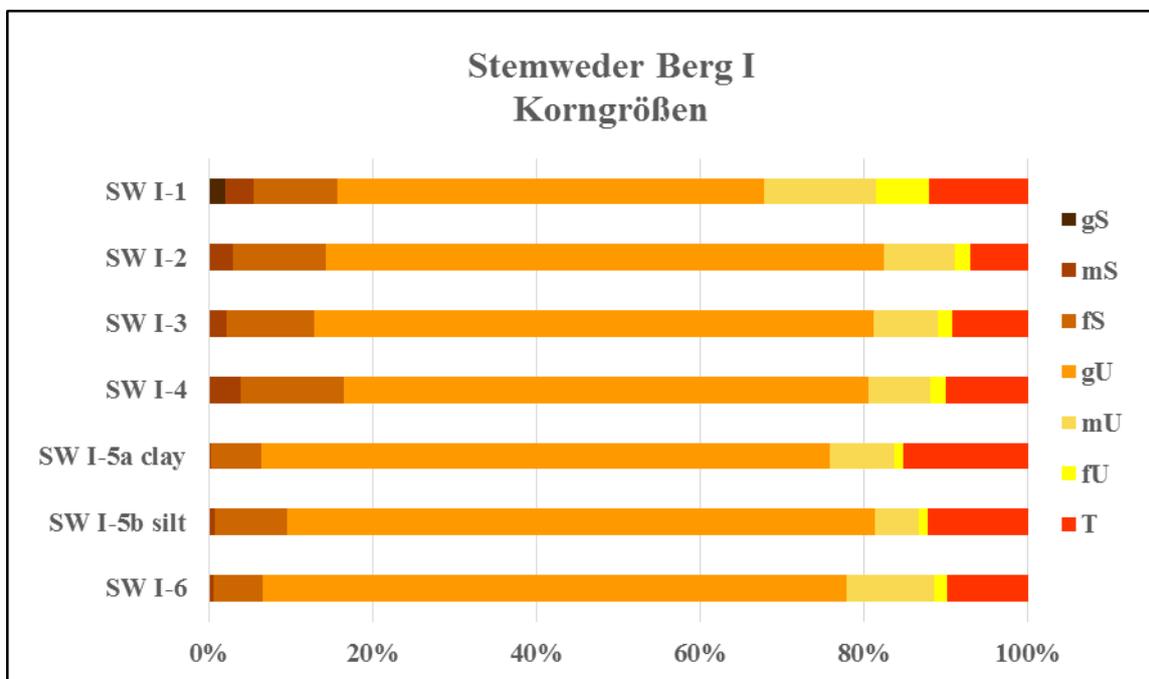


Abbildung 44: Profil SW I, Korngrößenverteilung in Prozent

Tabelle 23: Trockensubstanz (TS), pH-Werte (CaCl₂), Leitfähigkeit, CNS
Elementar-Analysen für Profil SW I

Nr.	TS [%]	pH	Leitfähigkeit [μS/cm]	Ct [%]	OBS [%]
SW I-1	93,1	4,2	92,0	18,7	37,4
SW I-2	97,8	3,4	38,0	1,4	2,8
SW I-3	98,6	3,6	37,0	0,7	1,4
SW I-4	98,6	3,6	31,0	0,2	0,4
SW I-5a clay	98,0	4,2	39,0	0,1	0,2
SW I-5b silt	99,0	4,6	27,0	0,1	0,2
SW I-6	98,9	7,2	133,0	1,2	-

Interpretation und Datierung

Bei den vorgestellten Ablagerungen handelt es sich sedimentologisch um einen Schwemmlöss, welcher im gesamten Aufschluss frostplattige Strukturen aufweist und damit eine zusätzliche periglaziale Überprägung erfahren hat. Die deutliche Bänderung scheint ebenfalls auf sedimentäre Prozesse hinzuweisen und hat in diesem Fall keine pedogenetische Ursache. Allerdings muss davon ausgegangen werden, dass die Bänder durch den Transport von älterem Bodenmaterial (unklaren Alters) entstanden sind. Die in Hannover gemessenen vorläufigen Feldspat-Alter betragen 26,7 ka (± 3.0) und 32.3 ka (± 4.0). Damit lassen sich die Sedimentationsalter mit weiteren Schwemmlössablagerungen in Mittelgebirgsbereichen und auch im Alpenvorland korrelieren. Ihre Entstehung lässt sich vielfach ins ausgehende Mittelweichsel (MIS 3) und in die Übergangsphase zum Hochglazial (MIS 2) einordnen (vgl. Frank et al. 2011, Starnberger et al. 2009). Die Quarzalter liegen etwas höher und betragen für beide beprobten Tiefen (1,50 und 2,60m) 37.8 ka ($\pm 4.8/4.7$).

Mikromorphologie Profil SWI

Sämtliche Proben sind stark grobschluffdominiert mit geringem Sandanteil, mineralologisch dominiert Quarz bei Weitem, daneben kommen Feldspäte und Glimmer vor. Letztere sind in den oberen Horizonten leicht angewittert, in den unverwitterten Horizonten lassen sich primäre Karbonate nachweisen. Die ersten drei Horizonte wurden nicht beprobt.

Die Probe SWI-4 aus 70 cm Tiefe zeigt einen mäßigen Verwitterungsgrad mit einigen in-situ-Tonbelägen entlang von Poren. Häufig sind die Tonbeläge jedoch gestört und zerbrochen in die Matrix eingearbeitet (Abb. 45). Vermutlich wurde ein gut entwickelter Boden kolluvial verlagert und war danach erneut einer längeren Phase ungestörter Bodenentwicklung, die in einer Remobilisierung des Tons resultierte, ausgesetzt. Es ist nicht davon auszugehen, dass ein signifikanter Anteil von Primärkarbonat in das Bodensediment eingearbeitet wurde; es findet sich kein zweiter Karbonatanreicherungshorizont innerhalb der Abfolge. Daher konnte die Remobilisierung von Ton vermutlich im vorverwitterten Material relativ schnell erfolgen.

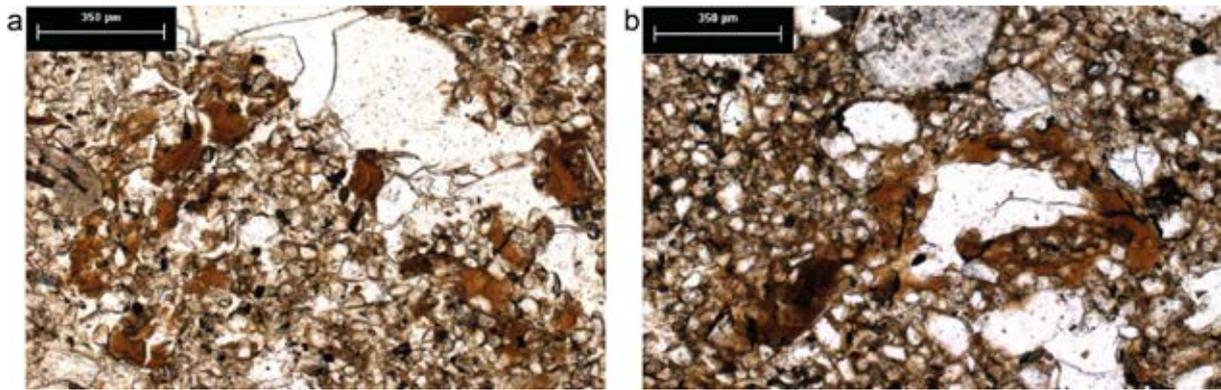


Abbildung 45: Mikromorphologie von Probe SWI-4. a: Fragmente von Tonbelägen in Matrix eingearbeitet. b: Ton-(Hypo?)-Belag um Quarzkorn.

Probe SWI-5a wurde aus einem dunkelbraunen Band in 1,3 m Tiefe entnommen. Die mikroskopische Untersuchung sollte Aufschluss über dessen sedimentäre oder pedogene Entstehung geben. Wie in anderen Schliffen finden sich auch in 5a Bereiche, in denen Schichten feinerer und gröberer Komponenten vorkommen (Abb. 46a). Tonbeläge sind innerhalb größerer Poren ungestört (Abb. 46b), ansonsten sehr geringmächtig in der Matrix vorhanden; daneben finden sich Konzentrationen von Glaukonit (Abb. 46c) in diesen Bereichen. Eine pedogene Entstehung der Tonbänder kann aufgrund der mikroskopischen Betrachtung weitgehend ausgeschlossen werden. Die in-situ-Tonbeläge zeigen keine außergewöhnliche Konzentration innerhalb der braunen Bereiche.

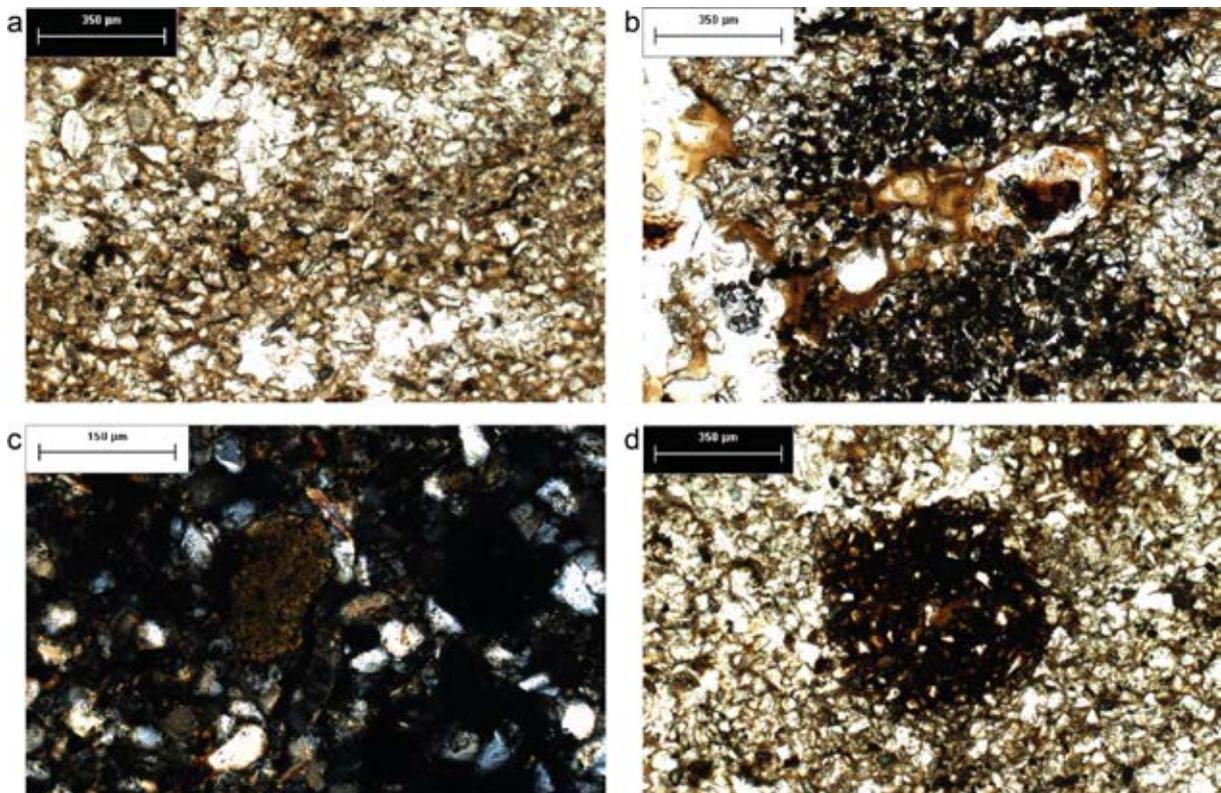


Abbildung 46: Mikromorphologie von Probe SWI-5a (braune Schicht). a: Bänderung feineren und gröberer Schluffs. b: Ungestörte Tonbeläge in größeren Hohlräumen. c: Glaukonit. d: Fe-Mn-Konkretion.

Probe SWI-5b stammt aus einem hellen Bereich in 1,7 m Tiefe. Das teils geschichtete Substrat ist entkalkt und wirkt bereichsweise etwas tonverarmt (Abb. 47a). Es finden sich aber auch ungestörte Tonbeläge innerhalb von Poren. Probe SWI-6 aus 2,3 m Tiefe ist ein Schwemmlöss mit zahlreichen primären und sekundären Karbonaten. Ersteres sind nicht nur äolische detritäre Schluffe sondern auch Fossilien aus dem anstehenden kreidezeitlichen Kalkstein (Abb. 47b), sekundäre Karbonate treten insbesondere als Hypo-Beläge an Porenwänden und Sparite innerhalb der Poren auf. Innerhalb der weiterhin teils geschichteten Matrix (Abb. 47c) finden sich ferner tonige Linsen (nicht pedogen; Abb. 47d).

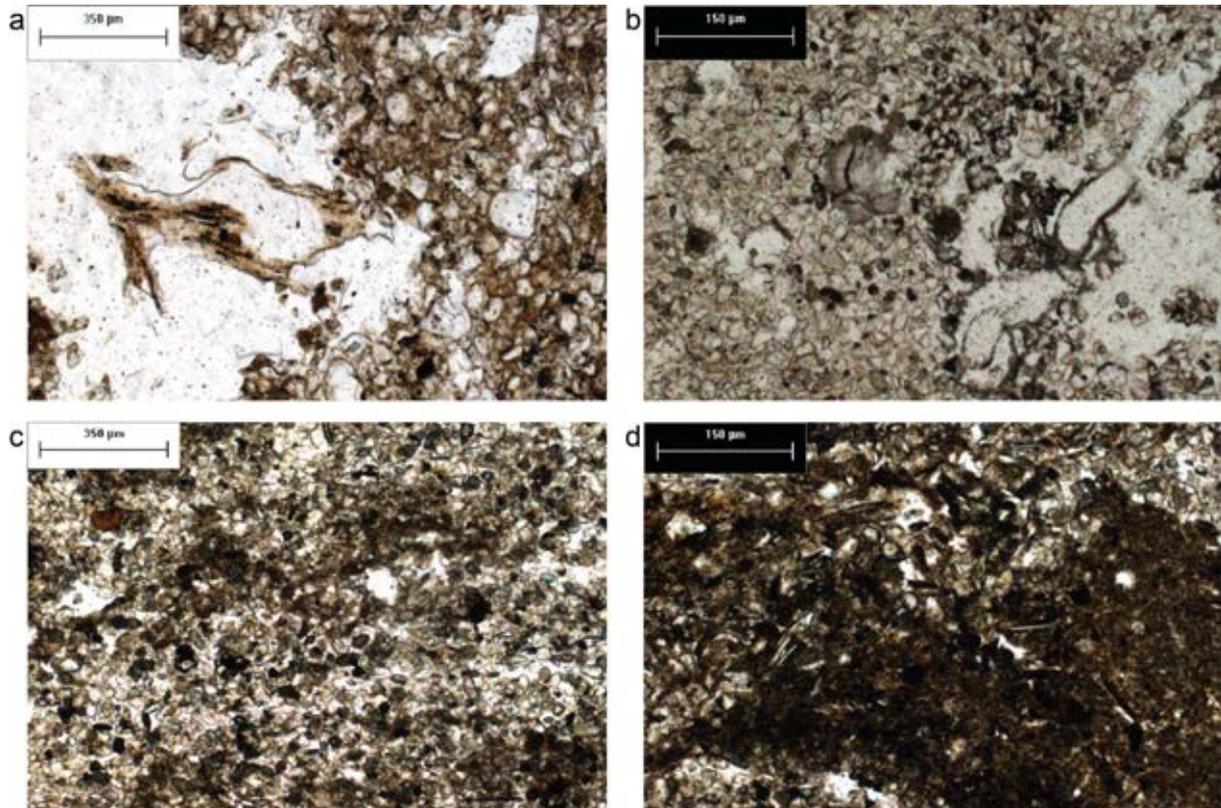


Abbildung 47: Mikromorphologie der Proben SWI-5b (a) und 6 (b-d). a: entkalktes und leicht tonverarmtes Substrat. b: Mikrofossilien. c: Schichtung in Schwemmlöss. d: tonige Linse.

Profil SW II

Das Profil SWII liegt am südostexponierten Oberhang, direkt unterhalb der höchsten Bereiche (ca. 150 m ü. M) des Stenweder Berges. Die Lössmächtigkeiten verringern sich vom Aufschluss SWI hangaufwärts sukzessive und unverwitterter Löss tritt in SW II nicht mehr auf.

Geländedaten (Abb. 48, Tab. 24)

Unter einem 7cm mächtigen Ah-Horizont mit vereinzelt gebleichten Quarzkörnern, tritt ein brauner, überwiegend schluffiger Sw-Bv-Horizont auf (SW II-2). Er zeigt ein schwaches Gefüge in Form von Subpolyedern und besitzt zudem eine plattige Struktur. Pseudoverlegungsmerkmale bestehen in Rostflecken und dem Auftreten von gebleichten Wurzelbahnen. Die Grenze nach unten ist stark wellig, der Horizont ist bioturbat überprägt. In einer Tiefe von 55 bis 70 cm folgt ein braungelber IISw-Bvt-Horizont (Ut4), der durch

schwache Tonkutane und Schluffeinwaschungen sowie durch Pseudovergleyung gekennzeichnet ist (SW II-3). Es zeigen sich insbesondere auch graue Überzüge auf den Aggregatoberflächen. Der Horizont ist weiterhin durch das Auftreten von rötlichen Flecken charakterisiert, die vermutlich ältere Bodenreste enthalten. Es besteht eine Polyederstruktur und eine stark wellige Untergrenze schließt den Horizont ab. Darunter befindet sich ein gelblich-brauner IIISd-BCv-Horizont (SW II-4), welcher dicht gelagert ist und durch inhomogene Färbung und deutliche Rostfleckung auffällt. Es handelt sich hierbei um einen schluffigen Ton mit Polyeder-Struktur und Kalkmergelstein-Fragmenten. Der basale Horizont (SW II-5) besteht aus kleineren plattigen Kalkmergelsteinstücken, die horizontal gelagert und karbonatfrei sind.

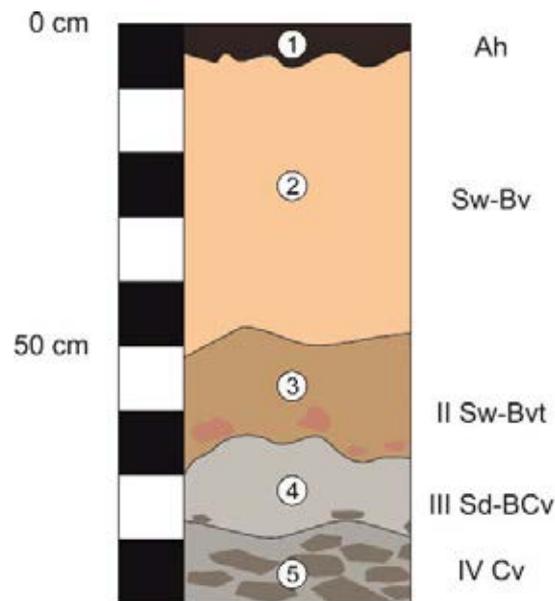


Abbildung 48: Profil SW II, SW II-1 = Ah-Horizont, SW II-2 = Hauptlage, SW II-3 = Mittellage, SW II-4 = Basislage 1, basaler Verwitterungslehm, SW II-5 = Basislage 2, Kalkmergelstein-Fließerde.

Tabelle 24: Geländedaten für Profil SW II.

Nr.	Tiefe (cm)	Horizont	Farbwert nach Munsell		Bodenart nach KA 5
			feucht	trocken	
SW II-1	0-7	Ah	10 YR 2/1	10 YR 3/1	Ut3
SW II-2	7-55	Sw-Bv	10 YR 4/3	10 YR 6/3	Us
SW II-3	55-70	IISw-Bvt	10 YR 5/6	10 YR 6/6	Ut4
SW II-4	70-80	IIISd-BCv	10 YR 5/6	10 YR 7/6	Tu3
SW II-5	80-90	IVCv	-	-	-

Labordaten (Abb. 49, Tab. 25 und 26)

Die Schluffanteile schwanken zwischen 57,5 und 75,5%, wobei der höchste Schluffgehalt im SW II-2-Horizont auftritt. Grobschluff ist in allen Horizonten dominierend. Ein deutlicher

Tongehalt tritt im Horizont SW II-3, der vermutlich durch eine Beimengung von älterem Bodenmaterial verursacht ist. Der basale Verwitterungslehm zeigt einen hohen Tongehalt von 39,4 %. Die Sandgehalte schwanken zwischen 10,3 und 21,4 %, mit Maxima im Feinsandbereich. Die Sandgehalte nehmen von oben nach unten ab. Das Profil ist karbonatfrei und weist ebenfalls sehr hohe Ct-Gehalte im Ah-Horizont auf, die pH-Werte sind durchweg niedrig.

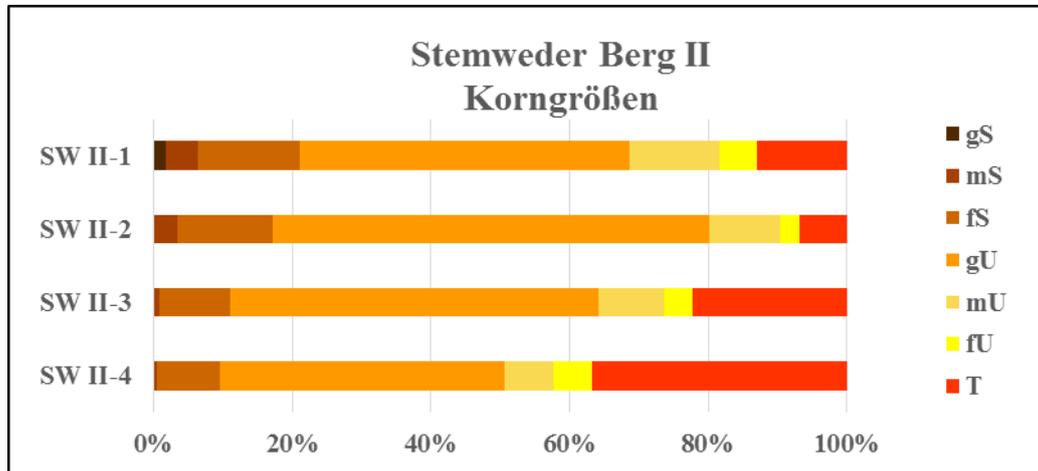


Abbildung 49: Profil SW II, Korngrößenverteilung in Prozent

Tabelle 25: Korngrößenwerte (Köhn) für Profil SW II in Prozent

Nr. / %	gS	mS	fS	ΣS	gU	mU	fU	ΣU	T
SW II-1	1,7	4,8	14,9	21,4	48,3	13,1	5,4	66,9	13,3
SW II-2	0,1	3,3	13,6	17,0	62,4	10,2	2,8	75,5	6,7
SW II-3	0,1	0,7	10,3	11,1	53,0	9,5	4,0	66,6	22,4
SW II-4	0,0	0,4	9,9	10,3	44,0	7,5	6,0	57,5	39,4

Tabelle 26: Trockensubstanz (TS), pH-Werte (CaCl₂), Leitfähigkeit, CNS Elementar-Analysen für Profil SW II

Nr.	TS [%]	pH	Leitfähigkeit [μS/cm]	Ct [%]	OBS [%]
SW II-1	83,8	4,7	165,0	18,4	36,8
SW II-2	97,0	3,6	37,0	1,0	2,0
SW II-3	91,2	3,7	36,0	0,2	0,4
SW II-4	88,3	3,8	35,0	0,2	0,4

Interpretation

Im Profil SW II kann eine Unterteilung in periglaziale Lagen nach der KA 5 (Ad-hoc-AG Boden 2005) vorgenommen werden. Es liegt eine Hauptlage über Mittellage über Basislage 1 und 2. Die Hauptlage weist den höchsten Schluffgehalt auf; in der Mittellage steigt der

Tongehalt an. Dieser ist zumindest zum Teil durch die Einmischung von rötlichen Bodenresten verursacht, wie dies häufiger in Mittellagen vorkommt (s. Diskussion in Terhorst und Felix-Henningsen 2010, Müller und Thiemeyer 2012). Die obere Basislage zeigt einen deutlichen Tonanteil und das Erscheinungsbild eines Verwitterungslehms. Die Basislage 2 ist eine aus Kalkmergelstein-Schutt bestehende Schicht.

Standort Steigenberg (optional)

Birgit Terhorst (unter Mitarbeit von Thomas Köllisch, Georg Novotny und Franziska Schwab)

Profil SB I

Profil Steigenberg (SB I, vgl. Abb. 50 und 51) liegt am westlichen Rand der Dammer Berge über dem Hasetal. Die Feldspat-Datierungen am Steigenberg beruhen auf Probennahmen in 1,20 und 2,20 Tiefe. Sie zeigen mit 485 ka (± 52) und 415 ka (± 44) sehr hohe Alter, die auch außerhalb der zu erwartenden Alter für saalezeitliche Ablagerungen liegen. Es kann sich hier nur um ältere vom Drenthe-Vorstoß aufgeschobene Sedimente handeln.

Profile Steigenberg SB-I

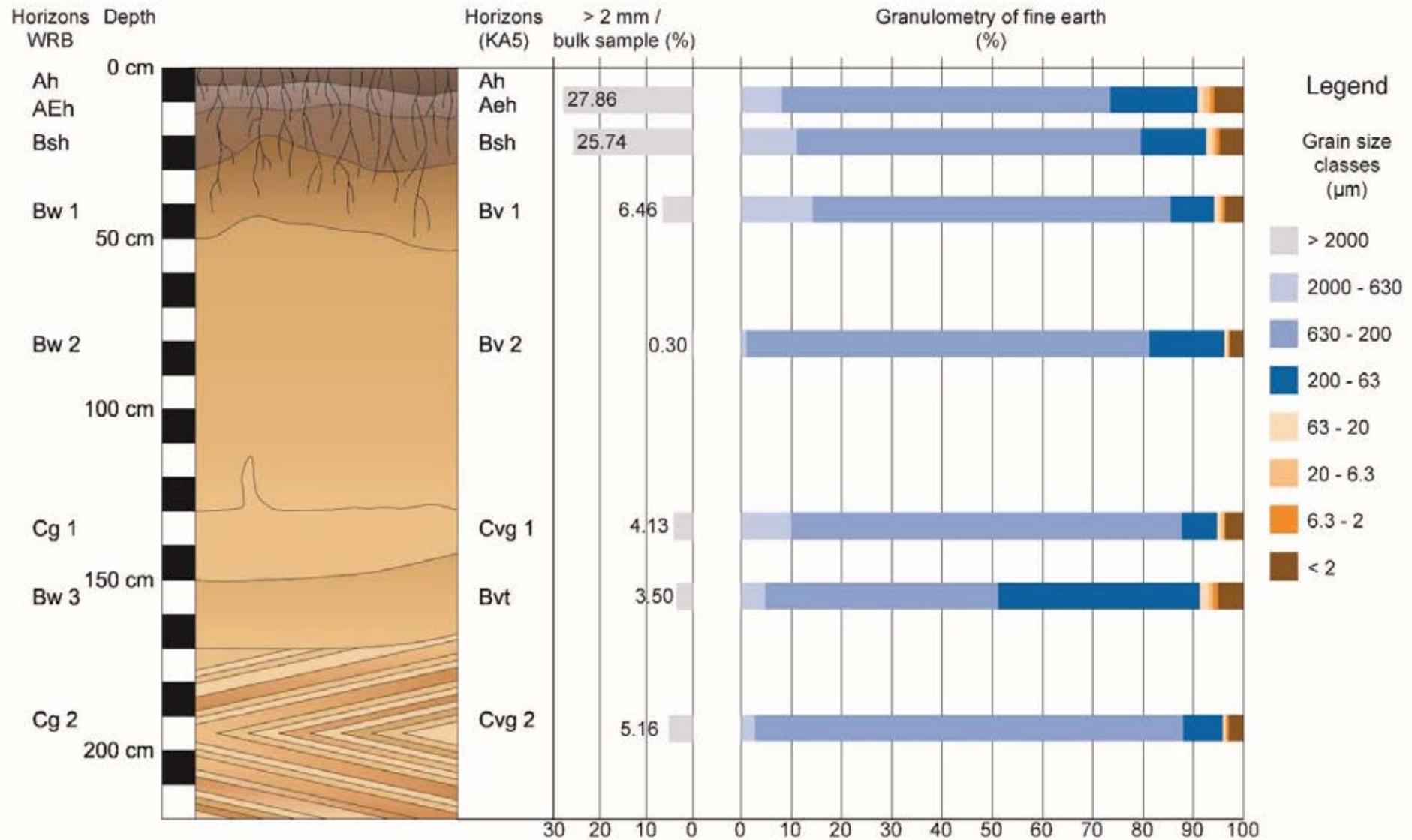


Abbildung 50: Profil SB I mit Grobboden und Korngrößen.

Profil Steigenberg SB-I

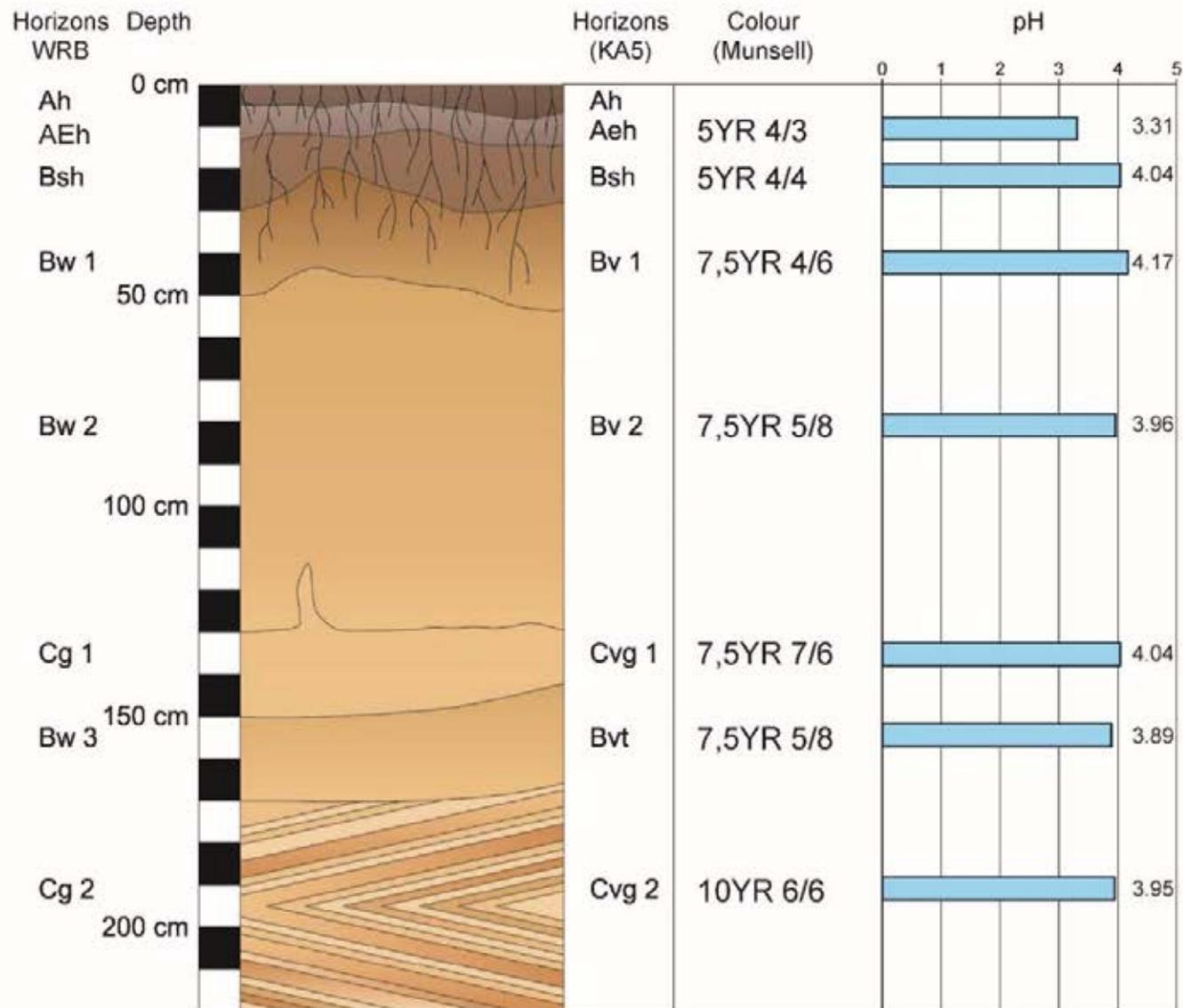


Abbildung 51: Profil SB I mit Farbwerten und pH-Daten.

Literatur

Ad-hoc-AG Boden (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung, 5. Auflage, Hannover, 438 Seiten.

Banham, P. (1975): Glacitectonic structures: a general discussion with particular reference to the contorted drift of Norfolk. In: Wright, Moseley (Eds.): Ice Ages - ancient and modern. Seel House Press, Liverpool, 69-94.

Behre, K.E. (2008): Landschaftsgeschichte Norddeutschlands: Umwelt und Siedlung von der Steinzeit bis zur Gegenwart., 308 S., Wachholz Verlag, Neumünster.

Bijlsma, S. (1981): Fluvial sedimentation from the Fennoscandian area into the North-West European Basin during the Late Cenozoic. *Geologie en Mijnbouw* 60: 337-345.

Billwitz, K., Helbig, H., Kaiser, K., Terberger, T. (1998): Geländebefunde zur spätglazialen Naturraumgenese und Besiedlungsgeschichte von Becken und Platten in Vorpommern. - *Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., Suppl.-Bd. 112*: 123-142.

Bussemer, S. (2002): Periglacial cover-beds in the younger moraine landscapes of northern Eurasia. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement 127*: 81-105.

Dahms, E. (1974): Geologische und limnologische Untersuchungen zur Entstehungs- und Entwicklungsgeschichte des Dümmer. *Berichte der Naturhistorischen Gesellschaft Hannover 118*: 7-68.

Damm, B., Felderer, A. (2013): Impact of atmospheric warming on permafrost degradation and debris flow initiation - a case study from the eastern European Alps. *E&G Quaternary Science Journal 62/2*: 136-149.

Damm, B., Terhorst, B. (2013): Symposium and Field Workshop on Soil Dynamics and Paleoecology in Middle to Late Quaternary Landscapes. Field guide, University of Vechta, 21 pages (unpublished).

Deichmüller, J., Staesche, U. (1974): Der Mensch und die Tierwelt am Dümmer in vorgeschichtlicher Zeit. *Berichte der Naturhistorischen Gesellschaft Hannover 118*: 69-86.

Dienemann, W. (1963): Zur Entstehung des Steinhuder Meeres und des Dümmer. *Neues Archiv für Niedersachsen 12*: 230-249.

Dölling, M. (2006): Erläuterungen zu Blatt 3516 Lemförde. *Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25.000, Blatt 3516, Erläuterungen*, 133 Seiten.

Dücker, A., Maarleveld, G. (1957): Hoch- und spätglaziale äolische Sande in Nordwestdeutschland und in den Niederlanden. *Geologisches Jahrbuch 73*: 215-234.

Ebner, L. (2014): 09-MPP 1 Angewandtes Projekt Geosystemwandel und Geosystemschutz (unveröff. Projektbericht), 45 Seiten.

Ehlers, J. (1990): Gliederung der eiszeitlichen Ablagerungen in Norddeutschland. In: Liedtke, H. (Hrsg.): *Eiszeitforschung*, Darmstadt, S. 159-172.

Ehlers, J., Eissmann, L., Lippstreu, L., Stephan, H.-J., Wansa, S. (2004): Pleistocene Glaciations of North Germany. In: Ehlers, J., Gibbard, P.L. (Eds.): *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology*, Elsevier, 135-146.

- Ehlers, J., Grube, A., Stephan, H.-J., Wansa, S. (2011): Pleistocene Glaciations of North Germany - New Results. In: Ehlers, J., Gibbard, P., Hughes, P. (Eds.): Quaternary Glaciations - Extent and Chronology A Closer Look. *Developments in Quaternary Science* 15: 149-162.
- Felix-Henningsen, P. (1979a): Merkmale, Genese und Stratigraphie fossiler und reliktscher Bodenbildungen in saalezeitlichen Geschiebelehmen Schleswig-Holsteins und Süd-Dänemarks. Diss., Kiel, 218 S.
- Felix-Henningsen, P. (1979b): Genese und Stratigraphie mächtiger Paläoböden in der Drenthe-Moräne des Roten Kliffs von Sylt. *Z. Geomorpholog. N.F., Supplement* 33: 223-231.
- Felix-Henningsen, P. (1982): Soils from Warthe till at the Emmerlev Klev in southern Denmark - stratigraphy and paleopedology. *Geographisk Tidsskrift*, 81: 33-38.
- Felix-Henningsen, P. (1983): Paleosols and their stratigraphical interpretation. In: Ehlers, J. (Hg.): *Glacial deposits in North-West Europe*, 289 - 295, Verl. Balkema, Rotterdam.
- Felix-Henningsen, P. (2007): Eduard Mückenhausen und die Paläopedologie. In: Amelung, W., Brümmer, G.W., Skowronek, A. (Hrsg.): *Zum 100. Geburtstag von Eduard Mückenhausen 1907-2005. Bonner Bodenkundliche Abhandlungen*, Bd. 46: 39-58.
- Felix-Henningsen, P., Stephan, H.-J. (1982): Stratigraphie und Genese fossiler Böden im Jungmoränengebiet südlich von Kiel. *Eiszeitalter u. Gegenwart* 32: 163-175.
- Felix-Henningsen, P., Urban, B. (1982): Paleoclimatic interpretation of a thick intra-saalian paleosol, the "Bleached Loam" on the Drenthe moraines of Northern Germany. *Catena* 9: 1-8.
- Frank, C., Terhorst, B., Damm, B., Thiel, C., Frechen, M., Peticzka, R. (2011): Pleistocene loess deposits and mollusk assemblages in the Eastern Pre-Alps. *E & G Quaternary Science Journal* 60/1, 126-136.
- Galbas, P., Klecker, P., Liedtke, H. (1980): Erläuterungen zur Geomorphologischen Karte 1:25000 der Bundesrepublik Deutschland GMK 25, Blatt 5, 3415 Damme. Berlin 1980, 48 Seiten.
- Geozentrum Hannover (2004a): Stratigraphische Tabelle Holozän. Geozentrum Hannover.
- Geozentrum Hannover (2004b): Stratigraphische Tabelle Pleistozän. Geozentrum Hannover.
- Gerlach, R. (2006): Holozän: Die Umgestaltung der Landschaft durch den Menschen seit dem Neolithikum. In: Kunow J., Wegner, H. (Hrsg.): *Urgeschichte im Rheinland*, S. 87-98; Verlag des Rheinischen Vereins für Denkmalpflege und Landschaftsschutz, Köln.
- Glatthaar, D. (1981): Das Interglazial von Steinfeld-Scherbrink (Südoldenburg). In: Liedtke, H.: VII. Symposium des Arbeitskreises für Geomorphologie in Bochum 1980. Führer für die Exkursion in das Gebiet des Dümmer. *Bochumer Geographische Arbeiten* 40: 125-129.
- Gohl, D. (1972): Strukturen und Skulpturen der Landschaft – Die Methodik der Darstellung am Beispiel einer Karte von Deutschland. *Forschungen zur Deutschen Landeskunde* 184: 1-62.
- Göttke-Krogmann, J. (2014): 1000 Jahre Plaggeneskultur in der Geestlandschaft des Oldenburger Münsterlandes: ein Beitrag zur Belebung unseres Bodenbewusstseins. *Jahrbuch für das Oldenburger Münsterland* 63: 227-242.
- Grimmel, E. (1976): Bemerkungen über Stauch-"End"moränen. *Eiszeitalter und Gegenwart* 27: 69-74.

- Gruber, S., Hoelzle, M., Haeberli, W. (2004): Permafrost thaw and destabilization of Alpine rock walls in the hot summer of 2003. – *Geophysical Research Letters* 31: L13504.
- Gunreben, M., Boess, J. (2008): Schutzwürdige Böden in Niedersachsen - Arbeitshilfe zur Berücksichtigung des Schutzgutes Boden in Planungs- und Genehmigungsverfahren (LBEG). *GeoBerichte* 8: 1-48.
- Helbig, H. (1999): Die spätglaziale und holozäne Überprägung der Gundmoränenplatten in Vorpommern. *Greifswalder Geographische Mitteilungen* 143/5-6: 373-386.
- Humlum, O. (1985): Genesis of an imbricate push moraine, Höldabrekkujökull, Iceland. *Journal of Geology* 93: 185-195.
- Kaiser, K. (2001): Die spätpleistozäne bis frühholozäne Beckenentwicklung in Mecklenburg-Vorpommern - Untersuchungen zur Stratigraphie, Geomorphologie und Geoarchäologie. *Greifswalder Geographische Arb.* 26: 243 S.
- Kaplan, U., Röper, M. (1997): Das Campan der Dammer Oberkreide-Mulde unter besonderer Berücksichtigung des Steweder Berges, NW-Deutschland. *Geol. Paläont., S.* 7-30.
- Keller, G. (1973): Glazitektonik der Rehburger Phase bei Ankum (Fürstenauer Berge) in stratigraphischer Hinsicht. *Oldenburger Jahrbuch* 70: 99-112.
- Keller, G. (1974): Glazitektonik als Wirkungsfeld exogener Dynamik. *Eiszeitalter und Gegenwart* 25: 48-53.
- Klohn, W. (1986): Verbreitung, Struktur und Funktion der Kleinstwälder und Gehölze in der Dümmerniederung und ihren Randbereichen. *Vechtaer Arbeiten zur Geographie und Regionalwissenschaft* 3: 7-155.
- Klohn, W. (1990): Nutzungskonflikte in der Dümmerniederung. *Vechtaer Studien zur Angewandten Geographie und Regionalwissenschaft* 1: 145-164.
- Klohn, W. (1992): Probleme der Raumgestaltung in der Dümmerniederung. *Vechtaer Studien zur Angewandten Geographie und Regionalwissenschaft* 3, 140 S.
- Klohn, W., 1986. Verbreitung, Struktur und Funktion der Kleinstwälder und Gehölze in der Dümmerniederung und ihren Randbereichen. *Vechtaer Arbeiten zur Geographie und Regionalwissenschaft* 3.
- Koehn, W. (1970): Zur glazialen Entwicklung von Eisrandlagen in den Dammer und Fürstenauer Bergen. *Vortragsmanuskript, Göttingen*, 1-6.
- Kolstrup, E. (1980): Climate and stratigraphy in north-western Europe between 30.000 B.P. and 13.000 B.P. with special reference to the Netherlands. *Mededelingen Rijks Geologische Dienst* 32: 181-253.
- Kosanke, H., 1998. Heutige Potenziell natürliche Vegetation im Landkreis Cloppenburg. *Landschaftsrahmenplan des Landkreises Cloppenburg*.
- Kösel, M. (1996): Der Einfluß von Relief und periglazialen Deckschichten auf die Bodenausbildung im mittleren Rheingletschergebiet von Oberschwaben. *Tübinger Geowiss. Arb., D* 1: 147 S.
- Krüger, J. (1985): Formation of a push moraine at the margin of Höldabrekkujökull, South Iceland. *Geografiska Annaler* 67A (3-4): 199-212.

- Kuntze, H., Roeschmann, G., Schwerdtfeger, G. (1994): *Bodenkunde*, 5., neubearbeitete und erweiterte Auflage, UTB, Stuttgart, 424 S.
- Leinweber, P. (1995): Böden und ihre Nutzung in der Umgebung des Steweder Berges. *Vechtaer Studien zur Angewandten Geographie und Regionalwissenschaft* 13: 55-68.
- Leuschner, C., Rode, M. W., Heinken, T., (1993): Gibt es eine Nährstoffmangel-Grenze der Buche im nordwestdeutschen Flachland? *Flora* 188: 239-249.
- Liedtke, H. (1981a): Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. *Forschungen zur Deutschen Landeskunde* 204: 1-307.
- Liedtke, H. (1981b): VII. Symposium des Arbeitskreises für Geomorphologie in Bochum 1980. Führer für die Exkursion in das Gebiet des Dümmers. *Bochumer Geographische Arbeiten* 40: 97-137.
- Liedtke, H. (1981c): Die Entstehung des Dümmers. *Bochumer Geographische Arbeiten* 40: 115-119.
- Menke, B. (1976): Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Landschaftsentwicklung im Jungpleistozän Westholsteins. *Eiszeitalter und Gegenwart* 27: 53-68.
- Menke, B. (1980): Schalkholz. In: Stremme, H.E., Menke, B. (Hrsg.): *Quartär-Exkursionen /Quaternary Excursions in Schleswig-Holstein*: 70-74.
- Meyer, H.-H. (1983): Untersuchungen zur Landschaftsentwicklung des Stauchendmoränenzuges Kellenberg - Hoher Süh (Landkreis Diepholz, Rehburger Eisrandlage). *Jahrbuch der Geographischen Gesellschaft zu Hannover für 1983*: 1-271.
- Meyer, H.-H. (1984a): Geographisch-geologischer Exkursionsführer für Diepholz und Umgebung. *Jahrbuch der Geographischen Gesellschaft zu Hannover, Sonderheft* 10: 1-42.
- Meyer, H.-H. (1984b): Jungdünen und Wehsande aus historischer Zeit im Gebiet nördlich des Dümmers. *Oldenburger Jahrbuch* 84: 403-436.
- Meyer, H.-H. (1987a): Die Stauchendmoränen der Rehburger Eisrandlage und ihre Entstehung. *Osnabrücker Naturwissenschaftliche Mitteilungen* 13: 23-42.
- Meyer, K.-D. (1979): Zur Geologie der Dammer und Fürstenauer Stauchmoränen (Rehburger Phase des Drenthe-Stadiums). *Festschrift für Gerhard Keller, Wenner, Osnabrück* 1979: 83-104.
- Meyer, K.-D. (1987b): Ground and end moraines in Lower Saxony. In: Van der Meer, J. (Ed.): *Tills and Glaciotectonics*. Balkema: 197-204.
- Meyer, K.-D. (2005): Zur Stratigraphie des Saale-Glazials in Niedersachsen und zu Korrelationsversuchen mit Nachbargebieten. *Eiszeitalter und Gegenwart* 55: 25-42.
- Mohr, K., Holy, M., Pesch, R., Schröder, W. (2009): Bioakkumulation von Mettalen und Stickstoff zwischen 1990 und 2005 in Niedersachsen. In: *Umweltwiss. Schadst. Forsch.* 21: 454 – 469.
- Mückenhausen E (1977): *Entstehung, Eigenschaften und Systematik der ,Böden der Bundesrepublik Deutschland*, 2. Ausgabe, Frankfurt am Main, 300 Seiten.
- Müller, S., Thiemeyer, H. (2012): Impact of sedimentary processes and paleopedogenesis on Holocene Luvisol formation. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Supplement* 56/4, 147-162.
- Murton, J.B. (2009): Global Warming and Thermokarst. In: Margesin, R. (ed.): *Permafrost Soils. Soil Biology* 16: 185-203.

- NIBIS (2015): Niedersächsischer Bildungsserver – NIBIS Kartenserver des Landesamtes für Bergbau, Energie und Geologie, Hannover. Verfügbar unter: <http://nibis.lbeg.de/cardomap3/>
- Niemeier, G., Taschenmacher, W. (1939): Plaggenböden. Westfälische Forschungen: Zeitschrift des LWL-Instituts für Westfälische Regionalgeschichte Band 2: 29 - 64.
- Nienaber, F. (2014): Über die Entstehung und die Bewaldung „libyscher Wüsten“ im Emsland. Haselünner Heimatfreund 16: 5-10.
- Nowel, W. (2003): Zur Korrelation der Glazialfolgen im Saale-Komplex Nord- und Mitteldeutschlands am Beispiel des Tagebaus Jänschwalde in Brandenburg. Eiszeitalter und Gegenwart 52: 47-83.
- Pfaffenberg, K., Dienemann, W. (1964): Das Dümmerbecken: Beiträge zur Geologie und Botanik. Schriften der Wirtschaftswissenschaftlichen Gesellschaft zum Studium Niedersachsens A 78: 1-121.
- Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung (2009): Klimadaten und Szenarien für Schutzgebiete. Verfügbar unter: http://www.pik-potsdam.de/~wrobel/sg-klima-3/nav_bl.html
- Preu, C. (1995): Die „Glaziale Serie“ - Faktoren und Prozesse der Reliefentwicklung im Raum der Dammer Berge (Südoldenburg). Vechtaer Studien zur Angewandten Geographie und Regionalwissenschaft 13: 33-54.
- Pyritz, E. (1978): Binnendünen und Flugsandebenen im Niedersächsischen Tiefland. Göttinger Geographische Abhandlungen 61: 1-153.
- Rehfuess, K. E. (1990): Waldböden. Entwicklung, Eigenschaften und Nutzung. 2. völlig neubearbeitete und erweiterte Auflage, Parey, Hamburg, 294 Seiten.
- Roeschmann, G. (1971): Die Böden der nordwestdeutschen Geest-Landschaft. Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 19: 151-231.
- Schneekloth, H., Schneider, S. (1972): Die Moore in Niedersachsen. Schriften der Wirtschaftswissenschaftlichen Gesellschaft zum Studium Niedersachsens NF, Reihe A96/3, 96 Seiten.
- Stahr, K., Sauer, D. (2004): Gesteinsgemische und Substratabfolgen. - In: Blume, H.-P., Felix-Henningsen, P., Frede, H.-G., Guggenberger, G., Horn, R. Stahr, K (Hrsg.): Handbuch der Bodenkunde: 1-20.
- Starnberger, R., Terhorst, B., Rähle, W., Peticzka, R., Haas, J.N. (2009): Paleoecology of periglacial environments during OIS-2 in the forefields of the Salzach Glacier (Upper Austria). Quaternary International 198: 51-61.
- Stephan, H.-J. (2014): Climato-stratigraphic subdivision of the Pleistocene in Schleswig-Holstein, Germany and adjoining areas. E & G Quaternary Science Journal 63: 3–18 / DOI 10.3285/eg.63.1.01
- Stephan, H.-J., Urban, B., Lüttig, G. Menke, B., Sierralta, M. (2012): Palynologische, petrographische und geochronologische Untersuchungen an Ablagerungen der Leck-Warmzeit (spätes Mittelpleistozän) und begleitender Sedimente. Geol. Jb., A 160: 3-80.
- Stille, H., Brinkmann, R. (1930): Der Untergrund des südlichen Oldenburg und der Nachbargebiete. Abhandlungen des Preußischen Geologischen Landesamtes 115: 11-75.
- Stremme, H. E. (1960): Bodenbildungen auf Geschiebelehmen verschiedenen Alters in Schleswig-Holstein. Z. dtsh. geol. Ges. 112: 299-308.

Stremme, H.E. (1964): Die Warmzeiten vor und nach der Warthe-Eiszeit in ihren Bodenbildungen bei Böxlund (westl. Flensburg). - N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 4: 237-247.

Terberger, T., De Klerk, P., Helbig, H., Kaiser, K., Kühn, P. (2004): Late Weichselian landscape development and human settlement in Mecklenburg-Vorpommern (NE Germany). *Eiszeitalter und Gegenwart* 54: 138-175.

Terhorst, B., Felix-Henningsen, P. (2010): Paläoböden in periglazialen Lagen der Mittelgebirge. Kap. 4.5.3.3.6. In: Blume, H.-P., Felix-Henningsen, P., Fischer, W. R., Frede, H.-G., Horn, R., Stahr, K. (Hrsg.), *Handbuch der Bodenkunde*. Kap. 4.5.3.3.6, S. 1-10, Ecomed, Landsberg; Wiley-VCH, Weinheim.

Urban, B. (2006): Interglacial pollen records from Schöningen, north Germany.- In: Sirocko F., Claussen, M., Sánchez-Goni, M.F., Litt, T. (eds.): *The climate of past interglacials*, 417-444, Elsevier, Amsterdam.

Urban, B. (2007): Quartäre Vegetations- und Klimaentwicklung im Tagebau Schöningen.- In: Thieme, H.: *Die Schöninger Speere - Mensch und Jagd vor 400 000 Jahren*, S. 65-75, Theiss, Stuttgart.

van der Wateren, D. (1987): Structural geology and sedimentology of the Dammer Berge push moraine. *Tills and Glaciotectonics*: 157-182.

Wegner, G. (1996): *Leben, Glauben, Sterben vor 3000 Jahren. Bronzezeit in Niedersachsen*. Isensee-Verlag, Oldenburg.

Werning, J. (1983): Die Geweihartefakte der neolithischen Moorsiedlung Hüde I am Dümmer, Kreis Grafschaft Diepholz. *Neue Ausgrabungen und Forschungen in Niedersachsen* 16: 21-187.

Will, K.-H. (1969): Quartäre Sedimente im Gebiet der Stemmer Berge. *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.* 17: 69-80.

Woldstedt, P. (1928): Über einen wichtigen Endmoränenzug in Nordwestdeutschland. *Jahresbericht des niedersächsischen Geologischen Vereins* 21: 10-17.

Wunderlich, H. (1963): Zum Bau des Bersenbrücker Lobus im Stauchmoränenzug der Rehburger Phase. *Eiszeitalter und Gegenwart* 14: 27-34.

Karten:

BK 25 (3116): Bodenkarte von Niedersachsen 1:25.000 – Blatt 3116 Wildeshausen. NLfB, 1982.

BK 25 (3215): Bodenkarte von Niedersachsen 1:25.000 – Blatt 3215 Vechta. NLfB, 1997.

BK 25 (3414): Bodenkarte von Niedersachsen 1:25.000 – Blatt 3414 Holdorf. NLfB, 1979.

BK 25 (3514): Bodenkarte von Niedersachsen 1:25.000 – Blatt 3514 Vörden. NLfB, 1976.

BK 25 (3515): Bodenkarte von Niedersachsen 1:25.000 – Blatt 3515 Hunteburg. NLfB, 1979.

BSK 200 (Osnabrück): Bodenkundliche Standortskarte 1:200.000 – Blatt Osnabrück. NLfB, 1975.

BÜK 500: Bodenkundliche Übersichtskarte von Niedersachsen und Bremen 1:500.000. NLfB, 1995.

GK 25 (3215): Geologische Karte von Niedersachsen 1:25.000 – Blatt 3215 Vechta. LBEG Niedersachsen, 04/2015.

GK 25 (3315): Geologische Karte von Niedersachsen 1:25.000 – Blatt 3315 Lohne (Oldenburg). LBEG Niedersachsen, 04/2015.

GK 25 (3316): Geologische Karte von Niedersachsen 1:25.000 – Blatt 3316 Diepholz. LBEG Niedersachsen, 04/2015.

GK 25 (3415): Geologische Karte von Niedersachsen 1:25.000 – Blatt 3415 Damme. LBEG Niedersachsen, 04/2015.

GK 25 (3416): Geologische Karte von Niedersachsen 1:25.000 – Blatt 3416 Lehmbruch. LBEG Niedersachsen, 04/2015.

GK 25 (3516): Geologische Karte von Niedersachsen 1:25.000 – Blatt 3516 Lemförde. LBEG Niedersachsen, 04/2015.

GK 25 (3516): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25.000 – Blatt 3516 Lemförde. Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen, 2006.

GÜK 200 (CC3110): Geologische Übersichtskarte 1:200.000 – Blatt CC3110 Bremerhaven. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, 1975.

GÜK 200 (CC3910): Geologische Übersichtskarte 1:200.000 – Blatt CC3910 Bielefeld. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, 1982

QGÜK 500: Quartärgeologische Übersichtskarte von Niedersachsen und Bremen 1:500.000. NLfB, 1995.

TK 100 (C3514): Topographische Karte 1:100.000 – Blatt C3514 Diepholz. LGLN, 2012

TK 25 (3215): Topographische Karte 1:25.000 – Blatt 3215 Vechta. LGN, 1997.

TK 25 (3216): Topographische Karte 1:25.000 – Blatt 3216 Goldenstedt. LGLN, 2013.

TK 25 (3315): Topographische Karte 1:25.000 – Blatt 3315 Lohne (Oldb). Niedersächsisches Landesverwaltungsamt – Landesvermessung, 1993.

TK 25 (3315): Topographische Karte 1:25.000 – Blatt 3315 Lohne (Oldb). LGN, 2006.

TK 25 (3316): Topographische Karte 1:25.000 – Blatt 3316 Diepholz. LGN, 2005.

TK 25 (3414): Topographische Karte 1:25.000 – Blatt 3414 Holdorf. LGLN, 2012.

TK 25 (3416): Topographische Karte 1:25.000 – Blatt 3416 Lembruch. LGN, 2006.

TK 25 (3514): Topographische Karte 1:25.000 – Blatt 3514 Vörden. LGLN, 2011.

TK 25 (3516): Topographische Karte 1:25.000 – Blatt 3516 Lemförde. Landesvermessungsamt Nordrhein-Westfalen, 2012.

TK 50 (L3314): Topographische Karte 1:50.000 – Blatt L3314 Vechta. LGLN, 2007.

TK 50 (L3314): Topographische Karte 1:50.000 – Blatt L3314 Vechta. LGLN, 2007.

TK 50 (L3314): Topographische Karte von Deutschland 1:50.000 – Blatt L3314 Vechta. Ausgabe 4-DMG, Serie M745. Militärgeographisches Amt, 1975.

TK 50 (L3316): Topographische Karte 1:50.000 – Blatt L3316 Diepholz. LGLN, 2011.

TK 50 (L3514): Topographische Karte 1:50.000 – Blatt L3514 Damme. LGN, 2006.

TK 50 (L3516): Topographische Karte 1:50.000 – Blatt L3516 Rahden. LGLN, 2014.

System	Numerisches Alter	Internationale Stufen-gliederung	Klimaperioden (BLYTT & SERNANDER)	Biostrati-graphie (FIRBAS 1949)	Kalibrierte Kalenderjahre (vor/nach Chr.)	
QUARTÄR	0 (+1950)	HOLOZÄN	Jüngeres Subatlantikum	X	+1950	Neuzeit
	1150 (+800)				Älteres Subatlantikum	IX
			+1200	Hohes Mittelalter		
	2400 (-450)		Subboreal	VIII	+1000	Frühes Mittelalter
					+700	Völkerwanderungszeit
	5660 (-3710)		Atlantikum	VII	0	Röm. Kaiserzeit
					-800	Vorröm. Eisenzeit
	9220 (-7270)		Boreal	V	-800	Bronzezeit
					-1000	Neolithikum
	10640 (-8690)		Präboreal	IV	-2000	Jüngeres Mesolithikum
-2200		Älteres Mesolithikum				
11560 (-9610)	Jüngere Tundrenzeit	III	-3000	Jungpaläolithikum (bis 100000 Jahre vor heute)		
			-4000			
			-5550			
			-7000			
			-9000			
			-9610			

Stand 05.2004

Quellen:
LITT, T., BRAUER, A., GOSLAR, T., MERKT, J., BALAGA, K., MÖLLER, H., RAJSKA-JASIEWICZOWA, M., STEBICH, M. & NEGENDANK, J.F.W. (2001): Correlation and synchronisation of Lateglacial continental sequences in northern central Europe based on annually laminated lacustrine sediments - Quaternary Science Reviews, 20, 11: 1233-1249; Oxford (Elsevier).
BEHRE, K.-E. (1995): Die Entstehung und Entwicklung der Natur- und Kulturlandschaft der ostfriesischen Halbinsel - S. 5-37. In: BEHRE, K.-E. & van LINGEN, H. (Hrsg.): Ostfriesland - Geschichte und Gestalt einer Kulturlandschaft - Aurich (Ostfriesische Landschaft).



GEOZENTRUM HANNOVER

System	Numerisches Alter	Internationale Stufengliederung			Klimaperioden	Kalibrierte Kalenderjahre vor heute nach Jahresschichtenzählungen		
QUARTÄR	11560	HOLOZÄN				11560 cal J.v.h. bis heute		
		PLEISTOZÄN	OBER-PLEISTOZÄN	Weichsel-Kaltzeit	Ober-Weichsel	Jüngere Tundrenzeit	12700 bis 11560 cal J.v.h.	
						Alleröd-Interstadial	13350 bis 12700 cal J.v.h.	
						Ältere Tundrenzeit	13480 bis 13350 cal J.v.h.	
						Bölling-Interstadial	13730 bis 13480 cal J.v.h.	
						Älteste Tundrenzeit	13860 bis 13730 cal J.v.h.	
						Meiendorf-Intervall	14500 bis 13860 cal J.v.h.	
							Konventionelle Radiokarbonalter BP	
					Phase extremer Abkühlung	22000 bis 18000 BP		
					Denekamp-Intervall	32000 bis 28000 BP		
					Hengelo-Intervall	38700 bis 36900 BP		
					Moershoofd-Intervall-Komplex			
					Glinde-Intervall	51000 bis 48000 BP		
					Ebersdorf-Stadial			
					Oerel-Interstadial	57700 bis 55400 BP		
	Schalkholz-Stadial							
	117000	128000	MITTEL-PLEISTOZÄN	Unter-Weichsel	Odderade-Interstadial	um 74000 BP		
					Rederstall-Stadial			
					Brörup-Interstadial			
	780000	UNTER-PLEISTOZÄN	MITTEL-PLEISTOZÄN	Eem-Warmzeit	Dauer 11000 Jahre in der Zeitspanne zwischen 128000 und 117000 BP			
					Saale-Komplex	Warthe-Stadium		
						Drenthe-Stadium	Jüngere Drenthe Haupt Drenthe	
						Dömnitz-Warmzeit (= Wacken-, Schöningen-, Hooogeveen-Warmzeit)		
					Fuhne-Kaltzeit			
					Holstein-Warmzeit	Dauer 16000 Jahre in der Zeitspanne zwischen 335000 und 300000 BP		
						Elster-Komplex	Elster-Kaltzeit sensu stricto	
							Gelkenbach-Interstadial	
					Roter Ton von Bilshausen			
					Cromer-Komplex	Ruhme-Warmzeit (= Kärlich-, Noordbergum-Warmzeit) Dauer ~25000 Jahre, zwischen 425000 und 385000 J.v.h.		
						Kaltzeit (Glazial C)		
Rosmalen-Warmzeit								
Kaltzeit (Glazial B)								
Hunteburg-Warmzeit (= Harreskov-, Westerhoven-Warmzeit)								
Bavel-Komplex					Kaltzeit (Glazial A)			
	Osterholz-Warmzeit (= Sohlingen-, Waardenburg-Warmzeit)							
	Dorst-Kaltzeit							
	Leerdam-Warmzeit (= Pinneberg-Warmzeit)							
	Linge-Kaltzeit (= Seth-Kaltzeit)							
2,6 Mio	UNTER-PLEISTOZÄN	UNTER-PLEISTOZÄN	Bavel-Komplex	Bavel-Warmzeit (= Uetersen-, Marleben-Warmzeit)				
				Menap-Komplex				
				Waal-Komplex				
				Eburon-Kaltzeit				
				Tegelen-Komplex				
				Prätegelen-Kaltzeit				

Stand 05.2004

Quelle:
Das Quartär in Niedersachsen und benachbarten Gebieten - Gliederung, geologische Prozesse, Ablagerungen und Landschaftsformen.
STREIF, H. (2004) mit Beiträgen von: CASPERS, G., FREUND, H., GEYH, M.A., KLEINMANN, A., MERKT, J., MEYER, K.-D., MÜLLER, H., ROHDE, P. & SCHWARZ, C.

Anlage 4: Elementaranalysen in der Grube Haskamp sowie in der Grube Luhr; DCB = Dithionit-Citrat-Bicarbonatmethode

Nr. / mg/kg	Oxalat				DCB			Gesamt											Fed/Fet
	Al	Fe	Mn	P	Al	Fe	Mn	Al	Ca	Cu	Fe	K	Mg	Mn	Na	P	Pb	Zn	
GH TT	1172	496	7	76	943	3483	14	63421	696	25	23813	22056	4897	97	4106	245	8	103	0,15
GH II-1	1495	1619	18	482	1477	1062	19	5917	461	9	4133	4998	18	49	797	506	3	15	0,25
GH II-2	1599	2022	22	611	1586	2866	29	6521	686	10	4205	5238	37	50	746	603	4	16	0,68
GH II-3	449	546	48	22	595	357	24	21278	179	4	11215	13641	1308	131	2919	163	2	16	0,03
GH II-4	1034	2384	291	119	1261	561	47	69397	1208	19	37296	23097	5370	449	4127	638	7	51	0,02
GH II-5	409	892	67	27	611	312	11	44806	512	11	21517	19878	3060	217	3689	294	5	29	0,01
GH II-6	1152	3108	331	170	1108	544	69	69227	881	20	36773	23049	5889	507	4455	662	10	55	0,01
GH IV-1	572	186	2	4	632	187	5	18211	286	4	3167	14685	216	14	2246	59	4	2	0,06
GH IV-2	721	283	2	9	755	244	5	28947	0	8	5640	14126	386	12	1998	85	5	8	0,44
GH-IV-3	504	201	1	10	550	186	4	13715	0	6	3990	12993	281	11	2085	54	4	6	0,05
GH V-1	1334	2133	13	101	1523	1434	11	8766	422	3	5299	6058	70	46	1436	185	3	5	0,27
GH V-2	1756	2040	10	76	1840	1357	8	10931	142	2	6803	7823	194	41	1629	171	1	9	0,12
GH V-3	1315	1373	11	46	1453	964	7	9852	60	3	7430	6185	250	45	1457	178	1	12	0,13
GH V-4	1352	1682	36	48	1483	969	19	8242	22	3	7157	5963	37	48	1370	133	0	4	0,14
GH V-5	1992	1862	236	57	1941	997	114	9983	33	6	7859	6544	136	293	1597	162	0	7	0,13
GH V-6	731	1131	6	23	1200	4691	18	10383	159	3	7350	6941	156	30	1756	142	0	10	0,64
GH V-7	649	1002	21	29	1147	6697	45	13449	45	6	12230	6568	701	68	1689	244	1	16	0,55
GH V-8	405	667	69	35	480	2592	72	13985	236	3	5850	9287	463	97	1485	113	1	5	0,44
ELG I-1	779	1308	5	62	1033	3337	17	9197	165	10	6406	8755	66	32	1630	233	55	27	0,52
ELG I-2	981	581	5	13	1125	1776	15	13418	0	3	4185	11204	193	22	1531	76	3	14	0,42
ELG I-3	242	203	16	1	348	1091	34	13322	87	3	3648	13170	467	44	1473	61	3	10	0,30
ELG I-4	369	478	25	27	430	2325	23	19408	0	6	7667	18471	1775	42	1883	132	5	32	0,30

Anlage 5: Elementaranalysen Profile Stewweder Berg; DCB = Dithionit-Citrat-Bicarbonatmethode

Nr. / mg/kg	Oxalat				DCB			Gesamt											Fed/Fet
	Al	Fe	Mn	P	Al	Fe	Mn	Al	Ca	Cu	Fe	K	Mg	Mn	Na	P	Pb	Zn	
SW I-1	920	2348	28	96	757	3931	47	15151	5631	18	9786	8706	1739	131	3798	438	166	52	0,40
SW I-2	755	2194	6	19	730	3366	12	22647	1982	2	9574	11687	508	102	5203	110	17	14	0,35
SW I-3	1026	1669	23	20	1131	3367	39	23668	1579	2	10370	12163	747	115	5374	111	8	16	0,32
SW I-4	885	1157	96	24	1041	3463	107	29030	1962	4	11876	12568	951	191	5430	126	5	22	0,29
SW I-5a clay	589	734	144	100	613	3806	138	47006	3779	8	15664	14444	1760	251	6927	285	6	27	0,24
SW I-5b silt	311	508	164	74	370	2676	123	30468	3403	5	11455	13690	1197	244	6360	274	6	16	0,23
SW I-6	208	331	88	70	197	2098	92	31195	29930	4	11975	15183	4866	303	6745	370	4	14	0,18
SW II-1	505	1679	251	113	471	3453	330	18613	13059	17	7599	9082	5530	413	4142	542	107	55	0,45
SW II-2	828	2066	13	35	843	2525	15	24502	2004	0	7476	11486	454	106	5413	107	10	7	0,34
SW II-3	1299	1708	53	35	1245	6300	70	29550	1793	5	21604	13829	2152	202	4926	171		32	0,29
SW II-4	1577	1423	12	243	1116	9278	36	33911	2190	6	29034	12699	3239	117	3484	179		52	0,32

34. Jahrestagung der Arbeitsgruppe Paläopedologie der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft

Teilnehmer

Berger, Christiane, Dr.	Frankfurt/Main
Billwitz, Konrad, Prof. Dr. (em.)	Hude
Buggle, Björn, Dr.	Hannover/Zürich
Damm, Bodo, Prof. Dr.	Vechta
Dannemann, Sara, M.Sc.	Hildesheim
Deppe, Albrecht, Dipl.-Ing.	Krefeld
Deutschmann, Gerd, Dr.	Melle
Döhler, Susanne, Dipl.-Geogr.	Vechta
Ebner, Luca, B.Sc.	Würzburg
Eisert, Sebastian	Vechta
Felix-Henningsen, Peter, Prof. Dr.	Gießen
Frechen, Manfred, Prof. Dr.	Hannover
Gehrt, Ernst, Dr.	Hannover
Gerke, Horst H., PD Dr.	Müncheberg
Herrmann, Nico, Dipl.-Geogr.	Hildesheim
Janotta, Andreas, Dr.	Köln
Kadereit, Annette, Dr.	Heidelberg
Kappler, Christoph	Senftenberg
Karaschewski, Jasmin	Hildesheim
Köllisch, Thomas	Würzburg
Kösel, Michael, Dr.	Freiburg
Kreuzer, Thomas, B.Sc.	Vechta
Meyer-Heintze, Simon, B.Sc.	Würzburg
Schwab, Franziska	Würzburg
Skowronek, Armin, Prof. Dr.	Bonn
Sprafke, Tobias, Dipl.-Geogr.	Würzburg
Springer, Nina, M.Sc.	Vechta
Stadtmann, Robin, M.Sc.	Hildesheim
Stolz, Christian, PD Dr.	Flensburg
Terhorst, Birgit, Prof. Dr.	Würzburg
Thiemeyer, Heinrich, Prof. Dr.	Frankfurt/Main