

Zur Kennzeichnung und Gliederung von periglaziär bedingten Differenzierungen in der Pedosphäre

On characteristics and subdivision of pedospheric differentiations due to previous periglacial conditions

Manfred Altermann, Klaus-Dieter Jäger, Dietrich Kopp †, Alojzy Kowalkowski, Dieter Kühn, Walther Schwanecke

Schlüsselwörter: Kryopedogenese, Kryoperstruktion, Kryotranslokation, periglaziale Deckschichten, periglaziäre Lagen, periglaziäre Segmente, Perstruktionszonen

Zusammenfassung

Im periglaziären Milieu der letzten Kaltzeit wurde der oberflächennahe Tiefenbereich in Mitteleuropa entscheidend geprägt, was durch lithogene und pedogene Differenzierungen bis etwa 1...2 m unter Gelände zum Ausdruck kommt. Die Prozesse Kryoklastik und Kryotranslokation, Kryoperstruktion sowie Kryopedogenese – jeweils mit mehreren Teilprozessen – prägten die Profigliederung und Substratausbildung in der Auftauzone des Dauerfrostbodens. In den Untersuchungen und Diskussionen der letzten Jahrzehnte zur Genese der Phänomene im Bereich der Pedosphäre erfuhren die beteiligten Prozesse bei den Autoren unterschiedliche Aufmerksamkeit und Wichtung. Die verschiedenen Konzepte zur Kennzeichnung und Gliederung der Profildifferenzierungen lassen sich letztlich dem Deckenkonzept, im Wesentlichen fußend – jedoch unter Beteiligung weiterer Prozesse – auf Kryotranslokation sowie dem Konzept der Perstruktions- bzw. Umlagerungszonen, vorrangig basierend auf den Prozessen Kryoperstruktion und Kryopedogenese, zuordnen. Der entscheidende Unterschied zwischen der Ansprache der periglaziär bestimmten Differenzierungen innerhalb der Pedosphäre mit Hilfe der Abfolge verschiedener Zonen einerseits und der Abfolge verschiedener Decken – wie auch Lagen – andererseits besteht darin, dass bei der Kennzeichnung und Gliederung des Zonenprofils sedimentär bedingte Substratunterschiede nicht vorrangig und nur als Hilfskriterien herangezogen und somit gleiche Zonen auch in lithostratigraphisch unterschiedlichem Material oder auch umgekehrt in gleichem Material verschiedene Zonen ausgewiesen werden. Nach dem Decken-/Lagenkonzept werden dagegen die sedimentären Prozesse als dominante Ursachen der heute vorliegenden vertikalen Substratdifferenzierung angesehen, wobei auch den syn- und postsedimentären periglaziären Umbildungen durch Teilprozesse der Kryoperstruktion immerhin entscheidender Anteil am Deckenbildungsprozess beigemessen wird, die zur zusätzlichen Vertikaldifferenzierung innerhalb der jeweiligen Decke führen können. Zur Definition der Lagen (nach der Kartieranleitung der Staatlichen geologischen Dienste und der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe) wurden die Prozesse der Kryotranslokation sowie Teilprozesse der Kryoperstruktion herangezogen, jedoch sind bisher die Kryohomogenisierung (Entscheidung, Vermischung) und (Skelett-)Umsortierung (Kryolithotropie) sowie außerdem die mit der Kryoperstruktion häufig verknüpften Prozesse der Kryopedogenese in die Definition nicht eingegangen.

In vielen Fällen ist eine Zuweisung der Profile zu einem be-

stimmten Gliederungsprinzip bzw. Genesetyp nicht möglich. So ist es nicht haltbar, von regional abgegrenzten Gebieten sowie räumlichen Insellagen der Entstehung von periglaziären Decken einerseits und von Bereichen mit Ausbildung von Kryoperstruktionszonen andererseits zu sprechen. Im periglaziären Milieu wirkten die o. g. jeweils unterschiedlich dominanten Vorgänge im Komplex, und die Abkopplung von Teilprozessen der periglaziären Umbildung der Oberfläche ist nicht sinnvoll. Das für die Böden ausgewiesene Substratprofil baut sich aus erheblich variierenden Anteilen des durch Kryotranslokation akkumulierten Fremdmaterials sowie des ortsbürtigen Materials auf. Die jeweiligen Komponenten wurden im Wesentlichen durch das örtlich anstehende Gestein und Relief, die Exposition und Höhenlage sowie die Lage zum Eisrand und zu den äolischen Akkumulationsräumen gesteuert. Im Zuge einer Analyse der oberflächennahen Profildifferenzierungen ist durchaus die detaillierte Kennzeichnung des Substratprofils nach fremden und ortsbürtigen Komponenten einerseits sowie nach Merkmalen der Kryoperstruktion andererseits möglich. Darüber hinaus ist aber eine integrierende und aggregierende sowie landschaftsübergreifende Gliederung und Kennzeichnung der periglaziär bedingten Profildifferenzierungen notwendig. Dafür ist der Begriff „Lage“ nach bisheriger Definition nur bedingt geeignet, da dieser nicht die Beteiligung des gesamten Prozesskomplexes ausdrückt. Deshalb wird zur Unterscheidung vorerst der Neubegriff „Segment“ (bzw. periglaziäres Segment) vorgeschlagen, der hinsichtlich Kryoperstruktions-, Kryotranslokations- und Kryohorizontprofil neutral ist und somit keinen Anlass für nomenklatorische Missverständnisse bietet. Bei der Weiterverwendung der Bezeichnung „Lagen“ im Sinne einer hier vorgeschlagenen ergänzenden Definition ist also nicht nur dessen neue Begriffsbestimmung erforderlich, sondern darüber hinaus auch eine Klarstellung, dass die so ergänzt definierten Lagen nach allen genannten Prozesssystemen – also erweitert gegenüber der bisherigen Lagendefinition – gekennzeichnet sind. Sofern dies mit allen Konsequenzen allgemein verbindlich würde, könnte allerdings der Lagenbegriff mit dem Zusatz „Lage – ergänzt definiert“ auch weiterhin angewandt werden.

Die periglaziären Segmente bzw. die Lagen – ergänzt definiert – lassen sich folgendermaßen kennzeichnen:

Periglaziäre Segmente (kurz: Segmente) oder Lagen – ergänzt definiert – sind im periglaziären Milieu im Bereich der Pedosphäre durch

- Substratbereitstellung infolge Frostverwitterung (Kryoklastik) und Kryotranslokation [äolische Akkumulation und/oder (Geli-)Solifluktion bzw. Anspülung] aus den jeweils anstehenden Gesteinen sowie aus unterschiedlichen Anteilen allochthonen Materials und

- durch Kryoperstruktion (Entschichtung und Homogenisierung sowie Vermischung, Umsortierung des Skeletanteils und Kryoturbation) sowie
- kryopedologische Prozesse (periglaziäre Vorprägung oder sogar Prägung der pedogenen Horizontabfolge)

entstanden.

Die genannten Teilprozesse können mit unterschiedlichem Anteil und zu verschiedenen Zeiten an der Bildung und Differenzierung der Bodendecke beteiligt sein. In Abhängigkeit vom Paläorelief (Hangneigung, Hangform, Hangexposition) und vom Verbreitungsmuster der anstehenden Gesteine sowie vom Anteil allochthonen Materials und von den lokal-klimatischen Bedingungen ist die stoffliche Zusammensetzung, Lagerungsart und Struktur sowie die Ausprägung der Bodenhorizonte in der Vertikalabfolge der einzelnen Segmente bzw. Lagen – ergänzt definiert – und in der horizontalen Ausprägung differenziert. Die Vertikalabfolge der periglaziär bedingten Differenzierung der Bodendecke wird gegliedert in das bisher nur lokal im Bergland sicher nachgewiesene Obersegment bzw. in die Oberlage – ergänzt definiert, außerdem in das fast flächendeckend an der Oberfläche verbreitete Hauptsegment, bzw. Hauptlage – ergänzt definiert, das von einem häufig unterteilten Mittelsegment (oberer Teil und unterer Teil) bzw. Mittellage – ergänzt definiert – unterlagert sein kann. Über dem periglaziär kaum oder nicht beeinflussten Untergrund lagert fast überall das Basissegment bzw. die Basislage – ergänzt definiert, das u. a. nach Zusammensetzung, Strukturmerkmalen sowie ggf. nach der Altersstellung differenziert werden kann.

Durch die konsequente Verknüpfung aller im periglaziären Milieu wirksamen Prozesssysteme mit Hilfe der Ausweisung periglaziärer Segmente bzw. der Lagen – ergänzt definiert – ist eine detaillierte sowie integrierende und landschaftsübergreifende Kennzeichnung der Substratdifferenzierung der Böden möglich.

Keywords: *cryopedogenesis, cryoperstruction, cryotranslocation, periglacial covers, periglacial layers, periglacial segments*

Abstract

Below the actual surface a depth of a few decimetres (as a rule 1...2 m) has been modified decisively by the periglacial conditions of the last glacial period (Weichselian respectively Wuermian). The characteristics as well as the subdivision of the active layer of permafrost soils have been shaped by processes of cryoclastics, cryotranslocation, cryoperstruction and cryopedogenesis, each of them subdivided by particular sub processes. During the last decades a lot of investigations and discussions have been addressed to these phenomena of the pedosphere, but, however, different authors have turned their attention and considerations to different aspects of the complex interplay. Different concepts have accentuated different aspects of profile subdivision: A concept of covers (in German "Decken") has been based mainly on processes of cryotranslocation. On the other hand a concept of zones has been deduced mainly from processes of cryoperstruction and cryopedogenesis.

The main difference of both these concepts consists in the basic criteria: The zone concept interprets any sedimentary differentiation of substrates as secondary criteria. This concept

concedes equivalent zones in differing materials as well as different zones in equivalent materials. On the other hand the cover concept evaluates a dominating role of the sedimentary processes for the vertical substrate subdivision nevertheless conceding an essential share of sub processes belonging to the cryoperstruction for the synsedimentary or postsedimentary rearrangement of covers under periglacial conditions. This includes the permissiveness of an additional vertical subdivision of the respective cover.

In Germany soil mapping is an official task of federal and regional geological institutions (Landesämter respectively Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe). Their activities on this matter are subdued to official instructions (in German: Kartieranleitung) applying a vertical subdivision of the sub superficial range by "layers" (in German "Lagen"). The definition and differentiation of layers considers the process of cryotranslocation as well as several (but not all) sub processes of cryoperstruction whereas other sub processes sharing the cryoperstruction are not included by the definition of layers. In particular this lack concerns the sub processes of cryohomogenisation and cryolithotropy. Moreover, the definition of layers does not deal with the processes and results of cryopedogenesis regardless of the frequent connection with consequences of cryoperstruction [i.e. of horizons and zones].

Frequently, not any of distinct types, principles, or criteria of profile subdivision is applicable. Consequently, no regional or spatial limitation of distinct periglacial phenomena are recognizable. One cannot distinguish regions and island positions dominated by the occurrence of periglacial covers from others dominated by the appearance of cryoperstruction zones. On the contrary the different processes and sub processes have been effective in complexity but with changing dominances. Therefore, uncoupling particular processes of periglacial surface modification is not sensible. The profile of soil substrate comprises considerably varying shares as of local components as of cryotranslocated accumulations. The diversity of possible combination depends mainly on local geological and geomorphological conditions as altitude, exposition, and relief energy as distance to ice sheet margins or areas of eolian accumulation.

Analysing the sub superficial profile subdivision provides a detailed characterization of the substrate succession considering local and outside components as well as features of cryoperstruction. Moreover, required is an integrating and at the same time aggregating regionally comprehensive arrangement and characterization of periglacial profile differentiation. For this purpose the suitability of the current definition connected with the term "layer" (in German: "Lage") is limited, for this definition does not comprise the complexity of sharing processes.

This is the reason for the proposition of a new term providing neutrality with regard to profile subdivisions due to cryoperstruction, cryotranslocation and pedogenesis (cryohorizonts). Such term enables avoiding a misleading nomenclature. This proposal is related to the term "segment" (respectively "periglacial segment") and clearly distinguishable not only from cover or zone but from "layer", too. However, if furthermore the term "layer" should be desired also for future use, a complementary redefinition and renaming is required straightening that a completed term "layer" must comprise all possible profile subdivisions due to all the process systems. In comparison with the current definition of layers this completed redefinition

is an enlargement of content, synonymous with the segment. A prerequisite of the further use respectively application of the term "layer" – completed – is the general acceptance of this enlargement with all consequences.

The general characterization of segments respectively of layers according to the completed redefinition comprises processes and features resulting from periglacial environmental conditions in the pedosphere:

- *Substrate supply by means of cryoclastics and cryotranslocation (including eolian accumulation as well as solifluction and rinsing) from the local material and varying allochthonous components;*
- *Cryoperstruction (with destratification and homogenisation, cryolithotropy and cryoturbation);*
- *Cryopedogenesis (precursors or even finalizing development of soil horizons).*

All sharing sub processes could participate in forming the pedosphere with various shares and during different periods of time. Due to the varying local conditions (paleorelief, inclination, shape, and exposition of slopes) and the distribution pattern of parent materials (rocks, loose sediments) as well as to allochthonous components arise differences determining the occurrence of segments respectively of layers according to the completed redefinition.

These differences are reflected by substantial composition, stratification and structure as well as by the forming of soil horizons in the vertical succession of single segments (respectively layers according to the redefinition), but also by their horizontal extension. Their vertical sequence may be subdivided into the upper part (upper segment or upper layer), proved locally in the uplands, the main part (main segment or main layer), the middle part (upper and lower middle part), the basic part (occasionally distinguishable by means of composition, structural features and sometimes age of development).

The consequent connection linking all the process systems effective under periglacial environmental conditions enables and provides a detailed, integrating and regionally comprehensive characterization of differentiations and subdivisions related to sub superficial substrates and soils by means of periglacial segments respectively also layers (but exclusively according to the completed redefinition).

1 Vorbemerkung und Problemstellung

Im Ergebnis einer Wiederausführung der im Verlauf der letzten Jahrzehnte ungeachtet gemeinsamer Ausgangsbasis auseinander gedrifteten Systematik von Böden in den westlichen und östlichen Bundesländern Deutschlands hat der Arbeitskreis für Bodensystematik der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 1998 eine „Systematik der Böden Deutschlands“ erarbeitet (ARBEITSKREIS FÜR BODENSYSTEMATIK DER DBG, Federführung: WITTMANN 1998), die mit den Bodenkundlichen Kartieranleitungen korrespondiert (KA 4: Ad Hoc AG BODEN 1994; KA 5: Ad Hoc AG BODEN 2005; nachfolgend als KA 4 bzw. KA 5 zitiert). Umfangreiche Erkenntnisse, die in den zurückliegenden Jahrzehnten besonders in der DDR gesammelt wurden und dort bereits zu einer in der bodenkundlichen Wissenschaft und Praxis angewandten Substratsystematik geführt hatten, erwiesen sich als wesentliche Grundlage für eine

zur Anwendung empfohlene „Systematik der bodenbildenden Substrate“ (ARBEITSKREIS FÜR BODENSYSTEMATIK DER DBG, Federführung: ALTERMANN & KÜHN 1998), die letztlich in ergänzter Fassung auch in die KA 5 einging. Die Substratdifferenzierungen im Bodenprofil sind dabei zu einem wesentlichen Teil durch periglaziale Vorgänge unter kaltzeitlichen Bedingungen, vorrangig während der letzten Kaltzeit, erfolgt und meistens durch Bodenhorizonte nachgezeichnet. In die zuletzt genannte Systematik ist auch der damalige Diskussionsstand innerhalb des genannten DBG-Arbeitskreises zur Kennzeichnung und Gliederung dieser Periglazialphänomene als Kapitel „Gliederung periglazialer Lagen“ mit eingegangen (ARBEITSKREIS FÜR BODENSYSTEMATIK DER DBG, Federführung: ALTERMANN 1998). Die damit diskutierten Profilgliederungen wurden zumindest teilweise bereits im Schrifttum unter anderen Bezeichnungen vorgestellt, wie „Folge“ (SCHILLING & WIEFEL 1962), „Zone“ (KOPP 1965, 1969, 1970a, b; SCHWANECKE 1966, 1970) oder „Decke“ (u. a. HUNGER 1961; FIEDLER & HUNGER 1970; LEMBKE, ALTERMANN, MARKUSE & NITZ 1970; LEMBKE 1972; DIEMANN 1977; ALTERMANN, LIEBEROTH & SCHWANECKE 1988), womit Begriffe wie „Deckzone“ (KOPP 1965, 1969; JÄGER 1979; KLIEWE 1965), „Decksediment“, „Deckschicht“ oder „Deckschichtenserie“ (ALTERMANN 1968; ALTERMANN & FIEDLER 1972; LEMBKE, ALTERMANN, MARKUSE & NITZ 1970), Grobdeckserie (RICHTER, RUSKE & SCHWANECKE 1970) oder einfach „Deckserie“ (LEMBKE 1965) zwanglos zu verbinden sind. Im Mittelgebirgsraum bot „Schutt“ – weithin eine Dominante im Körnungsbestand – Raum für einen weiteren Benennungsvorschlag (zuerst SEMMEL 1964, 1968), während im Moränengebiet des nördlichen Mitteleuropa wesentliche Merkmale der periglazialen Oberflächenprägung bereits im 19. Jahrhundert zumindest diagnostiziert und zunächst mit der Bezeichnung „Geschiebedecksand“ (BEHRENDT 1863), später auch „Decksand“¹⁾ (DEWERS 1929; DÜCKER 1934, u. a.) versehen wurden. Die bisher angewandten unterschiedlichen Bezeichnungen reflektieren häufig auch unterschiedliche Gliederungskonzepte und genetische Deutungen. Diese bestehen auch heute noch, und im genannten Beitrag über die „Gliederung periglazialer Lagen“ ist dies auch deutlich dokumentiert. Bisher ist es jedoch noch nicht gelungen, die unterschiedlichen Ansätze (ALTERMANN, LIEBEROTH & SCHWANECKE 1988; SEMMEL 1998) zur Gliederung, Kennzeichnung und Deutung der substratdifferenzierenden Periglazialphänomene nach einer kritischen Bestandsaufnahme und Würdigung in einem Arbeitskonzept zusammenzuführen. Auf dem Weg zu diesem Ziel ist dabei verallgemeinerungsfähig das zunächst auf das norddeutsche Tiefland gemünzte Ergebnis der vielfältigen Diskussionen, wonach ein „Anteil verschiedener periglazialer Prozesse“ (MARCINEK & NITZ 1973; ALTERMANN & FIEDLER 1972, 1975, 1978) in Betracht gezogen werden muss. Gleiches wurde auch für den Mittelgebirgsraum postuliert (RICHTER, RUSKE, SCHWANECKE 1970; ALTERMANN 1985, 1990; ALTERMANN, MAUTSCHKE, ERBE & PRETZSCHEL 1977; ALTERMANN, LIEBEROTH & SCHWANECKE 1988; SEMMEL 1998; u. a.). Befunderfassung und -diskussionen erreichten ihren bisherigen Höhepunkt in den 60er und 70er Jahren des 20. Jahrhunderts in Ostdeutschland (Literaturangaben s. o.), jedoch hat die bodenkundliche Bedeutung der substratdifferenzierenden Periglazialphänomene schon MÜLLER (1954) dargelegt. Bereits SCHILLING (1962) wies darauf hin, dass schon seit 1961 die forstliche Standortserkundung im Harz (Raum Ballenstedt), Thüringer Wald (Raum Eisenach) und Erzgebirge (Raum Tharandt) begonnen hatte, nach periglazialen Decken definierte Bodenformen entsprechend einer Richtlinie des Instituts für Forsteinrichtung und Standortserkundung Potsdam (SCHWANECKE 1962) flächendeckend zu kartieren. Von SEMMEL (1966) wurde die Schuttdeckengliederung als entscheidendes

¹⁾ Decksand wird im Schrifttum unterschiedlich verwandt.

Merkmal der Substratabgrenzung bei der Bodenkartierung im Gebiet des Blattes Eiterfeld (5224) umgesetzt. MAUTSCHKE, SCHUBERT & ALTERMANN (1971) grenzten in der Bodengeologische Karte Blatt Leipzig i. M. 1:100 000 die verschiedenen Deckschichten aus.

Ziel dieses Beitrags ist es, auf der Basis der Ergebnisse von Diskussionen und Erfahrungsaustauschen auf verschiedenen Experten-Exkursionen während mehrerer Veranstaltungen, insbesondere der DBG (Arbeitskreis für Bodensystematik der DBG in den 90er Jahren, u. a. anlässlich der Jahrestagung der DBG in Halle 1995 und nachfolgender Treffen), einen allgemeingültigen, einheitlichen und anwendbaren Vorschlag zur Gliederung, Benennung und Kennzeichnung der genannten Periglazialphänomene der Pedosphäre vorzulegen, der einerseits die Verständigung erleichtert, den nachfolgenden Generationen die Auffassungsunterschiede und -gründe vermittelt und damit auch gleichzeitig die Erforschung offener Sachfragen anregt. Das Autorenkollektiv ließ sich dabei wesentlich von dem Bestreben leiten, die Gliederung, Benennung und Kennzeichnung der Periglazialphänomene nach Decken (Deckschichten) bzw. Lagen einerseits sowie Zonen andererseits zu kombinieren, was bereits 1998 vom ARBEITSKREIS FÜR BODENSYSTEMATIK DER DBG (1998: 178) postuliert wurde. Außerdem wird dabei das Ziel verfolgt, die Erkenntnisse über den überragenden Einfluss des periglaziären Milieus auf Bodenausbildung und -eigenschaften stärker als bisher in der Bodenkennzeichnung zum Ausdruck zu bringen.

2 Prozesse zur Herausbildung periglaziärer Profildifferenzierungen

Im periglaziären Milieu ²⁾ unterliegen Geländeoberflächen der gleichzeitigen Einwirkung unterschiedlicher Prozesse, die teils unabhängig voneinander, teils aber auch unter wechselseitiger Einflussnahme aufeinander die Beschaffenheit oberflächiger Gesteine überprägen und sie in (Boden-)Substrate³⁾ umwandeln. Neben Vorgängen der Pedogenese, die bereits im periglaziären Milieu begannen, treten Auswirkungen von Dauerfrost im Untergrund auf den Jahresgang der Feuchtebilanz im oberflächennahen Tiefenbereich mit der Auftauzone in den Vordergrund. Hinzu kommen eng- und weiträumig verstärkte Tendenzen lateraler Substanzverlagerungen,

- einerseits durch das Zusammentreffen thermisch begünstigter Kongelfraktur (bis hin zur Schlufffraktion, teilweise Tonfraktion) mit der ebenso deutlichen Begünstigung äolischer Sand- und Schluffverlagerung im vegetationsarmen Offenland,
- andererseits durch die Begünstigung oberflächennaher Materialumlagerungen im Gebiet mit hoher Reliefenergie durch das Zusammentreffen von Vegetationsarmut mit Materialmobilisierung in der saisonal mit Tauwasser angereicherten Auftauzone über dem Dauerfrostbereich.

Es lassen sich 4 Systeme auf die gleichen Oberflächen einwirkender Prozesse unterscheiden, die ausschließlich im periglaziären Milieu wirksam oder dadurch zumindest begünstigt werden (Abb. 1).

²⁾ Der Begriff „periglazial“ wurde zuerst von Łozinski (1909, 1911) in die Fachliteratur eingeführt. Als Faziesbezeichnung wurde später davon der Begriff „periglaziär“ abgeleitet.

³⁾ Unter Substrat wird hier die „mineralische und organische Festsubstanz des Bodens“ verstanden; es „charakterisiert das bodenbildende Ausgangsgestein einschließlich ihres Verwitterungs-, Umlagerungs- und Verlagerungszustandes ...“ (KA 5: 410).

- Kryoklastik (Frostverwitterung) kennzeichnet die fortschreitende mechanische Verwitterung der Gesteine bis zur Endgröße der Frostverwitterung als Schluff (z. T. Ton) in Abhängigkeit vom Ausgangsmaterial;
- Kryotranslokation (periglaziäre, laterale Materialverlagerung), die im Profilbild durch aufeinander folgende Deckschichten mit unterschiedlicher substanzieller Zusammensetzung (Stoffbestand, Körnung) und Einregelung sowie Dichte widergespiegelt wird;
- Kryoperstruktion (periglaziäre Materialumbildung: Filtergerüstbau, Strukturumbau, Homogenisierung, Vermischung), im Profilbild durch Zonen abgebildet;
- Kryopedogenese (Frostbodenbildung), im Profilbild durch Horizonte dokumentiert, die unter warmzeitlichem Milieu überprägt wurden.

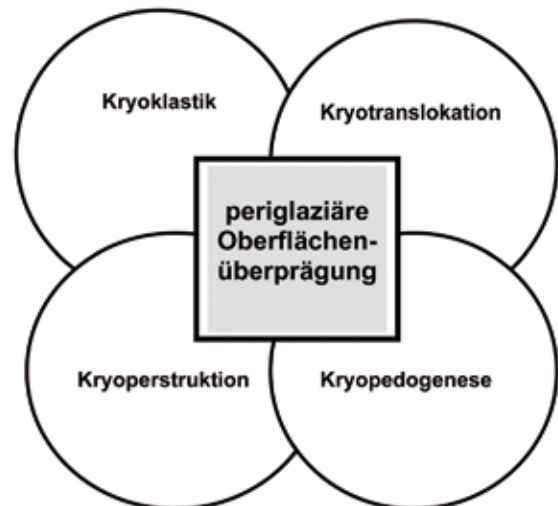


Abb. 1: Periglaziäre Prägung der Substrat- und Horizontabfolge in der Bodendecke als Ergebnis des Zusammenwirkens verschiedener Prozesse.

Fig. 1: The development of substrate and horizon sequences composing the soil cover as a result of different processes effective under the conditions of periglacial environment.

Ungeachtet der unterschiedlichen Akzentuierung von Einzelprozessen besteht bei praktisch allen Autoren Einigkeit darüber, dass für die Entstehung der für die Profildifferenzierung kennzeichnenden Merkmalskombination periglaziäres Milieu vorauszusetzen ist. Unbestätigt blieben dagegen Versuche, die Besonderheiten des durch „Lagen“, „Zonen“ oder „Decken“ charakterisierten Tiefenbereichs (zumindest in Teilen) in seinen Eigenschaften im Vergleich zum unbeeinflussten Untergrund auf glaziäre Vorgänge, d. h. auf Moränen einer angenommenen, aber nicht nachweisbaren Oberflächenvergletscherung der betroffenen Gebiete zurückzuführen (Deckmoräne nach SOLGER, zuletzt 1965; GRIMMEL 1973). Eine solche Flächenvergletscherung müsste, ohne auf jede vorgefundene Reliefdifferenzierung Rücksicht zu nehmen und ohne einen eigenen glaziären Formenschatz zu hinterlassen, u. a. ganz Mitteleuropa mit einem Moränenschleier von annähernd gleichmäßiger Mächtigkeit überzogen haben. Dabei bleibt auch die Verwandt-

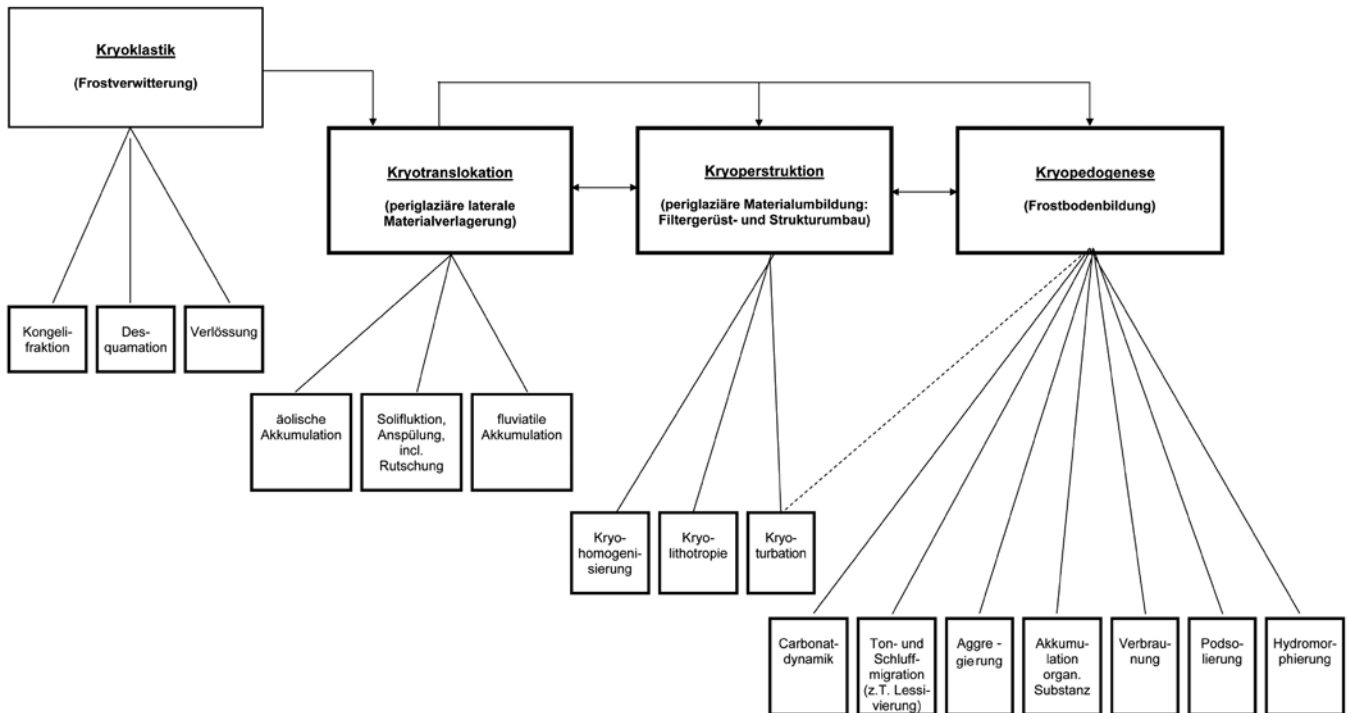


Abb. 2: Zusammenstellung der zur Differenzierung der Bodendecke wirksamen periglaziären Prozesse (in der angelsächsischen Literatur wird die Kryoturbation zur Kryopedogenese gestellt, deshalb hier zusätzlich gestrichelt angegeben).

Fig. 2: Compilation of periglacial processes causing the vertical differentiation of the soil cover. – Comment: As a rule in the English written literature the cryoturbation is included in the Cryopedogenesis.

schaft des Stoffbestandes von „Deckmoräne“ und Untergrund unerklärt.

Die genannten und nachfolgend näher zu charakterisierenden Prozesssysteme (siehe Abb. 2) werden in Abhängigkeit von den jeweiligen standörtlichen Voraussetzungen (Gestein, Relief, Klima u. a.) mit unterschiedlicher Dominanz wirksam. Davon unabhängig haben – ungeachtet der Integration aller dieser Prozesssysteme und der zugehörigen Teilprozesse im resultierenden Profilbild – die beteiligten Komponenten bei unterschiedlichen Autoren in unterschiedlichem Maße Wichtigkeit gefunden. Dieser Umstand erklärt Unterschiede im Ansprachekonzept und in der Deutung der Befunde, die in der Forschungsgeschichte seit dem 19., vor allem aber im 20. Jahrhundert, deutlich zutage treten und bisher einer allgemein akzeptierbaren Befundansprache entgegenstehen.

2.1 Kryoklastik

Kryoklastik (grch. κρύος – Frost, Eis; κλάειν – zerbrechen) umfasst die mechanische Verwitterung unter den begünstigenden Bedingungen von

- Frostwechselklima,
- Vegetationsarmut bis Vegetationsfreiheit der Geländeoberfläche, was wenig oder nicht gebremste Einwirkung von Tieftemperaturen bzw. Temperaturschwankungen sowie Einstrahlung ermöglicht.

Kryoklastik führt einesteiils zu (vermehrter) Block- und Schuttbereitstellung an Festgesteinsoberflächen durch Desquamation (KOWALKOWSKI & BORZYSZKOWSKI 1977; KOWALKOWSKI & KOCOŃ

1998; SEMMEL 1968; u. a.), insbesondere infolge von Kongelifraktion (Absprengung durch Frostwechselprozesse an der Festgesteinsoberfläche), andererseits mit fortschreitender mechanischer Verwitterung vor allem zur massenhaften, gesteinsabhängigen Bereitstellung äolisch verlagerungsfähigen Feinmaterials, insbesondere in den Schlufffraktionen, aber auch in der Tonfraktion. Der letztere Vorgang ist in der russischen Literatur als „oblessowanie“ bekannt (OBRUČEV 1948), was von V. LOŽEK (1965) treffend mit dem Begriff „Verlössung“ verdeutscht wurde (Abb. 2)⁴⁾.

Vorgänge der Frostverwitterung können allerdings auch Fest- und Lockergesteine im periglaziären Milieu soweit verändern, dass auch ohne Materialzufuhr aus näher oder ferner gelegenen Herkunftsräumen eine deutlich erkennbare Vertikaldifferenzierung der Körnung sowie Struktur im Profil entsteht. Im Unterschied zu den durch Kryotranslokation gänzlich oder teilweise von Fremdmaterial bestimmten Fremddecken (allochthone Decken) zeichnen sich derartige Decken durch eine weitgehende Übereinstimmung mit dem ortsbürtigen Gesteinsmaterial aus und werden deshalb als Lokaldecken (autochthone Decken; auch „Eigendecken“ i. S. von SCHWANECKE 1970) bezeichnet.

2.2 Kryotranslokation

Mit dem Begriff Kryotranslokation (Verlagerung von Substanz im periglaziären Milieu; die englische Sprache kennt das Verb *translocate* im Sinne von verlagern) wird einerseits auf

⁴⁾ L. S. BERG (1927) und LIU TUNGSHENG et al. (1985) verstehen allerdings unter „oblessowanie“ oder „loessification“ das biochemische Endstadium der pedogenen Umformung des Lösses unter semi-aridem und aridem Klima.

die kryogene Gravitations-Verlagerung (Gelisolifluktion) von Substanz im kryohumiden Milieu (Wanderung der Solifluktionssloben, Blockströme) und andererseits im kryoariden Milieu auf äolische Verlagerungen verstärkt als Zufuhr zum örtlichen Material Bezug genommen, die dessen stoffliche Zusammensetzung (insbesondere Körnung) in der Regel verändert. Das zugeführte Material ist im Vergleich zu dem vor Einsetzen des Kryotranslokationsprozesses vorhandenen ortsfremd. Das schließt eine Materialzufuhr von benachbarten höheren Hangabschnitten nicht aus. Allerdings spricht SCHWANECKE (1970) nur dann von Fremddecken, wenn deutliche Körnungs- bzw. petrographische Unterschiede vorliegen (z. B. Lössdecken über Buntsandsteinschutt, Basaltschuttdecken über Muschelkalkschutt). Kryotranslokation verläuft horizontal an der Bodenoberfläche und in verschiedenen Richtungen im Verwitterungsmaterial über dem Permafrost.

Das durch Kryotranslokation herbeigeführte Material kann dem ursprünglich vorhandenen hinzugefügt und (besonders durch Kryoperstruktion; siehe Kapitel 2.3) mit diesem vermischt sein. Es ist also in diesem Fall am Folgezustand nur partiell beteiligt (partielle Substratänderung). Bei intensiveren Materialverlagerungen kommt es zur Überdeckung der vor dem Verlagerungsvorgang ausgebildeten Geländeoberfläche mitsamt dem dort zuvor bereits vorhandenem Material. Das Ergebnis ist eine vollständige Überlagerung älteren Materials mit jüngeren Deckschichten. Entsprechend den wechselnden Klima- und Umweltbedingungen auch unter periglaziären Verhältnissen kann sich ein derartiges Geschehen mehrfach wiederholen. Unterschiede im Detail können auch eine durchaus unterschiedliche lithologische Ausprägung aufeinander folgender Decken bewirken, die überdies in durchaus unterschiedlichem Maße durch Kryoperstruktion und Kryopedogenese überprägt wurden. Gleichartige Abläufe des Milieuwandels in unterschiedlichen Regionen, Höhenstufen bzw. Faziesbereichen können zu vergleichbaren Profilgliederungen der Deckenabfolgen führen (KOWALKOWSKI 2004).

Vegetationsarme Liefergebiete begünstigen insbesondere Umlagerungen durch Verwehung sowie Abspülung in Abhängigkeit vom Feuchtezustand des Verwitterungsmaterials. Als wesentliche Ursachen der Kryotranslokationsprozesse kommen in Betracht:

- laterale Materialumlagerungen durch äolische Aus- und Anwehungen (Schluff- bzw. Sandzufuhr) (DÜCKER 1934, 1954; FIEDLER, ALTERMANN & NEBE 1963; SEMMEL 1964, 2006; NEUMEISTER 1971; SCHMIDT 1971; ALTERMANN & FIEDLER 1972; KOWALKOWSKI 1973; MAUS & STAHR 1977; THALHEIM & FIEDLER 1990; ALTERMANN & WÜNSCHE 1991; ALTERMANN & KÜHN 1995; u. a.);
- laterale Materialverlagerungen in mehr oder weniger geneigten Hanglagen mit verringerter Beteiligung des oberflächigen bzw. subcutanen Wasserabflusses in Gestalt von Solifluktion (ggf. mit Kryoturbationen; SCHULZ 1956; u. a.) bzw. Gelifluktion und Gelisolifluktion (BUSSEMER 1994; KOWALKOWSKI et al. 1981; u. a.);
- laterale Materialverlagerungen in mehr oder weniger geneigten Hanglagen mit Beteiligung des oberflächigen bzw. subcutanen Wasserabflusses in Rutschungen oder Deluvien mit dem Ergebnis von Abrutsch- und Abschwemmmassen sowie (auch im periglaziären Milieu) Kolluvien (besonders in Hangfußlagen).

Bei gefällebegünstigter Materialverlagerung in Hanglagen (Solifluktion, Anspülung, Abspülung und Rutschung) kommt im Wesentlichen Materialzufuhr aus einem nahe gelegenen hangaufwärts befindlichen Herkunftsraum in Frage, während bei äolischen Umlagerungsvorgängen sowohl nahe wie fern gelegene Herkunftsbereiche als Materialliefergebiete wirksam werden können. Der Kryotranslokation gehen vielfach Vorgänge der Materialaufbereitung im Herkunfts- bzw. Liefergebiet voraus (z. B. durch Kryoklastik), die eine wesentliche Voraussetzung für die Verlagerungsfähigkeit des Materials sind.

Im Hinblick auf äolische Schluffumlagerungen ist anzumerken, dass Lokalprägungen von Lössen, wie z. B. „rote“ Löss (in Buntsandsteingebieten) oder sog. weiße Löss (im nordböhmischen Kreidetafeland mit nachbarschaftlich reichlich vorhandenen Plänerkalken) deutlich auf den Anteil (durch Kryoklastik) feinverwitterten äolischen Materials aus einem nahe gelegenen Herkunftsraum hindeuten. Dieser Lokalbezug wird auch granulometrisch durch Untersuchungen von KOWALKOWSKI (2001a) in karbonatfreien äolischen Ablagerungen in den Góry Świętokrzyskie (Heiligkreuz-Gebirge) bestätigt. Allerdings konnte u. a. für den Harz (ALTERMANN 1985, 1990), die Hessischen Mittelgebirge (SEMMEL 2006) sowie das Erzgebirge (THALHEIM 1988) auch ein ferner Antransport äolischen Materials in bestimmten Lockergesteinsdecken schwermineralanalytisch nachgewiesen werden.

Bei der Kennzeichnung von differenzierten, stratigraphisch aufeinander folgenden Decken ist der vielfach unterschiedlich hohe Fremdanteil ein wesentliches Kriterium. Dies zeigt sich einerseits an Unterschieden in Menge und Körnung sowie andererseits in der mineralogisch/petrographischen (insbesondere in der Schwermineral-) Zusammensetzung. In solchen Fremddecken liegt der Auflagerung oder Einarbeitung des Fremdmaterials (u. a. auch Bims) stets eine äolische Sedimentation zugrunde. Decken unterliegen deshalb wie Schichten der stratigraphischen Regel, d. h. die zeitliche Aufeinanderfolge erfolgt von unten nach oben und enthält in dieser Richtung eine relative Chronologie.

Tab. 1: Kennzeichnung des durch Kryotranslokationsprozesse akkumulierten Fremdmaterials.

Tab. 1: Characterization of material removal and accumulation due to process of cryotranslocation under the circumstances of periglacial conditions.

Akkumulation von Fremdmaterial durch Kryotranslokationsprozesse	Symbol nach KA 5 - Substratgenese [] = ergänzt	Symbol nach KOPP & SCHWANECKE (2007) (z. T. ergänzt)
undifferenziert	p ¹⁾	Tp
äolisch	[pa] ²⁾	Ta
äolische oder solifluidale Lössanteile	[pa] oder pfl ³⁾	Taö
solifluidal	pfl ⁴⁾	Tf
Anspülung, Abspülung	pas ⁵⁾	Ts
fluviatil	fp ⁶⁾	Tfp
Abtragungsrückstand aus (ehemals) Hangendem	-	Tr

Fußnoten zur Tabelle 1:

¹⁾ Für undifferenzierte, allgemeine (und übergeordnete) Angabe der periglaziären Genese, ohne Unterscheidung dominierender oder betei-

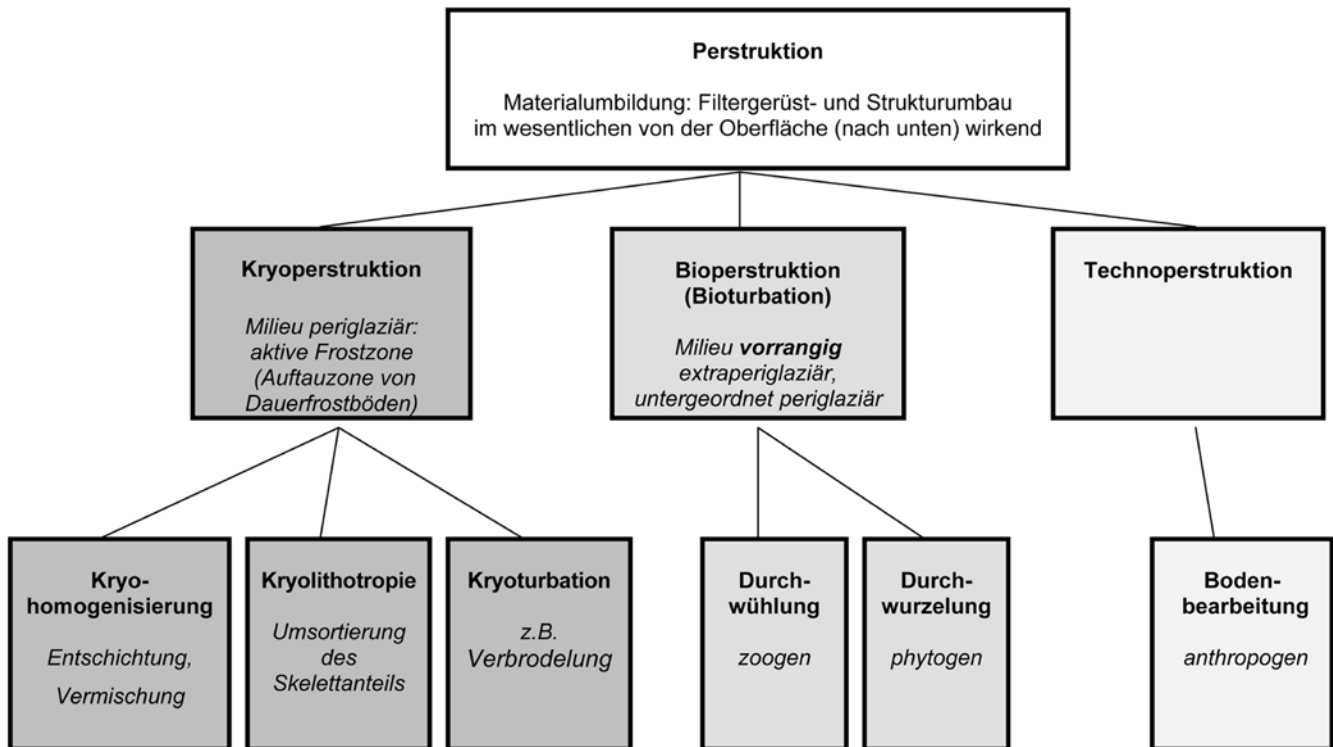


Abb. 3: Teilprozesse der Perstruktion.

Fig. 3: Subprocesses of perstruktion.

ligter Teilprozesse (also auch unter Einschluss der Zufuhr von Fremdmaterial).

²⁾ Für periglaziäre äolische Prozesse (Verwehung von Schluff- und Sandfraktionen) – [nach der KA 5 kann zwischen holozäner und pleistozäner/periglaziärer äolischer Akkumulation nur nach der stratigraphischen Angabe differenziert werden (z. B.: a-ss(Sa-qp) → pleistozäner Flugsand; a-ss(Sa-qh) → holozäner Flugsand), jedoch sollte für periglaziäre äolische Bildungen das Substratgenese-Symbol pa eingeführt werden].

³⁾ Je nach Lössanteil: Löss ohne Beimengungen: pa; Sediment mit Löss als Beimengung: pfl; für Löss-Beimengungen ist die Angabe der Anteile z. B. folgendermaßen möglich:

Lo5,^s4 = 50-75 % Lössanteile und 25-<50 % Sandsteine.

Beispiel für die Kennzeichnung der Lössanteile bei der Substratkennzeichnung nach KA 5: pfl-nlu(Lo5,^s4): Fließschuttllehmschluff (aus 50...75 % Lössanteilen und 25-<50 % Sandsteinen).

⁴⁾ Für Soliflukationsprozesse.

⁵⁾ Für Abspül-/Abschwemmprozesse (Deluvium).

⁶⁾ Für fluviatile Prozesse (auch im Periglazialraum).

Die formale Kennzeichnung der am Profilaufbau beteiligten Kryotranslokationsprozesse kann der KA 5 (S. 137) folgend durch die Symbole für die Substratgenese ausgedrückt werden. Neuerdings liegen von KOPP & SCHWANECKE (2007) weitere Symbolvorschläge vor. Diese sind in der Tabelle 1 zusammengestellt und mit den Symbolen der KA 5 parallelisiert (Tab. 1).

2.3 Kryoperstruktion

Der Begriff Perstruktion (von lat. perstruere – umgestalten, umbzw. verbauen) wurde im bodenkundlichen Schrifttum zuerst durch KOPP (1969: 24 sowie 37 ff; vergl. auch JÄGER 1979) eingeführt. Damit sollen Veränderungen der Gefügeeigenschaften

(Struktur und Textur) in einem oberflächennahen Tiefenbereich von einigen Dezimetern unter Gelände im Gefolge von Prozessen beschrieben werden, die nicht zur Bodenbildung im traditionellen Sinne zu zählen sind (vergl. dazu auch EHWALD 1978, 1980a, 1987). Der Begriff „Perstruktion“ wurde durch KUŹNICKI et al. bereits 1970 in das polnische Fachschrifttum übernommen und auch für dessen Übertragung in das englische „perstruction“ verwendet. Zum Prozess der Perstruktion wurde von KOPP (1969) bereits darauf hingewiesen, dass Windauf- und -abtrag – also Translokationsprozesse – bei der Perstruktion mehr oder weniger beteiligt waren. Die kryogene Perstruktion ist nach MAKEEV (1975), GUGALINSKAJA (1982) und KOWALKOWSKI (2004) ein Prozess der kaltklimatischen Zonen mit Permafrost im Untergrund. Unter Kryoperstruktion wird dabei der vorwiegend post- und/oder synsedimentär von der Bodenoberfläche her in der Auftauzone erfolgte Filtergerüst- und Strukturumbau verstanden, welcher letztlich teilweise sogar zu einer Entschichtung und Durchmischung (Homogenisierung) geführt hat. Mit dem Filtergerüst wird im Sinne von PALLMANN (zit. bei LAATSCH 1957: 193) die nicht perkulationsfähige poröse feste Bodenmasse erfasst.

Der als Perstruktion bezeichnete Umbau der ursprünglichen lithogenen Sedimentstruktur ist milieuhängig und lässt sich differenzieren (siehe Abb. 3). Bioperstruktion aus verschiedenen Ursachen kennzeichnet vorzugsweise – wenn auch nicht ausschließlich – das extraperiglaziäre Milieu. Dieser Prozess entspricht weitgehend der Bioturbation. Die Technoperstruktion ist auf direkte menschliche Einwirkungen (Bodenbearbeitung, Bodenmelioration usw.) zurückzuführen. Die Kryoperstruktion findet dagegen nur unter periglaziären Verhältnissen statt. Im Periglazialraum kommt das nach Zonen gegliederte Perstruktionsprofil im Sinne von KOPP (1969, 1970a, b) zu seiner

typischen Ausprägung. Als Teilprozesse der Kryoperstruktion gelten:

- **Kryohomogenisierung** (nach SOKOLOV et al. 1980) führt zur völligen Auflösung der primären (Schicht-)Strukturen und Materialvermischung im Tiefenbereich der Auftauzone von Permafrostböden, vorrangig durch Hydratation. SCHENK (1955: 176-177) führt dazu aus: „Sobald eine stauende Schicht im Boden vorhanden ist, reichert sich in ihr Wasser an. Demzufolge bekommen die Bodenteilchen in diesem Wasserhorizont einen Auftriebseffekt. Je näher sie der Oberfläche liegen, desto besser kann er sich auswirken. Die Folge ist eine Verringerung der Widerstände, die einer Hydratation der Bodenteilchen durch Schichtlastdruck, Packung usw. entgegenstehen. ...Dieser Umstand ist es, der den lehmigen aktiven Strukturen den Charakter der Suspension verleiht.“ Der Prozess der Kryohomogenisierung wurde von KOWALKOWSKI (2006) sowie von ALTERMANN, JÄGER, KOPP, KOWALKOWSKI, KÜHN & SCHWANECKE (2007) noch als „Destratifikation“ ausgewiesen.
- **Kryolithotropie** (grch.: κρύος – Frost, Eis; λίθος – Stein, Fels; τροπή – Wechsel, Veränderung, Umkehr) kennzeichnet die Umsortierung des Steinanteils durch Vertikalbewegungen in der Auftauzone (active layer) von Dauerfrostböden. Als Ursache kommen sowohl Frosthebung (vergl. SCHENK 1955: 181-182) als auch „Einsinken“ der Steine im wassergesättigten Feinbodenmaterial der sommerlichen Auftauzone in Betracht (KOPP 1969: 47-48; KÖSEL 1996: 58). Ein herausragendes Merkmal der Kryolithotropie ist eine Steinanreicherung wenige Dezimeter – in der Regel 2...6 dm – unter Geländeoberfläche. Darüber hinaus wurde gelegentlich auch eine größen-, schwere- bzw. mengenmäßige Tiefensortierung des gesamten Steingehalts in den oberen Profildezimetern beobachtet.
- **Kryoturbation** (SCHENK 1955) führt im Bereich der Auftauzone zu engräumigen Verbrodelungen und Verwürgungen sowie zumindest partiell zur Vermengung von durch Translokation akkumuliertem Material mit bereits zuvor vorhandenem. Im angelsächsischen Schrifttum wird die Kryoturbation allerdings zur Kryopedogenese gestellt.

Somit wird unter Kryoperstruktion die Entschichtung von Feinmaterial, die Tiefensortierung von Grobmaterial (Filtergerüstumbau) und letztlich die Homogenisierung des Gesamtsubstrats (einschließlich der Nivellierung der Mächtigkeit) – unter Einbeziehung von allochthonem Material (s. o.) – verstanden, die eng mit der kryopedogenen Erstüberprägung im oberflächennahen Tiefenbereich der periglaziären Auftauzone verknüpft ist. Die genannten Teilprozesse der Kryoperstruktion können – relief- und gesteinsabhängig – mit unterschiedlichen Anteilen und Intensitäten sowie zu verschiedenen Zeiten am Gesamtprozess bei der Bildung des Substratprofils beteiligt gewesen sein. Nach Beobachtungen von HALLETT et al. (1988, zit. bei FRENCH 1996) auf Spitzbergen findet in der Auftauzone eine von der Körnung abhängige Umsortierung statt. DIEMANN (1977) schloss mit dem Prozess der Kongelitturbation bei der Deckenbildung die gesamte Destruktion des Sedimentverbandes ein.

Parallel zur Kryoperstruktion kommt es gleichzeitig durch Kryotranslokation zur Akkumulation äolischen Materials, das in der Auftauzone praktisch sofort in das Zusammenspiel der vorerwähnten Prozesse einbezogen wird. Auf bewegtem Relief (auch Mikrorelief) kommt außerdem die Möglichkeit lateraler Materialzufuhr durch Aufspülung/Auftrag („Anspülung“) sowie

über Dauerfrost durch Solifluktion hinzu. Diese Prozesse führen kontinuierlich oder diskontinuierlich zur Einarbeitung neuen Materials. Kryoperstruktion mit ihren Teilprozessen kann dabei synsedimentär oder auch im Wechsel mit sedimentär dominierten Zeiträumen der Oberflächenprägung stattfinden.

KOPP (a. a. O.) differenziert Zonen als Ergebnis anthropogener, biogener und kryogener Perstruktions-Einwirkungen auf eine ehemalige oder noch bestehende Geländeoberfläche durch die folgenden griechischen Buchstaben:

- α **anthropogen** (einschließlich technogen) für Folgen menschlicher Tätigkeiten und Eingriffe (z. B. pflügen),
- β **biogen** für die Folgen der Aktivitäten von Organismen im Boden (z. B. in holozänen Substraten; phytogen: Durchwurzelung; zoogen: Aktivitäten von Bodentieren),
- γ, δ, ε, ζ **kryogen** für periglaziäre Materialumbildung: Filtergerüstumbau, Strukturumbau im Gefolge (boden) hydrologischer Besonderheiten im Bereich der sommerlichen Auftauzone über Dauerfrostboden im periglaziären Milieu,
- η für von den Perstruktionsprozessen unbeeinflusstes oder kaum beeinflusstes Lockergestein im Untergrund.

Auch KOWALKOWSKI (2004) differenziert die Perstruktion konsequent nach der Dominanz der gleichen Wirkungsfaktoren. Vor allem die Gefügeumgestaltungen im Zuge der Kryoperstruktion bewirken in Abhängigkeit vom Wechsel unterschiedlicher Porenfüllungen mit Wasser, Eis oder auch Luft in unterschiedlichen Tiefenbereichen spezifische Zonenabfolgen (Perstruktionsserien) im Bodenprofil (KOPP 1969). Sie werden prinzipiell zunächst unabhängig von der Profilgliederung nach Bodenhorizonten im Ergebnis parallel abgelaufener oder nachfolgender Bodenbildungsprozesse erfasst. Das schließt nicht aus, dass sich die Begrenzungen von Kryoperstruktionszonen an Schichtgrenzen anlehnen, oder dass die Begrenzung von Bodenhorizonten derjenigen von Perstruktionszonen folgt. Vielmehr ist beides häufig der Fall, ohne indes obligatorisch zu sein.

Teilprozesse der Kryoperstruktion sind in der Definition der Lagen im Sinne der DBG (ARBEITSKREIS FÜR BODENSYSTEMATIK DER DBG 1998) zwar nicht explizit genannt, werden jedoch durch die Ausweisung „gelimixtiver Prozesse“ zumindest teilweise lagenbildend mit einbezogen. Auch mit dem Begriff „Solimixtion“ (SEMEL 1968; ARBEITSKREIS FÜR BODENSYSTEMATIK DER DBG 1987; KA 5) werden zumindest einige der oben genannten Teilprozesse der Kryoperstruktion bei der Bildung der Deckschichten/Lagen ausgedrückt. Jedoch ist nur mit den erstmalig herausgearbeiteten verschiedenen Teilprozessen der Kryoperstruktion die für bestimmte Lagen-/Zonenglieder typische weitgehend reliefunabhängige Gleichmächtigkeit und Umsortierung von Bodenskelett sowie Substanzhomogenisierung erklärbar.

Die verschiedenen Teilprozesse der Kryoperstruktion (gemäß Abb. 2 und 3) sind gegenwärtig durch die Substratgenese nach KA 5 nicht ausdrückbar. Lediglich für den Teilprozess „Kryoturbation“ ist das Substratgenesesymbol „pky“ vorgesehen. In der Ansprache der Substratgenese sollten aber zukünftig alle Kryoperstruktionsprozesse und nicht nur die Kryoturbation berücksichtigt werden. Es wird deshalb vorgeschlagen, für die Kartieranleitung in der Substratgenese-Gruppe „periglaziär“

die Untergruppe „kryoperstruktiv“ (Symbol: pky) als Gesamtausdruck für die Kryoperstruktionsprozesse statt „kryoturbat“ für nur einen Teilprozess auszuweisen.

2.4 Kryopedogenese

Pedogene Erscheinungen (Bodenhorizonte und pedogene Merkmale) sind überwiegend bereits im periglaziären Milieu angelegt bzw. entstanden, und das periglaziäre Milieu war für die Ausbildung und Eigenschaften unserer Böden von entscheidender Bedeutung. Für das polnische Tiefland wurden kryopedologische Prozesse bereits 1973 in der Polnischen Bodenkundlichen Gesellschaft diskutiert (KOWALKOWSKI 1973). Ziel muss es dabei sein, die Indikatoren der kryogenen Bodenbildungsprozesse herauszuarbeiten und diese von den nicht kryogen bedingten (z. B. biogen bzw. anthropogen) abzutrennen. In der Abb. 2 sind wesentliche kryopedogenetische Prozesse, die auch im periglaziären Milieu das Substrat geprägt haben können, aufgelistet: Carbonatdynamik (Entkalkung, Aufkalkung), Ton- und Schluffmigration (Lessivierung), Aggregierung (Aggregatabildung), Akkumulation organischer Substanz, Verbraunung, Podsolierung, Hydromorphierung (Vergleyung und Pseudovergleyung). Im Folgenden werden die genannten Prozesse kurz charakterisiert, eine umfassende Darstellung muss jedoch der jeweils angegebenen Literatur vorbehalten bleiben (siehe auch KIMBLE & AHRENS 1994).

2.4.1 Carbonatdynamik (Entkalkung, Aufkalkung)

Die Carbonatdynamik in den periglaziären kaltklimatischen Feucht- bis Trockenzone hängt von der Tiefe des undurchlässigen Permafrostes, von der Intensität der Ausfällungsprozesse und der Bildung leichtlöslicher Huminsäuren sowie der biologischen Aktivität ab (KARAWAJEWA & TARGULJAN 1960; KOPP 1965; KOWALKOWSKI 1973, 1979, 1983; KOWALKOWSKI & BORZYSZKOWSKI 1974, 1985; KARTE 1979; MANIKOWSKA 1999). Die Entkalkung und die darauf folgende irreversible Entbasung sind mit starker bis extremer Versauerung des Bodenprofils – unabhängig von der Durchlässigkeit des Substrats in der Auftauzone – verbunden. Entkalkung und Entbasung finden in warmfeuchten Perioden durch seitlich abfließendes Bodenwasser intensiv, jedoch verlangsamt in kalten Perioden mit nur geringem seitlichen Wasserabfluss statt. Der überwiegende Teil der ausgewaschenen Carbonate (z. B. in kryopedogen gebildeten Braunerden) reichert sich über dem Permafrost konkretionär an, in (Kryo-)Gleyen werden diese dagegen auch unter dem Druck des Gefrierens von der Bodenoberfläche her seitlich in wässriger Bodenlösung abgeführt.

Die kryochemisch bedingte Aufkalkung ist für semiaride bis aride kalte Klimaverhältnisse mit aufsteigendem Wasserstrom in der Auftauzone charakteristisch. Zur Ausfällung von Kalzitmineralen kommt es durch kapillaren Aufstieg und Verdunstung aus dem zeitweise stagnierenden und stark mit Carbonaten gesättigtem Wasser über dem (auftauenden) Permafrost. Diese Ausfällungen sind als weißliche Krusten in oberflächennahen Bodenhorizonten oder an Pflanzen zu finden.

2.4.2 Ton-(und Feinschluff-)migration

Die Lessivierung mit deren Vorstufen ist sowohl ein kryogener (periglaziärer) als auch ein temperater Prozess. Von KÜHN (2003) konnten mehrere kalt- und warmklimatische Lessivierungsphasen nachgewiesen werden. Der in periglaziärem Milieu stattfindende Prozess ist auf die Wasserbewegung zur Kältefront hin (Eislinsen, Eisschlieren, Eiskeile) zurückzuführen.

Die schnell verlaufende kryogene Ton- und Feinschluffmigration bedingt Verarmungen dieser Fraktionen im Inneren der Bodenaggregate und Anreicherungen an deren Wänden. Im porenreichen losen Material ist dies vom Temperaturgefälle abhängig. Netze kryogener Aggregat- und Spaltenstrukturen im Übergangsbereich zwischen A(e)l-⁵⁾ und Bt-Horizonten sowie in den Bt-Horizonten und an deren Untergrenze deuten auf Ton- und Feinschluffmigration sowohl in entkalktem wie auch in kalkhaltigem Material hin. Verlagerte Ton- und Schlufffraktionen können außerdem an den oberen Außenflächen des Bodenskeletts verdichtete Tonhauben bilden, die von LIEBEROTH, KOPP & SCHWANECKE (1991) als Tonhäubchenhorizont (By-Horizont) ausgewiesen wurden.

Als Folge des periglaziären Milieus wird auch der über dem Permafrost gebildete Fragipan-Horizont gedeutet, der sich durch stark kompaktes Säulen- und Bröckelgefüge auszeichnet (FITZPATRICK 1956, 1974; VAN VLIET-LANOË & LANGOHR 1981; GUGALINSKAJA 1982; MANIKOWSKA 1999; KÜHN 2003; u. a.). Nach den genannten Autoren ist durch zyklisch wachsende, schrumpfende und tauende Eislinsen und Eislamellen ein Netz von Mikrospalten entstanden, in denen das Bodenplasma in Richtung zum Hangenden des Permafrostes gewandert ist.

Die A(e)l-Bt-Horizontabfolge⁵⁾ unterhalb eines Bv-Horizonts ist in der Regel koinzident mit den periglaziären Übergangszonen (ε-Zone: A(e)l-Horizont⁵⁾; ζ-Zone: Bt-Horizont). Bei einer unter temperaten Bedingungen erfolgten Lessivierung fehlt jedoch diese Koinzidenz (HARTWICH, JÄGER & KOPP 1975: 635-637).

2.4.3 Aggregierung

Strukturformen kryomorpher Herkunft wurden schon von KACZINSKIJ (1927), RODE (1955) und GUGALINSKAJA (1982) postuliert. Sie unterscheiden:

- kryogenes Massivgefüge: Zementierung des Bodenmaterials durch Eis beim Gefrierprozess ohne Wasserperkolation, also insbesondere beim schnellen Gefrieren und/oder bei geringer Durchfeuchtung;
- kryogenes Schichtgefüge: entsteht bei langsamem Gefrieren im feinkörnigen Boden, so dass sich waagerechte Eisplatten und Eislinsen und ein blättriges Gefüge bilden;
- Netzgefüge, charakteristisch für feinkörnige Böden. Hier dringt das Wasser zu den wachsenden Eislinsen. Bei Austrocknung kommt es zur Absackung des Bodenmaterials, und es entsteht ein Spannungsdruck mit der Bildung netzartiger Spalten und Zellen.

Als Folge der kryogenen Aggregierung wurde u. a. die primäre lithogene Schichtung mehr oder weniger aufgelöst.

2.4.4 Akkumulation organischer Substanz

Nach WOŁOBUJEW (1963) nimmt beim Übergang vom warmen zum kalten Klima die Akkumulation der organischen Substanz zu. Tiefes Durchfrieren und saisonal spätes Auftauen über Permafrost verursachen durch kurzzeitige Veränderungen der mi-

⁵⁾ Nach der KA 5 werden die Eluvialhorizonte immer noch zu den Oberbodenhorizonten A-Horizonten gestellt. Dazu gehören sowohl die „mit organischer Substanz akkumulierten“ als auch die „an mineralischer Substanz und/oder an Humus verarmten“ A-Horizonte (KA 5: 92). Leider wurde der Symbolisierung der Eluvialhorizonte als E-Horizonte (Ae = Es, A(e)l = Et) bisher nicht gefolgt. In diesem Beitrag wird zur Vergleichbarkeit die Horizontnomenklatur nach KA 5 angewandt, jedoch bestehen bei der Kennzeichnung der Eluvialhorizonte nach KA 5 erhebliche Bedenken innerhalb des Autorenkollektivs.

krobiologischen Aktivitäten die Akkumulation organischer Substanz. Sie wird durch langfristigen Bodenfrost im Jahresverlauf konserviert. Die Intensität der Akkumulation organischer Substanz und deren Verteilung in der Auftauzone wird von den Feuchteverhältnissen bestimmt (WOLOBUJEV 1963; TARGULJAN 1971; KOWALKOWSKI 1980a; GUNDELWEIN 1998). Die genannten Autoren wiesen nach, dass in Tundren die kryogenen Böden als C-Senke wirken. Bildung, Umsatz und Akkumulation organischer Substanzen sind eindeutig abhängig vom frostmusterbedingten Meso- und Mikrorelief. So erkannten KARAWAJEWA & TARGULJAN (1960), TARGULJAN (1971), KOWALKOWSKI (1980a, 2004) sowie TARNOCAI & BALLARD (1994) für die rezenten Böden der Tundren und Nordtaiga trockene und feuchte Verteilungsbedingungen der organischen Substanz. In gut entwässerten, meistens grobkörnigen Böden mit durchlässigem Permafrost ist die organische Substanz im Bodenprofil durch intensive Homogenisierung infolge frostdynamischer Prozesse in der Auftauzone gleichmäßig verteilt. Meist sind es gelbbraune Fulvosäuren, die im Komplex mit Fe und P auf den Kornoberflächen des Bv-Horizonts direkt über dem Permafrost nachweisbar sind. Die feuchten Verteilungsbedingungen herrschen in der mit Tauwasser gesättigten Auftauzone über verdichtetem Permafrost, meistens in schluff- und tonreichem sowie in sandig-lehmigem, stein- und feinerreichem Material. In diesen Fällen ist der größte Teil der organischen Substanz in der Torfaufgabe gespeichert. Sie kann aber auch durch Solifluktion und Kryoturbationen in den flachen Oberboden eingearbeitet sein. Direkt über dem Permafrost werden mobile Humin- und Fulvosäuren akkumuliert. Diese werden durch wechselnde Gefrier- und Auftauprozesse infolge Dehydratation ausgeflockt und im (makromorphologisch feststellbaren) Kryoiluvialhorizont angereichert (KOWALKOWSKI et al. 1986; KOWALKOWSKI 1990, 2004). Nach GUNDELWEIN (1998) wird diese akkumulierte organische Substanz nur schwach biologisch abgebaut.

2.4.5 Verbraunung

Infolge kryogener Verwitterung der Bodenminerale können beim Wechsel zwischen Gefrieren und Auftauen Silikate zerfallen. Es kommt zur Bildung neuer Tonminerale und zur Verbraunung. Für Braunerden und Braunerde-Fahlerden des Tieflandes konnte KOPP (1969: 57 ff; vergl. auch KOPP & JÄGER 1972 und KOWALKOWSKI 1973) die kryogene Verbraunung durch die Koinzidenz mit der δ -Zone und vor allem durch kryogene Strukturen an der Basis des Verbraunungshorizonts nachweisen. Traditionell wird jedoch in der mitteleuropäischen Bodenkunde für den Prozess der Verbraunung eine warmzeitliche Bodenbildung im extraperiglaziären Milieu mit Laubwald vorausgesetzt (LAATSCH 1957; SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1998: 425, weitere Literatur dazu bei KOPP et al. 1982: 54). Diesem Konzept widersprechen aber chronologisch eindeutig in das Weichsel-Spätglazial datierbare Befunde für Bv-Horizonte aus begrabenen Böden (z. B. JÄGER & KOPP 1969, 1999; GRAMSCH 1969, 1998; SCHLAAK 1998, 1999; MANIKOWSKA 1999). Die Verbraunung als kryogene Bodenbildung im periglaziären Milieu darf nach diesen Befunden jedenfalls als gesichert gelten. Die Frosteinwirkung im periglaziären Milieu führt vor allem durch Kryoklastik zu einer ständigen Verfeinerung der Körnung – von Kryoklastiten über Kryoklastopelite zu Kryopeliten (POLTEW 1966). Auf den Oberflächen der dadurch entstandenen scharfkantigen Mineralsplitter werden beim Gefrieren des Bodenwassers saisonal durch die Koagulation organo-mineralischer Verbindungen Cutane angelagert, die zur Entstehung eines verbrauchten Horizontes Bv (nach Munsell Soil Color Charts: um 7,5YR5/8 bzw. 6/4 und 10YR5/8 bzw. 6/6) unter kalkklimatischen Bedingungen führen.

Diese Bv-Horizonte wurden von KOWALKOWSKI (1977) als „Rosthorizonte“ bezeichnet.

Letztlich folgt daraus, dass dieser Bodenbildungsprozess nicht vorrangig oder ausschließlich mit extraperiglaziärem Milieu warmzeitlicher und insbesondere holozäner Genese verknüpft werden darf. KÜHN, BILLWITZ, BAURIEGEL, KÜHN & ECKELMANN (2006) haben die Verbraunung (und Lessivierung) für das Periglazial nicht ausgeschlossen und für das Holozän nachgewiesen. Für die Verbraunung im periglaziären Milieu hat EHWALD (1978, 1980a, b) eine interessante Erklärung vorgetragen:

„Für die Bildung oberflächennaher Bv-Horizonte ist die Immobilisierung organischer Eisen-(Aluminium-)Komplexe entscheidend. ... Unter periglaziären Bedingungen konnten sich ... wahrscheinlich bei intensiver kryogener Verwitterung, Einwehung von Schluff, ständigem Wechsel reduzierender und oxydierender Bedingungen, geringer Produktion organischer Komplexbildner, zumindest zeitweise gehemmter Versickerung und kryogener Durchmischung eisen- und aluminiumreiche Komplexe anreichern und – vielleicht begünstigt durch winterliches Ausfrieren – Hüllen um Sand- und Schluffkörner bilden.“

Derartige Vorgänge unter kryogenen Bedingungen im periglaziären Milieu können nach EHWALD (a. a. O.) die Voraussetzung dafür geboten haben,

„... dass sich Verbraunungsprozesse auch nach dem Ausklingen periglaziärer Verhältnisse fortsetzen konnten, indem die vorhandenen Eisenhüllen neu gebildete eisenärmere Komplexe adsorbierten. Diese konnten durch biologischen Abbau ihrer organischen Anteile allmählich eisenreicher werden und damit erneut eisenärmere Komplexe anlagern. Ob diese Vorstellung zutrifft, müsste man durch Untersuchungen über das Verhältnis pyrophosphat-, oxalat- und dithionitlöslicher Eisenverbindungen in begrabenen und an den heutigen Oberflächen liegenden Bv-Horizonten zu klären versuchen.“

Diese These stützende Ergebnisse hat BUSSEMER (in BUSSEMER, GARBE & MÜLLER 1997: 27 sowie Fig. 41-42) vorgelegt. Deren parallele Tonmineraluntersuchungen bestätigen darüber hinaus, dass in den Braunerden wenig oder keine pedogenen Tonmineralneubildungen erfolgt sind, dagegen „... erscheint kryogene Verwitterung als Ursache für Kaolinitanreicherungen denkbar“ (a. a. O., S. 34).

2.4.6 Podsolierung

Auch Podsolierung tritt sowohl unter periglaziären Bedingungen mit Dauerfrostboden als auch unter extraperiglaziären Milieuverhältnissen auf. Aus Regionen mit periglaziärem Milieu und entsprechender Vegetation (Tundra, Waldtundra, „nördliche“ Taiga) ist Podsolierung aktuell im nördlichen Eurasien sowie Nordamerika und vielfach in Vergesellschaftung mit Permafrostböden bekannt (TARGULJAN 1971: 127-131; MAZHITOVA 1988; vergl. auch KOWALKOWSKI 1995, 1998; SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1998: 430). In der subantarktischen Tundra und in antarktischen subpolaren und polaren Wüsten haben BLUME et al. (1998) Kryopodsolen mit Permafrost festgestellt. Eine eingehende morphologische und analytische Kennzeichnung dieser Böden im nördlichen Eurasien versuchte TARGULJAN (1971). Danach bestimmen klimatische Gegebenheiten (niedrige Temperaturen, hohe Humidität) zusammen mit verschiedenen geologischen und geomorphologischen Bedingungen die Genese und Verbreitung der Podsole sowohl in Gebieten mit jahreszeitlich bedingtem Bodenfrost als auch im Periglazialraum mit Dauerfrostböden. Die klimatischen Bedingungen

während des Weichsel-Spätglazials mit mehrfachem Wechsel von zeitweiliger Erwärmung und Wiederabkühlung bei diskontinuierlich fortschreitendem Abtauen des Dauerfrostbodens lassen auch in Mitteleuropa den Nachweis von Podsol-Böden aus diesem Zeitraum erwarten, wie sie vor einigen Jahrzehnten aus den östlichen Niederlanden beschrieben und datiert wurden (Usselo-Boden; HIJZELER 1947, 1957; KASSE 1999: 74). Die bisherigen Datierungen mit Hilfe von ^{14}C , Pollenanalyse und archäologischem Fundgut beziehen sich für den Usselo-Boden im Wesentlichen auf das Alleröd-Interstadial und darüber hinaus generell für weichselspätglaziale Podsole auf interstadiale Bildungszeiträume (DE JONG 1967: 366-368; KASSE 1999: 71-75). Nachweise begrabener Podsole aus dem letzten Spätglazial liegen jedoch auch aus anderen Teilen Mitteleuropas vor, so aus dem südwestlichen (Jasieñ: KOWALKOWSKI, NOWACZYK & OKUNIEWSKA-NOWACZYK 1999) und zentralen Polen (MANIKOWSKA 1999), aber auch aus Deutschland (Jüdenberg bei Bitterfeld: JÄGER & KOPP 1999: 132-133).

2.4.7 Hydromorphierung (Vergleyung und Pseudovergleyung)

Vergleyung und Pseudovergleyung als kryogene Prozesse sollten unter Hydromorphierung zusammengefasst werden, da eine Differenzierung im Profil oft nicht sicher möglich ist. Vergleyung setzt durchlässiges Material im Hangenden des Permafrostes voraus, was letztlich zu einem oberflächennahen temporären Grundwasserstockwerk führt. Vergleyungsmerkmale sind beispielsweise häufig in unverwitterten, durchlässigen Lösssubstraten kombiniert mit kryogenen Strukturen zu finden. Eindeutig datierte Beispiele für die Ausbildung eines Gr-Horizonts im Hangenden der ehemaligen Dauerfrostzone während des Weichsel-Spätglazials liegen in Aufschlüssen glazilimnischer und äolischer Sande im nordmitteleuropäischen Jungmoränenland vor. Hier sind zuverlässig Datierungen der Vergleyung möglich, da der Gr-Horizont im Dünenprofil lateral in ehemals tieferer Geländedeposition mit Torfbändern verzahnt, für die als Zeitstellung nach pollenanalytischer Untersuchung das Alleröd-Interstadial nachgewiesen ist. Im polnischen Witów unweit von Łódź (CHMIELEWSKA & WASYLIKOWA 1961) wird diese Datierung bestätigt durch den Nachweis einer endpaläolithischen Besiedlung der Düne im unmittelbaren Hangenden des begrabenen Bodens durch Hütten und Artefakte der Stielspitzenkultur des Witówien sowie durch die ^{14}C -Datierung von Resten verkohlten Holzes aus ehemaligen Herdstellen dieser spätglazialen Siedler mit 10815 BP (GRO 828). Vergleichbar mit den genannten Befunden ist der ebenfalls im Dünengelände gelegene Fundplatz Rissen bei Hamburg mit dem sog. „Rissener Boden“, der durch archäologische Funde (sog. Rissener Gruppe der Federmesserkultur: SCHWABEDISSEN 1954: 85) auch eine analoge Datierung erfährt (SCHWABEDISSEN 1954: 31-39 und besonders S. 33-34 sowie Taf. 104-106). Ebenfalls belegt ist die stratigraphische Verzahnung eines ehemaligen Gr-Horizonts mit einem durch Pollenanalyse dem Alleröd-Interstadial zugewiesenen Torfband in den Beckensanden der Rostocker Heide bei Kleinmüritz (unweit von Graal-Müritz) (vergl. JÄGER & KOPP 1999 sowie SCHULZ 1961).

Kryomorphe Pseudogleymerkmale fanden TARGULJAN (1971) in rezenten Tundren- und Taigaböden mit Permafrostuntergrund und KOWALKOWSKI (1980b, 1981) in subalpinen Tundren- und Wiesenböden. Reliktische und fossile kaltzeitliche Pseudogleymerkmale beschrieben außerdem GUGALINSKAJA (1982), MANIKOWSKA (1999) und KÜHN (2003) für Braunerden, Parabraunerden, Braunerde-Fahlerden und Pseudogleye der ehemals vergletscherten Gebiete Europas. In den periodisch mit

Wasser gefüllten Frostrissen und Frostkeilen wurden an den Porenwänden durch Reduktionsprozesse Eisen- und Manganoxide gelöst, die in das Innere der Gefügeaggregate diffundierten und durch Oxydation ausgefällt wurden. So entstanden durch lokale Umverteilung der gelösten Oxyde gelbbraune bis gelbrote, z. T. schwarzrote Marmorierungen, aber auch Bänder und Konkretionen sowie weißgraue gebleichte Flecken.

3 Bisherige Gliederungskonzepte

3.1 Gliederung nach Zonen

Die „Zonen“ werden für das Tiefland und Mittelgebirge als Ausdruck der unterschiedlich dominanten Bildungsprozesse unterschiedlich benannt und definiert. KOPP (1969: 38) bezeichnet sie für das Tiefland als Perstruktionszonen, die Glieder des periglaziären Perstruktionsprofils (1969: 37) darstellen. Die von KOPP (1969, 1970a, b) ausgewiesenen Perstruktionszonen sowie deren Benennung und Symbolik sind in der Abb. 4 (linke Hälfte) wiedergegeben.

Die Gliederung in verschiedene Perstruktionszonen erfolgt nach bodenkundlich relevanten Strukturunterschieden unabhängig von der sedimentologischen Differenzierung, bei den Umlagerungszonen nach SCHWANECKE (1970, s. u.) erfolgt jedoch deren Verknüpfung z. T. auch mit sedimentär bedingten Substratunterschieden. Die Perstruktionserscheinungen im Sinne von KOPP und SCHWANECKE sind gegenüber dem Ausgangsmaterial erkennbar an dessen Strukturveränderungen und/oder an Strukturdifferenzierungen oberhalb des unveränderten Ausgangsmaterials, was im Wesentlichen durch charakteristische kryogene Strukturen zum Ausdruck kommt. Zum Ausgangsmaterial zählen das im Untergrund noch anstehende und das während der Perstruktionsprozesse durch laterale Zufuhr hinzugekommene Material. Nach KOPP (1970a, b) ist bei dem in vertikaler Richtung wirkenden Grundvorgang der Perstruktion auch laterale Materialverlagerung beteiligt gewesen (Windauf- und -abtrag; Abspülung und Solifluktion i. d. R. an den Hängen).

Nach der in KOPP u. a. (1969) veröffentlichten Fotoserie mit beschreibender Kennzeichnung werden für viele „Perstruktionsprofile“ vertikal wie lateral unterschiedliche Anteile einer äolischen Zufuhr von Schluff und Sand dokumentiert. Das trifft sowohl für die δ -Zone (den „Geschiebedecksand“ als ein Substratgemisch aus Untergrundssubstrat und äolisch antransportiertem Schluff und Sand) als auch z. T. für die ϵ -Zone zu (siehe hierzu auch Kapitel 4.1). Dabei nimmt die ϵ -Zone nicht selten eine Mittelstellung zwischen der δ -Zone und der ζ -Zone ein. Diese Perstruktionszonen weisen daher oft auch Unterschiede in der Körnung auf, die relativ zueinander als Abgrenzungskriterium dienen, obwohl sie nicht danach definiert sind. Die Unterschiede zwischen den Perstruktionszonen sind durch KOPP u. a. (1969: 42) analytisch belegt. Es gibt im Tiefland aber auch Perstruktionszonen, die keine Differenzierung nach der Substratzusammensetzung erkennen lassen.

Fußnoten zu Abb. 4:

- ¹⁾ Nach KOPP (1970a, b) und KOWALKOWSKI (2001b, 2004); KOWALKOWSKI (2001b, 2004) differenziert zusätzlich die ζ-Zone in die wenig veränderte periglaziäre Übergangszone, in die kryoiluvial durch Frostsegerierung und Frostkoagulierung veränderte und in die krypturbar und kryofluvial veränderte Subzone.
- ²⁾ Nach SCHWANECKE (1970).
- ³⁾ Zersatz, Gesteinsverzug, Auflockerung.
- ⁴⁾ Das durch Kryotranslokation akkumulierte Material bildet zusammen mit ortsbürtigem Material das Substratprofil (siehe auch Tabelle 1 mit Beispielen zur Kennzeichnung des Substratprofils, weitere Beispiele bei KOPP & SCHWANECKE 2007).
- ⁵⁾ Weitere Differenzierung der γ-Zone möglich, Differenzierung der ζ-Zone in ζ-Zone 1, ...2, ...3.
- ⁶⁾ Durch kryopedologische Prozesse (vor-)geprägte Horizonte – ohne Übergangshorizonte; hier wird keine spezielle Horizontabfolge wieder gegeben, sondern die für die jeweiligen Tiefenbereiche (Perstruktions-/Umlagerungszonen) dominierenden Bodenhorizonte. Dominierende anhydromorphe Horizonte sind **fett** gedruckt. Ah-Horizonte, außer Ahx der Schwarzerden, sind nicht ausgewiesen.
- ⁷⁾ Die KA 5-Horizontsymbole Ae bzw. A(e)l sollten zukünftig durch Es bzw. Et ersetzt werden (siehe auch entsprechende Textfußnote. ⁵⁾
- ⁸⁾ Im Schwarzerdegebiet vorkommend.
- ⁹⁾ Einschließlich Tonhäubchenhorizont By nach LIEBEROTH, KOPP & SCHWANECKE (1991).
- ¹⁰⁾ Ergänzende Definition der Lagen gemäß Kapitel 6. Für die ausgewiesenen (periglaziären) Segmente wird als synonyme Begriff „Lagen – ergänzt definiert“ vorgeschlagen, da diese gegenüber den Lagen nach KA 4 und KA 5 einen anderen Inhalt haben. Wird statt des Neubegriffs „Segment“ der Begriff „Lage“ weiter verwendet, muss dieser den Zusatz „ergänzt definiert“ erhalten!
- ¹¹⁾ Übergänge zu holozänen Bildungen z. T. undeutlich; ggf. Differenzierung in Obersegment 1, ...2 bzw. Oberlage – neu definiert 1, ...2 usw. nach der Zusammensetzung.
- ¹²⁾ Symbolvorschläge zur Unterscheidung von den Lagensymbolen nach KA 4, KA 5.
- ¹³⁾ „...lage – ergänzt definiert“ als Synonym für „...segment“.
- ¹⁴⁾ Übergangsegment(e) bzw. Übergangslage(n) vom Hauptsegment bzw. Hauptlage – ergänzt definiert – zum nicht beeinflussten Gestein; Zusammenfassung z. B. bei nicht möglicher Differenzierung (z. B. im sandigen Tiefland).
- ¹⁵⁾ Weitere Differenzierung in Mittelsegment oberer Teil bzw. Mittellage oberer Teil und Mittelsegment unterer Teil bzw. Mittellage unterer Teil nach Struktur u./o. kryopedologischen Horizonten; Mittelsegment oberer Teil: meistens Al-, Ael-Horizont; Mittelsegment unterer Teil: meistens Bt-Horizont.
- ¹⁶⁾ Weitere Differenzierung in Basissegment 1, ...2, bzw. Basislage – ergänzt definiert 1...2 nach Zusammensetzung, Struktur, kryopedologischen Horizonten u./o. Altersstellung möglich, z. B. Basissegment/Basislage – ergänzt definiert 1: meistens Tonhäubchenhorizont bzw. Tonbänderhorizont, Basissegment/Basislage – ergänzt definiert 2: meistens Cv- bzw. eIC(c)-Horizont (letzterer bei kalkhaltigem Material).

Darüber hinaus sind meistens die für das Tiefland unterschiedenen Perstruktionszonen nach KOPP mit bestimmten Bodenhorizonten verknüpft, z. B. δ-Zone mit Bv-Horizont bei Braunerden, ε-Zone mit Al bzw. Ael-Horizont (entspricht dem Et-Horizont der TGL 24 300 und der Standorterkundungsanleitung [SEA 95] ⁵⁾), ζ-Zone mit Bt-Horizont bei tondurchschlämmten Böden. Diese Verknüpfung mit den genannten Bodenhorizonten trifft allerdings nur für carbonatfreies Material zu, und für carbonathaltiges Substrat (z. B. Geschiebemergel) weist KOPP bisher keine Perstruktionszonen aus. Nach KOPP (1965) sind offenbar die Bodenhorizonte mehr oder weniger periglaziär vorgeprägt bzw. sogar periglaziär entstanden. Die kryogene Perstruktion ist nach KOPP (1970a, b) durch die Einwirkungen des Bodenfrostes von der Oberfläche her bedingt. Dabei können nach KOPP (1970a, b) die Übergangszonen ε und ζ früher als die δ-Zone, aber auch gleichzeitig mit ihr entstanden sein. HARTWICH (1978) folgt im Wesentlichen dem Konzept von KOPP

(1969, 1970a, b) und weist für sandige anhydromorphe Substrate verschiedene Ausprägungen von Perstruktionsserien aus, die entweder die komplette Abfolge der Zonen (δ-Zone über ε-Zone über ζ-Zone über η-Zone) oder nur einzelne Zonen repräsentieren, wie δ-Zone über ε-Zone über η-Zone bzw. δ-Zone über ζ-Zone über η-Zone bzw. δ-Zone über η-Zone. Bei anhydromorph geprägtem Geschiebemergel im Untergrund dominiert im Hangenden die Normalabfolge mit δ-Zone über ε-Zone über ζ-Zone über η-Zone.

SCHWANECKE (1970) scheidet für das Mittelgebirge und Hügelland Umlagerungszonen aus, die wie bei den von KOPP für das Tiefland entwickelten Perstruktionszonen auf anthropogene, biogene und kryogene Einwirkungen zurückzuführen sind (SEA 1974). Für das Berg- und Hügelland werden hier nur kryogene Umlagerungszonen besprochen, deren Differenzierungen durch komplex einwirkende vertikale (Kryoperstruktion) und laterale (Solifluktion und äolische Materialzufuhr) Prozesse bedingt sind. Da sich nach SCHWANECKE (1970, 1999) die Erscheinungsbilder der Perstruktions- und Umlagerungszonen weitgehend gleichen, wurden beide mit gleichen griechischen Buchstaben benannt, obwohl im Mittelgebirge infolge der unterschiedlichen Einwirkung von Klima und Relief vor allem an Hängen verbreitet die sedimentären Prozesse (Kryotranslokation) bei der Herausbildung der Umlagerungszonen ein wesentlich stärkeres Gewicht hatten als in großen Teilen des Tieflandes. Damit leiten diese Umlagerungszonen von den Perstruktionszonen zu deckenartigen Ausbildungen über. Allerdings werden von SCHWANECKE (1970, 1999) im Vergleich zu KOPP (1969, 1970a, b) abweichende Bezeichnungen verwandt (siehe Abb. 4), da auf den Festgesteinen im Mittelgebirge und Hügelland die γ-Zone, δ-Zone und ζ-Zone als eigenständige Deckzonen angesehen werden. Nur die ε-Zone wird als Übergangsbereich von der δ-Zone zur ζ-Zone gewertet. Auch weist SCHWANECKE im Unterschied zu KOPP kalkhaltige Umlagerungszonen (z. B. ζ-Zone im Muschelkalkgebiet) aus. Die Zufuhr äolischen Materials bei der Bildung von bestimmten Perstruktionszonen ist nach KOPP sowohl für das Tiefland als auch nach SCHWANECKE (1999) für das Mittelgebirge kennzeichnend. Jedoch werden die Merkmale der Umlagerungszonen besonders mit steigenden Anteilen fremden Materials und mit wachsender Mächtigkeit der Decke (besonders aus Löss = Fremddecke nach SCHWANECKE 1970, 1999) immer undeutlicher, da die nachzeichnenden und damit markierenden Skelettanteile zurücktreten. Bei weitgehend fehlendem Fremdmaterial spricht SCHWANECKE (1970, 1999) von Eigendecken, die durch Verwitterung und periglaziäre Umlagerung aus dem Anstehenden mit nur geringem oder sogar fehlendem Anteil von Fremdmaterial entstanden und keine eigenständigen Sedimente, jedoch durch die Umlagerungszonen deutlich untergliedert sind. Fremddecken stellen eigenständige Sedimente dar, in denen die Umlagerungszonen nur undeutlich oder schwer erkennbar sind. Unterschiedliche Substrateigenschaften nach Stratigraphie, Fazies und Lithologie sind nicht Kennzeichen, sondern nur Hilfsmerkmale zur Differenzierung in Umlagerungszonen (SCHWANECKE 1970). In bestimmten Umlagerungszonen sind bevorzugt bestimmte Bodenhorizonte – jeweils in kalkfreiem bzw. entkalktem Material – ausgebildet: so in der γ-Zone Ae-Horizonte ⁵⁾, in der δ-Zone Bv-, Bs-Horizonte, in der ε-Zone A(e)l/Bt-, A(e)l-Horizonte ⁵⁾ und in der ζ-Zone Bt-Horizonte. Nach SCHWANECKE (1970) wurden mit der Bildung der Umlagerungszonen die heute vorliegenden Bodenhorizonte – ähnlich wie im Tiefland – meistens mehr oder weniger vorgeprägt. Das betrifft sowohl die Tonhäubchen-Horizonte als auch die Tonhäubchen-Horizonte, die von LIEBEROTH, KOPP & SCHWANECKE (1991) als By-Horizonte gesondert ausgewiesen wurden. Häufig vorkommende Kombinationen

von Umlagerungszonen fasst SCHWANECKE (1970) zu Umlagerungsserien zusammen, denen bestimmte Bodentypen zugeordnet werden können.

KOWALKOWSKI (1993, 1997) versteht unter dem Perstruktionsprofil Profildifferenzierungen in situ, die durch nachträgliche Veränderungen des Ausgangsmaterials infolge kryo-, bio- und anthropogenen Filtergerüstumbaus bis zu einer Tiefe von 1,5...2,0 m entstanden sind. KOWALKOWSKI (1993, 2001b, 2004) schließt sich im Wesentlichen dem Konzept von KOPP an, jedoch sind nach seiner Auffassung für das Tiefland offenbar die Kenntnisse über die Periglazialphänomene im Liegenden der δ -Zone, insbesondere in der je nach der Wassersättigung kryogen aktiven ζ -Zone, nicht ausreichend, um entsprechend differenzierte Zuordnungen zu ermöglichen. KOWALKOWSKI (1973, 1990, 2004) unterscheidet deshalb im Liegenden der ehemaligen Auftauzone über dem unveränderten Material in der ζ -Zone (= periglaziäre Übergangszone – unterer Teil) folgende Subzonen: die wenig veränderte, die kryoilluvial durch Frostsegregation und Frostkoagulation veränderte sowie die kryofluvial und krypturbat veränderte Subzone. Weitere Unterscheidungsmöglichkeiten ergeben sich durch die Untertlagerung der genannten ζ -Subzonen mit periglaziär entkalkten und perstruierten Geschiebelehm oder Tonsedimenten. Sicher können weitere Detailuntersuchungen, wie sie z. B. von BUSSEMER (1994) vorgelegt wurden, diese Kenntnislücke schließen helfen.

Nach dem bisherigen Konzept der Perstruktionszonen für das Tiefland einerseits und der Umlagerungszonen für das Berg- und Hügelland andererseits wird eine Trennung der Periglazialphänomene nach vorherrschenden reliefabhängigen Prozessen induziert. Letztlich wird dies auch von KOWALKOWSKI (2004) manifestiert, der für das Tiefland Perstruktionszonen nach KOPP ausweist, jedoch für das Mittelgebirge Bodendecken (vornehmlich auf Hanglagen (s. Kapitel 3.2) beschreibt. Die periglaziären Prozesse wirkten im gesamten Periglazialraum – zwar mit unterschiedlicher Intensität – und die Periglazialerscheinungen in der Pedosphäre sind durch das jeweils anstehende Gestein, das Relief und die Höhenlage modifiziert. Nach Regionen differenzierte Ansprachen der Periglazialphänomene erschweren jedoch die notwendige einheitliche Betrachtungsweise, zumal zwischen den einzelnen Landschaften fließende Übergänge der verschiedenen Periglazialerscheinungen kennzeichnend sind.

3.2 Gliederung nach Deckschichten/Decken (siehe auch Abb. 4, linke Hälfte)

Die erste Gliederung der Periglazialdecken wurde von SCHILLING & WIEFEL (1962) vorgenommen. Sie differenzierten die Periglazialbildungen der Mittelgebirge als Basis-, Haupt- und Deckfolge, die ihre wesentliche Prägung durch Frostverwitterung, Hangabspülung, Solifluktion, Kryoturbation und äolische Akkumulation erhielten. Die verschiedenen Folgen wurden in unterschiedliche Abschnitte des Quartärs, besonders der letzten Kaltzeit (Würm, Weichsel), gestellt und als stratigraphische Einheiten verstanden. SCHILLING & WIEFEL (1962) fassten die Folgen als (Deck-)Schichten auf, deren Material periglaziär überprägt wurde. Wegen der chronostratigraphischen Bindung dieser Periglazialerscheinungen wurde diese Nomenklatur von der forstlichen Standortserkundung für das Mittelgebirge und Hügelland der DDR nicht übernommen. Diese Bildungen wurden deshalb in der Forstlichen Standortserkundung der DDR zunächst als Decken bezeichnet. Später hat SCHWANECKE (1970) das Konzept der Umlagerungszonen entwickelt.

Bereits in den 60er Jahren deutet auch SEMMEL die periglazialen Deckschichten als Sedimente, wobei er die gliedernde äolische Fremdkomponente, insbesondere den häufig beobachteten Anteil an Laacher-Allerödbims herausstellte. Er differenzierte in Deck-, Mittel- und Basisschutt (SEMMEL 1964, 1968, 1975). Von der Tharandter Schule erfolgten die Bezeichnungen der Periglazialdecken z. T. in Anlehnung an SEMMEL (1964, 1968), z. T. auch abgewandelt (z. B. HOFMANN & FIEDLER 1986; SCHRÖDER & FIEDLER 1977), oder auch beschreibend als Obere Deckschicht 1, Obere Deckschicht 2, Untere Deckschicht (ROTSCHKE 1974), oder sie wurden als Sedimente (z. B. Basis-sedimente, Mittelsedimente; THALHEIM 1988; THALHEIM & FIEDLER 1990) gekennzeichnet.

Von ALTERMANN, HAASE, LIEBEROTH & RUSKE (1978, unter Bezug auf frühere Arbeiten dieser Autoren) werden die periglaziär bedingten Substratdifferenzierungen in der Pedosphäre als Sedimente gedeutet und für die Deckenglieder verschiedene lithofazielle Ausprägungen ausgewiesen. Decken sind durch die Zusammensetzung, Farbe und Gefüge differenziert. Letztlich werden unter Decken nach ALTERMANN & WÜNSCHE (1991: 7) Bildungen

„... unterschiedlicher Genese und Altersstellung verstanden. Sie sind das Ergebnis von komplizierten Deckenbildungsprozessen unter Beteiligung der Vorgänge Verwitterung (Frostverwitterung, chemische Verwitterung), Umlagerung (Denudation, mechanische Verwitterung, besonders Solifluktion, Abspülung, Kryoturbation), Akkumulation (äolisch, deluvial, fluvial) und Bodenbildung. Der Anteil der genannten Prozesse an der Herausbildung der Decken war im zeitlichen Ablauf unterschiedlich und wurde durch das anstehende Gestein im Liegenden der Decken, das Relief sowie durch die jeweils herrschenden klimatischen Verhältnisse modifiziert.“

Nach der lithostratigraphischen Abfolge wurden die Deckenglieder in die Oberdecke, in die zweigliedrige Hauptdecke – bezeichnet als Mittel- und Zwischendecke – und in die Basisdecke differenziert (ALTERMANN, LIEBEROTH, SCHWANECKE 1988; siehe auch Abb. 4, linke Hälfte). Die jeweiligen Deckenglieder kommen mit unterschiedlichen Substratausbildungen (Fazies) vor. In der Aufeinanderfolge der Deckenglieder im Profil ist ein zeitlicher Substratwechsel dokumentiert. An der Deckenzusammensetzung können unterschiedlich hohe Anteile von ortsbürtigem und fremdem Material beteiligt sein. In den Basisdecken überwiegt der ortsbürtige Anteil. In den Hauptdecken wird mit zunehmender Mächtigkeit der Einfluss ortsfremden äolischen Materials (im Wesentlichen in den Kornfraktionen Feinsand, Grobschluff, Mittelschluff) immer mehr dominierend, während in den Oberdecken der Gebirge meistens wiederum das Material des jeweils in der unmittelbaren Umgebung vorkommenden Gesteins vorherrscht. Dabei wurde zwischen den dominant äolisch geprägten Decken (Treibsand, Decksand, äolisch geprägte Geschiebedecksande, Löss, Sandlöss, Gebirgslöss⁶⁾), im Wesentlichen solifluidal gebildeten Decken (z. B. Sandfließerden, Solifluktionsschütten), den vorwiegend krypturbat entstandenen Decken (Sand-Kryoturbate, Ton-Kryoturbate, Löss-Kryoturbate⁷⁾) sowie den polygenetisch gebildeten [z. B. bestimmten Geschiebedecksanden, außerdem Decklehm, Deckton (zuletzt ALTERMANN & WÜNSCHE 1991)] unterschieden.

⁶⁾ Als Gebirgslöss werden die vorwiegend äolisch akkumulierten Schluffdecken der (Mittel-) Gebirge zusammengefasst, die infolge kryogener Überprägung und örtlicher Umlagerung einen Skeletanteil bis zu 10 Vol.-% aufweisen können.

⁷⁾ „Kryoturbate“ sind dominierend durch Kryoturbation geprägt (vergl. ALTERMANN & WÜNSCHE 1991).

Für das Berg- und Hügelland scheidet KOWALKOWSKI (2001a, 2004) periglaziäre Bodendecken auf Hanglagen (poln.: pokrywa) aus, die nach sedimentologischen und pedologischen Kriterien – durch zahlreiche analytische Befunde belegt – sowie periglaziär bedingten Strukturmerkmalen gegliedert sind. In Annäherung zu den Perstruktionszonen von KOPP (1969, 1970a, b) verwendet KOWALKOWSKI als Symbole für die im Gebirge angetroffenen Profile mit sedimentationsbestimmten Deckenabfolgen auch griechische Buchstaben und folgende Bezeichnungen (siehe auch Abb. 4):

θ – (theta)	periglaziäre obere Bodendecke,
κ – (kappa)	periglaziäre Akkumulations-Bodendecke,
λ – (lambda)	periglaziäre Soliflukts-Bodendecke,
ν – (ny)	periglaziäre Verwitterungs-Bodendecke.

Der sedimentären Komponente wird er also dadurch gerecht, dass er nicht die Symbolfolge „reiner“ Perstruktionszonen nach KOPP nutzt, sondern mit eigenen Symbolen ihre komplexe, sedimentär- und perstruktionsbestimmte Eigenart zum Ausdruck bringt. Perstruktion ist an deren Entstehung beteiligt, aber erst nach der Bildung der Bodendecke dominant. Die im Gebirge und Hügelland dominanten geomorphogenen Prozesse bei der Bildung der Bodendecken bestimmen die Symbolwahl (z. B. λ für Solifluktion, κ für zusätzliche äolische Sedimentation in der akkumulierten deluvialen Bodendecke; siehe auch Kapitel 2.2). Die Parallelisierung der Bodendecken mit anderen Gliederungen hat KOWALKOWSKI (2006) vorgenommen, und sie ist auch in der Abb. 4 (linke Hälfte) dokumentiert.

Im Unterschied zur Schicht ist in der Geologie die Bezeichnung Deckschicht weitgehend Sedimenten vorbehalten, die sich im Quartär häufig durch relativ geringe, großflächig gleich bleibende Mächtigkeit (oft unter 1 m) auszeichnen. Insofern unterstellen Schicht im Allgemeinen und Deckschicht im Besonderen die Ergebnisse der Translokationsprozesse und letztlich nicht die periglaziäre Überprägung im Sinne der Perstruktion. Dagegen wird unter der Decke in der Regel ein häufig bereits überprägtes Sediment („Sediment“ im weitesten Sinne) verstanden, das neben sedimentologischen Merkmalen auch solche der periglaziären Überformung aufweist. In diesem Sinne definierten bereits ALTERMANN & WÜNSCHE (1991) die Decke (einschließlich Bodenbildung in periglaziärem Milieu!). Auch ALTERMANN, LIEBEROTH & SCHWANECKE (1988) sowie KOWALKOWSKI (2001b, 2004) verstehen unter Decken diese komplexen Erscheinungen, letztlich unter Verknüpfung der Sedimentations- und Perstruktionsprozesse. Deckschichten wurden also syn- und/oder postsedimentär zu Decken umgebildet, deren differenzierte Zusammensetzung durch Substrate gekennzeichnet wird. Die Begriffe Deckschichten und Decken sollten nicht synonym verwendet werden.

Auf die vorliegende umfangreiche Literatur zu den periglaziären Deckschichten kann hier nicht im Einzelnen eingegangen werden. Neuerdings hat SAUER (2002) eine umfangreiche Literaturauswertung vorgenommen und mit eigenen Untersuchungen die Deckenkonzeption gestützt.

3.3 Gliederung nach Lagen

Vom Arbeitskreis für Bodensystematik der DBG werden 1998 als „Lagen die im Bereich der Bodenbildung durch gelisolifluidale und -mixtive sowie äolische Prozesse des periglazialen Milieus entstanden oder überprägten Lockergesteinsdecken zusammengefasst und als Schichten im Boden gekennzeichnet“ (ARBEITSKREIS FÜR BODENSYSTEMATIK DER DBG 1998).

In Abhängigkeit vom Paläorelief sowie vom Verbreitungsmuster der anstehenden Gesteine und der äolischen Sedimente ist die stoffliche Zusammensetzung und Lagerungsart der einzelnen Lagen (Körnung, Gesteinskomponenten, Komponenteneinregelung, kryogene Strukturen, Verdichtungen, Verfestigungen und Bodenskelettanreicherungen) vertikal wie lateral differenziert. Gemäß diesem Konzept wird die Vertikalabfolge der Lagen nach dem vermuteten relativen Alter und der stofflichen Zusammensetzung lithostratigraphisch differenziert in Oberlage(n), Hauptlage, Mittellage(n) und in die Basislage(n) als älteste Bildung(en). Diese Gliederung und die für die einzelnen aufeinander folgenden Lagen zusammengestellten Merkmale sind ein Hilfsmittel, um diese trotz unterschiedlichster Ausprägung und Zusammensetzung in den verschiedenen Landschaften zu ordnen und überregional vergleichen zu können (ARBEITSKREIS FÜR BODENSYSTEMATIK DER DBG 1998). Für die Oberlage, Mittellage und Basislage wird eine mögliche Mehrgliedrigkeit angegeben. Die Lagen werden weitgehend nach dem Deckenkonzept („periglaziäre Deckschichten“) gekennzeichnet.

In die Neufassung der Bodenkundlichen Kartieranleitung KA 5 (AD HOC AG BODEN 2005) werden periglaziäre Lagen folgendermaßen definiert und gekennzeichnet:

„Lagen sind im periglazialen Milieu umgebildete (und meist umgelagerte) Substrate der obersten Erdkruste, zum Teil mit äolischen Beimengungen (KA 5:)“ ... „Lagen sind vom liegenden Gestein (Lokalanteil) und in unterschiedlichem Maße von Fremdanteilen (z. B. äolisches Material) geprägt sowie in Abhängigkeit von den paläogeographischen Verhältnissen modifiziert, woraus eine Vielzahl verschiedener Fazies resultiert.“ ... „Demnach ist eine Kennzeichnung in autochthon, parautochthon bzw. allochthon anzustreben.“ ... „Nach genetischen Gesichtspunkten können Lagen als solifluidal bzw. solimixtiv angesprochen werden. Äolische Sedimente werden dann als Lagen bezeichnet, wenn sie von diesen Prozessen überprägt wurden. Solifluidale Lagen ... sind durch periglaziäre Verlagerungsvorgänge (Solifluktion, Abluation) entstandene parautochthone bzw. allochthone Sedimente, in denen solimixtive Prozesse eine untergeordnete Rolle spielen. Solimixtive Lagen ... entstanden durch substratinterne, überwiegend vertikale Materialumlagerungen infolge kryogener Prozesse (Frosthub, Kryoturbation, Sackung) und sind somit immer autochthon (KA 5: 178-180).

Zur Kennzeichnung der periglaziären Lagen wird nach der KA 5 folgende Merkmalsliste herangezogen:

- kryogene Strukturen: Hakenschlagen, Eiskeile, Frostkeile, Kryoturbationen;
- Sedimentmerkmale: Diskordanzen, Lagerungsdichte, Farbe, Sortierung (Steinsohlen, Steinanreicherungen);
- Skelett: Lagerung der Komponenten (Einregelung usw.), qualitative Zusammensetzung, vertikale Abfolge innerhalb der Lage (Zu- oder Abnahme des Skelettanteils), Anteil am Gesamtboden, Unterseite der Komponenten, Umhüllung mit Feinerde;
- Feinboden: Frostblättrigkeit, qualitative Zusammensetzung, Korngröße (Bodenart); vertikale Abfolge innerhalb einer Lage, Fragipan-Effekt.

In der Neufassung der Lagendefinition werden also die Bildungsprozesse Solifluktion, Kryoturbation, Solimixtion und (vorrangig) äolische Sedimentation (von Löss und Flugsand)

mit ihrem großen standortmodifizierenden Einfluss herausgestellt. In den ebenen Reliefbereichen prägten andererseits auch wesentlich die vertikal wirksamen Vorgänge (z. B. Kryoturbation) das Ausgangssubstrat der Bodenbildung. Verschiedene Teilprozesse der Kryoperstruktion (Kryolithotropie, Kryohomogenisierung) sowie die Kryopedogenese (siehe Kapitel 2 und 4.5 sowie Abb. 2) sind in die Lagendefinition nicht eingegangen.

Neuere Untersuchungen über die Genese und Abfolge periglaziärer Lagen (im Sinne der KA 4, KA 5) oder Bodendecken (KOWALKOWSKI 2004) können in diesem Rahmen nicht referiert werden, und deshalb wird lediglich auf einige Arbeiten verwiesen. SAUER (2002), SCHOLTEN (2003) sowie insbesondere KOWALKOWSKI (2004) stellten heraus, dass hinsichtlich Verbreitung und Eigenschaften der periglaziären Lagen bzw. Bodendecken das kalte Klima des periglazialen Milieus, Petrographie des Untergrundgesteins sowie die spätglaziale Exposition, die Hangposition und Hangneigung, die Reliefhöhe und das Wasserregime als entscheidende Steuerfaktoren gelten können. SCHOLTEN (2003) und FRIEDRICH (1996) untersuchten die Gesetzmäßigkeit der räumlichen Verbreitung periglaziärer Lagen. Nach SCHOLTEN (2003) hängt die Verbreitung und Abfolge der periglaziären Lagen im Mittelgebirge in erster Linie vom Relief, der Substrataufbau und die Mächtigkeit der Basislage vom unterlagernden Ausgangsgestein ab. Nach seinen Untersuchungen lassen sich die Verbreitungssystematik, Mächtigkeit, Textur (einschließlich Skelettgehalt) der periglaziären Lagen der Mittelgebirgsstandorte auf der Basis der von ihm abgeleiteten Relationen und Verknüpfungsregeln voraussagen. SCHOLTEN (2003) deutet die Lagenabfolge von Basis-, Mittel- und Hauptlage als das Resultat aus mehrfachem Wechsel zwischen Phasen dominierender Abspülung, Gelisolifluktion und Lössakkumulation.

SEMMEL hat zuletzt 2005 eindrucksvoll die Substratinhomogenitäten durch die Ausbildung verschiedener Solifluktionsdecken in den Mittelgebirgsprofilen dokumentiert, mit Analysendaten untersetzt und nach dem Lagenkonzept gegliedert. Auch für Parabraunerden aus Löss konnte er bereits schon früher eine Schichtgrenze zwischen Al- und Bt-Horizont⁵⁾ nachweisen. Andererseits schließt er neben der periglaziären eine „holozäne (auch anthropogene) Oberlage“ nicht aus. Der Hauptlage schreibt SEMMEL (zuletzt 2002, 2005) ein jungtundrenzeitliches Alter auf Grund des Vorkommens von Alleröd-Bims an der Basis der Hauptlage zu.

Mit dem Lagenkonzept soll lediglich der überregionale Rahmen für die vertikale Gliederung der periglaziär bedingten Substratabfolgen innerhalb der Pedosphäre aufgezeigt werden. Abweichungen der Realprofile in den verschiedenen Bodenlandschaften von den Idealabfolgen der Lagengliederung wurden – ebenso wie die möglichen unscharfen Übergänge zwischen der periglaziären Oberlage zu holozänen Bildungen, die oft durchaus ähnlich der periglaziären Oberlage zusammengesetzt sind – diskutiert und herausgestellt (ARBEITSKREIS FÜR BODENSYSTEMATIK DER DBG 1998) und damit auch diesbezügliche kritische Betrachtungen entkräftet (VÖLKELE 1994; FRÜHAUF 1996). Auch KOPP und SCHWANECKE unterschieden bereits eine periglaziäre γ -Zone von einer holozänen β -Zone. Die früher ausgewiesene „Holozänlage“ (ARBEITSKREIS FÜR BODENSYSTEMATIK DER DBG 1987) ist nicht identisch mit der periglaziären Oberlage. Die generelle Deutung der Oberlage als holozäne Bildung war u. a. nach Geländebefunden aus dem Osthaz (ALTERMANN & RUSKE 1970) nicht haltbar, Übergänge zu ähnlich entwickelten holozänen Bildungen sind jedoch möglich.

Überregional gültige „Identitätsparameter“ für die Lagen gibt es bisher nicht. Generell ist zur Kennzeichnung der Lagen bzw. Zonen auf Grund der faziellen Verschiedenheit trotz überregionaler Bestimmungsmerkmale Regionalkenntnis erforderlich, und eine Ad-hoc-Zuordnung kann immer wieder zu Fehldeutungen führen.

Gegen den Begriff „Lagen“ wurde wiederholt Stellung bezogen (u. a. VÖLKELE 1994). Der Begriff war aber bereits seit 1987 vom ARBEITSKREIS FÜR BODENSYSTEMATIK DER DBG (1987) eingeführt und die Übernahme des Begriffs „Decke“ (also Oberdecke, Hauptdecke usw.) in Anlehnung an ALTERMANN, LIEBEROTH & SCHWANECKE (1988) hatte im Zuge der Nomenklaturangleichung in Deutschland nach 1990 bedauerlicherweise keine Aussicht auf Akzeptanz.

Ein mehr stratigraphisches Verständnis der Abfolge von Profigliedern wird gelegentlich durch eingeschlossene Zeitmarken, wie z. B. archäologisches Fundgut (paläolithische Silexartefakte) bestätigt (SCHÄFER, JÄGER & ALTERMANN 1991).

Eine vergleichende Übersicht zu ausgewählten Gliederungen für die periglaziär bedingten Substratdifferenzierungen in der Pedosphäre vermittelt die Abb. 4 (linke Hälfte; nach ARBEITSKREIS FÜR BODENSYSTEMATIK DER DBG 1998, ergänzt). In der Abb. 5 sind die verschiedenen Gliederungskonzepte prozessbezogen zusammengestellt.

4 Vergleich von Gliederungskonzepten für periglaziär bedingte Profildifferenzierungen ausgewählter Standorte (siehe hierzu die Farbtafeln 1 – 9, jeweils Beschriftungen links neben dem Farbprofil)

Die folgenden Kapitel werden durch Farbtafeln von Bodenprofilen ergänzt und damit eine Auswahl verschiedener Gliederungen dokumentiert (Spalten links vom Farbbild). Außerdem ist der Autorenvorschlag gemäß Kapitel 6 zur integrierten und landschaftsübergreifenden Kennzeichnung und Gliederung der periglaziären Profildifferenzierung rechts vom Farbbild dargestellt.

4.1 Standorte des glaziär bestimmten Tieflandes (siehe hierzu auch die Farbtafeln 1 und 2)

Im Verbreitungsgebiet sandiger Ablagerungen des glaziär bestimmten Tieflandes sind im Boden mehr oder weniger deutliche Profil-(Substrat-)differenzierungen durch eine (oder auch mehrere) Steinanreicherung(en) z. T. auch Steinsohlen, kryogene Erscheinungsbilder, wie Verbrodelungen und Frostkeile, sowie Unterschiede in der lithologischen Zusammensetzung nachweisbar (KOPP 1965, 1970a, b; ALTERMANN & FIEDLER 1972; KOWALKOWSKI et al. 1981; BUSSEMER 1994, u. a.; siehe Farbtafel 1). Dabei ist im Tiefland der bereits vor bald 150 Jahren beschriebene, an der Oberfläche weit verbreitete „Geschiebedecksand“⁸⁾ die am deutlichsten ausgeprägte Erscheinung der substratdifferenzierenden Periglazialphänomene (Farbtafeln 1 und 2). Er stand deshalb bis vor wenigen Jahrzehnten im Mittelpunkt der Betrachtungen, was für die im Liegenden des Geschiebedeck-

⁸⁾ Der Geschiebedecksand wird basal durch die Steinsohle/Steinanreicherung begrenzt. Teilweise wird zusätzlich auch der unmittelbar liegende, 2...4 dm mächtige sandige Bereich (vor allem bei Lehmuntergrund) als Geschiebedecksand ausgewiesen (vergl. Farbtafel 2). Dem kann hier nicht gefolgt werden (s. u.).

sandes vorkommenden Periglazialerscheinungen nicht galt. Erst KOPP (1965, 1970a, b) bezog diesen Tiefenbereich in Befunderfassung und -diskussion ein. Die Ausbildung, die relativ einheitliche Mächtigkeit und die reliefunabhängige Verbreitung des Geschiebedecksandes und seiner lehmig/tonigen Äquivalente waren letztlich der Ausgangspunkt für dessen Deutung als Ergebnis der Perstruktion, wobei das Einsinken von Steinen auf die heutige Tiefenlage von 4...6 dm unter Flur im Zuge des Gefrier-Tau-Prozesses als Alternative zur Überdeckung eines Deflationspflasters erstmals in die Diskussion gebracht wurde (KOPP 1965). So sind perlschnurartige Steinsohlen als Abtragungsrückstände vermutlich schnell mit Material überdeckt worden und in weitgehend ungestörter Lagerung verblieben. Dagegen können mehr oder weniger unregelmäßige Steinanreicherungen sowohl durch Auflösung von Steinsohlen im Zuge der Frosthebung oder durch Einsinken von Steinen entstanden sein. KOPP (1965, 1970a, b) betrachtete den Geschiebedecksand als oberen Teil des Perstruktionsprofils und bezeichnete ihn als „periglaziale Deckzone“. Körnungsunterschiede zwischen periglaziale Deckzone und liegendem Material wurden auch durch KOPP (1965, 1970a, b) belegt und im Wesentlichen auf laterale Materialzufuhr zurückgeführt. So ist die periglaziale Deckzone nach KOPP in der Regel aus einem Gemisch des Liegendsubstrats mit äolisch antransportierten Schluff durch den die δ -Zone prägenden Perstruktionsprozess entstanden. DIEMANN (1977) deutet den Geschiebedecksand des Jungmoränengebietes im gleichen Sinne als eine parautochthone Bildung.

Für das Lössrand- und Altmoränengebiet wurden durch ALTERMANN & FIEDLER (1972) die vorkommenden Deckschichten als Decksedimente gedeutet, die sich mehr oder weniger deutlich in der Körnung vom Liegenden unterscheiden und durch äolische sowie syn- und/oder postsedimentäre kryogene und solifluidale Prozesse entstanden. Durch Körnungs- und Mineralanalysen konnte von den letztgenannten Autoren nachgewiesen werden, dass Mittelsand, z. T. auch Feinsand und gröbere Fraktionen nur kurzen Transportwegen unterlagen, weitgehend den jeweils anstehenden Sedimenten entstammen und so den Lokalanteil in den Decken bilden. Dagegen wurden Grobschluff und z. T. auch Feinsand als Fremddanteil von weiter hertransportiert. Innerhalb der „Geschiebedecksandzone“ sind die mächtigen Sanddecken nach Körnung und Kornsartierung den Flugsanden ähnlich, so dass die Ausprägung (Flugsand oder Geschiebedecksand) von der Menge bzw. Mächtigkeit des äolisch akkumulierten Sandes abhing. Die geringer mächtigen Decken (4...6 dm) sind durch die verstärkte Einbeziehung des liegenden, mehr oder weniger skeletthaltigen Materials in den Wirkungsbereich der Frostwechselvorgänge in ihrer ursprünglichen Zusammensetzung, besonders hinsichtlich des Skeletanteils, verändert worden (ALTERMANN & FIEDLER 1972).

Der Geschiebedecksand (bzw. die periglaziale Deckzone) entspricht nach der traditionellen Lagengliederung (vergl. KA 4, KA 5) der Hauptlage. Zwischen den verschiedenen Gliederungskonzepten besteht hier Koinkidenz. Das trifft für die liegenden sandigen Substrate allerdings nicht oder nur zum Teil zu (siehe Farbtafel 1, Beschriftungen links neben dem Farbprofil). Die Perstruktionszonen ε und ζ werden im Wesentlichen nach Ausbildung von Bodenhorizonten und Strukturen im Sandsubstrat differenziert. Eine Zuordnung nach Lagen (gemäß KA 4, KA 5) ist nur sicher, wenn dieser Bereich Unterschiede in der Sandzusammensetzung aufweist. Für die genannten Sandstandorte ist also unterhalb der Hauptlage (nach KA 5) bzw. der δ -Zone (nach KOPP a. a. O.) keine eindeutige Parallelisierung der Perstruktionszonen mit den Lagen nach KA 4, KA 5 möglich.

Bei Lehmuntergrund (siehe Farbtafel 2) im Liegenden der Hauptlage (Geschiebedecksand bzw. periglaziale Deckzone; basal mit Steinanreicherung/Steinsohle begrenzt⁹⁾) wird der Lehmkörper zur Basislage gestellt, und die Mittellage repräsentiert den häufig vorkommenden, mehr oder weniger sandigen, 2...3 (5) dm mächtigen Zwischenbereich vom Geschiebedecksand zum Lehmkörper. Nach der Differenzierung in Perstruktionszonen gehört der genannte sandige Zwischenbereich zur ε -Zone und der Lehmkörper zur ζ -Zone. Hier ist also eine Koinkidenz zwischen der Ansprache nach Perstruktionszonen und Lagen nach KA 4, KA 5 gegeben.

Im Verbreitungsgebiet von meistens glaziär überprägtem oder als Lokalmoräne verlagertem Rupelton im Altmoränengebiet lässt sich auch eine deutliche vertikale Substratdifferenzierung nachweisen, und die hier verbreiteten Oberflächensubstrate wurden als lithofazielle Analogien des Geschiebedecksandes aufgefasst und mit den Arbeitsbegriffen Decklehm bzw. Deckton bezeichnet (ALTERMANN 1970). Bei diesen genannten Decken besteht nur zwischen der Hauptlage (nach KA 4, KA 5) und der δ -Zone Koinkidenz.

4.2 Sandlössstandorte (siehe hierzu auch die Farbtafeln 3 und 4)

Die sowohl am nördlichen Lössrand als auch im Tiefland sowie im Buntsandstein-Hügelland (inselartig) vorkommenden Sandlössdecken verzahnen sich mit den bereits gekennzeichneten Periglazialphänomenen des Tieflandes und auch mit denen im Mittelgebirge und Hügelland. Aufbau und Zusammensetzung der einzelnen Zonen- bzw. Lagenglieder sind dabei von der primären Mächtigkeit dieser äolischen Bildungen abhängig. Im Regelfall sind die über 6 dm mächtigen Sandlösser deutlich zweigeteilt in einen schluff- und tonärmeren oberen und einen schluff- und tonreicheren, mit Frostkeilen durchsetzten unteren Teil (siehe Farbtafel 3). Für die Sandlösser unterhalb dieser Mächtigkeitsgrenze (siehe Farbtafel 4) trifft das im Allgemeinen nicht zu (ROESCHMANN 1963; FIEDLER & ALTERMANN 1964; KOWALKOWSKI 1966; ALTERMANN & FIEDLER 1972, 1978). In den Sandlössgebieten sind die Steinsohlen bzw. Steinanreicherungen mit zahlreichen Windkantern an der Basis der unterschiedlich mächtigen äolischen Decken häufig sehr deutlich ausgebildet.

Die Sandlössdecken innerhalb des Altmoränengebiets lassen nach ALTERMANN & FIEDLER (1978) in der Zusammensetzung der Sandkomponente (Mittel- und Grobsandanteile) und des Bodenskeletts deutliche Beziehungen zu deren Liegendsedimenten erkennen. Die Hauptlage nach KA 4, KA 5 beschränkt sich auf den ton- und schluffärmeren oberen (meist sichtbar verbraunten) Teil der mächtigeren Sandlössdecken, und die Koinkidenz der Hauptlage mit der δ -Zone ist bei diesen Standorten unstrittig. Der untere, ton- und schluffreichere Bereich der mächtigen Sandlössdecken zählt zur Mittellage, wird jedoch nach der Zonengliederung in die ε - (Al bzw. Ael-Horizont⁵⁾) und ζ -Zone (Bt-Horizont) differenziert. Die Lagengliederung (nach KA 4, KA 5) folgt somit bei diesen Standorten der durch Körnungsunterschiede und mineralogische Differenzierung nachgewiesenen Zweiteilung der mächtigen Sandlössdecken (ALTERMANN & FIEDLER 1972, 1978), die Zonengliederung differenziert den Bereich der Mittellage nach KA 4, KA 5 im Wesentlichen nach Horizont- und Strukturunterschieden. Koinkidenz besteht also nur zwischen der Hauptlage nach KA 4, KA 5 und der δ -Zone (siehe Farbtafel 3, Beschriftungen links neben dem Farbprofil).

Die Lagenabfolge (nach KA 4, KA 5) der geringmächtigen Sandlössdecken (siehe Farbtafel 4, Beschriftungen links ne-

ben dem Farbprofil) weicht jedoch von der dargelegten ab. Bei den geringmächtigen Sandlössen fehlt entweder die Mittellage (nach KA 4, KA 5) in der Sandlössdecke (erodiert oder in der Hauptlage aufgegangen), oder sie befindet sich im liegenden Sand- oder Lehmsubstrat, wofür es aber hier keine Anhaltspunkte gibt. Eine ε -Zone wird nach der Zonengliederung ebenfalls nicht ausgewiesen. Im dargestellten Profilbeispiel besteht also Koinzidenz zwischen Hauptlage (nach KA 4, KA 5) und δ -Zone sowie zwischen Basislage (nach KA 4, KA 5) und ζ -Zone, die allerdings nach der Zonengliederung zusätzlich gemäß der Horizontausbildung differenziert wird (siehe Farbtafel 4, Beschriftungen links neben dem Farbprofil).

4.3 Lössstandorte (siehe hierzu auch die Farbtafeln 5 und 6)

Bei den Lössböden werden die 5...7 dm mächtigen Humushorizonte der Schwarzerden (siehe Farbtafel 5) bzw. die Humus- und mehr oder weniger verbraunten Eluvialhorizonte der Lessivés der Hauptlage (nach KA 4, KA 5) oder der δ -Zone bzw. die nicht verbraunten Eluvialhorizonte der ε -Zone zugeordnet. Eine Sedimentgrenze an der Basis des humosen Solums (A_{xh}-Horizonte) der mitteldeutschen Schwarzerden aus Löss wurde durch ALTERMANN & SCHRÖDER (1992) belegt. Nach Beobachtungen von SCHWANECKE und ALTERMANN wird das humose Solum der Schwarzerden gelegentlich von einigen Kiesen bzw. Grusen begrenzt (siehe Farbtafel 6). Die Lössdecke unterhalb des Schwarzerdehumus, die nicht selten Kryoturba­tionen oder Fließstrukturen aufweist, entspricht der ζ - bzw. der η -Zone nach SCHWANECKE (1970) (Gliederung in Kryoperstruktionszonen in diesem Tiefenbereich nicht eindeutig) und wird der Mittellage (nach KA 4, KA 5) zugeordnet. Die Ausbildung einer Basislage (nach KA 4, KA 5) innerhalb mächtiger Lössdecken wird dagegen kaum postuliert, jedoch das Liegende der Lössdecken wird der Basislage zugerechnet. Insgesamt ist die Gliederung der Lössprofile nach Zonen bzw. Lagen unterhalb der Hauptlage bzw. δ -Zone problematisch, und es besteht diesbezüglich Forschungsbedarf.

4.4 Standorte im Verbreitungsgebiet von Festgesteinen (siehe hierzu auch die Farbtafeln 7-9)

Für die Mittelgebirge liegen umfangreiche Untersuchungen zur Gliederung und Zusammensetzung sowie zu den Eigenschaften der substratdifferenzierenden Periglazialphänomene vor, die trotz z. T. erheblicher regionaler Unterschiede vielfältige Gemeinsamkeiten erkennen lassen. Dabei ist die Parallelisierung der „Zonen“ und „Lagen“ insbesondere bei höheren äolischen Anteilen problematisch. In den Mittelgebirgen ist nach der Lagengliederung (KA 4, KA 5) die Vertikalabfolge Hauptlage, Mittellage, Basislage dominierend. Dabei kann die Mittellage nur in Relikten vorhanden sein bzw. fehlen (siehe Farbtafeln 7 und 9) oder relativ mächtig und schluffreich vorliegen (siehe Farbtafel 8). Diese genannten Unterschiede sind im Wesentlichen vom Relief und von der Masse des äolisch akkumulierten Schluffmaterials abhängig. Die Hauptlage (nach KA 4, KA 5) wird durch eine große Spanne von Substratvarianten, vom skelettarmen Schluffmaterial bis zu feinerdearmen Schutten repräsentiert. Hauptlage und δ -Zone sind koinzident. Die entscheidenden Unterschiede zwischen den Gliederungen nach Zonen und Lagen liegen in der Ausscheidung einer ε -Zone, die als „Übergangszone“ nach der Lagenansprache (KA 4, KA 5) eher zur Hauptlage tendiert bzw. im oberen Bereich einer Mittellage, wenn ein A(e)l-Horizont⁵⁾ entwickelt ist, ausgebildet sein kann. Die ε -Zone erreicht im Mittelgebirge nach SCHWANECKE

(1999) bei Forststandorten oft nur 15...30 cm, und sie ist an Hängen schwer von der δ -Zone zu trennen. Für landwirtschaftlich genutzte Plateaulagen des Harzes wurde von ALTERMANN (1985) für den Ael-Horizont⁵⁾ innerhalb der Mittellage (KA 4, KA 5) eine durchschnittliche Mächtigkeit von 16 cm (Standardabweichung 5 cm) ermittelt, falls dieser Horizont überhaupt abgrenzbar war. Der häufig als Bt-Horizont ausgebildete untere Bereich der Mittellage (nach KA 4, KA 5) bei schluffreicher Ausbildung entspricht nach der Zonengliederung der ζ -Zone (siehe Farbtafel 8, Beschriftungen links neben dem Farbprofil). So führt schließlich die Mächtigkeit und Zusammensetzung der Mittellage zur Ausscheidung verschiedener Zonen und damit zur Differenzierung der Mittellage.

Die Basislage (KA 4, KA 5) ist durch markante Substratunterschiede von der hangenden Mittellage sicher zu trennen, jedoch wird die Basislage ebenfalls durch die ζ -Zone (meist als Bt-Horizont oder Tonhäubchenhorizont ausgebildet) repräsentiert, allerdings wird die ζ -Zone dann gemäß der unterschiedlichen Substratausbildung differenziert (siehe Farbtafel 8, Beschriftungen links neben dem Farbprofil). Daran wird deutlich, dass die Umlagerungszonen im Sinne von SCHWANECKE (1970) nicht primär nach Unterschieden in der Substratzusammensetzung, sondern nach Ungleichheiten im Gefüge sowie nach der Ausbildung von Bodenhorizonten ausgehalten werden. Koinzidenz zwischen Lagen und Zonen ist deshalb nur dann zu erwarten, wenn Substratzusammensetzung und Substratgefüge gleiche Grenzverläufe im Profil haben.

Vorrangig im Verbreitungsgebiet von (verwitterungsstabilen, basenärmeren) Festgesteinen, besonders Festgesteinsdurchragungen und meistens erst ab Höhenlagen von etwa > 500 m kann in bestimmten Reliefpositionen im Hangenden der Hauptlage die Oberlage (nach KA 4, KA 5) ausgebildet sein (siehe Farbtafel 9). Die Koinzidenz der periglaziären Oberlage mit der γ -Zone ist unstrittig.

4.5 Ergebnisse des Vergleichs

Aus dem dargelegten Vergleich der verschiedenen Gliederungskonzepte für einige ausgewählte Standorte verschiedener Regionen lässt sich folgendes zusammenfassend herausstellen:

- Die Glieder einer periglaziären Lagenabfolge (nach KA 4, KA 5) weisen eine unterschiedliche Substratzusammensetzung (Körnung, Mineralspektrum) und/oder Gefügeunterschiede sowie eine differenzierte Färbung auf. Sie werden primär nach der Substratzusammensetzung charakterisiert und differenziert.
- Gleiche Lagenglieder sind in den Verbreitungsgebieten verschiedener Fest- und Lockergesteine durch regional unterschiedliche Substratzusammensetzung gekennzeichnet. Sie kommen also in verschiedenen lithofaziellen Ausbildungen vor.
- Die vertikale Abfolge der Lagenglieder ist häufig nicht komplett nachweisbar.

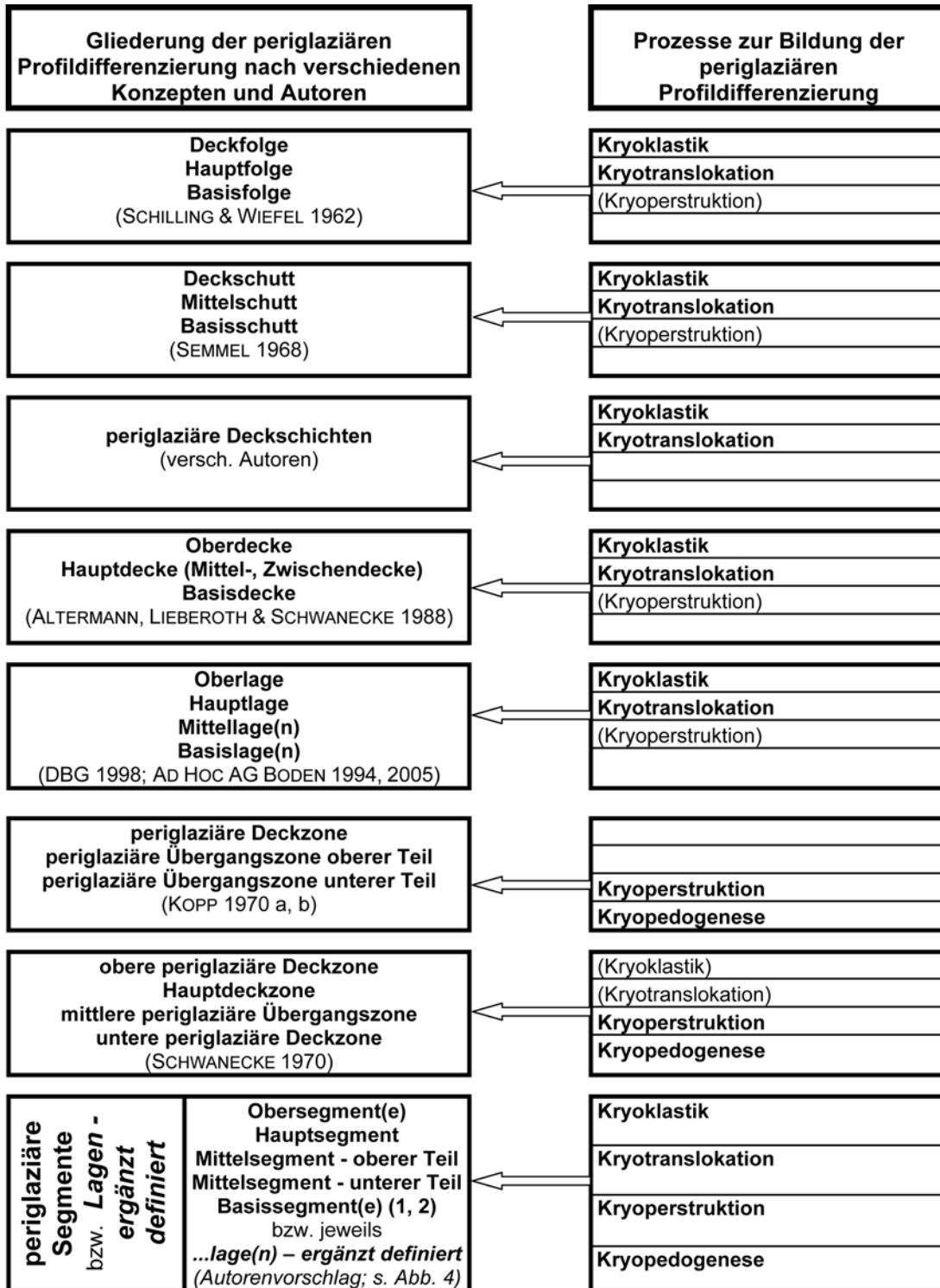


Abb. 5: Prozessbezogene Gliederung der periglaziären Differenzierung der Bodendecke nach verschiedenen Konzepten und Autoren (siehe auch Abb. 4) (...) nur Teilprozesse des jeweiligen Prozesssystems zur Gliederung herangezogen.

Fig. 5: Interplay of processes causing the periglacial differentiation and authors (compare figure 4) (...) consideration of sub-processes from the whole processing system.

- Bestimmte Lagenglieder lassen Abhängigkeit vom (periglaziär unbeeinflussten) Gesteinsuntergrund und vom Relief (Hangneigung, Hangform, Exposition), z. T. auch von der Höhenlage erkennen.
- Perstruktionszonen sind primär nach Unterschieden in der Struktur (einschließlich kryogener Merkmale), Farbe und Bodenhorizontausbildung charakterisiert. Dabei kann eine Perstruktionszone/Umlagerungszone innerhalb eines Profils unterschiedliche Zusammensetzung aufweisen, was dann als substratbedingte Differenzierung der jeweiligen Zone gekennzeichnet wird.
- Abgesehen von der γ -Zone sind meistens alle Zonen fast immer ausgebildet, allerdings nicht immer sicher nachweisbar.
- Gleiche Zonen innerhalb eines Gesteinsverbreitungsgebietes können in verschieden zusammengesetzten Substraten ausgebildet sein.
- Die Perstruktions- bzw. Umlagerungszonen sind – in entkalktem Material – meistens mit bestimmten Bodenhorizonten koinzident.

Der entscheidende Unterschied zwischen der Ansprache der periglaziär bestimmten Differenzierungen innerhalb der Pedosphäre mit Hilfe der Abfolge verschiedener Perstruktionszonen einerseits und der Abfolge verschiedener Decken – wie auch Lagen – andererseits besteht darin, dass bei der Kennzeichnung und Gliederung des Zonenprofils sedimentär bedingte Substratunterschiede nicht vorrangig und nur als Hilfskriterien herangezogen und somit gleiche Perstruktions-/Umlagerungszonen auch in lithostratigraphisch unterschiedlichem Material oder auch umgekehrt in gleichem Material verschiedene Zonen ausgewiesen werden. Nach dem „Decken/Lagenkonzept“ werden dagegen die sedimentären Prozesse als dominante Ursachen der heute vorliegenden vertikalen Substratdifferenzierung angesehen, wobei aber auch hier den syn- und postsedimentären periglaziären Umbildungen entscheidender Anteil am Deckenbildungsprozess beigemessen wird, der zur zusätzlichen Vertikaldifferenzierung innerhalb der jeweiligen Decke führen kann. Bei der Definition der Decken/Lagen sind aber bisher – abgesehen von der Kryoturbation – die anderen Teilprozesse der Kryoperstruktion nicht enthalten. Das betrifft die Entschichtung und Homogenisierung (Kryohomogenisierung) und (Skelett-)Umsortierung (Kryolithotropie). Insbesondere die Ergebnisse von Entschichtung, Homogenisierung und Umsortierung – einhergehend mit einer Mächtignivellierung – sind wesentliche Merkmale für die Ausscheidung der verschiedenen Zonen (vergl. Kapitel 2.3). Die unterschiedliche Wichtung der beteiligten Bildungsprozesse führte letztlich zu abweichenden Gliederungs- und Deutungsansätzen für das Gesamtprofil: das vom Liegenden zum Hangenden entstandene Sedimentprofil wurde von oben nach unten syn- und/oder postsedimentär durch ein Perstruktionsprofil überprägt.

Eine durchgängige Parallelisierung der von KOPP (1970), SCHWANECKE (1970) und KOWALKOWSKI (2004) ausgeschiedenen Perstruktionszonen/Umlagerungszonen mit den Lagen nach bisherigem Verständnis (KA 4, KA 5) ist gemäß der gegenwärtigen unterschiedlichen Definition der Lagen und Zonen nicht möglich. Andererseits sind trotz des unterschiedlichen Ansatzes zur Definition und Differenzierung in Lagen bzw. Zonen diese aber häufig koinzident (z. B. Oberlage meistens koinzident mit der γ -Zone; Hauptlage koinzident mit der δ -Zone).

Neuerdings wiesen HEINRICH, KRÜGER & OSTASZEWSKA (2005) darauf hin, dass die Parallelisierung der periglazialen Lagen des Mittelgebirgsraumes mit den Perstruktionszonen des Tieflands noch nicht befriedigend gelöst ist. Nach den Untersuchungen in Mitteldeutschland (Leipziger Tieflandsbucht) und Merzellandschaften Kleinpolens (südlich von Kielce) spielten die äolischen Prozesse bei der Entstehung der Haupt- und Mittel-lage die dominierende Rolle (HEINRICH, KRÜGER & OSTASZEWSKA (2005).

Vielfach sind – ungeachtet unterschiedlicher Genese – übereinstimmende Merkmale auf unterschiedlichem Ausgangsmaterial in unterschiedlichen Teilräumen Mittel- und Nordeuropas und auch unterschiedlichen Höhenstufen und Reliefpositionen feststellbar. Als solche Gemeinsamkeiten gelten:

- eine von Gefüge und Stoffbestand im Vergleich zu dem durch die periglaziären Prozesse unbeeinflussten Untergrund mehr oder minder deutlich abweichende Beschaffenheit;
- eine mehrere (4... etwa 18) Dezimeter unter der Geländeoberfläche weiträumig etwa gleichmäßig, jedoch oft girlanden- und keilförmig begrenzte Profiltiefe, die von diesen Veränderungen gegenüber der Untergrundbeschaffenheit betroffen ist;
- eine deutliche Vertikalgliederung im Profil, die häufig von Bodenhorizontgrenzen (Kryopedogenese) nachgezeichnet wird, aber – wenn auch selten – unabhängig von Bodenhorizonten auftreten kann;
- eine mit dieser Vertikalgliederung vielfach einhergehende, oft linsen- und girlandenartige Umverteilung des im Material vorhandenen Kies- und Steingehalts;
- eine unabhängig von allen Besonderheiten in der Beschaffenheit und Vertikalgliederung des oberflächennahen Tiefenbereichs häufige stoffliche Verwandtschaft (Körnung, Mineralbestand) mit dem Untergrundmaterial (Beeinflussung vom Untergrundmaterial – Lokalanteil);
- eine in bestimmten Tiefenbereichen der Profildienerung der Periglazialphänomene fast überall vorhandene z. T. auch nur minimale Erhöhung des Schluffanteils und z. T. auch des Sandanteils (meistens Fremdanteil) bzw. eine Änderung des Verhältnisses bestimmter Kornfraktionen im Vergleich zum Untergrund.

5 Zusammenwirken kryogener Prozesse bei der Bildung periglaziär bedingter Differenzierungen in der Pedosphäre

Am Gesamtbild der Differenzierungen innerhalb der Pedosphäre in unterschiedlichen Regionen auf unterschiedlichen Standorten waren verschiedene periglaziäre Prozesse mit unterschiedlichen Anteilen beteiligt (siehe auch Tabelle 2). Herausragende Kriterien dafür sind vorrangig

- Kies- und Steinanreicherungen (z. T. als Steinsohlen mit Windkantern) innerhalb des periglaziär überprägten Tiefenbereichs, dabei besonders an der Basis der Hauptlage bzw. δ -Zone und/oder auch z. T. an der Basis der Mittellage bzw. ϵ -Zone/ ζ -Zone,

- der unterschiedliche Anteil des Fremdmaterials (äolisch akkumulierter Sand, Schluff, z. T. Ton und/oder solifluidale Akkumulation) mit variierenden Anteilen von ortsbürtigem Material am Stoffbestand im periglaziär überprägten Tiefenbereich,
- Kryoturbations- und Solifluktionserscheinungen innerhalb des periglaziär überprägten Tiefenbereichs,
- Strukturdifferenzierungen (Netze der Frost- und Eiskeilpolygone),
- kryopedologische Merkmale.

Für die Bildung der periglaziär bedingten Profildifferenzierungen in der Pedosphäre darf folgendes gelten:

- Je höher der Fremdmaterialanteil (z. B. je größer die Beimischung oder je mächtiger die Schluff- oder Sanddeckschicht) im periglaziär beeinflussten Tiefenbereich am Substrat ist und je tiefer die Steinanreicherung im Moränen-, Löss-, Sandlöss- und Flugsandgebiet unter Gelände liegt, desto höher ist der Anteil sedimentärer (äolischer und z. T. solifluidaler) Prozesse an der Genese, desto deutlicher dominiert der Anteil von Fremdmaterial, desto mehr gewinnt Kryotranslokation an Bedeutung. Somit entstand eine neue Schicht, eben eine „periglaziäre Deckschicht“.

Sie ist wie jedes Sediment vorzugsweise von einer älteren Oberfläche in die Höhe, also von unten nach oben aufgewachsen. Jedes einzelne Deckenglied wurde syn- und/oder postsedimentär durch Kryoperstruktion und Kryopedogenese überprägt und umgebildet. Eine solche Entwicklung konnte sich zyklisch im Verlaufe einer Kaltzeit, so der Weichsel-Kaltzeit, mehrfach wiederholen.

Diese Vorgänge sind nicht nur auf das Tiefland und Hügelland beschränkt, sondern auch in den Mittelgebirgen reichte die äolische Akkumulation zumindest in bestimmten Zeitabschnitten mit periglaziärem Milieu bis in die höheren Gipfellagen [z. B. Harz: siehe ALTERMANN, HAASE, LIEBEROTH & RUSKE 1978; Góry Świętokrzyskie (Heiligkreuz-Gebirge): siehe KOWALKOWSKI 1996, 2001a, 2004) und prägte – abhängig von den klimatischen Gegebenheiten – entscheidend die Periglazialbildungen innerhalb der (Kryo-)Pedosphäre.

- Die allochthone Schluff-/Sandanreicherung ermöglicht eine erste Verknüpfung zwischen den vorrangig durch die vertikale Umstrukturierung bestimmten Perstruktionsprofilen mit ihrer Zonengliederung und den vorzugsweise durch laterale äolische (und auch solifluidale) Substanzverlagerung als Kryotranslokationsprozess bestimmten Deckenprofilen. Die Schluff-/Sandanreicherung erlaubt es als gemeinsames Merkmal, die δ -Zone der Kryoperstruktionsprofile mit der Hauptlage (nach KA 4, KA 5) der durch Kryotranslokation bestimmten Deckenprofile zu assoziieren. Dies ermöglicht ferner, die Schluff-/Sandkomponente auch als entscheidenden Indikator dieser Profileinheit zu benennen. Die Bedeutung des äolischen Transports im Periglazialgebiet wird auch von FRENCH (1996) eindrucksvoll aktualistisch belegt.

Andererseits gilt jedoch auch folgendes:

- Je geringer die sedimentären (z. B. äolischen) Vorgänge im periglaziären Milieu, also je geringer die allochthonen Sand- und Schluffanteile an der Körnung im betroffenen Tiefenbereich prägend waren, desto deutlicher wurde Kryoperstruktion zur Dominanz in der Oberflächenüberprägung

– ein Prozess, der von der einstigen Geländeoberfläche in die Tiefe, also von der Oberfläche nach unten wirkte. Das betrifft sowohl die kryogene Homogenisierung, Entschichtung und Vermischung (einschließlich Mächtignivellierung) als auch die Kies- und Steinverlagerung innerhalb der Auftauzone über dem Permafrost.

So tritt der Fremdeintrag von äolischem Material als Komponente der Substratveränderung gegenüber den Vorgängen der Kryoperstruktion umso deutlicher zurück, je weiter die Lieferräume für äolisch transportable Schluffe und Sande, d. h. vielfach vor allem die Lösslandschaften, entfernt sind.

Diese unterschiedlichen Dominanten sind regional auch in Abhängigkeit von Oberflächengestalt und Exposition in unterschiedlichem Maße wirksam geworden. Das Ergebnis ist im Tiefland ein periglaziär (durch Kryoperstruktion und äolische Kryotranslokation) überprägter Bereich („Decke“, δ -Zone, Hauptlage), der mit überaus übereinstimmender Mächtigkeit großflächig Sand und Geschiebemergel (bzw. -lehme) überzieht und dergestalt das gesamte baltische Jungmoränengebiet und darüber hinaus weite Teile des Tieflands im nördlichen Mittel- und Osteuropa durch Geschiebedecksande bzw. periglaziäre Deckzone an der Oberfläche und darunter folgende durch Frosteinwirkung entschichtete Bereiche kennzeichnet (KOPP 1965, KOWALKOWSKI 1989, 2004). Auch für die Jungmoränengebiete wurden durch KÖSEL (1996) sowie KÜHN (2003), zuvor auch von KOPP (1965) äolische Schluff- und Sandakkumulationen zumindest für den oberen Teil der Perstruktionsprofile nachgewiesen. BUSSEMER (1998) konnte auf Grund von sehr differenzierten Körnungsanalysen periglaziäre Schichtgrenzen auch in den Profilen des Jungmoränengebiets nachweisen und schlussfolgert, dass laterale periglaziäre Verlagerungsprozesse, d. h. also Vorgänge der Kryotranslokation (vorrangig äolisch, abtural, solifluidal) auch für das Jungmoränengebiet in ihrem Ausmaß nach als hoch eingestuft werden müssen. Er fand auch im Liegenden des Geschiebedecksandes (d. h. in ϵ -Zone bzw. Mittellage) auf Sand- und Moränenstandorten äolisch beeinflusste Schichtglieder mit Feinsand- oder Grobschluffanreicherung. Er schlägt deshalb auch vor, die Gliederung nach Perstruktionszonen um die Elemente der periglaziären Sedimentation zu erweitern (vergl. auch BUSSEMER 1994).

In den Lössgebieten und in deren Randlagen, bis weit hinauf in höhere Bereiche der zentraleuropäischen Mittelgebirge, waren Prozesse der Kryotranslokation sowie der syn- und/oder postsedimentären Überprägung durch Kryoperstruktion und Kryopedogenese zumindest für die resultierende Abfolge bedeutsam.

Die verschiedenen Bildungsbereiche überlappen und verzahnen sich. Diese Situation ist z. B. im mitteldeutschen Raum häufig gegeben, wo besonders eindrucksvoll Übergänge zwischen den verschiedenen Periglazialphänomenen verfolgt werden können. Auf solche Übergänge haben etwa am Beispiel der Korngrößenzusammensetzung und ihrer Abwandlung vom Löss zum Geschiebedecksand im nördlichen Sachsen und benachbarten Teilbereichen von Sachsen-Anhalt bereits NEBE, ALTERMANN & FIEDLER (1962) sowie ALTERMANN & FIEDLER (1972, 1975), NEUMEISTER (1971), SCHMIDT (1971) und neuerdings HEINRICH, KRÜGER & OSTASZEWSKA (2005) aufmerksam gemacht. Diese Studien konnten überdies bereits auf älteren Befunden fußen.

Die Anteile der unterschiedlichen Bildungsprozesse sind im Einzelfall verschieden gewesen. Vielfach ist eine Zuweisung zu

einem bestimmten Genesetyp – und damit Gliederungsprinzip – nicht möglich, und im Regelfall ist davon auszugehen, dass das Deckenprofil durch das Perstruktionsprofil syn- und/oder postsedimentär überprägt wurde. Beide Wirkungskomponenten können so gemeinsam die Profileinheiten aufbauen.

So ist es nicht haltbar, von regional abgegrenzten Gebieten sowie räumlichen Insellagen der Entstehung von periglaziären Decken einerseits und von Bereichen mit Ausbildung von Kryoperstruktionszonen andererseits zu sprechen. Im periglaziären Milieu wirkten die o. g. jeweils unterschiedlich dominanten Vorgänge kontinuierlich im Komplex, und die regionale Abkopplung von Teilprozessen der periglaziären Umbildung der Oberfläche ist nicht sinnvoll. Zur Deutung der „Decken“ wurden auch am Ort wirkende periglaziäre Umbildungsprozesse mit einbezogen (z. B. ALTERMANN & FIEDLER 1972; KOWALKOWSKI 1988, 1998; ALTERMANN 1993) sowie für die Herausbildung der Perstruktionserscheinungen auch sedimentäre Prozesse mit prägend postuliert (z. B. KOPP 1970a, b; SCHWANECKE 1970; HARTWICH 1978; KOWALKOWSKI et al. 1981, 2004; BUSSEMER 1994, 2002; GUGALINSKAJA 1999). Die häufige Koinzidenz zwischen den Decken bzw. Lagen (nach KA 4, KA 5) einerseits und Kryoperstruktionszonen andererseits legt dennoch für die verschiedenen Räume einen weitgehend einheitlichen Deutungsansatz nahe.

Die Unterschiede in der Kennzeichnung und Genese der periglaziären Profilgliederungen erlaubt die Frage, ob die überwiegend (jedoch nicht ausschließlich) auf Kryotranslokation zurückgehende Ausprägung im zentraleuropäischen Lössgürtel und in großen Teilen benachbarter Mittelgebirge sowie des Altmoränengebiets innerhalb des Tieflands einerseits und die zumindest teilweise vorrangig durch Kryoperstruktionsvorgänge bestimmte Profilüberprägung in weiten Teilen des glaziär bestimmten Tieflands andererseits überhaupt zu vergleichbaren Profilgliederungen führen konnten. Das muss offenbar bejaht werden, denn der Versuch einer Vereinheitlichung der Terminologie wird durch gleitende Übergänge zwischen den regional differenzierten Ausbildungsbereichen infolge unterschiedlicher Prozessdominanten nahe gelegt (s. o.).

Von allen Problemen der Profilgliederung nach Decken bzw. Lagen einerseits oder Perstruktionszonen/Umlagerungszonen andererseits unberührt bleibt der durch periglaziäre Vorgänge nicht betroffene und demzufolge weitgehend unveränderte Untergrund. Diesem Untergrund entsprechen in den Kryoperstruktionsprofilen die η -Zone im Lockermaterial des Lössgebiets oder Tieflands bzw. das mehr oder weniger unveränderte, oft jedoch durch Frostsprengung aufgelockerte Festgestein (Auflockerungszone, Gesteinsverzug, z. T. auch Zersatz) im Mittelgebirgsraum.

Darüber befindet sich im Mittelgebirgsraum wie im Tiefland ein Tiefenbereich, der nach Materialzusammensetzung stofflich dem Untergrund sehr nahe steht, aber Zeichen einer mehr oder minder weitgehenden Veränderung u. a. durch krypturbate Strukturen aufweist, im Mittelgebirgsbereich zusätzlich durch physikalische Verwitterung von Festgesteinen sowie in Hanglagen durch solifluidale Umlagerung der Verwitterungsprodukte aus dem Anstehenden (Untergrund) geprägt ist, jedoch lokal (äolische) Fremdanteile entfernter Herkunft aufweisen kann. So konnten ALTERMANN & RABITZSCH (1976) sowie ALTERMANN, RABITZSCH & PANTEROTH (1982) für die Basisschutte (Basislagen nach KA 4, KA 5) des Kalksteingebiets im Harz derartige Fremdanteile nachweisen, auch präweichselzeitliche Basisschutte bzw. deren Reste sind belegt (ALTERMANN & RABITZSCH 1976). Zu weitgehend gleichen Untersuchungsergebnissen aus dem Erzgebirge kam THALHEIM (1988).

Allen abgehandelten Gebieten ist also eine Basislage (bzw. Basislagen nach KA 4, KA 5) oder die für diesen Tiefenbereich ausgeschiedene(n) Kryoperstruktionszone(n) gemeinsam. Dieser Bereich ist mit dem Untergrundssubstrat verknüpft. Im Mittelgebirgsraum wird die Basislage (nach KA 4, KA 5) im Wesentlichen durch die – oft unterteilte – Umlagerungszone ζ vertreten. Im Tiefland ist im Hangenden des Untergrundmaterials, z. B. Geschiebemergel/-lehm oder glazifluviatiler Sand, die Kryoperstruktionszone ζ (häufig durch Kryoturbationen gekennzeichnet) ausgebildet und in den Lössen entsprechen diesem Tiefenbereich entweder basale Teile der jeweiligen (mächtigen) Lössdecke oder auch ältere Lössserien, im Regelfall jedoch das Liegende der jüngsten Lössablagerungen. In Abhängigkeit von der Reliefenergie unterscheiden sich in der Basislage (nach KA 4, KA 5) bzw. in den – meistens koinzidenten – Kryoperstruktionszonen die Anteile an Solifluktsdecken und Kryoperstruktionsmerkmalen. Von Prozessen der Kryoperstruktion wirkten im Wesentlichen Kryoturbation und z. T. auch Entschichtung.

Das eigentliche Problem in der Verknüpfung von Profilen, die einerseits vorrangig durch vertikal von oben nach unten wirkende Kryoperstruktion bestimmt und andererseits vorrangig durch Kryotranslokationsprozesse vom Liegenden zum Hangenden geprägt sind, bildet der Übergangsbereich zwischen der ζ - und δ -Zone bzw. zwischen der Basislage und der Hauptlage, nämlich der Mittellage (im Sinne der KA 4, KA 5). In den Perstruktionsprofilen wird in dieser Profilposition die ε -Zone bzw. auch oder zusätzlich ein Teil der ζ -Zone angegeben. In Profilen des Mittelgebirgsraumes am Hang und auch in ebener Lage bietet sich ebenfalls für die ε -Zone – bei entwickeltem A(e)-Horizont⁵⁾ – sowie die ζ -Zone – bei entwickeltem Bt-Horizont – die Parallelisierung mit der Mittellage (nach KA 4, KA 5) an.

In den Perstruktionsprofilen wird die ε -Zone einerseits durch das Merkmal einer weitgehenden, wenschon nicht durchgängig periglaziär bewirkten Entschichtung mit der δ -Zone in Verbindung gebracht, andererseits substantiell häufig durch eine Minderung des Schluffanteils von der δ -Zone unterschieden und im Profilaufbau stratigraphisch durch die Steinanreicherung, die häufig die Untergrenze der δ -Zone markiert, abtrennt. Die ε -Zone kann aber auch fehlen oder nur schwer abgrenzbar sein, sowohl gegenüber der δ - als auch der ζ -Zone. Die Mittellage (nach KA 4, KA 5) ist nicht generell vorhanden. In der Mittellage ist nur bei einer größeren Mächtigkeit eine ζ -Zone ausgebildet.

Die Substratbereitstellung für die Mittellage (bzw. ε -Zone und Bereiche der ζ -Zone) erfolgte einerseits durch Material aus dem Liegenden, also der Basislage (bzw. ζ -Zone) sowie durch Fremdzufuhr von Schluff, Ton und/oder Sand. In den Lösslandschaften und im Mittelgebirge wurde vorwiegend Schluff akkumuliert, außerhalb davon in unterschiedlicher Intensität Sand (BUSSEMER 1998, 2007). Durch Kryoperstruktion wurden beide Substratkomponenten (Fremdsustrat und am Ort vorkommendes Untergrundsustrat) überprägt. Je nach Anteil der Fremdkomponente lässt sich einesteils die Mittellage (nach KA 4, KA 5) bzw. der äquivalente Tiefenbereich im Kryoperstruktionsprofil zuweilen schwer von der Basislage (geringe oder keine Fremdzufuhr) und andererseits schwer von der Hauptlage (hohe Fremdzufuhr) trennen. Im Perstruktionsprofil entspricht dieser Zwischenbereich der Herausstellung einer „Übergangszone“ (KOPP 1965). Diese Zwischenstellung der Mittellage bzw. ihrer Äquivalente im Kryoperstruktionsprofil hinsichtlich Körnung und Mineralogie konnte vielfach nachgewie-

sen werden (KOPP 1969, 1970a, b; ALTERMANN 1985; ALTERMANN 1990; u. a.). Die große Varianz der akkumulierten Anteile zu ihrer Bildungszeit und deren Überprägung durch Kryoperstruktion bedingte letztlich wesentlich die unterschiedlichen Gliederungsprinzipien. Lithogene Strukturunterschiede und kryopedogen verursachte Differenzierungen innerhalb der Mittellage könnten daher einerseits als „Mittellage – oberer Teil“ bzw. ε -Zone [A(e)l-Horizont ⁵⁾] und „Mittellage – unterer Teil“ bzw. ζ -Zone (Bt-Horizont) ausgehalten werden ⁹⁾. Fehlender A(e)l-Horizont ⁵⁾ in dieser Position bedeutet somit fehlende ε -Zone innerhalb dieses Bereichs der Mittellage (nach KA 4, KA 5). Eine Erosionsphase nach Entstehung der Mittellage kann als wahrscheinlich gelten. Sie führte u. a. zur Herausbildung von Steinsohlen/Steinanreicherungen z. T. mit Windkantern auf der damaligen Oberfläche bzw. an der Basis der δ -Zone bzw. Hauptlage (nach KA 4, KA 5).

Als Kriterien für die Kennzeichnung der Mittellage (nach KA 4, KA 5) im Mittelgebirgsraum, dort besonders auf ebenen Flächen, haben sich folgende als bisher hilfreich erwiesen:

- Substratzusammensetzung und Mineralbestand im Feinboden (Unterschiede zur Basis- und zur Hauptlage, oft eine Zwischenstellung im Vergleich zur Haupt- und Basislage – nach KA 4, KA 5),
- in Analogie zum Steinanreicherungs-niveau in den Tiefenprofilen das vermehrte Auftreten von Schuttfahnen an der Obergrenze (zur Hauptlage),
- kryopedogen bedingte Materialunterschiede nach der Struktur/Lagerung sowie kryogen vorgeprägte bzw. bedingte Texturdifferenzierung, infolge dessen sich A(e)l- ⁵⁾ und Bt-Horizonte gerade an den Tiefenbereich der Materialdifferenzierung anlehnten.

Die Hauptlage (nach KA 4, KA 5) bzw. δ -Zone wurde im Substrataufbau entscheidend sowohl durch die Zusammensetzung des zu deren Bildungszeit an der Oberfläche liegenden Mittellagen- bzw. Basislagen-Materials (bzw. des Substrats der in diesem Tiefenbereich vorkommenden Kryoperstruktionszonen) als auch durch Zufuhr von äolischem Fremdmaterial geprägt. Im Falle geringer Zufuhr äolischen Materials wurde durch Kryoperstruktion die Hauptlage bzw. δ -Zone im Wesentlichen aus dem an der Oberfläche zuvor vorhandenen Material (Mittellagen- oder Basislagensubstrat) gespeist. Dabei kann das vorhandene Substrat im Zuge der δ -Zonen- bzw. Hauptlagen-Bildung vollkommen oder teilweise „aufgezehrt“ worden sein. Andererseits kann das vor dem Bildungsbeginn der δ -Zone bzw. Hauptlage (nach KA 4, KA 5) vorhandene Mittellagensubstrat infolge Erosion fehlen, so dass Basismaterial oder auch Untergrundmaterial oberflächenbildend war. Zwischen beiden Extremen sind vielfältige Übergänge möglich. Die Mittellage ist heute oft nur an erosionsgeschützten Stellen nachweisbar (siehe auch SAUER 2002). Bei der Bildung der Hauptlage (nach KA 4, KA 5) wie der δ -Zone kam es auch zur Umsortierung des vorhandenen Grobmaterials („Einsinken“ von Steinen bei nur geringer oder fehlender Überdeckung mit allochthonem Material). Bei erhöhter Zufuhr äolischen Materials konnten sich dagegen auch mehr oder weniger „reine“ (gut sortierte) Decken mit einer Denudationssteinsohle an der Basis bilden, die syn- und/oder postsedimentär durch mehr oder weniger intensive Kryoperstruktion nivelliert und mit liegendem Material vermischt wurden. Als Ergebnis der abgelaufenen Kryotranslokations- und Kryoperstruktionsprozesse wurde schließlich eine weitgehend homogenisierte und gleichmächtige Hauptlage (nach KA 4,

⁹⁾ Auf die mögliche Mehrgliedrigkeit der Mittellage sowie der Ober- und Basislage wurde u. a. vom ARBEITSKREIS FÜR BODENSYSTEMATIK DER DBG (1998) hingewiesen.

KA 5) bzw. δ -Zone gebildet. Die δ -Zone bzw. Hauptlage ist auf größeren Substraten (Sanden, Schutten) mit geringer Mächtigkeit amplitute im Allgemeinen etwas mächtiger als auf bindigen (z. B. auf Geschiebelehmen; vergl. KOPP 1965). HARTWICH (1981) ermittelte für den hydromorphen Bereich eine geringere mächtige δ -Zone als außerhalb davon. Unter anhydromorphen Bedingungen wurde die δ -Zone großflächig durch den kryopedologischen Prozess der Verbraunung überprägt.

KOWALKOWSKI (2004) kennzeichnet die Hauptlage im hängigen Mittelgebirge als selbständige, durchschnittlich 4-6 dm mächtige periglaziäre Akkumulations-Bodendecke (poln.: glebopokrywa) κ (kappa). Sie entstand durch Akkumulation von skelettreichem und scharfkantigem, am Hang abgerutschtem, pedogen stark perstruiertem Bodenmaterial, dem äolisch Ton und Schluff beigemischt wurde. Die κ -Bodendecke bedeckte möglicherweise sogar eine früher entstandene Schicht von Laacher-See-Tephra (SEMME 1968; BOGAARD & SCHMINCKE 1985), die völlig oder teilweise in den unteren Teil der κ -Bodenlage eingemischt wurde (KOWALKOWSKI 2004).

Die lokal auftretende periglaziäre Oberlage (nach KA 4, KA 5) bzw. γ -Zone (nach KOPP 1970 a, b; SCHWANECKE 1970 bzw. θ -Zone nach KOWALKOWSKI 2001a) wird meistens als Ergebnis einer Verwitterung von aus dem Untergrund am Hang durchragenden Gesteinen und der solifluidalen Verlagerung der Verwitterungsprodukte gedeutet (ALTERMANN & RUSKE 1970; SCHWANECKE 1970; KOWALKOWSKI 2001a, 2004). Darüber hinaus nimmt die Oberlage vor allem die Kuppen und weiten Plateauflächen in den höheren Berglagen und Kammlagen der Mittelgebirge ein (SCHWANECKE 1970, SEA 1974). Ihre Entstehung kann hier auch auf Kryoperstruktion zurückgeführt werden.

6 Vorschlag zur integrierten und landschaftsübergreifenden Kennzeichnung und Gliederung der periglaziären Differenzierungen in der Pedosphäre (siehe Abb. 4, rechte Hälfte; Tab. 2; Farbtafeln 1 – 9, jeweils Beschriftungen rechts neben dem Farbprofil)

Die verschiedenen Profilgliederungen, die auf Grund der variierenden Prozessdominanz in der oberflächennahen Auftauzone des ehemaligen periglaziären Dauerfrostbodens vorgeschlagen wurden (siehe Abb. 4, linke Hälfte und Abb. 5), sind nur teilweise kongruent (siehe auch Kapitel 4). Deshalb ergeben sich Unterschiede in der Tiefengliederung vom Kryoperstruktionsprofil nach Perstruktionszonen, vom Kryotranslokationsprofil nach Decken (Deckschichten, ...folgen, ...schutten) bzw. Lagen sowie nach dem (Kryo-)Horizontprofil. Das bedeutet auch, dass im Gesamtprofil Tiefeneinheiten mit verschiedenen Begrenzungen durch unterschiedliche Prozesse auftreten. Solche Einheiten können deskriptiv im Befundprofil erfasst und differenziert beschrieben werden. Andererseits ist eine differenzierte prozessbezogene Profilgliederung folgendermaßen möglich (Abb. 4, rechte Hälfte; Tab. 2):

- Kryotranslokationsprofil (detaillierte Kennzeichnung des durch Kryotranslokation akkumulierten Deckenmaterials sowie durch Anteile von Lokal- [Untergrund-]Material geprägten Substratprofils – gemäß den Vorschlägen von KOPP & SCHWANECKE (2007) bzw. nach den Regeln der KA 5; Beispiel siehe auch Tab. 1);

prozessdifferenzierte Kennzeichnung der Segmentabfolge bzw. Lagenabfolge – ergänzt definiert		
Ausgewählte dominierende Varianten des Substratprofils aus Kryotranslokationsmaterial (T) und ortsbürtigem (Lokal-, Untergrund-) Material (U) (Symbole n. KOPP & SCHWANECKE 2007 z. T. ergänzt) ^{1) 2)}	Kennzeichnung des	
	Kryoperstruktionsprofils	(Kryo-)Horizontprofils ⁶⁾
<p>Tp = undifferenziert Ta = äolisch U = undifferenziert ³⁾</p> <p>Taö = Löss, Lössanteile Tf = solifluidal Ur = Abtragsrückstand</p> <p>Ts = Anspülung Tr = Abtragungsrückstand Uk = kryoturbar geprägt</p>	Symbol	wesentliche Merkmale
<p>• Tf + Ur • Uk + Tf</p> <p>Allgemeine Kennzeichnung: Feinerdearme Solifluktionsschutte oder oberflächen-nahe Grobmaterialanreicherung von ortsbürtigem (Umgebungs-)Material</p> <p>Kennzeichnung nach KA5: strukturiert; monomiktisch; autochthon bis parautochthon; ohne äolische Komponente</p>	<p>γ-Zone ⁴⁾</p> <p>gamma-Zone</p>	<ul style="list-style-type: none"> Kryoturbationen (Taschen, Keile); z. T. Block-/Steinanreicherung an der Oberfläche (infolge Kryolithotropie) <p>Ae ⁷⁾</p>
<p>• Ta + Ur • Taö + U • Taö</p> <p>• Ta + U • Ta + Ur + Tf • U + Ta + Tr</p> <p>Allgemeine Kennzeichnung: skeletthaltiges bis skelettfreies, sandiges bis lehmiges (schluffiges) homogenisiertes Mischsubstrat aus unterschiedlichem Fremd- u. ortsbürtigen Anteil m. deutl. Körnungsunterschieden z. Liegenden u. Hangenden</p> <p>Kennzeichnung nach KA5: überwiegend amorph, z. T. auch (schwach) strukturiert; monomiktisch bis diamiktisch; allochthon bis parautochthon; äolische Komponente vorhanden bis überwiegend ausschließlich äolisches Material</p>	<p>δ-Zone</p> <p>delta-Zone</p>	<ul style="list-style-type: none"> entschichtet, homogenisiert (zur weitgehend gleichen Mächtigkeit); basale Steinanreicherung in steinhaltigem Substrat (infolge Kryolithotropie bzw. Abtragungsrückstand) Kryoturbationen (Taschen, Keile, Zungen, Zapfen) insbes. an der Untergrenze <p>Bv Ae-Bv ⁷⁾ Bv-Ae ⁷⁾ Bs Bsh Bvs Sw Axh ⁸⁾</p>
<p>• Tr + U • Ur + Ta • Taö + Uk • Uk + Ta + Tr</p> <p>• Tp + U • Ta + Tf • Taö • Uk + Ts + Ta</p> <p>Allgemeine Kennzeichnung: skeletthaltiges bis skelettfreies, sandiges bis lehmiges (schluffiges) unterschiedlich Anteiliges Fremd- und ortsbürtiges Material, tonverarmt, mit deutlichen Körnungsunterschieden zum Liegenden</p> <p>Kennzeichnung nach KA5: strukturiert; diamiktisch; parautochthon bis allochthon; äolische Komponente meistens vorhanden bzw. überwiegend bis ausschließlich äolisches Material</p>	<p>ε-Zone</p> <p>epsilon-Zone</p>	<ul style="list-style-type: none"> Kryoturbationen (Taschen, Keile; Kryoturbationshoriz.) überwiegend nur schwach homogenisiert fester gelagert als Hangendes z. T. Steinanreicherung (infolge Kryolithotropie) <p>A(e)l ⁷⁾ (Bv) Bt+Al ⁷⁾ Cv (e)Cc S(e)w</p>
<p>• Uk + Tr • Ta + Uk • Ur + Taö • Uk + Ta • Tf+Ta+U</p> <p>• U + Tp • Taö • Taö + Ur • Ur + Tf</p> <p>Allgemeine Kennzeichnung: skeletthaltiges b. skelettfreies, sandiges bis lehmiges (schluffiges) unterschiedl. Anteiliges Fremd- (auch fehlend) u. ortsbürtiges Mat., tonanger., oft verdichtet, m. deutl. Körnungsunterschieden z. Liegenden; deutl. ausgepr. in äolischen Akkumulationsgeb.; im Tiefland Mittelsegment oft nicht diff.</p> <p>Kennzeichnung nach KA5: strukturiert; diamiktisch; parautochthon bis allochthon; äolische Komponente vorhanden (auch fehlend) bzw. überwiegend bis ausschließlich äolisches Material</p>	<p>ζ-Zone 1 ⁵⁾</p> <p>zeta-Zone 1</p>	<ul style="list-style-type: none"> Kryoturbationen (Taschen, Keile, Aufpressungen, Girlanden) überwiegend nur schwach homogenisiert deutlich fester gelagert als Hangendes häufig Steinanreicherung/Steinsohle (meistens Abtragsrückstand) <p>Bt ⁹⁾ Bbt Al+Bt ⁷⁾ (Bt-)Bv (e)C(c) Sd</p>
<p>• Tf + Ur • Uk • Ur + Tp</p> <p>• Tf + Uk • Ur • Taö (nur Lössgebiet bei mächtigen Lössdecken)</p> <p>Allgemeine Kennzeichnung: skeletthaltiges bis skelettfreies, sandiges bis lehmiges (schluffiges) ortsbürtiges (Solifluktions-)Material (Fremdmaterial nur bei mächtigen Lössdecken), z. T. tonangereichert und fest gelagert</p> <p>Kennzeichnung nach KA5: strukturiert; monomiktisch, seltener diamiktisch; autochthon; im wesentlichen ohne äolische Komponente (außer mächtige Lössdecken)</p>	<p>ζ-Zone 2</p> <p>zeta-Zone 2</p>	<ul style="list-style-type: none"> Kryoturbationen (Taschen, Keile) Fließstrukturen fest gelagert <p>Bt ⁹⁾ Bt+Cv Cv (e)C(c)</p>
<p>• Tf + Ur • Ur • Taö (nur Lössgebiet bei mächtigen Lössdecken)</p> <p>• Uk + Tf • U + Ts</p> <p>Allgemeine Kennzeichnung: skeletthaltiges bis skelettfreies, sandiges bis lehmiges (schluffiges) ortsbürtiges (Solifluktions-)Material (Fremdmaterial nur bei mächtigen Lössdecken), z. T. fest gelagert; dem periglaziär unbeeinflussten Gestein aufliegend; fossile Bodenreste möglich</p> <p>Kennzeichnung nach KA5: strukturiert; monomiktisch; autochthon; im wesentlichen ohne äolische Komponente (außer mächtige Lössdecken)</p>	<p>ζ-Zone 3</p> <p>zeta-Zone 3</p>	<ul style="list-style-type: none"> Kryoturbationen (Taschen, Keile, Girlanden) Fließstrukturen <p>Cv Bt-Cv (e)C(c)</p>

- Kryoperstruktionsprofil (ggf. mit detaillierter Kennzeichnung der jeweils prägenden Kryoperstruktionsprozesse gemäß Abb. 2; siehe auch Tabelle 2);
- (Kryo-)horizontprofil (Ansprache der periglaziär vorgeprägten/gebildeten und extraperiglaziär nachgezeichneten Bodenhorizonte – d. h. im gegenwärtig erfassbaren Horizontprofil spiegeln sich sehr häufig Relikte des Kryohorizontprofils wider).

aus möglich, jedoch erfordert die Zerlegung des Befundprofils ein hohes Maß an Detailkenntnis. Eine integrierte und landschaftsübergreifende Kennzeichnung und Gliederung der periglaziären Differenzierungen in der Pedosphäre ist auch deshalb notwendig, um die bisher gebräuchlichen Gliederungen nach Decken bzw. Lagen (nach KA 4, KA 5) einerseits und Kryoperstruktionszonen andererseits zu kombinieren – u. a. ein Ziel dieses Beitrages. Dies erfordert allerdings bei der Profilgliederung nach Lagen (gemäß KA 4, KA 5) und nach Perstruktionszonen/Umlagerungszonen jeweils eine stärkere Differenzierung als bisher üblich.

Diese dargestellte dreisäulige Profilkennzeichnung wird seit langem von KOPP u. a. (1969) praktiziert (Profilbeispiele bei KOPP & SCHWANECKE 2007). Das ist für jedes Einzelprofil durch-

Dabei gibt es Profilabschnitte, bei denen auftretende Koinzidenzen nach der Wirkungstiefe mannigfacher Prozesse eine Verknüpfung unterschiedlicher Profigliederungen ermögli-

chen. Dazu gehört nicht nur die ehemalige Untergrenze der periglaziären Auftauzone, sondern auch beispielsweise die häufige und weitgehende Übereinstimmung der Delta-Zone im Kryoperstruktionsprofil mit der Hauptlage (nach KA 4, KA 5) im Kryotranslokations-/Substratprofil und (beispielsweise auf vielen anhydromorphen sandigen Substraten) dem Bv-Horizont von Braunerden. Im Rahmen der dargelegten Befunde und Erfahrungen ist also ein Vergleichen und Parallelisieren sowie Differenzieren zwischen dominant perstruktionsbestimmten, entkalkten Profilen einerseits und dominant deckenbestimmten Profilen andererseits folgendermaßen möglich (Lagen nach KA 4, KA 5):

Oberlage(n) = γ -Zone (Ae-Horizont), ggf. differenziert in γ_1 , γ_2 ;

Hauptlage = δ -Zone, dominierend im anhydromorphen Bereich mit Bv-Horizont (z. T. schwach ausgeprägt);

Mittellage(n) = differenziert nach Strukturunterschieden u./o. (Kryo-)Bodenhorizonten in ϵ -Zone [A(e)-Horizont⁵⁾ – in anhydromorphen Böden] (= Mittellage – oberer Teil) und

ζ_1 -Zone (Bt-Horizont; bzw. Ael+Bt-Horizont⁵⁾ (= Mittellage – unterer Teil);

Basislage(n) = differenziert nach Strukturunterschieden, Substratzusammensetzung, Altersstellung u./o. (Kryo-)Bodenhorizonten in ζ_2 -Zone (Bt-Horizont, einschließlich Tonhäubchenhorizont nach LIEBEROTH, KOPP & SCHWANECKE (1991) und ggf. ζ_3 -Zone (Bt-Cv ; Cv-Horizont);

Untergrund = η -Zone; differenziert von KOWALKOWSKI (2004) in oberer Teil: Gesteinsverzug, Hakenwerfen, z. T. schwach periglaziär beeinflusst, durch Verwitterung aufgelockert, Zersatz); entspricht der ν (ny-)-Decke nach KOWALKOWSKI (2004);

unterer Teil: unbeeinflusstes Lockergestein bzw. aufgelockertes Festgestein im Gesteinsverband (η -Decke nach KOWALKOWSKI 2004);

ω -Bereich, unbeeinflusstes Festgestein (nach KOWALKOWSKI 2004).

Es ist nun zu klären, ob der gebräuchliche Begriff „Lage“ (im Sinne der KA 4, KA 5) zur integrierenden und übergreifenden Kennzeichnung der periglaziären Profildifferenzierung in der Pedosphäre nach dem – wie dargelegt notwendigen – erweiterten Inhalt geeignet ist. Der Begriff „Lage“ hat seit dem Erstgebrauch bei KOPP (1969: 24) in den bodenkundlichen Regelwerken (s. u. sowie Kapitel 3.3) eine definitorische Einengung erfahren. In der ursprünglichen Definition von KOPP (a. a. O.) wird als Lage „jedes Profilglied, das sich von seinen Hangend- und Liegendgliedern in wesentlichen Eigenschaften unterscheidet“ gekennzeichnet. Das gilt unabhängig von der Profildifferenzierung und unabhängig von den Prozessen, denen Ober- und Untergrenze der jeweiligen Profileinheit zu verdanken ist.

Der Lagenbegriff wurde für die periglaziär bedingten Substratdifferenzierungen innerhalb des Bodens vom ARBEITSKREIS FÜR BODENSYSTEMATIK DER DBG bereits 1987 – abweichend von der ursprünglichen Definition nach KOPP (1969) – eingeführt und auch danach beibehalten (ARBEITSKREIS FÜR BODENSYSTEMATIK

DER DBG 1998, AD HOC AG BODEN 1994, 2005; vergl. auch Kapitel 3.3). Obwohl die Begriffsbestimmung für die „Lagen“ nach der KA 5 (AD HOC AG BODEN 2005) nicht vorrangig „Translokationslagen“ beinhaltet, sondern alle Phänomene, die sich auf periglaziäre Prozesse zurückführen lassen, werden jedoch mit der „Lage“ neben Translokationsprozessen im Wesentlichen nur Teilprozesse der Kryoperstruktion (kryogene Prozesse wie Frosthub, Kryoturbation, solimixtive Prozesse) einbezogen. Es wurde bewusst so verfahren, um bei Identifikationsproblemen hinsichtlich verschiedener Lagen (LO bis LB nach KA 4, KA 5) eine neutrale Beschreibung und Kennzeichnung zu ermöglichen. Die gegenüber der KA 4 und KA 5 erweiterte Kennzeichnung der Lagen und deren Differenzierung auch nach den Prozessen der Kryoperstruktion, wie Kryolithotropie und Kryohomogenisierung – durch letztere erfolgte im Wesentlichen die Homogenisierung und Vermischung des Materials – sowie deren Verknüpfung mit kryopedologischen Horizonten ist mit der bisherigen Lagendefinition nicht generell möglich (siehe Kapitel 3.3). Letztlich kann daher nur ein neuer Begriff die Beteiligung des gesamten Prozesskomplexes (gemäß Abb. 1 und 2) für die übergeordnete Gliederung und Kennzeichnung der periglaziär bedingten Profildifferenzierungen in der Pedosphäre ausdrücken. Dafür kann der Begriff „Segment“ (bzw. periglaziäres Segment) herangezogen werden, denn dieser ist hinsichtlich Kryoperstruktions-, Kryotranslokations- und Kryohorizontprofil neutral, stellt auch keine Prozessabläufe in den Vordergrund und bietet somit keinen Anlass für nomenklatorische Missverständnisse. Im Profilaufbau bildet die Abfolge von Segmenten „Sequenzen“. Bei der Weiterverwendung der Bezeichnung „Lagen“ (bzw. periglaziäre Lagen) im Sinne des vorgeschlagenen Neubegriffs „Segmente“ (bzw. periglaziäre Segmente) ist also nicht nur für erstere eine neue Begriffsbestimmung erforderlich, sondern darüber hinaus auch eine Klarstellung, dass die so ergänzt definierten Lagen nach allen genannten Prozesssystemen gekennzeichnet sind. Sofern dies mit allen Konsequenzen allgemein verbindlich würde, könnte allerdings der Lagenbegriff mit dem Zusatz „Lage – ergänzt definiert“ auch weiterhin angewandt werden¹⁰⁾.

Die periglaziären Segmente bzw. die Lagen – ergänzt definiert – lassen sich folgendermaßen kennzeichnen:

Periglaziäre Segmente (kurz: Segmente) oder Lagen – ergänzt definiert – sind im periglaziären Milieu im Bereich der Pedosphäre durch

- Substratbereitstellung infolge Frostverwitterung (Kryoklastik) und Kryotranslokation [äolische Akkumulation und/oder (Geli-)Solifluktion bzw. Anspülung] aus den jeweils anstehenden Gesteinen sowie aus unterschiedlichen Anteilen allochthonen Materials und
- durch Kryoperstruktion (Entschichtung und Homogenisierung sowie Vermischung, Umsortierung des Skelettanteils und Kryoturbation) sowie
- kryopedologische Prozesse (periglaziäre Vorprägung oder sogar Prägung der pedogenen Horizontabfolge)

entstanden. Die genannten Teilprozesse können mit unterschiedlichem Anteil und zu verschiedenen Zeiten an der Bildung und Differenzierung der Bodendecke beteiligt sein. In Abhängigkeit vom Paläorelief (Hangneigung, Hangform, Hangexposition) und vom Verbreitungsmuster der anstehenden Gesteine sowie vom Anteil allochthonen Materials und von den

¹⁰⁾ Die Autoren dieses Beitrages ALTERMANN, KOWALKOWSKI & KÜHN ziehen den Begriff Lagen – ergänzt definiert – dem Begriff Segment vor.

lokal-klimatischen Bedingungen ist die stoffliche Zusammensetzung, Lagerungsart und Struktur sowie die Ausbildung der Bodenhorizonte in der Vertikalabfolge der einzelnen Lagen und in der horizontalen Ausprägung differenziert.

Das Obersegment (Oberlage – ergänzt definiert) repräsentiert den überwiegend solifluidal akkumulierten, teilweise aber auch kryoperstruktiv durch Kryoturbation und Kryolithotropie akkumulierten Gesteinsschutt oder Grobskelettbestreuung des Berglandes, das meistens mit dem Ae-Horizont kombiniert ist.

Das Hauptsegment (Hauptlage – ergänzt definiert) ist durch unterschiedliche (von rein äolischen bis weitgehend fehlenden) Anteilen äolisch akkumulierten Fremdmaterials (z. T. auch nur lokal äolisch umgelagertes Material), die in unterschiedlichem Maße mit ortsbürtigem (Untergrund-) Material gemischt, kryoperstruktiv geprägt und homogenisiert sind, gekennzeichnet. Dieser Bereich entspricht im Kryoperstruktionsprofil der δ -Zone und ist im anhydromorphen Bereich sehr häufig mit dem Bv-Horizont des Kryohorizontprofils verknüpft.

Der liegende Profiltteil wird durch die Segmente stärker differenziert als nach der Lagengliederung (im Sinne der KA 4, KA 5). Das Mittelsegment – oberer Teil repräsentiert nach dem Kryoperstruktionsprofil die ε -Zone, die sich nur schwach homogenisiert darstellt, durch unterschiedliche äolische Fremdelemente sowie ortsbürtiges Material und deutliche strukturelle Unterschiede zum Hangenden und Liegenden gekennzeichnet sowie sehr häufig nach dem Kryohorizontprofil mit dem A(e)l-Horizont⁵⁾ verknüpft ist. Das Mittelsegment – unterer Teil kann sowohl unterschiedliche äolische Anteile aufweisen, als auch durch Kryoperstruktion eingearbeitetes lediglich ortsbürtiges Material repräsentieren. Dieser Profiltteil zählt nach dem Kryoperstruktionsprofil bereits zur ζ -Zone. Ein wesentliches Kennzeichen des Mittelsegments – unterer Teil ist vor allem in bindigen Substraten (auch in Lössen) der oft dicht gelagerte, unterschiedlich ausgeprägte Bt-Horizont des Kryohorizontprofils. Mittelsegment – oberer Teil und Mittelsegment – unterer Teil differenzieren somit die Mittellage (nach KA 4, KA 5).

Die Basissegmente (Basislagen – ergänzt definiert) können nach Zusammensetzung, kryopedologischen Horizont- und Strukturmerkmalen sowie Altersstellung ggf. differenziert werden in Basissegment 1 [im entkalkten, anhydromorphen Bereich überwiegend Bt-(Tonhäubchen)-Horizont] und in Basissegment 2 (im entkalkten, anhydromorphen Bereich überwiegend Cv-Horizont). Die Basissegmente bestehen überwiegend aus ortsbürtigem (bzw. aus unmittelbarer Umgebung), mehr oder weniger solifluidal akkumuliertem Material. Da die ζ -Zone des Kryoperstruktionsprofils lediglich nach Kryoperstruktionsmerkmalen von SCHWANECKE (1970) teilweise bereits für die Mittellage (gemäß KA 4, KA 5) als auch generell für die Basislage (nach KA 4, KA 5) ausgewiesen wurde, wird mit dem unterbreiteten Vorschlag einer stärkeren Differenzierung sowohl nach Kryotranslokations- als auch nach Kryoperstruktionsmerkmalen Rechnung getragen. Die Differenzierung nach Segmenten (bzw. Lagen – ergänzt definiert) für das Liegende des Hauptsegments und den hangenden Bereich des periglaziär nicht beeinflussten Untergrunds ist – besonders im sandigen Tiefland – nicht immer mit Sicherheit möglich. Deshalb kann dieser genannte Bereich auch zusammenfassend (also von Mittelsegment und Basissegment) als Übergangsegment ausgewiesen werden (vergl. Abb. 4). Ein Übergangsegment (synonym Übergangslage) umspannt somit den Tiefenbereich von Epsilon- und Zeta-Zone im Kryoperstruktionsprofil einerseits wie auch von Mittel- und Basislagen (gemäß KA 5) im Kryotranslokationsprofil andererseits.

Die Segmente bzw. Lagen – ergänzt definiert – spiegeln die Gesetzmäßigkeiten der Vertikalabfolge integriert wider, ohne die Anteile der verschiedenen Prozessgefüge auszudrücken. Dazu ist eine differenzierte Untersetzung notwendig. Die Differenzierung und Kennzeichnung der Segmente bzw. Lagen – ergänzt definiert – nach Erscheinungsformen und prozessbezogenen Profilabfolgen ist in Tabelle 2 dargestellt. Beispielhaft sind in dieser Tabelle für die einzelnen Segmente bzw. Lagen – ergänzt definiert – die Translokations- bzw. Substratschichten mit Kryoperstruktionszonen sowie (Kryo-)pedologischen Horizonten verknüpft (siehe hierzu auch KOPP & SCHWANECKE 2007).

Die Segmente bzw. Lagen – ergänzt definiert – erlauben eine landschaftsübergreifende und integrierende Gliederung der oberflächennahen Periglaziärphänomene. In der Abb. 4 (rechte Hälfte) sowie in den Farbtafeln 1 – 9 (jeweils Beschriftungen rechts neben dem Farbprofil) wird dieser Vorschlag vorgestellt.

7 Fazit und Folgerungen

Die Darlegungen und Vorschläge der vorangegangenen Kapitel fußen auf einer z. T. über 40...50-jährigen boden- und standortkundlichen Geländearbeit der Autoren und deren engerer Mitarbeiter in mitteleuropäischen Naturraumregionen und auf der Auswertung der Literatur von mehr als zwei Generationen von Bodenkundlern. An den gemeinsamen Diskussionen waren darüber hinaus eine Vielzahl von Forschern unterschiedlicher Disziplinen, insbesondere der Bodenkunde, Quartärgeologie, Geomorphologie und prähistorischen Archäologie beteiligt. Letztlich kann auf folgende wesentlichen Erkenntnisfortschritte verwiesen werden:

- Die periglaziär bedingten Profildifferenzierungen innerhalb der Pedosphäre sind im Wesentlichen auf im Komplex wirkende verschiedene Prozesse während der letzten Vereisung (und kurz danach) zurückzuführen. Die Erscheinungen im Profilbild weisen ungeachtet des wechselnden Einflusses bzw. der wechselnden Dominanz der verschiedenen Prozesse (infolge standortsbedingter Unterschiede wie Klima, Lage, Relief, Gestein) viele Gemeinsamkeiten in den verschiedenen Naturräumen auf. Grundsätzlich muss daher von einem einheitlichen – wenn auch von der Entfernung zum jeweiligen Eisrand abhängig zeitlich verschoben wirksamen – Prozesssystem ausgegangen werden. Eine räumliche regionale Differenzierung mit unterschiedlichen genetischen Deutungen ist nicht relevant.
- Um den komplex wirkenden Prozessen in der Bildung von Kryoperstruktionszonen einerseits und von periglaziären Deckschichten/Decken bzw. Lagen andererseits zusammenfassend gerecht zu werden, wird als neue integrierende landschaftsübergreifende Einheit im Bodenprofil der Begriff Segment (als Synonym Lage – ergänzt definiert, Abkürzung Le) geprägt, in welchem das Kryotranslokations-/Substratprofil, Kryoperstruktionsprofil und Kryohorizontprofil übergreifend gekennzeichnet werden. Beispiele für eine aufgespaltene Profilcharakterisierung sind von KOPP UND SCHWANECKE (2007) dokumentiert.
- Zusammen mit der periglaziären Profildifferenzierung erfolgte auch die bodengenetische Vorprägung bzw. Prägung innerhalb der Pedosphäre. Das trifft beispielhaft für verbräunte Horizonte der braunerdeartigen Bodentypen (vor allem Braunerde und Braunerde-Fahlerde) im Haupt-

segment (Hauptlage – ergänzt definiert) zu. Mit der periglaziären Umbildung und Überprägung (einschließlich Akkumulation) oberflächennaher Gesteine erfolgte die Bildung der (Boden-)Substrate. Periglaziäre Substratbildung und Kryopedogenese bilden eine Einheit. Die Beschränkung der Bodenbildung auf das Ergebnis pedogenetischer Prozesse ist einseitig.

- Die Erkenntnis, dass unsere Böden zumindest teilweise bereits periglaziär vorgeprägt und nicht ausschließlich das Ergebnis der nacheiszeitlichen Bodenbildungsprozesse widerspiegeln, muss stärker bei der Weiterentwicklung der Bodensystematik wie auch in der künftigen Nutzung der Böden Berücksichtigung finden.

Danksagung

Die Verfasser danken ganz herzlich Frau Prof. Dr. G. Broll (ISPA, Abt. für Geo- und Agrarökologie, Vechta) für freundliche Hinweise sowie Herrn Prof. Dr. A. Semmel (Hofheim/Taunus) für viele anregende Diskussionen auf Befahrungen, Exkursionen bzw. auf Vortragsveranstaltungen.

Literatur

- AD-HOC-ARBEITSGRUPPE BODEN DER GEOLOGISCHEN LANDESÄMTER UND DER BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE DER BUNDESREPUBLIK DEUTSCHLAND (1994): *Bodenkundliche Kartieranleitung*. – 4. Auflage; Hannover (als KA 4 zitiert).
- AD-HOC-ARBEITSGRUPPE BODEN DER STAATLICHEN GEOLOGISCHEN DIENSTE UND DER BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE (2005): *Bodenkundliche Kartieranleitung*. – 5. Auflage; Hannover (als KA 5 zitiert).
- ALTERMANN, M. (1968): Quartärgeologische und bodenkundliche Untersuchungen an weichselzeitlichen äolischen Deckschichten im Gebiet Sachsen-Anhalt. – Diss. TU Dresden, Fak. f. Forstwirtschaft Tharandt.
- ALTERMANN, M. (1970): Zur Kennzeichnung der Schwarzstaugleye der Köthener Ebene. – *Bodenkundl. Ges. der DDR: Mineralische Grundwasser- und Staunässeböden, ihre Kennzeichnung, Gliederung und Melioration*. – Vorträge und Exkursionsmaterial einer wiss. Tagung d. Komm. I, V u. VI vom 21. – 23. 5. 1970 in Rostock, Berlin, S. 65-75.
- ALTERMANN, M. (1985): Standortkennzeichnung landwirtschaftlich genutzter Standorte des östlichen Harzes. – Diss. B, Univ. Rostock.
- ALTERMANN, M. (1990): Zur Petrographie der Lockergesteinsdecken des östlichen Harzes. – *Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft* **62**: 101-104.
- ALTERMANN, M. (1993): Gliederung und Lithologie pleistozäner Lagen im Gebiet Sachsen-Anhalts. – *Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft* **72**: 819-824.
- ALTERMANN, M. (1998): Gliederung periglaziärer Lagen. – *Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft* **86**: 175-180.
- ALTERMANN, M. & FIEDLER, H.-J. (1972): Einige Ergebnisse von Untersuchungen an weichselzeitlichen äolischen Deckschichten in einem Teil des Altmoränengebietes der DDR (Sachsen-Anhalt). *Zpra'vy, Geograficke'ho u'stavu CSAV* **IX** (4): 1-25.
- ALTERMANN, M. & FIEDLER, H.-J. (1975): Substrat- und Bodenwechsel am nördlichen Lößrand des Schwarzerdegebietes der DDR. – *Hercynia N.F.* **12** (2): 130-159.
- ALTERMANN, M. & FIEDLER, H.-J. (1978): Die Kennzeichnung der Böden in den Sandlößgebieten außerhalb des Lößgürtels der DDR unter besonderer Berücksichtigung des Substrataufbaues. – *Beiträge zur Geographie* **29**: 157-199.
- ALTERMANN, M.; HAASE, G.; LIEBEROTH, I. & RUSKE, R. (1978): Lithologie, Genese und Verbreitung der Löß- und Schuttsedimente im Vorland der skandinavischen Vereisungen. – *Schriftenreihe für Geologische Wissenschaften* **9**: 231-235.
- ALTERMANN, M. & KÜHN, D. (1995): Exkursionsführer zur Jahrestagung 1995 in Halle – Exkursion E – Mitteldeutsches Trockengebiet. – *Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft* **7**: 229-278.
- ALTERMANN, M.; LIEBEROTH, I. & SCHWANECKE, W. (1988): Gliederung der Lockergesteinsdecken der Mittelgebirge. – *Zeitschrift für Angewandte Geologie* **34** (10): 302-306.
- ALTERMANN, M.; MAUTSCHKE, J.; ERBE, CH. & PRETZSCHEL, M. (1977): Zur Kennzeichnung der quartären Deckschichten im Unterharz. – *Petermanns Geographische Mitteilungen* **121** (2): 95-110.
- ALTERMANN, M. & RABITZSCH, K. (1976): Quartäre Deckschichten im Raum Elbingerode – Rübeland (Harz). – *Hercynia N.F.* **13** (3): 295-331.
- ALTERMANN, M.; RABITZSCH, K. & PANTERODT, S. (1982): Känozoische Deckschichten im östlichen Teil des Harzes unter Berücksichtigung neuerer Untersuchungen am nördlichen Harzrand. – *Zeitschrift für geologische Wissenschaften* **10** (6): 783-797.
- ALTERMANN, M. & RUSKE, R. (1970): Beitrag zur Lithologie, Gliederung und Verbreitung des Gebirgsschutts. – *Zeitschrift Geologie* **19** (8): 895-908.
- ALTERMANN, M. & SCHRÖDER, D. (1992): Zur Kennzeichnung der Schwarzerden aus Löß in Sachsen-Anhalt. – *Kühn-Arch.* **86** (1): 9-20.
- ALTERMANN, M. & WÜNSCHE, M. (1991): Ausgangsgesteine und Bodeneigenschaften. – *Zeitschrift für geologische Wissenschaften* **19** (1): 3-12.
- ALTERMANN, M.; JÄGER, K.-D.; KOPP, D.; KOWALKOWSKI, A.; KÜHN, D. & SCHWANECKE, W. (2007): Zur Kennzeichnung und Gliederung von periglaziär bedingten Differenzierungen in der Pedosphäre. – *Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft* **110**: 559-560.
- ARBEITSKREIS FÜR BODENSYSTEMATIK DER DBG; Federführung: MÜCKENHAUSEN, E. (1987): Bericht über die Forschungsarbeit „Zusammensetzung, Eigenschaften, Gliederung und Benennung der Periglazialen Deckschichten“. – Unveröffentlichtes Manuskript.
- ARBEITSKREIS FÜR BODENSYSTEMATIK DER DBG; Federführung: ALTERMANN, M. (1998): Gliederung periglaziärer Lagen. – In: *Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft* **86**: 175-180, – auch als DBG (1998) zitiert.
- ARBEITSKREIS FÜR BODENSYSTEMATIK DER DBG; Federführung: ALTERMANN, M. & KÜHN, D. (1998): Systematik der bodenbildenden Substrate. – *Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft* **86**: 135-174.
- ARBEITSKREIS FÜR BODENSYSTEMATIK DER DBG; Federführung: WITTMANN, O. (1998): Systematik der Böden. – *Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft* **86**: 1-134.
- BEHRENDT, G. (1863): Die Diluvialablagerungen in der Mark Brandenburg. – *Zeitschr. der Deutschen Geologischen Gesellschaft* **15**: 640-642.
- BLUME, H.-P.; BEYER, P. & SCHNEIDER, D. (1998): Soils of the southern Circumpolar Region and their classification. *Eurasian Soil Science* **31** (5): 477-485.
- BOGAARD, P. & SCHMINCKE, H.U. (1985): Laacher See tephra. A widespread isochronous late Quaternary tephra layer in Central and Northern Europe. – *Geol. Soc. of America Bull.* **96**: 1554-1571.
- BUSSEMER, S. (1994): Geomorphologische und bodenkundliche Untersuchungen an periglaziären Deckserien des mittleren und östlichen Barnim. – *Berliner Geographische Arbeiten* **80**; Berlin.
- BUSSEMER, S. (1998): Bodengenetische Untersuchungen an Braunerde- und Lessiveprofilen auf Sandstandorten des brandenburgischen Jungmoränengebietes. – *Münchener Geographische Abhandlungen, Reihe A, Bd. A49 – Marcinek-Festschrift, München (Geobuch-Verlag)*.
- BUSSEMER, S. (2007): Braunerden in subborealen und borealen Waldlandschaften (Fallstudien aus den Jungmoränengebieten Eurasiens). – *Münchener Geogr. Abh.* **A58**: 1-244; München.
- BUSSEMER, S.; GARBE, B. & MÜLLER, K. (1997): Studien zur Bodengenese im Bereich der Tertiärscholle von Sternebeck. – *Arbeitsberichte aus dem Geographischen Institut der Humboldt-Universität zu Berlin* **12**: 1-80; Berlin.
- CHMIELEWSKA, M. & WASYLIKOWA, KR. (1961): In: DYLIK, J. (Hrsg.): *INQUA –VIth Congress – Guide-Book of Excursion C: The Łódź Region*, S. 75-84 sowie Fig. 20-24, Łódź.

- DE JONG, J.D. (1967): The Quaternary of the Netherlands. – In: RANKAMA (Hrsg.): The Geologic Systems – The Quaternary. 2: 301-426; New York, London & Sydney (Interscience).
- DEWERS, F. (1929): Studien über die Entstehung des Geschiebedecksandes. – Abhandlungen vom Naturwissenschaftlichen Verein zu Bremen **27**: 299-330.
- DIEMANN, R. (1977): Genese und Ausbildung periglaziärer Decken im Jungmoränengebiet der DDR. – Wiss. Zeitschr. der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, math.-nat. Reihe **26** (4): 105-114.
- DÜCKER, A. (1934): Die Windkanter des Norddeutschen Diluviums in ihren Beziehungen zu periglazialen Erscheinungen und zum Decksand. – Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt **54**: 487-5430.
- DÜCKER, A. (1954): Die Periglazialerscheinungen im holsteinischen Pleistozän. – Göttinger Geographische Abhandlungen **16**: 5-54.
- EHWALD, E. (1978): Bodengenetische Prozesse. – Wiss. Zeitschr. d. Humboldt-Universität zu Berlin, math.- nat. Reihe **27**: 563-569.
- EHWALD, E. (1980a): O genezise burozemov i blizkich k nim burych lesnich i taeznych počv. – Počvovedenie **4**: 46-58 (russ.).
- EHWALD, E. (1980b): Bodensystematik, Bodengeographie. – In: MÜLLER, G. (Hrsg.): Pflanzenproduktion – Bodenkunde: 270-353; Berlin (VEB Deutscher Landwirtschaftsverlag).
- EHWALD, E. (1987): Zur Problematik der Bodenentwicklung im Gebiet der Weichselvereisung in der Deutschen Demokratischen Republik. – Wiss. Zeitschr. d. Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, math.-nat. Reihe **26** (2-3): 55-58.
- FAO (2006): World reference base for soil resources 2006 – A framework for international classification, correlation and communication. World soil resources report 103, Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome – als WRB zitiert.
- FIEDLER, H.-J. & ALTERMANN, M. (1964): Verbreitung, Entstehung und Eigenschaften von Sandlöß („Flotssand“) im Norddeutschen Flachland und angrenzenden Gebieten. – Zeitschrift Geologie **13** (10): 1199-1228.
- FIEDLER, H.-J.; ALTERMANN, M. & NEBE, W. (1963): Bemerkungen zum Geschiebedecksand, Teil II. – Wiss. Zeitschr. TU Dresden **12** (3): 755-756.
- FIEDLER, H.-J. & HUNGER, W. (1970): Geomorphologische Grundlagen der Bodenkunde und Standortlehre. – Dresden (Theodor Steinkopff).
- FITZPATRICK, E.A. (1956): An indurated soil horizon formed by permafrost. – Journ. Soil Sci. **7**: 248-257.
- FITZPATRICK, E.A. (1974): Cryons and Isons. Proc. North England Soils. – Discussion Group 2. Penroth: 31-43.
- FRENCH, H.M. (1996): The Periglacial Environment. – Second Edition Logman Group Limited.
- FRIEDRICH (1996): Digitale Reliefgliederungsverfahren zur Ableitung bodenkundlich relevanter Flächeneinheiten. – Frankfurter Geowissenschaftliche Arbeiten, Serie D, **21**; Dissertation, Frankfurt.
- FRÜHAUF, M. (1996): Periglaziale Lockermaterialdecken in ostdeutschen Mittelgebirgen – Forschungsstand und Versuch einer kritischen Bestandsaufnahme. – Heidelberger Geographische Arbeiten **104**: 133-146.
- GRAMSCH, B. (1969): Ein Lagerplatz der Federmesser-Gruppe bei Golßen, Kr. Luckau. – Ausgrabungen und Funde **14** (3): 121-128.
- GRAMSCH, B. (1998): Golßen – A Late Palaeolithic site in the Baruth – Glogów Ice Marginal Valley. – In: JÄGER, K.-D.; KOWALKOWSKI, A.; NOWACZYK, B. & SCHIRMER, W. (Hrsg.): Dunes and fossil soils of Vistulian and Holocene age between Elbe and Wisla. – Guide-Book of Excursion: 13-16; Poznań.
- GRIMMEL, E. (1973): Bemerkungen zum Geschiebedecksand. – Eiszeitalter und Gegenwart **23/24**: 16-25.
- GUGALINSKAJA, L.A. (1982): Soil formation and cryogenesis in the Centre of the East European Plain in the late Pleistocene. 203 S.; Puszczino.
- GUNDELWEIN, A. (1998): Eigenschaften und Umsetzung organischer Substanz in Nordsibirischen Permafrostböden. – Hamburger Bodenkundliche Arbeiten **39**: 162 S.; Hamburg.
- HALLETT, B.; ANDERSON, S.P.; STUBBS, C.W. & GREGORY, E.C. (1988): Surface soil displacements in sorted circles Western Spitzbergen. – In: Proceedings, 5th International Conference on Permafrost **1**: 770-775; Trondheim (Tapir Publishers).
- HARTWICH, R. (1978): Ausbildung und Genese der periglazialen Perstruktionszonen im Jungmoränengebiet der DDR. – Diss. Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald.
- HARTWICH, R. (1981): Ausbildung und Genese der periglazialen Perstruktionsserie im Jungmoränengebiet der DDR. – Zeitschrift für angewandte Geologie **27**: 326-332.
- HARTWICH, R.; JÄGER, K.-D. & KOPP, D. (1975): Bodenkundliche Untersuchungen zur Datierung des fossilen Tierbautensystems von Pisede bei Malchin. – Wiss. Zeitschr. d. Humboldt-Universität zu Berlin, math.-nat. Reihe **24** (5): 623-639.
- HEINRICH, J.; KRÜGER, A. & OSTASZEWSKA, K. (2005): Genese und Aufbau periglazialer Lockersedimentkomplexe und ihre Bedeutung für die Bodenansprache – Beispiele aus Mitteldeutschland und Kleinpole. – Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft **107**: 335-336.
- HUIZELER, C.C.W.J. (1947): De oudheidkundige opgravingen in Twente in de Laatste jaren. In: Een kwart eeuw Oudheidkundige Bodemonderzoek in Nederland. – Gudebook, 327 S.
- HUIZELER, C.C.W.J. (1957): Late-Glacial human cultures in the Netherlands. – Geologie en Mijnbouw **19**: 288-302.
- HOFMANN, W. & FIEDLER, H.-J. (1986): Charakterisierung von Zersatzzone und Schutzdecken in mitteleuropäischen Gebirgsböden. – Chemie der Erde **45**: 23-37.
- HUNGER, W. (1961): Über periglaziale Profilmerkmale erzgebirgischer Gneisböden. – Jahrb. Staatl. Mus. Min Geol. Dresden: 49-62.
- JÄGER, K.-D. (1979): Aktuelle Fragen der Fachterminologie in der Periglazialforschung des nördlichen Mitteleuropa. – Acta Universitatis Nicolai Copernici, Nauki matematyczno-przyrodnicze (Geografia) **14** (46): 45-57.
- JÄGER, K.-D. & KOPP, D. (1969): Zur archäologischen Aussage von Profilaufschlüssen norddeutscher Sandböden. – Ausgrabungen und Funde **14** (3): 115-121.
- JÄGER, K.-D. & KOPP, D. (1999): Buried soils in dunes of Late Vistulian and Holocene age in the northern part of Central Europe. – In: SCHIRMER, W. (Hrsg.): Dunes and fossil soils. Geo Archaeo Rhein **3**: 127-135.
- KA 4: siehe AD-HOC-ARBEITSGRUPPE BODEN DER GEOLOGISCHEN LANDESÄMTER UND DER BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE DER BUNDESREPUBLIK DEUTSCHLAND (1994).
- KA 5: siehe AD-HOC-ARBEITSGRUPPE BODEN DER STAATLICHEN GEOLOGISCHEN DIENSTE UND DER BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE (2005).
- KACZINSKI, N.A. (1927): Zamierzanije, rozmierzanije i wlaźnost' pozwy w zimnij sezon w lesu i na polewyc uczastkach. Moskwa.
- KARAWAJEWA, N.A. & TARGULJAN, W.O. (1960): Humus Distribution in the Tundra Soils of Norhern Jakutia. – Soviet Soil Sci.: 1293-1300.
- KARTE, J. (1979): Räumliche Abgrenzung und regionale Differenzierung des Periglaziärs. – Bochumer Geographische Arbeiten **35**: 211 S.; Paderborn (Ferdinand Schöningh).
- KASSE, C. (1999): Late Pleniglacial and Late Glacial aeolian phases in the Netherlands. – In: SCHIRMER, W. (Hrsg.): Dunes and fossil soils. Geo Archaeo Rhein **3**: 61-82.
- KIMBLE, J.M. & AHRENS, R.J. (eds.) (1994): Proceedings of the Meeting on the Classification, Correlation, and Management of Permafrost-Affected Soils. – USDA Soil Conservation Service, National Soil Survey Center, NF, Lincoln.
- KLIEWE, H. (1965): Arbeitstagung über Probleme des Geschiebedecksandes. – Petermanns Geographische Mitteilungen **109** (4): 286-287.
- KLIEWE, H. (1975): Zur Genese und Alter jungquartärer Deckschichten in Thüringisch-Sächsischen Mittelgebirgen. – Biuletyn Peryglacjalny **19**: 119-126.
- KÖSEL, M. (1996): Der Einfluß von Relief und periglazialen Deckschichten auf die Bodenausbildung im mittleren Rheingletschergebiet von Oberschwaben. – Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten **D1**: 147 S.
- KOPP, D. (1965): Die periglaziäre Deckzone (Geschiebedecksand) im nordostdeutschen Tiefland und ihre bodenkundliche Bedeutung. – Berichte der Geologischen Gesellschaft in der DDR **10** (6): 739-771.

- KOPP, D. (1969): Die Waldstandorte des Tieflandes. – In: KOPP, D. u. a.: Ergebnisse der forstlichen Standortserkundung in der Deutschen Demokratischen Republik. Band I, Lieferung 1: 16-141; Potsdam.
- KOPP, D. (1970a): Periglaziäre Umlagerungs-(Perstruktions-)zonen im nordmitteleuropäischen Tiefland und ihre bodengenetische Bedeutung. – In: Beiträge zur Bodensystematik unter besonderer Berücksichtigung reliktscher und rezenter Merkmale. Tagungsbericht der DAL Berlin, Nr. 102: 55-81.
- KOPP, D. (1970b): Kryogene Perstruktion und ihre Beziehung zur Bodenbildung im Moränengebiet. – In: RICHTER, H.; HAASE, G.; LIEBEROTH, I. & RUSKE, R. (1970): Periglazial-Löß-Paläolithikum im Jungpleistozän der DDR. – Petermanns. Geographische Mitteilungen, Erg.-Heft 274: 269-279; Gotha.
- KOPP, D. & JÄGER, K.-D. (1972): Das Perstruktions- und Horizontprofil als Trennmerkmal periglaziärer und extraperiglaziärer Oberflächen im Nordmitteleuropäischen Tiefland. – Wiss. Zeitschr. d. Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, math.-nat. Reihe 21 (2): 77-84.
- KOPP, D. et al. (1982): Allgemeingültige Naturraumtypen für das Hauptstockwerk. – In: KOPP, D., JÄGER, K.-D. & SUCCOW, M. (Hrsg.): Naturräumliche Grundlagen der Landnutzung, 1. Aufl.: 27-204; Berlin (Akademie-Verlag).
- KOPP, D. & SCHWANECKE, W. (2007): Die Bodenformen beispielhafter mitteleuropäischer Naturraumregionen unter dem Aspekt ihrer periglaziären Merkmalskombination aus Substrat-, Perstruktions- und Horizontprofil. – Archiv für Naturschutz und Landschaftsforschung 46 (4):17-34.
- KOWALKOWSKI, A. (1966): Main trends in Development of Soils in Conditions of Dalkowo Hills Morphogenetic Environment. – Soil Sci. Annual XVI (2): 357-411 (poln.).
- KOWALKOWSKI, A. (1973): Genesis and Classification Fundamentals of soils developed from Periglacial Substrats. Przewodnik Zjazdu Naukowego pod hasłem "Geneza gleb wytworzonych z utworów przekształconych peryglacjalnie na Niżu Polski". Suplement: 93-129 (poln.).
- KOWALKOWSKI, A. (1977): The soils of continental alpine tundra in the Central Khangai. – Bull de l'Acad. Pol. Sci., Ser. des Sci. de la Terre 25 (3-4): 219-228.
- KOWALKOWSKI, A. (1979): Stratygrafia gleb w wykopie Siedlnica. – Śląskie Sprawozdania Archeologiczne 20: 15-20.
- KOWALKOWSKI, A. (1980a): Altitudinal zonation of Soils in the Southern Khangai Mountainis. – In: KLIMEK, K. & STARKEL, L. (eds.): Vertical Zonality in the Southern Khangai Mountains (Mongolia). – Geogr. Studies 136: 65-76.
- KOWALKOWSKI, A. (1980b): The Structure and Altitudinal Zonation of Soils in the Donoin Dzun-Nuruu Massif, Khangai Mts (Mongolia). – Geographia Polonica 43: 111-123.
- KOWALKOWSKI, A. (1981): Climatic-time sequence of chernozems in the Khangai Mountains (Mongolia). – Roczn. Glebozn. XXXII (3): 161-170.
- KOWALKOWSKI, A. (1983): Hydrothermal properties of permafrost solonchaks in the Central Mongolian arid steppe zone. – Permafrost, Fourth Int. Conf. Proc. July 12-22 1983 Fairbanks, Alaska: 666-671; Washington D.C. (National Acad. Press).
- KOWALKOWSKI, A. (1988): Age and Genesis of Soils. – In: STARKEL, L. (Red.): Przemiany środowiska geograficznego polski. – Ossolineum: 45-85 (poln.).
- KOWALKOWSKI, A. (1989): Genese der Braunerden und Schwarzerden nach Untersuchungen in der Mongolischen V. R. und der V. R. Polen. – Petermanns Geographische Mitteilungen 133: 7-22.
- KOWALKOWSKI, A. (1990): Evolution of Holocene Soils in Poland. – Quaestiones Geographicae 11/12: 93-120.
- KOWALKOWSKI, A. (1993): Problems of Nomenclature and Notions of Contemporary Pedology in Paläogeographic Research. – Studia Kieleckie 2/78: 133-164 (poln.).
- KOWALKOWSKI, A. (1995): Catena of Podzolic Soils in the Northern Slope of Västerskutan in the Massif of Oreskutan, Jämtland, Quaestiones Geographicae. Special Issue 4. UAM: 185-194.
- KOWALKOWSKI, A. (1996): Święty Krzyż, glebopokrywy na północnym stoku głównego masywu Łysogór. – Konferencja Komisji Poleopedologii. Kom. Bad. Czwart. PAN, Łódź: 69-64.
- KOWALKOWSKI, A. (1997): Einige Indikatoren der diagnostischen Horizonte in Rostböden aus fluvioglazialen Sanden der Brandenburger und Pommerschen Fazies des Vistulians. – Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 85 (III): 1191-1194.
- KOWALKOWSKI, A. (1998): Holocene Rusty and Rusty Podzolic Soils in the Tundra and Taiga of Middle Sweden. Roczniki Gleboznawcze T. XLX (1/2): 29-44.
- KOWALKOWSKI, A. (2001a): Relic cryogenic indicators of diagnostic horizons in rusty and parabrown soils in European Lowland. – Acta Agrophysica 50: 147-167.
- KOWALKOWSKI, A. (2001b): Hauptzüge der quartären Entwicklung der Bodenlandschaften im mongolischen Gebirge. – In: BUSSEMER, S. (ed.): Das Erbe der Eiszeit 17: 32; Langenweissbach (Beier und Beran).
- KOWALKOWSKI, A. (2004): Diagnostics and Classification of Perstruction Zones and Slope Soilcovers developed in Periglacial and Extraperiglacial Environment. – In: JÓZWIAK, M. & KOWALKOWSKI, A. (eds.): Regional Monitoring of Natural Environment 5/04: 47-94.
- KOWALKOWSKI, A. (2006): Die Bedeutung periglaziärer Prozesse für die Bodenbeurteilung bei der Naturraumerkundung. – Archiv für Naturschutz und Landschaftsforschung 45 (3/4):161-180.
- KOWALKOWSKI, A. & BORZYSZKOWSKI, J. (1974): Research in the reverse couplings between mesorelief and some properties of the FH horizon in a rusty podzolic soil. – Roczniki Gleboznawcze XXV. Dodatek: 217-230.
- KOWALKOWSKI, A. & BORZYSZKOWSKI, J. (1977): The Role of Periglacial and Extraperiglacial Perstruktions in the Formation of Soil Profile in Central Europe. – Folia Quaternaria 49: 34-75.
- KOWALKOWSKI, A. & BORZYSZKOWSKI, J. (1985): Earth hummocks in the dry steppe and in the forest steppe in Central Mongolia. – Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica 19: 111-129.
- KOWALKOWSKI, A.; BROGOWSKI, Z. & KOCON, J. (1986): Surface textures of grains of quartz sand fractions in relic cryogenic horizons of Vistulian glaciation. – Ber. der IBG, Informative Kurzfassungen, Bd. III: 1178-1179; Hamburg.
- KOWALKOWSKI, A.; BORZYSZKOWSKI, J. & PORĘBSKA, G. (1981): Geoökologische Grundlagen der Erkennung, Klassifikation und Kartierung der Rostböden. Forstinstitut Warszawa-Sękocin: 1-85 (poln.).
- KOWALKOWSKI, A. & KOCOŃ, J. (1998): Microtextures of Cryopedogenic weathering in Soils of the Mountain Tundra of Middle Sweden. – Roczniki Gleboznawcze T XLX (1/2): 53-59.
- KOWALKOWSKI, A.; NOWACZYK, P. & OKUNIEWSKA-NOWACZYK, I. (1999): Chronosequenz of biogenic deposits and fossil soils in the dune near Jasien, Western Poland. – In: SCHIRMER, W. (Hrsg.): Dunes and fossil soils. Geo Archaeo Rhein 3: 107-125.
- KÜHN, P. (2003): Spätglaziale und holozäne Lessivégenese auf jungwechelzeitlichen Sedimenten Deutschlands. – Greifswalder Geographische Arbeiten 28: 6-167 + 3-37.
- KÜHN, P.; BILLWITZ, K.; BAURIEGEL, A.; KÜHN, D. & ECKELMANN, W. (2006): Review Article Distribution and genesis of *Fahlerden* (Albeluvisols) in Germany. – Journal of Plant Nutrition and Soil Science 169: 420-433.
- KUŹNICKI, F.; KONECKA-BETLEY, K.; KOWALKOWSKI, A. & BIAŁOUSZ, S. (1970): Systematika gleb Polski (Systematik der Böden Polens). – Polskie Towarzystwo Gleboznawcze, Komisja Genyzy Klasyfikacji i Kartografii Gleb – Zespół Koordinacyjny: 104 S.; Warszawa.
- LAATSCH, W. (1957): Dynamik der mitteleuropäischen Mineralböden. Dresden und Leipzig (Theodor Steinkopff).
- LEMBKE, H. (1965): Probleme des Geschiebedecksandes im Jung- und Altmoränengebiet. – Berichte der Geologischen Gesellschaft in der DDR 10 (6): 721-726.
- LEMBKE, H. (1972): Die Periglazialerscheinungen im Jungmoränengebiet der DDR. – Wiss. Zeitschr. d. Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, math.-nat. Reihe 21 (1): 71-76.
- LEMBKE, H.; ALTERMANN, M.; MARKUSE, G. & NITZ, B. (1970): Die periglaziäre Fazies im Alt- und Jungmoränengebiet nördlich des Lößgürtels. – In: AUTORENKOLLEKTIV: Periglazial – Löß – Paläolithikum im Jungpleistozän der DDR. Ergänzungsheft Nr. 274 zu Petermanns Geographische Mitteilungen: 213-268.
- LIEBEROTH, I.; KOPP, D. & SCHWANECKE, W. (1991): Zur Klassifikation der Mineralböden bei der land- und forstwirtschaftlichen Standortskartierung. – Petermanns Geographische Mitteilungen 3: 153-163.
- LOŹEK, V. (1965): Das Problem, der Lößbildung und die Lößmollusken. – Eiszeitalter und Gegenwart 16: 61-75.

- MAKEEV, O.V. (1975): Biosphere, Cryosphere. Soil. Reprint. Puschino: 3-20.
- MAUTSCHKE, J.; SCHUBERT, A. & ALTERMANN, M. unter Mitarbeit von SCHRÖDER, H.; KNAUF, C. & WÜNSCHE, M. (1971): Bodengeologische Karte der DDR 1:100 000 Leipzig. Berlin (Zentrales Geologisches Institut).
- MAUS, H. & STAHR, K. (1977): Auftreten und Verbreitung von Lößlehmbeimischungen in periglazialen Schuttdecken des Schwarzwaldwestabfalls. – *Catena* **3**: 369-386.
- MANIKOWSKA, B. (1999): Fossil Soils and Pedogenetic Periods in the Evolution of Central Poland Environment after the Warthian Glaciation. – *Acta Geogr. Lodzensis* **76**: 41-100 (poln.).
- MARCINEK, J. & NITZ, B. (1973): Das Tiefland der Deutschen Demokratischen Republik – Leitlinien seiner Oberflächengestaltung. 288 S.; Gotha und Leipzig (VEB Hermann Haak).
- MAZHITOVA, G. (1988): Podzols in the continental regions of Far Northeastern Asia. – *Sov. Soil Sci.* **20** (2): 1-12.
- MÜLLER, E.H. (1954): Die Bedeutung des eiszeitlichen Bodenfließens (Solifluktion) für die Bodenbildung im nördlichen Teil des Rheinischen Schiefergebirges. – *Zeitschrift für Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkunde* **65**: 52-61.
- NEBE, W.; ALTERMANN, M. & FIEDLER, H.-J. (1962): Bemerkungen zum Geschiebedecksand. – *Jb. Staatl. Mus. Mineral. Geol. Dresden*: 147-155.
- NEUMEISTER, H. (1971): Jungpleistozäne Decksedimente und Bodenentwicklung in der Umgebung von Leipzig. – *Zprávy, Geografického ústavu ČSAV VIII* (4): 23-72.
- OBRUČEV, V.A. (1948): Löss kak osobyj vid počvy, jevo genезis i zadači jevo izučeniya. – *Bjulleten Komissii po izučeniju četvertičnovo perioda* **12**: 5-17.
- POLTEW, I.F. (1966): Izmienienije granulometriczeskowo sostawa pieszczanych gruntow pri wozdejstwi na nich rastworow elektrolitow i proces zamie zaniya-ottaiwanija. – *Merzł. Issl. wyp.* **6**: 199-206.
- RICHTER, H.; RUSKE, R. & SCHWANECKE, W. (1970): Die periglaziäre Fazies im lößfreien Hügelland und Mittelgebirge. – In: RICHTER, H.; HAASE, G.; LIEBEROTH, I. & RUSKE, R. (Hrsg.): *Periglazial – Löß – Paläolithikum im Jungpleistozän der DDR.* – *Petermanns. Geograph. Mitt., Erg.-Heft* **274**: 269-279.
- RODE, A.A. (1955): *Pozwowedeniye. Moskwa-Leningrad (Goslesbumizdat).*
- ROESCHMANN, G. (1963): Zur Entstehungsgeschichte von Parabraunerden und Pseudogleyen aus Sandlöß südlich von Bremen. – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abh.*, **117**: 286-229.
- ROTSCHKE, J. (1974): Die Leichtmineralzusammensetzung von Böden und quartären Deckschichten auf Buntsandstein in Ostthüringen. – *Archiv für Acker- und Pflanzenbau und Bodenkunde* **18** (2/3): 101-110.
- SAUER, D. (2002): Genese, Verbreitung und Eigenschaften periglaziärer Lagen im Rheinischen Schiefergebirge – anhand von Beispielen aus Westerwald, Hunsrück und Eifel. – *Boden und Landschaft, Schriftenreihe zur Bodenkunde, Landeskultur und Landschaftsökologie, Bd. 36*; Diss. Justus-Liebig-Universität Gießen.
- SCHÄFER, D.; JÄGER, K.-D. & ALTERMANN, M. (1991): Zur Stratigraphie periglaziärer Decken im Thüringischen Bergland – Erste Ergebnisse einer Grabung mit paläolithischem Fundhorizont bei Oppurg, Ldkr. Pößneck (Ostthüringen). – *Archäologisches Korrespondenzblatt* **21**: 323-334.
- SCHAEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. (1998): *Lehrbuch der Bodenkunde*, 14. Aufl., XII: 494 S.; Stuttgart (Enke).
- SCHENK, E. (1955): Die periglazialen Strukturbodenbildungen als Folgen der Hydratationsvorgänge im Boden. – *Eiszeitalter und Gegenwart* **6**: 170-184.
- SCHILLING, W. (1962): Jungpleistozäne periglaziale Deckschichten als Ausgangssubstrat der Bodenbildung im thüringisch-sächsischen Mittelgebirgsraum. – *Drucea, Mitteilungen des Geobotanischen Arbeitskreises Sachsen-Thüringen* **4**: 41-44.
- SCHILLING, W. & WIEFEL, H. (1962): Jungpleistozäne Periglazialbildungen und ihre regionale Differenzierung in einigen Teilen Thüringens und des Harzes. – *Zeitschrift Geologie* **11**: 428-460.
- SCHLAAK, N. (1998): Typical aeolian sand profiles and palaeosols of the Glien till plain in the Northwest of Berlin. – In: SCHIRMER, W. (Hrsg.): *Dunes and fossil soils, Geo Archaeo Rhein* **3**: 97-105.
- SCHLAAK, N. (1999): Sites in the Toruń – Eberswalde ice marginal valley. – In: JÄGER, K.-D.; KOWALKOWSKI, A.; NOWACZYK, B. & SCHIRMER, W. (Hrsg.): *Dunes and fossil soils of Vistulian and Holocene age between Elbe and Wisła.* – *Guide-Book of Excursion*: 27-32.
- SCHMIDT, R. (1971): Die Weichseleiszeit im Übergangsbereich zwischen Löss und Treibsand in Nordsachsen (Großenhainer Gebiet). – *Zprávy, Geografického ústavu ČSAV VIII* (4): 1-23.
- SCHOLTEN, T. (2003): Beitrag zur flächendeckenden Ableitung der Verbreitungssystematik und Eigenschaften periglaziärer Lagen in deutschen Mittelgebirgen. – *Relief – Boden – Klima, Heft 19*; Berlin, Stuttgart (Gebrüder Borntraeger).
- SCHRÖDER, H. & FIEDLER, H.-J. (1977): Beitrag zur Kenntnis der periglazialen Deckschichten des östlichen Harzes. Teil 2: Genese, stratigraphische Deutung und Parallelisierung der periglazialen Deckschichten. – *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften* **5** (9): 1083-1104.
- SCHULZ, H[EINZ] (1956): Der Geschiebedecksand als spätglaziale Wanderschuttdecke im brandenburgischen Jung- und Altmoränenengebiet. – *Petermanns Geographische Mitteilungen* **100** (1): 16-28.
- SCHULZ, H[ORST] (1961): Entstehung und Werdegang der Nordöstlichen Heide Mecklenburgs. – Unveröff. Diss. (Universität Rostock, Geologisch-Paläontologisches Institut), 136 S., Rostock.
- SCHWABEDISSEN, H. (1954): Die Federmessergruppen des nordwesteuropäischen Flachlandes. – Zur Ausbreitung des Spät-Magdaleniens. 104 S., 106 Taf.; Offa.-Bücher 9, Neumünster.
- SCHWANECKE, W. (1962): Richtlinie zur Aufstellung der Standortsgliederung im Hügelland und Mittelgebirge der DDR (Interne Arbeitsrichtlinie des Institutes für Forsteinrichtung und Standortserkundung Potsdam, Entwicklungsgruppe Weimar): 12 Seiten.
- SCHWANECKE, W. (1966): Für die Bodensystematik wichtige Ergebnisse der forstlichen Standortserkundung im Hügelland und Mittelgebirge der DDR. – *Sitzungs-Berichte der Akademie der Landwirtschaftswissenschaften zu Berlin* **15** (18): 79-95.
- SCHWANECKE, W. (1970): Die periglaziären Umlagerungszonen im Hügelland und Mittelgebirge der DDR und ihre bodenkundliche Bedeutung. – In: *Beiträge zur Bodensystematik unter besonderer Berücksichtigung reliktsicher und rezenter Merkmale.* – *Tagungsberichte der Deutschen Akademie der Landwirtschaftswissenschaften zu Berlin* **102**: 83-107.
- SCHWANECKE, W. (1994): *Bodenformenkatalog der forstlichen Haupt- und Lokalbodenformen im Mittelgebirge und Hügelland der ostdeutschen Bundesländer.* – Im Auftrag des Forsteinrichtungsamtes Potsdam 1990 bearbeitet, überarbeitet 1994: 275 Seiten; Forsteinrichtungsamt Weimar.
- SCHWANECKE, W. (1999): Beitrag zur Diskussion Zonen/Lagen aus der Sicht der forstlichen Standortserkundung. – *briefliche Mitteilung an M. ALTERMANN.*
- SEA (1974): *Standortserkunderanweisung für Hügelland und Mittelgebirge der DDR, Teil C2.II.2 Bodenformen: S.7-50*; Potsdam.
- SEA (1995): *Standortserkunderanweisung für das Tiefland der ostdeutschen Bundesländer.* – Forsteinrichtungsamt Potsdam.
- SEMMELE, A. (1964): *Junge Schuttdecken in hessischen Mittelgebirgen.* – *Notizblatt des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung* **92**: 275-285.
- SEMMELE, A. (1966): *Erläuterungen zur Bodenkarte von Hessen 1:25.000, Blatt 5224, Eiterfeld.* – *Hessisches Landesamt für Bodenforschung; Wiesbaden (Selbstverlag).*
- SEMMELE, A. (1968): *Studien über den Verlauf der jungpleistozänen Formung in Hessen.* – *Frankfurter Geogr. Hefte* **45**.
- SEMMELE, A. (1975): *Schuttdecken im Buntsandstein-Odenwald.* – *Aufschluß, Sonderbd.* **27**: 321-329.
- SEMMELE, A. (1998): *Anmerkungen zur Schuttdeckengliederung im Thüringer Wald und in hessischen Bergländern.* – *Geowissenschaftliche Mitteilungen von Thüringen, Beiheft* **7**: 62-78.
- SEMMELE, A. (2002): *Hauptlage und Oberlage als umweltgeschichtliche Indikatoren.* – *Zeitschrift Geomorphologie N.F.* **42** (2): 167-180.
- SEMMELE, A. (2005): *Periglaziale Vergangenheit und bodenkundliche Gegenwart in den deutschen Mittelgebirgen.* – *Wald in Sachsen-Anhalt*, **15/05**: 35-60.

- SEMMEI, A. (2006): Spätglaziale Sediemente und ihre äolischen Beimengungen in einigen deutschen Mittelgebirgen. – Geologisches Jahrbuch Hessen **133**: 109-120.
- SOKOLOV, I.A.; CHIGIR, V.G.; ALIFANOV, V.M.; KHUDYAKOV, O.T.; GUGALINSKAJA, L.A.; FOMINYKH, L.A.; GILICHINSKY, D.A. & MAKSIMOVICH, S.V. (1980): Concepts, terminology, and classification problems in the study of freezing soils. – Sov. Soil Sci. **12**: 666-673.
- SOLGER, F. (1965): Zur methodischen Behandlung der Geschiebedecksandfrage. – Berichte der Geologischen Gesellschaft in der DDR **10** (6): 727-738.
- TARGULJAN, V.O. (1971): Soil Formation and Weathering in Cold Humid Regions. Izd. Nauka, 260 pp; Moskva.
- TARNOCAI, C. & BALLARD, M. (1994): Organic carbon in canadian soils. – In: RATTAN, L.; KIMBLE, J.M. & LEVINE, E. (1994): Soil processes and greenhouse effect. USDA Soil Conservation Service: 31-45.
- THALHEIM, K. (1988): Mineralogische und granulometrische Charakterisierung quartärer Deckschichten, insbesondere des Mittelsedimentes unter Wald im Osterzgebirge. – Diss. A, TU Dresden.
- THALHEIM, K. & FIEDLER, H.-J. (1990): Merkmale für den äolischen Einfluß in den känozoischen Deckschichten des Osterzgebirges (DDR). – Chemie der Erde **50**: 147-154.
- TGL 24 300 (1985): Aufnahme landwirtschaftlich genutzter Standorte. – Akademie der Landwirtschaftswissenschaften der DDR. Berlin.
- VAN VLIET-LANOË, D. & LANGOHR, R. (1981): Correlation between fragipan and permafrost with special reference to Weichsel silty deposits in Belgium and Northern France. – Catena **8**: 137-154.
- VÖLKEI, J. (1994): Zur Frage der Merkmalscharakteristik und Gliederung periglazialer Deckschichten am Beispiel des Bayerischen Waldes. – Petermanns Geographische Mitteilungen **138** (4): 207-217.
- WOLOBUJEW, W.R. (1963): Ekologija poczw. Izd. AK ASSR, 258 pp.; Baku.
- WRB: siehe FAO (2006).

Autorenanschriften und Bemerkungen:

Manfred Altermann: Mitteldeutsches Institut für angewandte Standortkunde und Bodenschutz, Wilhelm-Raabe-Str. 9, 06118 Halle, Email: Buero-Altermann@t-online.de

Klaus-Dieter Jäger: Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, Institut für Kunstgeschichte und Archäologien Europas - Prähistorische Archäologie Mitteleuropas/Archäologie des Mittelalters und der Neuzeit, Brandbergweg 23c, 06099 Halle

Alojzy Kowalkowski: ul. Mostnika 13/27, PL 76-200 Stupsk, Email: eipos@eden.tu.kielce.pl

Dieter Kühn: Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg, Stahnsdorfer Damm 77, 14532 Kleinmachnow, Email: dieter-kuehn@lbgr-brandenburg.de

Walther Schwanecke: Theodor-Neubauer-Str. 11, 99427 Weimar-Schöndorf

Unser Mitautor, Herr Dr. habil. Dietrich Kopp (zuletzt Tewswos), ist vor der Drucklegung dieses Beitrages verstorben und konnte leider die Veröffentlichung nicht mehr erleben. Er hat bis zur Fertigstellung des Manuskripts aktiv und entscheidend mitgewirkt und war bis kurz vor seinem Tod um dessen schnelle Herausgabe bemüht. Leider kam es auf Grund der zuerst erfolgten Einreichung zum Druck dieses Beitrages in einer Fachzeitschrift für Quartärforschung zu einer inakzeptablen mehr als einjährigen redaktionellen Verzögerung. Die Autoren danken deshalb dem Verlag Kessel sowie der Schriftleitung der Zeitschrift Waldökologie, Landschaftsforschung und Naturschutz ganz besonders für die Annahme und Veröffentlichung dieses Beitrages

submitted: 30.01.2008

reviewed: 18.04.2008

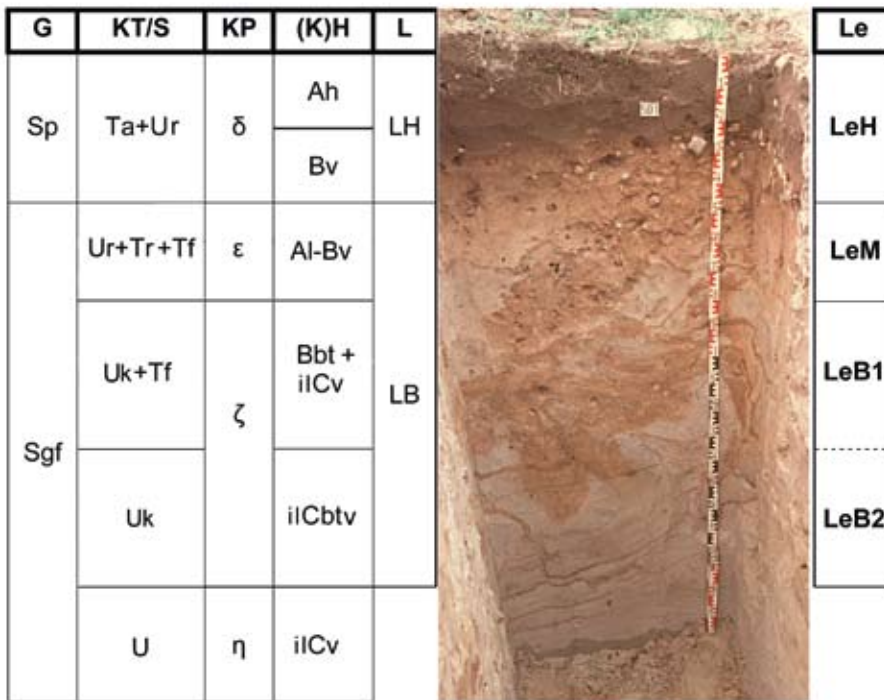
accepted: 29.04.2008

Zur Kennzeichnung und Gliederung von periglaziär bedingten Differenzierungen in der Pedosphäre

Anhang: Farbtafeln 1 – 9

Erläuterung der auf den Farbtafeln angewandten Symbole und Abkürzungen

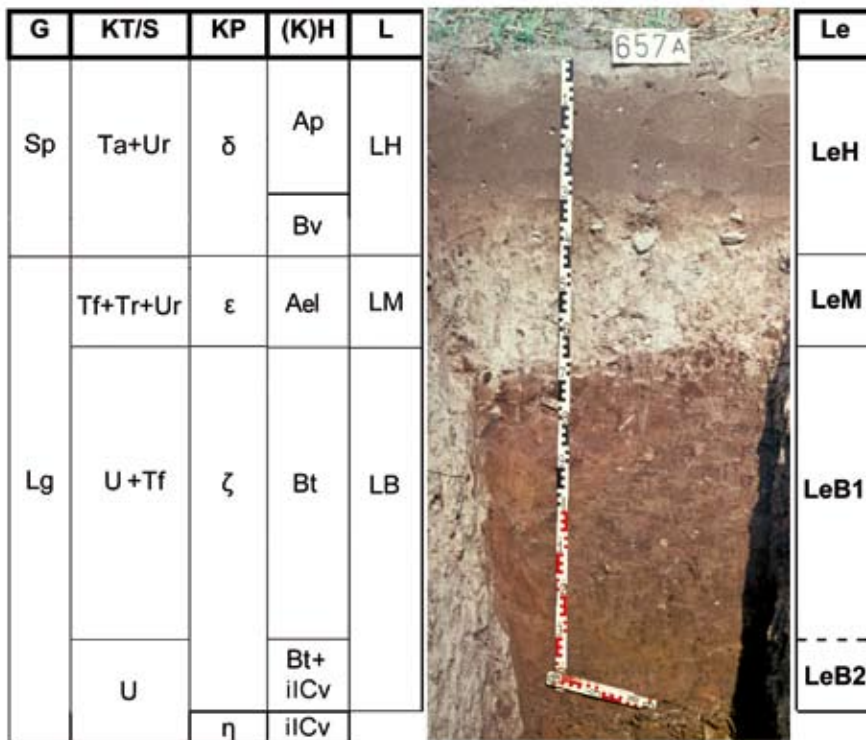
Symbol	Erläuterung	
G	Geologisches Profil (Gesteine im Bereich der Pedosphäre nach KA 5)	
	Sp	Geschiebedecksand
	Sgf	Schmelzwassersand
	Lg	Geschiebelehm
	Mg	Geschiebemergel
	Los	Sandlöss
	Lo	Löss
	Up	Deckschluff (im Mittelgebirge auch als "Gebirgs-löss" bezeichnet)
	^k	Kalkstein
	^g	Grauwacke
	*Tsf	Tonschiefer
	*Q	Quarzit
Xhg	Hangschutt	
KT/S	<u>Kryotranslokations-/Substratprofil</u> (nach KOPP & SCHWANECKE 2007)	
	Tp	Kryotranslokationsmaterial, undifferenziert
	Ta	Kryotranslokationsmaterial, äolisch
	Taö	Kryotranslokationsmaterial, Löss bzw. Löss-anteile
	Tf	Kryotranslokationsmaterial, solifludal
	Tr	Kryotranslokationsmaterial, Abtragungsrückstand
	U	Untergrundmaterial (ortsbürtiges Material), undifferenziert
	Uk	Untergrundmaterial, kryoturbat geprägt
Ur	Untergrundmaterial, Abtragungsrückstand	
KP	<u>Kryoperstruktionsprofil</u> (Perstruktions- bzw. Umlagerungszonen nach KOPP 1969 bzw. SCHWANECKE 1970)	
	γ	Gamma-Zone
	δ	Delta-Zone
	ε	Epsilon-Zone
	ζ	Zeta-Zone
	η	Eta-Zone
(K)H	<u>(Kryo)Horizontprofil</u> (nach KA 5, Horizontangaben z. T. vereinfacht)	
L	<u>Lagenabfolge</u> (nach KA 4, KA 5)	
	LO	Oberlage
	LH	Hauptlage
	LM	Mittellage
	LB	Basislage
Le	<u>(periglaziäre) Segmentabfolge bzw. Abfolge der Lagen – ergänzt definiert</u>	
	LeO	Obersegment bzw. Oberlage – ergänzt definiert
	LeH	Hauptsegment bzw. Hauptlage – ergänzt definiert
	LeM	Mittelsegment bzw. Mittellage – ergänzt definiert
	LeMo	Mittelsegment oberer Teil bzw. Mittellage – ergänzt definiert oberer Teil
	LeMu	Mittelsegment unterer Teil bzw. Mittellage – ergänzt definiert unterer Teil
	LeB	Basissegment bzw. Basislage – ergänzt definiert



Farbtafel 1: Beispiel für die Kennzeichnung und Gliederung der periglaziären Profildifferenzierung auf Schmelzwasser-sandstandorten des Tieflands.

Bodenform: KA5: Bänderparabraunerde-Braunerde aus schwach Reinkies führendem Kryolehmsand (aus Geschiebe-decksand) über schwach Reinkies führendem Kryoreinsand (aus Schmelzwassersand) (bodengenetische Angabe als Varietät).
 WRB: Lamellic Arenosol from periglacial sand underlain by glaciofluvial sand.

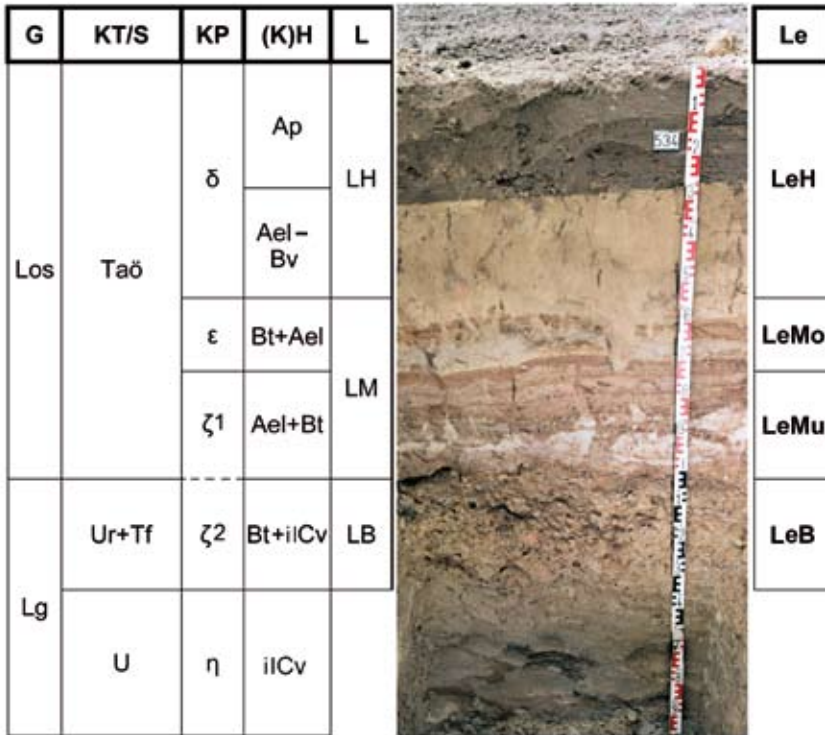
Color plate 1: Example of characterization and subdivision of periglacial sequences on glaciofluvial sands of the lowlands.



Farbtafel 2: Beispiel für die Kennzeichnung und Gliederung der periglaziären Profildifferenzierung auf Geschiebelehm-standorten des Tieflands.

Bodenform: KA5: Fahlerde-Braunerde aus Reinkies führendem Kryoschluffsand (aus Geschiebedecksand) über Reinkies führendem Kryonormallehm (aus Geschiebelehm) (bodengenetische Angabe als Subtyp).
 WRB: Haplic Albeluvisol from periglacial sand underlain by till.

Color plate 2: Example of characterization and subdivision of periglacial sequences on till sites of the lowlands.

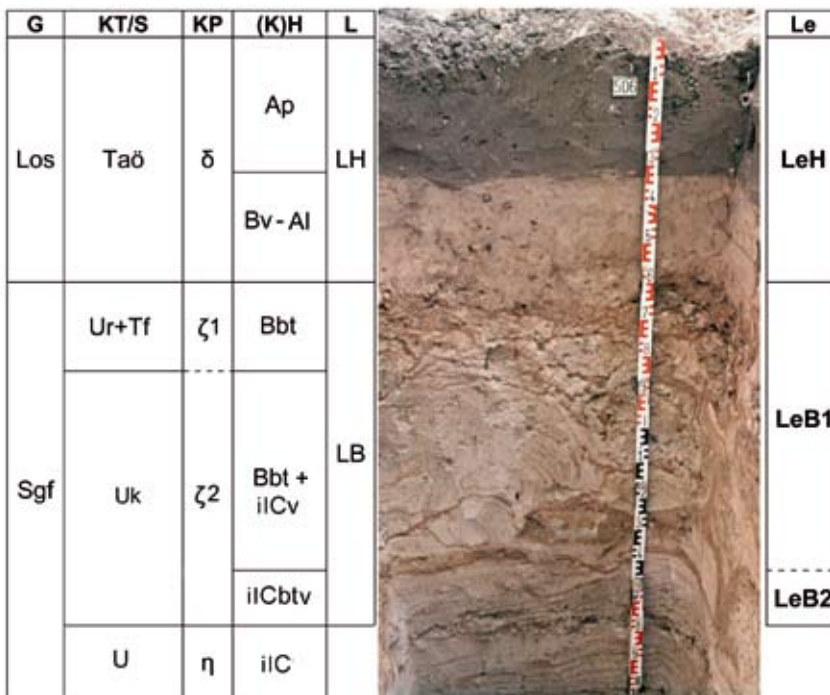


Farbtafel 3: Beispiel für die Kennzeichnung und Gliederung der periglaziären Profildifferenzierung auf Sandlössstandorten mit mächtigen Sandlössdecken.

Bodenform: KA5: Fahlerde-Braunerde aus Kryoschluffsand aus Sandlöss) über Kryosandlehm (aus Sandlöss) über tiefem Reinkies führenden Kryosandlehm (aus Geschiebelehm) (bodengenetische Angabe als Subtyp).

WRB: Haplic Albeluvisol from sandy loess underlain by till.

Color plate 3: Example of characterization and subdivision of periglacial sequences in areas with thick sandy loess cover.

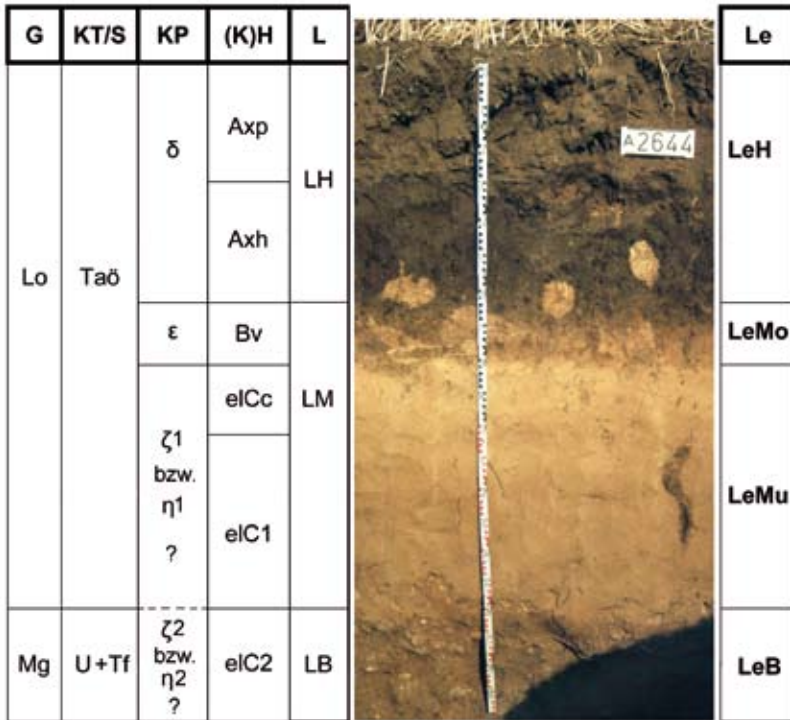


Farbtafel 4: Beispiel für die Kennzeichnung und Gliederung der periglaziären Profildifferenzierung auf Sandlössstandorten mit geringmächtigen Sandlössdecken.

Bodenform: KA5: Braunerde-Bänderparabraunerde aus Kryosandlehm und -lehmschluff (aus Sandlöss) über Reinkies führendem Kryoschluffsand (aus Schmelzwassersand) (bodengenetische Angabe als Varietät).

WRB: Lamellic Luvisol from sandy loess underlain by glaciofluvial sand.

Color plate 4: Example of characterization and subdivision of periglacial sequences in areas with thin sandy loess cover.

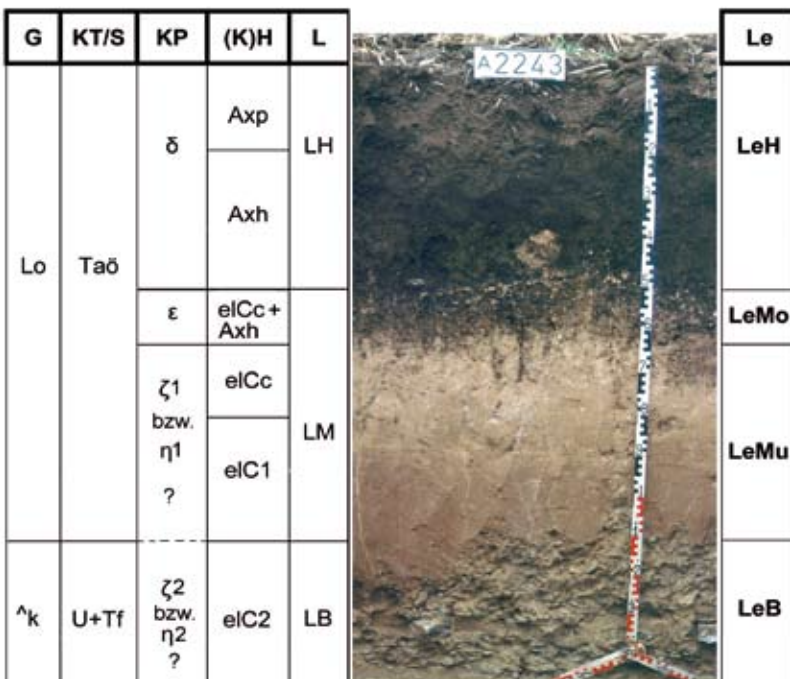


Farbtafel 5: Beispiel für die Kennzeichnung und Gliederung der periglaziären Profildifferenzierung auf Lössstandorten (hier tief von Geschiebemergel unterlagert) mit Schwarzerden.

Bodenform: KA5: Braunerde-Tschernosem aus Kryotonschluff (aus Löss) über tiefem Kryokalklehmschluff (aus Löss) (bodengenetische Angabe als Subtyp).

WRB: Haplic Phaeozem from loess.

Color plate 5: Example of characterization and subdivision of periglacial sequences in loess areas with superficial chernozems.

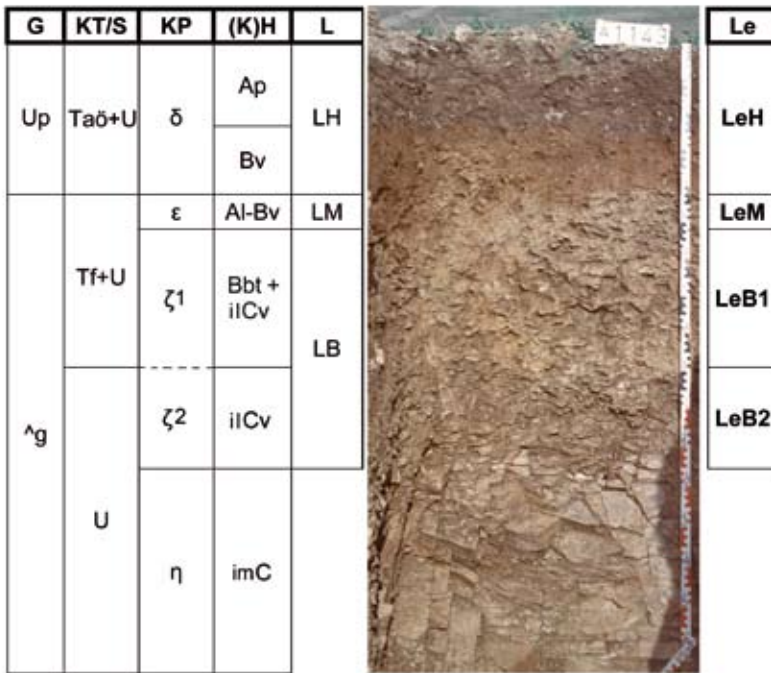


Farbtafel 6: Beispiel für die Kennzeichnung und Gliederung der periglaziären Profildifferenzierung auf einer Lössdecke mit Schwarzerde über Muschelkalkschutt – hier mit einer Grusanreicherung an der Basis der δ-Zone bzw. Hauptlage bzw. Hauptlage – ergänzt definiert.

Bodenform: KA5: Normtschernosem aus Kryotonschluff (aus Löss) über Kryokalklehmschluff (aus Löss) über sehr tiefem Kryokalklehmschluff (aus Muschelkalk) (bodengenetische Angabe als Subtyp).

WRB: Calcic Chernozem from loess underlain by shell limestone detritus.

Color plate 6: Example of characterization and subdivision of periglacial sequences developed in loess covers with superficial chernozems underlain by shell limestone detritus.

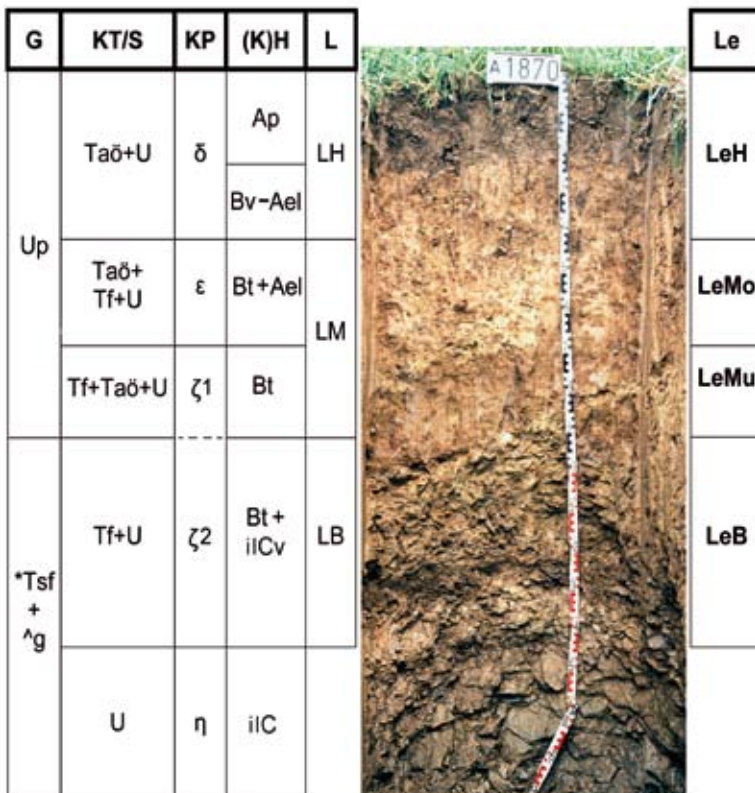


Farbtafel 7: Beispiel für die Kennzeichnung und Gliederung der periglaziären Profildifferenzierung im Verbreitungsgebiet von Grauwacke.

Bodenform: KA5: Bänderparabraunerde-Braunerde aus stark Schuttgrus führendem Kryolehmschluff (aus Löss und Grauwacke) über Kryosandlehmgrusschutt (aus Grauwacke) über tiefer Grauwacke (bodengenetische Angabe als Varietät).

WRB: Lamellic Luvisol from periglacial loess with grey wacke detritus underlain by grey wacke.

Color plate 7: Example of characterization and subdivision of periglacial sequences in areas with grey wacke.




Farbtafel 8: Beispiel für die Kennzeichnung und Gliederung der periglaziären Profildifferenzierung im Verbreitungsgebiet von Tonschiefer.

Bodenform: KA5: Braunerde-Fahlerde aus stark Reingrus führendem Kryolehmschluff (aus Löss und Tonschiefer) über tiefem Kryonormallehmgrusschutt (aus Tonschiefer) (bodengenetische Angabe als Subtyp).

WRB: Haplic Albeluvisol from periglacial loess with clay slate detritus underlain by clay slate detritus.

Color plate 8: Example of characterization and subdivision of periglacial sequences in areas with clay slate.

G	KT/S	KP	(K)H	L	Le
			O+Ah		
Xhg	Tf+Ur	γ	Ae	LO	LeO
	Ta+Tf+U	δ	Bv+Bhs	LH	LeH
	Tf+U	ε+ζ	Bv-ilCv	LB	LeB1
		ζ	ilCv		LeB2
*Q	U	η	imC		



Farbtafel 9: Beispiel für die Kennzeichnung und Gliederung der periglaziären Profildifferenzierung im Verbreitungsgebiet von Quarzit.

Bodenform: KA5: Braunerde-Podsol aus Kryogrusschutt (aus Quarzit) über Reinsandschuttgrus (aus Quarzit) über tiefem Quarzit (bodengenetische Angabe als Subtyp).

WRB: Haplic Podsol from quartzitic rock detritus underlain by quartzitic rock.

Color plate 9: Example of characterization and subdivision of periglacial sequences in areas with quartzitic rock.