Decheniana (Bonn) 157, 151–171 (2004)

Lösse und Flug(deck)sande des Weichsel-Hoch- und Spät-Glazials (Devensian) im nördlichen Rheinland (Niederrhein) und in Westfalen im Vergleich zu ihren Äquivalenten in Cornwall (Süd-West-England)

Loess and Blown Sand of the High and Late Devensian (Weichselian) Period at the Northern Part of the Rhineland (Lower Rhine Area) and Westphalia and the Comparison to their Equivalents in Cornwall (South-West-England)

HELMUT SIEBERTZ

„Weisheit und Tugend scheinen dem Schlechten schlecht, Schmutz liebt sich selber nur"
(Shakespeare: Julius Caesar)

(Manuskripteingang: 31. Dezember 2003)

Kurzfassung: Es wird der Versuch unternommen, zwischen zwei außerhalb der klassischen nördlichen Lössgrenze liegenden isolierten äolischen Sedimentvorkommen Gemeinsamkeiten herauszuarbeiten. Im nördlichen Rheinland (Niederrheinischer Höhenzug) liegen die Sedimente auf einer pleistozänen Sanderhochfläche oder auf glazialen Stauchwällen, deren Untergrund überwiegend aus Sanden und Kiesen besteht. Flugsande und Lösse liegen dort räumlich nebeneinander und lokal in enger Verzahnung, so dass sich im Alter der Sedimente ein Ablagerungsrhythmus ergibt, der den Zyklus von älteren Flugsanden, jüngeren Lössen und jüngsten Flugsanden beschreibt. Die Windsedimente (besonders der Löss) haben trotz der feinen Zusammensetzung im Substrat und der häufig starken Verwitterung im Sediment noch eine gute Wasserdrainage, so dass die Böden nur von einer partiellen Staunässe charakterisiert sind, die sich auf pseudovergleyte Braun- und Parabraunerden erstreckt.

Die Schwermineralanalysen zeigen die Abhängigkeit zu den umliegenden Flussterrassen. Während die älteren Flugsande und die Lösse dem Weichsel-Hochglazial zugeordnet werden können, sind die jüngeren Flug- und Treibsande mit den Dryaszeiten in Verbindung zu bringen.

Im Westen Cornwalls liegen Flugdecksande, Dünensande und Lösse (außerhalb der nördlichen Lössgrenze) in horizontaler Abfolge räumlich nebeneinander. Ein nicht zusammenhängendes Lössvorkommen liegt in den Goonhilly Downs an der Südspitze Cornwalls (Lizard Point). Der Löss (Grobschluff) liegt fast ausschließlich auf steinlosem Saprolit (Feinschluff) aus verwittertem Serpentin/Peridotit. Dies bewirkt, dass Profile von 1 m Mächtigkeit den Bodencharakter einer pseudovergleyten Braunerde oder eines Braunerde-Pseudogleys annehmen; geringmächtige Profile (< 80 cm) bilden dagegen einen Stagnogley. Während die Tonminerale des Lösses (Illit, Kaolinit) die Verbindung zu den nord(west)deutschen Ablagerungen zeigen, weist die Basis des Lösses (Smectit) deutlich die Abhängigkeit zum verwitterten unterlagernden Serpentin auf.

Entsprechend der Befunde der englischen Autoren ist das Schwermineralspektrum diffus; es lässt sich keiner umliegenden Gesteinsserie unmittelbar zuordnen. Die Altersdatierungen der Lösse und Flugsande zeigen, dass sie überwiegend auf die Zeit des oberen Pleniglazials – Grenze älteste Dryaszeit beschränkt sind, während die Dünensande dem Mittel- und Jungholozän zugeordnet werden können.

Schlagworte: Löss, Flug(deck)sand, Dünensand, Stratigraphie, Schwer- u. Leichtminerale, Pseudogley u. Stagnogley, Saprolit, Weichsel-Glazial, Rheinland u. Westfalen (West-Deutschland), Cornwall (SW-England)

Abstract: An attempt has been made to find similarities between two isolated eolian deposits which lie beyond the classical northern loess boundary. In the northern part of the Rhineland (Lower Rhine Plateau/Niederrheinischer Höhenzug) the sediments occur on a Pleistocene sandur plateau or on glacial ice-pushed ridges, the substratum of which consist of sands and gravels. On the plateau eolian drift sands and various types of loess are locally interlocked or border on each other and display a sedimentary cycle, starting with older driftsands followed by younger loess and youngest driftsands. The eolian sediments (especially the loess) are welldrained, in spite of their fineness and partly strong weathering, so that the soils are also only slightly wet and have developed into different kinds of (gleyic) brown earth.

Heavy mineral analyses reveal that the sediments are related to the adjacent river terraces. Whereas the older driftsands and the loess are of Devensian age (high glacial period), the younger eolian driftsands can be connected with the Dryas periods.

In the west of Cornwall there are cover sands, wind-blown sands and different types of loess (beyond the northern loess border) in close proximity to each other. Moreover, there is a discontinous deposit of loess in the Goonhilly Downs near the most southern point of Cornwall (Lizard point). The loess (coarse silt) can be

found almost exclusively on weathered serpentine/peridotite (fine silt). As a result, soil profiles to a depth of 1 m have developed into various kinds of gleyic brown earth; by contrast, less thick profiles (< 80 cm) turn out to be stagnogleys. Whereas the clay minerals of the loess (illite, kaolinite) correlate with those of the corresponding deposits in north/west Germany, the base of the loess (smectite) clearly reveals a relation to the underlaying weathered serpentine (saprolite).

According to the the British authors the spectrum of the heavy minerals is unclear; thus it cannot be classified with respect to the adjacent rock series. The dating of the loess and cover sands shows that they are mostly confined to the upper Pleniglacial at the limit of the oldest Dryas, whereas the wind-blown sands are definitely of a mid and younger Holocene age.

Keywords: Loess, blown sand, cover sand, stratigraphy, heavy and light minerals, stagnogleyic soil, saprolite, Devensian, Cornwall (SW-England), Rhineland and Westphalia (West-Germany)

1. Die Ablagerungsbedingungen der Windsedimente in zwei physisch-geographisch unterschiedlich geprägten Landschaften

Nördliches Rheinland und Westfalen

In der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts hat die Quartärforschung, insbesondere die Untersuchung über die Herkunft, Alter und Zusammensetzung von Windsedimenten (Lösse, Flugdecksande, Dünensande) aufgrund neuer und verfeinerter Untersuchungsmethoden (z.B. ^{14}C-Datierung an biogenen Substanzen, Feinsedimentanalysen nach DIN 4188, Leicht- u. Schwermineraluntersuchungen, TL-Datierung an Quarzkörnern) zu hervorragenden Ergebnissen in der Paläoklimatologie und deren Folgen für die Landschaftsgenese in der letzten Kaltzeit des Weichsel-Glazials (Devensian) geführt. Aufgrund des Abbaus der tertiären Braunkohlelagerstätten im (nördlichen) Rheinland boten sich oft sehr gute Aufschlussverhältnisse, deren Bearbeitung zu zahlreichen wissenschaftlichen Arbeiten führten, für die stellvertretend u.a. die Autoren BRUNNACKER (1967a, b), MÜLLER (1954, 1959), PAAS (1968a, b), REMY (1960) sowie SCHIRMER (2000) stehen.

Die Lössablagerungen im Rheinland liegen südlich einer mehr oder weniger geschlossenen Sedimentgrenze, die als „nördliche Lössgrenze" bezeichnet wird. Diese verläuft entlang des nördlichen Mittelgebirgsrandes von West nach Ost (Abb. 1), wobei im Niederrheinischen Tiefland das Relief des Mittelgebirges durch die vom Rhein gebildeten Haupt- und Mittelterrassen abgelöst wird. Im nördlichen Rheinland liegt somit die Lössgrenze auf der Linie Erkelenz-Mönchen-Gladbach-Düsseldorf, wobei die Aldekerker Platte (untere Mittelterrasse mit ~ 33 m über NN) mit dem östlich anschließenden saalezeitlichen Stauchwall von Schaephuysen (~ 70 m über NN) die markante nördliche Grenze im Niederrheingebiet darstellt.

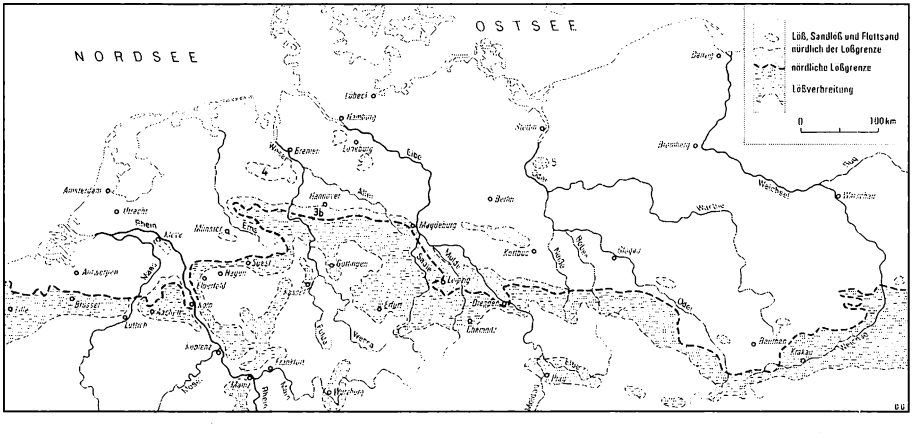

Abbildung 1. Die nördliche Lössgrenze in Europa (ergänzt nach WAHNSCHAFFE & SCHUCHT 1921)

Figure 1. The northern loess boundary in Europe (completed after WAHNSCHAFFE & SCHUCHT 1921)

Zur nördlichen Lössgrenze, insbesondere auch zur rheinischen Lössprovinz, haben POSER (1951), NEUMEISTER (1965), SIEBERTZ (1988a) sowie GEHRT & HAGEDORN (1996) Stellung genommen. Nördlich dieser Lössgrenze befinden sich nach älteren wissenschaftlichen Auffassungen nur äolische Sedimente, die eine gröbere Fazies besitzen und nicht mehr zu den Lössen gerechnet werden können (z.B. Lössderivate u. Flugsande; Abb. 1). Allen diesen Windsedimenten – außer den Dünensanden – ist gemeinsam, dass diese Ablagerungen geomorphologisch an Relieferhebungen gebunden sind, z.B. die Flussterrassen im Rheinland, Schmelzwasserablagerungen (Sander), wie der nördliche Niederrheinische Höhenzug mit Relieferhebungen von ~ 30 m im Westen auf 50-55 m im Osten ansteigend, glaziale Stauchmoränen sowie die Schräge (schiefe Ebene) des nord(west)deutschen Mittelgebirgsrandes. Im nördlichen Rheinland hat dies zur Folge, dass die Windsedimente überwiegend auf einem durchlässigen, im Pleistozän von Lockersedimenten gebildeten, Untergrund aufliegen, was nachfolgend für die Bodenbildung von Bedeutung ist (s. SIEBERTZ 1995).

So befinden sich auf dem Niederrheinischen Höhenzug (Abb. 2) außerhalb der nördlichen Lössgrenze Windsedimente, die in älteren Kartendarstellungen überwiegend als Sandlösse klassifiziert wurden (s. MÜCKENHAUSEN & WORTMANN 1953). Die eigentlichen Untersuchungen dieser Sedimente von BRAUN (1978) und SIEBERTZ (1980, 1983, 1992, 1999b) setzen jedoch recht spät ein und führen zu der Erkenntnis, dass nördlich der klassischen Lössgrenze – wenn die geomorphologischen Voraussetzungen dafür vorliegen – durchaus Lössbildung möglich ist und die Ablagerungen nicht nur sehr fein differenziert sind, sondern auch ausgedehnte Sedimentareale einnehmen (SIEBERTZ 1991). Diese Windsedimente finden jedoch recht schnell Eingang in die geowissenschaftlichen Kartenwerke des geologischen Landesamtes von Nordrhein-Westfalen (s. BRAUN 1967a, b; PAAS 1985; KLOSTERMANN 1997).

Aufgrund der geologischen Aufnahme durch das Geologische Landesamt Nordrhein-Westfalen werden auch im nordwestfälischen Raum außerhalb der nördlichen Lössgrenze äolische Windsedimente beschrieben. So werden im zentralen Münsterland (Westfälische Bucht) von RABER & SPEETZEN (1992) Sandlösse und Lösse erwähnt, die in der Sedimentzusammensetzung sowie in den Lagerungsverhältnissen durchweg denen vom nördlichen Niederrheinischen Höhenzug gleichen und sich daher in die Reihe der Lösse und lössverwandten Sedimen-

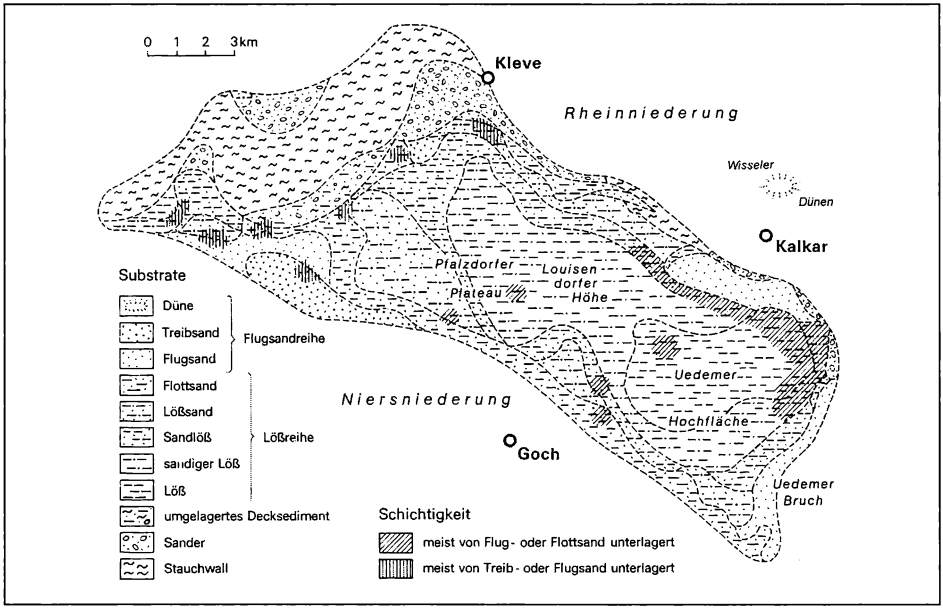

Abbildung 2. Die äolische Decksedimentverteilung im nördlichen Rheinland (Niederrheinischer Höhenzug)

Figure 2. The eolian cover sediments at the Lower Rhine Plateau/Niederrheinischer Höhenzug

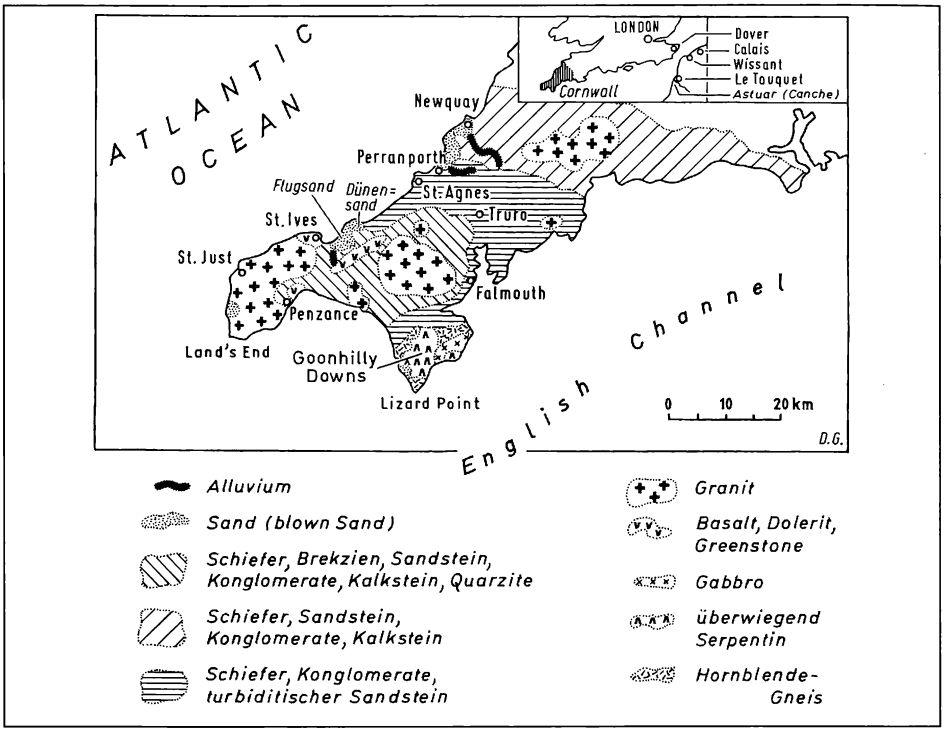

Abbildung 3. Geologische Skizze von West-Cornwall (vereinfacht nach BARTON 1964, BRISTOW 1996, BROWN 1984, EDMONDS et al. 1985)

Figure 3. Geological map of West-Cornwall (simplified after BARTON 1964, BRISTOW 1996, BROWN 1984, EDMONDS et al. 1985)

te, die außerhalb der nördlichen Lössgrenze liegen, gut einordnen. Für den „Hellweg" in Südwestfalen liegen etwa zeitgleich Untersuchungen im Rahmen der geologischen Landesaufnahme von SKUIN (1991) vor, welche inhaltlich das Bild der Lössablagerung im nördlichen Rheinland und in Westfalen ergänzen und abrunden.

Die Lössablagerungen sind in beiden Räumen an Relieferhebungen gebunden. So liegen im Münsterland die Sedimente überwiegend auf dem leicht gewellten unterlagernden Relief der „Baumberge", die von Kalkmergelstein der Oberkreide aufgebaut werden und für die Sedimente das Windhindernis bilden. Entsprechendes wird auch für die dryaszeitlichen Flugsande von ARENS (1964) sowie die Flug- und Dünensande im östlichen Münsterland von SKUPIN (1994) beschrieben. In Südwestfalen (Hellweg) ist der Löss an den schwach nach Norden geneigten Untergrund der Kreide-Gesteine gebunden, die hier das Relief für eine Sedimentation bilden.

Cornwall (Südwest-England)

Der Südwesten von England ist von seiner geographischen Lage her nicht ein klassisches Gebiet für die Bildung von Lössen, weit außerhalb des kontinentalen Lössgürtels liegend. Allerdings befinden sich an der Nordwestküste von Cornwall größere Ablagerungen von relativ grobkörnigen Flugsedimenten, die an den Hängen der ausgedehnten Ästuarbuchten liegen und häufig sehr große Mächtigkeiten erreichen können. Besonders hervorzuheben sind die Dünensandablagerungen von Perranporth und Gwithian sowie die Flugdecksande vom Black Cliff (beide oberhalb der Bucht von Saint Ives in Abb. 3), wobei hier die älteren Flugdecksande auf dem Cliff liegen und die jüngeren Dünensande entweder in den Hanglagen zur Bucht auftreten oder lokal stratigraphisch auf den Flugsanden liegen (Lokalitäten s. Abb. 3). Die in den schwach humos ausgebildeten Horizonten der Flugdecksande von Hayle und der Dünensande von Gwithian durchgeführten Radio-

karbondatierungen (^{14}C) ergaben für die Flugdecksande ein Alter, welches dem oberen Pleniglazial (Weichsel-Glazial) zugeordnet werden konnte und für die Dünensande das Mittelalter (Subatlantikum) ergab (SIEBERTZ 1994, 1998 in Tab. 7).

An der Südspitze von Cornwall (Goonhilly Downs in der Abb. 3) liegt ein lückenhaftes, nicht zusammenhängendes äolisches Sediment von bis zu 1 m Mächtigkeit, welches analog zum Niederrheinischen Höhenzug spät erkannt und einer wissenschaftlichen Bearbeitung zugeführt wurde. Dieses Sediment wird von CATT & STAINES (1982), STAINES (1983, 1984) sowie ROBERTS (1985) als Löss bezeichnet. Dem Löss wird entsprechend der TL-Datierung von WINTLE (1981) nach CULLINGFORD (1998) ein B.P. Alter zugesprochen, welches dem oberen Pleniglazial entspricht und zwischen den beiden ^{14}C-Daten vom Black Cliff liegt (Tab. 7). Der Löss sowie die saprolitische Verwitterungsdecke im Liegenden, auf welcher er liegt, finden erst Erwähnung in der Literatur seit der pedologischen Spezialkartierung des Lizard Komplexes 1:25.000 von STAINES (1983), während der Löss und der Saprolit weder in der geologischen Karte 1:50.000 Blatt Lizard von DUNHAM (1975), der Übersichtsbodenkarte von MACKNEY et al. (1983) noch in der geologischen Literatur von BARTON (1964), EDMONDS et al. (1985), FLETT & HILL (1989) sowie HALL (1974) erwähnt wird. Dies könnte mit der geringen Mächtigkeit der Sedimente nach der Abdeckung des Quartärs bei der Kartierung zusammenhängen. Erst in der neueren Literatur von BRISTOW (1996), SCOURSE (1996) sowie CULLINGFORD (1998) findet der Löss in Cornwall fachlich wieder Beachtung.

Während die Löss- und Flugsandsedimente auf dem Niederrheinischen Höhenzug an eine leicht nach SW geneigte Sanderhochfläche gebunden sind (Abb. 2), liegen die Lösse an der Südspitze Cornwalls nach LEUZE (1969) auf einer im Pliozän (Staines 1984) gebildeten marinen Abrasionsfläche, wobei die südliche Plateaufläche (Goonhilly Downs) eine Höhe von etwa 100 m über NN aufweist, ungeachtet der sie aufbauenden unterschiedlichen Gesteine. Die Südspitze von Cornwall (Lizard Point) zeigt, dass dieser Raum von verschiedenen Gesteinen magmatischer, vulkanischer sowie metamorpher Herkunft aufgebaut wird und eine sehr differenzierte und komplizierte Zusammensetzung aufweist (Abb. 3). Während Cornwall außerhalb des Lizard Point´s von jungpaläozoischen Trümmergesteinen aus dem Devon aufgebaut wird (Abb. 3) und im Permo-Karbon (armorikanisch) gefaltet wurde, zeigen die Gesteine am Lizard Point ein vermutlich kambrisches bis prä-kambrisches Alter. Das Alter der magmatischen und vulkanischen Gesteine ist aufgrund von Kalium-Argon (K-Ar) Daten nach EDMONDS et al. (1985) armorikanisch (herzynisch), während die metamorphen Lizard Gneise (Hornblende Gneise) ein kaledonisches Alter aufweisen. Zu der herzynischen Faltungsphase gehören auch der Gabbro sowie der Serpentin, basische bis ultrabasische (peridotitische) Gesteine, so dass dieser Raum nach KIRBY (1979) als Ophiolith-Komplex zu verstehen ist.

Die Schwierigkeit der Deutung des Lizard Komplexes kommt in zahlreichen Skizzen und geologischen Karten unterschiedlich zum Ausdruck (s. ANDREWS 1998, BARTON 1964, BRISTOW 1996, DUNHAM 1975, EDMONDS et al. 1985, FLETT & HILL 1989, HALL 1974). Der Peridotit ist bei der Intrusion der postorogenen Granite und des Bänder-Gneises (Kennack-Gneis) überwiegend zu Serpentin umgewandelt worden, so dass je nach Ausprägung der Peridotit oder der Serpentin in den Karten sowie in den Skizzen im Vordergrund steht (Abb. 3).

Diese beiden basischen bis ultrabasischen Gesteine haben nach STAINES (1984) eine Verwitterung erfahren, die sich durch einen Saprolit-Mantel von 50 cm bis 1–1,5 m auswirkt, und lokal dort, wo der Granit-Gneis intrudiert ist, sogar bis zu 2 m erreichen kann. Die Besonderheit der Lössbildung in Cornwall ist, dass sich dieses Sediment von bis zu 1 m Mächtigkeit nur auf diesem steinlosen Saprolit befindet sowie auf pliozänen Tonen, während die anderen magmatischen und metamorphen Gesteine nur von einer steinigen, nicht äolischen Lehmdecke in unterschiedlicher Stärke überzogen werden. Die Sedimentstratigraphie von Löss über verwittertem Serpentin ergibt bei entsprechenden jährlichen Niederschlagsverhältnissen von 1250 mm auf dem Plateau (Niederrheinischer Höhenzug bei Kleve 720–760 mm; Soester Börde 660–750 mm; Hildesheimer Börde 550–650 mm zum Vergleich) Bodentypen, die für die rheinischen Lösse völlig undenkbar sind und höchstens lokal in ungünstigen Lagen in der Mittelgebirgslandschaft auftreten können.

Es wird daher der Versuch unternommen, einen Vergleich zwischen den Windsedimenten aus dem nördlichen Rheinland, Westfalens sowie dem norddeutschen Tiefland und Cornwall vorzunehmen. Dazu wurden folgende Lokalitäten beprobt: Niederrheinischer Höhenzug (4303/20 [r 25.16080, h 57.28960]; 4303/21 [r 25.14000, h 57.28380]; 4202/47 [r 25.10460, h 57.33950]; 4203/55 [r 25.20380, h 57.29550]; 4202/57 [r 25.08600, h 57.31280] in Abb. 4, Tab. 5), Soester Börde (4414/2-4: Tiefe 0,80 m [r 34.34980, h 57.11090]; 4414/2-6: Tiefe 1,20 m

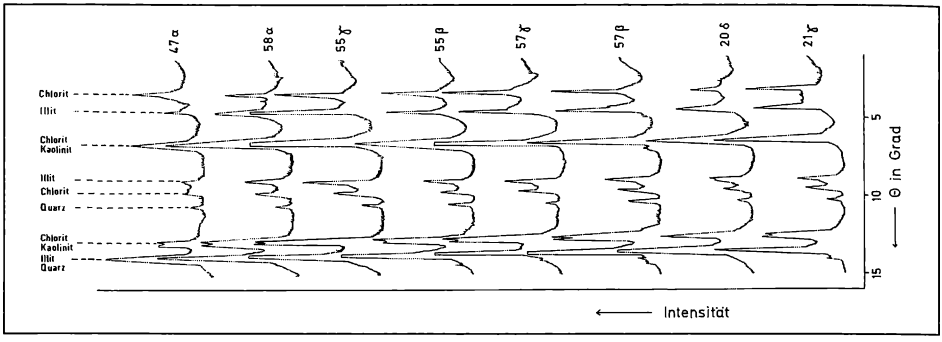

Abbildung 4. Tonmineralspektren von Lössen auf dem Niederrheinischen Höhenzug

Figure 4. Clay mineral spectrum of loess from the Lower Rhine Plateau

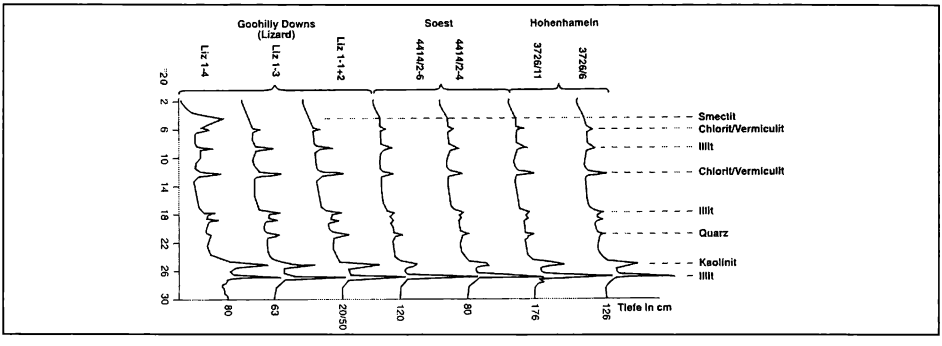

Abbildung 5. Tonmineralspektren von Lössen aus den Börden von Hildesheim und Soest sowie aus den Goonhilly Downs in Cornwall

Figure 5. Clay mineral spectrum of loess from the locations Hildesheim (Lower Saxon area), Soest (Westphalia) and the Goonhilly Downs (Cornwall)

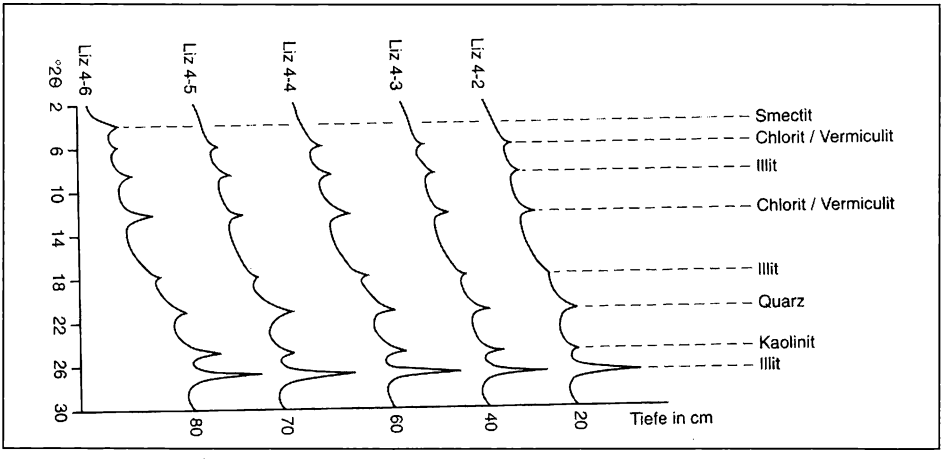

Abbildung 6. Tonmineralspektren vom Lizard Löss (Goonhilly Downs)

Figure 6. Clay mineral spectrum of the Lizard loess (Goonhilly Downs)

[r 34.34800, h 57.11180] in Abb. 5, Tab. 1), Hildesheimer Börde (3726/6: Tiefe 1,26 m u. /11: Tiefe 1,76 m [r 35.70900, h 57.86500 in Abb. 5, Tab. 1), Goonhilly Downs (Lizard) in Cornwall, topogr. Karte 1:50.000, 204 SW (engl. grit) Liz 1 – 732201 in Abb. 5, Tab. 1,2; Liz 4 – 731194 in Abb. 6, Tab. 3,4).

2. Lösse und Pedologie auf dem Niederrheinischen Höhenzug und in Westfalen

Die Lösse auf dem Niederrheinischen Höhenzug liegen unmittelbar den Lockersedimenten des Pleistozäns auf. Dies sind entweder die saalezeitlichen Sander (Abb. 2) oder die den Schmelzwasserablagerungen auflagernde Steinsohle (s. SIEBERTZ 1987). Damit zeigt sich ein deutlicher Hiatus zwischen den Windablagerungen und dem fluvioglazialen Sedimentationsmilieu. Aufgrund der schwermineralogischen Zusammensetzung ist die Herkunft der Lösse aus dem unterlagernden Sander auszuschließen, weil die Kiese und Sande weder für die Bildung von Böden noch für die Haftung der Feinsedimente geeignet sind. Die Ablagerung des Lösses ist daher auf rein morphologische Kriterien zurückzuführen, was durch die Schräge der Sanderhochfläche ja auch bestätigt wird (s. schematisches sedimentologisches Querprofil in der Karte über die „Decksedimentverteilung auf dem nördlichen niederrheinischen Höhenzug“ in SIEBERTZ 1983).

Die Mächtigkeiten des Lösses schwanken je nach Ausbildung des Reliefs, so dass auf der gering reliefierten Uedemer Hochfläche die Lössprofile mit 1,20–1,80 m und lokal sogar bis zu 2 m Mächtigkeit am stärksten ausgebildet sind. Im Raum Louisendorfer Höhe und Pfalzdorfer Plateau liegen die Profile bei 0,80–1,20 m, wobei diese in den Randgebieten bei den Lössderivaten noch etwas an Mächtigkeit abnehmen (etwa 0,80–1,00 m; Abb. 2). Hinsichtlich der Lössgliederung wurden von SIEBERTZ (1990) an die Korngrößenzusammensetzung der Sedimente sehr hohe Ansprüche gestellt, so dass aus der Decksedimentkarte vom Niederrheinischen Höhenzug (SIEBERTZ 1991) zu ersehen ist, dass der Ablagerungsraum der Lösse und (schwach) sandigen Lösse einen sehr großen Anteil an der Gesamtfläche der Decksedimentablagerungen einnimmt (s. a. Abb. 2), wie sie für diesen Raum in älteren Arbeiten von MÜLLER (1959) wohl kaum erwartet werden können (s. a. MÜCKENHAUSEN & WORTMANN 1953).

Die Lösse auf dem Niederrheinischen Höhenzug sowie in der Soester- und Hildesheimer Börde werden aufgrund eigener Untersuchungen durch die Korngrößen (DIN 4188) fraktionell vom Grobschluff (0,06–0,02 mm) und Mittelsand (0,63–0,2 mm) bestimmt (Tab. 1, 5). Je mehr die Sedimente zu den artverwandten Ablagerungen (Lössderivate) tendieren, umso mehr nimmt der Grobschluffgehalt ab und die Mittelsandfrakton zu. Für den Löss jedoch ist bezeichnend, dass bei zunehmender Feinheit der Grobschluffgehalt zunimmt und der Mittelsandanteil dafür verschwindet. Aufgrund der Entkalkung und der Verwitterung des Lösses zu Lösslehm ist bei mächtigeren Profilen häufig zu beobachten, dass eine Steigerung des Grobschluffgehaltes über 62 % nicht mehr möglich ist und die Verwitterung des Grobschluffs zugunsten des Tons abnimmt (Tab. 1 in SIEBERTZ 1990). Damit sind hinsichtlich der prozentualen Gesamtmenge an Grobschluff im Löss durch die Verwitterung Grenzen gesetzt. Das gleiche gilt auch umgekehrt für die Anreicherung des Tons, trotz teilweiser starker Pseudovergleyung mit Tonmineralneubildung im Profil. Auch hier sind die Grenzen mit etwa 25 % erreicht.

Allgemein jedoch ist festzustellen, dass mit zunehmender Verdichtung im Sediment die Pseudovergleyung und mit der „in situ“ Verwitterung die Tonmineralneubildung zunimmt, so dass nach SIEBERTZ (1980, 1983) Tonmineralneubildung und hoher Tongehalt in den entsprechenden Profilabschnitten koinzidieren und sich dann in den Röntgendiagrammen auch niederschlagen (Abb. 4). Unter den Tonmineralen treten Illite und Chlorite quantitativ relativ gleich auf, denn der Illit bildet nach FÜCHTBAUER & MÜLLER (1977) in den Lössen Mitteleuropas stets das wichtigste Tonmineral. Die starke Verwitterung der Feldspäte und Glimmer führt zu einer Zunahme des Illits und unter saurem Bodenmilieu zur Bildung des Chlorits aus völlig aufgeweiteten Illiten. Auf dem Niederrheinischen Höhenzug spiegeln die Lösse diesen Vorgang wider, denn die pH-Werte der untersuchten Proben zeigen ein recht saures Milieu (Tab. 3 in SIEBERTZ 1983).

Die Böden auf Löss, aber auch auf den artverwandten Sedimenten, zeigen einen klaren terrestrischen Bodencharakter, der sich auf die typischen mitteleuropäischen Braunerden und Parabraunerden beruft. Aufgrund der starken Verwitterung handelt es sich hierbei um meist pseudovergleyte Böden, die im Extremfall Pseudogley-Braunerden und Pseudogley-Parabraunerden hervorrufen (s. PAAS 1985; SIEBERTZ 1995). Die unmittelbar unterlagernden pleistozänen Sedimente (Sander, Steinsohle) sorgen selbst bei einer relativ hohen Verdichtung des feinen Sediments auf der Uedemer Hochfläche nicht nur bei den mächtig ausgebildeten Profilen, sondern auch bei den geringmächtigen mit unterlagern-

Tabelle 1. Korngrößenanalysen von Lössproben vom Lizard (Liz), aus Hohenhameln (3726) und Soest (4414)

Table 1. Grain-size distribution of loess located at the Lizard (Liz), Hohenhameln (Lower Saxon area) and Soest (Westphalia)

	Liz 1–1	Liz 1–2	Liz 1–3	Liz 1–4	3726/6	3726/11	4414/2-4	4414/2-6
mm								
2–1	0,1	–	0,2	0,2	0,1	–	–	–
1–0,63	–	–	0,2	0,2	0,3	–	–	–
0,63–0,2	0,3	0,4	0,5	1,2	0,3	0,3	0,2	0,2
0,2–0,1	0,3	0,6	0,6	1,0	0,2	0,2	0,1	–
0,1–0,063	5,1	3,0	3,6	2,2	–	1,2	0,6	0,6
0,06–0,02	48,2	45,6	50,2	42,9	48,7	67,9	63,1	64,0
0,02–0,006	17,8	19,8	17,7	20,4	21,2	13,6	15,2	14,4
0,006–0,002	6,3	7,6	7,0	6,7	8,3	6,0	1,2	1,8
< 0,002	21,9	23,0	20,0	25,2	20,9	10,8	19,6	19,0
FG	76,6	77,6	76,0	77,8	77,5	72,8	75,0	74,9

Tabelle 2. Braunerde-Pseudogley aus Löss (Goonhilly Downs)

Table 2. Gleyic brown soil in loess (Goonhilly Downs)

Entnahmetiefe	Horizontmächtigkeit		
	0–14 cm	Oh	
20 cm Liz 1–1			pH 5,25
	14–22 cm	Ah/Bv	
50 cm Liz 1–2			pH 4,41
	22–62 cm	Bv,g1	
63 cm Liz 1–3			pH 4,50
	62–70 cm	Bv,g1,g2	
80 cm Liz 1–4			pH 5,23
	~ 70–100 cm	Cv,g1,g2	

geologischer Untergrund: Peridotit/Serpentin (Saprolit)

der Steinsohle, noch für eine gute Permeabilität, so dass überschüssiges Bodenwasser in den Untergrund abfließen kann und selbst extreme Staunässe nicht zu einer terrestrischen „Gley"-Bildung führt (Braunerde-Pseudogley, Parabraunerde-Pseudogley, Stagnogley), wie dies in den cornischen Lössen der Fall ist (Kap. 3). Damit sind die Lösse auf dem Niederrheinischen Höhenzug nach SIEBERTZ (1995) auch voll ackerfähig.

Die schwermineralogische Zusammensetzung in den Lössen auf dem Niederrheinischen Höhenzug lässt klar den Bezug zu den umliegenden Flussterrassen erkennen. Die Untersuchung von BRAUN (1978) an den als Sandlöss angesprochenen Sedimenten im Raum Louisendorf (Abb. 2) lässt eine Schwermineralassoziation von Granat-Hornblende-Augit-Epidotit erkennen, wie sie für die Rheinsedimente bzw. für die ältere Niederterrasse mit Granat-Augit-Epidotit charakteristisch ist. Damit zeigt sich eine klare Zuordnung und Abhängigkeit des Sediments von seinem nahen Ausblasungsgebiet (s. SIEBERTZ 1980, 1983). Auch bei SKUPIN (1994) lässt sich aufgrund der schwermineralogischen Zusammensetzung der Flugsande qualitativ und quantitativ deren Abhängigkeit von den im Liegenden anstehenden Schmelzwasser- und Terras-

sensedimenten nachweisen, so dass auch hier das Ausblasungs- und Ablagerungsgebiet nahe zueinander liegt.

Die von RABER & SPEETZEN (1992) im Münsterland sedimentologisch klassifizierten Lösse und Sandlösse zeigen durch den Einfluss der unterlagernden Kreide eine Sedimentzusammensetzung, die mit den Werten aus der Sedimentnomenklatur vom Niederrheinischen Höhenzug von SIEBERTZ (1990) nicht unmittelbar in Verbindung gebracht werden kann, da die Werte für den Sandanteil von 15–22 % beim Sandlöss und weniger als 15 % beim Löss einem Vergleich nicht standhalten würden. Dagegen liegen die Werte bei den Hellweg-Lössen in Südwestfalen von SKUPIN (1991) mit ca 60 % Grobschluff, ca 15 % Ton und ca 4 % Sand (in allen Fraktionen) im Vergleich hervorragend mit den von SIEBERTZ (1990) ermittelten Werten vom Niederrheinischen Höhenzug. Auch hier treten als Tonminerale die Illite besonders hervor, während die Kaolinite nur untergeordnet sind. Nach RABER & SPEETZEN (1992) gilt auch für die Lössablagerungen im zentralen Münsterland, dass im allgemeinen das Ausblasungs- und Ablagerungsgebiet der Sedimente in einem engen Zusammenhang steht.

3. Lösse und Bodenverhältnisse in den Goonhilly-Downs (Lizard Komplex)

Die Lössbildung in Cornwall ist auf interessante Lagerungs- und Haftungsbedingungen zurückzuführen, wie sie sonst im nord(west)europäischen Raum wohl kaum vorzufinden sind. Aufgrund der pedologischen Spezialkartierung des Lizard Komplexes im Maßstab 1:25.000 von STAINES (1983) ist der Löss nur auf der Plateaufläche der Goonhilly-Downs (Abb. 3) in meist kleineren, flächenhaft begrenzten Arealen nachzuweisen. Der schluffige Lehm (Löss) zeigt überwiegend Mächtigkeiten von 40–80 cm; größere Ablagerungen über 80 cm oder 1 m auf dem Plateau sind nicht die Regel, sondern eher die Ausnahme. In den Senken oder den Randgebieten oberhalb der Kliffs befinden sich häufig dickere Ablagerungen, die meistens mit „Head" (periglaziale Verwitterungsdecke) verbunden sind oder während der späten flandrischen Erosion im Neolithikum nach STAINES (1984) kolluvial umgelagert wurden und nicht mehr den sedimentologischen Habitus einer Windablagerung tragen.

Der Löss liegt fast ausschließlich auf dem Serpentin, auf pliozänem Ton und nur vereinzelt im Randbereich des Serpentins auf dem Gabbro. Damit wird dem teilweise tiefgründig verwitterten Serpentin zu Saprolit mit seinem überwiegend aus Feinschluff bestehenden Substrat eine Schlüsselstellung für die kohärenten Kräfte bei der Haftung des Lösses auf dem Untergrund zugesprochen. Aus der Stratigraphie des Grobschluffs (Löss) über Feinschluff (Serpentin) lassen sich nach STAINES (1983) bei den entsprechenden humiden Feuchteverhältnissen je nach Mächtigkeit des Sediments entsprechend der angelsächsichen Nomenklatur zwei charakteristische Bodentypen herausarbeiten.

Bei mächtigen Lössdecken über 80 cm bis 100 cm und mehr bildet sich eine Braunerde, die im Untergrund je nach Verwitterung einen Stagnogley oder einen Pseudogley ausbilden kann und vom Bewuchs her als „Grasland" in Erscheinung tritt. Nach eigenen Untersuchungen handelt es sich um einen Braunerde-Pseudogley (Profil Liz 1 in Tab. 2). Dieser Bodentyp ist relativ wenig verbreitet. Nach STAINES (1983) zeigt sich dafür folgende Lithologie: Bodentyp: tonige Braunerde, Untergruppe: gleyartige Braunerde, terrestrisch, Substrat: Grobschluff über Feinschluff aus Serpentin; Stratigraphie: Löss über Serpentin. Für diese Böden, die ROBERTS (1985) als Goonhilly Holostratotype bezeichnet, ergeben sich Munsel-Farben in den Profiltiefen von 2–16,5 cm mit 10 YR 3/6 und 16,5–75 cm mit 10 YR 5/8–10 YR 6/3 und 10 YR 6/6.

Auf den 40–80 cm mächtigen Lössdecken bildet sich ein Stagnogley, welcher die größte Verbreitung auf den Lössen hat und vom Bewuchs her „Heathland" darstellt (Agrostis setacea heath nach CATT & STAINES 1982). Je nach Mächtigkeitsschwankungen und der Ausbildung eines geringen Oberbodens lässt sich nach eigenen Untersuchungen eine Braunerde über Stagnogley oder ein Braunerde-Stagnogley bestimmen (Profil Liz 4 in Tab. 4). Die Lithology nach Staines (1983) ist wie folgt: Bodentyp: Stagnogley, Untergruppe: typischer Stagnogley, terrestrisch, Substrat: Grobschluff über Feinschluff aus Serpentin; Stratigraphie: Löss über Serpentin.

Die Staunässe des Wassers im Substrat aufgrund der Lage von grobschluffigem Löss über feinschluffigem Serpentin ist für die Bildung dieser Böden von entscheidender Bedeutung. Röntgenographisch setzt sich der Serpentin dabei auch deutlich von den Lössen ab (Abb. 5). Ein fast gleiches Ergebnis bietet das Profil Liz 4, welches im Hangenden aus Löss besteht und an der Basis durch den Smectit noch den Bezug zum verwitterten Serpentin anzeigt (Abb. 6).

Die Korngrößenanalysen der Profile Liz 1 und Liz 4 zeigen deutlich die Verbindung zum Löss. Dabei beziehen sich die Korngrößen fast ausschließlich auf die Schlämmfraktionen (Tab. 1, 3). Aufgrund der hohen Feuchteverhältnisse und

Tabelle 3. Korngrößenanalysen von Lössproben aus den Goonhilly Downs (Lizard)
Table 3. Grain-size distribution of loess from the Goonhilly Downs (Lizard)

	Liz 4–2	Liz 4–3	Liz 4–4	Liz 4–5	Liz 4–6
mm					
2–1	0,1	0,4	1,0	0,4	2,4
1–0,63	0,1	0,1	0,4	0,3	1,1
0,63–0,2	0,1	0,4	1,0	0,3	1,9
0,2–0,1	0,2	0,5	1,1	0,6	2,4
0,1–0,063	4,2	3,3	2,4	2,5	2,3
0,06–0,02	41,4	48,6	43,8	46,2	34,3
0,02–0,006	17,3	17,3	22,2	17,5	21,9
0,006–0,002	8,0	7,6	8,5	8,2	8,9
< 0,002	28,6	21,8	19,6	24,0	24,8
FG	79,3	76,7	76,0	77,6	76,1

Tabelle 4. Stagnogley aus Löss (Goonhilly Downs)
Table 4. Stagnogley in loess (Goonhilly Downs)

Entnahmetiefe	Horizontmächtigkeit		
	0–8 cm	Oh	
	9–12,5 cm	Ah/Bv	
	12,5–13,5 cm	Bv	
20 cm Liz 4–2			pH 5,12
40 cm Liz 4–3			pH 5,33
	13,5–76,0 cm	gl	
60 cm Liz 4–4			pH 5,71
70 cm Liz 4–5			pH 5,47
	76,0–88,0 cm	gl/(g2)	
80 cm Liz 4–6			pH 6,37

geologischer Untergrund: Peridotit/Serpentin (Saprolit)

der damit verbundenen starken Verwitterung zeigt der Löss ein Kornspektrum, welches hier eine enorme Abnahme des Grobschluffs hervorruft und (über den Mittelschluff) eine Konzentration der Tonfraktion bewirkt. Der von CATT & STAINES (1982) geforderte Schluffanteil von > 75 % wird jedoch in keiner Probe erreicht (Tab. 1, 3); dieser beträgt nach den vorliegenden Untersuchungen zwischen 70 und 75 %, während der Tonanteil im Durchschnitt bei < 25 % liegt und – trotz der starken Verwitterung – im allgemeinen nicht die hohen Werte erreicht, wie sie bei den Lössen im nord(west)deutschen Raum auftreten (vgl. Tab. 2 in SIEBERTZ 1983).

Der hohe Verwitterungsgrad des Lösses, der von CATT & STAINES (1982) als ein entkalkter Lösslehm bezeichnet wird, bestätigt sich auch in den Profilen Liz 1 und Liz 4 (Tab. 2 u. 4) in den niedrigen pH-Werten, die ein saures Bodenmilieu anzeigen; die Untersuchungen wurden in aqua dest. durchgeführt. Der Serpentin enthält nach STAINES (1984) aufgrund seiner ultra-basischen Herkunft eine kleine Menge an Calcium, was sich in dem erhöhten pH-Wert der Basisprobe Liz 4–6 (Tab. 4) ausdrückt und die Nähe zum verwitterten Anstehenden anzeigt. Ähnliche Werte werden auch von STAINES (1984) beschrieben.

Die tonmineralogischen Untersuchungen an den mit Glyzerin behandelten Proben zeigen klar die Spuren der Verwitterung (Liz 1–1 bis 3 in Abb. 5; Liz 4–2 bis 5 in Abb. 6). Die Basisprobe Liz 1–4 (Abb. 5) weist deutlich auf das feinschluffige Sediment des verwitterten Serpentins hin, ebenso die Basisprobe Liz 4–6 (Abb. 6). Der sediment-stratigraphische Aufbau des Grobschluffs (Löss) über Feinschluff (Serpentin) nach STAINES (1984) lässt sich in den Röntgenanalysen des Profils Liz 1 zwischen der Basisprobe und dem Hangenden gut ablesen (Abb. 5). Der erhöhte Smectitanteil (Bol = Hellerde) in der Basisprobe Liz 1–4, der nach MÜCKENHAUSEN (1985) bevorzugt aus basenreichen Magmatiten und Gesteinen ähnlicher Zusammensetzung entstehen kann, zeigt auch hier wieder die Nähe zum weiträumig anstehenden Serpentin (vgl. DUNHAM 1975). Die Untersuchungen zeigen, dass auch hier der Illit das dominierende Tonmineral ist, während Kaolinit, Chlorit und Vermiculit entsprechend dem Verwitterungsgrad untergeordnet in Erscheinung treten.

Nach CATT & STAINES (1982) stammt der Löss nicht von dem Material ab, auf dem er liegt. Dieser weist eine Vielzahl von verschiedenen Schwermineralen auf; die einzelnen Minerale sind prozentual jedoch nur in kleinen Mengen an der Zusammensetzung der Sedimente beteiligt. Auffallend ist der hohe Anteil des metamorphen Epidots (etwa 33–45 %) und untergeordnet des magmatischen Zirkons (etwa 15–22 %) bei allen Untersuchungen. Einzelne Lössproben zeigen aber auch Abweichungen von dieser Standardzusammensetzung, die sich in einem erhöhten Anteil von grüner Hornblende (etwa 22 %) oder größeren Mengen von Turmalin niederschlägt. Der Epidot, der aus der Regional- und Kontaktmetamorphose hervorgeht, ist in den anstehenden klastischen Trümmergesteinen ebenso vertreten wie in den magmatischen Gesteinen, so dass eine klare Herkunft des Lösses nicht möglich ist. STAINES (1984) vermutet eine Abhängigkeit des Sediments von den herzynischen Graniten im Norden bzw. aus Schmelzwassersedimenten des „Late Devensian Ice Sheet“ in der irischen See (CATT & STAINES 1982).

4. Diskussion und Vergleich der weichselzeitlichen Windsedimente in Nord(west)-deutschland und angrenzendem westeuropäischen Raum sowie Cornwall (Süd-West-England)

Flugsandgebiete und Dünensandablagerungen befinden sich im allgemeinen in sehr windreichen Gebieten, wie z.B. dem nord(west)deutschen Tiefland und besonders dem Küstenraum. Dort treten sie häufig an exponierten Stellen als isolierte einzelne Ablagerungsräume in Erscheinung. Im Binnenland sind größere Sedimentationsflächen von gröberen Windsedimenten meist unmittelbar mit den Flussterrassen verbunden, wie die ausgedehnten Dünensandgebiete an Rhein und Maas, die häufig östlich der Ausblasungsgebiete liegen und meist in ihrem Alter mit den Dryaszeiten (überwiegend jüngere Dryaszeit) in Verbindung gebracht werden (s. ARENS 1964; JUX 1956; SIEBERTZ 1992; SKUPIN 1994).

Für den Löss als feinstes Flugsediment ist für die Ablagerung das Relief von großer Bedeutung, damit eine Sedimentation erfolgen kann. So wirkt der deutsche Mittelgebirgsrand (s. Hellweg-Löss in Südwestfalen bei SKUPIN 1991) wie eine schiefe Ebene und begünstigt damit den Staueffekt, damit es zur Ablagerung von Feinsedimenten kommen kann. Ähnliche Reliefverhältnisse für die Lössablagerung bieten auch die Flussterrassen im Niederrheinischen Tiefland bei PAAS (1962), der Niederrheinische Höhenzug bei SIEBERTZ (1980, 1983, 1992, 1995, 1998b, 1999b) sowie der Mittelgebirgsrand für den Hesbaye-Löss in Brabant (Belgien) bei SCHIRMER (1999). Am Nordrand der Mittelgebirge hat sich deshalb eine überwiegend flächenhaft zusammenhängende Lössablagerung gebildet, die aufgrund ihres kontinuierlichen Vorkommens als Lössgrenze bezeichnet wird (Abb. 1). Diese nördliche Lössgrenze, von POSER (1951) durch eine Korngrößengrenze in der Kornfraktion 0,05–0,01 mm (Grobschluff) mit einem Anteil von 50–75 % definiert (Klassifikation von Atterberg in SIEBERTZ 1998b), verläuft (fast) durchgehend entlang des Mittelgebirgsrandes. Untersuchungen in diversen Ablagerungsgebieten südlich der Lössgrenze von SIEBERTZ (1988a) allerdings zeigen, dass die genannten Prozentwerte auch in der nach DIN 4188 definierten Grobschluff-Fraktion (0,06–0,02 mm) nicht immer erreicht werden, so dass die Sedimente innerhalb der Lössgrenze lokal unterschiedlich differenziert zusammengesetzt sind, keine sedimentologische Einheit aufweisen und somit die Lössgrenze sedimentologisch (lokal) in Frage gestellt werden kann.

Lössablagerungen, die außerhalb dieser sedimentologischen Lössgrenze liegen, besitzen entweder eine gröbere Sedimentfazies (meistens Sandlösse oder Lössderivate), wie sie als artverwandte Lösse im nord(west)deutschen Tiefland häufig auftreten (Tab. 1 in SIEBERTZ 1990), und deshalb auch in älteren Untersuchungen – auch auf dem Niederrheinischen Höhenzug – so angesprochen werden (s. MÜCKENHAUSEN &

Tabelle 5. Korngrößenanalysen von Lössen auf dem Niederrheinischen Höhenzug
Table 5. Grain-size distribution of loess from the Lower Rhine Plateau

Tiefe in cm	**60**	**50**	**90**	**90**	**70**	**70**	**50**	**70**
	20δ	**21γ**	**47α**	**55β**	**55γ**	**57β**	**57γ**	**58α**
mm								
2–1	–	0,1	–	–	–	–	0,1	0,2
1–0,63	–	0,4	0,2	–	–	0,3	0,2	0,4
0,63–0,2	1,0	19,0	2,9	1,4	1,7	7,8	4,7	7,4
0,2–0,1	1,0	9,0	2,3	2,4	2,6	4,8	3,7	4,3
0,1–0,063	1,6	3,3	2,2	2,3	2,3	2,3	2,1	2,3
0,06–0,02	60,2	46,1	59,9	66,1	60,7	56,1	56,1	58,4
0,02–0,006	12,9	9,3	13,1	13,1	13,4	10,6	13,1	7,2
0,006–0,002	1,6	-	3,6	2,2	2,6	0,7	0,6	0,2
< 0,002	21,7	12,8	15,8	12,5	16,7	17,4	19,1	19,6
FG	75,0	63,0	72,4	72,5	72,9	69,7	71,9	70,1

Tabelle 6. Chronostratigraphie der äolischen Decksedimente vom Niederrheinischen Höhenzug
Table 6. Chronostratigraphical order of the eolian sediments on the Lower Rhine Plateau

Spätglazial		–10 000 a BP				
	Jüngere Dryaszeit	(9 000)			TREIBSAND (u. Flugsand)	
		–10 950 a BP			(Westwinde)	
	Alleröd–Interstadial	(9 500)			(jüngerer oberer)	
		–11 750 a BP				
	Ältere Dryaszeit	(10 000)			Treibsand (u. Flugsand)	
		–11 900 a BP			(jüngerer unterer)	
	Bolling–Interstadial	(10 550)				
		–12 250 a BP	(Erosion)		(Erosion)	
	Älteste Dryaszeit	(12 000)	Loß und Äquivalente			
		–14 800 a BP				
Jung–Weichsel–Glazial (oberes Pleniglazial)			LÖSS und Äquivalente	(jüngster)	Südwest– (Nordost–) winde	
			Naßbodenbildung			
			LÖSS und Äquivalente (Hauptlößablagerung auf der Hochfläche)			Flugsand (älterer oberer)
		–20 000 a BP	Solifluktion u. Erosion			Fließerde u. Erosion
			Loß (jüngerer) (vornehmlich in den Randbereichen der Hochfläche)			
			(Erosion)			
			(Flottsand)			Flugsand
			(Randbereiche der Hochfläche)			
			(Südwest– u. Nordostwinde)			
			Flottsand, Loßsand, Sandloß			FLUGSAND
			(Osten des Höhenzuges)			
						(Fließerde u. Erosion)
			(Flottsand)			Flugsand
			(Randbereich der Hochfläche, Südwestwinde)			
			Flottsand, Loßsand, Sandloß			FLUGSAND
			(Osten des Höhenzuges)			
			(Loß u. Äquivalente) (ältester Loß) (lokal in Resten vorhanden)			
		–28 000 a BP	Steinsohle			
		–30 000 a BP	(Elfgener Bodenbildung (Stillfried–B))			

(ältere unterer) Ost– u. Südostwinde

WORTMANN 1953; MÜLLER 1959; BRAUN 1978), oder sie sind als echte Lösse bewertet, die dann aber auch an exponierte geomorphologische Erhebungen gebunden sind, wie dies auf dem Niederrheinischen Höhenzug zwischen Xanten und Kleve der Fall ist (s. SIEBERTZ 1980, 1983, 1992, 1999b) sowie im zentralen Münsterland an die aufgewölbte basale Kreide mit meist auflagernder saalezeitlicher Grundmoräne im Hangenden (s. RABER & SPEETZEN 1992). Ähnlich verhalten sich auch die dryaszeitlichen Flugsande im Münsterland bei ARENS (1964) und SKUPIN (1994) sowie die holozänen Dünensande von Wissel bei Kalkar in der Rheinniederung, die am Rande eines schwach ausgeprägten Niederterrassenkerns liegen (SIEBERTZ 1997a).

Der Löss in Cornwall jedoch ist ein lokal selten vorkommendes Sediment, weit außerhalb des üblichen Lössgürtels liegend, so dass diese Ablagerung nicht gerade typisch ist für Südwestengland. Während am Niederrhein die leicht geneigten Sanderhochflächen mit den angrenzenden Stauchwällen (nördlicher Niederrheinischer Höhenzug) das günstige Relief für die Ablagerung der Sedimente darstellen, ist die flache, aber hochgelegene Sanderfläche der Bönninghardt (~ 40–45 m über NN) mit der auflagernden überwiegend sandigen Grundmoräne (bis auf wenige verwehte Sande) decksedimentfrei (s. SIEBERTZ 1985). Schon VIERHUFF (1967) war der Meinung, dass allen isolierten Flottsand- und Lössvorkommen im norddeutschen Tiefland gemeinsam ist, dass sie an Stellen liegen, wo sich eine örtlich höhere Windgeschwindigkeit wieder abschwächt (z.B. Geländeform, Hangexposition). Die Plateaufläche der Goonhilly Downs in Cornwall (Abb. 3) dagegen ist lokal von einer nicht kontinuierlichen Lössdecke bis zu 1 m Mächtigkeit überlagert. Diese Ablagerung wird durch die kohärenten Kräfte der unterlagernden Saprolitdecke aus Peridotit bzw. Serpentin hervorgerufen. Aus diesen Gründen fallen bei der Verwitterung keine vergrusenden Kornfraktionen an, sondern (unmittelbar) Schluffe, die nach der Zersetzung schnell in Ton übergehen (s. Tab. 1, 3). Somit ist an der Basis des Lösses der Feinschluff aus Saprolit zu erklären, welcher den Grobschluff des Lösses bei seiner Ablagerung zu binden vermag, so dass Sedimente gleicher Fazies zueinander finden; dasselbe gilt auch für die pliozänen Tone am Lizard Point, auf denen der Löss liegt (s. Zit. SHAKESPEARE: „...*Schmutz liebt sich selber nur!*"). Die bei der Verwitterung vergrusenden Gesteine wie Granite und Gneise mit dem SiO_2-Gehalt entwickeln dagegen keine kohärenten Kräfte und sind daher bei gleichen Reliefverhältnissen (bis auf wenige Spuren der Verwehung) lössfrei; sie bieten keine Lösshaftung, genau so wenig wie die sandige Grundmoräne auf dem flachen Bönninghardt Sander im unteren Niederrheingebiet.

Die Lössablagerungen außerhalb, aber auch innerhalb des Lössgürtels, zeigen lokal nach SIEBERTZ (1980, 1983) Unterschiede in der fazielle Zusammensetzung, so dass jeder Ablagerungsraum seinen eigenen Charakter besitzt, abhängig von Relief, Winddynamik, Sedimentherkunft, Klimaeinfluss und Verwitterungsgrad (s. PECSI & RICHTER 1996). Dabei weisen im nord(west)deutschen und angrenzendem Raum alle Lösse eine einheitliche tonmineralogische Zusammensetzung auf, die je nach Lokalität in der Quantität variiert. So ist der Illit in unserem gemäßigt warmen, humiden Klima nach MÜCKENHAUSEN (1985) das dominierende und wichtigste Tonmineral in Mitteleuropa (s.a. FÜCHTBAUER & MÜLLER 1977). Ihm folgt der Kaolinit als Folge der Lössverwitterung durch Staunässebildung (Pseudovergleyung), dessen Entstehung nach FIEDLER & REISSIG (1964) besonders im sauren pH-Bereich zwischen 4 und 5 begünstigt wird (Tab. 2, 4). Die starke Chloritbildung, wie sie besonders in den cornischen Lössen auftritt (Abb. 5, 6), aber auch den Lössen im nord(west)deutschen Raum nicht fremd ist (Soest u. Hohenhameln in Abb. 5; Niederrheinischer Höhenzug in Abb. 4), wird nach LIEBEROTH (1982) begünstigt unter stark sauren Bodenbedingungen, insbesondere in den „Staugleyen", wo vermutlich immer noch die Umbildung von Tonmineralen in sekundären Chlorit erfolgt. Auch die Lösse und artverwandten Sedimente auf dem Niederrheinischen Höhenzug zeigen nach SIEBERTZ (1980, 1983, 1995) starke bis extreme Pseudovergleyungen, die diesen Aussagen Rechnung tragen. Ähnliche genetische Aussagen werden in den Lössen auch von HEINE (1970), PAAS (1962), SKUPIN (1991) sowie PECSI & RICHTER (1996) erwähnt. Für die Lösse vom Kaiserstuhl (EISSA 1968) sowie für die mainfränkische Lössprovinz bei RÖSNER (1990) werden auch entsprechende Aussagen getätigt.

Bei der Basisprobe Liz 1–4 (Abb. 5) zeigt sich im tonmineralogischen Spektrum deutlich die Nähe zum verwitterten saprolitischen Untergrund durch das Vorkommen von Smectit, so dass sich nicht nur sedimentologisch, sondern auch tonmineralogisch der Löss vom Anstehenden deutlich abgrenzen lässt. Nach LIEBEROTH (1982) ist die Entstehung von Smectit auf das starke saure Bodenmilieu zurückzuführen, welches bedingt ist durch die hohen Niederschläge in Verbindung mit dem feinschluffig-lehmigen Untergrund. Bei pH-Werten von 4,5 werden

Tabelle 7. Chronostratigraphie der Lösse, Flugsande und Dünensande im Küstenraum von Cornwall sowie dem Pas de Calais (Alter nach SCHIRMER 1999)

Table 7. Chronostratigraphical order of loess, blown sand and dune sand deposits at the coast of Cornwall and the Pas-de-Calais area (ages after SCHIRMER 1999)

	Chronostratigraphy 14 C - Alter	Löss in Cornwall (St. Agnes, Lizard) Cullingford (1998)	Flugsand (Black Clift) und Dünensand (Gwithian) in Cornwall Siebertz (1994, 1998)	Dünensand von Wissant (Pas de Calais) Siebertz & Siegburg (1991)	Dünensand von Le Touquet (Ästuar der Canche) Munault & Gilot (1977)
Holozän	Subatlantikum		404 ±68 B.P. 688 ±81 B.P	1.390 ± 100 B.P.	720 ±50 B.P. 1.160 ± 75 B.P. 1.450 ± 65 B.P. 2.160 ± 75 B.P. 2.240 ± 50 B.P. 2.370 ± 70 B.P.
	2.700				
	Subboreal			2.760 ± 30 B.P.	
	5.000		4.410 ±70 B.P.		
	Atlantikum				
	7.500				
	Boreal				
	9.000				
	Präboreal				
	10.000				
Spätglazial	Dryas 3 (jüngere Tundrenzeit)				
	10.800				
	Allerod				
	11.800				
	Dryas 2 (ältere Tundrenzeit)				
	12.000				
	Bolling Dryas 1 (älteste Tundrenzeit)				
	12.700				
oberes Pleniglazial			13.000 ±400 B.P.		
	14.500				
		15.900 ±3.200 B.P. 18.600 ±3.700 B.P.			
	20.000				
	Weichsel - Glazial (Maximum)		20.300 ±900 B.P.		

nach LIEBEROTH (1982) die Chlorite instabil, wobei sie dann in Smectite übergehen und weiter in amorphe Tonsubstanzen zerfallen.

Die für die Lössgrenze geforderten Grobschluffwerte von POSER (1951) werden auch in Cornwall nicht erreicht. Dies hängt mit der starken Verwitterung zusammen, wobei eine deutliche Abnahme des Grobschluffs zugunsten der Zunahme von Mittelschluff und Ton zu erkennen ist (Tab. 1, 3). Entsprechend sind bei der Berechnung des Feinheitsgrades (FG) nach SIEBERTZ (1982) die Werte so hoch, dass diese selbst auf dem Niederrheinischen Höhenzug mit ähnlich starken Verwitterungsvorgängen nicht oder nur selten im C-Horizont von mächtigen Profilen nachgewiesen werden können (Tab. 5; pH-Werte: Tab. 3 in SIEBERTZ 1983). Zum Vergleich sind in Tabelle 1 einige Profilabschnitte von Lössen aus dem nord(west)deutschen Raum angeführt. Es handelt sich um Lösse aus der Soester- und der Hildesheimer-Börde. In beiden Ablagerungsräumen spiegelt sich in der Korngrößenzusammensetzung (bis auf 3726/6) der typische Sedimentcharakter wider, wie er für entkalkte Lösse (Lösslehme) in Nord(west)deutschland typisch ist. Diese Werte können in Cornwall allerdings auch nicht erwartet werden. Untersuchungen auf dem Niederrheinischen Höhenzug jedoch zeigen, dass mit zunehmender Feinheit des Sediments die Staunässebildung steigt, wobei die Verwitterung schließlich auf Kosten des Grobschluffs zugunsten von Mittelschluff und Ton geht (Liz 1 u. 3726/6 in Tab. 1; Liz 4 in Tab. 3; Löss in Tab. 1 bei SIEBERTZ 1990), so dass diese Sedimente bei der Berechnung des Feinheitsgrades (FG) Werte erreichen können, die den Charakter von Stillwassersedimenten annehmen (s. Kap. 6 u. 8 in SIEBERTZ 2003).

Bei den Lössablagerungen im Bereich der nördlichen Lössgrenze sollte nicht unbeachtet

bleiben, dass die einzelnen Sedimentareale von unterschiedlicher fazieller Herkunft sind und differenzierte stratigraphische Lagerungsverhältnisse aufweisen. Die mit der Entkalkung des Sediments und der damit verbundenen pedologischen Verlehmung (Lösslehmbildung) einhergehenden durch Staunässe verursachten Pseudovergleyungen im Profil lassen in den meisten Lössarealen im nord(west)deutschen Raum die typische pseudovergleyte Braunerde oder Parabraunerde entstehen, bzw. je nach Ausbildung die Pseudogley-Braunerde oder die Pseudogley-Parabraunerde. Dies trifft für geringmächtige sowie für mächtigere Profile bei Lössen und artverwandten Sedimenten gleichermaßen zu, wenn die Sedimente auf einem durchlässigen Untergrund aus pleistozänen Ablagerungen liegen, was in Nord(west)deutschland ja überwiegend der Fall ist. Der Niederrheinische Höhenzug bietet hier ein hervorragendes Beispiel (s. SIEBERTZ 1995).

Typische Stagnogleye im Löss, wie sie in Cornwall auftreten, sind für die genannten Beispiele untypisch und (bisher auch) nicht bekannt. Allerdings werden im Hessischen Bergland von SEMMEL (1977) Gleye aus Lösslehm erwähnt sowie im mitteldeutschen Raum von LIEBEROTH (1982) Löss-Braunstaugleye als Bodentyp beschrieben. In Cornwall ist der Stagnogley im Löss vom Relief der Plateaufläche sowie den stratigraphischen Lagerungsverhältnissen (Grobschluff über Feinschluff) abhängig, wobei die Sedimentmächtigkeit von 80 cm und weniger von entscheidender Bedeutung ist (Tab. 4). Sobald die Lössmächtigkeit 1 m erreicht, verursacht die Drainage im Sedimentkörper nur noch eine partielle Staunässebildung, die sich dann in einer ausgeprägten Pseudovergleyung im Profil niederschlägt (Tab. 2).

Ähnliche sedimentologische Lagerungsverhältnisse mit der Bildung eines Stagnogleys lassen sich von SIEBERTZ (1997b) auf der Kirchheller Heide (Niederrheinische Sandplatten) nachweisen. Dort liegen geringmächtige Flugsande über verdichteter Hauptterrasse bzw. Septarientonen auf einer Plateaufläche mit geringer Möglichkeit zum Abfließen des Stauwassers. Die Beispiele zeigen, dass Stagnogleye in Lössböden zwar nicht unbedingt als untypisch angesehen werden können, ihr Auftreten in der Landschaft aber nur dort zu erwarten ist, wo Relief, Sedimentmächtigkeit, Verwitterung und Wasserhaushalt eine günstige Kombination eingehen. Stagnogleye im Löss sind daher nicht die Regel, sondern eher die Ausnahme.

Absolute Altersdatierungen an fossilen Bodenhorizonten in Flug(deck)sanden und Dünensanden der Weichsel-Kaltzeit, die für die Gliederung von Windsedimenten jeglicher Art von großer Bedeutung sind und Auskunft geben über Zeit und Klimaeinfluss zur Zeit der Ablagerung, sind in den unmittelbaren Küstenräumen des Ärmelkanals relativ selten, so dass sich bei einer Gegenüberstellung von diversen Untersuchungen an der französischen und englischen Kanalküste stratigraphische Lücken ergeben, die der Interpretation und Spekulation freien Raum lassen (Tab. 7). Die Chronostratigraphie von SCHIRMER (1999) zeigt, dass sich im Binnenland vom oberen Pleniglazial bis in das Holozän hinein eine mehr oder weniger kontinuierliche äolische Aktivität (vornehmlich der gröberen Dünensande) in den unterschiedlichen Regionen nachweisen lässt, die zeitlich durch radiometrische Altersdatierungen (^{14}C) abgesichert sind (Tab. 1 u. Fig. 4 in SCHIRMER 1999). So ergeben sich für das Binnenland bei VAN GEEL et al. (1989) eine große Anzahl von ^{14}C-Daten für den Typ des Usselo-Horizontes (Usselo Section; Tab. II in VAN GEEL et al. 1989), die allerdings nur auf das Binnenland ausgerichtet sind und den gesamten Zeitraum des Spätglazials umfassen, während für den unmittelbaren Küstenraum keine Datierungen vorliegen. Die stratigraphische Lücke, die in Tabelle 7 den Zeitraum des Spätglazials bis ins Atlantikum hinein erfasst, muss deshalb nicht zwangsweise einer sedimentären Ruhephase gleichkommen. Die Sedimente können der Erosion zum Opfer gefallen sein, oder es haben sich keine Bodenhorizonte bilden können, weil die Windaktivitäten an der Küste weder eine Sedimentanwehung noch die klimatischen Bedingungen für eine Bodenbildung haben hervorbringen können (vgl. SIEBERTZ 1998a). Die Abrasionen der flandrischen Meerestransgressionen im Atlantikum haben sicherlich auch zu einer Zerstörung dieser Zeitzeugen beigetragen.

Auf dem Niederrheinischen Höhenzug konnte von SIEBERTZ (1992) eine Decksedimentstratigraphie erarbeitet werden, weil sich räumlich die Löss- und Flugsandablagerungen aus der gleichen Ablagerungsperiode miteinander verzahnen. Dabei zeigt sich, dass die Decksedimentanwehung im oberen Pleniglazial (überwiegend) mit Flugsanden und lössverwandten Sedimenten einsetzt; diese Sedimentation wird in der Hochphase von einer vornehmlich aus Lössen bestehenden Ablagerung abgelöst, die dann in den Dryaszeiten (Spätglazial) wieder von gröberen Flugsedimenten ersetzt wird und auf dem Höhenzug einen sedimentologischen Zyklus hervorruft (Tab. 6).

Von RABER & SPEETZEN (1992) werden im zentralen Münsterland ähnliche Beobachtungen getätigt. In diesem Untersuchungsgebiet liegt ei-

ne Abfolge von Flugsand, Sandlöss und Löss, wobei der Flugsand unter dem Löss liegt und damit stratigraphisch älter ist als der Löss. Im Bereich der Grundmoräne lassen sich entsprechend der Autoren auch jüngere Flugsande nachweisen, die über Sandlöss und Löss liegen, so dass auch hier ein sedimentologischer Zyklus – wie auf dem Niederrheinischen Höhenzug – erfasst werden kann, wobei die reinen Lösse nach RABER & SPEETZEN (1992) altersmäßig auf das Hochglazial beschränkt bleiben (s. Tab. 6). ARENS (1964) beschreibt für das Münsteraner Kreidebecken zwar keine Lösse, dafür aber eine komplette Flugsandstratigraphie, welche den gesamten Zeitraum der Dryas umfasst und durch Bodenbildungen gegliedert ist.

Die von SIEBERTZ (1994) untersuchten fossilen Bodenhorizonte in den Flugdecksanden vom „Black Cliff" in Cornwall enthalten ^{14}C-Daten, die ein radiometrisches Alter von 20.300 ± 900 B.P. und 13.000 ± 400 B.P. ergeben. Entsprechend der Chronostratigraphie (Tab. 7) fallen diese Datierungen ausnahmslos in eine frühere und spätere Phase des oberen Pleniglazials, so dass davon ausgegangen werden muß, dass die Flugsandanwehung zeitlich vorausgegangen ist. Für die Lössuntersuchungen in Cornwall (TL nach WINTLE 1981) wurde zum Vergleich nach CULLINGFORD (1998) ein B.P. Alter ermittelt, welches mit 18.600 ± 3.700 B.P. und 15.900 ± 3.200 B.P. auch dem oberen Pleniglazial entspricht und zwischen den beiden Flugsanddatierungen zu liegen kommt (Tab. 7). Bei Berücksichtigung der hohen Toleranzwerte hinsichtlich der Lössdatierung kann eine räumliche und zeitliche Gleichstellung der Ablagerungen von Löss und Flugsand in Cornwall nicht ausgeschlossen werden, was auf dem Niederrheinischen Höhenzug ja auch nicht verneint wird (Tab. 6; vgl. SIEBERTZ 1992). Bezieht man sich aber ausschließlich auf das Kernalter der Datierungen, so könnte auch hier in Cornwall (ansatzweise) der Eindruck vermittelt werden, dass u.U. in den Windablagerungen einer glazialen Periode eine Gesetzmäßigkeit auftritt, bei der die Sedimentstratigraphie in der Frühphase der Sedimentation mit gröberen Flugsanden beginnt, zum Höhepunkt von einer feineren Lössablagerung abgelöst wird und in der Spätphase wieder mit gröberen Sedimenten endet (Tab. 6, 7). Von SIEBERTZ (1980, 1983) wurde bereits bemerkt, dass die Flugsande auf dem Niederrheinischen Höhenzug älter sind als der Löss, wobei die jüngeren dryaszeitlichen Flugsande zu dieser Zeit noch nicht erkannt waren (Tab. 6 u. SIEBERTZ 1992). Von GEHRT (2000) wird in Norddeutschland auch beschrieben, dass die Flugsande älter sind als der Löss. Nimmt man in Norddeutschland die dryaszeitlichen Flugsande hinzu, so wäre auch hier – wenn vielleicht nicht im gleichen Ablagerungsraum – ein rhythmischer Zyklus in der Sedimentation einer glazialen Periode nachzuweisen.

Die Altersdatierungen von Cornwall und die sedimentologischen Lagerungsverhältnisse auf dem Niederrheinischen Höhenzug, in Westfalen (Münsterland), aber auch in Norddeutschland, lassen (ansatzweise) diesen Rhythmus erkennen. Das Fehlen entsprechender Untersuchungen und Datierungen in anderen geographischen Räumen, aber auch die meist große räumliche Distanz von gröberen Flugsedimenten (Flugsande u. Dünensande) im Küstenraum und feineren Lössen im weiteren Hinterland, vielleicht aber auch die geringen Erfahrungswerte auf diesem Gebiet, lassen im Hinblick auf solche Fragen selten eine Verknüpfung aufkommen, so dass der räumliche Vergleich von Cornwall und Nord(west)deutschland im Hinblick auf eine etwaige zeitliche Sedimentation von unterschiedlich zusammengesetzten Windablagerungen zunächst einmal die Ausnahme bleibt.

Auch für die Erklärung paläogeographischer Fragen des Holozäns im Küstenraum sind die Flugdecksand- und Dünensandablagerungen zweifelsohne von großer Bedeutung und daher häufig Gegenstand von Untersuchungen. Auswertbare Altersdatierungen allerdings sind auch hier relativ selten, wie die Untersuchungen von Cornwall sowie dem „Pas de Calais" zeigen (Tab. 7). Die ^{14}C-Daten beziehen sich dabei überwiegend auf den Zeitraum des Subboreals und des Subatlantikums. Von JELGERSMA et al. (1970) werden noch in den Dünensanden im Westen der Niederlande Datierungen erwähnt, die sich hervorragend zu den französischen ^{14}C-Daten von MUNAUT & GILOT (1977) sowie SIEBERTZ & SIEGBURG (1991) ergänzen (Tab. 2 u. 3 in SIEBERTZ & SIEGBURG 1991). Entsprechendes trifft auch für den Niederrhein zu, wo nach den Dryaszeiten (Tab. 6) die Flugsandablagerungen (überwiegend) erst wieder mit dem späten Mittelalter – frühe Neuzeit in Form von Dünenbildungen einsetzen, wie die „Wisseler Dünen" in der Rheinniederung deutlich belegen (Kap. 4.2.4. in SIEBERTZ 1999a).

So ergibt sich nach Tabelle 7 für den Küstenraum in Cornwall und am „Pas de Calais", aber auch im Niederrheingebiet, zwischen dem Spätglazial der Weichsel-Kaltzeit und dem Jungholozän eine stratigraphische Lücke, die aufgrund der klimatischen Verhältnisse sowie terrestrischer, mariner und fluvialer Ereignisse den Nachweis von Sedimenten und Böden verhindert hat und (z. Zt.) durch keine der vorliegenden radiometrischen Datierungen ausgefüllt werden

kann. Im Rahmen der Korrelation von äolischen Sandablagerungen für den genannten Zeitraum von SCHIRMER (1999) wird für die Niederlande der „Usselo-Horizont" im Alleröd angeführt (Fig. 4 in SCHIRMER 1999; s. a. VAN GEEL et al. 1989), der für die Chronostratigraphie des Spätglazials zwar eine zweifellos wichtige Zeitmarke darstellt, die stratigraphische Lücke im unmittelbaren Küstenraum jedoch nicht zu schließen vermag. In den meisten Fällen führt die hervorragende Umsetzung des Humus' im Löss dazu, dass für eine ^{14}C-Datierung keine oder kaum humose Substanz zur Verfügung steht. Die gröberen Flug(deck)sedimente haben dagegen eine schlechtere Humuszersetzung und einen großen Verlust an Substanz durch die starke Permeabilität im Sedimentkörper. Trotzdem lässt sich in den meisten Fällen noch genügend humose Substanz nachweisen, die dann für eine ^{14}C-Datierung zur Verfügung steht, wie dies in den Untersuchungen in der cornischen Küstenregion von SIEBERTZ (1994, 1998a) geschehen ist. Die Flugsandstratigraphie der Weichsel-Kaltzeit und des Holozäns sollte daher in ihrer Bedeutung nicht unterschätzt werden, weil sie ein wichtiges Gegenstück zu der oft einseitigen und häufig überschätzten „Löss-Paläoboden-Forschung" bildet.

Über die Windrichtungen zur Zeit der Sedimentbildung in der Weichsel-Kaltzeit sind in der Vergangenheit zahlreiche Arbeiten erschienen (u.a. POSER 1951; VIERHUFF 1967; KLOSTERMANN 1980; LANG 1974, 1990; SIEBERTZ 1980, 1988b, 1998a, 1999b; SERAPHIM 1986; MEYER 1989; MEYER & KOTTMEIER 1989), die allerdings keine einheitliche Lösung für den nord-(west)deutschen und -europäischen Raum bringen, weil die unterschiedlichen geographischen Lokalitäten bevorzugt von verschiedenen Windrichtungen des allgemeinen atmosphärischen Geschehens bestimmt werden. So wurden von MEYER (1989), MEYER & KOTTMEIER (1989) sowie LANG (1990) für den west- und mitteleuropäischen Raum überwiegend West- und Nordwestwinde postuliert, während für Osteuropa antizyklonale Ost- bzw. Nordostwinde nachgewiesen wurden. Aufgrund von Modellrechnungen bei MEYER & KOTTMEIER (1989) jedoch zeigte sich, dass ein stärkerer Ostwindeinfluss bei der Ablagerung der Sedimente nicht unterschätzt werden sollte, wie dies in den Ablagerungen bei LANG (1974) auch beschrieben wurde. In diesem Rahmen nimmt SERAPHIM (1986) kritisch Stellung zu den von POSER (1951) getätigten Aussagen über die Windrichtungen im Spätglazial der Weichsel-Kaltzeit, zumal die spätglazialen Windverhältnisse der Dryaszeiten mit der Bildung von überwiegend gröberen Flug(deck)sedimenten (Treibsanden) und Dünensanden nicht stellvertretend für das Pleniglazial der Weichsel-Kaltzeit mit seiner „Lössbildung" stehen können (s. a. SIEBERTZ 1988b).

In Cornwall trifft der Westwindeinfluss für die Flug- und Dünensande im Küstenraum ja auch zu (Abb. 3); für den Löss jedoch, der auf der Ostseite der Südspitze des Lizard abgelagert ist, lassen sich aufgrund des lückenhaften Vorkommens keine nennenswerten sedimentologischen Saigerungsspuren nachweisen. Da eine schwermineralogische Abhängigkeit weder vom magmatisch-vulkanitisch-metamorphen Untergrund, noch von den klastischen Trümmergesteinen, nachzuweisen ist, bleibt das Auswehungsgebiet der irischen See von CATT & STAINES (1982) mit Westwinden oder die Anwehung durch östliche Winde nach SCOURSE (1996) zunächst eine reine Spekulation, da auch Cornwall im Rahmen von blockierenden Hochdruckgebieten über den britischen Inseln oder über Skandinavien durch Ostwinde beeinflusst werden kann (s. SIEBERTZ 1998a).

Für den Niederrheinischen Höhenzug zeigen diverse Kartenwerke eine mehr oder weniger konzentrische Anordnung der Flugsande, Sandlösse und Lösse (s. BRAUN 1967 a, b; PAAS 1985; SIEBERTZ 1991; KLOSTERMANN 1997), wobei je nach Untersuchung und Sedimentansprache sich der Lössablagerungsraum vom Zentrum der Sanderhochfläche nach Süden in den Raum um Uedem verschiebt (Abb. 2). Die Problematik der Windrichtung bleibt jedoch dabei die gleiche. Entsprechendes wird auch für das zentrale Münsterland von RABER & SPEETZEN (1992) beschrieben. Die von SIEBERTZ (1982) konstruierten Isokatharosen (Linien gleichen Feinheitsgrades) anhand homogener Sedimentprofile lassen erkennen, dass die Hauptablagerung der Lösse aus Südwest erfolgte (Abb. 4 in SIEBERTZ 1982; Abb. 8 in SIEBERTZ 1988b). Die Einbeziehung aller Sedimente auf dem Niederrheinischen Höhenzug zeigte dabei ein Ergebnis, bei dem die Lösse (als auch die Flugsande und Treibsande) überwiegend von Südwestwinden aufgeweht wurden, aber auch eine Umlagerung und Ausblasung gröberer Kornfraktionen aus den Stauchwällen und dem Sander von Nordosten und Osten aus erfolgt ist (Abb. 16 in SIEBERTZ 1995). Davon ausgenommen sind die älteren Flugsande, die teilweise bis unter den Löss reichen und von Ostwinden abgelagert wurden (Abb. 15 u. 17 in SIEBERTZ 1995; SIEBERTZ 1991). Für die dryaszeitlichen Sedimente auf dem Niederrheinischen Höhenzug, die überwiegend aus gröberen Treibsanden bestehen, lässt sich aufgrund der sediment-stratigraphischen Lagerungsverhältnisse sowie ihrer Abla-

gerung östlich der Ausblasungsgebiete ein Wind aus überwiegend westlicher Richtung nachweisen (Tab. 6; s. SIEBERTZ 1992).

5. Zusammenfassung: vergleichendes Ergebnis zwischen dem nördlichen Rheinland und Cornwall

Beim Vergleich von äolischen Sedimenten in verschiedenen geographischen Räumen ist erkennbar, dass jeder Ablagerungsraum seine eigene Fazies besitzt und aufgrund der Lagerungsverhältnisse, der Zusammensetzung des Materials und des Klimaeinflusses Sedimenttypen charakterisiert, die sich nicht einem einfachen nomenklatorischen System unterwerfen lassen (Tab. 3, 4, 5 in SIEBERTZ 1998b). Für die äolischen Sedimente der Weichsel-Kaltzeit (Devensian) zeigen sich zwischen den Ablagerungen im nördlichen Rheinland sowie dem Südwesten von England (Cornwall) Parallelen und Besonderheiten, die auf die unterschiedlichen geologisch-geomorphologischen Verhältnisse sowie auf die Verwitterungsbedingungen aufgrund des Klimas in beiden Landschaften zurückzuführen sind:

* beide Sedimentationsräume liegen außerhalb der klassischen nördlichen Lössgrenze als einzelne isolierte Ablagerungsgebiete
* in beiden Sedimentationsräumen stammt der Löss nicht von dem Material ab, auf dem er liegt
* während am unteren Niederrhein (Niederrheinischer Höhenzug) die Bedingungen für die Sedimentation in der Reliefenergie und der Schräge der saalezeitlichen sandig-kiesigen Sanderflächen und Stauchwälle liegen, befindet sich der Löss in Cornwall auf einer Plateaufläche nur dort, wo der verwitterte geologische Untergrund (Peridotit/Serpentin) eine steinlose, aus Feinschluff bestehende Saprolitdecke hat entstehen lassen, deren kohärentes Sedimentgefüge die Voraussetzung für die Haftung des Lösses hervorgebracht hat
* die Böden in beiden Sedimentationsräumen sind rein terrestrischer Natur; am Niederrhein sind sie durch (pseudovergleyte) Braun- und Parabraunerden gekennzeichnet, die voll ackerfähig sind, während die Böden auf Löss in Cornwall überwiegend durch starke terrestrische Staunässe geprägt werden (Pseudogleye u. Stagnogleye) und deshalb nur als Gras- oder Heideland in Erscheinung treten
* die tonmineralogischen Untersuchungen zeigen zwischen den Lössablagerungen in beiden Räumen keine Unterschiede in der Mineralzusammensetzung, so dass nur durch den im Saprolit auftretenden Smectit eine Abgrenzung des Lösses in Cornwall von dem verwitterten Untergrund möglich ist
* die Schwerminerale lassen am unteren Niederrhein deutlich die Abhängigkeit von den umliegenden Flussterrassen erkennen, während in Cornwall keine Verbindung zu den umliegenden und unterlagernden Gesteinen festgestellt werden kann, so dass diese Sedimente (vermutlich) aus der in der letzten Kaltzeit trockengelegenen Abrasionsschorre herausgeweht worden sind, was durch die hohe Feinheit der Sedimente dokumentiert wird (Anwehungsdistanz u. Saigerung)
* aufgrund der sediment-stratigraphischen Ergebnisse auf dem Niederrheinischen Höhenzug und der Gegenüberstellung der Altersdatierungen (Kernwerte) in Cornwall lässt sich ansatzweise in den Ablagerungen der Weichsel-Kaltzeit (Devensian) ein sedimentologischer Rhythmus erkennen, der mit älteren Flugsanden einsetzt, von einer Lössablagerung abgelöst wird und in den Dryaszeiten wieder mit Flugsanden endet, so dass die Flugsande älter und jünger als der Löss sind
* die Windrichtungen zur Zeit der Sedimentanwehung sind von der geographischen Lage und dem damit verbundenen Einfluss des allgemeinen atmosphärischen Geschehens abhängig, so dass u. U. jede Lokalität ihre eigene zirkulationsbedingte Sedimentation hervorbringen kann.

Danksagung

Dem Institut für Bodenkunde der Universität Bonn und Frau MONIKA KASTEN danke ich für die tonmineralogischen Untersuchungen. Frau ELFRIEDE MAINZ vom Labor sowie Herrn DIETRICH GLADENBECK aus der Kartographie des Geographischen Instituts der Universität Bonn bin ich für ihre Hilfen bei der Bearbeitung der Sedimente und den Skizzen zu Dank verpflichtet. Meinem Freund und Kollegen Dr. WERNER SIEGBURG sowie seiner Frau HELEN (native speaker) danke ich für die Hilfe bei der Übersetzung manch fachlicher Kurzfassungen für meine Schriften. Ferner gilt mein Dank dem lieben Kollegen PD Dr. WINFRIED GOLTE, mit dem ich die Soester- und Hildesheimer Börde in den achtziger Jahres bereisen konnte.

Literatur

ANDREWS, J. R. (1998): The Lizard Complex. – SELWOOD, E. B., DURRANCE, E. M. & BRISTOW, C. M. [Edit.]: The Geology of Cornwall (Exeter-Univ. Press), 21–30

ARENS, H. (1964): Zur Altersdatierung der Flugsande am Westrand des Münsterschen Kreidebeckens. – Decheniana (Bonn) **117**, 133–140

BARTON, R.M. (1964): An introduction to the Geology of Cornwall (Truro-Barton Ltd.), 1–168

BRAUN, F. J. (1967a): Übersichtskarte von Nordrhein-Westfalen 1:100.000, A. Geologische Karte C 4302 Bocholt (Krefeld)

BRAUN, F. J. (1967b): Übersichtskarte von Nordrhein-Westfalen 1:100.000, B. Bodenkarte C 4302 Bocholt (Krefeld)

BRAUN, F. J. (1978): Zur Herkunft und Zusammensetzung des „Sandlösses" auf der Uedemer Sander-Hochfläche (Niederrhein). – Fortschr. Geol. Rhld. u. Westf. (Krefeld) **28**, 335–343

BRISTOW, C.M. (1996): Cornwall's Geology and Scenery (Saint Austell-Cornish Hillside Publ.), 1–148

BROWN, G. M. [Dir.] (1984): British Geological Survey 1:50.000, Penzance, Sheet 351 & 358 (Southampton)

BRUNNACKER, K. (1967a): Grundzüge einer Löß- und Bodenstratigraphie am Niederrhein. – Eiszeitalter u. Gegenwart (Öhringen) **18**, 142–151

BRUNNACKER, K. (1967b): Die regionale Stellung der niederrheinischen Lößprovinz. – Sonderveröff. Geol. Inst. Köln (Köln) **13**, 55–63

CATT, J. A. & STAINES, S. J. (1982): Loess in Cornwall. – Proc. of the Ussher Society (Camborne) **5**, 368–375

CULLINGFORD, R. A. (1998): The Quaternary. – SELWOOD, E. B., DURRANCE, E. M. & BRISTOW, C. M. [Edit.]: The Geology of Cornwall (Exeter-Univ. Press), 199–210

DUNHAM, K. [Dir.] (1975): British Geological Survey 1:50.000, Lizard, Sheet 359 (Southampton)

EDMONDS, E. A., MC KEOWN, M. C. & WILLIAMS, M. (1985): British Regional Geology, South-West England (London-Her Majesty's Stationery Office), 1–138

EISSA, O. K. (1968): Feinstratigraphische und pedologische Untersuchungen an Lößaufschlüssen im Kaiserstuhl (Südbaden). – Freiburger Bodenkundl. Abh. (Freiburg/Brsg.) **2**, 1–149

FIEDLER, H. J. & REISSIG, H. (1964): Lehrbuch der Bodenkunde. – Jena (VEB Fischer), 1–544

FLETT, J. S. & HILL, J. B. (1989): Geology of the Lizard and Meneage (London-Her Majesty's Stationery Office), **1**–212

FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G. (1977): Sedimente und Sedimentgesteine – Stuttgart (Schweizerbart), 1–784

GEEL, B. VAN, COOPE, G. R. & HAMMEN, T. VAN DER (1989): Palaeoecology and Stratigraphy of the Lateglacial Type Section at Usselo (The Netherlands). – Rev. Palaeobot., Palynology, Amsterdam (Elsevier) **60**, 25–129

GEHRT, E. (2000): Nord- und mitteldeutsche Lößbörden und Sandlößgebiete. – Böden als Teile von Landschaften, Handbuch der Bodenkunde, 9. Erg. Lfg. (Landsberg), 1–53

GEHRT, E. & HAGEDORN, J. (1996): Zur Entstehung der nördlichen Lößgrenze in Mitteleuropa. – Landesamt für Natur und Umwelt des Landes Schleswig-Holstein, Abt. Geologie/Boden: Böden als Zeugen der Landschaftsentwicklung (Kiel), 59–66

HALL, A. (1974): Geologists' Association Guides, No. 19 West Cornwall (Colchester-Benham & Co.), 1–39

HEINE, K. (1970): Einige Bemerkungen zu den Liefergebieten und Sedimentationsräumen der Lösse im Raum Marburg/Lahn auf Grund tonmineralogischer Untersuchungen. – Erdkunde (Bonn) **24**, 180–194

JELGERSMA, S., DE JONG, J., ZAGWIJN, W. H. & VAN REGTEREN ALTENA, J. F. (1970): The Coastal Dunes of the Western Netherlands. Geology, Vegetational History and Archeology. – Meded. Rijks Geol. Dienst., N.S. (Maastricht-van Aelst) **21**, 93–167

JUX, U. (1956): Über Alter und Entstehung von Decksand und Löß, Dünen und Windschliffen an den Randhöhen des Bergischen Landes östlich von Köln. – Neues Jb. Geol. u. Paläont., Abh. (Stuttgart) **104**, 226–254

KIRBY, G.A. (1979): The Lizard as an ophiolite. – Nature (London) **282**, 58–61

KLOSTERMANN, J. (1980): Die Ursachen der konzentrischen Anordnung von Flugsand, Sandlöß und Löß auf der Uedemer Hochfläche. – Der Niederrhein (Krefeld) **47**, 1–5

KLOSTERMANN, J. (1997): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:100.000, Blatt C 4302 Bocholt (Krefeld), 2. völlig neubearb. Aufl.

LANG, H. D. (1974): Über Verbreitung, Zusammensetzung und Alter des Sandlösses im Raum Wittingen-Hankensbüttel. – Z. dt. geol. Ges. (Hannover) **125**, 269–276

LANG, H. D. (1990): Der Sandlöß in der Umgebung von Bergen Krs. Celle – Verbreitung, Zusammensetzung und Entstehung. – Eiszeitalter u. Gegenwart (Hannover) **40**, 97–106

LEUZE, E. (1969): Die Halbinsel von Devon und Cornwall. – Deutsche geogr. Blätter, Geogr. Ges. Bremen (Bremen) **50**, 215–355

LIEBEROTH, J. (1982): Bodenkunde – Berlin (VEB Deutscher Landwirtschaftsverlag), 1–432

MACKNEY, D., HODGSON, J. M., HOLLIS, J. M. & STAINES, S. J. (1983): Legend for the 1:250.000 Soil Map of England and Wales, Sheet 5, South West England (Harpenden-Hertfordshire)

MEYER, H. H. (1989): Paläowind-Indikatoren. Möglichkeiten, Grenzen und Probleme ihrer Anwendung am Beispiel des Weichsel-Hochglazials in Europa. – Mitt. Geol. Inst. Univ. (Hannover) **28**, 1–61

MEYER, H. H. & KOTTMEIER, C. (1989): Die atmosphärische Zirkulation in Europa im Hochglazial der Weichsel-Eiszeit – abgeleitet von Paläowind-Indikatoren und Modellsimulationen. – Eiszeitalter u. Gegenwart (Hannover) **39**, 10–18

MÜCKENHAUSEN, E. (1985): Die Bodenkunde und ihre geologischen, geomorphologischen, mineralogi-

schen und petrologischen Grundlagen – Frankfurt/M. (DLG-Verlag), 1–579, 3. Aufl.

MÜCKENHAUSEN, E. & WORTMANN, H. (1953): Bodenübersichtskarte von Nordrhein-Westfalen 1:300.000 (Hannover)

MÜLLER, E. H. (1954) : Über die Herkunft des Lösses im Rheinland und im südlichen Westfalen. – Geol. Jb. (Hannover) **69**, 401–406

MÜLLER, E. H. (1959): Art und Herkunft des Lösses und Bodenbildungen in den äolischen Ablagerungen Nordrhein-Westfalens unter Berücksichtigung der Nachbargebiete. – Fortschr. Geol. Rhld. u. Westf. (Krefeld) **4**, 255–265

MUNAUT, A. V. & GILOT, E. (1977): Recherches palynoliques et datations ^{14}C dans les regions cotieres du nord de la France. – Bull. de l'Assoc. Francaise pour l'Etude du Quaternaire (Paris) **52**, 17–25

NEUMEISTER, H. (1965): Probleme der nördlichen Lößgrenze. – Leipz. Geogr. Beitr. (Leipzig), 137–143

PAAS, W. (1962): Rezente und fossile Böden auf niederrheinischen Terrassen und deren Deckschichten. – Eiszeitalter u. Gegenwart (Öhringen) **12**, 165–230

PAAS, W. (1968a): Stratigraphische Gliederung des Niederrheinischen Lösses und seiner fossilen Böden. – Decheniana (Bonn) **121**, 9–38

PAAS, W. (1968b): Gliederung und Altersstellung der Lösse am Niederrhein. – Fortschr. Geol. Rhld. u. Westf. (Krefeld) **16**, 185–196

PAAS, W. (1985): Bodenkarte Nordrhein-Westfalen 1:50.000, L 4302 Kleve (Krefeld)

PECSI, M. & RICHTER, G. (1996): Löss – Herkunft-Gliederung-Landschaften. – Z. Geomorph., N.F., Suppl. – (Berlin-Stuttgart) **98**, 1–391

POSER, H. (1951): Die nördliche Lößgrenze in Mitteleuropa und das spätglaziale Klima. – Eiszeitalter u. Gegenwart (Öhringen) **1**, 27–55

RABER, C. & SPEETZEN, E. (1992): Flugsand, Sandlöß und Löß im zentralen Münsterland (Westfälische Bucht). – Natur- u. Landschaftskunde (Möhnesee-Körbecke) **28**, 40–47

REMY, H. (1960): Der Löß am unteren Mittel- und Niederrhein. – Eiszeitalter u. Gegenwart (Öhringen) **11**, 107–120

ROBERTS, M. J. (1985): The geomorphology and stratigraphy of the Lizard Loess in South Cornwall, England. – Boreas (Oslo) **14**, 75–82

RÖSNER, U. (1990): Die Mainfränkische Lößprovinz. Sedimentologische, pedologische und morphodynamische Prozesse der Lößbildung während des Pleistozäns in Mainfranken. – Erlanger Geogr. Arb. (Erlangen) **51**, 1–306

SCHIRMER, W. (1999): Dune phases and soils in the European sand belt. – GeoArchaeoRhein (Münster-Lit) **3**, 11–42

SCHIRMER, W. (2000): Eine Klimakurve des Oberpleistozäns aus dem rheinischen Löß. – Eiszeitalter u. Gegenwart (Hannover) **50**, 25–49

SCOURSE, J. D. (1996): Late Pleistocene Stratigraphy of North and West Cornwall. – Transact. of the Royal Geol. Soc. of Cornwall (Penzance) **22**, 2–56

SEMMEL, A. (1977): Grundzüge der Bodengeographie – Stuttgart (Teubner), 1–119

SERAPHIM, E. TH. (1986): Spätglazial und Dünenforschung – Eine kritische Erörterung des spätglazialen Luftdruck-Wind-Systems H. POSERS. – Westf. Geogr. Stud. (Münster) **42**, 119–136

SIEBERTZ, H. (1980): Weichselzeitliche äolische Sedimente des Reichswaldes (unterer Niederrhein) und ihr paläogeographischer Aussagewert – Bonn (Diss. Univ.), 1–142

SIEBERTZ, H. (1982): Die Bedeutung des Feinheitsgrades als geomorphologische Auswertungsmethode. – Eiszeitalter u. Gegenwart (Hannover) **32**, 81–91

SIEBERTZ, H. (1983): Neue sedimentologische Untersuchungsergebnisse von weichselzeitlichen äolischen Decksedimenten auf dem Niederrheinischen Höhenzug. – HEINE, K. [Hrsg.], Beiträge zum Quartär der nördlichen Rheinlande, Arb. Rhein. Landeskde (Bonn) **51**, 51–97

SIEBERTZ, H. (1985): Die glazialmorphologische Entwicklung der Bönninghardt (Niederrhein) aus sedimentologischer Sicht. – Decheniana (Bonn) **138**, 268–274

SIEBERTZ, H. (1987): Die stratigraphische und paläogeographische Bedeutung der Steinsohle in den pleistozänen Sedimenten des Niederrheins und angrenzender Gebiete. – Decheniana (Bonn) **140**, 193–203

SIEBERTZ, H. (1988a): Die Beziehung der äolischen Decksedimente in Nordwestdeutschland zur nördlichen Lößgrenze. – Eiszeitalter u. Gegenwart (Hannover) **38**, 106–114

SIEBERTZ, H. (1988b): Die Decksedimente auf dem Niederrheinischen Höhenzug in ihrer Beziehung zu den Luftdruck- und Windverhältnissen während der Weichsel-Kaltzeit in Nordwestdeutschland. – Natur am Niederrhein (Krefeld) **3**, 1–12

SIEBERTZ, H. (1990): Die Abgrenzung von äolischen Decksedimenten auf dem Niederrheinischen Höhenzug mit Hilfe von Korngruppenkombinationen. – Decheniana (Bonn) **143**, 476–485

SIEBERTZ, H. (1991): Karte der äolischen Decksedimente auf dem Niederrheinischen Höhenzug 1:60.000 (Bonn), 2. Aufl. – Decheniana **151**, 1998b

SIEBERTZ, H. (1992): Neue Befunde zu den sedimentologisch-stratigraphischen Lagerungsverhältnissen und zur Alterszuordnung der äolischen Decksedimente auf dem Niederrheinischen Höhenzug. – Eiszeitalter u. Gegenwart (Hannover) **42**, 72–79

SIEBERTZ, H. (1994): Chronostratigraphische Untersuchungen (^{14}C-Alter) an den Windablagerungen der „Towans" in der südwestenglischen Grafschaft Cornwall. – Eiszeitalter u. Gegenwart (Hannover) **44**, 1–6

SIEBERTZ, H. (1995): Konvergenzen sedimentologischer und pedologischer Kartierungsergebnisse auf dem Niederrheinischen Höhenzug in bezug auf ih-

re paläogeographische Ausdeutung. – Natur am Niederrhein (N.F.) (Krefeld) **10**, 14–29

SIEBERTZ, H. (1997a): Quartärmorphologische Karte aus dem unteren Niederrheingebiet 1:30.000. – Decheniana (Bonn) **152**, 1999a

SIEBERTZ, H. (1997b): Über ein Pseudogley-Stagnogley Bodenvorkommen auf der Kirchheller-Heide (Niederrheinische Sandplatten) und seine Auswirkungen auf die Bodennutzung und Landschaftsökologie. – Decheniana (Bonn) **150**, 417–423

SIEBERTZ, H. (1998a): Mittelalterliche bis spätmittelalterliche Dünenbildung in Cornwall und deren Beziehung zum „Little Ice Age" in Mitteleuropa. – Eiszeitalter u. Gegenwart (Hannover) **48**, 102–109

SIEBERTZ, H. (1998b): Methodisch-sedimentologische Auswertungsverfahren bei der Erstellung einer äolischen Decksedimentkarte vom Niederrheinischen Höhenzug. – Decheniana (Bonn) **151**, 199–212

SIEBERTZ, H (1999a): Erläuterungen zur quartärmorphologischen Karte aus dem unteren Niederrheingebiet. – Decheniana (Bonn) **152**, 153–190

SIEBERTZ, H. (1999b): Paläogeographische Aspekte bei der äolischen Decksedimentanwehung auf dem Balberger Waldrücken (Staatsforst Xanten). – Natur am Niederrhein (N.F.) (Krefeld) **14**, 32–38

SIEBERTZ, H. (2003): Die sedimentologische und pedologische Entwicklung der Rheinniederung bei Kalkar (unterer Niederrhein) im Lichte diverser Kartierungen und ihre Auswirkungen auf die Landschaftsökologie. – Natur am Niederrhein (N.F.) (Krefeld) **18**, 3–24

SIEBERTZ, H. & SIEGBURG, W. (1991): Sedimentologische und pedologische Untersuchungen zur Landschaftsgenese in der Bucht von Wissant (Pas de Calais). – Erdkunde (Braunschweig) **45**, 17–27

SKUPIN, K. (1991): Der Löß des Hellwegs. – Münster (Spieker) **35**, 55–63

SKUPIN, K. (1994): Aufbau, Zusammensetzung und Alter der Flugsand- und Dünenbildungen im Bereich der Senne (Östliches Münsterland). – Geol. Paläont. Westf. (Münster) **28**, 41–72

STAINES, S. J. (1983): Soil Survey of England and Wales 1:25.000, Lizard, Sheet SW 61/71 (Southampton-Ordnance Survey)

STAINES, S. J. (1984): Soils in Cornwall III, Sheets SW 61,62,71 and 72 (The Lizard), Soil Survey Record No. 79 (Harpenden, Herts.-England), 1–260

VIERHUFF, H. (1967): Untersuchungen zur Stratigraphie und Genese der Sandlößvorkommen in Niedersachsen. – Mitt. Geol. Inst. T.H. Hannover (Hannover) **5**, 1–99

WAHNSCHAFFE, F. & SCHUCHT, F. (1921): Geologie und Oberflächengestaltung des Norddeutschen Flachlandes – Stuttgart (Engelhorn), 1–472

WINTLE, A.G. (1981): Thermoluminescence dating of late Devensian loesses in Southern England. – Nature (London) **289**, 479–480

Anschrift des Autors:
Dipl. Geogr. (phys.) Dr. rer. nat. HELMUT SIEBERTZ, Alte Schulstr. 16, D-53229 Bonn, öbvS der Landwirtschaftskammer Nordrhein-Westfalen

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Decheniana

Jahr/Year: 2004

Band/Volume: 157

Autor(en)/Author(s): Siebertz Helmut

Artikel/Article: Lösse und Flug(deck)sande des Weichsel-Hoch- und Spät-Glazials (Devensian) im nördlichen Rheinland (Niederrhein) und in Westfalen im Vergleich zu ihren Äquivalenten in Cornwall (Süd-West-England) Loess and Blown Sand of the High and Late Devensian (Weichselian) Period at the Northern Part of the Rhineland (Lower Rhine Area) and Westphalia and the Comparison to their Equivalents in Cornwall (South-West-England) 151-171