

**Arbeiten zur Rheinischen Landeskunde**  
Herausgegeben vom Geographischen Institut der Universität Bonn  
ISSN 0373-7187

Heft 51

**Beiträge zum Quartär  
der nördlichen Rheinlande**

Herausgegeben  
von

**Klaus Heine**

1983

Bonn

**BEITRÄGE ZUM QUARTÄR  
DER NÖRDLICHEN RHEINLANDE**

# ARBEITEN ZUR RHEINISCHEN LANDESKUNDE

ISSN 0373–7187

Herausgegeben von

H. Hahn · W. Kuls · W. Lauer · P. Höllermann · W. Matzat · K. - A. Boesler

Schriftleitung: H. – J. Ruckert

Heft 51

## Beiträge zum Quartär der nördlichen Rheinlande

Herausgegeben

von

Klaus Heine



1983

In Kommission bei  
FERD. DÜMMLERS VERLAG · BONN  
— Dümmlerbuch 7151 —

# Beiträge zum Quartär der nördlichen Rheinlande

mit 38 Abbildungen und 2 Fotos im Text sowie 3 Beilagen

Herausgegeben

von

Klaus Heine

mit Beiträgen von


Klaus Heine, Helmut Siebertz, Horst Strunk,  
Brigitte Urban/Dietmar Schröder/Ulrike Leßmann  
und Harald Zepp



In Kommission bei

FERD. DÜMMLERS VERLAG · BONN

1983

 **Dümlerbuch 7151**

Gedruckt mit Unterstützung des Landschaftsverbandes Rheinland

Alle Rechte vorbehalten

ISBN 3-427-71511-6

© 1983 Ferd. Dümlers Verlag, 5300 Bonn 1  
Herstellung: Richard Schwarzbald, Witterschlick b. Bonn

V o r w o r t

Die Niederrheinische Bucht und die rahmenden Gebirgsregionen der Nordeifel zählen zu den klassischen Gebieten der Quartärforschung. Durch die Untersuchungen seitens des Lehrstuhls für Eiszeitenforschung der Universität Köln unter K. Brunnacker sind die stratigraphischen, sedimentologischen, bodenkundlichen und geomorphologischen Entwicklungen im großen und ganzen weitgehend bekannt. Im Zusammenhang mit Quartärforschungen des Geographischen Instituts und des Instituts für Bodenkunde der Universität Bonn ergaben sich jedoch weitere Fragen, die bisher nicht oder unbefriedigend gelöst waren. Über einige Ergebnisse berichtet der vorliegende Band.

Das Problem der Tertiär/Pleistozängrenze wird in Verbindung mit einem Wandel der Morphogenese in den Beiträgen von H. Strunk und H. Zepp erneut aufgegriffen. Eine Umdatierung der Erftterrassen (H. Zepp) scheint erforderlich zu werden, denn die Talbildung war im Altpleistozän bereits an der oberen Erft größtenteils abgeschlossen. Die im Jungtertiär und Altpleistozän gebildeten Reliefformen betrachtet H. Strunk am Eifelnordrand und zeigt, daß Hauptterrassen-Rheinschotter und Eifelschotterfächer verschiedenes altpleistozänes Alter haben, jedoch jünger als die Fußflächen sind; auch H. Strunk stellt fest, daß seit dem Altpleistozän die Taleintiefung äußerst gering ist. Der Beitrag von K. Heine gibt eine Erklärung für den Widerspruch zwischen den Formen, Sedimenten und glaziotektonischen Verhältnissen der Louisendorfer Sanderfläche aufgrund einer Rekonstruktion der Bewegungen des saalezeitlichen Eisrandes. H. Siebertz untersucht die äolischen Sedimente im gleichen Raum und kann differenzierte Vorstellungen über die paläogeographischen Bedingungen zur Zeit der Bildung der äolischen Deckschichten auf dem Niederrheinischen Höhenzug entwickeln. Die Arbeiten von Urban, Schröder & Leßmann erfassen die holozänen Bildungen des unteren Niederrheingebietes interdisziplinär; die Vegetations- und Bodenentwicklung wird mit dem Siedlungsgang verknüpft; die räumliche Verteilung der Bodentypen richtet sich nach der Dauer der Bodenentwicklung auf spätpleistozänen bis altholozänen, mittelholozänen und jungholozänen Rheinsedimenten.

Die hier zusammengestellten Aufsätze sollen zur besseren Kenntnis der nördlichen Rheinlande im Quartär beitragen. Die Autoren würden sich freuen, wenn sie als Diskussionsbeiträge Beachtung fänden. Unsere Vorstellungen über die plio/pleistozäne Talentwicklung in der Nordeifel sollten nicht aus der intensiven Mittelrhein-Terrassenforschung abgeleitet werden (Beiträge H. Strunk und H. Zepp). Einzelprofile und regional eng begrenzte Detailstudien sollten nicht sofort zur weiteren Differenzierung der Quartärstratigraphie führen (Beitrag K. Heine). Die Forschungen über die pleistozänen äolischen Bildungen ("Nördliche Lößgrenze") sollten nicht nur zur stratigraphischen, sondern auch zur paläogeographischen Diskussion in der Lößforschung anregen (Beitrag H. Siebertz). Schließlich sollten holozäne Rekonstruktionen der großen Talauen (Beitrag Urban, Schröder, Leßmann) zum besseren Verständnis und zur besseren Nutzung unserer natürlichen Umwelt führen.

Die Autoren danken den Herausgebern der Reihe für die Aufnahme der Aufsätze in dem vorliegenden Band der ARBEITEN ZUR RHEINISCHEN LANDESKUNDE.

Saarbrücken, im Dezember 1982

Klaus Heine

Inhalt

	Seite
<b>HORST STRUNK:</b>	
Zur jungtertiären und altquartären Reliefentwicklung am Südrand der Niederrheinischen Bucht	1 - 23
<b>HARALD ZEPP:</b>	
Reliefentwicklung an der oberen Erft - Ergebnisse einer geomorphologischen Detailkartierung -	25 - 38
<b>KLAUS HEINE:</b>	
Der Vorstoß des nordeuropäischen Inlandeises am Niederrhein (Raum Kleve - Kalkar - Goch)	39 - 49
<b>HELMUT SIEBERTZ:</b>	
Neue sedimentologische Untersuchungsergebnisse von weichsel- zeitlichen äolischen Decksedimenten auf dem Niederrheinischen Höhenzug	51 - 97
<b>BRIGITTE URBAN, DIETMAR SCHRÖDER und ULRIKE LEßMANN:</b>	
Holozäne Umweltveränderungen am Niederrhein - Vegetationsgeschichte und Bodenentwicklung -	99 - 123

Zur jungtertiären und altquartären Reliefentwicklung am Südrand der Niederrheinischen Bucht

mit 5 Abbildungen, 2 Tabellen, einem Foto und einer Karte als Beilage

Horst Strunk

Zusammenfassung: Im Untersuchungsgebiet, dem Austritt der Erft aus dem Rheinischen Schiefergebirge, konnten jungtertiäre bis ältestpleistozäne Fußflächen gegen Lokalschotterfächer abgegrenzt werden, die erheblich jünger sind und bereits altpleistozänen Sedimenten des Rheins aufliegen.

<u>Inhalt:</u>	<u>Seite:</u>
1. Einleitung	1
1.1. Forschungsstand	2
2. Das Untersuchungsgebiet	3
2.1. Eingrenzung	3
2.2. Morphologische Übersicht	3
3. Reliefentwicklung im Tertiär	3
3.1. Entwicklung zum jungtertiären Ausgangsrelief	3
3.2. Das jungtertiäre Ausgangsrelief	5
3.2.1. Jungtertiäre Tektonik im Antweiler Graben	5
3.3. Das Alter der Fußflächen	6
3.3.1. Die Fußfläche am Eifelrand	7
3.3.2. Die Fußflächen im Antweiler Graben	8
3.4. Zum Mindestalter roter Böden	9
3.5. Zusammenfassung	10
4. Reliefentwicklung im Altquartär	11
4.1. Ältestpleistozän	11
4.2. Altpleistozäne Rheinschüttungen	12
4.3. Altpleistozäne Eifel- Schotterfächer	13
4.3.1. Morphometrische Schotteruntersuchungen	15
4.3.2. Schotterzurundung und Frostsprengung	18
4.4. Kippschollentektonik und Ausraumbildung	19
4.5. Zusammenfassung	20
4.5.1. Summary	20
5. Literatur	21

1. Einleitung

Ziel der vorliegenden Untersuchung ist die Klärung der Reliefgenese am Südrand der Niederrheinischen Bucht am Übergang vom Jungtertiär zum Quartär. Dieses Gebiet am Eifelnordrand steht seit Jahrzehnten im Schatten zweier intensiv erforschter Großreliefs, dem Rheinischen Schiefergebirge mit seinen tertiären und jungmesozoischen Verebnungsresten im Süden und dem nördlich vorgelagerten känozoischen Senkungsgebiet der Niederrheinischen Bucht, ohne daß es bislang zu einer befriedigenden morphogenetischen Verknüpfung dieser Großreliefs für den Eifelrand zwischen Rheintal und Rur gekommen wäre. So liegen etwa die Angaben allein für die Höhe über NN der jungtertiären pliozänen Erosionsbasis am Eifelrand zwischen 300 m (BIRKENHAUER 1973, 47) und 220 m (Verf.). Zur Klärung der quartären Reliefgenese ist es allerdings von großer Wichtigkeit, ob, bezogen auf die heutige Erosionsbasis bei 190 m ü. NN, die Vertikalbewegung am Gebirgsrand seit dem Pliozän auf 30 m oder auf 110 m zu beziffern ist. Bei älteren Reliefelementen des Schiefergebirges herrscht noch nicht einmal Einigkeit über deren zeitliche Einordnung.

Nach wie vor ist auch zu wenig über den stratigraphischen Bezug von Sedimentschüttungen der aus der Eifel in die Niederrheinische Bucht entwässernden kleinen Flüsse zu den vom Rhein angelieferten Sedimenten bekannt. Das liegt vor allem an der schlechten Aufschlußsituation, welche die Erforschung des oberflächennahen Untergrundes sehr erschwert und bei Geländeaufenthalten von nur kurzer Dauer die Gefahr von Fehlinterpretationen aufgrund



der zufälligen Verteilung von Aufschlüssen heraufbeschwört. Kontinuierliche langfristige Beobachtungen und Dokumentationen möglichst jedes auch nur kurzfristig vorhandenen Aufschlusses bilden hingegen ein Mosaik, auf das sich ein morphogenetischer Deutungsversuch aufbauen läßt.

Zur Klärung der anstehenden Fragen ist aber über korrelierte Sedimente die Einordnung von Formen des Untersuchungsgebietes in eine gesicherte Stratigraphie unerlässlich, zumal das Relief mindestens seit dem Pliozän und während des gesamten Quartärs bis hin zur Gegenwart von einer erheblichen bruchtektonischen Aktivität geprägt ist.

#### 1.1. Forschungsstand:

Die Morphogenese des Untersuchungsgebietes steht in engem Zusammenhang mit der geologischen Entwicklung der Niederrheinischen Bucht. Kaum eine Beckenlandschaft dürfte in ihrem geologischen Bau so intensiv erforscht sein wie diese, deren tertiärer und quartärer Untergrund durch den Aufschluß riesiger Tagebaue und durch Tausende von Bohrungen bis in große Tiefen großräumig bekannt ist. Die quartäre Tektonik der Bucht bearbeiteten seit HOLZAPFEL (1904) vor allem FLIEGEL (1922, 1932), auf den der Begriff der "fortlebenden Verwerfung" zurückgeht und AHORNER (1962, 1968, 1975), der die Bedeutung der synsedimentären Kippschollentektonik (VOGLER 1959) auch für die quartäre Morphogenese herausstrich. DOLEZALEK (1969) beziffert die Neigung dieser Kippschollen in der südwestlichen Kölner Bucht, bezogen auf miozäne Grenzflächen, auf 1 bis 3° nach NNE bis NE und weist (DOLEZALEK 1968) auf die deutliche Abhängigkeit des hydrographischen Netzes vom Bruchschollenbau hin. Jüngere zusammenfassende Untersuchungen zur Stratigraphie und Paläogeographie wurden von BOENIGK (1978a, 1978b, 1978c) und BRUNNACKER (1975) vorgelegt, eine Übersicht zum Forschungsstand über das Quartär am Mittel- und Niederrhein von BRUNNACKER (1978). Eine Gliederung des Ältestpleistozäns der Niederrheinischen Bucht auf pollenanalytischer Grundlage erarbeitete URBAN (1978).

Unter den Arbeiten, die sich der Verfeinerung der Stratigraphie des Alt- und Ältestpleistozäns widmen und denen, die mit verschiedenen Arbeitsmethoden die Pliozän- Pleistozän- Grenze zu erfassen suchen, zusammenfassend bei BRUNNACKER (1978) dargestellt, ist jene von SCHNÜTGEN (1974) hervorzuheben, der den Komplex der Hauptterrassenfolge schotterpetrographisch in die Terrassen HT 1 bis HT 4 untergliedern konnte. Die Terrassen HT 1 und HT 2, die flächenhaft in der gesamten Bucht verbreitet sind, werden durch einen zwischengeschalteten Verwitterungshorizont (BOENIGK 1978c) getrennt. Die Terrassen HT 3 und HT 4 hingegen sind durch ihre geringe, eher linienhafte Verbreitung charakterisiert. Sedimente der HT 4 treten zudem nur noch östlich der Ville auf.

MUSA (1971, 1974) versucht, die quartären Schüttungen aus der Eifel in die Stratigraphie der Rhein-Sedimente einzuordnen. Mit Hilfe von Schotteranalysen, Schwermineralanalysen und Bestimmungen der Quarzkornfarbe trennt er die Eifelschüttungen in eine Ost- und eine Westfazies (MUSA 1974), was aber bereits KURTZ (1914) mit Hilfe der Schotterpetrographie gelang. So kann MUSA auch nur dessen (KURTZ 1914, 74ff) stratigraphische Stellung der West-Fazies zu den Rheinschüttungen bestätigen, indem er einen ältestpleistozänen bis möglicherweise noch in die Hauptterrassenzeit hineinreichenden "Eifelrand-Schotter" von "Eifel-Schotterfächern" trennt, die er als zeitgleich mit der HT 3 im Sinne von SCHNÜTGEN (1974) auffaßt (MUSA 1974, 93f.). Problematisch ist jedoch die Datierung der "Eifelrand-Schotter" (MUSA 1974, 91 f.) ins Ältestpleistozän, zumindest im östlichen Teil des von ihm (MUSA 1974, Abb. 26) kartierten Verbreitungsgebietes, ferner ihre stratigraphische Trennung von den "Eifel-Schotterfächern" der Ost-Fazies (MUSA 1974, Abb. 27), die der Überprüfung im Gelände nicht standzuhalten scheint. Zur Lösung noch offener Probleme verspricht, in Ergänzung zu den bislang gewonnenen Ergebnissen, die Fortsetzung geologischer Untersuchungen und ihre Ausdehnung auf den Randsaum des Eifelanstieges, vor allem aber ihre Ergänzung durch geomorphologische und paläopedologische Bearbeitung des Gebietes Erfolg.

## 2. Das Untersuchungsgebiet

### 2.1. Eingrenzung

Das Untersuchungsgebiet umfaßt den Südrand der Erftscholle (AHORNER 1962) mit den Austritten von Erft und Veybach aus der Eifel, im wesentlichen den Bereich des Meßtischblattes Nr. 5306 Euskirchen, ferner den nördlichen Teil des Blattes 5406 Bad Münstereifel und den westlichen Teil des Blattes 5307 Rheinbach.

### 2.2. Morphologische Übersicht

Das Untersuchungsgebiet ist morphologisch viergeteilt: die südliche Erftscholle, südlich daran anschließend der Billiger Horst als nach W vorspringende, etwa 300 m hohe, isolierte Scholle des devonischen Grundgebirges, welche den südlich anschließenden Antweiler Graben, ein nach W offenes, mit tertiären und teilweise quartären Sedimenten bedecktes tektonisches Senkungsgebiet vom Vorland trennt. Der Antweiler Graben wird im S und E vom Eifelanstieg umrahmt, welcher, entsprechend dem N-Hang des Billiger Horstes, mit 3 bis 4° Neigung sehr sanft nach S ansteigt. Die Südseite des Billiger Horstes und die Hänge am Ostrand des Antweiler Grabens hingegen sind mit Neigungen von 15 bis 25° erheblich steiler geböschet.

Der Eifelanstieg südlich des Antweiler Grabens und der aus den gleichen Karbonatgesteinen bestehende Ostteil des Billiger Horstes östlich der Erft weisen ein strukturbedingtes geripptes (STRUNK 1977, 71), zusätzlich tektonisch bedingtes getrepptes (NOWAK 1956) Relief auf, während in den milden unterdevonischen Ton- und Siltsteinen des Eifelanstieges nur vereinzelte, dem allgemeinen SW-NE-Streichen des Gebirges entsprechende Härtlinge von quarzitischem Sandstein herauspräpariert sind.

Die südliche Erftscholle steigt von 150 m ü. NN nördlich von Euskirchen sanft bis auf 190 m ü. NN am Eifelrand an. Die Täler von Erft und Veybach sind darin, abgesehen von regelhaft verteilten Erosionsstrecken, auf die noch in anderem Zusammenhang eingegangen wird, kaum merklich eingetieft.

## 3. Reliefentwicklung im Tertiär

### 3.1. Entwicklung zum jungtertiären Ausgangsrelief

Den Abfall der Eifel zur Niederrheinischen Bucht zwischen Ahr- und Rurtal beschrieb STICKEL (1922) als Flächentreppe mit mehreren Verebnungen unterhalb der Eifelrumpffläche, welche er als Bruchstufen deutete, die während der Bildung der Niederrheinischen Bucht in der Absenkung zurückgeblieben seien und sich als verschieden alte Vorlandverebnungen im Jungtertiär weiterentwickelt hätten.

ZENSES (1980) bearbeitete dieses Gebiet erneut und unterschied drei Altflächen, eine höchste F III in 620-640 m ü. NN, die tiefere F II, welche in 480-540 m ü. NN die weiteste Verbreitung im Untersuchungsgebiet aufweist und eine tiefste F I in 380 - 420 m ü. NN entlang der N-Abdachung der Eifel. Die paläozänen bis eozänen Liegendschichten im Antweiler Graben (PFLUG 1958) parallelisiert sie aufgrund deren Höhenlage unter Berücksichtigung "des von AHORNER (1962) festgestellten maximalen Versatzbetrages" von 170 m (ZENSES 1980, 40 f) für das Tertiär im Antweiler Graben - den dieser (AHORNER 1962, 86) aber nur auf 100-150 m bezifferte - mit der in 380-400 m ü. NN gelegenen jüngsten Altfläche F I, der somit ein mindestens eozänes Alter zukäme. Obgleich zur Datierung der Fläche dieser Begründungszusammenhang sicherlich nicht ausreicht - selbst die Angabe AHORNERs (1962) zum Verwurfbetrag ist problematisch (vgl. STRUNK 1982, 52 f) - konnte auch LÖHNERTZ (1978) Teile des 400 m-Troges T2 im Sinne von STICKEL (1927) in der SE-Eifel mit Hilfe paläobotanischer Untersuchungen als eozänes Flachrelief datieren.

Auf allen drei Flächen werden Reste einer tiefgründigen kaolinitreichen Verwitterungsdecke gefunden, von EBERT und PFEFFER (1939) als "Weißverwitterung" bezeichnet, in ihrer Verbreitung in der Nordeifel erstmals von MÜCKENHAUSEN (1953) als "Graulehme" kartiert, der sie an der Oberfläche anstehend als "Graulehm-Pseudogley" (MÜCKENHAUSEN 1973) bezeichnet.

Zwischen dem Antweiler Graben bzw. dem Südrand der Niederrheinischen Bucht und der Fläche F I auf 380-420 m ü. NN sind mit durchschnittlich 3° sehr gering geneigte Hänge eingeschaltet, die ebenfalls die fast durchgehend erhaltene Basis einer tiefgründigen Verwitterung tragen (STRUNK 1981). Solche flach geneigten, Altflächen verbindenden Hänge bezeichnet BREMER (1978) als "Streckhänge", ein Durchgangsstadium bei der Bildung von Stufen, die Flächen verschiedenen Alters trennen. ZENSES (1980) überträgt den Begriff auch auf diese gering geneigten Hänge, die Reste der tiefgründigen Verwitterung aufweisen und zur Niederrheinischen Bucht bzw. in den Antweiler Graben hinabziehen. Diese Streckhänge als Ergebnis jüngerer Hebung bzw. Senkung seien jedoch nicht mehr zu Stufen weiterentwickelt worden. Eine Verebnung auf 300 m ü. NN im Bereich des Billiger Horstes erklärt sie daher auch nicht als durch lokale Flächenweiterbildung entstanden, sondern wie schon STICKEL (1922) als Bruchscholle. Das Alter dieser Verebnung kann aber allenfalls über die noch ausstehende Datierung der kiesig-tonigen Dolinenfüllungen auf dem Watzenberg östlich von Kirspenich geklärt werden.

Die tiefgründig verwitterte N-Abdachung der Eifel taucht im Untersuchungsgebiet unter tertiäre und quartäre Sedimente des Vorlandes ab. Nach AHORNER (1962) handelt es sich um ein flexurartiges Abtauchen, wobei auch die randliche tertiäre und pleistozäne Sedimentbedeckung mitbetroffen ist. Tiefgründig in situ verwittertes Devon wird zur Zeit als mindestens 12-15 m mächtiger Ton, in den aus dem Liegenden von unten mehrere Meter hohe, kaum verwitterte, steilstehende Quarzithorizonte hineinragen, in einer Grube auf 200 m ü. NN etwa 300 m östlich der Burg Veynau im Veybachtal abgebaut. Große geschlossene Areale tiefgründig verwitterten Grundgebirges stehen ferner zwischen Stotzheim und Flamersheim auf 190-240 m ü. NN an (FUCHS & WOLFF 1910), ferner im Steinbachtal bei Schweinheim auf 210 m und 230 m ü. NN und am Eifelrand zwischen Odendorf und Wormersdorf auf 190-240 m ü. NN (FUCHS 1910). Östlich von Stotzheim greifen noch bunte quartäre Lokalschotter auf das vertonte Grundgebirge über und zwischen Kreuzweingarten und Rheder ist vertontes Grundgebirge selbst im Erftdurchbruch auf einem Sporn westlich des Flusses zwischen 220 und 240 m ü. NN erhalten.

Die obere Verbreitungsgrenze von größeren geschlossenen Vorkommen der Zersatzdecke fällt im Untersuchungsgebiet auffallend mit der oberen Verbreitungsgrenze von teils kiesigen, grauen oder graugelben Quarzsanden zusammen. In Billig und im Dachsbusch westlich dieses Ortes liegen die Sande dem vertonten Unterdevon unmittelbar auf und sind hier in einer Mächtigkeit bis zu 7 m nur erhalten, weil sie von bis zu 1 m dicken plattigen, quarzitisierten Horizonten abgedeckt sind, die häufig Größen bis zu 8 m<sup>2</sup> erreichen. Die Kapelle am südöstlichen Ortsrand von Billig wurde auf 220 m ü. NN über einem solchen Sandvorkommen mit Süßwasserquarzitdecke errichtet. Die frühmittelalterliche Turmhügelburg 100 m westlich davon ist in einer Quellmulde schon in zersetztem Unterdevon angelegt. Ein weiteres benachbartes Verbreitungsgebiet stark quarzitisierten Sande und Kiese befindet sich am Südrand des Antweiler Grabens zwischen Wachen-dorf und Kalkar ebenfalls auf 240 m ü. NN. (PFLUG 1959, 39) stellt dieses ins Oberoligozän. Gegen Ende des Alttertiärs, zur Zeit der oberoligozänen Meerestransgression, dem weitesten Vordringen des Tertiärmeeres in die Niederrheinische Bucht (BOENIGK 1978 a), muß die Erosionsbasis am Eifelnordrand demnach schon bei etwa 220 m - 240 m ü. NN gelegen haben.

### 3.2. Das jungtertiäre Ausgangsrelief

Begann die Bildung des Senkungsgebietes der Niederrheinischen Bucht schon ab dem Unteroligozän (PFLUG 1958), ist seit der savischen Gebirgsbildungsphase ab dem Oberoligozän bis zum Mittelmiozän mit dem Einsetzen von Bruchschollenbewegungen und Abbiegungen durch verstärkte Hebung des Gebirges zu rechnen (QUITZOW 1978, 18), wobei der Einbruch der Niederrheinischen Bucht auf Krustenausweitungen in SW-NE-Richtung zurückgeführt wird (AHORNER 1962, 98).

Der Abdachung des Gebirges nach N folgende Entwässerungsrichtungen wurden jetzt nach dem Aussetzen der flächenhaften tiefgründigen Verwitterung und dem Abräumen der Verwitterungsdecken infolge der einsetzenden Hebung festgelegt. Entlang dieser Entwässerungsbahnen hält ZENSES (1980, 109) aber auch im Jungtertiär noch eine Flächenbildung für möglich, und zwar nicht durch Lateralerosion im Sinne von BIRKENHAUER (1979), sondern in Form von Flächenstreifen infolge stärkerer Durchfeuchtung. Mündungen jungtertiärer Altalungen sind also am Eifelrand in einer Höhe von etwa 220 m bis maximal 240 m ü. NN zu erwarten, wobei jedoch am gesamten Gebirgsanstieg mit Verstellungen gerechnet werden muß.

Überall auf der N-Abdachung des Billiger Horstes münden flache Muldentälchen in 230-240 m ü. NN auf ein 2-3° geneigtes leistenförmiges Flächenrelikt aus. Dieses Fußflächenrelikt wird zwischen Veybach und Erft durch eine Stufe bzw. durch eine Hangversteilung auf etwa 200 - 210 m ü. NN von einer unteren Verebnung getrennt. Im Bereich selbst kleiner perennierender Gewässer sind hier allerdings weder Stufe noch Hangversteilung entwickelt. Vielmehr greift dort die untere Verebnung meist dreieckförmig in die Fußfläche vor.

Auch am SE-Rand des Antweiler Grabens ist zwischen 240 und 270 m ü. NN eine 3° geneigte Fußfläche ausgebildet, die durch eine Stufe, hier bei 240 m ü. NN, ebenfalls von einem jüngeren Niveau abgesetzt ist. Nach SW zu scheint diese Verebnung tektonisch verstellt zu sein und erreicht am Katzenberg bei Iversheim schon eine Höhe von 290 m ü. NN an ihrem Oberrand.

#### 3.2.1. Jungtertiäre Tektonik im Antweiler Graben

Im Antweiler Graben zwischen Kreuzweingarten und Kalkar kommen gelbe, sandige Quarzkiese in geschlossener Verbreitung von 220 m bis 270 m ü. NN vor. Südöstlich von Kalkar, wo sie mitteldevonischem Dolomit auflagern, waren sie in einer Grube bei 245 m ü. NN zeitweise bis zu 18 m Tiefe aufgeschlossen - was dem Niveau der rezenten Erfttaue entspricht - ohne daß das Liegende erreicht worden wäre. Für diese Kiese nehmen MÜLLER (1949), PFLUG (1958), STRUNK (1977) und ZENSES (1980) übereinstimmend ein pliozänes Alter an.

Drei Geröllauszählungen (STRUNK 1977) ergaben folgende Werte:

- |   |  |
|---|--|
| a) in 2 m Tiefe: 97 % Quarz<br>(= 243 m ü. NN) 2 % paläozoischer Sandstein,<br>Grauwacke, optimal gerundeter Quarzit, vereinzelt grobkörnige rote Sandsteine<br>1 % Kieseliefer | b) in 5 m Tiefe: 98 % Quarz<br>1 % paläozoischer Sandstein.<br>Grauwacke, Quarzit<br>1 % Kieseliefer |
| c) in 14 m Tiefe: 99 % Quarz<br>1 % Kieseliefer   |  |

Das "buntere" Geröllspektrum in Probe a scheint auf die Einarbeitung von quartären Buntschottern hinzuweisen, die hier ebenfalls bis 245 m ü. NN angetroffen werden. Die Kiese sind ungeschichtet mit regellos darin verteilten Schluff- und Tonlinsen. Zwischen dem liegenden Dolomit und dem hangenden Kies war von 4 bis etwa 10 m Tiefe ein dunkelbrauner bis rotvioletter Eisen-Mangan-Mulm mit einem überlagernden, bis 0,5 m mächtigen Braunlehm eingeschaltet. In einem tieferen Aufschlußteil zwischen 9 und 16 m unter der Oberfläche wurde die fast saigere Grenzfläche zwischen Dolomit und Kies von einem 0,2 m mächtigen, dunkelroten bis violetten Lehm gebildet, der eine ebenfalls saigere Harnischstriemung und -schuppung aufwies, eindeutiger Hinweis auf Vertikalbewegungen an der Grenzfläche.

Die Kiese sind von zahlreichen WNW-ESE, untergeordnet auch NE-SW-streichenden synsedimentären Verwerfungen von maximal 80 cm Sprunghöhe gestört. Es handelt es sich um synthetische und antithetische Abschiebungen mit häufig stärkerer Absenkung des S-Flügels. Daraus kann nicht nur auf die Absenkung des Grabens während der Sedimentation geschlossen werden, sondern zusätzlich auf die synsedimentäre Verbreiterung des Grabens durch Einsinken der südlichen Devonumrahmung in schmalen Leisten, wobei sich schon bei geringer Horizontalabstand zahlreiche geringe Sprunghöhen zu ansehnlichen Verwurfbeträgen summieren können. Solche synsedimentäre Kleintektonik mit einer Sprunghöhensumme von bereits 12 m auf nur 20 m Horizontalabstand wurde auch in aus dem südlich anstehenden Buntsandstein umgelagerten Sanden auf 250 m ü. NN in einer Baugrube in Lessenich am Südrand des Antweiler Grabens festgestellt. Diese Beobachtungen stehen in Einklang mit den Angaben MÜLLERS (1949, 53), der für den Südrand des Antweiler Grabens keine Randstörung von großer Sprunghöhe - wie die Kirspenicher Störung mit mindestens 60 m Sprunghöhe am N-Rand des Grabens - annahm, sondern eine Reihe von Staffelbrüchen mit geringen Sprunghöhen, immerhin aber bis 15 m Sprunghöhe in der Tongrube Toni bei Kalkar (MÜLLER 1949, 53). Er maß in Dolomitsteinbrüchen wenige hundert Meter östlich der Kiesgrube von Kalkar am W-Rand des Erfttales Störungen ein, deren Streichen parallel zur Grabenrandstörung verläuft, wobei er ein teilweises Einfallen der Gesteinspakete gegeneinander beobachtete und auf eine Zerrüttung des Gesteins in dieser Zone schloß, über deren Entstehungszeit er noch keine Angaben machen konnte. Von PRANGE (1958) eingemessene Störungen in Lockersedimenten einer nördlich vorgelagerten, mittlerweile verfüllten Kiesgrube zeigten ebenfalls ein Streichen in WNW-ESE-Richtung parallel zur Grabenrandstörung. Überhaupt wird die deutliche Treppung des gesamten Eifelanstieges zwischen Kalkar und Eschweiler (NOWAK 1956, 64) auf gleichalte, also jungtertiäre Verwerfungen parallel zum Grabenrand zurückzuführen sein, die NOWAK zufolge bereits während der variskischen Faltung als horizontale Blattverschiebungen angelegt worden seien. Bei dehrender Krustenbeanspruchung lebten sie im Jungtertiär als vertikale Abschiebungen wieder auf.

Ähnliche Abschiebungen sind auch für die N-Abdachung des Billiger Horstes zu erwarten. Auffallend ist hier zwischen 200 und 220 m ü. NN eine Häufung von Bruchstücken quarzitischer Sandsteine, die eine Harnischstriemung aufweisen und deren sinterartige Oberfläche von amorphem Quarz gebildet wird. Ferner ist an der Burg Veynau ein auffälliges, bereits von FUCHS & WOLFF (1909) kartiertes Gangquarzvorkommen - in den unterdevonischen Klerfer Schichten östlich des Mechernicher Triasdreieckes das einzige dem Verfasser bekannte - an eine parallel zum Eifelrand herzynisch streichende Verwerfung gebunden. Es handelt sich um eine antithetische Abschiebung mit einer Sprunghöhe von mindestens 8 m, an der nach S einfallende milde Tonsteine gegen fast saiger stehenden, ebenfalls nach S einfallenden plattigen Sandstein verworfen sind. Auch im vorliegenden Fall scheint es sich um eine im Tertiär reaktivierte Verwerfung zu handeln.

### 3.3. Das Alter der Fußflächen

Die Altersstellung der Fußflächen am Eifelrand und im Antweiler Graben ist über die Datierung der liegenden und hangenden Sedimente möglich. Miozäne und pliozäne Sedimente erreichen am N-Rand des Billiger Horstes eine Höhe von 220 m ü. NN, gebirgseinwärts am S-Rand des Antweiler Grabens bereits 240 ü. NN im NW und 270 m ü. NN im SE. Ausweislich

der geologischen Karte (KNAPP 1977) handelt es sich um Sedimente der miozänen Indener- und Villeshichten, die von der Hauptkiesserie überlagert werden, in der nach BRINKMANN (1976) die Miozän -Pliozän-Grenze vermutet wird. Die Hauptkiesserie leitet also ins Pliozän über, welches im Untersuchungsgebiet durch die Rotton-Serie, eine Wechsellagerung von Sanden, teilweise rötlichen Tonen, Schluffen und Kiesen mit Braunkohlelagen (KNAPP 1978) vertreten ist. Die Rotton-Serie in überwiegend toniger Fazies und die liegende Hauptkies-Serie streichen südlich von Euskirchen parallel zum Eifelrand aus.

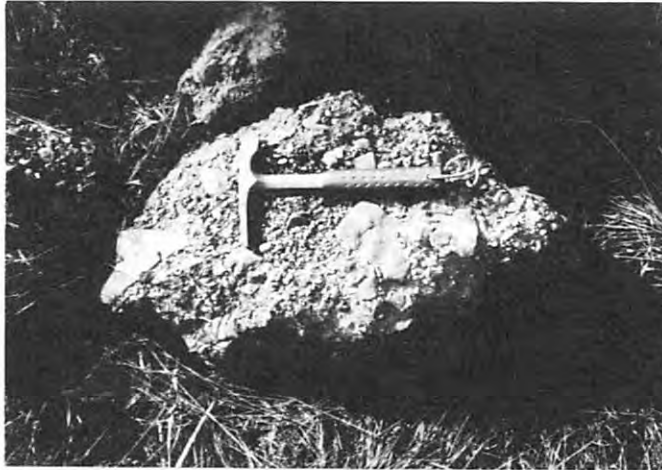
### 3.3.1. Die Fußfläche am Eifelrand

Bei der Bildung dieser Fußfläche wurden zwischen Erft und Veybach die oligozänen Sedimente bis auf vereinzelte, geringe Reste, die wohl nicht zuletzt wegen ihrer quarzitierten Decke erhalten blieben, gekappt und hangabwärts umgelagert. Diese Fußfläche ist hier auf die sehr flachen, bereits ein buntes quartäres Geröllspektrum führenden Schwemmfächer der aus der Eifel austretenden Flüsse eingestellt, was einer Basishöhe von 195-210 m ü. NN entspricht. Sie schneidet mit einer deutlichen Diskordanz außer oligozänen Sedimenten nicht nur die der obermiozänen bis unterpliozänen Hauptkies-Serie, die z.B. südlich der Siedlung "Euskirchener Heide" im Bereich der Gärtnerei unter einer etwa 1 m mächtigen Gelifluktionsdecke aus umgelagertem Unterdevon anstehen, sondern im Bereich des Veybach-Schwemmfächers südlich Wißkirchen auch noch Tone der Rotton-Serie. Aus der noch erhaltenen lückenhaften Geschiebestreu auf dieser Fußfläche sind kantengerundete Bruchstücke tertiärer, also oberoligozäner und vielleicht älterer Süßwasserquarzite hervorzuheben, die bis zu 50 cm Durchmesser erreichen können. Die Süßwasserquarzite kommen auch noch im ältesten, schon ein buntes Geröllspektrum aufweisenden Eifelschotter vor, auf den die Fußfläche an der Erft eingestellt ist. Der Eifelschotter, der, wie noch zu zeigen sein wird, bereits als Äquivalent der Hauptterrassen des Rheines einzustufen ist, hat also ältere Fangerdecken als korrele Sedimente der Fußflächenbildung aufgearbeitet. Bemerkenswert sind dabei eingearbeitete Fanglomeratblöcke bis zu 60 cm Kantenlänge, bei denen die Geschiebe, kantengerundete unterdevonische Sandsteine bis 15 cm Kantenlänge in der Grobfraktion und vorwiegend gut gerundete Milchquarze aus der mio-pliozänen Hauptkies-Serie, die 80 % der Fein- und Mittelkiesfraktion stellen, in einer feinsandig-schluffigen Matrix durch Eisenhydroxide verkittet sind. Solche Fanglomeratblöcke wurden ausschließlich südlich des Euskirchener Stadtwaldes gefunden, was auf eine nur geringe Umlagerung von wenigen hundert Metern hindeutet. Allerdings sind die Reste zu spärlich, um über die bloße Feststellung ihrer Existenz hinaus weitere Aussagen über die fossile Fußfläche machen zu können. Von ihrer Anlage her ist sie aber mindestens teilweise jünger als die Rotton-Serie der pliozänen Kieseloolith-Formation und älter als der älteste bunte Eifelschotter.

In einer Tongrube südwestlich von Wißkirchen (r = 25.51650, h = 56.13080) sind zwischen Tonen der Rotton-Serie und den hangenden bunten Grobschottern über einer Diskordanz feinklastische Schüttungen von etwa 2 m Mächtigkeit erhalten, eine feinschichtige Wechsellagerung von Fein- bis Grobsanden und rötlichgelben bis hell gelblichbraunen Schluffen, die an ihrer Basis Toneisensteingeoden bis 30 cm Durchmesser aufweist. In diesem Schichtpaket erfolgt eine markante Änderung des Schwermineralspektrums von einer Führung des Turmalins in den liegenden zu einer deutlichen Dominanz des Zirkons in den hangenden Horizonten (MUSA 1971,34), welche damit das gleiche Schwermineralspektrum aufweisen wie die diskordant auflagernden quartären Grobschotter (MUSA 1974, Tab. 6).

Im Oberpliozän wurden am Eifelrand also zunächst noch die anstehenden pliozänen feinklastischen Sedimente geringfügig umgelagert, worauf bei unveränderten Sedimentationsbedingungen eine dem angrenzenden Schiefergebirge entstammende feinklastische Schüttung einsetzte, die noch bis ins Ältestpleistozän, vielleicht bis zum Akkumulationsbeginn der Grobschotterfächer angedauert haben mag. Im Bereich des Austrittes der Erft aus dem Schiefergebirge kam es so-

gar zur Ablagerung einer geringmächtigen Fangerdecke. Oberpliozän und Ältestpleistozän sind am Eifelrand aber im allgemeinen durch die Umlagerung liegender feinklastischer Sedimente und die nachfolgende Abräumung der ebenfalls überwiegend feinklastischen Verwitterungsdecke des Schiefergebirges im Zuge der Fußflächenbildung gekennzeichnet, wobei die jüngsten Sedimente aber bereits einen dominanten Schluffanteil von 50-70 % aufweisen. Aufschlußbefunde im Antweiler Graben deuten auf dessen autochthone Entstehung aus anstehenden sandigen Sedimenten durch kryoklastische Kornaufarbeitung hin.



Fanglomeratblock aus altpleistozänen Eifelschottern südlich des Euskirchener Stadtwaldes

### 3.3.2. Die Fußflächen im Antweiler Graben

Am Südrand des Antweiler Grabens ist zwischen Kirspenich und Iversheim am NW-Fuß des Hartenberges eine  $3^{\circ}$  geneigte Fußfläche ausgebildet, deren Oberrand von 270 m ü. NN westlich der Steinbachtalsperre auf etwa 290 m ü. NN am Katzenberg südlich von Iversheim ansteigt, was auf eine nachträgliche Verstellung hindeutet. Ihre größte Breite erreicht diese Fußfläche mit etwa 1,5 km südöstlich von Arloff. Während sie in einem schmalen hangparallelen Saum im SE auch quarzitisches Sandsteine des Unterdevons und im SW mitteldevonische Kalke schneidet, ist sie hauptsächlich über tertiären Lockersedimenten, meist Sanden und tonigen Sanden entwickelt, die nach MÜLLER (1949) ins Miozän einzustufen sind. Von einem tieferen Verebnungsniveau wird diese Fußfläche durch eine Hangversteilung mit 3-5 m Höhenunterschied bei einer Basisbreite zwischen 25 und 50 m getrennt, die etwa dem Verlauf der 240 m - Isohypse entspricht. Dieses tiefere Niveau ist vom Erftknie südlich von Arloff bis zur Burg Kirspenich im NE entwickelt und bei einer Neigung von ebenfalls  $3^{\circ}$  auf die Obergrenze eines Buntschotter führenden Schotterkörpers der Erft eingestellt, die der 230 m - Isohypse entspricht. Die Fußfläche ist durch Mulden- und Kastentälchen zerriedelt, welche auf das 230 m - Niveau, also den ältesten Schotterkörper der Erft eingestellt sind. Somit ist sie jünger als die liegenden miozänen Sedimente und älter als der älteste Schotter der Erft, womit ein pliozänes bis Ältestpleistozänes Bildungsalter in Betracht kommt.

Es ergibt sich also eine Parallelisierungsmöglichkeit mit der Fußfläche am Eifelnordrand. Dort läßt die Aufarbeitung von Fanglomeraten im ältesten Buntschotter auf die Beendigung der Fußflächenbildung vor der Schotterakkumulation schließen, obwohl deren Form diesen Schluß nicht zwingend zuläßt.

AM SE-Rand des Antweiler Grabens fehlen hingegen korrelierte Sedimente der Fußflächenbildung, doch ist hier die Form durch darin eingetiefte Abflußbahnen, die auf den ältesten Buntschotter eingestellt sind, als inaktiv schon zur Zeit der Buntschotterakkumulation charakterisiert. Am SW-Rand des Grabens zwischen Antweiler und Satzvey ist eine 1,5 - 3° geneigte Fußfläche transgredierend über paläozäne und eozäne Lockersedimente und rote Sandsteine des mittleren Buntsandsteins entwickelt. Durch tektonische Absenkung sind korrelierte Sedimente im Antweiler Graben über hellgrauen paläozänen Sanden und Kiesen und eozänen Tonen unter einer Decke von bunten Eifelschottern bis etwa 245 m ü. NN erhalten. Wie bei diesen Deckschichten handelt es sich um Einschüttungen aus S, die ein in Rinnen und Rücken gegliedertes Paläorelief verschütteten. Diese bis 6 m mächtigen gelblichroten Sande mit Quarz-Feinkieschnüren führen häufig weiße und rote (2,5 YR 4/6), stark kalkhaltige Tonlinsen und sind durch rote Tonanreicherungsbänder charakterisiert, die bis 4 m unter die rezente Oberfläche reichen. Im Grabentiefsten blieb unmittelbar südlich der nördlichen Grabenrandverwerfung ein rötlich-gelber (5 YR 6/8) Plastosol bis 1,5 m Mächtigkeit erhalten. Dieser Boden ist sicher autochthon, da auch die liegenden eozänen, ursprünglich grauen Tone durch diese Bodenbildung überprägt sind. Die Oxidation eines grauen Tones, von MÜCKENHAUSEN (1978, 20) als problematisch aufgeworfen, ist hier eindeutig nachzuweisen. Zwischen den Plastosol und den bunten Grobschotter ist hier diskordant ein bis 1 m mächtiger gelblichroter Quarzkies, ein sandiger Fein- bis Mittelkies in Pliozänfazies eingeschaltet, das korrelierte Sediment der Fußflächenbildung. Außer diesem einzigen Fundpunkt eines mit Sicherheit gekappten autochthonen roten Plastosols treten rote Böden im Untersuchungsgebiet nur allochthon in oberpliozänen bis ältestpleistozänen Sedimenten auf, die als Korrelierte der Fußflächenbildung aufzufassen sind. Damit stellt sich die Frage nach der stratigraphischen Untergrenze dieser Fußflächenbildung.

#### 3.4. Zum Mindestalter roter Böden

Einschaltungen roter Bodensedimente sind in der Niederrheinischen Bucht seit langem aus der Rotton-Serie der pliozänen Kieseloolith-Formation bekannt. MÜCKENHAUSEN (1976) untersuchte einen solchen Latosol im Tagebau Frechen und warf die Frage auf, warum bei einer Mächtigkeit grauer miozäner und pliozäner Sedimente von 200-250 m der nur 3-12 m mächtige rote Ton "speziell in pliozäner Zeit transportiert und eingelagert worden" sei (MÜCKENHAUSEN 1976, 393). Die einfachste Erklärung wäre wohl die, daß in einem Abschnitt des Miozäns oder Pliozäns die Bildung von Latosolen klimatisch begünstigt wurde, wodurch sogar hydromorphe fersiallitische Böden, die "Graulehne" MÜCKENHAUSENS (1953), selbst in tiefer Reliefposition wie im Antweiler Graben erneut zu roten fersiallitischen Böden überprägt wurden. Ein solches Beispiel ist, wie oben angeführt, in der Tongrube Zievel (SE-Wand) im Antweiler Graben erschlossen<sup>1)</sup>. Auffällig ist der hohe Anteil (bis 21 mval/100 g) an Ca-Ionen in diesem Ton, den MÜCKENHAUSEN (1976) auf Zulieferungen aus den paläozoischen Karbonatgesteinen der Eifel zurückführt. Kalkhaltige Tone kommen ja auch in pliozänen Sedimenten des Untersuchungsgebietes vor, welches den Eifelkalkmulden unmittelbar vorgelagert ist.

BOENIGK & BRINKMANN (1976) beschreiben einen geringmächtigen gibbsitführenden Horizont aus einer Sandgrube bei Schwerfen, wenige km westlich der Tongrube Zievel, für den sie die Entstehung in situ, aber ein nicht näher faßbares miozänes bis pliozänes Alter annehmen. STÖHR & AGSTEN (1970) stellten in Rheinhessen über miozänen Mergeln und Kalken, die eine Decke von Kalkverwitterungslehmen tragen, pliozäne Kiese und Sande fest, die ebenfalls Latosol-Relikte führen, in Fortsetzung des Profiles oberpliozäne Sande mit den Merkmalen eines reliktschen Latosols (AGSTEN & STÖHR 1972). PLASS (1973) berichtet von noch oberpliozänen Latosolen in Rheinhessen, BIBUS (1975) von solchen obermiozänen bis oberpliozänen Alters aus der Wetterau.

1) Um Verwechslungen auszuschließen, sei an dieser Stelle darauf hingewiesen, daß in der gleichen Aufschlußwand zusätzlich ein dunkelroter Latosol mit scharfkantigen Lateritbruchstücken erhalten ist, der aber unter die liegenden eozänen Braunkohlen abtaucht und dem somit ein eozänes bis paläozänes Alter zukommt.



In den Sedimenten der Niederrheinischen Bucht deutet ein verarmtes Schwermineralspektrum der obermiozänen Übergangsschichten und der pliozänen Hauptkiesserie auf eine intensive Verwitterungsphase an der Wende Miozän-Pliozän hin (BOENIGK 1978 a). Eine mächtige sub-aerische Bodenbildung ist dort auch aus der pliozänen Rotton-Serie nach Ablagerung des Hauptrottones bekannt. Sieht man von dem auf Löß gebildeten Rotlehm ab, den PLASS, SCHEER & SEMMEL (1977) aus dem Ältestpleistozän Rheinheßens beschreiben, scheint bei einer Lato-solbildung bis ins mittlere Pliozän, stellenweise bis ins Oberpliozän die Frage berechtigt, ob es sich bei manchen Vorkommen dieses Alters außerhalb des Verbreitungsgebietes von Basalten nicht um Bodensedimente handelt.

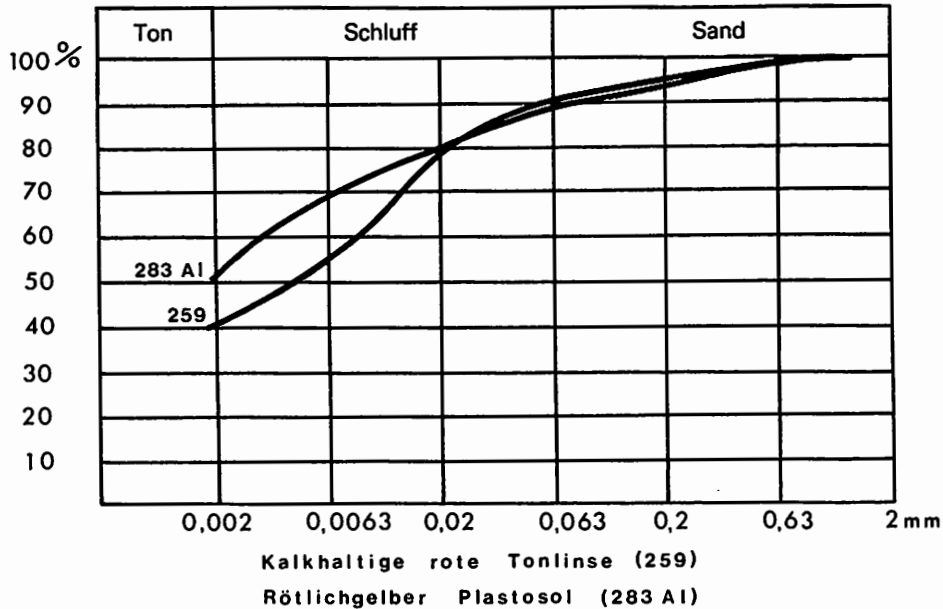


Abb. 1: Kornsummenkurven

Die stratigraphische Untergrenze der Fußflächenbildung im Untersuchungsgebiet ist also auch unter Berücksichtigung paläopedologischer Befunde nicht enger zu fassen als durch den morphologischen Befund, der sie als jünger als die rote latosolartige Bodenbildung ausweist, von dieser durch eine Diskordanz getrennt. Da in der Niederrheinischen Bucht rote Böden aber bereits aufgearbeitet in der Rotton-Serie der Kieseloolithformation vorliegen, dürfte in ihrer Umrahmung mit einer analogen Entwicklung zu rechnen sein (vgl. BOENIGK 1978 d, 66).

### 3.5. Zusammenfassung

Aufgrund geologischer, geomorphologischer und pedologischer Befunde können bunte, fangerartige Grobschotterdecken am Eifelnordrand nicht als Korrelate einer Fußflächenbildung aufgefaßt werden. Die Fußflächen waren bereits zu Beginn der quartären Schotterakkumulation inaktiv und teilweise zerriedelt. Schon primär nur vereinzelt vorhandene, grobe korrelate Sedimente ihrer Bildung - Fanger mit paläozoischem Sandstein in der Grobfraction und gerundetem Quarzkies und schluffigem Feinsand in der Mittel- und Feinfraction - wurden bereits im ältesten quartären Buntschotter aufgearbeitet. In der Regel liegen korrelate Sedimente der Fußflächenbildung aber in feinklastischer Fazies als leicht kiesige Sande, vereinzelt mit Quarz-Kleinkiebschnüren vor. Die rötlichgelbe Farbe der Sedimente, eingeschaltete meist rote Tonlinsen und ihre Position diskordant über einem Latosolrelikt lassen zumindest im unteren Teil ihre Parallelisierung mit der Rotton-Serie der pliozänen Kieseloolith-Formation möglich erscheinen. Bei gleichbleibenden Sedimentationsbedingungen deuten der zum Hangenden stark zunehmende Schluffanteil und die Lage entsprechender Sedimente diskordant über dem

Rotton des Vorlandes auf das Andauern der Fußflächenbildung bis mindestens ins Reuverium und damit bis ins Ältestpleistozän hin. Die für Fußflächensedimente ungewöhnliche Feinkörnigkeit ist auf die tiefgründige Verwitterung des Gebirgshinterlandes zurückzuführen, wodurch, abgesehen von vereinzelt durchragenden Härtlingen, die Flächenbildung überwiegend im Zersatz stattfand.

Das jungtertiäre Alter der Fußflächen am Eifelrand und die dortige Höhenlage jungtertiärer Sedimente lassen für die damalige Erosionsbasis keine höhere Lage als 210 m am Eifelrand und maximal 240 m ü. NN am N-Rand des Antweiler Grabens zu. Die Täler von Veybach und Erft können den Billiger Horst im Jungtertiär also nicht höher als auf dem 240 m-Niveau gequert haben und waren demnach schon im Pliozän erheblich eingetieft. Die Ursache für diese tiefe Lage bereits des Pliozänniveaus am Eifelrand dürfte die Tektonik sein, die aber weder durch große Sprunghöhen einzelner Verwerfungen noch durch flexurartige Aufbiegungen im Sinne von AHORNER (1962) charakterisiert ist, sondern durch die Summierung einer Vielzahl feintektonischer Abschiebungen jeweils geringer Sprunghöhe, die im homogenen Grundgebirge nur schwer auszumachen, in Lockersedimenten hingegen die Regel sind.

Die tiefe Lage pliozäner Formen und Sedimente am linken unteren Mittelrhein nördlich des Brohltales (BIBUS 1980, 29 f), welche Höhendifferenzen bis zu 60 m gegenüber der rechten Talseite aufweisen, passen in ihrer Höhenlage über NN in das Bild, welches im Untersuchungsgebiet des Verf. gewonnen werden konnte. Durch die relative Ausdehnung des Senkungsgebietes der Niederrheinischen Bucht gegen das angrenzende Schiefergebirge scheinen im Pliozän Säume des Eifelnordrandes hinter der en bloc-Hebung des Gebirges zurückgeblieben zu sein.

#### 4. Reliefentwicklung im Altquartär

##### 4.1. Ältestpleistozän

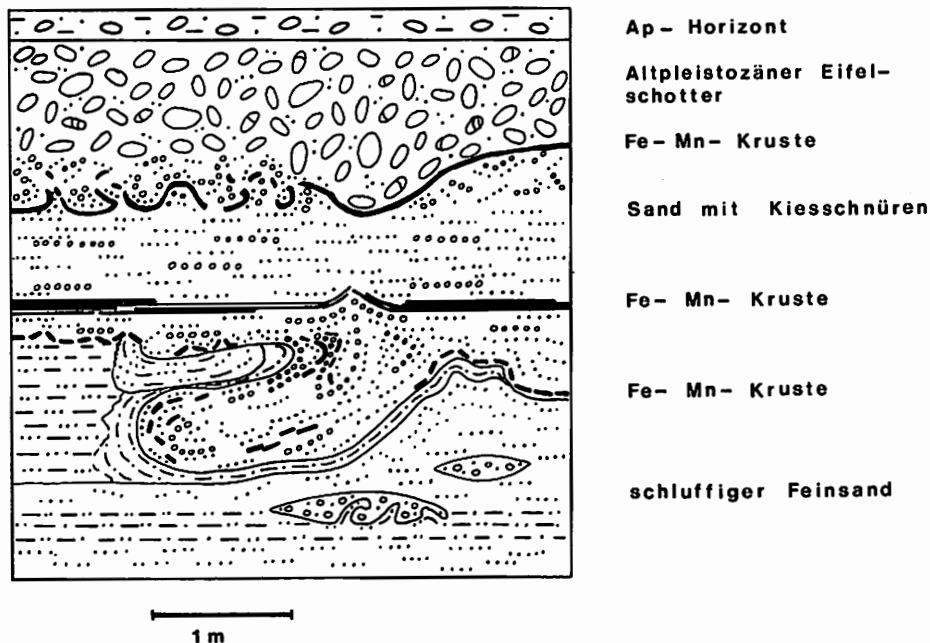


Abb. 2: Altpleistozäne Kryoturbation, Tongrube Satzvey

Die quartäre Reliefentwicklung im Untersuchungsgebiet kann erheblich leichter rekonstruiert werden als der Nachweis des jungtertiären Alters der Bergfußflächen zu führen ist. Zwar scheint deren Bildung zumindest bis ins Reuverium und darüber hinaus bis ins Ältestpleistozän angedauert zu haben, doch ist im Untersuchungsgebiet die Mächtigkeit feinsandig-schluffiger ältestpleistozäner Sedimente von durchschnittlich nur 1-1,5 m für einen geologischen Zeitraum von mehr als einer Million Jahre sehr gering. Allerdings treten bereits in diesen hangenden korrelierten Sedimenten der Fußflächenbildung in quartärer Fazies synsedimentäre Kryoturbationen auf (STRUNK 1982, 19), die wegen der geringen Mächtigkeit der Decksedimente wohl kaum als "load casts" (vgl. KOWALCZYK 1974) gedeutet werden können.

Für das Ältestpleistozän ist in der Niederrheinischen Bucht zwar mit einer Abfolge von mindestens 4 Kaltzeiten und Warmzeiten zu rechnen (BRUNNACKER 1978, URBAN 1978), wobei allerdings Befunde, die auf periglaziale Bedingungen zumindest in Phasen einer dieser Kaltzeiten hindeuten, bislang sehr spärlich und umstritten sind.

#### 4.2. Altpleistozäne Rheinschüttungen

Stratigraphische Bezugshorizonte für die Reliefentwicklung am Eifelrand liefert die hauptsächlich aus Schottern aufgebaute altpleistozäne Hauptterrassenfolge des Rheines in der Niederrheinischen Bucht. SCHNÜTGEN (1974) untergliederte diese im südlichen Buchtbereich in eine dreigliedrige Folge HT 1 bis HT 3, wobei die HT 2 weitflächig an der Oberfläche ansteht. Die HT 3 ist nur noch eher linienhaft in den Senkungsbereichen der Kippschollen verbreitet und liegt dort der HT 2 auf. Die Verbreitung dieser Schüttungen des altpleistozänen Rheins am Eifelrand ist nur schwer zu ermitteln, da sie weitflächig von bis zu 4 m mächtigen grobklastischen Schüttungen der Eifel Flüsse überlagert werden. Diese sind mit Handbohrgeräten nicht zu durchteufen, so daß die südliche Verbreitungsgrenze der liegenden Rheinschüttungen nur in zufallsverteilten künstlichen und sehr vereinzelt natürlichen Aufschlüssen an Talflanken zu ermitteln ist. Sie reicht aber weiter nach S als dies bei MUSA (1974, Abb. 24) dargestellt ist. Ihre südlichste Verbreitung erreichen altquartäre Rheinschüttungen bei etwa 187 m ü. NN südlich des Euskirchener Stadtwaldes ( $r = 25.5594$ ,  $h = 56.1133$ ), wo sie, pliozänen hellgrauen Tönen diskordant aufliegend, allmählich ausdünnen. Nördlich des Stadtwaldes sind sie häufig in Baugruben bis mindestens 6 m Mächtigkeit aufgeschlossen. Westlich und östlich davon ist ihre Verbreitung ungewiß, reicht aber mindestens bis zur 180 m-Isohypse<sup>1)</sup>. Dabei zeigt die südliche Verbreitungsgrenze auf dem Blatt Euskirchen der TK 25 einen Verlauf von ESE nach WNW. Nach W zu vergrößert sich also der Abstand der Rheinschüttungen zum Eifelrand von 800 m am Erftaustritt im E-Teil des Blattes auf 4 km bei Elsig und bereits mehr als 6 km am westlichen Blattrand.

Die Rheinschüttungen werden von rhythmischen Abfolgen aufgebaut, die über schichtige sandige Kiese in eine sandige und schließlich tonige Fazies übergehen, worauf konkordant der nächste Sedimentationsrhythmus folgt. In der quarzreichen Kiesfraktion treten Porphy-, Melaphyr- und Trachytgerölle als typische Vulkanite pleistozäner Rheinschüttungen auf.

Das von MUSA (1974, Tab. 6) als Aufschluß Nr. 90 beschriebene Vorkommen von glimmerreichem schluffigen Feinsand nordöstlich des Euskirchener Friedhofes, welches er aufgrund der Schwermineralführung ins Reuverium stellt (MUSA 1974, 85 f), wurde auch südwestlich des Friedhofes in mindestens 5 m Mächtigkeit unter einer geringmächtigen Deckschicht von buntem Lokalschotter angetroffen. Da dieses Vorkommen von mindestens 600 m Breite vollkommen isoliert inmitten von hauptterrassenzeitlichen Rheinschüttungen liegt, müßte es sich um eine inselartige Durchragung reuverzeitlicher Sedimente handeln. Dies ist aber wenig wahrscheinlich. Eher ist an eine schluffige Rinnenfüllung innerhalb der Hauptterrassenfolge des Rheines zu denken, deren Schwermineralführung durch die Aufarbeitung liegender oder die seitliche Zufuhr älterer Sedimente stark beeinflusst ist. Auf dieses Feinsandvorkommen wird hier deshalb eingegangen,

1) 185 m ü. NN südwestlich Palmersheim (Blatt Rheinbach), in 12 m Mächtigkeit auf 175 m ü. NN in 2 Gruben nordwestlich von Elsig, 180 m ü. NN in einem Bahneinschnitt nördlich von Euenheim (beide Blatt Euskirchen).

weil MUSA (1974, Abb. 24) die südliche Verbreitungsgrenze der Hauptterrasse HT 2 wegen dieses Vorkommens nördlich davon zieht - deshalb auch der merkwürdige Knick dieser Verbreitungsgrenze - mit der Konsequenz, daß der aufliegende bunte Lokalschotter ins Ältestpleistozän rückt (MUSA 1974, Abb. 26), was nachweislich nicht der Fall ist, da er überwiegend hauptterrassenzeitlichen Sedimenten des Rheines aufliegt. Der gleiche Einwand gilt auch für das östlichste Vorkommen MUSA's "Ältestpleistozäner Eifelrandschotter" westlich des Erfttales in der gleichen Abbildung, welches ebenfalls einer Rheinschüttung aufliegt und damit ins Altpleistozän hinauf rückt. Allerdings führt dieser Schotter, wie bereits weiter oben ausgeführt, Fanglomerate eines aufgearbeiteten Ältestpleistozänen oder noch oberpliozänen Fangers.

#### 4.3. Altpleistozäne Eifel-Schotterfächer

Die Eifel-Schotterfächer sind Sedimente der aus der Eifel in die Niederrheinische Bucht entwässernden Flüsse und Bäche, die der Hauptterrasse HT 2 des Rheines flächig aufliegen, sich an der südlichen Verbreitungsgrenze der HT 3 teilweise mit diesen Rheinschüttungen verzahnen und auch ihr noch bereichsweise aufliegen (MUSA 1974, 92), womit ihre stratigraphische Stellung fixiert ist. Schwermineralführung und Quarzkornfarbe dieser Schotter sind abhängig vom jeweiligen Einzugsgebiet der Flüsse, was MUSA (1974) für den S-Rand der Niederrheinischen Bucht anschaulich herausstrich. Dort konnte er - ungeachtet seiner teilweise revisionsbedürftigen stratigraphischen Einordnung dieser Zulieferungen der Eifelflüsse - eine Ost-Fazies im Einzugsbereich der Erft und östlich davon, die sich aus aufgearbeitetem Paläozoikum zusammensetzt, von einer West-Fazies unterscheiden, die westlich der Erft ab dem Veybach einsetzt und neben dem Paläozoikum durch aufgearbeitete Trias und aufgearbeitetes Tertiär charakterisiert ist. Je nach Einzugsgebiet können Komponenten des Paläozoikums oder der Trias dominieren. Diese Differenzierung ist vor allem für die Schotterfächer im Antweiler Graben charakteristisch. Die Schüttungen von Vey- und Bleibach im Vorland sind bereits Mischschotter dieser heterogen zusammengesetzten Lieferungen. Im Stadtgebiet von Euskirchen setzt schließlich die nochmalige Vermischung der Mischschüttungen aus dem Einzugsgebiet des Veybaches mit der Schüttung des Erfteinzugsgebietes ein (vgl. MUSA 1971, geol. Kte.)

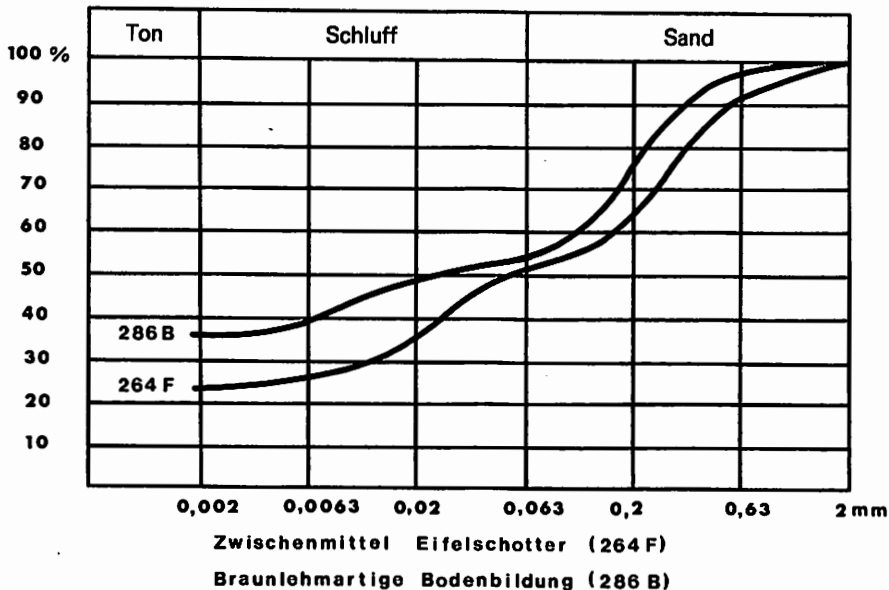


Abb. 3: Kornsummenkurven

Charakteristisch für die altpleistozänen Lokalschotter ist deren starke Verwitterung in ebenen Reliefpositionen. Dort werden sie durch bis 6 m mächtige gelblichrote Bodenbildungen vom Rosttyp überprägt, die BRUNNACKER (1973, 1978) als Auenböden deutet. Im Zuge dieser Bodenbildung sind weniger resistente Gerölle deutlich angewittert, rote Sandsteine aus dem

Buntsandstein sind grusig zersetzt und Basaltgerölle bis auf kleine Kernstücke zu einem gelblichbraunen Lehm verwittert. Auf diese starke Verwitterung wird auch der mit 27 % relativ hohe durchschnittliche Tongehalt des gelblichroten sandigen Zwischenmittels der Schotter zurückzuführen sein. In gut drainierten Hanglagen hingegen sind die Schotter, vor allem die Basaltgerölle, kaum angewittert. Braunlehmartige gelblichrote Bodenbildungen mit einem durchschnittlichen Tongehalt von 34 % sind auf den Schotterkörpern nur sehr selten erhalten. Meist liegen sie bereits umgelagert als Rinnenfüllungen vor.

Im Einzugsgebiet von Erft und Veybach reicht die Oberkante der Schotterfächer nicht höher als 245 m ü. NN. Diese Höhenlage wird aber nur auf dem Grundgebirge südlich des Antweiler Grabens erreicht. Am Hembüchel nordöstlich von Iversheim liegt die Oberkante des Erftschotter auf 245 m ü. NN, in einer Doline auf einem schmalen Mitteldevonriedel östlich von Kalkar ist er auf 242 m ü. NN erhalten. Auf gleicher Breite liegt seine Oberkante im Antweiler Graben bei Arloff auf der rechten Erftseite nur noch bei 230 m ü. NN, am N-Rand des Grabens bei 220 m ü. NN (vgl. Abb. 4).

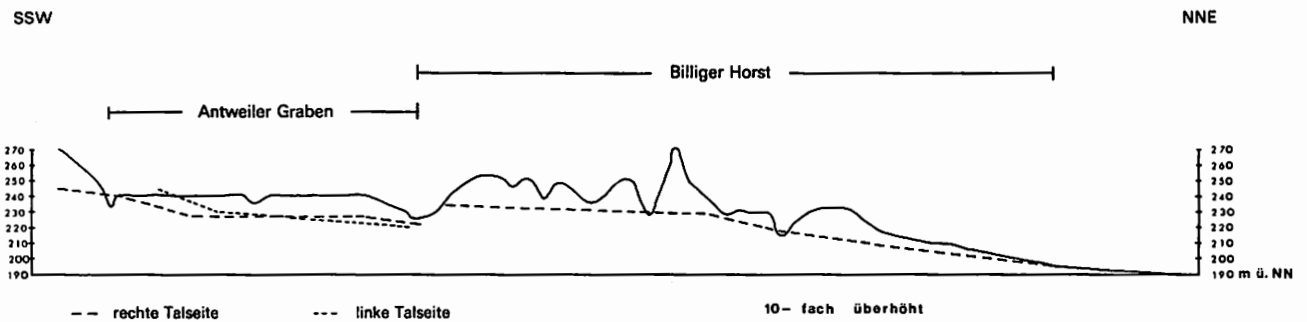


Abb. 4: Längsprofil der Hauptterrassenniveaus im Erfttal

Im Talzug durch den Billiger Horst sind Schotter erst wieder am Wasserbehälter nördlich von Kreuzweingarten auf 215 m ü. NN erhalten. Da aber auf dem Münsterberg in Kreuzweingarten, der von einem Niveau auf 235 m ü. NN gekappt ist, die Zersatzzone fehlt, muß es sich bei diesem Niveau um die hauptterrassenzeitliche Erosionsbasis der Erft handeln. Zum nördlichen Vorland hin fällt die Oberkante der Schotterverbreitung rasch auf 195 m ü. NN ab. Wo die Schotter dem paläozoischen Grundgebirge aufliegen, werden sie also regelmäßig um mindestens 15 m höher angetroffen als im Antweiler Graben und im Vorland. Daraus ist zweierlei abzuleiten:

1. Am Eifelnordrand ist das Grundgebirge nach Ablagerung der Hauptterrasse HT 3 gegenüber der Niederrheinischen Bucht um mindestens 15 m relativ gehoben worden. Entsprechende Verwurfbeträge stellte auch AHORNER (1962) am N-Rand des Antweiler Grabens an gleichalten Schotterkörpern von Vey- und Bleibach fest.
2. Zum relativ gehobenen Grundgebirge verhalten sich der Antweiler Graben und das Vorland im Bereich der südlichen Erftscholle untereinander tektonisch gleichsinnig<sup>1)</sup>.

1) Westlich des Antweiler Grabens trifft dies nicht mehr uneingeschränkt zu, da bis dorthin der tektonische Einfluß des stärker absinkenden Rurgrabens ausstrahlt. Auch treten im Antweiler Graben selbst Störungen auf, die senkrecht zur nördlichen Grabenrandverwerfung mit ihrem "erzgebirgischen" SW-NE-Streichen vermutlich Störungen des variskischen Grundgebirges nachzeichnen. Sie verursachen eine Sattel- und Muldenstruktur, wobei in den Mulden ein Einsinken selbst hauptterrassenzeitlicher Schotterfächer bis zu 20 m unter das Niveau am Grabennordrand festgestellt wird (vgl. STRUNK 1982, 29 und Abb. 8).

Hervorgehoben werden muß, daß es sich bei den Schotterakkumulationen am Eifelrand, die nicht älter sind als die Hauptterrasse HT 2 des Rheines, um Schwemmfächer handelt, die an Austrittsstellen von Flüssen ins Vorland gebunden sind. Diese Schwemmfächer sind demnach keine ehemals fast flächenhaft verbreiteten Bergfußschwemmfächer im Sinne von CZAJKA (1958), für die MUSA (1974) und BRUNNACKER (1978) sie halten. Vielmehr sind es Schüttungen, die nicht mit einer Fußflächenbildung in Verbindung gebracht werden können. Die Fußflächen werden ja gerade zur Zeit der Schwemmfächerbildung zerriedelt und durch Lateralerosion vom Vorflutniveau der Schotterkörper ausgehend aufgezehrt.

Im allgemeinen lassen die Schotterkörper eine schwache Schichtung erkennen und können in Sedimentationsphasen gegliedert werden. Einzelne eingeschaltete Schüttungen bis zu 2 m Mächtigkeit weisen aber eine so stark heterogene Korngrößenzusammensetzung auf - Schotter und Blöcke bis 40 cm Kantenlänge schwimmen unregelmäßig in einer tonig-schluffigen Matrix - daß sie als Fanger angesprochen werden können, was auf eine stark schwankende Wasserführung mit stoßweisem Transport hindeutet.

Außer dem zur Verfügung stehenden Talraum wurde den Flüssen wegen des nur sehr sanft geneigten ererbten Altreliefs kaum Material von außerhalb der Täler zugeführt. Zwar traten selbst auf sanften Hängen von wenig über 6 % Neigung tonreiche Geliflukationsdecken auf, die sich schlammstromartig auf den Hangfuß ergossen (vgl. STRUNK 1981), doch erreichten sie die Vorfluter nur selten<sup>1)</sup>. Meist liegen sie den oberen Teilen der jungtertiären bis ältestpleistozänen Fußflächen auf, ohne allerdings selbst mit einer Fußflächenbildung in Verbindung gebracht werden können. Im Gegenteil unterlagen auch sie einer Zerriedelung.

#### 4.3.1. Morphometrische Schotteruntersuchungen

Bestimmt wurde der Zurundungsindex Z nach A. CAILLEUX für 10 Schottervorkommen am Eifelrand und im Antweiler Graben, die aufgrund ihres Geröllspektrums als Eifelschüttungen anzusprechen sind. Die Zurundung wurde für jeweils 100 Gerölle aus unterdevonischem quarzitischem Sandstein bestimmt, der in allen diesen Schottervorkommen auftritt. Es wurden nur Gerölle mit einem größten Durchmesser zwischen 2 und 10 cm berücksichtigt.

---

1) Flächenhaft verbreitet sind diese Schlammströme als Geliflukationsdecken am Eifelnordrand, vor allem an der N-Abdachung des Billiger Horstes, aber auch in großer Mächtigkeit an dessen Südseite im Antweiler Graben.

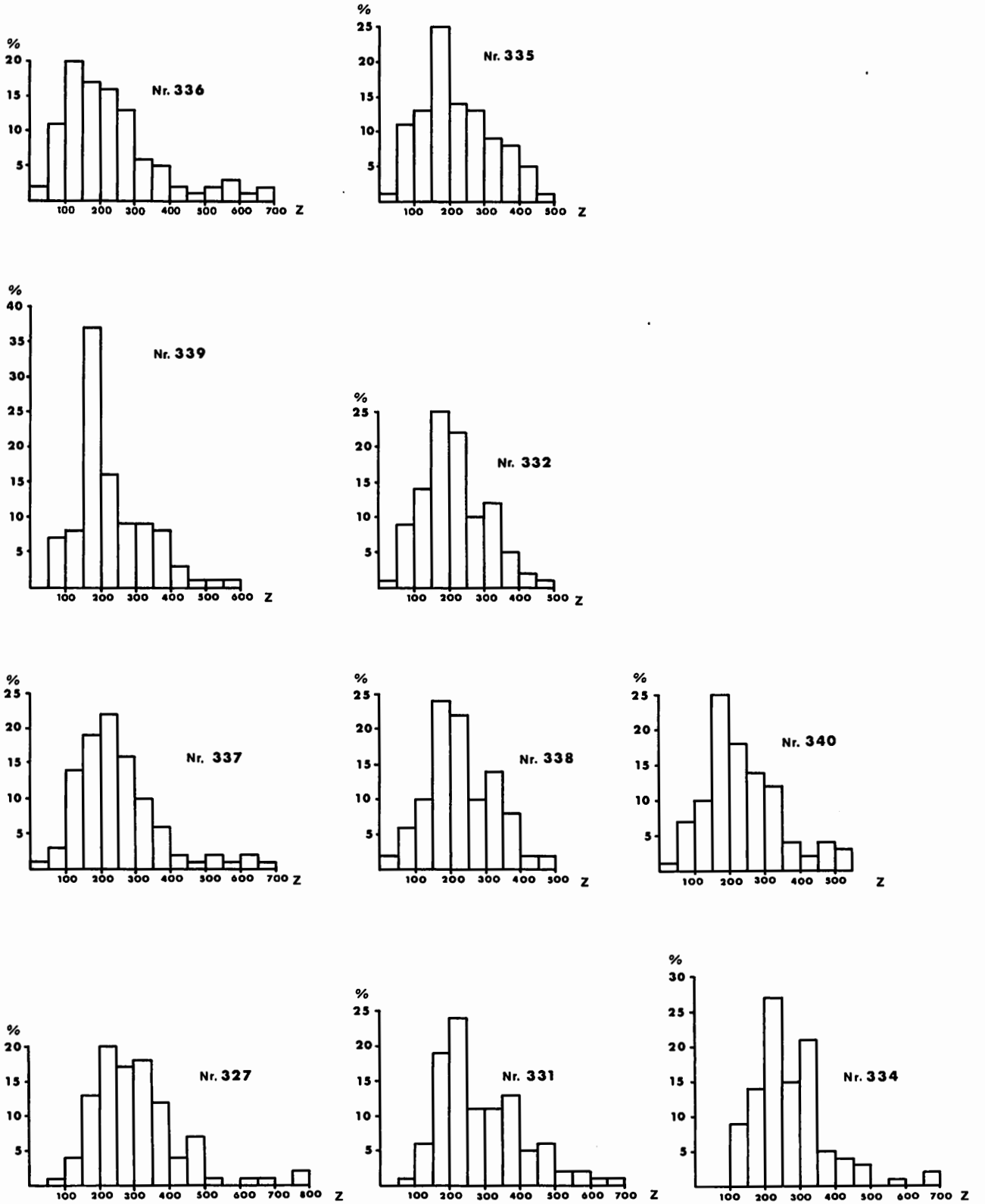


Abb. 5: Morphogramme des Zurundungsindex Z quartärer Eifelschotter

Tab. 1: Aufstellung ausgewerteter Vorkommen

Proben-Nr.	Fazies	Ort
336	altpleistozäne Westfazies	Wißkirchen
335	altpleistozäne Westfazies	Frauenberg
339	altpleistozäne Mischfazies	Kessenich
332	mittelpleistozäne Ostfazies	Kirspenich
337	rezente Ostfazies	Rheder
338	mittelpleistozäne Ostfazies	Roitzheim
230	altpleistozäne Ostfazies	Euskirchen S-Stadt
327	altpleistozäne Westfazies	Ziavel
331	altpleistozäne Westfazies	Satzvey
334	altpleistozäne Ostfazies	Kuchenheim

Tab. 2: Morphometrische Eigenschaften quartärer Eifelschotter

Proben-Nr.	Quartilmaße			So
	Q <sub>1</sub>	Median Q <sub>2</sub>	Q <sub>3</sub>	
336	130	197	283	1,50
335	150	200	290	1,39
339	167	170	278	1,29
332	172	200	267	1,25
337	175	225	297	1,30
338	170	210	305	1,34
340	170	215	300	1,33
327	219	283	357	1,28
331	200	252	363	1,35
334	235	250	330	1,19
				∅ 1,32



Mit einer rein visuellen Einteilung nach Rundungsklassen von kantig bis gut gerundet ist eine Klassifizierung der Schottervorkommen nicht möglich. So sind die Gerölle der Westfazies (Nr. 336, 331), die zum großen Teil den Konglomeratbänken des mittleren Buntsandsteins entstammen, dort gut bis sehr gut gerundet. Treten diese umgelagert im Eifelschotter auf, ist ihr Zurundungsindex aber stark abgesunken. Dies ist auf Bruchbeanspruchung zurückzuführen, die meist zwar nur kleine Ecken des jeweiligen Gerölles abtrennte, was jedoch bei der Ermittlung des Zurundungsindex nach A. CAILLEUX durch die Bestimmung des Radius  $r$  der kleinsten Rundung entscheidend für die Klassifizierung ist. Geröllen einer anderen Genese wird dadurch eine für pleistozäne Schotter des Untersuchungsgebietes typische Zurundungsverteilung aufgeprägt, die sich kaum von der eines schwach gerundeten Schotters unterscheidet, der einen Transportweg von vermutlich weniger als 1000 m zurückgelegt hat (Nr. 332). Die bei Schottern der Westfazies vom Ausgangsgestein beeinflusste heterogene Rundungsverteilung, bestimmt durch den Sortierungskoeffizienten  $S_o$  der Rundungsklassen, liegt aber nur bei den Proben Nr. 335 und 336 mit  $S_o = 1,4$  bzw.  $S_o = 1,5$  deutlich über dem mittleren Sortierungskoeffizienten aller untersuchten Proben von  $S_o = 1,32$ .

Analoge Rundungs-Summenkurvenverläufe ermöglichten die Gruppierung der Schotter, wie sie aus den Tabellen hervorgeht. Ursachen für diese manchmal erstaunlichen Verwandtschaften konnten bislang nicht ermittelt werden. So ist ein rezenter Erftschotter über das Morphogramm des Zurundungsindex  $Z$  weder von einem mittel- noch von einem altpleistozänen Schotter dieses Flusses zu unterscheiden, ferner ein altpleistozäner Mischschotter, der 7 km vom Eifelrand entfernt im Vorland liegt, kaum von einem Lokalschotter mit nur 1 km Transportweite.

#### 4.3.2. Schotterzurundung und Frostsprengung

Ein erheblicher Einfluß auf die Verringerung der Zurundung von Schottern und auf die Abnahme der Größe der Schotter mit zunehmender Umlagerungshäufigkeit während des Pleistozäns kommt der Frostsprengung zu. Frostgesprungene ehemals gut gerundete Gerölle aus dem Buntsandstein wurden bereits weiter oben angeführt. Charakteristisch für mittel- und jungpleistozäne Schwemmlößfolgen in der südlichen Niederrheinischen Bucht sind ferner Kiesschnüre und geringmächtige Kieshorizonte, bei denen die größte Kantenlänge der Kiese - überwiegend Quarze und quarzitisches Sandsteine - unter 3 cm liegt. Diese sind meist kantig, sehr selten nur schwach kantengerundet, weisen aber häufig - genau das ist so auffällig - eine gut gerundete Ecke oder eine gut gerundete gewölbte Fläche auf. Wie sind diese Kiese entstanden?

KAISER (1958) bezeichnet solche Gerölle als "Congelifraktate", Produkte der Frostsprengung.

In einer Ziegeleigrube im Industriegebiet von Euskirchen waren bei Roitzheim kurzzeitig mittelpleistozäne Erftschotter aufgeschlossen, bei denen die Gerölle eines Schotterkörpers, überwiegend paläozoische Sandsteine, außer den Quarzen durch Risse so zertrümmert waren, daß sie sich mit der Hand zu Grus zerbröseln ließen. Ein jüngerer, diskordant aufliegender Schotterkörper wies dieses Phänomen nur im Hangenden auf, ein diesem aufliegender Schotter nur im Liegenden. Dieses Phänomen muß als Frostsprengung gedeutet werden, der auch große Bedeutung bei dem von BÜDEL (1969) als "Eisrindeneffekt" beschriebenen Phänomen zukommt.

In Zeiten geringer oder fehlender Wasserführung der Flüsse, in Periglazialgebieten also im Winterhalbjahr, liegen die Flußbetten trocken und der Untergrund ist der Frostsprengung ausgesetzt. Mit im Frühjahr einsetzender Wasserführung wird das so vorgelockerte Material aus der unter dem Fluß durchziehenden Eisrinde ausgetaut und kann abtransportiert werden. Solche Winterstadien blieben im obigen Aufschluß erhalten. Ein Sediment, welches dort im Herbst als Grobschotter vorlag, wäre also im nächsten Frühjahr schon als grusiger Sand weiterverfrachtet worden. Erheblichen Einfluß muß demnach die Frostsprengung auch auf die Hunderte von Quadratkilometer großen Schotterfächer in der Niederrheinischen Bucht gehabt haben, die ja, häufig staunhaft durch den hohen Tongehalt des lehmigen Zwischenmittels und weitgehend frei von Löß, der Frostverwitterung in starkem Maße ausgesetzt waren.

In einem durch Kalk nagelfluhartig verbackenen Erftschotter, der unter dem Jungwürmlöß anstand, konnten wegen der guten Erhaltung der Schotter Messungen an frostgesprungenen Kalkgeröllen - die bezeichnenderweise in mittelpleistozänen Schottern sehr selten sind, in altpleistozänen sogar völlig fehlen - durchgeführt werden. Ein halbmondförmiges Kalkgeröll von 5,5 X 3,6 X 1,8 cm Größe ist durch die Frostsprengung von bis 1 mm breiten Rissen in 15 Teile zerlegt worden. Das größte Bruchstück wies noch die Maße 4,4 X 1,3 X 1,4 cm auf. Ein gut gerundetes Crinoidenkalk-Geröll mit den Maßen 4,6 X 3,2 X 2,4 cm wurde in mindestens 38 Teile zerlegt, wobei einzelne Bruchstücke durch Frosthub bis 2 mm über die Gerölloberfläche angehoben wurden. Die größte Rißdicke tritt regelhaft an der Unterseite der Gerölle auf bei einem Verhältnis zur Rißdicke der Oberseite bis 4:1. Zuckerkörnige Dolomite weisen allerdings eine auffallend geringe Rißdicke auf, wobei der Substanzverlust aber durch eine stumpfwinklige Vergrusung parallel zu den Rissen und die starke Absandung am größten sein dürfte. Gleiche Beobachtungen machte auch FEZER (1969) an Dolomitgeröllen aus Schottern des Alpenvorlandes.

Die Verwitterungsresistenz eines Gerölles unter kaltzeitlichen Bedingungen hängt also eng mit dessen Porosität zusammen. Geringe Porosität verhindert die Wasseraufnahme und damit die Frostsprengung. Quantitative Untersuchungen über die Wirkung der Frostsprengung auf Zurundung und Größenverteilung von pleistozänen Schottern stehen bislang noch aus. Sie wirkt aber stark selektiv auf die petrographische Zusammensetzung der Schotterkörper ein und zerlegt die Kiese in Abhängigkeit von deren Porosität. Poröse Karbonatgesteine und Sandsteine werden dadurch fast völlig zerstört, resistenterer quarzitischer Gesteine und Quarze hingegen relativ angereichert.

#### 4.4. Kippschollentektonik und Ausraumbildung

Im nicht mehr von der Hebung des Schiefergebirges beeinflussten Vorland haben sich die Flüsse im Mittel- und Jungpleistozän durchschnittlich weniger als 5 m in ihre altpleistozänen Schotterfächer eingetieft. Ausnahmen bilden hier durchbruchartige Talstrecken, in denen die Flüsse von einer N- wieder in eine NNE-Laufrichtung umbiegen. Diese Engtalstrecken wurden auf Kippschollen angelegt. In der südlichen Niederrheinischen Bucht sanken einzelne Schollen durch Krustenausweitungen synsedimentär um 1-3° (DOLEZALEK 1969) nach NNE bis NE ein, während ihr S-Flügel gehoben wurde, am stärksten in der SSW- bis SW-Ecke (VOGLER 1959). Die bekannteste Kippscholle der Erftscholle ist der Lommersumer Horst mit dem Engtal der Erft zwischen Kessenich und Weilerswist (AHORNER 1962).

Die am stärksten gehobene SSW-Ecke einer erheblich kleineren, bislang unbekanntenen Kippscholle liegt auf 180 m ü. NN in der Euskirchener Südstadt etwa 300 m nordwestlich des Krankenhauses. Am Südrand dieser Scholle springt die 180 m -Isohypse hammerförmig nach N vor. Dort treten tertiäre Tone vermutlich pliozänen Alters zutage. Die Hauptterrassenschotter des Rheines und die altpleistozänen Eifelschüttungen fallen mit 1,5° nach NNE ein. Die NNW-Kante dieser Scholle wird durch den Verlauf von Mitbach und Veybach nachgezeichnet, während die SSW-Kante einen Ausraum vor dem Billiger Horst nach N begrenzt. Bei dieser Kippscholle muß es sich um eine fortlebende Verwerfung handeln, da für die Erft eine jungpleistozäne Flußverwilderung mit Mäanderbildung südlich der südlichen Schollengrenze nachzuweisen ist. Das eigentliche Engtal der Erft liegt südwestlich von Roitzheim. Im Mittelpleistozän ist der Fluß hier aus einem weiter westlich gelegenen Talzug nach E abgedrängt worden, worauf die funktionslose Talung völlig mit Schwemmlöß verfüllt wurde. Im Engtal kam es durch die Kippung zu einer erheblichen Gefällsversteilung, die bis heute nicht ausgeglichen ist, vermutlich wegen des fortlebenden Charakters der Verwerfung. Die schmale Vorlandscholle zwischen dem aufgekippten S-Teil der Scholle und dem Billiger Horst wurde nach und nach durch rückschreitende Erosion von NW her ausgeräumt, wobei der Veybach als lokaler Vorfluter fungierte. Dadurch kam es zur Aufzehrung der jungtertiären bis ältestpleistozänen Fußfläche und teilweise auch der dieser aufliegenden altpleistozänen Schlammstromfächer rückschreitend von unten her, wodurch parallel zum N-Rand des Billiger Horstes eine teils stufenartige Geländekante auf ca. 200 m ü. NN gebildet wurde.

#### 4.5. Zusammenfassung

Am Eifelnordrand ist mit einer Fortsetzung der Fußflächenbildung bis ins Ältestpleistozän zu rechnen. Korrelate Sedimente liegen in feinklastischer Fazies vor, die durch einen zum Hangenden stark zunehmenden Schluffanteil charakterisiert ist.

Die altquartären Rheinschüttungen, welche überwiegend der Hauptterrasse HT 2 zugerechnet werden, nähern sich dem Eifelrand stellenweise bis auf 800 m. Die S-Grenze der HT 2 des Rheines, wie sie von MUSA (1974) angegeben wird, verläuft deshalb zu weit nördlich.

Erste grobklastische Schüttungen der altquartären Eifelflüsse liegen bereits der HT 2 des Rheines auf und verzahnen sich weiter nördlich mit dessen jüngerer Schüttung HT 3. Die von MUSA (1974) behauptete Existenz ältestpleistozäner Eifelrandsschotter auf tertiären Sedimenten konnte im Untersuchungsgebiet nicht bestätigt werden. Sämtliche Lokalschotter, die südlich der Verbreitung der Rheinschüttungen tertiären Sedimenten aufliegen, greifen nach N auch auf die Rheinschüttungen über und sind damit jünger als diese.

Die altpleistozänen Eifelschotterfächer stehen nicht mit der Fußflächenbildung in Zusammenhang und sind jünger als diese, weil die Fußflächen bereits durch Tälchen zerriedelt sind, die auf die Oberkante der tiefer liegenden Schotter eingestellt sind. Die Fußflächen im Antweiler Graben werden zudem durch eine vom altpleistozänen Erosionsniveau ausgehende Lateralerosion teilweise aufgezehrt. Charakteristisch für die altpleistozänen Eifelschotter ist ihre starke Verwitterung und ihre Überprägung durch eine Bodenbildung des Rosttypes, wodurch weniger widerständige Gerölle stark verwitterten und ein lehmiges gelblichrotes Zwischenmittel entstand.

Nach Ablagerung der altpleistozänen Eifelschotter hob sich am Eifelnordrand das Gebirge gegenüber dem Vorland noch um etwa 15 m. Seit dem Altpleistozän hat die Tieferlegung der Talsohle bis heute - zumindest bis Iversheim - diesen Betrag nicht überschritten. Im Vergleich zu den dem Mittelrhein tributären Seitentälern ist dieser Eintiefungsbetrag auffallend gering. Während die Erosionsbasis dieser Täler aber der holozäne Rhein ist, fungiert in der südlichen Niederrheinischen Bucht noch immer die altpleistozäne HT 3 des Rheines als lokale Erosionsbasis. Durch die Heraushebung der Ville nach der Ablagerung der HT 3 und der damit verbundenen Laufverlängerung der Erft um mehr als das Doppelte, ferner durch das kontinuierliche synsedimentäre Einsinken der Erftscholle relativ zur Ville wird eine Angleichung des Erosionsniveaus der Erft an das des Rheines wirksam verhindert.

Die Erftscholle wird durch fortlebende Verwerfungen in Kippschollen zerlegt, die neben der Laufrichtung auch das Gefälle der Flüsse beeinflussen. Eine solche bislang unbekannt Kippscholle kleiner Dimension konnte im S Euskirchens nachgewiesen werden. Sie beeinflusst Lauf und Gefälle der Erft bis zur Gegenwart.

##### 4.5.1. Summary

In the area under investigation, where the river Erft leaves the Rhenish Uplands, late Tertiary to the oldest Pleistocene pediments could be distinguished from local pebble fans, which are considerably more recent and already superimposed on early Pleistocene sediments of the Rhine.

## 5. Literatur

- AGSTEN, K. & STÖHR, W. (1972): Geologisch-bodenkundliche Untersuchungen im Bereich des Ober-Olmer Waldes bei Mainz. 2. Beitrag zur Kenntnis der pliozänen und pleistozänen Schichtfolge am Südrand des Waldgebietes - Mainzer naturwiss. Archiv 11, 239-256
- AHORNER, L. (1962): Untersuchungen zur quartären Bruchtektonik der Niederrheinischen Bucht - Eiszeitalter u. Gegenw. 13, 24-105
- AHORNER, L. (1968): Erdbeben und jüngste Tektonik im Braunkohlenrevier der Niederrheinischen Bucht - Z. dt. geol. Ges. 118, 150-160
- AHORNER, L. (1975): Present-day stress field and seismotectonic block movements along major fault zones in Central Europe - Tectonophysics 29, 233-249
- BIBUS, E. (1975): Eigenschaften tertiärer Flächen in der Umrahmung der nördlichen Wetterau (Taunus- und Vogelsbergrand) - Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd. 23, 49-61
- BIBUS, E. (1980): Zur Relief-, Boden- und Sedimententwicklung am unteren Mittelrhein - Frankfurter geow. Arb., Serie D 1, 296 S
- BIRKENHAUER, J. (1973): Die Entwicklung des Talsystems und des Stockwerkbauens im zentralen Rheinischen Schiefergebirge zwischen dem Mitteltertiär und dem Altpleistozän - Arb. rhein. Landeskd. 34, 217 S
- BIRKENHAUER, J. (1979): Zum Stand der Untersuchungen über die Reliefentwicklung im zentralen Rheinischen Schiefergebirge - Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd. 33, 194-206
- BOENIGK, W. (1978 a): Die flußgeschichtliche Entwicklung der Niederrheinischen Bucht im Jungtertiär und Altquartär - Eiszeitalter u. Gegenw. 28, 1-9
- BOENIGK, W. (1978 b): Schwermineralassoziationen im Grenzbereich Tertiär/Quartär der Erft-Scholle (Niederrheinische Bucht) - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 28, 123-133
- BOENIGK, W. (1978 c): Gliederung der altquartären Ablagerungen in der Niederrheinischen Bucht - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 28, 135-212
- BOENIGK, W. (1978 d): Zur Ausbildung und Entstehung der jungtertiären Sedimente in der Niederrheinischen Bucht - Kölner Geogr. Arb. 36, 59-68
- BOENIGK, W. & BRINKMANN, K. (1976): Petrographische Untersuchungen gibbsitführender Tertiärsedimente bei Schwerfen (Niederrheinische Bucht) - N. Jb. Geol. Paläont., Mh, 1976, 253-265
- BREMER, H. (1978): Zur tertiären Reliefgenese der Eifel - Kölner Geogr. Arb. 36, 195-225
- BRINKMANN, K. (1976): Genese und Oxidation der Eisensulfide im Deckgebirge der rheinischen Braunkohle - Braunk., Tagebautechn., Energievers. 28, 448-457
- BRUNNACKER, K. (1973): Gesichtspunkte zur jüngeren Landschaftsgeschichte und zur Flußentwicklung in Franken.- Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd. 17, 72-90
- BRUNNACKER, K. (1975): Der stratigraphische Hintergrund von Klimaentwicklung und Morphogenese ab dem höheren Pliozän im westlichen Mitteleuropa - Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd. 23, 82-106
- BRUNNACKER, K. (1978): Neuere Ergebnisse über das Quartär am Mittel- und Niederrhein - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 28, 111-122
- BÜDEL, J. (1969): Der Eisrinden-Effekt als Motor der Tiefenerosion in der exzessiven Talbildungszone - Würzburger Geogr. Arb. 25, 41 S
- CZAJKA, W. (1958): Schwemmfächerbildung und Schwemmfächerformen - Mitt. Geogr. Ges. Wien 100, 18-36

- DOLEZALEK, B. (1968): Beziehungen zwischen Sedimentation und Tektonik im Deckgebirge der Ville - Fortschr. Geol. Rheinld. Westf. 16, 103-110
- DOLEZALEK, B. (1969): Probleme und Zusammenhänge der jungen Tektonik in der Kölner Bucht - Fortschr. Geol. Rheinld. Westf. 17, 131-150
- EBERT, A. & PFEFFER, P. (1939): Erläuterungen zu Blatt Altenahr - Lieferung 332 der Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten
- FEZER, F. (1969): Tiefenverwitterung circumalpiner Pleistozänschotter - Heidelberger Geogr. Arb. 24, 144 S
- FLIEGEL, G. (1922): Der Untergrund der Niederrheinischen Bucht - Abh. d. Preuß. Geol. L.A., N.F. 92, 1-155
- FLIEGEL, G. (1932): Das alte Gebirge im Untergrund der Niederrheinischen Bucht - Jb. d. Preuß. Geol. L.A., 53, 397-407
- FUCHS, A. (1910): Blatt Rheinbach, Lieferung 144 - Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten
- FUCHS, A. & WOLFF, W. (1910): Blatt Euskirchen, Lieferung 144 - Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten
- HOLZAPFEL, E. (1904): Beobachtungen im Diluvium der Gegend von Aachen - Jb. Preuß. Geol. L.A. 24, 483-502
- KAISER, K.H. (1958): Wirkungen des pleistozänen Bodenfrostes in den Sedimenten der Niederrheinischen Bucht - Eiszeitalter u. Gegenw. 9, 110-129
- KNAPP, G. (1978): Erläuterungen zur Geologischen Karte der nördlichen Eifel 1:100 000 - 152 S
- KOWALCZYK, G. (1974): Kryoturbationsartige Sedimentstrukturen im Pliozän und Altquartär der südlichen Niederrheinischen Bucht - Eiszeitalter u. Gegenw. 25, 141-156
- KURTZ, E. (1914): Die diluvialen Flußterrassen am Nordrand von Eifel und Venn - Verh. d. Naturhist. Ver. 70, 55-85
- LÖHNERTZ, W. (1978): Zur Altersstellung der tiefliegenden fluviatilen Tertiärablagerungen der SE-Eifel (Rheinisches Schiefergebirge) - N. Jb. Geol. Paläont., Abh. 156, 179-206
- MÜCKENHAUSEN, E. (1953): Fossile Böden in der nördlichen Eifel - Geol. Rdsch. 41, 253-268
- MÜCKENHAUSEN, E. (1973): The fossil soils (paleosols) of Central Europe - Anales de Edafologia y Agrobiologia 32, 1-20
- MÜCKENHAUSEN, E. (1976): Beitrag zu den fossilen Böden (Paläoböden) der Eifel/Westdeutschland - Agrochimica 20, 387-395
- MÜCKENHAUSEN, E. (1978): Rezente und fossile Böden (Paläoböden) der Eifel - Kölner Geogr. Arb. 36, 7-35
- MÜCKENHAUSEN, E., BECKMANN, H., SCHRÖDER, D. & STEPHAN, S. (1975): Relikte von Paläoböden, Spalten- und Dolinen-Füllungen in carbonatischen Gesteinen der nördlichen Eifel - Catena 2, 95-106
- MÜLLER, W. (1949): Der Tertiärgraben von Antweiler am Nordabfall der Eifel - Diss. Bonn (unveröff.)
- MUSA, I. (1971): Das Altpleistozän am nördlichen Eifelrand (Südteil des Erftbeckens) - (Diplomarbeit Univ. Köln (unveröff.))
- MUSA, I. (1974): Rhein- und Eifelschüttungen im Süden der Niederrheinischen Bucht - Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln 23, 151 S
- NOWAK, K. (1956): Stratigraphische Untersuchungen im nordöstlichen Abschnitt der Sötenicher Mitteldevonmulde (Eifel) - Decheniana, Beih. 2, 68 S
- PFLUG, H.D. (1958): Anlage und Entwicklung der Niederrheinischen Bucht in der Oberkreide und im Alttertiär auf Grund sporenpaläontologischer Altersdatierungen - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 2, 409 - 418

- PFLUG, H.D. (1959): Die Deformationsbilder im Tertiär des rheinisch-saxonischen Feldes - Freiburger Forschungshefte C 71, 110 S
- PLASS, W. (1973): Pliozäne Latosole in Rheinhessen - Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. 101, 337-345
- PLASS, W., SCHEER, H.D. & SEMMEL, A. (1977): Löss-Sedimente und rote Böden im Altpleistozän Rheinhessens - Catena 4, 181-188
- PRANGE, W. (1958): Tektonik und Sedimentation in den Deckschichten des Niederrheinischen Hauptbraunkohlenflözes in der Ville - Fortschr. Geol. Rheinld. Westf. 2, 651-682
- QUITZOW, H.W. (1978): Der Abfall der Eifel zur Niederrheinischen Bucht im Gebiet der unteren Ahr - Fortschr. Geol. Rheinld. Westf. 28, 9-50
- SCHNÜTGEN, A. (1974): Die Hauptterrassenfolge am linken Niederrhein aufgrund der Schotterpetrographie - Forschungsber. d. Landes Nordrhein-Westfalen Nr. 2399, 150 S
- STICKEL, R. (1922): Der Abfall der Eifel zur Niederrheinischen Bucht - Beitr. Landeskd. Rheinld. 3, 96 S
- STICKEL, R. (1927): Zur Morphologie der Hochflächen des linksrheinischen Schiefergebirges und angrenzender Gebiete - Beitr. Landeskd. Rheinld. 5, 104 S
- STÖHR, W.Th. & AGSTEN, K. (1970): Quartärgeologisch-bodenkundliche Untersuchungen im Bereich des Ober-Olmer Waldes bei Mainz. 1. Mitteilung: Vorläufige Ergebnisse der Untersuchungen über Ausmaß und Entstehungsgeschichte von Periglazial-Erscheinungen - Mainzer Naturwiss. Archiv 9, 66-82
- STRUNK, H. (1977): Zur Fluß- und Talgeschichte der Erft im Raum Münstereifel - 128 S, Staatsarbeit Univ. Bonn (unveröff.)
- STRUNK, H. (1981): Zum Verhältnis von Solifluktion und Abspülung im Periglaziär des westlichen Rheinischen Schiefergebirges - Bochumer Geogr. Arb. 40, 31-40
- STRUNK, H. (1982): Zur pleistozänen Reliefentwicklung talferner Areale der Eifel-Nordabdachung - Arb. a.d. Geogr. Inst. d. Univ. d. Saarl. 32, 116 S
- URBAN, B. (1978): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen zur Gliederung des Altquartärs der Niederrheinischen Bucht - Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln 34, 165 S
- VOGLER, H. (1959): Die synsedimentäre Kippung der Erft-Scholle im Obermiozän und Pliozän - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 4, 69-79
- ZENSES, E. (1980): Reliefentwicklung in der nördlichen Eifel - Kölner Geogr. Arb. 38, 220 S

Karten:

- FUCHS, A. (1980): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25 000, Blatt 5307 Rheinbach, 2. Auflage, Krefeld
- FUCHS, A. & WOLFF, W. (1909): Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Gradabteilung 66, Blatt 21, Euskirchen, Lieferung 144, Berlin
- KNAPP, G. (1977): Geologische Karte der nördlichen Eifel 1:100 000, 2. Aufl., Krefeld

## Reliefentwicklung an der oberen Erft

### Ergebnisse einer geomorphologischen Detailkartierung

mit 5 Abbildungen

Harald Zepp

**Abstract:** This paper presents the results of a detailed geomorphological mapping (1:10 000) in the upper Erft river basin area (Eifel mountains, West Germany), discussing the development of landforms. Relict surfaces above 470 m showing traces of intense clayey weathering date back to the older Tertiary and continued during the Pleistocene. The morphographic analysis enables to distinguish five phases of dominantly fluvial downcutting, each of them being indicated by convex curvatures and steep valley slopes bordering the terraces. Due to the lack of gravels and because of the decomposed rock surfaces on the terraces the formation of the river valleys is thought to have reached an advanced stage as early as the older Pleistocene. Thus the development of landforms contrasts to that of neighbouring mountainous terrains.

#### 1. Problemstellung und Untersuchungsgebiet

Wenn in diesem Beitrag Fragen der Reliefentwicklung eines relativ kleinen Gebietes aufgegriffen werden, so geschieht dies im Bewußtsein der Problematik, daß für das gesamte Rheinische Schiefergebirge, oder auch nur für die Eifel, zum gegenwärtigen Forschungsstand kein allgemeingültiges Konzept der Reliefgenese existiert (vgl. HÜSER 1973 und SONNE 1982). Erst selten ist die Methode der geomorphologischen Detailkartierung (in Anlehnung an LESER & STÄBLEIN 1975) zur Klärung morphogenetischer Probleme im Rheinischen Schiefergebirge angewandt worden (vgl. WERNER 1977). Doch eröffnet eine exakte, morphogenetisch unvoreingenommene Beschreibung der Reliefverhältnisse zusätzliche Interpretationsansätze (vgl. HÜSER 1972). In der vorliegenden Arbeit werden Ergebnisse der eigenen Kartierung dargelegt und diskutiert. Aus technischen und finanziellen Gründen muß auf die Wiedergabe der komplex-geomorphologischen Detailkarte (1:10 000) verzichtet werden. Zur Absicherung der Geländebeobachtungen dienten Laboranalysen.

Das Untersuchungsgebiet liegt in der Nordeifel südlich von Bad Münstereifel und entspricht dem Einzugsgebiet der oberen Erft. Die höchste Erhebung bildet mit 558 m der Michelsberg; die Erft verläßt das Arbeitsgebiet in 300 - 320 m. Im Rahmen kleinmaßstäbiger Untersuchungen behandelten bereits STICKEL (1922 und 1927) und ZENSES (1980) die geomorphologische Entwicklung des Erftgebietes. STICKEL erkannte eine alttertiäre Fläche R 2 im SW des Untersuchungsgebietes und eine tiefergelegene, oberoligozäne Fläche R 1 im zentralen und östlichen Abschnitt des hier betrachteten Raumes. Die nördlichen Geländeabschnitte ordnete er der jungmiozänen Trogfläche T 2 zu. STICKEL berichtet ebenfalls von jungtertiären und pleistozänen Terrassen im Erfttal. ZENSES (1980) rechnet die Hochflächen an der oberen Erft zu den Altflächen F II (480 - 520 m). Darüberhinaus kartiert sie 'Breitmulden in der Altfläche' sowie pleistozäne Terrassen. Von den Reliefverhältnissen am benachbarten Vey-Bach und an der Urft berichteten jüngst ZEESE (1982) und JUNGE & TILLMANN (1982). Über das Relief am nördlichen Eifelrand arbeiteten MUSA (1974) und STRUNK (1977, 1981, 1982, 1983). Die kritische Durchsicht der Literatur offenbarte Unklarheiten und differierende Ansichten über Abgrenzung, Gliederung, Datierung und Weiterbildung der Rumpfflächen; die Unterscheidung zwischen tertiärer und pleistozäner Taleintiefung war im Untersuchungsgebiet bisher ungeklärt.

#### 2. Geologie

Das Untersuchungsgebiet wird von unter- und mitteldevonischen Gesteinen aufgebaut. Es bildet einen Ausschnitt des variszisch geprägten Rheinischen Schiefergebirges. Im Südwesten des Arbeitsgebietes zählen die vorwiegend aus Karbonatgesteinen aufgebaute Frohn-gauer Nebenmulde und das Buirer Muldenstück zur übergeordneten Blankenheimer Mitteldevon-Mulde (vgl. Abb. 1 und siehe KÜLSCHBACH 1981). Die Wellenlänge der Sättel und Mulden im Bereich des Unterdevons schwankt unregelmäßig zwischen einigen hundert Metern und eini-

gen Kilometern (MALMSHEIMER 1962). Die Klerfer Schichten (Ems-Stufe) zeigen eine Wechsel-  
folge von Tonschiefern, Sandsteinen und quarzitischen Sandsteinen; die eisenreichen  
Kalke und leuchtend roten Kalksandsteine der Heisdorfer Schichten leiten über zu den  
Kalken, Mergeln, sandigen Mergeln und Sandsteinen des Mitteldevons (Eifel- und Givet-  
Stufe). Während sedimentäres Tertiär nur außerhalb des Untersuchungsraumes im Antweiler  
Graben nördlich von Bad Münstereifel vorkommt, ist das Tertiär an der oberen Erft durch  
einige Basaltkuppen und Verwitterungsbildungen (s.u.) vertreten. Die Störungen, meist  
Querstörungen, stehen im Zusammenhang mit der variszischen Gebirgsbildung. Jüngere Störun-  
gen, etwa aus dem Tertiär oder Pleistozän sind nicht nachgewiesen (vgl. MALMSHEIMER  
1962).

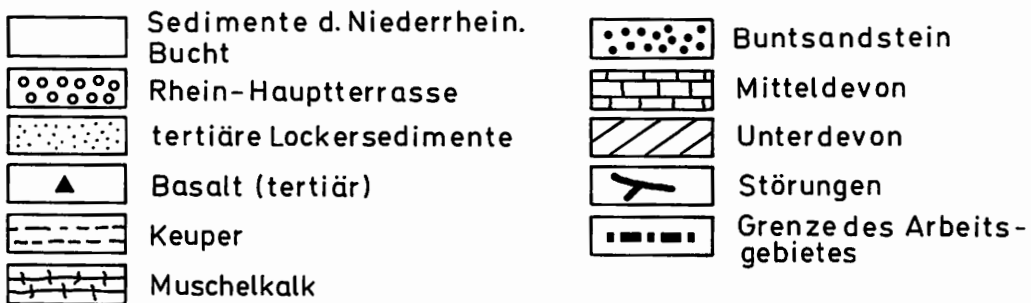
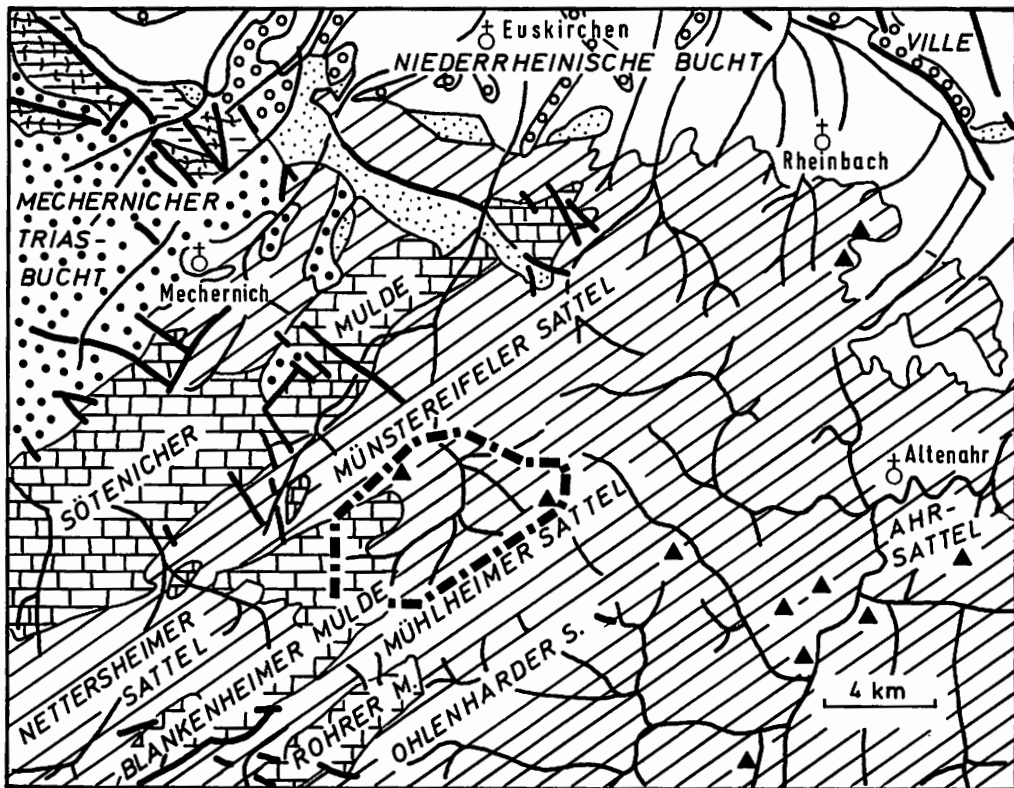


Abb. 1: Regionalgeologische Einordnung des Untersuchungsgebietes (nach AHRENS & Wo. SCHMIDT (o.J.) und STRUVE 1961, verändert)



### 3. Morphographie

#### 3.1 Höhenlage der Verebnungen

Verebnungen mit weniger als  $4^{\circ}$  Hangneigung treten oberhalb von 520 m westlich von Buir und nördlich vom Michelsberg, untergeordnet auch südlich von Walderath, auf. Größte Verbreitung besitzen Höhen zwischen 500 und 520 m westlich von Holzmülheim, nördlich von Buir, südlich von Walderath, 'Am Haberichs Maar' und am 'Graupütz', im Schönauer und Mahlberger Wald sowie nordwestlich des Michelsberges. Tiefergelegene Flächen in 480-500 m und 460-480 m schließen sich nördlich von Holzmülheim am Jonaskreuz und um den Holler Berg an, ebenso am Langscheider Berg, 'Auf Vollmert' und südlich des Kopnück. Daneben heben sich einige kleinflächige Verbreitungsgebiete ab. Zudem lassen sich Verebnungen mit nur sehr kleinem Grundriß in allen Höhenlagen bis auf 340 m herab erkennen. Am Extremfall des Langscheider Bergs ist eine allmähliche Abdachung von 520 bis auf 450 m auf einer Strecke von 1300 m zu beobachten. Hypsometrisch scharf definierte und über große Distanzen unabhängig vom Entwässerungsnetz miteinander in Verbindung stehende Flächen existieren nicht.

#### 3.2 Morphographische Detailanalyse

- a) Am Langscheider Berg, 'Auf Vollmert' und am Kopnück ist deutlich zu beobachten, daß
- die Hochflächen über 470 m aus dem Wasserscheidenbereich ohne Gefällsknicke nach Norden herüberziehen,
  - die Hochflächen in schwach zur Tiefenlinie geneigte Flächen übergehen, die eine dem heutigen Vorfluter gleichsinnige Längsneigung aufweisen. Dies ist vor allem eine Erscheinung der E- und W-Seiten über 470 m. Hieran ist die beginnende Zerschneidung der Hochflächen durch ein Netz auf Schönau eingestellter Abflußbahnen zu erkennen.
  - W- und E-Seiten der Höhenrücken zeigen darüber hinaus eine weitere unterschiedliche Ausprägung. An den E-Seiten liegt der Gefällsknick des bis zur Tiefenlinie herabreichenden Steilhangs jeweils deutlich höher als auf den W-Seiten. Das Auftreten eines solchen Unterhangs auf beiden Talseiten deutet auf eine rasche Tieferschaltung des Abflußsystems durch gesteigerte Tiefenerosion hin. Die Differenz der Höhenlage der Gefällsknicke ist Ausdruck einer Talasymmetrie in Mittelhanglage. In Grundzügen sind die genannten Verhältnisse auf die Gebiete zwischen 'Auf der Eifel', Sülches-Bach und Walderath übertragbar.
- b) Das Erfttal südwestlich von Schönau weicht von diesem Schema ab. Beiderseits der Tiefenlinie schalten sich schon sehr bald dem Längsgefälle entsprechend orientierte Talleisten ein, die an Terrassen erinnern. Oberhalb von 440 m sind auf der N-Seite Verebnungen häufig, unterhalb von 400-440 m sind auf der S-Seite eine Reihe von Hangverflachungen zu beobachten. In dieser Höhenlage ist eine umgekehrte Talasymmetrie zu der unter a) genannten festzustellen. Die letzte kräftige Tieferschaltung der Erft ist bei Schönau unterhalb von 375-385 m anzusetzen, erkennbar an der Höhenlage der Steilhangoberkanten.
- c) Beiderseits des Krumes-Baches sind oberhalb des steilen Unterhangs Hangverflachungen in Höhenlagen zwischen 425 und 450 m zu beobachten, ohne daß bei dem SE-NW gerichteten Talverlauf eine Asymmetrie erkennbar ist. Kerbtalförmig greifen seine Nebenbäche bis in die Wasserscheidenregion und die Hochflächen bei Mahlberg zurück. Diese Hochflächen dachen ohne ausgeprägte Stufung bis auf 440-450 m an den Steilhang ab.
- d) Das Gelände zwischen dem Bodenbach und Mahlberg ist durch steilhängige Täler in mehrere Höhenrücken gegliedert. Verebnungen und Hänge bis maximal  $4-7^{\circ}$  ziehen sich von Osten nach Westen ohne Gefällsknicke bis 470 m herab. Ihnen vorgelagert finden sich Hänge mittlerer Neigung ( $4-11^{\circ}$ ) und Kuppen bis in 430-440 m. Die Steilhänge setzen geringfügig unterhalb dieses Niveaus ein und sind, als sichtbares Zeichen der Zerschneidung, bis in die Hochflächen nördlich des Michelsberges zu verfolgen. Bei den E-W gerichteten Oberläufen des Wald-Baches sowie des Bodenbaches ist keine Asymmetrie zu beobachten. Lediglich der Ohrts-Berg fällt durch seine flache W-Abdachung bis zur Steilhangkante in ca. 400 m auf. Hier liegt im N-S verlaufenden Talabschnitt die Talasymmetrie in Mittelhanglage vor. Den nördlichen Zufluß des Waldbaches begleiten in Richtung des Längsgefälles geneigte Talleisten.

e) Lückenbach und Lingscheider Bach zergliedern einen ausgedehnten, mäßig geneigten (4-7°) Reliefkomplex in einzelne Höhenrücken (westlich von Bergrath, Weissenstein und westlich vom Kranberg). Auffallend erscheinen Verebnungen oberhalb von 445 m auf dem Lückenberg und eine Kuppe gleicher Höhe nördlich des Lückenberges. Etwa ab dieser Höhe dacht das Gelände mit überwiegend 4-7° Neigung bis gegen 370 m nördlich von Schönau und bis auf 390 m südlich von 'Lingscheiderhof' ab, ehe der Steilhang zur Erfttalsohle beginnt. Mehrmals sind in die Abdachung Verebnungen eingeschaltet. Vor allem das Gebiet östlich des Hardt-Berges erweckt den Eindruck, als habe die Erft allmählich ihren Talquerschnitt in östlicher Richtung eingeengt. Unter Einschluß des Ohrts-Berges in die Beobachtungen ist eine Talasymmetrie in Mittelhanglage festzustellen. Etwa im Zuge der weiteren Taleintiefung muß die Zerschneidung der sich östlich an den Hardt-Berg anschließenden Région stattgefunden haben.

f) Südwestlich der Linie Eicherscheid - 'Lingscheiderhof' werden schwach bis mäßig geneigte, nach E bzw. NE abdachende Flächen durch Kerbtälchen aufgelöst. Nordöstlich dieser Linie fallen die deutlich von dem höheren Gelände abgesetzten Sporne des Roth-Berges und im Hohner Wald in ca. 400 m auf. Ausgedehnte flache Unterhänge säumen hier die Erfttaue, ein, verglichen mit den flußaufwärts gelegenen Talabschnitten, ungewöhnliches Bild.

#### 4. Oberflächennaher Untergrund

##### 4.1 Verwitterungsbildungen

Im Bereich des Unterdevons kommen tonige Lehme, lehmige oder sandige Tone, ungeachtet unterschiedlicher Mächtigkeiten, in verschiedenen Ausprägungen vor:

a) tonig-lehmiger Zersatz mit grauer Grundfarbe (hell-dunkelgrau, gelbgrau, braungrau, teilweise schlierig), teilweise mit Gesteinsstückchen, wird in Verbindung mit einer alten Verwitterung gesehen. Die Körnungssummenkurve dieses Materials (Abb. 2) zeigt mit über 30 % einen relativ hohen Tongehalt. Auffallend ist die hohe Affinität der Probe 197 b zum Korngrößenspektrum eines Graulehms bei Gelsdorf südlich von Meckenheim (unveröff. Angabe einer Exkursion des Institutes für Bodenkunde der Universität Bonn, 1981). Berücksichtigt man ferner die Reliefposition, den Habitus und die niedrigen pH-Werte (4,2 (H<sub>2</sub>O) und 3,6 (0,1 n KCl)), so ist dieses Substrat genetisch als ein Graulehm anzusprechen.

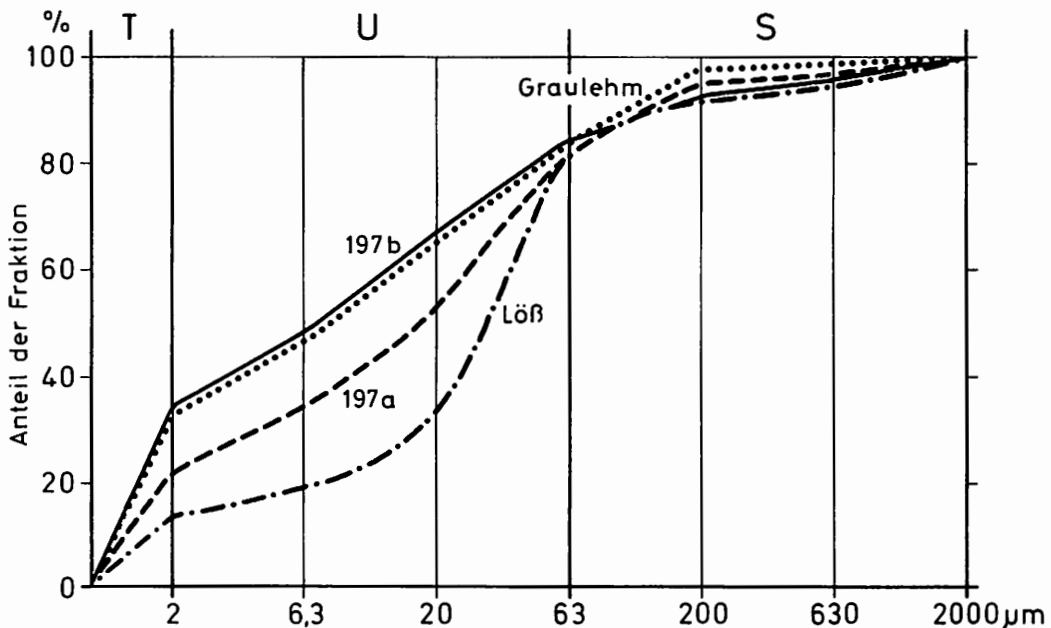


Abb. 2: Körnungssummenkurven (197: Am Haberichs Maar (R 2554,8/H 5594,4) 508 m NN, Rand flächenhafter Verebnung, 2° Hangneigung, E-Exposition, Pseudogley, Fichtenforst: Entnahmehorizonte und -tiefen: 197a: A<sub>h</sub> o - 20 cm, Bodenart uL; 197b: S<sub>d</sub> 60+, Bodenart tL; weitere Erläuterungen im Text)

Der hohe Grobschluff-Anteil des Oberbodens (197 a) spiegelt eine Lösslehmbeimengung wider. Der beträchtliche Tongehalt (22 %) ist auf Durchmischung mit dem Unterboden zurückzuführen (vgl. in diesem Sinne auch STRUNK 1981, S. 33).

b) tonig-lehmiger Zersatz oder lehmiger Ton bis Ton mit dunkel-rötlich-brauner Grundfarbe, teils mit einem Stich ins Violette. Typisch sind diese Bildungen für die stratigraphisch tiefen Abschnitte der Klerfer Schichten und für die Heisdorfer Schichten.

Große Bedeutung für die Morphogenese des Untersuchungsgebietes besitzt die Frage nach dem aus der Verwitterungsart und -intensität ableitbaren Alter der Bodenbildung. Unter diesem Gesichtspunkt steht der spärliche Tonschiefer-Anteil der Klerfer Schichten des Arbeitsgebietes in auffallendem Gegensatz zur Verbreitung der tonigen Lehme (vgl. Abb. 4). Gelegentlich treten auch sandige Tone auf, so südöstlich 'Auf Vollmert', westlich des Michelsberges oder östlich des Schönauer Waldes (Waldbachtal). Ihren hohen Sandgehalt führe ich auf die gröbere Körnung des Anstehenden zurück, die sich auch in normalen Verwitterungsprofilen der näheren Umgebung zeigt.

Bei allen bisher erwähnten Bildungen fehlen Anhaltspunkte für die Annahme eines, wie auch immer zeitlich einzuordnenden, Wandels der Verwitterungsbedingungen. Dies ist umso erstaunlicher, als die rötlichbraunen und grauen tonigen Lehme sowohl großflächig auf den Hochflächen als auch auf den erftnahen Verebnungen anzutreffen sind. Ihre Verbreitung ist nicht auf Verebnungen beschränkt, sie sind auch auf Hängen mittlerer Neigung ( $4-7^{\circ}$ ) bislang vor dem Abtrag bewahrt worden.

Böden und Schuttdecken im Bereich der mitteldevonischen Sandsteine ähneln denen der unterdevonischen Grauwackensandsteine. Hellbraune, kalkfreie tonige Lehme scheinen ebenso an bestimmte stratigraphische Horizonte gebunden zu sein wie graugrüne oder gelbgraue Schluffe und Tone. Rötliche tonige Lehme und Tone in flächiger Verbreitung in wellig-muldigen Lagen der Hochflächen, teils gelblich-rot, teils rot, lassen an rote Plastosole denken. Rötliche schluffige Lehme (Probe 45 in Abb. 3), deren Körnung auf Lösslehmbeimengung hindeutet, decken die schwereren Bodenarten ab. Neben normalen Rendzinen treten auch rote Rendzinen (westlich des Jonaskreuzes) auf.

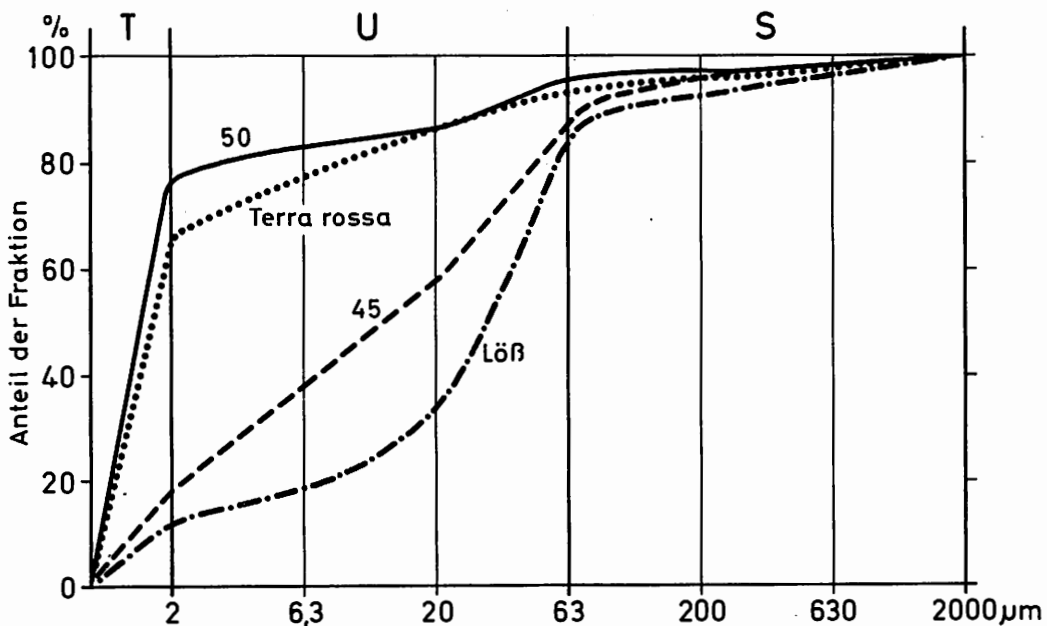


Abb. 3: Körnungssummenkurven (45: Oberboden nördlich des Kranbergs; 50: Holler Berg, kleiner Kalksteinbruch (R 2552,7/H 5597,6) 500 m NN, rotes Bodenmaterial in Kalkspalten; weitere Erläuterungen im Text)

In den Kalkgebieten kann nicht problemlos von den Bodenresten auf die Bildungszeit der Reliefgestalt geschlossen werden. Zwar werden vielfach rote Böden aus Kalklösungsrückstand klimatisch und zeitlich interpretiert (z.B. MÜCKENHAUSEN et. al. 1975, DAHM-AHRENS 1978); nach BRONGER (1976) und MEYER (1979) sind jedoch solche Beweisführungen aus bodenchemischen Gründen höchst problematisch (mögliche Entkalkungsrötung). In Schlotten am Holler Berg (Kuppenlage, 500 m) und in Kalkspalten bei Holzmülheim sind rote Tone erhalten, die bei Austrocknung ein ausgeprägt polyedrisches Gefüge besitzen und in feuchtem Zustand stark schmieren. Ihre Bildung setzt bei den geringen Mengen an Verwitterungsrückstand im Kalk eine ehemals mächtigere Gesteinsüberdeckung voraus. Die Korngrößenverteilung der Probe 50 (Abb. 3) mit sehr hohem Tongehalt ähnelt der Terra rossa bei MÜCKENHAUSEN et. al. (1975). Eine deutliche Lößlehmbeimengung, mögliches Indiz für die Einschwemmung pleistozänen Materials, ist nicht zu erkennen. Auch aus diesem Grund dürfte es sich um älteres Bodenmaterial handeln. Angrenzende Flächen im Bereich unterdevonischer Gesteine tragen Graulehmrelikte, die nach vorherrschender Meinung ins Tertiär gestellt werden; die Verebnungen greifen gleichermaßen über Kalke wie Nichtkalke hinweg. Daher ist ein hohes, bis ins Tertiär reichendes Alter der Böden und eine alte Anlage der Flächen zwischen Holzmülheim und Weißenstein belegt.

Die grauen und roten, alten Verwitterungsrelikte werden meist von schluffigem Lehm bis lehmigem Schluff wechselnden Steingehalts überlagert. Diese hangenden Solifluktsdecken setzen sich aus pleistozän aufbereitetem Material mit wechselnder Lößlehmbeimengung zusammen. Durchweg beträgt die Mächtigkeit der Schuttdecken weniger als ein Meter.

#### 4.2 Süßwasserquarzite

Am Unterhang zum nördlichen Zufluß des Lückenbachs (430 m; R 2553,7/H 5597,9), am Weißenstein (472 m; R 2553,1/H 5598,3), westlich von 'Witscheiderhof' (435 m; R 2552,6/H 5598,8) und im Gymnasialwald (370 m; R 2553,0/H 5599,3) konnten Süßwasserquarzite gefunden werden. Allen gemeinsam ist ein kieseliges Bindemittel und die Beteiligung von weißen, kantigen, eckigen sowie gut gerundeten, bis nußgroßen Quarzen, die wie fluviale Kiese aussehen. Eine Schichtung ist nicht zu erkennen, wohl lagenweise gehäuftes Auftreten der Quarze. Die orientierungslos umherliegenden Blöcke grauer Grundfarbe erreichen Längsdurchmesser von bis zu 3 m. Charakteristisch sind abgerundete Formen. Die 8 Einzelblöcke im Lückenbach-Nebentälchen und die über 30 Blöcke im Gymnasialwald sind verlagert; wegen ihres vermutlich hohen Alters ist ihr Herkunftsgebiet in der Nähe der ca. 8 Blöcke auf der Hochfläche am Weißenstein zu suchen.

Außerhalb des Untersuchungsgebietes findet man Verkieselungen häufig im Hangenden der nach QUITZOW (1978) obereozänen bis unteroligozänen Vallendar-Schotter, so etwa an der mittleren Mosel und am Mittelrhein. Die Verbreitung der Quarzitfindlinge erlaubt, auch dort die ehemalige Verbreitung der Kies- und Sandschichten anzunehmen, wo die liegenden Lockermaterialien erodiert sind (vgl. RAUFF 1980). STRUNK (1983) weist ebenfalls auf kiesige Quarzsande abdeckende Süßwasserquarzite bei Billig südlich von Euskirchen hin. Ein weiteres Vorkommen am Südrand des Antweiler Grabens stellt PFLUG (1959) ins Oberoligozän. KURTZ (1938), dem aus meinem Gebiet offenbar nur die Quarzite am Weißenstein bekannt waren, bringt diese in Verbindung mit dem von ihm geforderten oligozänen Südnordstrom quer durch die Eifel (KURTZ 1932 und 1938). Dieser soll sich auf STICKELS R 1-Fläche bewegt haben. Eine solche Forderung erscheint mir fragwürdig, wenn KURTZ (1938, S. 142) Braunkohlenquarzite als Beweis heranzieht, die ihrer Höhenlage nach, auf STICKELS R 2 liegen. Nach STICKELS Theorie der Rumpfflächenbildung (STICKEL 1927) mußte diese eozäne Fläche jedoch während der R 1-Bildung gehoben worden sein. Auf den Höhegebieten der R 2 wäre im Oligozän ein Südnordstrom daher schwer vorstellbar. Die sedimentpetrographischen Untersuchungen SCHNÜTGENS (1980) an alttertiären Schottern des Vallendar-Typs haben ergeben, daß bereits ab dem Grenzbereich Eozän/Oligozän die Hohe Eifel als Wasserscheide ausgebildet war. SCHNÜTGEN verwirft darum die Vorstellung eines Flußlaufes im Sinne von KURTZ. Dieses Ergebnis läßt meines Erachtens allerdings Platz für die Annahme eines,

vielleicht nur lokal bedeutsamen, ins Oligozän-Meer der Niederrheinischen Bucht entwässernden Abflußsystems. Eine Verknüpfung der Süßwasserquarzite des Untersuchungsgebietes mit denen am Nordrand der Eifel ergibt sich zwanglos. Für die Süßwasserquarzite des Untersuchungsgebietes nehme ich aus Analogiegründen ein oligozänes Alter an. Dies steht in Einklang mit den in der Literatur genannten Ansichten (KLÜPFEL 1928, KURTZ 1938, AHRENS et. al. 1960, BAKKER & LEVELT 1964, SCHWARZBACH 1968, ALBERS 1981) und widerspricht nicht den Ergebnissen SCHNÜTGENS.

#### 4.3 Fluviale Ablagerungen

In einer Baugrube in Eicherscheid (R 2554,5/H 5600,0) waren, bis in eine Tiefe von 2,70 m, Niederterrassenschotter der Erft aufgeschlossen. Der sedimentologische Befund schlecht ausgeprägter Schichtung, schlechter Sortierung, geringen Zurundungsgrades der Gerölle im Zusammenhang mit der ausschließlichen Beteiligung lokaler Materialkomponenten spiegelt die Lage des Aufschlusses am Oberlauf eines Flusses nach lediglich 6 km Fließstrecke wider.

Ältere Terrassenablagerungen stehen südlich von Eicherscheid (R 2555,0 /H' 5596,6) ca. 3-4 m oberhalb der rezenten Erftaue an. Ihre Mächtigkeit ist unbekannt. Dem Habitus nach ähneln die in Gärten angetroffenen und Ackerflächen aufliegenden Gerölle denjenigen aus der Baugrube in Eicherscheid. Weitere Schotterkörper oder Lesesteingerölle auf höheren flußbegleitenden Niveaus konnten nicht gefunden werden.

Mächtige Auelehme und Hangfußkolluvien sowie kolluvial gefüllte Rinnen weisen darauf hin, daß im Untersuchungsgebiet kräftiger holozäner Bodenabtrag stattgefunden hat. Dies konnte durch Beobachtungen zum Kleinformenschatz (Hohlwege, Ackerterrassen) untermauert werden.

### 5. Reliefentwicklung an der oberen Erft

#### 5.1 Strukturbetonte Züge

Die Fließrichtung der Gewässer orientiert sich teilweise am variszischen Streichen (SW-NE). Dies gilt für den Lückenbach, den Bodenbach und einige seitliche Zuflüsse von Krumes-Bach und Waldbach sowie für die Erft oberhalb von Schönau; unterhalb von Schönau ist der Engtalabschnitt der Erft senkrecht zum Schichtstreichen angelegt. Neben diesen, den geologischen Bauplan nachzeichnenden Merkmalen, kommt die unterschiedliche Widerständigkeit der Gesteine in den Oberflächenformen zum Ausdruck. Östlich und nordöstlich von Buir sind die beiden Zuflüsse des Ohbaches in die weichen Sandsteine der oberen Nohner Schichten muldenförmig eingesenkt, während der nordwestliche Zufluß im Kalkgebiet einen Engtalabschnitt aufweist. Kalke unterschiedlicher stratigraphischer Stellung sind die Ursache für strukturbetonte Kuppen und Rücken, die in Verbindung mit Trockentälchen Elemente des typischen Karstformenschatzes darstellen. An widerständige, oft steil einfallende unterdevonische Sedimentgesteine angelehnte kleinere Kuppen sitzen einigen Höhenrücken auf (südlich des Lückenbaches, am Langscheider Berg und im Schönauer Wald). Längliche Rücken im Schichtstreichen sind südwestlich von Langscheid und 'Auf Vollmert' ausgebildet. Die rasch wechselnde unterschiedliche Wertigkeit der Gesteine zeigt sich vielfach in strukturbetonter Hanggliederung. Wegen der intensiven Verfaltung der Gesteinspakete und der damit verbundenen, überwiegend steilen, Schichtlagerung muß davon ausgegangen werden, daß es sich bei den Verebnungen um Skulpturformen handelt.



## 5.2. Reliefgenerationen

### 5.2.1 Rumpfregion

Oberhalb von 470 m besitzen bis 4° geneigte oder ebene Flächen sowie alte Verwitterungsrelikte, Zersatzzonen und Gesteinsbleichungen großflächige Verbreitung (vgl. Abb. 4). Teilweise sind Flachrelief und Verwitterungsrelikte deckungsgleich oder grenzen in gleicher Höhenlage aneinander. Diesen Gebieten sind viele Kuppen um 470 m vorgelagert. Einige Reliefpositionen zeigen als Begrenzung der Flachreliefs Steilstufen unterhalb von 470 m. Bezeichnenderweise treten diese nur in einer gewissen Entfernung von Wasserscheidenbereich auf. Ihre Entstehung führe ich auf die Ausbildung schwach geneigter Abflußbahnen in nördlicher Richtung zurück. Die Relieftteile oberhalb von 470 m fasse ich daher zu einer einheitlichen Rumpfregion zusammen, ohne sie in einzelne Niveaus zu differenzieren, weil, wie oben dargelegt, die Flächen stufenlos ineinander übergehen. Wegen der geringen Größe des Gebietes kann keine Obergrenze angegeben werden, während die Untergrenze bei 470 m relativ scharf erscheint. In Übereinstimmung mit STRUNK (1981, S. 31) folgt aus der großflächigen Verbreitung der plastosolartigen Verwitterungsrelikte, daß das Relief kaltzeitlich nur gering überprägt worden ist, ungeachtet der möglichen Beteiligung des tiefgründig verwitterten Materials am Solifluktuationsdeckenaufbau.

Zur Datierung der Rumpfregion können die Graulehme, die Süßwasserquarzite und die Basaltvorkommen herangezogen werden. MÜCKENHAUSEN (1953, 1958) nimmt als Bildungszeit für die kaolinischen kieselsäurearmen Böden Perioden vom Dogger bis zum Tertiär an. Die Basalte des Michelsberges und bei 'Witscheiderhof' sind in devonische Gesteine eingedrungen (vgl. MALMSHEIMER 1962). Aus Analogiegründen darf wie bei den Basalten des angrenzenden Meßtischblattes Altenahr (5407) mit oligozänen Altern der Vulkanite gerechnet werden (K-Ar-Datierungen durch LIPPOLT & FUHRMANN 1980). Wenn man berücksichtigt, daß der Michelsberg die Rumpfregion um mehrere Dekameter als Kuppe überragt, dann ist die postoligozäne Rumpfflächenweiterbildung und -erniedrigung offensichtlich (vgl. in diesem Sinne auch QUITZOW 1978, S. 37). Zusammen mit dem oligozänen Alter der in den Süßwasserquarziten eingeschlossenen fluvialen Ablagerungen und der Annahme einer Wasserscheide im Bereich der Hohen Eifel folgt als Mindestalter für die Anlage der Rumpfregion das Oligozän.

### 5.2.2 Talentwicklung

Zwischen Holzmühlheim und Schönau sind in 460-445 m Verflachungen mit zur heutigen Erft gleichsinnigem Gefälle erhalten. Eine Reihe von Kuppen längs der Erft und ihrer Zuflüsse in 445-433 m repräsentieren das Niveau dieses ersten Gewässernetzes (vgl. Abb. 4 und 5). Von der Wasserscheidenregion heben sich die Abflußbahnen morphographisch nicht ab, sondern gehen stufenlos in Ursprungsmulden auf die Flachreliefs über. Der Beginn dieser Flußeintiefung hängt vermutlich mit der Anlage der Niederrheinischen Bucht während der savischen Gebirgsbildungsphase im Oligo-/Miozän zusammen.

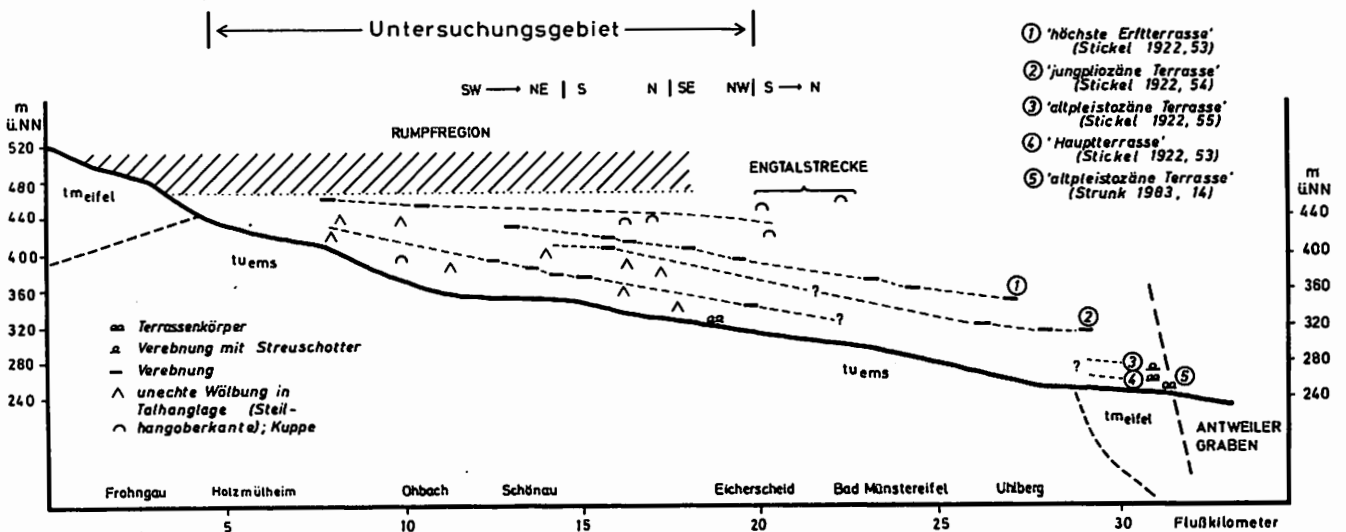


Abb. 5: Längsprofil der Erftterrassen (12,5-fach überhöht)

Die zweite Phase der Tiefenerosion ist zwischen Holzmülheim und Schönau sowie in ähnlicher Weise am Bülges-Bach, Krumes-Bach und Waldbach durch Steilhangoberkanten (440-450 m) dokumentiert. Gleichzeitig bilden diese Oberkanten die Obergrenze der Talasymmetrie am Dreis-Bach, Bülges-Bach und Waldbach. Terrassenverebnungen in 430-395 m belegen das vorläufige Ende der Tiefenerosion. Eine ca. 1 km breite Talung war zwischen Schönau und Eicherscheid angelegt, der Ohrtsberg wurde östlich und westlich umflossen.

Eine geringere Tiefenerosion von etwa 15 m mit anschließender Anlage von schwach ausgeprägten Verebnungen in 405-390 m folgte.

Erneute Tiefenerosion und Laufverkürzung sowie Terrassenbildung westlich des Ohrtsbergs zeigt sich an Hangverflachungen und Steilhangoberkanten zwischen Langscheid bzw. Holzmülheim und Eicherscheid (425-340 m).

Weitere Tiefenerosion um 30-40 m ist durch den Abstand zur heutigen Flußaua belegt. Der Rest einer zwischengeschalteten Akkumulationsphase ist beiderseits der Erft als Schotter in 3-4 m über der heutigen Aue erhalten. Wegen der Schottervorkommen bei Eicherscheid ist die Zuordnung der letzten kräftigen Erosionsphase zur jungpleistozänen Reliefgeneration unproblematisch.

Eine Reihe von Indizien spricht für ein überwiegend hohes Alter der flußbegleitenden Niveaus. Obwohl der Übergang vom Tertiär zum Pleistozän sicherlich in der Reliefformung nur als fließender Übergang dokumentiert ist, setze ich die Grenze zwischen tertiärer und pleistozäner Reliefgeneration nach Ausbildung der Verebnungen in 405-390 m an. Oberhalb dieses Niveaus tragen die meisten fluß- und bachbegleitenden Verflachungen noch Spuren der tonigen, graulehmartigen Verwitterung. Diese Flächen tragen in keinem Falle Schotterstreu. Gegen die Annahme hoher Alter scheint zunächst die beobachtete Talasymmetrie zu sprechen, da solche Asymmetrien oft Hinweise auf pleistozäne Talentwicklung sind (KAISER 1958, KARRASCH 1970, SEMMEL & STÄBLEIN 1971, vgl. auch die Abbildungen in BIBUS & SEMMEL 1977). Wenigstens am Dreis-Bach erscheint die Asymmetrie strukturgestützt, da sich der schwächer geneigte SE-exponierte Hang an gleichsinnig einfallende Unterdevonschichten anlehnt; Asymmetrien anderer Reliefkomplexe können auch nachträglich durch pleistozän-fluviale Unterschneidung entstanden sein.

Die pleistozän-kaltzeitliche Taleintiefung beginnt mit der vierten im Arbeitsgebiet festgestellten Erosionsphase. Der Talquerschnitt verengt sich zunehmend, erneute Erosion ist durch steile Unterhänge dokumentiert, die vielleicht im Zusammenhang mit dem auch in der Nordeifel bestätigten Einsetzen der "rigiden Kaltzeiten" im Mittelpleistozän (STRUNK 1981, S. 35) zu sehen sind. Einige Verebnungen des niedrigsten Niveaus könnten mit den hauptterrassenzeitlichen Niveaus parallelisiert werden. Eine letzte Entscheidung hierüber kann aber erst getroffen werden, wenn die Lücke in der geomorphologischen und quartärgeologischen Erforschung zwischen dem Eifelrand und Eicherscheid geschlossen sein wird.

Die aus den Geländebefunden abgeleitete Schlußfolgerung, daß die Flußeintiefung und Talbildung im wesentlichen bereits relativ frühzeitig abgeschlossen war, wird auch durch die Beobachtungen anderer Autoren am Eifelrand gestützt. Die tiefgründig verwitterte Nordabdachung der Eifel taucht flexurartig unter das Tertiär der Niederrheinischen Bucht ab (AHORNER 1962, QUITZOW 1978, ZENSES 1980, STRUNK 1982). Ab dem Unteroligozän, vor allem dem Oberoligozän und dem Mittelmiozän, ist mit verstärkter Hebung und Bruchschollenbewegung des Gebirges zu rechnen. Im Oberoligozän, zur Zeit der am weitesten südlich ausgreifenden Transgression des Tertiärmeeres, lag die Erosionsbasis am Eifelrand bei 220-240 m (STRUNK 1983). Aus Altersstellung, Höhenlage und Überprägung der oberpliozänen Fußflächen am Eifelnordrand schließt STRUNK (1983) auf eine jungpliozäne Erosionsbasis bei 210 m. Die Beziehungen der Fußflächen, der Schüttungen der Eifel Flüsse und der Rheinhauptterrassen (vgl. MUSA 1974) zueinander zwingen STRUNK zu der Feststellung, daß die Tieferlegung der Talsohle der Erft bei Iversheim zwischen dem Altpleistozän und heute nicht mehr als 15 m betragen hat. Die tiefe Erosionsbasis der Erft belegt eine schon frühzeitig starke Reliefrierung am Eifelnordrand. Eine Reihe an diese Erkenntnisse anknüpfende Überlegungen führt



zu dem Ergebnis, daß spätestens im Altpleistozän die rückschreitende Erosion eine Anpassung an die Gefällsverhältnisse bis in das Untersuchungsgebiet bewirkt hat und damit die Talbildung im wesentlichen abgeschlossen war. Daß die Erosion in dieser Zeit überhaupt das Gebiet der oberen Erft schon erreicht hatte, belegen Basaltgerölle in altpleistozänen Lokalschottern am Eifelrand. Die einzigen, bisher bekannten Basaltvorkommen liegen im Untersuchungsgebiet, bei 'Witscheiderhof' und am Michelsberg. Da postpliozäne tektonische Absenkung der Erosionsbasis in größerem Umfang ausgeschlossen werden kann, wäre eine tektonische Ursache pleistozän starker Eintiefung nur durch weitere bedeutende Hebung des Gebirgshinterlandes erklärbar. Der zugehörige pleistozäne Ausraum müßte als korrelates Sediment am Gebirgsrand abgelagert worden sein. Ältestpleistozäne Ablagerungen sind jedoch mit 1-1,5 m (STRUNK 1983) für eine mehr als eine Million Jahre dauernde Zeitspanne sehr geringmächtig. Eine nach Ablagerung der altpleistozänen Schwemmfächer der Eifel Flüsse, d.h. durch altpleistozäne Hebung induzierte kräftige Erosion ist bisher weder durch größere mittelerrassenzeitliche Schüttungen noch durch geologische Befunde zu stützen. Auch aus diesen Gründen darf meines Erachtens der Schluß gezogen werden, daß, wie schon die eigenen Ergebnisse zeigen, die Talbildung an der oberen Erft im wesentlichen im Altpleistozän abgeschlossen war.

## 6. Diskussion der Ergebnisse

In der vorliegenden Arbeit ist für das Untersuchungsgebiet eine Gliederung in Reliefgenerationen vorgeschlagen, die eine spätestens im Oligozän angelegte und anschließend weitergebildete Rumpfreion sowie jungtertiäre und pleistozäne Terrassenniveaus voneinander trennt. Haupterkennnis ist, daß die Talbildung grobenteils im Altpleistozän abgeschlossen war. Dies steht im Gegensatz zum Rhein und seinen Nebenflüssen (vgl. BIBUS & SEMMEL 1977) und ist durch die hohe Erosionsbasis Erftscholle (Hauptterrasse des Rheins) maßgeblich bedingt (STRUNK 1983). ZEESE (1982, S. 190) vermutet neuerdings ebenfalls eine geringe pleistozäne Eintiefung der Urft. Das aus der vorliegenden Untersuchung abgeleitete Alter der Rumpfreion stimmt gut mit den von JUNGE & TILLMANN (1982) angegebenen Zeitvorstellungen für die Flächen an der oberen und mittleren Urft überein. Die dort vorgenommene Ausgliederung von vier durch Streckhänge oder Rumpfstufen getrennte Altflächen ließ sich jedoch offensichtlich nicht mühelos durchführen (JUNGE & TILLMANN 1982, S. 209). Auf derartige Probleme weist auch ZEESE (1982, S. 183) am Vey-Bach hin; genau wie an der oberen Erft bereitet die Parallelisierung der Niveaus zwischen 490 und 510 m (Reliefgeneration 3 bei ZEESE) erhebliche methodische Schwierigkeiten. Aus ähnlichen Gründen habe ich im eigenen Untersuchungsgebiet auf eine Untergliederung innerhalb der Rumpfreion verzichtet. Bereits HÜSER (1973) wies darauf hin, daß Flächensysteme mit geringen Vertikalabständen (vgl. RICHTER 1962) nur schwer mit den Modellvorstellungen rezenter Rumpfflächenbildung im Sinne BÜDELS (1957) zu vereinbaren seien. Aus der Vielzahl der sich bei großmaßstäbiger Kartierung ergebenden Zwischenniveaus eine neue Definition der Niveaus zu fordern und sie "als morphologische Korrelate einer tektonischen Ruhepause im Rahmen einer kontinuierlichen Hebung des Gebirges bzw. Absenkung des tertiären Meeresspiegels" unter Berücksichtigung des Durchfeuchtungsfaktors anzusprechen (JUNGE & TILLMANN 1982, S. 209), ist fragwürdig. Für eine derartige Konzeption der Niveaus, die zusätzlich gewisse aktualistische Modellvorstellungen voraussetzt (siehe BREMER 1978), sind im Gebiet der oberen Erft keine ausreichenden Belege zu finden. Überdies erscheint es mir widersinnig, bei einer kontinuierlichen tektonischen Bewegung von Korrelaten einer tektonischen Ruhepause zu sprechen.

Die Vorstellungen ZENSES' (1980) für das Gebiet der oberen Erft können nicht nachvollzogen werden. Ist die Untergrenze der Rumpfreion, die sich aus ihrem F II-Niveau (480-520 m) ergibt, weitgehend unumstritten, so bleiben Details problematisch. Auf dem Langscheider Berg erkennt ZENSES (1980, Karte 3) ein isoliertes Vorkommen der F II, jedoch werden hier nur Höhen bis 450 m erreicht. ZENSES vermerkt den Michelsberg als vulkanische Kuppe, ohne seine genetische Beziehung zu den Altflächen zu erörtern. Mögliche Schlußfolgerungen hinsichtlich der Weiterbildung der Altflächen werden von ihr ebensowenig diskutiert wie von STICKEL (1927). Dieser belegt den Michelsberg und den Knipp-Berg, nordöstlich meines Arbeitsgebietes, mit dem genetisch wenig aussagekräftigen Begriff der "insulären Schwellung" der R 1. Die Flächen bei Buir rechnet er zur R 2, die hier als Folge einer Verbiegung

des Gebirgsrandes ungewöhnlich tief herabreicht (STICKEL 1927, S. 61). Aus der vorliegenden Kartierung ergeben sich keinerlei Erkenntnisse, die eine Verbiegung belegen oder in Frage stellen. STICKELs Eindruck, die Flächen seien wenig scharf voneinander getrennt, kann vorbehaltlos bestätigt werden.

Die Beobachtung einer muldenförmigen Verflachung in devonischen Kalksteinen an der oberen Erft in 450-470m (ZENSES 1980, S. 42), an anderer Stelle als kleines intramontanes Becken bezeichnet, widerspricht eindeutig meiner morphographischen Kartierung (vgl. Abb. 4). Die fraglichen Flächen erscheinen bei ZENSES (Karte 3) als Breitmulden, offensichtlich unter Einschluß des westlich von Schönau nachweislich bis auf 400 m abfallenden Höhenrückens. An anderer Stelle (ZENSES 1980, S 97) führt sie aus, die Mulde werde von den unteren Flächenrändern der umgebenden Altfläche gebildet. ZENSES' Skizze zum Relief des jüngeren Tertiärs weist zusätzlich einen, etwa zwischen Schönau und Holzmühlheim in die Breitmulde eingeschachtelten, mio-pliozänen Breitboden aus. Bei weiterer Eintiefung können sich nach ZENSES sogenannte Breittäler bilden, die als breite Talungen aus Hängen und Verflachungen nach Beseitigung der Bodendecken gebildet werden. Flache Hänge erwähnt sie am Ausgang der muldenförmigen Verflachung der oberen Erft, "die den Fluß talabwärts begleiten" (ZENSES 1980, S. 97, vgl. Karte 3). Ein Breittal mit ausgebildeter Verflachung an der oberen Erft sieht sie jedoch nicht entwickelt. Insgesamt erscheinen ihre Ausführungen zur präpleistozänen Reliefgestalt an der oberen Erft widersprüchlich und weitgehend ohne nachvollziehbaren Bezug zum Gelände.

Die von STICKEL (1922) beschriebenen Terrassenflächen bei Eicherscheid in 390-410 m und deren Einzugsgebiete im Ohrts-, Hardt- und Kirch-Berg sowie bei Langscheid sind in der vorgestellten Rekonstruktion der Reliefentwicklung berücksichtigt (vgl. Abb. 4 und 5). Gleiches gilt für höhergelegene muldenförmige Erosionsformen bei Mahlberg und Holzmühlheim (STICKEL 1922, S. 53), wengleich die von ihm mitgeteilte Untergrenze von 360 m nicht zutreffen kann, da bei Mahlberg sämtliche schwach geneigten Geländeabschnitte oberhalb von 400 m liegen. ZENSES (1982) verzeichnet nicht näher beschriebene oder gegliederte pleistozäne Terrassen an der oberen Erft. KUCKELKORN & VORSTER (1926, S. 54) verfolgen eine undatierte Terrassenfläche die in der Gegend von Buir einen Höhenabstand von 60 m, bei Eicherscheid einen Höhenabstand von 100 m über der Erftaue aufweist.

Der Versuch, die Literaturangaben zu vergleichen, wird durch ungenaue Lagebeschreibungen erschwert, bieten sich doch im Gelände bei den angesprochenen Örtlichkeiten verschiedene Niveaus zur Rekonstruktion der Reliefentwicklung an. Es wird trotz dieser Schwierigkeiten deutlich, daß die Datierungen der zitierten Autoren unvereinbar nebeneinander stehen. Die pleistozänen Terrassen ZENSES' liegen deutlich höher als die pliozänen Terrassen STICKELs (1922)! Dessen Übersichtskarte aus dem Jahre 1927 läßt sogar Raum für eine erftaufwärts bis Schönau zu verfolgende jungmiozäne Trogfläche. Die genannten Datierungsvorstellungen scheinen mir ungenügend abgesichert zu sein. Demgegenüber bietet die in diesem Beitrag vorgestellte Gliederung eine kontrollierbare, räumlich fixierte und zeitlich differenzierte Sicht der Reliefentwicklung an der oberen Erft. Über das Untersuchungsgebiet hinaus wird deutlich, daß eine Umdatierung der höheren Erftterrassen am Eifelrand durch die neueren Ergebnisse notwendig ist. Zum gegenwärtigen Zeitpunkt muß daher auch der sichere Anschluß an die Terrassen des Untersuchungsgebietes ungewiß bleiben.

## Literatur

- AHORNER, L. (1962): Untersuchungen zur quartären Bruchtektonik der Niederrheinischen Bucht. Eiszeitalter und Gegenwart 13, S. 24-105
- AHRENS, W., STADTLER, G. & WERNER, H. (1960): Beitrag zur Genese der Westerwälder Tertiärquarzite. Z. d. Dt. Geol. Ges. S. 253-258
- ALBERS, H.J. (1981): Neue Daten zum Klima des nordwesteuropäischen Alttertiärs. Fortschr. Geol. Rhld. u. Westf. 29, S. 483-503
- BAKKER, J.P. & LEVELT, Th.W.M. (1964): An Inquiry into the Probability of Polyclimatic Development of Peneplains and Pediments (Etchplains) in Europe during the Senonian and Tertiary Period. Publ. Serv. Géol. du Luxembourg 14, S. 27-75
- BIBUS, E. & SEMMEL, A. (1977): Über die Auswirkungen quartärer Tektonik auf die altpleistozänen Mittelrhein-Terrassen. Catena 4, S. 385-408
- BREMER, H. (1978): Zur tertiären Reliefgenese der Eifel. Kölner Geogr. Arb. 36, S. 195-225
- BRONGER, A. (1976): Kalksteinverwitterungslehme als Klimazeugen? Z. f. Geomorphologie, Suppl. Bd. 24, S. 138-148
- BÜDEL, J. (1957): Die "Doppelte Einebnungsfläche" in den feuchten Tropen. Z. f. Geomorphologie NF 1, S. 201-228
- DAHM-AHRENS, H. (1978): Über Reste tertiärzeitlicher Bodenbildungen im Massenkalk des südlichen Sauerlandes. Fortschr. Geol. Rhld. u. Westf. 28, S. 103-110
- HÜSER, K. (1972): Geomorphologische Untersuchungen im westlichen Hintertaunus. Tübinger Geogr. Studien 50
- HÜSER, K. (1973): Die tertiärmorphologische Erforschung des Rheinischen Schiefergebirges. Ein kritischer Literaturbericht. Karlsruher Geogr. H. 5
- JUNGE, H. & TILLMANN, W. (1982): Morphologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Bereich der Söthenicher und Blankenheimer Mulde. Decheniana 135, 205-218
- KAISER, K. (1961): Gliederung und Formenschatz des Pliozäns und Quartärs am Mittel- und Niederrhein, sowie in den angrenzenden Niederlanden unter besonderer Berücksichtigung der Rheinterrassen. Festschrift 33. Dt. Geogr. Tag 1961, Wiesbaden, S. 236-278
- KARRASCH, H. (1970): Das Phänomen der klimabedingten Reliefasymmetrie in Mitteleuropa. Göttinger Geogr. Abh. 56
- KLÜPFEL, W. (1928): Der Westerwald. Eine Einführung in seine Geologie und Morphologie. Verh. Nat. Hist. Ver. Rheinl. u. Westf. S. 82-115
- KÜLSCHBACH, K.H. (1981): Zur Geologie des Nordost-Teiles der Blankenheimer Mitteldevon-Mulde, unveröff. Dipl. Arbeit am Geol. Inst. d. Univ. Bonn
- KUCKELKORN, L. & VORSTER, H. (1926): Das Gebiet der Blankenheimer, Rohrer und Dollendorfer Mulde in der Eifel. Geol. Rundschau 17a, Steinmann-Festschrift, S. 512-543
- KURTZ, E. (1932): Spuren einer oberoligozänen Mosel von Trier bis zur Kölner Bucht. Z. d. Dt. Geol. Ges. 83, S. 39-58
- KURTZ, E. (1938): Herkunft und Alter der Höhenkiese der Eifel. Z. d. Dt. Geol. Ges. 90, S. 133-144
- LESER, H. & STÄBLEIN, G. (1975): Geomorphologische Kartierung. Richtlinien zur Herstellung geomorphologischer Karten 1:25 000, Berlin
- LIPPOLT, H.J. & FUHRMANN, U. (1980): Vulkanismus der Nordeifel. Datierung von Gang- und Schlotbasalten. Aufschluß 31, S. 540-547
- MALMSHEIMER, K.W. (1962): Geologische Karte und Erläuterung zur Geologischen Kartierung auf Blatt Münstereifel-E (5406). Unveröff. Dipl. Arbeit am Geol. Inst. d. Univ. Bonn

- MEYER, B. (1979): Die Entcarbonatisierungs-Rötung als bodengenetischer Teilprozeß. Mitt. Dt. Bodenkundl. Ges. 29, S. 705-708
- MÜCKENHAUSEN, E. (1953): Fossile Böden in der nördlichen Eifel. Geol. Rundschau 41, S. 253-268
- MÜCKENHAUSEN, E. (1958): Bildungsbedingungen und Umlagerung der fossilen Böden der Eifel. Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf. 2, 495-502
- MÜCKENHAUSEN, E., BECKMANN, H., SCHRÖDER, D. und STEPHAN, S. (1975): Relikte von Paläoböden, Spalten- und Dolinen-Füllungen in carbonatischen Gesteinen in der nördlichen Eifel. Catena 2, S. 95-106
- MUSA, I. (1974): Rhein- und Eifelschüttungen im Süden der Niederrheinischen Bucht. Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln 23
- PFLUG, H.D. (1959): Die Deformationsbilder im Tertiär des rheinisch-saxonischen Feldes. Freiburger Forschungshefte C 71, Berlin
- QUITZOW, H.W. (1978): Der Abfall der Eifel zur Niederrheinischen Bucht im Gebiet der unteren Ähr. Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf. 28, S. 9-50
- RAUFF, H. (1980): Geol. Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25 000, Erl. zu Blatt 5308 Bonn-Bad Godesberg. Geol. Landesamt NW, Krefeld
- RICHTER, D. (1962): Die Hochflächentreppe der Nordeifel und ihre Beziehungen zum Tertiär und Quartär der Niederrheinischen Bucht. Geol. Rundschau 52, S. 376-404
- SCHNÜTGEN, A. (1980): Die Petrographie und Verbreitung der Tertiärschotter in der Südeifel und ihre Bedeutung für die tektonische Entwicklung und Morphogenese der Eifel. Protokoll über das 5. Kolloquium im Schwerpunktprogramm "Vertikalbewegungen und ihre Ursachen am Beispiel des Rheinischen Schildes" am 7./8.11.1980 in Neustadt/Weinstraße, interner Bericht der DFG 185, Bonn-Bad Godesberg
- SCHWARZBACH, M. (1968): Das Klima des rheinischen Tertiärs. Z.d. Dt. Geol. Ges. 118, S. 33-68
- SEMMELE, A. & STÄBLEIN, G. (1971): Zur Entwicklung quartärer Hohlformen in Franken. Eiszeitalter und Gegenwart 22, S. 23-34
- SONNE, V. (1982): Waren Teile des Rheinischen Schiefergebirges im Tertiär vom Meer überflutet? Mainzer geowiss. Mitt. 11 (im Druck)
- STICKEL, R. (1922): Der Abfall der Eifel zur Niederrheinischen Bucht. Beiträge zur Landeskunde der Rheinlande 3, Leipzig
- STICKEL, R. (1927): Zur Morphologie der Hochflächen des linksrheinischen Schiefergebirges und angrenzender Gebiete. Beiträge zur Landeskunde der Rheinlande 5, Leipzig
- STRUNK, H. (1977): Zur Fluß- und Talgeschichte der Erft im Raum Münstereifel. Staatsarbeit Univ. Bonn, unveröff.
- STRUNK, H. (1981): Zum Verhältnis von Solifluktion und Abspülung im Periglaziär des westlichen Rheinischen Schiefergebirges. Bochumer Geogr. Arb. 40, S. 31-40
- STRUNK, H. (1982): Zur pleistozänen Reliefentwicklung talferner Areale der Eifel-Nordabdachung, Arb. a.d. Geogr. Inst. d. Universität des Saarlandes 32
- STRUNK, H. (1983): Zur jungtertiären und altquartären Reliefentwicklung am Südrand der Niederrheinischen Bucht. Arb. z. Rheinischen Landeskunde, Bonn (im Druck)
- WERNER, R. (1977): Geomorphologische Kartierung 1:25 000, erläutert am Beispiel des Blattes 5816 Königstein im Taunus. Rhein-Mainische Forschungen 86
- ZEESE, R. (1982): Oberflächenformen und deren Entstehung im Einzugsbereich des Kartsteins, in: BRUNNACKER K. et. al.: Der Kartstein-Travertin in der nördlichen Westeifel. Decheniana 135, S. 179-204
- ZENSES, E. (1980): Reliefentwicklung in der nördlichen Eifel. Kölner Geogr. Arb. 38

Der Vorstoß des nordeuropäischen Inlandeises am Niederrhein (Raum Kleve - Kalkar - Goch)

mit 4 Abbildungen, davon einer als Beilage

Klaus Heine

**Zusammenfassung:** Westlich des saalezeitlichen Haupt-Stauchmoränenwalles werden bei Louisendorf (Unterer Niederrhein) über Sandern glaziotektonisch deformierte, geschuppte Sedimente angetroffen. Die Glaziotektonik wie auch Geschiebelehmorkommen belegen, daß eine Gletscherzunge aus nördlicher Richtung kommend über den Stauchwall auf den Sander vorgedrungen ist. Aufgrund der stratigraphischen Beziehungen der älteren und jüngeren Sandersedimente und glaziolimnischer Ablagerungen trat die Gletscherzunge nach der Stabilisierung des Haupt-Eisvorstoßes auf. Die glazialmorphologischen Beobachtungen weisen auf Vorgänge, die keine individuellen Eisvorstöße belegen; vielmehr wird vermutet, daß geringe Eisvolumen-Schwankungen zum Überfließen der Haupt-Stauchmoränenwälle führten. Somit kommt den beiden "Gletschervorstößen" keine stratigraphische Bedeutung zu.

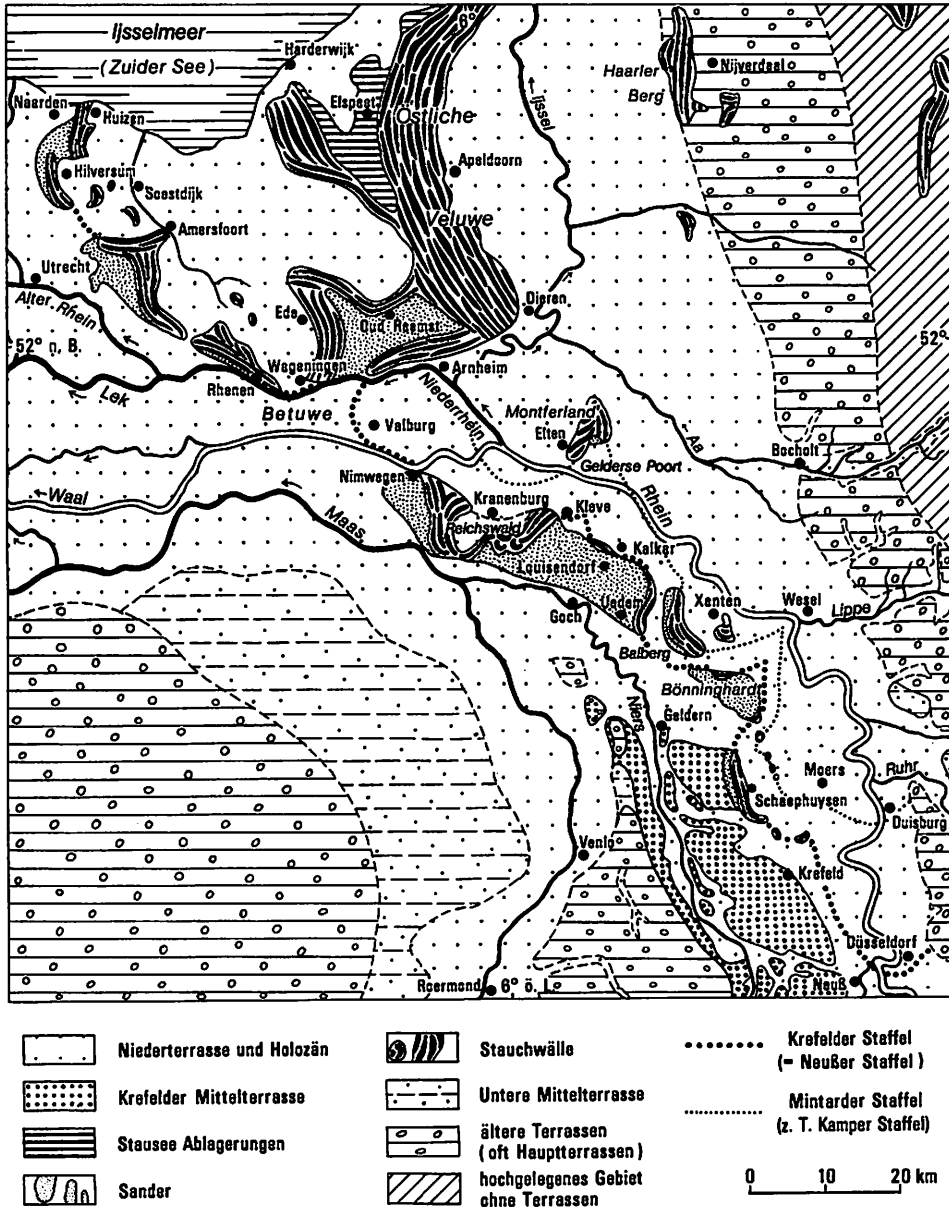


Abb. 1: Geomorphologische Übersichtskarte des Niederrheingebietes (unter Berücksichtigung von: THOME 1959, Tafel 1; BRAUN & THOME 1978; KAISER & SCHÜTRUMPF 1960).

## I. Einleitung

Am unteren Niederrhein bringt das Saalium große paläogeographische Veränderungen. Mit dem Vorrücken des skandinavischen Inlandeises gelangt das Niederrheinische Tiefland unter den Einfluß periglazialer Prozesse. Beim weiteren Vorrücken der Gletscher durch das Ijssel-Tal und vom Ijsselmeer bis zur Gelderse Poort werden Rhein und Maas nach Westen abgedrängt. Während des Höhepunktes der Saale-Vereisung reichten die Gletscher am Niederrhein in einer mehrfach geschwungenen Linie von Utrecht bis Düsseldorf (Abb. 1).

Über das Geschehen am Rande des saalezeitlichen Inlandeises berichten THOME (1959) und BRAUN & THOME (1978) sehr anschaulich. Dennoch sind viele Fragen im Zusammenhang mit dem großen saalezeitlichen Eisvorstoß und der darauf folgenden Stabilisierung der Eisfront nicht geklärt. Auch wird diskutiert, ob der Untere Niederrhein von zwei Eisvorstößen erreicht wurde (BRUNNACKER 1978a, 116) und ob eine Unterteilung der Saaleeiszeit durch eine zwischengeschaltete Warmzeit möglich ist (URBAN 1980, 85).

In dem vorliegenden Beitrag wird für das Gebiet zwischen Kleve, Kalkar und Goch am Unteren Niederrhein belegt, daß das saalezeitliche Eis nach der Bildung der Hauptstauchmoränenwälle ein zweites Mal vorstieß und westlich der Stauchwälle seine Spuren hinterließ.

## II. Geomorphologische Entwicklung

Nach BRUNNACKER et al. (1978, 277-324) haben die letzten drei Kaltzeiten, die zwischengeschalteten Warmzeiten und das Holozän Anteil an der geomorphologischen Entwicklung des hier betrachteten Raumes.

Der Hauptvorstoß des saalezeitlichen nordeuropäischen Inlandeises konnte bis in das Rheintal eindringen. Am Unteren Niederrhein blieben die Spuren erhalten, die eine Rekonstruktion des Eisvorstoßes und seiner Auseinandersetzung mit dem Fluß gestatten (THOME 1959). Das Inlandeis kam aus Norden und Osten. Es sperrte zunächst den nach Norden über den Rhein-Maas-Schotterkegel führenden Hauptabfluß der beiden Ströme und lenkte diese sowie die Schmelzwässer nach Westen ab. Erst später erfolgte der Ost-West-Vorstoß am Niederrhein, mit dem das Eis die größte Ausdehnung erlangte (Amersfoort-Stadium). Es stieß auf breiter Front vor und erreichte das Rheintal von der östlichen Veluwe bis nach Krefeld (THOME 1959). Es drängte den Strom ein Stück nach Westen ab, bis es sich in den leicht beweglichen Schottern festrannte. Währenddessen floß weiter nördlich das Eis über Drenthe und Zuider See frei nach Westen ab. Als der Ost-West-Vorstoß im Süden in den Rheinschottern stecken blieb, wurde die Ausbildung des Eisrandes durch das Relief des Untergrundes der rechtsrheinischen Ufer, durch die Beweglichkeit der Flußbettfüllung und durch den seitlichen Angriff des Rheins gegliedert. So zeigen die Stauchwälle heute noch verschiedene Entwicklungsstadien der Lobengabelung über leicht zusammenschiebbarem Untergrund von der einfachen Sichelform einer Lobusstirn bis zur endgültigen Trennung in selbständige Loben (THOME 1959; BRAUN & THOME 1978; THOME 1980 a, b, c). Westlich der Stauchwälle wurden Sander - oft über Resten der Unteren Mittelterrasse - aufgeschüttet. Im Westen wurden die Sander vom abgelenkten Rhein unterschritten.

Nach THOME (1959) folgte dem Haupteisvorstoß am Niederrhein (Neusser Staffel) ein schwächerer Vorstoß (Kamper Staffel), der aber nur wenige Reste hinterließ. Jedoch zerstörte dieser neue Vorstoß einen Teil der äußeren Stauchwälle des älteren, weil er den Abfluß des Rheins gegen sie drängte.

Die Gletscher konnten vermutlich für einige Jahrhunderte, solange ihr Nachschub anhielt, die Erosion des Rheins wettmachen. Als der Eisnachschub verebbte, wurden vom Rhein viele Stauchwälle und Sanderflächen abgetragen; der Rhein eroberte sein altes Bett relativ schnell zurück, indem er seinen Lauf Stück für Stück wieder nach Norden verlegte; dabei zerschnitt er an verschiedenen Stellen die Stauchwälle und Sander. Obgleich der Weg bis zum Meer für den Rhein durch das Nierstal kürzer war als durch die Gelderse Poort oder das Ijsseltal, ist der Rhein dennoch seit der späten Saale-Kaltzeit nach Norden durch das Ijsseltal abgeflossen, weil sich nach dem Abschmelzen des Inlandeises ein großer See im Ijsseltal bilden konnte; das Inlandeis hatte nach dem Abschmelzen dort ein breites übertieftes Glazialbecken hinterlassen. Dieser

See bildete offenbar die lokale Erosionsbasis für das Rheinwasser, weshalb nunmehr der Lauf durch das Nierstal verlassen wurde (VAN DE MEENE & ZAGWIJN 1978).

Als der Rhein sein altes Bett zurückerobert hatte, füllte er die vom Eis ausgeschürften Vertiefungen mit Schotter und Sanden wieder auf. Besonders groß war die Aufschotterung in den folgenden Kaltzeiten (Warthe-Eiszeit [vorletzte Eiszeit nach BRUNNACKER et al. 1978] und Weichsel-Eiszeit).

Während des Eem-Interglazials behielt der Rhein seinen Lauf durch das Ijsseltal bei. Das Nierstal lag in dieser Zeit viel zu hoch, um Rheinwasser aufzunehmen und dem Rhein einen Abfluß zu ermöglichen. Im Eem-Interglazial setzte der Rhein die Sedimentation im Ijsseltal fort, so daß die Oberkante der Flußablagerungen etwa die Höhe der nicht-fluvialen Sedimente der Gelderse Poort erreicht hatte (VAN DE MEENE & ZAGWIJN 1978).

Der Rheinlauf nach Norden durch das Ijsseltal behauptete sich weit bis in die frühe Weichsel-Kaltzeit (VAN DE MEENE & ZAGWIJN 1978). Nachher ist allmählich der heutige nach Westen gerichtete Lauf durch die Betuwe entstanden. Ausschließlich wurde dieser Lauf erst seit dem Späten Pleniglazial benutzt. In der späten Weichsel-Kaltzeit war die Aufschotterung der Niederterrasse im Gebiet des Unteren Niederrheins so weit erfolgt, daß während Hochwasserperioden das Nierstal wieder Rheinwasser führen konnte, was dort zur Bildung von tonigen Hochwasserablagerungen geführt hat.

In der Weichsel-Kaltzeit wurde nicht nur die Niederterrasse des Rheins gebildet, sondern weichselzeitlich ist auch die weitere Ausgestaltung des fluvialen Reliefs aus den Sanderflächen und im Bereich der Stauchwälle. Löss, Sandlöss und Flugsande der Niederrheinischen Höhen sind ebenfalls weichselkaltzeitlich transportiert und sedimentiert worden (SIEBERTZ 1980 a).

Die holozäne Morphogenese des Niederrheins wird von BRUNNACKER 1978 b, 399-440) zusammengefaßt; sie begann mit der Bildung einer Auflösungszone des Niederterrassen-Feldes vor rund 10 000 Jahren. Phasen der Erosion und Schwemmfächerbildung können zu verschiedenen Zeiten für das Holozän belegt werden.

### III. Der Aufschluß Louisendorf

Nordwestlich von Louisendorf (TK 25, Blatt 4203 Kalkar, R 25.15500, H 57.34360) sind die saalezeitlichen Sanderablagerungen in einer größeren Kies- und Sandgrube, die heute bereits teilweise mit Müll wieder verfüllt ist, gut aufgeschlossen (Abb. 2).

Die Oberkante des Aufschlusses liegt zwischen 26 und 28 m NN. In der ca. 10 m tiefen Grube befinden sich im Liegenden glazifluviale Sande und Kiese, die in der Regel schräggeschichtet sind (Sander). Diese hellen quarzreichen Sandersedimente werden von feinsandig-schluffigen Lagen im Hangenden abgelöst, die zumeist  $\pm$  horizontale Parallelschichtung aufweisen; die feinen Sedimente sind grünlichgrau gefärbt und haben im Bereich des Aufschlusses eine unterschiedliche Mächtigkeit (2 bis 3,5 m). Darüber liegen wieder helle Sander aus schräg- und kreuzgeschichteten Sanden und Kiesen.

Die Aufschlußverhältnisse zeigen, abgesehen von den obersten 3 - 5 m, ungestörte Sandersedimente aus Sand, Kies und feinsandigem Schluff; der feinsandige Schluff scheint als Beckensediment abgelagert worden zu sein, während die Sande und Kiese die charakteristischen Sedimentstrukturen glazifluvialer Ablagerungen aufweisen.

Der hangende Teil des Profils (Abb. 3, Beilage) ist von besonderem Interesse, denn hier wird die ungestörte Sanderakkumulation von einer unregelmäßigen Schichtung abgelöst. In der Abbildung 3 ist ein ca. 20 m langer Ausschnitt der hangenden Sedimente abgebildet.

Die Gelände- wie auch die ersten Laboruntersuchungen zeigen, daß die hangenden Schichten des Aufschlusses bei Louisdorf Sandersedimente überlagern, die absolut ungestört und ungestaucht sind. In den hangenden Schichten ist eine bestimmte "Ordnung" festzustellen: Über den Sandersedimenten liegen schluffige Feinsande und ein tonreicher Horizont. Darüber folgen abermals feinsandige Schluffe. Linsen dieser feinsandigen Schluffe mit oft stark gestörter Basis aus Tonlagen sind dachziegelartig angeordnet. Sandersedimente mit typischer Schräg- und Kreuzschichtung liegen ebenfalls linsenartig über den feineren schluffigen Sanden. Das Hangende wird von stark gestörten Kiesen, Sanden und Mergeln gebildet; hier werden häufig nordische Geschiebe angetroffen.

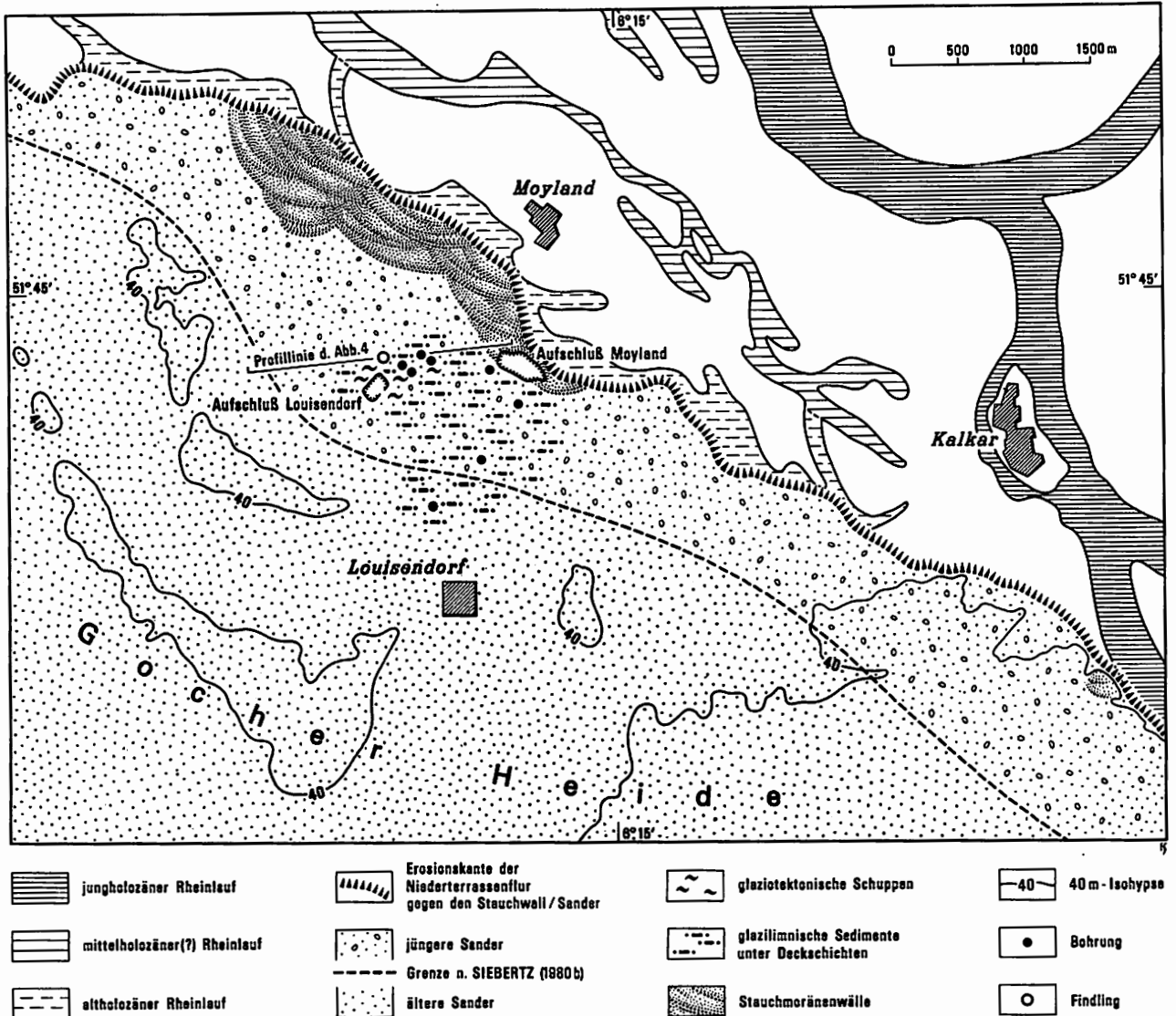


Abb. 2: Übersichtskarte des Gebietes Louisdorf - Moyland - Kalkar (Unterer Niederrhein) mit Lage der im Text genannten Aufschlüsse.

Die eingehende Untersuchung der gestörten Sedimente über den Sanderablagerungen (Abb. 3, Beilage) erbrachte folgende Befunde:

- (1) Über den Sandersedimenten liegen Schuppen aus Sand, Schluff, Ton etc., deren Sedimentstrukturen eine glazifluviale bzw. glazilimnische Ablagerung aufweisen. Die obersten kreuz- und schräggeschichteten Kiese und Sande (unter den verwürgten Decksedimenten) lassen ebenfalls sehr deutlich die Schichtungsmerkmale der Sanderablagerungen erkennen.
- (2) Im Bereich der tonigen Lagen treten oft Verwürgungen auf, die jedoch ausschließlich auf die Horizonte beschränkt sind, in denen Tone und schluffige Tone einen bedeutenden Anteil haben. Die verwürgten Tonlagen begrenzen jeweils eine "Schuppe" nach unten.
- (3) Besonders auffällig ist, daß die Verwürgungen nur horizontweise auftreten, also nicht die gesamten Schichten umfassen. Nur dort, wo die Linsen im Profil auskeilen, werden größere



verwürgte Komplexe angetroffen.

(4) Die Abfolge der verschiedenen Sedimente zeigt eine regelmäßige Anordnung. Die Tonhorizonte werden zumeist von schluffigen Sanden überlagert, die unmittelbar über den tonreichen Lagen infolge von Eisenoxid- und Eisenhydroxidbildungen intensiv rot bis rotbraun gefärbt sind. Sedimentpetrographische Untersuchungen belegen, daß gleiche Horizonte als Schuppen übereinander zu liegen kommen.

Eine Deutung der Beobachtungen belegt glaziotektonische Einflüsse. Dafür sprechen folgende Hinweise:

(1) Die Schichten sind in Linsen bzw. Schuppen dachziegelartig übereinandergeschoben; die primären Schichtungsmerkmale der geschuppten Sandersande und -kiese wurden bei der glaziotektonischen Beanspruchung oft nur geringfügig gestört. Die Stauchungen erfolgten sehr wahrscheinlich, als das Material gefroren war.

(2) Die Tonhorizonte dienten als "Gleitbahnen", auf denen die Sedimentschuppen übereinander bewegt wurden.

(3) Die Tonhorizonte zeigen verschiedene Spuren, die einerseits auf das schuppenartige Überschieben der Sedimentlinsen hinweisen, andererseits aber auch auf sehr starke Drücke von oben und aus seitlicher Richtung. Alle Übergänge von geringster Beanspruchung in den am tiefsten liegenden Tonhorizonten bis hin zu zerrissenen Tonbändchen, Einpressungen in Sandlagen und mäandrierenden Bändern (als Folge seitlichen Drucks, Kompensation der Schichten) sind in Abbildung 3 zu erkennen.

(4) Kleine Frostspalten weisen darauf hin, daß die Sedimentation des geschuppten Materials unter kalkklimatischen Bedingungen erfolgte.

(5) Über den schuppenartig gelagerten Sandersedimenten sind an manchen Stellen Geschiebelehme anzutreffen, die oft sehr viele nordische Komponenten enthalten. Der Geschiebelehm ist in der Regel intensiv violettrot gefärbt. Teilweise sind die Geschiebelehme verwürgt.

Eine Deutung der Befunde als Ergebnis periglazialer Phänomene ist ausgeschlossen, denn weder die schuppenartige Anordnung der Sedimente noch die ungestörten glazifluvialen Schichtungsmerkmale der Sedimente in den Schuppen lassen sich als periglaziale Erscheinungen i.w.S. deuten; daß die Sedimente der Schuppen mit ihrer Kreuz- und Schrägschichtung nicht verwürgt sind, darf geradezu als Hinweis gelten, daß nicht periglaziale Vorgänge, sondern glaziotektonische Prozesse an der Stauchung der Schichtpakete beteiligt waren.

Periglaziale Einflüsse lassen sich in den obersten 100 bis 150 cm des Profils (Abb 3, Beilage) nachweisen. Sehr deutlich ist die Untergrenze der periglazialen Verwürgungen zu erkennen, die teilweise die obersten kreuz- und schräggeschichteten glaziotektonisch verschobenen Sandersedimente erfaßt haben. Es wird vermutet, daß die Untergrenze der stark gestörten und verwürgten Decksedimente, die unterschiedlich tief in die Sedimente hineingreift, nicht als Untergrenze eines ehemaligen Auftaubodens gedeutet werden darf. Vielmehr scheinen als Folge der Heterogenität des Materials - und damit der unterschiedlichen physikalischen Eigenschaften desselben - kryoturbate Prozesse unter periglazialen Bedingungen für das Untersuchungsgebiet charakteristisch gewesen zu sein, die die obersten 100 - 150 cm des Profils kryoturbat durchmischten (Drop Soils im Sinne von GULLENTOPS & PAULISSEN 1980, 76-79). Da die weichselzeitlichen Mäandrierenden Sande und Schluffe nur selten tiefer in das Profil eingewürgt sind, sondern in der Regel durch eine Steinsohle von dem liegenden Material getrennt werden (vgl. auch SIEBERTZ 1980 a), wird ein saalezeitliches Alter der periglazialen Prozesse in den obersten Horizonten angenommen (vgl. GOLTE & HEINE 1974, 1980). Im Profilausschnitt der Abbildung 3 deutet die fehlende Steinsohle an, daß hier auch weichselzeitliche Kryoturba-tionsvorgänge wirksam waren.

#### IV. Beobachtungen zur Quartärmorphologie in der Umgebung des Louisdorfer Aufschlusses

Nur 1 km entfernt vom Aufschluß Louisdorf ist die Kiesgrube Moyland (R 25.16500, H 57.34480). Sie liegt im Übergangsbereich von den Stauchmoränenwällen zu den Sandersedimenten.

Im Nordwestteil der Grube Moyland ist die Verzahnung der vom Eis gestauchten Moränenwälle mit glazifluvialen Sanden und Kiesen und glazilimnischen Schluffen und Tonen aufgeschlossen. Abbildung 4 zeigt schematisch die Beziehungen zwischen den verschiedenen Sedimenten.

Von besonderer Bedeutung sind die bändertonartigen Beckensedimente, die als zwei Schichtpakete ausgebildet sind. Diese Bänderton-Ablagerungen verzahnen sich mit glazifluvialen Kiesen. Sie wurden unmittelbar vor den Stauchwällen sedimentiert, als das Inlandeis bis an die Stauchwälle heranreichte. Die Ausbildung von zwei Bänderton-Komplexen mit zwischengeschalteten Sanderse-  
dimenten zeugt von kleineren Bewegungen der Inlandeisfront.

Anhand mehrerer Bohrungen konnte die Verbreitung der gebänderten Beckensedimente nach Westen und Süden verfolgt werden. In einer Höhenlage um ca. + 20 m NN reichen sie bis zur Grube Louisendorf. Südlich vom Aufschluß Moyland konnten die Beckensedimente 600 m nordwestlich von Louisendorf noch erbohrt werden.

Die Bohrungen bestätigen die Beobachtungen aus der Grube Louisendorf, daß die Beckensedimente ungestört sind - wie auch die unter und zwischen den Beckensedimenten liegenden Sander - und von glaziotektonisch übereinandergeschobenen und gestauchten Sedimenten bedeckt werden.

Die Abfolge der Sedimente (Abb. 4) belegt ein Alter für die Bildung der glaziotektonischen Schuppen, das jünger sein muß als die Anlage der Stauchmoränenwälle.

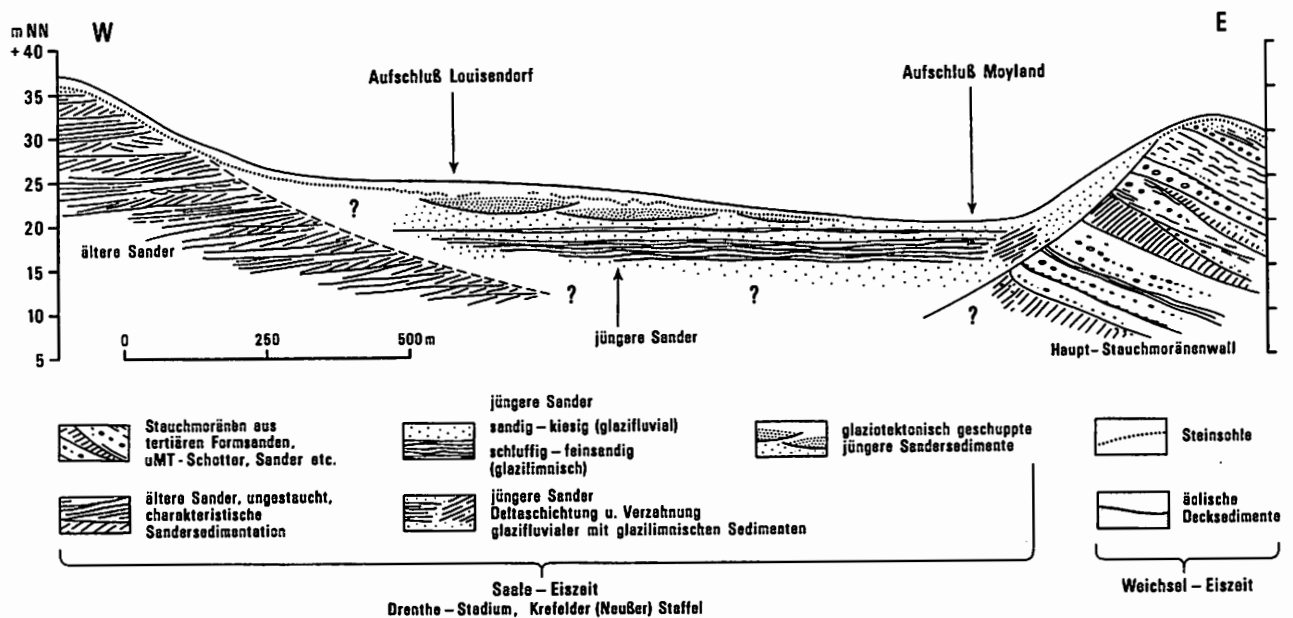


Abb. 4: Schematisches Profil durch die älteren und jüngeren Sander, die glaziotektonischen Schuppen und den Haupt-Stauchmoränenwall bei Louisendorf.

#### V. Paläogeographische Deutung der Befunde

Die quartärmorphologischen Beobachtungen erlauben eine Rekonstruktion der Vorgänge während des saalezeitlichen Eisvorstoßes für das Gebiet zwischen Kleve, Kalkar und Goch am Unteren Niederrhein. Im folgenden soll die Paläogeographie zur Zeit des Höhepunkts der Saale-Kaltzeit kurz skizziert werden.

Als das Inlandeis von Osten aus dem Münsterland vordringend (THOME 1980 a + b) den Rhein aus seinem früheren Bett nach Westen abgedrängt hatte, gliederte sich der Eisrand in mehrere Gletscherzungen (Valburger Lobus, Kranenburger Lobus, Xantener Lobus, Moerser Lobus und Krefelder Lobus, Abb. 1, vgl. THOME 1959). Zwischen Kleve und Kalkar blieb der Eisrand relativ weit zurück, während im Nordwesten der Kranenburger Lobus die Endmoränenwälle des

Reichswaldes und im Süden der Xantener Lobus die Stauchwälle des Balbergs schufen. Die Eisloben drängten den Rhein in das heutige Nierstal, so daß die Eisschmelzwässer zwischen den vordringenden Gletscherloben Sanderschwemmkegel ablagern konnten, ohne daß diese vom Rhein erodiert wurden.

Diese älteren Sandersedimente bildeten die Gocher Heide. Sie wurden als einzelne Schwemmkegel sedimentiert, als das Eis vorstieß und sich in den Sedimenten des Rheintals festrannte. Die in den Stauchwällen bei Moyland verschuppten Sandersedimente, die zwischen den gestauchten Mittelterrassenschottern angetroffen werden, bezeugen die Sanderbildung während des Eisvorrückens. In die Stauchwälle wurden nur selten Geschiebelehm und Schollen aus tertiären Sanden eingeschuppt. Die Stauchungen haben die älteren Sander westlich der Stauchwälle bei Moyland nicht mehr beeinflußt. Die älteren Sander sind völlig ungestaucht.

Mit der Stabilisierung der Eisfront im Gebiet zwischen Kleve und Kalkar wurde im Bereich der Gocher Heide die Aufschüttung der älteren Sandersedimente beendet. Bei Moyland bildete sich ein See zwischen dem Stauchwall im Osten und den Sandersedimenten bei Louisendorf im Süden. Dieser See konnte durch Abschmelzen von Eis entstanden sein; vermutlich hatten auch die Schmelzwässer vor dem Stauchwall bei Moyland einen Teil der älteren Sanderablagerungen erodiert, so daß in diesem ausgeräumten Sandergebiet die jüngeren Sedimente in einem See abgelagert werden konnten. Diese Beckensedimente weisen die charakteristischen Merkmale von Schmelzwässern auf, die in einem Staubecken sedimentiert wurden. Die gebänderten schluffigen Feinsande verzahnen sich am Stauchwall mit schräggeschichteten Kiesen, die eine Deltaschüttung in den Stausee hinein bekunden. Zwei Schichtpakete der glazilimnischen Bändersedimente werden von kiesigen Sanderablagerungen getrennt; hier wird deutlich, daß die Sedimentführung der Schmelzwässer vor dem Stauchwall sehr unterschiedlich war; die feinen gebänderten glazilimnischen Sedimente sind Bildungen einer Zeit relativer morphodynamischer Ruhe am Stauchwallrand, während die kiesigen Sanderlagen auf verstärkte glazifluviale Erosion und Akkumulation hinweisen. Die jüngeren Sander zeigen einen zweimaligen Wechsel in der Sedimentation zwischen Staubeckenablagerungen und Sanderkiesen und -sand.

Die Ablagerung der jüngeren glazilimnischen und glazifluvialen Sedimente erfolgte nach der Stabilisation des Eisrandes bei Moyland und damit während desselben Eisvorstoßes, der auch zur Ablagerung der älteren Sander geführt hatte. Aus der Gliederung der Sandersedimente in ältere und jüngere Ablagerungen läßt sich somit nicht auf größere Bewegungen des Eisrandes schließen.

Die Eisfront lag aber nicht still, nachdem die Gletscher durch die Bildung der gewaltigen Stauchmoränenwälle des Kranenburger und des Xantener Lobus am weiteren Vordringen nach Westen und Südwesten gehindert waren. Die geschuppten Sedimente mit den kleinen violettroten Geschiebelehmvorkommen westlich des Stauchwalles von Moyland zeigen, daß das Eis nach der Bildung der jüngeren glazilimnischen und glazifluvialen Ablagerungen noch einmal vorstieß. Dabei suchte das Eis seinen Weg südlich des Kranenburger Lobus über die hier nur undeutlich ausgebildeten Stauchwälle hinweg nach Südwesten. Die großen Stauchmoränenwälle von Kranenburg und Valburg hinderten die Gletscher am Abfluß nach Westen. Der Eisauflauf führte dann zum Auffließen des Eises auf die Sanderfläche der Gocher Heide. Unklar ist bisher, wie weit dieser Eisvorstoß, der durch die glaziotektonischen Stauchungen und die Grundmoränen dokumentiert wird, vorzudringen vermochte. Vermutlich jedoch handelte es sich nur um eine Eiszunge von wenigen Kilometern Ausdehnung. Auch dieser - gemessen an dem Geschehen der Vorgänge am Rande des saalezeitlichen nordeuropäischen Inlandeises - sehr kleine Eisvorstoß über die Wälle der Stauchmoränen hinweg, die bisher als äußerste Begrenzung der saalezeitlichen Vereisung am Unteren Niederrhein angesehen wurden, stellt keine eigene Vorstoßphase der Saale-Kaltzeit dar. Vielmehr ist er als kleine Episode am Rande des gewaltigen münsterländischen Gletschers (vgl. THOME 1980 b) zu sehen. Die Bildung der älteren und jüngeren Sanderablagerungen sowie der erste große Eisvorstoß des Kranenburger und Xantener Lobus und auch der nachfolgende kleine Gletschervorstoß auf die Sanderfläche der Gocher Heide liegen zeitlich dicht beieinander.

Die Eisrandablagerungen und -formen im Gebiet zwischen Kleve, Kalkar und Goch entsprechen Gletscherrandoszillationen, die alle einer einzigen Staffel i.S. LIEDTKES (1975, 7) angehören

können. Der jüngere Eisvorstoß auf die Sanderfläche bei Louisendorf muß als kleine Besonderheit am Eisrand der Neußer Staffel (THOME 1959) betrachtet werden, zumal das Eis keine eigenen Sandersedimente hervorbrachte und auch keine Stauchwälle schuf. Somit scheint das Eis lediglich über den niedrigen Stauchwall bei Kleve-Kalkar auf die Sander vorgedrungen zu sein, vermutlich infolge eines geringen Eiszuwachses vor den Stauchwällen der Neußer Staffel.

#### VI. Diskussion der Ergebnisse

Der hier betrachtete Raum ist mehrfach Gegenstand geologischer und geomorphologischer Untersuchungen gewesen. Nur BRAUN (1968, zuletzt 1978 a) sieht im Sander nördlich Louisendorf saalezeitliche Stauchwälle. BRAUN (1968, 59) berichtet, daß "mehrere hundert Meter südwestlich vom Stauchwallrest Moyland-Kalkar entfernt bei Aufgrabungen und Ausschachtungen in den glaziofluvialen Kiesen und Sanden, unter einer Lößlehmdecke, deutliche Stauchungsmerkmale zu beobachten" sind. "Sie ließen sich einwandfrei von periglazialen Frostaufbrüchen, Brodelformen, Fließstrukturen oder Toteiseinbrüchen unterscheiden". BRAUN (1968, Abb. 7 auf Seite 60) veröffentlicht ein Foto von glaziotektonisch aufgepreßten Schmelzwasserkiesen bei Louisendorf. Nach BRAUN (1978 a) beginnt der eigentliche ungestörte Sander (ältere Schmelzwasserablagerungen) erst westlich von Louisendorf.

Die eigenen Beobachtungen können die Mitteilungen von BRAUN (1968, 1978 a) nur teilweise bestätigen. Die von BRAUN (1968, 1978 a) beschriebenen Stauchungen im Bereich des Sanders westlich Moyland ergänzen die Beobachtungen über die glaziotektonischen Schuppen in der Grube Louisendorf (Abb. 3). Demnach sind diese durch den Druck des vorstoßenden Eises entstandenen Strukturen nicht nur in der Grube Louisendorf, sondern auch in der Umgebung verbreitet. Die von BRAUN (1968, 1978 a) vermutete Stauchung des gesamten älteren Sanderkörpers zwischen dem Stauchmoränenwall bei Moyland und Louisendorf konnte nicht beobachtet werden, vielmehr weisen die Aufschlüsse (bes. Louisendorf) auf eine ungestörte Lagerung der älteren Sandersedimente hin.

Die hier mitgeteilten Befunde über die Art der glaziotektonischen Stauchungen und die Geschiebelehmvorkommen im Aufschluß Louisendorf belegen den Eisvorstoß. Darauf deutet auch ein großer Findling, der 1938 unweit des Aufschlusses Louisendorf herausgepflügt wurde und nur von sechs Pferden fortgeschleppt werden konnte.

BRAUN (1978 a, 329) berichtet, daß "der gestauchte Ältere Schmelzwassersand ein Schwermineralspektrum zeigt, das dem der Unteren Mittelterrasse des Rheins sehr ähnlich ist. Nur der Granatanteil ist erheblich höher ... Der ungestauchte Jüngere Schmelzwassersand hingegen ist arm an Granat und Hornblende, dagegen reich an stabilen Mineralen wie Turmalin und Zirkon". BRAUN (1978 a, 329 f.) vermutet, die unterschiedlichen mineralogischen Eigenschaften der Sanderablagerungen entweder durch Verwitterung oder durch abweichende Zufuhr erklären zu können. Die Ergebnisse BRAUNS (1978 a + b) lassen jedoch erkennen, daß die älteren Sandersedimente vorwiegend in Verbindung mit dem Eisvorstoß in das Rheintal gesehen werden müssen, d.h. im wesentlichen aus Rheinsedimenten hervorgegangen sind. Die jüngeren glazilimnischen und glazifluvialen Sedimente (= Jüngere Sander BRAUNS, 1978 a) zeigen abweichende Verhältnisse. Während die glazifluvialen Kiese und Sande den älteren Sandern recht ähnlich sind (hinsichtlich Petrographie, Mineralogie, Granulometrie), lassen die glazilimnischen gebänderten Ablagerungen erkennen, daß sie zum großen Teil aus tertiären Feinsedimenten hervorgegangen sind, die im Untergrund anstehen. Die granulometrischen und mineralogischen Eigenschaften der gebänderten Sedimente, nämlich ein Korngrößenmaximum in der Feinsandfraktion und der hohe Gehalt an Turmalin und Zirkon, belegen klar die Herkunft. Demnach hatten sich nach der Stabilisierung der Eisfront die subglazialen Schmelzwasserrinnen teilweise in die tertiären Sande eingeschnitten und erodierten dort die Feinsande, die vor dem Eisrand im Staubecken wieder sedimentiert wurden. Auch hierdurch ist ein Hinweis gegeben, daß zur Zeit der Sedimentation der jüngeren Sander des Gletschereis keine größeren Bewegungen machte, denn anderenfalls wären nicht die relativ mächtigen Bändersedimente in unmittelbarer Nähe der Stauchwälle gebildet worden.

BRAUN (1978 a) geht davon aus, daß nach der Bildung der Stauchmoränenwälle und nach der Ablagerung des älteren Sanders ein erneuter Eisvorstoß zur Stauchung der älteren Sanderseimente führte. Aus der Stratigraphie der älteren und jüngeren Sander mit den darüber ausgebildeten glaziotektonischen Schuppen geht klar hervor, daß diese Deutung BRAUNS (1978 a) nicht mehr aufrecht erhalten werden kann, sondern daß eine Deutung in der o.a. Weise erfolgen muß.

Die Details der glaziotektonischen Deformationen im Aufschluß Louisendorf (Abb. 3) haben große Ähnlichkeit mit glaziotektonischen Erscheinungen, wie sie von anderen Autoren aus anderen Gebieten der nordischen Inlandvereisung beschrieben worden sind. KÖNIGSSON & LINDE (1977) weisen in einem kurzen Bericht auf die Bedeutung glaziotektonischer Phänomene im Zusammenhang mit der Rekonstruktion der spätweichselzeitlichen Eisbewegungen in Südsandinavien hin; ihre Abbildungen zeigen glaziotektonische Formen, die den hier vorgestellten zum Teil sehr ähnlich sind. GRIPP (1979) dagegen stellt glazigene Press-Schuppen vor, die sowohl aufgrund ihrer Ausmaße als auch wegen ihrer Genese nicht mit den o.a. glaziotektonischen Deformationen vergleichbar sind. Ein theoretisches Modell der Entstehung glaziotektonischer Erscheinungen hat ROTNICKI (1976) publiziert; viele der von ihm detailliert beschriebenen und abgebildeten Strukturen konnten auch im Aufschluß Louisendorf gefunden werden. Die Entstehung glaziotektonischer Schuppen bei Louisendorf muß nach ROTNICKIs Modell von zwei Faktoren besonders beeinflusst worden sein, nämlich (1) von einer relativ geringmächtigen Eisdecke (z.B. Gletscherzunge) und (2) von dem geologisch-sedimentologischen Aufbau des Untergrundes (tonige Horizonte als Scherflächen für die Schuppen). ROTNICKI (1976) weist darauf hin, daß die Bildung glaziotektonischer Schuppen aufgrund seiner theoretischen Überlegungen und Ableitungen bevorzugt in der Nähe des Eisrandes erfolgen muß; die Beobachtungen des Louisendorfer Aufschlusses bestätigen die Aussagen ROTNICKIs (1976).

Zum Abschluß soll kurz die Frage diskutiert werden, ob der bei Louisendorf nachgewiesene Gletschervorstoß über die Haupt-Stauchmoränenwälle der saalezeitlichen Vereisung hinweg als neuer Hinweis auf einen weiteren gesonderten Eisvorstoß anzusehen ist. In der Literatur fehlt es nicht an Hinweisen, die für das Niederrheingebiet und für die Niederlande zumindest zwei Eisvorstöße (Staffeln) angeben; THOME (1959) schreibt die Neußer Staffel dem Haupt-Eisvorstoß an den Niederrhein zu, dem ein schwächerer folgte, der die Kamper Staffel bildete. KAISER & SCHÜTTRUMPF (1960) sprechen von der Krefelder Staffel, die von den Haupt-Stauchwällen gebildet wird, und von der Mintarder Staffel, die in etwa der Kamper Staffel THOMEs (1959) entspricht. DE ZANGER (1980) beschreibt in Anlehnung an MAARLEVELD (1953) drei Stauchungsphasen für den Raum zwischen Zuider See und Kleve; außerdem gibt DE ZANGER (1980, 27) an, daß während der maximalen Ausbreitung des Eises (vom Gletscherlobus) der Stauchwall von Arnheim nicht überfahren wurde, aber teilweise mit Eis bedeckt gewesen war und daß lokal - an niedrig gelegenen Stellen - Gletscherzungen über den Stauchwall flossen. Diese Verhältnisse müssen auch für das Gebiet zwischen Kleve, Kalkar und Goch angenommen werden. Somit darf aus den Geländebefunden bei Louisendorf nicht auf stratigraphische Differenzierungen geschlossen werden (vgl. GALON 1980). Neue Erkenntnisse zur Gliederung des Quartärs lassen sich aus den glazialmorphologischen Befunden nicht herleiten, wenn auch in den letzten Jahren wiederholt in Arbeiten Vorschläge zu einer neuen Quartärgliederung des jüngeren Mittelpleistozäns veröffentlicht wurden (BRUNNACKER 1978 a; BRUNNACKER et al. 1978; URBAN 1980 u.a.m.).

Der in den glaziotektonischen Schuppen des Aufschlusses Louisendorf gefundene Geschiebelehm wird sedimentpetrographisch untersucht. Die Ergebnisse liegen jedoch noch nicht vor. Es soll versucht werden, den Geschiebelehm mit anderen Geschiebelehmen zu vergleichen. Typeneinteilungen der Saale-Grundmoräne liegen aus dem niederländischen (ZANDSTRA 1976) und nordwestdeutschen Raum (MEYER 1976) vor.

Summary: West of the main recessional moraine of the Saale period near Louisendorf (Lower Rhine) one encounters glacio-tectonically deformed, tegular sediments on the outwash plains. Glacial tectonics, as well as occurrences of glacial loam, prove that a glacial tongue advanced from a northerly direction across the moraine wall and on to the outwash plain. On the basis of the stratigraphic relationships of the older and younger glacial outwash sediments and of the glacial-limnological deposits, the tongue appeared after the stabilization of the main advance of the ice. Glacial-morphological observations point to processes which do not prove individual advances of the ice; on the contrary, small fluctuations in the volume of the ice are supposed to have led to the spilling-over of the main moraine walls. The two "glacial advances" are consequently of no stratigraphic significance.  
Translation: Dr. Anthony Hellen

#### Literatur

- BRAUN, F.J. (1968): Übersichtskarte von Nordrhein-Westfalen 1:100 000. A. Geologische Karte - Übersichtskarte Nordrhein-Westfalen 1:100 000, Erl. Blatt C 4302 Bocholt, Krefeld 1968, 13-92
- BRAUN, F.J. (1978 a): Geschiebekundliche und mineralogisch-petrologische Besonderheiten im Endmoränen-Stauchwall von Moyland bei Kalkar/Ndrh.-  
Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf. 28, 325-333
- BRAUN, F.J. (1978 b): Zur Herkunft und Zusammensetzung des "Sandlösses" auf der Uedemer Sander-Hochfläche (Niederrhein) - Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf. 28, 335-343
- BRAUN, F.J. & THOME, K.N. (1978): Quartär. - Geologie am Niederrhein, Geol. Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld 1978, 24-31
- BRUNNACKER, K. (1978 a): Neuere Ergebnisse über das Quartär am Mittel- und Niederrhein - Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf. 28, 111-122
- BRUNNACKER, K. (1978 b): Der Niederrhein im Holozän - Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf. 28, 399-440
- BRUNNACKER, K., BOENIGK, W., DOLEZALEK, B., KEMPF, E.K., KOCI, A., MENTZEN, H., RAZI RAD, M. & WINTER, K.-P. (1978): Die Mittelterrassen am Niederrhein zwischen Köln und Mönchengladbach - Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf. 28, 277-324
- DE ZANGER, F.A.P. (1980): Die Höhenlage des Eises des Gletscherlobus während der Formung des Stauchwalles von Arnheim (Niederlande) - Eiszeitalter u. Gegenwart 30, 19-28
- GALON, R. (1980): Über den stratigraphischen Wert der glazialen Randformen im nordischen Vereisungsgebiet in Mitteleuropa. - Mitt. Österreichischen Geogr. Ges. 122, I, 107-117
- GOLTE, W. & HEINE, K. (1974): Fossile Riesen-Eiskeilnetze am Niederrhein - Eiszeitalter u. Gegenwart 25, 132-140
- GOLTE, W. & HEINE, K. (1980): Fossile Rieseneiskeilnetze als periglaziale Klimazeugen am Niederrhein - Arbeiten zur Rhein. Landeskd. 46, 15-26
- GRIPP, K. (1979): Glazigene Press-Schuppen, frontal und lateral - Proc. INQUA Symp. on Genesis and Lithology of Quaternary Deposits, Zürich, 10.-20.9.1978, (Moraines and Varves, ed. Ch. SCHLÜCHTER), Rotterdam, 157-166
- GULLENTOPS, F. & PAULISSEN, E. (1980): Exkursion 2 - 15.9.1980 - In: Führer zur Exkursion 2 der DEUQUA (14. - 16.9.1980). O. FRÄNZLE (Hrsg.), Kiel, 56-83
- KAISER, K. & SCHÜTTRUMPF, R. (1960): Zur Gliederung mittel- und jungpleistozäner Schichten in der Niederrheinischen Bucht - Eiszeitalter u. Gegenwart 11, 166-185
- KÖNIGSSON, L.-K. & LINDE, L.A. (1977): Glaciotectonically disturbed sediments at Rönnerum on the island of Öland - Geologiska Föreningens i Stockholm Föreläsningar 99, 68-72
- LIEDTKE, H. (1975): Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa - Forsch. dt. Landeskunde 104, 1-160
- MAARLEVELD, G.C. (1953): Standen van het landijs in Nederland - Sporen der ijstijd, Zutphen, 71-79

- MEYER, K.D. (1976): Studies on ground moraines in the Northwest part of the German Federal Republic - "Till - Its Genesis and Diagenesis", *Seria Geografia* Nr. 12, Universität Poznań, 217-221
- ROTNICKI, K. (1976): The theoretical basis for a model of the origin of glaciotectonic deformations - *Quaestiones Geographicae* 3, 103-139
- SIEBERTZ, H. (1980 a): Weichselzeitliche kälische Sedimente des Reichswaldes (Unterer Niederrhein) und ihr paläogeographischer Aussagewert - Inaug.-Diss. math.-nat. Fak. Universität Bonn, Bonn 1980, 1-143
- SIEBERTZ, H. (1980 b): Ausgewählte quartärmorphologische Probleme am unteren Niederrhein. Ergebnisse einer geomorphologischen Kartierung, dargestellt am Beispiel einer geomorphologischen Übersichtskarte vom Raum Kalkar - Arbeiten zur Rhein. Landeskd. 46, 37-46
- THOME, K.N. (1959): Eisvorstoß und Flußregime an Niederrhein und Zuider See im Jungpleistozän - *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.* 4, 197-246
- THOME, K.N. (1980 a): Entstehung und Gestalt des Schaephuysener Höhenzuges - *Heimatsbuch 1980 des Kreises Viersen*, 275-285
- THOME, K.N. (1980 b): Der Vorstoß des nordeuropäischen Inlandeises in das Münsterland in Elster- und Saale-Eiszeit - *Westfälische Geogr. St.* 36, 21-40
- THOME, K.N. (1980 c): 5.6 Talgeschichte - In: *Erläuterungen, Geol. Karte NW 1:100 000, Blatt C 4706 Düsseldorf - Essen, Krefeld 1980*, 44-57
- URBAN, B. (1980): Paläoökologische Untersuchungen zum Krefeld-Interglazial am Niederrhein - *Eiszeitalter u. Gegenwart* 30, 73-88
- VAN DE MEENE, E.A. & ZAGWIJN, W.H. (1978): Die Rheinläufe im deutsch-niederländischen Grenzgebiet seit der Saale-Kaltzeit. Überblick neuer geologischer und pollenanalytischer Untersuchungen - *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.* 28, 345-359
- ZANDSTRA, J.G. (1976): Sedimentpetrographische Untersuchungen des Geschiebelehms von Emmerschans (Drenthe, Niederlande) mit Bemerkungen über eine Typeneinteilung der Saale-Grundmoräne - *Eiszeitalter u. Gegenwart* 27, 30-52

Neue sedimentologische Untersuchungsergebnisse von  
weichselzeitlichen äolischen Decksedimenten auf dem  
Niederrheinischen Höhenzug<sup>+)</sup>

mit 8 Abbildungen, 6 Tabellen und einer Karte

Helmut Siebertz

<u>Inhalt:</u>	<u>Seite:</u>
1. Einleitung	52
Problemstellung und Zielsetzung der Untersuchung	52
2. Stand der Forschung über die äolischen Ablagerungen im Untersuchungsgebiet und in den Nachbargebieten	53
3. Lage und Beschreibung des Untersuchungsgebietes	55
4. Geologisch-geomorphologische Entwicklung des Untersuchungsgebietes	55
5. Die Decksedimente auf der Sanderhochfläche des Niederrheinischen Höhenzuges	57
5.1. Die Flottsande am Südwestrand der Sanderhochfläche	58
5.2. Die Lösssedimente auf dem Pfalzdorfer-Plateau und der Uedemer-Hochfläche	60
5.2.1. Grober Sandlöß	60
5.2.2. Feiner Sandlöß	61
5.2.3. (Schwach) sandiger LÖB	61
5.2.4. LÖB	62
5.3. Die Sandlößablagerungen im Nordosten der Sanderhochfläche	63
5.4. Die Flugsande am Ost- und Südostrand der Sanderhochfläche	64
6. Die Decksedimentablagerung auf dem Niederrheinischen Höhenzug und ihr paläogeographischer Aussagewert für den nordwestdeutschen Raum	66
6.1. Zur Nomenklatur der äolischen Decksedimente auf dem Niederrheinischen Höhenzug	66
6.2. Die Verteilung der äolischen Decksedimente auf dem Niederrheinischen Höhenzug	69
6.3. Die Beziehung der weichselzeitlichen äolischen Ablagerungen am unteren Niederrhein zur nördlichen Lößgrenze	70
6.4. Die klimatische Bedingung der Lößbildung	71
6.5. Die Herkunft und die schwermineralogische Zusammensetzung des Lösses auf dem Niederrheinischen Höhenzug	73
6.6. Zum Problem der stratigraphischen Einordnung fossiler Löss- und Böden des Niederrheinischen Höhenzuges in die niederrheinische Chronostrati- graphie	76
6.6.1. Ergebnisse der Tonmineraluntersuchung von Lössen und Sandlössen des Niederrheinischen Höhenzuges	76
6.6.2. Die Stellung der Löss- und Sandlöss- auf dem Niederrheinischen Höhenzug im Rahmen der fossilen LÖB- und Bodenbildungen am Nieder- rhein	78
6.6.3. Der stratigraphische Aufbau der weichselzeitlichen äolischen Decksedimente am unteren Niederrhein	82
7. Zusammenfassung	84
7.1. Summary	85
8. Literatur	86
9. Tabellenanhang	91

<sup>+)</sup> Meiner Mutter gewidmet



### 1. Problemstellung und Zielsetzung der Untersuchung

Seit der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts hat eine rege Forschung zur Frage der Bildung kälischer Sedimente, insbesondere des Lösses, stattgefunden. In den häufig sehr detaillierten Studien, welche sich meistens durch Kartierarbeiten im Hinblick auf eine genaue Erfassung der Lössverbreitung auszeichnen, wurde eine "nördliche Lössgrenze" (vgl. Abb. 6) definiert (FIEDLER u. ALTERMANN 1964; GRAHMANN 1930/31; NEUMEISTER 1965; PAFFEN 1959; POSER 1947 b, 1948 a, 1951; WAGNER 1960; WAHNSCHAFFE 1921; WOLDSTEDT u. DUPHORN 1974). Vorkommen von Lössen oder lößverwandten Sedimenten nördlich dieser Lössgrenze wurden meistens als Sonderfazies der Lössbildung angesprochen.

Am unteren Niederrhein bedecken nördlich der Lössgrenze weichselzeitliche kälische Sedimente die saalezeitlichen Sander. Sie werden von den Autoren als Sandlöss (vgl. Abb. 5) angesprochen (BRAUN 1959, 1968, 1978 b; v.d. BRELIE 1959; HESEMANN 1975; KLOSTERMANN 1980; MÜLLER 1959; PAAS 1968 b). Mit der Ansprache einer Sandlössfazies auf dem Niederrheinischen Höhenzug<sup>1)</sup> (Abb. 1) verbindet sich die paläogeographische Frage nach der Herkunft und der Zusammensetzung

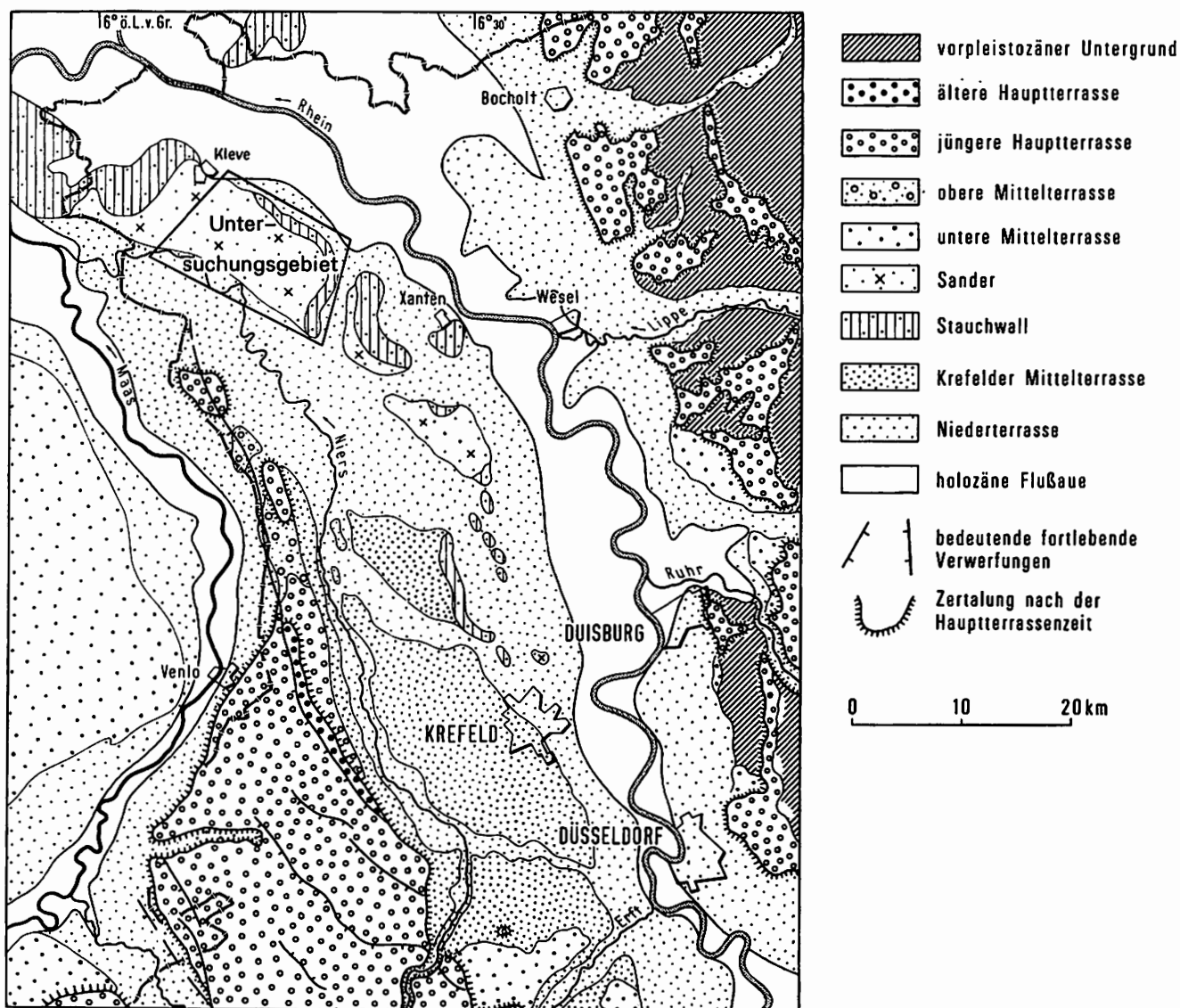


Abb. 1: Geologisch-geomorphologische Übersichtskarte vom Niederrhein mit Untersuchungsgebiet (nach BRAUN 1968)

1) In der Dissertation wird das Untersuchungsgebiet als Reichswald bezeichnet. Der Reichswald nahm vor den Rodungsperioden den gesamten Niederrheinischen Höhenzug ein. Heute sind die Rodunginseln mit Lokalnamen versehen (Pfalzdorfer-Plateau; Uedemer-Hochfläche), so daß der eigentliche Reichswald nur noch den Raum der Stauchwälle bei Kleve-Kranenburg einnimmt.

der Sedimente im Hinblick auf die Sonderstellung dieses Sedimentationsraumes. Verbunden damit ist ferner die Einordnung der Sedimente in vorhandene Lössnomenklaturen (FINK 1976; HESEMANN 1975; SCHRAPS u.a. 1978).

Mit der stratigraphischen Lücke zwischen dem saalezeitlichen Sander und dem jüngeren Weichsellöss ist das Problem einer Differenzierung der Sedimente sowie die Frage nach einer genaueren Alterseinstufung verbunden. Die Lössse auf den Flußterrassen am Niederrhein haben in der Vergangenheit eine besonders intensive Untersuchung und Gliederung aufgrund von fossilen Böden erfahren (BRUNNACKER 1967 a, b; BRUNNACKER u.a. 1977, 1978; LÖHR u. BRUNNACKER 1974; PAAS 1962, 1968 a, b; REMY 1960, 1968). Es war daher möglich, eine Lössstratigraphie aufzustellen und die verschiedenen fossilen Lössse einander zuzuordnen.

Das Fehlen fossiler Bodenhorizonte und die schlechte Differenzierung der Profile auf dem Niederrheinischen Höhenzug erschweren die exakte chronostratigraphische Zuordnung. Aufgrund tonmineralogischer Untersuchungen ist in dieser Arbeit der Versuch gemacht worden, eine Gliederung innerhalb des Decksediments vorzunehmen und über die qualitative Zusammensetzung der Tonsubstanz eine präzisere Alterszuordnung zu den bereits gut erforschten Böden am Niederrhein zu erhalten. Der Versuch, über eine pollenanalytische Bearbeitung von tiefhumosen Reliktböden von Schwarzerden auf dem Niederrheinischen Höhenzug zu einer differenzierteren Altersgliederung zu kommen, verlief negativ (KOPP 1965).

## 2. Stand der Forschung über die äolischen Ablagerungen im Untersuchungsgebiet und in den Nachbargebieten

Eine Gliederung von Löss, Flugsand und Niederterrasse wurde am unteren Niederrhein erstmals von BREDDIN (1926, 1927) vorgenommen. Bei der Gliederung der äolischen Ablagerungen in Nordrhein-Westfalen unterscheidet MÜLLER (1959) vier Lössprovinzen, wobei das linksrheinische Lössgebiet als eigene Provinz aufgefaßt wird (Abb. 5).

In den sechziger Jahren folgen verschiedene Arbeiten, die sich aufgrund palynologischer und paläontologischer Untersuchungen speziell mit der Differenzierung der im Periglazial abgelagerten Lösssedimente mit Hilfe fossiler Bodenbildungen am unteren Niederrhein auseinandersetzen (u.a. BRUNNACKER 1967 a, b; KOPP 1965; PAAS 1962, 1968 a, b; REMY 1960, 1968). PAAS (1962, 1968 a, b) gliedert einen älteren und jüngeren Weichsellöss am Niederrhein. Der Niederrheinische Höhenzug selbst blieb aufgrund des Fehlens fossiler Bodenhorizonte weitgehend unberücksichtigt. Die stratigraphische Gliederung der weichselzeitlichen Decksedimente für den Niederrhein (PAAS 1968 b) ist aus Abb. 8 ersichtlich.

Über die Windrichtungen, die zur Zeit der Ablagerung der äolischen Decksedimente im Weichselglazial geherrscht haben, gibt es nur Hypothesen. Verschiedene Autoren, die sich mit den äolischen Decksedimenten am unteren Niederrhein befaßt haben, kommen zu dem Ergebnis, daß die Ablagerungen von westlichen bis nordwestlichen Winden erfolgt sind (BREDDIN 1926, 1927; v.d. BRELIE 1959; HESEMANN 1975; JUX 1956; MÜLLER 1954, 1959; PAAS 1968 b; WILCKENS 1924). Diese Hypothesen sind aus dem räumlichen Nebeneinander der Sedimente abgeleitet. Aufgrund einer spezifischen Untersuchung über die Verbreitung nordwestfälischer Lössse konnte KELLER (1953) Südwestwinde nachweisen.

Von BRAUN (1978 b) und KLOSTERMANN (1980) ist der Versuch unternommen worden, die Herkunft der äolischen Decksedimente auf dem Niederrheinischen Höhenzug zu bestimmen. Die Autoren kommen zu dem Ergebnis, daß die Decksedimente aus unterschiedlichen Richtungen auf den Höhenzug aufgeweht wurden.

Über das Herkunftsgebiet der Lössse gibt es verschiedene Meinungen. Die meisten Autoren gehen von der Annahme aus, daß die Flugsand-, Sandlöss- und Lössablagerungen am Niederrhein aus der Niederterrasse von Rhein und Maas stammen (BREDDIN 1926, 1927, 1931; v.d. BRELIE 1959; JUX 1956; MÜLLER 1954; WEIDENBACH 1952; WILCKENS 1924). BREDDIN (1927) ist der Meinung, daß

die Auswehungen nicht aus der kiesigen Niederterrasse, sondern aus ihrem obersten sandigen Teil stammen. Nach MÜLLER (1959) wurden die Löss in erster Linie aus der Niederterrasse der Maas, in geringerem Maße auch aus der Niederterrasse des Rheins ausgeblasen. Eine Verbindung der rechtsrheinischen Lössen und Decksande zu den obersten Ablagerungen der Niederterrasse sieht JUX (1956) aufgrund der Schwermineralzusammensetzung.

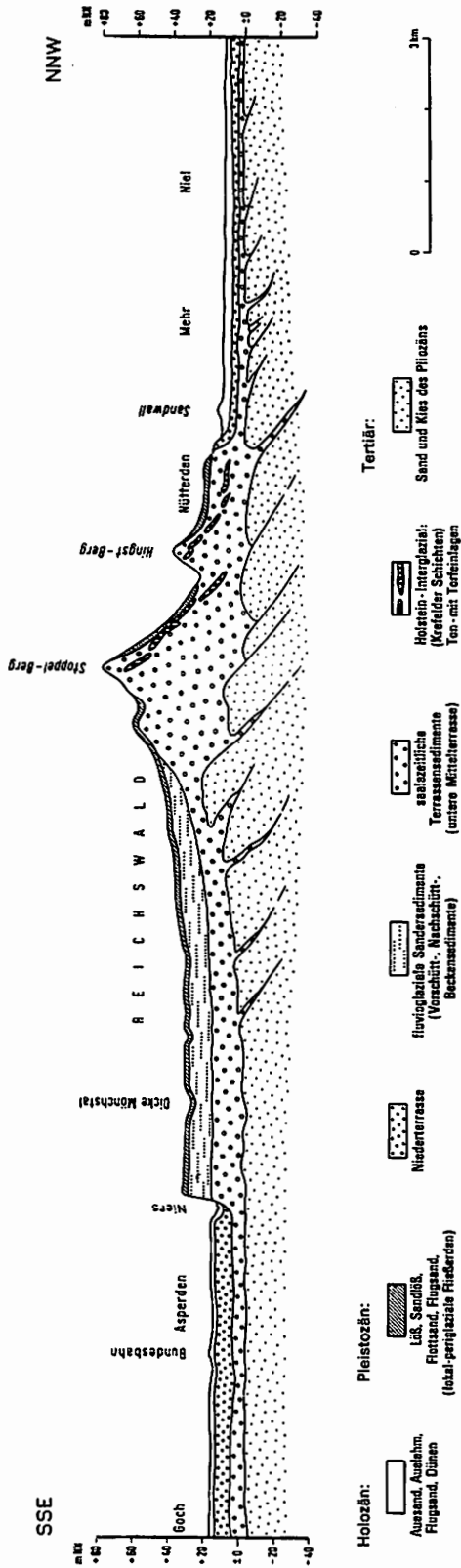


Abb. 2: Profil durch das untere Niederrheingebiet (verändert nach BRAUN u. QUITZOW 1961)

Die Zusammensetzung der Löss- und Sandlöss- auf dem Niederrheinischen Höhenzug sieht BRAUN (1968) in der Abhängigkeit von den in den aufgedrückten Stauchwällen vorkommenden glimmerreichen tertiären Feinsandschuppen. Die tertiären Feinsande sollen von den reichlichen Niederschlagswässern während der frühen Weichselkaltzeit aus den gestauchten Tertiärschollen (s. Abb. 2) herausgespült und in die Niederungen hinabgeschwemmt worden sein, wo sie von Winden aus vorwiegend westlicher Richtung ausgeblasen und auf die Höhen verfrachtet wurden (BRAUN 1968).

Aufgrund der jüngeren Untersuchungen über die Löss- und Sandlöss- auf der Uedemer-Hochfläche sieht BRAUN (1978 b) eine Verbindung der äolischen Decksedimente zu den glazialen Schotterfluren.

### 3. Lage und Beschreibung des Untersuchungsgebietes<sup>2)</sup>

Den Untersuchungsraum bilden die Rodungsinseln des Niederrheinischen Höhenzuges (Pfalzdorfer-Plateau, Louisendorfer-Höhe, Uedemer-Hochfläche) (s. Beilage). Er wird von den topographischen Kartenblättern 4202 Kleve, 4203 Kalkar und 4303 Uedem (Maßstab 1:25.000) abgedeckt.

Die Sanderhochflächen des Niederrheinischen Höhenzuges mit den sie umgrenzenden Stauchwällen bieten die idealen Voraussetzungen für äolische Ablagerungen, während die umliegenden Niederungen meist frei von äolischen Decksedimenten sind und als Ausblasungsgebiete in Frage kommen.

Aufgrund der Kartierung des geomorphologischen Kartenblattes Kalkar (SIEBERTZ 1977) waren die Mächtigkeiten und die Lagerungsverhältnisse der äolischen Decksedimente bereits bekannt. Eine Geländebegehung im Rahmen dieser Arbeit ließ erkennen, daß die Stauchwälle selbst fast völlig frei von äolischen Ablagerungen waren. Ferner ist zu bemerken, daß mit der Lage der Stauchwälle bei Kleve-Kranenburg und der geringen Sanderausdehnung in diesem Raum kaum die geeigneten Voraussetzungen für eine kontinuierliche äolische Sedimentation gegeben sind. Eine Abnahme der Mächtigkeiten und eine vertikale Inhomogenität aufgrund des starken Waldbestandes (Durchwurzelung) im Reichswald ließen dieses Gebiet für eine sedimentologische Arbeit (zunächst) ungeeignet erscheinen.

Die Arbeiten wurden deshalb auf den Raum der Sanderhochfläche bei Uedem, Pfalzdorf und Louisendorf konzentriert und nach Nordwesten bis zur Linie Kleve-Reichswalde-Nierswalde ausgedehnt (s. Beilage).

Der Uedemer-Bruch (s. Beilage), der nach MERTENS (1967/68) auch von Löss aufgebaut wird und dessen Boden von PAAS (1977) als 'Gleye aus Löss' klassifiziert ist, wurde in die Untersuchung nicht miteinbezogen.

### 4. Geologisch-geomorphologische Entwicklung des Untersuchungsgebietes

Für die geologische Entwicklung am unteren Niederrhein sind besonders das Saale- und Weichselglazial von Bedeutung, weil mit der Bildung der kaltzeitlichen Sand- und Schotterfluren (Mittel-, Niederterrassen, Sanderflächen) die Voraussetzung (sedimentpetrologisch und mineralogisch) für eine Auswehung der feinen Sedimente und somit für die Lössbildung gegeben war.

Während der Saaleeiszeit wurde die untere Mittelterrasse gebildet. Noch während diese Terrasse in Aufschotterung begriffen war, erreichten die sich von Skandinavien her vorschubenden Inlandeismassen die Niederlande und das nördliche Niederrheingebiet zwischen Kleve und Krefeld. Sie drängten dabei den Rhein nach Westen ab (vgl. THOME 1958, 1959). Die vor dem Gletscherrand liegenden Kies-Sand-Ablagerungen, die darunter befindlichen Interglazialschichten und Rinnenschotter sowie stellenweise sogar der Tertiäruntergrund wurden vom Gletschereis zu Stauchwällen zusammengedrückt (Abb. 2). Darüber breitete das Eis eine meist lehmige, stellenweise auch sandig-kiesige Grundmoräne aus (BRAUN u. QUITZOW 1961).

---

2) Die physisch-geographische Beschreibung des Untersuchungsgebietes sowie die methodischen Überlegungen zur Durchführung der Untersuchung und zur Auswertung sind in der Dissertation (im Originaldruck veröffentlicht) behandelt worden und liegen diesem Schriftsatz nicht mehr zugrunde.

Beim Abschmelzen des Eises lagerten die Schmelzwässer vor den Stauchwällen Sande und Kiese (Sander) ab (BRAUN u. QUITZOW 1961). Diese Sedimente sind meist geschichtet und zeigen aufgrund der Verwitterung eine rotbraune Farbe.

Die Sandersedimente enthalten allgemein einen hohen Anteil an Leichtmineralen (Glimmer und Feldspat), was auf den Zerfall von nordischem Gestein zurückzuführen sein dürfte (BRAUN 1964, 1968). Der Schwermineralbestand wird von KAISER (1961) für den Sander bei Goch mit einem höheren Anteil an Alterit und Epidotit angegeben, während BRAUN (1964, 1968, 1978 a) für die älteren Schmelzwassersedimente zusätzlich einen erhöhten Granatanteil anführt. Die jüngeren Schmelzwassersande (Beckensedimente) dagegen zeigen vornehmlich stabile Schwerminerale, wie Turmalin und Zirkon (BRAUN 1964, 1968, 1978 a)<sup>3)</sup>.

Nach dem Abschmelzen des Inlandeises kehrte der Rheinstrom allmählich wieder in sein altes Bett zurück, wobei große Teile der Stauchwälle und des Sanders erodiert wurden (BRAUN u. QUITZOW 1961). Als Folge sind die äußeren Grenzen der Sanderhochfläche meist fast überall sehr scharf durch Steilabfälle zur Rhein- und Niersniederung hin markiert.

Nordwestlich des Uedemer-Bruches (s. Beilage) erstreckt sich ein breites Plateau 18 km nordwestwärts bis Kleve. Es handelt sich um eine ausgedehnte Sanderfläche (Pfalzdorfer-Plateau, Uedemer-Hochfläche), die am Ostrand von einzelnen flach aufragenden Stauchwallhügeln (westlich von Kalkar) durchsetzt ist. Die höchste Erhebung im Stauchwall bei Kalkar bildet der Monreberg mit 72 m (vgl. Karte 1 u. 2 in SIEBERTZ 1980 a). Der Sander fällt von 50-55 m im Nordosten ganz allmählich in südwestlicher Richtung auf 25-30 m ab. Innerhalb des Pfalzdorfer-Plateaus bildet die Louisdorfer-Höhe mit etwa 40 m die höchste Erhebung. Sie ist ein durch fluvioglaziale Tätigkeit gebildeter Erosionsrücken (SIEBERTZ 1977, 1980 a).

Die Sanderhochfläche im Raum Uedem bildet morphologisch ein relativ großräumiges zusammenhängendes Plateau, das in sich kaum durch Trockentäler reliefiert ist; die Schmelzwasserrinnen bilden hier meist nur leichte Dellen, die in die Fläche eingesenkt sind.

Die am Außenrand gelegenen Steilkanten sind von kurzen, heute trockenen Erosionsrinnen zergliedert. Im Inneren der Sanderfläche greifen vom Südwestrand einige mehrere Kilometer lange Trockentäler vor. Sie sind von den abfließenden Schmelzwässern während der Saalevereisung gebildet worden. Der Abfluß geht meist radial vom Stauchwall aus, so daß die Hauptentwässerungslinien für den Kleve-Kalkarer Sander nach Westen und Südwesten zeigen (SIEBERTZ 1977, 1980 a).

Im periglazialen Klima der Weichseleiszeit bewegten sich an den Rändern der Sanderhochfläche Solifluktionmassen über den permanent gefrorenen Untergrund. Sie sind in den Randzonen als mehr oder weniger breite Streifen von Fließerde erhalten geblieben (vgl. BRAUN 1968). Die Solifluktionsprozesse haben zu einer Überformung der Trockentäler geführt. Kräftige Solifluktionsprozesse im Weichselglazial verursachten besonders in den Unterläufen der Trockentäler bei ost- und südostexponierten Hängen Hangasymmetrie (SIEBERTZ 1977, 1980 a).

In das Weichselglazial fällt ferner die Bildung der meisten kälischen Decksedimente. Es handelt sich hierbei um Löss und Sandlöss, die aus den Niederterrassenschottern während des Hochglazials ausgeblasen und auf den Stauchwällen und Sanderhochflächen abgelagert wurden (BRAUN 1959, 1968, 1978 b). Die Deflation wurde durch die Frostbodenverhältnisse und die spärliche Tundravegetation begünstigt.

---

3) Die Schwermineralzusammensetzung des Sanders ist insofern von Bedeutung, weil BRAUN (1968, 1978 b) in der Herkunft der Decksedimente auf dem Reichswald eine Abhängigkeit von den tertiären Feinsanden in den Stauchwällen bzw. den fluvioglazialen Sandersedimenten sieht.

Der primäre Löss und Sandlöss sind nicht mehr vorhanden, sondern zu einem schwach tonigen Schluff verwittert (BRAUN 1968). Er bildet einen Lösslehm, der unter starken Feuchtigkeitseinflüssen mäßig bis stark pseudovergleyt ist. Unter ungünstigen Bedingungen (Lage in Schmelzwasser-rinnen) bildet er eine (kräftige) Fahlerde und lokal Podsole aus. Die Mächtigkeit beträgt durchschnittlich einen Meter und wird meist im Liegenden von einer Steinsohle nach unten abgegrenzt (SIEBERTZ 1977, 1980 a).

Kolische Prozesse lassen sich am unteren Niederrhein auch noch im jüngeren Holozän nachweisen. Sie bilden allerdings keine Decksande, wie im Weichselglazial, sondern meist zu Dünen aufgewehte Kuppen. Bekannt sind die Wisseler Dünen. Das Ausgangsmaterial bilden die trockenliegenden Altarme des Rheins in unmittelbarer Nähe des Ortes. Nach HÖPPNER u. STEEGER (1936) dient als Ursprungsgebiet für die Wisseler Dünen-sande der alte, heute beinahe schon ganz verlandete Rheinlauf Kalflack, der das Dorf Wissel und die Dünen in einem weitgespannten, nach Norden offenen Bogen umgibt (vgl. Karte 1 in SIEBERTZ 1980 a). Aus der Lage der Dünen ist abzuleiten, daß sie von West- bzw. Südwestwinden aufgeweht wurden, weil die niederrheinischen Binnendünen immer östlich des heutigen Rheinlaufs oder östlich von ehemaligen Rheinläufen liegen (HÖPPNER u. STEEGER 1936).

Das Entstehungsalter der Wisseler Dünen ist nicht einwandfrei nachzuweisen, jedoch können sie aufgrund von Artefaktfunden und der morphologisch-stratigraphischen Verhältnisse in das späte Mittelalter - frühe Neuzeit gestellt werden (BRAUN 1968; HÖPPNER u. STEEGER 1936; SIEBERTZ 1977).

Eine zusammenfassende paläogeographische Beschreibung des unteren Niederrheingebietes wurde von HEINE u. SIEBERTZ (1980) vorgenommen.

##### 5. Die Decksedimente auf der Sanderhochfläche des Niederrheinischen Höhenzuges

Von den Autoren HESEMANN (1975) und MÜLLER (1959) werden die Decksedimente auf dem Niederrheinischen Höhenzug als Flugsande und Sandlössse klassifiziert. Die Autoren BRAUN (1959, 1968), v.d. BRELIE (1959) und PAAS (1968 b) betrachten die lößartigen Ablagerungen durchweg als Sandlössse, während BRAUN (1978 b) sie als anlehmgige Flottsande (Flottlehme) bezeichnet.

Von KLOSTERMANN (1980) wird erstmals der Versuch unternommen, eine differenzierte Gliederung der Decksedimente auf der Uedemer-Hochfläche zu erreichen, bei der neben Flugsand und Sandlöss auch ein Löss gegliedert wird. Die Decksedimentverteilung wurde anhand der geologischen Übersichtskarte 1:100.000 C 4302 Blatt Bocholt durchgeführt, wo eine konzentrische Anordnung der Decksedimente zu beobachten ist; die Flugsande sind am Rand der Sanderhochfläche, die Lössse und Sandlössse im Zentrum der Hochfläche abgelagert (vgl. KLOSTERMANN 1980; SIEBERTZ 1982). Die Auswertung aller Proben im Konzentrationsdreieck ergab ein wenig differenziertes Decksedimentverteilungsbild auf dem Niederrheinischen Höhenzug. Das Kornverteilungsspektrum reichte von Sedimenten mit hohem Sandgehalt bis zu Sedimenten mit einem relativ hohen Schluffgehalt und einem angemessenen Tonanteil (vgl. Abb. 10 in SIEBERTZ 1980 b), Sedimente also, die granulometrisch sowohl Flugsande als auch Lössse enthielten mit einem Spektrum von Sedimentvariationen dazwischen.

Aufgrund der Annahme, daß auf dem Niederrheinischen Höhenzug nur Sandlössse abgelagert wurden, zeigte sich dennoch, daß die Sedimentverteilung wesentlich differenzierter zu sehen ist, als dies bisher in der Literatur vermerkt wurde. Für die Sedimentdifferenzierung wurden zwei Nomenklaturen aufgestellt (Tab. 4 u. 5), welche die charakteristischen an der Sedimentzusammensetzung beteiligten Kornfraktionen in Verbindung zum Feinheitsgrad<sup>4)</sup> enthalten.

4) Der Feinheitsgrad ist eine Kennzahl, die eine Aussage über die Feinheit (Zusammensetzung) einer Sedimentprobe gibt und zum schnelleren Vergleich von Proben untereinander dient sowie zur Klassifizierung von Sedimenten herangezogen werden kann. Je höher die Kennzahl ist, desto feiner ist die Zusammensetzung der angesprochenen Probe (vgl. SIEBERTZ 1980 b, 1982; SCHÖNHALS 1955).

Die Decksedimentverteilung, welche auf der Sedimentanalyse basiert, ist aus der Kartenbeilage zu entnehmen. Im folgenden Kapitel sind die einzelnen Sedimentationsräume erläutert.

Das Aufschluß- und Aufgrabungsverzeichnis (Tab. 1) sowie die Zusammenstellung der Kornanalysendaten, Feinheitsgrade und Profilmächtigkeiten (Tab. 2) sind im Anhang aufgeführt.

### 5.1. Die Flottsande am Südwestrand der Sanderhochfläche<sup>5)</sup>

Nach KÖSTER (1964) sind die Termini Flottsand und Sandlöß gleichbedeutend. Die beiden Begriffe haben lediglich lokale Bedeutung. In Süddeutschland werden die gröberen und tonärmeren Lössse als Sandlöß (KÖSTER 1964), in Nord- und Westdeutschland als Flottsande bezeichnet (KÖSTER 1964; MÜCKENHAUSEN 1975).

Aus der Beilage ist zu ersehen, daß der Südwestrand der Sanderhochfläche durch einen schmalen Saum gekennzeichnet ist, der von lößähnlichen Sedimenten aufgebaut wird. Diese wurden bei einer geologischen Kartierung als Flugsande interpretiert (BRAUN 1968). Die Fazies dieser Ablagerung scheint zunächst recht grob, so daß bei einer Fingerprobe der Eindruck entsteht, einen Flugsandhorizont vorzufinden. Die Unterschiede in der Zusammensetzung zwischen Flugsanden und Flottsanden sind allerdings bemerkenswert und nur durch Kornanalysen sowie mit Hilfe von Kennzahlen zu ermitteln (s. Abb. 3, Tab. 4 u. 5). Weil für Kartierungszwecke die Fingerprobe meist die Grundlage der Substratbestimmung bildet, sind Fehlerquellen bei der Interpretation nicht zu vermeiden.

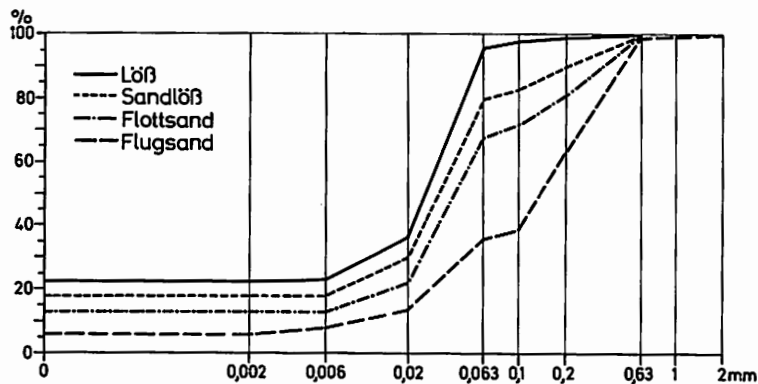


Abb. 3: Kornsummenkurven der Decksedimente des Niederrheinischen Höhenzuges

### Aufschlußbeschreibung und Lagerungsverhältnisse

Die Flottsandablagerung ist nur auf den schmalen Saum im Südwesten der Sanderhochfläche beschränkt und umfaßt die Aufschlüsse 21, 26, 53, 56, 65, 67 und 80, deren Mächtigkeiten durchschnittlich zwischen 60 und 80 cm betragen. Ausnahmen bilden die Aufschlußprofile 21 mit 100 cm, 26 mit 120 cm und 80 mit 140 cm Mächtigkeit, wobei die letztgenannten Aufschlüsse sich in den Hanglagen von Schmelzwasserrinnen (A 21) oder im Steilabfall des Sanders zur Niersniederung befinden (A 26, 80).

5) Um alle Sedimente auf der Sanderhochfläche sinnvoll gliedern zu können und dabei nicht zu große Toleranzwerte in der Zusammensetzung benutzen zu müssen, wurde innerhalb der lößverwandten Sedimente ein Sandlöß und Flottsand unterschieden (s. Tab. 4 u. 5).

Die Flottsandprofile beinhalten verschiedentlich Grobsandstreifen, die von der Zusammensetzung her auf Flugsandeinwehungen schließen lassen<sup>6)</sup>. Dies ist nach SCHÖNHALS (1953) für die Randgebiete unserer Flüsse charakteristisch, soweit sie den Lössedimentationsraum durchfließen, weil dort die günstigsten Voraussetzungen für die Einwehung von größeren Körnern besteht, so z.B. auch für den Niederrhein (vgl. BREDDIN 1926, 1927). Ähnliche Beobachtungen machte SCHÖNHALS (1950) an Lössprofilen im Rheingau.

Folgende Profilabschnitte zeigen Flugsandcharakter:

A 21 $\alpha$ , A 53 $\beta$  und A 80 $\beta$ . Das Profil von A 26 besitzt im  $\beta$  - Abschnitt eine Lössanwehung. Von den Flottsanden setzen sich die Flugsande, Sandlössse und Lössse in den Kornsummenkurven gut ab (Abb. 3). Schichtungen sind in den Ablagerungen nicht beobachtet worden; sie sind meist völlig geröllfrei.

Die Aufschlußprofile 21, 56, 65 und 67 besitzen eine homogene Zusammensetzung und sind (meist) kiesfrei. In A 67 sind vereinzelt Kiese gefunden worden. Der Flottsand weist in der Kornzusammensetzung zwei Maxima auf, die sich mit etwa durchschnittlich 49 % im Grobschluff und mit 15 % im Mittelsand (0,63-0,2 mm) bewegen. Ein kleines untergeordnetes Maximum bildet die Feinsandfraktion (0,2-0,1 mm, vgl. Abb. 18 in SIEBERTZ 1980 b); die Feinheitsgrade differieren von Profil zu Profil zwischen 62 und 67 (Tab. 4). Die Analysendaten der Aufschlüsse 26, 53 und 80 zeigen in ihrer Kornzusammensetzung ähnliche Werte wie die Flottsande, die allerdings aufgrund der Inhomogenität im Profil - bedingt durch die Flugsandabschnitte - die errechnete Norm in Tab. 4 u. 5 über- oder unterschreiten. Das Liegende von A 80 bildet einen 80 cm mächtigen sandig-kiesigen Umlagerungsabschnitt über der Steinsohle.

#### Interpretation der Ergebnisse

Der Flottsandstreifen im Südwesten der Sanderhochfläche (s. Beilage) bildet einen Teil der äolisch abgelagerten Lösssedimente. Die durchweg geringe Mächtigkeit der Profile und ihre in der Zusammensetzung meist homogene Struktur zeigen, daß die Flottsande die Sedimentation der Lössse räumlich einleiten. Aufgrund ihrer größeren Beschaffenheit sind sie nur bis in die Randzonen ihres Ursprungsgebietes transportiert worden. Die Randzone kommt in dem schmalen Saum ihrer Verbreitung auf der Sanderhochfläche oberhalb der Niersniederung zum Ausdruck (s. Beilage).

Der Flottsand ist ein äolisches, lößverwandtes Sediment; der Verlauf der Kornsummenkurve in Abb. 3 zeigt, daß der Flottsand in der Zusammensetzung den Sandlössen und Lössen sehr nahekommt. Der Kornsummenkurvenverlauf bei den Flottsanden setzt sich aber von dem der Flugsande eindeutig ab und zeigt zu diesen keine Beziehung. In der Zusammensetzung besitzen die Flottsande gegenüber den Flugsanden eine größere Homogenität im Profilaufbau sowie einen wesentlich höheren Feinheitsgrad.

Die Flottsande liegen autochthon. Das gemeinsame Auftreten von Flott- und Flugsanden innerhalb der Flottsandprofile hängt von der Exposition und den Reliefverhältnissen ab.

Paläogeographisch ist der Flottsand auf dem Niederrheinischen Höhenzug am unteren Niederrhein im Hinblick auf seine Stellung unter den Lösssedimenten als eine lößähnliche Ablagerung (Übergangsfazies) zu betrachten. Für die Ablagerung dieser groben Lössfazies dürfte die kräftige,

6) Im norddeutschen Raum werden von den Autoren BRÜNING (1959), MERKT (1968), SCHMIDT (1966) und SCHÖNHALS (1953) verschiedentlich Flugsandabschnitte in den Talrandlössen beschrieben, die in der Problematik ihrer Entstehung durchaus mit den Ergebnissen im niederrheinischen Raum vergleichbar sind. Allerdings treten hier die Flugsandstreifen innerhalb der Flottsandprofile auf, während die Sandlöss- und Lössprofile im vertikalen Sedimentprofil nicht von Flugsandstreifen durchsetzt oder unterbrochen sind.



häufig auch instabile Winddynamik vor einem Hindernis (Sanderhochfläche) verantwortlich sein. Die Flugsandstreifen in den Flottsanden und die geringe Mächtigkeit der Profile sprechen dafür. Flottsande bilden zweiphasige Sedimente, die jeweils zur Hälfte von Flugsanden und Lössen aufgebaut werden (vgl. Abb. 18 in SIEBERTZ 1980 b).

### 5.2. Die Lösssedimente auf dem Pfalzdorfer-Plateau und der Uedemer-Hochfläche

Der Raum des Pfalzdorfer-Plateaus und der Louisendorfer-Höhe werden von Sandlöß- und Lössablagerungen aufgebaut (s. Beilage), die in ihrer Zusammensetzung unterschiedlich sortiert sind. Von Südwesten nach Nordosten und Osten hin nimmt die Feinheit in der Zusammensetzung und die Mächtigkeit der Profile zu.

#### 5.2.1. Grober Sandlöß

An die Flottsande schließt sich nach Osten ein unregelmäßig ausgeprägter Saum mit groben Sandlössen an. Die Sedimente greifen von Südwesten in schmalen Zungen in die Hochfläche hinein; sie sind nicht kontinuierlich verbreitet (s. Beilage).

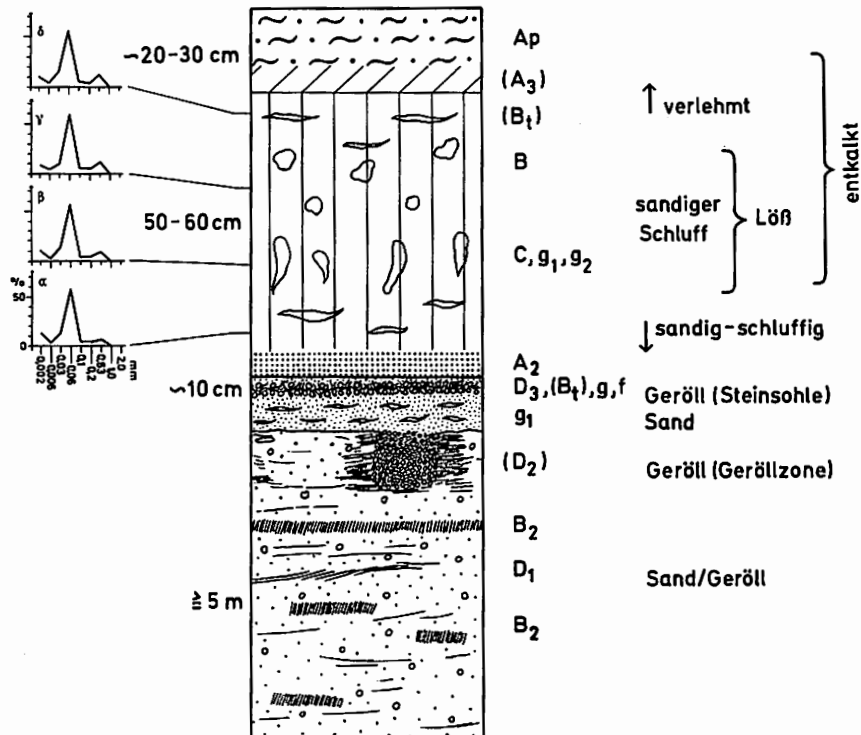


Abb. 4: Sanderaufschluß (Nr. 2) mit Decksedimentprofil

Ein breiter, ausgedehnter, grober Sandlößstreifen ist nordöstlich des Pfalzdorfer-Plateaus abgelagert. In der Zusammensetzung und im Profilaufbau sind sie mit den im Südwesten abgelagerten Sandlössen vergleichbar. Die groben Sandlöße sind feiner als die Flottsande. Eine Zunahme in der Materialfeinheit der groben Sandlöße gegenüber den Flottsanden läßt die Kornsummenkurve (Abb. 3) erkennen. Es tritt eine Zunahme im Grobschluff auf und eine leichte Abflachung der Kurve in den Sandfraktionen. Neben dem dominierenden Grobschluff tritt in den Kornverteilungskurven deutlich ein zweites Maximum im Mittelsand (0,63-0,2 mm) auf, welches für Sandlöße allgemein charakteristisch ist (s. FINK 1976). Der durchschnittliche Anteil der Kornfraktionen (Grobschluff und Mittelsand) beträgt beim Grobschluff 54 % und beim Mittelsand 10-11 %; der Feinheitsgrad liegt bei 67 und 68 (s. Tab. 4). Die Profilmächtigkeit beträgt durchschnittlich zwischen 60-80 cm, wobei der Profilaufbau vom Granulat her durchweg homogen ist (A 2, 12, 40, 68). Flugsandhorizonte sind hier nicht gefunden worden. Die charakteristischen bodenkundlichen Merkmale eines Sandlößprofils (Sander aufschluß No 2;  $r_{25.13360}$ ;  $h_{57.30680}$ ) sind aus der Abb. 4 zu ersehen.

### 5.2.2. Feiner Sandlöß

Dem groben Sandlöß schließt sich nach Osten und Nordosten der feine Sandlöß an. Seine Verbreitung ist auf einen schmalen Saum begrenzt, der sich auf der Sanderhochfläche von Nordwesten nach Südosten zieht (s. Beilage).

Die meisten feinen Sandlößprofile besitzen einen relativ homogenen Profilaufbau (A 1, 3, 9, 41, 57, 59, 72, 73). An der Basis der Profile A 41 und A 57 liegen Flugsande (s. Abb. 17 u. 18 in SIEBERTZ 1980 b). Das Liegende von A 61 (etwa 40 cm) ist umgelagert. Die Profilmächtigkeit beträgt durchschnittlich 60 bis 80 cm, wie die des groben Sandlösses.

Der feine Sandlöß zeichnet sich durch eine Zunahme im Grobschluff gegenüber dem groben Sandlöß aus, wobei der durchschnittliche Grobschluffanteil beim feinen Sandlöß 57 % beträgt, während er beim groben Sandlöß bei 54 % liegt. Aus den Kornverteilungskurven (Abb. 18 in SIEBERTZ 1980 b) ist ersichtlich, daß das zweite kleinere Maximum im Mittelsand (0,63-0,2 mm) auch beim feinen Sandlöß noch deutlich in Erscheinung tritt, obwohl der durchschnittliche Mittelsandgehalt einer Probe bei 7 % liegt (grober Sandlöß 10-11 %). Der Feinheitsgrad weist einen Mittelwert von 70 auf, der beim feineren Lösssediment keine nennenswerte Steigerung mehr erfährt (s. Tab. 4).

Flugsandhorizonte innerhalb der Sandlößprofile, wie sie von SCHÖNHALS (1953) beschrieben wurden, konnten in den Aufschluß- und Aufgrabungsprofilen nicht nachgewiesen werden. Sie mögen wohl innerhalb der Sandlössse ausgebildet gewesen sein; dies läßt sich jedoch bei einer schwachen Flugsandausbildung nicht mehr nachweisen. Hinzu kommt, daß durch Bioturbationen die ursprünglich horizontale Lagerung zerstört wurde. Lediglich in den Aufschlußprofilen 41 und 57 befinden sich im Basisabschnitt ( $\alpha$ ) Flugsande.

### 5.2.3. (Schwach) sandiger Löß

Der Niederrheinische Höhenzug wird im Raum des Pfalzdorfer-Plateaus und der Louisendorfer-Höhe von (schwach) sandigem Löß aufgebaut. Diese Lößfazies besitzt die größte räumliche Ausdehnung von allen Sedimenten, welche die Hochfläche aufbauen. Im Osten der Sanderhochfläche reicht diese Lößablagerung bis an den Hang des Sanderabfalls zur Rheinniederung (A 16 in Beilage).

Der (schwach) sandige Löß erreicht eine durchschnittliche Mächtigkeit von 80 bis 100 cm. A 16 zeigt die größte Mächtigkeit mit 140 cm. Die Profile sind durchweg homogen aufgebaut und ungeschichtet. Allerdings zeigen mehrere Profile in den Hangendablagerungen (20-40 cm) kräftige Umlagerungen, welche von der landwirtschaftlichen Bearbeitung herrühren dürften (Aushebungen des Landwehrs).

Der Grobschluffgehalt ist gegenüber dem feinen Sandlöß höher. Er liegt beim (schwach) sandigen Löß durchschnittlich bei 61 % (feiner Sandlöß 57 %). Das kleinere Maximum des Mittelsandes beträgt 4-5 % im Durchschnitt und kommt in der Kornverteilungskurve (Abb. 18 in SIEBERTZ 1980 b) noch gut zum Ausdruck. Der mittlere Feinheitsgrad wurde für den (schwach) sandigen Löß mit der Kennzahl 71 errechnet (s. Tab. 4). Flugsande sind im vertikalen Profilaufbau nicht dazwischen geschaltet, sondern treten nur als Basissedimente der Aufschlüsse 16, 51, 74 und 75 auf (Kap. 5.4).

Die flächenhafte Ausdehnung des (schwach) sandigen Lösses läßt erkennen, daß die Ablagerung nicht reliefabhängig ist. Das Sediment befindet sich sowohl auf dem ausgedehnten niederen Pfalzdorfer-Plateau (um 30 m Höhe) als auch auf der Louisendorfer-Höhe (um 40 m Höhe). Dies zeigt, daß für dieses bewegte Relief von der Strömungsdynamik des Windes her eine feinere Sedimentdifferenzierung nicht mehr erreicht werden konnte.

Der (schwach) sandige Löss ist von der Zusammensetzung her (selbst für die durch Schmelzwasser-rinnen reichlich gegliederte Hochfläche) als durchweg gut sortierte Ablagerung zu betrachten mit homogenem Profilaufbau und durchschnittlichen stabilen Mächtigkeiten von 100 cm (und mehr). Auf der stärker reliefierten Oberfläche des Pfalzdorfer-Plateaus und der Louisendorfer-Höhe erreichen die (schwach) sandigen Lössse ihre feinste Sortierung.

#### 5.2.4. LÖSS

Der Löss bildet die feinste Ablagerung sämtlicher am Aufbau der Sanderhochfläche beteiligten Decksedimente. Die Lösssedimentation ist reliefabhängig und nur auf die wenig reliefierte Uedemer-Hochfläche beschränkt. Sie neigt sich von Osten mit einer Höhe von 50 m kontinuierlich nach Westen auf 30 m ab. Das Relief der Uedemer-Hochfläche ist relativ schwach durch Schmelzwasserrinnen gegliedert und bildet eine einheitlich zusammenhängende Hochfläche, die sich auf die Lösssedimentation günstig auswirkt; sie bildet eine Insel auf der Uedemer-Hochfläche (s. Beilage).

Der hohe Grobschluffgehalt der Sedimente wirkt sich in dem extrem steilen Anstieg der Kornsummenkurve aus (Abb. 3). Er liegt bei den Lössen im Mittel bei 62 % und erreicht im Extremfall eines Profilabschnittes 71 % (A 52 β). A 20 und A 30 erreichen mit über 20 % Tongehalt im Profil die höchsten Werte auf der Hochfläche (A 30 δ = 23 %).

Der Mittelsandgehalt liegt im Durchschnitt bei 2-3 %, der sich je nach Verteilung im Profilaufbau in den Kornverteilungskurven widerspiegelt. In den Kornverteilungskurven läßt sich der Mittelsandgehalt nicht mehr regelmäßig nachweisen (vgl. Abb. 18 in SIEBERTZ 1980 b). Im Durchschnitt erreicht der Feinheitsgrad des Lösses den Wert 72 und weist gegenüber dem (schwach) sandigen Löss keine nennenswerte Steigerung mehr auf.

Der Aufbau der Lössprofile ist durchweg homogen, wobei die Mächtigkeiten auf der Uedemer-Hochfläche im Mittel 100 bis 120 cm erreichen; die Ablagerungen zeigen keine Schichtung. Die Basisabschnitte der Aufschlüsse 52, 55 und 76 bilden Flottsand- und Flugsandabschnitte (Kap. 5.4).

Der Einfluß des ozeanischen Klimas ist nicht ohne Folgen für die Decksedimente geblieben. Die Sandlössse und Lössse sind durchweg völlig entkalkt und verlehmt. Aufgrund der Abführung des Kalkes setzt eine stärkere Silikatverwitterung ein, wobei auch Tonmineralneubildungen stattfinden (sekundäre Tonminerale), die zu einer Tonanreicherung im Sedimentprofil führen und eine Zunahme des feineren Kornes bewirken (BRUNNACKER 1957; SCHÖNHALS 1952). Die These, wonach ein höherer Kalkgehalt eine feinere Körnung zur Folge hat (SCHÖNHALS 1952), kann in diesem Zusammenhang nicht nachgewiesen werden, da aufgrund der völligen Sedimententkalkung keine Vergleiche möglich sind.

Lessivierungen und Infiltrationen führen häufig zu einer Verlagerung der feineren Substanzen (Tone), wodurch es auch zur Tonanreicherung kommen kann. Das schlägt sich in erhöhten Kennziffern der mittleren Profilabschnitte, bzw. der Basis geringmächtiger Profile nieder. Das Feinmaterial der Sandlössse und Lössse auf dem Niederrheinischen Höhenzug kann aufgrund der hohen Niederschläge durchweg als verlagert betrachtet werden.

Nach GUENTHER (1953) werden unverschwemmte Lössse mit zunehmender Höhe feiner, was allerdings in den Sedimentprofilen nicht beobachtet werden konnte. Eine relativ hohe Tonanreicherung befindet sich allerdings im Mittelabschnitt (δ) des Profils A 30.

Das Ergebnis der Tonmineralanalyse (s. Kap. 6.6.1.) läßt den Schluß zu, daß es sich bei dem Profilabschnitt (8) in A 30 um eine durch fluviatile Einwirkungen gebildete Tonanreicherung handelt, während die meisten Proben (s. Abb. 7) auf eine Tonmineralneubildung schließen lassen und nicht auf eine Tonanreicherung durch Verlagerung. Deshalb sollte bei den Decksedimenten auf dem Niederrheinischen Höhenzug der Terminus Schwemmlöß vermieden werden, sofern sie nicht als abgeschwemmte Sedimente in Hanglagen zu finden sind (vgl. Karte 2 in SIEBERTZ 1980 a).

#### Interpretation der Ergebnisse

Die Sanderhochfläche wird von mehr oder weniger kontinuierlich abgelagerten äolischen Decksedimenten aufgebaut, die sich vornehmlich aus Sandlöß und Löß zusammensetzen. Das Relief bestimmt die Ablagerungssortierung. Höchste Feinheiten und Mächtigkeiten werden dort erreicht, wo das Relief eine ruhige und kontinuierliche Sedimentation ermöglicht. Dies ist auf der Uedemer-Hochfläche der Fall (vgl. Beilage).

Von Südwesten nach Nordosten und Osten nimmt die Feinheit der Sedimente zu. In der Kornzusammensetzung beinhalten die Sedimente zwei Hauptkomponenten: erstens den Grobschluff, und zweitens ein kleines untergeordnetes Maximum in der Mittelsandfraktion (0,63-0,2 mm). Die Gleichförmigkeit in der Ablagerung läßt sich aus der engen Scharung der Kornsummenkurven in Abb. 17 (SIEBERTZ 1980 b) ablesen. Trotz der Verlagerung von Feinmaterial in verschiedenen Profilen hat sich ein (relativ) homogener Aufbau erhalten können.

Aus den Kornverteilungskurven (Abb. 18 in SIEBERTZ 1980 b) lassen sich bei verschiedenen Profilen an der Basis regelmäßig höhere Sandanteile feststellen<sup>7)</sup>. Hierfür bieten sich zwei Interpretationsmöglichkeiten an:

1. die leichte Vergrößerung von Basisabschnitten hängt mit Infiltrationseinflüssen zusammen, wobei das Feinmaterial in die Steinsohle oder in den Sander abgewandert ist; die Verkittung der Steinsohle durch Feinsubstanzen sowie der im Sanderhangenden häufig anzutreffende Verbraunungshorizont sprechen dafür.
2. zum Beginn einer Sedimentation wird allgemein eine instabilere Winddynamik (ähnlich der Übergangsjahreszeiten) geherrscht haben, mit der eine unregelmäßige Ablagerung einsetzte, die eine Vergrößerung der Basissedimente zur Folge hatte, was sich bei vielen Lößprofilen an der Basis auswirkt (vgl. Abb. 18 in SIEBERTZ 1980 b).

#### 5.3. Die Sandlößablagerungen im Nordosten der Sanderhochfläche

An die im Nordosten liegenden Stauchwälle schließt sich nach Südwesten ein relativ breiter Streifen von grobem und ein schmalerer Saum von feinem Sandlöß an (A 3, 12, 61), der schließlich von den Lößsedimenten des Pfalzdorfer-Plateaus abgelöst wird (s. Beilage). Die Aufschlüsse 5 und 24 besitzen eine Flottsandzusammensetzung. Es sind die einzigen Profile dieser Art, welche in diesem Raum beobachtet wurden.

Der nordöstliche Sandlößstreifen scheint keinen eigenständigen Sedimentationsraum zu bilden. Für die Interpretation bieten sich folgende Möglichkeiten an:

1. die Sedimente gehören primär zu den von Südwesten her abgelagerten Lössen und sind durch wechselnde nördliche und nordöstliche Winde umgelagert worden, wobei (vermutlich) aus den Stauchwällen Sande mit eingeweht wurden.

7) Die von SCHÖNHALS (1950) beschriebenen Lößprofile im Rheingau sind an der Basis sandig ausgebildet, was auf die Verwehung der gröberen Bestandteile der Terrasse bei stärkeren Winden zurückzuführen sein dürfte. Viele beobachtete Lößprofile scheinen im sedimentologischen Aufbau mit einer gröberen Basis zu beginnen, deren Ursachen nicht eindeutig geklärt sind. Hierbei kann es sich um dynamische Prozesse als auch um Lessivierungen im Grenzbereich zweier unterschiedlicher Sedimentkörper handeln.

2. durch nördliche und nordöstliche Winde wurden Sande und Feinmaterial aus den Stauchwallrücken herausgeweht und auf der Sanderhochfläche als Sandlöss abgelagert (die Stauchwälle sind meist decksedimentfrei).
3. die Sandlöss bilden die Fortsetzung der im Südosten abgelagerten Flugsande und wurden mit diesen synsedimentär abgelagert.

Da in den Aufschlußprofilen 3, 12 und 24 keine Flugsandabschnitte nachgewiesen werden konnten, sondern die betreffenden Aufschlußprofile einen homogenen Sedimentaufbau besitzen, ungeschichtet sind und keine Flottsande (bis auf A 5 und 24) als Übergangssedimente auftreten, sind Einflüsse aus den sich im Südosten anschließenden Flugsandablagerungen auf diesen Raum auszuschließen. Flugsandcharakter zeigt lediglich die Basis von A 5. Der Möglichkeit, daß eine Umlagerung durch nördliche und nordöstliche Winde stattgefunden hat, könnte hier der Vorzug gegeben werden, weil im Frühjahr häufig Kaltlufteinbrüche von Nordosten her auftreten (vgl. Klima in SIEBERTZ 1980 b).

Die Basisabschnitte des Aufschlusses 61 zeigen eine grobe Sortierung, die nicht unmittelbar mit einer Flugsandablagerung in Verbindung gebracht werden muß, zumal die anderen Lokalitäten (A 3, 12, 24) völlig flugsandfrei sind. Aufbau und Zusammensetzung der Ablagerungen sind durchweg mit den Sandlössen im Südwesten vergleichbar. Da das Aufschlußprofil 61 keine Schichtung aufweist und vereinzelt von Kiesen durchsetzt ist, darf die Basis als umgelagert betrachtet werden wie die Profile der Nachbaraufschlüsse 48, 62 und 63, die in Hanglagen oder in Schmelzwasserrinnen liegen.

Es ist anzunehmen, daß die unmittelbar südlich der Stauchwälle von Kleve-Kranenburg gelegenen Decksedimente im Raum Materborn durch äolische Prozesse (nord- und nordöstliche Windrichtungen) umgelagert wurden. Für eine Anwehung, die mit der Flugsandablagerung aus Osten und Südosten in Verbindung steht, gibt es keine Hinweise, zumal äquivalente Übergangssedimente nicht nachgewiesen wurden (ausgenommen A 5 und 24, mit denen die Ansätze einer Übergangsfazies für die Sandlöss gegeben sein können).

#### 5.4. Die Flugsande am Ost- und Südostrand der Sanderhochfläche

Im Osten und Südosten der Sanderhochfläche befinden sich die Flugsandablagerungen. Sie bilden einen eigenen Ablagerungsraum und sind in ihrer Genese völlig unabhängig von den Sandlössen und Lössen zu betrachten. Für die Klimaverhältnisse zur Zeit der Sedimentablagerung besitzen die Flugsande eine eigene Stellung im Rahmen des paläogeographischen Systems der Wind- und Klimaverhältnisse am Niederrhein (vgl. Kap. 6.6.).

#### Aufschlußbeschreibung und Lagerungsverhältnisse

Der Flugsand ist auf einem relativ breiten Streifen im Osten und einem schmalen Saum im Südosten der Sanderhochfläche zu finden (s. Beilage). Auf einem schmalen Zipfel (A 16) reichen die Löss bis an den Sanderhang heran. Wie weit der Sanderhang in diesem Raum im Weichselglazial weiter östlich verlief, ist schwierig nachzuweisen. Das Liegende von A 16 zeigt noch Spuren der Flugsandablagerung, die eine Schichtung aufweist ( $\alpha$  Abschnitt in A 16).

Wie der Löss nur auf der Hochfläche zu finden war, so konnten die Flugsande auch nur auf der Höhe nachgewiesen werden. Die zur Rheinniederung hin abfallenden Sanderhänge sind frei von Flugsandablagerungen. Letztere sind entweder dort nie abgelagert worden oder wurden erodiert. Der beste Indikator sind hierfür die Rohhumusrankerböden auf sandig-kiesigem Untergrund.

Die Stauchwälle sind meist völlig frei von Decksedimenten oder so geringmächtig bedeckt, daß sie zu Untersuchungszwecken nicht herangezogen werden können (vgl. Karte 1 in SIEBERTZ 1980 a).

Im Südosten der Sanderhochfläche oberhalb des Uedemer-Bruches befindet sich ein recht schmaler Saum von Flugsanden, deren Verbreitung sich auf das Scharnier zwischen Fläche und Hang beschränkt und auf der Hochfläche unmittelbar von den Sandlössen und Lössen abgelöst wird. Die Aufschlüsse 66 und 77 reichen hier am weitesten in die Hochfläche hinein und erreichen die feinste Flugsandsortierung. An der Basis der Lössprofile A 41 und 55 sowie des Flottsandes A 5 liegen Flugsande. Hier bilden sie nur Spuren, die dann im vertikalen Profilaufbau von den Lössen abgelöst werden.

Zum Zentrum der Uedemer-Hochfläche hin verliert sich der basale Flugsand. Es lassen sich allerdings im Liegenden vereinzelter Lössprofile Spuren der Flugsandablagerung nachweisen (s. Beilage). Sie sind als geringmächtige Ablagerungen (meist nur 10-20 cm) über der Steinsohle zu finden, wo sie die Lössprofilbasis ausbilden. Ihre Zusammensetzung und ihre Feinheitsgradwerte koinzidieren mit den im Südwesten anzutreffenden Flottsanden. Diese Basis-sedimente sind die am feinsten sortierten Flugsande auf der Uedemer-Hochfläche und gehören genetisch als lößähnliche Sedimente zu den Flugsandablagerungen. Der relativ hohe Feinheitsgrad dieser Basissedimente kann auch durch Einschlümmungen aus den Hangendabschnitten verursacht worden sein, was allerdings schwierig nachzuweisen ist.

Die Mächtigkeiten der Flugsandprofile sind sehr unterschiedlich und umfassen zwischen 50 und 120 cm. Unmittelbar an der Anwehungsstirn liegende Aufschlüsse besitzen relativ geringe Mächtigkeiten von 60 cm und weniger (A 17, 45). Sobald eine kontinuierliche Ablagerung auftritt, werden Mächtigkeiten von 80 cm (A 7), 100 cm (A 7 (2), 8) und 120 cm (A 79) auf der Hochfläche erreicht.

Die meisten Flugsandprofile lassen einen Wechsel von feineren und gröberen Flugsandabschnitten erkennen (A 7 (2), 11), ähnlich wie bei den im Südwesten liegenden Flottsanden, wo der Profilaufbau häufig inhomogen ist. Auf der Hochfläche nimmt die Inhomogenität in den Sedimentablagerungen jedoch schnell ab (vgl. Sandlößablagerungen).

Der Aufbau der Profile A 66 und 79 ist in der Zusammensetzung recht homogen; die Kornsummenkurven (vgl. Abb. 17 in SIEBERTZ 1980 b) zeigen dies deutlich. Bei beiden Aufgrabungen handelt es sich um Sedimente, die durch regelmäßig wehende Winde abgelagert wurden, während die meisten Profile der am Hochflächenrand abgelagerten Sedimente durchweg einen inhomogenen Aufbau besitzen, der sich von Abschnitt zu Abschnitt im Sprung der Feinheitsgrade widerspiegelt. Dies dürfte mit der instabilen Winddynamik an der Anwehungsstirn in Verbindung stehen. Die Sprünge in den Feinheitsgraden verbleiben allerdings im Rahmen der für die Flugsande ermittelten Werte. Sie liegen im Durchschnitt für die groben Flugsande bei 54, während sie bei den feinen Flugsanden (A 66, 5 $\alpha$ , 41 $\alpha$ , 55 $\alpha$ ) einen Mittelwert von 59 erreichen. Entsprechend verschieben sich die Durchschnittswerte im Grobschluffanteil für die feinen Flugsande nach oben und in der Kombination der Sandfraktionen (0,63-0,2 mm und 0,2-0,1 mm) nach unten (Tab. 5). Aus den Kornsummenkurven sind deutlich die Unterschiede der groben und feinen Flugsandablagerungen abzulesen (Abb. 17 in SIEBERTZ 1980 b).

Aus den Kornverteilungskurven (Abb. 18 in SIEBERTZ 1980 b) ist zu ersehen, daß die Flugsande paargipfelig sind (Grobschluff und Mittelsand). Die Paargipfeligkeit verschiebt sich bei zunehmender Feinheit zugunsten des Grobschluffs (A 41 $\alpha$ , 5 $\alpha$ , 55 $\alpha$ ). Entsprechend der Flugsandfeinheit verhalten sich die Sandfraktionen (0,63-0,2 mm und 0,2-0,1 mm) unterschiedlich zueinander. Je höher die Feinheit einer Probe ist, um so mehr tritt eine deutliche Verschiebung von der Mittelsand- zur größeren Feinsandfraktion auf (z.B. A 7 (2), 7, 8 in Abb. 18 in SIEBERTZ 1980 b). Beim groben Flugsand dominiert in der Zusammensetzung die Mittelsandfraktion (0,63-0,2 mm), der die größere Feinsandfraktion (0,2-0,1 mm) untergeordnet ist. Bei zunehmender Feinheit tritt schließlich eine Verschiebung im Maximum vom Mittelsand zum größeren Feinsand ein (A 55 $\alpha$ ).

### Interpretation der Ergebnisse

Die Flugsande bilden einen eigenständigen Ablagerungsraum, welcher völlig unabhängig von den Sandlössen und Lössen entstanden ist. In der Feinheit nehmen die Sedimente von Osten und Südosten nach Westen und Nordwesten zu. Dagegen besitzen die Lössse eine Zunahme in der Feinheit, die von Südwesten nach Nordosten und Osten erfolgt. Aufgrund der eigenständigen Sedimentation als Flugsande beinhalten sie andere Werte in den Feinheitsgraden als dies bei den Flottsanden der Fall ist. Die Sortierung der Flugsande darf allerdings nicht mit schlechter sortierten Dünensanden auf der Maasniederterrasse oder im nördlich gelegenen Nederrijkschen Wald von Nijmwegen verglichen werden, da diese Ablagerungen unter anderen Voraussetzungen erfolgte.

Die Ablagerungen sind von östlichen Winden sedimentiert worden, denen südöstliche Winde untergeordnet waren. Dies dokumentiert sich an dem relativ breiten Flugsandstreifen auf der Sanderhochfläche westlich von Kalkar, wogegen die im Südosten, oberhalb des Uedemer-Bruches, abgelagerten Flugsande relativ schmal abgelagert und lückenhaft ausgebildet sind, was auf eine schwache Windeinwirkung bei der Ablagerung schließen läßt. Die Ablagerungen sind in solchen Fällen gering. Eine grössere Verbreitung der Flugsande auf der Sanderhochfläche ist nur dort erfolgt, wo die Morphologie günstig war. Bei 55α handelt es sich um einen etwa 10-20 cm mächtigen Flugsandabschnitt unter Löss, der gleichzeitig auch die beste Sortierung mit dem höchsten Feinheitsgrad erreicht. Solche Basisabschnitte treten recht selten auf, da sie entweder nicht flächendeckend abgelagert wurden, oder sich nur lokal - meist reliefbedingt - erhalten haben. Der Einfluß des Ostwindes ist nur an der Basis einzelner Lössprofile auf der Uedemer-Hochfläche in Form von lößähnlichen Ablagerungen nachzuweisen.

Die Flugsandablagerung ist älter als die des Sandlösses und Lösses. Wo Lössse und Flugsande, bzw. lößähnliche Sedimente in einem Profil auftreten, bilden die Flugsande immer die Basis (A 5α, 16α, 41α, 52α, 55α, 74α, 75α). Flugsande, bei denen Lössse das Liegende bilden, sind nicht beobachtet worden.

### 6. Die Decksedimentablagerung auf dem Niederrheinischen Höhenzug und ihr paläogeographischer Aussagewert für den nordwestdeutschen Raum

#### 6.1. Zur Nomenklatur der äolischen Decksedimente auf dem Niederrheinischen Höhenzug

Einer sedimentologischen Gliederung gebührt größte Priorität, da sie das verbindende Element für den Vergleich von Sedimentationsräumen untereinander darstellt und viele Fragen im Hinblick auf Alter, Zusammensetzung und stratigraphische Belange klärt.

Für die Decksedimente auf dem Niederrheinischen Höhenzug ist der Versuch einer nomenklatorischen Gliederung durchgeführt worden, mit deren Hilfe die einzelnen am Aufbau beteiligten Sedimente schneller erfaßt und Sedimentationsräume abgegrenzt werden können. Sie wurde anhand von ausgewählten Kornfraktionen, die für die granulometrische Zusammensetzung einer Sedimentprobe von Bedeutung sind (vgl. FINK 1976), in Verbindung zum Feinheitsgrad (FG) erstellt (s. Tab 4 u. 5). Die Werte entstammen der granulometrischen Analyse und bilden mittlere Repräsentativ- und Toleranzwerte zwischen den verschiedenen Sedimenten. Diese sind für die Sedimente auf dem Niederrheinischen Höhenzug charakteristisch.

Tab. 4: Nomenklatur der Löss, Sandlöss und Flottsande (ermittelte Durchschnittswerte)

Art	Ø FG	Ø Grob- schluff	Ø Mittel- sand (0,63-0,2 mm)	Ø Profil- mächtigkeiten
1) Flottsand	62-65	49 %	15 %	60-80 cm
2) grober Sandlöss	67/68	54 %	10-11 %	60-80 cm
3) feiner Sandlöss	69/70	57 %	7 %	60-80 cm
4) (schwach) sandiger Löss	71	61 %	4-5 %	80-100 cm
5) Löss	72	62 %	2-3 %	100-120 cm

Aus der Nomenklatur ist ersichtlich, daß die Zusammensetzung der Decksedimente auf dem kleinen Raum des Niederrheinischen Höhenzuges recht kompliziert und eine Gliederung nur durch einen solchen Schlüssel möglich ist. Die Erstellung eines solchen Schlüssels ist unbedingt erforderlich, damit die Interpretation einer monotonen Sedimentablagerung vermieden wird.

Tab. 5: Nomenklatur der Flugsande (ermittelte Durchschnittswerte)

	Ø FG	Ø Grobschluff	Ø Sandfraktionen 0,63-0,1 mm
1) grober Flugsand	54	23 %	55 %
2) feiner Flugsand	59	35 %	40 %

Die unterschiedliche, subjektive Ansprache des Substrats durch verschiedene Bearbeiter entsprechend ihrer Fragestellung, sowie die unterschiedliche und meist rein zufällige Probenahme im Arbeitsgebiet führen meist zu Ergebnissen, die nicht miteinander vergleichbar sind. MERTENS (1967/68) erwähnt, daß selbst die Unterscheidung der einzelnen Korngemische, insbesondere die zwischen Sandlöss und Löss, anhand der Bodenarten-Fingerprobe im Gelände oft recht schwierig ist, so daß es je nach der Auffassung des Geologen, Pedologen oder Geomorphologen zu einer unterschiedlichen Ansprache kommen kann. Vereinbarungen über Korngrößen-Grenzwerte, ermittelt aufgrund von Schlämmanalysen im Labor an typischen Bodenproben, könnten hier weiterhelfen (MERTENS 1967/68).

Bei der Substratansprache der Sedimente im Norddeutschen Tiefland wurden bereits von GRAHMANN (1930/31) und DEWERS (1932) Werte ermittelt, die der Interpretation einen großen Raum lassen. So erwähnt GRAHMANN (1930/31) z.B., daß die Bändertone feiner seien als der Löss. Dieser Vergleich wurde anhand einer schluffigen Löss- und einer Bändertonprobe vom Niederrheinischen Höhenzug durchgeführt, wobei der Bänderton innerhalb der Kornsummenkurve lediglich einen etwas höheren Tongehalt gegenüber dem Löss aufwies, beide Kurven ansonsten jedoch relativ konform zueinander verliefen (vgl. Abb. 1 in SIEBERTZ 1980 a bzw. Abb. 5 in SIEBERTZ 1980 b).

In jüngerer Zeit sind verschiedentlich Versuche unternommen worden, die Decksedimente des Glazials und Postglazials nomenklatorisch zu erfassen (u.a. FIEDLER u. ALTERMANN 1964; LIEDTKE 1981; SCHMIDT 1966; SCHRAPS u.a. 1978; VIERHUFF 1967; WOLDSTEDT u. DUPHORN 1974). Dabei werden nur die Kornfraktionen genannt, die am Sedimentaufbau am häufigsten beobachtet wurden (Schluffe und Sande).



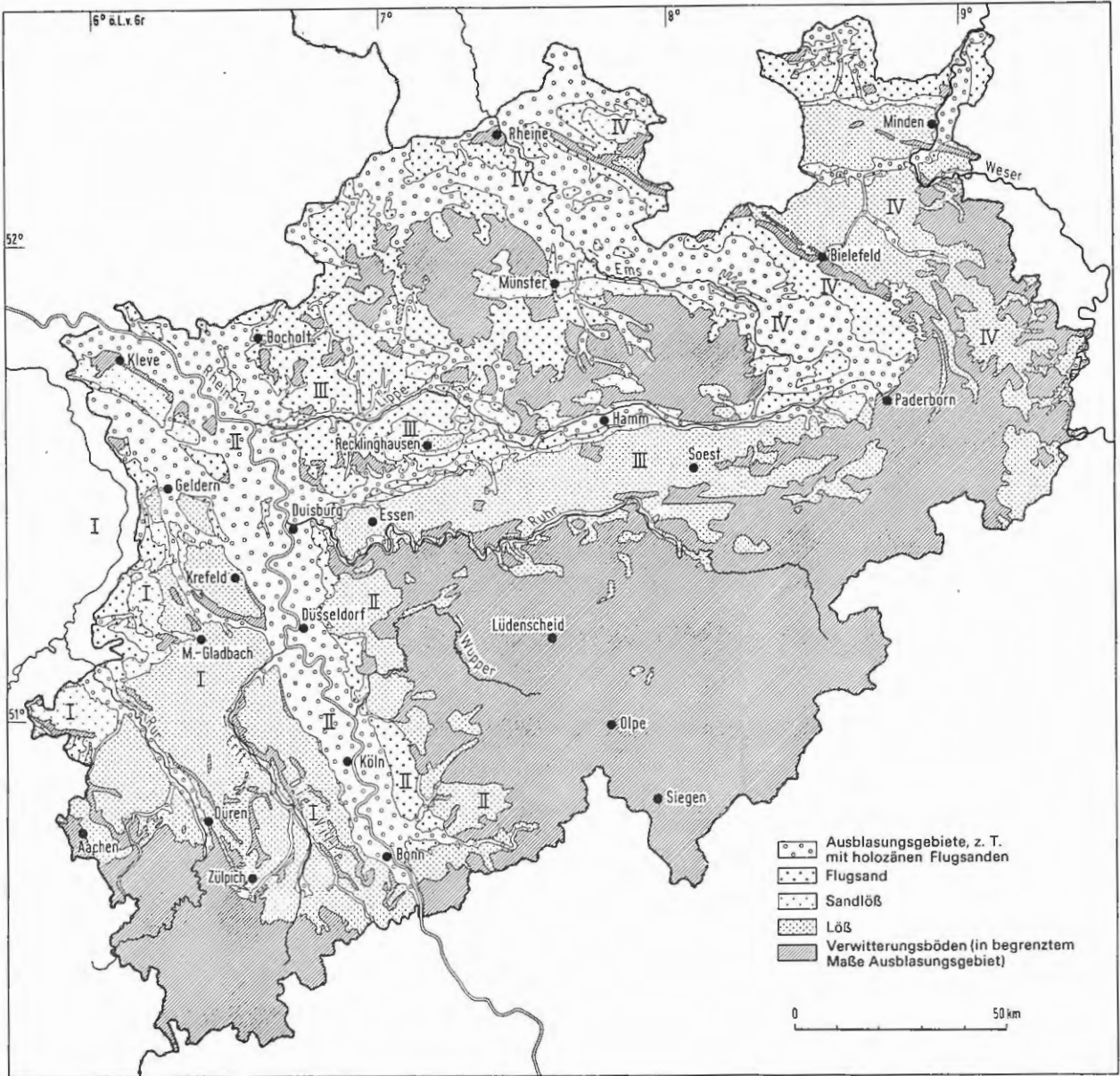


Abb. 5: Die Verbreitung äolischer Ablagerungen am Niederrhein und in Westfalen (nach MÜLLER 1959)

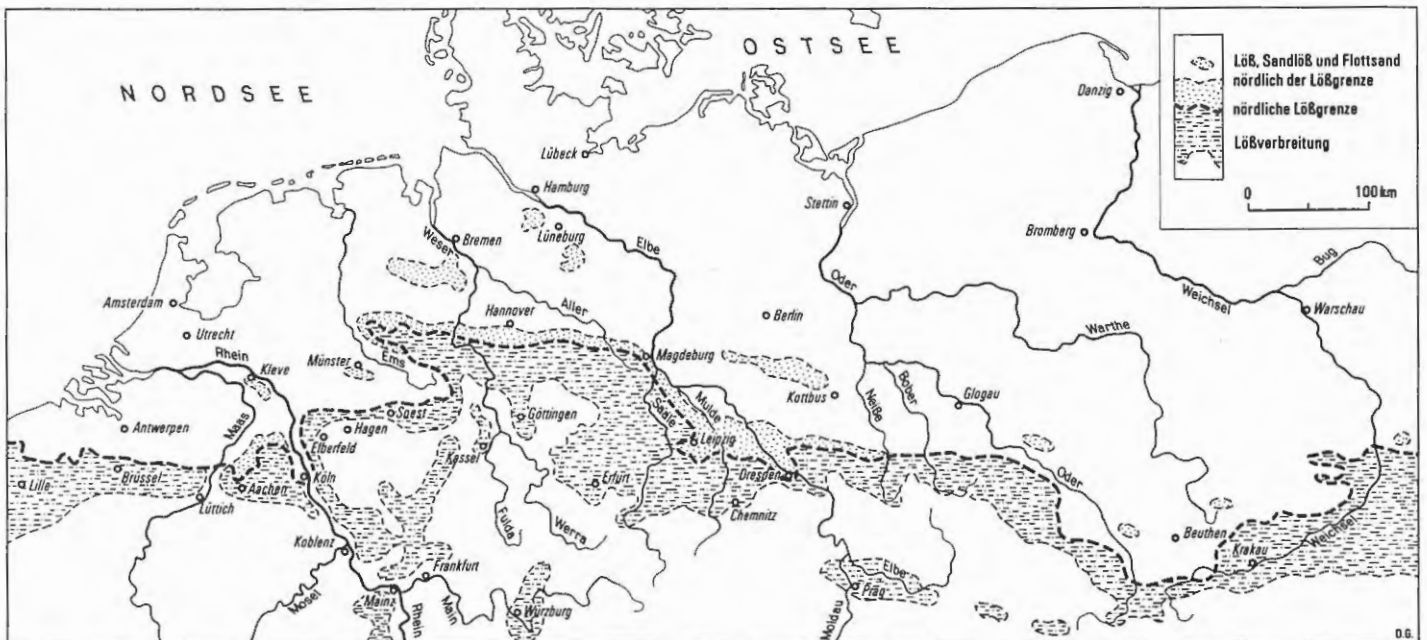


Abb. 6: Die Nordgrenze des Lösses (verändert nach WAHNSCHAFFE 1921)

Konkreter sind die Lößnomenklaturen von FINK (1976) sowie HAASE u. LIEBEROTH (1965). Beide Arbeiten geben für den Löß ein klares Maximum im Grobschluffbereich (0,06-0,02 mm) sowie ein größeres Maximum für den Grobschluff und ein kleineres Maximum für den Mittelsand (0,63-0,2 mm) beim Sandlöß an. Die restlichen Kornfraktionen sind am Aufbau nur untergeordnet beteiligt. Die charakteristischen Maxima (Grobschluff und Mittelsand) beim Löß und Sandlöß sind anscheinend durch zahlreiche Laboranalysen und nicht durch Fingerproben ermittelt worden, denn sie decken sich klar und eindeutig mit den Befunden der granulometrischen Laboranalyse der Decksedimente des Niederrheinischen Höhenzuges. Prozentuale Grenzwerte werden allerdings in beiden Arbeiten nicht angegeben.

Für die im Südwesten der Sanderhochfläche abgelagerten gröberen lößähnlichen Decksedimente, die bei BRAUN (1968) und bei KLOSTERMANN (1980) als Flugsand erwähnt werden, von der Zusammensetzung her jedoch nicht zu den Flugsanden zählen (vgl. Abb. 16 u. 17 in SIEBERTZ 1980 b), sondern zu der Gruppe der lößverwandten Sedimente gehören, wurde der Terminus "Flottsand" benutzt, der nach WORTMANN (1942) dem Sandlöß sehr ähnlich ist und eine Zwischenstellung zwischen den Sandlössen und den fein sortierten Flugsanden einnimmt (s. Abb. 3). Nach WOLDSTEDT (1961) gehören die Flottsande zu den Lössen. Die relativ große Variationsbreite des Feinheitsgrades bei den Flottsanden (Tab. 4) mit dem hohen Mittelsandanteil und dem noch relativ hohen Grobschluffgehalt lassen seine Einordnung in die Gruppe der Lössse als lößähnlicher Feinsand (WORTMANN 1942) durchaus gerechtfertigt erscheinen. Die kaum von den Lössen und Sandlössen abweichenden Kornsummenkurven in Abb. 17 (SIEBERTZ 1980 b) verdeutlichen dies ohnehin.

Nach FIEDLER u. ALTERMANN (1964) ist eine Begriffstrennung zwischen Flottsand bzw. Flottlehm und Sandlöß nicht mehr gerechtfertigt, da die Flottsande heute als äolisch entstanden angesehen werden und für diese ebenfalls die Bezeichnung Sandlöß gebraucht wird.

Die Untersuchung auf dem kleinen Raum des Niederrheinischen Höhenzuges mit der vielfältigen Sedimentzusammensetzung zeigt (vgl. Tab. 4 u. 5), daß innerhalb der Ablagerung ein größeres, dem Löß zugehöriges Sediment als Übergangsfazies vorhanden ist, das der lößverwandten Sedimentgruppe untergeordnet ist und dem aufgrund seiner Zusammensetzung eine eigene nomenklatorische Bezeichnung zusteht.

Eine Sedimentgliederung für den nord- und nordwestdeutschen Raum ist nur dann von Bedeutung, wenn geklärt ist, wie sich die Kornanalysen der Flugsande, Flottsande, Sandlössse und Lössse zueinander verhalten und daraus außerdem ermittelt wird, ob die heute angesprochenen Flugsande als Flottsande und die Flottsande als Sandlössse zu bezeichnen sind oder umgekehrt. Solange dieses granulometrische Problem der Sedimentansprache nomenklatorisch nicht einwandfrei und einheitlich geklärt ist, führt die Fingerprobe zu einer falschen Betrachtung der räumlichen Sedimentverteilung sowie zu Fehlinterpretationen und Verwirrung.

## 6.2. Die Verteilung der äolischen Decksedimente auf dem Niederrheinischen Höhenzug

Aus der Beilage ist zu ersehen, daß am Sedimentaufbau der Sanderhochfläche zwei verschiedene Sedimente beteiligt sind:

1. Flugsande
2. Flottsande, Sandlössse und Lössse.

Für den Niederrhein wird verschiedentlich eine mehr oder weniger breite Zwischenzone zwischen Flugsand und Löß erwähnt, die sich aus sandigen und sandstreifigen Lössen zusammensetzt (BREDDIN 1926, 1927; KELLER 1953; MÜLLER 1954). So wurden dann auch bis in die jüngste Vergangenheit die nördlich der Lößgrenze (Abb. 6) liegenden äolischen Sedimente auf dem Niederrheinischen Höhenzug (Abb. 5) als Flugsande und Sandlössse aufgefaßt (HESEMANN 1975; MÜLLER 1959). Nach BRAUN (1978 b) handelt es sich aber weniger um Sandlöß als vielmehr um einen heterogenen anlehmigen bis lehmigen Flottsand (Flottlehm). In dieser Aussage kommt wieder der Unterschied zwischen Flottsand und Sandlöß zum Ausdruck.

Die Sedimentverteilung (s. Beilage) zeigt, daß eine natürliche Ablagerung vom größeren lößähnlichen Sediment (Flottsand) über einen schmalen unregelmäßig ausgebildeten Übergangsstreifen mit Sandlöß zum Löß stattgefunden hat, wobei der Sandlöß eine Übergangsfazies zwischen Flugsand (Decksand) bzw. Flottsand und Löß bildet, wie dies für Norddeutschland von BÜDEL (1951), DEWERS (1932, 1934/35), FIEDLER u. ALTERMANN (1964), GRAHMANN (1930/31), HAASE u. LIEBEROTH (1965), NEUMEISTER (1965), POSER (1948 a, 1951), SINDOWSKI (1940), SCHMIDT (1971), SCHÖNHALS (1953), WOLDSTEDT u. DUPHORN (1974), WORTMANN (1942), sowie für Nordrhein-Westfalen von BREDDIN (1926, 1927), HESEMANN (1975), JUX (1956), KELLER (1953), MERTENS (1967/68), MÜLLER (1954, 1959), SCHRAPS u.a. (1978) und WILCKENS (1924) erwähnt und beschrieben wurde.

In wieweit allerdings die Sandlöße und Löße in ihrer Lagebeziehung zum Flugsand im Nordwesten des Landes Nordrhein-Westfalen eine Besonderheit darstellen (BRAUN 1978 b), kann auf dem Niederrheinischen Höhenzug aufgrund der fehlenden äquivalenten Flugsanddecke im Westen der Sanderhochfläche nicht belegt werden, weil sie entweder aufgrund der Sanderunterschneidung durch die Niers erodiert wurde oder nie existiert hat. Dünenande außerhalb der Sanderhochfläche auf der Niers- oder Maasniederterrasse haben eine andere Genese als die Flugsande und können deshalb nicht zu Vergleichszwecken herangezogen werden. Die Gründe dafür sind:

1. eine schlechtere Sortierung als die Flugsande und
2. meist ein jüngerer Alter.

Da sie aber westlich und nordwestlich der Löß- und Sandlößvorkommen liegen, sind Fehlinterpretationen nicht zu vermeiden. Die wenigen zur Verfügung stehenden basalen Flugsandproben an der Flottsandbasis geben hier wenig Aufschluß.

Decksandanwehung ist keine Dünenaufwehung (BREDDIN 1927). Die Untersuchungsergebnisse der Dünenande Nordrhein-Westfalens sind in Tab. 106 bei HESEMANN (1975) zusammengefaßt. Die Flugsandstreifen in den Flottsandprofilen zeigen eine Zusammensetzung, die der in Tab. 5 interpretierten, grob und fein sortierten Flugsandfazies sehr nahe kommt.

### 6.3. Die Beziehung der weichselzeitlichen äolischen Ablagerungen am unteren Niederrhein zur nördlichen Lößgrenze

Beim genaueren Kartenstudium der Lößverbreitung in West- und Mitteleuropa fällt eine relativ geschlossene Lößzone am nördlichen Rand der Mittelgebirge auf, nördlich derer Lössedimente weitgehend fehlen (NEUMEISTER 1965). Diese Lößgrenze verläuft entlang des Mittelgebirgsrandes (Abb. 6), dem im norddeutschen Flachland entsprechend der äolischen Saigerung die Sandlöße und Flottsande bzw. Flugsande vorgelagert sind (FIEDLER u. ALTERMANN 1964; GRAHMANN 1930/31; NEUMEISTER 1965; POSER 1951; SCHMIDT 1971; WORTMANN 1942). Die Übergangszone der Sandlößfazies ist in ihrer Breite unterschiedlich ausgebildet und vom Relief abhängig (JUX 1956). Gelegentlich lassen sich auch nördlich der Lößgrenze auf inselartigen Erhebungen Decksedimente nachweisen, die in der Zusammensetzung dem Löß gleichkommen.

Die Lößgrenze ist keine linienhafte Erscheinung, sondern mehr eine Grenzzone, die von der Winddynamik abhängig ist und während ihrer Entstehung hin und her pendelte (POSER 1951). Sie ist eine morphologisch-klimatische Grenze (BÜDEL 1949, 1951; POSER 1951), die aufgrund der Strömungsdynamik und der Relieferhebung für die Ablagerung der feinsten Lößpartikel verantwortlich ist.

Für den niederrheinischen Raum verlief die Lößgrenze wie die in Abb. 5 kartierte Lößverbreitung. So wurden alle lößartigen Sedimente am unteren Niederrhein nördlich der Lößgrenze (Abb. 6) in der Vergangenheit als Besonderheit im Rahmen der Decksedimentbildung betrachtet und meist als Sandlöße klassifiziert (BRAUN 1978 b; MÜLLER 1954, 1959), weil exakte granulometrische Analysen weder horizontal auf die Fläche ausgedehnt noch vertikal in die Tiefe gehend durchgeführt wurden.

Eine gewisse Sonderstellung bezüglich der Verbreitung und Kornzusammensetzung nehmen nach MÜLLER (1954, 1959) die innerhalb der Flugsandzone liegenden, nach Nordwesten und Norden vorgeschobenen Sandlöß- und Lößvorkommen ein, z.B. auf dem Niederrheinischen Höhenzug bei Kleve und Xanten.

Die geringmächtigen Sandlöß- und Lößvorkommen am nördlichen Niederrhein sind an die relativ hoch gelegenen Stauchwälle und Sanderflächen der Saalevereisung gebunden (PAAS 1968 b). In dieser Aussage verbirgt sich die Lage und Gebundenheit der äolischen Ablagerungen zum Verlauf der nördlichen Lößgrenze, die nach BÜDEL (1949, 1951) und POSER (1951) als klimamorphologische Grenze definiert wurde.

Nach MÜCKENHAUSEN (1952) treten im Verbreitungsgebiet des Sandlösses, welcher am unteren Niederrhein westlich und nördlich der Lößgrenze liegt, Bodentypen der Braunerde mit geringer Basensättigung, podsolige Braunerde und auf dem Niederrheinischen Höhenzug ein schwacher, auf kleinen Flächen sogar ein kräftig ausgebildeter Podsol auf. Das trifft für die aus Flugsand und Flottsand aufgebauten Randgebiete der Sanderhochfläche auch heute noch zu. Allerdings haben die Pedologen in jüngerer Zeit die Zusammensetzung der Decksedimente und die davon abhängende Fruchtbarkeit der Böden im Rodungsgebiet auf der Uedemer-Hochfläche erkannt und sie als Braunerden und Parabraunerden klassifiziert (HEIDE 1978; PAAS 1977). Die in HEIDE (1978) abgebildete Parabraunerdeverbreitung aus Lößlehm im südlichen Raum der Sanderhochfläche deckt sich mit der in der Beilage kartierten Verbreitung der Feinlößablagerungen und nicht mit der von KLOSTERMANN (1980) dargestellten Sedimentverteilung, die der geologischen Übersichtskarte 1:100.000 Blatt Bocholt (BRAUN 1968) entnommen wurde.

Die Decksedimente auf dem Niederrheinischen Höhenzug sind von ihrer Zusammensetzung her Lößablagerungen, denen die Sandlösser und Flottsande als Übergangssedimente bei der Ablagerung des Materials vorgelagert wurden. Aus dem räumlichen Nebeneinander der Sedimente in diesem kleinen Raum können durchaus Parallelen zum großräumigen norddeutschen Tiefland gezogen werden.

Die äolischen Ablagerungen auf dem Niederrheinischen Höhenzug bilden keine Sonderstellung; die Lößgrenze springt am unteren Niederrhein weit nach Norden vor. BRUNNACKER (1967 b) hatte dies auch bereits vermutet, denn er beschrieb am Niederrhein die Nordwestgrenze der Lößverbreitung etwa auf der Höhe von Geldern und Kleve.

#### 6.4. Die klimatische Bedingung der Lößbildung

Die Lößbildung hängt von den klimatischen Gegebenheiten ab, die zur Zeit des Weichselglazials im Raum der Lößablagerungen geherrscht haben. So hat im mittel- und westeuropäischen Raum während der Lößsedimentation ein Tundrenklima mit Dauerfrostboden geherrscht (BÜDEL 1951, 1960; HAASE u.a. 1970; HEINE u. SIEBERTZ 1980; POSER 1947 b, 1948 b; WOLDSTEDT 1961; ZAGWIJN u. PAEPE 1968), der im Sommer nur wenige Dezimeter an der Oberfläche auftaute. Für die Lößsedimentation ist allerdings entscheidend, daß das Auswehungsgebiet vegetationslos oder von geringem Bewuchs war und der Boden trocken lag (PAAS 1968 b; VIERHUFF 1967).

Nach PAFFEN (1959) betragen die heutigen Temperaturmittel auf dem Niederrheinischen Höhenzug im Juli 17-17,5° C und im Januar 1,5° C. Verschiedene Autoren geben für die maximale eiszeitliche Absenkung der Jahresmitteltemperatur gegenüber heute in Bodennähe mindestens 7-9° C (POSER 1950), 8-12° C (WOLDSTEDT 1961), bzw. 15-16° C (BÜDEL 1960; SCHWARZBACH 1974; WOLDSTEDT u. DUPHORN 1974) und für die Westküste Europas 12-15° C (FLOHN 1969) an. Daraus ergeben sich Jahresmitteltemperaturen für das Weichselglazial, die nach FLOHN (1953) bei -7° C, BÜDEL (1960) bei -4 bis -6° C und POSER (1947 a, 1948 b) bei -2° C liegen.

Die Sommertemperaturen lagen im Monatsmittel nach ZAGWIJN u. PAEPE (1968) bei 5-8° C im Juli; die Julitemperatur erreichte durchweg nicht 10° C (KLUTE 1949, 1951; POSER 1947 a, b, 1948 b, 1950). Der Wert entspricht nach KLUTE (1949, 1951) den Julitemperaturen in rezenten Tundrengebieten und wird von WILHELMY (1974) bestätigt, bei dem die Temperatur des wärmsten Monats mit 10° C angegeben wird und der kälteste Monat unter -8° C fällt. Die extrem kalte Januartemperatur von -16° C bei KLUTE (1951) scheint zu hoch gegriffen, zumal aufgrund oben genannter Temperaturen die Aussage von PAAS (1962) gestützt wird, daß keine ausgesprochen extrem kaltzeitlichen Klimabedingungen bei der Lössbildung geherrscht haben.

Für die äolische Bildung der weichselzeitlichen Decksedimente (Löss, Sandlöss, lössähnliche Sedimente) wird ein kaltes, arides Klima gefordert (BÜDEL 1949; LOZEK 1965; POSER 1948 a; SCHÖNHALS 1952, 1957; VIERHUFF 1967), so daß unter periglazialen Klimabedingungen mit einer relativ spärlichen Tundrenvegetation, Dauergefrorenis und sommerlichem Auftauboden eine Ausblasung und Ablagerung von äolischen Sedimenten vornehmlich im Sommer stattfand (BÜDEL 1949; POSER 1951; SCHÖNHALS 1957); die erwähnten Sommertemperaturen scheinen für eine oberflächenmäßige Austrocknung des Bodens und für eine Lössakkumulation recht günstig zu sein. Die von BÜDEL (1949) rekonstruierte Juliisotherme von 10,5° C des Weichselglazials, die entlang des südlichen französischen Zentralplateaus und südlich der Alpen verläuft, läßt für das nordwesteuropäische Tundrenklima sommerliche Temperaturen von 5-8° C im Juli (ZAGWIJN u. PAEPE 1968) günstig erscheinen, so daß die von BÜDEL (1960) für die Lössablagerung in der Normandie geschätzte mittlere Julitemperatur von 7° C durchaus berechtigt ist. Zur Zeit der Hauptlössanwehung dürfen relativ kühl-aride Sommer angenommen werden (POSER 1948 a; SCHÖNHALS 1952), die gelegentlich von feuchteren Phasen unterbrochen wurden. Die Winter dürfen klimatisch als kalt-feucht angesehen werden (POSER 1948 a).

Die Hauptlösssedimentation wird allgemein für die kühl-aride Klimaphase des Hochglazials (BÜDEL 1944, 1950, 1951; DAMMER 1941; DEWERS 1934/35; HESEMANN 1975; JUX 1956; KEILHACK 1920; MÜLLER 1954; ROSAUER 1957; SCHMIDT 1966; WEIDENBACH 1952; WOLDSTEDT 1954, 1955, 1961), oder mindestens z.T. bereits für die spätpleistozänen Klimaschwankungen (ROESCHMANN 1963) angegeben. BREDDIN (1926, 1927, 1931) sowie FIEDLER u. ALTERMANN (1964) stellen die Löss- und Sandlössakkumulation in den Zeitraum vom Hochglazial bis ins beginnende Spätglazial, bzw. vom Spätglazial z.T. bis ins Postglazial hinein (POSER 1948 a, 1951).

Für die günstigste Periode der Lössbildung bietet sich das relativ kühl-aride Hochglazial an. Die Hauptlössakkumulation wird auch in diesem Stadium stattgefunden haben. Es muß aber betont werden, daß nicht nur das Hochglazial alleine für eine Lössbildung in Frage kommt, sondern daß auch unter (wesentlich) feuchteren Klimabedingungen eine Lössbildung stattfand bzw. einsetzte, wenn auch die Ablagerungen geringmächtig waren. Hinweise dafür liefern die an der Basis des jüngeren Weichsellösses nachgewiesenen Solifluktionshorizonte oder Fließerden, mit denen wohl eine Erosion der sich bildenden Naßböden verbunden gewesen sein kann (u.a. BRUNNACKER u.a. 1977; BRUNNACKER u. HAHN 1978; BÜDEL 1950, 1951, 1960; LIEBEROTH 1962 b; PAAS 1962, 1968 a, b; POSER 1948 a, 1951; REMY 1960; SCHMIDT 1971) sowie die klimatisch bedingten Verlehmungszonen im Löss mit ihrer Naßbodenbildung (BIBUS u. SEMMEL 1977; BRÜNING 1959; BRUNNACKER 1964, 1967 b; BRUNNACKER u.a. 1977, 1978; BRUNNACKER u. HAHN 1978; BÜDEL 1960; HEMPEL 1955; LIEBEROTH 1962 b, 1963; LÖHR u. BRUNNACKER 1974; MÜLLER 1959; PAAS 1962, 1968 a, b; REMY 1960, 1968; ROHDENBURG u. MEYER 1966; ROHDENBURG u. SEMMEL 1971; SEMMEL 1969; WOLDSTEDT 1954). Diese Vorgänge weisen darauf hin, daß die Weichselkaltzeit kein einheitliches Klima aufwies, sondern durch kleinere Klimaschwankungen gegliedert war. Die Zeugen dafür sind u.a. die Naßböden in den zahlreichen Lössprofilen (WOLDSTEDT 1954).

Für die Bildung der Naßböden wird von pedologischer Seite her ein relativ kaltes, kühl-feuchtes bis feucht-kaltes Klima angenommen (BRÜNING 1959; BRUNNACKER 1964; BRUNNACKER u. HAHN 1978; REMY 1960), so daß während dieser Phase vielleicht die Lösssedimentation aussetzte, zumindest aber vor und nach der Phase der Naßbodenbildung die Lössanwehung stattfand, wenn auch in wesentlich geringerem Maße als dies im Hochglazial unter trocken-kühlen Klimabedingungen der Fall war.

Daß unter relativ niedrigen Temperaturen eine Lössanwehung stattfinden kann, beweist die Beobachtung von WOLDSTEDT (1954) am Nordrand des Vatnajökulls auf Island, wo Lössbildung bei einem Jahrestemperaturmittel von etwa  $-1$  bis  $0^{\circ}$  C beobachtet wurde. Die Ablagerung des letzten Weichsellösses (jüngster Weichsellöss) wurde von einer feuchten Periode eingeleitet (LIEBEROTH 1962 b), welche nach POSER (1948 a) die Dauergefrorenis und Solifluktion überdauerte. Die später von POSER (1951) korrigierte Auffassung, daß die Ablagerung des Lösses erst nach Abschluß der Solifluktion stattgefunden hatte, kann nicht aufrechterhalten werden, weil die geringmächtige Lössakkumulation während der feuchten Klimaphase und die mit ihr einhergehenden Naßbodenbildungen (vgl. ROHDENBURG u. SEMMEL 1971) an der Basis des jüngeren Weichsellösses häufig der Erosion zum Opfer gefallen sind (u.a. auf dem Niederrheinischen Höhenzug). An der Erosion war die Solifluktion wohl nicht völlig unbeteiligt.

Ergebnisse verschiedener Arbeiten, die sich mit den stratigraphischen Verhältnissen der Löss- und Bodenbildung im mittel- und westeuropäischen Raum im Weichselglazial beschäftigten, sprechen dafür. Für die frühe Weichseleiszeit ergibt sich somit eine Zeit wechselnder Klimaverhältnisse am Niederrhein, während der Bodenfließen, Lössbildung und Bildung von kalkhaltigen Braunerden sowie Naßböden in mehrfacher Wiederholung aufeinander folgen (PAAS 1962, 1968 b).

Nach BÜDEL (1949) ist in der Gliederung der Lösses durch Fließerden und Verwitterungshorizonte eine Abfolge erkennbar, die für das Weichselglazial charakteristisch ist. Sie begann mit einer feucht-kalten Phase, in der Bodenfließen und Lössbildung stattfanden. Fließerden an Lössbasen zeigen, daß in Nordfrankreich, den Niederlanden und Deutschland ein feucht-kaltes Frühglazialklima herrschte (BÜDEL 1960), das allmählich vom Hochglazial mit einem mehr kontinentalen trocken-kalten Klima, in dem es hauptsächlich zur Lössstaubbildung und -ablagerung gekommen ist, abgelöst wurde (BÜDEL 1949, 1950, 1951, 1960). Die Annahme von BRUNNACKER (1967 b), daß das Klima für den Niederrhein zur Zeit der Lössbildung wegen seiner Lage in einer relativ ozeanischen Zone allgemein als etwas humider betrachtet werden dürfe, darf sicherlich jeweils für den Beginn eines jeden weichselzeitlichen Klimaabschnitts mit Lössbildung angenommen werden, weil die Lössbildung meist mit der Bildung einer Fließerde an der Basis einsetzt.

Während der Weichseleiszeit lagen die Sommerniederschläge wohl erheblich niedriger als heute, da bei einer Temperaturdepression von  $10^{\circ}$  C der Dampfdruck - von dem die Menge der Niederschläge abhängt - auf die Hälfte absinkt (FLOHN 1953). So darf wenigstens für die Zeit der Hauptlössakkumulation im Hochglazial eine relative Aridität angenommen werden. Die Annahme von POSER (1948 b), daß im Sommer sowie im Winter reichlich Niederschläge fielen, ebenso viele wie heute, ist nicht haltbar. Als wärmere und feuchtere Zeit darf nach BÜDEL (1949) die Abschmelzzeit des Eises im Spätglazial angesehen werden, mit der ein rasch einsetzender Temperaturanstieg verbunden war und die Lössbildung zurückging (BÜDEL 1960).

#### 6.5. Die Herkunft und die schwermineralogische Zusammensetzung des Lösses auf dem Niederrheinischen Höhenzug

Über die Herkunft des Lössmaterials gibt es verschiedene Ansichten. Zwei Herkunftsgebiete werden häufig in der Literatur angeführt, die Lössauswehung aus den Hochflutabsätzen der Flüsse und den Auelehmen der breiten Flußtäler während des Weichselglazials einerseits (BRÜNING 1959; GRAHMANN 1930/31; LIEDTKE 1981; MERKT 1968; THÜNE u. STÖHR 1980; WEIDENBACH 1952; WOLDSTEDT 1961; WOLDSTEDT u. DUPHORN 1974), die Auswehungsgebiete der Sanderflächen und die periglazialen Frostschuttzonen, Endmoränen, Urstromtäler und glazialen Schotterfluren andererseits (BÜDEL 1944, 1949; SCHMIDT 1966; SCHÖNHALS 1953; THÜNE u. STÖHR 1980; WOLDSTEDT 1961).

Eine Ausblasung des Staubs kann nur erfolgen, wenn er in nicht bindiger Form austrocknet. Die verwilderten eiszeitlichen Flüsse mit ihren weiten Schotterfluren und stets wechselnden, ganz flachen, bzw. nur wenig in die Schotterterrasse eingetieften Gerinnen boten hierfür günstige Bedingungen. Im Gegensatz zu den heutigen Flüssen mit ihren tief eingeschnittenen Läufen führte jedes Ansteigen des Wasserspiegels zur Überschwemmung weiter Gebiete im Bereich der eiszeitlichen Schotterfluren. Vielleicht konnten zeitweise schon im täglichen Rhythmus der Wasserführung der Flüsse größere Flächen immer wieder im Wechsel überschwemmt und trockengelegt werden. Jedenfalls verursachten die großen Frühjahrsüberschwemmungen Überflutungen weit ausgedehnter Gebiete. Solange die Akkumulation im Bereich der eiszeitlichen Schotterfluren anhielt, wurden daher auch immer wieder neue Massen von Gesteinsstaub herangebracht. Da dieser in Mischung mit Sand, also in nicht bindiger Form, über Kies abgelagert wurde, konnte er oberflächlich leicht austrocknen und ausgeblasen werden (WEIDENBACH 1952).

Die Ansicht von Weidenbach darf durchaus als richtig und möglich herausgestellt werden, muß jedoch aufgrund jüngerer Untersuchungen modifiziert werden. So lassen sich die norddeutschen und mitteldeutschen Lössen in verschiedene Lokalfazies trennen, die in ihrer Genese auf die nächste Umgebung hindeuten (BRÜNING 1959; BRUNNACKER u.a. 1978; FÜCHTBAUER u. MÜLLER 1977; GUENTHER 1953, 1961; HAASE u.a. 1970; HEINE 1970; JUX 1956; LIEBEROTH 1963; SCHÖNHALS 1953; STEINMÜLLER 1962; THÜNE u. STÖHR 1980; TILLMANNS u. WINDHÄUSER 1980; VIERHUFF 1967).

Nach GUENTHER (1961) erlaubt die mineralische Zusammensetzung eines Lösses Schlüsse auf das Liefergebiet, aus dem das Material stammt. Die Abhängigkeit der Lössbildung vom Keupergestein in Nordwürttemberg konnte mit Hilfe der Schwermineralanalyse durchgeführt werden (GUENTHER 1953; 1961), während HEINE (1970) aufgrund tonmineralogischer Untersuchungen im Raum Marburg die Herkunft und Fazies der Lössen nachweisen konnte. Nach JUX (1956) zeigen die Schwerminerale der rechtsrheinischen Lössen und Decksande eine Verbindung zu den obersten Ablagerungen der Niederterrasse, während TILLMANNS u. WINDHÄUSER (1980) aufgrund von Schwermineralanalysen an Lössen im Vulkangebiet der Osteifel dieses als Liefergebiet für die nähere Umgebung nachwiesen.

Ein einheitliches Herkunftsgebiet für den Löss gibt es nicht. Der Löss wird in seiner Zusammensetzung und in der Herkunft von dem Raum geprägt, der als Liefergebiet in unmittelbarer Umgebung liegt. Entsprechend dem vielfältigen geologischen Aufbau der Erdoberfläche kann theoretisch unter günstigen klimatischen Bedingungen bei der Bereitstellung von Feinmaterial überall eine Lössbildung stattfinden, die dann ihren eigenen Faziesbereich besitzt und eine Verbindung zwischen dem Anwehungsgebiet und dem Ausblasungsgebiet aufweist.

Das Herkunftsgebiet der Lössen am Niederrhein, insbesondere der Ablagerungen auf dem Niederrheinischen Höhenzug, wird hauptsächlich von der umliegenden Niederterrasse bestimmt. Die mineralogische Abhängigkeit von Mittelterrassen abzuleiten (SINDOWSKI 1940; VINKEN 1959), ist aufgrund des Fehlens charakteristischer Mittelterrassen am unteren Niederrhein nur wenig sinnvoll. Zudem zeigen nach KAISER (1961) die am Niederrhein auftretenden Schwermineralassoziationen der Hochtal-, Haupt- und Mittelterrassen, daß sie nicht mit der Schwermineralzusammensetzung des Lösses auf dem Reichswald (Tab. 6) koinzidieren.

Die meisten Autoren vermuteten, daß die Flugsand-, Sandlöss- und Lössablagerungen am Niederrhein von der Rhein- und Maasniederterrasse stammen (BREDDIN 1926, 1927, 1931; v.d. BRELIE 1959; KAISER 1961; MÜLLER 1954, 1959; WEIDENBACH 1952; WILCKENS 1924), wobei die Auswehungen nicht aus der kiesigen Niederterrasse, sondern aus ihrem obersten sandigen Teil stammen (BREDDIN 1927); die Niederterrasse selbst ist frei von Löss und Sandlöss (BREDDIN 1927; BÜDEL 1960; PAAS 1968 b). Der jüngere Löss fehlt deshalb auf der Niederterrasse, weil diese damals das Hochflutbett war (BREDDIN 1927). Somit können die Flugsand- und Lössablagerungen mit der Niederterrasse als gleichaltrig betrachtet werden (BREDDIN 1926).

BRAUN (1968) sah in der Zusammensetzung der Lössse auf dem Niederrheinischen Höhenzug eine Abhängigkeit von den glimmerreichen tertiären Feinsandschuppen in den aufgedrückten Stauchwällen. Aufgrund einer jüngeren Bearbeitung der Lössse und Sandlössse auf der Uedemer-Hochfläche spricht BRAUN (1978 b) von den äolischen Decksedimenten als einer Ablagerung, die aus Schmelzwassersedimenten ausgeblasen wurde, wobei umgelagerte Rhein-Maas-Terrassensedimente sowie nordische Beimengungen kleinster Fraktionen mit eingeweht wurden.

Die schwermineralische Zusammensetzung der Löß- (Sandlöß-) Proben auf der Uedemer-Hochfläche nach BRAUN (1978 b) läßt eine Schwermineralassoziation von Granat-Hornblende/Augit-Epidotit erkennen (Tab. 6), die weder mit dem tertiären Feinsand in den Stauchwällen von BRAUN (1968), noch mit einer Schwermineralzusammensetzung in den Sandersedimenten und den Eisrandbildungen am Niederrhein (BRAUN 1964, 1968, 1978 a; de Jong 1956; KAISER 1961) eine Verbindung erkennen läßt. Zwischen den die (untere) Mittelterrasse aufbauenden Schwermineralen nach KAISER (1961), SINDOWSKI (1940) und VINKEN (1959) sowie der Schwermineralzusammensetzung der Lössse sind auch keine Parallelen zu finden.

Die Lössse auf dem Niederrheinischen Höhenzug führen eine Schwermineralassoziation, wie sie für die Rheinsedimente bzw. für die ältere Niederterrasse (Granat-Augit-Epidotit) charakteristisch ist (vgl. BRUNNACKER u.a. 1978; KAISER 1961; THOSTE 1974). Der relativ hohe Anteil

Tab. 6: Schwerminerale von tertiären Sanden und Sandlössen der Uedemer Hochfläche (nach Braun 1978b)

Probe 1 Tertiär-Gochfortsberg  
 Probe 2 Sandlöß-Keppeln  
 Probe 3 Sandlöß-Louisendorf

Schwerminerale in der Fraktion 0,1-0,2 mm

Mineral	Probe 1 (%)	Probe 2 (%)	Probe 3 (%)
Hornblende (+ Augit)	46	18	24
Granat	-	30	31
Epidot (+ Zoisit)	-	18	12
Sillimanit, Staurolith			
Disthen, Andalusit	5	12	12
Turmalin	16 <sup>1)</sup>	6 <sup>2)</sup>	7 <sup>2)</sup>
Zirkon	27	12	11
Rutil	6	4	3

1) = meist schlanke, idiomorphe Turmaline  
 2) = meist abgerundete Turmaline

an Granat und Hornblende (Tab. 6), wie er in den Niederterrasseudimenten und Decksedimenten auf der Sanderhochfläche auftritt (vgl. BRUNNACKER u.a. 1978; KAISER 1961; SINDOWSKI 1940; THOSTE 1974; VINKEN 1959), wird von GUENTHER (1953, 1961) und WOLDSTEDT (1961) als charakteristisch für jüngere Lössse angeführt. Diese Schwermineralzusammensetzung ist der Niederterrasse zu eigen, weil die Niederterrasse noch recht jung ist und der Granat für die terrestrische Verwitterung ein empfindliches Material darstellt (SINDOWSKI 1940).

Der reiche Granatgehalt beweist, daß sich der Granat im Decksand und Löß stabil verhält, obwohl er im allgemeinen der terrestrischen Verwitterung gegenüber sehr empfindlich ist. Dies hängt wahrscheinlich mit dem jugendlichen Alter dieser Ablagerungen zusammen. Vermutlich spielt aber auch die Transportstabilität eine wichtige Rolle, denn hier zeigen sich die wenig spaltbaren Minerale wie Granat und Zirkon (vgl. Tab. 6) als sehr widerstandsfähig, was sicher für die äolische Verfrachtung besonders bedeutsam ist (JUX 1956).



Für verschiedene Lössprofile des Mittel- und Niederrheins sind BRUNNACKER (1978), BRUNNACKER u.a. (1978) aufgrund von Schwermineraluntersuchungen zu dem Ergebnis gekommen, daß der Löss in einem ersten Formungsprozeß aus dem Talboden als Liefergebiet ausgeweht wurde. In einem zweiten Prozeß wurde er im Freiland durch Wasser und Wind immer wieder umgelagert, wobei er mit vulkanischem Tuffmaterial vermengt wurde.

Für die Lössgenese werden von BRUNNACKER (1978), BRUNNACKER u.a. (1978) nach der primären Auswehung aus dem Talboden Umlagerungsprozesse angeführt, die aufgrund der spezifischen vulkanischen Schwerminerale (braune Hornblende) sowie eingelagerter Tuffe besonders für das Mittelrheingebiet kennzeichnend sind. Parallelen dieser Art zum unteren Niederrhein zu ziehen, ist recht schwierig, zumal die für die jüngere Niederterrasse vorherrschenden vulkanischen Schwerminerale mit brauner Hornblende (THOSTE 1974) nach der Untersuchung von BRAUN (1978 b) nicht von der in der älteren Niederterrasse auftretenden grünen Hornblende (THOSTE 1974) verschieden sind und eine jüngere Niederterrasse für den Niederrhein bei KAISER (1961) nicht herausgestellt oder unterschieden ist.

Die wenigen zur Verfügung stehenden Schwermineralproben in Tab. 6 rechtfertigen kaum eine differenzierte Aussage über die Herkunft der Lössse auf der Uedemer-Hochfläche und ihre Verbindung zu den umliegenden Terrassensedimenten. Die Untersuchungsbefunde der Schwermineralzusammensetzung der Rheinniederterrassensedimente (BRUNNACKER u.a. 1978; KAISER 1961; SINDOWSKI 1940; THOSTE 1974) allerdings zeigen, daß die von BRAUN (1968, 1978 b) vertretene Auffassung einer Abhängigkeit der Lössse von tertiären Sanden oder glazialen Schotterfluren nicht zutrifft.

Das für die rheinische Niederterrasse bezeichnete Schwermineralverhältnis Granat-Hornblende-Epidotit - hoher Gehalt vulkanischer Minerale (SINDOWSKI 1940) - zeigt sich deutlich in der Schwermineralzusammensetzung der jungweichselzeitlichen Lössse auf dem Niederrheinischen Höhenzug.

Aufgrund der Schwermineralbefunde in den Niederterrassensedimenten (BRUNNACKER u.a. 1978; KAISER 1961; SINDOWSKI 1940; THOSTE 1974) sowie der Schwermineralzusammensetzung der Lössse auf der Uedemer-Hochfläche nach BRAUN (1978 b), wird die Annahme der Autoren bestätigt, die eine Herkunft des Lössmaterials aus der Maas-Rheinniederterrasse konstatierten (BREDDIN 1926, 1927, 1931; v.d. BRELIE 1959; MÜLLER 1954, 1959; WEIDENBACH 1952; WILCKENS 1924).

Die Zusammensetzung der Leichtminerale scheint bei den meisten Lössuntersuchungen gleich zu sein. Neben dem meist extrem hohen Quarzgehalt (50 % und mehr) finden sich der Felspat und der Glimmer untergeordnet (BRAUN 1978 b; FÜCHTBAUER u. MÜLLER 1977; GUENTHER 1961; HESEMANN 1975; SCHEFFER u.a. 1958; WEIDENBACH 1952).

#### 6.6. Zum Problem der stratigraphischen Einordnung fossiler Lössse und Böden des Niederrheinischen Höhenzuges in die niederrheinische Chronostratigraphie

##### 6.6.1. Ergebnisse der Tonmineraluntersuchung von Lössen und Sandlössen des Niederrheinischen Höhenzuges

Der Versuch eines Nachweises von Ansätzen einer interstadialen Bodenbildung zur Gliederung des recht einförmigen homogenen Lössaufbaues auf dem Niederrheinischen Höhenzug wurde, - da bis heute keine Untersuchungen aus diesem Raum vorliegen -, zunächst mit Hilfe der Tonmineralanalyse auf röntgenanalytischer Basis durchgeführt. Die Röntgenanalyse kann nach HEINE (1971) zwar keine Tonminerale nachweisen, die nur in Spuren vorhanden sind, jedoch lassen sich mit der Röntgenanalyse eindeutige Verwitterungserscheinungen herausarbeiten, die für eine Interpretation im Hinblick auf eine pedologische Gliederung des Decksedimentprofils von Bedeutung sind.

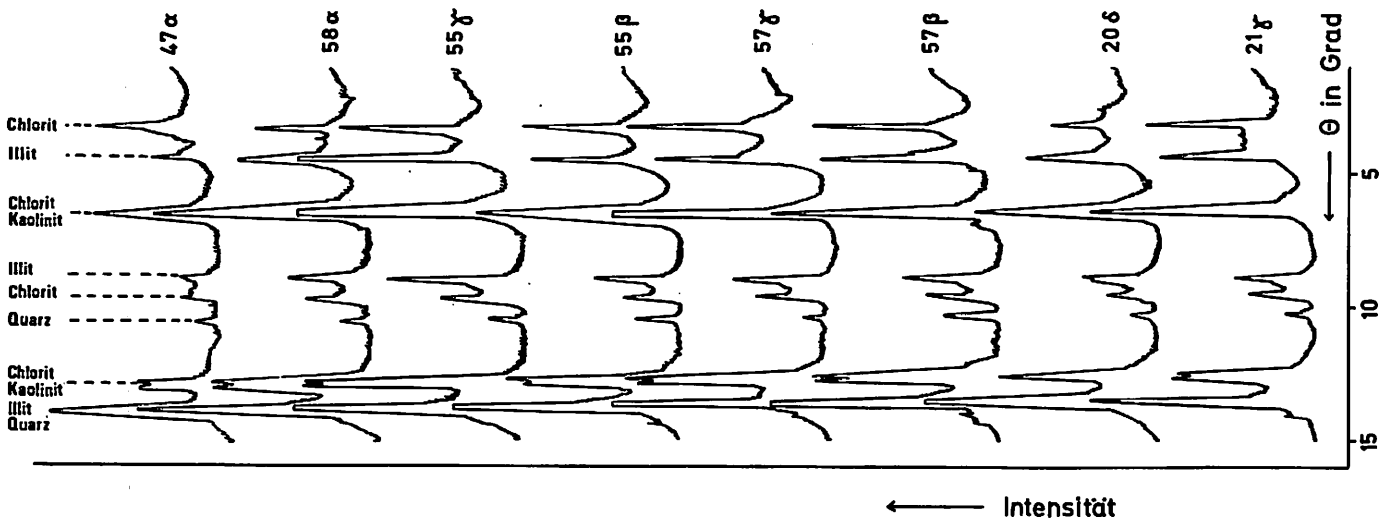


Abb. 7: Röntgendiagramme von Lössproben

Das Ergebnis der Röntgenanalyse ist in Abb. 7 dargestellt. Wenige Aufschlußproben ließen im Röntgendiagramm ein deutliches Verwitterungsbild erkennen. Tonmineralneubildung und relativ hoher Tongehalt in den entsprechenden Profilabschnitten koinzidieren und schlagen sich im Röntgendiagramm nieder. Es handelt sich hierbei um das Liegende von Lössprofilen (Aufschlüsse 55 $\beta$  u.  $\gamma$ , 57 $\beta$  u.  $\gamma$ ), wobei die Basis der Aufschlüsse 20  $\alpha$ , 47  $\alpha$ , 55  $\alpha$  (Flugsand), 57  $\alpha$  (Flugsand) und 58  $\alpha$  lediglich Spuren der Verwitterung aufwiesen. Bei relativ mächtigen Profilen (A 20  $\delta$ , 21  $\gamma$ ) konnten Verwitterungsspuren in den Mittelabschnitten der Profile ermittelt werden. Diese Profile zeigen meist in der Verwitterungszone eine mittlere bis starke Pseudovergleyung (vgl. SIEBERTZ 1977). Die beiden Profile A 55  $\alpha$  und 57  $\alpha$  werden im Liegenden von Flugsanden aufgebaut, in welche aus den verwitterten Lössabschnitten durch Lessivierung Material eingeschlämmt wurde. An den relativ mächtigen Flugsandprofilen (A 7, 8, 79) blieben die Untersuchungen ergebnislos, so daß die älteren Flugsandablagerungen frei von fossilen Verwitterungsspuren sind.

Unter den (neu gebildeten) Tonmineralen treten Illite und Chlorite quantitativ relativ gleich auf. Nach FÜCHTBAUER u. MÜLLER (1977) bildet der Illit bei den Lössen Mitteleuropas stets das wichtigste Tonmineral, was in verschiedenen Untersuchungen quantitativ bestätigt wird (PAAS 1962; RAU u. HEIDE 1966).

In den verschiedenen untersuchten fossilen Lössen am Niederrhein konnte Kalkgehalt nachgewiesen werden (PAAS 1968 a, b), was für die jungweichselzeitlichen Lössen auf dem Niederrheinischen Höhenzug nicht zutrifft (vgl. Tab. 3). Die Lössen auf der Sanderhochfläche sind völlig entkalkt und verlehmt. Daraus resultiert eine starke Verwitterung der Feldspäte und Glimmer, womit die Bildung sekundärer Tonminerale verbunden ist (FÜCHTBAUER u. MÜLLER 1977). Aus der Glimmerabnahme ergibt sich ferner eine Zunahme der Illite (TRIBUTH 1975), was in dem relativ untergeordneten prozentualen Anteil von Glimmer (5-10 %) an den von BRAUN (1978 b) untersuchten Leichtmineralen deutlich in Erscheinung tritt. Der relativ gleiche Anteil von Illit und Chlorit ist natürlich. Nach MÜCKENHAUSEN (1975) ist die Bildung des Illits in unserem Klima ein natürlicher Vorgang, während sich der Chlorit in sauren Böden aus völlig aufgeweiteten Illiten bildet. Auf dem Niederrheinischen Höhenzug spiegeln die Lössen diesen Vorgang wider, denn die pH-Werte der untersuchten Proben zeigen ein recht saures Milieu (Tab. 3).

Die relativ starke Pseudovergleyung in den meist kräftigen Lössprofilen (vgl. SIEBERTZ 1977) läßt unter den von BRUNNACKER (1967 b) geforderten humideren Klimabedingungen im jüngeren Weichselglazial vermuten, daß die Verwitterung nicht erst im heutigen Klima einsetzte, sondern bereits früher. Dabei läßt sich zumindest aus der relativ hohen Zahl der negativen Tonmineraluntersuchungen zu den sporadisch in geringer Zahl auftretenden, recht guten Aufzeichnungen von verwitterten Tonmineralen (Abb. 7) an der Basis verschiedener Lössen ableiten, daß es

sich hierbei unter den obengenannten Bedingungen um basale, fossile Verwitterungshorizonte handelt, die sich als nicht erodierter Ansatz einer fossilen Bodenbildung erhalten haben und als Tundregley (Naßboden) an der Basis des jüngeren Weichsellösses anzusprechen wären.

Die Tonanreicherungen in den Lößprofilen auf dem Niederrheinischen Höhenzug können teils als Tonmineralneubildungen und teils als Lessivierungen aufgefaßt werden. Röntgendiagramme sind von der Qualität und nicht von der Quantität der Tonminerale abhängig, so daß im Falle von Tonmineralneubildungen sich Röntgendiagramme aufzeichnen lassen müssen. Ist dies nicht der Fall, so kann mit Sicherheit von einer Tonanreicherung durch Lessivierung gesprochen werden.

#### 6.6.2. Die Stellung der Löss- und Sandlöss- auf dem Niederrheinischen Höhenzug im Rahmen der fossilen Löß- und Bodenbildungen am Niederrhein

Der weichselzeitliche Löß in Mitteleuropa darf in seiner Gesamtheit nicht als einheitliche Ablagerung betrachtet werden (vgl. WOLDSTEDT 1961), sondern ist in mehrere Lößkomplexe zu gliedern, die meist durch fossile Boden- und Humushorizonte oder Verlehmungszonen voneinander getrennt sind. Für das Weichselglazial gibt WEIDENBACH (1952) zwei Lößkomplexe an, während von den meisten Autoren doch relativ früh erkannt wurde, daß eine Dreigliederung des Weichsellösses vorgenommen werden kann (BÜDEL 1950, 1960; GROSS 1958; LIEBEROTH 1962 a; SCHÖNHALS 1950, 1951; WOLDSTEDT 1956; ZAGWIJN u. PAEPE 1968).

Für den niederrheinischen Raum wird eine Dreigliederung des Weichsellösses von den Autoren v.d. BRELIE (1959), MÜLLER (1959) und REMY (1960) vorgenommen. PAAS (1962, 1968 a, b) unterscheidet einen älteren und einen jüngeren Weichsellöß. Die Löss- und Sandlöss- auf dem Niederrheinischen Höhenzug gehören der jüngeren weichselzeitlichen Lösssedimentation an. Ältere Löss-, Böden oder Verwitterungshorizonte konnten auf dem Niederrheinischen Höhenzug bis heute nicht nachgewiesen werden (vgl. KOPP 1965).

Nach WORTMANN (1942) darf der gesamte jüngere weichselzeitliche Löß nicht als absolut gleichaltrig angesehen werden, sondern bestimmten Abschnitten der letzten Vereisung müssen bestimmte Löss- und Sandlöss- zugeordnet werden. Eine detaillierte chronologische Gliederung des jüngeren Weichsellösses durchzuführen scheitert an der Tatsache, daß der jüngere Weichsellöß eine durchweg homogene Ablagerung bildet, die nicht durch Bodenbildungen, Humuszonen oder Fließerden unterbrochen oder gegliedert ist (JUX 1956; LIEBEROTH 1962 a; PAAS 1962, 1968 b; POSER 1951; STEINMÜLLER 1962; VIERHUFF 1967).

Für den Löß auf dem Niederrheinischen Höhenzug ist eine durchweg homogene Zusammensetzung charakteristisch, die nicht durch fossile Böden oder Humuszonen gegliedert ist, sondern lediglich an der Basis eine Steinsohle aufweist (vgl. SIEBERTZ 1977, 1980 a).

Für den nordwestdeutschen Raum sowie den Niederrhein werden die Flugsande, Flottsande, Sandlöss- und Löss- als gleichaltrig angesehen (BREDDIN 1926, 1927; DEWERS 1932, 1934/35; MÜLLER 1959; SCHRAPS u.a. 1978; WOLDSTEDT 1961; WORTMANN 1942). POSER (1948 a, 1950, 1951) sieht allerdings in der Genese des Lösses und der Dünen eine Gleichaltrigkeit, die schwer nachvollziehbar ist. Die meisten Autoren stimmen allerdings in der Tatsache überein, daß die Dünen genetisch nicht mit den Lössen in Verbindung gebracht werden dürfen und nicht im Hoch-, sondern im Spätglazial (Dryaszeiten) gebildet wurden und folglich jünger als der Löß sind (ARENS 1964; BREDDIN 1927; v.d. BRELIE 1959; BRUNNACKER 1978; BÜDEL 1950; DAMMER 1941; DEWERS 1934/35; DÜCKER u. MAARLEVELD 1957; FLORSCHÜTZ 1938; KEILHACK 1917; LEVY 1921; LIEDTKE 1957/58, 1981; LOTZE 1949; MÜLLER 1954; PYRITZ 1972; THOSTE 1974; VIERHUFF 1967; WILCKENS 1924; WOLDSTEDT 1958 b, 1961; WOLDSTEDT u. DUPHORN 1974).

Flugsande, die außerhalb des Niederrheinischen Höhenzuges in der Niederung liegen und mit den Sandlössen und Lössen im räumlichen Nebeneinander eine horizontale Abfolge aufweisen, müssen getrennt von den Dünensanden betrachtet werden<sup>8)</sup>. Eine Gleichaltrigkeit von Aufschotterung und Lössbildung (GRAHMANN 1930/31) kann nicht angezweifelt werden, allerdings dürfen Dünen genetisch nicht ohne Weiteres mit der Lössanwehung gleichgestellt werden.

Flugsande und Lössen besitzen an der Basis meist eine Steinsohle, die aufgrund des hohen Anteils an Windkantern in das Hochglazial gestellt wird. Die Frage, ob die deckenförmig abgelagerten Flugsande auch dem Hochglazial entstammen, wird durch die Steinsohle an der Löss- und Flugsandbasis beantwortet (DEWERS 1934/35), die für beide Ablagerungen die gleiche basale stratigraphische Voraussetzung schafft. Dünen besitzen keine Steinsohle an der Basis.

Die (jung) weichselzeitlichen Flugsande, Lössen und Sandlössen besitzen durchweg an der Basis eine Steinsohle (BRÜNING 1959; DEWERS 1932, 1934/35; FIEDLER u. ALTERMANN 1964; HAASE u.a. 1970; LIEDTKE 1981; NEUMEISTER 1965; PAAS 1962, 1968 a, b; POSER 1951; ROESCHMANN 1963; SIEBERTZ 1977, 1980 a; SCHMIDT 1966, 1971; VIERHUFF 1967; WOLDSTEDT 1956; WOLDSTEDT u. DUPHORN 1974; ZAGWIJN u. PAEPE 1968), für deren Bildung allerdings die Voraussetzung eines kiesigen Untergrundes gefordert wird, der sich aufgrund der meisten Untersuchungen aus fluvioglazialen Sanden und Kiesen zusammensetzt (DEWERS 1932, 1934/35; POSER 1951; SIEBERTZ 1977, 1980 a). Aufgrund verschiedener Untersuchungen konnte nachgewiesen werden, daß eine Steinsohle dann nicht ausgebildet ist, wenn der Untergrund sich aus Sand zusammensetzt und kiesfrei ist (SIEBERTZ 1980 a; SCHMIDT 1971).

Verschiedene Autoren weisen auf Fließerde an der Basis der jungweichselzeitlichen Lössen hin (BRUNNACKER u.a. 1977; BRUNNACKER u. HAHN 1978; BÜDEL 1950, 1951, 1960; KELLER 1953; POSER 1948 a, 1951; SCHMIDT 1971; WEIDENBACH 1952), die zeitlich etwa mit der Naßbodenbildung innerhalb der Lössablagerungen zusammenfallen dürfte. Die Fließerde ist für das häufige Fehlen von fossilen Bodenhorizonten an der Basis der jungweichselzeitlichen Lössen verantwortlich (vgl. BRUNNACKER u. HAHN 1978). So wie die Naßbodenbildung mit den feucht-kalten Klimabedingungen (BRÜNING 1959; BRUNNACKER 1964; HAASE u.a. 1970; MÜCKENHAUSEN 1954; PAAS 1962; REMY 1960) für das Jungweichsel charakteristisch ist (REMY 1968), so darf der jungweichselzeitlichen Lössbasis die Fließerde oder die Steinsohle zugrunde gelegt werden (vgl. Abb. 8).

In verschiedenen Aufschlüssen auf dem Niederrheinischen Höhenzug konnte die Steinsohle an der Flugsand- und Lössbasis von SIEBERTZ (1977) mit Hilfe der Einregelungstafel nach POSER u. HÖVERMANN und eines Geologenkompasses eingemessen werden. Das Ergebnis ergab eine räumliche Beziehung des Verlaufs der in der Steinsohle liegenden Gerölle, die aus dem Streichen und dem Fallazimut resultiert. Die Lage der Geröllängsachse verlief dabei meistens parallel zur Hangneigung, wobei die Einregelung eindeutig einen Solifluktionsprozeß widerspiegelte (SIEBERTZ 1980 a). Nach BÜDEL (1944) läßt die Lagerung von Löss und Solifluktionshorizont darauf schließen, daß die Solifluktion vor der Lössanwehung zum Stillstand gekommen sein muß; allerdings dürfen einsetzende Löss- mit Naßbodenbildung und Solifluktion als syngenetisch betrachtet werden (vgl. HAASE u.a. 1970).

---

8) Das räumliche Nebeneinander ergibt sich aus der geringeren Transportweite der größeren Dünensande gegenüber den feineren Flugsanden, so daß häufig eine Abfolge vom Dünensand mit einer Sandlössübergangsfazies zum Löss auftritt. Flugsande sind oft morphologisch zu Dünen aufgeweht und im Spätglazial abgelagert worden (vgl. Dünen auf der Mittelterrasse des Rheins in der Wahner Heide bei Köln, die in der jüngeren Dryaszeit aufgeweht wurden; FRECHEN u.a. 1967), während die Flugsande häufig mit den Lössen zeitgleich abgelagert wurden oder auch älter als dieselben sind (vgl. ROESCHMANN 1975). Die Flugsande in der Wahner Heide bei Köln bilden mit den sich nach Osten auf den bergischen Randhöhen anschließenden Lössen ein räumliches Nebeneinander (vgl. JUX 1956), obgleich sie dryaszeitlich abgelagert wurden und jünger als der Löss sind.

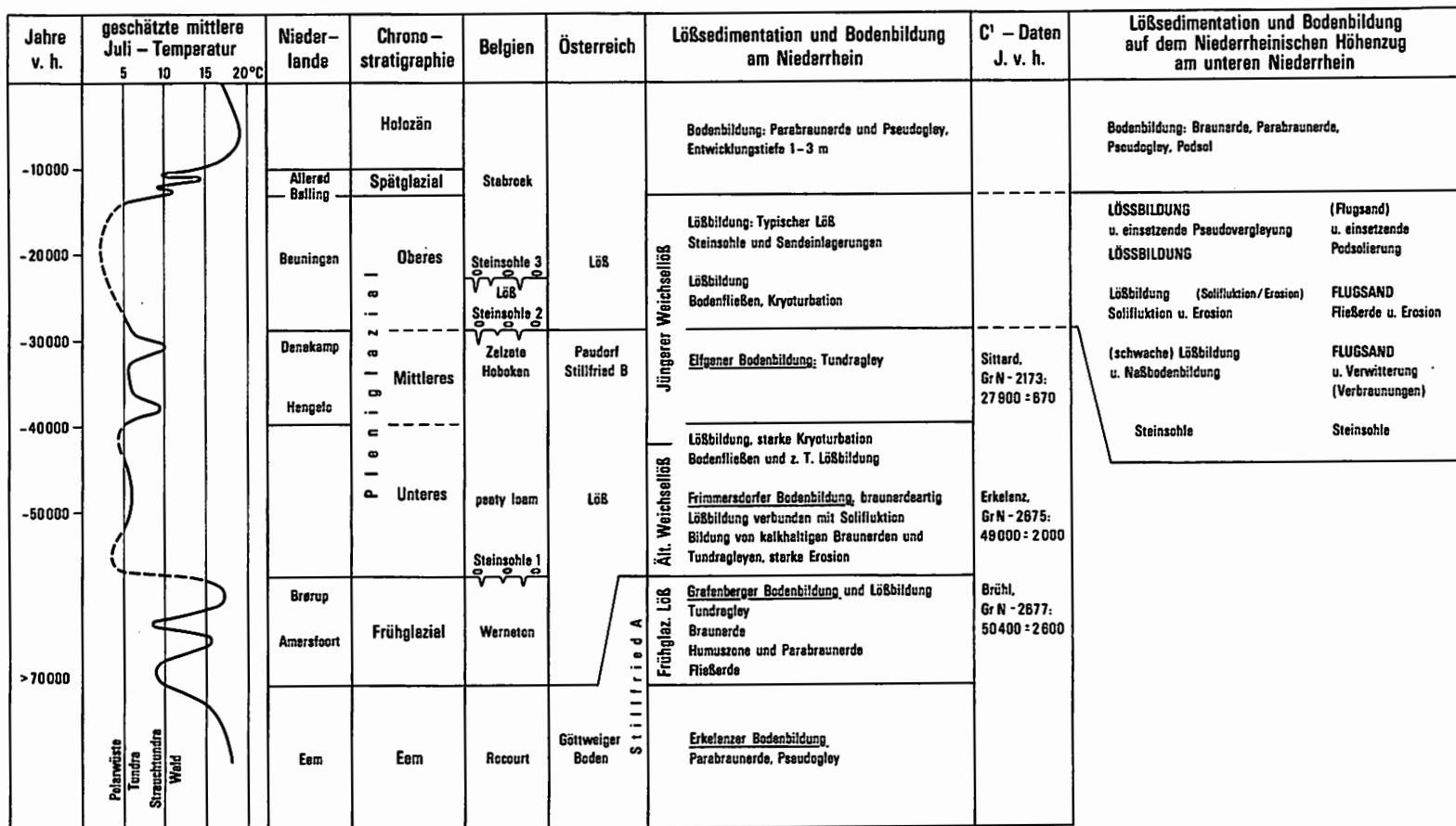


Abb. 8: Lösssedimentation und Bodenbildung am Niederrhein und auf dem Niederrheinischen Höhenzug im Vergleich zu anderen Gebieten (ergänzt nach PAAS 1968 b)

Das Bodenfließen findet nach PAAS (1962) meist während eines feucht-kalten Klimas nach einer Zeit der Bodenbildung und vor der Lössbildung statt. Für die Tatsache spricht der teilweise Erhalt der fossilen Nabböden an der jungweichselzeitlichen Lössbasis. PAAS (1968 b) bemerkt, daß mit der Steinschle eine beträchtliche stratigraphische Lücke verbunden sein kann, die für die Erosion fossiler Humus- und Verlehmungshorizonte verantwortlich ist (s. Abb. 8). Wenn auch, klimatisch bedingt, die Steinschle an der Lössbasis

wahrscheinlich unter einem Klima mit starker Winderosion in einer Stillstandsphase der Lössakkumulation freigelegt wurde (vgl. PAAS 1968 b), so läßt die Einregelung der Steinsohle an der Lössbasis auf dem Niederrheinischen Höhenzug jedoch erkennen, daß sie einen Solifluktionsprozeß widerspiegelt, der vor der Hauptlösanwehung stattgefunden hat (vgl. SIEBERTZ 1980 a). Diesem Prozeß ist zuzuschreiben, daß die Basis des jungen Weichsellösses auf dem Niederrheinischen Höhenzug, bis auf wenige Lokaltäten, keine fossilen Humus- oder Verlehmungszonen aufzuweisen hat. Die unterschiedlichen Erhaltungsbedingungen für die Löss- und die eingeschalteten fossilen Böden am Niederrhein haben nach PAAS (1968 b) morphologische und wohl auch klimatische Gründe, so daß im nördlichen Teil infolge der sicherlich auch während der Kaltzeiten erhöhten Niederschläge auf dem Niederrheinischen Höhenzug stets nur ein ungliederter (feinsandiger) Löss vorliegt (PAAS 1968 b).

Die Weichsellöss- sind durch zugehörige Bodenhorizonte gegliedert, die nach LIEBEROTH (1962 a) drei größeren Klimaabschnitten entsprechen; die Basis des jüngeren Weichsellösses bildet - in Süddeutschland und Österreich - das Stillfried B Interstadial (LÖHR u. BRUNNACKER 1974; MERKT 1968; WOLDSTEDT 1956), welches nach WOLDSTEDT (1958 a) auf etwa 23.000 a.B.P. datiert ist. Für den nordwestdeutschen und mitteleuropäischen Raum liegen für das Stillfried B keine äquivalenten Humus- oder Bodenhorizonte vor. Der mit dem Stillfried B allmählich einsetzende Temperaturanstieg (GROSS 1958; WOLDSTEDT 1958 a) und die etwas humideren Klimabedingungen in einer relativ ozeanischen Zone (BRUNNACKER 1967 b) - zumindest für das frühe Jungweichsel - kommen nach REMY (1960) in den schwachen Verlehmungen zum Ausdruck; sie deuten auf Bodenbildung hin und wurden dem Stillfried B gleichgestellt (vgl. PAAS 1968 b).

In jüngerer Zeit konnten die Verlehmungszonen an der Basis der jungweichselzeitlichen Löss- pedologisch als Tundregleye oder Tundrennaßböden (BIBUS u. SEMMEL 1977; BRÜNING 1959; BRUNNACKER 1964; BRUNNACKER u.a. 1977, 1978; BRUNNACKER u. HAHN 1978; BÜDEL 1960; HEMPEL 1955; LIEBEROTH 1962 b; LÖHR u. BRUNNACKER 1974; REMY 1968; ROHDENBURG u. MEYER 1966; ROHDENBURG u. SEMMEL 1971; SEMMEL 1969) bzw. als Frostgleye (HAASE u.a. 1970; LIEBEROTH 1963) charakterisiert werden.

Für den Niederrhein liegen jüngere Beschreibungen und Untersuchungen über die Naßböden von BRUNNACKER (1967 b), BRUNNACKER u.a. (1977) und PAAS (1962, 1968 a, b) vor. Dabei wird nach PAAS (1968 b) dem Tundregley (= Elfgener Bodenbildung) an der Basis des jungweichselzeitlichen Lösses aufgrund einer  $C^{14}$ -Bestimmung ein Alter von  $27.900 \pm 670$  J vor heute zugeordnet und kann daher mit der Stillfried B-Bodenbildung in Österreich verglichen werden (Abb. 8), die heute allgemein mit einem  $C^{14}$  Alter von ca. 32.000 bis 27.000 vor heute angesetzt wird (BRUNNACKER u.a. 1978; LIEDTKE 1981; PAAS 1968 a; SCHWARZBACH 1974; WOLDSTEDT 1969; WOLDSTEDT u. DUPHORN 1974; ZAGWIJN u. PAEPE 1968). Eine scharfe Begrenzung des Naßbodens zum Hangenden fehlt, so daß zu vermuten ist, daß der Naßboden z.T. synsedimentär mit dem Löss entstanden ist (PAAS 1962). Zu diesem Problem bemerken HAASE u.a. (1970), das synsedimentäre Bildungen (vgl. Naßböden) eine allmähliche (schwache) Sedimentation voraussetzen, was letzten Endes in vielen Fällen sicher auch ursprünglich mit einer Klimawandlung verbunden ist.

Die Tonmineraluntersuchung an den Lössen vom Niederrheinischen Höhenzug zeigt, daß die auf der Tonverwitterung basierenden Röntgendiagramme vornehmlich dort auftreten, wo innerhalb der Profilabschnitte granulometrisch ein erhöhter Tongehalt anzutreffen ist. Verwitterung und starke Pseudovergleyung in diesen Lössprofilen sind durchaus in Verbindung zu bringen.

Relativ hohe Tongehalte aufgrund von Tonmineralneubildung und starke Pseudovergleyung koinzidieren vereinzelt in verschiedenen Profilabschnitten der Löss- auf dem Niederrheinischen Höhenzug. Für eine stratigraphische Lössgliederung und der Interpretation von basalen Naßböden geben sie allerdings wenig Spielraum. Die vereinzelt anzutreffenden Verwitterungsspuren an der Basis relativ mächtiger Lössprofile lassen jedoch erkennen, daß dort lokal Spuren von Naßböden vorhanden sind, die als Ansatz einer Bodenbildung in Form von Verlehmungszonen unter feuchtkalten Bedingungen gebildet wurden, die Erosion überdauert und sich als Relikte einer fossilen Bodenbildung in Spuren erhalten haben.

Die von SIEBERTZ (1977) beobachtete, starke Pseudovergleyung in den Mittelabschnitten der Lössprofile deckt sich mit der Annahme von LIEBEROTH (1962 b), daß bereits während der Anwehung des jüngeren Weichsellösses - nach dem Stillfried B wird ein Temperaturanstieg gefordert (GROSS 1958; WOLDSTEDT 1958 a) - bereits eine merkliche Erwärmung stattfand, die zu einer syngenetischen Veränderung des Lösses (Lamellenflecken) führte. Die einsetzende Verwitterung während der Lössbildung - nach HAASE u.a. (1970) sind Lamellenflecken als pedogenes Vorstadium der Pseudovergleyung zu verstehen - und die Pseudovergleyung im Spät- und Postglazial dürfen für die lokale Ausbildung vereinzelt unter günstigen Bedingungen nachgewiesener Verwitterungshorizonte (Tonmineralneubildungen) in den Mittelabschnitten der Lössprofile verantwortlich sein.

Nach ROESCHMANN (1963) sind nach der Ablagerung des Sandlösses im norddeutschen Raum in der angegebenen Reihenfolge folgende, zeitlich aufeinanderfolgende bodengenetische Prozesse abgelaufen:

1. jungweichselinterstadiale Tondurchschlammung,
2. Pseudovergleyung - wobei nicht geklärt ist, ob die Pseudovergleyung erst im Spätglazial oder bereits schon früher einsetzte, sowie
3. Verbraunung des Oberbodens und Podsolierung.

Die Spuren von Verwitterungshorizonten im Hangenden der meist mächtigen Lössprofile und die bereits nach LIEBEROTH (1962 b) relativ früh einsetzende Bildung von Lamellenflecken, lassen erkennen, daß die klimatischen Bedingungen für die Bildung von Verwitterungshorizonten mit Tonmineralneubildung bereits während der jüngeren Weichsellössanwehung vorhanden waren.

In seiner Arbeit über Vorkommen degradiertes Steppenböden in den Lössgebieten des Niederrheins spricht KOPP (1965) von der Bildung tiefhumoser Horizonte: ihre Entstehung wäre vor das Atlantikum zu setzen.

Bei relativ kräftigen Lössprofilen lassen sich Verbraunungshorizonte bis zu 60 cm (und mehr) nachweisen, die aber weder humos sind noch Tonanreicherungen im Sinne eines B<sub>t</sub>-Horizontes aufweisen. Pollenuntersuchungen der tiefhumosen Bodenhorizonte waren bis jetzt ergebnislos (KOPP 1965), so daß ein fossiler Steppenboden bisher nicht nachgewiesen werden konnte. Zu diesem Problem vertreten BÜDEL (1951) und POSER (1948 a, 1951) die Ansicht, daß im Spätglazial keine Tundravegetation mehr bestand, sondern nur eine steppenartige Vegetation.

KOPP (1965) bemerkt, daß die degradierten Steppenböden am Niederrhein keine Verbindung zu den kontinentalen Steppenböden aufweisen und dieser Bodentypenbezeichnung keineswegs entsprechen; die Spuren der Steppenböden liegen lediglich in den Lössböden der Braunerde-Parabraunerde und Parabraunerde-Pseudogleye vor. Die Bildung von Lamellenflecken als pedogenes Vorstadium des Pseudogleys im LÖB (HAASE u.a. 1970), die genetisch wohl spätestens im Spätglazial eingesetzt haben dürfte, läßt erkennen, daß für den maritim beeinflussten Klimaraum des unteren Niederrheins eine Degradierung der Steppe bereits im Spätglazial erfolgt sein mußte. Für eine Steppenbodenbildung vor dem holozänen Klimamaximum (Atlantikum) und einer Degradierung im Holozän scheinen für den Niederrhein kaum die klimatischen Voraussetzungen bestanden zu haben (SIEBERTZ 1977).

### 6.6.3 Der stratigraphische Aufbau der weichselzeitlichen äolischen Decksedimente am unteren Niederrhein

Der stratigraphische Aufbau der weichselzeitlichen Decksedimente auf dem Niederrheinischen Höhenzug wird bestimmt durch die Lage der verschiedenen Sedimente, des fossilen Bodens sowie der Steinsohle an der Flugsand- und Lössbasis zueinander. Die sedimentologischen Ergebnisse lassen im Jungweichsel einen jüngeren Löss und einen älteren Flugsand ausgliedern, der sich stratigraphisch nur durch seine basale Lage zum Löss auf der Sanderhochfläche in einer relativen Altersfolge einordnen läßt (Abb. 8).

Im Südosten der Sanderhochfläche (A 7) oberhalb des Uedemer-Bruches wird das Liegende des Flugsandes von einer Fließerde gebildet, die nicht syngedimentär mit der Ablagerung des Flugsandes gebildet worden sein kann. Das Hangende besteht aus einer typischen gelb-beigen Flugsandablagerung. Die Fließerde bildet einen rotbraunen marmorierten kryoturbaten Verwitterungshorizont, der von der Steinsohle unterlagert wird. Profile, die keine kryoturbate Fließerdestrukturen aufwiesen, zeigten gebänderte sählig liegende dunkelbraune Verwitterungshorizonte. Diese rotbraunen Verwitterungsspuren sind als Oxidationshorizonte zu deuten und zeitlich vor der Solifluktion entstanden.

Für den Flugsand ergeben sich daraus folgende zeitlich hintereinanderliegende Prozesse:

1. Flugsandsedimentation und Verwitterung (Bildung von Oxidationshorizonten),
2. Solifluktion und Erosion,
3. Flugsandablagerung (mit Solifluktion u. Erosion).

Verbraunungshorizonte, wie sie lokal in den Flugsanden beobachtet wurden, sind für die Löss nicht nachzuweisen. Für die Löss bestanden vom Substrat her andere Bedingungen. Die Verbraunungen innerhalb der Flugsandhorizonte sind in situ erfolgt.

Eine ähnliche Abfolge ist bei ROESCHMANN (1975) erkennbar, welcher pedologische Untersuchungen an fossilen pleistozänen Sandböden in Norddeutschland durchführte. Danach lassen sich zwei Phasen von Flugsandablagerungen nachweisen, die durch einen interstadialen Boden getrennt werden. Die erste Flugsandanwehung wird in das Frühweichsel gestellt, während zum Beginn des Weichsel-Hochglazials eine weitere Flugsanddecke abgelagert wurde. Das gesamte vertikale Profil ist allerdings an den Talrändern durch Kryoturbation und Solifluktion gestört (ROESCHMANN 1975).

Die Ergebnisse der Untersuchung von ROESCHMANN (1975) sind durchaus mit den Problemen der Flugsandablagerung auf dem Niederrheinischen Höhenzug vergleichbar. Wie weit die Verbraunungen in den basalen Flugsandabschnitten als Ansatz eines fossilen Bodens gedeutet werden können, ist nicht geklärt. Es erfolgte jedoch eine zweite Flugsandablagerung auf dem Niederrheinischen Höhenzug, die frei von Oxidationsabschnitten ist. Zwischen beiden haben erosive Prozesse in Form von Bodenfließen und Denudation stattgefunden. Solifluktion darf zumindest auch noch für die Zeit der zweiten Flugsandablagerung angenommen werden, weil die Fließstrukturen der Solifluktion beide Flugsandablagerungen auf dem Niederrheinischen Höhenzug scharf voneinander absetzen. In den hellen Flugsanden im Hangenden der Profile wirken sich diese Prozesse nicht mehr aus.

Flugsande und Löss besitzen an der Basis eine Steinsohle, sofern vom Untergrund her die Voraussetzung dafür vorliegt (SIEBERTZ 1980 a). Beide Ablagerungen haben die gleiche Ausgangsbasis für den stratigraphischen Aufbau der jungweichselzeitlichen Ablagerungen. Das Auftreten von 20 cm mächtigen Kiesschichten an der Lössbasis verschiedener Aufschlüsse als Ausgangsbasis für die Bildung eines schmalen zusammenhängenden Geröllbandes (Steinsohle) läßt erkennen, daß die Steinsohle durch eine selektive Erosion (fluviale und solifluidale Prozesse) entstanden ist, zumal innerhalb der Steinsohle die Geröllgröße von 2 cm nicht unterschritten wird (SIEBERTZ 1977, 1980 a). Die von POSER (1951) beschriebenen Deflationsprozesse mit Windkanterbildung an den Geröllen sind nach SIEBERTZ (1980 a) aufgrund des Fehlens von Sanden innerhalb der Steinsohle nicht abzulehnen, jedoch müssen für die Ausbildung der Steinsohle selektive Erosionsprozesse herangezogen werden.

Für das frühe Jungweichsel darf eine Flugsandsedimentation durch Ostwinde konstatiert werden, die im Wechsel mit einer schwachen Lössakkumulation von Südwesten her stand. Beide Ablagerungen dürfen aufgrund des Windrichtungswechsels als etwa zeitgleich betrachtet werden. Daß im frühen Jungweichsel Flugsande und Löss sedimentiert wurden, in welcher Intensität auch immer, wird besonders durch den Umstand erhärtet, daß die feucht-kalten Klimabedingungen im frühen Jungweichsel am unteren Niederrhein die Voraussetzung für die Bildung von Verwitterungshorizonten in den Decksedimenten darstellen. Je nach Substrat wirkten sie sich unterschiedlich aus. In



den Lösssedimenten bildeten sich Verlehmungszonen und Naßböden, in den Flugsanden entstand der Verbraunungshorizont. Decksedimente und Naßböden können nach HAASE u.a. (1970) synsedimentär gebildet werden.

Es setzt eine kräftige Erosion und Solifluktion ein, die sich lokal im Liegenden der Flugsande als Fließerde widerspiegelt (A 7). Bei der geringen Lössbildung im frühen Jungweichsel führen Erosion und Solifluktion zur Abtragung des Naßbodens, so daß dieser nur noch lokal in Spuren vorhanden ist<sup>9)</sup>. Mit der Zunahme trocken-kalter hochglazialer Klimabedingungen setzt sich noch einmal eine verstärkte Flugsandbildung und geringe Lössanwehung durch, die schließlich unter relativ wärmeren Klimabedingungen von der Lössakkumulation aus Südwesten abgelöst wird. Die Hauptlössakkumulation erfolgt in diesem Klimaabschnitt und endet im frühen Spätglazial. An mächtigen Lössprofilen bildet sich die Lamellenfleckenzone, die als pedogene Vorstufe der sich im Spätglazial entwickelnden postsedimentären Pseudovergleyung angesehen werden darf (HAASE u.a. 1970).

POSER (1951) vermutet, daß zur Zeit der Lössbildung Südwestwinde mit relativ höheren Temperaturen geweht haben, die den heutigen klimatischen Bedingungen nahe kommen und nicht extrem kaltzeitlich-kontinentale Ostwinde, wie dies bei den Flugsanden der Fall ist; demnach bieten sich für die Flugsandablagerungen nur die kaltzeitlichen Abschnitte innerhalb eines Glazials an.

Für die Decksedimente auf dem Niederrheinischen Höhenzug darf konstatiert werden:

1. Flugsande und Löss sind an ihrer Basis entsprechend ihrem Ausgangsmaterial unterschiedlich von Verwitterungsspuren gekennzeichnet sowie von der Erosion und Solifluktion beeinflusst worden. Die Fließerden der Flugsande sind meist gut erhalten geblieben; die relativ geringmächtig ausgebildeten Naßböden an der Lössbasis wurden entweder völlig erodiert oder zeigen nur noch Spuren der Verwitterung.
2. Die Flugsande sind älter als der Löss und von Ostwinden abgelagert worden, während die Lössse von Südwestwinden sedimentiert wurden.
3. Für die Hauptflugsandanwehung darf das kalte (frühe) Hochglazial (nach ROESCHMANN 1975 der Beginn des Weichsel-Hochglazials) angenommen werden, während im (späten) Hochglazial die Hauptlössakkumulation erfolgte und im Spätglazial endete.

## 7. Zusammenfassung

Auf dem Niederrheinischen Höhenzug befinden sich zwei eigenständige Sedimentationsräume, die paläogeographisch unabhängig voneinander sind und sedimentologisch ihre eigene Fazies besitzen.

Es sind:

1. Flugsande,
2. Sandlöss- und Lössablagerungen mit den dazugehörigen lößverwandten Sedimenten (Flottsande).

Die Sedimentgliederung (Tab. 4) zeigt, daß sich durchaus eine Lössfazies ausgliedern läßt. Ferner läßt die Verteilung der Sedimente (s. Beilage) erkennen, daß der Sandlöss nur als Übergangszone zwischen der größeren Sedimentfazies (Flottsande) und dem Löss steht, wie dies im norddeutschen Tiefland der Fall ist.

Die Lössablagerungen auf dem Niederrheinischen Höhenzug bilden keine Sonderstellung, sondern sie sind ein Teil der klimamorphologisch definierten nördlichen Lössgrenze, die am unteren Niederrhein weit nach Norden vorspringt.

---

9) Nach BRUNNACKER u. HAHN (1978) wurden die Paläoböden im Rheinland zerstört; sie waren vorhanden.

Aufgrund der Decksedimentverteilung läßt sich für die Ablagerungen eine weichselzeitliche Zirkulation rekonstruieren, bei der die Flugsande vornehmlich von Ostwinden, die Lössse vorwiegend von Südwestwinden abgelagert wurden. Wenn auch gelegentlich im Wechsel Flugsande und Lössse zeitgleich abgelagert wurden, so müssen doch die Flugsande gegenüber den Lössen als älter betrachtet werden.

In den meist mächtigen Lössprofilen treten vereinzelt erhöhte Tongehalte in den Mittel- oder Basisabschnitten auf. Die Tonanreicherung erfolgte durch Lessivierung oder Tonmineralneubildung, wobei die Tonmineralneubildung röntgenographisch nachgewiesen ist.

Hoher Tongehalt aufgrund Tonmineralneubildung und starke Pseudovergleyung in verschiedenen Profilmittelabschnitten koinzidieren. Verschiedentlich lassen sich an der Lössprofilbasis röntgenographisch kräftige Verwitterungsspuren nachweisen, die als nicht erodierte fossile Naßbodenbildung zu deuten sind.

Die Lössbildung auf dem Niederrheinischen Höhenzug erfolgte im Weichselglazial je nach Klimaabschnitt unter trocken-kalten und feucht-kühleren Bedingungen. Aus der Schwermineralzusammensetzung ist zu ersehen, daß für das Herkunftsgebiet die ältere Niederterrasse von Rhein und Niers als Auswehungsraum für die Löss- und Sandlössbildung in Frage kommt.

#### 7.1 SUMMARY

On the Lower Rhenish Ridge there are two original sedimentation areas, which are palaeogeographically independent and sedimentologically distinct from each other.

They are:

1. Wind-blown sand,
2. Loessial sand and loess deposits with loess-related sediments pertinent to them (floating sands).

The division of sediments (tab. 4) shows that a loessfacies can very well be singled out. Moreover, the distribution of sediments indicates that the loessial sand forms a transitional zone between the coarser sediment facies (floating sand) and the loess, as is the case in the North German Lowland.

The loess deposits on the Lower Rhenish Ridge do not constitute a special case, but are part of the climato-morphologically defined northern loessial limit which protrudes far to the north in the lower reaches of the Lower Rhine.

The distribution of the cover sediments permits a reconstruction of a circulation affecting the deposits during the Weichsel period, in which aeolian sands were principally deposited by east winds and the loesses predominantly by south westerlies. Even if wind-blown sands and loesses occasionally alternated at the same time, the wind-blown sands do have to be regarded as being older than the loesses.

In the middle or basal sections of the normally thick loess profiles there are sporadic occurrences of increased clay content. The increase in clay resulted from leaching or the new formation of clay minerals, the latter being authenticated by radiography.

Higher clay content as a result of the new formation of clay minerals coincides with intensive pseudogleying in some middle sections of the profile. At times strong of weathering, which cannot be interpreted as eroded fossil wet-soil formation, can be identified at the base of the loess profile by the use of x-rays.

Loess formation on the Lower Rhenish Ridge took place during the Weichsel glaciation under dry-cold and cooler-moist conditions, depending on the climatic phase. As for the origins, it appears from the heavy minerals that the older lower terrace of the Rhine and Niers may be considered as the source region for the formation of the loess and loessial sand.

Translation: Dr. Anthony Hellen

## 8. Literatur

- ARENS, H. (1964): Zur Altersdatierung der Flugsande am Westrand des Münsterschen Kreidebeckens, In: Decheniana 117, 133-140
- BIBUS, E. u. SEMMEL A. (1977): Stratigraphische Leithorizonte im Würmlöß des Mittelrheingebietes, In: Geol. Jb. Hessen 105, 141-147
- BRAUN, F.J. (1959): Endmoränen, Terrassen und holozäne Ablagerungen bei Xanten am Niederrhein, In: Fortschr. Geol. Rhld. u. Westf. 4, 247-254
- BRAUN, F.J. (1964): Endmoränen-Stauchwall und Eisrandbildungen bei Moyland/Ndrh., In: Der Niederrhein 2, 58-63
- BRAUN, F.J. (1968): Erläuterungen zur geologischen Karte C 4302, Übersichtskarte von Nordrhein-Westfalen 1:100.000, Blatt Bocholt, 13-92
- BRAUN, F.J. (1978) a: Geschiebekundliche und mineralogisch-petrologische Besonderheiten im Endmoränen-Stauchwall von Moyland bei Kalkar/Ndrh., In: Fortschr. Geol. Rhld. u. Westf. 28, 325-333
- BRAUN, F.J. (1978) b: Zur Herkunft und Zusammensetzung des "Sandlösses" auf der Uedemer Sander-Hochfläche (Niederrhein), In: Fortschr. Geol. Rhld. u. Westf. 28, 335-343
- BRAUN, F.J. u. QUITZOW, H.W. (1961): Die erdgeschichtliche Entwicklung der niederrheinischen Landschaft, In: Niederrhein. Jb. 5, 11-21
- BREDDIN, H. (1926): Löß, Flugsand und Niederterrasse am Niederrhein, In: Jb. preuß. geol. L.A. 46, 635-662
- BREDDIN, H. (1927): Löß, Flugsand und Niederterrasse im Niederrheingebiet, ein Beitrag zur Frage der Entstehung des Löß, In: Geol. Rdsch. 18, 72-78
- BREDDIN, H. (1931): Flußterrassen und Löss am Niederrhein, In: Z. Dt. Geol. Ges. 83, 659
- BRELIE, G.v.d. (1959) : Probleme der stratigraphischen Gliederung des Pliozäns und Pleistozäns am Mittel- und Niederrhein, In: Fortschr. Geol. Rhld. u. Westf. 4, 371-388
- BRÜNING, H. (1959): Periglazialerscheinungen und Landschaftsgenese im Bereich des mittleren Elbtales bei Magdeburg, In: Göttinger Geogr. Abh. 23, 40-62
- BRUNNACKER, K. (1957): Bemerkungen zur Feinstgliederung und zum Kalkgehalt des Lösses, In: Eiszeitalter u. Gegenwart 8, 107-115
- BRUNNACKER, K. (1964): Schätzungen über die Dauer des Quartärs, insbesondere auf der Grundlage der Paläoböden, In: Geol. Rdsch. 54, 415-428
- BRUNNACKER, K. (1967) a: Grundzüge einer Löß- und Bodenstratigraphie am Niederrhein, In: Eiszeitalter u. Gegenwart 18, 142-151
- BRUNNACKER, K. (1967) b: Die regionale Stellung der niederrheinischen Lößprovinz, In: Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln 13, 56-63
- BRUNNACKER, K. (1978): Neuere Ergebnisse über das Quartär am Mittel- und Niederrhein, In: Fortschr. Geol. Rhld. u. Westf. 28, 111-122
- BRUNNACKER, K. u. HAHN, J. (1978): Der jungpleistozäne Löß samt paläolithischen Kulturen in den Rheinlanden als Glied einer zeitlichen und räumlichen Faziesänderung, In: Beiträge z. Quartär- u. Landschaftsforschung, Festschr. z. 60. Geburtstag v. Julius Fink, Wien, 37-51
- BRUNNACKER, K. u.a. (1977): Der jungpleistozäne Löß am Mittel- und Niederrhein anhand neuer Untersuchungsmethoden, In: Neues Jb. Geol. u. Palä., Abh. 155, 253-273
- BRUNNACKER, K. u.a. (1978): Das Jungpleistozän-Profil von Lommersum/Niederrheinische Bucht, In: Decheniana 131, 274-286
- BÜDEL, J. (1944): Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet, In: Geol. Rdsch. 34, 442-519
- BÜDEL, J. (1949): Die räumliche und zeitliche Gliederung des Eiszeitklimas, In: Die Naturw. 36, 105-112, 133-139
- BÜDEL, J. (1950): Die Klimaphasen der Würmeiszeit, In: Die Naturw. 37, 438-449
- BÜDEL, J. (1951): Die Klimazonen des Eiszeitalters, In: Eiszeitalter u. Gegenwart 1, 16-26
- BÜDEL, J. (1960): Die Gliederung der Würmkaltzeit, In: Mitt. Geogr. Ges. Würzburg 8, 1-45

- DAMMER, B. (1941): Über Flottsande in der östlichen Mark Brandenburg, In: Jb. Reichsst. Bodenforschg. 61, 186-197
- DEWERS, F. (1932): Flottsandgebiete in Nordwestdeutschland, ein Beitrag zum Lößproblem, In: Abh. naturw. Ver. Bremen 28, Sonderheft 131-204
- DEWERS, F. (1934/35): Probleme der Flugsandbildung in Norddeutschland, In: Abh. naturw. Ver. Bremen 29, 324-360
- DÜCKER, A. u. MAARLEVELD, G. (1957): Hoch- und spätglaziale äolische Sande in Nordwestdeutschland und in den Niederlanden, In: Geol. Jb. 73, 215-234
- FIEDLER, H.J. u. ALTERMANN, M. (1964): Verbreitung, Entstehung und Eigenschaften von Sandlöß ("Flottsand") im norddeutschen Flachland und angrenzenden Gebieten, In: Geologie 13, 10, 1199-1228
- FINK, J. (1976): Internationale Lößforschungen, In: Eiszeitalter u. Gegenwart 27, 220-235
- FLOHN, H. (1953): Studien über die atmosphärische Zirkulation der letzten Eiszeit, In: Erdkunde 7, 266-275
- FLOHN, H. (1969): Ein geophysikalisches Eiszeitmodell, In: Eiszeitalter u. Gegenwart 20, 204-231
- FLORSCHÜTZ, F. (1938): Über spätpleistozäne Flugsandbildungen in den Niederlanden, In: Comptes rendus du Congrès Int. de Géogr., Tom. II, 279-282
- FRECHEN, J. u.a. (1967): Die vulkanische Eifel, Bonn, 3. Auflage, 140 S
- FÜCHTBAUER, H. u. MÜLLER, G. (1977): Sedimente und Sedimentgesteine, Stuttgart, 3. Auflage, 784 S
- GRAHMANN, R. (1930/31): Der Löß in Europa, in: Mitt. Ges. Erdkunde, 5-24
- GROSS, H. (1958): Die bisherigen Ergebnisse von C<sup>14</sup>-Messungen und paläontologischen Untersuchungen für die Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns in Mitteleuropa und den Nachbargebieten, In: Eiszeitalter u. Gegenwart 9, 155-187
- GUENTHER, E.W. (1953): Feinstratigraphische Studien III. Methoden zur Untersuchung von Lössen, In: Neues Jb. Geol. u. Palä., Monatshefte, 97-111
- GUENTHER, E.W. (1961): Sedimentpetrographische Untersuchung von Lössen, In: Fundamenta B, 1, 1-43
- HAASE, G. u.a. (1970): Sedimente und Paläoböden im Lößgebiet, In: Pet. Geogr. Mitt., Erg.-H. 274, 99-212
- HAASE, G. u. LIEBEROTH, I. (1965): Der weichselglaziale Löß im Gebiet der DDR, In: GELLERT, J.F. (Hrsg.), Die Weichsel-Eiszeit im Gebiet der DDR, Berlin, 159-187
- HEIDE, G. (1978): Boden und Bodennutzung, In: Geologie am Niederrhein, 35-38
- HEINE, K. (1970): Einige Bemerkungen zu den Liefergebieten und Sedimentationsräumen der Löss im Raum Marburg/Lahn aufgrund tonmineralogischer Untersuchungen, In: Erdkunde 24, 180-194
- HEINE, K. (1971): Das Elektronenmikroskop im Dienste geomorphologischer Forschung, In: Z. Geomorph. N.F. 15, 339-347
- HEINE, K. u. SIEBERTZ, H. (1980): Abriss der paläogeographischen Entwicklung des unteren Niederrheingebietes. In: AYMANS, G. (Hrsg.), Niederrheinische Studien, Arb. z. Rhein. Lkde 46, 1-13
- HEMPEL, L. (1955): Frostbodenbildung und Lössanwehung in der Würmeiszeit auf Muschelkalk und Buntsandstein bei Göttingen, In: Abh. Akad. Wiss. u. Lit., Math.-Naturw. Kl. 2, 13-42
- HESEMANN, J. (1975): Geologie Nordrhein-Westfalens, Paderborn, 416 S
- HÖPPNER, H. u. STEEGER, A. (1936): Das Naturschutzgebiet "Wisseler Dünen" am unteren Niederrhein, In: Rhein. Heimatpflege 1, 92-95
- JONG, I.D. de (1956): Sedimentpetrographische Untersuchungen in Terrassenschottern im Gebiet zwischen Krefeld und Kleve, In: Geol. en Mijnb. N.S. 18, 389-394
- JUX, U. (1956): Über Alter und Entstehung von Decksand und Löß, Dünen und Windschliffen an den Randhöhen des Bergischen Landes östlich von Köln, In: Neues Jb. Geol. u. Palä., Abh. 104, 226-254

- KAISER, K.H. (1961): Gliederung und Formenschatz des Pliozäns und Quartärs am Mittel- und Niederrhein, sowie in den angrenzenden Niederlanden unter besonderer Berücksichtigung der Rheinterassen, In: Köln u. d. Rheinlde, Festschr. 33. dt. Geographentag, 236-278
- KEILHACK, K. (1917): Die großen Dünengebiete Norddeutschlands, In: Z. Dt. Geol. Ges. 69 Mber., 2-19
- KEILHACK, K. (1920): Das Rätsel der Lössbildung, In: Z. Dt. Geol. Ges. 72, 146-161
- KELLER, G. (1953): Faziesverhältnisse im Randgebiet der nordwestfälischen Lössverbreitung, In: Neues Jb. Geol. u. Palä., Monatshefte, 533-543
- KLOSTERMANN, J. (1980): Die Ursachen der konzentrischen Anordnung von Flugsand, Sandlöss und Löss auf der Uedemer Hochfläche, In: Der Niederrhein 1, 1-5
- KLUTE, F. (1949): Rekonstruktion des Klimas der letzten Eiszeit in Mitteleuropa aufgrund morphologischer und pflanzengeographischer Tatsachen, In: Geogr. Rdsch. S.-A., 81-89, 121-126
- KLUTE, F. (1951): Das Klima Europas während des Maximums der Weichsel-Würm-Eiszeit und die Änderungen bis zur Jetztzeit, In: Erdkunde 4, 273-283
- KÖSTER, E. (1964): Granulometrische und morphometrische Meßmethoden an Mineralkörnern, Steinen und sonstigen Stoffen, Stuttgart, 336 S
- KOPP, E. (1965): Über Vorkommen degradiertes Steppenböden in den Lössgebieten des Niederrheins und Westfalens und ihre Bedeutung für die Paläobodenkunde und Bodengenese, In: Eiszeitalter u. Gegenwart 16, 97-110
- LEVY, F. (1921): Die belgischen Binnendünen, In: Geol. Rdsch. 12, 150-155
- LIEBEROTH, I. (1962) a: Die jungpleistozänen Lösses Sachsens im Vergleich zu denen anderer Gebiete. Ein Beitrag zur Würmchronologie, In: Pet. Geogr. Mitt. 100, 3, 188-198
- LIEBEROTH, I. (1962) b: Ein Beitrag zum Klima und zur Chronologie des Jungpleistozäns, In: Forschungen u. Fortschritte 36, 3, 73-77
- LIEBEROTH, I. (1963): Lösssedimentation und Bodenbildung während des Pleistozäns in Sachsen, In: Geologie 12, 149-187
- LIEDTKE, H. (1957/58): Einige Beobachtungen an norddeutschen Dünen, In: Wiss. Z. Humboldt- Univ. Berlin, MNR. 7, 445-448
- LIEDTKE, H. (1981): Die Nordischen Vereisungen in Mitteleuropa, In: Forsch. z. dt. Landes- kde. 204, 307 S
- LÖHR, H. u. BRUNNACKER, K. (1974): Metternicher und Eltviller Tuff-Horizont im Würm-Löss am Mittel- und Niederrhein, In: Notizbl. hess. L.A. Bodenforsch. 102, 168-190
- LOTZE, F. (1949): Das Alter der Dünen bei Mantinghausen an der oberen Lippe, In: Natur und Heimat 9, 19-26
- LOZEK, V. (1965): Das Problem der Lössbildung und die Lössmollusken, In: Eiszeitalter u. Gegenwart 16, 61-75
- MERKT, J. (1968): Bemerkungen zu einer Karte der Lössverbreitung in Südniedersachsen, In: Geol. Jb. 86, 107-112
- MERTENS, H. (1967/68): Lössablagerungen im Uedemer Bruch und in den Niederungen bei Oedt-Grefrath, In: Niederrhein. Jb. 10, 128-133
- MÜCKENHAUSEN, E. (1952): Die Böden des linken Niederrheins, In: Der Niederrhein 3/4, 72-77
- MÜCKENHAUSEN, E. (1954): Fossile Böden im nördlichen Rheinland, In: Z. f. Pflanzenern., Düngung, Bodenkunde 65, 81-103
- MÜCKENHAUSEN, E. (1975): Die Bodenkunde und ihre geologischen, geomorphologischen, mineralogischen und petrologischen Grundlagen, Frankfurt/M., 579 S
- MÜLLER, E.H. (1954): Über die Herkunft des Lösses im Rheinland und im südlichen Westfalen, In: Geol. Jb. 69, 401-406
- MÜLLER, E.H. (1959): Art und Herkunft des Lösses und Bodenbildungen in den äolischen Ablagerungen Nordrhein-Westfalens unter Berücksichtigung der Nachbargebiete, In: Fortschr. Geol. Rhld. u. Westf. 4, 255-265
- NEUMEISTER, H. (1965): Probleme der nördlichen Lössgrenze, In: Leipz. geogr. Beitr., 137-143

- PAAS, W. (1962): Rezente und fossile Böden auf niederrheinischen Terrassen und deren Deckschichten, In: Eiszeitalter u. Gegenwart 12, 165-230
- PAAS, W. (1968) a: Stratigraphische Gliederung der niederrheinischen Lössse und seiner fossilen Böden, In: Decheniana 121, 9-38
- PAAS, W. (1968) b: Gliederung und Altersstellung der Lössse am Niederrhein, In: Fortschr. Geol. Rhld. u. Westf. 16, 185-196
- PAAS, W. (1977): Bodenkundliche Landesaufnahme im Niederrheinischen Tiefland, In: Der Niederrhein 1-3, 1-6, 50-55, 100-104
- PAFFEN, K.H. (1959): Niederrheinisches Tiefland, In: Handbuch der naturräuml. Gliederung Deutschlands II, Bad Godesberg, 852-882
- POSER, H. (1947) a: Dauerfrostboden und Temperaturverhältnisse während der Würm-Eiszeit im nicht vereisten Mittel- und Westeuropa, In: Die Naturw. 34, 10-18
- POSER, H. (1947) b: Auftautiefe und Frostzerrung im Boden Mitteleuropas während der Würm-Eiszeit. Ein Beitrag zur Bestimmung des Eiszeitklimas, In: Die Naturw. 34, 232-238, 262-267
- POSER, H. (1948) a: Kollische Ablagerungen und Klima des Spätglazials in Mittel- und Westeuropa, In: Die Naturw. 35, 269-276, 307-312
- POSER, H. (1948) b: Boden- und Klimaverhältnisse in Mittel- und Westeuropa während der Würmeiszeit, In: Erdkunde 2, 53-67
- POSER, H. (1950): Zur Rekonstruktion der spätglazialen Luftdruckverhältnisse in Mittel- und Westeuropa aufgrund der vorzeitlichen Binnendünen, In: Erdkunde 4, 81-88
- POSER, H. (1951): Die nördliche Lößgrenze in Mitteleuropa und das spätglaziale Klima, In: Eiszeitalter u. Gegenwart 1, 27-55
- PYRITZ, E. (1972): Binnendünen und Flugsandebenen im Niedersächsischen Tiefland, In: Göttinger Geogr. Abh. 61, 153 S
- RAU, D. u. HEIDE, K. (1966): Über Tonmineraluntersuchungen an thüringischen Löß-Bodentypen, In: Geologie, 15, 7, 833-840
- REMY, H. (1960): Der Löß am unteren Mittel- und Niederrhein, In: Eiszeitalter u. Gegenwart 11, 107-120
- REMY, H. (1968): Zur Stratigraphie und Klimaentwicklung des jüngeren Pleistozäns in Mittel- und Westeuropa unter besonderer Berücksichtigung des Lösses, In: Decheniana 121, 1/2, 121-145
- ROESCHMANN, G. (1963): Zur Entstehungsgeschichte von Parabraunerden und Pseudogleyen aus Sandlöß südlich von Bremen, In: Neues Jb. Geol. u. Palä., Abh. 117, 286-302
- ROESCHMANN, G. (1975): Zur Untersuchungsmethodik, pedogenetischen Deutung und Datierung fossiler Sandböden des Pleistozäns in Norddeutschland, In: Mitt. Dt. Bodenkundl. Ges. 22, 581-590
- ROHDENBURG, H. u. MEYER, B. (1966): Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen, In: Mitt. Dt. Bodenkundl. Ges. 5, 1-135
- ROHDENBURG, H. u. SEMMEL, A. (1971): Bemerkungen zur Stratigraphie des Würm-Lösses im westlichen Mitteleuropa, In: Notizbl. hess. L.A. Bodenforsch. 99, 246-252
- ROSAUER, E.A. (1957): Über die Klimabedingungen der eiszeitlichen Lößbildung (Diss.) Bonn, 105 S
- SEMMEL, A. (1969): Bemerkungen zur Würmlößgliederung im Rhein-Main-Gebiet, In: Notizbl. hess. L.A. Bodenforsch. 79, 395-399
- SIEBERTZ, H. (1977): Geomorphologische Entwicklung im Raum Kalkar/unterer Niederrhein, mit einer geomorphologischen Kartierung 1:25.000 Blatt Kalkar, Bonn (Diplomarbeit)
- SIEBERTZ, H. (1980)a: Ausgewählte quartärmorphologische Probleme am unteren Niederrhein - Ergebnisse einer geomorphologischen Kartierung, dargestellt am Beispiel einer Übersichtskarte vom Raum Kalkar, In: AYMANS, G. (Hrsg.), Niederrheinische Studien, Arb.z.Rhein. Landeskd 46, 37-46
- SIEBERTZ, H. (1980) b: Weichselzeitliche kollische Sedimente des Reichswaldes (unterer Niederrhein) und ihr paläogeographischer Aussagewert (Diss.) Bonn, 143 S
- SIEBERTZ, H. (1982): Die Bedeutung des Feinheitsgrades als geomorphologische Auswertungsmethode, In: Eiszeitalter u. Gegenwart 32, 81-91

- SINDOWSKI, K.H. (1940): Grundsätzliches zur Schwermineralanalyse der diluvialen Rheinterrassen und Löße des Mittel- und Niederrheins, In: Z. Dt. Geol. Ges. 92, 477-499
- SCHEFFER, F. u.a. (1958): Mineraluntersuchungen am Würm-Löß südniedersächsischer Lößfluren als Voraussetzung für die Mineralanalyse verschiedener Lößbodentypen, In: Chemie der Erde 19, 338-360
- SCHMIDT, R. (1966): Löß, Sandlöß und Treibsand in der Großenhainer Pflege, In: Sächs. Heimatblätter 12, 1, 17-26
- SCHMIDT, R. (1971): Die Weichselzeit im Übergangsbereich zwischen Löß und Treibsand in Nord-sachsen (Grossenhainer Gebiet), In: Zprávy Geografického ústavu CSAV, Brno 8, 6, 1-23
- SCHÖNHALS, E. (1950): Über einige wichtige Lößprofile und begrabene Böden im Rheingau, In: Notizbl. hess. L.A. Bodenforschg. 6, 244-259
- SCHÖNHALS, E. (1951): Über fossile Böden im nichtvereisten Gebiet, In: Eiszeitalter u. Gegenwart 1, 109-130
- SCHÖNHALS, E. (1952): Gesetzmäßige Beziehungen zwischen Körnung und Kalkgehalt des Lösses und die Erkennung von Verwitterungszonen mit Hilfe der typischen Streubereiche, In: Geol. Jb. 66, 291-304
- SCHÖNHALS, E. (1953): Gesetzmäßigkeiten im Feinaufbau von Talrandlössen mit Bemerkungen über die Entstehung des Lösses, In: Eiszeitalter u. Gegenwart 3, 19-36
- SCHÖNHALS, E. (1955): Kennzahlen für den Feinheitsgrad des Lösses, In: Eiszeitalter u. Gegenwart 6, 133-147
- SCHÖNHALS, E. (1957): Spätglaziale holische Ablagerungen in einigen Mittelgebirgen Hessens, In: Eiszeitalter u. Gegenwart 8, 5-17
- SCHRAPS, W.G. u.a. (1978): Zur Nomenklatur quartärer bodenbildender Substrate Nordrhein-Westfalens, In: Fortschr. Geol. Rhld. u. Westf. 28, 507-517
- SCHWARZBACH, M. (1974): Das Klima der Vorzeit, Stuttgart, 3. Auflage, 380 S
- STEINMÜLLER, A. (1962): Die Fazies und Herkunft des Lösses und die Lößwinde im Buntsandstein-gebiet des südöstlichen Thüringer Beckens, In: Geologie 11, 10, 1133-1148
- THOME, K.N. (1958): Die Begegnung des nordischen Inlandeises mit dem Rhein. In: Geol. Jb. 76, 261-308
- THOME, K.N. (1959): Eisvorstoß und Flußregime am Niederrhein und Zuider See im Jungpleistozän, In: Fortschr. Geol. Rhld. u. Westf. 4, 197-246
- THOSTE, V. (1974): Die Niederterrassen des Rheins vom Neuwieder Becken bis in die Niederrheini-sche Bucht (Diss.) Köln, 130 S
- THÜNE, W. u. STÖHR, W. TH. (1980): Zur Frage von Zirkulationsanomalien in Mitteleuropa während der Eiszeiten aufgrund von Lößablagerungen, In: Int. Alfred-Wegener-Symposium, Berlin, 235-236
- TILLMANN, W. u. WINDHÄUSER, H. (1980): Der quartäre Osteifel-Vulkanismus im Rahmen der Löß-bildung - ein Beitrag zur Lößgenese, In: Eiszeitalter u. Gegenwart 30, 29-43
- TRIBUTH, H. (1975): Röntgenographische und granulometrische Untersuchungen an Lößböden und der Versuch einer genetischen Interpretation, In: Mitt. Dt. Bodenkundl. Ges. 22, 669-672
- VIERHUFF, H. (1967): Untersuchungen zur Stratigraphie und Genese der Sandlößvorkommen in Niedersachsen, In: Mitt. Geol. Inst. T.H. Hann. 5, 99 S
- VINKEN, R. (1959): Sedimentpetrographische Untersuchung der Rheinterrassen im östlichen Teil der Niederrheinischen Bucht, In: Fortschr. Geol. Rhld. u. Westf. 4, 127-170
- WAGNER, G. (1960): Einführung in die Erd- und Landschaftsgeschichte, Öhringen, 3. Auflage, 694 S
- WAHNSCHAFFE, F. (1921): Geologie und Oberflächengestaltung des Norddeutschen Flachlandes, Stuttgart, 4. Auflage, 472 S
- WEIDENBACH, F. (1952): Gedanken zur Lößfrage, In: Eiszeitalter u. Gegenwart 2, 25-36
- WILCKENS, O. (1924): Altalluviale Flugsandbildungen am Niederrhein, In: Geol. Rdsch. 15, 289-300
- WILHELMY, H. (1974): Klimageomorphologie in Stichworten, Kiel, 375 S
- WOLDSTEDT, P. (1954): Saaleeiszeit, Warthestadium und Weichseleiszeit in Norddeutschland. In: Eiszeitalter u. Gegenwart 4, 34-48
- WOLDSTEDT, P. (1955): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter, Stuttgart, 2. Auflage, 467 S

- WOLDSTEDT, P. (1956): Über die Gliederung der Würmeiszeit und die Stellung der Lössen in ihr, In: Eiszeitalter u. Gegenwart 7, 78-86
- WOLDSTEDT, P. (1958) a: Eine neue Kurve der Würm-Eiszeit, In: Eiszeitalter u. Gegenwart 9, 151-154
- WOLDSTEDT, P. (1958) b: Das Eiszeitalter, II, Grundlagen einer Geologie des Quartärs, Stuttgart, 2. Auflage, 438 S
- WOLDSTEDT, P. (1961): Das Eiszeitalter, I., Die allgemeinen Erscheinungen des Eiszeitalters, Stuttgart, 3. Auflage, 374 S
- WOLDSTEDT, P. (1969): Quartär. Handbuch der Stratigraphischen Geologie, II, Stuttgart, 263 S
- WOLDSTEDT, P. u. DUPHORN, K. (1974): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter, Stuttgart, 3. Auflage, 500 S
- WORTMANN, H. (1942): Bemerkungen zu einer Karte der Lössverbreitung in Niedersachsen, In: Archiv f. Landes- und Volkskunde Niedersachsen 12, 192-202
- ZAGWIJN, W.H. u. PAEPE, R. (1968): Die Stratigraphie der weichselzeitlichen Ablagerungen der Niederlande und Belgien, In: Eiszeitalter u. Gegenwart 19, 129-146

Tab. 1: Verzeichnis der Aufschlüsse und Aufgrabungen

Topographische Kartenwerke 1:25000

- Blatt Kleve 4202  
Blatt Kalkar 4203  
Blatt Uedem 4303

Aufschlüsse

Basis

4203/1	r25.12000; h57.30700	(Steinsohle)
4203/2	r25.13360; h57.30680	( " )
4203/3	r25.12400; h57.34700	( " )
4203/4	r25.12900; h57.29500	( " )
4203/5	r25.16180; h57.33360	( Sander )
4303/7	r25.21950; h57.28720	(Steinsohle)
4303/7 (2)	r " " "	( " )
4303/8	r25.21640; h57.28480	(Sander)
4303/9	r25.19880; h57.26280	(Steinsohle)
4303/11	r25.20250; h57.23360	( " )
4203/12	r25.15350; h57.34200	( " )
4203/16	r25.21680; h57.31120	(Kiessohle)
4203/17	r25.20180; h57.32680	(Geröllsohle)
4303/20	r25.16080; h57.28960	(Steinsohle)
4303/21	r25.14000; h57.28380	( ? )
4202/23	r25.11000; h57.30660	(Steinsohle)
4202/24	r25.11140; h57.35100	( " )
4202/26	r25.08840; h57.30420	( " )
4303/27	r25.18350; h57.26840	( " )
4303/28	r25.15220; h57.27720	(Sander)
4203/29	r25.16840; h57.30000	(Kiessohle)
4203/30	r25.16980; h57.29840	(Steinsohle)
4303/40	r25.19160; h57.25100	( " )
4303/41	r25.19460; h57.25350	( " )
4303/45	r25.20420; h57.26480	(Fließerde)
4202/80	r25.09940; h57.30030	(Steinsohle)



Aufgrabungen

Basis

4202/46	r <sub>25.10100</sub> ; h <sub>57.32030</sub>	(Steinsohle)
4202/47	r <sub>25.10460</sub> ; h <sub>57.33950</sub>	( " )
4203/48	r <sub>25.13500</sub> ; h <sub>57.33760</sub>	(Fließerde ?)
4203/49	r <sub>25.12280</sub> ; h <sub>57.32380</sub>	(Steinsohle)
4203/50	r <sub>25.15160</sub> ; h <sub>57.32000</sub>	( " )
4203/51	r <sub>25.17600</sub> ; h <sub>57.32290</sub>	(Flugsand)
4203/52	r <sub>25.19580</sub> ; h <sub>57.31100</sub>	(Steinsohle)
4303/53	r <sub>25.16840</sub> ; h <sub>57.26740</sub>	(Sander)
4303/54	r <sub>25.18960</sub> ; h <sub>57.28700</sub>	(Steinsohle)
4203/55	r <sub>25.20380</sub> ; h <sub>57.29550</sub>	(Flugsand)
4202/56	r <sub>25.06840</sub> ; h <sub>57.31760</sub>	(Steinsohle)
4202/57	r <sub>25.08600</sub> ; h <sub>57.31280</sub>	( " )
4202/58	r <sub>25.08420</sub> ; h <sub>57.32480</sub>	( " )
4202/59	r <sub>25.07080</sub> ; h <sub>57.32720</sub>	( " )
4202/60	r <sub>25.09060</sub> ; h <sub>57.33680</sub>	( " )
4202/61	r <sub>25.09430</sub> ; h <sub>57.35380</sub>	( " )
4202/62	r <sub>25.07700</sub> ; h <sub>57.35240</sub>	(Sander)
4202/63	r <sub>25.07920</sub> ; h <sub>57.35980</sub>	( " )
4303/64	r <sub>25.17560</sub> ; h <sub>57.25840</sub>	(Steinsohle)
4303/65	r <sub>25.18700</sub> ; h <sub>57.24860</sub>	(Alluvium)
4303/66	r <sub>25.19420</sub> ; h <sub>57.24270</sub>	(Steinsohle)
4303/67	r <sub>25.20160</sub> ; h <sub>57.24210</sub>	( " )
4303/68	r <sub>25.19960</sub> ; h <sub>57.25610</sub>	( " )
4303/71	r <sub>25.19950</sub> ; h <sub>57.27150</sub>	( " )
4303/72	r <sub>25.20520</sub> ; h <sub>57.27160</sub>	( " )
4303/73	r <sub>25.21360</sub> ; h <sub>57.27530</sub>	(Steinsohle ?)
4303/74	r <sub>25.20940</sub> ; h <sub>57.27820</sub>	(Steinsohle)
4303/75	r <sub>25.20130</sub> ; h <sub>57.28090</sub>	(Flugsand ?)
4303/76	r <sub>25.20000</sub> ; h <sub>57.28970</sub>	(Steinsohle)
4303/77	r <sub>25.21240</sub> ; h <sub>57.28950</sub>	( " )
4203/78	r <sub>25.21260</sub> ; h <sub>57.30280</sub>	( " )
4203/79	r <sub>25.18220</sub> ; h <sub>57.32850</sub>	(Flugsand)

Tab. 2: Verzeichnis der Kornfraktionen und Feinheitssgrade

Kornfraktionen nach DIN 4188 in %

A = Aufschluß/Aufgrabung  
 H = Horizont/Abschnitt  
 T = Tiefe in cm  
 FG = Feinheitssgrad

1 = 2-1	mm
2 = 1-0,63	mm
3 = 0,63-0,2	mm
4 = 0,2-0,1	mm
5 = 0,1-0,063	mm
6 = 0,06-0,02	mm
7 = 0,02-0,006	mm
8 = 0,006-0,002	mm
9 = < 0,002	mm

A	H	T	1	2	3	4	5	6	7	8	9	FG
1	Y	10	0,1	0,3	7,0	2,7	3,0	57,4	14,7	2,7	12,1	69,5
1	β	30	0,1	0,1	5,4	2,8	3,5	58,9	15,1	2,8	11,3	69,8
1	α	50	-	-	4,0	1,8	2,6	55,8	14,2	2,3	19,3	73,2
2	δ	30	0,2	0,7	11,8	2,3	2,8	55,3	15,2	2,9	8,8	66,8
2	Y	50	-	0,4	11,9	2,6	2,7	59,4	10,1	4,0	8,9	66,6
2	β	70	0,2	0,5	9,1	2,0	2,2	58,1	14,4	3,5	10,0	68,3
2	α	90	0,1	0,2	5,8	1,6	2,0	59,2	14,3	2,7	14,1	70,9
3	δ	30	-	-	4,3	3,1	2,6	64,4	13,4	4,0	8,2	69,4
3	Y	50	-	0,2	5,3	3,2	2,4	57,9	11,5	2,0	17,5	71,4
3	β	70	-	-	13,2	4,3	2,2	52,2	7,7	3,0	17,4	68,4
3	α	90	0,1	0,1	4,9	1,9	3,2	67,6	6,5	2,8	12,9	69,8
4	β	30	0,2	0,5	11,1	4,2	3,2	57,1	11,3	3,9	8,5	66,3
4	α	50	0,2	0,4	11,7	3,6	2,8	53,6	10,6	3,6	13,5	67,8
5	Y	40	0,6	0,7	20,0	4,9	3,3	50,1	9,0	5,4	6,0	62,1
5	β	60	1,0	2,4	18,5	5,7	2,9	50,4	6,0	9,3	3,8	61,3
5	α	80	1,2	1,5	27,4	4,7	2,1	43,4	8,2	7,3	4,2	58,9
7	δ	20	0,2	0,3	27,2	19,1	9,5	30,0	6,2	3,3	4,2	54,9
7	Y	40	-	0,1	30,6	25,5	10,5	25,0	4,3	1,6	2,4	51,2
7	β	60	-	-	22,6	25,8	8,2	24,7	1,5	3,0	14,2	58,1
7	α	80	-	0,1	15,7	15,5	9,4	42,9	8,0	2,5	5,9	60,3
7(2)	ε	20	-	-	25,3	32,3	15,4	15,5	3,2	0,4	7,9	52,4
7(2)	δ	40	-	-	22,2	24,1	13,2	28,2	3,7	1,9	6,7	55,5
7(2)	Y	60	-	-	31,1	29,0	11,0	16,4	1,3	1,4	9,8	52,4
7(2)	β	80	0,1	-	32,8	34,1	12,6	15,4	1,2	1,0	2,8	48,0
7(2)	α	100	0,1	-	11,6	36,3	12,0	29,1	3,9	0,6	6,4	56,0
8	ε	30	0,3	1,0	33,6	14,3	6,2	28,2	8,3	1,8	6,3	54,4
8	δ	50	0,6	0,6	23,9	26,0	6,7	27,7	7,6	1,0	5,9	54,6
8	Y	70	0,1	0,3	22,6	33,9	7,6	24,2	5,6	1,2	4,5	53,0
8	β	90	0,4	0,4	23,6	36,8	8,4	21,9	4,1	1,1	3,3	51,1
8	α	110	0,1	0,4	25,3	36,6	8,6	18,9	3,6	0,7	5,8	51,4
9	β	50	0,2	0,3	7,5	2,0	2,1	56,7	12,7	4,1	14,4	70,4
9	α	70	-	0,1	5,6	2,2	2,7	59,9	11,7	3,5	14,3	70,8
11	Y	150	0,8	2,2	36,5	12,3	7,7	22,4	6,7	3,6	7,8	53,6
11	β	170	1,3	2,9	48,3	12,0	5,7	20,8	4,3	2,3	2,4	47,0
11	α	190	0,5	2,0	37,8	11,0	4,5	27,7	7,7	0,3	8,5	53,7
12	Y	10	-	0,1	12,9	3,8	2,7	56,5	12,1	0,5	11,4	66,4
12	β	30	-	0,1	7,7	4,0	3,8	59,9	10,8	2,3	11,4	68,3
12	α	50	-	-	10,4	4,5	2,7	54,7	9,3	2,1	16,3	68,8
16	ζ	20	-	-	7,8	11,7	4,3	47,9	8,4	2,2	17,7	68,3
16	ε	40	-	-	9,0	11,2	4,8	48,3	9,2	1,5	16,0	67,3
16	δ	60	-	-	2,1	4,6	4,0	63,3	10,2	1,5	14,3	70,7
16	Y	80	-	-	2,8	5,5	3,9	63,2	11,1	1,6	11,9	69,6
16	β	100	-	-	3,8	7,1	4,1	62,8	8,1	1,9	12,2	68,8
16	α	120	-	-	8,0	8,1	4,7	62,7	7,6	2,4	6,5	65,2
17	β	10	1,9	2,1	33,1	16,9	7,1	22,9	5,6	5,1	5,3	52,6
17	α	30	0,3	1,4	30,5	20,9	10,0	23,9	4,8	1,8	6,4	53,0
20	ζ	20	0,3	0,4	4,6	2,1	2,2	61,3	13,0	4,1	12,0	70,4
20	ε	40	0,1	0,2	3,1	2,0	2,2	61,6	15,4	2,1	13,3	71,4
20	δ	60	-	-	1,0	1,0	1,6	60,2	12,9	1,6	21,7	75,0
20	Y	80	-	-	1,7	1,5	1,8	66,0	11,3	1,5	16,2	72,6
20	β	100	-	-	4,3	2,8	2,8	62,5	10,5	3,2	13,9	70,8
20	α	120	0,1	0,1	3,9	2,4	1,9	66,4	9,7	2,3	13,2	70,5
21	ε	10	0,1	0,4	17,3	8,4	3,5	48,0	10,8	2,1	9,4	63,2
21	δ	30	-	0,3	19,0	8,7	3,7	46,5	8,5	4,0	9,3	62,8
21	Y	50	0,1	0,4	19,0	9,0	3,3	46,1	9,3	-	12,8	63,0
21	β	70	0,1	0,3	20,3	9,9	3,4	45,1	6,7	3,5	10,7	62,2

A	H	T	1	2	3	4	5	6	7	8	9	FG
21	α	90	0,2	0,9	33,2	13,5	3,2	35,5	5,9	1,6	6,0	54,7
23	δ	50	0,5	1,2	12,7	4,6	2,8	54,3	12,4	2,9	8,6	65,2
23	Υ	70	0,5	0,3	5,0	3,0	2,7	58,3	13,4	2,7	14,1	70,4
23	β	90	-	-	2,4	2,1	2,3	58,4	12,5	2,3	20,0	73,7
23	α	110	-	0,2	7,2	4,1	2,8	58,4	12,0	1,1	14,2	69,3
24	Υ	10	0,8	1,3	12,4	5,5	2,5	56,2	12,0	2,2	7,1	64,2
24	β	30	0,5	0,9	10,6	6,3	2,5	57,8	11,8	2,1	7,5	65,1
24	α	50	0,2	0,6	13,4	7,2	2,7	54,0	10,0	1,9	10,0	64,8
26	Υ	70	0,3	0,9	21,9	9,1	3,1	41,1	9,5	-	14,1	62,2
26	β	90	0,1	0,4	10,1	5,1	2,7	52,7	10,7	1,9	16,3	68,7
26	α	110	0,4	1,3	21,1	8,4	2,5	48,4	7,7	1,6	8,6	60,8
27	Υ	50	0,1	0,2	5,5	3,7	2,7	59,9	12,2	4,1	11,6	69,7
27	β	70	-	0,2	4,5	3,4	2,6	62,0	12,7	3,3	11,3	69,9
27	α	90	-	0,3	5,6	3,6	2,5	60,0	13,0	2,3	12,7	69,8
28	β	50	0,1	0,1	6,8	5,4	2,8	49,5	12,4	0,3	22,6	71,8
28	α	70	-	0,2	8,0	4,5	2,6	50,8	12,2	0,8	20,9	71,1
29	δ	10	-	-	2,3	1,9	2,1	62,4	13,3	2,0	16,0	72,5
29	Υ	30	-	-	1,4	1,5	1,8	59,0	13,9	0,9	21,5	74,6
29	β	50	-	0,1	2,0	2,2	2,2	61,7	12,5	0,9	18,4	72,9
29	α	70	0,1	0,2	6,6	4,8	5,2	57,4	7,9	-	17,8	69,5
30	ζ	30	0,4	0,4	6,3	2,2	2,0	59,1	14,2	1,6	13,8	70,0
30	ε	50	0,1	0,4	3,7	1,7	2,0	61,1	14,1	0,9	16,0	71,1
30	δ	70	-	-	1,3	1,0	1,6	59,7	13,3	0,6	22,5	74,9
30	Υ	90	-	0,2	1,3	1,0	1,6	62,9	12,6	1,0	19,4	73,8
30	β	110	-	-	1,6	1,2	1,7	67,2	11,6	1,0	15,7	72,4
30	α	130	-	0,1	2,9	2,5	3,1	67,3	11,7	1,2	11,2	70,1
40	Υ	20	0,9	0,9	10,3	6,9	3,3	50,2	12,1	-	15,4	66,9
40	β	40	0,1	0,4	9,1	5,8	3,1	51,8	12,6	-	17,1	68,9
40	α	60	-	0,5	11,2	6,6	3,0	50,1	10,5	-	18,1	68,1
41	ε	30	0,4	0,7	11,7	6,6	3,3	49,2	14,3	2,3	11,5	66,3
41	δ	50	0,1	0,7	10,2	6,0	3,3	51,8	14,3	1,3	12,3	67,2
41	Υ	70	-	0,4	6,5	4,8	2,8	52,8	12,7	0,5	19,5	71,0
41	β	90	0,1	0,3	10,0	6,4	3,0	50,3	12,0	-	17,9	68,7
41	α	110	0,4	1,2	26,6	14,7	4,2	32,1	6,7	-	14,1	58,8
45	β	40	0,4	1,2	39,9	25,1	8,4	10,9	2,0	-	12,1	50,4
45	α	60	0,1	0,5	34,1	31,6	12,9	13,9	1,4	-	5,5	48,6
46	Υ	20	0,3	0,3	3,8	2,3	2,0	60,5	13,7	5,2	11,9	71,0
46	β	40	0,4	0,4	3,6	2,3	2,1	65,4	11,9	3,9	10,0	69,8
46	α	60	0,4	0,8	4,9	2,8	2,2	59,8	11,6	4,8	12,7	70,2
47	ε	10	0,3	0,2	3,1	2,3	2,0	62,9	14,2	4,9	10,1	70,7
47	δ	30	0,1	0,2	3,0	2,3	1,9	63,9	13,4	5,1	10,1	70,8
47	Υ	50	-	0,1	2,6	2,2	2,0	67,9	13,5	3,5	8,2	70,1
47	β	70	0,1	0,3	2,3	1,9	1,9	64,8	13,9	4,6	10,2	71,0
47	α	90	-	0,2	2,9	2,3	2,2	59,9	13,1	3,6	15,8	72,4
48	δ	10	1,0	1,1	10,6	4,0	2,3	54,2	11,6	5,7	9,5	66,7
48	Υ	30	-	0,1	3,8	3,1	2,1	61,7	10,8	4,2	14,2	71,3
48	β	50	-	0,1	13,8	10,0	3,1	51,7	7,0	3,4	10,9	64,6
48	α	70	-	0,1	27,5	23,4	4,5	31,6	3,5	1,8	7,6	55,1
49	Υ	50	0,1	0,5	4,0	2,3	2,6	59,9	13,2	5,3	12,1	70,9
49	β	70	0,2	0,3	2,8	1,9	2,0	62,7	13,2	4,7	12,2	71,4
49	α	90	0,1	0,2	5,3	3,4	2,1	57,7	12,2	3,5	15,5	71,1
50	δ	30	0,6	1,1	5,5	1,9	2,0	60,6	14,7	4,9	8,7	69,0
50	Υ	50	1,3	0,3	1,9	1,3	1,5	64,1	13,5	3,8	12,3	71,2
50	β	70	0,2	0,7	3,0	1,7	1,9	60,1	13,2	3,5	15,7	72,1
50	α	90	0,2	0,5	3,7	2,1	1,5	59,4	12,0	3,6	17,0	72,3
51	ε	30	0,3	0,4	6,7	3,8	2,3	58,1	12,4	5,3	10,7	69,1

A	H	T	1	2	3	4	5	6	7	8	9	FG
51	δ	50	0,1	0,3	4,6	3,3	2,2	60,2	12,0	2,9	14,4	70,7
51	Υ	70	0,1	-	2,8	2,5	2,2	62,0	9,1	2,6	18,7	72,7
51	β	90	-	0,1	12,5	9,0	3,1	54,2	7,3	2,1	11,7	65,3
52	ζ	30	0,4	0,3	2,4	1,4	1,6	62,8	12,2	3,0	15,9	72,3
52	ε	50	-	0,3	2,4	1,6	1,8	64,6	12,4	2,5	14,4	71,9
52	δ	70	0,1	0,3	2,3	1,6	1,8	65,5	11,9	2,6	13,9	71,7
52	Υ	90	-	0,1	3,0	2,2	1,4	64,2	11,4	2,0	15,7	71,9
52	β	110	-	-	2,8	2,9	1,5	71,3	10,3	0,8	10,4	69,7
52	α	130	-	0,2	11,5	7,9	2,3	57,8	9,2	0,5	10,6	65,4
53	Υ	20	0,8	1,1	24,3	9,6	3,0	38,5	10,4	3,2	9,1	60,1
53	β	40	0,4	1,2	36,6	14,1	2,7	27,2	7,9	1,1	8,8	54,3
53	α	60	0,1	0,3	17,9	8,2	3,0	45,1	11,7	1,9	11,8	64,0
54	ε	50	0,5	1,1	14,9	4,4	2,1	51,6	12,6	3,3	9,5	65,0
54	δ	70	0,3	0,3	4,3	2,4	2,2	59,9	13,7	4,2	12,7	70,8
54	Υ	90	0,1	0,1	3,0	2,1	2,1	60,0	14,4	4,1	14,1	72,1
54	β	110	-	0,1	3,0	2,4	2,6	61,5	12,8	2,7	14,9	71,8
54	α	130	-	0,1	5,6	3,7	3,2	62,1	11,0	2,1	12,2	69,3
55	ε	30	0,2	0,3	2,7	2,8	2,8	60,7	14,0	3,5	13,0	71,3
55	δ	50	-	0,3	2,7	2,6	2,6	59,1	14,9	3,2	14,6	72,0
55	Υ	70	-	-	1,7	2,6	2,3	60,7	13,4	2,6	16,7	72,9
55	β	90	-	-	1,4	2,4	2,3	66,1	13,1	2,2	12,5	71,5
55	α	110	-	0,1	10,6	23,6	11,1	39,3	5,9	1,3	8,1	60,3
56	Υ	20	0,6	0,8	13,8	8,2	3,3	50,9	11,3	2,1	9,0	63,9
56	β	40	0,1	0,9	13,1	7,6	3,0	53,5	11,8	1,6	8,4	64,3
56	α	60	0,1	0,9	13,8	7,4	2,7	54,2	11,7	2,1	7,1	63,8
57	ε	10	0,4	0,2	7,5	5,2	2,5	59,0	13,5	2,7	9,0	67,5
57	δ	30	0,1	0,2	6,4	4,9	2,7	61,7	13,0	1,0	10,0	68,0
57	Υ	50	0,1	0,2	4,7	3,7	2,1	56,1	13,1	0,9	19,1	71,9
57	β	70	-	0,3	7,8	4,8	2,3	56,1	10,6	0,7	17,4	69,7
57	α	90	-	0,4	23,4	10,6	2,7	46,2	8,7	0,2	7,8	59,6
58	δ	10	0,5	0,4	4,6	3,2	2,4	62,5	13,2	0,7	12,5	69,5
58	Υ	30	-	0,1	3,5	2,7	2,2	65,6	12,6	0,5	12,8	70,4
58	β	50	0,1	0,2	3,4	2,4	2,0	62,4	11,2	0,7	17,6	71,9
58	α	70	0,2	0,4	7,4	4,3	2,3	58,4	7,2	0,2	19,6	70,1
59	Υ	10	0,5	1,0	8,2	4,0	2,4	57,1	14,6	2,4	9,8	67,5
59	β	30	-	0,5	6,7	3,9	2,3	62,4	14,1	0,7	9,4	67,9
59	α	50	0,2	0,4	7,2	4,2	2,3	64,1	12,5	-	9,1	67,2
60	δ	30	0,1	0,1	5,6	3,7	1,9	62,4	13,3	0,8	12,1	69,4
60	Υ	50	0,1	0,1	6,7	4,1	1,8	64,0	11,5	-	11,7	68,4
60	β	70	-	-	4,9	3,2	1,8	62,2	10,9	-	17,0	71,0
60	α	90	-	-	2,7	2,0	1,4	65,3	10,4	0,8	17,4	72,3
61	δ	10	-	0,1	7,1	5,1	2,4	60,7	11,4	1,2	12,0	68,4
61	Υ	30	0,1	0,2	7,0	5,3	2,1	60,9	10,9	0,8	12,7	68,4
61	β	50	0,1	0,4	27,1	12,4	2,6	39,1	2,5	-	15,8	59,9
61	α	70	0,4	0,6	32,5	17,6	2,9	31,2	3,0	-	11,8	55,4
62	δ	20	0,2	0,5	22,4	12,4	2,4	42,2	10,0	0,6	9,3	60,2
62	Υ	40	-	0,3	21,5	12,8	2,3	46,0	8,4	1,2	7,5	60,0
62	β	60	-	0,4	33,2	19,6	2,2	34,3	5,9	0,5	3,9	52,9
62	α	80	-	0,3	48,0	26,2	2,5	19,1	1,3	-	2,6	45,4
63	Υ	40	0,1	0,3	21,7	11,7	2,3	46,9	9,3	-	7,7	60,0
63	β	60	0,1	0,3	27,1	17,1	2,2	38,8	5,6	0,2	8,6	56,9
63	α	80	0,2	0,3	23,3	15,0	3,0	38,4	4,7	-	15,1	60,5
64	δ	10	0,6	0,9	23,0	12,0	3,6	38,8	10,0	2,1	9,0	59,8
64	Υ	30	0,3	0,7	17,2	9,7	3,0	45,2	9,9	1,4	12,6	63,6

A	H	T	1	2	3	4	5	6	7	8	9	FG
64	β	50	0,1	0,4	13,1	8,0	2,7	49,4	10,4	0,5	15,4	66,4
64	α	70	-	0,2	8,1	6,6	3,4	53,4	10,4	-	17,9	69,2
65	γ	20	-	0,4	14,1	9,9	3,1	46,7	11,7	1,0	13,1	65,1
65	β	40	0,3	0,3	13,3	9,3	2,8	50,1	11,9	1,4	10,6	64,7
65	α	60	0,2	0,5	12,1	8,2	2,5	52,0	12,3	1,0	11,2	65,5
66	δ	10	0,3	1,4	29,6	16,3	3,5	28,2	9,4	3,2	8,1	56,5
66	γ	30	0,2	1,2	26,3	15,2	3,8	33,2	8,9	2,8	8,4	57,9
66	β	50	0,7	1,4	26,5	14,9	2,4	38,9	8,4	2,3	4,5	56,2
66	α	70	0,3	1,2	24,0	14,2	4,7	39,1	7,6	1,9	7,0	57,9
67	γ	20	0,4	0,7	13,2	9,4	3,4	46,6	12,1	2,7	11,5	65,0
67	β	40	0,4	0,6	11,5	8,2	3,1	47,9	12,1	2,3	13,9	66,7
67	α	60	0,5	0,7	15,5	10,3	3,2	42,5	11,4	1,1	14,8	64,7
68	γ	30	0,3	0,6	12,1	6,2	2,9	46,3	13,7	4,2	13,7	67,5
68	β	50	0,3	0,8	10,2	5,1	2,5	49,2	14,1	4,4	13,4	68,3
68	α	70	0,7	0,8	11,8	5,3	2,5	48,4	13,8	2,7	14,0	67,3
71	β	50	-	0,2	3,3	2,0	2,0	58,7	12,1	-	21,7	73,4
71	α	70	-	0,2	6,0	3,0	2,3	58,4	12,6	-	17,5	70,9
72	γ	40	0,1	0,5	7,0	2,7	2,0	58,7	15,2	-	13,8	69,5
72	β	60	0,2	0,4	4,9	2,5	2,2	57,9	13,6	-	18,3	71,6
72	α	80	0,2	0,6	10,3	2,9	2,1	56,0	12,8	-	15,1	68,4
73	β	40	0,1	0,1	5,1	3,2	2,2	57,2	13,1	-	19,0	71,7
73	α	60	0,2	0,6	13,3	4,8	2,2	48,1	11,9	-	18,9	68,2
74	δ	20	0,2	0,4	4,7	2,9	2,5	60,3	14,4	-	14,6	70,4
74	γ	40	-	0,2	3,6	3,7	2,3	60,1	13,1	4,6	12,4	70,9
74	β	60	0,1	0,1	2,8	4,2	2,2	61,6	10,7	6,9	11,4	71,0
74	α	80	0,4	0,9	13,3	10,0	3,3	51,4	7,8	2,2	10,7	63,9
75	ε	10	0,2	0,4	4,1	2,5	2,2	60,4	12,9	2,5	14,8	71,1
75	δ	30	0,1	0,2	2,0	1,8	1,9	60,1	9,1	9,5	15,3	73,5
75	γ	50	-	0,1	2,2	1,9	1,7	63,0	8,4	9,9	12,8	72,7
75	β	70	-	0,1	5,9	5,7	3,1	60,1	8,4	1,9	14,8	69,3
75	α	90	-	0,1	9,1	9,3	3,9	63,0	5,2	1,5	7,9	64,6
76	δ	40	-	0,1	2,3	4,5	3,5	61,6	6,6	10,9	10,5	71,1
76	γ	60	-	0,1	2,2	4,0	2,6	60,3	8,0	9,8	13,0	72,1
76	β	80	-	0,1	2,2	5,1	4,0	60,9	8,8	-	18,9	71,6
76	α	100	0,1	0,1	8,4	15,9	6,8	50,6	4,4	1,8	11,9	64,3
77	γ	100	-	-	14,6	37,8	16,7	24,0	2,4	0,5	4,0	53,3
77	β	120	-	-	8,2	37,4	18,8	28,4	2,6	0,1	4,5	55,3
77	α	140	-	0,1	11,0	36,0	16,3	27,8	2,3	0,7	5,8	55,5
78	ε	20	0,1	0,2	1,3	1,6	2,1	61,4	13,2	3,3	16,8	73,3
78	δ	40	-	0,1	1,1	1,6	1,8	61,4	12,3	3,1	18,6	74,0
78	γ	60	-	-	1,3	2,3	2,1	62,0	11,3	2,8	18,2	73,4
78	β	80	-	-	1,5	2,7	2,7	65,1	9,2	1,6	17,2	72,4
78	α	100	-	0,1	4,3	6,3	3,9	59,0	9,5	2,1	14,8	69,8
79	ζ	40	0,2	0,8	33,7	21,9	3,5	25,4	7,2	3,1	4,2	52,6
79	ε	60	0,6	0,6	35,6	22,5	3,6	23,8	5,8	3,2	4,3	51,6
79	δ	80	0,1	0,6	37,9	23,4	3,3	21,1	5,8	2,5	5,3	51,1
79	γ	100	0,3	0,7	37,0	23,5	3,1	23,8	5,1	1,8	4,7	50,8
79	β	120	0,1	0,5	36,9	23,2	2,9	22,5	5,9	1,8	6,2	51,7
79	α	140	0,1	0,5	36,6	23,2	3,0	23,0	5,7	2,5	5,4	51,7
80	δ	40	0,1	0,5	13,8	10,7	3,1	50,9	10,5	-	10,4	63,7
80	γ	60	-	0,2	14,0	10,0	3,5	54,6	9,3	3,9	4,5	62,7
80	β	80	0,3	1,1	44,2	18,5	3,4	18,4	-	2,2	11,9	51,2
80	α	100	1,7	2,0	55,2	25,6	4,1	7,4	-	2,0	2,0	41,4

Tab. 3: Verzeichnis der pH und CaCO<sub>3</sub> Analysen

Aufschluß Horizont	H <sub>2</sub> O	0,1nKCl	1nKCl	CaCO <sub>3</sub>	Aufschluß Horizont	H <sub>2</sub> O	0,1nKCl	1nKCl	CaCO <sub>3</sub>
29 δ	4,02	3,93	4,03	---	55 γ	4,01	3,85	3,92	---
29 γ	3,83	3,81	3,93	---	55 β	3,95	3,84	3,89	---
29 β	3,74	3,83	3,90	---	55 α	3,98	3,89	3,95	---
29 α	3,65	3,78	3,86	---	57 ε	5,71	5,83	5,64	---
30 ζ	5,10	5,13	4,96	---	57 δ	4,29	4,27	4,33	---
30 ε	5,23	5,14	4,98	---	57 γ	3,71	3,76	3,87	---
30 δ	4,86	4,48	4,42	---	57 β	3,59	3,71	3,79	---
30 γ	4,86	4,50	4,41	---	57 α	3,60	3,82	3,88	---
30 β	4,53	4,16	4,17	---	58 δ	5,90	6,15	5,98	---
30 α	4,63	4,26	4,28	---	58 γ	5,21	5,17	4,95	---
47 ε	5,98	6,08	5,92	---	58 β	4,57	4,41	4,41	---
47 δ	5,25	5,18	4,99	---	58 α	3,84	3,86	3,96	---
47 γ	4,17	4,20	4,36	---	78 ε	6,18	6,09	5,91	---
47 β	3,78	3,90	4,05	---	78 δ	4,82	4,50	4,48	---
47 α	3,64	3,67	3,87	---	78 γ	4,04	3,91	4,02	---
55 ε	5,64	5,68	5,46	---	78 β	3,92	3,83	3,96	---
55 δ	4,54	4,35	4,36	---	78 α	3,95	3,83	3,93	---

Holozäne Umweltveränderungen am Niederrhein  
- Vegetationsgeschichte und Bodenentwicklung -  
mit 17 Abbildungen und 3 Tabellen

Brigitte Urban, Dietmar Schröder und Ulrike Leßmann

<u>Inhalt:</u>	<u>Seite:</u>
1. Einleitung	100
2. Arbeitsgebiet	100
3. Methodik	102
3.1. Pollenanalyse	102
3.2. Bodenkundliche Untersuchungen	102
4. Vegetationsgeschichte	104
4.1. Die Profile im Raum Kalkar	104
4.2. Profil Kalkar A9	104
4.3. Profil Kalkar F2	105
4.4. Profil Kalkar E6	106
4.5. Profil Kalkar B4	106
4.6. Profil Kalkar G5	107
4.7. Profil Kalkar G4	108
4.8. Profil Kalkar C4	108
4.9. Profil Kalkar G1	110
4.10. Profil Wesel	110
4.11. Das Profil der Altarmschlinge bei Worringen	112
4.11.1. Profil Worringen I	112
4.11.2. Profil Worringen II	113
4.11.3. Profil Worringen III	114
5. Diskussion der pollenanalytischen Ergebnisse	114
6. Bodenentwicklung	116
6.1. Einleitung	116
6.2. Ergebnisse und Diskussion der pedologischen Untersuchungen	117
7. Wechselbeziehungen zwischen Vegetations- und Bodenentwicklung	120

---

Anschriften der Verfasser: Dr. B. Urban-Küttel und Dipl.-Ing.agr.  
U. Leßmann, Institut für Bodenkunde der Universität Bonn,  
Nußallee 13, 53 Bonn; Prof. Dr. D. Schröder, Fachbereich  
Geographie der Universität Trier, Abt. Bodenkunde, Tarforst, 55 Trier.

**Zusammenfassung:** Die vegetationsgeschichtlich untersuchten Profile, in der Hauptsache am linken Niederrhein gelegen, weisen auf eine spät im Holozän einsetzende großflächige Verlandungs- beziehungsweise Versumpfungstendenz hin (Subboreal/Subatlantikum). Im frühen bis mittleren Holozän lag die linksrheinische Landschaft weitgehend trocken, was eine intensive prähistorische Besiedlung nach sich zog. In diese Zeit fällt auch die intensive Bodenbildung auf trockengelegenen Flächen. Erst im unruhigen Jungholozän treten stärkere Schwankungen in der Flußdynamik auf. Damit wird die Bildung von Auenböden gefördert. Eine erneute Wasserversorgung lange trockengelegener Altarme führt schließlich zur Verlandung dieser Bereiche oder hinterläßt tonreiche Sedimentpakete. In den frühen nachchristlichen Jahrhunderten (Völkerwanderungszeit) erreichen die Wälder im Untersuchungsgebiet (speziell Raum Wesel) einen fast naturnahen Zustand (Buchen-Eichen-Wälder). Mit beginnender fränkischer Zeit erfolgt eine erneute Besiedlung mit starker Nutzung der Wälder, die bis in die Neuzeit noch erheblich zugenommen hat. Die Bodenentwicklung auf den Rheinablagerungen des Niederrheins vom Spätpleistozän bis ins jüngste Holozän erfolgte recht kontinuierlich. Schon im Spätpleistozän setzte mit intensiver Entkalkung unter kühlen Bedingungen trotz geringer Vegetationsbedeckung eine merkliche Bodenbildung ein. Die holozänen Klima- und Vegetationsbedingungen wechselten zwar mehrfach, waren aber immer so beschaffen, daß die Bodenentwicklung nicht zum Stillstand kam, sondern stets fortschreiten konnte. Die Einflüsse jeder späteren Phase addierten sich zu den vorangegangenen hinzu. Deshalb sind die älteren Böden deutlich weiterentwickelt als die jüngeren. Im Untersuchungsgebiet entstanden zunächst Auenböden, die sich nach ausbleibender Überflutung zu Pararendzinen, Braunerden, Parabraunerden und Pseudogley-Parabraunerden weiterentwickelten. Aufgrund dieser Entwicklung dominieren auf den vom Grund- und Flußwasser unbeeinflussten spätpleistozänen und altholozänen Ablagerungen Parabraunerden, auf den mittelholozänen Braunerden und auf den jungholozänen Pararendzinen.

## 1. Einleitung

Aus der Niederrheinischen Bucht liegen eine Anzahl Untersuchungsergebnisse zur Vegetationsgeschichte des Spätglazials und des Holozäns vor (ABERDIECK & DÖBLING, 1959; REHAGEN, 1963, 1964; STAMPFUSS & SCHÜTRUMPF, 1970; SCHÜTRUMPF, 1971, 1972/73). Mit der Entstehungsgeschichte niederrheinischer Gewässer haben sich NIETSCH (1940), THOME (1963) und PETERS (1966) beschäftigt, wobei unter anderem die Frage nach dem Verlandungsbeginn von Altwässern des Rheins im Vordergrund stand. Einen Beitrag zur Vegetations- und speziell Siedlungsgeschichte der westlichen Niederrheinischen Bucht hat in jüngster Zeit KALIS (1981 a, b, Manuskripte, in Druck) geleistet. Diese Arbeiten zeigen die intensiven Wechselbeziehungen auf, die seit dem Neolithikum in diesem Raum zwischen Mensch und seiner botanischen Umwelt bestanden haben.

Basierend insbesondere auf umfangreichen geomorphologischen Kartierungen beschrieb BRUNNACKER (1978) das holozäne Fluggeschehen des Niederrheins. Die von ihm charakterisierten und ausgliederten unterschiedlich alten Flächen, wurden später von SCHRÖDER (1979) herangezogen, der sich mit der Bodenentwicklung im Spätpleistozän und Holozän beschäftigte. Die vegetationsgeschichtlichen Untersuchungen der vorliegenden Arbeit sind in Zusammenhang mit der von BRUNNACKER (1978) durchgeführten Holozänkartierung und Arbeiten des Geographischen Instituts Bonn durchgeführt worden. Dabei ergab sich ebenfalls der enge Zusammenhang zwischen Veränderungen der pflanzlichen Umwelt im Verlauf des Holozäns und der Bodenentwicklung im gleichen oder eng benachbarten Raum.

## 2. Arbeitsgebiet

Das Arbeitsgebiet erstreckt sich von Bonn im Süden bis in den Raum Emmerich (Abb. 1). Das Areal der Niederterrasse nimmt im Süden eine Breite von 15 km ein, wohingegen es sich im Norden zu bis auf 40 km verbreitert. Das Oberflächenniveau der Niederterrasse liegt bei Bonn um 60 m über NN, während es bei Emmerich auf 14 m abtaucht (BRUNNACKER, 1978).

Die Lokalitäten der pollenanalytisch bearbeiteten Profile liegen ausnahmslos nördlich von Köln und konzentrieren sich Linksrheinisch (Abb. 2,3). Ein Untersuchungsschwerpunkt liegt im Raum Kalkar, wo die linksrheinische Flußgeschichte durch eine west-ostorientierte Profilserie studiert wurde. Die bodenkundlich bearbeiteten Flächen bzw. Profilpunkte sind Abb. 1 zu entnehmen.



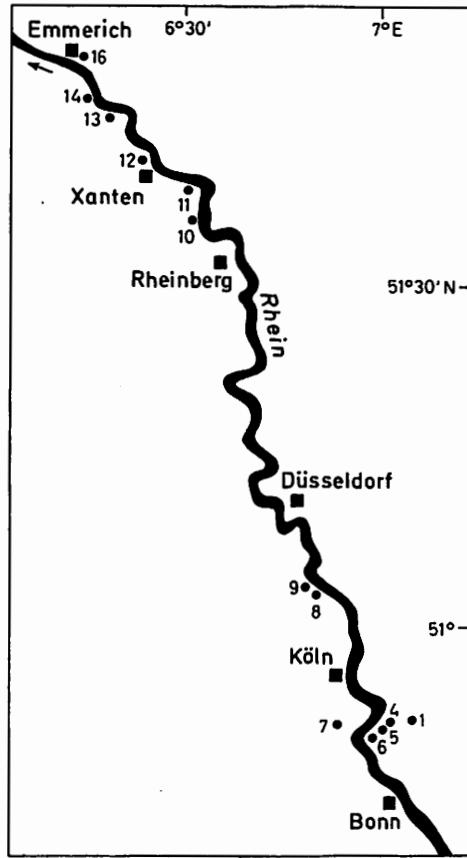


Abb. 1: Lage der Untersuchungspunkte in der Niederrheinischen Bucht

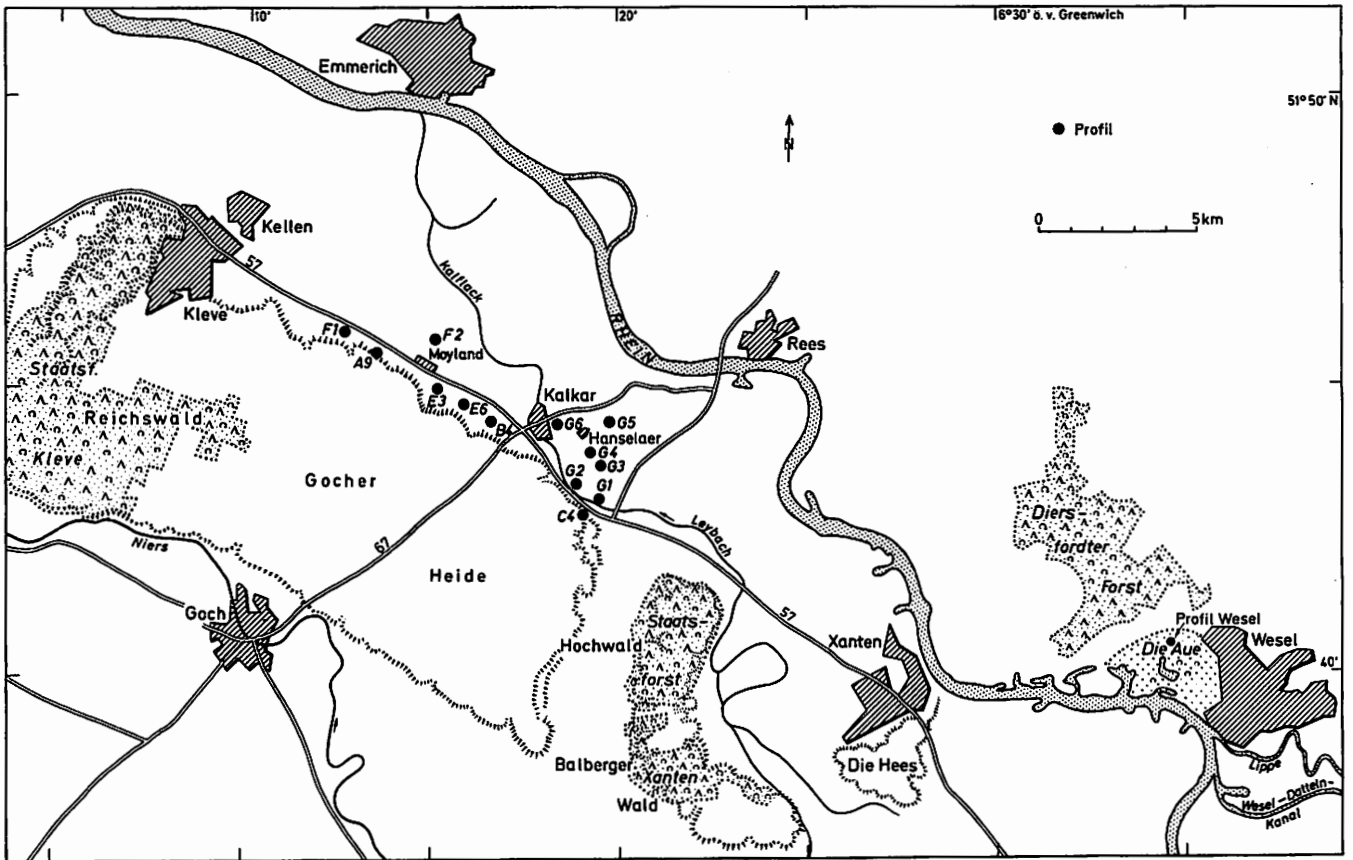


Abb. 2: Detaillageplan der Untersuchungspunkte am nördlichen Niederrhein

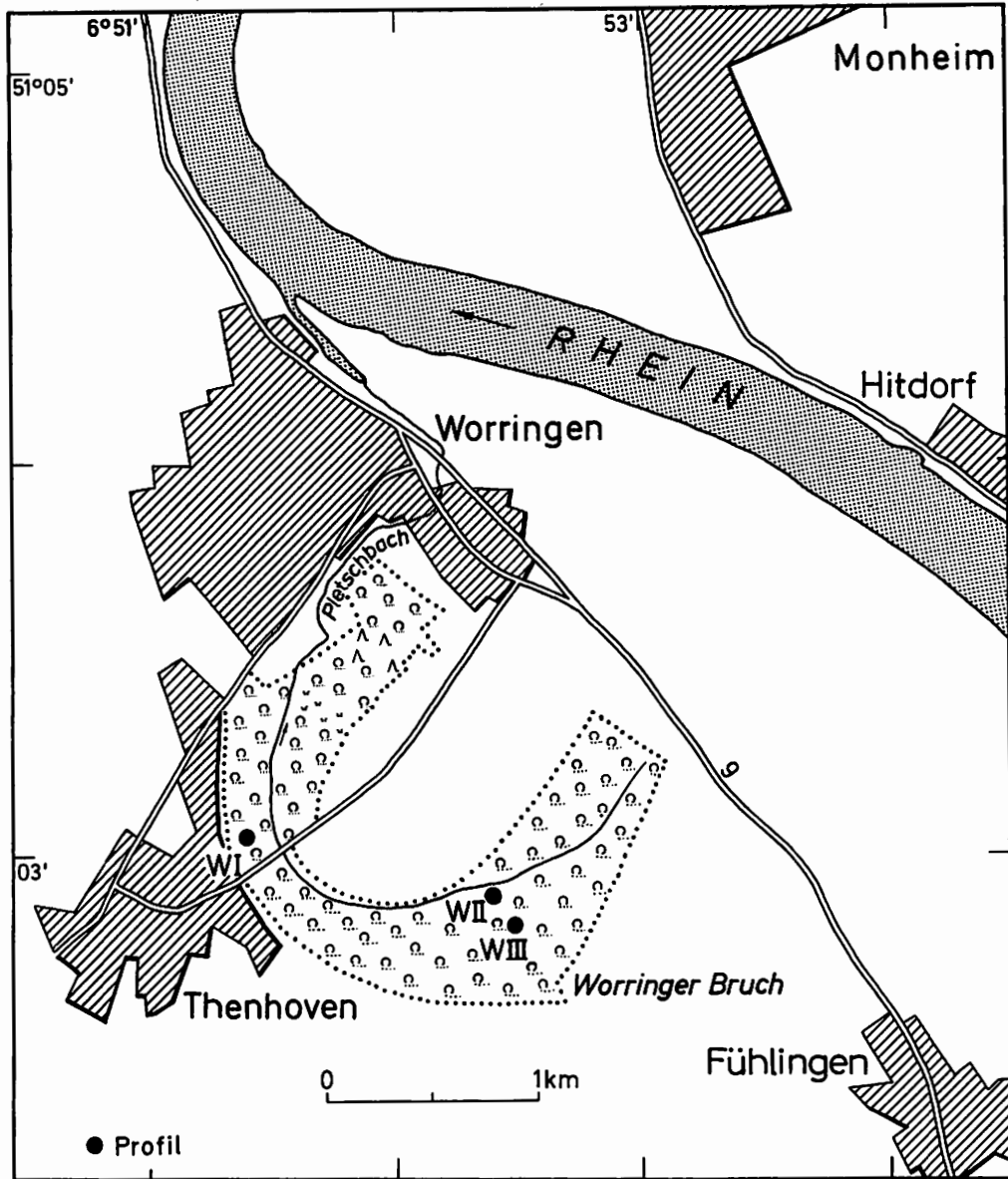


Abb. 3: Lage der Untersuchungspunkte im Worringer Bruch

### 3. Methodik

#### 3.1. Pollenanalyse

Die für die Pollenanalyse erhobten Proben wurden bis auf die Profile des Worringer Bruchs, die mit der DACHNOWSKY-Sonde erhobt worden sind, mit einem umgebauten Pürkhauer-Bohrer entnommen. Standen Aufschlußwände zur Verfügung, wie im Fall des Profils Wesel, wurden die Proben von Hand in ununterbrochener Reihenfolge entnommen. Wurden torfige, oder schluffig-humose Ablagerungen angetroffen, so wurde versucht, die jeweilige Torfbasis zu erhoben, da diese datiert werden sollte.

Da die Profilserien von unterschiedlichen Materialien aufgebaut werden, (Torf bis Ton bzw. Feinsand) wurde eine einheitliche Aufbereitungsmethode zur Anreicherung von Sporomorphen mittels einer Schwereretrennung angewandt (FRENZEL, 1964, URBAN, 1978b). (Legende zu den Abbildungen, siehe Abb. 4).

#### 3.2. Bodenkundliche Untersuchungen

Auf den von BRUNNACKER (1978) ausgegliederten sieben Terrassenstufen definierten Alters (Tab. 1) wurden jeweils 4 Böden feldbodenkundlich, bodenphysikalisch, bodenchemisch und mikromorphologisch untersucht.

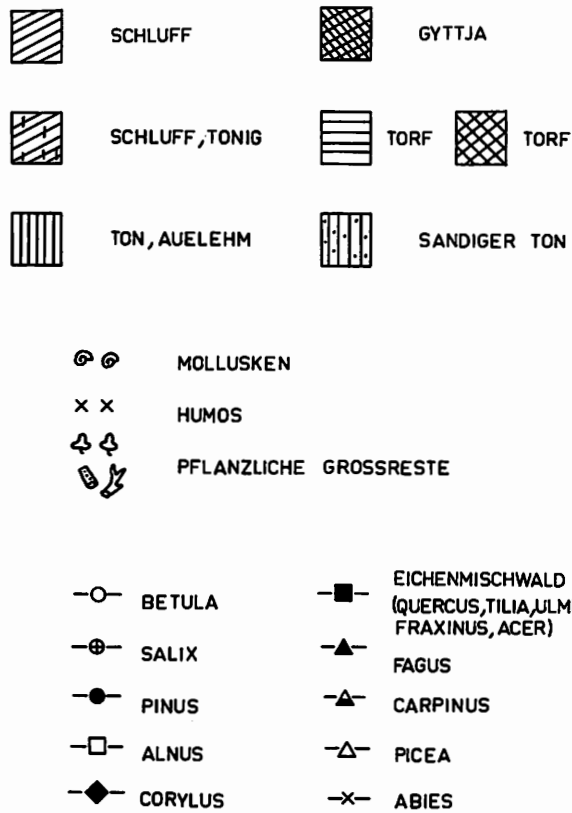


Abb. 4: Legende zu den Pollendiagrammen

Tab. 1 Altersstellung der Böden (BRUNNACKER, 1978)

Gruppe	Profil-Nr.	Alter (Jahre)	Formation	Bodentyp
1	6 14	500	Jüngsthol.	Br. Auenboden verb. Pararendzina
2	16 10	2.000	Junghol.	verb. Pararendzina verb. Pararendzina
3	13 5	4.000	Mittelhol.	schw. entw. Braunerde Braunerde
4	12 8	6.000	Althol.	Braunerde Braunerde
5	11 9	8.000	Althol.	Br./Parabr. Br./Parabr.
6	4 7	10.000	jüng. NT	Br./Parabr. Parabr.
7	1	12.000	ält. NT	Parabr.

Dabei wurden folgende, für die Bodenentwicklung aussagefähigen Untersuchungsmethoden angewandt:

Feldbodenkundliche Merkmale: nach Kartierung

Trockenraumgewicht: aus Stechringen

T - Wert: nach MEHLICH

Pedogene Oxide: nach SCHLICHTING & BLUME (1962)

Gesamtelementgehalte: Bestimmung in der Lösung des HF/HClO<sub>4</sub>-Aufschluß

CaCO<sub>3</sub>: nach SCHEIBLER

Kaliumfixierung: nach SCHLICHTING & BLUME (1962)

#### 4. Vegetationsgeschichte

##### 4.1. Die Profile im Raum Kalkar

Die Lage der Profile im Raum Kalkar geht aus Abb. 2 hervor. Insgesamt wurden 14 Profile erbohrt, davon konnten sieben Profile vollständig untersucht werden, einige Vorkommen wiesen kaum Pollen auf. Die Profile werden von West nach Ost, entsprechend ihrer geographischen Lage, vorgestellt.

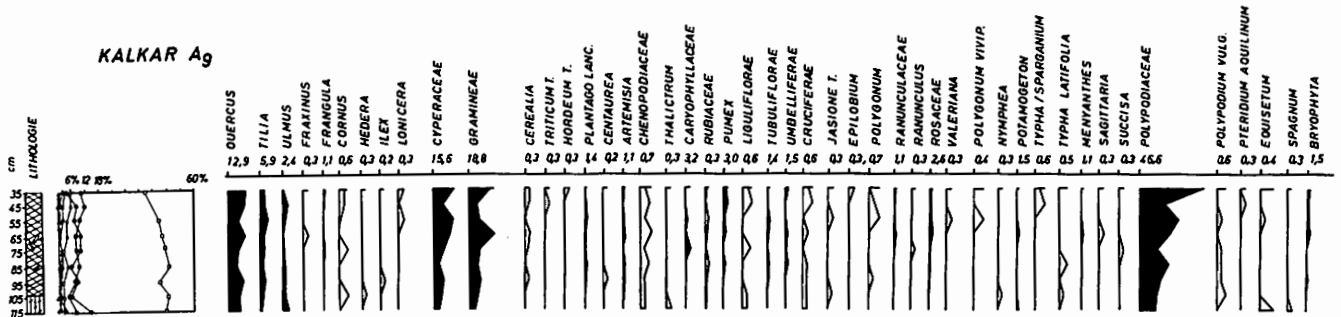


Abb. 5: Pollendiagramm des Profils Kalkar A9

##### 4.2. Profil Kalkar A9 (Abb. 5) (TK 1:25000, 4203 Kalkar)

Profilbeschreibung:

30 cm - 104 cm, mäßig zersetzter Torf mit Holzresten (Bruchwaldtorf)

104 cm - 120 cm, (toniger Schluff)

Das Pollendiagramm läßt sich pollenfloristisch kaum differenzieren. *Alnus*, die hier in die Basissumme der Berechnung mit eingegangen ist, dominiert als lokales Auewaldelement durchgehend. Aquatische Pflanzen, die zwar quantitativ betrachtet nur spärlich vertreten sind, deuten auf offene Wasserflächen, vielleicht eines kleinen Tümpels hin. An der Verlandung oder an der Versumpfung waren neben Erlen, hauptsächlich *Cyperaceae* und *Gramineae* beteiligt. Neben dieser lokalen Vegetation sind Florenelemente verschiedener Pflanzengemeinschaften überliefert: Kulturpflanzen mit siedlungsbegleitenden Pflanzen wie Getreide (*Triticum* und *Hordeum*) und *Centaurea cyanus*, *Rumex*, *Polygonum bistorta*, *Plantago lanceolata*. Die Getreidefunde sind im gesamten Profil allerdings sehr spärlich, was wohl in erster Linie auf einen recht dichten Waldschluß schließen läßt. Dieser bewirkt, daß der Pollen von Pflanzen offener Landstriche, wie kleiner feldartiger Areale, nicht weit vertragen wird. Der in näherer Umgebung anstehende Wald außerhalb des Versumpfungsbereichs ist in der Hauptsache ein von der Eiche dominierter gewesen. Die Linde spielt auch noch eine Rolle im Wald, während die Ulmenwerte unter 3 % liegen. Die Hasel hat fast durchgehend ähnlich hoher Werte wie *Quercus*. Beide lichtliebenden Gehölze kamen wohl vergesellschaftet im Wald vor. Die Buchenwerte liegen noch weit unter 5 % und die *Fagus*-Kurve ist nicht geschlossen. *Carpinus* fehlt noch völlig. Damit dürfte der Verlandungsbeginn dieses Bereiches einer alten Rheinschlinge im mittleren Subboreal liegen (KALIS, 1981), verglichen mit zeitgleichen Pollenvergesellschaftungen, die aus der westlichen Niederrheinischen Bucht bekannt sind.

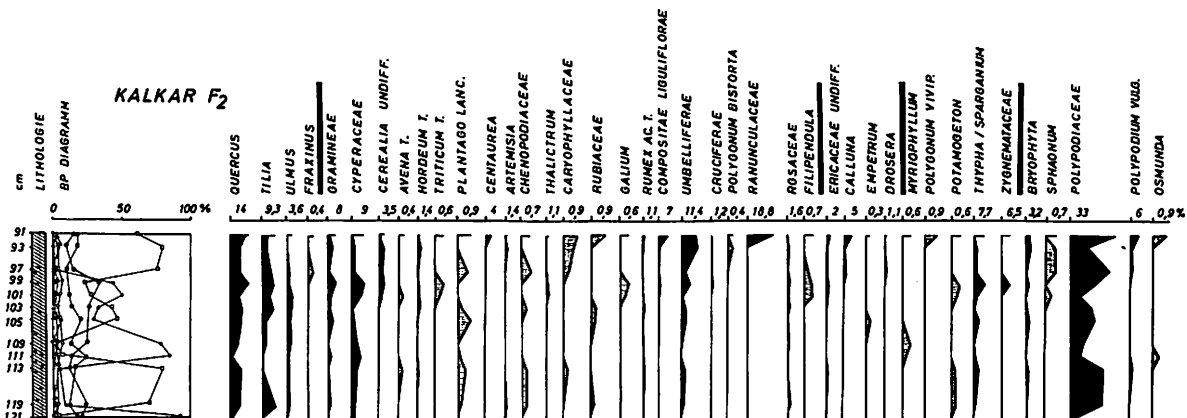


Abb. 6: Pollendiagramm des Profils Kalkar F2

**4.3. Profil Kalkar F2 (Abb. 6) TK 1:25000, 4203 Kalkar)**

**Profilbeschreibung:**

- 90 cm - 92 cm ockerfarbener fetter Ton
- 92 cm - 94 cm humoser Schluff, tonig
- 98 cm - 122 cm Schluff, tonig, humos

Dieses Profil weist ebenso wie Diagramm B4 mehrere Störungen auf. Es erscheint, daß nur im Bereich zwischen 119 cm - 133 cm und 97 cm - 91 cm das Pollendiagramm ungestört verläuft. In den Bereichen dazwischen gibt es immer wieder Pollenmischfloren, wobei jedesmal die Kiefernkurve abrupt ansteigt und Werte bis um 90 % erreicht. Diese Erscheinung ist wiederum nur in Verbindung mit Umlagerungsphasen zu sehen, zu einem Zeitpunkt als hier aufsedimentiert wurde. Dabei wurde offenbar altes Material (Frühholozän) angeliefert und mit dem jüngeren autochthonen Material vermischt. Diese Schwankungen haben sich allerdings nicht am Sediment selber ablesen lassen (siehe oben).

Betrachtet man den ungestörten Bereich zwischen 119 cm und 113 cm, so fallen die hohen Erlenwerte auf, die hier wieder lokalen Ursprungs sind. Unter dem Gehölzpollen herrscht im übrigen der Pollen von *Quercus* und *Corylus* vor. Eine relativ reichhaltige Kräuterflora begleitet die spärlichen Getreidefunde. Pollen aquatischer Pflanzen hingegen ist häufiger, *Typha/Sparganium* kommt in geschlossener Kurve vor. Offenes Wasser war in unmittelbarer Nähe vorhanden.

Zwischen 97 cm - 91 cm gleicht die Zusammensetzung des Gehölzpollens fast der für den tieferen ungestörten Bereich beschriebenen. In der lokalen Vegetation dominiert wiederum die Erle, während Eiche und Hasel unter dem übrigen Gehölzpollen vorherrschend sind.

Der Getreidepollen nimmt im jüngeren Diagrammteil etwas zu. Die Buche, die in geschlossener Kurve vorkommt, hat allerdings sehr geringe Anteile.

Auch dieses Profil gehört, wenn man die gestörten Bereiche unberücksichtigt läßt, in das Subboreal und zwar eher in den frühen bis mittleren als in den jüngeren Teil.

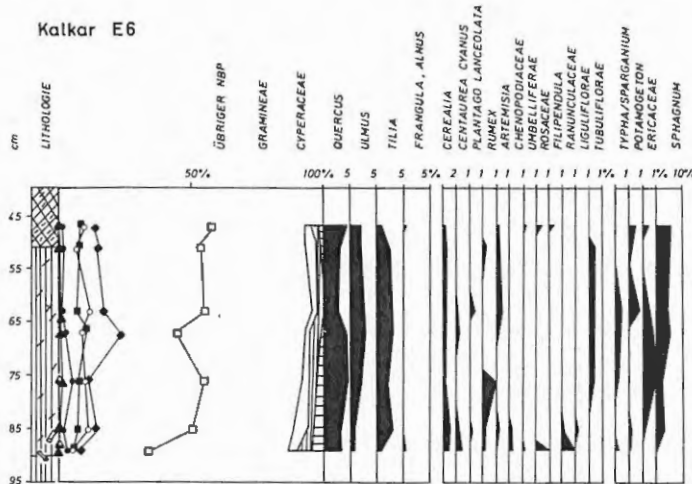


Abb. 7: Pollendiagramm des Profils Kalkar E6

4.4. Profil Kalkar E6 (Abb. 7) (TK 1:25000, 4203 Kalkar)

Profilbeschreibung:

- 46 cm - 48 cm stark zersetzter Torf
- 48 cm - 52 cm schluffiger Ton, humose Bestandteile
- 52 cm - 84 cm schluffiger Ton, humose Bestandteile
- 84 cm - 86 cm schluffiger Ton, Holzstückchen
- 86 cm - 90 cm hellgrauer Ton

Der oben beschriebene Profilaufbau bezieht sich nur auf die untersuchten Proben. Die Hölzchenfunde und größeren humosen Bestandteile deuten schon auf einen Bruchwald hin, der durch die pollenanalytischen Befunde belegt werden kann. *Alnus* dominiert im Pollendiagramm als lokales Auewaldgehölz. In Spuren kommt *Frangula alnus* vor. Stellenweise war offenes Wasser vorhanden, was durch Wasserpflanzen wie *Thypha/Sparganium* oder *Potamogeton* angedeutet wird. Sporen von Torfmosen *Sphagnum* sind in jeder Probe mit unterschiedlichen Anteilen gefunden worden. Sie deuten ebenfalls stellenweise Vermoorung an. Neben diesen lokalen Pflanzenelementen spielt der Anteil des Gehölzpflanzenpollens eine große Rolle. Neben den schon erwähnten hohen Anteilen der Erle, bedingt durch die Bruchwaldsituation, waren in den nahegelegenen Wäldern insbesondere die Hasel *Corylus*, die Birke *Betula* und die Eichenmischwald-elemente (Eiche, Ulme, Linde) von Bedeutung. Diese Zusammensetzung der Wälder deutet darauf hin, daß lichtliebende Gehölzpflanzen Ausbreitungsmöglichkeiten hatten. Das wiederum aber bedeutet, daß diese Wälder anthropogen gestört waren. Die Nutzung der Wälder durch den Menschen hat insbesondere die Eiche-, Birken- und Haselausbreitung gefördert. Eine zeitliche Einstufung dieses Pollendiagramms ließe folgende Schlüsse zu: Das Profil ist in jedem Fall post-atlantisch, worauf die geringen Ulmenwerte hindeuten. Die geringen Buchenwerte können einerseits darauf hinweisen, daß die Buche sich noch nicht ausbreiten konnte, das Profil demnach an den Beginn des Subboreals zu stellen sei. Andererseits kann ein Eingriff des Menschen hier durch Waldnutzung zu dem Unterrepräsentiertsein der Buche geführt haben. Folgt man dem letzteren Schluß, dann liegt es nahe, an eine Einstufung in das mittlere Subatlantikum zu denken, wofür auch die Funde von *Centaurea cyanus* sprechen würden. *Centaurea cyanus* soll erst seit 1000 n. Chr. bei uns im Gebiet auftreten (PAAS & TEUNISSEN, 1978).

4.5. Profil Kalkar B4 (Abb. 8) (TK 1:25000, 4203 Kalkar)

Profilbeschreibung:

- 0 cm - 30 cm lehmige, anmoorige Krume (Viehweide)
- 30 cm - 110 cm stark zersetzter Torf, zum Teil mit Hölzchen
- 110 cm - 120 cm Auenlehm, sandig

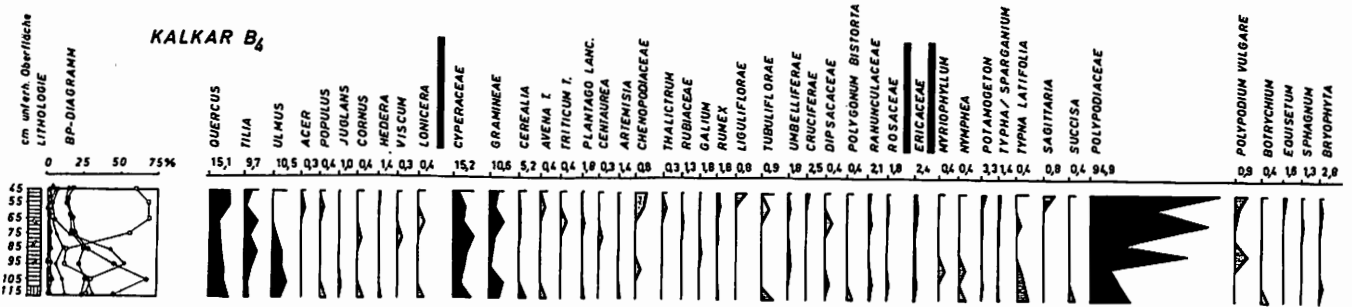


Abb. 8: Pollendiagramm des Profils Kalkar B4

Das Pollendiagramm weist eine Dreiteilung auf. An der Basis dominiert unter dem Pollen von Gehölzpflanzen eindeutig der der Hasel zusammen mit dem der Eiche und Ulme (115 cm - 105 cm). Im weiteren Diagrammverlauf nehmen die Kiefern-Werte stark zu, wohingegen die Haselwerte absinken. Eichen- und Ulmenanteile sind kaum verändert, die ehemals höheren Erlenwerte sind stark abgesunken (105 cm - 85 cm). Die Ulmenwerte fallen im weiteren Diagrammverlauf auf 0 % zurück, die Kiefernanteile gehen ebenfalls stark zurück, Hasel- und Eichenanteile liegen etwa gleichförmig bei 20 %. Diese Darstellung wirft einige Probleme bei der Deutung auf. Es liegt nahe, an einen Hiatus zwischen 75 cm und 85 cm zu denken. Pinuswerte um 50 % sind für eine gleichzeitige Beteiligung der Ulme mit um 10 %, abgesehen von frühholozänen Spektren, bisher im Untersuchungsgebiet nicht bekannt. Daher liegt wahrscheinlich eine Verunreinigung des Materials vor, die durch den Auenlehm vorgegeben gewesen sein könnte. Das hieße, alt-holozänes und jungholozänes Material sind während einer Sedimentationsphase miteinander vermischt worden.

Betrachtet man den oberen Teil des Pollendiagrammes (75 cm - 45 cm) so erscheint ein schon von den anderen Diagrammen her vertrautes Bild. Eine lokale Auewaldvegetation mit hoher Erlenbeteiligung herrscht vor. Haseln und Eichen dominieren außerhalb dieses Systems, die Buche tritt nicht in geschlossener Kurve auf. Auch hier ist für den jüngeren Teil des Diagrammes an eine Einstufung in das mittlere bis jüngere Subboreal zu denken.

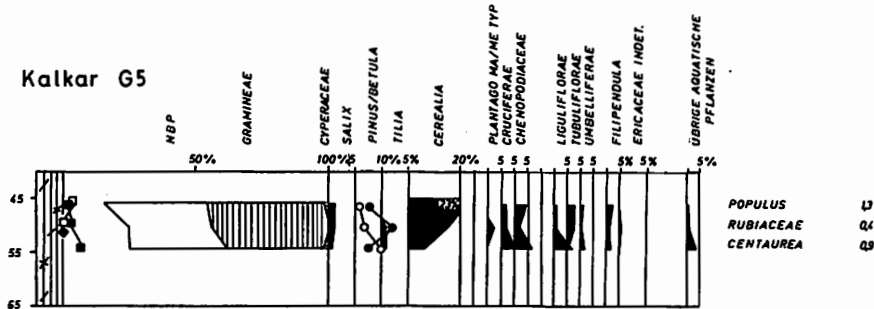


Abb. 9: Pollendiagramm des Profils Kalkar G5

4.6. Profil Kalkar G5 (Abb. 9) (TK 1:25000, 4204 Kalkar)

Profilbeschreibung:

45 cm - 116 cm ockerfarbener stark schluffiger Auenlehm zum Teil mit humosen Einschlüssen

Nur die obersten Proben des Profils waren pollenführend. Im tieferen Teil des Profils, ab 60 cm, ist die Pollenerhaltung und Pollenführung sehr schlecht.

Daher können nur die Proben zwischen 59 cm und 45 cm ausgewertet werden.

Auffallend in den Pollenspektren ist sofort der hohe Nichtbaumpollenanteil, der einerseits aus Wildgräserpollen und andererseits aus den relativ hohen Getreidepollenwerten resultiert. Die Baumpollenwerte liegen im allgemeinen unter 5 %, wobei jedoch die Kiefer eine Ausnahme macht. Sie erreicht in der Probe der Tiefe von 50 cm 14 %. Dieses Phänomen wurde auch für jüngere Abschnitte des Profils Wesel (Kap. 5) und des Profils Kalkar G5 beobachtet. Damit er-

gibt sich für den obersten Teil des analysierten Profilabschnitts eine Einstufung in den Bereich der letzten 100 oder 200 Jahre vor heute, also in unsere unmittelbare jüngste Vergangenheit.

**4.7. Profil Kalkar G4 (Abb. 10) (TK 1:25000, 4203 Kalkar)**

**Profilaufbau:**

59 cm - 115 cm heller, graubrauner Ton, nicht humos, zur Basis hin heller werdend

Das Pollendiagramm zeigt über eine Tiefe von 55 cm hinweg Nichtbaumpollenanteile von um 60 %, dabei nehmen *Gramineae* und *Cyperaceae* zusammengenommen immer unter 30 % ein. Das heißt für dieses Profil, daß seine Sedimente in unserer jüngsten Vergangenheit abgelagert wurden. Ablagerungsmilieu war offenbar eine wieder durchflossene Gewässerrinne (Bachbett, Rheinarm), die mit tonigem Material wahrscheinlich in einem äußerst kurzen Zeitraum verfüllt worden ist. Aquatische Formen sind reichlich vertreten, insbesondere *Equisetum*, von dem eine oder mehrere feuchtigkeitsliebende Taxa dieser Gattung in ruhigen Bereichen des Baches zusammen mit *Typha* beziehungsweise *Sparganium* vorkam.

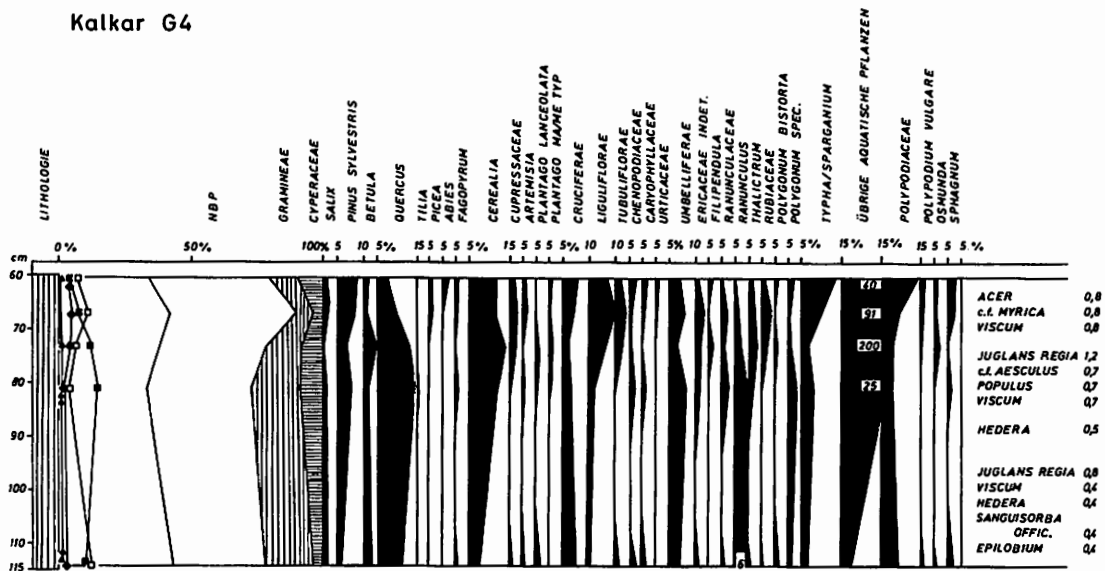


Abb. 10: Pollendiagramm des Profils Kalkar G4

Der Getreidepollen erreicht Werte bis 14 % und auch siedlungsbegleitende Unkräuter sind reichlich vorhanden.

Unter dem Gehölzpollen tritt vor allem der der Erle, wohl lokal zu deuten, und der der Eiche hervor. Im jüngeren Teil des Diagramms nimmt der *Corylus*pollen leicht zu und der Eichenpollen ab. Diese Tendenz ist im Zusammenhang mit einer Zunahme des Kiefernpollens und eines Anstiegs des Nichtbaumpollens zu sehen. Dieses Phänomen wird ebenfalls für das Profil Wesel noch ausführlich beschrieben (siehe auch Kap. 4.10). Es deutet die Abnahme der Pollenproduktion von Pflanzen waldarmer Gebiete an, wodurch Pollen von nicht im Gebiet vorkommenden stark pollenproduzierenden Arten sich über Ferntransport niederschlagen konnte. Dieses Profil kann nur wenige Jahrhunderte alt sein und gehört somit in den späten Teil des Subatlantikums.

**4.8. Profil Kalkar C4 (Abb. 11) (TK 1:25000, 4203 Kalkar)**

**Profilaufbau:**

60 cm - 130 cm mäßig zersetzter Torf, vereinzelt Hölzchen.



Das Profil wird von einem Bruchwaldtorf aufgebaut, an dem insbesondere Erlen beteiligt waren. Den lokalen Unterwuchs bildeten unter anderem Farne. Das geringe Vorkommen von Pollen aquatischer Pflanzen deutet daraufhin, daß in geringem Maße offene Wasserflächen vorhanden waren. Eine lichtliebende Begleitkrautflora ist mit geringen Werten vertreten. Zu anderen Pflanzengesellschaften gehören die Pflanzen, die mit den Kulturpflanzen zusammen auftreten, zum Beispiel *Plantago lanceolata*, *Rumex*, *Centaurea cyanus*, *Urticaceae*, *Chenopodiaceae* und *Caryophyllaceae*. Sie finden sich in Unkraut-, Tritt- bzw. Getreidefloren.

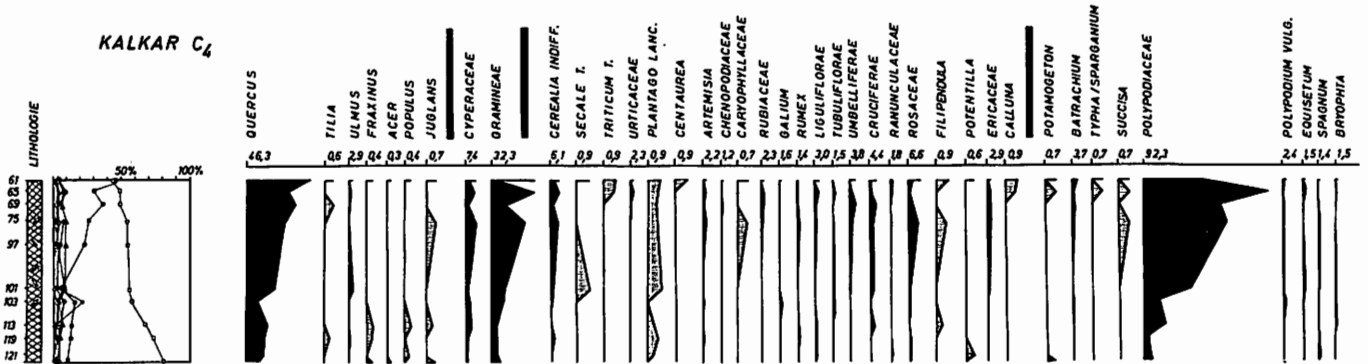


Abb. 11: Pollendiagramm des Profils Kalkar C4

Außerhalb des undifferenzierten Getreidepollens (*Cerealia undiff.*) wurde Pollen von *Secale* (Roggen) und *Triticum* (Weizen) gefunden. Die Getreideabtrennung erfolgte nach BEUG (1961), war aber in den meisten Fällen, auch der übrigen Profile, aufgrund der Pollenerhaltung oder der Lage des Pollens im Präparat schwierig oder nicht möglich. An der Zusammensetzung nahegelegener Wälder waren insbesondere Eichen und Buchen beteiligt. Hasel und Birke sind von geringerer Bedeutung. Dieses Bild spricht für einen relativ naturnahen Wald. Das würde bedeuten, daß die Nutzung der nahegelegenen Wälder zum Zeitpunkt der Entstehung dieser Ablagerung eine untergeordnete Rolle gespielt hat. Felder hat es auf jeden Fall in der Nähe gegeben, worauf die Getreidefunde hindeuten. Bei 103 cm fällt eine Besonderheit in dem ansonsten recht gleichmäßig verlaufenden Pollendiagramm auf: Die *Pinus*-Kurve steigt plötzlich steil an, während neben der Eichen-Kurve auch die Erlen-Kurve fällt. Falls diese Zunahme des *Pinus*pollens nicht auf eine Verunreinigung bei der Probenahme (Bohrung) zurückzuführen ist, so läßt sich das Vorkommen von *Pinus*pollen nur als Ferntransport erklären. In einem Waldgebiet, das vorübergehend durch den Menschen genutzt und daher aufgelichtet wurde, wird der regionale Pollenniederschlag abnehmen und Pflanzen, die stärkere Pollenproduzenten sind, sich eher dokumentieren (vgl. auch KALIS, 1981).

Das Pollendiagramm kann aufgrund der gemachten Beobachtungen an das Ende des Subboreals bis Beginn des frühen Subatlantikum eingestuft werden.

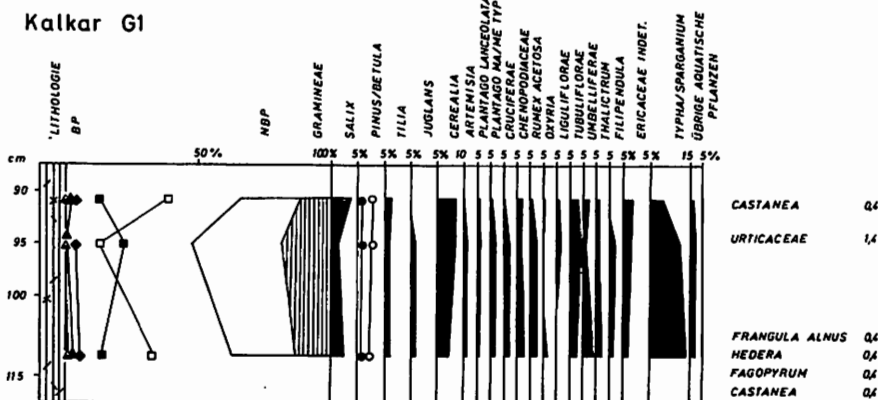


Abb. 12: Pollendiagramm des Profils Kalkar G1

4.9. Profil Kalkar G1 (Abb. 12) (TK 1:25000, 4203 Kalkar)

Profilbeschreibung:

90 cm - 115 cm blaugrauer Ton, zum Teil schluffig, mit pflanzlichen Resten; an der Basis in vergleyten Ton übergehend

Dieses Profil wurde unmittelbar am Bett des Leybaches genommen. Das Gelände ist von römervzeitlichen Siedlungsspuren gezeichnet. Keramikreste sind auf den umliegenden Feldern eines benachbarten Gutshofes anzutreffen.

Die beginnende Verlandung des Leybaches scheint nun auch in nachchristliche Jahrhunderte zu fallen und zwar sind römervzeitliche Spuren auch in dem bearbeiteten Profil zu finden. *Castanea*- und *Juglans*spollen wurde in zwei Proben gefunden. Ansonsten herrschten lokal die Erle und wohl auch die Weide vor. Die Eiche hat daneben auch relativ hohe Werte. Hasel, Buche, Hainbuche und Birke sind mit spärlichen Werten vorhanden. Es liegt nahe, neben einer ackerbaulichen Nutzung der Landschaft (Getreidepollen) auch an eine intensive Waldnutzung (Waldweide) zu denken, worauf die Beschaffenheit der Waldzusammensetzung hindeutet.

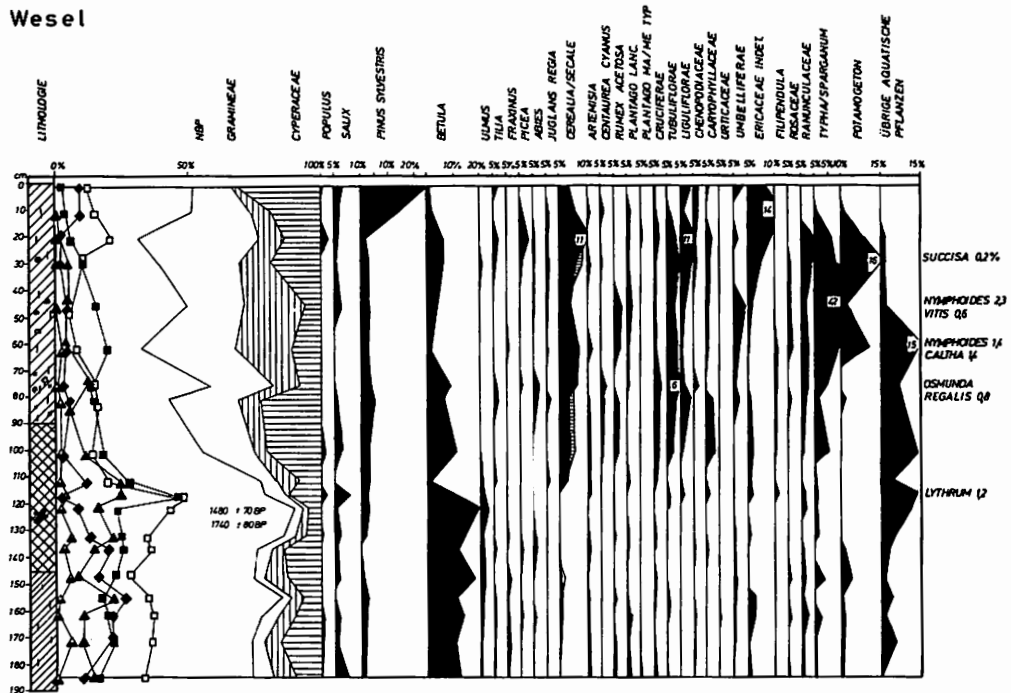


Abb. 13: Pollendiagramm des Profils Wesel

4.10. Profil Wesel (Abb. 13) (K 1:25 000, 4305 Wesel R<sup>25</sup> 4580/H<sup>57</sup>)

Das Profil (vgl. Abb. 2) liegt etwa 2 km nördlich des heutigen Rheinverlaufes in einer verfüllten ehemaligen Rheinschlinge (der Aue). Aus diesem Bereich und weiteren Rheinarmen, die auf dem Blatt Wesel anzutreffen sind, hat BRUNNACKER (1978) sedimentologische und pedologische Untersuchungen durchgeführt. Aufgrund seiner Ergebnisse gliederte er die untersuchten Flächen als jungholozäne Bildung aus. Es galt an einem Beispiel eines pollenanalytisch geeigneten Substrates diese Einstufung zu prüfen und zu stützen. Im <sup>14</sup>C-Labor des Ordinariates für Bodenkunde in Hamburg wurden freundlicherweise zwei Holzproben (Birke) absolut datiert. Dafür sei an dieser Stelle Herrn Professor Scharpenseel und Herrn Schiffmann sehr herzlich gedankt.

Profilaufbau:

20 cm Humus abgeräumt

0 - 70 cm grauer, toniger Schluff, sehr stark rostfleckig mit Mollusken

70 - 90 cm dunkelgrauer, stark humoser Schluff mit Blatt- und Holzresten

90 - 100 cm in mäßig zersetzten Torf übergehend, Holz

100 - 110 cm in dunkelgraubraunen, stark zersetzten Torf übergehend, leicht schluffig

110 - 145 cm stark zersetzter Torf, leicht schluffig

145 - 190 cm in grauen, tonigen Schluff übergehend

Legt man die <sup>14</sup>C-Datierung und den noch zu besprechenden pollenanalytischen Befund zugrunde, so umfaßt das Profil Wesel ungefähr die letzten 2000 Jahre (Abb. 13).

Das Pollendiagramm läßt sich in vier Abschnitte untergliedern:

185 cm - 120 cm: *Quercus-Corylus-Fagus-Betula* Zone

120 cm - 70 cm: *Quercus-Fagus-Betula-NBP* Zone

70 cm - 20 cm: *Quercus-Fagus-NBP* Zone

20 cm - 0 cm: *Pinus-NBP* Zone

*Alnus* wurde bei der Berechnung dieses Diagrammes aus der Basissumme herausgenommen, da die Erle im überwiegenden Teil des Profils als störendes lokales Auewaldelement aus der Betrachtung der Waldzusammensetzung und Ackerbaugeschichte herausgelassen werden sollte. An der Basis des Profils dominiert denn auch die Erle in der lokalen Vegetation. Der Anteil aquatischer Pflanzen liegt um 10 %. Der Rheinarms war also zu diesem Zeitpunkt schon verlassen, jedoch war die Versumpfungstendenz infolge hohen Grundwasserspiegels sehr hoch.

In den nahegelegenen Wäldern waren neben der Eiche die Buchen auch gut vertreten, ebenfalls Birken und Haseln. Die Hainbuche hatte auch zumindest kleine Areale inne. Vergleicht man diese Resultate über die Waldzusammensetzung mit den Ergebnissen von KALIS (1981b) für das Gebiet des Broicher Baches auf den Aldenhovener Platte (westlicher Teil der Niederrheinischen Lösslandschaft), so zeigen sich für diesen älteren Teil Übereinstimmungen. Die im Profil Wesel festgestellte Waldzusammensetzung deutet auf wenig bewirtschaftete Wälder in den frühen nachchristlichen Jahrhunderten hin. Die Wälder haben fast einen naturnahen Zustand oder werden zumindest vorübergehend nicht daran gehindert, diesen Zustand wieder anzustreben.

Die hohen Anteile von *Betula* könnten in erster Linie auch mit lokalem Birkenbestand erklärt werden. Die Hasel geht im Verlauf des Diagrammes weiter zurück und Eiche und Buche nehmen noch zu (120 cm). Diese Tendenz drückt die weitere Entwicklung eines ehemals schwach genutzten Waldes zum naturnahen Wald aus. Diese Tendenz fällt in die Zeit zwischen 200 und 500 nach Christus, das heißt, es besteht ein enger Zusammenhang zur Völkerwanderungszeit.

Im weiteren Diagrammverlauf, in der sich anschließenden nächsten Zone (*Quercus-Fagus-Betula* (NBP)-Zone), haben die Hasel-Werte stark abgenommen, ebenfalls die Birkenanteile, jedoch vergleichbar schwächer. Es dominieren in diesen torfig ausgebildeten Lagen Eichen und Buchen in den Wäldern, während der Anteil der Feuchtformen in der lokalen Vegetation zugenommen hat.

Es ist allgemein ein starker Anstieg des Kräuterpollens zu beobachten, der sich sowohl aus Kulturpflanzenbegleitern, wie Pflanzen der lokalen Vegetation zusammensetzt. Der Getreidepollen tritt wieder in geschlossener Kurve auf und erreicht Werte um 5 %. Diese Tendenz deutet auf eine erneute Besiedlung in diesem Raum hin, die in die fränkische Zeit fällt. Noch behalten die Wälder oder Waldflecken ihren relativ naturnahen Charakter, jedoch erscheint es im weiteren Diagrammverlauf, daß sowohl Nutzung als auch Rodung im Zuge der landwirtschaftlichen Nutzung die Waldgebiete immer weiter einengten. Der Anteil des Kräuterpollens steigt in den jüngeren Abschnitten erheblich an, mit ihm der Anteil des Getreides. Zwischen 70 cm und 20 cm nimmt der Buchenanteil ab, parallel verhält sich die Eiche. Das Ablagerungsmilieu war eine offene schwach bewegte Wasserfläche, worauf die zahlreichen Molluskfunde und der Anteil der aquatischen Pflanzen und anderer Feuchtformen hindeutet.

Der oberste Teil des Pollendiagrammes (20 - 10 cm) spiegelt die Umweltverhältnisse unserer jüngsten Vergangenheit wider, das heißt, vielleicht das vorletzte und letzte Jahrhundert. Dieser Schluß folgt aus der Tatsache, daß im jüngsten Diagrammabschnitt der Nichtbaumpollen zusammen mit dem Kiefernpollen dominiert. Die Kiefer, die in diesem Gebiet nicht natürlich vorkommt, kann entweder durch die starke Nutzung gefördert worden sein, oder aber ihr Pollen, was näherliegt, ist Ferntransport über weitgehend unbewaldeten Flächen zuzuschreiben. Dieser Befund deckt sich ebenfalls mit Beobachtungen, die KALIS (1981) für jüngste Umweltveränderungen auf der Aldenhovener Platte gemacht hat. Auch dort ist ein sprunghafter Anstieg des Kiefernpollens in Vergesellschaftung mit hohen NBP-Werten für den Beginn des 19. Jahrhunderts zu verzeichnen.

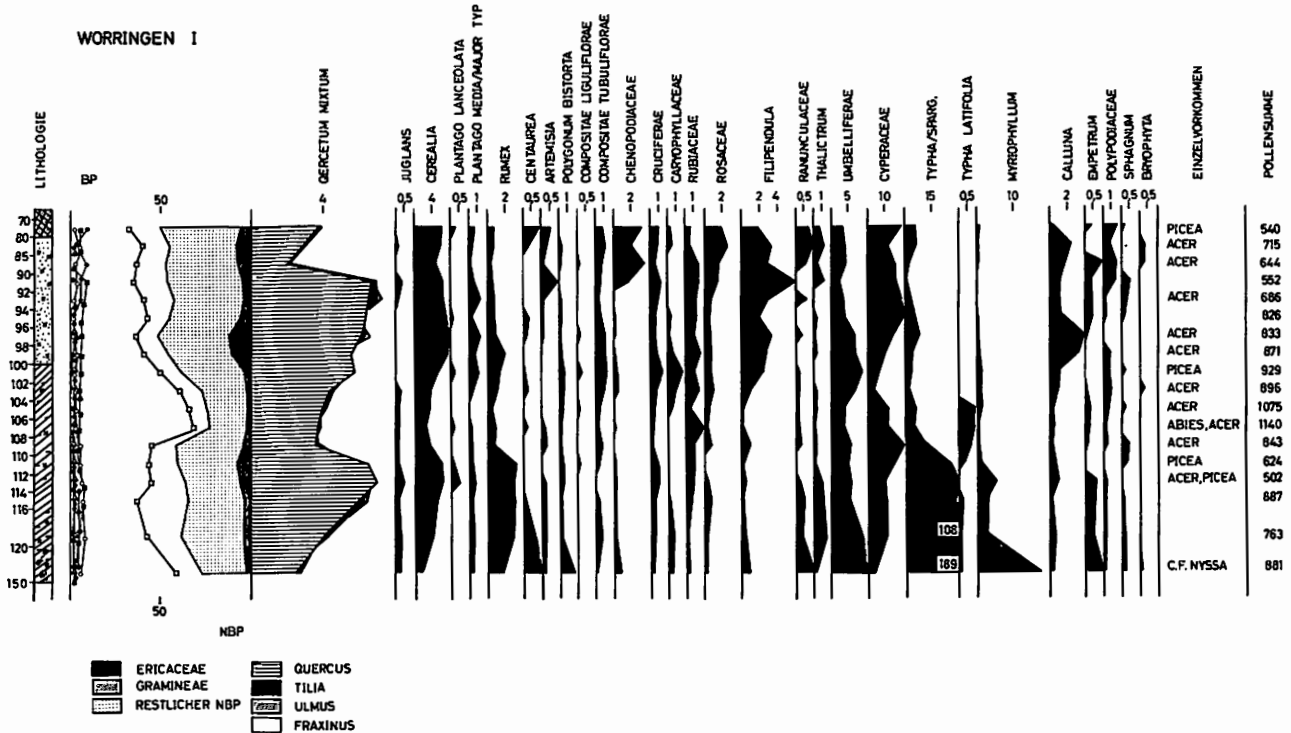


Abb. 14: Pollendiagramm des Profils Worringen I

4.11. Das Profil der Altarmschlinge bei Worringen

4.11.1. Profil Worringen I (Abb. 14)

(TK 1:25000, Blatt Leverkusen, 4907)

Rezente Vegetation : Erlenbruchwald

Profilbeschreibung:

- 0 cm - 80 cm zersetzter Torf mit schluffigen Beimengungen
- 80 cm - 100 cm Sand mit humosen Einschlüssen
- 100 cm - 140 cm toniger Schluff, humose Einschlüsse, im unteren Bereich Fragmente von Mollusken

Das Pollendiagramm läßt sich anhand des Gehölzpollens kaum gliedern, die Kurvenverläufe sind relativ gleichförmig. Die Erle, die hier in der Berechnung der Basissumme eingegangen ist, dominiert über das gesamte Profil. Der übrige Baumpollen ist kaum von Bedeutung.

Geschlossene, zusammenhängende, größere Waldungen hat es in der näheren Umgebung der untersuchten Stelle wohl kaum gegeben. Das Vorkommen von Getreidepollen und siedlungsbegleitender Unkräuter *Plantago lanceolata*, *Plantago major/media* Typ, *Rumex*, *Centaurea cyanus* etc.) deutet auf Felderwirtschaft hin. Im gesamten Profil trat immer wieder *Juglans*pollen auf, ein

Hinweis, zusammen mit dem *Centaurea*pollen, daß das Profil aus späten nachchristlichen Jahrhunderten datiert. Im Vergleich mit den Profilen aus dem nördlichen Niederrheingebiet kann hier am ehesten an die fränkische Zeit beziehungsweise noch jüngere Zeitabschnitte gedacht werden.

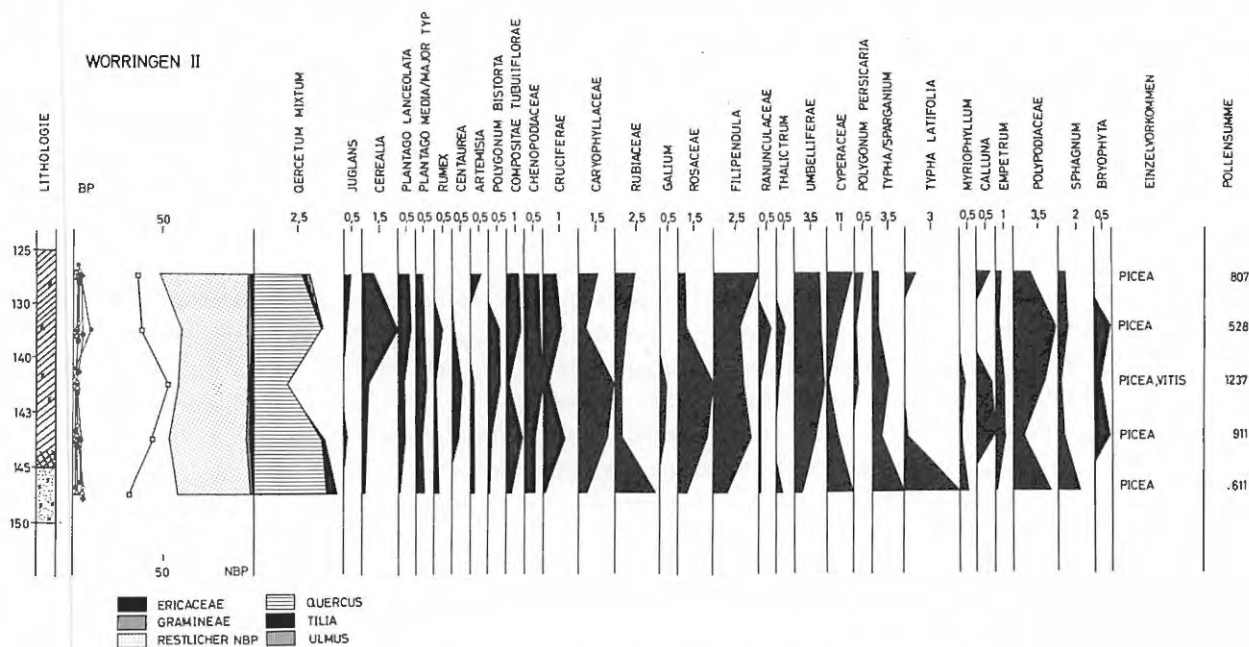


Abb. 15: Pollendiagramm des Profils Worringen II

#### 4.11.2 Profil Worringen II (Abb. 15)

(TK 1:25000, Blatt Leverkusen, 4907)

Rezente Vegetation: Erlenbruchwald

#### Profilbeschreibung:

30 cm - 125 cm schluffig, feinsandig, mit humosen Einschlüssen

125 cm - 145 cm humoser Schluff, Holzkohle

145 cm - 150 cm glimmerreicher, humoser Feinsand

Bei diesem Profil handelt es sich um ein Kurzprofil, bei dem das Alter der Basis feinkörniger Sedimentation bestimmt werden sollte.

Das Pollendiagramm gleicht dem des Profils Worringen I. Als lokales Auewaldelement dominiert die Erle, wobei der übrige Baumpollen nur in Spuren vorkommt. Es muß auch hier wieder an eine anthropogen veränderte, weitgehend offene Vegetation mit ackerbaulich genutzten Flächen gedacht werden. An der Basis des Diagrammes herrschen auch - wie im Profil Worringen I - Pollen aquatischer Formen vor. Im jüngsten Teil des Diagrammes fällt ein kleiner *Pinus*-Gipfel auf (135 cm). Der Worringer Bruch, ebenfalls ein Erlenbruch zur Zeit der Ablagerung dieser Sedimente, war sicherlich kein Kiefernstandort. Der Kiefernpollen ist daher ähnlich wie am nördlichen Niederrhein und auf der Aldenhovener Platte (KALIS, 1981) als Ferntransport über weitgehend offener, genutzter Landschaft zu sehen. *Juglans*-pollen tritt mit Einzelkörnern im Profil auf, ebenso wie der Pollen von *Centaurea*. Die Profile Worringen I und II können als gleichaltrige Bildung angesehen werden.

4.11.3. Profil Worringen III (Abb. 16)

(TK 1:25000, Blatt Leverkusen, 4907)

Rezente Vegetation: Erlenbruchwald

Profilbeschreibung:

- 0 cm - 30 cm humoser Schluff
- 30 cm - 65 cm humoser brauner Schluff
- 65 cm - 95 cm Schwemmsand
- 95 cm - 100 cm zersetzter Torf
- 100 cm - 120 cm tonig, humos
- 120 cm - 130 cm Schluff, humos
- 130 cm - 140 cm hellgraubrauner Schluff

Der Aufbau des Profils zeigt, daß es sich aus heterogenen Ablagerungen zusammensetzt, so daß an Veränderungen innerhalb des Ablagerungsmilieus zu denken ist. Das Pollendiagramm allerdings läßt sich nur zerteilen, bezieht man diese Teilung auf den Gehölzpollen. Im tieferen Teil des Diagrammes ist der Baumpollen quantitativ schlecht vertreten, Erlen und Birken jedoch herrschen zusammen mit der Hasel vor. Diese Gehölze sind sicherlich der lokalen Vegetation zuzurechnen. Im jüngeren Diagrammteil dominiert dann wiederum die Erle, die Werte zwischen 40 % und 50 % erreicht. Siedlungsbegleitender und übriger Kräuterpollen ist reichlich gefunden worden. An der lokalen Krautvegetation waren wohl neben *Cyperaceae* Pflanzen aus Hochstaudengesellschaften beteiligt (*Umbelliferae*, *Thalictrum*, *Filipendula*, etc.).

Der tiefere Teil des Profils mit den geringen Erlen- und übrigen Baumpollenwerten hat bei den beiden anderen Diagramm keine Parallele. Jedoch liegt auch hier wieder unzweifelhaft ein Profil vor, dessen Ablagerungen erst in unserer jüngsten Vergangenheit sedimentiert worden sind.

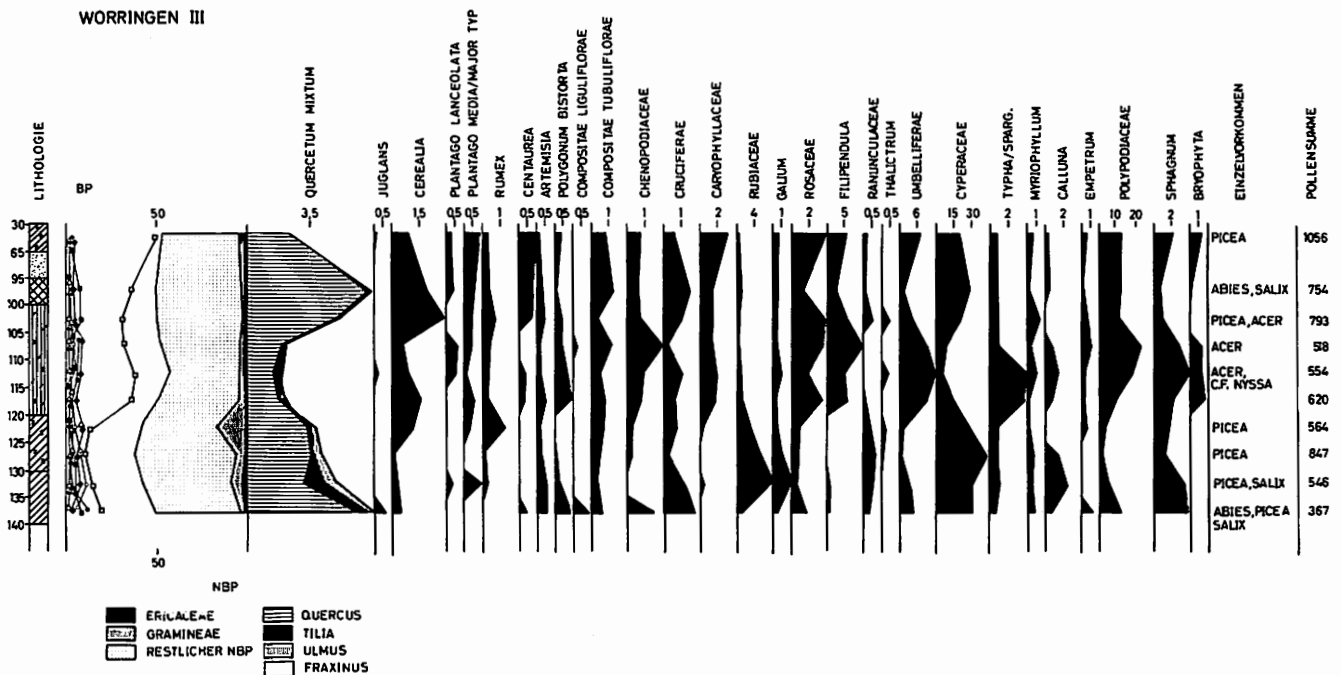


Abb. 16: Pollendiagramm des Profils Worringen III

5. Diskussion der pollenanalytischen Ergebnisse

Die pollenanalytische Bearbeitung der vorgestellten Profile hat gezeigt, daß die untersuchten Ablagerungen ausnahmslos sehr jung sind (Tab. 2). Das bedeutet aber, daß die Versumpfungstendenz im rheinischen Holozän erst spät großflächig zum Tragen kam. Ähnliches wurde schon von PETERS (1966) für die Entstehung des Linder Bruchs angemerkt,

Tab. 2: Zeitliche Einstufung der pollenanalytisch untersuchten Profile am Niederrhein

Profile	vegetationsgeschichtliche Phasen	Pollenzone (nach Overbeck 1975)	<sup>14</sup> C Jahre BP (vgl. Kalis, 1981a)
Worringen I	mittleres Subatlantikum	XI/XII	um 1000
Worringen II	mittleres Subatlantikum	XI/XII	um 1000
Worringen III	mittleres Subatlantikum	XI/XII	um 1000
Wesel	fast gesamtes Subatlantikum	XI + XII	ca. 1800 - 150
Kalkar A9	mittleres Subboreal	IX	um 3000
Kalkar F2	frühes-mittleres Subboreal	IX	zwischen 4700 und 3000
Kalkar E6	beginnendes Subboreal bzw. mittl. Subatlantikum	IX bzw. XI/ XII	?
Kalkar B4	mittleres-jüngerer Subb.	IX/X	zwischen 3000 und 2200
Kalkar G5	neuzeitlich	XII	100 - 200
Kalkar C4	Subboreal/frühes Subatl.	X/XI	um 2200
Kalkar G1	mittleres Subatlantikum	XI/XII	um 1000

der aus einer ausgetrockneten Flußrinne des Rheinsystems hervorgegangen sein soll. Das bedeutet, diese Flußrinne ist zu einem späteren Zeitpunkt wieder mit Wasser versorgt worden, nämlich an der Wende Subboreal/Subatlantikum.

Diese spät im Holozän einsetzende großflächige Versumpfung steht nicht ohne andere Parallelen für Warmzeiten der Niederrheinischen Bucht. Vielmehr hat sich bei pollenanalytischen Untersuchungen alt- und mittelpleistozäner Interglaziale in diesem Gebiet gezeigt (URBAN, 1978 a, b, 1980 a, b, 1981), daß die Sedimentation feinkörniger Sedimente beziehungsweise die Bildung organischer Ablagerungen oft erst spät in den Warmzeiten eingesetzt hat und zum Teil bis in die nachfolgenden Kaltzeiten angehalten hat. Daraus folgt aber andererseits, daß, soweit keine größeren Schichtlücken zwischen den Schotterkörpern und den feinkörnigen Ablagerungen der Rheinterrassen liegen, die Schotteranlieferung bis in die Interglaziale hinein angehalten hat.

Kleinflächig gibt es natürlich frühinterglaziale beziehungsweise spätglazial-frühholozäne Bildungen (AVERDIECK & DÖBLING, 1959). Die pollenanalytisch bearbeiteten Profile dieser Autoren liegen ausnahmslos am rechten Niederrhein, beziehungsweise im Raum nördlich der Lippe und nördlich der Ruhr, also im Ruhrland. Ein relativ vollständiges spätglaziales Pollendiagramm liegt auch aus Dinslaken vor (STAMPFUSS & SCHÜTRUMPF, 1970). Das von SCHÜTRUMPF untersuchte Profil war in Zusammenhang mit jungpaläolithischen Siedlungsspuren von Interesse. In jüngster Zeit hat nun KALIS (1981 b) in einer Übersichtsarbeit vegetationsgeschichtliche Daten aus der westlichen Lößlandschaft der Niederrheinischen Bucht zusammengetragen, die von der Neuzeit bis zum Alleröd zurückreichen. Demnach weicht in der spätglazialen Wiederbewaldungsgeschichte insbeson-

dere das Alleröd von der niederländischen und nordwestdeutschen Ausprägung ab. Im Alleröd am Niederrhein fehlt nämlich eine ausgesprochene Birkenphase zu Beginn der Wärmeschwankung und die Kiefer dominiert über die gesamte Phase. Es ist natürlich die Frage, inwieweit diese relativchronologische Beobachtung auch absoluten Datierungen standhalten würde. Früh- und mittelholozäne Phasen sind in den hier vorgestellten Profilen nicht gestreift worden. Aus früheren Untersuchungen (BRUNNACKER, 1978) von URBAN, durchgeführt an Torfschmitzen eines älteren Profils bei Kranenburg, liegen allerdings dazu Pollenanalysen vor. Ergebnisse wiesen auf ein frühholozänes (Boreal) Alter. Generell ist eine Zunahme des Alters vermoorter beziehungsweise verlandeter oder versumpfter Bereiche in die niederländische Tiefebene hinein zu verfolgen (PAAS & TEUNISSEN, 1978). Demnach liegt der Schluß nahe, daß der mittlere und nördliche Niederrhein vom frühen bis mittleren Holozän lange großflächig trocken gelegen hat. Die Vernässungsphase rückte von den Niederlanden her rheinaufwärts vor. Dieser Trend läßt sich wohl nur in Verbindung mit dem holozänen Meeresspiegelanstieg sehen (BRUNNACKER 1978). Darüber hinaus ist gerade das mittlere Holozän voller prähistorischer Siedlungsspuren (ab dem Neolithikum). Im jüngeren Holozän dann, was wir mit unseren Untersuchungen stärker gestreift haben, macht sich die Besiedlung unseres Raumes durch den Menschen besonders krass in der Veränderung unserer Umwelt bemerkbar.

Man kann für die abschließende Betrachtung der botanischen Umweltveränderungen das Profil Wesel (vgl. Abb. 13) zugrundelegen, das ungefähr die letzten 2000 Jahre widerspiegelt (Tab. 2). Das Profil setzt in den ersten nachchristlichen Jahrhunderten ein und gibt einen Teil der Völerwanderungszeit und jüngerer Zeitabschnitte wieder. Während dieser Zeit haben sich die Wälder in der Umgebung des untersuchten Profils regeneriert, daß heißt, sie befanden sich in der Entwicklung auf einen naturnahen Zustand hin. In diesen Wäldern waren vor allem Eichen und Buchen vertreten. Da die Buche gegenüber der Eiche einhalbmal weniger Pollen produziert (STRAKA, 1975), kann aus dem ohnehin schon recht hohen Buchenwert geschlossen werden, daß im Raum Wesel zwischen dem 2. und 5. Jahrhundert nach Christus dichte Buchen-Eichenwälder mit Beimischung von Haseln, Birken und Hainbuchen gestockt haben. Im Zuge der nachfolgenden Jahrhunderte macht sich der wieder seßhaft werdende Mensch in seiner botanischen Umwelt sehr stark bemerkbar. Die Felderwirtschaft wird wieder aufgenommen und die Wälder werden aus diesen Gründen der Nutzung zu Ackerland und Waldweiden zugeführt.

Unsere jüngste Vergangenheit dokumentiert sich in einer fast völligen Waldfreiheit, die es nicht lokal vorkommenden Pflanzen ermöglicht, ihren Pollen zu einem stärkeren Niederschlag zu bringen. Ein Beispiel dafür ist im Profil Wesel der Kiefernanstieg im obersten Diagrammabschnitt, der mit hohen Nichtbaumpollen zusammenfällt.

Über die zeitliche Abfolge der Verlandung beziehungsweise Versumpfung der untersuchten Geländepunkte gibt Tabelle 2 noch weiteren Aufschluß.

## 6. Bodenentwicklung

### 6.1. Einleitung

Seit langem ist sicher nachgewiesen, daß Böden, die noch eine spätpleistozäne Bildung erfahren haben, sich von solchen, die ausschließlich im Holozän geprägt wurden, anhand von Merkmalen und Eigenschaften unterscheiden lassen. (BRUNNACKER 1957, KOPP 1964, DE BAKKER 1965, HANNA 1966, DIEZ 1968 a, 1968 b, WILKE 1975, SCHIRMER 1980). Unsicherheit bestand aber bislang darüber, ob auch holozäne Böden zu differenzieren sind, das heißt, ob im Holozän eine nennenswerte Bodenentwicklung stattgefunden hat.

Eine Untersuchung dieser Frage ist möglich, indem man Eigenschaften und Merkmale des Solums von Böden bekannten holozänen Alters den Eigenschaften und Merkmalen ihres Ausgangsmaterials gegenüberstellt. Unterscheiden sich Solummaterial und Ausgangsmaterial sehr, dann kann eine bedeutende Bodenentwicklung unterstellt werden. Ein derartiger Vergleich setzt jedoch voraus, daß das Ausgangsmaterial des gesamten Profils homogen ist. Diese Voraussetzung ist in den fluviatilen Ablagerungen des Niederrheins wegen der starken Bodenartenschichtung jedoch nicht gegeben, so daß Untersuchungen dieser Art nicht zu sicheren Aussagen führen würden.



Für das Studium der Bodenentwicklung in holozänen fluviatilen Sedimenten bleibt daher nur die Möglichkeit, Bodenchronosequenzen zu untersuchen und die Inhomogenität der Körnung des Ausgangsmaterials durch mehrfache Wiederholung zu kompensieren. Voraussetzung solcher Untersuchungen ist allerdings eine sicher belegte Feinstratigraphie. Diese wurde von BRUNNACKER (1978) auf der Basis relativchronologischer (Pollenanalyse, prähistorische Funde) und absolutchronologischer Befunde (Tephrostratigraphie, C<sup>14</sup>-Datierungen und historische Belege) erarbeitet und bildete die Grundlage für bodenkundliche Untersuchungen, mit deren Hilfe Aussagen über die Bodenentwicklung vom Spätpleistozän bis in die jüngste Gegenwart möglich sind.

### 6.2. Ergebnisse und Diskussion der pedologischen Untersuchungen

Die Untersuchungen erstreckten sich auf feldbodenkundliche, bodenphysikalische, bodenchemische, tonmineralogische und mikromorphologische Merkmale und Eigenschaften solcher Böden, die sich nach einer Auenphase überwiegend terrestrisch entwickelt haben.

In Abb. 1 ist das Untersuchungsgebiet mit Lage der untersuchten Böden dargestellt. Das Ausgangsmaterial erwies sich anhand schwermineralogischer Untersuchungen als vergleichbar. Die Bodenart der sieben Altersgruppen variierte zwar innerhalb der Gruppen vom sandigen Lehm bis Lehm, war aber im Mittel der Gruppen sehr ähnlich. Alle Böden sind gegenwärtig überflutungsfrei und werden ackerbaulich genutzt.

Tab.3: Korrelationsmatrix für die Gesamtheit der Horizonte (n = 104)

Farbe YR	Gefügefest.	Rt	CaCO <sub>3</sub>	Mg <sub>t</sub>	$\frac{T - \text{Wert}}{100 \text{ g Ton}}$	V - Wert	K fix. naß	Tonbeläge	Kohlenstoff	Fe <sub>d</sub> /Fe <sub>t</sub>	Mn <sub>d</sub> /Mn <sub>t</sub>	Alter
Farbe YR	-0,60	-0,31	-0,45	0,38	0,47	0,35	-0,06	-0,70	0,34	-0,41	-0,35	-0,61
Gefügefest.		0,40	-0,41	-0,28	-0,37	-0,34	-0,18	0,54	-0,18	0,29	0,41	0,69
Rt			-0,19	-0,27	-0,48	-0,17	-0,09	0,16	-0,44	0,10	0,27	0,47
CaCO <sub>3</sub>				0,52	-0,10	0,39	0,41	-0,24	-0,19	0,27	-0,51	-0,42
Mg <sub>t</sub>					0,22	0,49	0,08	-0,12	0,18	-0,26	-0,40	-0,56
$\frac{T - \text{Wert}}{100 \text{ g Ton}}$						0,01	-0,16	-0,41	0,63	-0,16	-0,14	-0,46
V - Wert							0,31	-0,21	0,07	0,01	-0,34	-0,51
K fix. naß								0,16	-0,45	-0,45	-0,50	-0,19
Tonbeläge									-0,37	-0,02	0,11	0,46
Kohlenstoff										0,25	0,15	-0,30
Fe <sub>d</sub> /Fe <sub>t</sub>											0,59	0,31
Mn <sub>d</sub> /Mn <sub>t</sub>												0,51
Alter												

Die ermittelten Ergebnisse ließen durchweg eine Abhängigkeit der Merkmalsausprägung vom Alter der Böden erkennen. Diese Abhängigkeit kommt in den in Tab. 3 zusammengestellten Korrelationskoeffizienten zum Ausdruck. Mit dem Alter der Böden nehmen Rotanteil, Gefügefestigkeit, Lagerungsdichte, Tonbeläge, Fe<sub>d</sub>/Fe<sub>t</sub>- und Mn<sub>d</sub>/Mn<sub>t</sub> Anteile zu, Carbonatgehalte, Magnesiumgehalte, Sorptionskapazität/Ton, V-Wert, Kaliumfixierung und Kohlenstoffgehalte hingegen ab. Es ist

also zu erkennen, daß nicht nur im Spätpleistozän sondern auch im Holozän eine deutliche Bodenentwicklung stattgefunden hat. Um jedoch über Intensität und Kontinuität dieser Entwicklung Aussagen machen zu können, müssen die zahlreichen Einzelergebnisse zu einer Gesamtaussage zusammengeführt werden. Dies geschieht mit Hilfe der multiplen Korrelations - Regressionsanalyse. In Abb. 17 kommt das Ergebnis zum Ausdruck. Im Vergleich zu dem von BRUNNACKER vorgegebenen Alter weicht das auf der Basis der in Abb. 17 genannten Merkmale errechnete Alter nur unwesentlich ab. Lediglich bei der jüngsten und ältesten Gruppe sind die Differenzen größer. Bei der jüngsten liegt das Alter über dem von BRUNNACKER angenommenen, bei der ältesten darunter.

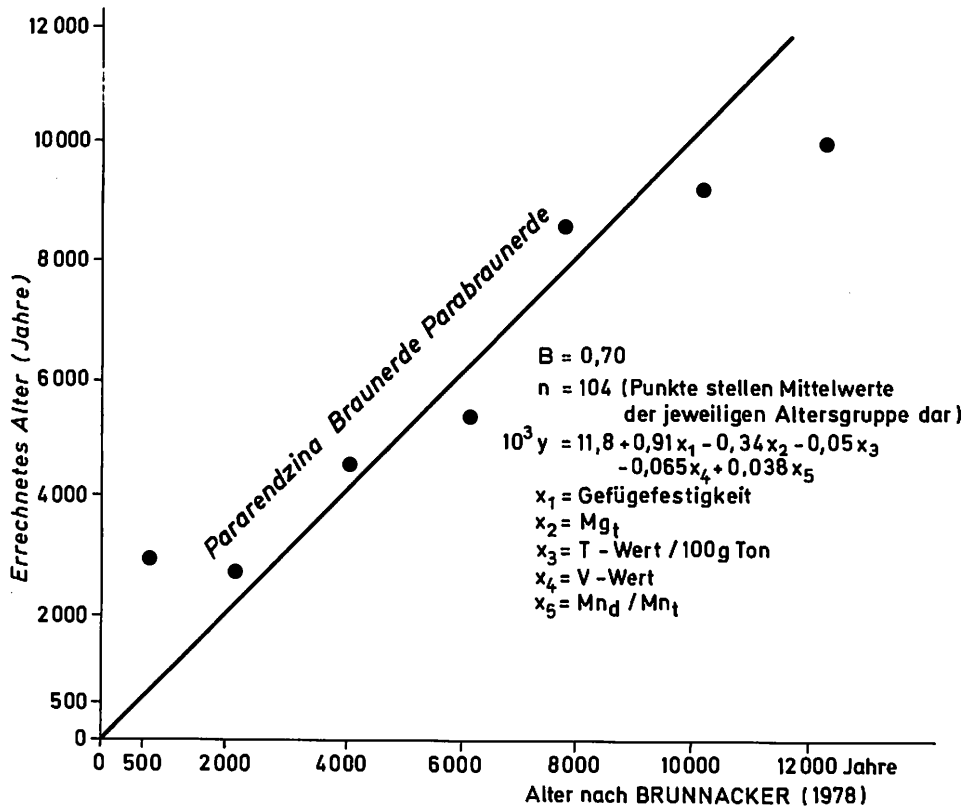


Abb. 17: Bodenentwicklung in Hochflutlehmen. Differenzen zwischen geschätztem Alter (BRUNNACKER, 1978) und errechnetem Alter auf der Basis der Merkmale Gefügefestigkeit, Farbe,  $Mg_t$ , V - Wert,  $Mn_d/Mn_t$ ,  $R_t$ , Tonbeläge, T - Wert/100 g Ton,  $CaCO_3$ ,  $Fe_d/Fe_t$ , C - Gehalt und Kaliumfixierung bei Böden aus Hochflutlehmen des Niederrheins (Reihenfolge der Merkmale entspricht der Höhe ihrer Korrelation mit dem Alter).

Das zeigt, daß die Bodenentwicklung nicht linear verlaufen ist. Sie hat anfänglich offenbar eine hohe Intensität und vermindert sich nach dem Erreichen fortgeschrittener Stadien wesentlich. Sie verläuft dabei zwar kontinuierlich, aber doch nicht stetig. Die drei ältesten Gruppen (spätpleistozäne und altholozäne Böden) sind ihren Merkmalen nach eng verwandt, ebenso die 4 mittel- und jungholozänen. Das heißt, daß das spätpleistozäne Klima den seinerseits gebildeten Böden einen deutlichen Entwicklungsvorsprung mitgegeben hat, daß aber auch in Böden, die ausschließlich holozän geprägt sind, eine Differenzierung in Abhängigkeit vom Alter erkennen lassen. Dieses Ergebnis steht in Einklang mit Untersuchungen von SCHIRMER (1980), der ebenfalls Entwicklungsunterschiede bei Böden aus holozänen Flußablagerungen nachweisen konnte und entspricht den Erwartungen.

Im gesamten Holozän herrschten im Untersuchungsgebiet Klimaverhältnisse, die eine Entkalkung der primär carbonathaltigen Sedimente zuließen. Sobald also die Böden aus dem Überflutungsbereich herausgehoben waren und keine Zufuhr von Carbonaten mehr erhielten, entkalkten sie. Damit konnte die Verbraunung und Verlehmung einsetzen. Da in den untersuchten Böden auch hohe Anteile vorverwitterten Materials vertreten sind, konnte sehr bald nach der Entkalkung auch eine Tonwanderung ablaufen.

Die Verwitterung, Bodenbildung und Bodenentwicklung in den ausgesuchten Böden dürfte folgendermaßen abgelaufen sein: Schon während der Sedimentation findet eine Homogenisierung der schichtig abgelagerten Sedimente durch Bioturbation statt. Gleichzeitig erfolgt die Bildung von Humus. Der Anfall organischer Substanz zur Humusbildung hat mit dem Wechsel der Vegetation vom Spätpleistozän bis ins jüngste Holozän geschwankt. Im Spätpleistozän ist wegen der schwachen Vegetationsbedeckung nur wenig Humus gebildet worden. Deshalb waren die Sedimente primär arm an Humus. Auch in Phasen verminderter Auflandung wurden keine humusreichen Horizonte gebildet, so daß in Böden auf der älteren und jüngeren Niederterrasse keine fossilen  $A_h$ -Horizonte vorkommen. Diese sind in den holozänen Böden hingegen zahlreich.

Parallel mit Homogenisierung und Humusbildung fand die Gefügebildung statt. Sie geht von wenig entwickelten in gut entwickelte Formen über. In der Regel findet eine Umwandlung von Subpolyedern und Polyedern statt. Eine deutliche Silikatverwitterung erfolgt erst nach der Entkalkung. Diese verlief wegen geringer Evapotranspiration (niedriger Temperaturen und damit geringe Niederschläge) und hoher Bodendurchfeuchtung, recht intensiv. Deshalb dürften die spätpleistozänen abgelagerten Sedimente im Boreal schon weitgehend entkalkt gewesen sein. Unter den relativ trockenen und warmen Bedingungen konnten Eisenformen entstehen, die den Böden den bis in den 5 YR-Bereich hineinreichenden rötlichen Farbton verleihen. Die nach dem Boreal gebildeten Böden besitzen diese intensive Rotbraunfärbung nicht.

In Verbindung mit der Eisenfreisetzung und Eisenumbildung bei der Verwitterung der primären Silikate wurde auch Ton gebildet. Die Silikatverwitterung läßt sich insbesondere am Verlust von Fe, Mg und K nachweisen. Damit liegt der Schluß nahe, daß insbesondere der leicht verwitterbare Biotit in sekundäre Tonminerale, vor allem Illit, umgebildet wurde. Da die übrigen Silikate stabiler sind und selbst an leicht verwitterbaren Schwermineralen wie Granat keine nennenswerten Lösungsspuren zu finden sind, kann das Ausmaß der Silikatverwitterung und damit der Tonbildung nur gering gewesen sein.

Eine Tonverlagerung ist aber dennoch möglich und auch erfolgt. In allochthonen Ablagerungen ist Ton vorhanden, der, bei entsprechenden kolloidchemischen Voraussetzungen, mobil werden kann. Bei mikromorphologischen Untersuchungen zeigte sich, daß die Tonwanderung schon bald nach der Entkalkung einsetzte.

Außer der Tonwanderung hat auch eine Tonmineralumbildung stattgefunden. In den jüngeren, carbonathaltigen Böden kommt ein, wenn auch geringer Anteil von Montmorillonit vor. In den älteren fehlt er hingegen. Es könnte also eine Umwandlung von Montmorillonit in Illit nach der Entkalkung stattgefunden haben. Denkbar wäre, daß die nach der Entkalkung einsetzende Verwitterung von Biotit das zur Kontraktion von Montmorillonit zu Illit erforderliche Kalium bereitgestellt hat. Mit diesem Wechsel im Tonmineralbestand hat eine Verminderung der Sorptionskapazität stattgefunden. Darüberhinaus hat der V-Wert abgenommen. Daß er dennoch im hohen Bereich liegt, beruht auf der Düngung.

Alle untersuchten bodenbildenden Prozesse zusammen haben zur Ausbildung von charakteristischen Bodentypen in Abhängigkeit von Bodenbildungsdauer geführt. Aus dem frischen kalkhaltigen Sediment entwickelte sich nach Bildung eines initialen Humushorizontes ein Auencarbonatrohboden. Nach Erlangen einer größeren Mächtigkeit ging dieser in eine Auenpararendzina über. Solange diese überflutet wurde, erfolgte keine weitere Typenwandlung. Wenn, wie in Hebungsgebieten, die Überflutung ausbleibt, tritt mit der Entkalkung eine stärkere Verbraunung und Verwit-

terung ein, so daß sich die Pararendzina unter terrestrischen Bedingungen zu einer Braunerde weiterentwickelt. Dieses Stadium wird jedoch relativ schnell von dem der Lessivierung und damit Entstehung von Parabraunerden abgelöst. Damit treten Verdichtungen auf, so daß schwache Pseudovergleyungen möglich sind.

Es hat also vom Spätpleistozän bis in die Gegenwart eine kontinuierliche, wenn auch nicht stets mit gleicher Intensität abgelaufene Bodenbildung stattgefunden. Einen Stillstand oder gar eine Regradation (Wiederaufkalkung) scheint es im Untersuchungsgebiet nicht gegeben zu haben. Vielmehr haben sich die Effekte der nacheinander abgelaufenen Bodenbildungsphasen summiert, so daß die Böden mit zunehmendem Alter fortgeschrittenere Entwicklungsstadien erreicht haben. Auf den spätpleistozänen Terrassenstufen sind daher Parabraunerden mit schwacher Pseudovergleyung ausgebildet, auf den altholozänen Übergänge von Braunerden zu Parabraunerden, auf den mittelholozänen Braunerden und auf den jungholozänen schließlich Pararendzinen oder Auenböden.

#### 7. Wechselbeziehungen zwischen Vegetations- und Bodenentwicklung

Die Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte wurden vorwiegend in Rinne- und Stillwasserbereichen durchgeführt, weil hier ein guter Erhaltungszustand des Pollens zu erwarten ist. Die bodenkundlichen Untersuchungen fanden hingegen auf Flächen ohne häufige oder ständige hydromorphe Beeinflussung statt, um die Interpretation der zahlreichen bodenbildenden Prozesse nicht durch den weiteren Prozeß der Hydromorphierung zu erschweren. Daher sind die vegetationskundlichen und bodenkundlichen Untersuchungen nicht auf vergleichbaren Standorten durchgeführt worden, so daß es so scheinen mag, als ob man sie nicht in Beziehung zueinander setzen könne.

Wie die Ergebnisse der Pollenanalyse jedoch zeigen, ist aus ihnen nicht nur die lokale Vegetation eines räumlich eng begrenzten Standortes abzuleiten, sondern auch die der näheren Umgebung. Deshalb ist auf der Basis der hier mitgeteilten pollenanalytischen Befunde und der aus der Literatur bekannten, die Vegetationsgeschichte für die Niederrassen und holozänen Stufen der Niederrheinischen Bucht folgendermaßen zu kennzeichnen (vgl. auch AVERDIECK & DÖBLING, 1959; REHAGEN, 1963, 1964; SCHÜTRUMPF, 1971, 1972/73; KALIS, 1981 a, b).

In der ersten, in der Niederrheinischen Bucht deutlich faßbaren spätglazialen Wärmeschwankung, dem Alleröd, herrschen bereits Kiefern mit 60 - 80 % in den Pollendiagrammen vor. Der Kälterückschlag während der Jüngeren Dryaszeit begünstigt die Birkenausbreitung, während die Kiefernwerte stark abnehmen. Das Holozän setzt ein mit der Einwanderung von wärmeliebenden Laubholzarten im Präboreal. Zuerst lassen sich *Corylus*, dann *Quercus* und *Ulmus* nachweisen. Die Kiefer dominiert allerdings noch über alle anderen Gehölze und auch *Betula* hat weiter abgenommen.

Zu Beginn des Boreals findet eine erste starke *Corylus*-Ausbreitung statt. Wärmeliebende Eichenmischwaldarten nehmen weiter zu. Der holozäne Meeresspiegelanstieg, der sich im nachfolgenden Atlantikum insbesondere im nordwestdeutschen Flachland in Form ausgedehnter Erlenbrüche niedergeschlagen hat, macht sich in der Niederrheinischen Bucht zu dieser Zeit großflächig noch nicht bemerkbar. Vielmehr stellt sich eine äußerst stabile Waldgesellschaft ein, die unter dem Begriff "Eichenmischwald" bekannt ist. Dabei schwankte natürlich die quantitative und qualitative Zusammensetzung dieser Waldgesellschaft je nach Standortbeschaffenheit. Die trockengelegenen Flächen waren Standorte der Linden, Ulmen und Eichen, während die Gewässer von Eichen, Eschen, Erlen und Ulmen umgeben waren. Im Subboreal macht sich bereits der nun im Gebiet stärker siedelnde Mensch bemerkbar. Getreidepollen tritt ebenso wie der Pollen von anderen Siedlungsanzeigern auf. Die Buche beginnt einzuwandern und sich allmählich auszubreiten. Es stellen sich unter ungenutzten oder schwach durch den Menschen genutzten Bedingungen naturnahe Wälder vom Typ eines Buchen-Eichenwaldes ein. Im Subatlantikum nimmt die Nutzung der Wälder durch den Menschen nach einer Zunahme, später, während der Völkerwanderungszeit wieder ab. Dann findet sich auch die Hainbuche etwas verstärkt unter den waldbildenden Gehölzen.

Diese dominierende Rolle der Waldvegetation im Holozän des Untersuchungsgebiets hat in Verbindung mit den Klimafaktoren, die Entwicklung von Braunerden/Parabraunerden zugelassen. Das basenreiche Ausgangsmaterial hat diese Entwicklung ebenfalls begünstigt und dort, wo die Zeit der Bildung ausgereicht hat, zur Entwicklung von Braunerden/Parabraunerden geführt.

Die ackerbauliche Nutzung der Böden in den letzten 2000 Jahren hat diesen allgemeinen Trend nicht wesentlich gestört. Zwar unterscheiden sich nach Untersuchungen von SCHROEDER (1954) degradierte Tschernoseme auf Löss, die schon lange ackerbaulich genutzt werden von solchen, die unter Wald liegen im Ausmaß der Degradation. Die Böden unter Wald hatten vor allem in A-Horizont einen niedrigen pH-Wert, eine höhere Verwitterungsintensität und waren stärker degradiert als die unter Ackernutzung. Wald- und Ackerstandorte gehören aber nach wie vor pedologisch dem gleichen Subtyp an.

Die Böden im Untersuchungsgebiet sind durch Klimaänderungen oder Vegetationswechsel, dort wo sie den Bodenbildungsbedingungen lange genug ausgesetzt waren, nicht an ihrer Ausbildung zu Braunerden/Parabraunerden gehindert worden.

Auch ihre Nutzung durch den Menschen, damit verbunden die drastische Veränderung der Vegetation, insbesondere während der letzten 2000 Jahre, hat diese generelle Bildungstendenz und insofern auch die Bodentypen nicht grundlegend verändert, sieht man von nutzungsbedingten Erosionsfolgen ab.

#### Danksagung

An dieser Stelle soll dem Ministerium für Wissenschaft und Forschung des Landes Nordrhein-Westfalen gedankt werden, das diese Untersuchungen gefördert hat.

Weiterhin danken wir Herrn Professor Dr. K. Brunnacker für die Einführung in das Arbeitsgebiet und fruchtbaren Diskussionsbeiträge.

Herrn Dr. H. Siebertz sei für die Einführung in das Gebiet um Kalkar und seine Mithilfe im Gelände gedankt.

Herrn Dr. J. Kalis danken wir ganz besonders für das Überlassen zweier noch unveröffentlichter Manuskripte.

Schließlich gilt unser besonderer Dank Frau R. Kahrer und Frau C. Voß für ihre intensive Mithilfe im Gelände, Labor und bei den pollenanalytischen Untersuchungen.

Die Zeichnungen wurden unter der Mithilfe von Frau G. Dederichs und insbesondere Frau C. Voß angefertigt.

Für die Reinschrift des Manuskriptes danken wir ebenfalls Frau G. Dederichs.

### Summary

Profiles investigated palynologically, which are mainly situated at the left side of the Lower Rhine, show, that extensive filling by plant growth of cut-off meanders started late during Holocene time. During the early and middle Holocene the investigated area has been intensively colonized. Those are as well the periods of important pedogenesis. Main changes of the river-dynamics at the earliest occur during younger Holocene time, inducing the genesis of soils developed in recent alluvium.

During the first centuries A.C. forests of the investigated area recover from cultivation (Dark Ages; Völkerwanderungszeit). Subsequently colonisation again starts involving an intensiv exploitation of the forests, which increased more and more during modern time.

Already during Late Glacial pedogenesis starts with decalcification under cool climatic conditions and in spite of a still small vegetation cover.

On Late Glacial and Early Holocene deposits, not being influenced by ground-water, "Parabraunerden" (alfisols) are developed, whereas "Braunerden" are dominating on middle Holocene deposits and "Pararendzinen" are developed on youngest sediments.

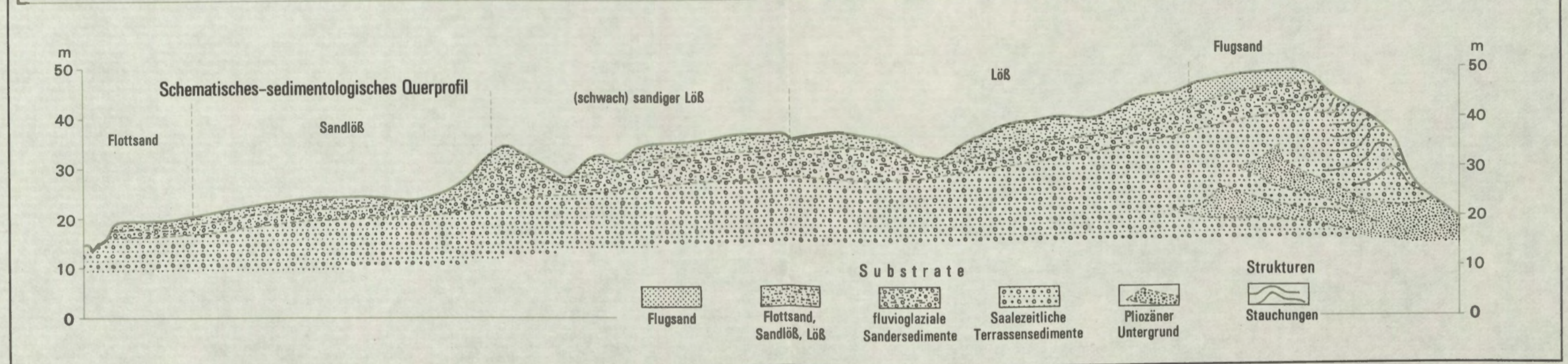
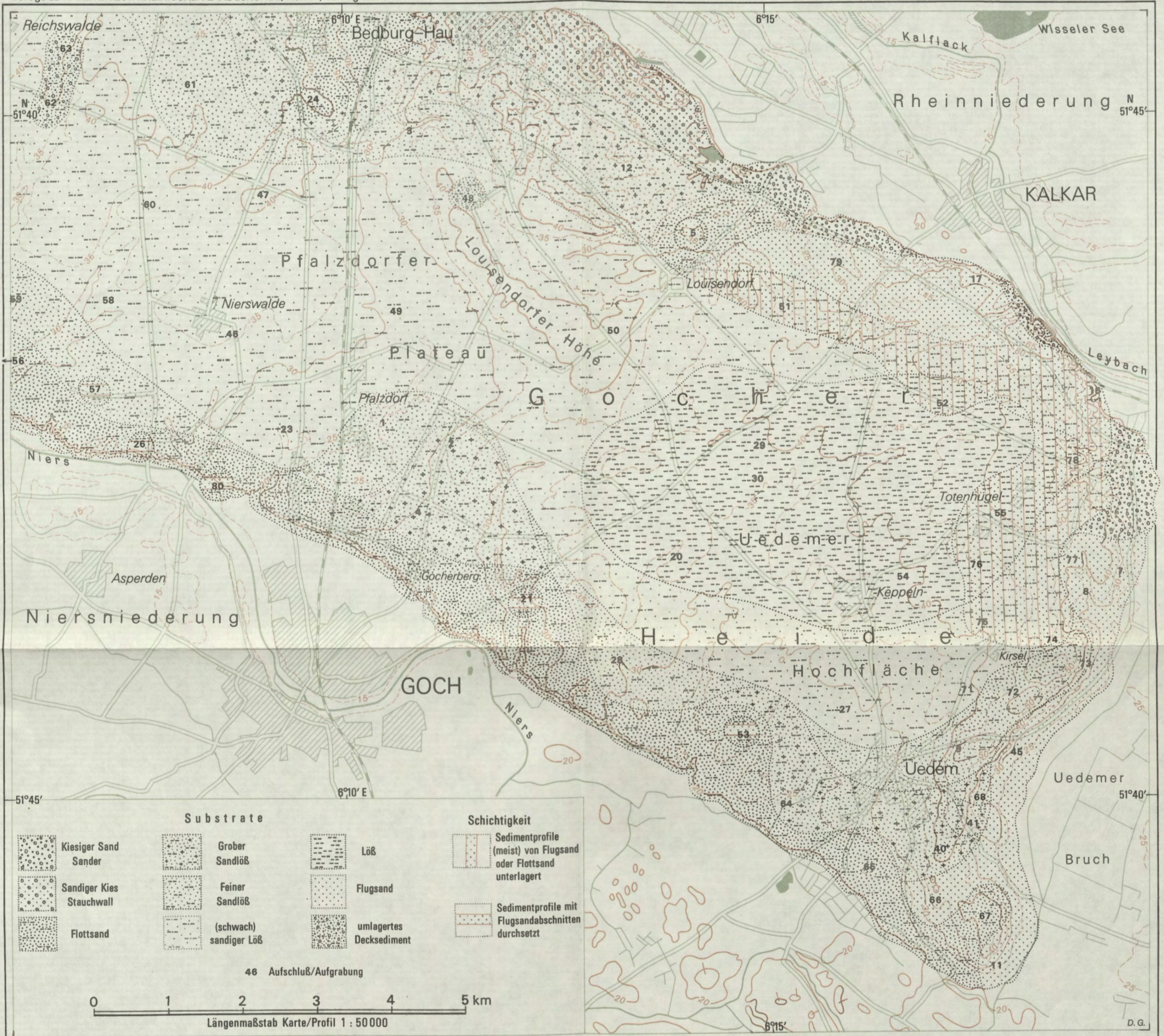
### Literatur

- AVERDIECK, F.-R. & DÖBLING, H. (1959): Das Spätglazial am Niederrhein - Fortsch. Geol. Rheinld. u. Westf. 4, 341-362
- BAKKER, H. DE (1965) a: Tonverlagerung in Flußablagerungen verschiedener Art - Mitt. Dt. Bodenk. Ges. 4, 123-128
- BEUG, H.-J. (1961): Leitfaden der Pollenbestimmung für Mitteleuropa und angrenzende Gebiete - Lieferung 1, 163 S
- BRUNNACKER, K. (1978): Der Niederrhein im Holozän - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 28, 399-440
- BRUNNACKER, K. (1957): Bodenkarte von Bayern, 1:25 000, Blatt Straßkirchen 7142 nebst Erläuterungen, München
- DIEZ, TH. (1968) a: Die wülm- und postwürmglazialen Terrassen des Lech und ihre Bodenbildungen - Eiszeitalter und Gegenwart 19, 102-128
- DIEZ, TH. (1968) b: Die spät- und postglaziale Bodenentwicklung auf hochkalkhaltigen Flußsedimenten des Alpenvorlandes, dargestellt an einer Bodenentwicklungsreihe der Lechterrassen - Mitt. Dt. Bodenk. Ges. 8, 307-309
- FRENZEL, B. (1964): Zur Pollenanalyse von Lössen. - Untersuchungen der Lössprofile von Oberfellabrunn und Stillfried (Niederösterreich) - Eiszeitalter und Gegenwart 15, 5-39
- HANNA, F.S. (1966): Untersuchungen und Einteilung der Talböden im unteren Mittelrheintal - Diss. Bonn, 120 S
- KALIS, A.J. (1981) a: Spätpleistozäne und holozäne Vegetationsgeschichte in der westlichen Niederrheinischen Bucht - Manuskript
- KALIS, A.J. (1981) b: Die menschliche Beeinflussung der Vegetationsverhältnisse auf der Aldenhovener Platte (Rheinland) während der vergangenen 2.000 Jahre - Rheinische Ausgrabungen, im Druck
- KOPP, E. (1964): Zur Genese der Böden aus Hochflutlehm auf der Niederterrasse in Bonn-Köln-Krefeld - Eiszeitalter u. Gegenwart 15, 81-91
- NIETSCH, H. (1940): Pollenanalytische Untersuchung auf der Niederterrasse bei Köln - Ztschr. dtsh. geol. Ges. 92, 350-364
- PAAS, W. & TEUNISSEN, D. (1978): Die geologische Geschichte der Düffel, eine linksrheinische Flußauwe zwischen Kleve und Nimwegen - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 28, 361-398
- PETERS, I. (1966): Verlandete Altwässer auf der Niederterrasse bei Köln. Die Entstehung des Linder Bruchs aufgrund einer Pollen- und Großrestanalyse - Eiszeitalter und Gegenwart 17, 139-148

- REHAGEN, H.-W. (1963): Spät- und nacheiszeitliche Vegetationsbilder aus dem Niederrheingebiet - Niederrh. Jb. VI, 31-46
- REHAGEN, H.-W. (1964): Zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte des Niederrheingebietes und Westmünsterlandes - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 12, 55-96
- SCHIRMER, W. (1980): Exkursionsführer zum Symposium Franken, Holozäne Talentwicklung - Methoden und Ergebnisse, 210 S
- SCHROEDER, D (1954): Untersuchungen über Verwitterung und Bodenbildung an Lössprofilen - Habil.-Schrift, Hannover, 84 S
- SCHRÖDER, D. (1979): Bodenentwicklung in spätpleistozänen und holozänen Hochflutlehmen des Niederrheins.-Habil.-Schrift, Bonn, 296 S
- SCHÜTRUMPF, R. (1971): Neue Profile von Köln Merheim. Ein Beitrag zur Waldgeschichte der Kölner Bucht - Kölner Jb. f. Vor- u. Frühgeschichte, Bd. 12, 7-20
- SCHÜTRUMPF, R. (1972/73): Weitere Profile von Köln Merheim und ihre Datierung - Kölner Jb. f. Vor- und Frühgeschichte, Bd. 13, 23-25
- STAMPFUSS, R. & SCHÜTRUMPF, R. (1970): Harpunen aus der Allerödzeit aus Dinslaken, Niederrhein - Bonner Jb. 170, 19-35, Bonn
- STRAKA, H. (1975): Pollen- und Sporenkunde - Gustav Fischer Verlag, 238 S
- THOME, K.N. (1963): Entstehung der niederrheinischen Gewässer - Niederrh. Jb. VI, 9-30
- URBAN, B. (1978) a: The Interglacial of Frechen I/Rheinland - A section of the Tiglian A-type - Geol. en Mijnbouw 57 (3), 401-406
- URBAN, B. (1978) b: Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen zur Gliederung des Altquartärs der Niederrheinischen Bucht - Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln 34, 165 S
- URBAN, B. (1980) a: Zur Stratigraphie des Frimmersdorf - Interglazials und Krefeld - Interglazials in der Niederrheinischen Bucht - Decheniana 133, 224-228
- URBAN B. (1980) b: Paläoökologische Untersuchungen zum Krefeld - Interglazial am Niederrhein - Eiszeitalter u. Gegenwart 30, 73-88
- WILKE B.M. (1975): Bodenchronosequenzen aus Lockersedimenten der Lechterrassen - Diss. Freising - Weihenstephan, 120 S

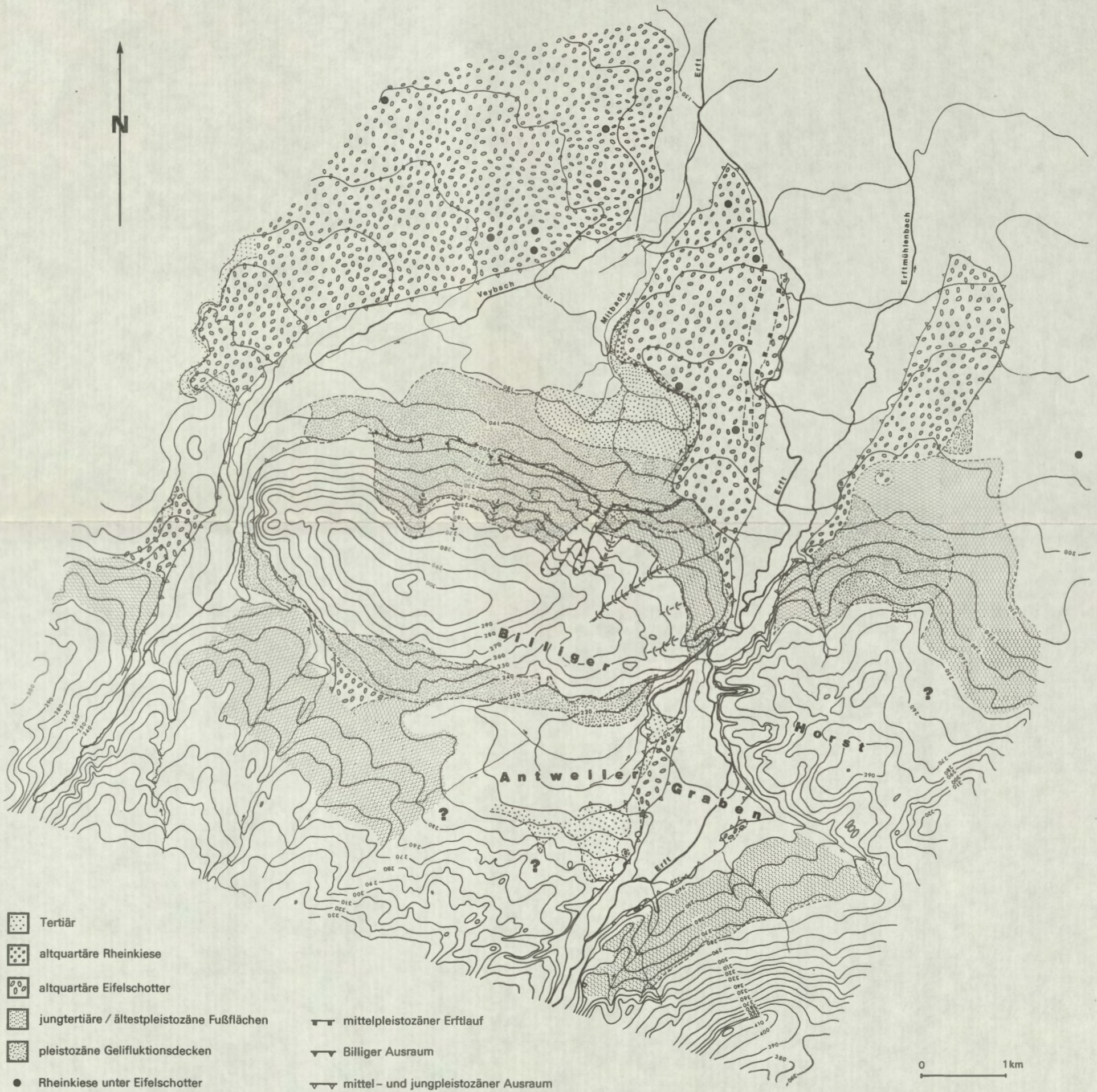
# Decksedimentverteilung auf dem nördlichen niederrheinischen Höhenzug

Beilage zu ARBEITEN ZUR RHEINISCHEN LANDESKUNDE, Heft 51, Beitrag Siebertz





## Jungtertiäre und altquartäre Reliefelemente am Eifelnordrand












-  Tertiär
-  altquartäre Rheinkiese
-  altquartäre Eifelschotter
-  jungtertiäre / ältestpleistozäne Fußflächen
-  pleistozäne Gelifluktsdecken
-  Rheinkiese unter Eifelschotter
-  mittelpleistozäner Erftlauf
-  Billiger Ausräum
-  mittel- und jungpleistozäner Ausräum

Abb. 3: Nordweststrand des Aufschlusses Louisendorf. Ausschnitt der glaziotektonisch geschuppten hangenden Sedimente.

