Ber. Naturhist. Ges. Hannover	135	29–48	Hannover 1993

Fluviatile Geomorphodynamik und Vegetationsentwicklung im Tal der Weser seit dem Spätglazial

von

GERFRIED CASPERS

Mit 7 Abbildungen

Zusammenfassung: Im Tal der Mittelweser wurden quartärgeologische und vegetationsgeschichtliche Untersuchungen zur spätglazialen und holozänen Flußentwicklung nordwestdeutscher Tieflandsflüsse durchgeführt. Die Umstellung vom verwilderten zum mäandrierenden Fluß fand vor dem Alleröd statt und verlief über die Zwischenstufe eines anastomosierenden Flußsystems. Während einer nachfolgenden, bis zum beginnenden Boreal dauernden Erosionsphase wurde die Weseraue um 6-7 m tiefergelegt, und es entstand der obere und untere Teil der Stolzenauer Terrasse.

Für die nacheiszeitliche Einwanderung von Kiefer und Eiche kommt den großen Flüssen wie der Weser eine wesentliche Bedeutung zu. Im Präboreal kam die Grünerle (*Alnus viridis*) an der oberen Mittelweser vor, wie anhand von Pollenfunden gezeigt werden kann. Die gegenseitige Beeinflussung von Vegetation und fluviatiler Entwicklung kommt in der Sedimentation von Auelehm und Hochflutlehm zum Ausdruck, die mit geringer Bewaldung im Spätglazial und zu Zeiten agrarischer Landnutzungen stattfand. Die strenge Koinzidenz zwischen Bewaldungsdichte, siedlungsanzeigenden Pollen und den Ergebnissen der Glühverlustanalysen belegt, daß die Auelehmablagerung ganz überwiegend anthropogen bedingt ist. Auf Schwierigkeiten der Differenzierung feinklastischer Sedimente des fluviatilen Faziesbereichs wird eingegangen.

Summary: **Fluvial geomorphodynamics and vegetational history in the River Weser valley since Late Glacial times.** – Geological and palynolocical studies were carried out in the River Weser valley as part of a project on Late Glacial and Holocene river development in the lowlands of Northwest Germany. The change from a braided to a meandering river took place before the Alleröd via a much coarser anastomosing river system as a transitional phase. During an erosional phase lasting up to the beginning of the Boreal, the valley floor was lowered by 6-7 m, and the upper and lower parts of the Stolzenau terrace were formed.

During the Holocene, large rivers like the Weser played a very important role in the migration of pine and oak. Pollen finds show that, during the Preboreal, *Alnus viridis* grew along the middle Weser. The mutual influence of vegetation and river development is documented by the flood-plain loam deposits, which were laid down in periods when an open landscape existed in Late Glacial times and since cultivation of the land began. The close correlation between the density of wood and anthropogenic indicators in pollen diagrams and loss on ignition (LOI) for abandoned-channel sediments, is proof of a mainly anthropogenically induced sedimentation of flood-plain loam, i.e. by deforestation. The difficulties of classifying fine-grained fluvial sediments are discussed.

1. Einleitung

Die norddeutsche Tiefebene wurde in ihrer Oberflächengestalt während des Pleistozäns durch verschiedene Vorstöße der von Fennoskandien kommenden Eisströme geprägt. Westlich und südwestlich der Elbe lagerten die Gletscher der Elster- und Saale-Kaltzeit Moränen und Schmelzwassersande ab. In diese Ablagerungen schnitten sich seit dem Abtauen des Saale-Eises zahlreiche kleine und große Wasserläufe ein, die die pleistozänen Flächen gliederten und entwässerten.

Im Frühjahr und Sommer, während der Schneeschmelze, führten die kaltzeitlichen Flüsse Hochwasser, mit dem große Sedimentmengen verfrachtet wurden. Die nur unzureichend durch Vegetation festgelegten Böden im Einzugsgebiet waren leicht zu erodieren. Unterstützt durch solifluidale Prozesse war das Angebot an Material so groß, daß es von den Flüssen nicht vollständig abtransportiert werden konnte. Infolgedessen wurden z.B. die Niederterrassen als mächtige Sedimentkörper gebildet. Der Permafrostboden setzte der Tiefenerosion erheblichen Widerstand entgegen, die seitliche Verlagerung der Flußarme war durch die schüttere Tundrenvegetation nur unwesentlich behindert. So entwickelten die kaltzeitlichen Flüsse ein Stromgeflecht aus zahlreichen Rinnsalen und untereinander verbundenen Armen (Abb. 1). Im Winterhalbjahr führten diese verwilderten Flüsse nur sehr wenig Wasser, vielleicht versiegten sie sogar vollständig, da dann alle Niederschläge als Schnee fielen und der Boden auch in den oberen Schichten gefroren war.

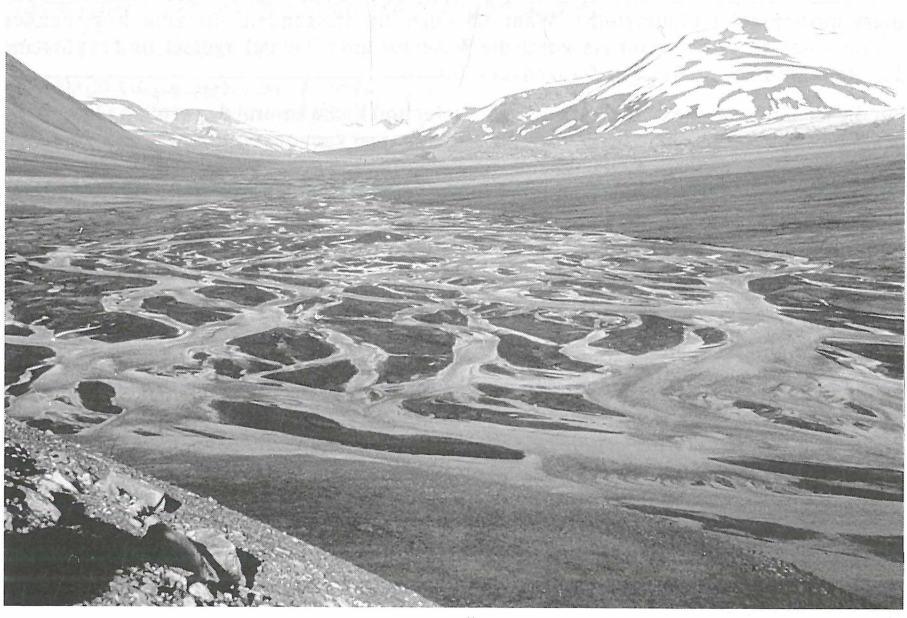


Abb. 1: Verwilderter Fluß auf Spitzbergen (Foto HÖFLE)

Während der Warmzeiten und im Holozän, als der Permafrostboden aufgetaut war und der Wald die natürliche Vegetationsbedeckung darstellte, konzentrierte sich das abfließende Wasser an den meisten Flußabschnitten in einem Flußlauf, der mäandrierte und sich in die kaltzeitlich abgelagerten Terrassen einschnitt. Die Wasserführung eines solchen Flusses ist im Jahresverlauf gleichmäßiger als bei einem kaltzeitlichen, verwilderten. Im Winter trocknen mäandrierende Flüsse normalerweise nicht aus. Die Mäander verlagern sich im Tal,

indem am Prallhang erodiert und am Gleithang akkumuliert wird. Dadurch werden zunächst die kaltzeitlichen, von einem verwilderten Flußsystem gebildeten Terrassen, später auch die vom mäandrierenden Fluß selbst zuvor abgelagerten, älteren Sedimentkörper aufgearbeitet und umgelagert.

2. Die Entwicklung der Weser

Die Weser ist einer der größten Flüsse Nordwestdeutschlands. Ihre spätglaziale und holozäne Entwicklung wurde in einem DFG-geförderten Forschungsvorhaben untersucht. An der Porta Westfalica verläßt die Weser das Mittelgebirge und tritt in das nordwestdeutsche Tiefland ein. Sie fließt hier heute in nördlicher Richtung. Diesen Verlauf hat der Fluß aber erst nach Ende des älteren Drenthe-Stadiums der Saale-Kaltzeit genommen (MEINKE 1992). Während der frühen Saale-Kaltzeit floß die Weser nördlich des Wiehengebirges nach Nordwesten, wie die von ihr sedimentierten Mittelterrassenkiese zeigen, die bis in die Niederlande zu verfolgen sind (WORTMANN 1968, MENGELING 1986).

Die Niederterrasse der Weser im heutigen Flußtal besteht überwiegend aus kiesigen Sanden, die bis zu 40 m mächtig sind. Das Niveau der Talaue liegt an der oberen Mittelweser im Raum Stolzenau um ca. 3-5 m, an der unteren Mittelweser bei Verden ca. 1 m unter dem der Niederterrasse. Bis die Weser bei Hoya in das Urstromtal der Aller eintritt, beträgt die durchschnittliche Breite der Aue 2-2,5 km, unterhalb von Dörverden ca. 6 km. Pflanzenhäcksel, Holzstücke, Baumstämme, Haustierknochen und Keramik, die den Kiesen und kiesigen Sanden beigemengt sind, sind als Hinweis zu werten, daß die vom mäandrierenden Fluß aufgearbeiteten Sedimente bis zu 8 m mächtig sind. An der Mittelweser werden sie grundsätzlich noch von Resten der Niederterrasse unterlagert, die meist größere Schichtmächtigkeiten aufweisen als die spätglazialen und holozänen Sedimentkörper. Die seit dem Spätglazial mäandrierende Weser schnitt sich also nicht in den früh-saalezeitlichen oder prä-saalezeitlichen Untergrund ein, sondern in die Niederterrasse. Dabei blieben in der Talaue an einigen Stellen Niederterrasseninseln erhalten, wie z.B. bei Klein-Hutbergen in der Nähe der Allermündung.

Demgegenüber befinden sich auf der Niederterrasse zwischen den beiden Orten Anemolter und Steyerberg, 4 km nördlich von Stolzenau, mehrere Rinnen, die ursprünglich bis zu 3,3 m tief waren und heute z.T. mit Abschwemmassen verfüllt sind. Die Rinnen sind zumeist langgestreckt und ca. 100 m breit (Abb. 2). 700 m südwestlich von Wellie scheinen sich zwei dieser Rinnen zu vereinigen. Östlich vom Wilhelmshof formte die Weser einen Mäander aus, der in gleicher Weise wie die langgestreckten Rinnen einen muldenförmigen Querschnitt aufweist und mit diesen in Zusammenhang gesehen werden muß. In all diesen Rinnen wurden bisher weder datierbare Torfe noch Mudden angetroffen. Ein Mindestalter für die Entstehung der Rinnen ist deshalb nicht anzugeben. Die Rinnen sind in jedem Fall älter als die vier alleröd-zeitlich verfüllten Paläomäander auf dem weiter südlich gelegenen oberen Teil der Stolzenauer Terrasse, weil sie von diesen unterschnitten wurden. Das Fehlen organogener Rinnenfüllungen deutet auf prä-alleröd-zeitliche Flußläufe hin; denn im Alleröd hatte sich das Klima bereits so weit gebessert, daß aufgrund der gesteigerten Biomasseproduktion Mudden oder Torfe hätten abgelagert werden müssen. Die Rinnen sind wahrscheinlich durch ein anastomosierendes oder furkatives Flußsystem angelegt; das abfließende Wasser sammelte sich allmählich in einigen Hauptarmen. Dadurch ging das verwilderte Flußsystem in ein mäandrierendes über. Der Wechsel vom verwilderten zum mäandrierenden Fluß fand an der Weser also nicht abrupt, sondern über eine Zwischenstufe statt.

Bei Stolzenau weitet sich der Bereich, in dem Paläorinnen und -mäander angetroffen werden, auf 6 km, obwohl das bei normalem Hochwasser überflutete Gebiet auch hier nicht breiter als 2,5 km ist. Zwischen der von der kaltzeitlichen Weser aufgeschütteten Niederterrasse

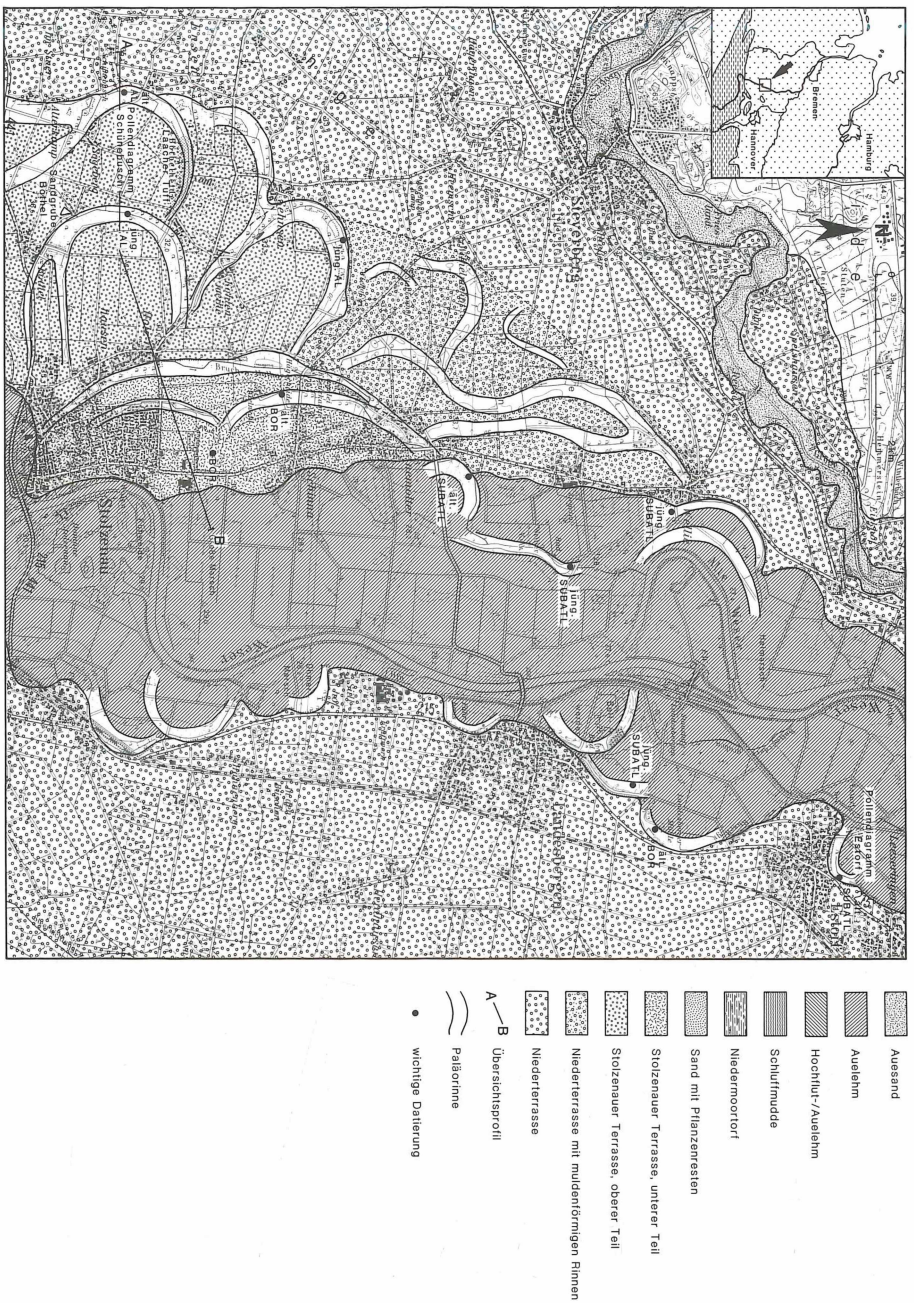


Abb. 2: Lage des Untersuchungsgebietes und fluviatile Ablagerungen im Tal der oberen Mittelweser (Kartengrundlage: Topographische Karte 1:50000, L 3520 (1991).

und der heutigen Talaue befindet sich nordwestlich von Stolzenau die Stolzenauer Terrasse (Abb. 2), die zweigeteilt und durch ein lebhaftes Kleinrelief charakterisiert ist, da es nicht, wie in der Talaue, von einer mächtigen Auelehmdecke verdeckt wird. Der obere Teil der Stolzenauer Terrasse liegt mit seinem Niveau weitflächig ca. 1-1,5 m, in kleinen Restarealen aber nur wenige Dezimeter unter der westlich angrenzenden Niederterrasse und ist ihr gegenüber durch drei große, morphologisch auch heute noch gut zu erkennende Paläomäander abgegrenzt. Ein vierter unterschnitt einen dieser Paläomäander weiter östlich. Alle vier ähneln sich sowohl in ihrer Breite und Form als auch in ihren Rinnenfüllungen. In den Bereichen der größten Mäanderkrümmung schnitt sich die Weser oft bis zu 7 m tief ein (Abb. 3) und hinterließ nach dem Abschnüren der Paläomäander Altwasser, in denen zunächst Schluffmudde abgesetzt wurde und später auch Torf, sobald das Gewässer verlandet oder durch Grundwasserschwankungen trockengefallen war (CASPERS 1992). In einem einzigen Fall, im Paläomäander am Schünebusch, begann die Verlandung mit einem wahrscheinlich limnisch entstandenen Braunmoostorf.

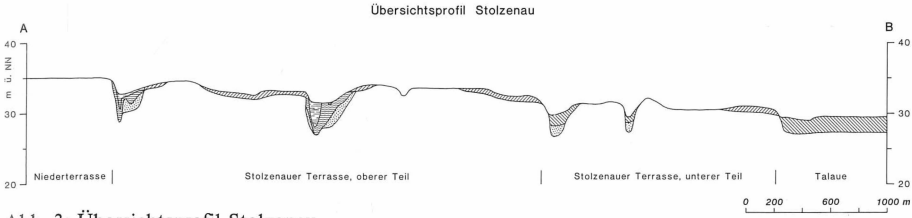


Abb. 3: Übersichtsprofil Stolzenau

Die basalen Lagen der Schluffmudden wurden pollenanalytisch in die kiefernreiche Phase des Alleröds datiert, die an der oberen Mittelweser etwa von 11 100 bis 10 800 14C-Jahren vor heute dauerte. Mehrere Nachweise zusammengeschwemmten Laacher Tuffs (Abb. 2), der von dem Ausbruch des Eifel-Vulkans vor rund 11 000 Jahren stammt (STREET 1986), unterstützen die pollenanalytische Datierung. Der Braunmoostorf und eine dünne Lage Schluffmudde aus demselben Paläomäander sind schon im birkenreichen Abschnitt des Alleröds (12 000 - 11 100 Jahre vor heute) abgelagert worden. Die 14C-Datierung des Braunmoostorfs, der dem Sand unmittelbar auflagert, ergab ein Alter von 11 130 ± 300 Jahre vor heute, das mit den pollenanalytischen Ergebnissen gut übereinstimmt. Der Paläomäander am Schünebusch unterschnitt den weiter nördlich gelegenen Mäander, der deshalb älter ist. Der östlich befindliche Paläomäander ist der jüngste, aber auch er wurde in der zweiten Hälfte des Alleröds nicht mehr von der Weser durchflossen, wie die in ihm abgelagerte Schluffmudde beweist. Alle Paläomäander des oberen Teils der Stolzenauer Terrasse verlandeten also bereits im Alleröd.

Die Entwicklung der Weser entspricht der anderer mitteleuropäischer Tieflandsflüsse. Auch in Polen und den Niederlanden wurden in den großen Paläomäandern von Warthe, Weichsel und Mark alleröd zeitliche Schluffmudden und Torfe angetroffen (KOZARSKI 1983, VANDENBERGHE et al. 1987, KALICKI 1987). Am Mark, in den südwestlichen Niederlanden, datierten VANDENBERGHE et al. (1987) die tief einschneidende Erosion auf 11 800 - 11 900 Jahre vor heute. Die Warthe mäandrierte zumindest in einigen Flußabschnitten aber auch schon im Bölling (KOZARSKI, GONERA & ANTCZAK 1988).

Auf der Mäanderzunge des Paläomäanders am Schünebusch, in einer Sandgrube 500 m nordwestlich von Böthel (zur Lage vgl. Abb. 2), war 1992 eine Eiskeilpseudomorphose aufgeschlossen (Abb. 4), die aufgrund ihrer Lage als Zeugnis eines wahrscheinlich während der Jüngeren Tundrenzeit ausgebildeten Permafrostbodens anzusehen ist. Es gibt mehrere Hinweise, daß die Paläomäander und Mäanderzungen auf der Stolzenauer Terrasse einem einzigen Sedimentationszyklus angehören (CASPERS 1992). Der Sedimentkörper, in dem die

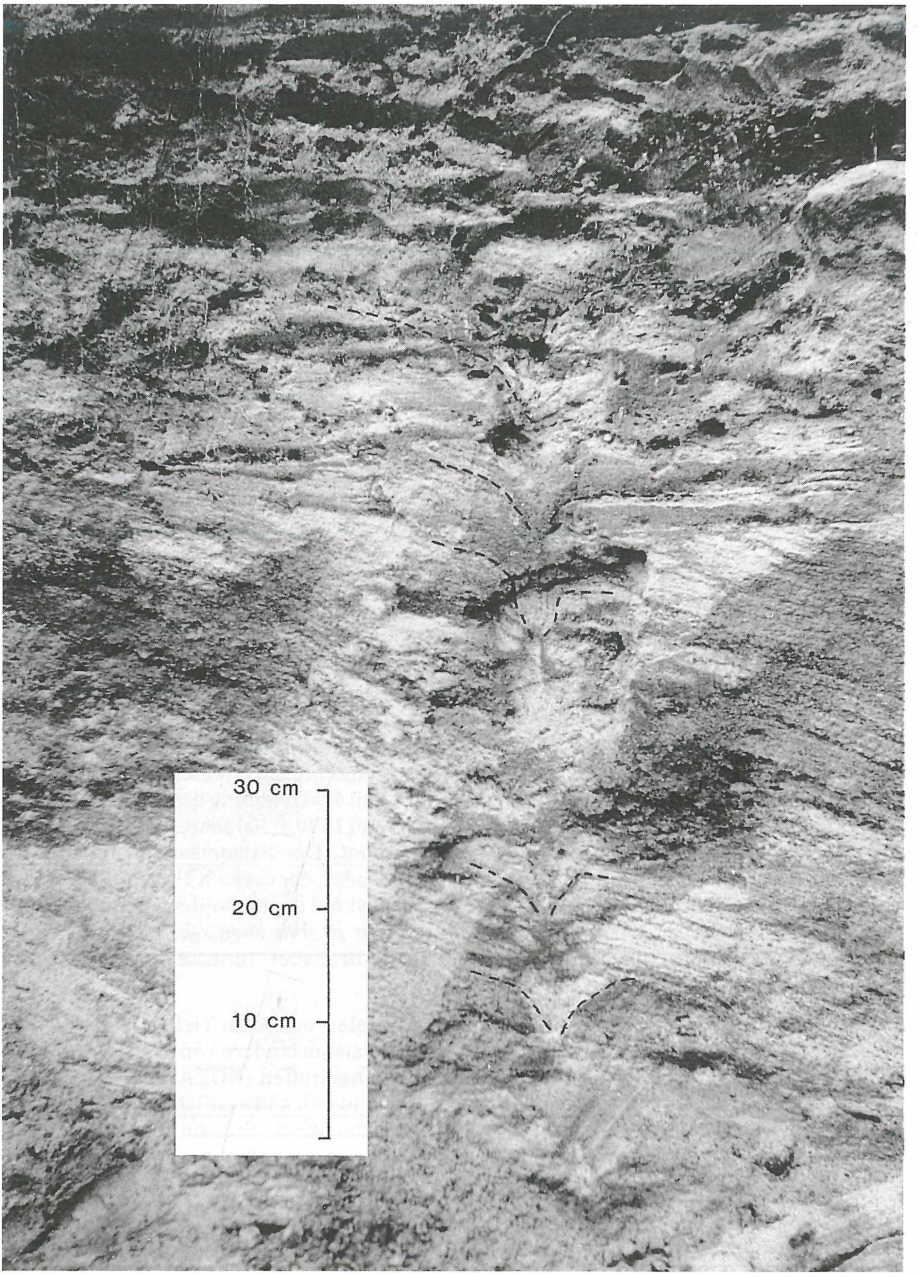


Abb. 4: Eiskeilpseudomorphose in einer Sandgrube bei Böthel (Foto CASPERS)

Eiskeilpseudomorphose angetroffen wurde, ist demzufolge nur unwesentlich älter als der auf 11 130 ± 300 Jahre vor heute datierte Braunmoostorf in dem Paläomäander, also höchstwahrscheinlich im Alleröd mit seinen günstigen Klimabedingungen abgelagert worden.

Bevor sich die Weser auf das Niveau der heutigen Talaue eintiefte, legte sie den unteren Teil der Stolzenauer Terrasse an, der zwischen den oberen Teil und das Niveau der Talaue geschaltet ist (Abb. 2). Der Ort Stolzenau befindet sich zu großen Teilen auf dem unteren Teil und markiert die südliche Begrenzung. Im Norden kennzeichnet der Ort Anemolter die Grenze des bis 1,4 km breiten Gebietes. Anders als auf dem oberen Teil der Stolzenauer Terrasse sind die alten Weserläufe des unteren Teils nicht mäanderförmig, sondern langgestreckt und nur schwach gekrümmt, infolgedessen fehlt ihnen eine ausgeprägte Differenzierung in Prall- und Gleithang. Größtenteils sind die Rinnen mit mittelalterlichen Sedimenten verfüllt, insbesondere mit Sand, in dem dünne Lagen Schluffmudde abgesetzt wurden, und mit Auelehm, der 1-1,5 m mächtig ist. Organogene Ablagerungen spielten bei der Verfüllung der Hohlformen nur eine untergeordnete Rolle. Außerhalb der Rinnen existiert keine geschlossene Auelehmdecke auf dem unteren Teil der Stolzenauer Terrasse.

Für die zeitliche Einstufung sowohl der Paläorinnen als auch des unteren Teils der Stolzenauer Terrasse ist vor allem ein frühborealer Torf von Bedeutung, der 40 cm mächtig ist und dessen Basis 27,0 m über NN liegt. Einerseits beweist er, daß die westlich von Schinna gelegene Rinne (Abb. 2) im älteren Boreal existierte, von der Weser aber bereits verlassen war, andererseits belegt sein Vorkommen, daß der Grundwasserspiegel zu dieser Zeit unter 27,0 m abgesenkt gewesen sein muß; denn sonst hätte sich in der Hohlform kein Niedermoortorf, sondern eine Mudde gebildet. Heute liegt der Grundwasserspiegel in den benachbarten Bereichen der Talaue ca. 2-3 m unter der Oberfläche, d.h. bei etwa 26-27 m. Infolgedessen war die Tiefenerosion der Weser im älteren Boreal bereits weiter vorangeschritten und hatte schon das Niveau der heutigen Talaue erreicht. Die Eintiefung des Flusses vom prä-alleröd-zeitlichen Niveau der Niederterrasse bis auf das Niveau der Talaue hat sich demnach in rund 3000 Jahren vollzogen und nahezu 5 m erreicht. Läßt man den 1,5-2 m mächtigen Auelehm unberücksichtigt, weil er erst sehr viel später abgelagert wurde, beträgt die flächenhafte Tieferlegung des Auenbereiches sogar 6-7 m. Das sind ca. 0,2 cm/Jahr.

Eine mit dem unteren Teil der Stolzenauer Terrasse vergleichbare Situation beschrieb WOLF (1991) von der Zwickauer Mulde in Sachsen. Dort befindet sich ca. 1 m über der rezenten Aue eine „höhere Aue", auf der boreale Torfe unter subborealem und jüngerem Auelehm gefunden wurden. Leider ist nicht ganz klar, ob der 2,00-3,85 m unter Gelände anstehende Torf in einem ehemaligen Flußbett der Mulde abgelagert wurde oder nicht. Eine unter dem Torf bei 4,35-4,85 m angetroffene Mudde, die FRENZEL (1930) bei einem Pollengehalt von ca. 80 % Pinus (Kiefer) der Weichsel-Kaltzeit zuordnete, könnte möglicherweise auch im Präboreal oder gleichfalls im Boreal abgelagert worden sein.

Den Beweis für die rasche Tiefenerosion bis zum älteren Boreal an der oberen Mittelweser liefern zwei Paläorinnen, die sich ca. 2,5 km südlich von Stolzenau und ca. 1 km nördlich von Landesbergen in der Weseraue befinden und deren Rinnenfüllungen borealen Alters sind. Bei der Landesberger Mühle wurde eine Sequenz von Verlandungssedimenten erbohrt, die mit einer ins ältere Boreal datierten Schluffmudde in einer Tiefe von 2,95 m unter Geländeoberfläche (24,3 m über NN) beginnt.

Die zweite, ebenfalls ins ältere Boreal datierte Rinne beschrieb NIETSCH (1955). Sie war beim Bau der Staustufe Schlüsselburg aufgeschlossen, 40 m breit und mit humosem Ton verfüllt, der nach der von MERKT, LÜTTIG & SCHNEEKLOTH (1971) vorgeschlagenen Gliederung der limnischen Ablagerungen heute vermutlich als Tonmudde eingestuft würde. Der tiefste Punkt der Rinnenfüllung liegt bei 27,5 m über NN, d.h. 4,5 m unter der Oberfläche. In gut ausgeformten Paläomäandern wird sich die Weser während des Boreals sicherlich noch tiefer eingeschnitten haben als an der Staustufe Schlüsselburg, wo die Rinne nicht sehr deutlich in Prall- und Gleithang gegliedert ist.

Die Einschneidung der Weser im Spätglazial und Altholozän war also auf einen vergleichsweise kurzen Zeitraum beschränkt. Sie kam schon in oder vor dem frühen Boreal zum Stillstand und lebte in den letzten 8500 Jahren nicht wieder auf. Durch welche Faktoren die Tiefenerosion der Weser entstand, läßt sich nicht sicher sagen.

Rückschreitende Erosion, ausgelöst durch den tiefer liegenden Meeresspiegel, ist als Ursache für die spätglaziale bzw. altholozäne Einschneidung im Stolzenauer Raum kaum anzunehmen. Sie hätte sich in den mündungsnahen Bereichen eher auswirken müssen als weiter flußaufwärts, ist aber im unteren Mittelwesertal zwischen Bremen und Achim nicht zu erkennen (SCHUBERT 1987). Dort liegt die Holozänbasis etwa 8 m unter der heutigen Auenoberfläche. Die maximale Einschneidung der mäandrierenden Weser war in diesem Gebiet nicht größer als an der oberen Mittelweser, wo bis zu 5 m tiefe Paläorinnen angetroffen wurden. Da die Auenoberfläche bei Stolzenau aber bereits 5 m unter dem Niveau der Niederterrasse liegt, erreicht der Gesamtbetrag der Tiefenerosion der späten Weichsel-Kaltzeit und des Altholozäns ca. 10 m.

Die weitere Entwicklung der Mittelweser-Talaue während des Alt- und Mittelholozäns ist anhand von Rinnenfüllungen schwierig nachzuvollziehen. Bislang wurden nur selten Verlandungsfolgen erbohrt, die vor dem Subatlantikum abgelagert wurden. Erstens war die fluviatile Aktivität vom beginnenden Boreal bis zum Ende des Atlantikums im Vergleich zum Jungholozän gering. Der dicht geschlossene Auenwald behinderte die laterale Erosion des Flusses stark. Deshalb verlagerten sich die Flußläufe dieser Zeit nur langsam. Als Folge dieser Stabilität wurden nur wenige Mäander von der Weser abgeschnürt und verlandeten. Zweitens wurden die ohnehin nur spärlich vorhandenen Paläorinnen des Alt- und Mittelholozäns durch die im Jungholozän sehr starke seitliche Flußverlagerung der Weser ausgeräumt, so daß alte Rinnenfüllungen nur selten erhalten blieben, es sei denn, sie waren vor der lateralen Erosion durch Tieferlegung der Talaue geschützt; dies ist bei der Stolzenauer Terrasse der Fall. Erst die anthropogene Entwaldung der Weseraue führte zu verstärkten Flußverlagerungen in jüngerer Zeit, bis ihnen die modernen wasserbautechnischen Maßnahmen der Neuzeit wieder ein Ende setzten.

3. Vegetationsgeschichtliche Aspekte der Flußauenentwicklung

Die überwiegend aus Schluffmudde, Seggen-, Schilf- und Erlenbruchwaldtorf bestehenden Rinnenfüllungen alter Weserläufe sind hervorragend für vegetationsgeschichtliche Studien geeignet. Pollenanalytisch können nicht nur die basalen Lagen dieser organogenen Sedimente datiert, sondern auch sukzessionsbiologische und siedlungsgeschichtliche Untersuchungen durchgeführt werden. Dabei sind die vielfältigen Umlagerungsmöglichkeiten zu beachten, die im fluviatilen Faziesbereich auftreten können. Mehrfach wurden in den besonders gut untersuchten Paläomäandern westlich von Stolzenau Hiaten nachgewiesen, die entstanden sind, als sehr starke Hochwasser die Hohlformen durchströmten und bereits abgelagerte Mudden, Torfe und Sande abtrugen (CASPERS 1992).

Im Päläomäander am Schünebusch auf der Stolzenauer Terrasse wurde aber eine Abfolge von Braunmoostorf, Schluffmudde, Seggentorf und Erlenbruchwaldtorf erbohrt, in der solche Erosionserscheinungen nicht auftreten. Im Pollendiagramm Schünebusch (CASPERS 1993) wurde die natürliche und anthropogen beeinflußte Vegetationsentwicklung vom Alleröd bis zum Beginn des mittleren Subatlantikums anhand von 230 Proben untersucht. Die Verlandung begann im birkenreichen Abschnitt des Alleröds gegen 11 130 $\pm$ 300 Jahren vor heute. *Pinus* breitete sich in dieser Zeit noch aus und gelangte gegen 11 000 zur Vorherrschaft, die im Pollendiagramm Schünebusch mit Werten von 80 % der Baumpollensumme zum Ausdruck kommt. Vergleichsweise hohe Nichtbaumpollenwerte von ca. 60 % sind auf größere Gramineae- (Gräser) und Cyperaceae-Bestände (Sauergräser) zurückzuführen, die

am Rande des Altwassers wuchsen. Im Tal der Mittelweser hatten sich die Wälder im Alleröd geschlossen, ließen aber doch soviel Licht zum Boden durch, daß eine artenreiche Krautflora existieren konnte.

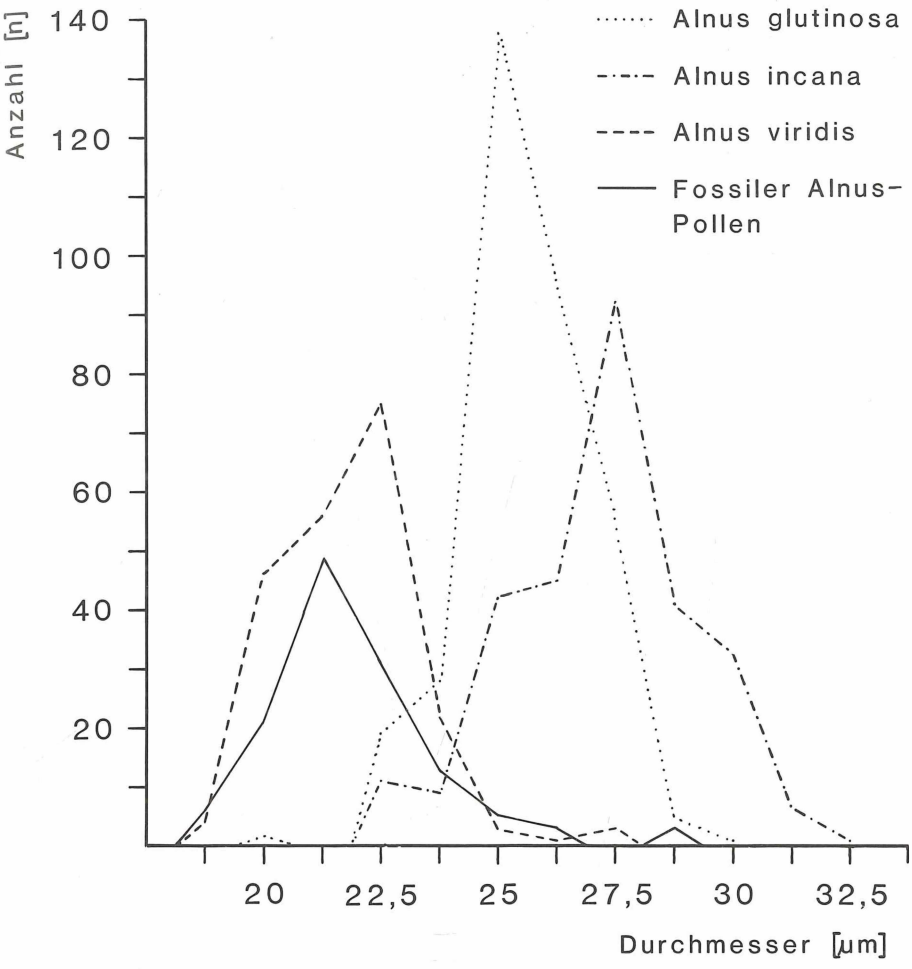


Abb. 5: Größenvergleich rezenter und fossiler Alnus-Pollenkörner

Der letzte Klimarückschlag im Spätglazial, die Jüngere Tundrenzeit, bewirkte eine Auflockerung der Wälder. Vor allem *Pinus* verlor entscheidenden Wuchsraum und kam, wenn überhaupt, nur noch vereinzelt vor. Heliophyten und kälteresistente Gattungen wie *Helianthemum* (Sonnenröschen), *Artemisia* (Beifuß), *Chenopodium* (Gänsefuß), *Dryas* (Silberwurz) und Zwergsträucher wie *Betula nana* (Zwergbirke), *Salix polaris* (Polar-Weide) und *Salix reticulata* (Netz-Weide) breiteten sich in der Parktundrenlandschaft aus. Von den teils freiliegenden Böden wurden erhebliche Mengen feinklastischen Materials in den Paläomäander geschwemmt und als 1,15 m mächtige Schluffmudde abgelagert. Mit der endgültigen Klima-

besserung an der Wende des Spätglazials zum Holozän schloß sich die Vegetationsdecke rasch, und die Sedimentationsrate verringerte sich auf weniger als ein Fünftel.

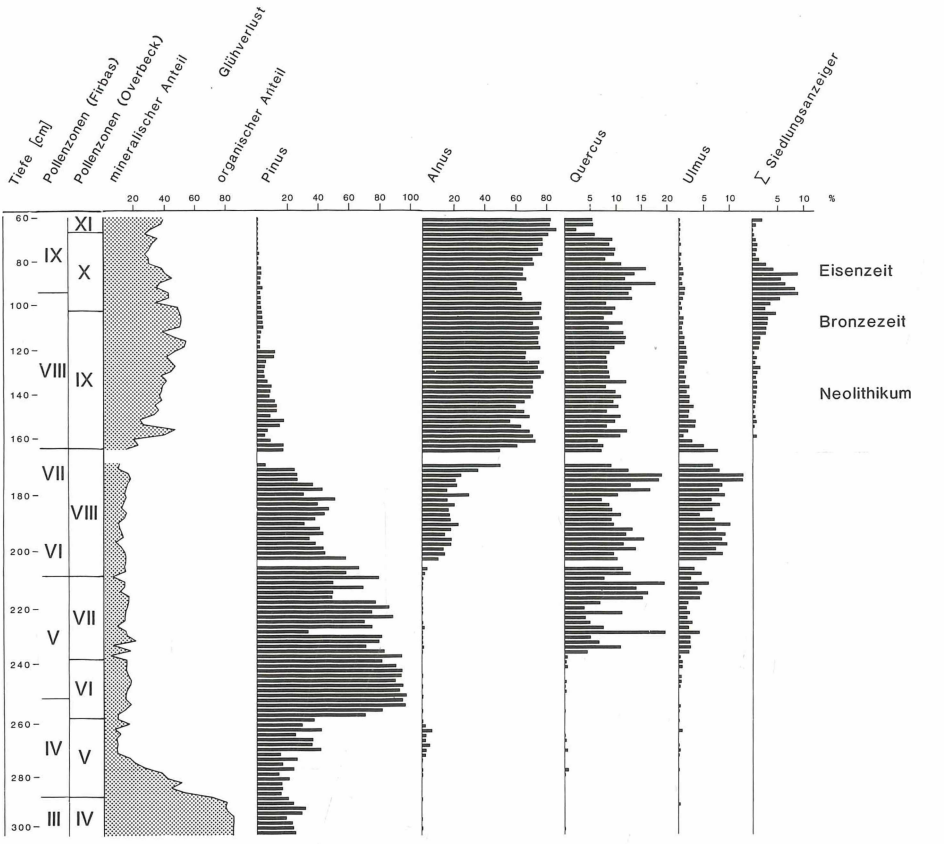


Abb. 6: Ausschnitt aus dem Pollendiagramm Schünebusch (Bezugssumme: Baumpollen = 100 %)

In neun aufeinanderfolgenden Proben aus dem späten Präboreal fiel *Alnus*-Pollen auf, der bis zu 7% der Baumpollensumme erreichte (Abb. 6). Die Pollenkörner waren durchweg gut erhalten und deutlich kleiner als die von *Alnus glutinosa,* der Schwarzerle, deren Pollen normalerweise in postglazialen Pollenspektren vertreten ist. Messungen an Pollen von *Alnus viridis* (Grünerle), *Alnus incana* (Grauerle) und *Alnus glutinosa* und der Vergleich dieser Werte mit dem Durchmesser der präborealen *Alnus*-Pollenkörner zeigten eine große Übereinstimmung zwischen rezentem *Alnus viridis*- und dem fossilen Pollen (Abb. 5). Auch LÜDI (1930), POTONIE (1934) und ERDTMAN (1954) beschrieben *Alnus viridis*-Pollenkörner als die kleinsten der drei in Deutschland vorkommenden *Alnus*-Arten. Pollenkörner von *Alnus glutinosa* sind nach den Angaben dieser Autoren etwas größer als die von *Alnus incana*; beide lassen sich bezüglich ihrer Größe aber deutlich von *Alnus viridis*-Pollenkörnern unterscheiden. Den letzten Beweis, daß *Alnus viridis* an der oberen Mittelweser im Präboreal, 9830 ± 280 Jahre vor heute, vorkam, erbrachten rasterelektronenmikroskopische Untersuchungen sieben fossiler *Alnus*-Pollenkörner. Anhand spezifischer Feinskulpturen, die eine eindeutige Differenzierung der drei *Alnus*-Pollen ermöglichen (BURRICHTER et al. 1968), konnten alle sieben, als von *Alnus viridis* stammend, identifiziert werden (vgl. auch CASPERS 1993).

Heute kommt die Grünerle nördlich der Linie Stuttgart/Passau nicht mehr natürlich vor. Der niedrigwüchsige Baum ist in den Alpen bis in eine Höhe von 2050 m auch oberhalb der Waldgrenze und im Schwarzwald verbreitet, greift mit seinem Vorkommen aber auch auf tiefergelegene Bereiche, vor allem auf die Schotterflächen vieler Alpenflüsse über. *Alnus viridis* wich während der letzten Kaltzeit vor den vorrückenden Alpengletschern aus und hatte Refugialgebiete in tiefgelegenen Regionen. Als bach- und flußbegleitende Pflanze war die Grünerle zu schnellen Wanderungen befähigt. Wahrscheinlich hatte sie sich als Pioniergehölz an günstigen Standorten in den Mittelgebirgen angesiedelt, sobald die postglaziale Erwärmung dies ermöglichte und gelangte bald in das Einzugsgebiet von Werra und Fulda. Von dort wanderte *Alnus viridis* flußabwärts bis ins nordwestdeutsche Flachland. Erst als sich Pinus im frühen Boreal ausbreitete, verschwand die Grünerle. Bis zur Einwanderung von *Alnus glutinosa* zu Beginn des Atlantikums wurden nur noch ganz vereinzelt Pollenkörner von *Alnus* gefunden, die durch Fernflug oder Einschwemmung in den Torf gelangten.

Die Entwicklung der azonalen Auenwälder an der oberen Mittelweser unterschied sich aber nicht nur durch das Vorkommen von *Alnus viridis* von der der umgebenden klimazonalen Wälder, sondern auch in der holozänen Einwanderung von *Pinus*. Innerhalb sehr kurzer Zeit hatten sich im Wesertal vor 9490 ± 295 Jahren vor heute nahezu reine Kiefernwälder etabliert; die Pollenprozente von *Pinus* stiegen auf mehr als 95 % an (Abb. 6). Normalerweise steigen die *Pinus*-Werte im ozeanisch geprägten nordwestdeutschen Flachland gleitend an und dokumentieren eine mehr oder weniger langsame Ausbreitung des Baumes (BEHRE 1966, GRAHLE & MÜLLER 1967, LANGE & MENKE 1967 u.v.a.). Da aber weder im Torf noch in der Glühverlustkurve ein Hinweis für eine verringerte Sedimentation oder gar einen Hiatus existiert, muß der sprunghafte Anstieg der Pollenkurve auf die rasche Kiefernausbreitung zurückgeführt werden. Insbesondere den großen Flüssen kam eine wichtige Rolle bei der Einwanderung bestimmter Bäume zu, da Samen und Äste mit Samen, die am Oberlauf eines Flusses ins Wasser fielen, innerhalb weniger Tage bis zur Mündung verbreitet wurden. Entlang dieser Hauptwanderstraßen ist also zuerst mit geschlossenen Kiefernwäldern zu rechnen. Die weitere Ausbreitung von *Pinus,* auch in flußferne Gebiete, dauerte wahrscheinlich wesentlich länger und war von der Lage zu den großen Flüssen abhängig. Dadurch wären die oft schon über kurze Distanzen beträchtlich differierenden *Pinus*-Prozente zu erklären.

Die Vorherrschaft von Pinus war nicht von langer Dauer. *Quercus* (Eiche) verdrängte schon sehr bald nach der Einwanderung die Kiefer aus den Auenlandschaften. Die ältesten Eichenstämme, die in Weser-Kiese eingebettet und in jüngster Zeit bei der Kiesgewinnung wieder zutage gefördert wurden, sind nach 14C-Datierungen 8850 Jahre alt (SCHMIDT 1977). Dieser Zeitpunkt spiegelt sich im Pollendiagramm Schünebusch durch die innerhalb von 2 Proben von weniger als 1 % auf mehr als 10 % ansteigenden *Quercus*-Pollenwerte wider (Abb. 6). Ähnlich wie bei *Pinus* ist auch der Steilanstieg von *Quercus* auf die rasche, fluviatil begünstigte Ausbreitung des Baumes zurückzuführen, der von dem langsamen *Quercus*-Anstieg der Pollendiagramme abweicht, die vorwiegend den Pollenniederschlag der klimazonalen Wälder repräsentieren. Zahlreiche mikroskopisch sichtbare Holzkohlepartikel deuten darauf hin, daß die *Quercus*-Ausbreitung zusätzlich durch Waldbrände gefördert wurde, die die *Pinus*-Bestände auflockerten.

Etwa zeitgleich mit *Quercus* wanderte auch *Ulmus* (Ulme) in das obere Mittelwesertal ein. Die Ulme erreichte in den Weser-Auenwäldern des Flachlandes aber nicht die Bedeutung der Eiche und blieb auch mit ihren Pollenprozenten deutlich hinter *Quercus* zurück. Die hohen Anteile, die *Ulmus* in der potentiellen natürlichen Vegetation des vorwiegend in Auen wachsenden artenreichen Querco-Ulmetum (Eichen-Ulmenwald) eingeräumt werden (BURRICHTER, POTT & FURCH 1988), korrespondieren demzufolge nicht mit denen, die dem Baum in der ursprünglichen Vegetation zukamen. Die ursprüngliche, d.h. die vor den ersten anthropogenen Eingriffen gewachsene Vegetation und die potentielle natürliche Vegetation, d.h. die sich nach Wegfall des menschlichen Einflusses etablierende und dann in

einem Gleichgewichtszustand befindliche Vegetation (BURRICHTER 1973) können erheblich voneinander abweichen.

Die Unterschiede zwischen dem mittelholozänen Baumbestand einerseits und dem potentiellen natürlichen andererseits sind im Wesertal durch veränderte Standortbedingungen infolge veränderter Sedimentation des Flusses begründet. Bis zum Beginn des Subboreals wurde flächenhaft nur sehr wenig feinklastisches Material vom Fluß abgelagert, und sandige Böden waren im Auenbereich weit verbreitet. Heute finden sich fast überall Auelehmdecken, die an der oberen Mittelweser durchschnittlich 1,5-2 m, an der unteren Mittelweser sogar bis zu 4 m mächtig sind (LIPPS 1988) und die der Ulme, die feindisperse Böden liebt, ideale Standorte bieten (BURRICHTER, POTT & FURCH 1988).

Mit der Einwanderung von *Alnus glutinosa* hatten sich die Auenwälder formiert, die für rund 4000 Jahre vom beginnenden Atlantikum bis ins Subboreal hinein die Vegetation der Weseraue bildeten und in ihrem Gesellschaftsgefüge sehr stabil waren. Es handelte sich um erlenreiche Eichenwälder, in denen Ulmus mit geringeren Anteilen als *Quercus robur* (Stieleiche) vertreten war und nur vereinzelt andere Bäume wie *Fraxinus* (Esche) vorkamen. *Salix* (Weide) spielte in der nur sehr schmalen, flußbegleitenden Weichholzaue dieser Zeit die Hauptrolle.

Nachdem der seßhaft werdende Mensch im Neolithikum zunächst kleinflächig die Wälder trockenerer Standorte gerodet hatte, zeichnen sich die ersten anthropogenen Einflüsse auf die Auenvegetation im Pollendiagramm Schünebusch während der ausgehenden Bronzezeit ab. *Alnus* erlitt während des Siedlungsmaximums der späten Bronze- und frühen Eisenzeit einen entscheidenden Einbruch. Der Erlenbruchwald, der die standorteigene Vegetation des Paläomäanders bildete, wuchs in diesem Zeitabschnitt weiterhin ungestört auf und lieferte den größten Teil des *Alnus*-Pollens. Die um ein Viertel reduzierten Erlenwerte sind infolgedessen auf die Nutzung der erlenreichen Hartholzauenwälder zurückzuführen und aufgrund des unverändert hohen Pollenniederschlags aus dem Erlenbruchwald umso stärker zu bewerten.

Die als Bauholzlieferant und für die Schweinemast geschätzten Eichen wurden geschont und zeigen in dieser Zeit erhöhte Pollenanteile (Abb. 6). In dem Maße, in dem die Frequenzen der Siedlungsanzeiger nach der Siedlungsperiode zurückgehen, breiteten sich die Erlen wieder aus und schlossen die durch Vieheintrieb und Holzeinschlag gelichteten Auenwälder im Raum Stolzenau. Etwa um Christi Geburt endete dann die Verfüllung des Paläomäanders am Schünebusch mit palynologisch auswertbaren Torfen. Ein anderer Paläomäander bei Estorf, 12 km nordwestlich vom Schünebusch, wurde zu dieser Zeit abgeschnitten. Auch die dort abgelagerten Torfe und Schluffmudden wurden pollenanalytisch untersucht.

Die römische Kaiserzeit und vielleicht auch noch die letzten Jahrhunderte vor der Zeitenwende sind durch hohe Pollenwerte der krautigen Pflanzen, Ackerunkräuter und Kulturpflanzenarten im Pollendiagramm Estorf gekennzeichnet. Die Ackerflächen befanden sich in den unmittelbar an den Paläomäander grenzenden und überflutungssicheren Niederterrassenbereichen, wo zahlreiche archäologische Funde eine dichte Besiedlung belegen (CASPERS 1993). Auch hier wurden die Erlen selektiv genutzt, während die Eichen so weit wie möglich erhalten wurden. In der Umgebung von Estorf war sowohl der Wald auf der trokkenen Niederterrasse als auch der Auenwald in größeren Arealen gerodet oder in kleine Restbestände aufgelöst, ähnlich wie es heute noch in der Hudelandschaft „Borkener Paradies" im Tal der Ems zu beobachten ist (BURRICHTER et al. 1980, POTT & HÜPPE 1991). Das geht aus dem hohen Anteil der Kräuter hervor, die rund 40 % des gesamten Pollenniederschlags in der Eisenzeit lieferten (CASPERS 1993).

Der Übergang von der Eisenzeit zur Völkerwanderungszeit wird dann von abnehmenden Pollenprozenten der Kultur- und kulturbegleitenden Arten bestimmt. Schließlich erreichen

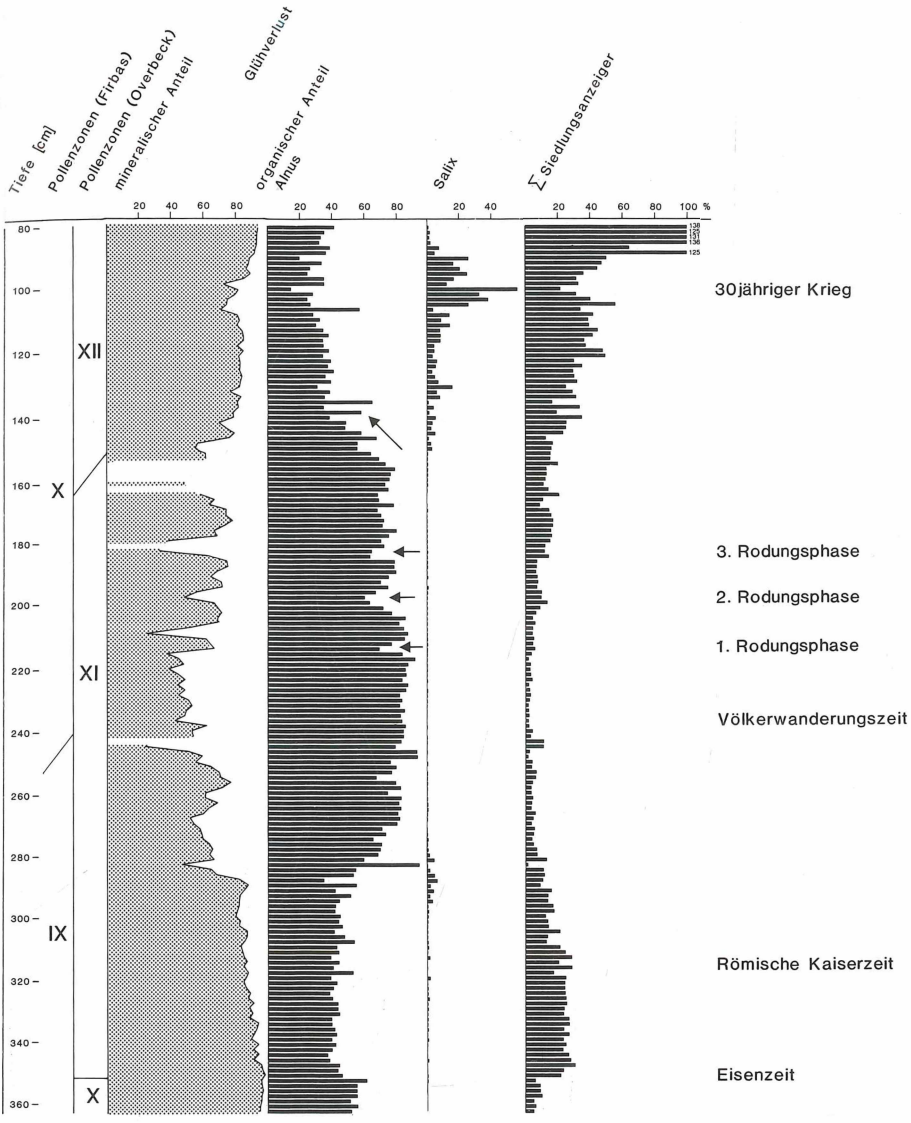


Abb. 7: Ausschnitt aus dem Pollendiagramm Estorf (Bezugssumme: Baumpollen = 100 %)

die Siedlungsanzeiger im mittleren Diagrammabschnitt die niedrigsten Werte des gesamten Pollendiagramms Estorf und dokumentieren damit eine starke Ausdünnung der ackerbäuerlichen Bevölkerung während der Völkerwanderungszeit. Als Folge des nachlassenden menschlichen Einflusses schlossen sich die Wälder, auch die Auenwälder, nahezu vollständig, sichtbar an rund 90 % Baumpollen an der Gesamtpollensumme. Daß die siedlungsanzeigenden Pollen, insbesondere die der Cerealia (Getreide), immerhin noch mit geringen Werten nachzuweisen sind, liegt wahrscheinlich an der auch während der Völkerwande-

rungszeit kontinuierlichen Besiedlung des westlichen Talrandes. Nur 3,5 km von Estorf entfernt wurden bisher mehr als 600 Gräber aus der Zeit von ca. 300-850 n.Chr. auf einem sächsischen Gräberfeld bei Liebenau ausgegraben (GENRICH 1960, HÄSSLER 1992).

Mit einer Wiederbelebung der Siedlungsaktivitäten ist gegen 600 n.Chr. zu rechnen, weil aus der deutlich steigenden Anzahl der Brandgräber zu dieser Zeit auf eine wachsende Bevölkerung geschlossen werden muß. Im Pollendiagramm Estorf wird diese Entwicklung durch drei kleinere Rodungsphasen begleitet, die sich in Depressionen der *Alnus*-Kurve und gleichzeitigen, wenn auch kleinen Gipfeln der Siedlungsanzeiger-Kurve ausdrücken (Abb. 7). Die in der Weseraue in Nutzung genommenen Flächen wurden aber nicht dauerhaft bewirtschaftet, sondern nach wenigen Jahrzehnten erneut von *Alnus* besiedelt, wie die nach den Rodungsphasen fast auf das alte Niveau ansteigenden Erlenwerte anzeigen. Wahrscheinlich wurden vor allem die erlendominierten Auenwälder der feuchten Standorte in Grünland umgewandelt; denn parallel zum Rückgang der *Alnus*-Frequenzen steigen die Werte von *Filipendula* (Mädesüß), einer Hochstaude, *Lythrum* (Weiderich), *Valeriana officinalis* (Baldrian) und der Ranunculaceae (Hahnenfußgewächse) an. Nach der dritten Rodungsphase, die etwa gegen 800 n. Chr. begann, erholten sich die Erlenbestände nicht mehr in dem Maße wie nach den beiden vorangegangenen. Anhand der Summenkurve der Siedlungsanzeiger ist festzustellen, daß die Wirtschaftsflächen im Früh- und frühen Hochmittelalter langsam und mit gewissen Schwankungen, aber doch kontinuierlich ausgeweitet wurden.

Der endgültige Erlenrückgang an der oberen Mittelweser muß im Zusammenhang mit der ersten Erwähnung der Estorfer Güter 1096 n.Chr. und den Klostergründungen von Schinna aus dem Jahre 1148 und von Loccum aus dem Jahre 1163 gesehen werden. Gerade von den Gütern aus wurden die fruchtbaren Böden der Weseraue genutzt. Die Wirtschaftsweisen der Gutsbewohner waren weniger auf die Niederterrassenbereiche ausgerichtet als die der ortsansässigen bäuerlichen Bevölkerung. Das läßt sich aus den Abgaben, vor allem Weizen, ableiten, die die Güter an das Herforder Kloster zu leisten hatten. Spätestens im 12. Jahrhundert war der Hartholzauenwald in großen Gebieten gerodet oder devastiert, und die vergleichsweise hoch gelegenen Flächen im Überflutungsbereich wurden als Äcker genutzt, die bis heute durch Langstreifenfluren zu belegen sind (TÜXEN 1983). Pollenanalytisch dienen die Sporen der beiden Lebermoose *Anthoceros laevis* und *Anthoceros punctatus* sowie der Pollen vom *Chenopodium polyspermum*-Typ, der durchschnittlich 20-30 Poren aufweist, als Indikatoren für den Sommergetreide- und Hackfruchtanbau auf den lehmigen Böden in der Weseraue (CASPERS 1993).

Die Vernichtung der Hartholzauenwälder wirkte sich seit dem 12. Jahrhundert auch auf die Eichen aus. Zwar waren es die letzten Bäume, die gefällt wurden, aber auch sie waren von der seit dem Hochmittelalter rasch vorangeschrittenen Devastierung der Wälder betroffen. Das Verhältnis der Baum- zu den Krautpollen beträgt in Pollenzone XII (nach OVERBECK 1975) etwa 1:2 und gibt Auskunft über die sich ausbreitende Waldarmut. Ab 1700 n.Chr. standen in Estorf selbst für den Hausbau nicht mehr genügend Eichen zur Verfügung, so daß zunehmend auch andere Hölzer in die Fachwerkskonstruktionen eingearbeitet werden mußten.

Solange im Wesertal der Hartholzauenwald zwar genutzt wurde, ansonsten aber doch noch weitestgehend intakt war, behinderte er die laterale Erosion erheblich, indem die Baumwurzeln das Sediment festhielten. Mit der Entwaldung der Aue verlagerte der Fluß seinen Lauf aber bedeutend schneller als zuvor. Die meisten der untersuchten Paläorinnen entstanden seit dem Hochmittelalter. Gleichzeitig wurde das Flußbett breiter und flacher, und gelegentlich gabelte sich die Weser (TÜXEN 1983). Dadurch wurde *Salix* (Weide) gefördert, die als Hauptelement der Weichholzaue von der Abflachung der Ufer und den ständigen Laufverlagerungen profitierte. Vor allem *Salix triandra* (Mandelweide), *Salix alba* (Silberweide) und *Salix viminalis* (Korbweide) sind als stockausschlagfähige Gehölze bekannt und überstehen auch starke Hochwasser, selbst wenn sie durch Eisgang beschädigt werden. Möglicherweise

drangen die Weiden als Pioniergehölze auch in Bereiche vor, die ehemals Standorte des Querco-Ulmetum waren. In jedem Fall dehnten sich die Arten der Weichholzaue aus und waren Nutznießer der anthropogenen Zurückdrängung der Hartholzaue, was sich im Diagramm durch steigende *Salix*-Anteile bei gleichzeitig absinkenden *Alnus*-Anteilen ausdrückt (Abb. 7).

Die Entwicklung, daß die Werte der Siedlungsanzeiger kontinuierlich steigen, wird in den neuzeitlichen Diagrammabschnitten nur noch ein einziges Mal unterbrochen, läßt man die nur ein oder zwei Pollenspektren erfassenden Schwankungen unberücksichtigt. Es ist die Zeit des 30jährigen Krieges (1618-1648), die durch eine deutliche Depression der siedlungsanzeigenden Pollenkurve in Erscheinung tritt. *Salix* reagierte auf den nachlassenden anthropogenen Druck mit einem Ausbreitungsschub und besiedelte nicht mehr bewirtschaftete Flächen. Wahrscheinlich ging die sukzessionsbiologische Entwicklung auf solchen Brachen aber nicht über Verbuschungsstadien hinaus. Schon bald erreichen die kulturanzeigenden Pollen die alten Werte, die sie vor Ausbruch des 30jährigen Krieges aufgewiesen haben, und zeigen in den obersten Pollenspektren, die ins 18. Jahrhundert einzustufen sind, einen explosionsartigen Anstieg.

4. Feinklastische Sedimentation im Spätglazial und Holozän

Das Tal der Mittelweser prägen heute oberflächlich anstehende, feinklastische Sedimente, die nicht nur auf die Aue beschränkt sind, sondern auch auf der Niederterrasse vorkommen. Der spätglazial abgelagerte Hochflutlehm wird dem holozän sedimentierten Auelehm gegenübergestellt (HINZE et al. 1989) und ist im Raum Stolzenau zweigeteilt. Die Rinnen des prä-allerödzeitlichen anastomosierenden oder furkativen Flußsystems schneiden sich zwischen Anemolter und Steyerberg in die zum Teil mit Hochflutlehm bedeckte Niederterrasse ein. Die stets feinsandreiche Fazies des Hochflutlehms wurde vor der Entstehung der muldenförmigen Rinnen, gegen Ende der Aufschotterung der Niederterrasse, von dem verwilderten Fluß sedimentiert und ist auch in anderen Flußabschnitten nachzuweisen. Der feinsandreiche Hochflutlehm wird aber nur selten mächtiger als einige Dezimeter.

Ebenfalls im Spätglazial wurde auf dem oberen Teil der Stolzenauer Terrasse ein schwach toniger Schluff mit nur geringen Feinsandanteilen abgelagert. Diese Hochflutlehm-Fazies ist an die vier großen Paläomäander gebunden und befindet sich dort sowohl in den Rinnen als auch auf den tiefgelegenen Gleithangbereichen der Mäanderzungen. Im Paläomäander am Schünebusch wird der Hochflutlehm an mehreren Stellen von zusammengeschwemmtem Laacher Tuff überlagert. Die Sedimentation des Hochflutlehms muß also schon vor mehr als 11 000 Jahren vor heute eingesetzt haben. Die Differenzierung dieses Hochflutlehms gegenüber dem ebenfalls auf der Stolzenauer Terrasse abgelagerten Auelehm ist schwierig und ohne pollenanalytische Datierungen oftmals unmöglich, zumal der Auelehm den Hochflutlehm in vielen Fällen überdeckt. Weder unterschiedliche Humusgehalte noch petrographische Unterschiede lassen eine Abgrenzung des Hochflutlehms vom Auelehm zu (LIPPS & CASPERS 1990, vgl. zu möglichen Differenzierungen auch STAUDE in HINZE et al. 1989). Beide Sedimente wurden bei Hochwasser außerhalb des Flußbetts von einem mäandrierenden Fluß unter sehr ähnlichen, wenn nicht sogar gleichen fluviatilen Bedingungen abgelagert.

Wiederholt zeigten pollenanalytische Untersuchungen, daß nach den Geländebefunden als Hochflutlehm eingestufte Sedimente erst im Mittelalter abgelagert wurden und durch hohe Pollenwerte von *Secale cereale* (Roggen), *Centaurea cyanus* (Kornblume), *Anthoceros laevis* und *Anthoceros punctatus* gekennzeichnet sind (CASPERS 1992). Die Schwierigkeiten, auf dem oberen Teil der Stolzenauer Terrasse Hochflut- und Auelehm voneinander zu trennen,

veranlaßten LIPPS & CASPERS (1990) auf eine Differenzierung zu verzichten und von Hochflut-/Auelehm zu sprechen. Die Unterscheidung des von einem verwilderten Fluß abgelagerten, feinsandreichen Hochflutlehms vom Hochflut-/Auelehm ist auch im Gelände problemlos zu bewerkstelligen und hat durchaus ihre Berechtigung.

Ein anderes Problem stellt die Abgrenzung des Hochflut-/Auelehms der Stolzenauer Terrasse und des in der Weseraue verbreiteten Auelehms gegenüber den Schluffmudden dar, die in Altarmen abgelagert werden. Genetisch gesehen sind diese Rinnensedimente Mischprodukte, die sich aus autochthonem organischen und allochthonem mineralischen Material zusammensetzen. Die Stillwassersedimentation, die während der längsten Zeit des Jahres zur Verlandung eines Altarmes beiträgt, erfolgt im wesentlichen durch Pflanzenreste und abgestorbene Algen und ist abhängig von der organischen Produktion des Gewässers, die u.a. durch Nährstoffgehalt, Temperatur und Lichteinfall beeinflußt wird. Nur während der Hochwasser ändern sich die Sedimentationsbedingungen, und es wird zum größten Teil feinklastisches Material abgesetzt. Dieser fluviatil herangeführte klastische Anteil überwiegt den organischen, vor Ort gebildeten bei weitem und ist der für die Verlandung der Altwasser entscheidende Faktor, obwohl die Aue und damit auch die Altarme nur kurzfristig überflutet werden. Bei häufigen Überschwemmungen oder einer geringen Biomasse-Produktion können die organischen Bestandteile in den Schluffmudden bis auf 3 % zurückgehen. Sie sind ähnlich niedrig wie beim Auelehm, in dem sie als Humus des abgeschwemmten Ausgangsmaterials zwischen 2,5 und 7,5 % Glühverlust verursachen (LIPPS 1987). Ausnahmsweise erreichen die Glühverluste in der spätglazialen Schluffmudde des Paläomäanders am Schünebusch sogar weniger als 3 % (Extremwert 1,8 %, vgl. CASPERS 1993) und wären nach der von MERKT, LÜTTIG & SCHNEEKLOTH (1971) vorgeschlagenen Definition (wenigstens 3 % organisches Material und mehr als 40 % Schluff, bezogen auf das Trockengewicht) in den entsprechenden Proben nicht mehr als Schluffmudde sondern als Seeschluff anzusprechen. Da die Bezeichnung Seeschluff bei dem überwiegend fluviatil angelieferten feinklastischen Material mißverständlich gewesen wäre und sich lediglich auf Einzelproben einer langen Probensequenz bezogen hätte, wurde der Begriff der Schluffmudde beibehalten. Diese Grenzfälle sind nicht nur auf das Spätglazial mit seiner temperaturabhängig geringen organischen Produktion beschränkt, sondern treten gleichfalls in den subborealen und vor allem subatlantischen Verlandungsserien auf. Auch im Paläomäander bei Estorf wurden in einer der basalen Proben lediglich 2,0 % Glühverlust registriert (Abb. 7).

Als schwierig hat es sich erwiesen, die Grenze zwischen Auelehm und Schluffmudde zu ziehen, wenn ein Altwasser nahezu verlandet ist und die limnische Sedimentation allmählich in die nur noch bei Hochwasser stattfindende Auelehmsedimentation übergeht. Obwohl diese Übergänge bisweilen nicht sicher dem einen oder anderen Sedimenttyp zuzuschlagen sind, ist die Geländeansprache der meisten Sedimente problemlos möglich, da Pflanzenhäcksel und die schmierig-seifige Konsistenz, die durch abgestorbene Algen hervorgerufen wird, die Schluffmudde auszeichnen. Die Gliederung der Seeablagerungen (MERKT, LÜTTIG & SCHNEEKLOTH 1971) läßt genügend Spielraum, auch die sehr stark minerogen geprägten Schluffmudden des fluviatilen Faziesbereichs in dieses Schema zu fassen.

Auch wenn die in Paläorinnen weit verbreiteten Schluffmudden mit den Auelehmen eng verwandt sind, dürfen also nicht alle feinklastischen Sedimente der Talauen als Auelehm angesprochen werden; denn es bestehen grundsätzliche, genetische Unterschiede zwischen den flächenhaft sedimentierten Auelehmen und den in Altarmen abgesetzten Schluffmudden.

Auelehm wird vorwiegend von Flüssen mit einem zumindest teilweise lößbedeckten Einzugsgebiet abgelagert und bildet als Hochflutsediment den Abschluß der fluviatilen Serie (SCHIRMER 1983), die beim mäandrierenden Fluß durch eine Abnahme der Korngröße von der Flußbettsohle zu den Hochwasserablagerungen charakterisiert ist. Die Ursachen der Auelehmablagerung wurden schon zu Beginn der Flußgeschichtsforschung kontrovers dis-

kutiert. Einerseits wurden klimatische Gründe, andererseits agrarbäuerliche Wirtschaftsweisen als maßgeblich für seine Entstehung angesehen. Im Falle einer größtenteils anthropogen bedingten Sedimentation können, je nach dem Zeitpunkt der Erstbesiedlung, keine älteren als jungatlantische oder subboreale Auelehme abgelagert worden sein. Altatlantische oder sogar präboreal/boreale Auelehme wären als Beweis für eine hauptsächlich klimagesteuerte Sedimentation anzusehen. Doch genau an diesem Punkt beginnen die Probleme; denn Auelehme wurden bislang zumeist nur indirekt datiert, indem beispielsweise unterlagernde Torfe oder Mudden untersucht wurden, wobei Hiaten zwischen Auelehm und datiertem organischem Sediment oftmals nicht auszuschließen sind. Auch 14C-Datierungen von Holzstücken oder Bodenbildungen im Auelehm haben sich des öfteren als unzutreffend herausgestellt, da sowohl ganze Baumstämme als auch Humus erodierter älterer Böden im fluviatilen Faziesbereich umgelagert werden.

Durch eine am Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung neu entwickelte Aufbereitungsmethode ist es seit einigen Jahren möglich, unter Einsatz von kalter Flußsäure, 10 µm-Sieben und Ultraschall Pollen auch aus Auelehmproben so weit anzureichern, daß eine direkte pollenanalytische Datierung gelingt. Gelegentliche Kontaminationen alter Ablagerungen durch junge Pollen sind fast immer am Erhaltungszustand der Pollenkörner zu erkennen. Jüngere Pollen können durch Trocknungsrisse in den obersten Teil des Auelehms eindringen. Aber selbst in dem extrem trockenen Sommer 1992 reichten Trockenrisse nur maximal 15 cm tief in den Auelehm hinein. Pollenanalytische Einzeldatierungen werden dadurch jedoch nicht beeinträchtigt, weil die Sedimentationsrate der Lehme in der Regel höher ist als die zeitliche Auflösung, die mit ihnen erreicht werden kann.

Die zahlreichen eigenen und die von MÜLLER (1987) durchgeführten pollenanalytischen Datierungen von Auelehmproben zeigten, daß die Sedimentation des ältesten Auelehms an der Mittelweser in der Bronzezeit (vgl. auch LIPPS 1988) und nicht im Boreal begann, wie LÜTTIG (1960) für diesen als qh(1) bezeichneten Auelehm annahm. Eine Rinne mit atlantischen Rinnensedimenten südöstlich von Lemke, die möglicherweise den Auelehm zerschnitten haben könnte, wurde als Hinweis auf eine entsprechend früh einsetzende Auelehmbildung angesehen (LÜTTIG & MEYER 1980). Bei weiteren Bohrungen wurden die atlantischen Sedimente auch unter dem qh(1)-Auelehm nachgewiesen. Auch den Glühverlustbestimmungen des pollenanalytisch bearbeiteten Profils Schünebusch sind keine Hinweise auf Auelehmbildung vom Präboreal bis zum Beginn des Subboreals zu entnehmen. Die mineralische Komponente in den zu dieser Zeit abgelagerten Torfen weist die niedrigsten Werte des gesamten Profils auf (Abb. 6). Erst als der Mensch im Subboreal begann, Ackerbau zu treiben, wurde bei Hochwasser feinklastisches Material in dem Paläomäander abgelagert, so daß der Glührückstand subborealer Proben zunimmt. Fast zeitgleich mit der bronzezeitlichen Kulmination der Siedlungsanzeiger und den ersten Nutzungen der erlenreichen Auenwälder erreichen die Glührückstände ihr erstes postglaziales Maximum. Sobald der Siedlungsdruck nachließ und sich die Auenwälder regenerierten, nimmt auch die mineralische Komponente in den Torfen ab.

Die enge Korrelation der Summenkurve der Siedlunganzeiger, der Bewaldungsdichte und der Glühverluste ist auch im Profil Estorf festzustellen (Abb. 7). Die Schwankungen der Glühverluste bzw. das Fehlen der Messungen im mittleren Teil des Profils sind darauf zurückzuführen, daß der Paläomäander in dieser Zeit durch Ablagerungen eines Erlenbruchwalds verlandete. Aus einem Bruchwaldtorf sind wegen der zahlreichen Holzstücke kaum homogene Proben für Glühverlustbestimmungen zu entnehmen. Trotz der Schwankungen wird die grundsätzliche Tendenz deutlich: Die Völkerwanderungszeit ist durch geringe Einschwemmungen charakterisiert, und selbst die Wirren des 30jährigen Krieges zeichnen sich in vorübergehend zunehmenden Glühverlusten ab.

Zeiten, in denen die Bewaldungsdichte gering war und vor allem auch die Auenwälder in Mitleidenschaft gezogen waren, sind als die Phasen der Auelehmbildung anzusehen. Die

mächtigen Auelehmdecken, die die Talaue auskleiden, wurden erst seit der Bronzezeit abgelagert. Im Subatlantikum wurden durch starke Flußverlagerungen große Flächen des ältesten Auelehms erodiert, so daß der mittelalterliche, als qh(2) bezeichnete Auelehm heute in der Weseraue am weitesten verbreitet ist. Im Alt- und Mittelholozän, bis zum Beginn des Subboreals, spielte die Sedimentation feinklastischen Materials bei Hochwasser an der Mittelweser praktisch keine Rolle; Auelehme dieser Zeit konnten bisher nicht nachgewiesen werden. Der Boden wurde unter den natürlichen, noch nicht vom Menschen gerodeten Wäldern offensichtlich in weit geringerem Maße erodiert und in die Flußtäler geschwemmt, als es nach der neolithischen Revolution der Fall war, die im nordwestdeutschen Flachland durch die Trichterbecherleute gegen 3000-2800 v.Chr. stattfand. In Altsiedelgebieten der Bandkeramiker, wie zum Beispiel an Weißer Elster und Pleiße (Thüringen - Sachsen-Anhalt), wurde auch schon im Atlantikum Auelehm abgelagert. Aber bereits wenige Kilometer außerhalb dieser bereits gegen ca. 5000-4500 v.Chr. unter Kultur genommenen Flächen läßt sich kein atlantischer Auelehm mehr nachweisen (HILLER, LITT & EISSMANN 1991, LITT 1992). Auch diese Befunde sprechen für eine auf indirektem Wege ganz überwiegend anthropogen gesteuerte Auelehmsedimentation.

Danksagung

Für die zahlreichen Anregungen und Gespräche bedanke ich mich bei meinem Doktorvater, Herrn Prof. Dr. R. POTT vom Geobotanischen Institut der Universität Hannover, sowie Herrn Dr. C. HINZE und Herrn Dr. H. JORDAN vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung (NLfB), die das Forschungsvorhaben „Holozäne Flußentwicklung im nordwestdeutschen Flachland" bei der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) beantragten und betreuten. Der DFG danke ich für die großzügige finanzielle Unterstützung. Herr H. TOMS (NLfB) half mir freundlicherweise bei der englischen Zusammenfassung dieser Arbeit.

5. Literatur

BEHRE, K.-E. (1966): Untersuchungen zur spätglazialen und frühpostglazialen Vegetationsgeschichte Ostfrieslands. - Eiszeitalter u. Gegenwart **17**: 69-84, Öhringen/Württ.

BURRICHTER, E. (1973): Die potentielle natürliche Vegetation in der Westfälischen Bucht. - Landeskdl. Karten u. Hefte d. Geogr. Komm. f. Westf., Reihe: Siedl. u. Landsch. **8**: 58 S., Münster.

BURRICHTER, E., POTT, R. & FURCH, H. (1988): Die potentielle natürliche Vegetation. - Geograph.-landeskdl. Atlas v. Westf., Lief. 3. Doppelbl.: Text- u. Kartenteil: 42 S., Münster.

BURRICHTER, E., AMELUNXEN, F., VAHL, J. & GIELE, T. (1968): Pollen- und Sporenuntersuchungen mit dem Oberflächen-Rasterelektronenmikroskop. - Z. Pflanzenphysiol. **59**: 226-237, Stuttgart.

BURRICHTER, E., POTT, R., RAUS, T. & WITTIG, R. (1980): Die Hudelandschaft „Borkener Paradies" im Emstal bei Meppen. - Abh. Landesmus. Naturkd. **42**(4): 69 S., Münster.

CASPERS, G. (1992): Holozäne Flußentwicklung im nordwestdeutschen Flachland. - Ber. Arch. NLfB 110253, unveröff. Ber. z. DFG-Projekt Hi 355/2,(1): 44 S., (2): 91 S., Hannover.

CASPERS, G. (1993): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen zur Flußauenentwicklung an der Mittelweser im Spätglazial und Holozän. - Abh. Westf. Mus. f. Naturkd. **55** (1): 101 S., Münster.

ERDTMAN, G. (1954): An introduction to pollen analysis. - 239 S., Waltham, Mass.

FRENZEL, H. (1930): Entwicklungsgeschichte der sächsischen Moore und Wälder seit der letzten Eiszeit. - Abh. sächs. geol. Landesamt **9**: 119 S., Dresden.

GENRICH, A. (1960): Der Friedhof Liebenau und seine Bedeutung für die Besiedlungs- und Kulturgeschichte des Mittelwesergebietes. - Die Kunde, Mitt. nieders. Landesver. Urgesch. NF **11**: 60-65, Hannover.

GRAHLE, H.-O. & MÜLLER, H. (1967): Das Zwischenahner Meer. - Oldenburger Jb. **66**: 83-121, Oldenburg.

HÄSSLER, H.-J. (1992): Das sächsische Gräberfeld bei Liebenau, Kreis Nienburg (Weser). - Stud. z. Sachsenforsch. **5**, 3: (im Druck), Hildesheim.

HILLER, A., LITT, T. & EISSMANN, L. (1991): Zur Entwicklung der jungquartären Tieflandstäler im Saale-Elbe-Raum unter besonderer Berücksichtigung von 14C-Daten. - Eiszeitalter u. Gegenwart **41**: 26-46, Hannover.

HINZE, C., JERZ, H., MENKE, B. & STAUDE, H. (1989): Geogenetische Definitionen quartärer Lockergesteine für die Geologische Karte 1:25000 (GK 25). - Geol. Jb. A **112**: 243 S., Hannover.

KALICKI, T. (1987): Late glacial paleochannel of the Vistula river in Krakow-Nowa Huta. - Studia Geomorpholigica Carpartho-Balcanica **21**: 93-108, Krakau.

KOZARSKI, S. (1983): The holocene generation of paleomeanders in the Warta river valley, great polish lowlands. - Geol. Jb. A **71**: 109-118, Hannover.

KOZARSKI, S., GONERA, P. & ANTCZAK, B. (1988): Valley floor development and palaeohydrological changes: The late Vistulian and holocene history of the Warta river (Poland). - In: LANG, G. & SCHLÜCHTER, C. (Hrsg.): Lake, mire and river environments during the last 15000 years. - 185-203, Rotterdam.

LANGE, W. & MENKE, B. (1967): Beiträge zur frühpostglazialen erd- und vegetationsgeschichtlichen Entwicklung im Eidergebiet, insbesondere zur Flußgeschichte und zur Genese des sogenannten Basistorfes. - Meyniana **17**: 29-44, Kiel.

LIPPS, S. (1987): Fluviatile Dynamik nordwestdeutscher Flüsse im Jungquartär. - Ber. Arch. NLfB 101213, unveröff. Ber. z. DFG-Projekt Hi 355/1: 66 S., Hannover.

LIPPS, S. (1988): Fluviatile Dynamik im Mittelwesertal während des Spätglazials und Holozäns. - Eiszeitalter u. Gegenwart **38**: 78-86, Hannover.

LIPPS, S. & CASPERS, G. (1990): Spätglazial und Holozän auf der Stolzenauer Terrasse im Mittelwesertal. - Eiszeitalter u. Gegenwart **40**: 111-119, Hannover.

LITT, T. (1992): Fresh investigations into the natural and anthropogenically influenced vegetation of the earlier Holocene in the Elbe-Saale Region, Central Germany. - Veget. Hist. Archaeobot. **1**: 69-74, Berlin - Heidelberg.

LÜDI, W. (1930): Die Methoden der Sukzessionsforschung in der Pflanzensoziologie. - Handb. d. biol. Arbeitsmeth. XI, 5: 527-728, Abderhalden.

LÜTTIG, G. (1960): Zur Gliederung des Auelehms im Flußgebiet der Weser. - Eiszeitalter u. Gegenwart **11**: 39-50, Öhringen/Württ.

LÜTTIG, G. & MEYER, K.-D. (1980): Geologische Karte von Niedersachsen 1:25000, Blatt 3320 Liebenau. - 118 S., Hannover.

MEINKE, K. (1992): Die Entwicklung der Weser im nordwestdeutschen Flachland während des jüngeren Pleistozäns. - Diss.: 114 S., Göttingen.

MENGELING, H. (1986): Geologische Karte von Niedersachsen 1:25000, Blatt 3514 Vörden. - 125 S., Hannover.

MERKT, J., LÜTTIG, G. & SCHNEEKLOTH, H. (1971): Vorschlag zur Gliederung und Definition der limnischen Sedimente. - Geol. Jb. **89**: 607-623, Hannover.

MÜLLER, H. (1987): Zusammenfassung der Ergebnisse der in den letzten 20 Monaten an Proben aus dem Wesertal zwischen Liebenau und Achim durchgeführten palynologischen Untersuchungen. - Ber. Arch. NLfB 101213, Anhang z. unveröff. Ber. z. DFG-Projekt Hi 355/1: 13 S., Hannover.

OVERBECK, F. (1975): Botanisch-geologische Moorkunde. - 719 S., Neumünster.

POTONIE, R. (1934): Zur Mikrobotanik der Kohlen und ihrer Verwandten. - Arb. Inst. Paläobot. **4**: 125 S., Berlin.

POTT, R. & HÜPPE, J. (1991): Die Hudelandschaften Nordwestdeutschlands. - Abh. Westf. Mus. f. Naturkd. **53** (1/2): 313 S., Münster.

SCHIRMER, W. (1983): Die Talentwicklung an Main und Regnitz seit dem Hochwürm. - Geol. Jb. A **71**: 11-43, Hannover.

SCHMIDT, B. (1977): Der Aufbau von Jahrringchronologien im Holozän mit Eichen (*Quercus* sp.) aus dem Rhein-, Weser- und Werregebiet. - In: FRENZEL, B. (Hrsg.): Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa. - 91-98, Wiesbaden.

SCHUBERT, T. (1987): Terrestrische Paläoklimatologie - Wechselwirkung Klima-Mensch in der Auelehmsedimentation. - Ber. Arch. NLfB 102056, unveröff., 93 S., Hannover.

STREET, M. (1986): Ein Wald der Alleröd zeit bei Miesenheim, Stadt Andernach (Neuwieder Becken). - Arch. Korrespondenzbl. **16**: 13-22, Mainz.

TÜXEN, J. (1983): Vor- und Frühgeschichte/Dorfentwicklung. - In: Gemeinde Leese (Hrsg.): 800 Jahre Gemeinde Leese. - 13-108, Stadthagen.

VANDENBERGHE, J., BOHNCKE, S., LAMMERS, W. & ZILVERBERG, L. (1987): Geomorphology and palaeoecology of the Mark valley (southern Netherlands): geomorphological valley development during the Weichselian and Holocene. - Boreas **16**: 55-67, Oslo.

WOLF, L. (1991): Die Niederterrassen der Zwickauer Mulde, der Chemnitz und der Zschopau. - Z. geol. Wiss. **19**: 347-363, Berlin.

WORTMANN, H. (1968): Die morphogenetische Gliederung der Quartärbasis des Wiehengebirgsvorlandes in Nordwestdeutschland. - Eiszeitalter u. Gegenwart **19**: 227-239, Öhringen/Württ.

Manuskript eingegangen: 04.01.1993

Anschrift des Autors:

Dr. Gerfried CASPERS
Niedersächsisches Landesamt
für Bodenforschung
Stilleweg 2
30655 Hannover

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Berichte der Naturhistorischen Gesellschaft Hannover

Jahr/Year: 1993

Band/Volume: 135

Autor(en)/Author(s): Caspers Gerfried

Artikel/Article: Fluviatile Geomorphodynamik und Vegetationsentwicklung im Tal der Weser seit dem Spätglazial 29-48