

FID Biodiversitätsforschung

Decheniana

Verhandlungen des Naturhistorischen Vereins der Rheinlande und
Westfalens

Die glazialmorphologische Entwicklung der Bönninghardt (Niederrhein)
aus sedimentologischer Sicht - mit 3 Abbildungen

Siebertz, Helmut

1985

Digitalisiert durch die *Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg, Frankfurt am Main* im
Rahmen des DFG-geförderten Projekts *FID Biodiversitätsforschung (BIOfid)*

Weitere Informationen

Nähere Informationen zu diesem Werk finden Sie im:

Suchportal der Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg, Frankfurt am Main.

Bitte benutzen Sie beim Zitieren des vorliegenden Digitalisats den folgenden persistenten
Identifikator:

[urn:nbn:de:hebis:30:4-191089](https://nbn-resolving.org/urn:nbn:de:hebis:30:4-191089)

Die glazialmorphologische Entwicklung der Bönninghardt (Niederrhein) aus sedimentologischer Sicht

Helmut Siebertz

Mit 3 Abbildungen

(Eingegangen am 2. 5. 1984)

Kurzfassung

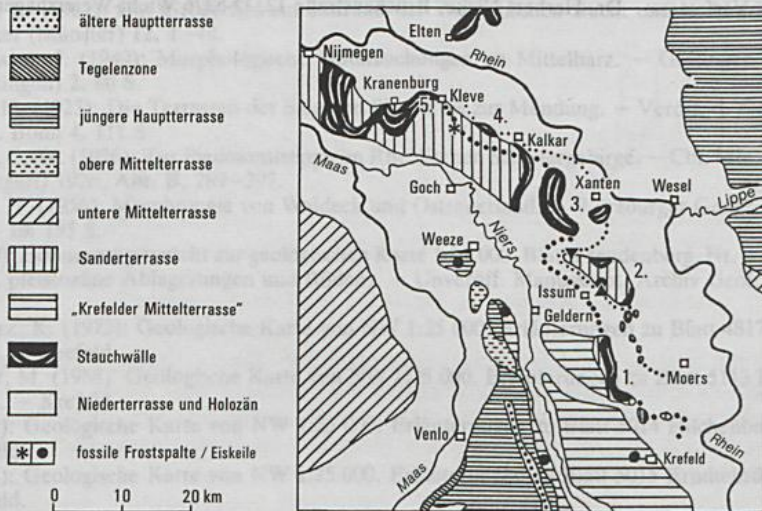
Die Bönninghardt am Niederrhein wurde im Saale-Glazial (Drenthe-Stadial) von zwei Gletschervorstößen gebildet. Vom ersten Gletschervorstoß sind die Sedimente der Rückzugsphase erhalten, vom zweiten Vorstoß sind lokal die Sedimente der Vorschüttphase und die Grundmoräne nachzuweisen. Diese liegen auf den Sedimenten der Rückzugsphase des ersten Gletschervorstoßes.

Abstract

During the Saale-Ice-Age (Drenthe-Stadial) two ice advances can be described in the region Bönninghardt (Lower Rhine area). From the first ice advance the sediments of the recessional phase can be described only. Of the second ice advance frontal apron of a glacier and ground moraine are found. Both are deposited on the sediments of the recessional phase of the first ice advance.

1. Einleitung

Im Drenthe-Stadium (Amersfoort-Stadium) erreichte das von Skandinavien vorrückende Inlandeis den Niederrhein. Die Gletscher hinterließen eine glazialmorphologisch geprägte Landschaft, die sich aus Stauchwällen, Sanderflächen und Grundmoränenablagerungen zusammensetzt.



1. Schaephuyser Höhenzug 2. Bönninghardt 3. Hochwald von Xanten
4. Stauchwall von Moyland 5. Stauchwälle von Kleve-Kranenburg
▼ A156 Neußer-Staffel / Louisendorf-Staffel
▲ A157 Kamper-Staffel / Moyland-Staffel

Abbildung 1. Geomorphologische Skizze des Niederrheingebietes mit Eisrandlagen (verändert nach WAGNER 1968).

Der Niederrheinische Höhenzug (Abb. 1) wird von Stauchwällen und Sanderterrassen aufgebaut, die von verschiedenen Eisloben gebildet wurden. Nach THOME (1959, 1984) liegt die Bönninghardt im Stoßschatten des Moerser- und Xantener-Lobus (vgl. Abb. 11 in BRAUN & THOME 1978). Dies hatte glazialmorphologisch zur Folge, daß die Gletscher keine nennenswerten Stauchwälle bildeten, dafür aber eine ausgedehnte Sanderterrasse hinterließen.

In dieser Sanderterrasse befinden sich zur Zeit vier Aufschlüsse, die für die Rekonstruktion quartärmorphologischer Prozesse von Bedeutung sind. Mit Hilfe von Sedimentanalysen und der eingelagerten Grundmoräne wird versucht, eine Rekonstruktion der Gletschervorstöße im Raum der Bönninghardt durchzuführen.

2. Die Bedeutung der Gliederung von Eisrandablagerungen für die Rekonstruktion von Gletschervorstößen

Die Schmelzwasserablagerungen besitzen keine einheitliche Zusammensetzung; dies ist abhängig vom Gletschervorstoß und -rückzug sowie von der Fließdynamik des Schmelzwassers. So werden beim Vorrücken des Gletschers allgemein gröbere Sedimente abgelagert, die als Vorschüttsande bezeichnet werden. Dies ist durchaus verständlich, weil beim Vorrücken des Gletschers von den Schmelzwässern immer wieder frisches aufgearbeitetes Material vor der Gletscherstirn abgelagert werden kann, so daß die Schmelzwässer durchweg gröbere Sedimente zur Ablagerung bringen können.

Auf diesen Vorschüttsanden lagert der Gletscher die Grundmoräne ab, der beim Abtauen entsprechend der Materialbeschaffenheit (meist) feinere Sander sedimente aufgelagert werden; diese werden Nachschüttsande genannt. Mit dem Eiszerfall werden schließlich in abflußlosen Becken die feinsten Sedimente abgelagert; man spricht dann von Beckensedimenten.

Die stratigraphische Abfolge von Vorschüttsanden im Liegenden und Nachschüttsanden im Hangenden, getrennt durch eine (meist block- und schuttbeladene) Grundmoräne, nennt HECK (1961) einen glaziären Zyklus. Mit diesem glaziären Zyklus lassen sich Aussagen über das Vorrücken und Zurückweichen des Gletschers durchführen.

Anhand zahlreicher Sedimentanalysen hat SIEBERTZ (1983) eine Klassifikation der Vorschütt-, Nachschütt- und Beckensedimente aufgestellt, mit deren Hilfe die Gletschervorstöße im Raum Louisendorf-Moyland (nördlicher Niederrheinischer Höhenzug) beschrieben werden konnten (Tab. 1 in SIEBERTZ 1983). Die Untersuchungen ergaben, daß am Niederrhein die Sedimente des glaziären Zyklus im allgemeinen nur in der horizontal-flächenhaften Ausdehnung vorhanden sind – dies trifft auch für die Bönninghardt zu – und selten als vertikal-stratigraphische Abfolge vorkommen, wie sie von THIERMANN (1970a, b) in Westfalen beschrieben wurden.

Das Fehlen von ausgeprägten Stauchwällen bei Louisendorf-Moyland (Uedemer-Hochfläche) sowie in der Bönninghardt (Abb. 1) führte zu der Annahme, daß diese Sanderflächen genetisch als Ablagerung im Stoßschatten zwischen zwei Eisloben zu deuten sind (vgl. SIEBERTZ 1980; THOME 1959, 1984). Nach GRIPP (1975) aber können Sanderablagerungen durchaus als Endmoränenvertreter angesprochen werden, wie dies im Raum Louisendorf-Moyland (Louisendorf-Staffel in Abb. 1) von SIEBERTZ (1983) geschehen ist. Dies bedeutet, daß den Stauchwällen und Sanderflächen für die Rekonstruktion von Gletschervorstößen gleich große Bedeutung zukommt. Deshalb ist es wichtig, Kenntnisse über die Sander sedimente und deren Lagerungsverhältnisse zu erhalten, weil sie für die Lösung glazialmorphologischer Prozesse unentbehrlich sind.

3. Aufschlußbeschreibungen

Das Aufschlußprofil A 157 im Kalksandsteinwerk bei Issum (r 25.31440, h 57.13400; Abb. 1) besitzt eine Gesamtmächtigkeit von etwa 10 m (Abb. 2). Die Profildbasis beginnt mit einer aus Feinsand (78%) zusammengesetzten Sedimentschicht (P_1); sie ist lokal von kleinen Kiesbändern durchsetzt. Der Profilabschnitt (P_2) besteht aus einem Sand- und Kiesabschnitt, der sich hauptsächlich aus Feinsand (75%) und untergeordnet aus Grob- und Mittelsand (18%) aufbaut. Beide Profilabschnitte zeigen Deltaschichtungen (Abb. 2).

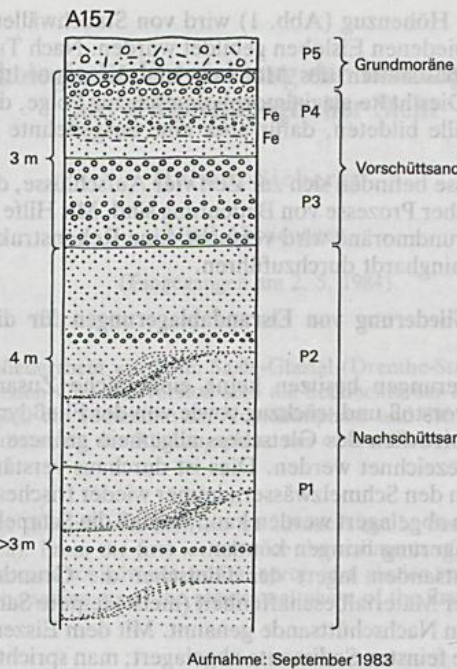


Abbildung 2. Abgedecktes quartärmorphologisches Profil A 157
(r 25.31440, h 57.13400).

Die Profilabschnitte (P_1) und (P_2) bestehen aus Nachschüttungsanden; sie werden im Profilaufbau von einem kiesreichen Sedimentabschnitt (P_3) abgelöst, der vornehmlich aus Grob- und Mittelsand (89%) aufgebaut ist. Der Profilabschnitt (P_3) bildet den Vorschüttungsand; dieser wird im Hangenden von einem sandig-kiesigen, lokal von geringmächtigen, sandig-lehmigen Abschnitten mit Fe-Anreicherungen durchsetzten, in Grobkies und Blockwerk übergehenden Abschnitt (P_4) aufgebaut, der die Basis der Grundmoräne bildet. Die Grundmoräne (P_5) besteht aus einem 30–50 cm mächtigen lehmig-sandigen Abschnitt, welcher unregelmäßig von Kiesern durchsetzt ist und zu einer hell-beigen Matrix verwittert ist (Abb. 2).

Das Sedimentprofil des Aufschlusses A 156 im Nordwesten der Bönninghardt (r 25.27400, h 57.18000; Abb. 1) zeigt eine Zusammensetzung, die durchweg Sedimente der Nachschüttungsphase enthält (Abb. 3). Die Basis (P_1) zeigt Deltaschichtungen, die auf ein unruhiges Sedimentationsmilieu hinweisen, wie dies in den Basisabschnitten des Aufschlusses A 157 der Fall ist. Lokal sind im Profilaufbau gering mächtige Grobsandablagerungen eingeschaltet. Außer dem (P_3)-Abschnitt, der sehr kiesreich ist, beinhalten die Sedimente nur geringe Kiesmengen. Mit zunehmender Sedimentfeinheit haben sich aufgrund von Staunässe Eisenoxidationen gebildet (Abb. 3).

Das Sedimentprofil wird im Hangenden von einer 85 cm mächtigen Grundmoräne abgeschlossen (Abb. 3); sie ist zu einer braunen, kiesig-sandigen, stellenweise auch lehmigen Matrix verwittert, die von nordischem Geschiebe durchsetzt ist. Diese bestehen (meist) aus sehr grobem Blockwerk (Längsachse der gefundenen Geschiebe bis zu 60 cm). Dieser Grundmoräne fehlen an der Basis die groben Geröll- und Blockablagerungen, wie sie im Profil A 157 anzutreffen sind.

Das Profil des Aufschlusses A 161 (r 25.33380, h 57.16690) im Osten der Bönninghardt hat eine Mächtigkeit von 8 m. Die Sedimentanalysen zeigen, daß es sich um Nachschüttungsanden handelt. Diese sind von zahlreichen Kiesbändern durchzogen, deren Anteil im Hangenden rapide zunimmt (1,50 m mächtig), wie dies im Aufschluß A 157 beobachtet wurde.

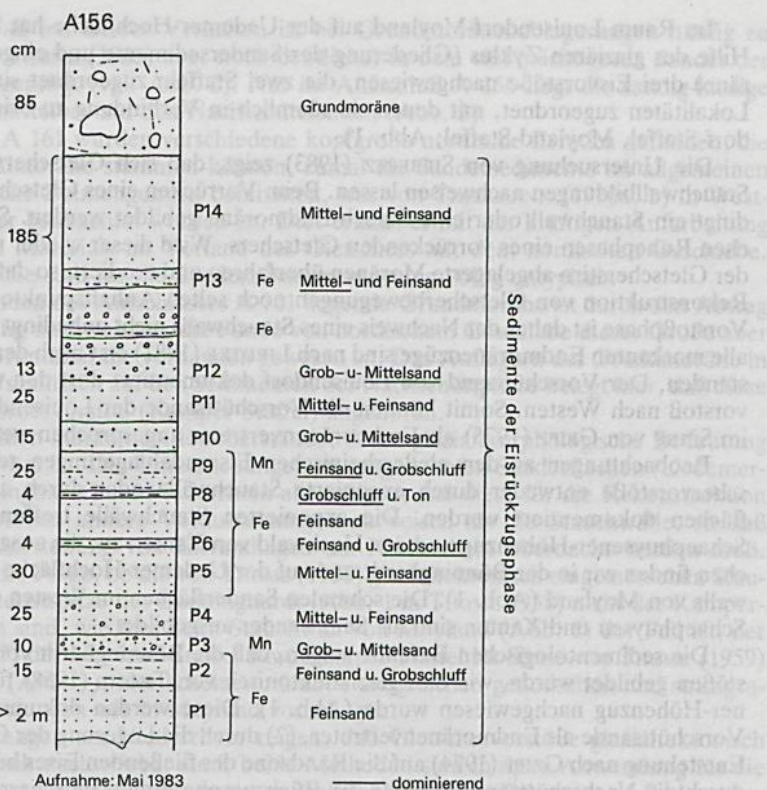


Abbildung 3. Abgedecktes quartärmorphologisches Profil A 156 (r 25.27400, h 57.18000).

Die Grundmoräne ist nicht mehr eindeutig nachzuweisen, jedoch weisen große Brocken nordischer Erratica im Aufschluß auf das ehemalige Vorhandensein einer Grundmoräne hin.

Die sedimentologischen Ergebnisse an der 7 m mächtigen Aufschlußwand in A 160 (r 25.32810, h 57.11840) im Südwesten der Bönninghardt zeigen Nachschüttsandcharakter, jedoch ist der Kiesanteil in diesem Aufschluß extrem hoch und für den Sander völlig untypisch. Das Verhältnis des Kiesanteils zum Sand beträgt hier etwa 3:1. Im Hangenden (etwa 2,50 m mächtig) ist eine fast reine Kiesschicht ausgebildet, wie sie in A 157 und A 161 vorhanden ist. Die Grundmoräne ist hier nicht nachweisbar.

4. Diskussion der Befunde

THOME (1958) hat die südlichen Stauchwälle des Niederrheinischen Höhenzuges westlich von Moers glazialtektonisch untersucht. Er kam zu dem Ergebnis, daß die Gletscher am Niederrhein zweimal vorstießen; dies kommt in den beiden Stauchwällen (Schaephuysener-Höhenzug; Hochwald von Xanten) deutlich zum Ausdruck. Nach THOME (1959) reichte der erste Vorstoß (Neußer-Staffel) am weitesten nach Westen, während der zweite Vorstoß (Kamper-Staffel) nicht mehr die Ausdehnung des ersten erreichte (Abb. 1).

Damit waren die Gletschervorstöße und die Eisrandbildungen am linken Niederrhein durch die Stauchwälle zunächst festgelegt. Offen blieben dabei die nicht durch Stauchwälle oder Stauch-Endmoränen dokumentierten Ablagerungen, die Sander der Uedemer-Hochfläche im Norden westlich von Kalkar und der Bönninghardt im Süden des Niederrheinischen Höhenzuges (Abb. 1).

Im Raum Louisendorf-Moyland auf der Uedemer-Hochfläche hat SIEBERTZ (1983) mit Hilfe des glaziären Zyklus (Gliederung der Sandersedimente und eingelagerter Grundmoräne) drei Eisvorstöße nachgewiesen, die zwei Staffeln zugeordnet sind. Sie wurden den Lokalitäten zugeordnet, mit denen sie räumlich in Verbindung zu bringen sind (Louisendorf-Staffel, Moyland-Staffel; Abb. 1).

Die Untersuchung von SIEBERTZ (1983) zeigt, daß sich Gletschervorstöße auch ohne Stauchwallbildungen nachweisen lassen. Beim Vorrücken eines Gletschers muß nicht unbedingt ein Stauchwall oder eine Stauch-Endmoräne gebildet werden. Stauchwalle entsprechen Ruhephasen eines vorrückenden Gletschers. Wird dieser wieder mobil, so werden an der Gletscherstirn abgelagerte Moränen überfahren und erodiert, so daß schließlich für eine Rekonstruktion von Gletscherbewegungen noch selten Anhaltspunkte vorliegen. Für eine Vorstoßphase ist daher der Nachweis eines Stauchwalls nicht unbedingt zwingend, denn fast alle markanten Endmoränenzüge sind nach LIEDTKE (1981) erst nach der Abschmelzzeit entstanden. Der Vorschütttsand von Louisendorf dokumentiert dort den weitesten Gletschervorstoß nach Westen. Somit können die Vorschütttsande der Louisendorf-Staffel (Abb. 1) im Sinne von GRIPP (1975) als Endmoränenvertreter angesprochen werden.

Beobachtungen an den niederrheinischen Eisrandablagerungen zeigen, daß die Gletschervorstöße entweder durch exponierte Stauchwalle oder durch ausgedehnte Sanderflächen dokumentiert werden. Die exponierten Stauchwalle treffen zweifellos für den Schaephuysener-Höhenzug und den Hochwald von Xanten zu; die ausgedehnten Sanderflächen finden wir in der Bönninghardt und auf der Uedemer-Hochfläche westlich des Stauchwalls von Moyland (Abb. 1). Die schmalen Sanderflächen im Westen der Stauchwalle von Schaephuysen und Xanten sind als Saumsander ausgebildet.

Die sedimentologischen Befunde zeigen, daß die Bönninghardt von zwei Gletschervorstößen gebildet wurde, wie dies glazialtektonisch von THOME (1958) für den Schaephuysener-Höhenzug nachgewiesen wurde (Abb. 1). Diese werden dokumentiert (1) durch die Vorschütttsande als Endmoränenvertreter, (2) durch die Lagerung der Grundmoräne, deren Entstehung nach GRIPP (1974) auf die Randzone des fließenden Eises beschränkt ist, und (3) durch die Nachschütttsande, welche die Rückzugsphase des Gletschers charakterisieren.

Der glaziäre Zyklus nach HECK (1961) ist in der Bönninghardt lückenhaft vorhanden; dies erschwert die Gliederung der Eisrandablagerungen und die Rekonstruktion der Gletschervorstöße. In den Aufschlüssen A 156, A 157 und A 161 ist die Rückzugsphase der Neußer-Staffel durch die Nachschütttsande belegt. Die Kamper-Staffel ist im Aufschluß A 156 durch die Grundmoräne und im Aufschluß A 157 durch Vorschütttsand und Grundmoräne nachgewiesen (Abb. 2 u. 3). Im Aufschluß A 161 liegen aufgrund des Profilaufbaues und gefundener Erratica die gleichen Befunde vor wie in A 157.

Vorschütttsand und/oder Grundmoräne der Kamper-Staffel liegen in der Bönninghardt auf den Sedimenten der Eisrückzugsphase der Neußer-Staffel. Die Gletschervorstößphase der Neußer-Staffel ist (zur Zeit) sedimentologisch nicht zu belegen; dies führt zu der berechtigten Annahme, daß die Vorschütttsande erodiert wurden und zu dem Schluß, daß die Neußer-Staffel weiter westlich als die heutige Bönninghardt gelegen haben muß, denn die Eisrandlage der Kamper-Staffel läßt sich durch die Grundmoräne belegen, die bereits bis an die Westgrenze der Bönninghardt heranreicht und damit die Grenze des zweiten schwächeren Gletschervorstößes dokumentiert (Abb. 1).

THOME (1984) vertritt die Auffassung, daß in der Bönninghardt der Gletscherrückzug nicht überliefert ist; er führt dies auf das Trockenfallen des Sanders beim Eisrückzug zurück. Die Nachschütttsande der Gletscherrückzugsphase im Liegenden der Aufschlüsse A 156, A 157 und A 161 widerlegen dies klar (Abb. 2 u. 3). Bei den Nachschütttsanden handelt es sich um die nach THOME (1984) an der Basis liegenden auffällig grünlich oder hellbräunlich gefärbten Schicht sehr feinkörniger Quarzsande mit reichlich Glaukonit (vgl. Abb. 3).

Im Aufschluß A 157 geht der Vorschütttsand der Kamper-Staffel in die Basis der aus Kies und Blockwerk zusammengesetzten Grundmoräne über. Dies hängt mit der Gletscherdynamik beim Vorrücken zusammen, der nach THOME (1983) in den Sanderschwemmkegel vorstößt und in den kiesreicheren Lagen die zunehmende Annäherung der Sanderwurzel bzw. des Eisrandes anzeigt. Daher sind im Sander dicht unter der Grundmoräne im allgemeinen deutlich mehr Gerölle und Blockwerk vorhanden, als dies in den basalen Sediment-

abschnitten der Fall ist. Dieses Verhalten ist bei Grundmoränenablagerungen häufig zu beobachten, nach THOME (1983) aber noch deutlicher in dem viel mächtigeren Sander der Bönninghardt ausgeprägt (vgl. Abb. 2). Nur im Aufschluß A 156 liegt die sandig-kiesige Grundmoräne unmittelbar auf den Nachschüttsanden (Abb. 3).

Im Aufschluß A 161 wurden verschiedene kopfgroße nordische Erratica gefunden, die nur aus der Grundmoräne stammen können, zumal die Sandersedimente im allgemeinen sehr wenig nordische Beimengungen beinhalten, was von THIERMANN (1970a, b) in Westfalen immer wieder beobachtet worden ist. Dies erklärt er mit der kräftigen Aufarbeitung des einheimischen Materials im Vorland des Gletschers mit dem nordischen Geschiebe. Gerölle dieser Größe sind für die Sanderszusammensetzung völlig untypisch.

Die im Hangenden des Aufschlusses A 161 liegende Grundmoräne ist durch den Abtrag nicht mehr eindeutig nachweisbar; die Funde von nordischem Geschiebe dieser Größe aber zeigen, daß eine Grundmoräne vorhanden gewesen ist. Das Auflagern der Grundmoräne in verschiedenen Aufschlüssen auf den Sedimenten der Nachschüttphase belegt klar, daß diese dem zweiten Gletschervorstoß (Kamper-Staffel) angehören.

Stauchwälle bilden markante Gletscherstände, deren glazialmorphologische Bedeutung wohl kaum angefechtbar ist. Die Untersuchungen an ausgedehnten Sanderflächen (Uedemer-Hochfläche; Bönninghardt) am Niederrhein aber zeigen, daß diese für die Rekonstruktion von Gletschervorstößen andere Voraussetzungen aufweisen als die Stauchwälle, so daß manche frühere Vorstellung von Eisrandlagen am Niederrhein überdacht werden muß. Hierbei stellt sich die Frage, ob die von THOME (1958) glazialtektonisch eingemessenen Stauungen an der Südostspitze der Bönninghardt (Abb. 1 in THOME 1958) nicht der Kamper-Staffel zuzuordnen sind, wie dies beim Stauwall von Moyland (Abb. 1) der Fall ist, der von SIEBERTZ (1983) der Moyland-Staffel bzw. Kamper-Staffel im Sinne von THOME (1959) zugeordnet wurde (Abb. 1); hier scheinen nämlich die gleichen genetischen und stratigraphischen Voraussetzungen wie in Moyland vorzuliegen.

Die Untersuchungen am Niederrhein zeigen, daß Gletschervorstöße glazialtektonisch und sedimentologisch nachweisbar sind; beide Methoden sind in ihrer Anwendung für die glazialgeologische und glazialmorphologische Entwicklung eines Raumes von Bedeutung. Dies führt zu der berechtigten Annahme, daß Sanderflächen genetisch als eigenständig zu betrachten sind und nicht als eine Ablagerung, die im Zwickel zwischen zwei Gletschervorstößen gebildet wurden, wie THOME (1959, 1984) dies sieht.

Am Niederrhein zeigen die Eisrandablagerungen, daß exponierte Stauchwälle und ausgedehnte Sanderflächen einander ausschließen. Das hat auch zur Folge, daß glazialtektonische und sedimentologische Untersuchungsmethoden u. U. einander ausschließen können.

5. Zusammenfassung

Folgende Befunde lassen sich für die Genese der Bönninghardt aus sedimentologischer Sicht zusammenfassen:

- (1) die Bönninghardt wurde von zwei Gletschervorstößen gebildet; dies läßt sich anhand der Lagerung von Sander und Grundmoräne nachweisen.
- (2) die Lage des Eisrandes beider Gletschervorstöße wird durch die Sandersedimente und die Grundmoräne dokumentiert; der erste Vorstoß reichte am weitesten nach Westen und lag außerhalb der heutigen Bönninghardt; für den zweiten (schwächeren) Vorstoß darf die Eisrandlage mit dem heutigen Steilabfall des Sanders im Westen als Grenze angenommen werden.
- (3) die Bönninghardt besitzt keine (ausgeprägten) Stauchwälle; dafür wird sie von einer ausgedehnten Sanderfläche aufgebaut.

Carl Wilhelm Neur
(1733-1833)

Nach dem Original in Besitz der Bonner Leo- und Erlangungsgesellschaft
(aus Neuron 1922, S. 72)

Literatur

- BRAUN, F. J. & THOME, K. N. (1978): Quartär. – Geologie am Niederrhein (Krefeld, Geol. L.A. Nordrh.-Westf.), 24–28.
- GRIPP, K. (1974): Untermoräne–Grundmoräne–Grundmoränenlandschaft. – Eiszeitalter u. Gegenwart (Öhringen) 25, 5–9.
- (1975): Hochsander–Satzmoräne–Endmoränenvertreter. – Z. Geomorph. N.F. (Berlin–Stuttgart) 19, 490–496.
- HECK, H. L. (1961): Glaziale und glaziäre Zyklen. – Geologie (Berlin) 10, 378–395.
- LIEDTKE, H. (1981): Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. – Forsch. z. deutschen Landeskde. (Trier) 204, 307 S.
- SIEBERTZ, H. (1980): Ausgewählte quartärmorphologische Probleme am unteren Niederrhein. Ergebnisse einer geomorphologischen Kartierung, dargestellt am Beispiel einer geomorphologischen Übersichtskarte vom Raum Kalkar. – Niederrheinische Studien, Arb. z. Rhein. Landeskde. (Bonn) 46, 37–46.
- (1983): Sedimentologische Zuordnung saalezeitlicher Gletscherablagerungen zu mehreren Vorstößen am unteren Niederrhein. – Eiszeitalter u. Gegenwart (Hannover) 33, 119–132.
- THIERMANN, A. (1970a): Geologische Karte Nordrhein-Westfalen 1:25 000, Erläuterungen zu Blatt 3712 Tecklenburg (Krefeld, Geol. L.A. Nordrh.-Westf.). 243 S.
- (1970b): Geologische Karte Nordrhein-Westfalen 1:25 000, Erläuterungen zu Blatt 3711 Bevergern (Krefeld, Geol. L.A. Nordrh.-Westf.). 120 S.
- THOME, K. N. (1958): Die Begegnung des nordischen Inlandeises mit dem Rhein. – Geol. Jb. (Hannover) 76, 261–308.
- (1959): Eisvorstoß und Flußregime an Niederrhein und Zuider See im Jungpleistozän. – Fortschr. Geol. Rhld. u. Westf. (Krefeld) 4, 197–246.
- (1983): Erdgeschichte des Krefelder Raumes. – Niederrhein. Landeskde. (Krefeld) 8, 93–116.
- (1984): Bönninghardt. – Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:100 000, Erläuterungen zu Blatt C 4702 Krefeld (Krefeld, Geol. L.A. Nordrh.-Westf.), 47–49.
- WAGNER, E. (1968): Das niederrheinische Tiefland. – Topogr. Atlas Nordrhein-Westfalen (Bad Godesberg, L.V.A. Nordrh.-Westf.), 208–209.

Anschrift des Verfassers: Dipl. Geogr. Dr. Helmut Siebertz, Seminar für Geographie, Päd. Fak., Universität, Römerstraße 164, D-5300 Bonn.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Decheniana](#)

Jahr/Year: 1985

Band/Volume: [138](#)

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

Artikel/Article: [Die glazialmorphologische Entwicklung der Bönninghardt \(Niederrhein\) aus sedimentologischer Sicht 268-274](#)