

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

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.

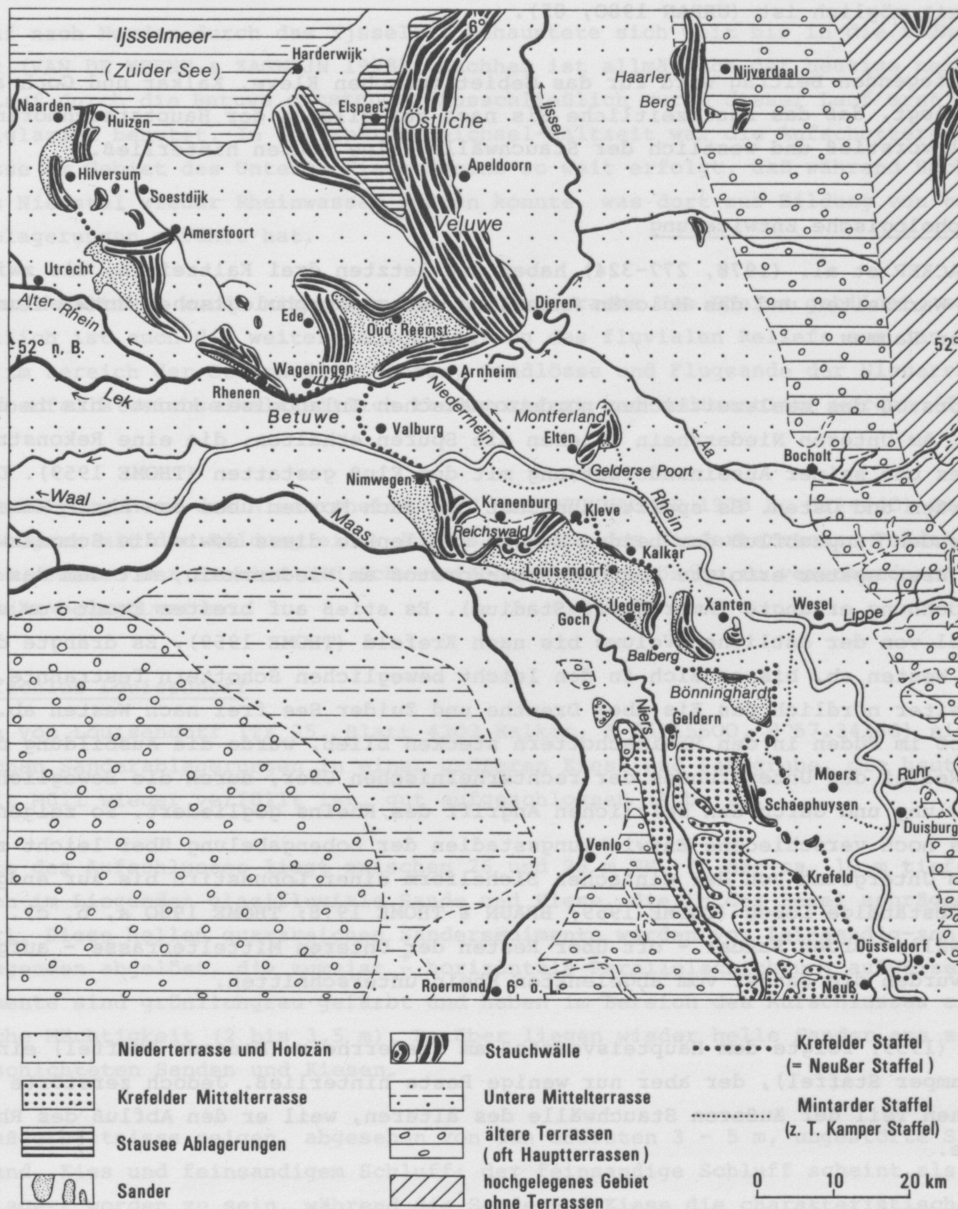


Abb. 1: Geomorphologische Übersichtskarte des Niederrheingebietes (unter Berücksichtigung von: THOME 1959, Tafel 1; BRAUN & THOME 1978; KAISER & SCHÜTRUMPF 1960).

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 unter schnitten.

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 Louisendorf 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.

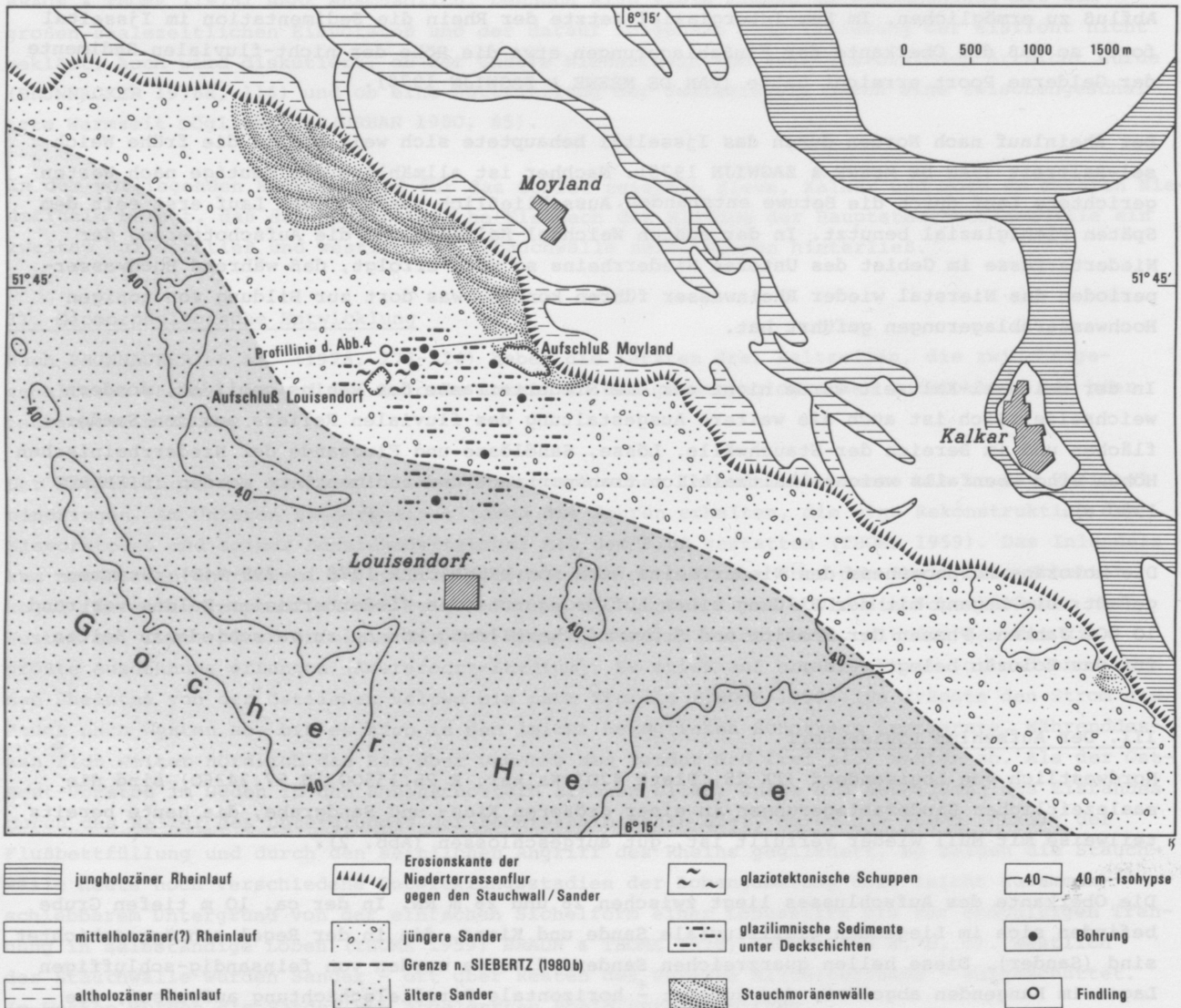


Abb. 2: Übersichtskarte des Gebietes Louisendorf - Moyland - Kalkar (Unterer Niederrhein) mit Lage der im Text genannten Aufschlüsse.

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 kaltklimatischen 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 äolischen 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 Louisendorfer Aufschlusses

Nur 1 km entfernt vom Aufschluß Louisendorf 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.

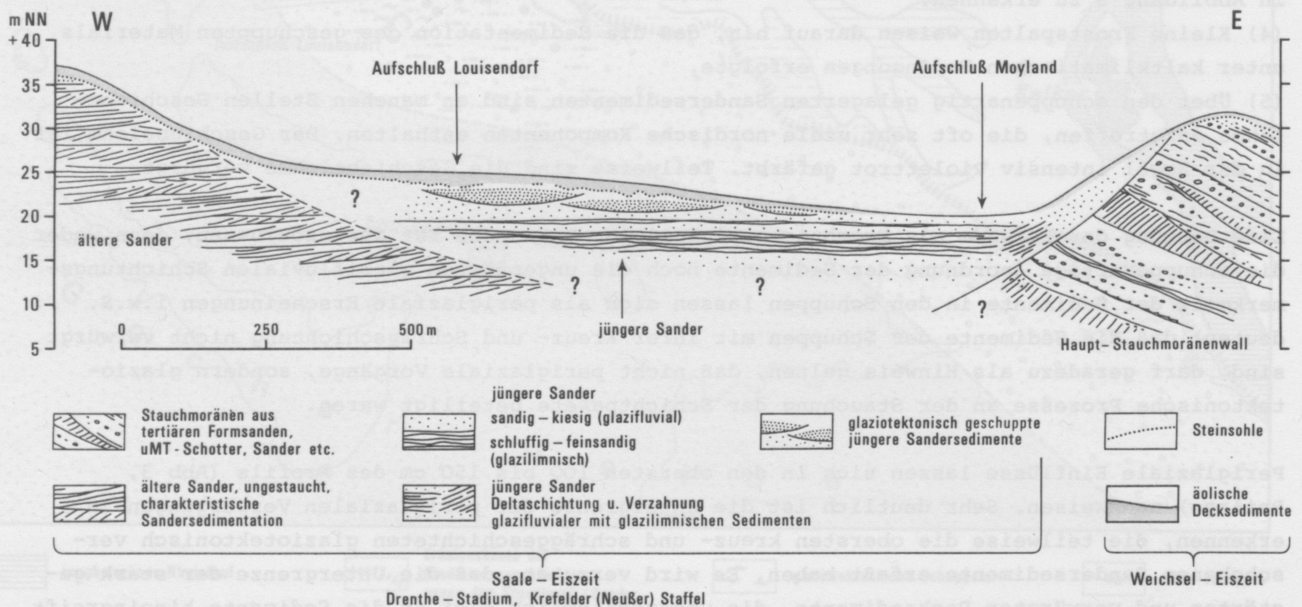


Abb. 4: Schematisches Profil durch die älteren und jüngeren Sander, die glaziotektonischen Schuppen und den Haupt-Stauchmoränenwall bei Louisendorf.

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 Eisaufstau 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 Staffei (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 Staffei.

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 & SCHÜTTRUPF (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. Landeskde. 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 Förhandlingar 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
- ROTNIICKI, K. (1976): The theoretical basis for a model of the origin of glaciotectonic deformations - *Quaestiones Geographicae* 3, 103-139
- SIEBERTZ, H. (1980 a): Weichselzeitliche äolische 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