

## Bericht über eine geologische Exkursion an den nördlichen Niederrhein am 9. Juni 1991

Karl N. Thome

Mit 9 Abbildungen und 1 Tabelle

### Geologische Übersicht

Die niederrheinische Tiefebene entstand als Senkungsgebiet während des Tertiärs. Ihre nördliche Hälfte ist mehrere hundert Meter hoch mit marinen Sedimenten (Sand, Schluff, Ton) gefüllt, während in der südlichen sich Meeresablagerungen mit terrestrischen Sedimenten (u. a. Braunkohle) verzahnen. Über diesen Sockel tertiärer Schichten floß seit dem späten Tertiär der Rhein. Da er in den Eiszeiten fast den gesamten Jahresabfluß auf wenige Sommermonate konzentrierte, besaß er sehr große Hochwässer, die weithin die Tiefebene mit Geröll und Sand bedeckten und mehrere Hauptterrassen hinterließen (BOENIGK 1978).

Dann aber – vor ca. 700 000 bis 800 000 Jahren – geschah ein tiefgreifender Umbruch: Der Rhein erodierte eine 15–30 km breite Wanne – die mittelerrassenzeitliche Erosionswanne – ca. 40–50 m tief in die Hauptterrassen (Abb. 1, 6). Nun konnte er nicht mehr über die ganze Tiefebene pendeln, wie er es vorher getan. Die Wanne lag aber nicht inmitten der Tiefebene, wo in der Nähe der großen Verwerfungen Rur-, Erft- und Viersener Sprung die größten Senkungen stattfanden, sondern in ihrer östlichen Hälfte, die schon lange nicht mehr sank, sondern eher einer langsamen Hebung unterlag. Als Ursache für diese seitliche Verlagerung des Rheinbetts ist der Einfluß der Erdrotation anzusehen, die alles Bewegte (Meeresströmungen, Wind, Flüsse) auf der Nordhalbkugel nach rechts ablenkt. Die großen Eisgänge des eiszeitlichen Rheins unterlagen der Rechtsablenkung in besonders hohem Maße. Die Ursache der starken Tiefenerosion war eine verhältnismäßig kurze, nur mehrere Jahrzehntausende andauernde kräftige Hebung.

Die sich ab Bonn nach Norden trichterförmig verbreiternde Erosionswanne erfuhr ab Neuß eine Ausweitung nach Westen auf mehr als die doppelte Breite, weil der Rhein durch ein aus Osten und Norden kommendes Inlandeis nach Westen gedrängt wurde. Auf dem Steinberg bei Kettwig ist ein kleiner Moränenrest dieser Anger-Eiszeit (Abb. 2 Abschnitt 22, Abb. 6) erhalten. Die plötzliche Hebung dürfte durch die langdauernde Eisbelastung ausgelöst worden sein, die zwar im Zentrum des 3–4 km dicken Inlandeises über Nordeuropa die Erdkruste ca. 1000 m tief eindrückte, im Umkreis des Eisrandes aber dadurch eine schwache Aufbiegung verursachte. Nach dem Abschmelzen des Eises schotterte der Rhein die Oberen Mittelterrassen ca. 20–30 m hoch auf (Tab. 1).

Eine weitere ebenfalls verhältnismäßig kurzzeitige, noch etwas stärkere Hebung (um ca. 60 m) ergingte sich in der größten Eiszeit des Eiszeitalters (Elster-Eiszeit) vor rund 500 000 Jahren (Abb. 2 Abschnitt 16, Abb. 6, Tab. 1). Der Rhein räumte die Oberen Mittelterrassen größtenteils aus, vertiefte die mittelerrassenzeitliche Erosionswanne und wurde ab Neuß von dem erneut in sein Bett eindringenden Inlandeis nach Westen gedrängt. Der starken elsterzeitlichen Hebung folgte eine schwache Senkung, die während der Holstein-Warmzeit zur Bildung weitreichender Seen und Moore führte. Später lagerte der Rhein Sande und Kiese der Unteren Mittelterrasse darüber, auf die schließlich, vor ca. 300 000 Jahren, das Inlandeis der Saale-Eiszeit vorstieß (Abb. 2 Abschnitt 12 und Abb. 3–6). Während die beiden älteren Eisvorstöße in eine von Rheinschottern fast vollständig entblößte Erosionswanne gelangten und daher ihre Moränen und Sander vorwiegend aus umgelagertem Tertiär formten, bestehen die Sedimente des saalezeitlichen Vorstoßes vorwiegend aus Rheinschottern.

Ein besonders gut erhaltener saalezeitlicher Stauchmoränenwall ist der Schaephuysener Höhenzug (Abb. 3, 4). Früher wurde angenommen, er sei die Flankenmoräne eines aus nördlicher Richtung vorstoßenden Gletschers. Doch aus inneren Strukturen (radial von Moers nach außen gerichtete Stauchungen) und Oberflächenformen (fast symmetrischer Grundriß mit höchster Wallhöhe im ehemaligen Vorstoßzentrum bei Schaephuysen, Zunahme der Größe der Entwässerungskerven vom Zentrum zu den Flanken) wird erkennbar, daß der Gletscher von Osten kam – aus dem Emschertal. Er war in der Mitte, über Moers (Moerser Gletscher) hochgewölbt, von seiner Oberfläche strömten Schmelzwasserbäche radial nach außen. Vermutlich entstand der Höhenzug durch einen einzigen besonders starken Gletschervorstoß („surge“) während des Eismaximums. Starke verhältnismäßig kurzzeitige Vorstöße werden oft durch hohen Wasseraufstau in Gletschern verursacht, hier war vermutlich der Aufstau am Südrand des Münsterlandes die Ursache. Moerser Gletscher und der parallel zu ihm vorstoßende nördlich benachbarte Xantener Gletscher waren die Stirn eines großen Eisstroms, der sich über dem Lippe- und Hellwegtal gebildet hatte und während des Eismaximums nach Westen an den Niederrhein gelangte. Auf diesem Wege teilte er sich, veranlaßt durch Geländeformen und locker gelagerte Rhein-

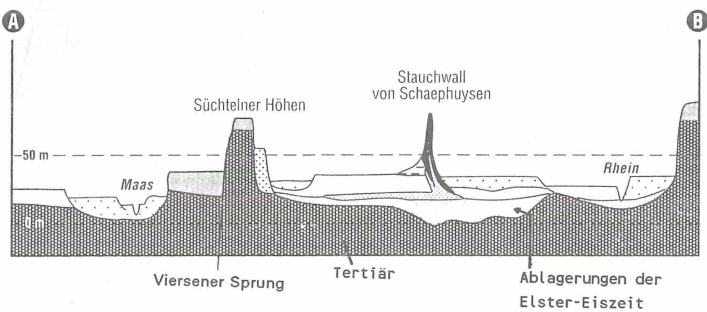
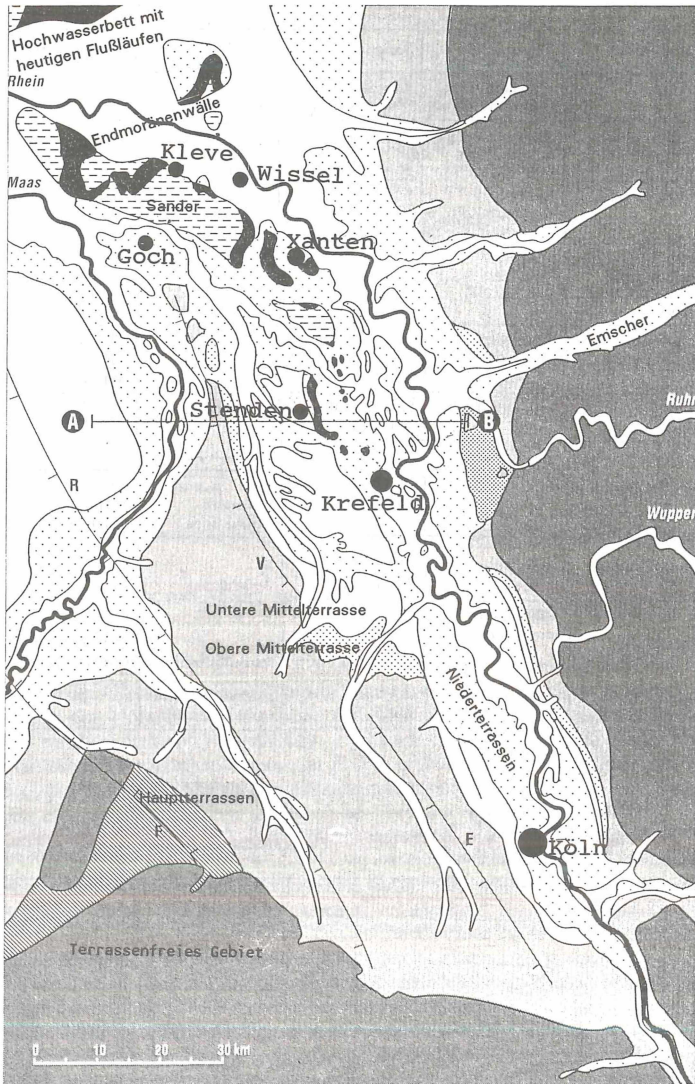


Abbildung 1. Terrassengliederung des Niederrheingebiets (nach THOME 1991b).

Tabelle. Geologische Ereignisse und Ablagerungen am Niederrhein (THOME 1991a).

Zeit in Jahren	Zeitabschnitte	Terrassen	Sediment	Phasen der Rhenentwicklung	Gletschervorstöße
10 000 80 000	Holozän	Rheinhochwasserbett und Rheinrinne	Kies, Sand, Schluff, Ton, Torf	d) wechselnd schwache Aufschüttung und Tiefenerosion	
	Weichsel-Kaltzeit	Niederterrasse (NT) Reste in Niederterrasse begraben	Kies, Sand		
	Eem-Warmzeit		Sand, Schluff, Ton		
	Warthe-Kaltzeit	Reste nicht identifiziert, (unter der NT)	?		
300 000 500 000	mehrere Schwankungen kalten und warmen Klimas	Reste nicht identifiziert (unter der NT)	?	c) Aufschüttung	Gletscher auf Unterer Mittelterrasse Kamper Staffel Neusser Staffel
	Saale-Kaltzeit (Hauptvorstoß)	Untere Mittelterrasse (UMT)	Kies, Sand		
	Holstein-Warmzeit	Reste unter UMT und NT	Sand, Schluff, Ton, Torf		
600 000 800 000	Elster-Kaltzeit	Rinnenschotter	Kies, Sand	b) sehr starke Tiefenerosion	Gletscher auf tiefster Quartärbasis Kaarster Halt Niers-Stadium
	Cromer-Komplex	Obere Mittelterrassen	Kies, Sand, Schluff, Ton	b <sub>2</sub> Aufschüttung	Gletscher auf der Basis der ältesten Oberen Mittelterrasse
900 000	Anger-Kaltzeit	älteste Obere Mittelterrasse	Kies, Sand	b <sub>1</sub> starke Tiefenerosion	
	ältere (kleinere) Kalt- u. Warmzeiten	Hauptterrassen	Kies, Sand, Schluff, Ton	a) schwache Tiefenerosion u. Aufschüttung	

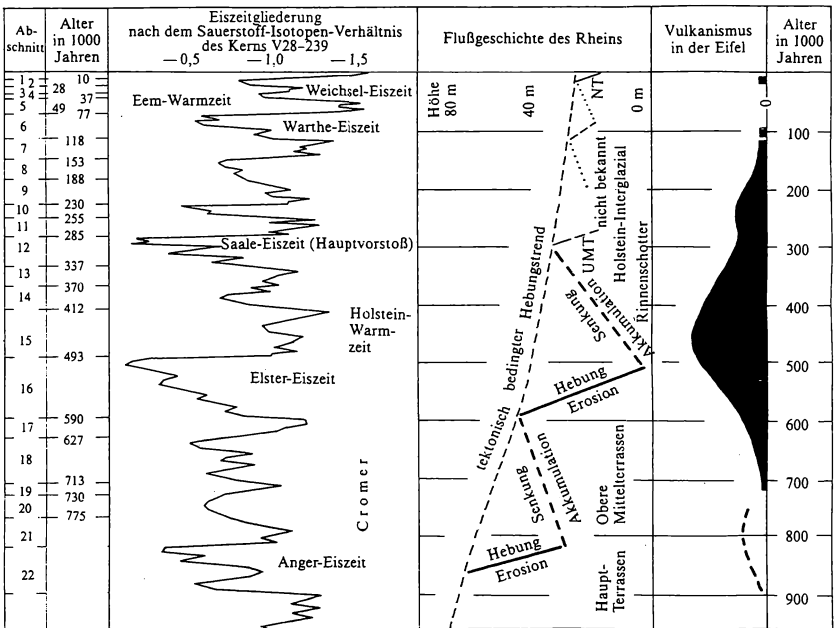


Abbildung 2. Gliederung des Eiszeitalters am Niederrhein (THOME 1990, 1991a).

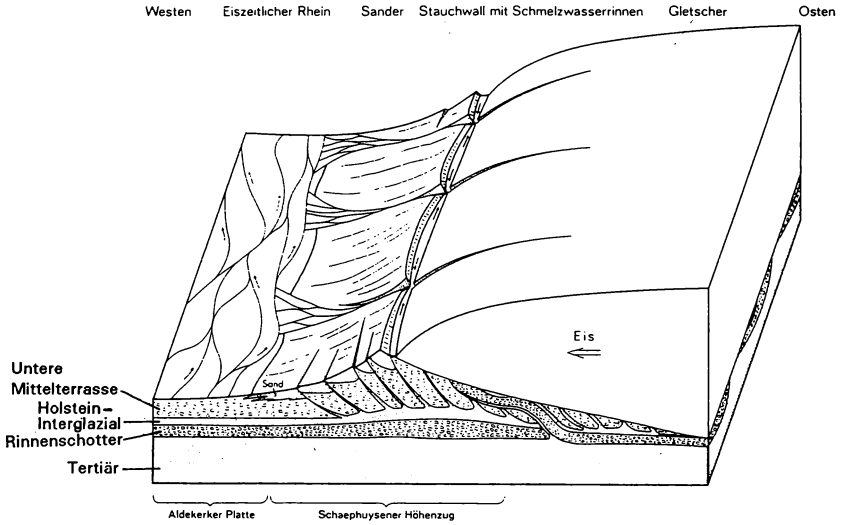


Abbildung 3. Gletscher der Saale-Eiszeit am Schaephuysener Höhenzug (nach THOME 1980).

sedimente, in die Gletscher von Moers und Xanten. Da der Xantener Gletscher im Kontakt mit dem von Norden kommenden Inlandeis stand, wurde seine westliche Fließrichtung etwas nach Süd-Westen umgeben.

Auf dem Sander zwischen Moerser und Xantener Gletscher (Böninghardt) ist die Rinne des aus der Nahtstelle beider Gletscher entsprungene Schmelzwasserstroms noch sichtbar (Abb. 5). Die drei Zerschneidungen der Unteren Mittelterrasse (= Krefelder Mittelterrasse): 1. bei Neuß, 2. nördlich Krefeld und 3. nordwestlich von Moers (Abb. 1, 4) sind während des Eisrückzuges entstanden, ebenso die charakteristischen Oberflächenformen der Flußverwilderung auf dieser Terrasse. Sie ist daher etwa gleichalt mit dem Eisvorstoß. Nur ihre oberflächennächsten Schichten (ca. 1–2 m tief) wurden in den nachfolgenden Eis- und Warmzeiten mehrfach zerstört und umgelagert (Tab. 1).

Der saalezeitliche Vorstoß ließ dem Rhein genügend Raum, um ungestaut vor dem Eisrand abfließen zu können, vom angerzeitlichen und vom elsterzeitlichen Eisvorstoß aber wurde der Fluß zeitweise bis in das Rheinische Schiefergebirge hinein aufgestaut. Einige Besonderheiten der niederrheinischen Lössen werden durch solchen Aufstau leichter verständlich. Im Höhepunkt des saalezeitlichen Eisvorstoßes setzte erneut Tiefenerosion ein, die seither mehrfach mit Aufschüttung wechselte, doch haben weder die folgenden Tiefenerosionen die Tiefe der elsterzeitlichen noch die Aufschüttungen die Höhe der saalezeitlichen erreicht. Seit dem Ende des saalezeitlichen Hauptvorstoßes floß der Rhein nur noch im Bereich der heutigen Niederterrasse und des Hochwasserbetts. Die heutige Gestaltung der Niederterrassoberfläche geschah vorwiegend in den letzten Abschnitten der letzten Eiszeit (dem Spätglazial) und dem frühen Holozän (Abb. 2 Abschnitte 2 und 1 und Tab. 1). Im Holozän schnitt der Strom eine schmale Wanne, sein Hochwasserbett, und die darin hin und her wandernde („mäandrierende“) Mittel- und Niedrigwasser-Rinne in die Niederterrasse. Seine Tätigkeit beschränkte sich praktisch auf Ausweitung der Windungen an den Außenseiten und gelegentliches Abschneiden zu lang gewordener Mäander (Abb. 8). Heute ist der Strom als international wichtige Wasserstraße durch künstliche Strombaumaßnahmen weitgehend festgelegt, doch zeugen Reste durchbrochener Deiche und viele Kolkteiche (Abb. 9) noch von früheren Mißerfolgen des Hochwasserschutzes.

### Exkursion am 9. Juni 1991

Die Bus-Exkursion begann in Krefeld, führte in der Stadt von der Unteren Mittelterrasse auf die ca. 5 m tiefer gelegene Niederterrasse und dann zum Egelsberg, einem kleinen Rest von Sanderablagerungen des saalezeitlichen Eisvorstoßes, der aus der Niederterrassenebene ca. 10 m aufragt. Die gut überschaubare, nach Norden sanft abdachende Oberfläche der nördlichen Hälfte des Egelsberges entspricht noch ziemlich genau der flachwelligen Basis des Gletschers, der einst von Norden über seine eigenen Sanderablagerungen vorstieß. In einer noch nicht ganz verstürzten Kiesgrube waren die vom Gletscherschmelzwasser umgelagerten Rheinschotter mit der für Sander typischen Parallelschichtung vieler etwa 5–10 cm mächtigen Kies- und Sandlagen und ein Rest der darüber liegenden Grundmoräne

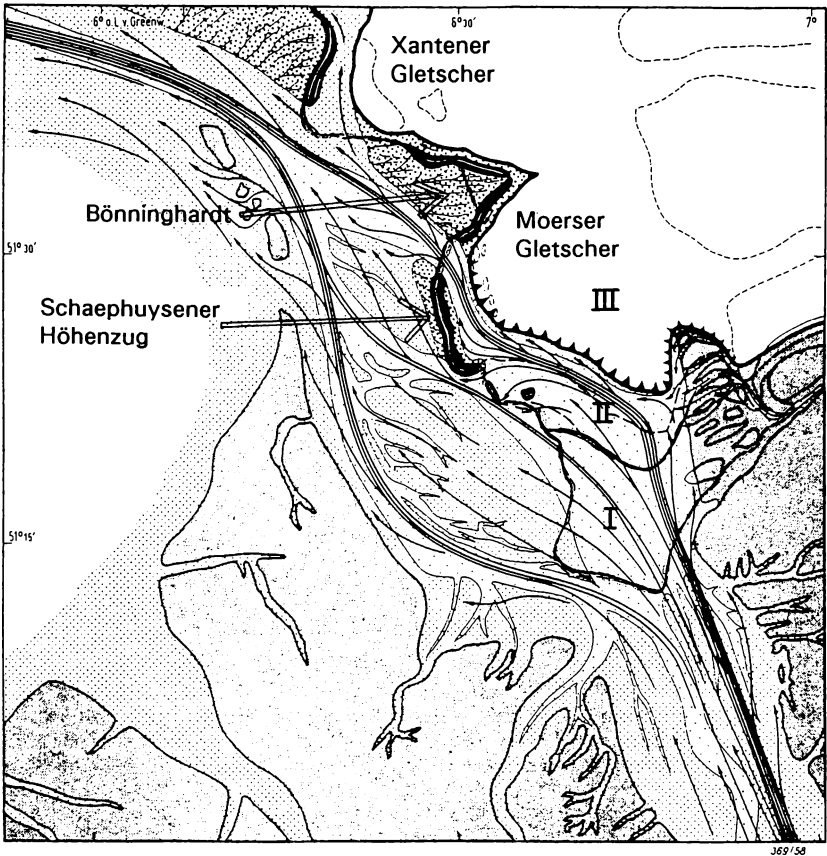


Abbildung 4. Endgültige Formung der Krefelder (= Unteren) Mittelterrasse während des Rückzugs der saalezeitlichen Gletscher: I = Randlage während des Eismaximums mit Entstehung der südlichsten Rheinablenkungsrinne in der Unteren Mittelterrasse westlich Neuß, II = Randlage nach Abschmelzen des Düsseldorfer Gletschers mit Entstehung der mittleren Rheinablenkungsrinne am Süden des Schaephuysener Höhenzuges, III = Randlage nach Verlassen des Stauchwalls von Schaephuysen mit Entstehung der nördlichen Rheinablenkungsrinne zwischen Schaephuysener Höhenzug und Bönninghardt. (nach THOME 1958, 1980).

aufgeschlossen. Über den intensiv verwitterten Gletscherablagerungen liegt kaum verwitterter Flugsand der letzten Eiszeit; darin nisten Uferschwalben, zu deren Schutz dieser Aufschluß erhalten blieb.

Die Versumpfung der Niederterrasse am Westrand des Egelsberges ist auf Bergsenkungen durch den in der Tiefe stattfindenden Steinkohleabbau zurückzuführen. Sie wurde in den letzten Jahren durch Maßnahmen der LINEG (Links-Niederrheinische-Entwässerungs-Genossenschaft) und durch das zur Zeit anhaltende Sinken des Grundwasserstandes weitgehend beseitigt. Nur einige verdorrte Bäume, die im ehemals an der Oberfläche stehenden Grundwasser ersticken, sind noch sichtbar.

Anschließend führen wir an den Niepkühlen entlang, es sind langgestreckte Teiche in einer ca. 100–200 m breiten spätglazialen Bachrinne, die durch Austorfung entstanden. Der einst in dieser Rinne fließende Bach wurde hauptsächlich durch austretendes Grundwasser gespeist, dessen Wasserspiegel dicht unter der Oberfläche der Niederterrasse stand. Als der Grundwasserspiegel sank (Folge des trockenen Klimas des frühen Postglazials und des Grundwasserentzugs durch das Einschneiden der Rhein-Rinne), verschwand der Bach. Mit dem allmählich kühler und feuchter werdenden Klima stieg erneut der Grundwasserspiegel, mit ihm wuchs nun in der Rinne ein Sumpf immer höher, bis intensive Torfentnahme am Ende des 18. Jahrhunderts den Grundwasserspiegel freilegte.

Nach einer Fahrt über Niederterrasse und den sie ca. 20 m überragenden Hülserberg (saalezeitlicher Endermoränenrest aus hochgestauchten Rheinschichten) erreichten wir die Untere Mittelterrasse in

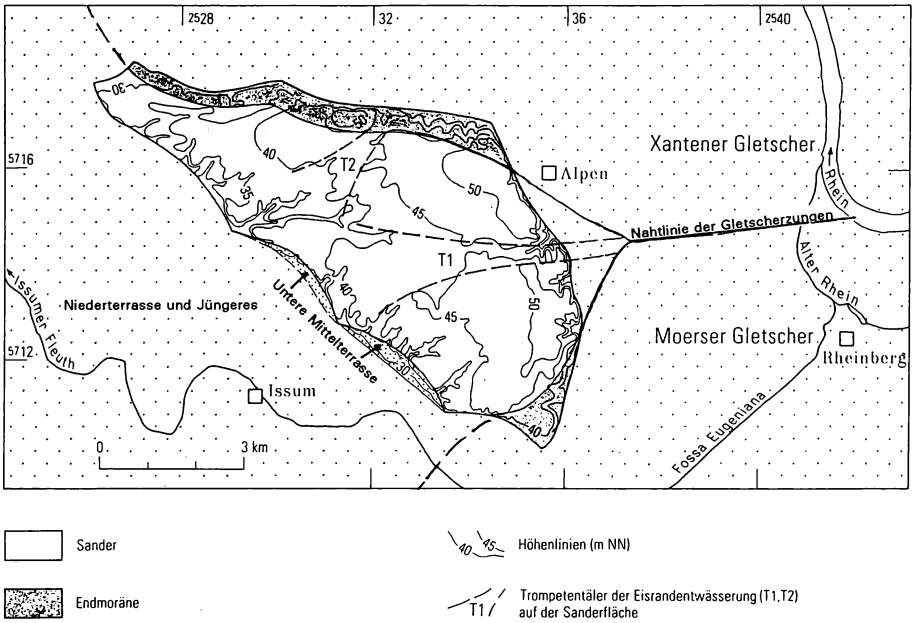


Abbildung 5. Bönninghardt: Sander und Eisränder des saalezeitlichen Eismaximums (nach THOME 1984).

Hüls. Der durch die Lage des Grundwasserspiegels bedingte landschaftliche Gegensatz zwischen der 5 m höher gelegenen (daher grundwasserferneren) waldlosen Unteren Mittelterrasse unter Ackerkultur und der Niederterrasse mit oberflächennahem Grundwasser, vielen Wiesen und (Sumpf-)Wäldern ist deutlich.

Die Böschung eines Baggersees bei Stenden zeigt den Schotteraufbau der Unteren Mittelterrasse; die Schichtung aus ca. 30–50 cm mächtigen stark wechselnden oft kreuzgeschichteten Kies- und Sandlagen unterscheidet sich stark von der des Egelsberges, obwohl beide aus gleichem Material (Rheinschottern) bestehen; aber hier hat der eiszeitliche verwilderte Rhein sedimentiert, während den Egelsberg die Schmelzwässer des Gletschers aufschütteten. In Oberflächennähe liegt eine Überdeckung teils aus Flugsand teils aus einer dünnen Lößschicht. Die Sand- und Kieslagen darunter sind durch Kryoturbation gestört. Sackförmig geformte Lehmkörper von einigen Metern Durchmesser, durch intensive Verwitterung bunt gefärbt, sind eingesunken. An ihrer Einsinktiefe (bis ca. 2 m) läßt sich die Mächtigkeit der sommerlichen Auftauzone des eiszeitlichen Permafrostbodens erkennen.

Wir sahen im Vorbeifahren die Höhenrücken und Entwässerungsrinnen des Schaephuysener Höhenzuges, streiften die kleinen inselartig aus der Niederterrasse hochragenden Stauchwallreste Dachsberg und Kamper Berg sowie den verfallenen Rhein-Maas-Kanal des 17. Jahrhunderts, der nie fertig wurde (Fossa Eugenia). Auf der Bönninghardt (Abb. 5) war die Rinne des Hauptschmelzwasserstroms aus dem Zwickel zwischen Moerser- und Xantener Gletscher gut sichtbar.

Dann besuchten wir eine aufgelassene Kiessandgrube am Heubergshof am Südrand der Hees bei Xanten. Es ist die einzige bisher am Niederrhein bekannte Stelle, an der vermutlich elsterzeitliche Gletscherstauchungen zutage treten: Die geologische Spezialkartierung des Blattes Xanten durch KLOSTERMANN 1990 hat unter den aus Rheinschottern bestehenden Stauchwällen des Balberger Waldes und der Hees erhöhte Sockel aus umgelagertem Tertiär gefunden (Abb. 7a). Der Sockel unter dem Höhenrücken des Balberger Waldes ist sogar durch eine große Rinne, die in der heutigen Oberfläche nicht sichtbar ist, in zwei Teile geteilt. Da elsterzeitliche Moränen und Sander vorwiegend nur aus umgelagertem Tertiär bestehen, weil zur Zeit des elsterzeitlichen Eisvorstoßes weithin tertiäre Schichten in der Erosionswanne freigelegt waren, sprechen sedimentärer Befund und Oberflächenformen für die Entstehung der Sockel als Stauchwälle vor einem elsterzeitlichen Gletscher und Zerschneidung durch dessen Schmelzwässer. Dieser Gletscher dürfte der Rückzugszeit der Elstereiszeit angehören; das Eismaximum lag weiter im Westen. Der elsterzeitliche Moränenwall blieb auch während des saalezeitlichen Gletschervorstoßes größtenteils erhalten, weil er über das Rheinbett auftrug und im Gegensatz zu diesem tief und fest durchgefroren war. Der elsterzeitliche Wallrücken macht verständlich, warum der äußerste Moränenwall des saalezeitlichen Xantener Gletschers, der einige Kilometer westlich des

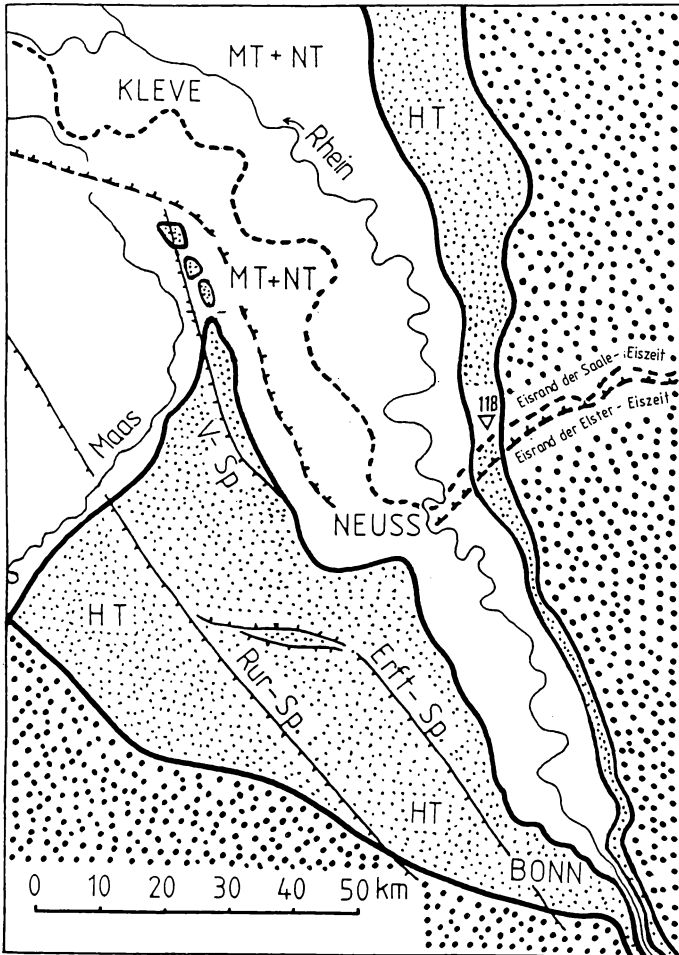
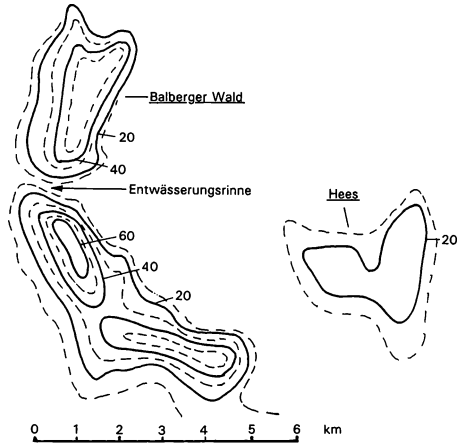


Abbildung 6. Rhein-Hauptterrassen (HT) und mittelterrassenzeitliche Erosionswanne (MT + NT), äußerste Ränder der Inlandeislflächen (die Lage des elsterzeitlichen Eisrandes entspricht ungefähr der des angerzeitlichen), Steinberg=Zahl 118, V. Sp. = Viersener Sprung, (nach THOME 1991a).

Balberger Waldes verlief, nur sehr schwach ausgebildet war, während der äußere Wall des gleichzeitigen Moerser Gletschers im Schaephuysener Höhenzug einen markanten Höhenzug hinterließ: Der Stoß des Xantener Gletschers wurde durch den in seinem Weg liegenden elsterzeitlichen Wallrest, den er überklettern mußte, abgeschwächt, so daß ihm die Kraft zum Aufschieben hoher Stauchwälle an seinem äußersten Rand fehlte. Die gut sichtbaren Sande und Schluffe des umgelagerten Tertiärs der Stauchwallsockelschichten am Heubergshof enthielten vereinzelt Rheingerölle, viele Bruchstücke tertiärer Muschelschalen; sie waren von zahlreichen Störungen mit auffällig starker karbonatischer Verkitung durchsetzt. Solche starken Verkitungen weisen die zahlreichen Störungen in saalezeitlichen Moränen am Niederrhein kaum auf, sie sind Anzeichen höheren Alters. Überlagert werden die Schichten von einer intensiven Bodenbildung mit Torfresten, deren Alter noch nicht bestimmt ist.

Dann sahen wir den Altrhein von Birten; er überliefert ein Stück holozäner Rheingeschichte, das eng mit der Kulturgeschichte dieses Raums verknüpft ist (Abb. 8): Die Römer bauten nach dem Bataveraufstand des Jahres 70 n. Chr., in dem ihr Lager Castra Vetera I auf der Hees zerstört wurde, ein neues Lager (II) auf die Rhein-Niederterrasse östlich der Hees. Im Mittelalter verlängerte sich durch seitliche Erosion eine Rheinwindung immer weiter nach Westen, ihr Prallhang unterminierte die Ruinen von Castra Vetera II, so daß sie in den Strom stürzten. Kleinere Trümmer konnte der Strom mit sich fortführen, große Mauerreste blieben liegen, der Strom wanderte darüber hin und schnitt sich



20, 40 ... Höhen über NN

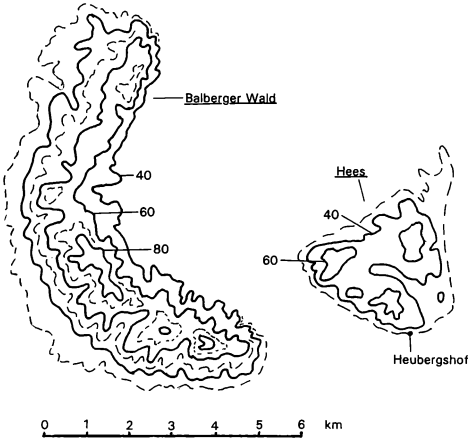


Abbildung 7. Balberger Wald und Hees bei Xanten:  
a) Höhenlinien der Oberfläche des umgelagerten Tertiärs (nach KLOSTERMANN 1989); es handelt sich vermutlich um elsterzeitliche Stauchwallreste mit tief eingeschnittener Entwässerungsrinne.  
b) Höhenlinien der heutigen Oberfläche; der heutige Höhenzug entstand durch Überdeckung der Wallreste aus umgelagertem Tertiär mit Rheinschottern durch den saalezeitlichen Xantener Gletscher.

weiter gegen die Hees ein, die Mauerreste unter seinem Gleithang im Sand begrabend. Als die Erosion an der Prallseite der Windung zuviel Schaden an Bauernhöfen hervorrief, wurde die Rheinschlinge 1796 durch einen Entlastungsgraben verkürzt. Der Rhein machte diesen Graben rasch zu seinem Bett, schütete den nahen Teil der alten Schlinge zu und verwandelte den fernerer in den Altrhein. Beim Ausbaggern von Sand und Kies wurden Reste von Castra Vetera II gefunden.

Nach der Mittagspause in Xanten sammelten wir Rheingerölle und Gletschergeschiebe im Kieswerk von Wissel und bestiegen die erst im Mittelalter entstandenen Sanddünen. Ihre Bildung ist ein Rätsel, da sich Dünen in einer so dicht bewachsenen Landschaft wie dem Niederrheingebiet nach dem Ende der vegetationsarmen Eiszeit normalerweise nicht mehr bilden konnten. Da keine Überlieferung über ihre Entstehung berichtet, wird vermutet, daß jahrzehntelange Gewinnung der Rasensoden in dem heute von Dünen eingenommenen Areal zum Deichbau oder zur Düngung von Eschböden die Aus- und Aufwehung der freigelegten Sande ermöglicht hat.



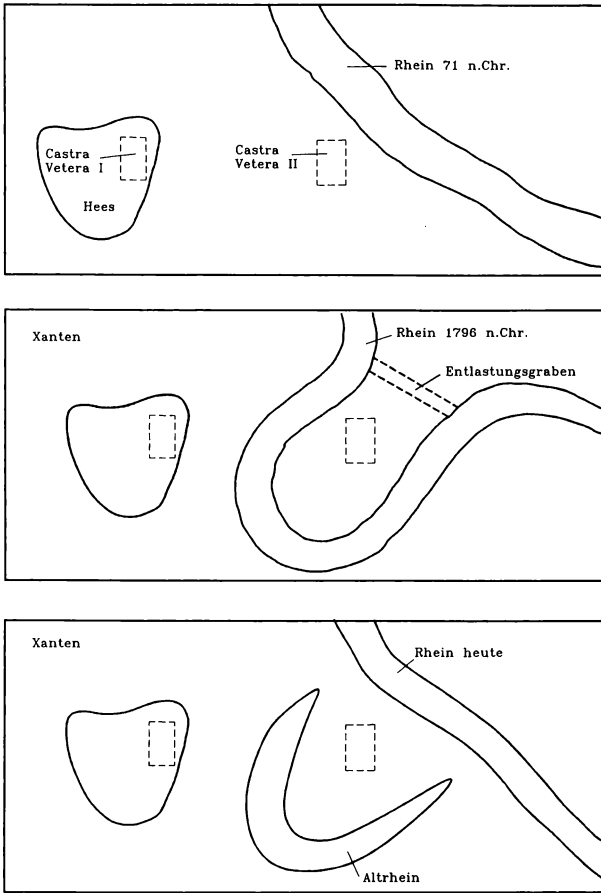


Abbildung 8. Entwicklung eines Rheinmäanders im Raum Xanten-Birten seit 2000 Jahren (nach v. PERIKOVITS 1959 und THOME 1963).

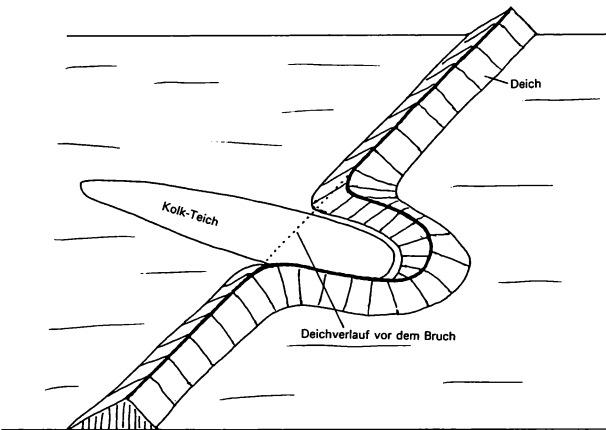


Abbildung 9. Charakteristische Form eines wiederhergestellten Deiches nach einem Deichbruch: Der Deich hatte ursprünglich einen geraden Verlauf. Als dauerhafteste Spur des Hochwasserdurchbruchs bleibt ein Kolk (-Teich) zurück. Der Deich kann nicht in der alten Lage wiederhergestellt werden, weil der Untergrund im Bruchbereich tief gelockert wurde und nicht mehr standfest ist. Der neue Deich muß um den Kolk herumgeführt werden.

Dann fuhren wir auf dem heutigen Hochwasserdeich an Emmerich vorbei, dessen Rheinfront zum Hochwasserschutz ausgebaut ist. Wir sahen neben dem Deich die stillen Teiche, die als Kolke bei Deichbrüchen entstanden, darunter auch den Kolk eines Deichbruchs von 1809 bei Brienen, in dem Johanna SEBUS unterging (von GOETHE in einem Gedicht verewigt).

In Kleve besichtigten wir im sagenumwitterten Turm der Schwanenburg ein geologisches Museum, das die ungeheure Mannigfaltigkeit der Gerölle und Geschiebe zeigt, die Rhein und nordeuropäische Gletscher aus ihren riesigen, bis zu den Alpen, dem norwegischen Hochgebirge und Finnland reichenden Einzugsgebieten am nördlichen Niederrhein zusammengetragen haben. Die Vielfalt dieser einmaligen und sehr wertvollen Sammlung ist das Ergebnis einer 25 Jahre dauernden geduldigen und immer wiederholten Durchmusterung der Kiesgruben der Umgebung durch eine Gruppe von etwa einem Dutzend geologisch interessierter Sammler einer Geologischen Arbeitsgemeinschaft aus Kleve und Umgebung. Aus den Fenstern der Schwanenburg bietet sich der Ausblick auf das Land, dessen Erdgeschichte in den Vitrinen aufbewahrt und an den Wänden der Ausstellungsräume erläutert ist. Landschaft und Museum ergänzen einander in einmaliger Weise. Eine verbesserte Präsentation der Sammlungsinhalte durch weitere erläuternde Bilder, Texte und Modelle ist geplant.

Auf der Rückfahrt wurde noch eine neu entstandene Kiesgrube im Raum Goch besucht. Sie übermittelte zum Abschluß noch einmal das Bild des Landschaftsteils, der den nördlichen Niederrhein am weitesten beherrscht: der Niederterrasse.

### Literatur

- BOENIGK, W. (1978): Gliederung der altquartären Ablagerungen in der niederrheinischen Bucht. – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westfl. 28, 135–212, 6 Abb., 6 Tab., 2 Taf., Krefeld.
- KLOSTERMANN, J. ((1989): Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25 000, Blatt 4304 Xanten mit Erl. – 153 S. 14 Abb., 13 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- PETRIKOVITS, H. v. (1959): Die römische Besiedlung der Bislicher Insel bei Xanten (Gde. Wardt, Kr. Moers) als geomorphologisches Problem. – Mitt. Geol. Ges. Essen, H. 3, 24–26, Essen.
- THOME, K. N. (1958): Die Begegnung des nordischen Inlandeises mit dem Rhein. – Geo. Jb. 76, 261–308, 11 Abb., Hannover.
- (1963): Entstehung der niederrheinischen Gewässer – Niederrhein. Jb., VI, 9–30, 11 Abb., 1 Tab., Krefeld.
- (1980): Entstehung und Gestalt des Schaephuysener Höhenzuges. – Heimatbuch des Kreises Viersen, 275–285, 8 Abb., Kempen.
- (1984): Bönninghardt – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:100 000, Erl. C4702 Krefeld, 47–49, Krefeld.
- (1990): Inlandeisvorstöße in das Ruhrgebiet (nebst der Entwicklung einer spätglazialen Rheinrinne) – in SCHIRMER, W.: Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas; dequa-Führer I, 273–292, 19 Abb., Hannover.
- (1991a): Die Basis der Quartären Schichten am Niederrhein (zwischen Neuss, Rheinberg, Geldern) und ihre Entstehung durch Rhein- und Gletschererosion. – Niederrhein. Landeskd. X. 109–130, Krefeld.
- (1991b): Die erdgeschichtliche Entwicklung des Rheins. – Begleitband und Katalog zur Ausstellung Duisburg und der Rhein im Kultur- und Stadthistorischen Museum. Duisburg.

Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. K. N. Thome, Hammersteinstr. 28, 4150 Krefeld.

# ZOBODAT - [www.zobodat.at](http://www.zobodat.at)

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Decheniana](#)

Jahr/Year: 1992

Band/Volume: [145](#)

Autor(en)/Author(s): Thome Karl N.

Artikel/Article: [Bericht über eine geologische Exkursion an den nördlichen Niederrhein am 9. Juni 1991 350-359](#)