

FID Biodiversitätsforschung

Decheniana

Verhandlungen des Naturhistorischen Vereins der Rheinlande und
Westfalens

Korrelation der marinen Gliederung des Bohrkerns V 28-239 mit
nordwestdeutschen Eiszeit Spuren

Thome, Karl N.

2010

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:30:4-196752](https://nbn-resolving.org/urn:nbn:de:hebis:30:4-196752)

Korrelation der marinen Gliederung des Bohrkerns V 28-239 mit nordwestdeutschen Eiszeitspuren

Correlation of the Marine Record of Core V 28-239 with Ice-Age Traces in North-Western-Germany

KARL N. THOME

(Manuskripteingang: 4. Januar 2010)

Kurzfassung: Korrelation lokaler Befunde mit der Tiefseegliederung verbessert Einsicht in Größen und Dauer der Eisvorstöße und Terrassenentstehung, berichtigt Fehler in theoretischen Grundlagen und gibt Hinweise auf die Entwicklung der Vereisungen seit dem Altquartär. Geschiebe aus dem Oslo-Fjord bildeten eine Mittelmoräne, deren Form Änderungen im Nordeuropäischen Inlandeis anzeigt. Von allen bisher publizierten Tiefsee-Bohrkernen ist nur V28-239 geeignet, weil er allein richtig datiert wurde.

Schlagworte: Inlandeis, Haupt-Terrassen, Gletscher in Nordrhein-Westfalen, Rhombenporphyr, West-Eis, Ost-Eis

Abstract: Correlation of Pleistocene glaciers with the deep sea record of core V 28-239 clears problems of Ice-Age history. North-European ice sheets entered the Rhine region near Duesseldorf in the marine isotope sections 22, 16 and 12. The duration of glacier- and terrace-development became known by the marine record. Large ice sheets were formed by plenty snow quantities in short production times. Only few traces of the oldest sheet are left, when the "West-Ice" covered British Isles, North-Sea and the northern border of Continental Western Europe. A "Rhine-Wupper-Glacier" forced the river Wupper to flow in another direction. The first sheet started strong crustal movements, which changed the morphology of Europe; later sheets were ruled by an "East-Ice" from the Baltic.

Keywords: Cromerian-, elsterian- and saalian-glaciers, median moraine, rhombenporphyr, Wupper, West-Ice, East-Ice

1. Quartäre Vereisungen

Die Vereisungen des Eiszeitalters sind aus Spuren auf Kontinenten nicht deutlich zu rekonstruieren, weil die zeitliche Dimension weitgehend verborgen bleibt. Erst eine Datierung mit den Tiefsee-Abschnitten der Sauerstoff-Isotopen-Kurve des Tiefseekerns V 28-239 zeigt Bedeutung und Dauer vieler Ereignisse. Die Vereisungsgrößen dieser Kurve stimmen am besten von allen bekannt gewordenen Tiefsee-Kurven mit den in Deutschland gefundenen Eiszeitspuren überein (u. a. THOME 1998, 2000, 2001 b, 2002, 2003). In Nordrhein-Westfalen sind die Zusammenhänge klarer erkennbar als in nördlicher gelegenen Gebieten, in denen mehr Eisvorstöße vorkamen, weil dort deren Spuren infolge ihrer Ähnlichkeit schwerer zuzuordnen sind.

In der Klimageschichte lassen sich drei Entwicklungsphasen unterscheiden: Die erste reicht vom Beginn des Quartärs bis vor den Beginn der

ersten großen Vereisung (hier in Abschnitt 22. a). Sie besteht aus vielen kleinen kalten und warmen Perioden, deren Spuren im Gelände nur zum geringen Teil identifizierbar sind. In Phase 2 (Abb. 1) folgen in den Abschnitten 22 a, 22 b, 16 und 12 die größten Vereisungen, sie erreichten den Niederrhein. Eine Korrelation der Tiefseekurve mit Vereisungspuren und Tiefenerosion der Rheinterrassen (Tab. 2) bestätigt die Aussagen der Kurve. Der kleinere Ausschlag der Vereisungskurve im Abschnitt 22 deutet eine Sedimentationsstörung durch episodische Erosion des Tiefseebodens an. Die jüngeren Abschnitte, insbesondere ab 16, sind frei von Störungen, sie klären die Einsicht in den Ablauf der Vereisungsgeschichte. In den Abschnitten 10 (= Saale-2-Glazial), 6 (= Saale-3-Glazial) und 4–2 (= Weichsel-Glazial) der Phase 3 verkleinerten sich die Vereisungen, sie verursachten keine deutlichen Krustenhebungen mehr, hatten eine geringere Lössproduktion und erreichten nicht mehr Nordrhein-Westfalen.

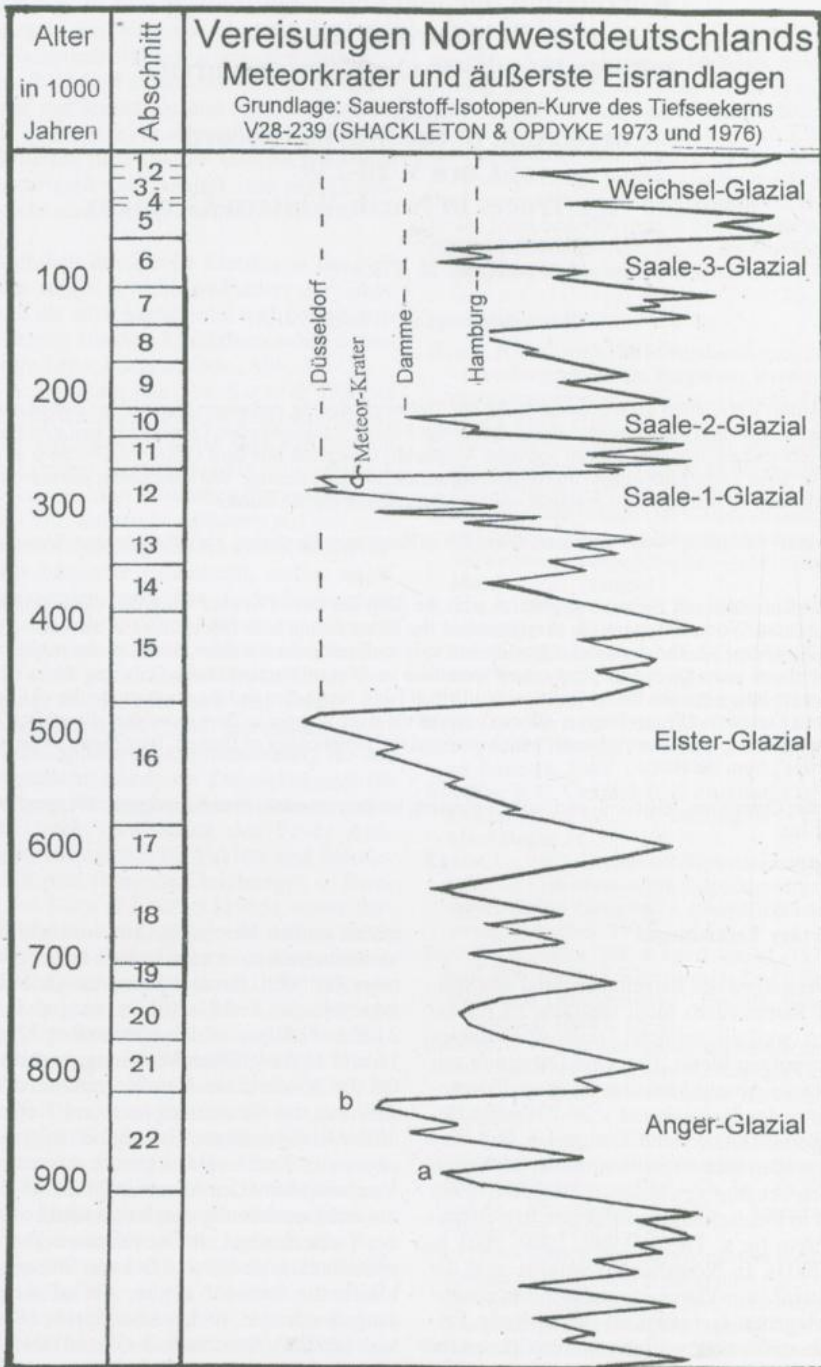


Abbildung 1. Eiszeitgliederung nach Tiefsee-Bohrkern V28-239 (SHACKLETON & OPDYKE 1976, THOME 1998, 2000, 2001 a und b, 2002, 2003).

Figure 1. Ice age classification after deep sea core V 28-239 (SHACKLETON & OPDYKE 1976, THOME 1998, 2000, 2001 a und b, 2002, 2003).

Zusammengefasst kann man sagen: Die großen Vereisungen begannen mit vier etwa gleich großen, denen zunehmend kleiner werdende folgten. Vielleicht liegt diesem Verlauf eine übergeordnete Gesetzmäßigkeit zugrunde, auch wenn Vereisungen in den Abschnitten 20, 18, 14, 8 von diesem Trend abweichen. Aber vielleicht hilft auch dies, die immer noch rätselhaften Vereisungsursachen zu verstehen.

2. Maximum des Saale-1-Glazials (Abschnitt 12 der Tiefsee-Gliederung)

Auf rheinischen Terrassen ist der Ablauf des Saale-1-Maximums klarer überschaubar als in Gebieten kleinerer Flüsse. Die Spitzen H und J der marinen Kurve in Abb. 2, sie ist eine Vergrößerung des Abschnitts 12 der Abb. 1, entsprechen lokalen Vorstößen der Neusser- und Kamper Stafel im Raum Düsseldorf – Moers (THOME 1959: 232; 1998: 104 f.). Die zeitliche Dimension die-

ser Vorstöße wurde durch Korrelation mit der Tiefsee-Kurve fassbar: Etwa 500 bis 2000 Jahre dauerten jeweils die Maxima H und J, das gesamte Maximum (G bis K) ca. 20.000 Jahre. Obwohl Abschnitt 12 ca. 60.000 Jahre umfasst (Tab. 1), dauerte der Eisvorstoß zum Rhein (Abschnitt G bis K in Abb. 2) nur 20.000 Jahre. Er war der dritte von drei Vorstößen in diesem Glazial, die alle Norddeutschland erreichten. Sie sind nur in der Tiefseekurve unterscheidbar, nicht an ihren Spuren im Gelände. Darin erweist sich, wie sehr regionale Befunde durch eine richtig datierte Tiefseekurve ergänzt werden können.

3. Wachsen und Vergehen großer Inlandeise

Die Steilheit der Vereisungskurve (Abb. 1) zeigt in mehreren Glazialen ein rasches Wachsen und Verschwinden der Inlandeise. Das rasche Verschwinden lässt sich durch das (von verschiedenen Autoren vermutete) starke Abschmelzen

Tabelle 1. Eiszeitgliederung nach Tiefsee-Bohrkern V28-239 (SHACKLETON & OPDYKE 1976, THOME 1998, 2000, 2001 a und b, 2002, 2003).

Table 1. Ice age classification after deep sea core V 28-239 (SHACKLETON & OPDYKE 1976, THOME 1998, 2000, 2001 a und b, 2002, 2003).

Tiefsee- abschnitt	Z e i t a b s c h n i t t	Z e i t a b s c h n i t t		Eisrand bei
		Alter des Beginns	Dauer	
1	Holozän	10.000	10.000	
4-2	Glazial 4-2 = Weichsel-Glazial	65.000	55.000	Kiel
5	Interglazial 5 = Eem-Interglazial	80.000	15.000	
6	Glazial 6 = Saale-3- Gl. = „Warthe“-Gl.	120.000	40.000	Hamburg
7	Interglazial 7 (eemähnlich)	135.000	15.000	
8	Glazial 8	180.000	45.000	
9	Interglazial 9	200.000	20.000	
10	Glazial 10 = Saale-2- Gl. = „Rehb. St.“	245.000	45.000	Damme
11	Interglazial 11	270.000	25.000	
12	Glazial 12 = Saale-1-Gl.	330.000	60.000	Niederrhein
13	Intergl. 13	350.000	20.000	
14	Glazial 14	410.000	60.000	
15	Intergl. 15	450.000	40.000	
16	Glazial 16 = Elster Gl.	580.000	130.000	Niederrhein
17	Interglazial 17	620.000	40.000	
18	Glazial 18	700.000	80.000	
19	Interglazial 19	730.000	30.000	
20	Glazial 20	770.000	40.000	
21	Interglazial 21	800.000	30.000	
22b	Glazial 22b = Anger-Gl.	900.000	100.000	Niederrhein
22a	Glazial 22a	930.000	30.000	Niederrhein

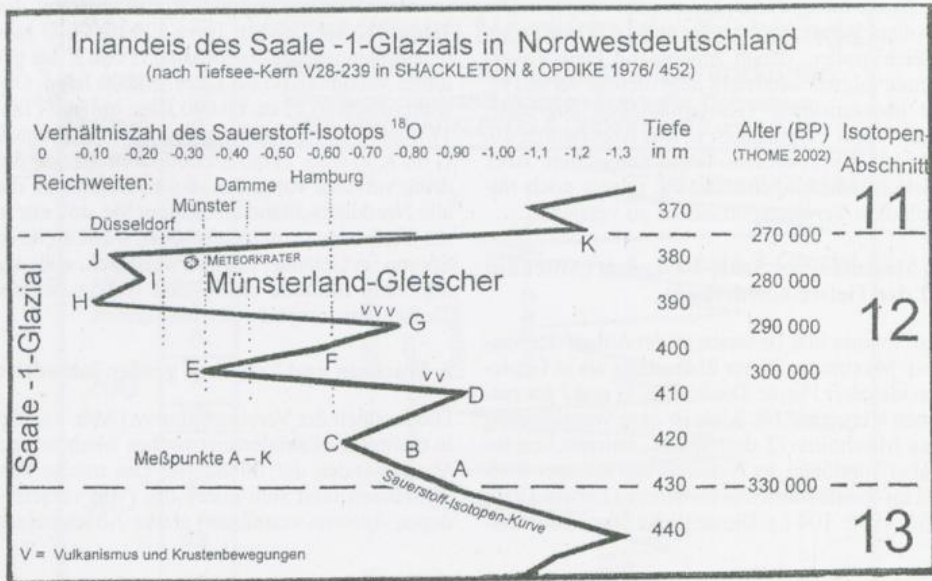


Abbildung 2. Vereisungskurve des Abschnitts 12 (Saale-1-Glazial), Vergrößerung aus Abb. 1.

Figure 2. Glaciation graph of section 12 (Saale-1-Glazial), magnification of fig. 1.

nach plötzlichem Versiegen der Schnee-Zufuhr infolge des für Wasserverdunstung zu kalt gewordenen Ozeans erklären.

Das rasche Anwachsen aber, das hier am Beispiel des Saale-1-Vorstoßes G bis H in Abb. 2 betrachtet wird, erfolgte in ca. 5000 Jahren! Es war nur durch eine ungewöhnlich hohe Wasserverdunstung möglich, die eine entsprechend hohe aber lokal begrenzte Erwärmung des Ozeans voraussetzt. Sonneneinstrahlung in einem Interglazial hätte dafür nicht ausgereicht. Auch ging dem Vorstoß kein Interglazial voraus, der Ozean hatte beim Start des Vorstoßes (G in Abb. 2) gerade die lange Abkühlung des Abschnitts E bis G hinter sich. Die trotzdem sehr hohe Schneeproduktion dürfte zeitweise katastrophale Ausmaße gehabt haben. Sie setzt eine kurzfristige starke Wärmezuführung zum Ozean voraus, die nicht durch Schwankungen der Erdbahnelemente erklärt werden kann. Als außerirdische Ursache kommt eine plötzliche starke Schwankung der Sonneneinstrahlung in Frage, nicht aber Einschläge kosmischer Körper, weil die Vereisungen eine deutliche Periodizität zeigen. Vielleicht aber waren große Vulkanausbrüche, deren Energie alle bisher bekannten Ausbrüche übertraf, die Ursache. Sie müssten heute noch zu finden sein. Normale subärische Vul-

kanexplosionen genügen nicht, eher große submarine Vulkankomplexe, die zu den von SCHMINCKÉ (2000: 81 f.) erwähnten „Superplume“ gehören. Die Vereisungen erforderten eine rasche, lang anhaltende und große Wärmelieferung zum Ozean. Eine wechselnde Wärmezufuhr durch wiederholte Ausbrüche oder mehrere Vulkanzentren könnten sich in wechselnder Verteilung der Vereisungszentren widerspiegeln.

4. Entstehung der Rhein-Niederterrasse

Die Erosion der Niederterrasse in die Untere Mittelterrasse ist eng mit dem Eismaximum G bis K in Abb. 2 verbunden (s. auch THOME 1959: 230 f., 1998: 104). Damit kann die Entstehung einer großen Rheinterrasse in die kurze Zeit eines großen Eismaximums datiert werden (Tab. 2). Das früher verwendete Datierungsschema: „Zu jedem Glazial eine Flussterrasse“ ist irreführend (THOME 1998: 199).

5. Elster- und Saale-1-Glazial in Nordrhein-Westfalen

Noch LITT et al. (2007: 36, Abb. 4) sowie SPEETZEN & ZANDSTRA (2009: 13, Abb. 1) vertreten die von WOLSTEDT (1958: 6, Abb. 2) vorgege-

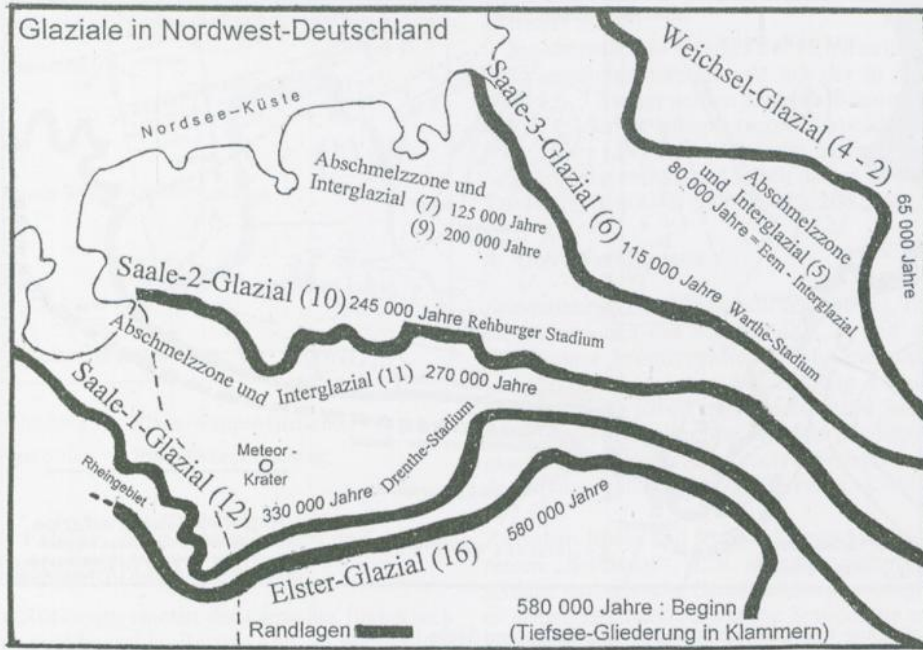


Abbildung 3. Eisrandlagen und Rückzugsgebiete mit dazu gehörenden Sedimenten.

Figure 3. Ice outskirts and retreat areas with it's sediments.

bene, durch keine Moräne belegte Ansicht, dass der äußerste Rand der Elster-Vereisung ab dem Weserbergland nach Nordwesten bis zur Zuider See quer über den Rand des späteren Saale-1-Inlandeises verlaufen wäre. Diese These widerspricht den Eisfließgesetzen, denn die mächtigen Eisanhäufungen zweier großer, nur 200.000 Jahre auseinander liegender Inlandeise können sich nicht in einem so großen Abschnitt kreuzen.

Ihre Eisränder lagen vielmehr etwa parallel, wie Spuren im Gelände (Abb. 3) beweisen (THOME 1991, 1998): Fast lückenlos reihen sich Geschiebefunde mit rein ostfennoskandischer Vormacht von Sachsen über den Ostrand des Weserberglandes, Haarstrang und unteres Ruhrtal bis Düsseldorf aneinander. Sie markieren den Rand des elsterzeitlichen Gletschers, er lag immer außerhalb (südlich und östlich) des Randes des Saale-1-zeitlichen Gletschers, der auch über Haarstrang und Ruhr-Tal bis zum Rhein zu verfolgen ist (Abb. 4). Geschiebefunde stellen klar, dass das Elster-Glazial eine eindeutig ostfennoskandische, das Saale-1-Glazial eine südschwedische Geschiebevormacht mit unregelmäßiger Zumischung der vom Elstereis zurückgelassenen ostfennoskandischen Gesteine hat. Der Abstand

zwischen beiden Eisrändern beträgt am Südrand des Münsterlandes ca. ein bis zehn Kilometer. Im Raum Essen liegen Elster-Moränen auf Höhenterrassen; Saale-1-zeitliche Moränen etwa 100 bis 200 m darunter in der Nähe der Talsohlen (THOME 1991 und 1998: 70).

Die falsche These, dass das Elstereis in Niedersachsen quer über den Eisrand des Saale-1-Glazials verlaufen wäre, erzwang komplizierte Deutungsversuche der Geschiebemischungen durch mehrere saale-1-zeitliche Eisvorstöße in Nordrhein-Westfalen. Der Nachweis einer Überdeckung elsterglazialer Geschiebe durch das Saale-1-Eis vereinfacht nicht nur das Verständnis des Vorstoßmechanismus, sondern ermöglicht eine Einsicht in weitere Zusammenhänge: Elstergeschiebe wurden unter dem Saale-1-Gletscher je nach der Intensität der subglazialen Erosion mehr oder weniger entfernt (Abb. 4), in den Höhen des mittleren Münsterlandes (z. B. Baumberge) blieben mehr erhalten als in den Niederungen, besonders an der Lippe und dem südlichen Teil der Ems. Aus der Verteilung der Geschiebe ergibt sich eine neue Einsicht in Erosionsvorgänge unter der Eisbasis des saale-1-zeitlichen Gletschers. Sie erleichtert das Ver-

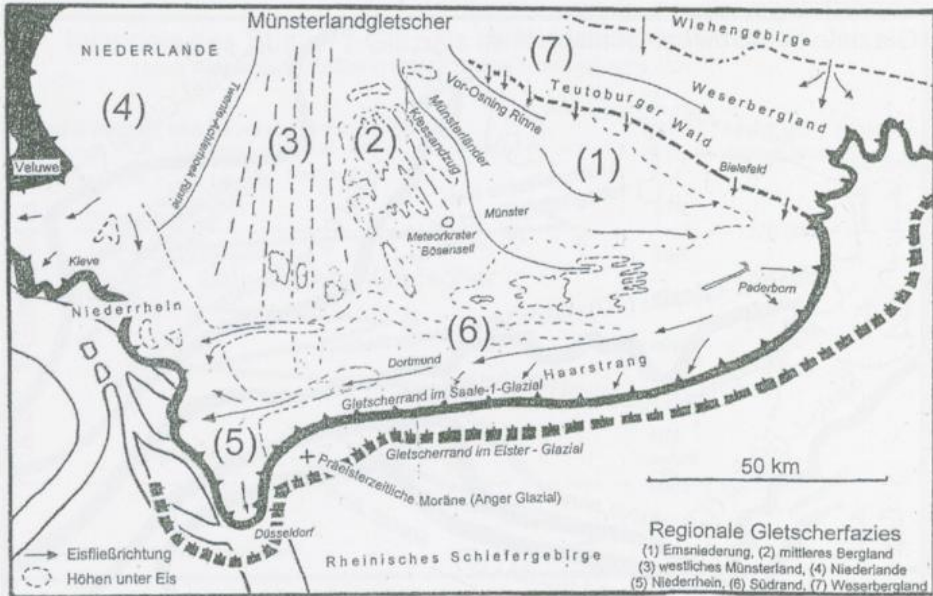


Abbildung 4. Münsterlandgletscher im Elster- und Saale-1-Glazial.

Figure 4. The Münsterland glacier in the Elsterian and Saalian glacial period.

ständnis subglazialer Vorgänge unter heutigen polaren Gletschern der Arktis und Antarktis, deren Basis nicht zugänglich ist.

6. Saale-2-Glazial

Endmoränen des Saale-2-Glazials (NOWEL 2003:65) werden als „Rehburger Stadium“ bezeichnet (Abb. 3). Nach WOLSTEDT (1958: 20, Abb. 6) wären sie älter als das Eismaximum des Saale-1-Vorstößes, weil große Überschiebungen in den Wällen eine weitreichende Überführung durch spätere Gletscher (nämlich die des Saale-1-Maximums) beweisen würden. K. D. MEYER wiederholt (2005) dieses Argument. Aber die „Rehburger“ Moränen sind aus folgenden Gründen jünger als der Saale-1-Vorstöß:

1) Die S. 37 von K. D. MEYER 2005 erwähnten „großen flachen Überschiebungen“ gehören zum normalen Struktur-Inventar der „Rehburger“ Moränen, sie sind gleichzeitig mit diesen entstanden und nicht Folge der Überprägung durch einen späteren Gletscher. In Stauchwällen am Rhein waren ähnliche Strukturen in einem Autobahneinschnitt besonders deutlich aufgeschlossen (THOME 1998: 105).

2) Nach PATERSON (1983) lag die Region der Moränen des „Rehburger Stadiums“ bei Damme während des Saale-1-Maximums unter 1000

bis 2000 m Eis. Der Stress unter einer solchen Eismasse hätte die „Rehburger“ Wälle restlos weggefegt, wenn sie schon da gewesen wären. Sie können erst nach dem Abschmelzen des Saale-1-Gletschers entstanden sein.

3) Der Grundriss der „Rehburger“ Moränen ist von Gletscherzungen untergliedert, deren Entstehung typisch ist für den Umbau eines Gletschers zwischen dem Ende des weitesten Vorstoßes und dem sichtbaren Beginn des Rückzuges des Gletscher-Randes. Dadurch bestätigen diese Gletscherzungen, dass das „Rehburger“ Stadium dem Höhepunkt des Saale-2-Vorstößes entspricht. Als Beispiel sei die in vielen Details noch erhaltene Entwicklung des Endstandes des Bredamerkur-Gletschers in Island erwähnt: Der Gletscher kam ungefähr um 1860 auf breiter Front zum Stehen (nicht erst 1890, wie behauptet wird). Während des anschließenden Niederschmelzens konzentrierten sich die vielen kleinen subglazialen Entwässerungsrinnensale auf wenige große. Die verlassenen Gerinne hinterließen unter und im Eis Höhlen. Die Jökulsá aber wurde in dieser Zeit zum stärksten subglazialen Fluss. Sie aktivierte das umliegende Eis zu einem letzten Vorstoß, der um 1890 zum Stehen kam, dann begann auch hier der Eisrückzug (THOME 1998: 238 f.).



Abbildung 5. Rhein-Wupper-Gletscher.

Figure 5. Rhine-Wupper glacier.

7. Falsche „Eem-Interglaziale“ und falsche Vereisungskurven

In Rückzugsgebieten der Gletscher finden sich im norddeutschen Raum (Abb. 3) Spuren, die genetisch zum Eisrückzug gehören und daher durch diesen datierbar sind. Zwar liegen dort auch Reste aus Interglazialen verschiedenen Alters (u. a. BEHRE 2004: 42). Genetisch zum Rückzugsgebiet des Saale-1-Gletschers gehört z. B. der Meteorkrater von Bösensell bei Münster (THOME 2006), zum Rückzugsgebiet des Saale-2-Gletschers gehören die Interglaziale der Abschnitte 9 und 7, ca. 200.000 bzw. 125.000 Jahre alt. Dieser natürliche Zusammenhang zwischen Eisrückzug und folgenden Interglazialen wird von LITT et al. (2007) für die Funde des 125.000 Jahre alten Interglazials 7 südlich Hamburg bestritten; sie erklären es zum „Eem-Interglazial“. Doch dieses findet sich erst im Rückzugsgebiet des Saale-3-Gletschers weiter östlich und ist 80.000 Jahre alt. Das Alter von 80.000 Jahren für das Eem-Interglazial wurde durch mehrere unabhängige Datierungen des letzten (eemzeitlichen) Meereshochstandes des Pazifiks bei Peking (WUCHAN-WEI 2002) und bei San Francisco (MUHS et al. 2003) bestätigt (vgl. auch THOME 1998: 44). LITT et al. 2007 klären auch nicht die Unsicherheit über die Einordnung des Eems in die Quartärgliederung, die durch zwei verschiedene, sich widersprechende Definitionen entsteht: a) durch Benennung nach einem Interglazial in der Nähe des Flusses „Eem“ in den Niederlanden, b) als „letztes Interglazial des Eiszeitalters“. Sie ignorieren gut begründete strittige Deutungen anderer Bearbeiter und bezeichnen deren Ergebnisse, soweit

sie überhaupt kurz erwähnt werden, als „irreführend“ (S. 45).

Sie konnten kein einziges der vielen in ihrem Text genannten Interglaziale mit der in ihrer Abb. 1 S. 12 vorgestellten Sauerstoff-Isotopenkurve („Marine isotope record“) korrelieren, weil dieser „Record“ zahlreiche Sedimentationsstörungen enthält und falsch datiert ist (vgl. THOME 1998: 40–44, 2000, 2001b, 2002, 2003).

8. Ältere Vereisungen

Schwankungen der Tiefseekurve (Abb. 1), Terrassenerosionen des Rheins (Tab. 2) und der Fund einer cromerzeitlichen Moräne unter Hauptterrassenschottern bei Ketwig / Ruhr (THOME 1991) haben im Rheinland die Suche nach Gletscherspuren, die älter als das Elsterglazial sind, belebt. Aber auch außerhalb wurden Spuren gefunden (u. a. SKUPIN et al. 1993: 107 f.).

Zwischen Rhein und Maas fehlen in Hauptterrassen „nordische“, d. h. skandinavische Geschiebe und typische Grundmoränen, doch gibt es schwache, stark verwitterte Spuren, die auf Gletscher als Ursache hinweisen: An steilen Sand- und Kieswänden der Hauptterrassen sind gelegentlich Zerrungsstrukturen sichtbar, auffällig sind boudinage-ähnliche Formen und kleine Überschiebungen. Sie gleichen Strukturen in rheinischen Moränen des Saale-1-Glazials. Vielleicht sind auch manche der als „Hangschutt“ klassifizierten „Diamikte“ unerkannte Moränen?

Besondere Aufmerksamkeit genießen Rinnen, deren Richtung durch einen Eisrand abgelenkt sein kann. Verdächtig sind Fließrichtungen, die vom normalen Gefälle der Umgebung abweichen. Besonders im Gebiet zwischen Wuppertal - Duisburg - Roermond - Weeze sind sie häufig vertreten. Hierzu gehören u. a. die Ablenkung der Erft bei Grevenbroich und die der Nette am Nordende der Hinsbecker Seen nach Osten sowie die Obere Mittelterrasse um die „Insel“ des Liedberges bei Mönchengladbach und südlich davon liegende Rinnen.

Die Ablenkung der nach Norden fließenden Bäche des rechtsrheinischen Schiefergebirges (SPEETZEN 1990) nach Westen durch Möhne und Ruhr (mit Ausnahme der Alme) wird schon lange einem Eisrand zugeschrieben. G. WAGNER (mdl. Mitt. in THOME 2001a: 185) vermutete 1948, dass diese Ablenkung durch einen Eisrand erfolgt sei, doch war damals keine cromerzeitliche Vereisung bekannt.

Eine sehr auffällige Ablenkung, für die nur ein großer Gletscher in Frage kommt, betrifft die Wupper: Sie folgt noch heute der tertärzeitlichen

Tabelle 2. Rheinterrassen.
Table 2. Rhine river terrace.

OHT = Obere Hauptterrasse; OMT = Obere Mittelterrasse,		UHT = Untere Hauptterrasse, UMT = Untere Mittelterrasse,		NT = Niederterrasse	
Spalte 1	2	3	4	5	6
Kern-	Vereisungen		Terrassenerosion		
Abschnitt	Reichweite	Dauer	Namen	Tiefe	Aufschüttung
22a	Düsseldorf?	20 ka(?)	OHT / UHT-	20 m	10 m
22b	Düsseldorf	100 ka	UHT / OMT	100 m	40–50 m
16	Düsseldorf	100 ka	OMT / UMT	100 m	40–50 m
12	Düsseldorf	20 ka	UMT / NT	20 m	10 m

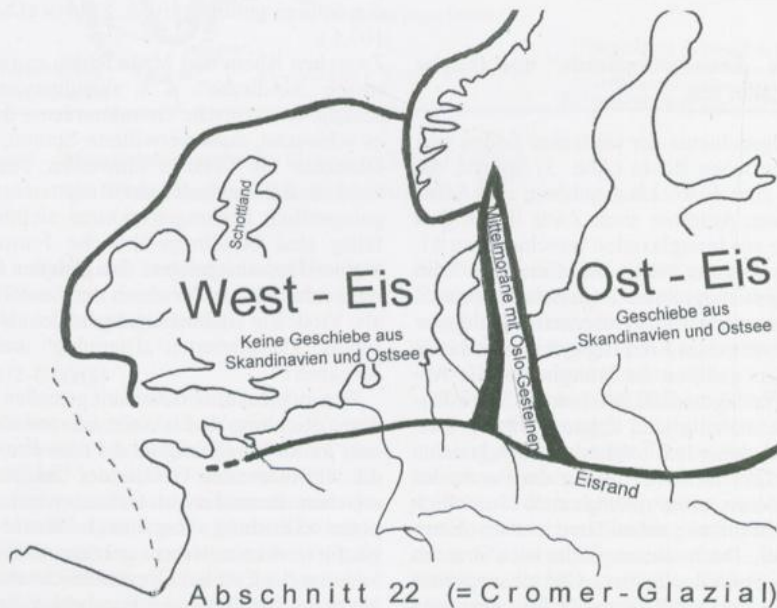


Abbildung 6. Nordeuropäisches Inlandeis.
Figure 6. Northern European inland ice.

Abdachung des Schiefergebirges nach Norden von ihrer Quelle bei Marienheide (Gummersbach) bis Wuppertal-Barmen (Abschnitt „A“ in Abb. 5); fließt dann in der Senke über dem Massenkalk nach Westen (Abschnitt B) und erreichte früher, weiter nach Westen fließend, über Abschnitt C, den Rhein. Heute aber biegt sie in Wuppertal-Elberfeld scharf nach Süden ab (Abschnitt D) und erreicht etwa bei Leichlingen das Rheingebiet. Die scharfe Ablenkung wurde of-

fensichtlich durch eine plötzlich auftretende Sperre erzwungen, die den Fluss so lange staute, bis er sich nach Süden eine neue Rinne erodiert hatte. Die Sperre bestand aus einem Material, das zwei auffällende geologische Eigenschaften besaß: 1. Es war so fest und dauerhaft, dass es die Wupper so lange staute bis sie nicht mehr in ihr altes Bett zurückkehren konnte. 2. Das Sperrmaterial verschwand später spurlos. Heute ist nichts mehr davon vorhanden. Es gibt



Abbildung 7. Nordeuropäisches Inlandeis.
Figure 7. Northern European inland ice.

nur einen geologisch wirksamen Stoff mit diesen Eigenschaften: Gletschereis. Es war ein „Rhein-Wupper-Gletscher“ der Hauptterrassenzeit.

9. West-Eis – Ost-Eis

Der wichtigste Hinweis auf eine sehr alte Vereisung, die nur noch wenige Spuren liefert, ergibt sich aus der Verbreitung der Rhombenporphyre des Oslo-Grabens; sie liegen in einem Gebiet, das von Oslo über Schlesien zum Rhein und von dort zur Ostküste Englands reicht (SCHULZ 1973). Als Geschiebe wurden sie in allen Glazialen durch das nordeuropäische Inlandeis verstreut. Da sie aus einem sehr eng begrenzten Bereich kommen, trennten sie einst als schmale Mittelmoräne, die von der Eisoberfläche bis zur Eisbasis reichte (u. a. THOME 1998: 228 f.) ein „Ost-Eis“ von einem „West-Eis“ (Abb. 6 und 7). Eine Mittelmoräne markiert eine Gleichgewichtslinie zwischen angrenzenden Eiskörpern. An ihr ist der gegenseitige Druck gleich groß, ihre Form zeigt die jeweils im Inlandeis herrschenden Druckverhältnisse. Eine Mittelmoräne ist daher sehr schmal, sie konnte in den Abbildungen 6 und 7 nicht maßstäblich dargestellt werden. Da ihre Position infolge schwankender Fließgleichgewichte der Eiskörper ebenfalls

schwankte, zeigen die Abbildungen ihre vermutete Schwankungsbreite.

Rhombenporphyr-Geschiebe in rheinischen Terrassen beweisen die Anwesenheit des Ost-Eises im Elster- und Saale-1-Glazial am Rhein. Ihre Verbreitung in Schlesien beweist, dass die Grenze zwischen „Ost-Eis“ und West-Eis einst im Bereich der deutschen Ostgrenze lag. Damals konnte kein skandinavisches Geschiebe nach Westdeutschland gelangen. Als die Mittelmoräne sich von Oslo nach Schlesien erstreckte, war das West-Eis bedeutend mächtiger als in späteren Vereisungen. Vermutlich bedeckte West-Eis in der ersten großen Vereisung vollständig Britische Inseln, Nordsee, Teile des Ärmelkanals und einen Küstenbereich Nordfrankreichs (Abb. 6), denn der Lössstreifen in der Bretagne ähnelt Lössvorkommen im Umkreis von Rändern großer Inlandeise (die kleineren Inlandeise der Phase drei haben nicht mehr eine vergleichbar große Lössproduktion).

Der Rand des West-Eises setzte sich bis zum Rhein fort. Vermutlich verursachte er das Ablenken aller nach Norden fließenden Ardennen-Bäche in die nach Osten fließenden Sammler Sambre und Maas. Es war ein Vorgang der dem Umbiegen der rechtsrheinischen Schiefergebirgsbäche durch Möhne und Ruhr nach Westen spiegelbildlich entspricht. Auch das von Aachen

bis etwa Nijmegen nach Norden gerichtete Maas-Bett dürfte durch einen Eisrand gelenkt worden sein. Die als Kreide-Eluvium gedeuteten Feuersteinreste auf dem Venn sind vielleicht durch Moränen dorthin gelangt. Auf dem Karbon der Saamer Mark südlich Duisburg fand AULICH von N 10–15 W nach S 165–170 E gerichtete Gletscherschrammen (BREDDIN 1930: 15); sie wurden bisher dem Schub des Ost-Eises zugeschrieben, passen aber besser zum Schub eines West-Eises. Das erste große Inlandeis wich stark von der Gestalt späterer Vereisungen ab (Abb. 7). Vermutlich waren sowohl Niederschlagsverhältnisse als auch das Relief der Erdoberfläche und die Position der Schneeliefergebiete gegenüber späteren Zeitabschnitten verschieden. Relativ plötzlich eintretende größere Gewichtsverlagerungen durch abgekühltes Tiefseewasser und ersten Aufbau großer Eisschilde scheint Krustenbewegungen ausgelöst zu haben, die das Erdrelief rasch und deutlich veränderten.

Literatur

- BEHRE, K.-E. (2004): Das mittelpleistozäne Interglazial von Surheide.-Eiszeitalter und Gegenwart **54**, 36–47
- LITT, TH., BEHRE, K.-E., MEYER, K. D., STEPHAN, H.-J. & WANSA, ST. (2007): Stratigraphische Begriffe für das Quartär des norddeutschen Vereisungsgebietes. – Eiszeitalter und Gegenwart **56**, 7–65
- BREDDIN, H. (1930): Die geologischen Formationen in: ZIMMERMANN, E. & BREDDIN, H. (1930): Erl. Geol. Kt. 1:25000, Blatt Kaiserswerth, Preuß. Geol. L.A. Berlin
- MEYER, K. D. (2005): Zur Stratigraphie des Saale-Glazials in Niedersachsen und zu Korrelationsversuchen mit Nachbargebieten. – Eiszeitalter und Gegenwart **55**, 25–42
- MUHS, D. R., PRENTICE, C. F. & MERRITS, D. J. (2003): Marine terraces, sea level history and Quaternary tectonics of San Andreas fault on coast of California in: EASTERBROOK, D. J. (ed): INQUA 2003 Field Guide Volume 1–18; 2215 Raggio Parkway, Reno, Nevada 89512–1095
- NOWEL, W. (2003): Zur Korrelation der Glazialfolgen im Saale-Komplex Nord- und Mitteldeutschlands am Beispiel des Tagebaus Jänschwalde in Brandenburg. – Eiszeitalter und Gegenwart **52**, 47–83
- PATERSON, W. S. B. (1983): Surface profiles of ice sheets. p. 22–25 in: G. de Q. ROBIN (ed.): The climatic record in polar ice sheets. – Cambridge University Press 1983
- SCHULZ, W. (1973): Rhombenporphyr-Geschiebe und deren östliche Verbreitungsgrenze im norddeutschen Vereisungsgebiet. Z. geol. Wiss. Berlin **1** (1973) **9**, 1141–1154B
- SHACKLETON, N. J. & OPDYKE, N. D. (1976): Oxygen Isotope and Palaeomagnetic Stratigraphy of Pacific Core V28–239, Geol. Soc. America Mem. **145**, 449–464
- SPEETZEN, E. (1990): Die Entwicklung der Flußsysteme in der westfälischen Bucht (NW-Deutschland) während des Känozoikums. – Geol. Paläont. Westf. (Münster) **16**, 7–25
- SPEETZEN, E. & ZANDSTRA J. G. (2009): Elster- und Saale-Vereisung im Weser-Emsgebiet und ihre kristallinen Leitgeschiebesgesellschaften. Münster. Forsch. – Geol. Paläont. Heft **103**, 113 S.
- SKUPIN K., SPEETZEN, E. & ZANDSTRA, J. G. (1993): Die Eiszeit in Nordwestdeutschland – Zur Vereisungsgeschichte der Westfälischen Bucht und angrenzender Gebiete. 143 S., Krefeld
- THOME, K. N. (1959): Eisvorstoß und Flußregime an Niederrhein und Zuider See im Jungpleistozän. – Fortschr. Geol NW **4**, 197–246
- THOME, K. N. (1991): Die Basis der quartären Schichten am Niederrhein (zwischen Neuss, Rheinberg, Geldern) und ihre Entstehung durch Rhein- und Gletschererosion. – Niederrhein. Landeskd. **X**, 109–130 (Krefeld)
- THOME, K. N. (1998): Einführung in das Quartär – Das Zeitalter der Gletscher – 287 S. Springer Verlag Berlin, Heidelberg
- THOME, K. N. (2000): Neudatierung des Eiszeitalters nach Tiefsee-Sedimenten. – Decheniana (Bonn) **153**, 241–259
- THOME, K. N. (2001 a): Jüngere Erdgeschichte des nördlichen Sauerlandes und des südlichen Münsterlandes im Rahmen einer Exkursion. – Decheniana (Bonn) **154**, 181–209
- THOME, K. N. (2001 b): Revision of Dating Carbonaceous deep sea sediments improves quaternary history". – Margins Meeting (Kiel), 211–212
- THOME, K. N. (2002): Korrelation der revidierten Tiefseedaten mit kontinentaler Quartärsgeschichte. – Terra Nostra 2002/6, 364–374; DEUQUA-Tagung 2002
- THOME, K. N. (2003): Revision der marinen Chronologie des jüngeren Quartärs und die Geschichte der Rheinterrassen. – GeoArchaeoRhein, **4**, 417–459 in: SCHIRMER W. (Hrsg.): Landschaftsgeschichte im europäischen Rheinland. LIT Verlag Münster
- THOME, K. N. (2006): Meteorokrater Bösensell bei Münster, NW-Deutschland. – Decheniana (Bonn) **159**, 133–137
- WOLSTEDT, P. (1958): Das Eiszeitalter. – 2. Band, 458 S., Verlag Enke, Stuttgart
- WUCHAN-WEI (2002): Beijing inundated by sea within the past 80 k.y.: Nannofossil evidence. – Geology **30**. no. 4, 379–381 – Geol. Soc. America 2002

Anschrift des Autors:

Prof. Dr. KARL N. THOME, Ruhr-Universität Bochum, Institut für Geologie, Mineralogie und Geophysik, Universitäts-Str. 150, D-44801 Bochum

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Decheniana](#)

Jahr/Year: 2010

Band/Volume: [163](#)

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

Artikel/Article: [Korrelation der marinen Gliederung des Bohrkerns V 28-239 mit nordwestdeutschen Eiszeitspuren 191-200](#)