

Geol. Paläont. Westf.	16	7 – 25	16 Abb. 1 Tab.	Münster April 1990
--------------------------	----	--------	-------------------	-----------------------

Die Entwicklung der Flußsysteme in der Westfälischen Bucht (NW-Deutschland) während des Känozoikums

Eckhard Speetzen*

Einleitung

Das heutige Entwässerungssystem der Westfälischen Bucht ist im wesentlichen über die Ems nach Norden und über die Lippe nach Westen ausgerichtet. Nur einige kleinere Flüsse (Berkel, Dinkel, Vechte) entwässern nach Nordwesten. Die Hauptflüsse bzw. die Talzüge von Ems und Lippe/Emscher verlaufen mehr oder weniger parallel zu den Außenrändern der Bucht und geben damit einen Hinweis auf ihren Großbau (Abb. 1). Sie sind überwiegend in weichen Mergelsteinen der mittleren Oberkreide (Coniac – Santon) angelegt. Die morphologisch hervortretenden Ränder der Westfälischen Bucht bestehen aus härteren, schräg zum Inneren der Bucht einfallenden Kalksteinen der tieferen Oberkreide (Cenoman – Turon), während die zentralen Höhen (Beckumer Berge, Baumberge) aus festeren, flach lagernden Kalk- und Kalksandsteinen der höheren Oberkreide (Campan) gebildet werden. Wegen ihres muldenförmigen Aufbaus wird diese Großstruktur im geologischen Sprachgebrauch auch als Westfälische Kreidemulde bezeichnet.

Ein der heutigen Entwässerung der Westfälischen Bucht vergleichbares Abflußsystem hat wohl schon im Altpleistozän bestanden, zumindest war es bereits vor der Saale-Kaltzeit vorhanden. Gehen wir in der Erdgeschichte weiter zurück, so wird das Bild immer lückenhafter. Für den Zeitraum des Tertiärs haben wir nur noch wenige Hinweise (vgl. Tab. 1).

Die Abflußverhältnisse im Tertiär

Durch die Bildung und Heraushebung des Teutoburger Waldes und des Eggegebirges während der jüngeren Kreidezeit entstanden mit dem gleichzeitigen Rückzug des kreidezeitlichen Meeres erste Konturen einer nach Westen mehr oder weniger offenen Westfälischen Bucht. Ihre Entwässerung dürfte überwiegend nach Westen zur Niederrheinischen Senke ausgerichtet gewesen sein. Hier stellten sich im Oligozän und Miozän nochmals marine Verhältnisse ein, die sich bis in den westlichen Bereich der Westfälischen Bucht ausdehnten. Das sich heute im Süden der Bucht erhebende Rheinische Schiefergebirge trat morphologisch noch nicht hervor und bildete mit dem nördlichen anschließenden Gebiet während des gesamten Tertiärs eine einheitliche Rumpffläche. Fluviale Sedimente bzw. terrestrische Ablagerungen aus dieser Zeit sind nur noch sehr lückenhaft überliefert in Form von sandig-kiesigen Karstschlottenfüllungen, Resten von Bodenbildungen (Terra fusca, Graulehne) und reliktschen Vorkommen von Schotterkörpern ehemals ausgedehnter Flußablagerungen.

Im Miozän entstanden auf der Rumpffläche weite, trogartige Talzüge. Im Pliozän bildeten sich in diesen Trogregionen infolge erster Hebungen des Rheinischen Schiefergebirges deutliche Täler (Hochtäler) mit fluvialen Ablagerungen. Zu diesem System gehört vermutlich ein im Hochsauerland südlich von Bödefeld bei 500 m ü. NN gelegenes Tal mit Geröllen aus Oberkreidesteinen eines aus Nordosten kommenden Flusses (HESEMANN 1975: 290). Auch im Übergangsbereich des Rheinischen Schiefergebirges zur heutigen Westfälischen Bucht scheint ein

* Anschrift des Verfassers:
Dr. Eckhard Speetzen
Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Münster
Corrensstr. 24, 4400 Münster.

nach Südwesten bzw. Westen entwässerndes Flußsystem bestanden zu haben. Hinweise geben die merkwürdige NO-SW-Ausrichtung der heutigen Flußläufe am östlichen Haarstrang und auf der Paderborner Hochfläche und Schotter mit Unterkreidegesteinen des Eggegebirges auf der Haarhöhe westlich der Alme (Abb. 2). Dieses von TIMMERMANN (1959) als Ur-Möhne bezeichnete Flußsystem lagerte seine Schotter in einer Flachlandschaft ab, als die nach Norden gerichtete Abdachung des Haarstrangs noch nicht vorhanden war.

Gleichzeitig mit der Bildung der Hochtäler wurden im Kreidedeckgebirge vermutlich erste leichte Schichtstufen angelegt. Diese Vorgänge kennzeichnen den Beginn der eigenständigen Entwicklung des Rheinischen Schiefergebirges und der Westfälischen Bucht. Mit weiterer Hebung des Schiefergebirges wurden die Flußsysteme an seinem Nordrand allmählich instabil. Die Entwässerung schwenkte zum Teil nach Norden um und verlegte ihr Einzugsgebiet durch rück-schreitende Erosion nach Süden in das sich heraushebende Gebirge.

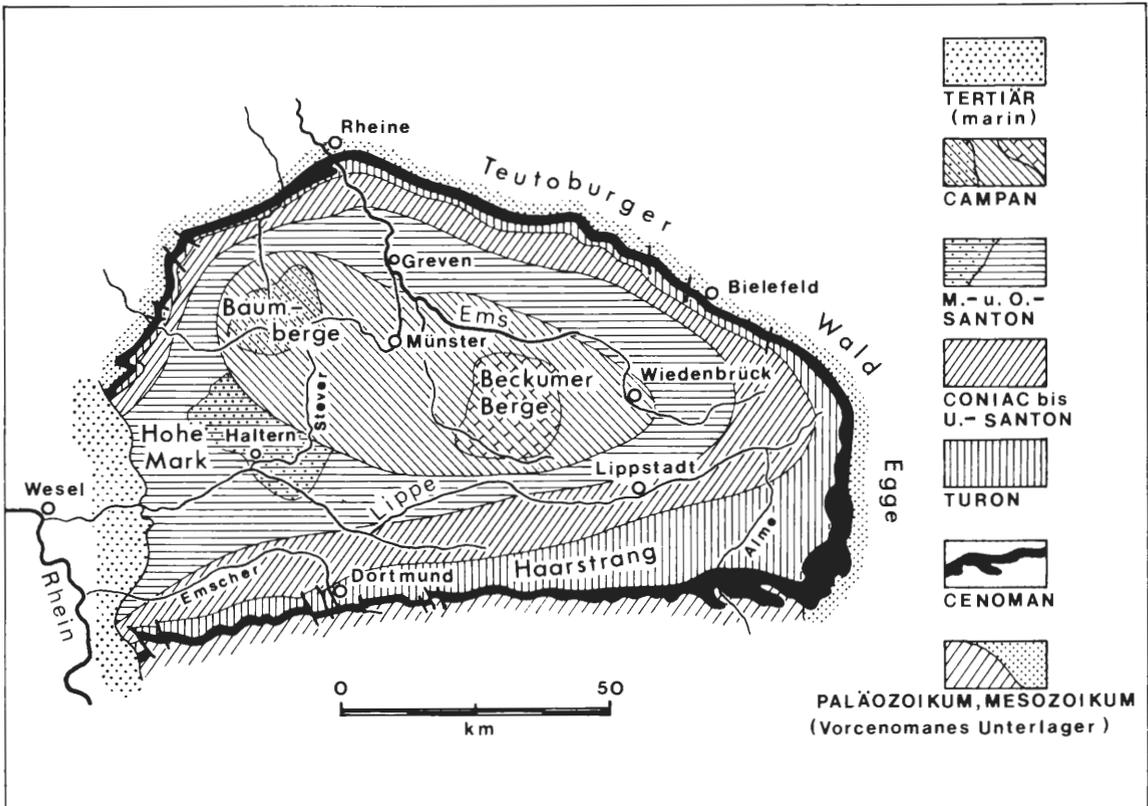


Abb. 1: Der geologische Bau der Westfälischen Bucht mit der Stufengliederung der Oberkreide (Quartär abgedeckt; nach BODE 1960).

Die Flußentwicklung im Ältestpleistozän

Mit der Wende zum Pleistozän, dem auch als Eiszeitalter bezeichneten ersten Abschnitt des Quartärs, verschlechterte sich das Klima. In den Talregionen des Rheinischen Schiefergebirges bildeten sich bei weiterem Einschneiden der Flüsse mehrere treppenartig gestaffelte Terrassenkörper. Ihre Entstehung geht auf eine Veränderung der Sedimentationsverhältnisse durch die ersten Kälteeinbrüche zurück (SPEETZEN 1986: 21). Die höheren Terrassenbildungen werden als ältere und jüngere Höhenterrassen bezeichnet. Daran schließen sich mehrere als Hauptterrassen zusammengefaßte Stufen an, deren Bildung zu Beginn des Altpleistozäns, spätestens aber im Cromer-Komplex abgeschlossen war. Nach HESEMANN (1975: 311) lassen sich die Höhen- und Hauptterrassen am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges, die isolierten Zeugenberge der Westfälischen Bucht (Beckumer Berge, Hohe Mark, Baumberge) mit ihren Erosionsstufen und die Pässe und Durchbruchstäler des Teutoburger Waldes unter Annahme eines

NW-Gefälles höhenmäßig in Beziehung setzen. Er ordnet diese Landschaftselemente frühpleistozänen Flußsystemen zu. Mit Beginn des Pleistozäns dürfte die Entwässerung des nördlichen Rheinischen Schiefergebirges somit bereits auf die Westfälische Bucht ausgerichtet gewesen sein. Reste dieser Flußsysteme stellen Schotter mit Geröllen aus paläozoischen Gesteinen des Sauerlandes dar, die man heute noch auf den Höhen des Haarstrangs finden kann, wie z. B. südlich von Unna (Abb. 3a). Sie sind Zeugen einer Entwässerung nach Norden zu einer Zeit, als die Täler von Möhne und Ruhr noch nicht tiefer eingeschnitten waren.

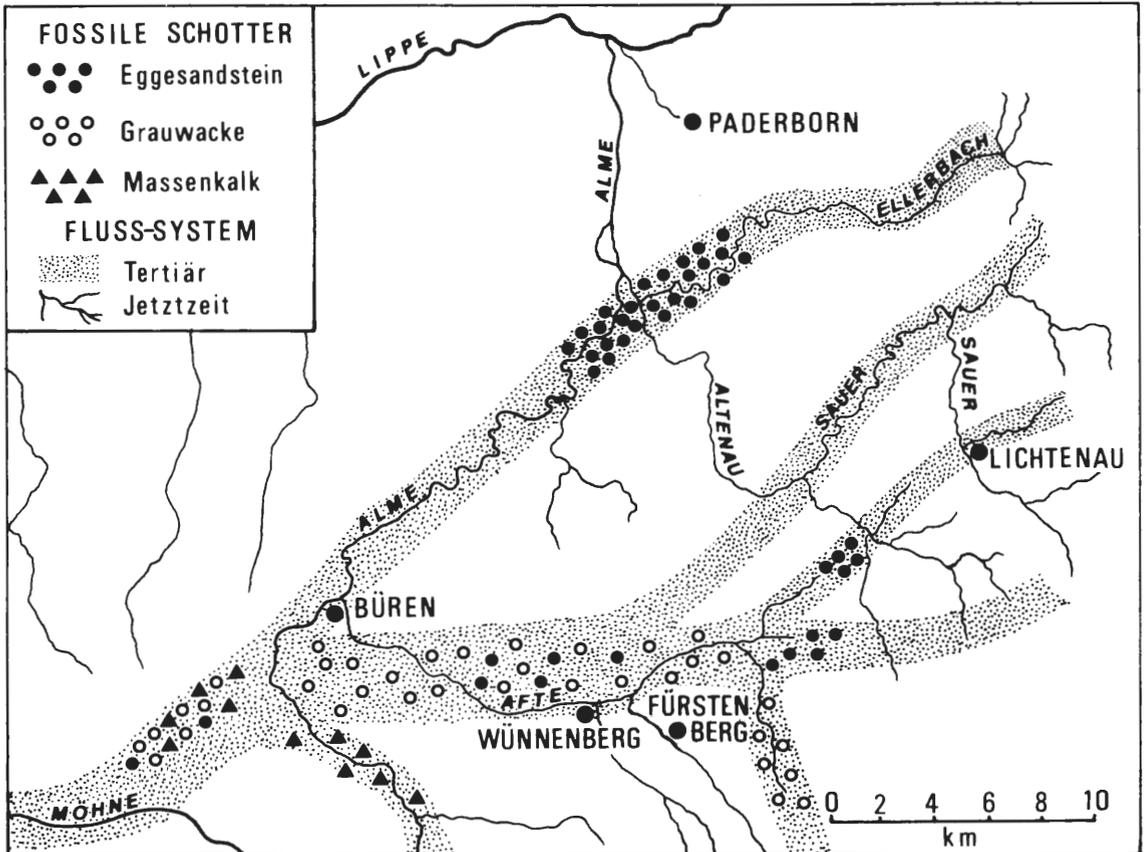


Abb. 2: Tertiäres und rezentes Flußsystem am SO-Rand der Westfälischen Bucht (nach FEIGE 1961).

Als älteste fluviatile Ablagerungen innerhalb der Westfälischen Bucht treten im Bereich der unteren Lippe geringmächtige kiesige Sande mit Ruhr- und Rheinschottern auf. Sie liegen in schmalen Rinnen, die in kreidezeitliche Sande eingeschnitten sind und von Hauptterrassensedimenten überdeckt werden. Die Bildung der Rinnen und ihrer Sedimentfüllung ist in das frühe Pleistozän zu stellen und zeitlich den Höhenterrassen an der Ruhr gleichzusetzen, zu denen sich auch vom Geröllinhalt her verwandtschaftliche Beziehungen ergeben (BRAUN & THIERMANN 1975; HESEMANN 1975; UDLUFT 1934). Eine weitere Verbindung zwischen dem Rheinischen Schiefergebirge und der Westfälischen Bucht läßt sich aus der Verbreitung der Hauptterrassenablagerungen ableiten. Zwischen Witten und Bochum zweigt ein Hauptterrassenast vom Ruhrtal nach Norden ab und läßt sich über 14 km in die Westfälische Bucht hinein verfolgen. Ein anderer, weniger ausgeprägter Abzweig besteht im Stadtgebiet von Essen. Hier sind Hauptterrassenablagerungen bis 4 km nördlich des Ruhrtals erhalten. Ein dritter deutlicher Vorstoß der Hauptterrassenströme nach Norden gibt sich an der unteren Ruhr bei Mülheim zu erkennen. Hier sind östlich des heutigen Ruhrtals Ablagerungen der Hauptterrasse auf einer Länge von etwa 8 km und in einer Breite von max. 3 km erhalten (JANSEN & DROZDZEWSKI 1986). Sie stellen die Verbindung zu den bereits erwähnten, von Rhein und Ruhr gebildeten Hauptterrassenablagerungen an der unteren Lippe dar.

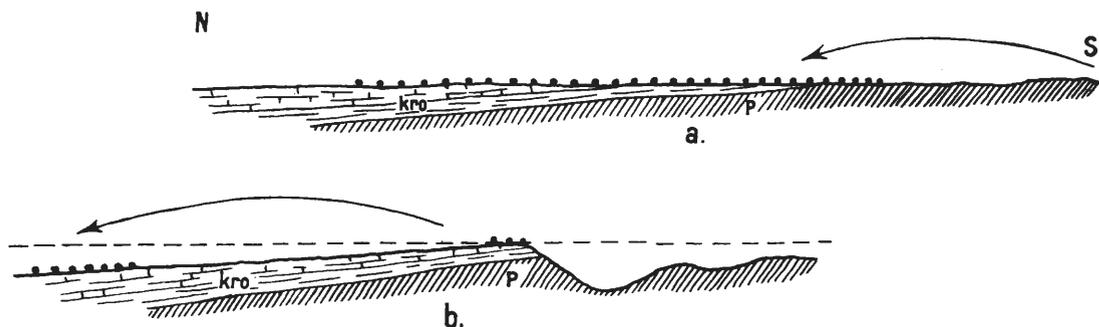


Abb. 3: Ablagerung und Umlagerung paläozoischer Gerölle aus dem Rheinischen Schiefergebirge im Bereich des Haarstrangs (aus LOTZE 1933).
 a. Ablagerung auf der tertiären Verebnungsfläche
 b. Umlagerung im Altpleistozän.
 (kro = Oberkreide; P = Paläozoikum).

Die Entwicklung im Altpleistozän

Nach der Entstehung der Hauptterrassen kam es zu einer weiteren deutlichen Hebung des Rheinischen Schiefergebirges und zur Bildung ausgeprägter Schichtstufen in dem schräg gestellten Kreidedeckgebirge. Die Flüsse kompensierten die Hebung durch stärkeres Einschneiden in den Untergrund. Seit dieser Zeit ist ein Ausbrechen der Flüsse aus ihren Tälern nicht mehr möglich. Auch die Ruhr wurde endgültig auf ihren heutigen Talzug festgelegt. Eine Verstärkung der Tiefenerosion ist auch im Niederrheingebiet zu verzeichnen. Sie erreichte am Ende der Elster-Kaltzeit ihren größten Wert (THOME 1980: 47). Die Ursache ist hier allerdings in der Bildung von großen kontinentalen Eismassen zu suchen. Sie führte zur Erniedrigung des Meeresspiegels und damit zur Anregung der Erosionstätigkeit der Flüsse, die sich bis in die Westfälische Bucht bemerkbar machte. An ihrem Südrand entstand mit der weiteren Herauspräparierung der Schichtstufenlandschaft des Haarstrangs eine trennende Barriere zum Rheinischen Schiefergebirge. Sie hat die eigenständige flußgeschichtliche Entwicklung der Westfälischen Bucht besiegelt und ist bis heute als Wasserscheide in Funktion. Auf dem Haarstrang kam es zur Umlagerung der Höhenterrassen. Gerölle aus Sauerlandgesteinen finden sich deshalb auch in jüngeren Schottern am Nordfluß des Höhenzuges vor den Ausmündungen kleinerer Täler, die keine Verbindung zum paläozoischen Hinterland haben (Abb. 3b). Nur an einer Stelle – im Almetal – durchschneidet heute noch ein Fluß den Haarstrang und tritt aus dem Rheinischen Schiefergebirge in die Westfälische Bucht ein. Bis in das ausgehende Tertiär war der Abfluß in dem zuerst dem Ur-Möhne-System zugehörigen mittleren Almetal nach Südwesten gerichtet (s. Abb. 2). Spätestens mit der starken Hebung des Schiefergebirges im Altpleistozän änderte sich die Fließrichtung nach Nordosten. Ob bereits zur Hauptterrassenzeit der Abfluß zur Westfälischen Bucht gerichtet war, läßt sich nicht sicher belegen. Höher gelegene Schotterreste mit Sauerlandgeröllen an den Rändern des heutigen Almetals südlich von Ahden, die SCHULTE (1937) als Hauptterrasse und Höhenschotter einstufte, könnten auch jüngerer Entstehung sein und Relikte glaziärer Ablagerungen darstellen (FEIGE 1961: 25).

Nordwestlich der Eintrittsstelle der Alme in die Westfälische Bucht – im Raum Geseke – Delbrück – Wiedenbrück – treten an der Basis der quartären Schichten Schotter mit Sauerlandgeröllen auf (Abb. 4). Es handelt sich sehr wahrscheinlich um elsterzeitliche Ablagerungen. Sie enthalten neben Ober- und Unterkreidegesteinen vom Südrand der Westfälischen Bucht auch Gerölle von Grauwacken, Lyditen und Massenkalken aus dem Karbon und Devon des Rheinischen Schiefergebirges. Die Schotter haben eine weite Verbreitung. Sie treten im oberen Emstal auf und kommen auch im Lippetal bis unterhalb von Lippstadt vor. Es zeigt sich hier eine Bifurkation des Ur-Alme-Systems in einen nordwestlichen und einen westlichen Arm, die Vorläufer der heutigen Ems und Lippe darstellen. Die Schottervorkommen entsprechen der älteren Mittelterrasse. Sie werden hier als „Ältere Plänerschotter“ bezeichnet, deren Geröllspektrum aus 70-90% Oberkreidegesteinen (Plänerkalkstein), 1-2% Unterkreidegesteinen und 5-25% paläozoischen Gesteinen besteht. Sie treten im Mittellauf der Alme als Terrassenreste 15-40 m oberhalb des heutigen Talniveaus auf, während sie am Nordfuß des Haarstrangs mächtige, meistens von jüngeren Ablagerungen bedeckte Schotterfluren bilden (SKUPIN 1985). Auch bei den an der Basis der quartären Schichtenfolge in den Ziegeleigruben bei Westerwiehe südöstlich

von Gütersloh auftretenden stark tonigen Kieskörpern bzw. „Schotterlehmen“ mit gleichem Geröllspektrum (SKUPIN 1987) dürfte es sich um Relikte elsterzeitlicher Terrassenbildungen handeln. Die ausgeprägte Vertonung der Ablagerung geht sehr wahrscheinlich auf einen ehemals hohen Gehalt an lokalen Mergelsteingeröllen zurück, die durch spätere Verwitterung und Kalklösung zu einer tonigen Matrix zersetzt wurden.

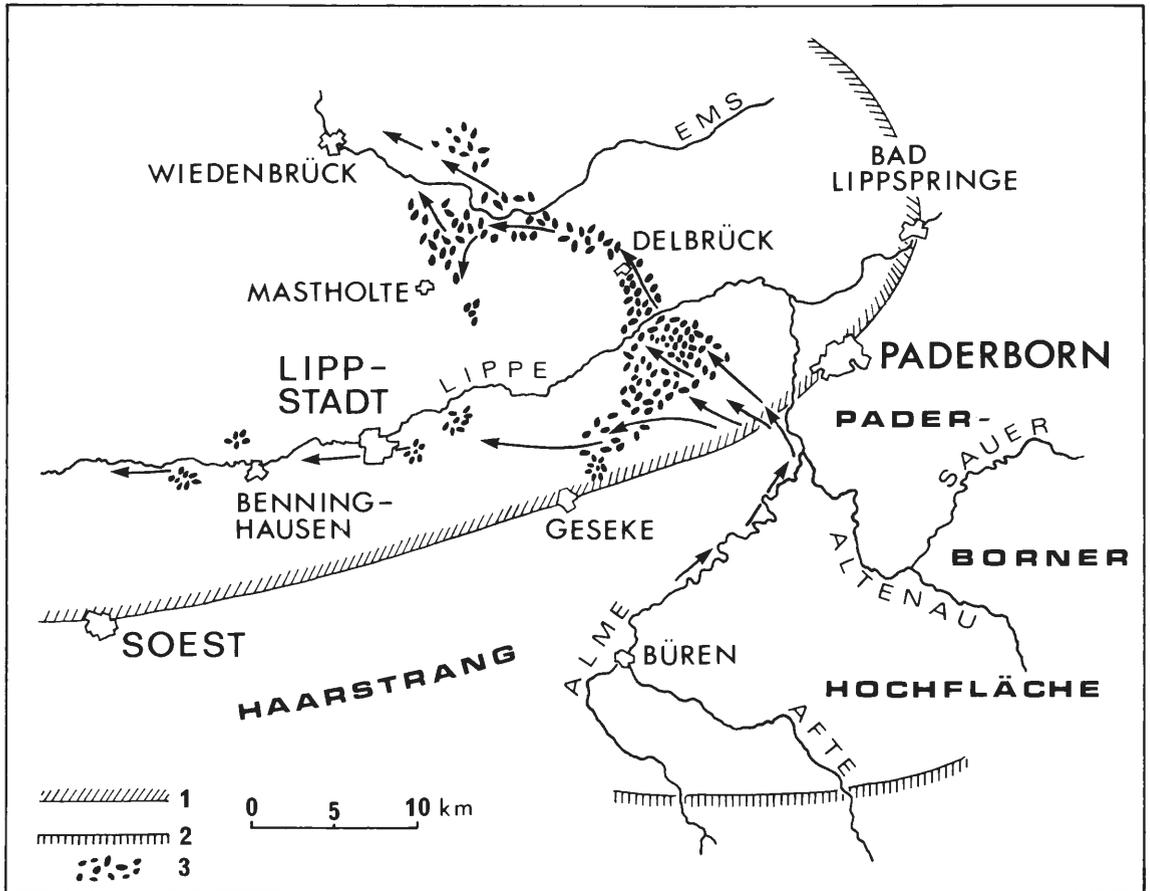


Abb. 4: Das vor-saalezeitliche Entwässerungssystem der Alme (nach LOTZE 1953).
 1: Grenze zwischen südöstlichen Randhöhen und Flachland der Westfälischen Bucht
 2: Südrand der Westfälischen Kreidemulde
 3: Schotter mit paläozoischen Gesteinen

Lippe und Ems im Alt- und frühen Mittelpleistozän

Im westlichen Teil der Westfälischen Bucht, im Bereich der unteren Lippe und Stever, läßt sich eine Entwicklung der Flußsysteme seit dem Altpleistozän ableiten (Abb. 5). Die Vorläuferin der Lippe (Ur-Lippe) benutzte während der Hauptterrassenzeit ab Lünen noch das Tal der heutigen Emscher. Dieser Flußlauf bestand auch noch zur älteren Mittelterrassenzeit. Er wurde aber bald von einem bereits im heutigen unteren Lippetal bestehenden Flußsystem angezapft und nach Norden umgelenkt. Dieser Abflußweg war bis in die Holstein-Zeit in Funktion. Ein zweiter Fluß, die Ur-Stever, verlief zur Hauptterrassenzeit zunächst in einem südwärts gerichteten Bogen von Olfen über Haltern, von dort nach Nordwesten und bog schließlich bei Stadtlohn nach Südwesten zum Rhein ab. Mit der Tieferlegung der Wasserläufe zur Wende Holstein-Warmzeit zu Saale-Kaltzeit – infolge der erneuten Bildung von kontinentalen Eismassen und dem damit verbundenen Fallen des Meeresspiegels – entstand zwischen Olfen und Lünen durch rückschreitende Erosion eine Verbindung von Ur-Stever und Ur-Lippe. Der bis dahin von der Lippe teilweise noch benutzte Talzug zur Emscher fiel endgültig trocken.

Im nördlichen Teil der Westfälischen Bucht, im Bereich der Ems, läßt sich die Flußentwicklung nur lückenhaft rekonstruieren. Sauerlandgerölle der Alme sind noch bis in den Raum nördlich von Münster nachzuweisen, wenn auch zum Teil in umgelagerter Form in jüngeren Ablagerungen. Diese Vorkommen stehen mit pleistozänen Rinnen in Zusammenhang, die bis in die Kreideschichten eingetieft sind und zumindest in Teilen Relikte eines alten Flußsystems bzw. eines Ur-Ems-Systems darstellen (Abb. 6). Es handelt sich um breitere, wannenartige oder auch relativ schmale, talartige Eintiefungen, die mit pleistozänen Ablagerungen unterschiedlichen Alters gefüllt sind. Die Entstehungszeit der Hohlformen ist nicht genau zu bestimmen. Eine Altersabfolge zeigt sich im Stadtgebiet von Münster. Ein mit holsteinzeitlichen schluffigen Sanden und torfigen Lagen gefülltes Tal wird von drenthezeitlichen Schmelzwassersanden in einer lokal übertieften Talrinne, dem Münsterländer Kiessandzug, abgeschnitten bzw. überdeckt (BAECKER 1963). Im Bereich der Ems muß deshalb generell mit der Überlagerung eines Talsystems der älteren Mittelterrassenzeit durch jüngere, zum Teil subglaziär entstandene Schmelzwasserrinnen gerechnet werden. Im Jungpleistozän haben diese Täler bzw. Rinnen noch eine Überprägung erfahren, die bis zur totalen Ausräumung und erneuten Füllung reichen kann (vgl. S. 13).

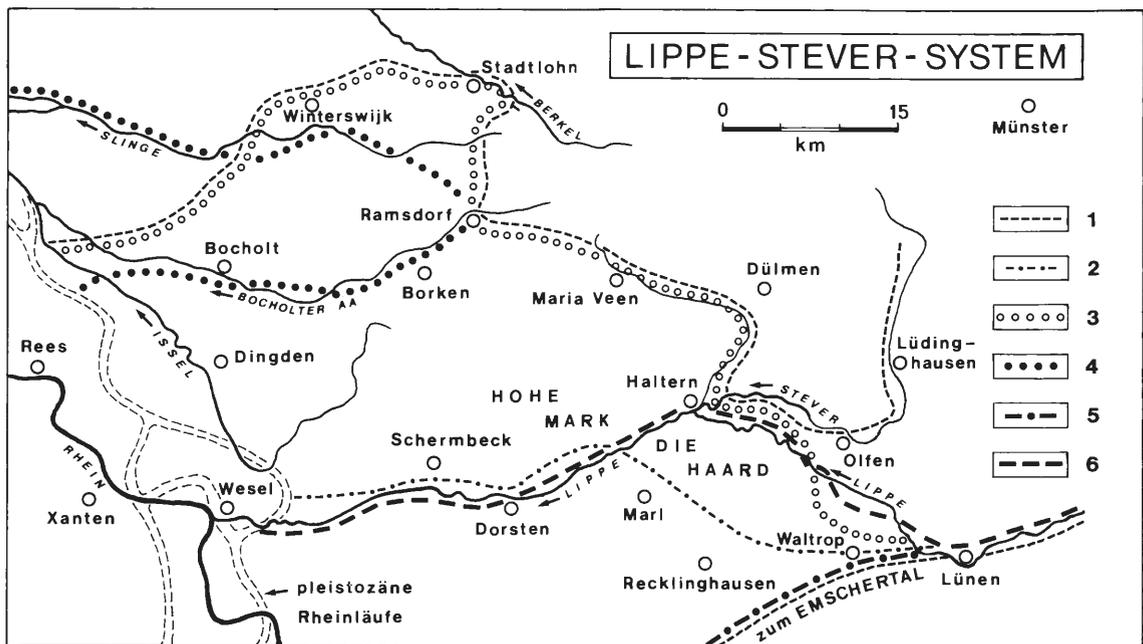


Abb. 5: Entwicklung des Talsystems von Lippe und Stever (nach BOLSENKÖTTER & HILDEN 1969).

- 1: Abfluß zur Hauptterrassenzeit
- 2: Abfluß zur älteren Mittelterrassenzeit
- 3: Abfluß zur Wende Holstein-Warmzeit/Saale-Kaltzeit
- 4: Früh-drenthezeitliche Abflußwege
- 5: Spät-drenthezeitlicher Abfluß
- 6: Nach-drenthezeitlicher Abfluß

Die Abflußverhältnisse während der Saale-Kaltzeit

Mit der Saale-Kaltzeit traten einschneidende Veränderungen in der Entwicklung der Flußsysteme ein, da zu dieser Zeit wohl erstmalig Inlandeis Massen bis in die Westfälische Bucht vordrangen (SPEETZEN 1986: 12-13). Durch das von Norden kommende Inlandeis wurden zuerst die in der Ur-Ems-Rinne abströmenden Wassermassen aufgestaut und nach Westen abgedrängt. Der Abfluß des Ur-Alme-Ems-Systems verlagerte sich dabei immer mehr auf die Ur-Lippe. Mit dem weiteren Vordringen des Inlandeises wurde auch der anfänglich noch als Urstromtal wirksame Unterlauf der Ur-Lippe, das Stever-Lippe-System, außer Funktion gesetzt. Das Inlandeis erreichte schließlich im Süden den Haarstrang und örtlich auch das Ruhrtal und stieß im Westen bis

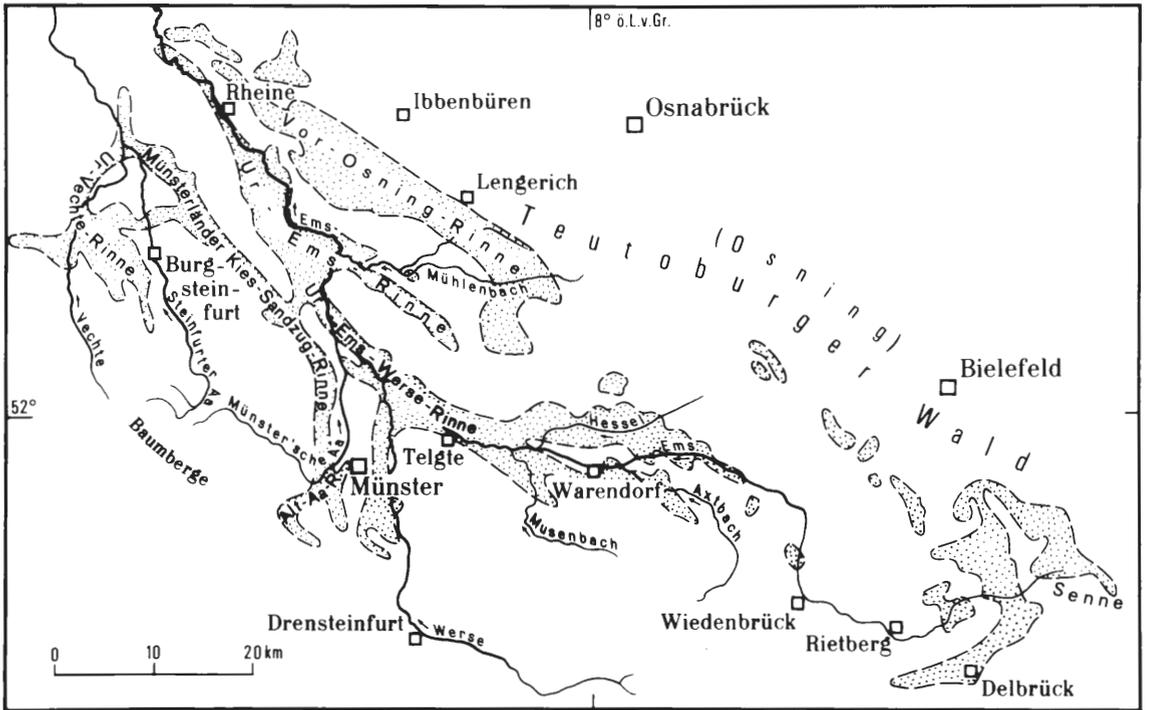


Abb. 6: Mit quartären Ablagerungen gefüllte pleistozäne Rinnen im östlichen Teil der Westfälischen Bucht (aus THIERMANN 1974).

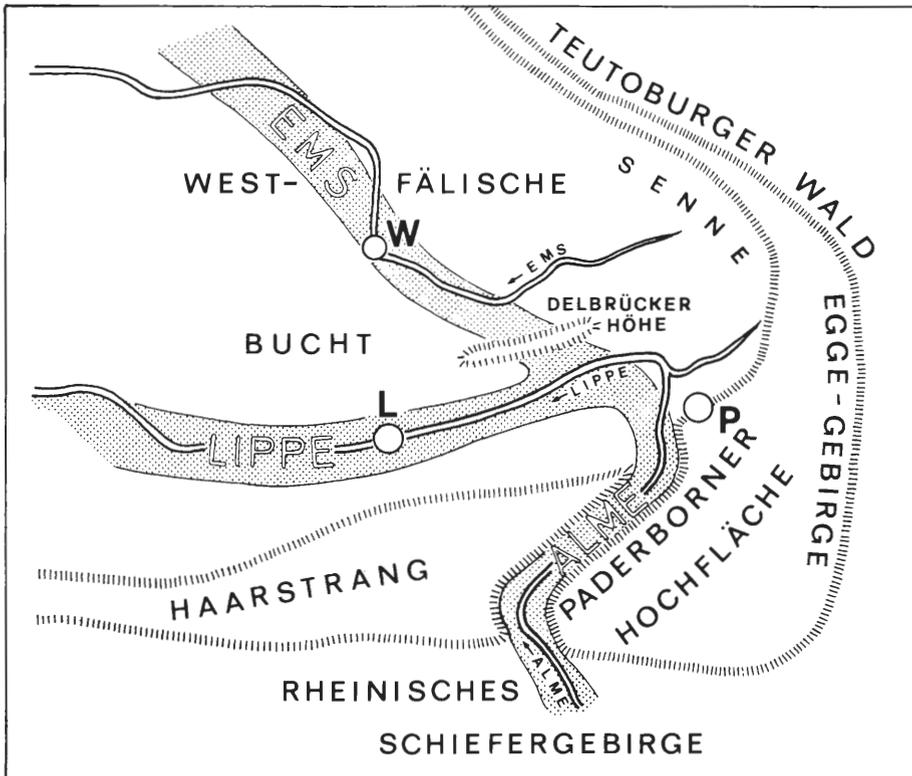


Abb. 7: Die nach-saalezeitlichen bzw. rezenten Flußläufe von Ems und Lippe im Vergleich zum vor-saalezeitlichen Alme-Lippe-Ems-System.

zum Niederrhein vor. In dieser Zeit bildeten sich im Weserbergland und im Südosten der Westfälischen Bucht große Eisstauseen, deren Wassermassen zwischen Eisrand und Haarstrang nach Westen zum Rhein hin abfließen. Stellenweise erodierten sie dabei Stufen in den Nordhang des Haarstrangs. Auch unterhalb des Inlandeises existierten unter hohem Druck stehende Schmelzwasserströme. Sie spülten besonders im Bereich der Täler von Ems und Lippe subglaziale Rinnen aus, die sich bei nachlassender Strömungskraft mit Schmelzwassersanden und -kiesen füllten (vgl. THOME 1981; 1983). Dieser Erosionstätigkeit und der vorausgegangenen Exaration durch das Inlandeis fielen große Teile älterer Ablagerungen zum Opfer. Dadurch erklärt sich das auffällige Zurücktreten der unter die Mittelterrassen einzuordnenden vor- und frühsaalezeitlichen Terrassenablagerungen. In größerer Verbreitung sind sie anscheinend nur in höheren Positionen in der Umrandung der Beckumer Berge und im zentralen Teil der Westfälischen Bucht erhalten (ARNOLD 1960; 1977). Ob es sich bei diesen oft von Grundmoräne überdeckten Sedimenten tatsächlich immer um wirkliche Terrassenablagerungen handelt oder um Verschüttungen des drenthezeitlichen Inlandeises, bleibt dahingestellt. Im Bereich des Emstals kommen saalezeitliche Terrassen oberflächlich nicht vor; hier sind sie nur unter der Grundmoräne erhalten und durch Bohrungen auch flächenhaft nachzuweisen (H. STAUDE, mdl. Mitt.). An den Rändern des Lippetals hingegen treten stellenweise frühsaalezeitliche Terrassenablagerungen zutage.

Während der Abschmelzphase des Inlandeises wurde zuerst die westliche Entwässerungsrichtung im Bereich des Lippetals frei. Dabei lebte der alte Abflußweg von der Lippe zur Emscher kurzfristig wieder auf. Später wurde durch rückschreitende Erosion zwischen der Hohen Mark und der Haard das Stever-Lippe-System an das heutige untere Lippetal angeschlossen (Abb. 5). Eine Entwässerung nach Norden war nicht mehr möglich, da die alte Rinne zwischen Maria Veen und Ramsdorf durch mächtige Grundmoränenablagerungen verstopft war. Auch im Bereich der oberen Lippe und Ems wurden die Abflußverhältnisse während des Drenthe-Stadiums umgestaltet. Der von Süden aus dem Rheinischen Schiefergebirge kommende Oberlauf des Alme-Lippe-Ems-Systems wurde endgültig nach Westen zur heutigen Lippe abgelenkt, da er bereits von Schmelzwässern des zerfallenden Inlandeises geformte, westwärts gerichtete Talungen vorfand, während der Abfluß nach Norden durch glaziale Ablagerungen verlegt war. Die vor-drenthezeitlich vorhandene Bifurkation in Lippe und Ems stellte sich deshalb nicht wieder ein. Das Quellgebiet der nach-drenthezeitlichen Ems entwickelte sich in der Senne, einer im wesentlichen aus Schmelzwassersanden aufgebauten Landschaft am Ostrand der Westfälischen Bucht. Zwischen den beiden neu entstehenden Flußläufen bestand ein geschlossener Höhenrücken, der heute noch in Resten als Delbrücker Höhe vorhanden ist (Abb. 7). Die Trennung von Ems und Lippe wurde allerdings später, während der Weichsel-Kaltzeit, wieder aufgehoben.

Das Inlandeis des Drenthe-Stadiums hinterließ eine Landschaft mit lebhaftem Kleinrelief, zahlreichen Seen und einem unausgereiften Gewässernetz, ähnlich der heutigen Jungmoränenlandschaft in Schleswig-Holstein (ARNOLD 1977). Da aber die morphologische Großgliederung der Westfälischen Bucht in randliche Senken und zentrale Höhe erhalten blieb, bildeten sich die alten Hauptentwässerungswege sehr schnell wieder aus. Bereits am Ende des Drenthe-Stadiums dürfte ein Abflußsystem vorhanden gewesen sein, das dem modernen Bild weitgehend entsprach.

Die Flüsse im späten Mittel- und frühen Jungpleistozän

Die nach-drenthezeitliche Fluß- bzw. Landschaftsgeschichte der Westfälischen Bucht ist über große Zeitabschnitte nur lückenhaft zu rekonstruieren. Die Ereignisse während des Interstadials zwischen Drenthe- und Warthe-Stadium und die Vorgänge während des Warthe-Stadiums und der anschließenden Eem-Warmzeit sind nicht genau aufzuklären, da in der Westfälischen Bucht aus dieser Zeit kaum Ablagerungen überliefert sind. Wir haben mit einer normalen Tiefenerosion der Flüsse und der erneuten Ausbildung von Flußtälern in den warmen Zeitabschnitten und mit Terrassenaufschüttungen und Sedimentumlagerungen durch Solifluktion während des warthezeitlichen Kälteeinbruchs zu rechnen. Obwohl die Entwicklung von Ems und Lippe infolge der Barriere bei Delbrück seit dem Ende des Drenthe-Stadiums getrennt verlief, sind für beide Flüsse gleichartige Vorgänge anzunehmen. Reste einer jüngsten Mittelterrasse, die während des Warthe-Stadiums gebildet wurde, sind nur noch an der Lippe bei Haltern vorhanden (BRAUN & THIERMANN 1975). Von der Ems sind bisher überhaupt keine jüngeren Mittelterrassen bekannt geworden. Aus dem Bereich der mittleren Alme wird ein Relikt einer möglicherweise warthezeitlichen Terrasse beschrieben (SKUPIN 1985). Während des Eems entstanden durch das erneute

Einschneiden der Flüsse in die pleistozänen Ablagerungen und die unterlagernden Kreideschichten und durch die allmähliche Verbreiterung und Ausräumung der Rinnen deutliche Talungen mit mäandrierenden Flußläufen (Abb. 8). Durch diese Erosionstätigkeit sind besonders im Tal der Ems saalezeitliche Ablagerungen weitgehend aufgearbeitet worden.

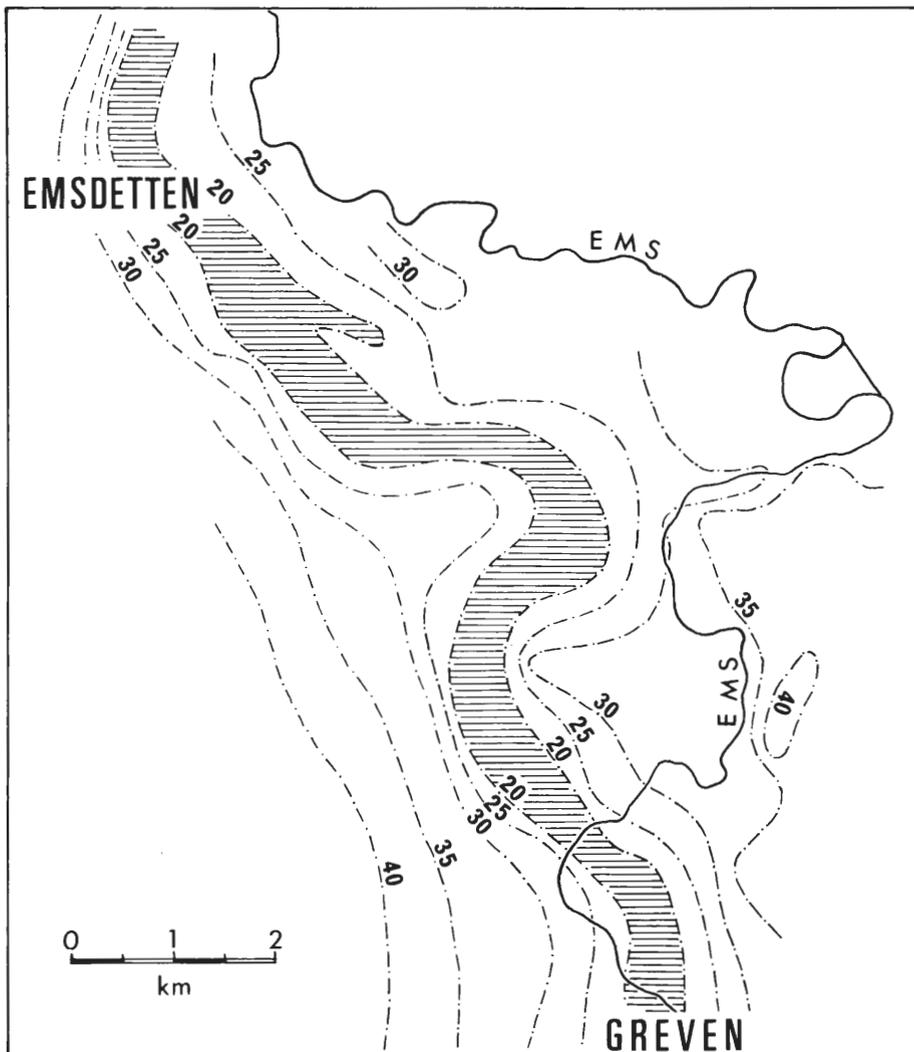


Abb. 8: Die „Ur-Ems-Rinne“ zwischen Greven und Emsdetten – ein in die Kreideschichten eingeschnittenes eemzeitliches Flußtal (nach EWERT 1972).
(Quartärbasis in Meter ü. NN; die Isohypsen entsprechen zugleich dem Relief der Kreideoberfläche)

Die Flußentwicklung in der Weichsel-Kaltzeit

Während der Weichsel-Kaltzeit bildeten sich in den Flußtälern der Ems und Lippe die bis zu 30 m mächtigen Aufschüttungen der oberen Niederterrasse. Der Sedimentkörper zeigt eine typische Dreigliederung (SKUPIN 1983; SPEETZEN 1986), in der sich ein Klimazyklus widerspiegelt. Zuerst liegen frühweichselzeitliche kiesige Sande mit Resten von pleistozänen Säugetiere, die sog. „Knochenkiese“. Sie wurden von verwilderten Flußsystemen mit zahlreichen, sich häufig verzweigenden Abflußbahnen abgelagert. Im Hochglazial entstanden überwiegend feinkörnige Sedimente. Es handelt sich im wesentlichen um äolisch abgesetzten Löß, der teilweise auch

fluviatil verschwemmt oder durch Solifluktion umgelagert wurde. Den Abschluß bilden wiederum fluviatile Ablagerungen des späten Weichsel-Glazials (Abb. 9). Diese Dreigliederung ist mehr oder weniger vollständig auch in den weichselzeitlichen Talfüllungen der kleineren Flüsse der Westfälischen Bucht (wie z. B. Stever, Berkel, Dinkel, Vechte) ausgebildet.

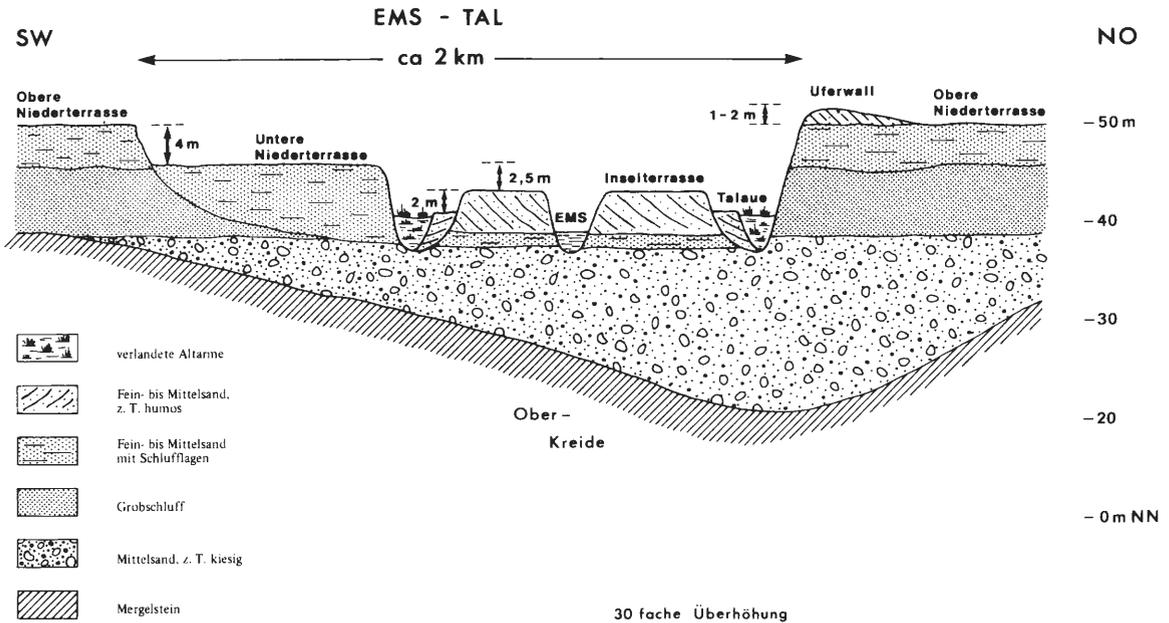


Abb. 9: Schema zur Gliederung und Abfolge der Terrassen im Bereich der Ems nördlich von Münster.

Durch die Aufhöhung und Verbreiterung der Täler infolge der kaltzeitlich bedingten Aufschüttung (SPEETZEN 1986: 21) traten die Niederterrasenströme von Ems und Lippe um die trennende Delbrücker Höhe herum in Verbindung. Sie schufen eine einheitliche Terrassenfläche, so daß die von Süden oder Osten kommenden Schneeschmelzwässer wechselweise sowohl im Ems- als auch im Lippetal abströmen konnten. Diese erneute Bifurkation zwischen Ems und Lippe hatte bis in jüngste Zeit Bestand. So trat in dem extremen Hochwasser von 1946 die Ems nach Süden zur Lippe über und überschwemmte die nördlichen Teile der Stadt Lippstadt, die gegen das Hochwasser der Lippe gehalten werden konnten (Abb. 10).

Gegen Ende des Weichsel-Glazials, im Alleröd-Interstadial, vereinigten sich die verzweigten Schmelzwasserströme in den Tälern von Ems und Lippe und bildeten mäandrierende Flußläufe. Bei Hochwasser lagerten diese Flüsse auf den Talrändern zunächst noch Uferwälle und Auelehme ab, tiefen sich aber – bedingt durch den noch niedrigen Meeresspiegel – sehr schnell ein. Das Einschneiden erreichte an der Ems nördlich von Münster in relativ kurzer Zeit Werte von über 10 m. In der jüngeren Dryas-Zeit, der letzten Kaltphase des Weichsel-Glazials, wurde dieses Erosionstal durch erneute Aufschüttung weitgehend wieder aufgefüllt. Dieser Sedimentkörper, dessen Oberfläche 4-5 m unter dem Niveau der oberen Niederterrasse liegt, wird als untere oder jüngere Niederterrasse bezeichnet (Abb. 9). Der Höhenunterschied zwischen beiden Niederterrassestufen verringert sich emsaufwärts. Bei Warendorf beträgt er nur noch 2-3 m, 10 km weiter oberhalb ist er nicht mehr vorhanden. An der Lippe setzt die untere Niederterrasse ca. 12 km unterhalb von Lippstadt ein. 30 km weiter flußabwärts bei Hamm beträgt der Höhenunterschied bereits 3 m und erreicht nach weiteren 25 km im Raum Lünen etwa 5 m.

Im Emstal nördlich von Münster sind im Bereich der Einmündungen der linksseitigen Nebenflüsse Werse und Aa auf der oberen Niederterrasse deutliche Gefälleverflachungen mit anschließenden Versteilungen ausgebildet. Diese Stufen weisen auf eine starke seitliche Zufuhr von Sedimenten hin. An der Werseeinmündung ist eine derartige Gefälleveränderung auch in der unteren Niederterrasse der Ems zu erkennen. Somit zeigt sich, daß im zentralen Teil der Westfälischen Bucht zumindest seit der ausgehenden Weichsel-Kaltzeit nach Norden gerichtete Abflußsysteme vorhanden waren. Ein weiterer Beweis ergibt sich aus der Verbreitung der unteren Niederterrasse, die bereits in den Unterläufen von Werse und Aa entwickelt ist. Auch in einigen

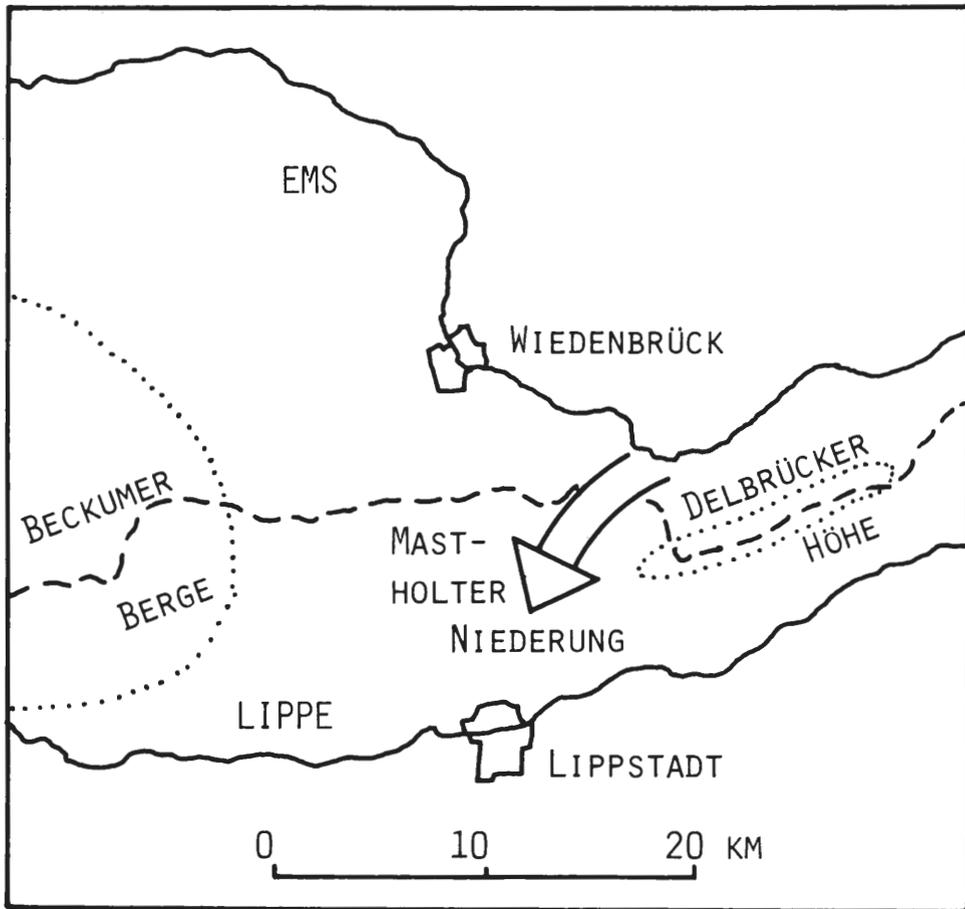
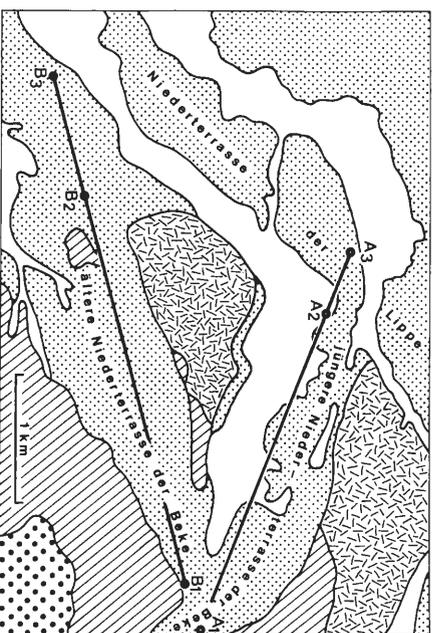


Abb. 10: Übertritt von Emswasser in das Flußgebiet der Lippe im Frühjahr 1946.
(Gestrichelte Linie = Wasserscheide)

Tälern der randlichen Höhen der Westfälischen Bucht sind in den weichselzeitlichen Terrassenablagerungen zwei Stufen zu erkennen, wie z. B. im Beketal nordöstlich von Paderborn (SKUPIN & SPEETZEN 1988). Hier liegen besondere Bildungsverhältnisse der jüngeren Niederterrasse vor (Abb. 11). Betrachtet man die Oberflächen der Terrassenablagerungen in den sich verzweigenden Bekeläufen, so zeigt sich für den nördlichen Arm ein geringeres Gefälle, das mit einem Einschneiden im Oberlauf und einer Aufhöhung im Unterlauf erklärt werden kann. Diese Erscheinung einer spät-weichselzeitlichen Zertalung der Niederterrasse mit räumlich anschließender Aufschotterung ist schon seit langem aus den Schotterfluren des Alpenvorlandes bekannt. Diese im Oberlauf schmalen und tief eingeschnittenen und sich zum Unterlauf allmählich verbreiternden und aufhöhenden Täler werden wegen ihrer Form auch als „Trompetentäler“ bezeichnet (TROLL 1957).

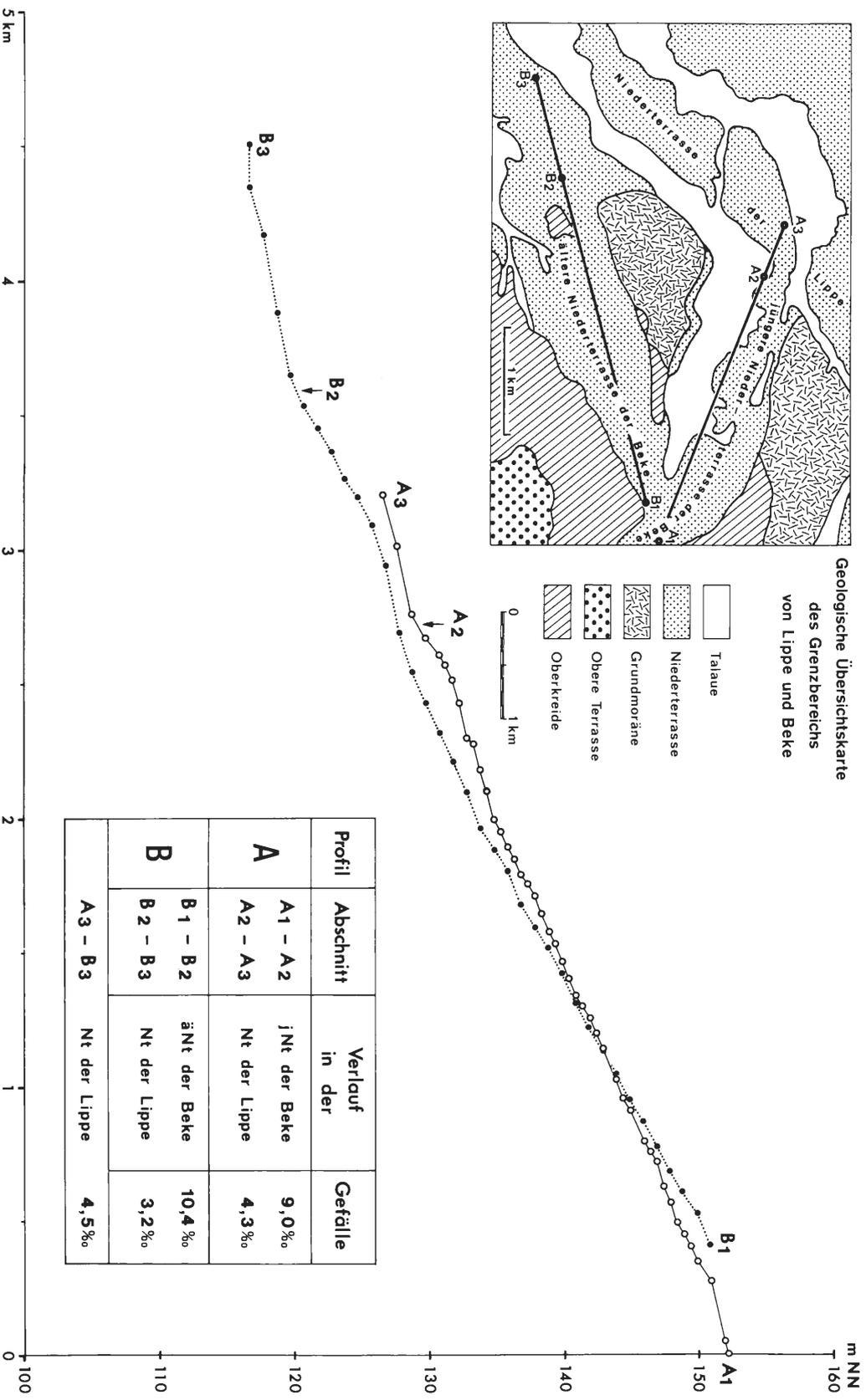
Längsprofile durch die jüngere und ältere Niederterrasse der Beke



Geologische Übersichtskarte
des Grenzbereichs
von Lippe und Beke

- Talau
- Niederterrasse
- Grundmoräne
- Obere Terrasse
- Oberkreide

0 1 km



Profil	Abschnitt	Verlauf in der	Gefälle
A	A1 - A2	jNt der Beke	9,0‰
	A2 - A3	Nt der Lippe	4,3‰
B	B1 - B2	äNt der Beke	10,4‰
	B2 - B3	Nt der Lippe	3,2‰
A3 - B3		Nt der Lippe	4,5‰

Ems und Lippe im Holozän

Mit der Klimaverbesserung nach der Weichsel-Kaltzeit änderte sich auch das Geschehen in den Abflußsystemen. Mit der Vereinigung des abfließenden Wassers in normalen Flußrinnen wechselte die Dynamik von Akkumulation zu Erosion. In den Tälern von Ems und Lippe wurde durch die mit Sedimentumlagerung verbundene Erosion der mäandrierenden Flüsse weitere Talstufen angelegt, noch im frühen Holozän die Inselterrasse und schließlich als jüngste und tiefste Talstufe die Talau. Die Breite des Emstals zwischen den Erosionsrändern der oberen Niederterrasse beträgt nördlich von Münster 1-2 km. Innerhalb dieser Talung treten die jüngeren Terrassen mit mehr oder weniger großen, untereinander abgestuften Flächen auf (Abb. 9), wobei die Niveauunterschiede zwischen den Terrassen emsaufwärts stetig geringer werden. Im Lippetal sind die Verhältnisse ähnlich. An der oberen Lippe, im Bereich von Delbrück, beträgt der Höhenunterschied zwischen Niederterrasse und Inselterrasse etwa einen Meter, von dieser zur Talau nochmals einen Meter (SKUPIN 1983).

Die Talauen der Flüsse werden bei stärkeren Hochwässern normalerweise überschwemmt. Gleichzeitig kommt es zu einer verstärkten Umlagerung von Sedimenten von den Prall- zu den Gleithängen und zur flächenhaften Auflagerung des sandig-schluffigen Auelehms auf die Talau. Bildung und Umlagerung der Talauensedimente von Ems und Lippe sind bis in die jüngste Zeit nachzuweisen. So fanden sich am Südufer der Lippe bei Anreppen südlich von Delbrück Auenablagerungen mit mittelalterlichen Schlacken und neuzeitlichen Keramikresten (SKUPIN 1983: 63-64). Für diese Sedimentationsvorgänge sind möglicherweise klimatische Ursachen wie Perioden strengerer Winter mit gesteigerter Hochwassertätigkeit im Frühjahr bestimmend gewesen, wie z. B. die „Kleine Eiszeit“ von 1430 bis 1850. Andererseits können sie aber auch Ausdruck menschlicher Tätigkeiten wie Rodung und intensive Landnutzung sein. Sie führten zu einer verstärkten Abtragung der Böden, deren feinkörniges Material bis in die Flußauen geschwemmt wurde und die Talböden aufhöhte, wie die allgemein zu beobachtende starke Auelehmbildung im Gefolge der mittelalterlichen Rodungsphasen anzeigt. In dieser Zeit standen die Flüsse noch in aktiver Beziehung zu ihrem Umland und haben auf menschliche Eingriffe in die Landschaft sofort reagiert.

Flußentwicklung im Zeitalter der Technik

Mit Beginn des technischen Zeitalters, besonders mit der Entstehung des Rheinisch-Westfälischen Industriebezirks in der zweiten Hälfte des vorigen Jahrhunderts, nahmen die Eingriffe des Menschen in Landschaft und Gewässer immer größere Ausmaße an. Die Flüsse wurden teilweise zu Schiffahrtswegen ausgebaut und zur Speisung der künstlich angelegten Wasserstraßen, der Kanäle, angezapft. Darüber hinaus dienten sie der Industrie als Brauchwasserreservoir und bildeten die Grundlage der Trinkwasserversorgung für die stark anwachsende Bevölkerung. Andere Wasserläufe, wie z. B. die Emscher, wurden zur Ableitung der Abwässer aus den Ballungszentren benutzt und damit zu Kloaken degradiert. Der Ausbau und die Regulierung der Flüsse setzten ihre natürliche Dynamik außer Kraft. Zudem veränderte die intensive Nutzung ihres Wassers die Abflußmengen. So wird z. B. die 15 km westlich von Münster entspringende Stever bei Haltern, 40 km westlich von Münster, aufgestaut und zur künstlichen Grundwasseranreicherung bzw. zur Trinkwassererzeugung verwendet. Allein die Stadt Münster bezieht von dort pro Jahr 6-8 Mio. m³ Trinkwasser, das nach Benutzung und Verbrauch als Abwasser nördlich von Münster in die Ems fließt. Die Menge entspricht einem Abfluß von 200 bis 250 l/s und ist damit einem kräftigen Bachlauf vergleichbar, der künstlich aus dem Stever-Lippe-System in das Ems-System umgeleitet wird. Auch die Lippe muß Wasser abgeben, allerdings in anderen Größenordnungen. Zur Speisung der westdeutschen Schiffahrtskanäle wird ihr bei Hamm im Jahresdurchschnitt eine Menge von 280 Mio. m³ entzogen (THIELEMANN 1980; EMSCHERGENOSSENSCHAFT – LIPPEVERBAND 1982), das zu einem großen Teil über den Dortmund-Ems-Kanal der unteren Ems zufließt. Aus diesem Kanal wiederum entnimmt die Stadt Münster 6-7 Mio. m³ Wasser pro Jahr zur künstlichen Grundwasseranreicherung in den städtischen Wasserwerken. Diese Menge geht als Abwasser ebenfalls in das Flußgebiet der Ems über. Auch am Südrand der Westfälischen Bucht wurden durch technische Maßnahmen neue Abflußverhältnisse geschaffen,

Abb. 11: Gefälle der Oberflächen von älterer und jüngerer Niederterrasse der Beke am SO-Rand der Westfälischen Bucht.



Abb. 12: Eingedeichte Lippe im Bereich von Marl mit Schacht 8 der Gewerkschaft Auguste Viktoria.



Abb. 13: Die Lippe in einem noch relativ naturnahen Zustand (wenige hundert Meter flußaufwärts von Abb. 12).

die denen zu Beginn des Pleistozäns ähneln. So werden jährlich 315 Mio. m³ Wasser zur Versorgung der Bevölkerung und der Industrie in der Westfälischen Bucht von der Ruhr über die im Altpleistozän entstandene Wasserscheide nach Norden gepumpt. 234 Mio. m³ davon muß allein die Emscher zusätzlich als Abwasser abführen, 76 Mio. m³ gehen in das Flußgebiet der Lippe über, und 5 Mio. m³ fließen in die Ems.

Erhebliche Eingriffe in die natürlichen Abflußsysteme gehen auch vom Bergbau und die in seinem Gefolge auftretenden Bergsenkungen und von den zur Erhaltung der Vorflut notwendigen Wasserbaumaßnahmen aus. Obwohl heute bei der Beseitigung von Vorflutstörungen ökologisch angepaßte Lösungen gesucht werden, bleibt doch eine in großen Teilen naturferne, mehr oder weniger künstliche Bergbaufolgelandschaft zurück. So ist die Lippe im Bereich von Marl, wo der Steinkohlenbergbau unter dem Fluß nach Norden vordringt, in bis zu 8 m hohe Deiche eingezwängt, die ein Ausufernd bei den zu erwartenden Bergsenkungen verhindern sollen (Abb. 12). Nur wenig weiter flußaufwärts ist der Fluß noch in einem relativ naturnahen Zustand. Er kann bei Hochwasser über die Ufer treten und sich über die Talauwe, sein natürliches Hochwasserbett, ausdehnen (Abb. 13). Allerdings wird der Bergbau in den kommenden Jahren auch in dieses Gebiet vordringen und damit die Eindeichung der Lippe bis an den Stadtrand von Haltern fortschreiten.



Abb. 14: Ausbau der Ems an der Hornheide nordöstlich von Münster im Jahr 1934
(Foto: Archiv Westf. Museum f. Naturkunde, Münster).

Weitere Eingriffe in die Landschaft und die Flußsysteme stellen die zur Intensivierung der Landwirtschaft durchgeführten Maßnahmen der Flurbereinigung und der ausufernde und flächenzehrende Städte- und Straßenbau dar. Infolge der Entwässerung der Böden durch Drainagen und Ausbau der Vorflut in landwirtschaftlich genutzten Bereichen und durch die Versiegelung der Oberflächen in bebauten Gebieten wird die natürliche Verzögerung des Abflusses aufgehoben. Nach starken Niederschlägen fallen somit in kurzer Zeit große Wassermengen an, die unmittelbar in die Bäche und Flüsse gelangen und häufig schnell und hoch auflaufende Hochwässer hervorrufen. Um diese Wassermassen noch ableiten zu können und einen Schutz gegen die verstärkte Hochwassergefahr zu erreichen, müssen die Flußläufe „reguliert“, d. h. verbreitert und begradigt werden. Dieser Ausbau führt im Sommer bei niedrigem Abfluß oft zum Trockenfallen von Teilbereichen der überdimensionierten Wasserläufe oder durch das Aufstauen der Flüsse zu nahezu



Abb. 15: Naturnahe Ems im Jahr 1931 (nach einem Aquarell von DETERMEYER).



Abb. 16: Die kanalartig ausgebaute Ems bei Gittrup nördlich von Münster im Jahr 1988.

stagnierenden Gewässern. Die Störungen des ökologischen Gefüges der Flüsse und der Beziehungen zwischen den Flüssen und ihren Uferlandschaften bewirken eine Verringerung der biologischen Vielfalt. Damit ist zugleich eine Verminderung der Selbstreinigungskraft der Fließgewässer verbunden, die darüber hinaus durch die Einleitung von Abwässern mit hohen Schadstoffmengen belastet werden. Diese Fehlentwicklungen müssen, unabhängig vom Schutz der Flußlandschaften, auch deshalb abgestellt und rückgängig gemacht werden, weil sauberes Grund- und Oberflächenwasser als Voraussetzung der Trinkwasserversorgung immer seltener wird.

Ausblick

Bereits in den 30er Jahren wurde die ehemals stark mäandrierende Ems im Bereich nordöstlich von Münster reguliert und damit weitgehend begradigt (Abb. 14). Letzte größere Baumaßnahmen erfolgten in den 60er Jahren (PELZ & WALBAUM 1988). Die durch die Durchstiche abgetrennten Mäanderbögen sind oft noch beiderseits der künstlichen Flußrinne zu sehen. Was bei diesen Eingriffen allein an landschaftlicher Schönheit und Vielfalt verloren ging, zeigt ein Vergleich der heutigen kanalartigen Ems in ihrem flurbereinigten Umland mit Bildern der Ems vor etwa 50 Jahren (Abb. 15 u. 16). Flüsse mit natürlichen Steilufnern, einst typisch für die in eiszeitlichen Ablagerungen angelegten Flußlandschaften der Westfälischen Bucht, gehören weitgehend der Vergangenheit an – ein Preis des technischen Fortschritts, den man heute nur schwer zurückfordern kann. Ein erster Schritt dazu sind die aus einem allmählichen Umdenken der letzten Jahre zu erklärenden Versuche zur Renaturierung von Bächen und Flüssen. Allerdings werden diese Maßnahmen den naturnahen, vorindustriellen Zustand nicht wiederherstellen können. Um so mehr gilt es, die noch verbliebenen Reste der über Jahrtausende geformten natürlichen Flußlandschaften zu erhalten und unter besonderen Schutz zu stellen.

Literatur

- ARNOLD, H. (1960): A. Geologische Karte. – In: Erl. Übersichtskt. Nordrh.-Westf. 1:100.000, Blatt **C 4310** Münster: 9-126, 6 Abb., 4 Taf.; Krefeld.
- (1977): Erläuterungen zu Blatt C 4314 Gütersloh. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:100.000, Erl., **C 4314** Gütersloh: 156 S., 31 Abb., 10 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- BAECKER, P. (1963): Über altpleistozäne Flußrinnen und einige andere Probleme des Pleistozäns im Münsterland. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **117**: 59-88, 10 Abb., 2 Taf.; Stuttgart.
- BODE, H. (1960): C. Hydrogeologische Karte. – In: Erl. Übersichtskt. Nordrh.-Westf. 1:100.000, Blatt **C 4310** Münster: 267-323, 21 Abb.; Krefeld.
- BOLSENKÖTTER, H. & HILDEN, H. D. (1969): Ein Beitrag zur Talgeschichte der Stever und der unteren Lippe. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **17**: 47-54, 3 Abb.; Krefeld.
- BRAUN, F. J. & THIERMANN, A. (1975): Erläuterungen zu Blatt C 4306 Recklinghausen. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:100.000, Erl., **C 4306** Recklinghausen: 169 S., 11 Abb., 2 Taf.; Krefeld.
- EMSCHERGENOSSENSCHAFT – LIPPEVERBAND (1982): Wasser – Natur und Technik. – 32 S., zahlr. Abb.; Essen.
- EWERT, F. K. (1972): Über den Verlauf der Grundwasserlagerstätte „Uremsrinne“ zwischen Greven und Emsdetten. – Münster. Forsch. Geol. Paläont., **24**: 17-23, 1 Taf.; Münster.
- FEIGE, W. (1961): Talentwicklung und Verkarstung im Kreidegebiet der Alme. – Spieker, **11**: 3-66, 18 Abb.; Münster.
- HESEMANN, J. (1975): Geologie Nordrhein-Westfalens. – In: Bochumer geogr. Arb., Sonderr., Bd. 2. – 416 S., 225 Abb., 122 Tab., 11 Taf.; Paderborn (Schöningh).
- JANSEN, F. & DROZDZEWSKI, G. (1986): Erläuterungen zu Blatt 4507 Mülheim an der Ruhr. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25.000, Erl., **4507** Mülheim an der Ruhr: 200 S., 18 Abb., 17 Tab., 4 Taf.; Krefeld.
- LOTZE, F. (1933): Gerölle des Sauerlandes am Nordfuß des Haarstranges (Westfalen). – Z. dt. geol. Ges., **85**: 461-463, 2 Abb.; Berlin.
- (1953): Zur Talgeschichte der Alme, oberen Lippe und Ems. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1953**: 306-311, 1 Abb.; Stuttgart.

- PELZ, M. & WALBAUM, H. (1988): Emsbegradigungen im Raum Münster. – In: Umwelt hat Geschichte – auch in Münster. – Schriftproben, **6**: 66-84, 9 Abb.; Münster (Hittorf-Gymnasium).
- SCHULTE, H. (1937): Die geologischen Verhältnisse des östlichen Haarstranges, insbesondere des Almegebietes. – Abh. westf. Prov.-Mus. Naturkde., **8**(1): 58 S., 2 Abb., 2 Taf.; Münster.
- SKUPIN, K. (1983): Erläuterungen zu Blatt 4217 Delbrück. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25.000, Erl., **4217** Delbrück: 120 S., 20 Abb., 6 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- (1985): Erläuterungen zu Blatt 4317 Geseke. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25.000, Erl., **4317** Geseke: 155 S., 16 Abb., 12 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- (1987): Erläuterungen zu Blatt 4117 Verl. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25.000, Erl., **4117** Verl: 114 S., 15 Abb., 8 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- SKUPIN, K. & SPEETZEN, E. (1988): Quartär im SE-Teil der Westfälischen Bucht. – Arbeitsgemeinschaft Nordwestdeutscher Geologen, 55. Tagung (1988), **Exk. B 2**: 25 S., 7 Abb., 1 Beil., 1 Taf.; Bochum.
- SPEETZEN, E. (1986): Das Eiszeitalter in Westfalen (Alt- und mittelsteinzeitliche Fundplätze in Westfalen, Tl. 1). – Einführ. Vor- u. Frühgesch. Westf., **6**: 64 S., 19 Abb., 1 Beil., 1 Tab.; Münster.
- THIELEMANN, T. (1980): Die Wasserbewirtschaftung des westdeutschen Kanalnetzes. – Westf. geogr. Studien, **36**: 129-137, 6 Abb., 1 Tab.; Münster.
- THIERMANN, A. (1974): Zur Flußgeschichte der Ems/Nordwestdeutschland. In: L'évolution quaternaire des bassins fluviaux de la Mer du Nord méridionale. – Cent. Soc. Géol. Belg.: 35-51, 8 Abb.; Liège.
- THOME, K. N. (1980): Talgeschichte. In: Erläuterungen zu Blatt C 4706 Düsseldorf-Essen. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:100.000, Erl., **C 4706** Düsseldorf-Essen: 44-49, 4 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- (1981): Haarstrang und Hellwegtal. In: Erläuterungen zu Blatt C 4710 Dortmund. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:100.000, Erl., **C 4710** Dortmund: 46-52, 3 Abb.; Krefeld.
- (1983): Gletschererosion und -akkumulation im Münsterland und angrenzenden Gebieten. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **166**(1): 116-138, 2 Abb.; Stuttgart.
- TIMMERMANN, O. (1959): Heterogene Flußläufe und asymmetrische Einzugsgebiete der Flüsse am Nordrande des Rheinischen Schiefergebirges als bedeutsame Merkmale für die Morphogenese. Das Flußnetz von Möhne-Ruhr und Lippe als Beispiele. – Z. Geomorph., **1959**(1): 63-84, 7 Abb.; Berlin.
- TROLL, C. (1957): Tiefenerosion, Seitenerosion und Akkumulation der Flüsse im fluvioglazialen und periglazialen Bereich. – Petermanns Mitt., Ergänzungs-H., **262**: 213-226, 4 Abb.; Gotha.
- UDLUFT, H. (1934): Das Diluvium des Lippetales zwischen Lünen und Wesel und einiger angrenzender Gebiete. – Jb. preuß. geol. Landesanst., **54**: 37-57, 3 Abb.; Berlin.

Geologische Karten von Nordrhein-Westfalen 1:100.000

- Blatt C 3910 Rheine, Krefeld 1987.
- Blatt C 3914 Bielefeld, Krefeld 1987.
- Blatt C 4306 Recklinghausen, Krefeld 1975.
- Blatt C 4310 Münster, Krefeld 1960.
- Blatt C 4314 Gütersloh, Krefeld 1977.
- Blatt C 4318 Paderborn, Krefeld 1985.
- Blatt C 4706 Düsseldorf-Essen, Krefeld 1980.
- Blatt C 4710 Dortmund, Krefeld 1981.
- Blatt C 4714 Arnsberg, Krefeld 1981.

GEOLOGISCHE GLIEDERUNG			Mio.a	EROSION UND SEDIMENTATION	ÜBERGEORDNETE EREIGNISSE	
KÄNOZOIKUM (Erdneuzeit)	QUARTÄR	HOLOZÄN		Talaue	Ausbau der Flüsse Beginn des Ackerbaus	
		JUNG-PLEISTOZÄN	Weichsel-Kaltzeit	0,01	Inselterrasse	Erwärmung
					Niederterrassen	Inlandeis nördlich der Elbe
			Eem-Warmzeit	0,12		
		MITTEL- PLEISTOZÄN	Saale-Kaltzeit	0,2	jüngere Mittelterrassen	Inlandeis in der Westfälischen Bucht
		ALT- PLEISTOZÄN	Elster-Kaltzeit Cromer-Komplex* Menap-Kaltzeit	0,5	ältere Mittelterrassen	Inlandeis in NW- Deutschland starke Hebung des Rhein. Schiefergebirges
		ÄLTEST- PLEISTOZÄN	Waal-Warmzeit Eburon-Kaltzeit Tegelen-Warmzeit Praetegelen-Zeit	1,0	Hauptterrassen	
TERTIÄR	PLIOZÄN		2,4	Höhenterrassen	erste Hebungen des Rhein. Schiefergebirges	
			5,1	Anlage von Hochtälern		
	MIOZÄN			Ausbildung von Trogregionen	erneutes Vordringen des Meeres	
	OLIGOZÄN		24,6			
	EOZÄN		38,0	Bildung einer Rumpffläche	im Westen	
	PALEOZÄN		54,9			
			65,0	erste Konturen der Westfälischen Bucht	Beginn der Festlandszeit	

* enthält vermutlich 2 Kalt- und 3 Warmzeiten

Tab. 1: Landschaftsentwicklung und Flußgeschichte in der Westfälischen Bucht und im Rheinischen Schiefergebirge im Tertiär und Quartär.