

## 2. Die geologische Entwicklung des Wesertales und der Weser

Dr. HANSJÖRG STREIF, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Stilleweg 2, 30655 Hannover

Geologisch lässt sich die Entwicklung der Weser über das gesamte, ca. 2,6 Millionen Jahre umfassende Zeitalter des Quartär zurückverfolgen. Charakteristisch für diesen erdgeschichtlichen Abschnitt sind wiederholte, rasch aufeinander folgende Klimaschwankungen mit deutlich ausgeprägten Kalt- bzw. Warmzeiten, die sich insbesondere auf den Eis- bzw. Wasserhaushalt der Erde ausgewirkt haben. In den Kaltzeiten der letzten 0,4 Mio. Jahre bildeten sich in Nordamerika und Skandinavien riesige, z.T. mehrere tausend Meter dicke Eisschilde, in denen große Niederschlagsmengen gebunden waren, was globale Absenkungen des Meeresspiegels um ca. 100 m zur Folge hatte. Während der Warmzeiten, deren Klimaverhältnisse annähernd den heutigen entsprachen, schmolz dieses Inlandeis ab, so dass der Meeresspiegel stieg und sich ungefähr auf sein gegenwärtiges Niveau einpendelte.

Diese klimatisch gesteuerten Prozesse prägten die Landschaftsentwicklung unseres Raumes auf vielfältige Weise (Tab. 2.1). Skandinavisches Eis breitete sich in der Elster-, Saale- und Weichsel-Kaltzeit in drei großen, durch kleinere Oszillationen untergliederten Schüben bis nach Norddeutschland aus. Es schuf dabei neue Landschaftsformen und hinterließ Grundmoränen-Decken aus Geschiebelehm oder Geschiebemergel. Seine Schmelzwässer schütteten mächtige, aus Sand und Kies bestehende Sedimentkörper auf oder setzten im Stillwasser tiefer Seebecken ihre aus Schluff und Ton bestehende Suspensionsfracht ab. Auch die aus Kies und Sand aufgebauten Flussterrassen sind überwiegend in Kaltzeiten entstanden. Dabei handelt es sich um meist einige Meter mächtige Sedimentkörper mit ebener Oberfläche, die an Talhängen in mehreren Terrassenstufen übereinander auftreten können bzw. den ebenen Talboden bilden. Das Ansteigen des Meeresspiegels in der Holstein- und Eem-Warmzeit sowie in der Nacheiszeit, dem Holozän, verkürzte die Unterläufe der Flüsse und gestaltete diese teilweise zu trichterförmigen **Ästuaren** um. Festlandsgebiete wurden überflutet und von Meeres-, Watt- bzw. Brackwassersedimenten überdeckt.

Älteste Zeugen der Weser-Flussgeschichte sind die vor der Elster-Kaltzeit, d.h. in der Zeitspanne zwischen ca. 2,6 und 0,4 Mio. Jahren vor heute (J.v.h.), aufgeschütteten Terrassenkiese und -sande. Ihre Relikte bilden im Talabschnitt zwischen Münden und Hameln sieben übereinander liegende Stufen, die zur Oberterrassengruppe zusammengefasst werden (ROHDE 1989, 1994, ROHDE & THIEM 1998). Ihnen entsprechen weit über hundert Meter mächtige, aus Sand und Schluff sowie dünnen Kohleflözen aufgebaute Delta-Ablagerungen, die durch Bohrungen im südlichen Nordseebecken nachgewiesen worden sind (SCHWARZ 1996, STREIF 1996).

Zeitabschnitte		Landschaftsräume, Formungsprozesse und Ablagerungen		
		Nordsee und Weserästuar	Ober- und Mittellauf der Weser	Geestgebiete
Holozän	Zeitenwende	Phase intensiver Dünenbildung auf den Ostfriesischen Inseln		Jüngere Generationen von Dünen, Verwehung von Flugsand
	700 v.Chr.	Beginn des Deichbaus um 1100 n. Chr.	Mittelalterlicher Auenlehm	Intensive Waldzerstörung durch Heidewirtschaft (Plaggensch)
11.560 J.v.h.	2000 v.Chr.	Regressive Phasen mit Torfbildung	Eisenzeitlicher Auenlehm	Beginnende Rodung, Zerstörung der natürlichen Vegetation
	6000 v.Chr.	Transgressive Phasen mit Ablagerungen von Watt- und Brackwassersedimenten	Bronzezeitlicher Auenlehm	Laubmischwälder
Weichsel-Kaltzeit	Jüngere Tundrenzeit	Rasche landwärtige Verschiebung der Küstenlinie	Entstehung der Flussrand-Dünen in den Tälern von Weser und Hunte	Verwehung von Flugsand, Dünenbildung
	Spätglazial		Bodenbildung, stellenweise Torfbildung	Podsolboden, Usselo-Horizont
	Ältere Tundrenzeit		Aufschüttungen von Flusssanden und Kiesen der <b>Jüngeren Niederterrasse</b> durch ein verwildertes Flusssystem	Verwehung von Flugsand, Dünenbildung, Entstehung von beschiebedecksand
	Hochglazial	Meeresspiegel-Tiefstand etwa 130 m unter dem heutigen Niveau	Starke Erosion im Bereich des Unterwesertales	Eiskeile, Fließerden, Brodelböden Eisvorstoß bis nach Hamburg
	Frühglazial	Regression, Meeresspiegel durchgehend mindestens 30 m tiefer als heute	Aufschüttung der <b>Älteren Niederterrasse</b>	Polarwüsten-Vegetation
117.000 J.v.h.				Tundren-Vegetation mit temporärer Bewaldung
Eem-Warmzeit		Beginnende Absenkung des Meeresspiegels		Bodenbildung, Ausbreitung von wärmeliebender Waldvegetation
128.000 J.v.h.		Meeresspiegel-Hochstand; randliche Überflutung heutiger Festlandsgebiete		
Saale-Kaltzeit	Warthe-Stadium	Meeresspiegel-Tiefstand	Aufschüttung der <b>Ältesten Niederterrasse</b>	Eisvorstoß über die Elbe bis in die Harburger Berge
	Jüngeres Drenthe-Stadium		Anlage des modernen Süd-Nord gerichteten Wesertales von der Porta-Westfalica über Bremen zur Nordsee	Zurückschmelzen des Eises
	Älteres Drenthe-Stadium		Das ursprüngliche Ost-West gerichtete Flusssystem verliert seine Funktion	Eisvorstoß bis an den Ostrand des Unterwesertales
Mindestens 230.000 J.v.h. ?			Aufschüttung der <b>Jüngeren Mittelterrasse</b>	Zerfall und Abschmelzen des Eises; Eisspalten zeichnen das spätere Talnetz vor
Holstein-Warmzeit		Meeresspiegel-Hochstand; Brackwasservorstoß bis an die ostfriesische Küste und in das Unterelbe-Gebiet		Bodenbildung, Ausbreitung von wärmeliebender Waldvegetation
Elster-Kaltzeit		Meeresspiegel-Tiefstand; zeitweilige Verbindung von skandinavischem und englisch-schottischem Inlandeis über die südliche Nordsee	Aufschüttung der <b>Älteren Mittelterrasse</b>	Sedimentation von "Lauenburger Ton", teilweise Auffüllung der tieferen Rinnen
			Aufschüttung der <b>Oberterrasse</b> , gemeinsames Ost-West gerichtetes Flusssystem von Elbe und Weser	Unter dem Eis abströmende Schmelzwässer schaffen ein System stellenweise 200 bis 500 m tief eingeschnittener Rinnen
Prä-Elster		Meeresüberflutungen im Nordseebecken während warmer Klimaphasen		Zweiter Eisvorstoß mit geringerer Reichweite
	2,6 Millionen J.v.h.		Flussablagerungen eines Ost-West gerichteten Entwässerungssystems	Mehrere Kalt- und Warmzeiten ohne Hinweise auf Eisbedeckung

Tab. 2.1: Landschaftsräume, Formungsprozesse und Ablagerungen im Bereich der Weser sowie in den angrenzenden Räumen.

Im Verlauf der **Elster-Kaltzeit** breitete sich wohl erstmalig Inlandeis aus Skandinavien bis nach Norddeutschland aus und hinterließ seine Moränenablagerungen. Gleichzeitig wurden unter dem Eis tiefe Schmelzwasserrinnen geschaffen, die noch während dieser Kaltzeit größtenteils wieder von Sand und Kies sowie von feinkörnigen Beckenablagerungen - „Lauenburger Ton“ - verfüllt worden sind. Bis zu diesem Ereignis floss die Weser, wie charakteristische Geröllkomponenten der Oberterrassen-Ablagerungen (Tab. 2.1) zeigen, von Hameln aus in nordöstlicher und östlicher Richtung in das heutige Leinetal bei Elze und weiter nach Norden bis Hannover bzw. Wedemark. Dort schwenkte die Weser nach Westen und vereinigte sich im Raum westlich Nienburg mit einem weiteren Flusslauf, der Anschluss an das heutige Einzugsgebiet der Elbe hatte (ROHDE 1994: Abb. 1, CASPERS et al. 1995: 30 f.). Der weitere Verlauf dieses vereinigten Flusssystemes dürfte über das Emsland und die Niederlande zur Nordsee geführt haben.

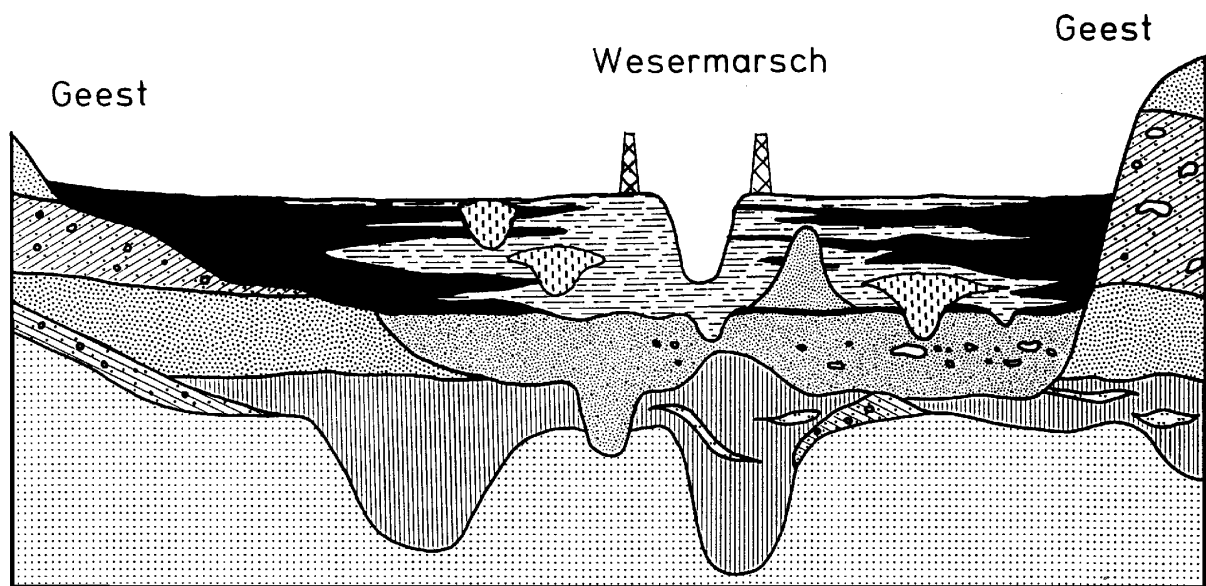
Der Eisvorstoß der Elster-Kaltzeit drang bis in die Randgebiete der Mittelgebirge ein, versperrte dabei den ursprünglichen Weserlauf und lenkte den Fluss bei Hameln nach Westen ab. Nach dem Rückzug des Elster-Eises abgelagerte Flusssande und -kiese der Älteren Mittelterrasse (Tab. 2.1) markieren diesen neuen Weserlauf von Hameln über Rinteln und durch die Porta Westfalica. Nördlich dieser Engstelle sind seine Sedimente unter jüngerer Bedeckung flächenhaft verbreitet (ROHDE 1994: Abb. 1.1).

Während der **Holstein-Warmzeit** haben im Wesertal keine bedeutsamen Formungsprozesse stattgefunden. Aus dieser Klimaphase sind bislang auch keine nennenswerten Ablagerungen bekannt.

Drastisch umgestaltet wurde der Weserlauf in der **Saale-Kaltzeit**. Zu Beginn dieser Kaltzeit wurden in dem elsterzeitlich angelegten Flusssystem mächtige Kiesablagerungen der Jüngeren Mittelterrasse aufgeschüttet (Tab. 2.1), wobei sich nördlich der Porta Westfalica zwei räumlich voneinander getrennte Flussläufe abzeichnen. Einer zieht am Nordrand des Wiehengebirges entlang nach Westen; der andere führt ein Stückweit nordwärts, bevor er im Raum südlich Uchte ebenfalls in eine westliche Richtung umschwenkt (ROHDE 1994: Abb. 1). Wie die älteren fluviatilen Terrassen, lassen sich auch die Ablagerungen der Jüngeren Mittelterrasse über das Emsland und die Niederlande Richtung Nordsee verfolgen. Die nördliche Verbreitungsgrenze von Flussablagerungen der beschriebenen Weserläufe (Oberterrasse sowie Ältere und Jüngere Mittelterrasse) markiert die „MAARLEVELD'sche Linie“, die sich von Nienburg über Vechta bis Haren und in die Niederlande verfolgen lässt (MAARLEVELD 1954, ROHDE 1994, NIEDER-SÄCHSISCHES LANDESAMT FÜR BODENFORSCHUNG 1995).

Einschneidende Umgestaltungen brachte der Eisvorstoß im frühen Drenthe-Stadium mit sich (Tab. 2.1). Er schuf die bis 150 m hohen Endmoränenwälle der Rehburger, Dammer und Fürstenauer Berge, in denen das Eis präquartäre Schichten (Tertiär und Kreide), Schmelzwassersande, aber auch Weserschotter zusammengepresst und aufgestaucht hat (MEYER 1986: Abb. 1, CASPERS et al. 1995). Bei diesem Eisvorstoß wurden auch die ausgedehnten Plateaus der Geestlandschaft westlich und östlich von Mittel- und Unterweser geschaffen, die aus dem sandigen bis tonigen steineführenden Material der Grundmoräne (Geschiebelehm, Geschiebemergel) der Gletscher aufgebaut sind (Abb. 2.1, Tab. 2.1). Diese Vorgänge engten den vormaligen Flusslauf der Weser sehr stark ein und führten dazu, dass sich die Schmelz- bzw. Flusswässer beim Abschmelzen des Eises einen neuen Abfluss nach Norden suchten (MEYER 1986).

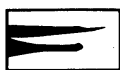
Damit wurde das ursprünglich Ost-West gerichtete Entwässerungssystem endgültig aufgegeben und die Strukturen des heutigen Weserlaufs vorgezeichnet.



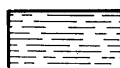
#### Holozän



Deiche



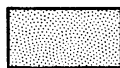
Torf



Brackwasserablagerungen



Wattablagerungen



Dünen sand

#### Weichsel- und Saalekaltzeit



Flußablagerungen,  
Weser-Niederterrasse

#### Saale-Kaltzeit



Geschiebelehm



Schmelzwassersand

#### Elster-Kaltzeit

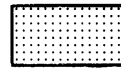


"Lauenburger Ton",  
Beckenablagerungen



Geschiebelehm

#### Oberpliozän



Kaolinsand

**Abb. 2.1:** Schematischer geologischer Schnitt durch die pleistozänen und holozänen Ablagerungen im Unterwesergebiet

Nach einer kurzen Rückschmelzphase rückte das Eis im jüngeren Drenthe-Stadium erneut vor, wobei sein Rand unweit östlich der heutigen Unterweser zu liegen kam (Tab. 2.1). Dieser neuerliche Vorstoß stauchte die Wälle der Altenwalder bzw. Lamstedter Endmoränen auf, die von Cuxhaven nach Süden bzw. Südosten verlaufen (MEYER 1986, NIEDERSÄCHSISCHES LANDESAMT FÜR BODENFORSCHUNG 1995). Das am Eisrand austretende Schmelzwasser sammelte sich im Breslau-Magdeburg-Bremer Urstromtal (MEYER 1983) und schuf dabei eine Erosionsrinne, die den heutigen Verlauf des Allertales sowie des Wesertales von Nienburg über Verden und Bremen bis Bremerhaven bestimmt.

Im Warthe-Stadium, dem jüngsten Abschnitt der Saale-Kaltzeit (Tab. 2.1), lag der Eisrand noch weiter im Osten. Er verlief von den Harburger Bergen bei Hamburg über den Wilseder Berg zum Rand des Uelzener Beckens (NIEDERSÄCHSISCHES LANDESAMT FÜR BODENFORSCHUNG 1995), wobei das Eis und dessen Schmelzwässer ihren unmittelbaren Einfluss auf die Gestaltung des Wesertales verloren hatten. Flusssande und -kiese aus dieser Entwicklungsphase bilden die Jüngere Mittelterrasse bzw. Ältere Niederterrasse, die sich von der Oberweser bis zur Mittel- und Unterweser verfolgen lassen (ROHDE & THIEM 1998, MEINKE 1992, 1995, STREIF 1993, 1998, BARCKHAUSEN 1995).

Im Verlauf der **Eem-Warmzeit**, die zeitlich zwischen 128 000 und 117 000 J.v.h. einzustufen ist (Tab. 2.1), stieg der Meeresspiegel und überflutete die Nordsee Teile des heutigen Festlandes (STREIF 1990: Abb. 5). In Ostfriesland existierte zeitweilig ein Wattenmeer mit Inseln und Buchten, dessen Küstenverlauf weitgehend dem heutigen entsprach; zwischen Weser und Elbe bestand dagegen eine weit ins Binnenland reichende Wattbucht (HÖFLE et al. 1985: Abb. 1.1). Da Ablagerungen dieses eemzeitlichen Wattenmeeres westlich und östlich der Wesermündung flächenhaft verbreitet im Niveau unterhalb von NN -7 m vorkommen, wäre zu erwarten, dass sie auch im Unterwesertal auftreten. Trotz intensiver geologischer Untersuchungen wurden sie dort bislang jedoch nicht gefunden. Dies spricht dafür, dass es nach dem Ende der Eem-Warmzeit in diesem Talabschnitt zu starker Erosion und einer flächenhaften Ausräumung älterer Sedimente gekommen ist.

Während der **Weichsel-Kaltzeit**, die insgesamt den Zeitabschnitt von 117 000 bis 11 560 J.v.h. umfasst, ist das skandinavische Eis nur in der kurzen Zeitspanne zwischen 22 000 und 18 000 J.v.h. bis nach Norddeutschland vorgestoßen (Tab. 2.1). Bei seiner maximalen Ausbreitung verlief der Eisrand in Nord-Süd-Richtung durch das östliche Schleswig-Holstein. Im Hamburger Raum reichte er nahe an die Elbe heran und zog sich von dort ostwärts durch das Gebiet südlich von Schwerin bzw. des Plauer Sees bis in die Priegnitz. Dort schwenkte er nach Südwesten um Richtung Havelberg. In diesem Entwicklungsstadium sammelten sich die Schmelzwässer im Elbetal und flossen nach Nordwesten ab.

Der Meeresspiegel lag damals ca. 130 m tiefer als heute, und die Nordsee hatte sich weit nach Norden zurückgezogen (Tab. 2.1), so dass sie nur mit einem schmalen Ausläufer bis in das Gebiet ca. 250 km nördlich der Doggerbank reichte (JELGERSMA 1979). Das umliegende Flachland, das im Westen vom englisch-schottischen und im Osten vom skandinavischen Inlandeis begrenzt war (CAMERON et al. 1993), lag dabei im Einflussbereich eines Periglazialklimas. Der Boden war tiefgründig gefroren, taute nur während sommerlicher Warmphasen von seiner Oberfläche her einige Dezimeter tief auf und trug eine Polarwüsten- bzw. Tundravegetation. Die Flüsse Ems, Weser, Elbe und Eider bildeten in dieser Phase ein zusammenhängendes Flusssystem, das sich südwestlich an Helgoland vorbei zur Weißen Bank und von dort östlich der Doggerbank nach Norden erstreckte (FIGGE 1980, STREIF 1996).

Unter den geschilderten Bedingungen wurden im Wesertal zwei weitere Sedimentkörper der Niederterrasse aufgeschüttet (Tab. 2.1), deren Entstehung in die Weichsel-Kaltzeit einzustufen ist (MEINKE 1992, 1995, ROHDE & THIEM 1998: 92). Diese Terrassenablagerungen nehmen den tieferen Teil einer durch Erosion geschaffenen Hohlform ein, die bei Achim ca. 11 km breit ist und sich im Flussabschnitt Vege-sack-Farge auf 8 bis 10 km verengt. Der nördlich anschließende Teil des Wesertales hat, wie in Abbil-

dung 2.1 dargestellt, einen ausgesprochen asymmetrischen Querschnitt. Die westliche Talflanke ist flach geneigt, besitzt ein wellig-hügeliges Relief und ist vollständig von jüngeren Küstenablagerungen überdeckt. Der Ostrand dagegen tritt im Gebiet von Uthlede und Stotel als auffälliger, ca. 10 m hoher Steilhang in Erscheinung. Dieser durch Flusserosion geschaffene, in Schmelzwasser- und Grundmoränen-Ablagerungen der Elster- bzw. Saale-Kaltzeit eingeschnittene Steilhang setzt sich unter den jüngeren Küstenablagerungen bis ca. 12 m Tiefe fort und hatte somit ursprünglich eine Höhe von über 20 Metern (Abb. 2.1). Die Asymmetrie des Tales spricht dafür, dass der Stromstrich der Weser gegen Ende der Weichsel-Kaltzeit in der Nähe des östlichen Talrandes gelegen haben muss, wo er die frischen Erosionsformen geschaffen hat.

Südlich von Bremen bestehen die Niederterrassen-Ablagerungen überwiegend aus Kies, nördlich davon herrscht dagegen sandiges bis feinkiesiges Material vor. Stellenweise sind darin große Steine und Findlinge anzutreffen, die z.T. in Lagen angereichert vorkommen aber auch einzeln eingebettet sind. Hierbei handelt es sich um Geschiebe, die aus eiszeitlichem Moränenmaterial ausgewaschen, mehr oder weniger an Ort und Stelle abgesunken bzw. vom Fluss nur über kurze Distanzen transportiert worden sind (Abb.2.1). Die Basisfläche dieses Sedimentkörpers hat ein unruhiges Relief. Im Raum Bremen schwankt die Basisfläche der dort als Wesersande bezeichneten Ablagerungen zwischen NN und NN -25 m (ORTLAM & SCHNIER 1980: 12, ORTLAM & WESEMANN 1993). Bei Nordenham - Bremerhaven dagegen erreicht sie Tiefen um NN -40 m (PREUSS 1979: Abb. 4, MEINKE 1992, 1995). Die Oberfläche der Niederterrasse ist nahezu eben. Sie taucht unweit südlich von Bremen unter die jüngeren Küstenablagerungen ab und lässt sich mit einem Gefälle von 0,17 ‰ über die ca. 65 km lange Strecke bis Bremerhaven verfolgen, wo sie bei NN -12 bis -15 m anzutreffen ist (PREUSS 1979, STREIF 1993, 1998, BARCKHAUSEN 1995). Eingesenkt in diese Oberfläche sind 4 bis 5 m tiefe Rinnen, die als vormalige Flussrinnen überwiegend einen langgestreckt bogigen Verlauf haben, z.T. aber auch typische Mäander erkennen lassen.

Zu den Landschaftselementen der Flusstäler gehören auch Dünen, die in der ausgehenden Weichsel-Kaltzeit und im frühesten Holozän auf der Oberfläche der Niederterrasse aufgeweht worden sind (Abb. 2.1, Tab. 2.1). Sie bilden unmittelbar östlich des ehemaligen Hauptstromes einen schmalen, stellenweise aber 10 bis 12 m hohen Dünenzug (PREUSS 1979). Seine Position macht deutlich, dass zur Zeit der Dünenbildung die vorherrschenden Winde - ebenso wie heute - aus dem westlichen Sektor geweht haben. Im weiteren Verlauf der Erdgeschichte wurden die Dünen vollständig oder teilweise von Küstenablagerungen überdeckt, so dass ihre höchsten Erhebungen heute z.T. inselartig über die Marschenlandschaft aufragen. Bekanntestes Beispiel einer solchen Aufragung ist die Bremer Düne, die, als überflutungssichere Hochlage in unmittelbarer Nähe der Weser, den ursprünglichen Siedlungskern der Stadt bildete. Weitere Beispiele sind Dünenaufragungen in der Marsch bei Aschwarden östlich der Unterweser (PREUSS 1979) sowie der Holler Sandberg südöstlich der unteren Hunte.

Der mit dem Weichsel-Spätglazial ab 18 000 J.v.h. einsetzende und im **Holozän** fortdauernde Temperaturanstieg führte zu einem Ansteigen des Meeresspiegels (Tab. 2.1). Über eine „ertrinkende“ Landschaft hinweg verschob sich die Küstenlinie rasch landwärts und damit auch höher. Um ca. 10.000 J.v.h., als der Meeresspiegel das -65 m Niveau überschritt, drangen erste Brackwasserüberflutungen zwischen der englischen Ostküste und der Doggerbank hindurch von Norden her ins südliche Nordseebeckens ein

(JELGERSMA 1979, EISMA et al. 1981). Dort entwickelte sich zwischen 9000 und 8000 J.v.h. ein ausgedehntes Wattenmeer (EISMA et al. 1981, CAMERON et al. 1993). Um 8300 J.v.h. öffnete sich über den Ärmelkanal eine weitere Verbindung zum Atlantik, und spätestens ab 7000 J.v.h. herrschten im gesamten südlichen Nordseebecken marine Ablagerungsbedingungen. Die Überflutung verlief zeitweilig sehr rasch. So erreichte die Rate des Meeresspiegel-Anstieges zwischen 8600 und 7100 J.v.h. einen durchschnittlichen Betrag von 2,1 m pro Jahrhundert. Relikte von Torf, Brackwasser- und Wattablagerungen, die aus dieser Phase erhalten geblieben sind, belegen, dass die Moore, Brackwassergebiete und Watten durch „Höherwachsen“ eine Zeitlang mit diesem Meeresspiegel-Anstieg Schritt halten konnten, bevor sie endgültig überflutet wurden.

Um ca. 8500 J.v.h. erreichten erste Brackwasservorstöße das Vorfeld der Ostfriesischen Inseln und Watten (HANISCH 1980, STREIF 1990). Mit dem weiteren Steigen des Nordseespiegels um ca. 25 m wurde die bis dahin bestehende wellig-kuppige, dicht bewaldete und teilweise von Mooren bedeckte Geestlandschaft überflutet und durch junge Küstensedimente überlagert. Der dabei aufgeschüttete Sedimentkörper nimmt im niedersächsischen Küstenraum ein durchschnittlich 10 bis 20 km breites Areal ein, reicht aber an der Unterweser ca. 80 km weit ins Binnenland. An seinem seewärtigen Rand ist dieser Körper bis ca. 35 m dick und wird dort stellenweise zusätzlich von den bis 25 m hohen Inseldünen überlagert. In landwärtiger Richtung nehmen die Mächtigkeiten allmählich ab, bis die holozänen Küstenablagerungen gegen die Geest auskeilen bzw. in Auenablagerungen der Flusstäler übergehen (Tab. 2.1).

Seeseitig besteht der **Akkumulationskeil** vorwiegend aus Fein- und Mittelsand, der unter Einfluss von Seegang und Brandung im Strandbereich bzw. unter Tidedrömungen in Wattrinnen abgelagert worden ist. Landwärts davon sind Feinsand-, Schluff- und Ton weitflächig verbreitet, die unter Gezeiteneinfluss in geschützten Watten sowie im Salz-Süßwasser-Mischungsbereich vormaliger Buchten, Lagunen und Flussmündungen zum Absatz gelangten. Dieses klastische Material, das aus der Nordsee bzw. aus den Flüssen stammt und somit von außen in den Küstenraum eingefrachtet worden ist, macht 90 Volumen-% des holozänen Akkumulationskeils aus. Die restlichen 10% bestehen aus Torfen, d.h. sedimentären organischen Bildungen der an Ort und Stelle gewachsenen Moore (HOSELMANN & STREIF 1997, 1998). Torfe treten im Küstenraum an der Basis der tonig-schluffigen Küstensedimente auf bzw. sind oft in mehreren Lagen übereinander in diese eingeschaltet. In machen Teilen der Marschlandschaft stehen Torfe auch an der Geländeoberfläche an. Generell nimmt der Torfanteil von See in Richtung auf das Hinterland der Geest zu, wobei sich dünne Torflagen zu mächtigeren Schichten bzw. durchgängigen, oft mehrere Meter dicken Torfpaketen vereinigen.

Die holozäne Landschaftsentwicklung des Wesermündungsgebietes nahm folgenden Verlauf (HÖFLE 1976, PREUSS 1979, STREIF 1993, 1998 und BARCKHAUSEN 1995). In der ausklingenden Weichsel-Kaltzeit und im Holozän breitete sich auf der Oberfläche der Weser-Niederterasse Waldvegetation aus, wobei zunächst lockere Birkenbestände, anschließend Kiefernwälder und später dichte Laubmischwälder aufeinander folgten (Tab. 2.1). Intensive Bodenbildungsprozesse hinterließen Relikte, die an der Grenzfläche zwischen pleistozänen und holozänen Sedimenten häufig in Form charakteristischer Bodenhorizonte eines fossilen Podsoles auftreten. Feuchte Stellen des weitflächig ebenen Talbodens begünstigten Moor-

wachstum, das lokal bereits um 12.000 J.v.h einsetzte, sich aber erst ab 8000 J.v.h. flächenhaft ausbreitete und in der Folgezeit auf immer höher liegende Landschaftsteile übergriff.

Erste Meeres- bzw. Brackwasserüberflutungen machten sich im Wesermündungsgebiet um 8000 J.v.h. bemerkbar (Tab. 2.1). Zunächst gerieten dabei die in die Niederterrassen-Oberfläche eingetieften Rinnen unter Gezeiteneinfluss und wurden erosiv überprägt, vertieft und erweitert. Beim weiteren Ansteigen des Meeresspiegels griffen die Überflutungen über die Rinnenränder hinaus. Damit gelangten weite Flächen unter Gezeiteneinfluss, und das bisher existierende Flusstal wurde schrittweise zum heutigen Ästuar bzw. zur Marschenlandschaft umgestaltet. Über der "ertrinkenden" Landschaft wurde dabei eine komplex aufgebaute, in Abbildung 2.1 dargestellte Abfolge von Küstensedimenten abgelagert, die bei Nordenham-Bremerhaven Mächtigkeiten von durchschnittlich ca. 15 m erreicht, im Bereich ehemaliger Fluss- bzw. Gezeitenrinnen aber bis 25 m mächtig ist.

Frühere Mündungsarme der Weser und größere Tiderinnen sind durch einen erhöhten Anteil von Mittel- und z.T. Grobsand gekennzeichnet. Bei diesen groben Komponenten handelt es sich um Pleistozänmaterial, das durch Tideströmungen erodiert, umgelagert und resedimentiert worden ist. Seitlich außerhalb dieser relativ schmalen und höher energetischen Sedimentationsräume liegen ausgedehnte Areale, in denen sich feinkörnige Watt- und Brackwassersedimente mit Torfen verzahnen. Die Wattsedimente (Abb. 2.1) sind überwiegend feinsandig bis schluffig und stets kalkhaltig. In der Regel zeigen sie typische Schichtungsmerkmale des Gezeitenbereichs, wie z.B. Rippel- und Flaserschichtung bzw. auch Wühlgefüge, die von im Wattboden lebenden Tieren hinterlassen worden sind. Häufig enthalten diese Sedimente auch Muschelschalen, Schneckengehäuse und Seeigelstacheln, Reste von Faunen, wie sie auch für das heutige Wattenmeer charakteristisch sind.

Unter dem Sammelbegriff Brackwasserablagerungen (Abb. 2.1) werden Sedimente zusammengefasst, die in verschiedenartigen Bildungsräumen der Salz-Süßwasser-Mischungszone abgesetzt worden sind. Weit verbreitet kommen schluffig-tonige Sedimente vor, die geringe Kalkgehalte aufweisen bzw. teilweise auch kalkfrei sind. Hierbei handelt es sich um Ablagerungen des offenen tidebeeinflussten Brackwassers. In geringerer Wassertiefe, bei höheren Süßwasseranteilen und schwachem Tideeinfluss bildeten sich tonig-schluffige, meist kalkfreie Sedimente, die mehr oder weniger dicht von Wurzeln, Wurzelstöcken und Stengeln des Schilfrohres durchsetzt sind. Ihre Ablagerungsräume hat man sich als flache Lagunen bzw. Buchten vorzustellen mit Salzgehalten von weniger als 1% und lockeren bis dichten Schilfbeständen. Derartige lagunäre Sedimente sind vor allem im nördlichen Teil der Wesermarsch verbreitet (PREUSS 1979, STREIF 1993), während sie im Raum südlich von Rodenkirchen geringere Verbreitung haben. In diesem südlichen Bereich kommen vorwiegend Sedimente vor, die in ehemaligen Auenwäldern abgelagert worden sind, die ursprünglich beiderseits der Weser weitflächig verbreitet waren (PREUSS 1979, SCHUBERT 1987, BARCKHAUSEN 1995). Dabei handelt es sich überwiegend um schluffig-tonige, teilweise auch feinsandige Ablagerungen, in die zahlreiche Holzreste - Äststücke und Wurzelstöcke - sowie Blätter und Früchte eingebettet sind. Ihr Ablagerungsraum umfasste sowohl die höher gelegenen Uferwälle der Weser und deren Nebenflüsse als auch die landwärts anschließenden, tiefer gelegenen und feuchteren Areale, die durch Baumbestände der Hartholzaue bzw. der Weichholzaue gekennzeichnet waren (BEHRE 1985). In enger Beziehung dazu stehen auch Mudden, organische Weichsedimente, die unter Süßwas-



serbedingungen in stehenden oder langsam fließenden Altwässern abgelagert worden sind. Sandige Sedimente dagegen liefern Hinweise auf erhöhte Strömungsgeschwindigkeiten in Fluss- bzw. Tiderinnen des Süßwasser-Gezeitenbereichs.

Seitlich verzahnen sich diese beschriebenen Sedimente z.T. intensiv mit Torfen (Abb. 2.1), wobei in der Wesermarsch bis zu sieben übereinander liegende Torfeinschaltungen in den klastischen Küstensedimenten vorkommen (Abb. 2.1). Derartig intensive Verzahnungen sind typisch für die ausgedehnte Marschenlandschaft zwischen Bremerhaven und Elsfleth. Im Bereich der Außenweser sowie im engen Talabschnitt zwischen Berne - Blumental und Bremen sind Torfvorkommen dagegen auf schmale Randzonen beschränkt, während die Mitte des Ästuars vorwiegend von klastischen Sedimenten eingenommen wird. Unter den Torfen dominieren Schilftorf, Seggentorf und Bruchwaldtorf. Neben diesen Niedermoor-Varietäten kommt aber auch Hochmoortorf vor, der im Sehestedter Moor, Schweier Moor, Rönneemoor, Rüdeshausener Moor und Hammelwarder Moor weit verbreitet ist. Die intensive Verzahnung von Torflagen mit klastischen Sedimenten ist ein Indiz dafür, dass sich die Grenzen des marinen bzw. limnisch-semiterrestrischen Milieus im Verlauf des Holozän wiederholt um einige Kilometer land- bzw. seawärts verschoben hat. Zu weitflächiger Vermoorung ist es dabei um 4800 J.v.h., 3700 J.v.h. und 2300 J.v.h. gekommen. Im Sehestedter Moor und Hammelwarder Moor hat die jüngste Phase des Moorzustands ununterbrochen bis zur Besiedlung der Wesermarsch angedauert; stellenweise hält sie bis heute an. Weitflächige Überflutungen erreichten dagegen um 6800 J.v.h., 5500 J.v.h., 4700 J.v.h., 3400 J.v.h. und im Mittelalter ihre Höhepunkte.

Das Verteilungsmuster von Torfen bzw. klastischen Sedimenten im Jade-Weser lässt deutlich erkennen, dass die Stromrinne der Weser sich im Verlauf des Holozän nur unwesentlich verlagert und der Fluss innerhalb eines beiderseits von Torfvorkommen begrenzten, ca. 2 bis 7 km breiten Areals gependelt hat. Dies widerspricht älteren Vorstellungen, nach denen die Weser ursprünglich von Brake aus in Richtung Jadebusen geflossen sein und dort ein Delta mit mehreren Mündungsarmen aufgeschüttet haben soll (SCHRAPS 1962, MÜLLER 1962: 62, 1977: 28). Die systematische geologische Kartierung des Raumes ergab (STREIF 1993, 1998, BARCKHAUSEN 1995), dass im Alt- und Mittelholozän keine derartige Verbindung zwischen Weser und Jadebusen bestanden hat. Die als Mündungsarme eines Deltas gedeuteten Rinnen sind vielmehr Ausläufer eines Prielsystems das sich vom Urjadebusen ein Stück weit in die Wesermarsch erstreckt hat und dort im Gebiet von Seefeld, Schwei bzw. Rönneemoor ausgelaufen ist. Das Buchtenwatt des Urjadebusens ist ab 3100 J.v.h. weitgehend verlandet, wobei sich zunächst Niedermoor ausgebreitet haben und um 1900 J.v.h. ein rascher und weitflächiger Umschlag von Niedermoor- zu Hochmoorvegetation erfolgt ist.

Erst die mittelalterlichen Meereseinbrüche, die mit der Luciaflut von 1287 einsetzten und bei der 2. Marcellusflut 1362 einen ersten Höhepunkt erreichten, haben den heutigen Jadebusen geschaffen. Dabei entstanden mehrere große Tiderinnen, über die das Buchtenwatt des Jadebusens zeitweilig mit dem Weserästuar in Verbindung stand. Die Heete, eine südlich von Eckwarden ansetzende Rinne, verlief durch das Gebiet des heutigen Stollhamm bis Nordenham und trennte somit den Nordteil Butjadingens als eine Insel ab. Eine weitere Tiderinne, Ahne-Lockfleth, führte aus dem Bereich von Seefeld nach Osten bzw. Südosten bis Golzwarden an der Weser. Dadurch wurde auch das Stadland vorübergehend

zur Insel. Die Friesische Balje schließlich hatte als ein vom Jadebusen nach Süden gerichtetes Rinnensystem über den Raum Meerkirchen und den Linebrok Anschluss an die Weser bei Oberhammelwarden. Alle drei Querverbindungen verloren bereits ab Beginn des 15. Jh. an Bedeutung und wurden in der Folgezeit systematisch eingedeicht. Ihre Umrisse sind jedoch z.T. heute noch am Verlauf alter Deichlinien, Entwässerungssysteme und Straßen sowie an der Lage von Siedlungen zu erkennen.

## Literatur

- BARCKHAUSEN, J. (1995): Geologische Karte von Niedersachsen 1 : 25 000, Erl. Blatt 2616 Brake.- 183 S., 9 Abb., 3 Tab., 4 Kt.; Hannover.
- BEHRE, K.-E. (1985): Die ursprüngliche Vegetation in den deutschen Marschengebieten und deren Veränderung durch prähistorische Besiedlung und Meeresspiegelbewegungen.- Verh. Ges. Ökologie, **XII**: 85- 96, 6 Abb.; Göttingen.
- CAMERON, D., VAN DOORN, D., LABAN, C. & STREIF, H. (1993): Geology of the Southern North Sea basin.- In: HILLEN, R. & VERHAGEN, H.: Coastlines of the southern North Sea: 14-26, 3 Abb.; New York (American Society of Civil Engineers).
- CASPERS, G., JORDAN, H., MERKT, J. MEYER, K.-D., MÜLLER, H. & STREIF, H. (1995).- In: BENDA, L. (Hrsg.): Das Quartär Deutschlands.- III Niedersachsen.- S. 23-58, 9 Abb., 1 Tab.; Berlin - Stuttgart (Borntraeger).
- EISMA, D., MOOK, W.G. & LABAN, C. (1981): An early Holocene tidal flat in the Southern Bight.- Spec. Publ. int. Ass. Sediment., **5**: 229-237, 6 Abb., 1 Tab.; Oxford.
- FIGGE, K. (1980): Das Elbe-Urstromtal im Bereich der Deutschen Bucht (Nordsee).- Eiszeitalter u. Gegenwart, **30**: 203-211, 6 Abb.; Hannover.
- HANISCH, J. (1980): Neue Meeresspiegeldaten aus dem Raum Wangerooge.- Eiszeitalter u. Gegenwart, **30**: 221-228, 5 Abb.; Hannover.
- HÖFLE, H.-C. (1976): Geologische Karte von Niedersachsen 1 : 25 000, Erl. Blatt 2717 Schwanewede.- 72 S., 10 Abb., 3 Tab., 3 Kt.; Hannover
- HÖFLE, H.-C., MERKT, J. & MÜLLER, H. (1985): Die Ausbreitung des Eem-Meeres in Nordwestdeutschland.- Eiszeitalter u. Gegenwart, **35**: 49-59, 4 Abb.; Hannover.
- HOSELMANN, C. & STREIF, H. (1997): Bilanzierung der holozänen Sedimentakkumulation im niedersächsischen Küstenraum.- Z. dt. geol. Ges., **148**, 3-4: 431-445, 7 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.

- HOSELMANN, C. & STREIF, H. (1998): Methods used in a mass-balance study of Holocene sediment accumulation on the southern North Sea coast.- In: HARFF, J., LEMKE, W. & STATTEGGER, K. (Hrsg. 1998): Computerized Modeling of sedimentary Systems: 361-374, 8 Abb.; Berlin usw. (Springer).
- JELGERSMA, S. (1979): Sea-level changes in the North Sea basin.- In: OELE et al. (Hrsg. 1979) The Quaternary History of the North Sea. Acta Univ. Ups. Symp. Univ. Ups. Annum Quingentesimum Celebrantis, **2**: 233-248, 7 Abb.; Uppsala.
- MAARLEVELD, G.C. (1954): Über fluviatile Kiese in Nordwestdeutschland.- Eiszeitalter u. Gegenwart, **4/5**: 10-17, 2 Abb.; Öhringen/Württ.
- MEINKE, K. (1992): Die Entwicklung der Weser im nordwestdeutschen Flachland während des jüngeren Pleistozäns.- Diss. Georg-August-Universität zu Göttingen: 114 S., 11 Abb., 18 Tab., 72 Anl. darin 13 geol. Schnitte; Göttingen.- [Unveröff.].
- MEINKE, K. (1995): The development of the middle and lower course of the Weser River during the Late Pleistocene.- Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd. **100**: 1-13, 4 Abb., 1 Tab.; Berlin - Stuttgart.
- MEYER, K.-D. (1983): Zur Anlage der Urstromtäler in Niedersachsen.- Z. Geomorph. N.F., **27**, 2: 147-160, 3 Abb.; Berlin - Stuttgart.
- (1986): Saalian end moraines in Lower Saxony.- In: EHLERS, J. (Hrsg.): Glacial deposits in North-West Europe: 335-342, 8 Abb.; Rotterdam (Balkema).
- MÜLLER, W. (1962): Der Ablauf der holozänen Meerestransgression an der südlichen Nordseeküste und Folgerungen in bezug auf eine geochronologische Holozängliederung.- Eiszeitalter u. Gegenwart, **13**: 197-226, 6 Abb., 1 Tab.; Öhringen/Württ.
- MÜLLER, W. (1977): Geologie.- In: Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Ges.- Exkursion anlässlich der Jahrestagung der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 1977 in Bremen in die Naturräume der Marsch-, Moor- und Geestlandschaften des Unterweserraumes.- **24**: 24-29, 3 Abb.; Bremen.
- ORTLAM, D. & SCHNIER, H. (1980): Erläuterungen zur Baugrundkarte Bremen.- 41 S., 12 Abb., 3 Tab.; Bremen (Senator für das Bauwesen - Kataster- und Vermessungsverwaltung).
- & WESEMANN, M. (1993): Die Balge als Hauptstrom der Werra/Weser? - Neue Erkenntnisse der Flussgeschichte durch den Fund der Schlachte-Kogge.- Bremer Archäol. Blätter, N.F. **2**, '92/93: 46-55, 7 Abb.; Bremen.
- PREUSS, H. (1979): Die holozäne Entwicklung der Nordseeküste im Gebiet der östlichen Wesermarsch.- Geol. Jb., **A. 53**: 3-85, 25 Abb., 6 Tab.; Hannover.
- NIEDERSÄCHSISCHE LANDESAMT FÜR BODENFORSCHUNG (1995): Quartärgeologische Übersichtskarte von Niedersachsen und Bremen 1 : 500 000; Hannover.

- ROHDE, P. (1989): Elf pleistozäne Sand-Kies-Terrassen der Weser: Erläuterung eines Gliederungsschemas für das obere Weser-Tal.- Eiszeitalter u. Gegenwart, **39**: 42-56, 4 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- ROHDE, P. (1994): Weser und Leine am Berglandrand zur Ober- und Mittelterrassen-Zeit.- Eiszeitalter u. Gegenwart, **44**: 106-113, 2 Abb.; Hannover.
- ROHDE, P. & THIEM, W. (1998): Die eiszeitliche Weser im heutigen Weser- und Leine-Tal.- In: FELDMANN, L. & MEYER, K.-D: Quartär in Niedersachsen - Exkursionsführer zur Jubiläums- Hauptversammlung der deutschen Quartärvereinigung in Hannover: 89-153, 20 Abb., 7 Tab.; Hannover.
- SCHRAPS, G.W. (1962): Das Quartär des Jadegebietes.- Diss. Nat.-Phil. Fak. TH Carolo-Wilhelmina Braunschweig: 123 S., 54 Abb.; Braunschweig.
- SCHUBERT, T. (1987): Abschlussbericht zum Forschungsvorhaben Wechselwirkung Klima-Mensch in der Auelehmsedimentation (Unterweser).- Ber. Archiv BGR/NLfB, **102056**: 93 S., 7 Abb., 9 Anl.; Hannover [Unveröff.].
- SCHWARZ, C. (1996): Die Bohrungen 89/3, 89/4 und 89/9 auf dem deutschen Nordseeschelf - Sedimentologische und magnetostratigraphische Befunde sowie lithostratigraphische Konnektierung.- Geol. Jb. **A 146**: 33-137, 38 Abb., 6 Tab., 3 Taf.; Hannover.
- STREIF, H. (1990): Das Ostfriesische Küstengebiet - Nordsee, Inseln, Watten und Marschen.- **57**, 2. Aufl.: 376 S., 48 Abb., 10 Tab., 1 Beil.; Berlin - Stuttgart (Borntraeger).
- (1993): Geologische Karte von Niedersachsen 1 : 25 000, Erl. Blatt Nordenham.- 139 S., 5 Abb., 2 Tab., 4 Kt.; Hannover.
- (1996): Die Entwicklung des südlichen Nordseebeckens im Quartär - Geowissenschaftliche Ausgangsbasis des „EG-Southern North Sea Project“- Geol. Jb. **A 146**: 5-20; Hannover.
- (1998): Geologische Karte von Niedersachsen 1 : 25 000, Erl. Blatt Elsfleth.- 178 S., 8 Abb., 5 Tab., 4 Kt.; Hannover.