

### 3 DIE ELBE

#### 3.1 Allgemeine Flußbeschreibung

Die Elbe stellt sowohl mit einer Gesamtlänge von ca. 1091 km als auch aufgrund ihrer Einzugsgebietsgröße (148.268 km<sup>2</sup>) nach der Donau und dem Rhein den drittgrößten Fluß Mitteleuropas dar. Betrachtet man allerdings ihren mittleren Jahresabfluß (877 m<sup>3</sup>/s), so befördert der in Italien gelegene Po bei nur halb so großem Einzugsgebiet bzw. Fließstrecke im Jahresdurchschnitt fast doppelt so viel Wasser zum Meer. Der massive alpine Einfluß des parallel zu den Alpen verlaufenden Pos im Gegensatz zur überwiegend mittelgebirgs- bzw. tieflandsgeprägten Elbe wird hier deutlich. Die Tabelle 1 listet charakteristische Daten von Flußgebieten Mitteleuropas auf.

Tab. 1: Vergleich charakteristischer Daten von großen Flußgebieten Mitteleuropas [IKSE 1995a]

Name des Wasserlaufes	Länge [km]	Einzugsgebiet [km <sup>2</sup> ]	Mittlerer Jahresabfluß [m <sup>3</sup> /s]
<b>Donau</b>	2857	817.000	6550
<b>Rhein</b>	1326	183.800	2300
<b>Elbe</b>	1091	148.268	877
<b>Loire</b>	1012	115.000	400
<b>Oder</b>	866	119.149	539
<b>Po</b>	676	75.000	1500
<b>Weser</b>	432*	46.136	402

\* ab Zusammenfluß von Werra (292 km) und Fulda (212 km)

Das Fließgewässernetz der Bundesrepublik Deutschland läßt sich in neun Teilgebiete untergliedern, wovon gut 3/4 der Gesamtfläche in die Nordsee entwässert. Hieran beteiligt sind die Flußsysteme Küstengebiet Nordsee, Elbe, Weser, Ems, Rhein und Maas. Das Flußgebiet der Donau mit einem Flächenanteil von knapp 16 % ist das einzige, das in das Schwarze Meer mündet. Größere Einzugsgebiete innerhalb der Bundesrepublik weisen nur noch die Elbe mit 96.932 km<sup>2</sup> und der Rhein (103.583 km<sup>2</sup>) auf. Die Abbildung 1 zeigt Lage und Größe der Wassereinzugsgebiete Deutschlands.

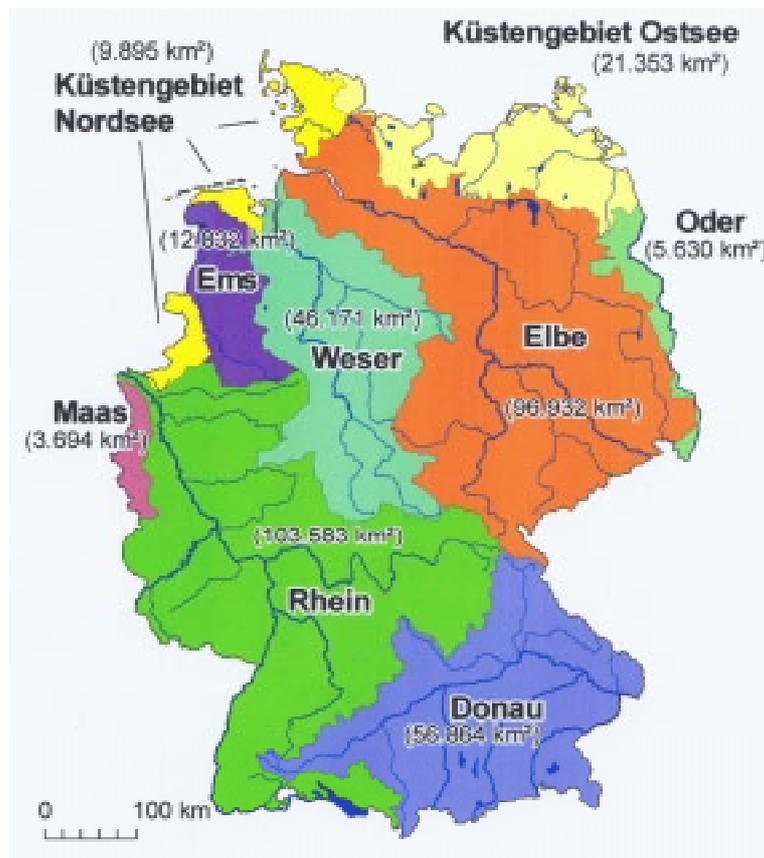


Abb. 1: Wassereinzugsgebiete der Bundesrepublik Deutschland

Die Elbe entspringt als Zusammenfluß zahlreicher Quellen nahe der Ortschaft Spindleruv Mlyn an der tschechisch-polnischen Grenze im Riesengebirge nordwestlich der Schneekoppe in einer Höhe von 1384 m NN. Lediglich auf einer Fließstrecke von 153,2 km bleibt der Strom wasserbaulich unregelt. Nahe Pardubice (CR-Stromkilometer 211,4) folgt die erste von insgesamt 24 Stauanlagen (wovon 21 schiffbar sind) auf tschechischem Gebiet. Ab Strekov bei Usti nad Labem (CR-Stromkilometer 40,4) beginnt ein Abschnitt von 626,3 km, auf dem das Abflußgeschehen des Flusses nicht direkt, d.h. durch Stauanlagen vom Menschen beeinflusst wird. Stromab des Stauwehres bei Geesthacht (D-Stromkilometer 585,9) unterliegt die Elbe für die verbleibende Fließstrecke von 141,8 km dem Tideeinfluß, ehe sie bei D-Stromkilometer 727,7 an der Seegrenze bei Cuxhaven (Kugelbake) definitionsgemäß in der Nordsee endet. Entlang ihrer über eintausend Kilometer langen Fließstrecke münden zahlreiche Nebengewässer ein, wobei die größten Einzugsgebiete die der Moldau (28.090 km²), Havel (24.096 km²), Saale (24.079 km²), Mulde (7400 km²), Schwarzen Elster (5541 km²) und der Eger/Ohre (5164 km²) sind [IKSE 1995b]. Die mit Abstand umfassendste Beschreibung des gesamten Elbestromes und seiner wichtigsten Nebenflüsse kann der KÖNIGLICHEN ELBSTROMBAUVERWALTUNG [1898] entnommen werden.

Mit 727 km verlaufen fast genau  $\frac{2}{3}$  der gesamten Fließstrecke der Elbe auf bundesdeutschem Gebiet. Das restliche Drittel befindet sich in der Tschechischen Republik. Diese beiden Nationen machen auch zu annähernd den oben genannten Anteilen fast das gesamte Einzugsgebiet des Stromes aus. Nur einen minimalen Anteil von knapp 1 % teilen sich Österreich und Polen.

## 3.2 Geomorphologie

### Flußgeschichte

Das Gebiet des heutigen Mittel- und Unterlaufes der Elbe war seit dem Ende der variszischen Gebirgsbildung wiederholt von Epikontinentalmeeren bedeckt. Diese sind anhand der überwiegend marinen Sedimentgesteine des Mesozoikums über weite Bereiche nachweisbar. Im Gegensatz dazu blieben große Teile des böhmischen Raumes (in dem die Elbe entspringt) mit Ausnahme der Kreide-Zeit fast durchgängig Festland und waren als Hebungsgebiet der ständigen Abtragung unterworfen. Eine nordwärts gerichtete Entwässerung lag demzufolge bereits seit dem ausgehenden Perm vor. Konkrete Hinweise auf eine ‚*Ur-Elbe*‘ gibt es aber erst aus dem Tertiär. Erosive Einschnitte des Elbtales in das ab dem Miozän aufsteigende Erzgebirge (antezedenter Durchbruch) und Funde von für den böhmischen Raum charakteristischen Geröllen in gleichaltrigen Ablagerungen des sächsisch-niederlausitzer Sedimentationsraumes belegen dies [WOLF & SCHUBERT 1992]. Für die ‚*Ur-Elbe*‘ ergibt sich demzufolge ein Mindestalter von ungefähr 25 Millionen Jahren. Der Mündungsfächer dieses tertiären Flusses lag nordöstlich von Dresden. Infolge der Meeresregression an der Wende vom Tertiär zum Quartär kam es zu einer Laufveränderung über die Grenzen des heutigen Deutschlands hinaus in Richtung Niederlande. Die Saale, Mulde und auch die Weser wurden dabei zu Nebenflüssen, was sich anhand des Schwermineralspektrums niederländischer Flußschotter belegen läßt [EHLERS 1994]. Der Verlauf dieser frühpleistozänen bzw. elsterkaltzeitlichen Elbe ist WOLF & SCHUBERT [1992] zu entnehmen. Sie floß während dieses Zeitraumes nördlich versetzt zum heutigen Flußbett, weshalb auch vom Berliner Elbelauf gesprochen wird [MÜLLER 1988]. Gezwungen durch die vorrückenden Eismassen änderte sich der Flußlauf mit Beginn der Saaleeiszeit, das Magdeburger Elbtal bildete sich aus. Die Inlandeisbedeckung erzwang dabei eine nördliche bis nordwestliche Entwässerung [ROMMEL 1998]. Die Weichselvereisung überschritt mit ihren Eismassen nicht mehr die heutige Elblinie, wohl aber führten die riesigen Schmelzwassermassen zu einer wesentlichen Umgestaltung des Elbtales im Bereich der unteren Mittel- und Unterelbe. Generell läßt sich festhalten, daß das Alter des Elbtales abschnittsweise von der Mündung bis zur Quelle hin ansteigt.

## **Die Obere Elbe**

Vom Quellgebiet ausgehend, fließt die Elbe / Labe bis Pardubice in südlicher Richtung aus dem granitischen Riesengebirge durch die tief in Orthogneise eingeschnittene Elbeklamm in das Böhmisches Kreidebecken. Anschließend knickt der Verlauf bis ungefähr zur Einmündung der Moldau in westlicher Richtung ab. Im Anschluß an das Böhmisches Becken durchquert die Elbe / Labe auf einer Länge von 46 km das Böhmisches Mittelgebirgsmassiv und überwindet zwischen Lovosice und Decin das tektonisch gehobene neovulkanische Stufenbruchsystem des böhmischen Mittelgebirges. An den Hebungsstellen der einzelnen Schollen treten kristalline Schiefer paläozoischen Alters, permokarbonische Breccie und Quarzporphyre hervor. Der überwiegende Teil der Talhänge wird von Oberkreidesedimenten, Sand- und Mergelgestein gebildet. Im Elbtal selber sind tertiäre Neovulkangesteine (Basalte, Trachyte, Phonolithe) vertreten. Stellenweise stehen auch Kreidesedimente an. Unmittelbar anschließend durchbricht die Elbe / Labe in einem tiefen Einschnitt in der Böhmisches-Sächsischen Schweiz das Elbsandsteingebirge. An der Grenze zum deutschen Staatsgebiet bei Bad Schandau beginnt die bis zur Mündung gültige Kilometrierung.

Vom Durchbruch durch das Elbsandsteingebirge an ist die Hauptfließrichtung der Elbe über eine Strecke von ungefähr 200 km nach Nordwesten. Dabei durchströmt sie ab Pirna (Strom-km 35) das Mittelgebirgsvorland (Platten- und Hügelland), welches sich bis unterhalb von Meißen (Strom-km 85) ausdehnt. Erwähnenswert sind die beiden letzten verbliebenen Elbinseln (von ehemals 18) in diesem Abschnitt, die Pillnitzer- und die Gauernitzer-Insel. Auf der Höhe des Spaargebirges beginnt das Durchbruchtal der Elbe. Hier schnitt sich der Fluß bis 100 m tief in das Meißner Synemet-Granit-Massiv ein. Die Flußauere verengt sich von gut 2 km Breite auf 200 - 600 m. Unterhalb von Meißen schließt sich das Elbhügelland mit weiten lößbedeckten Bereichen an. Das Elbtal erweitert sich auf eine Breite von 3 - 8 km. Etwa 15 km oberhalb von Riesa (Strom-km 95) bei Hirschstein-Seußlitz erreicht die Elbe das norddeutsche Tiefland. Hier endet gemäß der geographischen Einteilung der IKSE [1995b] die Obere Elbe.

## **Die Mittlere Elbe**

Die Mittlere Elbe erstreckt sich nachfolgend bis zum Wehr Geesthacht (Strom-km 585,9) und ist nochmals unterteilt in obere (bis zur Mündung der Schwarzen Elster, Strom-km 199), mittlere (bis Havelberg, Strom-km 423) und untere Mittel-elbe. Der Stromverlauf wird maßgeblich geprägt durch die Eiszeiten (Elster, Saale und Weichsel), da die Elbe zumeist dem Lauf der pleistozänen Entwässerungsbahnen folgt. Mit Eintritt in die norddeutsche Tiefebene nutzt die Elbe zunächst Teile des saalekaltzeitlichen Breslau-Bremer Urstromtales und ab der Havel-Mündung mehrere Urstromtäler der Weichsel-Vergletscherung [ROMMEL 1998]. Charakteristisch für den Bereich der Mittleren Elbe ist das geringe Gefälle des Flußbettes von im Mittel 17

cm/km. Dies läßt den Fluß im flachen Gelände des sehr breiten Elbtales stark ausschwingen. Dabei kommt es zur Ausbildung von Flußschlingen, Altwässern und Flutrinnen. Eine oftmals quer zum Fluß sowohl horizontal als auch vertikal stark variierende Körnung ist Resultat dieser häufig wechselnden Strömungsverhältnisse und damit der Sedimentationsbedingungen. Menschliche Eingriffe direkt am Strom (Hochwasserschutzdeiche, Flußbegradigungen, Buhnen), aber auch die landwirtschaftliche Nutzung des Überflutungsbereiches prägen das Landschaftsbild. Stellenweise zeigen Rudimente von Auenwäldern (Weich- und Hartholzau) sowie Kies bzw. Sandbänke in den Randbereichen des Flusses ein Bild aus vergangenen Tagen. Mit der Einmündung der rechtselbischen Schwarzen Elster beim Elbkilometer 198,5 verändert die Elbe ihre Hauptfließrichtung von Nordwest nach West bis Südwest. Stromab betrachtet folgt linksseitig die Einmündung der Mulde (Strom-km 259,6), bevor bei Aken (Strom-km 276,0) sich die Fließrichtung wieder nordwärts dreht. Am Stromkilometer 290,7 mündet die Saale als drittgrößter Nebenfluß der Elbe ebenfalls linksseitig ein. Bereits oberhalb der Stadt Schönebeck (Strom-km 301,0) zweigt der heutige Elbeumflutkanal ab und mündet erst wieder unterhalb von Magdeburg bei der Gemeinde Lostau (Strom-km 336,0). Bis zum 10. Jahrhundert bildete dieser Umflutkanal den eigentlichen Elbelauf. Heute werden lediglich bei größeren Hochwässern ca. 20 % der Hochwassermassen der Elbe durch das Öffnen des Pretziener Wehres in den Umflutkanal abgeleitet [IKSE 1995b]. In Magdeburg spaltet sich der Fluß für wenige Kilometer in die Stromelbe (mit Schiffsverkehr) und die Alte Elbe auf, welche aber die meiste Zeit durch ein Überfallwehr vom Hauptstrom abgetrennt ist und nur bei Hochwasser durchströmt wird. Die Stromelbe ist im Stadtgebiet gekennzeichnet durch den Magdeburger Domfelsen und den Herrenkrugfelsen. Bei diesen an der Sohle befindlichen Felsrippen handelt es sich um Vulkanite und Konglomerate aus der Zeit des Perms. Durch die Schwellenwirkung beeinflussen sie die Strömungsverhältnisse lokal erheblich. Unterhalb kommt es zu einem starken Anstieg der Fließgeschwindigkeit, einhergehend mit einer Sohleneintiefung. Bis zur Einmündung des größten Nebenflusses auf deutschem Gebiet, der Havel am Stromkilometer 438,0 fließt die Elbe in nördlicher Richtung, wobei besonders im letzten Abschnitt der Mittleren Elbe ab Tangermünde der Verlauf ungewöhnlich gestreckt ist. Trotz Abdeichung weiter Auenflächen - das Elbetal weist hier Breiten bis über 20 km auf - und der fast vollständigen Vernichtung der Auenwälder unterhalb von Magdeburg sind stellenweise noch weitläufige und von der Naturausstattung her repräsentative Überschwemmungsgebiete erhalten geblieben. Der Auenbereich, der durch Wiesen- und Weidelandschaften im Überflutungsgebiet gekennzeichnet ist, wird durch mächtige Solitäreichen, Wildobst und Baumgruppen gegliedert. Eine Besonderheit des weichselzeitlichen Elbetals zwischen Magdeburg und der Havelmündung ist, daß es als Verbindung zwischen den älteren Urstromtäler der Aller und der Havel, die noch aus der Saalevereisung stammen, fungiert. Ursprünglich schlängelte sich der Strom, nachdem das Inlandeis ihm den Abfluß in Richtung Aller und Weser versperrt hatte, in weiten flachen Mäandern über die Hochfläche, die das Eis zurückließ [WOLF & SCHUBERT 1992]. Als Folge gab es am Rande der Hochfläche Unterspülungen, die zu Abbrüchen führten. Stellenweise kam es sogar zur Querung von

Endmoränenzügen [WOLDSTEDT 1956]. Solcherart entstandene Steilhänge sind heute im Bereich nördlich von Magdeburg und bei Arneburg noch vorhanden. Unterhalb von Rogätz (Strom-km 355,0) finden sich großflächige, reich strukturierte Überflutungsbereiche. Sie sind gekennzeichnet durch Reste alter Elbeläufe mit ihren Verlandungsbereichen und Flutrinnen. Neues landschaftsprägendes Element sind Sandrücken, deren Entstehung unterschiedlich ist: Stromnah häufen sich flußparallel rezente Uferrehnen auf, talrandnah sind es zumeist weichselzeitliche Sanderflächen (Niederterrasse) oder holozäne Dünen. Der Elbe-Havel-Winkel mit seinen ausgeprägten Weichholzaun und Erlenbrüchen sowie Altwasserflachseen stellt insbesondere bei Hochwasser aufgrund der großflächigen Überflutungen ein imposantes Bild dieses Naturraumes dar. Von der Einmündung der Havel bei Stromkilometer 438,0 nimmt die Elbe ihre alte nordwestliche Hauptfließrichtung wieder auf und ändert diese bis zur Mündung nicht mehr wesentlich. Die Breite des Elbtales zwischen den Geesträndern schwankt in diesem Abschnitt zwischen 8 - 16 km, wovon allerdings nur ein kleiner Teil (maximal 3 km) der rezenten Hochflutau zuzuordnen ist. Der Rest ist von Hochwasserschutzdeichen vom direkten Elbwasserstand abgetrennt, weshalb man in diesen Bereichen von reliktscher Aue sprechen kann. Aufgrund der hohen Wasserleitfähigkeit der mit der Elbe in Kontakt stehenden unterliegenden Sande prägen sich aber die Wasserstandsänderungen noch weit (bis zu 3 km) hinter dem Deich durch und sorgen an Stellen, an denen die abdichtende, oberflächlich anstehende Auenlehmdecke geringmächtig ist oder gar fehlt, für z.T. starken Qualmwasseraustritt [TACKE 1988]. Das im Weichselglazial angelegte Urstromtal durchschneidet das Altmoränengebiet der Saalevereisung. Die eingedeichte Elbe hat ihr Gefälle weiter verringert (durchschnittlich 13 cm/km) und mäandriert als Dammfluß in weiten Schleifen. Die auf das Niedrigwasser ausgerichteten Bühnen verhindern ein schnelles Versanden der Fahrinne. Zwischen den 100 - 200 m weit auseinanderliegenden Steinschüttungen sedimentieren in den fein gegliederten Bühnenfeldern im stärker durchströmten Bereich zumeist Mittelsande und in den beruhigten Zonen überwiegend Schluffe [BfG 1993]. Bis an die Geestkante erstreckt sich weitflächig das weichselzeitliche Niederterrassegebiet, wobei es an zahlreichen Stellen zu einer äolischen Umlagerung der anstehenden Sande gekommen ist. Für diesen Abschnitt typisch ist, daß die in die Elbe einmündenden Flüsse nach ihrem Eintritt in das Elbe-Urstromtal eine längere Strecke parallel zur Elbe fließen und dabei zumeist alte Elbläufe benutzen, bevor sie in den Strom münden.

### **Die Untere Elbe**

Die Untere Elbe, auch als T bevo-10(T rc)5(s)b(rez8-4(e)(T bec(e)(uhUnt)-,(s)-2bwie8)(T ben Unt)-(s anrkeS E

wovon jedoch nur noch zwei erhalten sind (Gose- und Dove-Elbe) und zumindest über Wehranlagen in Kontakt mit der Elbe stehen. Von der hamburgischen Landesgrenze an erweitert sich das gezeitenabhängig wasserführende Flußtal von 1,5 km bis auf 18 km an der Mündung bei Cuxhaven. Im Laufe der Zeit hat sich ein Binnendelta ausgebildet, dessen Mündungstrichter (Ästuar) aufgrund des nahezu fehlenden Gefälles (2 cm/km) rund 100 km landein bis nach Hamburg reicht. Am Köhlbrand vereinigen sich die Norder- und Süderelbe nach etwa 15 Stromkilometern wieder. Von den stromab einstmals sehr zahlreichen Inseln sind nur noch wenige (Neßsand, Pagensand, Schwarztonnensand, Rhinplatte) erhalten geblieben. Infolge der mehrmaligen Elbvertiefungen und Eindeichungen hat sich der Tidenhub im Hamburger Raum in den letzten Jahrzehnten erheblich vergrößert. Als herausragende Biotope sind in dieser Zone die weltweit äußerst seltenen Süßwasserwattbereiche hervorzuheben. Je nach Oberwasserabfluß und Gezeitenkonstellation reicht der Salzwassereinfluß in der oligohalinen Brackwasserzone (Salzgehalt 0,5 - 5 ‰) zeitweilig bis Glückstadt (Strom-km 675) herauf. Unterhalb von Brunsbüttel (Strom-km 700) schwankt dann der Salzgehalt zwischen 5 - 18 ‰ (mesohalin) und im Mündungsbereich bei Cuxhaven zwischen 18 und 30 ‰ (polyhalin). Weiter Richtung Nordsee blickend schließt sich das Wattenmeer (Schlick-, Misch-, Sandwatt), das in seiner Ausprägung einmalig auf der Welt ist, an.

## 4 EINFÜHRUNG IN DAS UNTERSUCHUNGSGEBIET

### 4.1 Allgemeine Gebietsbeschreibung

Das Untersuchungsgebiet befindet sich im Vierländereck von Sachsen-Anhalt, Brandenburg, Niedersachsen und Mecklenburg-Vorpommern zwischen den Ortschaften Wittenberge und Dömitz (s. Abb. 2). Im norddeutschen Tiefland gelegen ist es Teil des Wittenberger Elbtales, das eine von drei Untereinheiten der unteren Mittelelbe-Niederung darstellt.



Abb. 2: Lage des Untersuchungsgebietes

Den einzelnen Betrachtungen dieser Arbeit liegt jeweils ein definierter Landschaftsausschnitt zugrunde. Gleich einem Schachtelmodell wird der Blick je nach Fragestellung auf einen bestimmten Bereich fixiert. Die Tabelle 2 listet die hierarchisch strukturierte Betrachtungsweise bestimmter Landschaftsausschnitte und deren Bedeutung auf.

Auf der obersten Ebene ist der **Landschaftsraum** zu betrachten. Er umfaßt den Abschnitt der unteren Mittelelbe von Havelberg bis Lauenburg. Als ein Teil des norddeutschen Tieflandes wurde diese Region maßgeblich durch die Erosions- und Akkumulationsprozesse der Glaziale und Interglaziale geprägt. Annähernd 95 % der heutigen Oberfläche bestehen in diesem Bereich aus quartären Lockersedimenten [LIPPSTREU 1995].

Tab. 2: Schachtelmodell der unterschiedenen Untersuchungsebenen

<b>Landschaftsraum</b>	Untere Mittel-Elbe zwischen Havelberg und Lauenburg
<b>Untersuchungsraum</b>	Elbtal bei Lenzen
<b>Untersuchungsgebiet</b>	Holozäne Talaue zwischen den Strom-km 472,0 und 485,0
<b>Testfläche</b>	Für das Untersuchungsgebiet charakteristischer oder/und die Fragestellung 'Auwaldwiederbegründung' relevanter Bereich
<b>Teststandort</b>	Repräsentativer Ausschnitt der Testfläche mit Meßapparatur
<b>Meßergebnis</b>	Bodenphysikalischer, -chemischer, -hydrologischer Kennwert einer Meßtiefe zu einem Zeitpunkt

Betrachtet man das heutige Bild des Elbtales bei Lenzen, kann man in diesem **Untersuchungsraum** im wesentlichen drei Naturräume unterscheiden (s. Abb. 3):

- Die Alt- bzw. Jungmoränenlandschaft mit ihren glazigenen bzw. glazifluviatilen Sedimenten (Sand, Kies, Lehm, Mergel).
- Die Niederterrassenflächen des weichselzeitlichen Elbe-Urstromtales mit den fluviatilen und z.T. äolisch umgelagerten Sedimenten (Fein- bis Grobsand).
- Die in die Niederterrassensande eingeschnittene holozäne Elbaue, deren fluviatile Sedimente strömungsbedingt von Mittelsand bis Ton reichen.

Im Süden beschließen die Saale-eiszeitlichen Altmoränenzüge (Göhrde (126 m NN), Hoher Drawehn (142 m NN), Öring (54 m NN), Lemgow (47 m NN)) in einer Entfernung von bis zu 20 km vom rezenten Flußschlauch das Elbetal. An manchen Stellen reichen die Geestrücken auch direkt bis an den Strom heran und bilden hier die natürliche Begrenzung der rezenten Aue. Im Norden sind es größtenteils die Sanderflächen der ersten Weichsel-Vereisung (Brandenburger Stadium), sowie auch die des jüngeren Saale-Vorstößes (Warthe-Stage) die das Urstromtal einfassen [BGR 1997]. An zwei Stellen (Klein Schmölen und Stixe) ragen rechtselbisch bis zu 40 m hohe Binnendünen aus dem Stromtal heraus. Neben den Dünen gibt es noch zwei weitere aus der Talniederung herausragende Bereiche. Zum einen die 49 m NN hohe Langendorfer Insel und zum anderen den 75 m NN hohen Höhbeck. Beide stellen Reste der Saaleeiszeit dar und werden damit zu Recht als Geestinseln bezeichnet.

Das **Untersuchungsgebiet** erstreckt sich über eine Lauflänge der Elbe von 13 km, beginnend im Südosten an der Ortschaft Lütkenwisch (Strom-km 472,0) und endend im Nordwesten am Lenzener Hafen (Strom-km 485,0). Während als südlicher Abschluß die Elbe als natürliche Grenze fungiert (ausgenommen der Abschnitt des Elbholzes, an dem der auf niedersächsischer Seite befindliche Hochwasserschutzdeich die Untersuchungsgebietsgrenze bedeutet), ist es auf brandenburgischem Gebiet zunächst die den weitläufigen Außendeichsbereich abschließende Deichlinie. Ab Höhe der Ortschaft Wustrow (Strom-km 476,9) ist es nachfolgend der Verlauf

der Lößnitz, der die nördliche Grenze markiert. Im Westen schließt das Gebiet an der Bundesstraße 195 bzw. dem Zubringer zur Lenzen - Pevestorfer Fähr ab. Dieser Straßenzug stellt gleichzeitig eine ehemalige Poldergrenze dar [FLEMMING 1997]. Das Gesamtgebiet umfaßt eine Größe von annähernd 1410 ha, wovon knapp 1/5 (276 ha) auf die Vordeichsbereiche entfallen (s. Abb. 3).



Abb. 3: Darstellung des Untersuchungsgebietes

Bei den **Testflächen** handelt es sich um für das Untersuchungsgebiet charakteristische und / oder die Fragestellung ‚*Auwaldwiederbegründung*‘ relevante Bereiche von 4 - 47 ha Ausdehnung, die von allen Verbundprojektteilnehmern für ihre Untersuchungen genutzt wurden (s. Kap. 8). Der **Teststandort** stellt einen repräsentativen Ausschnitt der Testfläche hinsichtlich Profilaufbau und Vegetation dar. Dieser nur wenige Quadratmeter große Bereich beherbergt die gesamte bodenkundliche Meßapparatur (Regensammler, Grundwasserpegel, Saugkerzenanlage, bodenhydrologische Meßsonden). Bis auf die Testfläche ‚*Lütkenwisch*‘, die zwei Teststandorte aufweist, gibt es pro Testfläche jeweils einen Standort, der mit einer Meßapparatur ausgestattet

ist (s. Kap. 5.6). Das **Meßergebnis** ist ein bodenphysikalischer, -chemischer, -hydrologischer Kennwert des Teststandortes. Er ist entweder rein standortsbezogen (Niederschlag, Grundwasserstand) oder standorts- und tiefenbezogen (Bodenwassergehalt, Matrixpotential, Redoxpotential, Bodentemperatur, chemische Zusammensetzung der Bodenlösung). Während die weitestgehend stabilen physikalischen Parameter nur einmalig analysiert wurden, sind die zeitlich veränderlichen Merkmale mindestens in einem einwöchigen (Hydrologie) bzw. einem vierwöchigen Rhythmus (Bodenlösung) aufgenommen worden (s. Kap. 5.7).

## 4.2 Geologie

Überregional gesehen liegt das Bundesland Brandenburg am nördlichen Rand des variskischen Orogens. Der hier zu betrachtende Raum befindet sich im Bereich eines tektonischen Senkungsfeldes des Norddeutschen Tieflandes, welches während der Erdgeschichte mehrmals als Leitbahn für Meerestransgressionen diente [HENNINGSEN & KATZUNG 1992]. Er enthält Sedimente seit dem **Jungpaläozoikum** [LIPPSTREU 1995]. Aufgrund der Senkungstendenz kam es während dieses Zeitraumes in den Transgressionsphasen zu mehreren, weit landeinwärts reichenden Überflutungen. Dabei haben sich im **Perm** vor 270 Millionen Jahren in der Zeit des Zechsteinmeeres in den Randbecken bei ariden Klimaverhältnissen bis zu 1000 m mächtige Salzlagen gebildet [DUPHORN & SCHNEIDER 1983]. Aufgrund des Auflastdruckes der nachfolgend sedimentierten Schichten wurde der Zechstein plastisch. Als Folge kam es zum Aufstieg der Salze. Dieser Prozeß setzte bei den Salzstöcken der Umgebung bereits zu Beginn des **Trias** vor 230 Millionen Jahren ein [GRIMMEL 1980]. Zwischen **Oberjura** und **Unterkreide** vor 140 Millionen Jahren vollzog sich der diapirische Durchbruch des Salzstockes Gorleben-Rambow [DUPHORN & SCHNEIDER 1983]. In diesen Zeitabschnitt fällt auch die Bildung des Gipshutes [VENZLAFF 1978]. Der westlich des Untersuchungsgebietes befindliche Salzstock mit seinem aus der **Keuper**-Zeit stammenden Kissen [TRUSHEIM 1957] erstreckt sich in nordost-südwestlicher Ausrichtung auf einer Länge von knapp 30 km. Aufgrund der Fließbewegungen des Salzes kam es stellenweise zu einer sekundären Salzakkumulation von bis zu 4000 m [STACKEBRAND et al. 1997]. Zusammen mit dem aufsteigenden Salzstock wurden die Tertiärschichten im Zentralbereich bis auf 30 m unter der Geländeoberfläche aufgeschleppt. In den Randsenken des Stockes erfolgte hingegen eine Absenkung bis in eine Tiefe von stellenweise 1100 m [DUPHORN & SCHNEIDER 1983]. Die präelsterzeitliche Subrosion führte zu einer Ablaugungsform über dem Salzstock, der Gorlebener Rinne. Diese ist als Geländevertiefung heutzutage deutlich erkennbar. Direkt über dem Scheitel des Rambower Salzstockteiles liegt eine von einem schmalen Höhenzug begrenzte grabenartige Geländesenke, in deren Zentrum sich das Rambower Moor und der Rudower See befinden. In direkter Verlängerung zu dieser ist zwischen Lenzen und Gorleben ein auffallend gradliniger Flußabschnitt der Elbe mit derselben Ausrichtung zu beobachten. Nahe Mödlich kommt es

stromab anschließend zu einem bajonettartigen Laufversatz des Stromes. Am Randbereich des Salzstockes bei Wootz ändert sich die Fließrichtung neuerlich und nimmt die ursprüngliche nordwestliche Hauptabflußrichtung wieder auf.

Im **Quartär** wurde der Untersuchungsraum während der **Elstereiszeit** (bis vor ca. 250.000 Jahren) erstmals von skandinavischen Gletschern überfahren. Dabei kam es zur Ausräumung der anstehenden Sedimente, z.T. bis hinab auf die mittelmiozänen Braunkohlesande [DUPHORN & SCHNEIDER 1983], wobei die Randsenken des Gorleben-Rambower Salzstockes als bevorzugte Leitbahnen des Eises dienten. Außerdem entstanden zu dieser Zeit aufgrund von Tiefenerosion der Schmelzwässer unter dem Inlandeis bis zu 292 m unter NN reichende tiefe Rinnen [DUPHORN & SCHNEIDER 1983], welche überwiegend noch während der Elstereiszeit mit glazialen Schmelzwassersanden erneut verfüllt wurden. Den oberen Abschluß bilden die Lagen der Gletschertrübe, der Lauenburger Ton [GRIMMEL 1995]. Dieser ist an einigen Stellen noch heute auf dem Hühbeck zu finden.

Die Ablagerungen der **Holstein-Warmzeit** (vor 250.000 - 230.000 Jahren), die infolge der Meerestransgression überwiegend aus See- und Meeresablagerungen bestehen, bilden bis zu 27 m mächtige Lagen in der Gorlebener Rinne. Sie füllen die Reste der einstmals tief und steil eingeschnittenen Rinne nahezu vollständig auf. Aufgrund der in ihr enthaltenen charakteristischen Fauna und Flora bilden sie den Hauptleithorizont der quartären Sedimente [DUPHORN & SCHNEIDER 1983].

In der **Saale-Eiszeit** (vor 230.000 - 130.000 Jahren) wurde der Bereich der unteren Mittelelbe dreimal vom skandinavischen Inlandeis überfahren: Zweimal im älteren Drenthe-Stadium und einmal im jüngeren Warthe-Stadium [HENNINGSEN & KATZUNG 1992]. Als Ergebnis finden sich sowohl nördlich als auch südlich der Elbe weitreichende Geestgebiete. Diese Altmoränenlandschaft besteht aus glazigenen Geschiebelehmen und -mergeln, glazifluvialen Sanden und Kiesen, sowie glazilimnischen Schluffen und Tonen [GRIMMEL 1995]. Vergleichbar dem der Elster-Eiszeit entstand auch in der Saale-Eiszeit ein großes Rinnensystem infolge subglazialer Tiefenerosion und Schmelzwassererosion [LIPPSTREU 1995]. An zahlreichen Stellen wurde die drenthezeitliche Grundmoräne durch das vorrückende Gletschereis der nachfolgenden Vorstöße gestaucht und gefaltet. Es entstand dabei das kuppige Stauch- und Endmoränenrelief des Hohen Drawehns. Im Warthestadium überschritt das Gletschereis ein letztes Mal die heutige Elblinie. Falls es nicht schon vorher als subglaziale Rinne unter dem Eis existierte, bildete sich zum Ende der Saalevereisung das heutige Elbtal als Hauptabflußrinne aus. In ihm wurden die Schmelzwässer des rückschreitenden Eises in Richtung Nordsee abgeführt, wobei der Verlauf des Tales dabei bereits stark dem aktuellen ähnelte [GRIMMEL 1995].

Die sich anschließende **Eem-Warmzeit** (vor 125.000 - 70.000 Jahren) war geprägt von auf die

Morphologie stabilisierend wirkenden Faktoren (gemäßigtes Klima, geschlossene Vegetationsdecke). Es kam in dieser Zeit weder zu großen Sedimentations- noch Erosionserscheinungen. Nur vereinzelt finden sich Ablagerungen (Mudden und Torfe) im Liegenden der Niederterrassensande aus dieser Phase [DUPHORN & SCHNEIDER 1983].

Während des **Weichsel-Glazials** (vor 70.000 - 10.000 Jahren) herrschten an der unteren Mittelelbe periglaziale Klimaverhältnisse [LIPPSTREU 1995]. Die Gletschermassen erreichten das heutige Elbtal nicht mehr direkt, wohl aber die besonders im Sommer anfallenden Schmelzwässer. Sie konnten auf dem Permafrostboden nicht versickern und flossen deshalb oberirdisch ab. Südlich des Eisrandes sammelten sie sich und strömten der großräumigen Geländeneigung folgend in Richtung Nordsee ab. Dabei formten sie das am Ende der Saale-Eiszeit in Ansätzen bereits angelegte Urstromtal wesentlich aus und bildeten gleichzeitig die ‚*Ur-Elbe*‘ in diesem Flußabschnitt [DUPHORN & SCHNEIDER 1983]. Diese führte während der Hauptphase im Vergleich zu heute etwa zehnmal so viel Wasser ab [GRIMMEL 1995]. Die Schmelzwasserabflußbahnen zerteilten die Geestflächen und räumten sie teilweise großflächig aus. Der Untergrund des weichselzeitlichen Urstromtales tiefte sich als Folge stellenweise bis auf 0 m NN ein bzw. breitete sich bis zu maximal 20 km aus [GRIMMEL 1995]. Im Hochglazial vor 15.000 bis 20.000 Jahren verringerten sich die anfallenden Wassermengen. Infolge der verringerten Schleppkraft akkumulierten sich zunächst Schotter, dann Kiese und schließlich Sande. Im nachfolgenden Spätglazial grub sich die ‚*Ur-Elbe*‘ dann aufgrund erneut erhöhter Wasserführung in ihre eigenen, zuvor abgelagerten Sedimente wieder ein, ohne diese jedoch zu durchschneiden. Es bildete sich ein weit verzweigtes, oftmals gitterförmiges System von Flußrinnen aus, das auch heute noch im Gelände erkennbar, teilweise sogar noch in Funktion ist. Die im Hochglazial abgelagerten Sedimente, die von der spätglazialen Erosion nicht mehr erfaßt wurden, werden als Niederterrassensande bezeichnet [GRIMMEL 1980]. Sie bedecken einen mehr oder weniger breiten Streifen beidseitig des heutigen Elbtals und bilden gleichzeitig den Übergang zu den holozänen Sedimenten. Da die Niederterrassenflächen im Spätglazial weder von Wasser noch von Vegetation bedeckt waren, vor den Eismassen aber heftige Fallwinde auftraten, kam es zu starken Ausblasungen aus diesen Gebieten. Dabei wurden vor allem Feinsandpartikel umgelagert und zu teilweise mächtigen Dünenkörpern zusammengetragen. Dieser Prozeß hielt auch noch im vegetationsarmen Präboreal an [LIPPSTREU 1995]. Mit Aufkommen einer geschlossenen Vegetationsdecke und Einsetzen der Auenlehmsedimentation kam er schließlich zum Erliegen. Stellenweise wurde die Feinsandumlagerung im späteren Holozän durch großflächige Rodungen wieder reaktiviert, was anhand von fossilen Bodenbildungen (begrabene Podsole in Dünenkörpern) belegt ist [DUPHORN & SCHNEIDER 1983].

Seit Beginn des **Holozäns** (vor 10.000 Jahren) ist das Sedimentationsgeschehen in der Aue maßgeblich durch die wechselnden Wasserstände der Elbe bestimmt. Periodisch auftretende

Hochwässer führten zumeist in direkter Nähe zum Flußschlauch stromparallel zu einer Sedimentation von Sanden. In vom Hauptstrom weiter entfernten Bereichen mit geringer Fließgeschwindigkeit konnten sich auch feinere Partikel ablagern. Mit Zunahme der Bevölkerung im frühen Mittelalter (500 n. Chr. - 900 n. Chr.), im späten Mittelalter (ab 1250) sowie mit Beginn der Industrialisierung (im 19. Jh.) wurden große Waldbestände im gesamten Einzugsgebiet der Elbe abgeholzt. Infolge der intensiven Rodungen, einhergehend mit ergiebigen Niederschlagsperioden, setzte in diesen Gebieten eine im Gegensatz zu vorher wesentlich verstärkte Bodenerosion ein. Dabei wurde das erodierte Material mehr oder weniger weit mit dem Fluß transportiert und bei Hochwasser in den Auen abgelagert. Infolgedessen kam es auch im Mittellauf des Flusses zu einer flächenhaften Überdeckung der bis zu diesem Zeitpunkt vorherrschenden Sande mit feinkörnigem, schwach humosem Material. Dieser sogenannte Auenlehm bildet in weiten Bereichen der heutigen Aue die Geländeoberfläche [MEYER & MIEHLICH 1983]. Er gleicht das im Quartär und Frühholozän vorgeprägte Geländere relief der unterliegenden Sande weitestgehend aus. Da sich die Lage der noch zahlreich ausgeprägten Nebenarme mit jedem Hochflutereignis ändern konnte, ist es an vielen Stellen zu einer neuerlichen Durchschneidung der Sedimentabfolge gekommen. Sand- und Lehmzwischenlagen haben sich gebildet [GRÖNGRÖFT et al. 1997]. Das heutige Bild der Elbaue zeigt eine stark strukturierte Schichtung, wobei neben Sand- und Auenlehmlagen noch Ablagerungen von rezentem Schlamm anzutreffen sind. Der Schlamm unterscheidet sich vom Auenlehm durch einen wesentlich höheren Anteil an organischer Substanz und vor allem durch seinen hohen Belastungsgrad mit anorganischen und organischen Schadstoffen [GRÖNGRÖFT & SCHWARTZ 1999a].

Parallel zum Anstieg des Flußwasserspiegels und der Sedimentablagerung in den Auen stieg auch der Grundwasserspiegel im Auenbereich und dessen Umfeld deutlich an. Dies führte in abflußlosen Senkenpositionen der Niederterrassensande zur Bildung von Mudden und Torfen [GRIMMEL 1995, DUPHORN & SCHNEIDER 1983]. Da nicht nur im Oberlauf der Elbe der Wald nahezu vollständig gerodet wurde, sondern auch im Untersuchungsraum, blieb dies auch hier nicht ohne Folgen: Großflächige Verwehungen waren eine ständige Bedrohung für die Bevölkerung [GIESE 1970]. Auf der Gorlebener-Gartower Niederterrasse war die holozäne Dünenbildung gekoppelt mit einer Ausblasung des Flugsandes in abflußlosen Hohlformen. Typisch ist, entsprechend den vorherrschenden westlichen Winden, eine paarweise Lagebeziehung von jeweils einer Windausblasungswanne im Westen und einem Dünenfeld im Osten [DUPHORN & SCHNEIDER 1983]. Erst in der Mitte des 19. Jahrhunderts konnten die Wanderdünen durch moderne Aufforstungsmethoden festgelegt werden [DUPHORN & SCHNEIDER 1983].

Einen Ausschnitt der heutigen Landschaft aus geologischer Sicht im Bereich der unteren Mittelelbe verdeutlicht die Abbildung 4.

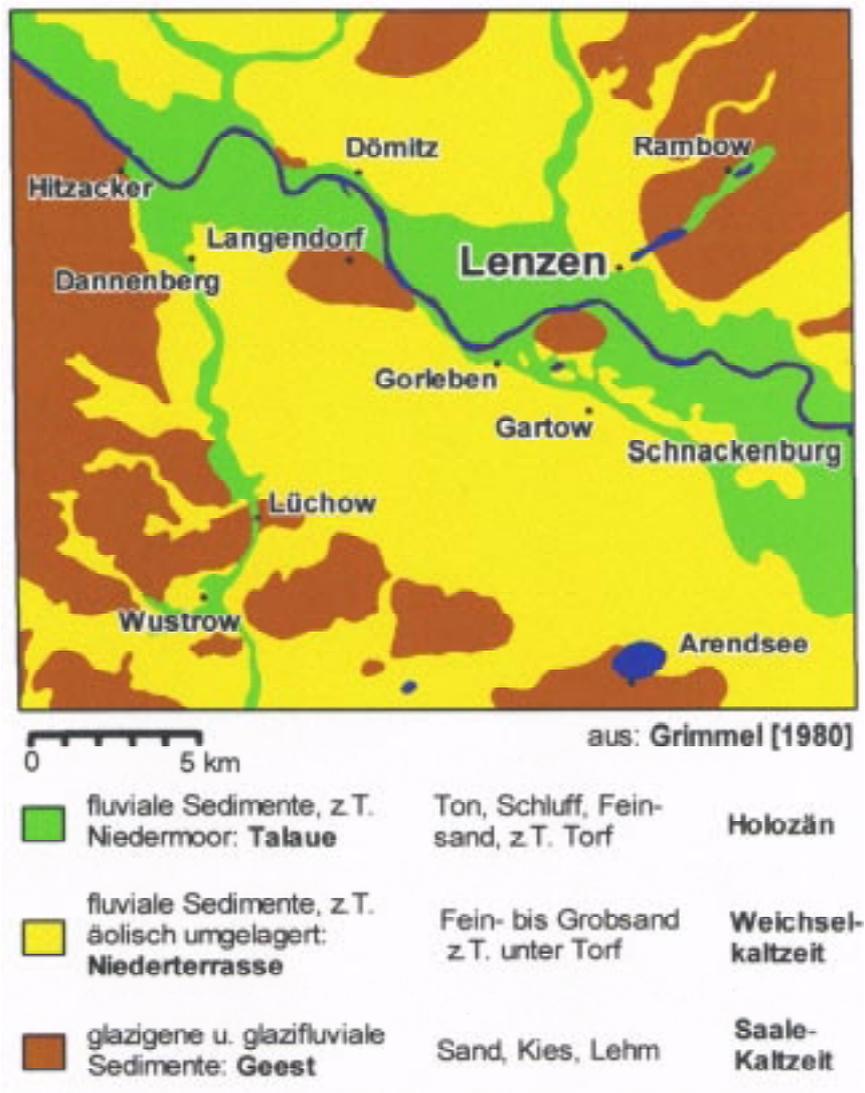


Abb. 4: Geologie des Elbtales bei Lützen

### 4.3 Morphologie und Topographie

Die mittlere Breite des Urstromtales beträgt zwischen der Aland- und der Löcknitzmündung 12,1 km, wovon allerdings infolge des Deichbaus nur noch durchschnittlich 3,1 km als aktuelle Hochwasserbreite ausgewiesen werden können. Engstellen zwischen den Deichen, mit einer Breite von 600 m und weniger, gibt es in diesem Stromabschnitt auf Höhe des ehemaligen Neuehaus (Strom-km 478,0), des Elbholzes (Strom-km 480,5 - 482,0) und am einstigen Zollhaus (Strom-km 480,0). Stellenweise tritt der Deich in diesen Abschnitten auf brandenburgischer Seite sogar als sogenannter Schardeich, d.h. ohne vorgelagerte Außendeichflächen direkt bis an das Elbufer heran. Die Höhenlage der Sohle des Strombettes ist sehr verschieden und einem steten Wechsel unterworfen. Als einen der flachsten Übergänge weist bereits die KÖNIGLICHE ELBSTROMBAUVERWALTUNG [1898] die alte Fährstelle bei Holtorf (Strom-km 479,0) aus. An

dieser Stelle lag die Sohle am 20. September 1911 nur 0,25 bis 0,43 m unter dem bisher niedrigsten bekannten Wasserstand von 12,96 m NN am Pegel Lenzen. Der bisher höchste an dieser Station seit Beobachtungsbeginn im Jahr 1810 aufgezeichnete Wasserstand wurde am 02. April 1895 mit 19,88 m NN festgehalten. Die maximale Spanne beträgt damit 6,92 m. Die Höhe, bei welcher der Strom in der Regel aus seinem Bett ausfert, gibt die KÖNIGLICHE ELBSTROMBAUVERWALTUNG [1898] mit einem Wert von 1,30 m MW an, ein Wert, der auch heute noch Richtigkeit besitzt.

Zur Beschaffenheit des Strombettes schreibt die KÖNIGLICHE ELBSTROMBAUVERWALTUNG [1898]: *Die Stromsohle besteht fast durchweg aus scharfkörnigem, beweglichem Sande, in welchem die eigentliche Fahrrinne eingeschnitten ist. In der Nähe von Gorleben (Elbe-km 493,0) liegt in der Sohle eine Thonbank, die einzelne Steine enthält. Die Fahrrinne beschreibt zwischen den wandernden Sandfeldern zahlreiche Krümmungen. Die jährliche Wanderung der Sandfelder beträgt je nach Größe und Dauer der Hochfluthen etwa 300 bis 500 m. In geraden Strecken und flachen Krümmungen befinden sich die Sandfelder abwechselnd am rechten und linken Ufer und sind durch den Rücken des Überschlages miteinander verbunden.*

Die Bandbreite der Körnungssummenkurve der Elbesohle im Bereich des Untersuchungsgebiet zeigt Abbildung A1 im Anhang.

Die Spanne zwischen der feinkörnigsten und der grobkörnigsten Probe ist sehr eng. Aufgrund des stark eingegrenzten Körnungsspektrums, es dominieren die Mittel- bis Grobsande, kann von einer hohen Gleichförmigkeit gesprochen werden. Der d<sub>50</sub>-Wert der mittleren Körnungssummenkurve liegt im Grobsandbereich. Während es noch einen nennenswerten Anteil von Feingrus und teilweise sogar Mittelgrus gibt, sind feinere Partikel als Mittelsande im Flußbett so gut wie nicht anzutreffen.

Im Vergleich dazu ist das Körnungsspektrum in den unmittelbar angrenzenden Bühnenfeldern desselben Abschnittes infolge der variablen Strömungsbedingungen wesentlich weiter (s. Abb. A2). Im direkten Strömungsschatten einer Bühnenschüttung sammeln sich zumeist die gröberen, im Anströmungsbereich der nachfolgenden Schüttung die feineren Bestandteile an [NEBELSIEK 2000]. Die Körnungssummenkurve zeigt ihre größte Steigung im Grobschluff- bis Mittelsandbereich. Während in manchen Proben bis zu 20 % Ton enthalten sein kann, finden sich dagegen Feingrusbestandteile gar nicht mehr.

Den Aufbau des Binnendeichareales charakterisiert GRÖNGRÖFT et al. [1997]. Im einfachsten Fall lagert auf einer mächtigen glazialen Schicht von überwiegend Mittel- bis Grobsanden eine Schicht von Auenlehm, deren Bodenart zwischen sandigem Lehm und Ton variiert. Die durchschnittliche Mächtigkeit der bindigen Deckschicht beträgt 1,5 m. In ihr läßt sich

großräumig über das Untersuchungsgebiet ein fossiler Oberbodenhorizont ausgrenzen [SCHWARTZ 1999a]. Das Relief der unterliegenden Sandschicht ist wesentlich bewegter als das der heutigen Bodenoberfläche. Stellenweise ist das weitestgehend stromparallele alte Rinnensystem im Gelände noch gut zu erkennen. Mancherorts kommen innerhalb des Auenlehmpaketes Sandzwischenlagen vor. Der Abfall der Geländehöhe von der Elbe zur Löcknitz ist bereits durch den sandigen Untergrund vorgezeichnet, eine Abhängigkeit der Auenlehmmächtigkeit vom Abstand der Elbe tritt daher nicht auf. In einigen Bereichen ist es infolge von Deichbrüchen zu einer Übersandung gekommen. Darüber hinaus finden sich Zonen, in denen der schwere Oberboden künstlich vom Menschen mittels Sandzugabe abgemagert wurde.

Das Untersuchungsgebiet besitzt lediglich eine geringe Reliefenergie, die maximalen Höhenunterschiede betragen 0,5 - 1,0 m. Bereits die KÖNIGLICHE ELBSTROMBAUVERWALTUNG [1898] erkannte, daß weite Areale der natürlichen Ufer 1 - 2 m über dem Mittelwasser liegen. Dies kann durch die Verschneidung des aktuellen Höhenmodells mit dem Wasserspiegelgefälle der Elbe bestätigt werden. Höher angesiedelte Abschnitte sind lediglich der Schnackenburg Werder (heute Teil des Lütkenwischer Vordeichlandes) und das Holtorfer Vorland mit einer mittleren Höhe von 2,5 m MW, sowie Teile des ehemaligen Gartower Eichholzwerders (heute Elbholz) am Strom-km 481,0 - 483,0, das bis zu 4 m über die Mittelwasserlinie der Elbe herausragt. Diese Stellen bilden mit 19 - 20 m NN die höchsten natürlichen Erhebungen im Untersuchungsgebiet. Niedrigste Zonen sind die ortsnahen Niederungsflächen der Lenzener Kuhblänk (15 - 16 m NN), die sich zum Teil sogar unterhalb der Mittelwasserlinie befinden.

Die mit Abstand größten Flächenanteile in der Talaue nehmen Höhen zwischen 16,0 und 17,5 m NN ein. Im allgemeinen fällt das Gelände, dem Gefälle der Elbe entsprechend, von Osten nach Westen ab. Die Elbe bildet in diesem Abschnitt aber nicht die eigentliche Tallinie, sondern die stromparallel verlaufende Löcknitz und ihre Niederung weisen die tiefsten Punkte in der Landschaft auf. Demzufolge ist das Gelände neben der Ost-West-Inklination zusätzlich noch in Süd-Nord-Richtung geneigt. Die Abbildung 5 verdeutlicht dies.

Der Abbildung zur Topographie des Untersuchungsraumes liegt eine Laser-Scann-Befliegung des Landesvermessungsamtes Brandenburg vom 4. - 5. März 1997 zugrunde. Dabei wurden auf einer Fläche von annähernd 50,6 km<sup>2</sup> insgesamt 553.216 Höhenpunkte mit einer Auflösung in z-Richtung von 0,1 m aufgenommen. Es ergibt sich ein Gitternetz mit einer Kantenlänge von 10,0 m. Aus dieser Datengrundlage erfolgte die Interpolation mittels ‚Kriging‘. Zur besseren Darstellung der Ergebnisse sind die Höhenklassen ungleichförmig gewählt worden. Dies ermöglicht zum einen die Darstellung der mit einer Höhe von im Norden über 40 m NN bzw. im Süden bis über 70 m NN das Urstromtal begrenzenden Geestränder als auch das Herausstellen der zahlreichen, stark verzweigten Rinnenstrukturen im potentiellen Rückdeichungsgebiet mit

ihren nur wenige Dezimeter betragenden Differenzen.

Deutlich wird bei der Betrachtung der Abbildung 5, daß die Befliegung bei Hochwasser stattfand. Am Pegel Lenzen stand das Wasser zu diesem Zeitpunkt bei 17,30 m NN. Ein Wert, der die Qualität des Datenmaterials aufzeigt, da das Ergebnis der Interpolation für diesen Punkt ebenfalls diese Höhe aufweist. Auch das Gefälle der Elbe wird klar wiedergegeben. Beträgt die Wasserspiegellage der Elbe im Südosten 18,4 m NN, so verringert sie sich auf der 9,7 km langen Fließstrecke um 1,2 m auf 17,2 m NN. Dies entspricht einer mittleren Neigung von 0,123 ‰ (vgl. Kap. 4.4.1). Die Bedeutung der Deiche wird ebenso einsichtig. Ohne die Hochwasserschutzlinien wäre zu diesem Zeitpunkt fast das gesamte Untersuchungsgebiet bis zu einem Meter überflutet. Lediglich einzelne Kuppen im Lütkenwischer Vordeichsland sowie im Elbholz wären nicht überspült. Außerdem zeigt sich, daß der brandenburgische Schutzdamm geringmächtiger ist als der niedersächsische, wodurch die Wahrscheinlichkeit eines Deichbruches im rechtselbischen Gebiet im Hochwasserfall wesentlich größer wäre. Bei dem im Südwesten befindlichen Hühbeck sind eindrucksvoll die trichterförmigen Erosionstäler abgebildet. Außerdem kann man im östlichen Teil des Bildausschnittes deutlich den Verlauf historischer Elbschlingen erkennen. Durchschnitten wird das Gesamtgebiet von mehreren Wirtschaftswegen und Straßen. Auch der Alte Fährdamm hebt sich hervor (s. Kap. 4.7). Hinzuweisen ist auf die bevorzugte Lage der Stadt Lenzen mit ihrer Burg. Diese wären im Hochwasserfall selber trocken gelegen, bis auf zwei Zuwegungen jedoch vom Wasser umspült. Neben dem Flußschlauch, den Hochwasserschutzdeichen, dem Rinnensystem, dem stromparallelen Vorfluter und den Geesträndern sind noch die zahlreichen Bracks als landschaftsprägendes Element zu nennen. Bei diesen oftmals mehrere Meter tiefen Auskolkungen handelt es sich um Strudeltrichter, die sich durch das einströmende Wasser bei einem Deichbruch gebildet haben. Da das Verfüllen meist aufwendiger gewesen wäre als die Umverlegung der Deichlinie, entstanden im Laufe der Zeit charakteristische hakenschlagende Deichverläufe, die auch nach Jahrhunderten noch auf die ehemalige Katastrophe hinweisen.

Um eine Kenntnis über die topographischen Verhältnisse im Lütkenwischer Vordeichsland zu erhalten, ist es notwendig, ein zweites Höhenmodell auszuwerten, bei dem die Außendeichsbereiche während der Aufnahme nicht überstaut waren. Dieses liegt in dem von der Firma KIRCHNER & WOLF am 15.11.96 aufgenommenen und mittels Aerophotogrammetrie bzw. Aerotriangulation ausgewerteten Datensatz vor. Die absoluten Höhen variieren im gesamten Lütkenwischer Vordeichsland über drei Meter von 16,4 bis 19,5 m NN, womit sich die niedrigsten Zonen bereits deutlich unter dem Mittelwasserstand der Elbe befinden und die höchsten über drei Meter oberhalb dieser Marke herausragen. Die sanddominierten Uferrehnen stellen sowohl absolut als auch relativ in bezug zum Mittelwasserstand die höchsten natürlichen Erhebungen im gesamten Untersuchungsgebiet dar.

Bei der Nutzung des digitalen Geländemodells sind seine Grenzen bezüglich der Genauigkeit zu bedenken. Trotz des verhältnismäßig engen Rasters können Bruchkanten und schmale

Rinnensysteme nicht immer exakt wiedergegeben werden. Ebenso nimmt der Bewuchs Einfluß. In bewaldeten Abschnitten sind die Ergebnisse daher allenfalls als eine Annäherung an die realen Verhältnisse zu verstehen. HAPE & PURPS [1999] geben den maximalen Fehler für den verwendeten Datensatz mit  $\leq 30$  cm an. Aus der Verschneidung des Modells mit den Pegelständen der Elbe lassen sich nun Karten erstellen, die exakt die Überflutungsflächen, die sich bei bestimmten Wasserständen einstellen, aufzeigen. Ebenso ist eine Berechnung der betroffenen Flächenanteile durchführbar. Zusätzlich besteht die Möglichkeit, durch die Auswertung der über 100 Jahre zurückreichenden Aufzeichnungen der Wasserstände der Elbe die Häufigkeit bzw. Dauer und prognostisch die Eintrittswahrscheinlichkeit dieser Zustände anzugeben.

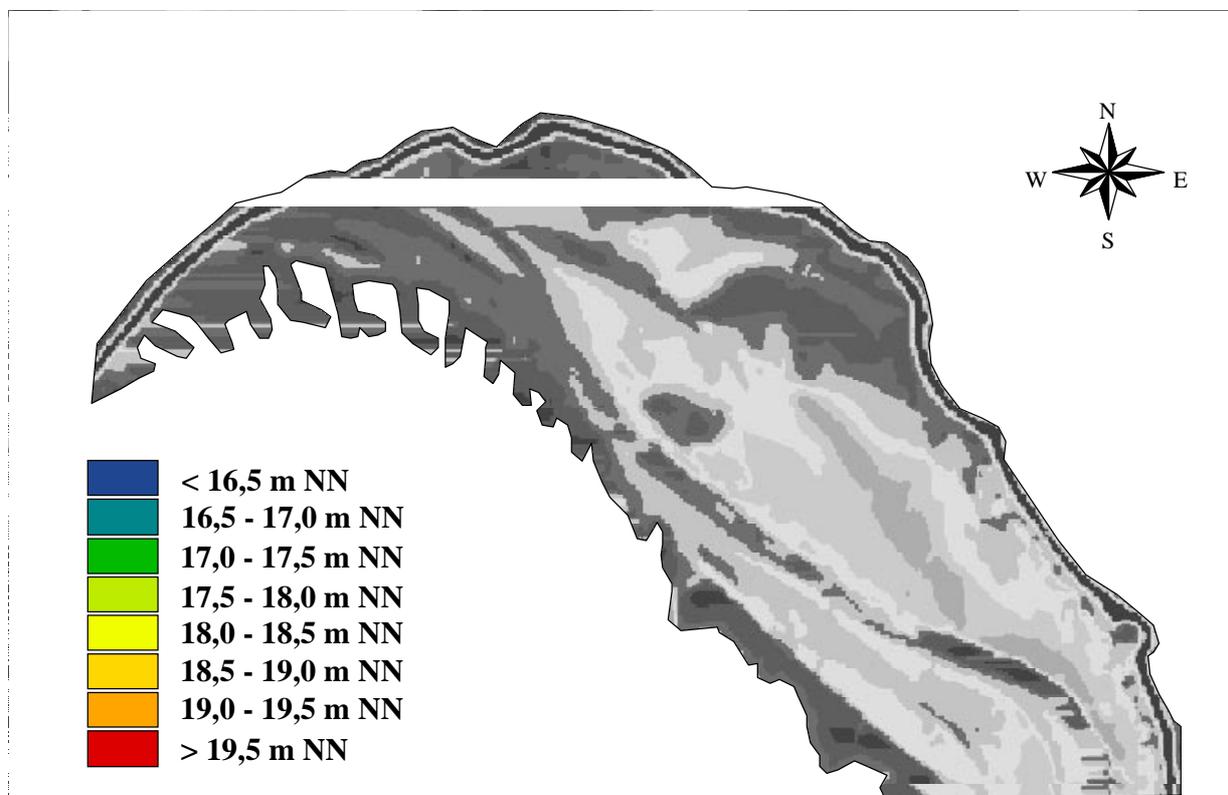


Abb. 6: Topographie des Lütkenwischer Vordeichslandes