

Zur Geologie der deutschen Nordseeküste

Von Hansjörg Streif und Rolf Köster

1 Geologie des Nordseebeckens

Die heutige Küstengestalt und die heute im Küstenraum wirksamen dynamischen Prozesse sind das vorläufige letzte Stadium einer wechsellvollen und keineswegs abgeschlossenen geologischen Entwicklung. Im Vergleich mit vorausgegangenen Phasen z. T. sehr rasant ablaufender und einschneidender Veränderungen kann der augenblickliche Zustand aus geologischer Sicht als ein relativ stabiles Entwicklungsstadium betrachtet werden.

Mindestens seit dem Perm (300 Mio Jahre) ist das Nordseebecken ein epirogenetisches Senkungsgebiet, in dem sich mächtige Abfolgen mesozoischer und känozoischer Sedimente abgelagert haben. Ein geologischer Schnitt durch das Nordseebecken läßt die Zunahme der Sedimentmächtigkeiten vom Rand des Beckens zum Zentrum deutlich erkennen. Örtlich wird die Schichtfolge durch das Auftreten von Salzstöcken gestört, wobei mesozoische Gesteine durch salttektonische Bewegungen bis an die Meeresoberfläche herausgehoben werden. Ein Beispiel hierfür ist die Insel Helgoland, die aus Schichten des Buntsandstein besteht. Im Bereich der nördlich und östlich Helgolands vorgelagerten Abrasionsplattform streichen Schichten des Oberen Buntsandstein bis Oberkreide aus.

Die Entwicklung des Nordseeraumes im Quartär wurde durch starke klimatische Schwankungen bestimmt. Diese führten einerseits zu den Eisvorstößen der Elster-, Saale- und Weichsel-Vereisung, andererseits zu Meeresspiegelanstiegen bzw. -hochständen während der Interglazialzeiten und im Holozän.

Glaziäre Ablagerungen der *Elster-Vereisung* sind in Schleswig-Holstein und Niedersachsen weit verbreitet. Das Verteilungsmuster dieser Sedimente läßt den Schluß zu, daß das Nordseebecken bis auf die Höhe der Ems- und der Themsemündung eisefüllt war. Südlich dieser Linie war die Nordsee eisfrei. Mit beginnendem Zerfall des Elster-Eises bildeten sich Schmelzwasserbecken, in denen limnische, vorwiegend tonig-siltige Sedimente in der Fazies des „Lauenburger Tones“ abgelagert worden sind.

Im Verlauf des nachfolgenden *Holstein-Interglazials* (Elster-Saale-Interglazial) transgredierte über diesen älteren Bildungen die marinen Ablagerungen des Holsteinmeeres. Die Küstenlinie dieses ältesten quartären Meeresvorstoßes verlief vermutlich nördlich der Ostfriesischen Inseln und reichte buchtenartig tief in das Unterelbegebiet mit Ausläufern nach Westmecklenburg und ins südliche Schleswig-Holstein (Abb. 1). Während des Holstein-Interglazials hat der Meeresspiegel vermutlich ca. 5 m über dem heutigen Stand gelegen. Während der *Saale-Vereisung* war der gesamte Nordseeraum mit Eis erfüllt. Mit Ausnahme der hohen Bergrücken und der südlichen Landesteile waren auch Niedersachsen, Westfalen und das Niederrheingebiet eisbedeckt.

Im *Eem-Interglazial* (Saale-Weichsel-Interglazial) erfolgte eine neuerliche marine Transgression. Das Meer erreichte einen Höchststand, der im ostfriesischen Raum bei -7 m NN, in Schleswig-Holstein bei maximal -4 m NN beobachtet worden ist. Das marine Eem ist weniger weit verbreitet als das marine Holstein (Abb. 1), zeigt aber eine engere Übereinstimmung mit dem heutigen Küstenverlauf.

The Geology of the German North Sea Coast

By Hansjörg Streif and Rolf Köster

1 Geology of the German North Sea Basin

The present configuration of the coast and the dynamic processes at work in the coastal area today are the latest transitional stage of a changing and in no way completed geological process. In comparison with previous phases which were in part exceedingly rapid and incisive changes, the present situation can be considered a relatively stable stage of development from a geological point of view.

At least since the Permian (300 million years) the North Sea has been an area of epigenetic subsidence, in which a thick succession of Mesozoic and Cenozoic sediments have accumulated. A geological cross section through the North Sea basin clearly shows an increase in the thickness of sediments from the edge of the basin to the centre. In some places the vertical sequence of the layers is disturbed by the occurrence of salt domes; in this way Mesozoic rocks are forced up by halokinetic movement right up to the surface of the sea bed. An example of this is the island of Heligoland which consists of layers of Bunter (red sandstone). There are outcrops of Upper Bunter and Upper Cretaceous rocks on the abrasion platform in northern and eastern Heligoland.

The development of the North Sea area in the Quaternary was determined by very sharp climatic fluctuations. These led on the one hand to the ice advances during the Elsterian, Saalian and Weichselian glaciations, and on the other hand to the rising sea levels or to high levels during the interglacial periods and the Holocene period.

Glacial deposits from the *Elsterian Glaciation* are widespread in Schleswig-Holstein and Lower Saxony. The pattern of distribution of these sediments leads to the conclusion that the North Sea basin was filled with ice as far south as the Ems and Thames estuaries. South of this Line the North Sea was free of ice. As the Elsterian ice began to break up, melt water basins began to form. Limnic, mainly clayey-silty sediment, was deposited in the facies of the "Lauenburg clay" in these basins.

In the course of the following *Holsteinian interglacial period* (Elster/Saale interglacial), the marine deposits of the Holstein sea transgressed over these older formations. The course of the coastline of this oldest Quaternary advance of the sea probably ran north of the East Friesian Islands and reached in the form of a bay deep into the lower Elbe area with outrunners to west Mecklenburg and southern Schleswig-Holstein (Fig. 1). During the Holsteinian interglacial period the sea level is presumed to have been about 5 metres above its present position.

During the *Saalian glaciation* the whole North Sea was filled with ice. With the exception of high mountain ridges and the most southerly part of the land, Lower Saxony, Westphalia and the lower Rhine area were also covered with ice.

During the *Eemian interglacial period* (Saale/Weichsel interglacial) there was a new marine transgression. The sea reached a high level, which has been observed in the East Friesian area as about - 7 m NN* and in Schleswig-Holstein about a maximum of

*) NN = corresponds approximately to the English O.D.

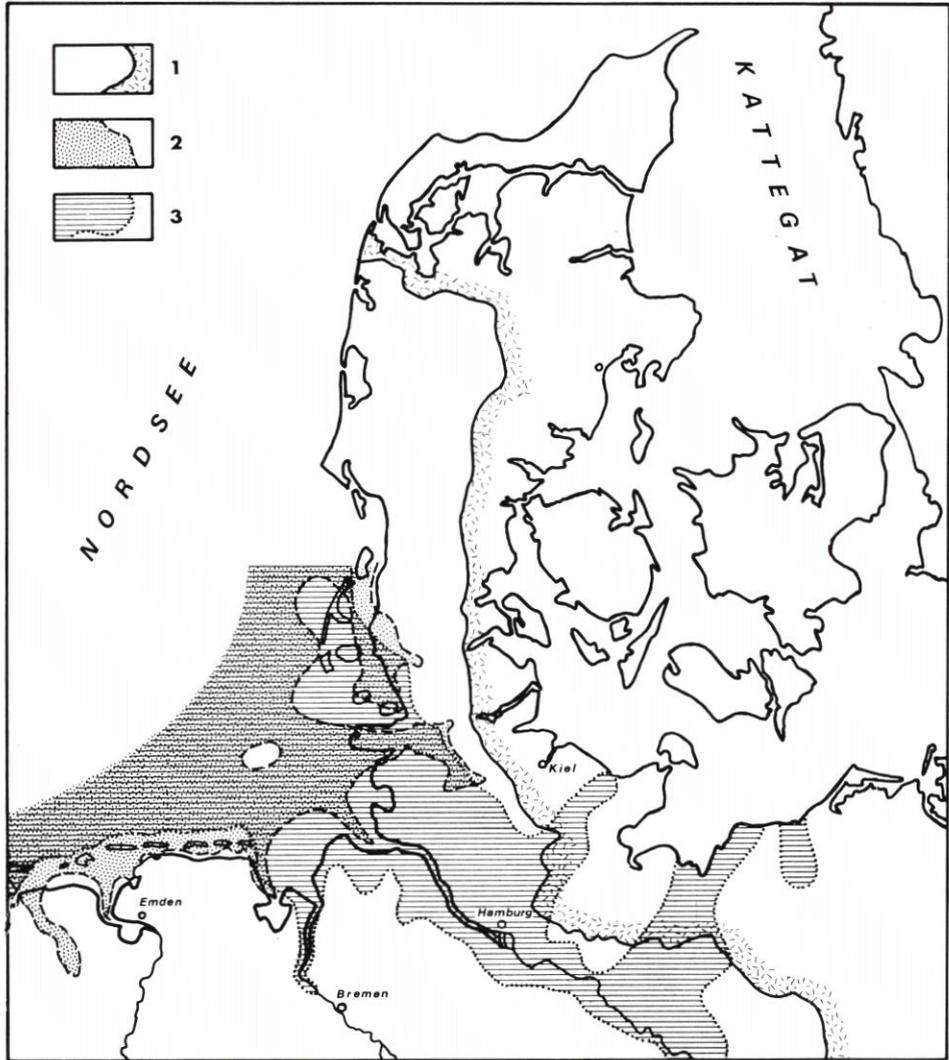


Abb. 1. Wichtige paläogeographische Einheiten in Norddeutschland und Dänemark. 1 = Verlauf der weichselzeitlichen Endmoräne, 2 = Verbreitung des Eem-Meeres, 3 = Verbreitung des Holstein-Meeres

Fig. 1. Important paleogeographic units in northern Germany and Denmark. 1 = course of the Weichselian end moraine; 2 = spatial extension of the Eem sea; 3 = spatial extension of the Holstein sea.

Während der *Weichsel-Vereisung* war der deutsche Nordseeschelf eisfrei. Die skandinavischen Gletscher reichten von Osten und Nordosten her fast bis an die Elbe. Von dort verlaufen die Weichsel-Endmoränen in nördlicher Richtung durch Schleswig-Holstein und Dänemark, wo sie südlich des Limfjordes nach Westen umbiegen und in die Nordsee ausstreichen. Ihnen entsprechen an der englischen Küste die Endmoränen des Devensian, die südlich des Wash die Nordseeküste erreichen.



Tafel IV: Scharhörn – Außensand des Neuwerker Watts in der Elbemündung. Das rd. 17 ha große, grüne Dünengebiet ist vor rd. 50 Jahren durch Sandfangmaßnahmen entstanden und heute bedeutender Brutplatz für Seevögel. (Aufn. U. Muuß)

Plate IV: Scharhörn-Outer Sand of the Neuwerk tidal flat in the Elbe estuary. The 17 hectares of green dune area came into being as a result of sand trapping carried out about 50 years ago. Today it is an important breeding ground for seabirds.

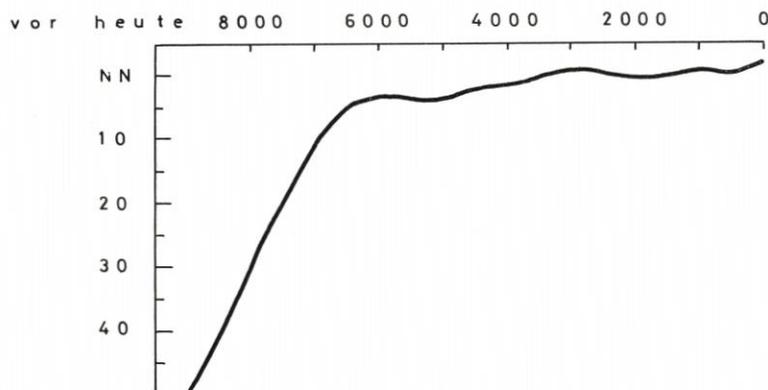


Abb. 2. Kurve des relativen Wasseranstieges an der Nordseeküste von Schleswig-Holstein
 Fig. 2. Curve showing the relative rise of sea level along the North Sea coast of Schleswig-Holstein.

– 4 m NN. The Eem sea was less widely spread than the Holstein sea (Fig. 1) but corresponded more closely with the present day coast line.

During the *Weichselian glaciation*, the German North Sea shelf was free of ice. The Scandinavian glacier stretched from the east and northeast almost to the Elbe. From there, the Weichselian end moraines ran north through Schleswig-Holstein and Denmark where they curved to the west, south of the Limfjord, and extended into the North Sea. These correspond to the Devensian end moraines on the English coast which reach the North Sea coast south of the Wash.

In the North Sea area, a lake of melt water developed during the maximum of Weichselian glaciation, resulting from the morphology of the sea bed. This fresh water lake discharged either directly to the north or through the English Channel south west into the Atlantic, and was independent of the world-wide eustatic minimum of about –100 m. This lake of melt water, which lay southeast of the Dogger Bank, served as a regional drainage basin for all the rivers of northwest Germany. Only after the world sea level had risen to about –45 m did the Holocene marine transgression phenomena begin in the German part of the shelf.

2 The rising sea level in the course of the Holocene period

The transgression during the Holocene period led to present conditions in the coastal area. The deepest lying transgressive overlap of marine sediments on a basal fen peat known up to now is to the south of the Dogger bank at a depth of –45.8 m. This has been dated by pollen analysis at 9000 years B.P.* Further comparable transgressive overlaps of marine sediments over basal fen peat are known at various levels above –45 m. This means that the basal peat was formed throughout the whole Holocene period.

*) Before the present, reference datum is 1950.

Im Bereich der Nordsee entwickelte sich während des Weichsel-Hochglazials – bedingt durch die Morphologie des Seebodens – ein Schmelzwassersee. Dieser Süßwassersee war vom eustatisch bedingten Tiefstand des Weltmeerspiegels von ca. –100 m unabhängig und entwässerte entweder direkt nach Norden oder durch den Ärmelkanal nach Südwesten zum Atlantik. Dieser südöstlich der Doggerbank gelegene Schmelzwassersee diente als regionale Vorflut der gesamten Flüsse Nordwestdeutschlands. Erst nachdem der Weltmeerspiegel auf etwa –45 m angestiegen war, begann im deutschen Schelfanteil das marine Transgressionsgeschehen des Holozän.

2 Der Meeresspiegelanstieg im Verlauf des Holozän

Die Transgression im Verlauf des Holozän führte zu den heutigen Verhältnissen im Küstenraum. Der bislang am tiefsten gelegene Transgressionskontakt mariner Sedimente über einem basalen Niedermoortorf ist von der südlichen Doggerbank aus einer Tiefe von –45,8 m bekannt und mit Hilfe der Pollenanalyse auf 9000 Jahre vor heute (v. h.) datiert worden. Weitere vergleichbare Transgressionskontakte von marinen Sedimenten über basalen Torfen sind aus der offenen Nordsee und den anschließenden Küstengebieten in unterschiedlichsten Tiefenlagen oberhalb von –45 m bekannt. Das heißt, basale Torfe haben sich im Verlauf des gesamten Holozän gebildet.

Etwa 8000 Jahre v. h. lag der Meeresspiegel noch bei etwa –20 m NN. Bis ungefähr 5000 Jahre v. h. stieg er schnell, danach unter Oszillationen langsam an. Bei diesem relativen Wasseranstieg wirken mehrere Vorgänge zusammen:

- ein weltweiter eustatischer Wasseranstieg durch das klimabedingte Abschmelzen der Eismassen,
- isostatische Ausgleichsbewegungen der Erdkruste als Folge der Entlastung durch das Abschmelzen des Eises,
- eine seit mindestens 300 Millionen Jahren zu beobachtende Senkung der Erdkruste im Bereich der Nordsee,
- Setzung der Sedimente in örtlich sehr unterschiedlichem Umfange und
- Gezeiten mit ihren örtlich und zeitlich wechselnden Tidekurven.

Deshalb kann es keine für alle Orte der deutschen Nordseeküste gültige Kurve des relativen Wasseranstieges geben. Die Transgression hat vielmehr je nach dem Zusammenwirken des Wasseranstieges mit dem Ausgangsrelief und dem verfügbaren Lockermaterial zu recht unterschiedlichen Küstenentwicklungen geführt. Als Beispiel wird in Abb. 2 eine an der schleswig-holsteinischen Nordseeküste erarbeitete Kurve wiedergegeben.

3 Geologie des Küstenraumes

Während die marinen holozänen Sedimente in der offenen Nordsee mit Ausnahme der Riesenrippelfelder nur als dünner Schleier ausgebildet sind, treten im Küstenraum hohe Sedimentmächtigkeiten auf. Diese nehmen im Flachwasserbereich oberhalb 15 m Tiefe stark zu und erreichen in der Zone der Düneninseln sowie in den Ästuarien bis 30 m Mächtigkeit. Von dort aus nehmen sie in Richtung auf das pleistozäne Hinterland langsam ab. In einem küstennormalen Schnitt lassen sich innerhalb dieses holozänen Sedimentkörpers drei räumlich nebeneinanderstehende Einheiten unterscheiden (Abb. 3):

- ein „Klastischer Komplex“ (seewärtiger Teil)

About 8000 years B.P. the sea level lay at about -20 m NN. Up to approximately 5000 B.P. it rose rapidly, and after that slowly and with fluctuations. This relative rise in water levels was influenced by several events:

- a world wide eustatic rise in water levels caused by climatic changes melting the mass of ice,
- isostatic rebound of the earth's crust as a result of the reduction of the ice load,
- a sinking of the earth's crust in the North Sea area that can be observed over a period of at least 300 million years,
- consolidation of sediments to varying extents in different locations,
- tides with their changes in different localities and at different periods of time.

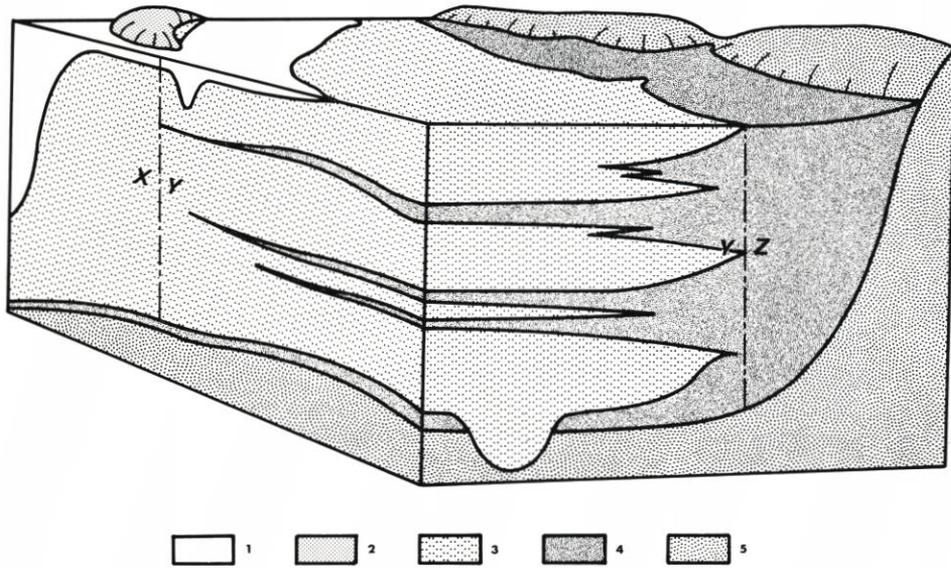


Abb. 3. Schematisches Blockbild des Küstenholozäns mit seinen lithologischen Einheiten: X = Klastischer Komplex, Y = Verzahnungskomplex, Z = Torfkomplex
1 = Wasser, 2 = Dünen (äolische Fazies), 3 = klastische Ablagerung (marine, brackische und lagunäre Fazies), 4 = Torfe, 5 = pleistozäner Untergrund

Fig. 3. Schematic block diagram of the coastal Holocene with its lithological units:
X = clastic complex, Y = interfingering complex, Z = peat complex.
1 = water; 2 = dunes (aeolic facies); 3 = clastic deposits (marine, brackish and lagoonal facies); 4 = peats; 5 = Pleistocene substratum.

Because of this it is not possible to draw up a curve of the relative rise in sea level which applies to all places along the German North Sea coast. The transgression has led to quite different coastal developments according to the joint effect of the rise in sea level, the original relief, and the available unconsolidated material. As an example Fig. 2 presents a curve worked out for the Schleswig-Holstein North Sea coast.

- ein „Verzahnungskomplex“ (Übergangszzone, in der sich klastische Sedimente mit Torflagen verzahnen) und
- ein „Torfkomplex“ (Geeststrandmoor.)

Innerhalb der Komplexe ist eine vertikale Gliederung in unterschiedliche Sequenzen durchführbar. Von dieser räumlichen Anordnung klastischer und organischer Sedimente gehen sämtliche Versuche aus, das Küstenholozän lithologisch, faziell und zeitlich zu gliedern. Trotz der Gleichartigkeit im Aufbau des holozänen Sedimentkörpers ergeben sich regionale Unterschiede, die im folgenden behandelt werden.

3.1 Regionale Entwicklung zwischen Ems und Elbe

Nach geographischen Gesichtspunkten ist diese Region zweigegliedert. Zwischen Ems und Jade ist ein System von Düneninseln ausgebildet, hinter denen sich Rückseitenwatten und Marschen ausbreiten. Östlich der Jade treten hochliegende Sandbänke auf mit offenen Watten bzw. mit Buchten- und Ästuarwatten im Bereich von Jadebusen, Weser- und Elbemündung. Auch hier schließen sich landwärts Marschen an.

Aus geologischer Sicht zeigen die genannten Gebiete eine einheitliche Entwicklung. Die Inseln und die Sandbänke sind beides Elemente eines ausgedehnten Barriere-Systems, das sich entlang der gesamten südlichen Nordseeküste von den Niederlanden bis Dänemark erstreckt. Dieses System setzt nördlich der Rhein-Maas-Mündung als geschlossener Strandwall ein, der bis Alkmaar/Niederlande reicht. Nach Nordosten und Osten schließt sich die Kette der Westfriesischen und Ostfriesischen Inseln an. Dann folgen bis zur Elbe und nördlich davon hochliegende Sandbank-Systeme. Im Raum Sylt, Föhr und Amrum werden diese von Inseln mit einem pleistozänen, z. T. auch tertiären

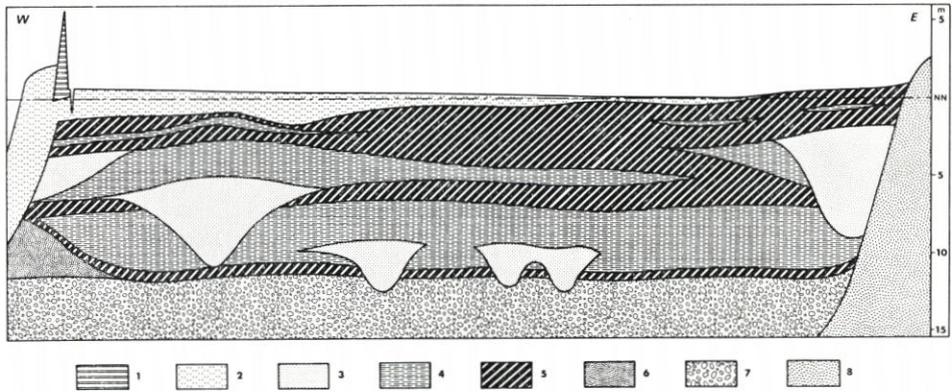


Abb. 4. Geologischer Schnitt durch den Ostteil des Wesertales zwischen Bremen und Bremerhaven. 1 = Deich, 2 = Wattsedimente, 3 = brackische Rinnenablagerungen, 4 = brackisch-lagunäre Sedimente, 5 = Torf, 6 = Flußranddünen eines Vorläufers der Weser, 7 = fluviale Niederterrasse der Weser, 8 = Geest ungegliedert

Fig. 4. Geological section through the eastern part of the Weser valley between Bremen and Bremerhaven. 1 = dike; 2 = tidal flat deposits; 3 = brackish gully deposits; 4 = brackish-lagoonal sediments; 5 = peat; 6 = river dunes of a former river Weser; 7 = fluvial Low Terrace of river Weser; 8 = Pleistocene hinterland

3 Geology of the coastal area

While, apart from the giant ripple fields, the marine Holocene sediments in the open North Sea merely form as a thin cover, in the coastal area there are considerable thicknesses of sediments. These increase in thickness in the shallow water area of less than 15 metres depth, and in the barrier island zone as well as in the estuaries reach thicknesses of 30 metres. From there, they gradually decrease towards the Pleistocene hinterland. A cross section normal to the coast makes it possible to distinguish three spatially adjacent units in this body of Holocene sediments (Fig. 3):

- a clastic complex (seaward part),
- an interfingering complex (a transitional zone in which the clastic sediments interlock with peat layers), and
- a peat complex (back swamp area).

Within the complex a vertical classification into various sequences can be traced. This spatial arrangement of clastic and organic sediments provides the basis for all the attempts at subdivision of the coastal Holocene with regard to lithology, facies or chronology. Despite the similarity in the sequences of Holocene sediments, there are regional differences which are dealt with below.

3.1 Regional development between the Ems and the Elbe

From the geographical point of view this region can be divided into two parts. Between the Ems and the Jade a system of barrier islands has developed. Sheltered tidal flats and marsh lands spread behind them. East of the Jade there are open tidal flats with high sand banks as well as bay or estuarine flats in the area of the Jade bay and the mouths of the Weser and the Elbe. In this area, too, there are marshes on the landward side of the flats.

From a geological point of view, this area shows a uniform development. Thus, the islands and sand banks are both elements of a barrier system which stretches along the entire southern North Sea coast from the Netherlands to Denmark. This system stretches from the Rhine-Maass estuary as a continuous barrier as far as Alkmaar in the Netherlands. To the northeast and east, it joins the chain of West Friesian and East Friesian Islands. There then follows a high lying system of sand banks up to the Elbe and to the north. In the area of Sylt, Föhr and Amrum, these sand banks are replaced by islands with Pleistocene, and in part Tertiary cores around which Holocene sands have been deposited. In Denmark the continuous barrier system is found again in front of the Ringkøbing and Nisum Fjords. This pattern of distribution can be traced back to the tidal range. In tide free areas, or in coastal zones with small tidal ranges continuous barrier systems are built up. Towards the inner part of the German bight where the tidal range increases, these are broken and replaced first by barrier islands and then by a system of sand banks.

The *barrier islands* are formed predominantly of sandy sediments which lie on a pre-Holocene relief. A basal peat layer is often inserted between the two elements. This sequence shows a transgressive overlap of marine littoral facies above terrestrial deposits and bog formations. The reason for this transgressive overlap is the relative rise of sea level in the course of the Holocene period in connection with a landward sand transport. Before the beginning of active coastal and island protection works by man, the

Inselkern abgelöst, um den sich holozäne Sande angelagert haben. In Dänemark folgen wieder geschlossene Barriere-Systeme im Bereich des Ringkøbing- und des Nisum-Fjordes. Dieses Verteilungsmuster wird auf die unterschiedlichen Tidenhübe zurückgeführt. Im tidefreien Gebiet bzw. in Küstenzonen mit geringen Tidehüben bilden sich dabei geschlossene Barriere-Systeme. In Richtung auf den inneren Teil der Deutschen Bucht werden diese bei zunehmenden Tidehüben zunächst von Düneninseln und dann von Sandbank-Systemen abgelöst.

Die *Düneninseln* bestehen vorwiegend aus sandigen Sedimenten und lagern einem präholozän angelegten Relief auf, wobei sich vielfach ein Basaltorf zwischen beiden Einheiten einschaltet. Diese Abfolge zeigt ein transgressives Übergreifen der marintorales Fazies über terrestrische Ablagerungen und Moorbildungen an. Ursache dieses transgressiven Übergreifens ist der relative Meeresspiegelanstieg im Verlauf des Holozän in Verbindung mit einem landwärts gerichteten Sandtransport. Vor Beginn des aktiven Insel- und Küstenschutzes durch den Menschen waren die Inseln in ihrer Lage und Gestalt ausschließlich von dem Meeresspiegel-Anstiegsgeschehen sowie den Kräften von Seegang, Brandung und Tideströmen bestimmt. Mit größter Wahrscheinlichkeit haben in früheren Stadien der holozänen Küstenentwicklung Barriere-Systeme bestanden, die seewärts vor der heutigen Inselkette gelegen haben.

Die ältesten bislang datierten Basaltorfproben aus dem Bereich des Inselsockels von Baltrum und Langeoog stammen aus dem Tiefenbereich zwischen -22 und -16 m NN und sind auf etwa 8000 v. h. datiert. Oberhalb der Basaltorfe sind in den sandigen Sedimentkörpern der Inseln datierfähige Schichten erst wieder ab etwa $-1,5$ m NN anzutreffen. Aus ihrem Alter ergab sich, daß um 1450 v. h. schon Vorformen der heutigen Insel Wangerooge bestanden haben müssen.

Das morphologisch auffallendste Element der Inseln sind die bis 20 m hohen Dünen. Sie stehen mit dem Barriere-System in einem engen, aber indirekten Zusammenhang. Erst nach Entstehung einer hochwasserfreien Plate wurden die Dünen als äolische Bildungen dem marinen Unterbau aufgesetzt. Dabei wird bei Niedrigwasser Sand aus dem nassen Strand ausgeblasen und unter Mitwirkung der Vegetation zu Dünen aufgehäuft.

Eine ähnliche Entwicklung wie die Ostfriesischen Inseln haben die hochliegenden Sandplatten zwischen Jade und Elbe durchlaufen.

Die *Wattgebiete und Marschen* bilden eine Übergangszone, in der sich verschiedene Wattfaziesbereiche mit lagunären und limnischen Absätzen sowie Torfen verzahnen. Diese Sedimente lagern einer alten Oberfläche auf, deren Morphologie recht genau bekannt ist. In Gebieten hochliegenden Pleistozäns ist infolge fluviatiler Erosion und äolischer Akkumulation ein vorherrschend wellig-kuppiges Relief mit einzelnen eingeschnittenen Rinnen ausgebildet. In den Flußtälern von Ems, Weser und Elbe ist die Holozänbasis als eine ebene, seewärts geneigte Fläche ausgebildet. Sie entspricht dort der Oberfläche der weichselzeitlichen Niederterrasse (Abb. 4).

Die marine Transgression des Holozän stieß zunächst in die oben erwähnten Flußtäler und -rinnen vor. Dabei kam es teils zu kontinuierlichen Übergängen von semiterrestrisch-limnischen Fazies zum brackisch-marinen Milieu, teils aber auch zu erheblichen Erosions-, Umlagerungs- und Resedimentationsvorgängen.

Mit weiter ansteigendem Meeresspiegel breitete sich der marine Einfluß über die tiefliegenden Regionen hinausgreifend flächenhaft aus. Im seewärtigen Teil gelangten dabei feinsandig-schluffige, meist kalkreiche Wattsedimente zum Absatz bzw. schluffig-tonige Brackwasserbildungen mit unterschiedlichem Kalkanteil. Landwärts folgten tonige,

position and shape of the islands was entirely determined by the phenomena related to the rising sea level, the strength of the wave action, breakers, and tidal flows. It is most probable that in the earlier stages of the Holocene coastal development, barrier systems existed which lay seaward of the present day chain of islands.

The oldest basal peat samples dated up to now come from the area at the base of the islands of Baltrum and Langeoog from depth between -22 and -16 m NN and are dated at about 8000 B.P. Above the basal peat, layers which can be dated are found in the sandy body of the islands only at about -1.5 m NN. Their age indicates that earlier forms of the present island of Wangerooge must have already existed about 1450 years ago.

The most striking morphological element of the islands are the dunes up to 20 metres high. They have a close, but indirect relationship to the barrier system. Only after the formation of a bank which was above high water level did the dunes build up as wind borne formation on the top of a marine substructure. Thus at low water, sand was blown up from the wet beach and with the help of vegetation accumulated into dunes.

The high lying sand banks between the Jade and the Elbe have developed in a similar way into the East Friesian Islands.

The *tidal flats and marshes* form a transitional zone in which various tidal flat facies interlock with lagoonal and limnic deposits and peat. These sediments lie on top of an old surface of which the morphology is exactly known. In the high-lying Pleistocene areas, fluvial erosion and wind-born accretion have formed a rounded wavy relief cut through by separate channels. In the river valleys of the Ems, Weser and Elbe the base of the Holocene has a level surface gently dipping seawards. It corresponds there to the surface of the fluvial Weichselian low Terrace (Niederterrasse) (Fig. 4).

The Holocene marine transgression advanced first into these river valleys and channels. At these places there is sometimes a continuous transition from semi-terrestrial limnic facies to the brackish marine environment, and at others evidence of considerable processes of erosion, reworking and redeposition.

With further rises in sea level the marine influence spread laterally over the low lying regions. Fine sandy silty tidal flat sediments, mostly rich in lime, were deposited in the seaward part, or silty clayey brackish water deposits with varying lime content. To the landward follows clayey, mainly lime-free sediments with high organic components, and then muds and semi-terrestrial peats. The point of time when marine influenced sedimentation began varies from place to place, according both to its level and how exposed the deposition area was to the sea.

The transgression began somewhere between 7200 and 6000 B.P. This landward advance came to an end at about 5800 B.P. and was replaced by regressive tendencies. Thus peat layers spread seawards from the back swamp area over clastic sediments. This process introduced a phase of development which led to an intensive inter-fingering of peat and clastic sediments. The formation of these peat intercalations accelerated from about 5500 B.P. and continued till 2600 B.P. After that peat deposits were formed only to a limited extent until about 1600 B.P., while at the same time the marine influences again became dominant.

The intercalated peat layers were originally interpreted as indications of temporary falls in sea level. More recently it has been considered that these peats can also be formed during rising sea levels, if the rate of growth of the peat bog is higher than the

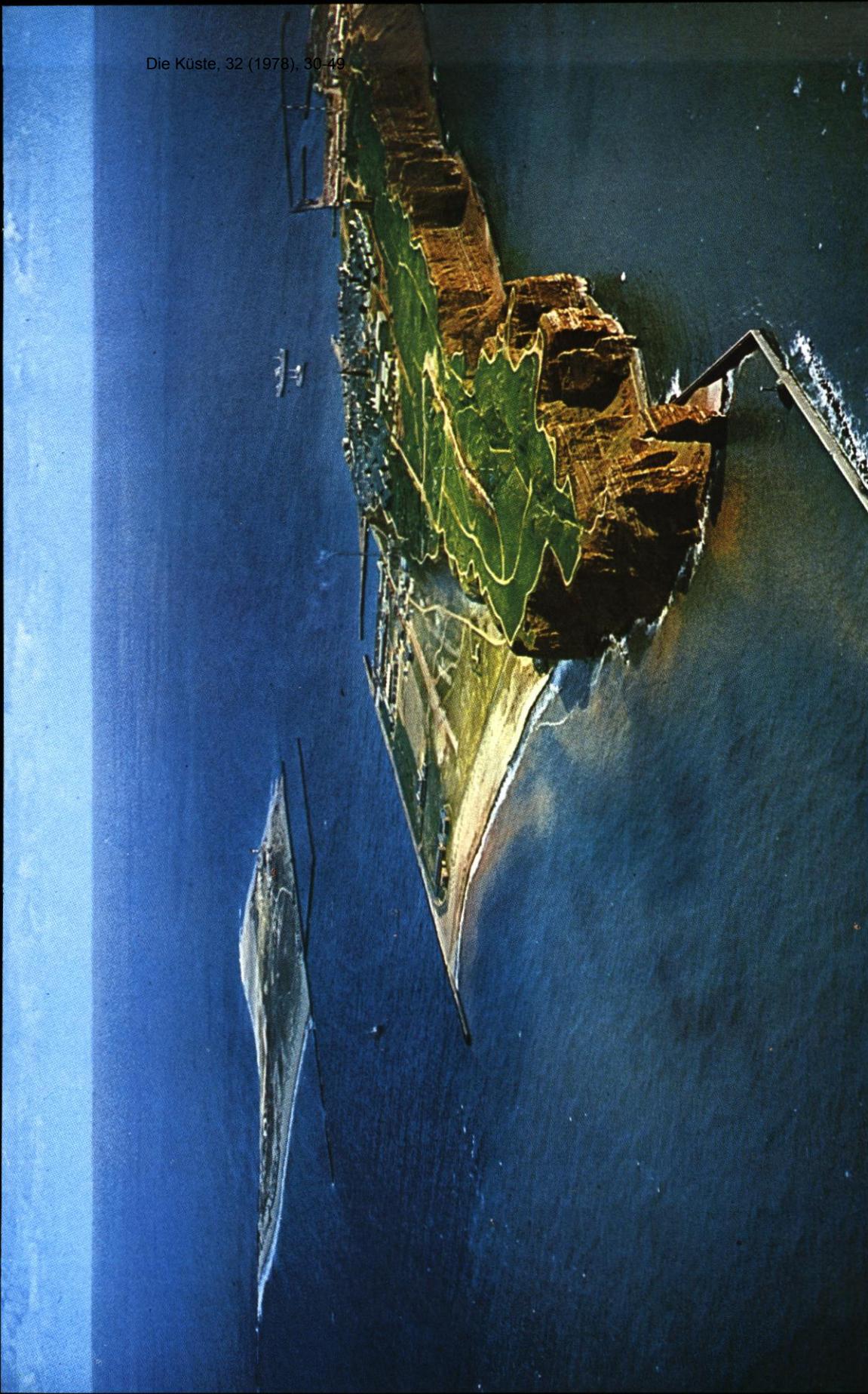
überwiegend kalkfreie Sedimente mit hoher organischer Komponente, ferner Mudden und semiterrestrische Torfe. Der Zeitpunkt beginnender marin beeinflusster Sedimentation liegt von Ort zu Ort unterschiedlich früh, je nach Höhenlage und nach Exposition des Ablagerungsgebietes zur See hin.

Die Transgression begann etwa zwischen 7200 und 6000 v. h. Dieser landwärts gerichtete Vorstoß endete etwa um 5800 v. h. und wurde durch regressive Tendenzen abgelöst. Dabei breiteten sich, vom Geestrandmoor ausgehend, Torflagen seewärts über klastische Sedimente aus. Dieser Prozeß leitete eine Entwicklungsphase ein, während der es zu einer innigen Verzahnung von Torfen und klastischen Sedimenten kam. Die Entstehung dieser Torfeinschaltungen setzte in stärkerem Umfang ab ca. 5500 v. h. ein und dauerte bis 2600 v. h. an. Danach bildeten sie sich nur noch in geringerem Umfang bis etwa 1600 v. h., während gleichzeitig der marine Einfluß erneut dominierend wurde. Die eingeschalteten Torfe wurden ursprünglich als Anzeichen zeitweiliger Meeresspiegelabsenkungen gedeutet. Neuerdings geht man davon aus, daß diese Torfe sich auch bei steigendem Meeresspiegel bilden können, sofern die Moorzachstumsrate höher ist als die zeitlich entsprechende Meeresspiegel-Anstiegsrate. Eine vorübergehende Absenkung des Meeresspiegels erscheint im Gebiet zwischen Ems und Elbe für die Zeit um Christi Geburt weitestgehend als gesichert. Begründete Vermutungen liegen für eine weitere Absenkungsphase zwischen 3200 und 2800 v. h. vor.

Mit dem Beginn des Deichbaus um ~ 1000 n. Chr. ging die natürliche Küstenentwicklung zu Ende. Es kam jedoch auch danach zu wiederholten Meeresinbrüchen, die sehr wesentlich zur Gestaltung der heutigen Küstenkonfiguration beigetragen haben. Der Deichbau und insbesondere die in seiner Folge notwendig gewordene künstliche Entwässerung des Hinterlandes haben die Auswirkungen dieser jungen Einbrüche z. T. verschärft. Durch die künstliche Entwässerung traten besonders in Gebieten mit tonigen Sedimenten und Torfen erhebliche Setzungen auf, die die ursprüngliche Oberfläche dieser Regionen tiefer gelegt haben. Bei einem Deichbruch im seewärtigen Bereich konnte das Meer dadurch ungehindert weit in die Hinterländer vordringen. Bezeichnenderweise liegen z. B. die Buchten des Dollart und des Jadebusens in ehemaligen Moorgebieten. Ihre Entstehung ist nur teilweise auf ein erosives Ausräumen des Torfes zurückzuführen, teilweise ist sie allein durch Kompaktion bedingt. Unter der Auflast eingefrachteter Sedimente wurden die setzungsfähigen Schichten derart zusammengepreßt, daß ihre Oberfläche unter den Meeresspiegel zu liegen kam.

Neben den heute noch vorhandenen Buchten des Jadebusens und des Dollart, deren Entstehung im 12. bzw. 13. Jahrhundert n. Chr. begann und die ihre maximale Ausdehnung im 14. bzw. 16. Jh. erreicht hatten, bestanden noch weitere Buchten, die inzwischen wieder verlandet sind. Vollständig abgeschlossen ist die Verlandung der Harlebucht. Von der Leybucht, die ihre größte Ausdehnung ebenfalls im 14. Jh. besessen hat, ist infolge der nachfolgenden raschen Verlandung nur noch ein kleiner Rest vorhanden.

Geologisch wirken diese Buchten als Sedimentfallen mit einer extrem hohen Sedimentations- und Verlandungsrate. Diese günstigen natürlichen Tendenzen wurden durch gezielte menschliche Eingriffe genutzt und erheblich verstärkt, so daß die verlorengegangenen Gebiete zum großen Teil zurückgewonnen werden konnten. Mit der sich rasch entwickelnden Technologie wurden die Baumaßnahmen der Vordeichung in zunehmendem Maße von den natürlichen Gegebenheiten unabhängig.



Tafel V: Insel Helgoland in der Deutschen Bucht. (Aufn. U. Muuß)

Plate V: The island of Helgoland in the Bay of Heligoland.



Tafel VI: Blick über das Watt mit Prielen und Landgewinnungswerken, über die Deiche in die besiedelte Marsch bis hin zur Geest (Meldorfer Bucht). (Aufn. U. Muuß)

Plate VI: View across the tidal flats with creeks and land reclamation works towards the dykes and cultivated marshes as far as the uplands.

corresponding rate of rise in sea level. A temporary fall in sea level in the area between the Ems and the Elbe at the time of Christ's birth is widely believed to be certain. There are good grounds for supposing a further phase of falling sea levels between 3200 and 2800 B.P.

With the beginning of dyke building about 1000 A.D. natural development of the coastline came to an end. However breaches by the sea since then have taken place which have contributed quite significantly to the formation of the present coastal configuration. The building of dykes, and especially the consequent necessity for artificial drainage of the inland area, to some extent increased the effect of these breaches. Artificial drainage led to considerable compaction and consolidation especially in areas with clayey sediments and peat. This had the effect of lowering the original surface of these regions. When a dyke was breached in the seaward area, the sea could penetrate unhindered far inland. The Dollart bay and the Jade bay are typical examples which lie in former peat bog areas. Their formation is only in part due to an erosive removal of the peat; it is partly also caused by compaction. Under the pressure of the load of sediment brought in, the layers which could settle were so pressed together that their surface came to lie below sea level.

In addition to the still existing Jade and Dollart bays which began in the 12th and 13th centuries and reached their maximum extent between the 14th and 16th centuries, other bays were formed which later filled up again. The accretion of the Harlebucht is totally completed. There is only a small remainder of the Leybucht, which also reached its maximum size in the 14th century, and which filled up rapidly thereafter.

Geologically, these bays act as sediment traps with extremely high rates of sedimentation and accretion. These favourable natural tendencies are made use of and powerfully re-inforced by purposeful human intervention, so that areas which have been lost to the sea can to a large extent be reclaimed. As technology rapidly develops, the construction of embankments is increasingly independent of natural conditions.

3.2 Regional development between the Elbe and the Danish border

The area of the present Schleswig-Holstein North Sea coast lay far nearer the edge of the Weichselian ice than the Lower Saxony coastal area. Its moraines lie in the east of Schleswig-Holstein. In the western part of the land periglacial processes with solifluction, wind-blown sand and the formation of pavements prevailed.

At the margin of the ice great quantities of melt water were released over broad sandur plains. In North Friesland, they stretch from the hilly Pleistocene hinterland to the area of the present coast. From this area, the melt water flowed directly northwest into the North Sea basin. The water from the sandur plain lying further to the south collected in valleys and finally flowed through the ice marginal valley of the Elbe to the main receiving basin. The former valley is still visible to some extent today in the relief of the North Sea bed.

The landscape in the present-day coastal area at the end of the last glaciation consisted partly of high-lying moraines and sandur plains sloping gently to the North Sea, partly of wide and deep valleys, such as the ice marginal valley of the Elbe, the Eider and Treene valleys, and also deep and narrow melt water and erosion channels.

3.2 Regionale Entwicklung zwischen Elbe und dänischer Grenze

Das Gebiet der heutigen schleswig-holsteinischen Nordseeküste lag dem weichselzeitlichen Eisrand sehr viel näher als das niedersächsische Küstengebiet. Seine Moränen finden sich im Osten von Schleswig-Holstein. In den westlichen Landesteilen herrschten periglaziale Vorgänge mit Bodenfließen, Flugsandverwehungen und Bildung von Steinsohlen.

Am Eisrand wurden große Schmelzwassermassen frei, die weite Sanderflächen aufschütteten. In Nordfriesland erstrecken sie sich zwischen Geestkuppen bis in das heutige Küstengebiet. Aus diesem Raum wurden die Schmelzwässer direkt nach Nordwesten in das Nordseebecken abgeführt. Das Wasser der weiter südlich gelegenen Sanderflächen sammelte sich in Tälern, die schließlich über das Elbe-Urstromtal an die Vorflut angeschlossen waren. Die Täler zeichnen sich teilweise noch heute im Relief des Nordseebodens ab.

Am Ende der letzten Vereisung fanden sich im Bereich des heutigen Küstengebietes als Landschaftsformen teils hochliegende, flach zur Nordsee hin geneigte Moränen- und Sanderflächen, breite und tiefe Schmelzwassertäler – wie das Urstromtal der Elbe und die Schmelzwassertäler der Eider und Treene – und schließlich ebenfalls tiefe, aber schmale Schmelzwasser- und Erosionsrinnen.

Als Ergebnis dieser Ausgangsbedingungen und des Ablaufes der nacheiszeitlichen Transgression entstanden an der schleswig-holsteinischen Nordseeküste drei sehr unterschiedliche Räume (Abb. 5):

- Dithmarschen und südliches Eiderstedt
- Nordfriesland und nördliches Eiderstedt
- die Geestkerninseln Sylt, Amrum und Föhr

Das Küstengebiet von *Dithmarschen* wird heute landwärts weithin von Steilufern begrenzt. Sie sind aber nur zum kleinen Teil der Tätigkeit des Meeres zu verdanken, sondern in erster Linie der Erosion durch Schmelzwasser. Der Geestrand fällt hier steil bis auf – 20 m NN ab. In diesem Gebiet wurde im Verlauf des gesamten Holozän nur wenig Schlick, aber viel Sand abgelagert. Von Geestvorsprüngen aus bildeten sich Haken und Nehrungen, die als „Donns“ große Fächer bildeten. Ein anderer Haken reicht als „Lundener Nehrung“ nach Norden, ein weiterer durchzieht etwa die Mitte von Eiderstedt von Westen nach Osten.

Im Schutz dieser Haken und Nehrungen bildeten sich große Lagunen und Moore, westlich von ihnen entstand erst nach längerer Sedimentationszeit verhältnismäßig spät ein Wattenmeer. Bis zur Zeit um Christi Geburt entstanden Marschen mit einer Höhe von + 1 bis + 2 m NN. Sie sind in den letzten 2000 Jahren nur noch selten überflutet worden. Größere Meereseinbrüche sind hier nicht erfolgt, die Küste hat sich durch ständig neue Anlandungen und Eindeichungen nach Westen verschoben.

In *Nordfriesland* bildeten sich demgegenüber in den tiefen, aber schmalen Tälern, in die die Nordsee früh und schnell eindrang, wie auf den höherliegenden, schwach nach Westen geneigten Sander- und Flugsandflächen in weiter Ausdehnung Brackwasserablagerungen, nahe am Geestrand auch Schilftorf: Nur im äußeren Teil des Sedimentationsraumes – der etwa im Gebiet des heutigen nordfriesischen Wattenmeeres liegt – war der Einfluß des Meeres auf die Sedimente stärker, und hier entstand auch schon früh ein erstes Wattenmeer.

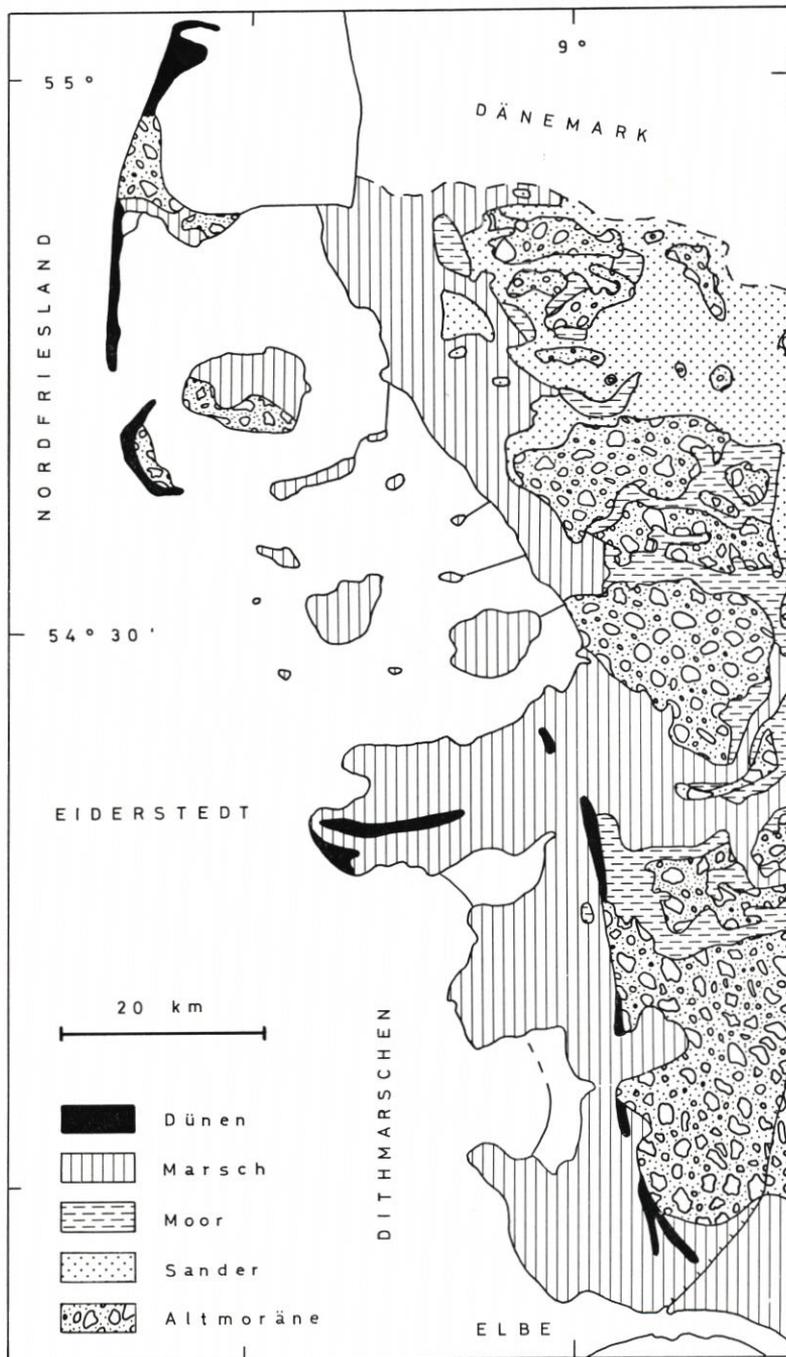


Abb. 5. Geologische Übersichtskarte des Nordseeküstengebietes von Schleswig-Holstein
Fig. 5. Geological sketch map of the North Sea coastal zone of Schleswig-Holstein

Abb. 6. Die Auswirkungen des Salztorfabbbaus unter begrüntem Anwachs auf die Landschaftsentwicklung

Oben: Im Mittelalter wurden im Untersuchungsgebiet Torflager, die von begrüntem Anwachs bedeckt waren, zum Zwecke der Salzgewinnung abgebaut. Man schützte die Abbauflächen teilweise durch Kajedeiche, um die störenden Einflüsse von Überflutungen zu vermeiden. Der Salztorfgewinnung fielen große Landflächen zum Opfer.

Unten: Das Vordringen des Meereseinflusses wurde durch die Auswirkungen der Abbautätigkeit örtlich in stärkstem Maße begünstigt: Durch die Entfernung der Torfschichten gerieten beträchtliche Teile der Oberfläche unter das Niveau des MThw. Kajedeiche und stehengebliebene Landstreifen brachen bei Sturmflutüberschwemmungen zusammen, und die Abbaugelände verwandelten sich in Wattflächen. Diese durch menschliche Tätigkeit verursachte Vergrößerung der bei Flut vom Wasser bedeckten Gebiete hatte u. a. einen verstärkten Uferabbruch durch ungehemmte Brandungseinwirkung zur Folge (Pfeile). Nur an geschützten Stellen wuchs neues Halligland über den Abbauflächen auf (vgl. Profil in Bildmitte und Abb. 50). Durch Überflutungssedimentation hat sich die Oberfläche des erhaltenen Halliglandes seit der Zeit des Torfabbaus beträchtlich erhöht (heutige Hallig).

Fig. 6: The effect of the removal of salty peat layers underlying the areas of salt marsh growth on the development of the landscape.

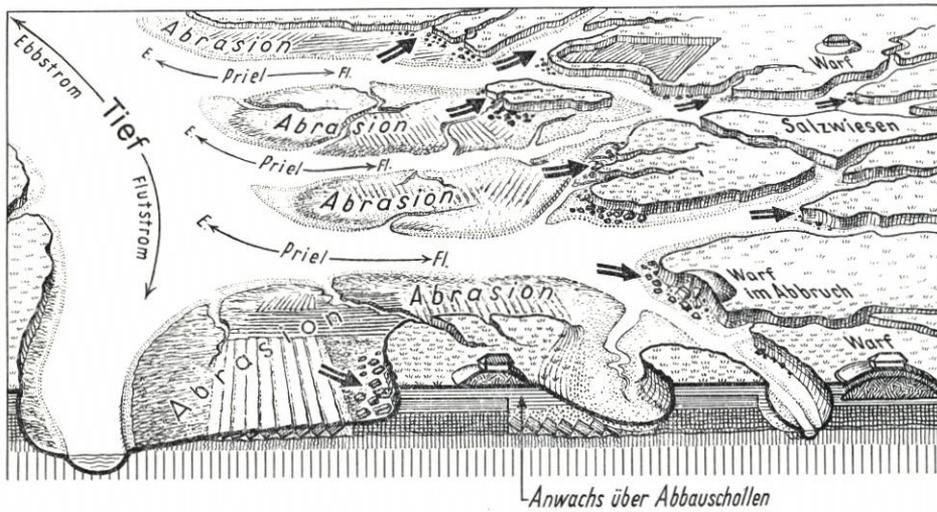
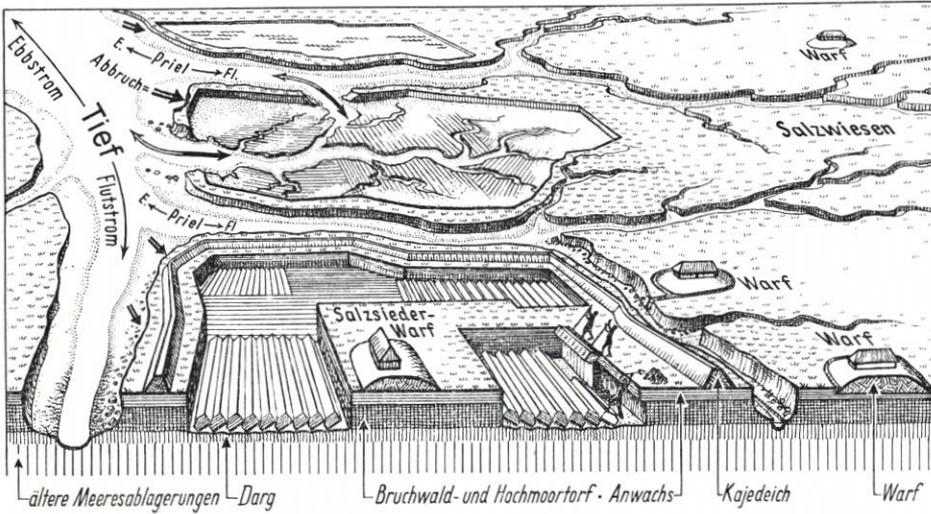
Above: During the Middle Ages, in the area examined, layers of peat covered with saltings were removed for the purpose of salt production. Some areas of excavation were protected by summer dykes, in order to exclude the detrimental effect of tidal flooding. Extensive areas were sacrificed for the production of salt.

Below: The removal of the salty peat layers encouraged the sea very strongly to advance locally. The peat excavation lowered the level of extensive areas to below that of MHWST. Summer dykes and strips of land from which peat had not been removed collapsed during the flooding by storm tides, and the areas from which peat had been removed were turned into intertidal areas. This man-made increase in areas covered by water during the flood, in turn caused increased shore erosion, because of increased wave action closer inshore (arrows). Only in sheltered stretches of the areas from marsh grew up. Since the time of peat removal, as a result continuing tidal sedimentation, the surface level of the area of small islands (Halligen) which was preserved, has increased considerably (today's area of small islands).

Die großen Sümpfe vor dem Festland breiteten sich im Laufe der Zeit nach Westen aus und überlagerten hier die alte Marsch. Die menschliche Besiedlung drang schrittweise in dieses Gebiet vor und erschloß vom 11. Jh. an systematisch die Marsch- und Moorgebiete in Verbindung mit umfangreichen landeskulturellen und wasserwirtschaftlichen Maßnahmen, die sich als folgenschwerer Eingriff in die natürliche Landschaft erweisen sollten (vgl. ROHDE, Abb. 2).

Die Torfdecke wurde weithin zur Brenntorfgewinnung und zum Salztorfabbau abgegraben und dadurch die Landoberfläche erniedrigt. Der mittelalterliche Siedlungshorizont lag nun meist auf der alten Marsch (Abb. 6). Im Jahre 1362 brach bei einer schweren Sturmflut das Meer über die zu niedrigen Deiche in dieses Gebiet ein. Mit Ausnahme weniger Restflächen, in denen der Torf noch nicht abgebaut war, wurde das Land bis zum Gestrand weithin überflutet (vgl. ROHDE, Abb. 4). Nun entstanden die ersten großen Wattströme, große Mengen sandiger und toniger Sedimente wurden aufgearbeitet und als junge Marsch über den untergegangenen Kulturflächen und Mooren abgelagert.

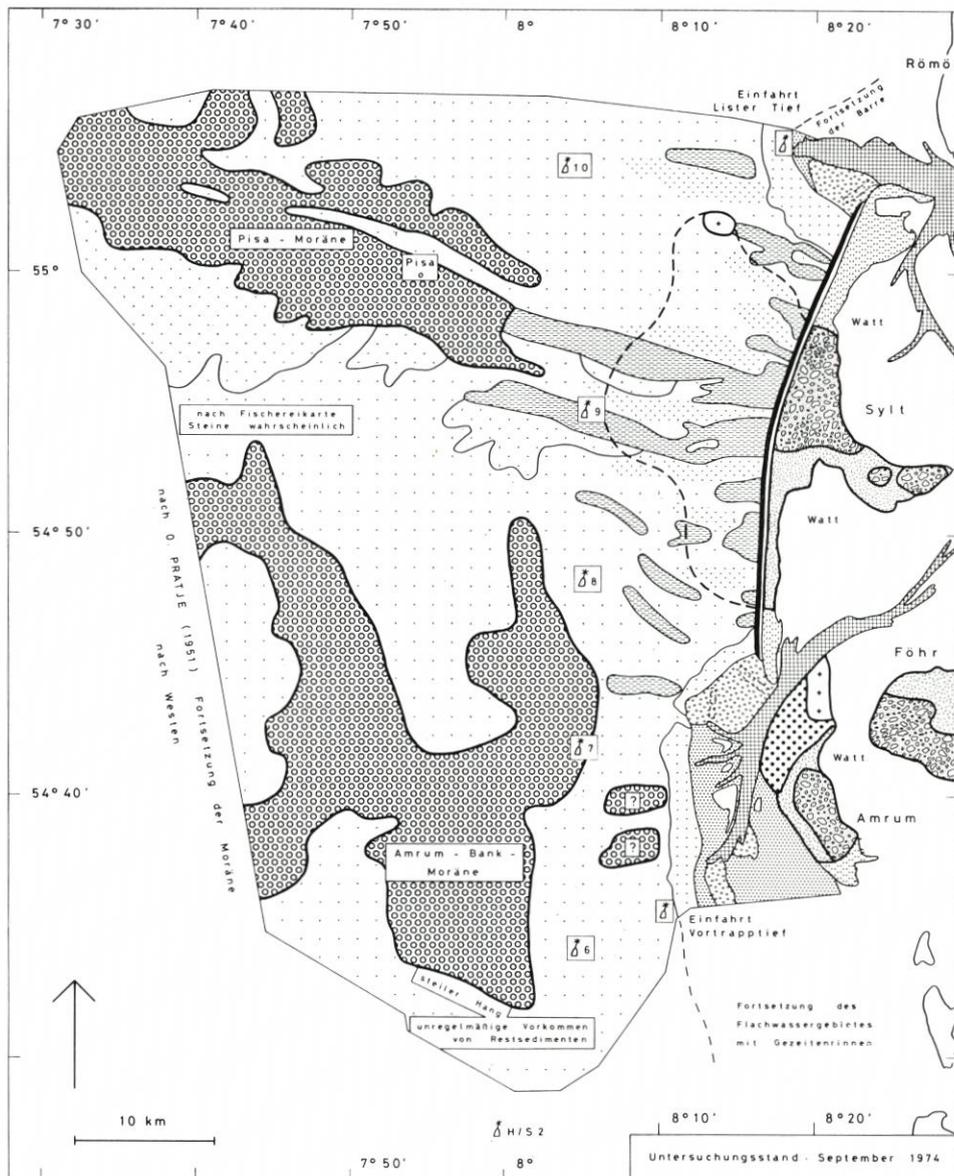
Nach dieser Katastrophe begann in Nordfriesland eine systematische Landgewinnung mit der Anlage von Kögen. Bis Anfang des 17. Jh. waren wieder größere zusammenhängende Landflächen entstanden, so bildeten schon im 16. Jh. Pellworm, Nordstrand und Nordstrandischmoor eine große Insel. 1634 erfolgte ein zweiter katastrophaler Meereseinbruch mit Zerstückelung dieser Insel und der Entstehung tiefer und breiter Wattströme. Damit war das Ausgangsstadium für die jüngste Entwicklung gegeben, die im Zusammenspiel von Naturvorgängen und umfangreichen Landgewin-



As a result of these initial conditions and the course of transgression in the following periods three very different areas were formed on the North Sea coast of Schleswig-Holstein (Fig. 5).

- Dithmarschen and South Eiderstedt
- North Friesland and North Eiderstedt
- The islands of Sylt, Amrum and Föhr with Pleistocene cores

The coastal area of *Dithmarschen* is today largely bounded by steep embankments to the landward. These are only to a small extent caused by sea activity but are mainly due to erosion by melt water. The edge of the hilly Pleistocene areas slopes steeply up to about -20 m here. In this area, very little mud, but much sand was deposited in the course of the whole Holocene period. Spits and sand bars formed at protrusions of the



- | | | | |
|--|--|--|--|
| | Geestkerne der Inseln | | Wandersand ohne auffallende Strukturen |
| | Dünen, Strand und Marsch mit geringer Holozänmächtigkeit | | Flächen mit extrem feinem Sand |
| | Dünen mit mächtigem Holozänsockel | | Erosionszonen in Wandersandfeldern |
| | geringmächtiger holozäner Meeressand auf hochliegendem Pleistozän | | Gezeitenrinnen flache Seitenrinnen |
| | Riff | | gröberer Sand der Barren |
| | wahrscheinliche Ausdehnung des Westerlandes bei Beginn der Abtragung | | feiner Sand der Barren |
| | Steingrund | | extrem feiner Sand am Außenrand der Barren |
| | abgetragene Moränen mit einer Decke aus Restsedimenten und Wandersandfeldern | | Sandbänke |

Pleistocene areas, creating large fanlike "Donns". Another spit reaches north as the "Lundener Nehrung" and another runs through the middle of Eiderstedt from west to east.

Large lagoons and bogs were formed in the shelter of these spits and sand bars. Only after a long period of sedimentation a tidal flat was formed to the west of them. Up to the time of Christ's birth, marshes were formed at a level of +1 to +2 m NN. They have only rarely been flooded in the last 2,000 years. There have been no large breaches by the sea in this area, and the coast has shifted to the west through steady accretion and embanking.

In *North Frisia*, the North Sea penetrated early and rapidly into the deep but narrow valleys. Brackish water deposits were formed in these valleys as well as over wide areas of the higher lying sandur and wind-borne sand plains which slope slightly to the west. Near the edge of the outcropping Pleistocene phragmites peat also formed. Only in the outer part of the sedimentation area which lies approximately in the area of today's North Friesian tidal flats was the influence of the sea on sedimentation greater and in this area a first tidal flat was also formed quite early. The large bog in front of the mainland spread in the course of time towards the west and covered the old marsh. Human settlements similarly pressed gradually into this area after the 11th century and systematically opened the marsh and moorland combining many agricultural and water management measures which had far reaching effects on the natural landscape (see ROHDE, Fig. 2).

The peat layer was extensively dug up for burning and for salt production so that the surface of the land was lowered. The mediaeval settlements then usually were situated on the old marsh (Fig. 6). In 1362 a severe storm surge broke into this area over the dykes, which were too low. With the exception of a small residual area where the peat had not yet been dug up, the land was flooded up to the margin of the sandy uplands (see ROHDE, Fig. 4). The first great channels through the tidal flats were cut at this time and large quantities of sandy and clayey sediments were reworked and deposited as young marsh over the flooded cultivated fields and peat bogs. After this catastrophe a systematic land reclamation by the creation of polders (Köge) began in North Frisia. Large interconnected land areas had again been created by the beginning of the 17th century. Thus, as early as the 16th century Pellworm, Nordstrand and Nordstrandischmoor formed a single island. In 1634 a second catastrophic sea flood occurred, breaking up this island again and creating deep, wide channels through the tidal flats. This provided the initial conditions for the most recent developments which have led by a combination of natural forces and extensive reclamation and embankment works to the present landscape with a mainland coast, embanked islands and polders.

The three large islands in the northern part of the west coast of *Schleswig-Holstein*, *Sylt*, *Amrum* and *Föhr* have cores of Pleistocene and Tertiary and outcrops of moraine mainly from the Saalian glaciation. The core of Sylt forms the central part of the island between Westerland and Kampen and is attacked by the sea along its

Abb. 7. Geologische Karte der Geestinseln in Nordfriesland und des vorgelagerten Seegrundes
 Fig. 7. Geological map of the pleistocene islands in North-Friesland and of the bottom structures
 of the sea areas in front.

nungs- und Eindeichungsarbeiten zum heutigen Landschaftsbild mit Festlandküste, bedachten Inseln und den Halligen geführt hat.

Die drei großen Inseln im Norden der schleswig-holsteinischen Westküste, *Sylt, Amrum und Föhr*, haben Geestkerne, Auftragungen von Moränen überwiegend der Saale-Vereisung. Der Sylter Geestkern baut den mittleren Teil der Insel zwischen Westerland und Kampen auf. In seiner ganzen Länge von 5 km wird er vom Meer angegriffen. Das „Rote Kliff“ weicht an den am stärksten gefährdeten Stellen mit Geschwindigkeiten bis zu mehr als 1 m im Jahr zurück. Dieses Steilufer ist das einzige große, noch im schnellen Abbruch liegende Kliff an der deutschen Nordseeküste. Am Seegrund läßt sich die frühere Ausdehnung des Westerländer Geestkernes bis mindestens 10 km von der heutigen Küste nach Westen verfolgen (Abb. 7).

Nach Osten findet die Westerländer Geest ihre Fortsetzung in der Archsumer Geest und in der Morsumer Geest. Zwischen den einzelnen Geestkuppen liegt Marsch. Nördlich und südlich des Westerländer Geestkernes finden sich große Dünengebiete, die ihren Aufbau den Kräften des Meeres und des Windes verdanken. Der Sand entstammt dem Abbruch des „Roten Kliffs“ und ist durch den Küstenversatz nach Norden und Süden verfrachtet worden. Das Längenwachstum der rund 40 km langen Insel ist praktisch zum Erliegen gekommen. Die gegenwärtigen Veränderungen werden von der Rückverlegung fast der ganzen Westküste von Sylt beherrscht.

Auch der Geestkern von Amrum hatte an der Westküste ein langgestrecktes Kliff, vor dem sich aber in den letzten Jahrtausenden die weite Sandfläche des Kniepsandes gebildet hat. Heute liegt auf Amrum nur noch ein kleines Kliff an der Ostseite im Abbruch. Ebenso gibt es Steilufer in eiszeitlichen Ablagerungen an der Südküste von Föhr, während der Norden dieser Insel aus Marschland besteht.

whole length of 5 km. The "red cliff" (Rote Kliff) retreats at its most exposed places at a rate of more than a metre per year. This steep cliff is the only large cliff along the German North Sea coast still subject to rapid erosion. On the sea bed the original extent of the Westerland Pleistocene core can be traced from the present coast for at least 10 km to the west (Fig. 7).

The Pleistocene core at Westerland extends eastwards into the Archsumer and Morsumer cores. Marsh lies between the individual hillocks. North and south of the Westerland core there are large dune areas which have been created by the forces of sea and wind. The sand is derived from the erosion of the "red cliff" and has been shifted from north to south by littoral drift. The growth in the length of the approximately 40 km long island has practically ceased. The present changes are almost entirely governed by the retreat of almost the whole west coast of Sylt.

The core of Amrum also had a long cliff stretching along the west coast in front of which, however, the wide sand area of the Kniepsand has formed in the last few thousand years. Today only a small cliff on the east side of the island is subject to erosion. Similarly, there are steep banks from ice age deposits on the south coast of Föhr while the north of the island is marshland.