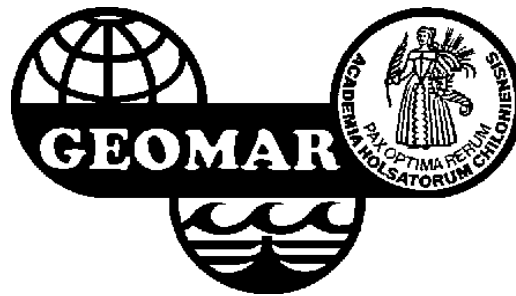


# Klimaänderung und Küste – Fallstudie Sylt

Teilprojekt: Klimabedingte Veränderung der Gestalt der Insel Sylt



Abschlußbericht  
Mai 2000

Förderkennzeichen BMBF: 01LK9526

**Forschungszentrum für marine  
Geowissenschaften der  
Christian-Albrechts-Universität zu Kiel  
Paläo-Ozeanologie**  
Prof. Dr. J. Thiede/Dr. K. Ahrendt

Wischhofstr. 1-3  
24148 Kiel  
Tel.: (49) 431/6002805  
Fax: (49) 431/6002941  
email: [kahrendt@geomar.de](mailto:kahrendt@geomar.de)

## Vorwort

Nach Bewilligung des Projektes am 14.4.1997 durch die DLR mit dem Förderkennzeichen 01LK9526 zum 1.5.1997 konnte nach der Einstellung des wissenschaftlichen Mitarbeiters zum 1.6.1997 mit der Arbeit begonnen werden. Die Bewilligung des Projektes endete zum 31.4.2000. Aus haushaltstechnischen Gründen, war es möglich, daß Projekt um einen Monat kostenneutral zu verlängern und die erzielten Ergebnisse so aufzubereiten, daß sie auch für weitere Zwecke verwandt werden können.

Da es sich bei den Analysen möglicher Klimafolgen um komplexe Sachverhalte handelt, ist die Zusammenarbeit verschiedener wissenschaftlicher Disziplinen notwendig, um eine problemangemessene Beschreibung und Bewertung der jeweiligen Problematik zu erstellen – hiermit ist die interdisziplinäre Kooperation gemeint. Diese wird verstanden als Kommunikation und Kooperation zwischen Natur- und Technikwissenschaften einerseits und Sozial- und Geisteswissenschaften andererseits. Gerade bei komplexen Sachverhalten ist die Kommunikation nicht frei von Unverständnis und Fehlinterpretation durch fachfremde Disziplinen. So traten zu Beginn des Projektes nicht nur Irritationen von aussen auf, sondern auch interne Kommunikationsschwierigkeiten. Diese Kommunikationsschwierigkeiten konnten aber konstruktiv in kurzer Zeit überwunden werden so daß anschließend eine fruchtbare und ergiebige Projektarbeit begann. Gerade die Kombination aus Geistes- und Sozialwissenschaften einerseits sowie Naturwissenschaften andererseits ergab in Rahmen dieses Forschungsdesigns erst die notwendigen Einblicke in die Folgen eines möglichen Klimawandels. Diese Erfahrungen zeigen einmal mehr, wie dringend notwendig es ist, nicht nur die schon vorhandenen Verständigungsschwierigkeiten artverwandter Fachdisziplinen (artverwandte Fachdisziplinen definiert als Naturwissenschaften, Sozialwissenschaften, Wirtschaftswissenschaften etc.) zu überwinden sondern auch den Diskurs zwischen den unterschiedlichen Wissenschaftsdisziplinen zu suchen und zu fördern. Unserer besonderer Dank gilt daher nicht nur allen Mitarbeitern der einzelnen Teilprojekte, sondern auch dem Förderer des Projektes sowie dem Projektträger.

# Inhaltsverzeichnis:

Zusammenfassung	... 1
1 Einleitung	... 2
2. Geologischer Untergrund	... 3
2.1 Nord-Sylt/Listland	... 5
2.2 Mittel- und Ost-Sylt	... 6
2.3 Süd-Sylt	... 8
3 Historischer Abriß	... 9
4 Klima/Sturmfluten	... 20
5. Prognostische Entwicklung der zukünftig möglichen Inselgestalt	... 26
5.1. Grundlagen	... 26
5.1.1 Datenbasis	... 26
5.1.2 Klimaszenarien	... 27
5.2 Numerische Modellierung	... 31
5.2.1 Kalibrierung	... 34
5.2.2 Parameterstudien	... 36
5.2.3 Ergebnisse der numerischen Modellierung	... 36
5.3 Die Ostseite Sylts	... 46
5.4 Aussensände	... 48
6 Schlußfolgerungen	... 48
7 Literatur	... 49
Anhang	

## Tabellenverzeichnis :

1: Sturmflutübersicht	... 24
2: Plausible Szenarien	... 29
3: Varianten der Veränderlichkeit des Windes und des Wasserstandes	... 31
4: Übersicht über die Sedimentverluste der einzelnen Varianten	... 37

## Abbildungsverzeichnis :

Abbildung 1: Geologische Ausgangslage zu Beginn der holozänen Transgression...	4
Abbildung 2: Profilschnitt Lister-Tief/Kampen-Kliffende (aus GRIPP & SIMON 1940)	... 5
Abbildung 3: Schnitt aus dem Roten Kliff (aus DIETZ & HECK 1952)	... 6
Abbildung 4: Profile durch die Sylter Halbinsel (aus HOFFMANN 1974)	... 8
Abbildung 5: Vermutetes Landschaftsbild um Chr. Geb. (aus AHRENDT 1994)	... 11
Abbildung 6: Der Sylter Raum vor 1362 (aus DANCKWERTH 1652)	... 12
Abbildung 7: Sylt um 1648 (aus DANCKWERTH 1652)	... 13
Abbildung 8: Rekonstruktion des Listlandes seit 1649 (aus BAYERL & HIGELKE 1994)	... 15
Abbildung 9: Abtrennung des Listlandes von der Insel Sylt im 14. Jahrhundert (aus NEWIG 1994)	... 15
Abbildung 10: Sylt im Jahre 1793	... 16
Abbildung 11: Küstenlinien von 1793, 1872 und 1950	... 18
Abbildung 12: Rückgangsraten der NN +3,75 m Linie für unterschiedliche Zeiträume im Abschnitt 35s-35n (aus ALR Fortschreibung Fachplan Sylt)...	19
Abbildung 13: Klimaaufzeichnungen zwischen 400 v. Chr. und 1300 n. Chr. (aus LAMB 1982)	... 20
Abbildung 14: Mittleres Hochwasser in der Deutschen Bucht (aus HOFSTEDE 1991)	... 22
Abbildung 15: Temperaturkurve von Zentralengland seit 800 n. Chr. (aus LAMB 1982)	... 23
Abbildung 16: Mittlere Welttemperatur seit 1870 (aus LAMB 1982)	... 23
Abbildung 17: Verifizierung des Modelles für den Küstenabschnitt nördlich Westerlands	... 35

Abbildung 18: Küstenlinienentwicklung Variante E bis zum Jahre 2050 (ohne Küstenschutzmaßnahmen)	... 40
Abbildung 19: Küstenlinienentwicklung Variante F bis zum Jahre 2050 (ohne Küstenschutzmaßnahmen)	... 41
Abbildung 20: Küstenlinienentwicklung Variante G bis zum Jahre 2050 (ohne Küstenschutzmaßnahmen)	... 42
Abbildung 21: Küstenlinienentwicklung Variante H bis zum Jahre 2050 (ohne Küstenschutzmaßnahmen)	... 43
Abbildung 22: Küstenlinienentwicklung Variante I bis zum Jahre 2050 (ohne Küstenschutzmaßnahmen)	... 44
Abbildung 23: Küstenlinienentwicklung Variante J bis zum Jahre 2050 (ohne Küstenschutzmaßnahmen)	... 45

## Zusammenfassung

Sylt unterliegt seit jeher einem permanenten Wandel der Inselgestalt. Die heutige Inselgestalt stellt dabei nur eine Momentaufnahme dar. In historischen Zeiten hat es Bedingungen gegeben, die weitaus stärkere Umwandlungsprozesse nach sich zogen, als dies heute augenscheinlich wird. Hierzu zählt z. B. ein Meeresspiegelanstieg von über 2 m/100 Jahre. Es gab aber auch Zeiten, in denen es zur Anlandung kam. In den letzten 4.000 Jahre kann der Meeresspiegel als relativ stabil angesehen werden. Trotzdem unterlag vor allem die Westküste einem durchschnittlichen Rückgang von ca. 1,25 m/Jahr in den letzten 7.500 Jahren. Zwischen 1870 und 1997 liegt die Rückgangsrate bei ca. 1,75 m/Jahr, unter Berücksichtigung der Sandvorspülungen. Zur Zeit gehen der Küste jährlich ca. 1,1 Millionen m<sup>3</sup> Sediment verloren, die durch Sandvorspülungen mehr oder minder ersetzt werden.

Die aus dem Raume Sylt verfügbaren naturräumlichen Daten, d. h. Rückgangsraten, Profildaten, Sediment- und Wellenkennwerte etc. bieten eine sehr gute Datenbasis für das Betreiben eines numerischen Modelles. Die zukünftige hydrodynamische Entwicklung des Seegebietes um Sylt stellt die Grundlage für die Modellierung der Küstenlinien dar. Ein an der GKSS angesiedeltes Projekt sollte hierfür die entsprechenden Daten liefern. Klimamodelle liefern zur Zeit aber nur grobskalige Ergebnisse mit mehreren zehner Kilometern Auflösung. Für die feinskalige Betrachtung der Veränderung der Küstenlinie waren diese Daten nicht hochauflösend genug, so daß eigene Szenarien in Anlehnung an die IPCC-Studien definiert werden mußten.

Unter der Annahme der obigen Szenarien läßt sich die Entwicklung der Sylter Küstenlinie überschlägig abschätzen. Die ermittelten Rückgänge und Sedimentverluste bis zum Jahre 2050 liegen in einer Größenordnung, die nach dem heutigen Stand der Technik eine beherrschbare Entwicklung darstellen. Der Tenor bei dem heutigen Wissensstand über mögliche Veränderungen der Windfelder foccusiert auf eine Zunahme der Windgeschwindigkeiten und eine evtl. Verlagerung der Windrichtung nach Norden. Dies führt nur bei der Variante F zu einer signifikanten Erhöhung der Sedimentmengen um ca. 70% im Jahre 2050. Vorspülsande liegen in genügender Quali- und Quantität vor, so daß der Sedimentverlust ausgeglichen werden kann. Je nach Änderung der Windrichtung und der Zunahme der Wellenhöhen ergeben sich aus den Untersuchungen die gefährdeten Bereiche, so daß hier gezielt eingegriffen werden könnte.

Die Erhöhung des mittleren Meeresspiegels hat auf die Entwicklung der Westküste keinen nennenswerten Einfluß. Für die Ostküste wird aber eine Ausräumung der Wattpriel-systeme und eine verstärkte Erosion an der Uferkante erwartet.

# 1 Einleitung

Aufgrund der geologischen, geomorphologischen und anthropogenen Rahmenbedingungen von Sylt kam es in der Vergangenheit örtlich und zeitlich zu unterschiedlichen Rückgangsraten an West- und Ostküste. Die zukünftige Entwicklung des Erscheinungsbildes der Insel hängt jedoch entscheidend, neben der Veränderung hydrodynamischer Parameter, von diesen Rahmenbedingungen ab. Die angewandten Sandersatzmethoden, jährlich ca. 1.000.000 m<sup>3</sup> mit Kosten in Höhe von ca. 10 DM/m<sup>3</sup>, stellen zum heutigen Zeitpunkt nach aktuellsten Erkenntnissen, unter Berücksichtigung der ökologischen und ökonomischen Anforderungen, den bestmöglichen Küstenschutz dar. Begrenzte Sandressourcen und veränderte hydrologische Einflußgrößen könnten jedoch in naher Zukunft eine andere Handlungsweise erzwingen, die auf die geomorphologische Stabilität dieser durch Sedimentdefizit gekennzeichneten Küste gravierenden Einfluß haben könnte. Daher gilt es zu klären, wie sich die Gestalt der Küste an der West- und Ostseite in Abhängigkeit der hydrodynamischen, geologischen und küstenschutztechnischen Rahmenbedingungen in der Vergangenheit entwickelt hat und wie sich die Insel unter angenommenen klimatischen Szenarien und potentiellen anthropogenen Maßnahmen entwickeln könnte (bis zum Jahre 2050). Ziel dieser Studie ist es, die Entwicklung der Insel unter Berücksichtigung unterschiedlicher Impaktszenarien für die Zukunft zu prognostizieren. Aus den komplexen klimatisch bedingten Impakts ergibt sich eine hochsensible Wechselbeziehung zwischen der Veränderung der Küstenlinie und den geologischen, geomorphologischen und anthropogenen Steuerungsparametern, welche als Resultat eine neue Flächenverteilung der Nutzungsmöglichkeiten der Insel nach sich zieht. Die Spezifizierung von räumlichen und zeitlichen Entwicklungen der Inselgenese aufgrund von Szenario-Bedingungen sowie die Analyse der Stabilitätsbedingungen des Systems Sylt, i. e. Sedimentverfügbarkeit und Sedimentmobilisierung, und deren Sensibilitätskriterien werden eingehend analysiert.

Der beschrittene Lösungsweg orientierte sich einerseits an den vorgegebenen Szenario-Impakts sowie andererseits an den durch den iterativen Rückkopplungsprozess innerhalb des Projektfortschrittes notwendigen Untersuchungsstand.

In der ersten Phase wurde die geologisch-historische nacheiszeitliche Entwicklung der Insel und die Entwicklung der Küstengestalt der letzten ca. 300 Jahre anhand geologischer und morphologischer Voraussetzungen in der Wechselbeziehung zum klimatischen Impakt reproduziert. Anhand des vorliegenden historischen Kartenmaterials und schriftlicher Überlieferungen wird die Auflösung in Annäherung an den heutigen Zeitpunkt höher und exakter. Auf diesen Wissensstand aufbauend wurden erste Szenarien unter den vorgegebenen klimatischen Impakts, i. e. Wasserstand und Gezeitenhub, für eine prognostische Entwicklung der Inselgestalt erstellt.

In der anschließenden Aufbauphase wurde eine Kalibrierung und Spezifizierung der prognostizierten Entwicklung vorgenommen. Die vermutete Veränderung der Inselgestalt wurde jetzt anhand des zu erwartenden Materialabbruches aus dem Kliff an West- (Dünen- und Geestkliff) und Ostseite (Morsumkliff, Munkmarsch, Weißes Kliff) unter Berücksichtigung der Geomorphodynamik, Sedimentverfügbarkeit, Sedimentmobilisierung sowie des Aufwachsens der Wattflächen und Salzwiesen bei den vorgegebenen Klima-Impakt-Szenarien aktualisiert. Weitere Schritte waren die Betrachtung bei keiner, gleicher und erhöhter künstlich eingebrachter Sedimentmenge.

Anhand des iterativen Rückkopplungsprozesses wurden technische Handlungsoptionen entwickelt, die unter Berücksichtigung sozioökonomischer und ökologischer Auswirkungen in integrative Handlungskonzepte als Synthese eingeflossen sind.

Obwohl wir in den letzten ca. 4000 Jahren in einer aus geologischer Sicht relativ stabilen mittleren Meeresspiegellage leben (Meeresspiegelschwankungen von nur 1 bis 2 m gegenüber mehreren zehner Metern in der Zeit davor) unterliegt der deutsche Küstenraum einer fortschreitenden Erosion die sehrwohl zu Nutzungskonflikten an intensiv besiedelten Küstenabschnitten führt. Ähnlich gelagerte Studien werden ebenso in den USA und in Australien durchgeführt. So werden z. B. vom Unisearch Ltd – Water Research Laboratory/Sydney für die „Northern Gold Coast“ neben zahlreichen weiteren Studien wie z. B. Auswirkungen von Küstenschutzmaßnahmen (u. a. Sandentnahmen und Vorspülungen) auf das ökologische und morphologische Geschehen, ebenfalls mögliche Küstenentwicklungen für die nächsten 10, 25, 50 und 100 Jahre durchgeführt. Ferner finden sozioökonomische Studien z. B. über Strandnutzung und ökonomische und soziale Impakts statt. Es wird erwartet, daß durch derartige interdisziplinär gelagerte Projekte, wie die Fallstudie Sylt, ebenso Adaptionen für andere Küstenabschnitte erfolgen können.

## 2 Geologischer Untergrund

Die Geologie der Insel stellt die natürliche Grundlage für die Form der Insel aber auch für die Besiedlung und Landnutzung dar. Die Geestkerne nehmen dabei eine hervorgehobene Stellung ein.

Während der vorletzten Vereisung, der Saale-Eiszeit, wurden die grundlegenden Bedingungen für die Genese der Insel geschaffen. Durch den enormen Eisdruck der Gletschermassen wurden die tertiären Ablagerungen des Glimmertons und des Kaolinsandes im Morsumer Geestkern aufgeschuppt (STREMME & MENKE 1980). Nach Abschmelzen der Eismassen blieben großflächig Geschiebeablagerungen übrig wie z. B. der Westerländer-, der Archsumer- und der Morsumer-Geestkern. Diese Ablagerungen waren früher jedoch wesentlich weiter verbreitet (Abb. 1). Der Westerländer Geestkern reichte ursprünglich ca. 10 km weiter nach Westen. Ebenso waren Geschiebeablagerungen bis Amrum und Föhr (AHRENDT 1992, 1994) sowie wahrscheinlich bis zum Salzsand westlich List vorhanden. Westlich und südwestlich hiervon lagen die „Pisa“ Moräne und die „Amrum Bank“ Moräne, die auch als Sedimentlieferanten angesehen werden können.

Während der vorletzten Zwischeneiszeit, dem Eem-Interglazial (-4 m NN), wurde der Sylter Moränenkomplex im Westen und im Osten vom Meer umschlossen. Über das Lister Tief und zwischen dem Salzsand und dem Westerländer-Morsumer Geestkern hatte die nordfriesische Rinne Kontakt zum offenen Meer. Die Geestkerne waren zu diesem Zeitpunkt bereits im Abbruch begriffen. Im späten Eem-Interglazial kam es dann kurzfristig im Bereich des Hörnum Tiefes zum Kontakt des Eem-Meeres mit der nordfriesischen Rinne.

Während der nachfolgenden Weichselvereisung lag der Sylter Moränenkomplex trocken. In der Zeit der Abschmelzphase der skandinavischen Gletscher flossen Teile der Schmelzwässer durch das Elbe-Urstromtal und durch die nordfriesische Rinne der offe-



nen Nordsee zu (Doggerbank) und Schmelzwassersande blieben als Ablagerungen zurück. Die Ablagerungen des Eem-Meeres zwischen Salzsand und Westerländer Geestkern sowie im Bereich um Hörnum wurden teilweise wieder ausgeräumt und durch Schmelzwassersande ersetzt (s. w. u.).

Anschließend kam es zu einem steilen Meeresspiegelanstieg von ca. -45 m NN auf ca. -10 m NN in der Zeit zwischen 8600 und 7100 B.P. (vor heute, durchschnittlicher Meeresspiegelanstieg von über 2 m/100 Jahre). Bis ca. 2000 vor unserer Zeitrechnung ließ die Transgressionsgeschwindigkeit dann merklich nach. So konnten sich ausgedehnte Wattflächen und Basistorfe in den geschützten Bereichen zwischen den Geestkörpern und im Schutze von Nehrungen oder Sandhaken bilden, während an der Westseite die Erosion fortschritt. Aus der durch Sedimentkartierung belegten Ausdehnung des Westerländer Geestkernes und der heutigen Lage der Küste schließt KÖSTER (1979) auf einen langfristigen mittleren Rückgang der Küstenlinie von ca. 1,25 m/Jahr.



Abbildung 1: Geologische Ausgangslage zu Beginn der holozänen Transgression (aus Ahrendt 1994)

## 2.1 Nord-Sylt/Listland

Der Westerländer Geestkern taucht in Kampen gegen Norden steil ab. Der Geschiebelehm ist schon 500 m nördlich von Kliffende nicht mehr vorhanden. Die Oberkante des Kaolinsandes ist 2 km nördlich von Kliffende erst bei -26,5 m NN erreicht und 500 m weiter nördlich bei -38,5 m NN nicht mehr erreicht worden. Überlagert wird dieser Horizont durch eine Lage aus Grobsand mit Steinbeimengungen unbekannter Alters. Hierüber folgen die Ablagerungen des Eem-Meeres in Tiefen von ca. 35 m. Hierbei handelt es sich um ca. 5 m mächtige Sande mit überlagernden ca. 5 m mächtigen Tonen. Im Mannemorsumtal sind diese Eem Ablagerungen durch die Schmelzwässer der Weichseleiszeit ausgeräumt und die Rinne ist mit marinen Sanden aufgefüllt. Ursprünglich waren die Eem-Ablagerungen von Schmelzwassersanden der letzten Vereisung bedeckt, wie die vorhandenen Vorkommen nördlich von Kliffende in ca. 10 bis 15 m Tiefe andeuten.

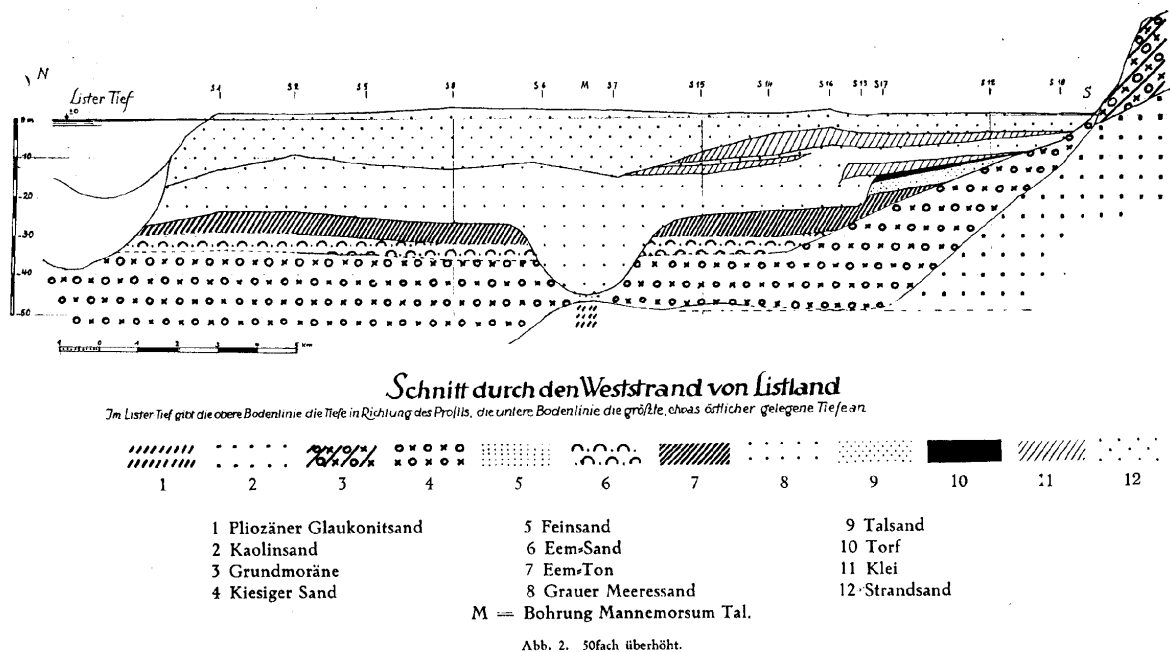


Abbildung 2: Profilschnitt Lister-Tief/Kampen-Kliffende (aus GRIPP & SIMON 1940)

In dieses Gebiet drang dann die nacheiszeitliche Nordsee ein und hinterließ einen Basis-  
torf, der ursprünglich weit verbreitet war. Dieser Torf wird noch nördlich von Kliffende  
angetroffen. Nur 300 m nördlicher wird dieser Torf jedoch durch grauen Meeressand er-  
setzt. In diesem Bereich schuf die eindringende Nordsee ein bis zu 8 m hohes Kliff.  
Hierüber wiederum folgen gelbliche Meeressande bis zur Oberfläche. Nur am Nordrand  
des Westerländer Geestkernes treten noch unterschiedliche Torf- und Kleischichten auf.  
Der gesamte nördlich von Kliffende gelegene Bereich, der für die Küstenentwicklungs-  
prozesse relevant ist (bis ca. -10 m), besteht somit fast ausschließlich aus leicht erodier-  
baren Sanden unterschiedlichster Korngrößenverteilung. Eine Ausnahme bildet der Ge-  
schiebemergelkern unter dem Salzsand.

Nach PRIESMEIER (1979) ist der Lister Nehrungshaken ca. 6000 Jahre alt. Die Wanderdünen bewegen sich mit 2-20 m/Jahr. Hieraus und aus der Distanz der Dünenzüge untereinander errechnete PRIESMEIER (1970), daß ca. alle 300 Jahre sich eine Wanderdüne vom Weststrand löst und nach Osten bewegt. Danach sind die heutigen Dünen 300, 600 und 900 Jahre alt. Dieser Prozess wird aber auch schon in früheren Zeiten stattgefunden haben und nicht unerheblich zur Sedimentation im angrenzenden Wattenmeer beigetragen haben. Nach PRIESMEIER (1970) sind bis heute 13 Dünenketten mit jeweils ca. 25.000.000 m<sup>3</sup> Sand ins Wattenmeer gelangt. GOLDSCHMITT et al. ermittelten, daß jährlich ca. 2.500.000 Tonnen an Flugsand ins Lister Wattenmeer eingetragen werden. Durch das systematische Bepflanzen der Dünen ist dieser Prozess heute nahezu auf der gesamten Insel mit Ausnahme der Lister Wanderdünen unterbunden.

## 2.2 Mittel- und Ost-Sylt

Die drei bzw. vier Geestkerne von Mittel- und Ost-Sylt stellen das Rückgrat der Insel dar. Durch die teilweise Abtragung dieser plio- und pleistozänen Sedimente sowie durch die bereits abgetragenen weiter westlich gelegenen Geestkerne konnten die Nachbarbereiche Hörnum und Lister Halbinsel erst aufgebaut werden. Das größte Geeststück der Insel, der Westerländer Geestkern, verläuft von Kampen-Kliffende über Wenningstedt-Westerland-Tinnum nach Keitum. Im Westen zwischen Kampen und Westerland, im eigentlichen roten Kliff, ragt dieser Geestkern bis zu 26 m über NN auf. Von Wenningstedt nimmt die Kliffhöhe nach Süden langsam ab (Abb. 3). Der saaleiszeitliche Geschiebelehm wird immer geringmächtiger und die Schichten tauchen allmählich unter den Strandsand ab. Überlagert werden diese Sedimente von postglazialen Dünensanden, die mit der Uwe-Düne in Kampen eine Höhe bis zu 25 m erreichen. Am nördlichen Ende des Uferdeckwerkes ist der Geschiebemergel kaum noch, bis gar nicht mehr vorhanden. Das Liegende vor Westerland besteht aus leicht erodierbaren Kaolinsand.

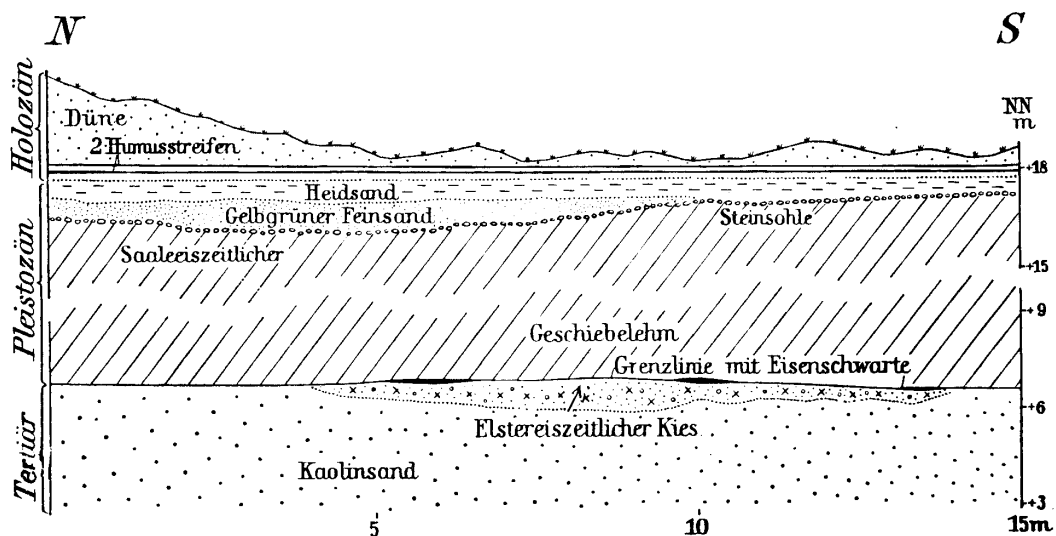


Abbildung 3: Schnitt aus dem Roten Kliff (aus DIETZ & HECK 1952)  
 Rein äußerlich ist an den Geestkernen festzustellen, daß sie in südlicher und östlicher

Richtung flach zur Marsch hin abfallen. Im Norden werden sie durch unterschiedlich hohe Kliffs begrenzt, inaktive am Westerländer und Archsumer und ein aktives beim Morsumer Geestkern.

Zwischen Tipkenhügel, Archsumer Kliff und Morsum Kliff greifen postglaziale Meeresablagerungen tief ins Land ein. Von Süden her reicht ein ehemaliger jetzt verschlickter Meeresarm bis nach Westerland (ehemaliger Hafen von Westerland) zum Bahnhofsgebäude. Diese Marschenauflage hat eine Mächtigkeit von teilweise nur wenigen Dezimetern bis zu 2 m.

Das Morsum Kliff weist eine überschobene, geschuppte Wechsellagerung aus Glimmer-ton, Limonitsandstein und Kaolinsand auf und setzt sich auch im Watt fort. Bedeckt werden diese Sedimente von typischen holozänen Wattablagerungen, die charakteristisch für Buchtenlagen sind. Eine Besonderheit stellt ein schichtenweise mit Seegras durchsetzter, stark tonig-schluffiger Horizont in der inneren Keitumer Bucht dar (BAYERL, 1992). Dadurch das er stellenweise bis an die Wattoberfläche reicht oder nur von einer geringmächtigen Sandlage bedeckt ist, stellt er einen Erosionswiderstand dar. Altersbestimmungen ergaben in den oberen Schichten ein Alter von ca. 3.000 Jahren. Das Watt in der Keitumer Bucht wäre demnach in den letzten 3.000 Jahren für Wattgebiete außerordentlich stabil gewesen. Abgetragen wurden durch die Sturmfluten des Mittelalters nur einige Dezimeter, eventuell besiedelter (nach Karte von MEJER in DANCKWERTH 1652) Marschenfläche.

Die eigentliche Ostspitze der Insel Sylt wird von dem niedrigen Marschland Nösse gebildet, das aus tiefgründigem Klei besteht. Diesem Klei sind lange Sandhaken aufgesetzt die ihren Ausgangspunkt am Ostende des Morsum Kliffes haben. Im südlichen Teil der Morsumer Geest bilden saaleiszeitliche Ablagerungen den Untergrund.

Wie schon oben erwähnt wurden kleinere Marschflächen im Schutze der Geestkerne aufgeschlickt. In der Südermarsch, also am Süden der Westerländer, Archsumer und Morsumer Geest existiert ein zusammenhängendes Marschland, die Südermarsch. Durch den allmählichen Abfall des Geestbodens nach Süden nimmt die Mächtigkeit dieser Ablagerungen allmählich zu. Die pleistozänen Ablagerungen an der Basis des Holozäns bestehen vorwiegend aus Geschiebelehm. Die Ablagerung mariner Sedimente begann im tiefsten der vier Becken östlich von Keitum. Über dem Basistorf bildete sich zunächst humoser Ton. Die Oberkante dieses basalen Torfes, der bis zu 2 m Mächtigkeit erreichen kann, reicht heute von + 0,5m NN nahe der Tinnum-Burg bis unter -6 m NN an verschiedenen Stellen in der Norderinge und im Watt. Diese Schichten sind besonders widerstandsfähig gegen Abtragung. Auf dem Höhepunkt der folgenden Transgression wurden die tonigen Sedimente bis dicht an die Geest zurückgedrängt und in den weiter seewärts gelegenen Gebieten Wattsand abgelagert. Mit zunehmenden Meereseinfluß nahm der Humusgehalt ab. Auf dem Höhepunkt dieser Transgression wurde die tonige Fazies bis dicht an die Geest zurückgedrängt und in den weiter seewärts gelegenen Gebieten Wattsand abgelagert. Schließlich ging der Meereseinfluß wieder zurück, so daß in den geestnahen Bereichen Torf und in den größeren Entfernungen wieder stark humoser Ton entstand. Diese Schichten gehen allmählich in eine Kleidecke über (<sup>14</sup>C-Alter ca. 4.000 vor heute). Der Höhepunkt dieser folgenden Transgression wird durch eine tonig-schluffige Sedimentdecke gekennzeichnet. Im oberen Teil der Sedimentdecke deuten tonige Ablagerungen eine Regression an. Den Abschluß bildet eine

Abschluß bildet eine humose Lage, die den fast völligen Rückgang des Meeres dokumentiert. Um Christi Geburt muß die Marsch so trocken gewesen sein, daß auf ihr gesiedelt werden konnte. Diese Sedimentdecke ist maximal 3 m mächtig. Die jüngste Sedimentdecke ist sehr differenziert aufgebaut, besteht aus tonig-sandigen Sedimenten. Der Beginn der Ablagerungen wird wahrscheinlich mit Beginn der schweren Sturmfluten zu Beginn des 14. Jahrhunderts eingesetzt haben. Diese obere Sedimentschicht ist 50-60 cm mächtig.

### 2.3 Süd-Sylt

An der Westerländer Geest setzt bei Westerland-Süderende ein ca. 19 km langer Sandhaken, die Hörnum-Halbinsel, an. Der Westerländer Geestkern fällt bis Rantum auf ca. -1 m NN ab. In Rantum-Inge wird noch eine Erhebung dieses Geestkernes bis auf NN beobachtet (HOFFMANN 1980). Im mittleren Teil der Hörnum-Halbinsel reicht der von einer rund 1 m mächtigen Geschiebelehmschicht abgedeckte alte Inselkern noch bis -4 m NN herauf, wo er mit einer nahezu ebenen Grenzfläche von nacheiszeitlichen marinen Sanden überlagert wird. Unter der Ortschaft Hörnum taucht der unterlagernde tertiäre Kaolinsand mit sehr welliger Schichtoberfläche tief ab. In den Senken kamen Schmelzwassersande sowie glazigene Beckenschluffe zum Absatz (Abb. 4). Auch die holozänen Schichten erreichen in den Senkengebieten noch überdurchschnittliche Mächtigkeiten.

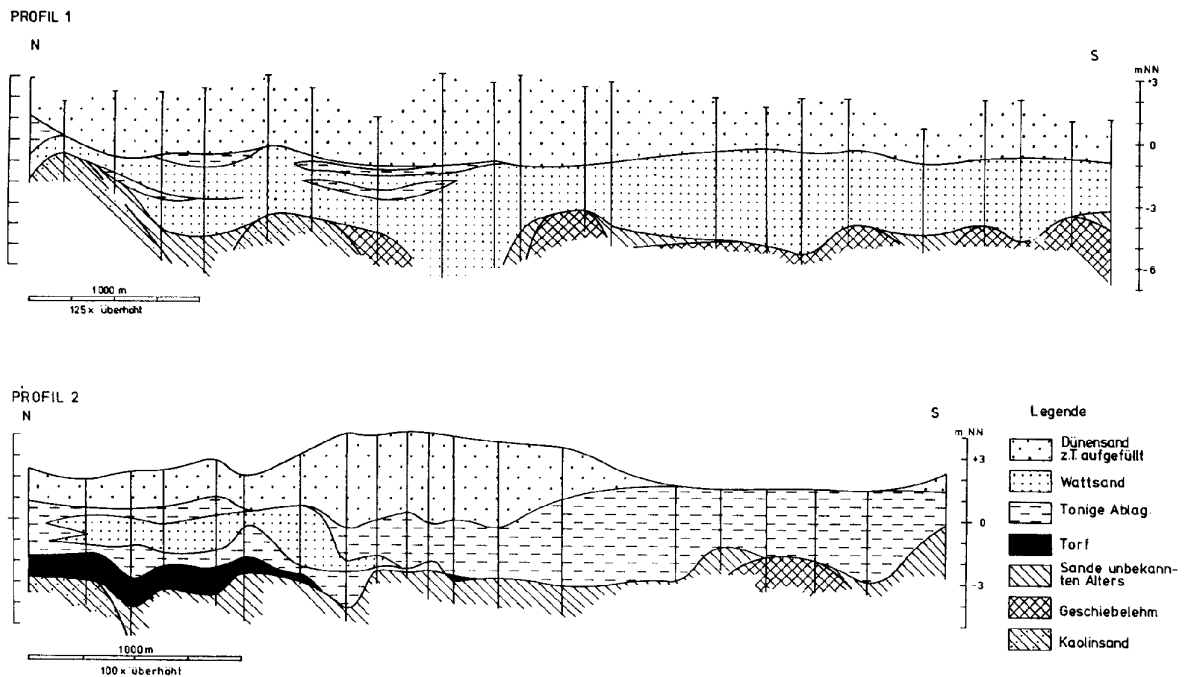


Abbildung 4: Profile durch die Sylter Halbinsel (aus HOFFMANN 1974)

Im nördlichen Ortsbereich von Hörnum kamen über einen langen Zeitraum des Holozäns, vermutlich im Schutze einer damals im Westen vorgelagerten Insel/Barre bis in den Tiefenbereich von NN  $-1,5$  m typische Wattedimente zum Absatz, deren ehemalige Verbreitung in die Nordsee hinaus bis zu einer Entfernung von 900 m vom heutigen Weststrand nachgewiesen werden konnte (TEMMLER 1990). Solche bindigen Ablagerungen konnten auch am Weststrand von Rantum durch JESSEL (1986) belegt werden. Bei starker Ausräumung des Weststrandes von Rantum lassen sich diese Ablagerungen auch heute noch beobachten. Im südlichen Ortsgebiet von Hörnum fehlen solche bindigen Ablagerungen. Die holozänen Sande reichen mit außerordentlich welliger Grenzfläche bis auf Tiefen zwischen NN  $-6$  m und  $-19$  m herunter. Die großen Tiefen liegen nahe dem Weststrand. Nach Süden hin reicht der Bereich der hochliegenden Pleistozänoberfläche (NN  $-10$  m) – unterbrochen von einer etwas tieferen Rinne – bis zur Mitte der Hörnum-Odde, wo über der tiefliegenden Tertiäroberfläche eine mächtige Serie pleistozäner Sande mit Beckenschluff- und Geschiebemergelinlagerungen bis in mehr als 30 m Tiefe erbohrt wurde. Erst im südlichen Oddedrittel fällt die Holozänbasis steil auf unter NN  $-27$  m ab. Obwohl das Gebiet der heutigen Odde-Spitze erst nach 1928 landfest geworden ist, beweist das Vorkommen einer dünnen, unter Süßwasserbedingungen entstandenen Mudde im Tiefenniveau von  $-0,85$  m NN inmitten einer Serie mariner schillführender Sande, daß das Inselende in der Vergangenheit schon einmal bis über die heutige Oddesüdspitze hinausgeragt hat.

Der Geschiebemergel der südlichen Halbinsel von Sylt weist somit nur eine geringe Mächtigkeit von wenigen Dezimetern bis zu wenigen Metern auf. Im Zusammenspiel mit den bindigen Watt- und Kleiablagerungen des Holozäns bilden diese bindigen Schichten, zu mal diese gerade im Brandungsniveau des Strandes auftreten, einen gewissen Erosionswiderstand. Nach Abtrag dieser Schichten folgen dann allerdings fast ausschließlich sandige Sedimente, die leicht erodierbar sind. Besonders südlich der Orstlage Hörnum werden bindige Sedimente nicht angetroffen.

### 3 Historischer Abriß

Die archäologische Kartierung Sylts (z. B. KERSTEN & La BAUME 1958, HARCK 1972) hat gezeigt, daß Sylt seit dem Neolithikum ein bevorzugtes Siedlungsgebiet des Menschen war. Seit ca. 6000 Jahren wurde hier die nacheiszeitliche Meerestransgression erlebt. Die Megalithgräber im Watt, die etwa  $-0,1$  m NN liegen, wurden erbaut, lange bevor der Meeresspiegel (MThw) diese Höhe erreicht hatte. Um 4.500 B.P. griff das Meer auf die Marsch über und Teile wurden unbewohnbar. Zu diesem Zeitpunkt wird die Westküste mehrere Kilometer weiter im Westen gelegen haben. Um 3.700 Jahre B.P. kam es zu einer zweiten Transgression, die wiederum weite Teile der Marschen überflutete. Auf ihren Höhepunkt reichte das Wattenmeer bis dicht an die Geest. Die durch den südlichen Hörnumer Strandhaken geschützten Gebiete südlich Westerland blieben jedoch ständig höher als MThw. Mit dem anschließenden relativen Meeresspiegelrückgang wurde der Raum wieder bewohnbar. Zu diesem Zeitpunkt war die Insel anscheinend relativ dicht besiedelt. Die Bronzezeit war eine Hochblüte der Kultur und die Bevölkerung war relativ wohlhabend, was sich aus den prunkvollen Grabbeigaben ableiten läßt.

Um Christi Geburt war jedoch das gesamte heutige Marschengebiet wieder verlandet. Auf der etwa +1 m NN hohen Marsch hatte sich ein Boden gebildet, der in der frühen römischen Kaiserzeit besiedelt war. Unklar ist, wie groß die Marsch zu diesem Zeitpunkt war und wie weit die Westküste Richtung Westen verschoben war. Mit Sicherheit war die Marsch wesentlich größer und die Küste lag weiter westlich (Abb. 5). Die günstige hohe Lage der Marschoberfläche gestattete offenbar neben der Nutzung als Wirtschaftsraum die Anlage von Siedlungen. Durch den anschließenden relativen Meeresspiegelanstieg wurden die Siedlungsräume wieder kleiner. Um 400 n. Chr. war der Siedlungsraum so verkleinert, daß Teile der Bevölkerung abwanderten. Um 800 n. Chr. stieg die Zahl der Bewohner dann wieder an, vor allem durch friesische Einwanderer.

Ab wann der Meeresspiegel dann soweit angestiegen war, daß Sylt zu einer Insel wurde, ist nicht genau bekannt. Obwohl das älteste Dokument, das Sylt als Insel ausweist, aus dem Jahre 1141 stammt, ist Sylt zu dem Zeitpunkt wahrscheinlich noch mit den Nachbarinsel Föhr und Amrum zumindest während Niedrigwasser verbunden gewesen (AHRENDT 1992). In dem erwähnten Dokument spricht König Erich III. von der „Insula Sild“. 1020 wurde die Kirche von Keitum erbaut, ebenso wie die von Föhr und Pellworm. Der Baumeister konnte diese Orte angeblich an einem Tage zu Pferd erreichen und wieder nach Keitum zurückkehren. Dies ist nur möglich, wenn es einen Weg durch das heutige Wattenmeer gegeben hat. An der Westküste gab es zwei größere Einbuchtungen mit den Friesenhafen Wendingstadt und Wester Wyk. Nach Beendigung der Seeräuberei und der Einführung des Christentums wurden Ackerbau und Viehzucht auf den Marschflächen betrieben und die ersten Sommerdeiche wurden erbaut.

Die Karte von MEJER (DANCKWERTH 1652) aus dem Jahre 1240 (Abb. 6), vielfach als reines Phantasieprodukt bewertet, stimmt zwar nicht unbedingt in den angegebenen Details, vom Grundsatz her scheint die Karte aus neuerer Sicht jedoch realistisch (AHRENDT 1994, BAYERL & HIGELKE 1994).

Nach alten Chroniken (MÜLLER & FISCHER 1938) wurde Sylt im 14. Jahrhundert von See aus und zu Fuß von Land her durch dänische Truppen erobert. KIELHOLT (MÜLLER & FISCHER 1938) schreibt, daß man gemächlich bei Niedrigwasser zu Fuß oder mit Pferd und Wagen von Sylt nach Hoyer gelangen könne. Nach HEIMREICH (MÜLLER & FISCHER 1938) ist der Friesenhafen Wendingstadt um 1360 untergegangen. Auch HANSEN (1895) berichtet von diesem Orte weit vor der heutigen Küste. Ferner fielen auch die Orte Alt-Rantum, Eidum (beide um 1300, HANSEN 1859) und Wardum (1436) den Fluten des Mittelalters zum Opfer. Die überlebenden Eidumer gründeten dann den Ort Westerland. Die großen Sturmfluten des Mittelalter brachten große Landverluste mit sich. Die Flut von 1362 (die große Mandränke) brachte den entscheidenden Wandel im Wattgebiet östlich Sylts. Hier kam es zu hohen Landverlusten. Die Chroniken gehen überwiegend auf die Verluste an der Ostseite ein. Das Vorrücken der Dünen und vor allem die Landverluste an der Westseite wurden kaum erwähnt (Ausnahme der Hafen von Wendingstadt, Ackerflächen an der Westseite bei Rantum und der Verlust der Eidumer Kirche durch Sandflug). Die Menschen siedelten im Osten und nicht wie heute möglichst nahe an der Westküste. Die Insel unterlag völlig anderen Nutzungsstrukturen.

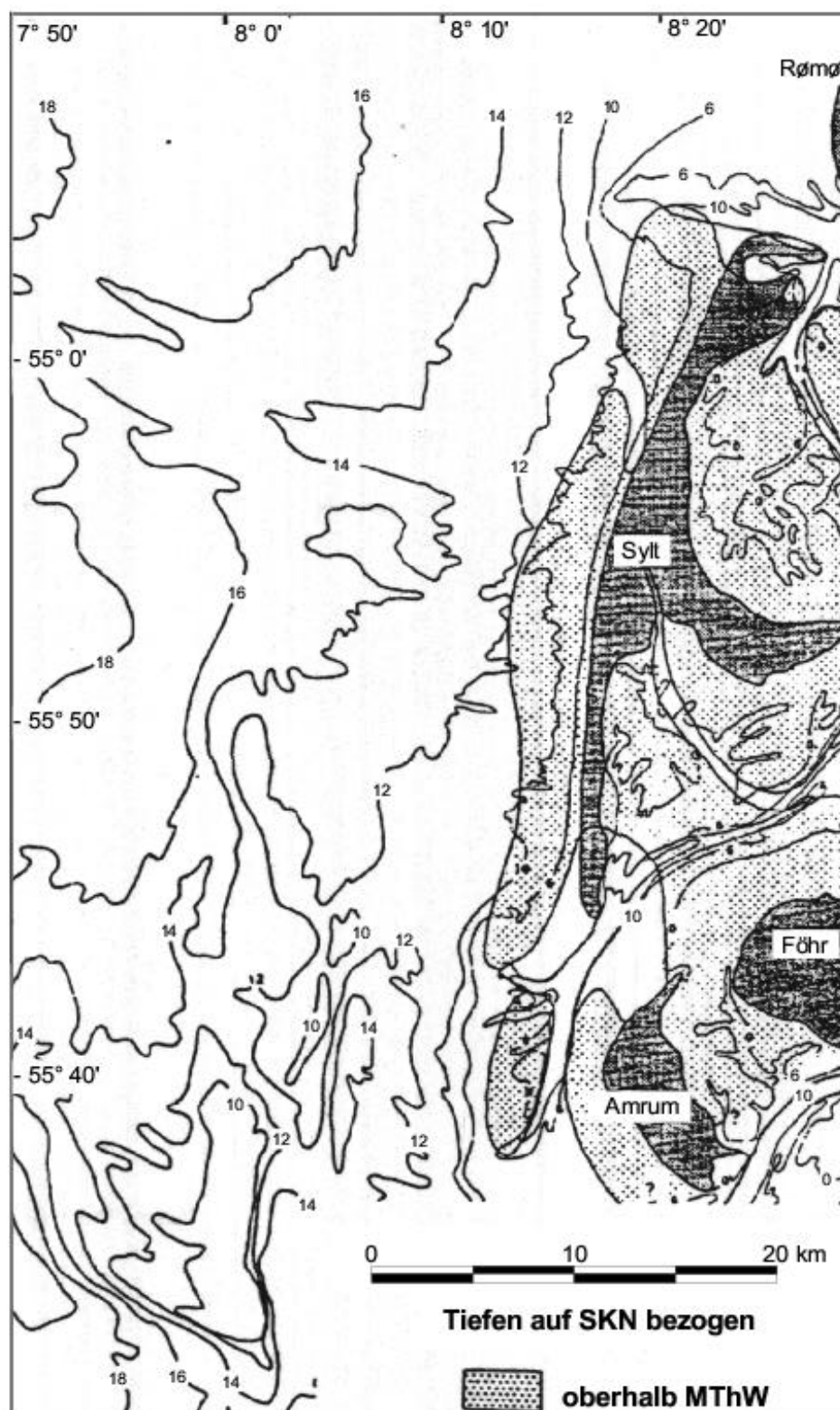


Abbildung 5: Vermutetes Landschaftsbild um Chr. Geb. (aus AHRENDT 1994)





Abbildung 6: Der Sylter Raum vor 1362 (aus DANCKWERTH 1652)

Die alten noch vorhandenen Seekarten aus dem Mittelalter (ZAUSIG 1939, LANG 1976) lassen kaum Schlüsse auf die wirkliche Küstenkonfiguration zu. Vielmehr sind die Namen von Ortschaften und Segelanweisungen mit Tiefenangaben der Fahrrinnen als die Umrisse der alten Karten von Nutzen. Erstmals wird das Hörnum-Tief, damals noch Silter Tief genannt, 1585 von HAEYEN (ZAUSIG 1939) beschrieben. Bis 1620 war es noch durch eine Untiefe zum heutigen östlichen Hörnum-Tief gesperrt. Erst 1672 (Karte von BLAEUW) soll es schiffbar gewesen sein. Nach HAEYEN, WAGHENAER, JANZON und BLAEUW (ZAUSIG 1939) befindet sich um 1600 das „Silter Riff“ oder „Amerenborn“ an der Nordflanke des Vortrapptiefes. Die Hauptent-

wässerung des Hinterlandes erfolgte zu diesem Zeitpunkt östlich Sylts durch die Wester Ley. Erst durch das Einschneiden des Vortrapptiefes sowie den Durchbruch einer sicherlich vorhandenen Untiefe (wahrscheinlich durch die Sturmflut von 1634) zwischen Föhr und Sylt und der damit verbundenen Vergrößerung des Gezeitenraumes kam es auch zu erhöhten Gezeitenströmungen im gesamten Vortrapptief. Die MEJERSche Landkarte von 1648 (Abb. 7) gibt dann wohl die Umrise der Insel mit vorgelagerten Flachwasserbereichen in groben Zügen richtig wieder.



Abbildung 7: Sylt um 1648 (aus DANCKWERTH 1652)

Eine noch in historischer Zeit wesentlich weiter nach Westen reichende Ausdehnung Sylts ist unbestritten. So ist z. B. der Hafen Wendigstadt unter den heutigen Brandungsbedingungen an der Sylter Westküste nicht denkbar, so daß davon ausgegangen werden muß, daß dieser Hafen im Schutze einer vorgelagerten Erhebung oder in einer Bucht gelegen haben muß (in der Fortsetzung des Ost-West verlaufenden Wenningstedter Trockentales). SALCHOW (1828) schreibt daß „die beiden äußersten Spitzen im Norden und Süden, List und Hörnum, Felsenriffe in ihrem Untergrund, an denen die Macht der See gebrochen wird“, gehabt hätten. Ob es sich hierbei wirklich um eine Fel-

senbrandung, als vielmehr um eine Barrenbrandung gehandelt hat, sei dahingestellt. So liegt unter dem Salzsand z. B. Geschiebemergel, der in früheren Zeiten durch höheres Aufragen eine stärkere Brandung verursacht haben könnte. Auch der Geologe FORCHHAMMER (1841) äußert Vermutungen über das Vorhandensein eines ehemaligen derartigen Schutzwalles: „ein solches Gestein (Limonitsandstein) . . . findet sich noch anstehend auf der Ostseite der Insel, und Bruchstücke desselben werden noch immer vom West-Meere an das Ufer von Sylt geworfen“. HANSEN (1845) und BAUDISSIN (1867) vermerken ebenso das Vorhandensein von anstehenden oder angespülten Limonitsandstein an der Westküste Sylts.

In der SÖFRENSEN'schen Karte von 1695 ist das alte „Silter Riff“ vor Hörnum dann durch mehrere Tiefes zerteilt bei gleichzeitiger relativer Erhöhung der Sände, die auch bei Hochwasser nicht überflutet worden. Um 1780 (WOHLER'sche Karte 1782) ist das Vortrapptief vollständig zur See hin abgesperrt und der Kniepsand bildet ein geschlossenes System. MEYN (1876), MÜLLER-FISCHER (1938) und JESSEN (1914) sprechen davon, daß es zu Anfang des 19 Jahrhunderts grüne Marschwiesen westlich von Amrum gegeben haben soll, auf denen Schafe weiden konnten. Der Gezeitenstrom mußte damals wahrscheinlich durch das Landtief (direkt an der Hörnum Odde) geflossen sein. Ein Vergleich mit heutigen Karten ist aber kaum möglich, da die kartographische Aufnahme durch MEJER nicht maßstabgetreu erfolgte.

Die Entwicklung der Mündung des Vortrapptiefes nach 1782 ist dann wieder rückläufig. Sie geht aus der westlichen wieder in die südliche über und legt das alte Sylter Tief wieder frei. Das Hörnum Tief verlagert sich nordwärts und schneidet sich zwischen die Hörnum- und die Nösse-Halbinsel in die Bucht ein. MAGER (1927) berichtet von starken Landverlusten auf der Ostseite Hörnums zwischen 1821 und 1851.

Nach DANCKWERTH (1652) war der Königshafen in List der wichtigste Hafen zwischen der Elbe und Skagen. 1644 fand hier eine wichtige Seeschlacht zwischen Dänemark und der Holländisch/Schwedischen Flotte statt. BOOYSEN (1828) erwähnt, daß der Königshafen durch Sandflug in der Folgezeit für größere Schiffe unbenutzbar wurde. MAGER (1927) und ZAUSIG (1939) kommen aufgrund von Kartenvergleichen zu dem Schluß, daß der heutige Ellenbogen erst nach der Seeschlacht entstanden ist. Auch HANSEN (1845) kommt zu dem Schluß, daß der Ellenbogen zwischen 1740 und 1850 kaum weiter nach Norden, dafür aber wesentlich weiter nach Osten gewachsen ist. Nach BAYERL & HIGELKE (1994) ist der Ellenbogen wahrscheinlich in einem sehr kurzen Zeitraum von ca. 50 Jahren entstanden (Abb. 8).

BAYERL & HIGELKE (1994) unternahmen den Versuch, die Entwicklung von Nord-Sylt (i. e. List/Ellenbogen) von 1585 bis 1993 nachzuvollziehen. Hiernach lag z. B. List um 1600 an der Westseite der Insel Meelhörn und wurde durch einen Priel vor den Wanderdünen geschützt. Erst als der Priel durch die Wanderdünen verschüttet wurde, wurde auch List von dem Sandpflug bedroht und unbewohnbar. Alt-List lag im 13. und 14. Jahrhundert im Bereich der heutigen Wanderdünen. NEWIG (1980) vermutet, daß Alt-List an der Westseite des Röddings (Priel zwischen Meelhörn und Listland) als Hafenplatz gelegen hat.

Im Mittelalter (SAX 1638) war das Listland wahrscheinlich zeitweise von der restlichen Insel Sylt durch das Blidseltief getrennt (Abb. 9).

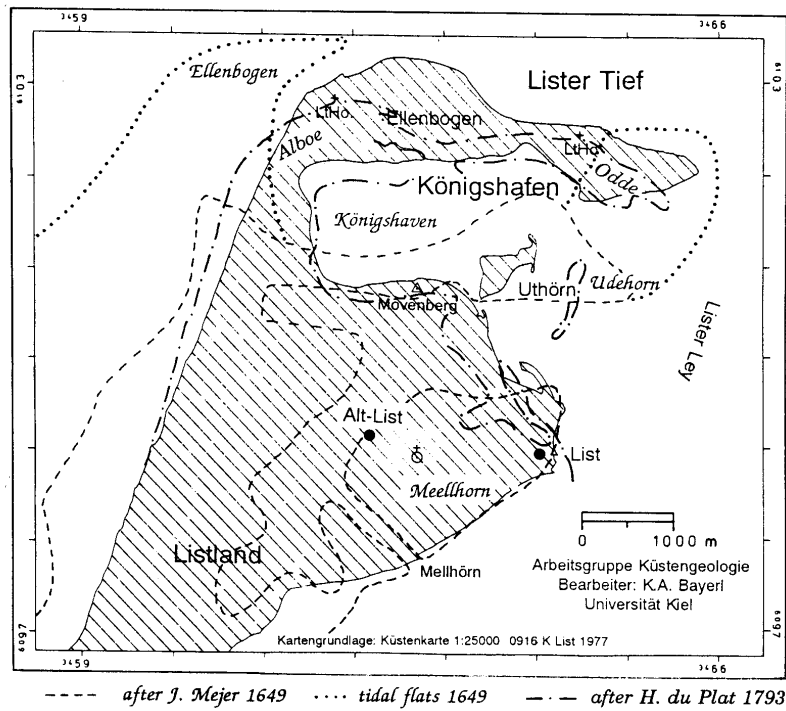


Abbildung 8: Rekonstruktion des Listlandes seit 1649 (aus BAYERL & HIGELKE 1994)

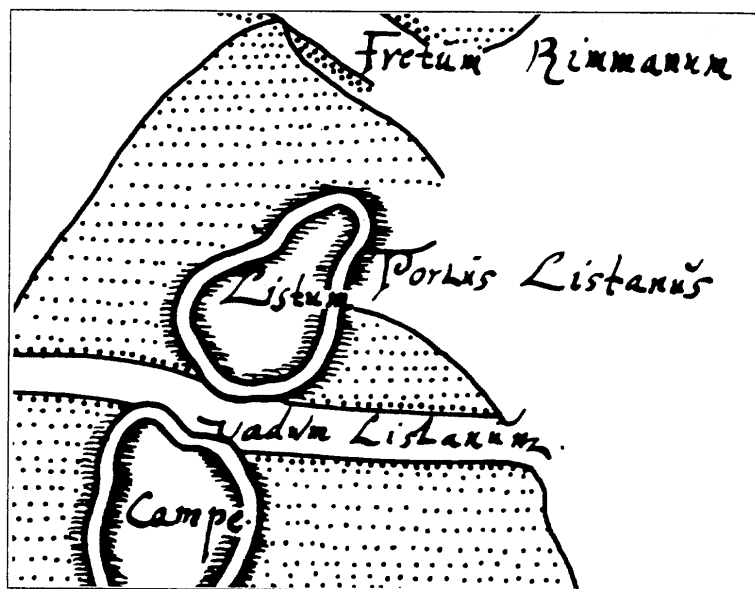


Abbildung 9: Abtrennung des Listlandes von der Insel Sylt im 14 Jahrhundert (aus NEWIG 1994)

Als erste „exakte“ trigonometrische Vermessung gilt die Aufnahme der Königlich Dänischen Gesellschaft der Wissenschaften aus dem Jahre 1793 (veröffentlicht von Bugge und Wilster 1805, Abb. 10).

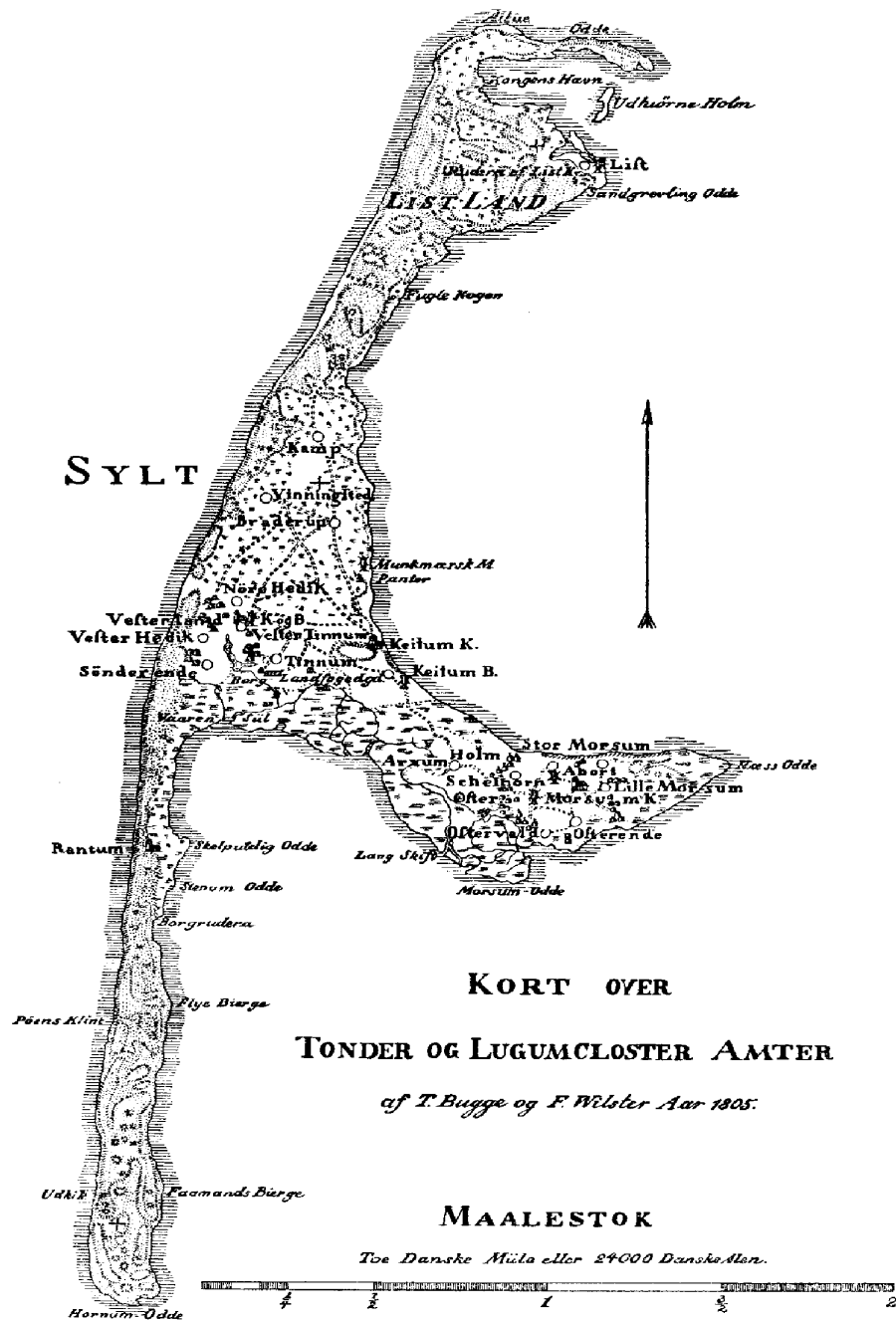


Abbildung 10: Sylt im Jahre 1793

Die nächsten maßstäblich genauen Karten sind die Meßtischblätter aus den Jahren 1878 und 1928/30. Seit der Aufnahme der Deutschen Grundkarte von 1952 wird die Küste regelmäßig vermessen.

In der Gesamtzeitreihe von 1793 bis 1928/30 zeigt sich eine Umgestaltung des Ellenbogens, in dem die westliche Hälfte stark nach Norden verbreitert ist, teilweise bis zu 500 m, während die östliche Hälfte sich etwas umgebogen und ca. 600 m nach Osten verlängert hat. Die Veränderung der Westhälfte hat sich in dem betrachteten Zeitraum gleichmäßig vollzogen, dagegen fällt die Verlängerung der Osthälfte in die Zeitreihe 1793/1878. Relativ hohe Rückgangsraten treten vom Ostindienfahrerhuk bis zur heutigen Strandhalle auf (bis zu 600 m). Südlich davon geht der Rückgang auf 180 m zurück. Seit dem Jahre 1878 zeigt sich ein auffallender Wechsel, in dem der starke Abbruch sich auf die nördlichen rd. 2.5 km Abschnitt beschränkt, wo er bis auf 290 m ansteigt. Südlich davon bis zur Lister Gemeindegrenze nimmt er rasch ab.

Das Rote Kliff ist in der Zeitreihe 1793-1928/30 etwas stärker zurückgegangen als die nördlich anschließende Küstenstrecke, im Mittel um rd. 280 m gegenüber 220 m. Dieses Bild verschiebt sich in der Zeitreihe 1878-1928/30, in dem der Abbruch im Ganzen abnimmt und im Kliff kleiner ist als nördlich davon. Im nördlichen Abschnitt der Gemeinde Westerland erreicht der Abbruch in der Gesamtzeitreihe durchschnittlich etwa 200 m. Im südlichen Bereich erreicht der Rückgang nur 120 m. In der Jahresreihe 1878-1928/30 verlangsamt sich der Rückgang beträchtlich und nimmt von 60 m im nördlichen auf 20 m im mittleren Teil ab. Im südlichen Teil kommt es kaum noch zum Rückgang.

Während sich der Bereich vor Rantum von 1793 bis 1928/30 kaum verändert hat, ist die südlich davon gelegene Strecke beträchtlich zurückgegangen. Der größte Abbruch beträgt rd. 470 m wovon nur ca. 80 m auf die Jahresreihe 1878-1928/30 entfallen. Von Möskental bis Hörnum ist ein erheblicher Küstenrückgang eingetreten und beträgt ca. 370 m. Der Rückgang im Süden fällt überwiegend auf die Zeitreihe von 1878-1928/30. Damit ergibt sich im Vergleich mit der nördlichen Strecke eine Umkehr in der zeitlichen Abfolge. Damit hat sich der Ausgleich der Küstenlinie auf beiden Strecken allmählich von Norden nach Süden vollzogen. Bemerkenswert ist der Wachstum der Hörnum-Odde um ca. 900 m nach Süden während des betrachteten Zeitraumes.

Zusammenfassend ergibt sich aus dem Vergleich der Umriss für die Sylter Westküste, daß die Veränderungen in der Jahreszeitreihe 1793/1878 wesentlich größer gewesen sind als in der Zeitreihe 1878-1928/30 (unter Berücksichtigung der unterschiedlichen Längen der beiden Zeitreihen). Eine Ausnahme bilden nur die Nord- und Südspitze. Hier hat sich der Küstenversatz nahezu gleichmäßig über die gesamte Zeit vollzogen. Nach 1950 waren die Abbrüche im Bereich Westerland-Kampen stets größer als im Bereich Westerland-Rantum. Insgesamt hat sich der Abbruch von Rantum bis Kampen nach 1950 gegenüber der Zeit davor verdoppelt (Abb.11).

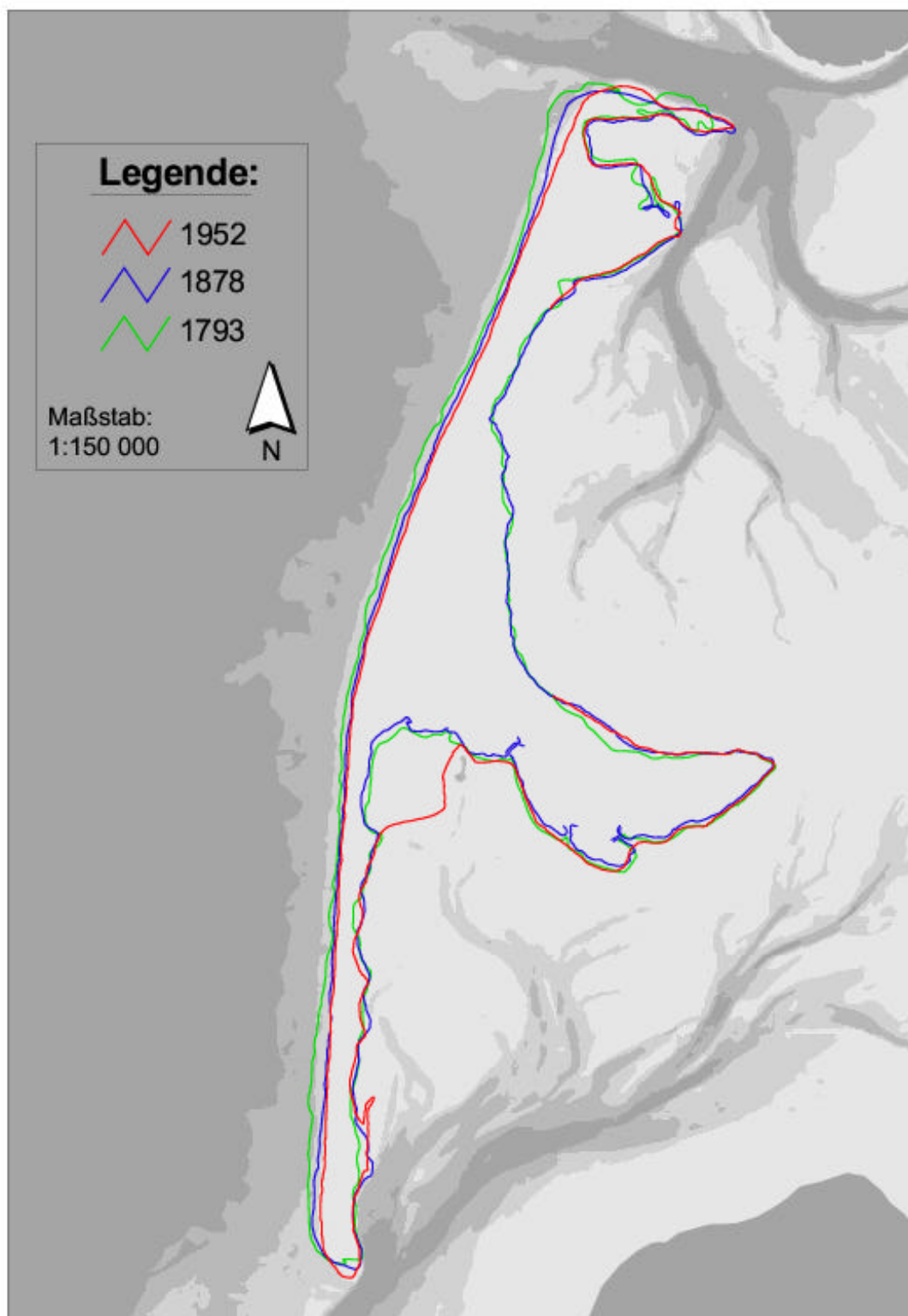


Abbildung 11: Küstenlinien von 1793, 1878 und 1952

In Abbildung 12 sind die Rückgangsraten unterschiedlicher Zeiträume seit 1870 dargestellt und in der Fortschreibung des Fachplanes Küstenschutz Sylt des ALR (Seite 15) niedergelegt. Für die Ermittlung der Rückgangsraten wurden seitens des ALR die NN +3,75 m Linie als Bezugshorizont gewählt. Dies entspricht in etwa dem Dünenfuß bzw. dem HTHW. Eine weiter seewärts gelegene Linie, z. B. Normal Null ist nicht sinnvoll, da dieser Bereich starken kurzzeitlichen Schwankungen unterliegt.

Die Rückgangsraten zwischen 1870-1955 und 1870-1984 (vor Beginn der systematischen Vorspülungen) schwanken zwischen 0,5 m/Jahr (Westerlanf Süd, Profil 5s) und ca. 3,5 m/Jahr am Ansatz des Ellenbogen (die Südspitze der Hörnum-Odde ist hier nicht berücksichtigt, da hier eine eigenständige Dynamik stattfindet). Nur in Klappholtal tritt eine leichte seewärtige Verlagerung der NN +3,75 m Linie im Zeitraum von 1870-1955 ein. Im Zeitraum von 1955 bis 1984 nahmen die Rückgangsraten am Ansatz des Ellenbogens leicht ab.

Seit 1983 wird an der Westküste von Sylt systematisch der Strand aufgefüllt (vorher nur in Westerland 1972 und 1978), so daß die Rückgangsraten nicht direkt aus der NN +3,75 m Linie ermittelt werden können. Um dieses Problem zu lösen wurde im ALW folgendermaßen vorgegangen: Die NN +3,75 m Linie nach der Aufspülung wurde im Vermessungsprofil auf die NN +3,75 m Linie vor der Aufspülung projiziert, d. h., es wurde ein Ostversatz des Profile vorgenommen. Die nachfolgenden Vermessungen wurden dann ebenfalls auf diese NN +3,75 m Linie bezogen, so daß die Rückgangsraten ermittelt werden konnten. Vorspülkörper stehen jedoch nicht im Gleichgewicht mit dem aktuellen Energieeintrag, sondern passen sich erst im Laufe der Zeit dem natürlichen Profil an. Dies führt anfänglich zu erhöhten Verlustraten, welches auch deutlich aus der Abbildung 12 hervorgeht (1981-1995).

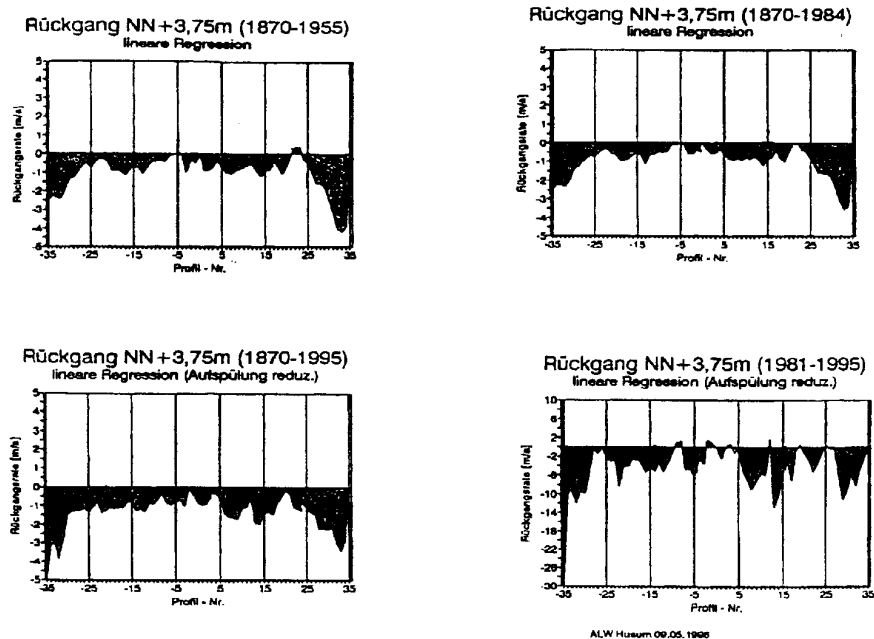


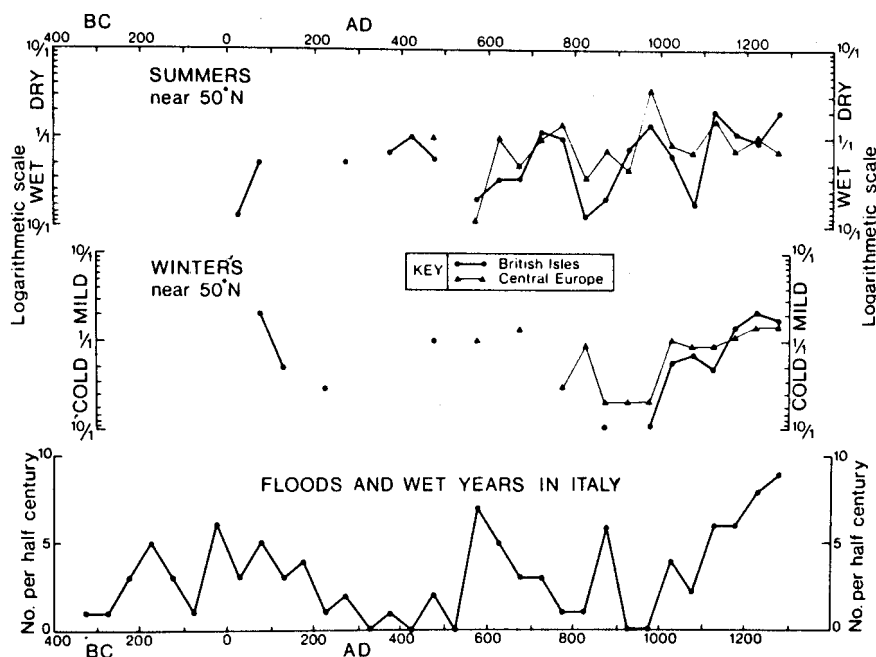
Abbildung 12: Rückgangsraten der NN +3,75 m Linie für unterschiedliche Zeiträume im Abschnitt 35s-35n (aus ALR Fortschreibung Fachplan Sylt)



## 4 Klima/Sturmfluten

Die heutige atmosphärische Zirkulation stellt nur einen kleinen Ausschnitt aus möglichen Verteilungsmustern dar, und ist nicht die Regel. Es existiert ein Wechsel mit Zeiten, deren Dynamik etwa um den Faktor 100 kleiner gewesen sein muß und daher als sturmflutfrei angesehen werden kann (LINKE 1981). Ein Wechsel dieser Dynamik vollzieht sich in Größenordnungen von 100 bis 1000 Jahren. Als ruhige Phase wird der Zeitraum zwischen 4500 – 2500 v. H. – mit Unterbrechung zwischen 3500 – 3300 v.H. – angesehen. Geringe Sturmfluthäufigkeit und langsam ansteigender Meeresspiegel fördert dabei die Sedimentation in Watten und Vorländern, so daß große Marschgebiete entstehen konnten. Stark steigender Meeresspiegel und eine Zunahme der Sturmflutintensität hingegen ziehen Erosionsprozesse nach sich. Klimatische Veränderungen in der Vergangenheit haben, neben dem Sedimentangebot, einen entscheidenden Einfluß auf die Landschaftsentwicklung des Küstenraumes gehabt. Die Landschaftsentwicklung wiederum hat noch bis zum Beginn der modernen Küstenschutzanlagen einen entscheidenden Einfluß auf die Siedlungs- und Nutzungsstruktur der Region gehabt.

Durch die Zunahme der Sturmfluthäufigkeit von ca. 400 – 100 v. Chr. und den dadurch verbundenen Überflutungen des Landes verließen z. B. die Cimbern und Teutonen die Küstenregion und drangen weit nach Süden vor. Bis ca. 400 n. Chr. wurde es dann allmählich wieder wärmer und trockener und der Meeresspiegel begann zu steigen (Abb. 13). In der folgenden Zeit nahm die Sturmfluthäufigkeit allmählich wieder zu (vor allem



A survey of the climatic record in Europe as documented between 400 BC and the Middle Ages. Frequencies of reports of wet or dry summers and cold or mild winters in the British Isles and Germany, and of wet years in Italy, by half-centuries. The prevailing character of the reports of the summers and winters is indicated by ratios.

Abbildung 13: Klimateaufzeichnungen zwischen 400 v. Chr. und 1300 n. Chr. (aus LAMB 1982)

um 600 und 900 n. Chr.) und es wurde nasser und kälter. Der Meeresspiegel stieg weiter mit ca. 23 cm/Jahrhundert (HOFSTEDDE 1991, Abb. 14). Von 900 bis 1300 n. Chr. ist dann eine Wärmeperiode zu verzeichnen (Klimaoptimum). Von 1284 bis 1311 wird von Weingärten in England berichtet. In diesen Zeitraum fallen die ersten schriftlichen Überlieferungen von Sturmflutopfern und Schäden, wie z. B. von der Julianen Flut (17.2.1164), Marcellusflut (16.1.1219, 10.000 Tote an der s.-h. Westküste) und die Luciaflut (14.12.1287 mit 50.000 Toten an der Nordseeküste). Die Sturmflut vom 16.1.1300 zerstörte die Kirchen von List und Eidum auf Sylt. Die Kirche von Wenningstedt ist ebenfalls während dieser Sturmflut oder aber auch erst 1362 zerstört worden.

Im 11. und 13. sowie im 20. Jahrhundert ist eine Zunahme der Sturmfluthäufigkeit festzustellen. LAMB (1982) gibt als Gründe hierfür an, daß der mittlere Meeresspiegel nach Wärmeperioden ansteigt oder eine Verschiebung der Zyklonzugbahnen durch Abkühlung in der Arctik eintritt. Die Periode von 1150 bis 1300 war die wärmste der letzten 1200 Jahre.

Die folgende Kälteperiode, Vorbote der „Kleinen Eiszeit“, trat sehr schnell ein, zwischen 1313 und 1317. Es kam zu Hungersnöten und Kannibalismus, da das Korn nicht rechtzeitig reifte und die Ernte ausfiel (1315). Es gab aber auch warme Sommer, z. B. 1320, 1330 und 1380. Die sechziger Jahre des 14. Jahrhunderts waren in Nordwest-Europa sehr naß, in Ost-Europa herrschte hingegen Hitze und Trockenheit. Von 1350 bis 1400 kam es zu großen Epidemien. Es herrschte allgemeines großes Elend. Dies schlug sich besonders in der Küstenregion nieder, da die Deiche nicht mehr unterhalten werden konnten. So traf die Flut vom 16.1.1362, die berühmt gewordene „Große Mandränke“, die Küstenregion besonders schwer. Bis zu 100.000 Tote waren an der Nordseeküste zu beklagen. Große bleibende Landverluste waren die Folge. Das Meer drang weit ins Hinterland bis an die Geest vor. Wahrscheinlich war dies die folgenschwerste Flut an der Nordseeküste. Auf Sylt gab es große Verluste an West- und Ostseite, z. B. Morsum, Stedum, Keitum, Rantum, List und Wenningstedt. Diese Klimavariabilität setzte sich ins 15. Jahrhundert fort. Sehr harte Winter wurden in den Jahren 1433 bis 1437 verzeichnet. Am 1.11.1436 kam es dann wieder zu einer verheerenden Flutkatastrophe. Auf Sylt wurde die Westerseekirche (Alt Rantum) zerstört und Eidum verschwand gänzlich. Nur die Kirche blieb stehen und mußte wegen Sandflug später abgerissen werden. Auf der Ostseite kam es zu großen Verlusten an Marschflächen nach dem Durchbruch eines höheren schützenden Uferwalles. Zwischen 1500 und 1550 ist ein etwas wärmerer Abschnitt zu verzeichnen, welcher auf andere Zugbahnen der Zyklone zurückzuführen ist. Der Meeresspiegel ist mehr oder minder stabil. In diesen Zeitraum fällt die bedeutendste Sturmflut des 16. Jahrhunderts (2.11.1532). Weite Flächen in Nordfriesland wurden überflutet.

Der folgende Abschnitt von 1550 bis 1850 wird als „Kleine Eiszeit“ bezeichnet, da die Temperaturen stark absanken (Abb. 15). Von 1560 bis 1593 lag die Temperatur um 1,3 °C niedriger als vorher und es traten mehr östliche Winde auf. Vorallem die Winter zwischen 1540 und 1590 waren sehr kalt (-1,5 °C). Von 1590 bis 1620 stieg die mittlere Temperatur dann wieder leicht an. Anschließend fällt die Temperatur bis zum Extremwinter 1690 wieder ab. Im Winter 1683/84 bildete sich im Kanal von Calais ein 3-5 km

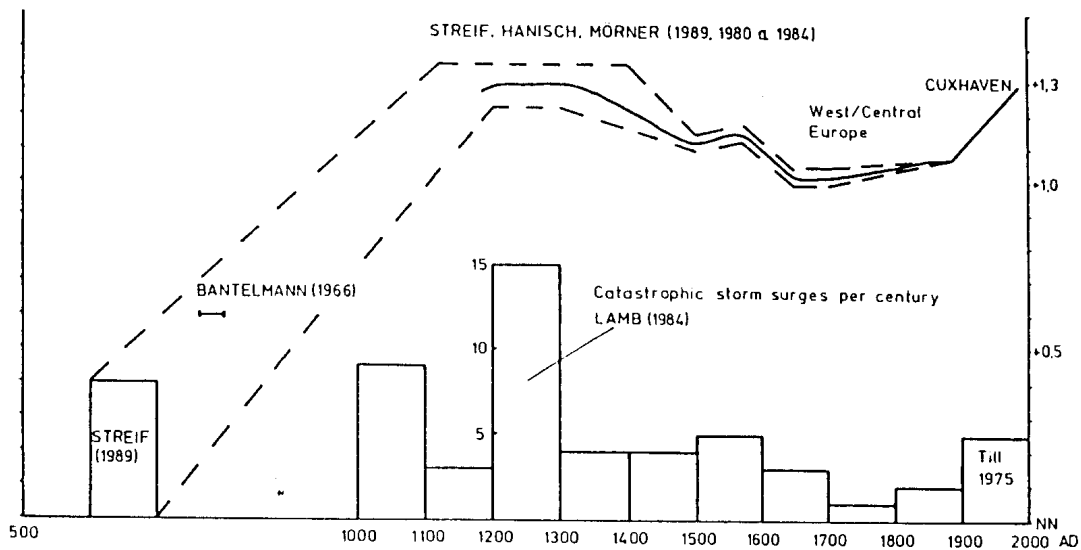


Abbildung 14: Mittleres Hochwasser in der Deutschen Bucht (aus HOFSTEDDE 1991)

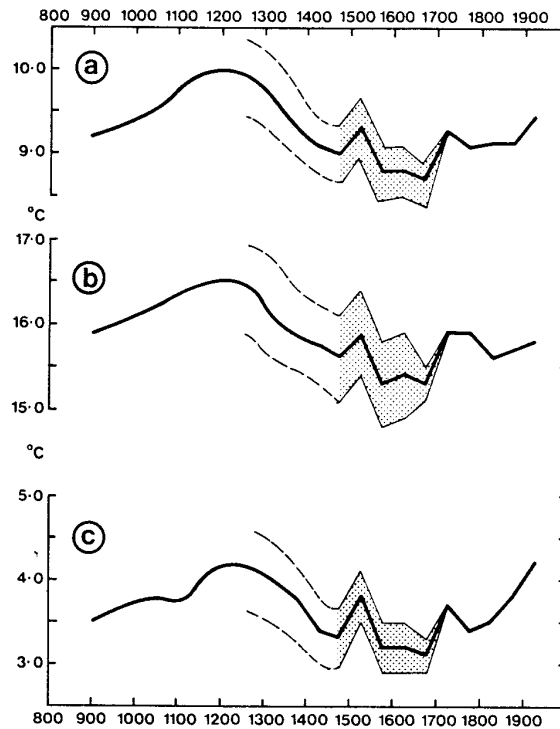
breiter Festeisgürtel und ein 25 km breiter vor den Küsten Hollands und Flanderns. Im letzten Jahrtausend hat die Dekade 1690 die meisten kalten Winter hervorgebracht. Es war allerdings relativ trocken.

Am 11./12.1634 kam es zu einer sehr schweren Katastrophenflut, in der das heutige Landschaftsbild Nordfrieslands geprägt wurde. Es kam zu großen Verwüstungen an der Ostseite von Sylt, Deiche wurden zerstört, die nicht wieder aufgebaut werden konnten, so daß der Verlust der Marsch fortschritt. Die wirtschaftlichen Verhältnisse, vor allem die Getreideernte, waren zum Ende des 17. Jahrhunderts sehr schlecht und es kam zu Hungersnöten in Nordeuropa. Die Bevölkerungszahlen waren teilweise um 30% bis 40 % rückläufig.

Nach 1700 ist ein scharfer Übergang zu wärmerem Klima zu verzeichnen. Bis 1800 ist die mittlere Temperatur leicht schwankend. Es gab aber auch sehr warme Einzeljahre, so wie kalte Sommer und Winter. Die zweite Hälfte dieses Jahrhunderts ist durch warme Sommer und kalte Winter gekennzeichnet.

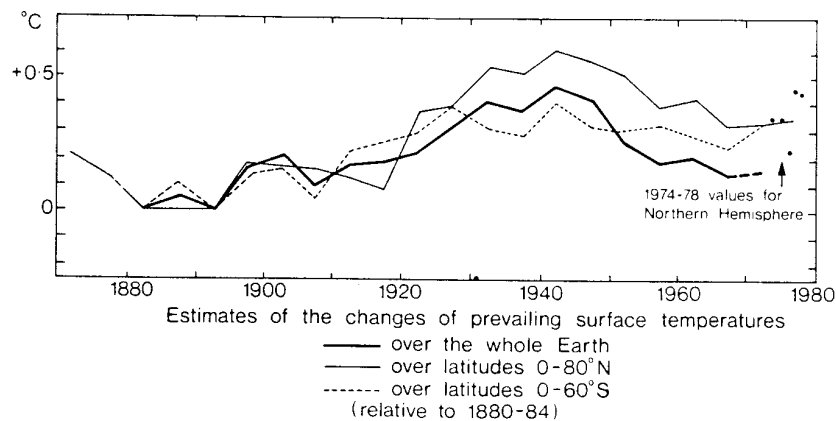
Am 24.12.1717 kam es zur größten Flutkatastrophe des 18. Jahrhunderts mit insgesamt 12.000 Toten. Die Klimavariabilität war viel größer als heute. Dies ist ein Zeichen für das Vorherrschen meridionaler Zirkulationsformen (Winde aus Nord und Süd gegenüber aus West). Der Winter 1795/96 war der mildeste europäische Winter der letzten 200 Jahre (neben 1974/75). 1807 gab es einen extrem heißen Sommer. Die kälteste Sommer-Serie der letzten 500 Jahre trat zwischen 1812 und 1817 auf. Der Höhepunkt dieser kalten Sommer lag im Jahre 1816 und fällt mit dem größten historischen Vulkanausbruch in Indonesien zusammen. Nach zeitweiliger geringer Abkühlung kam es 1820/30 zu einer weiteren Erwärmung. 1826 war der wärmste Sommer in England der letzten 300 Jahre. Ab 1880 kam es wieder zu einer leichten Abkühlung. Von 1895 bis 1905 tritt eine leichte Erwärmung ein. Ab 1910 ist dann ein deutlicher Anstieg der Temperaturen bis ca. 1940 zu verzeichnen. Von 1940 bis 1980 sinkt die mittlere Temperatur dann wieder leicht ab. Seit 1980 ist dann aber endgültig eine Trend zu höheren

Temperaturen vorhanden und die Variabilität steigt (Abb. 16).



Estimated course of the temperatures prevailing in central England since AD 800. Probable fifty-year averages: (a) for the whole year; (b) for the high summer months, July and August; (c) for the winter months, December, January and February. The shaded area indicates the range of apparent uncertainty of the derived values.

Abbildung 15: Temperaturkurve von Zentralengland seit 800 n. Chr. (aus LAMB 1982)



The apparent course of world temperature since 1870. Successive five-year averages assessed for the whole world, for 0–80 °N and for 0–60 °S, and estimates for the complete northern hemisphere for each year from 1974 to 1978. (The five-year values are considered to be more reliable than the estimates for individual years.)

Abbildung 16: Mittlere Welttemperatur seit 1870 (aus LAMB 1982)

Tabelle 1: Sturmflutübersicht; **fett:** für Sylt wichtige Sturmfluten, *kursiv:* allgemein wichtige Sturmfluten ohne besonderen Sylt Bezug;

Jahr	
<i>120 bis 115 v.Chr.</i>	Cimbern und Teutonen verlassen ihre Heimat aufgrund starker Überflutungen des Landes
<i>17.2.1164</i>	zwischen Rhein und Elbe ertranken 2000 Menschen, "Julianenflut"
1216	10000 Tote an s.-h. Westküste
<b>16.1.1219</b>	10000 Tote in Nordfriesland, 36000 Tote in Westfriesland, "Marcellusflut"
<b>14.12.1287</b>	50000 Tote, große Schäden an der gesamten Nordseeküste, "Luciaflut"
<b>16.1.1300</b>	Kirchen in List und Eidum, und Wenningstedt (evtl. aber auch erst 1362) untergegangen
<i>1354</i>	hat es evtl. nicht gegeben
<b>16.1.1362</b>	große Verluste an West- und Ostseite in Morsum, Stedum, Keitum, Rantum, List und Wenningstedt, wahrscheinlich die folgenschwerste Flut an der deutschen Nordseeküste, große bleibende Landverluste, die Flut drang bis an die Geest vor, 100000 Tote, "Große Mandränke"
<i>9.10.1373</i>	große Schäden in Ostfriesland, "1. Dionysiusflut"
<i>1377</i>	2. Dionysiusflut
<i>1387-1395</i>	Sommerfluten
<i>16.10.1434</i>	1. Gallenflut
<b>1.11.1436</b>	Untergang Westerseekirche (Alt Rantum) und von Marschflächen nach Durchbruch eines höheren schützenden Uferwalles, Eidum verschwand gänzlich, nur die Kirche blieb stehen und mußte wegen Sandflug später abgerissen werden, "1. Allerheiligenflut"
<i>16.10.1474</i>	2. Gallenflut
<i>16.10.1476</i>	3. Gallenflut
<i>16.10.1477</i>	4. Gallenflut
<i>16.10.1483</i>	5. Gallenflut
<i>16.10.1501</i>	6. Gallenflut
<i>16.10.1508</i>	Hohe Flut am Gallen Tag
<i>1509</i>	Cosmi und Damiani Flut
<i>1530</i>	St. Michaelis Flut
<b>2.11.1532</b>	bedeutendste Sturmflut des 16. Jahrh., weite Flächen überflutet, in Klixbüll (Festland) wurde eine Scheitelhöhe von NN +4,16 m gemessen, "Große Flut" oder "2. Allerheiligenflut" oder "grausame Flut St. Galli"
<i>14.1.1552</i>	Pontanus hohe Flut
<i>1.11.1570</i>	alle Marschländer überflutet, 1500 Tote in NF, "Allerheiligenflut"
<i>21.8.1573</i>	Korn vernichtet
<i>24.12.1593</i>	Die Morsumer Marsch im Süden wird entsiedelt
<i>4.7.1596</i>	Heu und Korn vernichtet
<i>1579</i>	viele Tote
<i>26.8.1607</i>	Heu und Korn vernichtet
<i>1612</i>	fünf Sturmfluten, auch im August
<i>1.12.1615</i>	Deichschäden an der NF Küste, "Große Schadensflut"
<i>26.2.1625</i>	ausgedehnte Überschwemmungen, "Fastnachtsflut"
<i>11.6.1630</i>	Heu und Korn vernichtet
<b>11./12.10.1634</b>	sehr schwere Katastrophenflut mit großen Verwüstungen an der Ostseite, Deiche zerstört, die nicht wieder aufgebaut werden konnten, und so der Verlust der Marsch fortschritt, Scheitelwasserstand in Klixbüll NN +4,3 m, "Zweite Mandränke"
<i>1.8.1648</i>	Heu vernichtet
<i>1651-1668</i>	fast jedes Jahr eine Sturmflut
<i>1653</i>	große Überschwemmungen

Jahr	
4.8.1655	große Schäden an Korn und Heu
1680	viele Stürme
27.6.1686	Schäden an Heu und Korn
23.11.1690	Wasser läuft bis in die Häuser
12.12.1692	sehr hohe Flut
22.9.1697	Sommerflut
31.7.1700	Futter- und Heuverlust
14.10.1701	Vieh und Schafe ertranken
26.7.1710	Heuverlust
<b>24.12.1717</b>	größte Katastrophenflut des 18. Jahrh., insgesamt 12000 Tote, NN +4,6m in Büsum, Viehverlust auf Sylt, "Weihnachtsflut"
25.2.1718	schwere Eisflut, vergrößerte die Schäden von der vorangegangenen Flut
18.7.1720	Heuverlust
31.12.1720	weitgehende Überschwemmungen der Marsch, auf Sylt noch höher als 1717, "Silvesterflut"
9.9.1749	Heu und Korn vernichtet
11.9.1751	Heu und Korn vernichtet
7.10.1756	sehr schwere Flut, noch höher als 1717
1762	Heuverlust
11.8.1769	1100 Schafe ertranken
1785	ganze Kornernte vernichtet
1786	Heuverlust
Dez. 1790	15 mal Wiesen überschwemmt
<b>Dez. 1792</b>	11,5 bis 14, m Dünenrückgang
1791-1779	Sturmflutserie
1.-3.12.1821	Sturmflutreihe
1.-6.12.1823	Sturmflutreihe
<b>3.-4.2.1825</b>	sehr schwere Sturmflut
8.8.1835	Heuverlust
Juli 1836	Heuverlust
um 1850	in den letzten 50 Jahren starker Rückgang an der Südseite von Keitum, Morsum, zwischen Braderup und Kampen, Anwachs zwischen Morsum und Keitum, Abbruch der Westküste bei Rantum besonders groß, seit 1793 Ø 4,4m Rückgang an Westküste und Ø 1,2 m an Ostküste
10.1.1852	Uthörn geht verloren, starke Dünen und Vordünenverluste an der Westseite
1.1.1855	sehr schwere Sturmflut vorallem in der Elbmündung
<b>Herbst 1862</b>	Abbruch am Roten Kliff, Westerland ca. 11,5 m, Rantum 10 bis 12 m
<b>Herbst 1881</b>	beträchtliche Abbrüche, Westerland - Rotes Kliff 2 bis 3 m
Nov. 1888	Verlust von Vordünen
<b>1894/98</b>	Sturmflutreihe, beträchtliche Schäden an Westküste, 21 bis 23 m Rückgang
1902	Vordünenverlust
1904	Vordünen- und Dünenschäden, Strandhallen müssen versetzt werden
1906	Vordünen- und Dünenschäden, Steiluferabbrüche
1911	am schwersten Westerland betroffen, Dünenverlust bis zu 16 m, Musikmuschel- und Kurhaus zerstört
<b>16.2.1916</b>	höchste Sturmflut einer Reihe vorangegangener Sturmfluten, Durchbruch von Randdünen in Hörnum und List, zeitweilige Verbindung mit dem Wattenmeer, "Katharinenflut"
1923	Verlust der Vordünen
1926	Verlust der Vordünen bis zu 15 m
<b>24.11.1928</b>	Dünenrückgang bis zu 20 m, Rotes Kliff 8 bis 10 m, Durchbruch Ellenbogen, ganze sylter Osten unter Wasser
17.10.1935	große Ernteschäden an Ostseite

Jahr	
18.10.1936	Verlust von Vordünen, List und Hörnum Durchbruch von Randdünen, "Mittagsflut"
16.1.1954	Verlust an Vordünen
3.1.1959	3 bis 5 m Dünenrückgang
<b>16./17.2.1962</b>	sehr schwere Sturmflut 6 bis 10 m Abbruch an Westküste, "Hamburg Sturmflut"
2.11.1965	besonders stark betroffen ist Hörnum, Dünen- und Kliffabbruch 3 bis 5 m
15.1.1968	Ø Dünenabbruch 2 bis 3 m
Nov./Dez. 1973	Sturmflutserie, jedoch relativ wenig Abbrüche
<b>3./21.1.1976</b>	sämtliche Vordünen weg, Randdünen durchweg stark bis sehr stark beschädigt, bis zu 30 m Dünenrückgang, "Jahrhundertflut"
18.12.1979	Vordünen- und Randdünenverluste
<b>24./25.11.1981</b>	starke bis sehr starke Abbrüche an Randdünen, sehr hoher Wasserstand, "Nordfrieslandflut"
16.12.1982	Vordünenverluste
18.1.1983	Vordünen teilweise komplett zerstört
3.1./24.11.1984	Abbrüche an Randdünen
6.11.1985	starke Abbrüche vor Lister Kurhalle
1988/1989	starke Dünenverluste an der Hörnum-Odde
Jan./Feb. 1990	Orkankette, starke Abbrüche an Spülkörpern und den Inselenden, Randdünen durchbrüche in Puan Klent
28.01.1994	Orkankette, starke Abbrüche an Randdünen, sehr hoher Wasserstand, "Nordfrieslandflut"
1999/2000	Starke Verluste der Vordünen, Abbruch am Roten Kliff

## 5 Prognostische Entwicklung der zukünftig möglichen Inselgestalt

### 5.1 Grundlagen

#### 5.1.1 Datenbasis

Entlang der Sylter Westküste werden seitens des Amt für Ländliche Räume (ALR) in Husum alle 500 m küstennormale Profile von ca. 100 m landseitig des Dünenfußes bis zur ca. 8 m Tiefenlinie aufgenommen. Eine synoptische Aufnahme der gesamten Westküste wurde im Jahre 1992 durchgeführt. Diese Vermessungsdaten bilden die topographische Ausgangslage für die Küstenentwicklung. Auf Grundlage weiterer zahlreicher Vermessungen und intensiver Untersuchungen in vorangegangenen Projekten konnte die Küste in sieben unterschiedliche morphodynamische Einheiten eingeteilt werden. Aufgrund der guten Kenntnisse der Westküstenmorphologie wurde für jede Einheit, bzw. für jeden Küstenabschnitt ein "charakteristisches" Profil aus der Westküstenvermessung von 1992 ausgewählt. Die korrespondierenden Korngrößen wurden aus den Daten des Projektes "Optimierung des Küstenschutzes auf Sylt" (1986-1993) gewonnen.

Seegangs- und Wasserstandsdaten werden seit dem 1.10.1986 am Meßpfahl Westerland aufgezeichnet. Diese Daten wurden nach Aufbereiten durch das Institut für Wasserbau der Universität Rostock in entsprechender digitaler Form zur Verfügung gestellt.

Aus den vom ALR zur Verfügung gestellten topographischen Daten (Westküstenvermessung 1992, Ostküstenvermessung 1994, Vermessung des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie, 1994 und 1996, Königshafenvermessung 1996) sowie der digitalen Erfassung der Deutschen Grundkarte konnte ein digitales Geländemodell (DGM) von Sylt erstellt werden (Auflösung 10 x 10 m), welches erstmalig die aktuelle Gesamttopographie in hochauflösender Form beinhaltet.

Aus diesem extrem hochauflösenden DGM wurde auf Grundlage der Rückgangsraten des ALR die Masse ermittelt, die in 100 Jahren aus der Düne erodiert wurde. Vorausgesetzt wurde, daß die mittlere Dünenhöhe der vergangenen 100 Jahren der mittleren Dünenhöhe von heute entspricht und erodiert werden würde. Auf Grundlage der Rückgangsraten im 500 m Abstand ergab sich eine Menge von 405.470 m<sup>3</sup> Sand/Jahr für die Westküste zwischen dem Ellenbogen und der Hörnum-Odde. Der Verlust der Hörnum-Odde und der Anwachs des Ellenbogens sind hierbei nicht berücksichtigt. Der Verlust des Vorstrandes konnte mit 700.000 m<sup>3</sup> anhand der kritischen Tiefe ermittelt werden (durchschnittlicher Küstenrückgang von 1,75 m/Jahr, Küstenlänge 40 km, kritische Tiefe - 10 m), so daß ein Sedimentverlust von 1,14 Millionen m<sup>3</sup> Sand/Jahr zu erwarten ist.

1992 und 1999 konnten durch das ALR synoptische Vermessungen der gesamten Westküste von Sylt durchgeführt werden. Der Vergleich ergab einen Sedimentverlust von 1,078 Millionen m<sup>3</sup>/Jahr unter Berücksichtigung der Sandvorspülungen. Interessant ist die Verteilung der Sandverluste im Vergleich der Ergebnisse des ALR und der Auswertung aus dem DGM. Obwohl die Gesamtmenge nahezu identisch ist, sind die Verlustzonen doch stark unterschiedlich. In der ALR-Auswertung liegen die Verluste überwiegend oberhalb der MTNW-Linie, wohingegen bei der Analyse aus dem DGM die Verluste überwiegend im Vorstrand liegen. Anscheinend wird die in die Küste durch Wellen eingetragene Energie durch einen Sedimentverlust von ca. 1,1 Millionen m<sup>3</sup> umgesetzt. Geschah dies früher durch Energiedissipation überwiegend im Vorstrand, so finden die Prozesse heute anscheinend auf dem Strand bzw. in den Spülkörpern statt. Durch den jetzt schon beobachteten Meeresspiegelanstieg (seit Anfang der sechziger Jahre) wurde die Energiedissipation vom Vorstrand teilweise auf den Strand verlagert. Hier wird jetzt ein Ungleichgewichtsprofil durch die relativ steilen Vorspülkörper angegriffen und die Energiedissipation wird flächig begrenzt. Ohne Vorspülkörper wären somit die Dünenabbrüche gegenüber früher angestiegen. Dies zeigt einmal mehr, daß eine Kombination aus Sandvorspülung und Riffverstärkung eine sehr effektive Maßnahme zur Umsetzung der Wellenenergie darstellt.

## 5.1.2 Klimaszenarien

Die Beschreibung des Klimas beruht auf einer Zusammenfassung und Mittelung meteorologischer Daten über einen längeren Zeitraum (mind. 30 Jahre) und ist somit vom Prinzip her retrospektiv. Für die Analyse und Bewertung des Klimawandel sind jedoch Beschreibungen von Trends von Bedeutung, die aus Vergangenheit und Gegenwart „nach vorne“ blicken. Für die Extrapolation von künftigen Klimatrends sind komplexe Klimamodelle erforderlich, deren Entwicklung in den letzten 10 Jahren große Fortschritte erzielte.



Aus der Kenntnis naturgesetzlicher Zusammenhänge und der laufenden Erhebung globaler klimatologischer Daten werden mathematische Modelle entwickelt, die auf der Grundlage des gegenwärtigen Klimas das zukünftige Klimageschehen möglichst wirklichkeitsgetreu abzubilden versuchen. Entsprechend dem Stand der Modellierungs- und Rechner-technik ist eine Tendenz in Richtung höherer regionaler Auflösung der Klimamodelle zu verzeichnen: Basierten die früheren Modelle auf relativ weitmaschigen Gitternetzen, welche kaum regionale Aussagen (unterhalb 1000 km Auflösung) zuließen, so ist die aktuelle Entwicklung in der Klimaforschung dadurch gekennzeichnet, daß die Modelle auch „kleinere“ räumliche Ausschnitte abbilden können. Immer jedoch setzt die Modellierung künftiger Trends eine Reihe von Annahmen bezüglich anthropogener Steuerungsfaktoren voraus (vgl. Lohmann 1999; v. Storch et al. 1999).

Auf dieser Basis setzt die Kopplung von Klima- und Klimafolgenforschung an: Ausgehend von bestimmten Annahmen bezüglich der globalen Bevölkerungsentwicklung, des künftigen Energieverbrauchs sowie der zukünftigen wirtschaftlichen Entwicklung werden vom IPCC verschiedene Emissions-Szenarien abgeleitet (meist 6), die von einer unterschiedlichen Zunahme der CO<sub>2</sub>-Anteile bzw. anderer Treibhausgase in der Atmosphäre ausgehen. Auf diese Weise erhält man ausgerichtet auf einen bestimmten Zeitraum (meist bis 2100) Angaben über die zukünftig zu erwartenden CO<sub>2</sub>-Konzentrationen und nimmt diese Mengen als Eingangsgrößen für Klimamodelle. Diesen liegt die Annahme zugrunde, daß sich ein erhöhter CO<sub>2</sub>-Gehalt in der Atmosphäre mittel- bis langfristig in einer Erhöhung der globalen Durchschnittstemperatur auswirkt. Diesen globalen Zirkulationsmodellen, welche eine Kopplung der komplexen physikochemischen Wechselwirkungen in der Atmosphäre und in den Ozeanen erfassen und simulieren können, kommt somit eine zentrale Bedeutung zu.

Für den Kontext der Fallstudie Sylt stellt sich die Frage, inwieweit man regionalbezogene Aussagen aus den global konzipierten Klimamodellen ableiten kann. Die Entwicklung der Klimamodelle gestattet zwar, wie oben gesagt, zunehmend höhere räumliche Auflösungen – der hier betrachtete Raum Norddeutschland (terrestrisch) und Deutsche Bucht (marin) ist aber bisher immer noch zu „klein“, um hinreichend exakte Aussagen aus den Modellen abzuleiten. Aus diesem Grund mußten in der Planungsphase bzw. direkt zu Beginn der Fallstudie plausible „Arbeits-Szenarien“ festgelegt werden. Dies sollte mit einem externen Forschungsprojekt, welches an der GKSS angesiedelt war, erfolgen.

Die plausiblen Szenarien der künftigen Klimaentwicklung (siehe nachfolgende Tabelle) wurde mit der Fallstudie Weserästuar (siehe Einleitung) abgestimmt, um die Möglichkeit des späteren Ergebnisvergleichs zu erhalten. Nicht alle angeführten Parameter sind für alle Teilvorhaben der Fallstudie Sylt gleichermaßen relevant. Je nach Anspruch wurden die Angaben für einzelne Parameter berücksichtigt bzw. weiterverarbeitet. Der Bezugszeitraum ist hier das Jahr 2050, zum Teil wurden die Angaben für einzelne Parameter in einigen Teilvorhaben linear bis zum Jahr 2100 verlängert.

Tabelle 2: Fallstudie Sylt – plausible Szenarien (Zeitraum bis 2050)

Parameter	Szenario 1	Szenario 2	Szenario 3
<b>Meeresspiegel Anstieg</b>	+ 15 cm (säkular)	+ 15 cm (säkular) + 20 cm (anthropogen)  = + 35 cm	+ 15 cm (säkular) + 40 cm (anthropogen)  = + 55 cm
<b>Gezeiten (Tidenhub)</b>	+ 10 cm (säkular)	+ 10 cm (säkular) + 10 cm (anthropogen)  = + 20 cm	+ 10 cm (säkular) + 20 cm (anthropogen)  = + 30 cm
<b>Wind / Stürme</b>	Extrapolation heutige Verteilung	5% Intensitätszunahme (insgesamt und für Kategorie Beaufort 12), Richtungsmaximum 270 <sup>0</sup>	10% Intensitätszunahme (insgesamt und für Kategorie Beaufort 12), Richtungsmaximum 300 <sup>0</sup>
<b>Sturmfluten</b>	Extrapolation der heutigen Höhen- / Häufigkeitsverteilung	10% längere Standzeit, 10% Häufigkeitszunahme	15% längere Standzeit, 15% Häufigkeitszunahme
<b>Temperatur (Atmosphäre)</b>	Extrapolation heutige Temp.	+ 1,5 K	+ 2,5 K
<b>Niederschlag</b>	Extrapolation heutige Verteilung	8% Steigerung, Zuwachs im Winterhalbjahr	15% Steigerung, Zuwachs im Winterhalbjahr

Diese plausiblen Szenarien sollten in der Folgezeit so weit wie möglich für die Insel Sylt konkretisiert werden. Sie basieren im wesentlichen auf den Szenarien des IPCC von 1996.

Trotz der Möglichkeit, die Ergebnisse globaler Klimamodelle auch in regionale Szenarien einfließen zu lassen, zeigt sich insgesamt, daß die von der GKSS zur Verfügung gestellten Daten insbesondere als Input für die spezifischen Untersuchungen um Sylt (Teilvorhaben Geologie und Wasserbau) nur in unzureichender räumlicher und zeitlicher Auflösung vorliegen. In den genannten Teilvorhaben stehen geeignetere Daten für die Auswertung zur Verfügung. Für die sozialwissenschaftlichen Teilvorhaben sind darüber hinaus (a) die plausiblen Szenario-Annahmen hinreichend und (b) die detaillierten Aussagen der Teilvorhaben Geologie und Wasserbau von größerem Nutzen als die Daten bzw. Ergebnisse aus den im Verhältnis dazu "gröberen" Informationen seitens des GKSS-Projektes (Shackley et al. 1998).

Somit muß konstatiert werden, daß die Daten, die von der GKSS zur Verfügung gestellt wurden, nur in gewissem Umfang den erwünschten Nutzen erbracht haben, zumal die Aufbereitung und Bearbeitung der Daten die Kapazitäten der Teilvorhaben der „Fallstudie Sylt“ überstieg.

Hieraus folgt, daß insbesondere die für die Teilvorhaben Wasserbau und Geologie benötigten spezifischeren Daten nicht verfügbar waren. Weil die regionalisierten Modelle nicht die für die Berechnungen notwendigen Parameter in der gewünschten Auflösung bereit stellen konnten und keine hinreichend genauen Angaben zur Lokalisation sowie zum Bezugsniveau enthielten, wurden mögliche Entwicklungsvarianten in Konkretisierung der Szenarien definiert. Die Windverhältnisse beispielsweise werden aus den Berechnungen der Klimamodelle für das Jahr 2050 durch die Windgeschwindigkeit abgebildet. Diese Informationen reichten allerdings für die durchzuführenden Berechnungen nicht aus, da auch die Windrichtung einen maßgeblichen Einfluß auf das Seegangs- und Sedimenttransportgeschehen hat. Eine differenzierte bzw. regionalisierte Analyse der notwendigen Parameter (Windgeschwindigkeit und –richtung sowie Wasserstand) für das Jahr 2050 liegt somit nicht vor. Daher mußte ein eher pragmatisches Vorgehen im Sinne einer Parameterstudie gewählt werden, um die Einflüsse möglicher klimatischer Veränderungen untersuchen zu können. Es wurden einige Bedingungen für die genannten Vorhaben definiert.

Für die Windverhältnisse wurde angenommen, daß sich sowohl die Windgeschwindigkeiten als auch die Windrichtungen verändern können. Für die Untersuchungen wurden diejenigen Parameter verändert, die mit der höchsten Wahrscheinlichkeit für Veränderungen des Sedimenttransports sorgen können.

Die Ergebnisse der Varianten A bis E (siehe Tab. 3) ergaben im vorliegenden Teilprojekt keine signifikanten Veränderungen der Inselgestalt, so daß erweiterte Annahmen für den Seegang (Wellenhöhe und Wellenrichtung) getroffen werden mußten (Variante F - J). Diese Varianten machen deutlich, daß für das Wellenklima vor Sylt die Ansätze nach dem Shore Protection Manual (CERC 1984) nur eingeschränkt gelten, da für statistische Betrachtungen dieses Ansatzes nur Angaben zum ausgereiften Seegang verwendet werden können, d.h. keine weitere Modifizierungen des Seegangs durch veränderte Windwirklänge oder Windwirkdauer. Der Wasserstand wurde gemäß der anerkannten Untersuchungen zum globalen Meeresspiegelanstieg variiert.

Tabelle 3: Varianten der Veränderlichkeit des Windes und des Wasserstandes

Variante	Wind-		Wellen-		Wasserstands- änderung
	geschwindigkeit	richtung	Höhe	richtung	
A	+10% aus West bis Nord	-	-	-	-
B	+10% aus Süd bis West	-	-	-	-
C	+10% aus West bis Nord	verschwenken um +10° nach Nord	-	-	0,00 bis 0,50m
D	+10% aus Süd bis West	verschwenken um +10° nach Süd	-	-	0,00m bis 0,50m
E	-	-	-	-	0,00m bis 1,00m
F	-	-	10% Erhöhung der Wellenhöhen in den westlichen Sektoren	-	0,00m bis 0,50m
G	-	-	-	Änderung des Wellenklimas um 10° nach Nord	0,00m bis 0,50m
H	-	-	-	Änderung des Wellenklimas um 10° nach Süd	0,00m bis 0,50m
I	-	-	Erhöhung der Wellenhöhen um 10%	Änderung des Wellenklimas um 10° nach Nord	0,00m bis 0,50m
J	-	-	Erhöhung der Wellenhöhen um 10%	Änderung des Wellenklimas um 10° nach Süd	0,00m bis 0,50m

Die definierten Varianten weisen Eintrittswahrscheinlichkeiten auf, die durch bestehende Meßzeiträume nicht quantifiziert werden können. Sie sind aber plausible klimatische Veränderungen, die in der Zukunft eintreten können und deren möglichen Auswirkungen auf dieser Grundlage schon zu diesem Zeitpunkt eingeschätzt werden können.

## 5.2 Numerische Modellierung

Numerische Modelle können unter gewissen Umständen helfen, mögliche Entwicklungen aufzuzeigen. Hierfür ist es jedoch notwendig, daß genügend Naturdaten und Verifizierungsmöglichkeiten vorhanden sind. Unter der Voraussetzung, daß sich die physikalischen Gesetze nicht ändern, sind nach einer entsprechenden Kalibrierung und Verifizierung des Modelles Entwicklungsaussagen möglich. Da die Natur aber derart komplex ist, können die heutigen Modelle, und auch die in naher Zukunft, nicht alle Naturphänomene berücksichtigen, so daß, je nachdem wie komplex ein System ist, die Aussagen dementsprechend bewertet werden müssen. Hochdynamische Systeme, wie z. B. die an den Enden offene Sylter Westküste, lassen daher nur bedingt die Anwendung numeri-

scher Lösungen zu. Nach dem Stand der Modelltechnik liegen jedoch für Sylt optimale Rahmenbedingungen in Form von einer breiten und weit zurückreichenden Datenbasis vor, die zumindest die Richtung und Größenordnung von zukünftigen Entwicklungen aufzeigen kann. Wo keine numerische Modellierung möglich ist, wie z. B. an der Ostseite von Sylt, muß auf andere Möglichkeiten der Prognose zurückgegriffen werden. Dies geschieht überwiegend mit morphodynamischen Studien.

Eine Vielzahl mehr oder minder komplexer numerischer Modelle wird heute in der Ingenieurspraxis angewandt. Die beiden weltweit führenden sind dabei das Modell des Delft Hydraulic Institute und das des Danish Hydraulic Institute. LITPACK, das Modell des Danish Hydraulic Institute, konnte schon in der Vergangenheit erfolgreich an der Westküste von Sylt angewandt werden, und kam daher in dieser Studie ebenfalls zur Anwendung.

Bevor mit einer numerischen Modellierung begonnen werden kann, sollten folgende Rahmenbedingungen geklärt werden:

- welches Gebiet eignet sich für eine Modellierung; für Sylt ist dies der Bereich zwischen dem Querwerk Hörnum und dem Deckwerk am Lister Ellenbogen. Die Inselenden lassen sich aufgrund der komplexen Verhältnisse aus Überlagerung von Tideströmung, Welle und Wind mit diesem Modell nicht bearbeiten;
- Datenverfügbarkeit; die Datenverfügbarkeit von der Sylter Westküste dürfte wohl einmalig im Nordseeküstenraum sein, so daß hier gute Voraussetzungen für das Betreiben des Modelles gegeben sind;
- ist eine Kalibrierung und Verifizierung des Modelles möglich; Aufgrund langer Zeitreihen und guter Datenbasis ist eine Kalibrierung und Verifizierung für Sylt möglich;

LITPACK ist modular aufgebaut. Das Grundmodul STP berechnet den Sedimenttransport nach dem Grenzschichtmodell von ENGELUND & FREDSOE (1976) in jedem beliebigen Punkt auf einem küstennormalen Profil. Der Sedimenttransport wird mit dem lokalem Wellenklima, den Strömungsverhältnissen, der Korngrößenverteilung, der küstenparallelen und küstennormalen Profilneigung etc. ermittelt. STP ist ein hochauflösendes intra-Wellen-Perioden-Modell welches die zeitabhängige Verteilung von suspendierter Fracht und Sohlentransport berücksichtigt. Der Transport am Boden wird durch folgende Gleichung beschrieben:

$$q = \frac{u^2}{(s-1)gd} \Rightarrow q_B = \frac{1}{T} \int_0^T f(q) dt$$

$\theta$	Shields Parameter
$u$	Schubspannungsgeschwindigkeit
$s$	relative Sedimentdichte
$g$	Erdbeschleunigung
$d$	Korndurchmesser
$q_B$	Fracht am Boden

Der Transport in Suspension wird beschrieben durch die Sedimentkonzentration  $C$ :

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ \epsilon_s \frac{\partial C}{\partial z} \right] + w \frac{\partial C}{\partial z}$$

$C$	Sedimentkonzentration
$z$	senkrechte Koordinate (Null am Boden)
$\epsilon_s$	Turbulenzdiffusionskoeffizient
$w$	Sinkgeschwindigkeit

$\epsilon_s$  wird gleich der turbulenten Eddy-Viskosität des Strömungsfeldes gesetzt. Die Randbedingung dicht am Boden ist gegeben durch die Konzentration am Boden  $C_B$  bei  $z = 2d$ .  $C_B$  bestimmt sich nach BAGNOLD (1954) als Funktion von  $\theta$ . Es wird dabei davon ausgegangen, daß eine gewisse Sedimentkonzentration erforderlich ist, um die Schubspannung auf den Boden zu übertragen (Korn-Korn-Wechselwirkung). Der Transport in Suspension  $q_s$  berechnet sich als Produkt aus Sedimentkonzentration und Strömungsgeschwindigkeit  $U$  gemittelt über die Wellenperiode  $T$ :

$$q_s = \frac{1}{T} \int_0^T \int_{0}^{2d} C U dy dt$$

$T$	Wellenperiode
$U$	Strömungsgeschwindigkeit
$D$	Wassertiefe

Als Ergebniss liefert LITDRIFT eine deterministische Beschreibung der küstennormalen Verteilung des küstenparallelen Sedimenttransportes für ein nicht gleichförmiges küstennormales Profil ebenso wie eine Beschreibung des Sedimenthaushaltes. LITDRIFT ist ein deterministisches numerisches Modell welches aus einem hydrodynamischen und dem STP Teil besteht. Der hydrodynamische Teil beinhaltet eine Beschreibung des Fortschreitens, shoaling und Brechen der Wellen, die Berechnung des radiation-stress Gradienten, Gleichgewichtsbedingungen für küstennormale und küstenparallele Richtungen mit einem Wellen set up und der Strömungsgeschwindigkeit (DEIGAARD et al 1988, FREDSOE 1984):

$$\tau_b - \frac{d}{dy} \left[ \rho E D \frac{du}{dy} \right] = - \frac{ds_{xy}}{dy} + \tau_w + \tau_{cur}$$

$\tau_b$	Boden-Schubspannung abhängig vom Brandungsstrom
$\tau_w$	Schubspannung durch Wind
$\tau_{cur}$	Schubspannung durch Strömung
$\rho$	Dichte von Wasser
$E$	Impulserhaltungskoeffizient
$D$	Wassertiefe
$s_{xy}$	küstenparallele Komponente vom 'radiation stress'

LITLINE beschreibt die Küstenlinienveränderung in Abhängigkeit vom Wellenklima als Zeitserie. Die küstenparallele Sedimenttransportrate an einem definierten Punkt stellt dabei eine Funktion vom Wellenklima, Strömungsgeschwindigkeit, küstennormalem Profil (Neigung), Sedimenteigenschaften und Küstenlinienorientierung dar. Das Model

basiert auf einer sogenannten "One-Line-Theorie", wobei davon ausgegangen wird, daß das küstennormale Profil während Erosion/Sedimentationsphasen konstant bleibt. Dies bedeutet, daß die Küstenmorphologie über die Küstenlinie und den Abstand eines definierten Punktes im Profil beschrieben wird. Für Einzelereignisse trifft diese Annahme mit Sicherheit nicht zu. Mittel- und längerfristig wird sich aber ein mittleres Profil einstellen, welches auch als Grundlage für die Modellierung diene. Grundlage hierfür ist die Kontinuitätsgleichung für das Sedimentvolumen:

$$\frac{\partial y_c}{\partial t} = -\frac{1}{h_{act}} \frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{Q_{sou}}{h_{act} \Delta x}$$

$y_c$	Küstenlinienposition
$t$	Zeit
$Q$	küstenparallele Sedimenttransportrate
$x$	küstennormale Position
$Q_{sou}$	Sedimenteinfuhr
$h_{act}$	die totale Höhe des aktiven Profiles (abhängig von: aktive Tiefe des Profiles, aktive Höhe des Strandes oberhalb MTHW, Dünen die erodiert aber nicht wieder aufgebaut werden)

Für die praktische Umsetzung der Modellierung zukünftiger möglicher Küstenentwicklungen wurde eine Basislinie parallel zur Dünenkante definiert. Alle 500 m wurde hierauf senkrecht das zugehörige Profil eingegeben. Das Profil reicht von ca. 100 m landwärts des Dünenfußes (+3,75 m Linie) bis ca. -8 m Wassertiefe. Der Punktabstand auf dem Profil beträgt 10 m. Zu jedem Punkt wurde die zugehörige Korngröße eingegeben. Desweiteren wurden Bodenformparameter, wie Rippelhöhe und -abstand, Rauigkeit etc. berücksichtigt. Aus programmtechnischen Gründen wurde die Westküste in einen nördlichen und einen südlichen Bereich eingeteilt. Die Grenze liegt in Westerland vor der Ufermauer. Die Ufermauer selbst wurde als einziges Küstenschutzbauwerk berücksichtigt, da die Bühnen an der Westküste keine Wirkung zeigen. Das Tetrapodenquerwerk in Hörnum und das Deckwerk in List liegen ausserhalb des Modellgebietes. Die Tiefenlinien werden als Winkel zwischen küstennormalem Profil und Tiefenlinie im Modell berücksichtigt.

Als Wellenklima wurde die Zeitreihe von 1986 bis 1997 des Meßpfahles und der Wellenmeßboje vor Westerland verwandt. Die Wellen wurden als rayleigh-verteilt angenommen. Der Sedimenttransport in brechenden Wellen wurde nach der Stokeschen Theorie erster Ordnung berechnet.

## 5.2.1 Kalibrierung

Die Westküste wurde in sieben morphodynamische Einheiten eingeteilt, wie sie aus dem Projekt "Optimierung des Küstenschutzes auf Sylt" definiert worden waren. Diese Einheiten stimmen auch mit denen in der Fortschreibung des Fachplanes Sylt des ALR vorgenommenen Einteilung überein. Für jede Einheit wurde ein charakteristisches Profil aus den Vermessungsdaten ermittelt und als Eingangsbedingung für die Modellierung verwandt. Mit den oben genannten Parametern ergab LITDRIFT schon nach den ersten Testläufen ein Sedimentbudget von 1,1 Millionen m<sup>3</sup> Verlust je Jahr, so daß hier keine weitere Kalibrierung notwendig wurde.

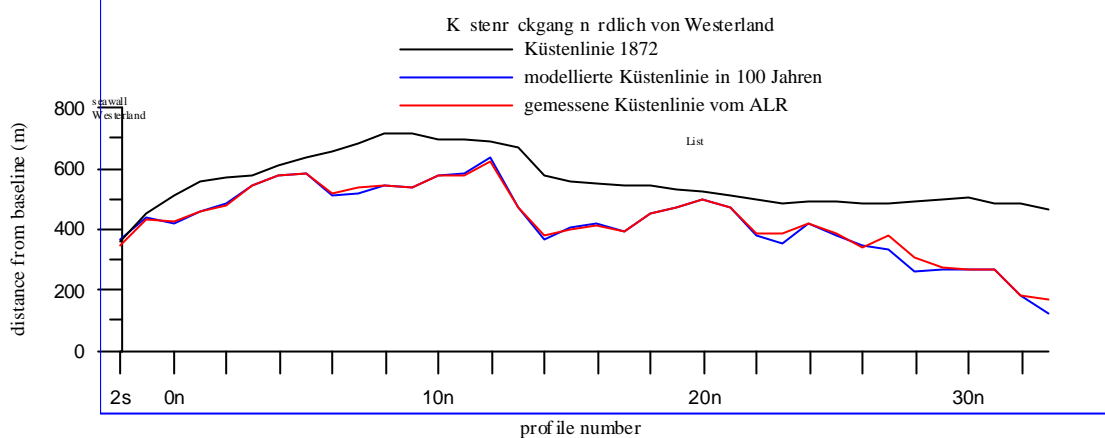


Abbildung 17: Verifizierung des Modelles für den Küstenabschnitt nördlich Westerlands; die Daten des ALR stammen aus einer ca. 120 jährigen Zeitreihe (1876-1997)

Die Kalibrierung des Modules LITLINE erfolgte aufgrund der Rückgangsraten, die vom ALR aus der Vermessungszeitreihe 1878 bis 1996 gewonnen wurden. Dieser relativ lange Zeitraum wurde gewählt, um kurzfristige Schwankungen in den Rückgangsraten herauszumitteln. Wie oben schon erwähnt, wurde die Westküste in einen nördlichen und einen südlichen Bereich eingeteilt. Die Sedimentübergabe von einem Teil in den anderen erfolgte als einmalige Sedimenteingabe in den entsprechenden anderen Teil des Modellgebietes. Bezugspunkt für die Küstenlinie ist die +3,75 m Linie, die seitens des ALR als Uferlinie definiert ist. Diese entspricht in etwa dem höchsten Tidehochwasser. Der Hauptkalibrierungsparameter ist die aktive Tiefe des Profiles, über die der Sedimenttransport gesteuert werden konnte. Dieser Parameter mußte für jedes der 40 Profile individuell ermittelt werden. Das Kalibrierungsergebnis ist in Abbildung 17 exemplarisch für den nördlichen Küstenabschnitt dargestellt. Ebenso konnte eine ausreichende Kalibrierung für den Südtteil erfolgreich durchgeführt werden.

Eine Klimaveränderung findet nicht sprunghaft statt. Daher mußte ein Weg gewählt werden, der die Szenarienbedingungen erst im Jahre 2050 erreicht. LITPACK läßt es zwar zu, das Zeitfenster beliebig lang zu wählen, es wird aber mit dem selben Wellenklima über die gesamte angegebene Zeitspanne gerechnet. So war es notwendig, daß Modell jeweils in Jahresschritten neu mit veränderten Inputdaten zu betreiben. Da dies ein sehr zeitaufwendiger Iterationsprozess ist, wurde exemplarisch an einem Teilabschnitt eine Sensitivitätsanalyse vorgenommen. Hierbei ergab sich, das eine Modellierung in 10 Jahresschritten nur eine Abweichung von weniger als 2% gegenüber der jährlichen Modellierung ergaben. Diese Abweichung wurde als vertretbar angesehen. Die Veränderung der Szenarien wurde dabei als linearer Natur angenommen, d. h., daß nach 10 Jahren ein Fünftel der Veränderung eingetreten ist. Ein Aufsummieren der 10 Jahresergebnisse ergab dann den Rückgang im betrachteten Zeitfenster.



## 5.2.2 Parameterstudien

Über eine Vielzahl von Parametern lassen sich die Ergebnisse von numerischen Modellen beeinflussen. Um nun einen Eindruck bzw. ein Gefühl für die Signifikanz eines Parameters auf das Resultat zu bekommen, ist es sinnvoll einzelne Parameter in realistischen Größenordnungen zu verändern. Hierzu gehören z. B. Korngröße, Wassertemperatur, Bodenformen, Tideströmung, Profilform, Wasserstand, Wellenparameter etc.

Hierbei zeigte sich, daß eine Veränderung der Korngrößen im Rahmen des vorkommenden Spektrums (0,1 bis 1 mm) kaum Einfluß auf das Resultat hat. Die Sinkgeschwindigkeit des Sedimentes ist u. a. von der Temperatur des Wassers abhängig. Temperaturwerte zwischen 4° und 18° ergaben ebenfalls keine signifikante Veränderung der Resultate. Die Bodenform, d. h. Rippelkonstanten, Rauigkeitswerte etc. hatte ebenfalls kaum Auswirkungen auf das Ergebnis. Die Tideströmung von 0,3 m/sec wird durch die Turbulenz der brechenden Welle so stark überlagert, daß dieser Parameter ebenfalls kaum Veränderungen in der Sedimenttransportkapazität zeigte.

Der mittlere Wasserstand wurde auf Grundlage der oben angegebenen Szenarien um 0,25 m angehoben. Die Sedimenttransportkapazität verändert sich in diesem Fall hierbei nur geringfügig. Ausschlaggebend für die Erosionsprozesse ist aber die Verschiebung der Bereiche der maximalen Sedimenttransporte. Diese verlagern sich strandwärts. Die Riffbrandung nimmt ab und die Strandbrandung erhöht sich. Dies bedeutet für die Küstenentwicklung verstärkte Ausräumung des Strandes. Bei Erhöhung des bathymetrischen Profiles, das heißt bei einem Mitwachsen des Vorstrandes, finden verständlicher Weise keine Veränderungen statt. Für das Mitwachsen des Vorstrandes fehlen jedoch die entsprechenden Sedimentmengen. Ebenso wenig hat es in der Vergangenheit ein Mitwachsen des Seegrundes mit steigendem Meeresspiegel gegeben. Sonst müßte der flache Seegrund vor Sylt sich mehrere Kilometer nach Westen erstrecken. So ist nicht anzunehmen, daß sich das Vorstrandprofil dementsprechend erhöhen wird.

Absolut ausschlaggebend waren die Wellenparameter sowie die Geländeform, hier vor allem die Wellenanaufrichtung und die Profilform. Daher wurde auch besonderes Augenmerk auf die möglichst exakte Ermittlung dieser Parameter gelegt. Aus der Wellenstatistik wurden folgende Werte in das Modell übertragen:

- Häufigkeit des Ereignisses
- dazugehörige Periode
- dazugehörige Wellenhöhe
- dazugehörige Wellenanaufrichtung
- dazugehöriger Wasserstand

Die bathymetrischen Profile wurden der Vermessung von 1992 entnommen und mit vorliegenden langjährigen Profilaufnahmen vorangegangener Vermessungen verglichen und entsprechend der Charakterisierung eines Küstenabschnittes ausgewählt. Die Profile reichen von der ca. -10 m Linie bis ca. 100 m landwärts der +3,75 m Linie. Die Auflösung beträgt 10 m.

## 5.2.3 Ergebnisse der numerischen Modellierung

Als erster Schritt wurde eine Prognose unter der Voraussetzung durchgeführt, das sich die Erosionsprozesse der Vergangenheit, d. h. der letzten 120 Jahre bis zum Jahre 2050

genauso weiter fortsetzen würden wie bisher. Die mittleren Rückgangsraten der einzelnen Profile der durch das ALR zur Verfügung gestellten Zeitreihe wurden bis zum Jahre 2050 extrapoliert. Das Ergebnis ist auf Abb. 18 dargestellt. Die am stärksten betroffenen Gebiete sind die Bereiche List (südlich Strandhalle bis Deckwerk), Kliffende, Wenningstedt und Hörnum (siehe Anhang Tabelle 1).

Insgesamt wurden 5 Szenarien gerechnet. Diese sind:

- F) 10% Erhöhung der Wellenhöhen in den westlichen Sektoren ohne Veränderung der Windrichtung
- G) Änderung des Wellenklimas um 10° nach Nord
- H) Änderung des Wellenklimas um 10° nach Süd
- I) Änderung des Wellenklimas um 10° nach Nord und Erhöhung der Wellenhöhen um 10%
- J) Änderung des Wellenklimas um 10° nach Süd und Erhöhung der Wellenhöhen um 10%

Das Modul LITDRIFT ermittelt unter den oben angegebenen Szenarienbedingungen folgende Sedimentverluste im Jahre 2050:

Tabelle 4: Übersicht über die Sedimentverluste der einzelnen Varianten

Variante	Nordteil	Südteil	Gesamt
<b>Aktueller Sedimentverlust</b>	800.000	-300.000	1.100.000
<b>Änderung des Wellenklimas um 10° nach Nord, G</b>	195.000	-705.000	900.000
<b>Änderung des Wellenklimas um 10° nach Süd, H</b>	1.430.000	45.000	1.475.000
<b>10% Erhöhung der Wellenhöhen in den westlichen Sektoren ohne Veränderung der Richtung, F</b>	1.480.000	-470.000	1.950.000
<b>Änderung des Wellenklimas um 10° nach Nord und Erhöhung der Wellenhöhen um 10%, I</b>	370.000	-1.000.000	1.370.000
<b>Änderung des Wellenklimas um 10° nach Süd und Erhöhung der Wellenhöhen um 10%, J</b>	2.450.000	80.000	2.530.000

Die Verluste sind in m<sup>3</sup>/Jahr angegeben. Negativwerte bedeuten einen Sedimentverlust in südliche und positive Werte einen Sedimentverlust in nördliche Richtung. Der Nordteil umfaßt den Bereich vom Hotel Miramar bis zum Ellenbogen und der Südteil den Bereich vom Hotel Miramar bis zum Querwerk an der Hörnumer Odde. Deutlich wird in dieser Tabelle, welchen entscheidenden Einfluß die Windrichtung auf das Sedimenttransportgeschehen hat. Eine alleinige Erhöhung der Wellenhöhen um 10% führt zwar zu einer Erhöhung der Verluste von ca. 850.000 m<sup>3</sup>/Jahr, die zusätzlichen Verluste verteilen sich aber gleichmäßig proportional auf den Nord- und Südteil. Eine Verschiebung des Wellenklimas um 10° nach Norden, reduziert zwar den Sedimentverlust, der Bereich südlich Westerlands aber hat mehr als doppelt so hohe Verluste wie heute. Bei

einer Drehung des Wellenklimas um 10% nach Süden, erfolgt der Sedimentverlust ausschließlich in nördliche Richtung. Obwohl Sediment aus dem Südteil in den Nordteil verfrachtet wird, nimmt hier der Sedimentverlust von 800.000m<sup>3</sup> auf 1.480.000 m<sup>3</sup>/Jahr zu.

Bei einer Drehung des Wellenklimas um 10° nach Norden und einer 10%igen Erhöhung der Wellenhöhen steigen die Verluste im Südteil auf 1.000.000 m<sup>3</sup>/Jahr an. Nach Norden verlassen die Insel nur 370.000 m<sup>3</sup>. Die gravierensten Auswirkungen hat eine Drehung des Wellenklimas nach Süden mit einer gleichzeitigen Erhöhung der Wellenhöhen. Dann kommt es besonders im Norden zu erheblichen Verlusten von 2.450.000 m<sup>3</sup>/Jahr. Die Verluste im Süden hingegen sind nur gering. Dies würde aber bedeuten, daß die Hörnum-Odde keinen Sedimentnachschub mehr bekommt und der Ellenbogen massiv anwachsen würde.

Die Veränderung der Küstenlinie wurde anschließend mit dem Modul LITLINE ermittelt. Als Endschrift wurde das Jahr 2050 gewählt. Die Szenarienbedingungen wurden ebenfalls erst im Jahre 2050 erreicht. Es wurde davon ausgegangen, daß die Entwicklung linearer Natur ist. Aus programmtechnischen Gründen war es nicht möglich, fünfzig Teilschritte, also eine Rechnung pro Jahr, durchzuführen, sondern es wurde in 10 Jahresschritten gerechnet. Dies erwies sich anhand von Testläufen mit Jahresschritten, als ausreichend genau, da die Unterschiede nur wenige Dezimeter bis Meter ausmachten. Auf den Abbildungen 19 bis 24 sind die Küstenlinienentwicklungen bis zum Jahre 2050 für die einzelnen Varianten dargestellt. Die Küstenlinienentwicklung spiegelt dabei in hochauflösender Form die Sedimentverluste aus der obigen Tabelle wieder.

#### *Variante F*

Die Variante F wirkt sich überwiegend auf den Südteil von Sylt aus. Vom Tetrapodenquerwerk bis Puan Klent kommt es teilweise zu zusätzlichen Rückgängen von bis zu 2,5 m/Jahr (im Jahre 2050), so daß Rückgangsraten bis zu 4 m/Jahr auftreten. In Rantum Nord erhöhen sich die Rückgangsraten um ca. 1,7 m/Jahr und liegen hier im Jahre 2050 bei ca. 3 m/Jahr. Alle anderen Bereiche im Südteil, auch in Rantum, weisen nur eine geringfügige Erhöhung der Rückgangsraten von max. 0,6 m/Jahr auf (siehe Anhang Tabelle 2).

Im Nordteil treten die größten Erhöhungen der Rückgangsraten von Wenningstedt Nord bis ca. einen Kilometer nördlich Kliffende auf. Hier erreichen die Rückgangsraten im Jahre 2050 bis zu 4 m/Jahr, was einer maximalen zusätzlichen Erhöhung von 2,5 m/Jahr entspricht. In List Süd und nördlich der Strandhalle erhöhen sich die Rückgangsraten ebenfalls, hier aber nur zwischen 1 und 2 m/Jahr. Am geringsten ist der Bereich Westerland betroffen, wo die Erhöhung der Rückgangsraten unter 0,5 m/Jahr liegt.

#### *Variante G*

Eine Drehung des Wellenklimas um 10° nach Norden führt im Nordteil der Insel zu einer Abnahme der Rückgangsraten zwischen 0,1 und 0,8 m/Jahr im Jahre 2050. Eine Ausnahme bildet nur der Bereich zwischen Sturmhaube und Kliffende sowie nördlich der Strandhalle wo es zu einer leichten Erhöhung der Rückgangsraten kommt (siehe Anhang Tabelle 3).

Im Südteil hingegen nehmen die Rückgangsraten um bis zu 3,7 m/Jahr zu. Dies betrifft vor allem die Bereiche Rantum Nord, zwei Kilometer südlich Rantum und Puan Klent. Südlich des Campingplatzes in Hörnum kommt es zu einer Abnahme der Rückgangsraten von bis zu einem Meter pro Jahr im Jahre 2050.

#### *Variante H*

Eine Drehung des Wellenklimas um 10° nach Süden hat zur Folge, daß die Rückgangsraten sich im Norden nur leicht erhöhen und durchschnittlich nur einige Dezimeter betragen. Eine Ausnahme bildet nur der Bereich nördlich der Strandhalle in List (1,5 bis 3 m/Jahr) und Wenningstedt/Kliffende (2 m/Jahr, siehe Anhang Tabelle 4).

Im Südteil nehmen die Rückgangsraten teilweise stark ab. Am Ende des betrachteten Zeitfenster von 50 Jahren findet in Hörnum, Puan Klent und Rantum Nord sogar leichte Anlandung statt.

#### *Variante I*

Die Variante I führt zu ähnlichen Ergebnissen wie die Variante G, allerdings mit höheren Rückgangsraten. Die Veränderung der Rückgangsraten im Nordteil liegen mit Ausnahme Wenningstedt-Nord und dem Bereich nördlich der Strandhalle in List (Zunahme bis zu 3 m/Jahr im Jahre 2050) nur im Dezimeterbereich (siehe Anhang Tabelle 5).

Der Südteil hingegen weist eine drastische Erhöhung der Rückgangsraten auf. Teilweise liegt die Erhöhung zwischen 6 und 9 Metern/Jahr. Diese hohen Werte treten z. B. nördlich Rantum, nördlich Puan Klent und nördlich des Campingplatzes in Hörnum auf. In den dazwischen liegenden Bereichen liegt die Zunahme zwischen 3 und 4 Metern/Jahr. Zwischen Rantum und Westerland fällt die Zunahme mit nur einigen Dezimetern geringer aus. Auf Höhe des Campingplatzes in Hörnum ist sogar eine Abnahme zu verzeichnen.

#### *Variante J*

Bei dieser Variante kommt es im Nordteil der Insel besonders zwischen Wenningstedt-Nord und Klappholtal zu erhöhten Rückgängen. Die Erhöhung der Rückgangsraten liegt hier teilweise über 2 m/Jahr. In den Bereichen Westerland, Wenningstedt und List fällt die Zunahme moderater aus und beträgt hier größtenteils weniger als 1 m/Jahr (siehe Anhang Tabelle 6).

Der Südteil hingegen zeigt geringere Rückgangsraten gegenüber den aktuellen Werten auf. So kommt es teilweise im Jahre 2050 zu geringem Anwachs in Puan Klent und nördlich des Campingplatzes in Hörnum.

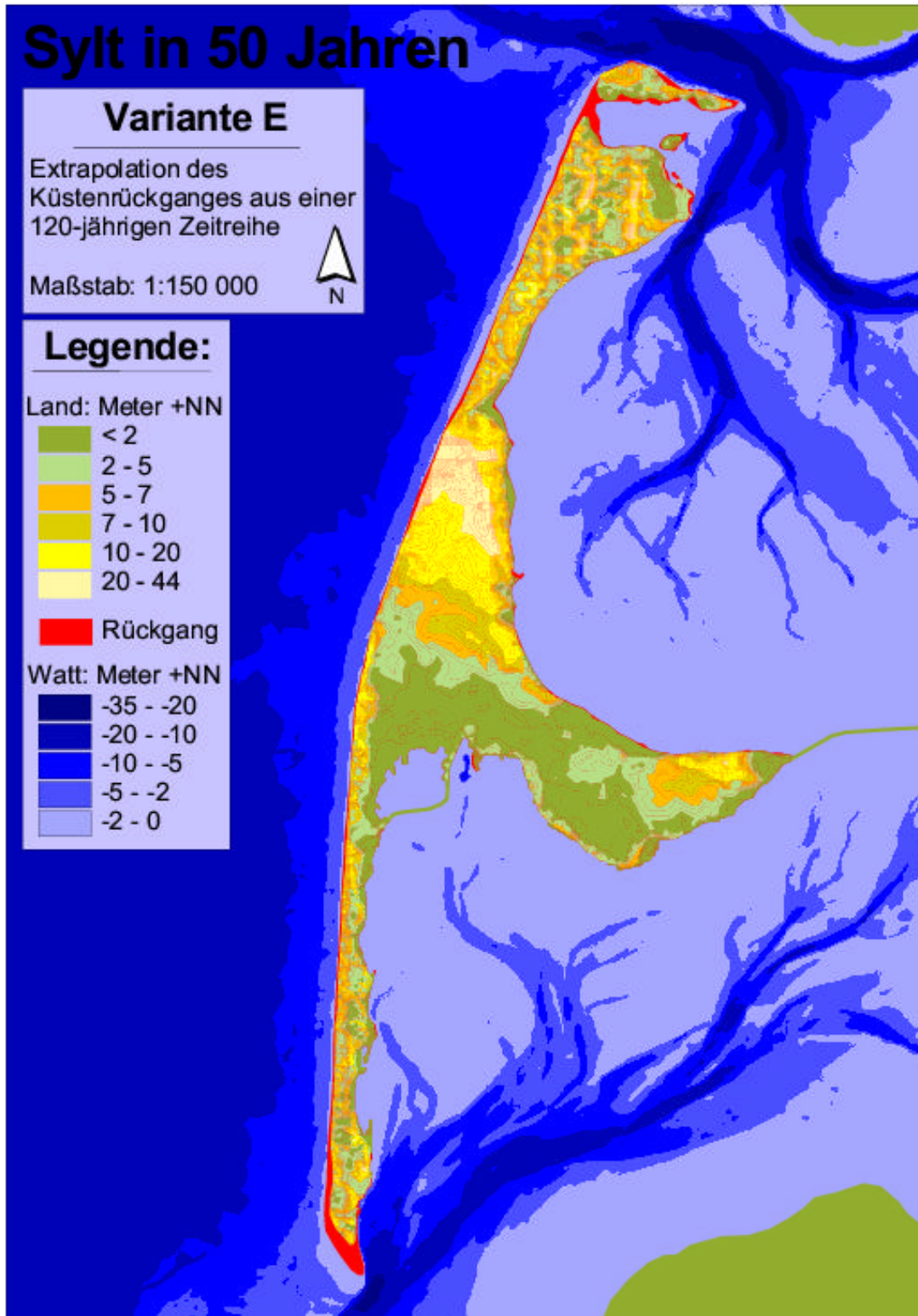


Abbildung 18: Küstenlinienentwicklung Variante E bis zum Jahre 2050 (ohne Küstenschutzmaßnahmen)

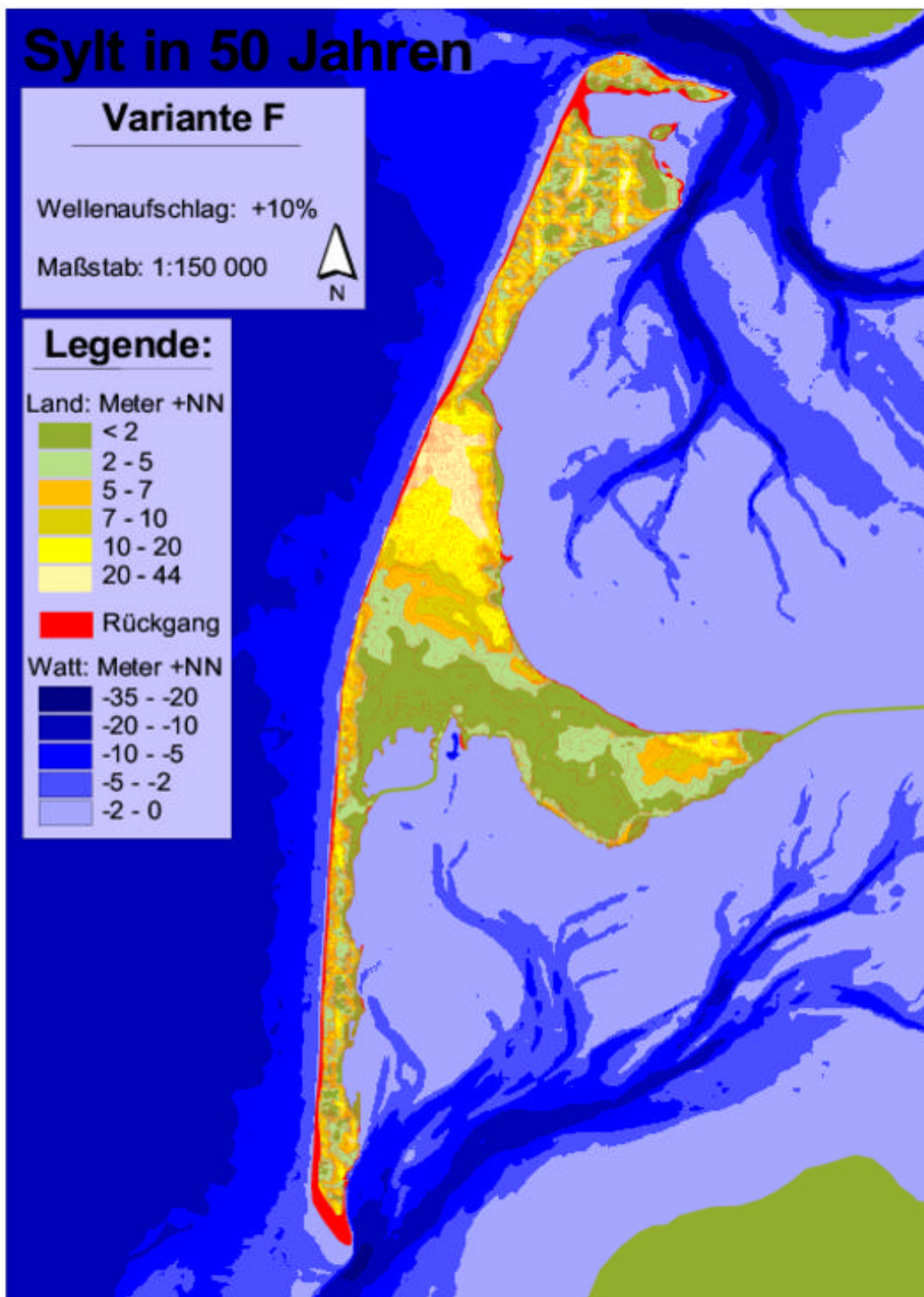


Abbildung 19: Küstenlinienentwicklung Variante F bis zum Jahre 2050 (ohne Küstenschutzmaßnahmen)

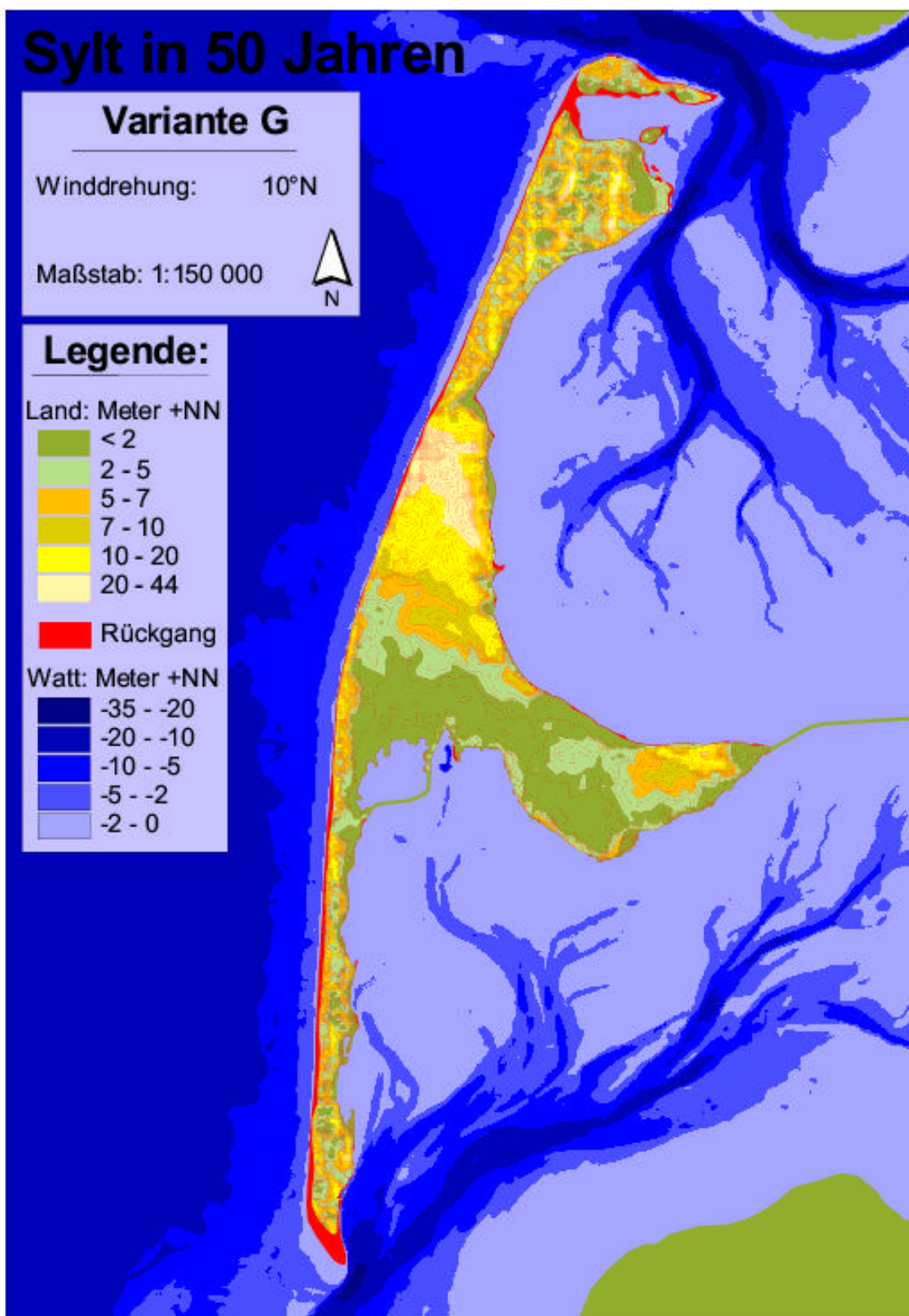


Abbildung 20: Küstenlinienentwicklung Variante G bis zum Jahre 2050 (ohne Küstenschutzmaßnahmen)

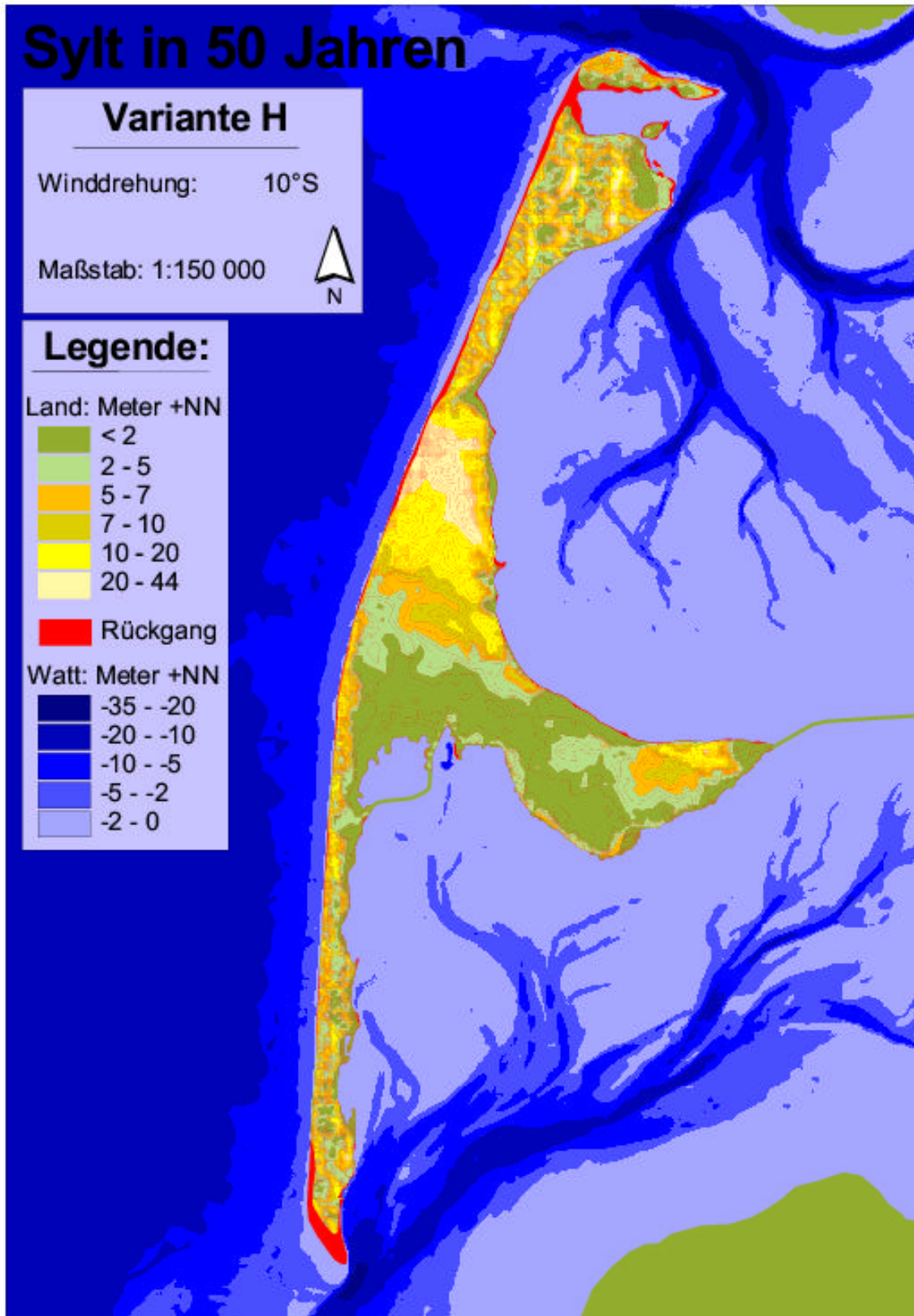


Abbildung 21: Küstenlinienentwicklung Variante H bis zum Jahre 2050 (ohne Küstenschutzmaßnahmen)



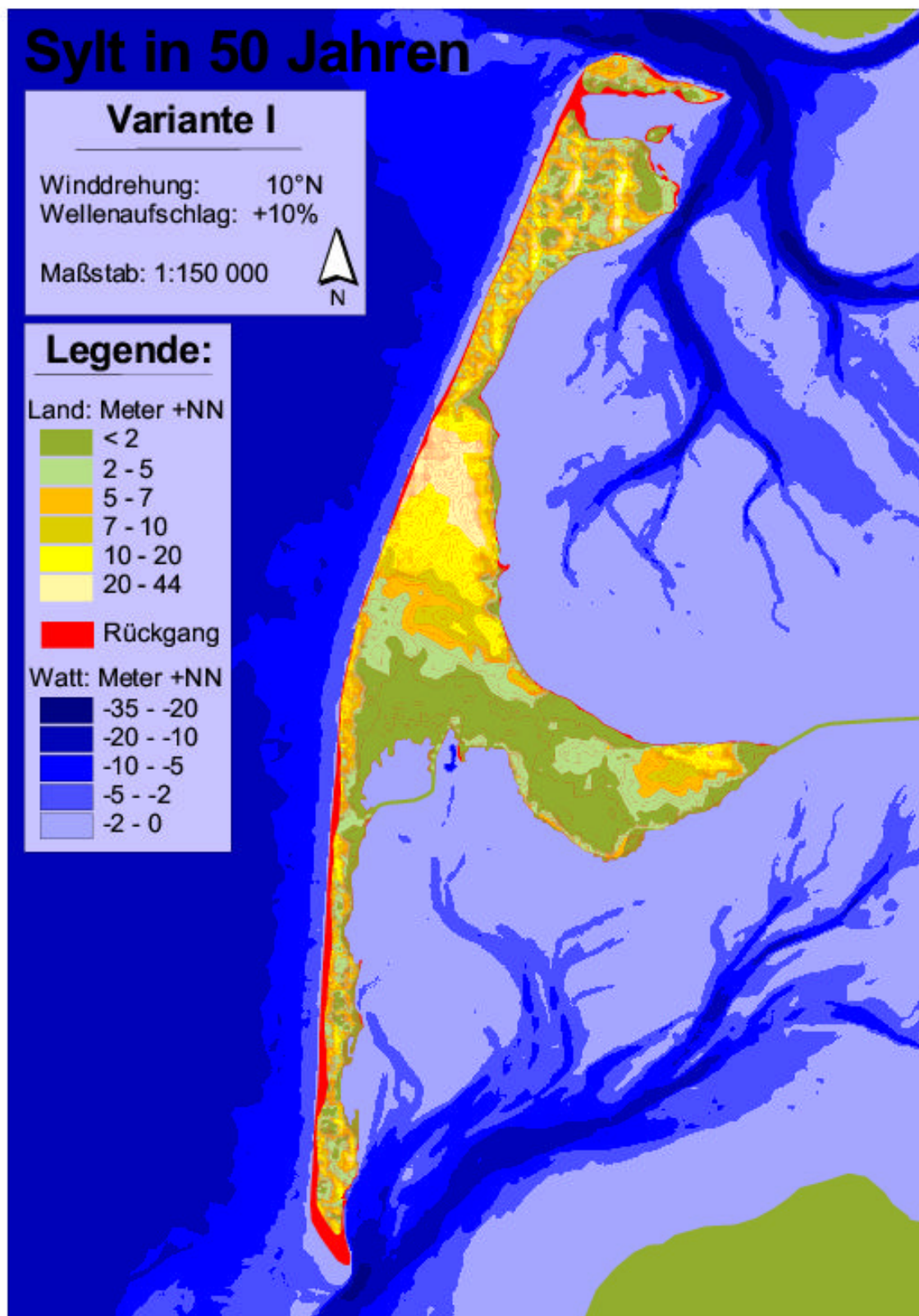


Abbildung 22: Küstenlinienentwicklung Variante I bis zum Jahre 2050 (ohne Küstenschutzmaßnahmen)

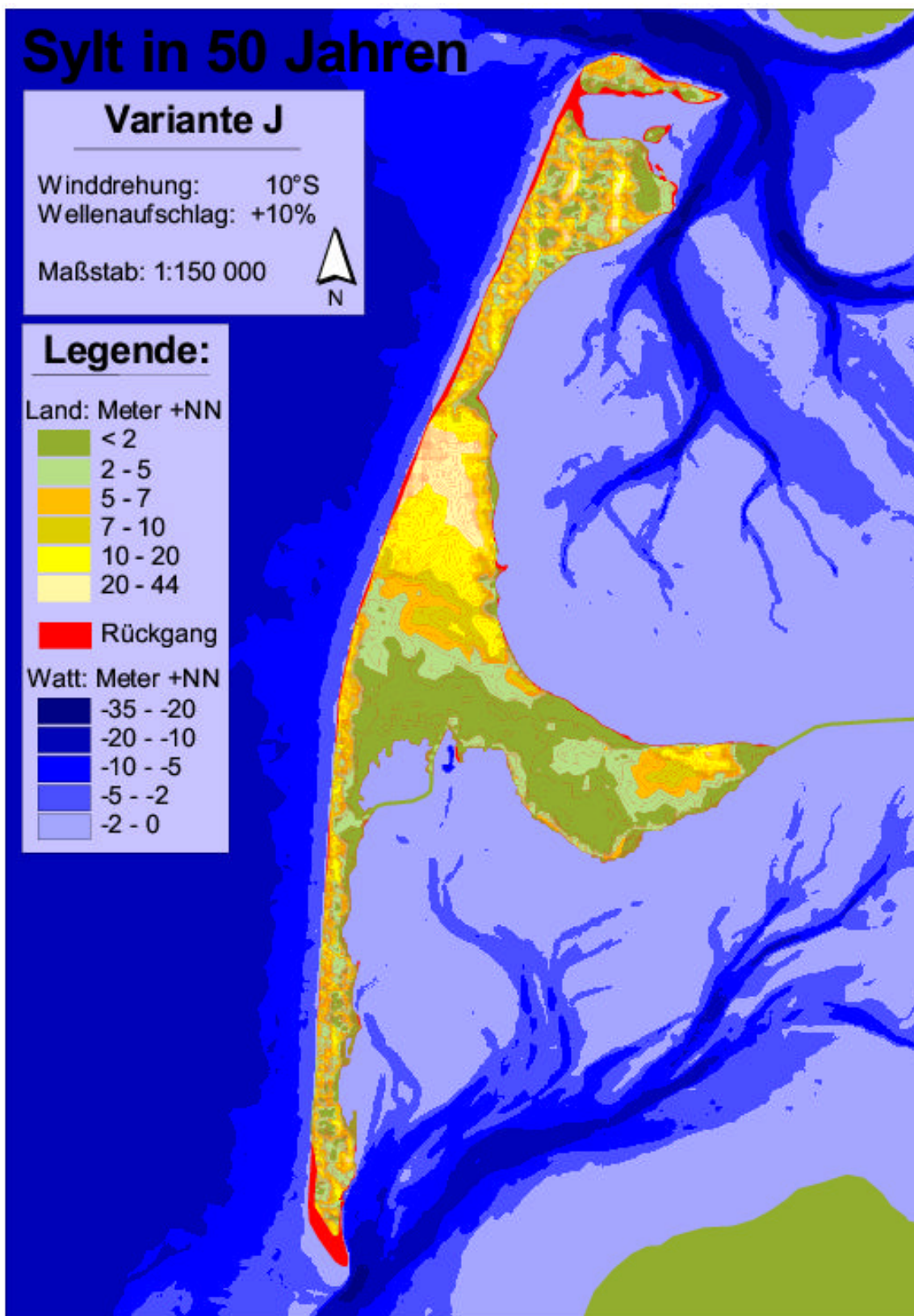


Abbildung 23: Küstenlinienentwicklung Variante J bis zum Jahre 2050 (ohne Küstenschutzmaßnahmen)

### 5.3 Die Ostseite Sylts

Für die Ostseite von Sylt wurden keine eigenständigen Untersuchungen durchgeführt, da die Problematik der Ostseite ein eigenständiges Teilprojekt erfordert hätte. Die Ostseite kann aber keinesfalls ausser Betracht gelassen werden, da hier mittelfristig nachhaltige Veränderungen aufgrund eines möglichen Klimawandels zu erwarten sind. Spektakulären kurzfristigen Küstenabbrüchen an der Westseite stehen längerandauernde „schleichende“ negative Veränderungen an der Ostseite und im Wattenmeer gegenüber. Da keine eigenständigen Untersuchungen durchgeführt werden konnten, muß an dieser Stelle auf bereits vorliegende Erkenntnisse zurückgegriffen werden. Forschungserkenntnisse die nicht direkt den Sylter Raum betreffen werden für Sylt adaptiert, soweit dies möglich ist.

Das heutige Lister Tidebecken umfaßt eine Fläche von 401,4 km<sup>2</sup> unterhalb der Tidehochwasserlinie. Davon entfallen 40% auf das Eulitoral oberhalb der Springtide-Niedrigwasserlinie und 60% auf das Sublitoral. Die Watten auf der Festlandküste steigen kontinuierlich bis zum Hochwasserniveau an, während die obere Grenze der Watten auf der Leeseite der Insel im Mittel fast 0,5 m darunter liegt. Das Hochwasser erreicht hier die Küstenlinie direkt an einer natürlichen Abbruchkante oder an einem Küstenschutzbauwerk.

Kartenauswertungen von HIGELKE (1998a) über die letzten 100 Jahre des Lister Tidebeckens belegen, daß die Wattstromrinnen breiter wurden und die Flächen der eulitoralen Watten entsprechend abnahmen. Der Flächenanteil oberhalb Springtide-Niedrigwasser betrug um 1900 noch 66% und 1992 nur noch 40%. Die aus den Seekarten berechnete Bilanz der sublitoralen Wasserräume ergibt für dieses Jahrhundert eine Zunahme von 37%. Bezogen auf die heutige Fläche vertiefte sich das Sublitoral durchschnittlich um einen Meter (HIGELKE 1998b). Eine allgemeine Vertiefung der Priele konnte nicht belegt werden, vielmehr trat die Erosion oberhalb -5 m auf und die Wattstromrinnen wurden nach Süden länger. Dies bedeutet, daß der Energieeintrag durch Wellen weiter in das innere der Bucht gelangen kann, da sich die wellendämpfende Wirkung verringert hat. Die Umlagerungsintensität im Sylter Watt ist nach BAYERL (1992) sehr gering und beträgt nur wenige Zentimeter. Bei stärkeren Winden mit höherem Seegang und besonders nach Stürmen und Orkanen wurden die Durchschnittswerte stellenweise deutlich überschritten.

Schwebstoffmodellierungen haben gezeigt, daß der Seegangsanteil an der Bodenschubspannung den Strömungsanteil insbesondere in Flachwassergebieten um ein mehrfaches übersteigen kann. Durch zunehmende Wellenhöhen wird der Energieeintrag somit noch steigen. Dies trifft auch für die Annahme eines Meeresspiegelanstieges zu. Für die direkten Uferbereiche bedeutet dies ebenfalls eine höhere Energiebelastung. So läuft das mittlere Hochwasser zwischen Keitum und Morsum bis fast an die Abbruchkante der Salzwiese auf. Durch den Meeresspiegelanstieg und durch den höheren Energieeintrag durch Wellen wird diese Kante in Zukunft immer öfter belastet und erodiert werden. Nur ein Teil des Materials wird bei hoher Flut weit ins Hinterland transportiert und kommt dort zur Ablagerung. Insgesamt betrachtet wird somit die Salzwiese schmaler und höher.

Das Morsum Kliff würde durch verstärkte Sturm­tätigkeit und bei einem Anstieg des mittleren Meeresspiegels wesentlich öfter in den Bereich der Hochwasserlinie kommen und dementsprechend ausgeräumt werden, wie schon im vergangenen Winter 1999/2000.

Die Fußsicherung des Uferweges in Keitum liegt jetzt schon relativ tief und wird bei höheren Wasserständen überflutet. Die Sturmfluten im Winter 1999/2000 erreichten das zur Zeit stark bewachsene Kliff in Höhen von 1,5 bis 2 m über NN. Bei Häufung dieser Wasserstände könnte das Kliff wieder aktiviert werden. Diese Annahme gilt ebenso für die anderen natürlichen Uferabschnitte, die nicht mit Küstenschutzbauwerken versehen sind. Im Bereich des Deckwerkes an der Lister Ostseite werden keine wesentlichen Veränderungen erwartet.

Mit Ausnahme des Hörnum Tiefs (AHRENDT 1994) liegen für den südlichen Teil von Sylt keine Untersuchungen vor. Die Mechanismen werden aber die gleichen wie im Lister Tidebecken sein, so daß es zur Ausbildung von Kliffs und Abbrüchen in den Salzwiesen zwischen Rantum und Hörnum kommen wird. Der Bereich zwischen Rantum und dem Hindenburgdamm ist mit einem Deich versehen, der auch den vermuteten Veränderungen standhalten wird. Die Deichfußsicherung müßte evtl. verstärkt werden.

Eine andere Betrachtungsweise beruht auf der Annahme, daß es gewisse Regeln zwischen Seegatquerschnitt, Tideprisma und Einzugsgebietsgröße eines Wateinzugsgebietes gibt (MISDORP et al. (1990), das heißt, das morphologische Fließgleichgewichtszustände herrschen. Dieser Ansatz wurde von SPIEGEL (1997) auf das Lister und Hörnum Tidebecken angewandt. Als Fazit resümiert SPIEGEL : "Ein steigender Meeresspiegel, ausgedrückt in Form eines erhöhten MTHW-Niveaus und eines größeren mittleren Tidenhubes, zieht für das Schleswig-Holsteinische Wattenmeer einen Sedimentbedarf nach sich. Er ist allerdings geringer als das Produkt aus Flächengröße und Meeresspiegelanstieg. Wenn dieser Bedarf nicht durch Materialimport und anschließende Sedimentation gedeckt werden kann, so muß eine morphologische Anpassung durch innere Umformung der Tidebecken stattfinden." Besonders das Hörnum-Tief besitzt schon im Ist-Zustand eine ungünstige Ausgangslage mit einer sehr ausgehöhlten Beckenform und damit hohem Energieeintrag.

Über lange Zeiträume der holozänen Entwicklung standen durch die Erosion der weit­räumig vorhandenen Geschiebemergelablagerungen große Mengen an Sediment zur Verfügung. Durch die Erosion eiszeitlicher Ablagerungen konnte erst das Wattenmeer aufgebaut werden. Während schwerer Sturmfluten wurden die Ablagerungen dann teilweise wieder erodiert und anderweitig abgelagert. Heute stehen eiszeitliche Ablagerungen so gut wie gar nicht mehr als Sedimentquelle zur Verfügung. Durch die Eindeichungen wird ein weiterer Teil der Sedimente dem Sedimenthaushalt des Wattenmeeres entzogen. Ein nennenswerter Eintrag von Sediment ins das Wattenmeer aus der offenen Nordsee ist bisher nicht belegt und eher unwahrscheinlich. Sedimenttransportmessungen durch HENTSCHKE (1999) ergaben keinen Nachweis von nennenswerten Mengen an Sedimenteintrag ins Wattenmeer. BAYERL & KÖSTER 1998 betonen vielmehr, daß es im Lister Tidebecken z. B. hauptsächlich zu interner Umlagerung der sandig-siltigen Sedimente kommt. Schwebstoffe werden zwar noch umfangreich ins Wattenmeer eingetragen, stellen aber nur für die Salzwiesen ein Sedimentangebot dar, da die Korngrößen anderweitig kaum zur Ablagerung kommen. Durch häufigeres Überfluten der Salzwie-

sen können diese zwar schneller mitwachsen, aber für die notwendige Erhöhung der vorgelagerten Watten fehlen die entsprechenden Sedimente in Qualität und Quantität.

## 5.4 Aussensände

Die Entwicklung der Aussensände vor Hörnum unterliegen starken Schwankungen in der Höhe und Ausdehnung. Erstmals werden die Aussensände 1585 (ZAUSIG 1939) beschrieben. Theeknob-, Jungnamen- und Holtknobssand bilden noch eine zusammenhängende Untiefe. In der Folgezeit entwickeln sich dann die einzelnen Sände. Prielbildungen mit Vertiefungen von bis zu einem Meter pro Jahr sind keine Seltenheit. Ebenso treten aber auch Versandungen sehr schnell auf. Eine Beziehung zur Meeresspiegelentwicklung konnte bis heute nicht hergestellt werden. Die Ausbildung dieser Aussensände hängt anscheinend eng mit der Entwässerung des Hörnum Tiefes zusammen. Die Änderung in der Gezeitendynamik des Hörnum Tiefes wiederum könnte mit veränderten Tide- und Wasserstandsparametern in Zusammenhang gebracht werden die wiederum von einer klimatischen Veränderung gesteuert werden.

HOFSTEDDE (1999) führte Prozessstudien anhand von Karten- und Pegelaufzeichnungen, die den Zeitraum von 1939 bis 1994 umfassen, durch. Er kommt zu dem Schluß, das ein zunehmender Ebbstrom, hervorgerufen durch zunehmende Wellenenergie (mehr Sturmfluten) seit ca. 1960 verantwortlich ist für die aufgetretene Erosion der Aussensände seit 1959. Die Erosion tritt hauptsächlich zwischen + 1 m NN und - 3 m NN auf mit einer Auflandung zwischen - 5 m NN und - 10 m NN. Ob bei zunehmender Sturmaktivität sich dieser Prozess ebenso fortsetzt, läßt sich zum heutigen Zeitpunkt nur vermuten. Dies bedeutet aber auch, daß die wellendämpfende Wirkung durch höher Wasserstände über den Sänden abnimmt.

## 6 Schlußfolgerungen

Unter der Annahme der obigen Szenarien läßt sich die Entwicklung der Sylter Küstenlinie überschlägig abschätzen. Die ermittelten Rückgänge und Sedimentverluste bis zum Jahre 2050 liegen in einer Größenordnung, die nach dem heutigen Stand der Technik eine beherrschbare Entwicklung darstellen. Der Tenor bei dem heutigen Wissensstand über mögliche Veränderungen der Windfelder foccusiert auf eine Zunahme der Windgeschwindigkeiten und eine evtl. Verlagerung der Windrichtung nach Norden. Dies führt nur bei der Variante F zu einer signifikanten Erhöhung der Sedimentmengen um ca. 70% im Jahre 2050. Vorspülsände liegen in genügender Quali- und Quantität vor, so daß der Sedimentverlust ausgeglichen werden kann. Je nach Änderung der Windrichtung und der Zunahme der Wellenhöhen ergeben sich aus den Untersuchungen die gefährdeten Bereiche, so daß hier gezielt eingegriffen werden kann.

Die Untersuchungen wasserbautechnisch begleitender Maßnahmen, die die Verweildauer des Sedimentes erhöhen könnten, waren nicht Gegenstand dieses Teilprojektes. Es lassen sich aber z. B. Einbauten von Geotextilien in den Spülkörper oder aber auch Riffverstärkungen als denkbare Maßnahmen ansprechen. Die Riffverstärkungen könnten z. B. die Verschiebung der Sedimenttransportzonen vom Riff zum Strand bei einer

Meeresspiegelerhöhung rückgängig machen. Eine andere Profilierung des Spülkörpers könnte evtl. die Anfangsverluste und die Verluste des Sedimentes aus dem Strand während einer Sturmflut verringern und damit die Verweildauer etwas erhöhen.

Die Entwicklung an der Ostseite ist augenscheinlich nicht von so hohem Interesse wie die Abbrüche an der Westseite. Mittelfristig gesehen ist die mögliche Entwicklung jedoch bedrohlicher, da der Ausräumung der Wattprielsysteme nicht begegnet werden kann. Die direkte Ufersicherung ist heute zwar Stand der Technik und problemlos durchführbar, hat jedoch ökologisch gesehen schwerwiegende Nachteile im Gegensatz zu den Sandvorspülungen an der Westseite. In Teilbereichen wären auch an der Ostseite Sandauffüllungen denkbar, die nicht nur küstenschutztechnisch sondern auch touristisch interessant wären, z. B. als Bademöglichkeiten für Kinder und bei Starkwindlagen.

## 7 Literatur

- AHRENDT, K. (1992) : Entwicklung und Sedimenthabitus des Hörnum- und Vortrapptiefs. - *Meyniana*, 44: 53-65
- AHRENDT, K. (1994) : Geologie und Küstenschutz am Beispiel Sylt. – Ber. Forsch.- u. Techn. Zentr, 4, 135 S., Büsum
- BAUDISSION, A. (1867) : Blick in die Zukunft der nordfriesischen Inseln und der schleswigschen Festlandsküste. - Schleswig
- BAYERL, K.-A. (1992) : Zur jahreszeitlichen Variabilität der Oberflächensedimente im Sylter Watt nördlich des Hindenburgdammes. - *Berichte Forschungs- und Technologie-zentrum Westküste*, 2, Büsum.
- BAYERL, K.-A. & HIGELKE, B. (1994) : The development of northern Sylt during the latest holocene. - *Helgoländer Meeresuntersuchungen*, 48: 145-162.
- BAYERL, K. & KÖSTER, R. (1998) : Morphogenese des Lister Tidebeckens. - In : GÄTHJE, C. & REISE, K. (eds.) : *Ökosystem Wattenmeer - Austausch-, Transport- und Stoffumwandlungsprozesse*, 25-30, Berlin
- BOOYSEN, I. (1827) : Beschreibung der Insel Sylt in geographischer, statistischer und historischer Sicht. - Schleswig
- DANCKWERTH, D. (1652) : Die Landkarten des Johannes Mejer, Husum, aus der neuen Landschaftsbeschreibung der zwei Herzogtümer Schleswig und Holstein von Caspar David Danckwerth 1652, Hamburg-Bergedorf 1963 (Reprint)
- DEIGAARD, R.; FREDSSØE, J. & BROKER HEDEGAARD, I. (1988) : Mathematical model for littoral drift. - *J. Waterway, port, coastal and ocean eng.*, ASCE, 112, S. 351-369
- DIETZ, C. & HECK, H. L. (1952) : Geologische Karte von Deutschland 1:25000, Land Schlesw.-Holst.. – Erläuterungen zu den Blättern Sylt-Nord und Sylt-Süd
- ENGELUND, F. & FREDSSØE, J. (1976) : A sediment transport model for straight alluvial channels. - *Nordic Hydrology*, 7, S. 296-306
- FORCHHAMMER, G. (1841) : Geognostische Studien an Meeresufern. – *N. Jb. Min. Geogn., Geol. u. Petrefaktenkunde*, 1-38, Schleswig
- GOLDSCHMIDT, P.; BAYERL, K.; AUSTEN, I. & KÖSTER, R. (1993) : From the Wanderdüne to the Watt: Coarse-grained aeolian sediment transport on Sylt, Germany. - *Geomorph. N. F.*, 37: 171-178

GRIPP, K. & SIMON, G. (1940) : Untersuchungen über den Aufbau und die Entstehung der Insel Sylt - 1. Nord Sylt. - Westküste, 2(H 2/3): 24-70.

HANSEN, C. P. (1845) : Die Insel Sylt in geschichtlicher und statistischer Sicht. – Archiv f. Gesch., Kiel

HANSEN, C. P. (1859) : Die nordfriesische Insel Sylt, wie sie war und wie sie ist. Ein Handbuch für Badende und Reisende. – Leipzig

HANSEN, C. P. (1895) : Sagen und Erzählungen der Sylter Friesen. - Garding

HARCK, O. (1972) : Steinzeitfunde im Listland und auf der Hörnummer Halbinsel auf Sylt. – Offa - Berichte und Mitteilungen, 29: 5-20.

HENTSCHKE, U. (1999) : Quantitative Mikrostrukturanalyse maringeologischer Massentransporte, Kiel, unveröff.

HIGELKE, B. (1998a) : Morphodynamik des Lister Tidebeckens. - In : GÄTHJE, C. & REISE, K. (eds.) : Ökosystem Wattenmeer - Austausch-, Transport- und Stoffumwandlungsprozesse, 103-126, Berlin

HIGELKE, B. (1998b) : Die Entwicklung des Nordsylter Wattenmeeres. - In : Umweltatlas Wattenmeer, Bd. 1 Nordfriesisches und Dithmarscher Wattenmeer, S. 32-33

HOFFMANN, D. (1980) : Das Küstenholzän zwischen Sylt und Föhr. – in : Archsum auf Sylt, Teil I, 85-130

HOFSTEDE, J. L. A. (1991) : Sea Level Rise in the Inner German Bight (Germany) Since AD 600 and its Implications Upon Tidal Flats Geomorphology. – Kölner Geographische Arbeiten, Von der Nordsee bis zum Indischen Ozean, 63, 11-27

HOFSTEDE, J. (1999) : Process-response analysis for Hörnum tidal inlet in the German sector of the Wadden Sea. - Quartern. Int., 60: 107-117

JESSEL, H., (1986) : Studien zur holozänen Landschaftsentwicklung der Insel Sylt im Strand- und Dünenbereich der Gemeinden Rantum und Hörnum. Diplomarbeit, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, Kiel, 80 pp. (unveröff.)

JESSEN, O. (1914) : Morphologische Beobachtungen an den Dünen von Amrum, Sylt und Röm. – Landeskundliche Forschungen, 21, hrsg v. d. Geogr. Ges. München

KERSTEN, K. & LA Baume, P. (1958) : Vorgeschichte der nordfriesischen Inseln. – Neumünster

KÖSTER, R. (1979) : Dreidimensionale Kartierung des Seegrundes vor den Nordfriesischen Inseln - DfG Forschungsbericht: "Sandbewegung im Küstenraum", S. 146-168, DFG, Boppard.

LAMP, H. H. (1982) : Climate, History and the Modern World. – 387 p.

LANG, A. W. (1969ff) : Historisches Seekartenwerk der Deutschen Bucht. – Neumünster

LINKE, G. (1981) : Ergebnisse und Aspekte zur Klimaentwicklung im Holozän. – Geologische Rundschau, 70 (H 2): 774-783.

MAGER, F. R. (1927) : Der Abbruch der Insel Sylt durch die Nordsee, Schrift. der baltischen Kommission zu Kiel, Bd VI (Veröff. Schlesw.-Holst. Universitäts-gesellschaft, 8)

MISDORP, R.; STEYAERT, F.; HALLIE, F. & RONDE, J. de (1990) : Climate change sea level rise and morphological developments in the Dutch Waddensea, a marine wetland. - In : BEUKEMA, J.J. et al. (Hrsg.): Expected effects of climatic change on marine coastal ecosystems, 123-131

NEWIG, J. (1980) : Zur Entwicklung des Listlandes auf Sylt in den letzten drei Jahrhunderten - ein historisch-kartographischer Vergleich. - Nordfriesisches Jahrbuch, Neue Folge, 16: 69-74.

MEYN, L. (1876) : Geognostische Beschreibung der Insel Sylt und ihrerer Umgebung. – Abh. Z. geolog. Spezialkarte v. Preußen, I (4), Berlin

MÜLLER, G. & FISCHER, O. (1938) : Das Wasserwesen an der schlesw.-holst. Nordseeküste, Teil II – Die Inseln, Bd. 7, Berlin

PRIESMEIER, K. (1970) : Form und Genese der Dünen des Listlandes auf Sylt. - Schr. Nat. Ver. Schlesw.-Holst., 40: 11-51

SAX, P. (1638) : Sammlung Frisia Minor mit Handschriften auf Pergament (Reprint)

SALCHOW, C. F. G. J. (1828) : Über die Dünen überhaupt, besonders über die Dünen Sylts. – Staatsbürgerliches Magazin, 8: 376-398, Schleswig

SPIEGEL, F. (1997) : Die Tidebecken des schleswig-holsteinschen Wattenmeeres: Morphologische Strukturen und Anpassungsbedarf bei weiter steigendem Meeresspiegel. - Ber. Forsch. u. Techn. Zentr. Westküste, Büsum, 4, 255 S.

STREMMER, H. E. & MENKE, B. (1980) : Quartär-Excursion in Schlesw. Holst., GLA-Kiel

TEMMLER, H. (1990) : Bericht des Geol. Landesamtes Schleswig-Holsteins zum geologischen Aufbau der südlichen Hörnum-Halbinsel von Sylt. – GLA-Kiel (unveröff.)

ZAUSIG, F. (1939) : Veränderungen der Küsten, Sände, Tiefs und Watten der Gewässer um Sylt (Nordsee) nach alten Seekarten, Seehandbüchern und Landkarten seit 1585, Geologie der Meere und Binnengewässer. Gebrüder Bornträger, Berlin, pp. 401-505.



## **BERICHT GEMÄß BMBF – BNBEST, 5B.1**

### **Aufzählung der wichtigsten wissenschaftlich-technischen Ergebnisse und anderer für das Vorhaben wesentlicher Ereignisse**

- gute Datenbasis vorhanden
- gute Verifizierung des numerischen Modelles
- vermessungs- und rechen-technische gute Übereinstimmung der Sedimentverluste
- Erstellung eines hochauflösenden Geländemodelles
- Erhöhung des mittleren Meeresspiegel um 0,25 cm hat kaum Auswirkungen auf die Küstenmorphodynamik
- Wellenhöhe und Wellenanlaufzeit sind die für den Küstenabbruch entscheidenden Parameter
- Die Küstenabbrüche liegen auch unter den Szenarienannahmen in einer Größenordnung, die mit Sandvorspülungen ausgeglichen werden können
- Im Jahre 2050 wird unter der schlechtesten Szenarienannahme ein etwa doppelt so hoher Sedimentverlust erwartet
- An der Ostseite wird das Wattenmeer wahrscheinlich stärker ausgeräumt und die Uferabbrüche zunehmen

### **Vergleich des Standes des Vorhabens mit dem geltenden Arbeits-, Zeit- und Finanzierungsplan**

- Das Vorhaben konnte nach dem Arbeits-, Zeit- und Finanzierungsplan durchgeführt werden

### **Angabe der Gründe, falls sich die Aussichten für die Erreichung der Ziele des Vorhabens innerhalb des angegebenen Berichtszeitraums gegenüber dem geltenden Antrag geändert haben**

- keine

### **Begründung für notwendige Änderungen in der Zielsetzung**

- keine

**Hinweise auf Ergebnisse, die inzwischen von dritter Stelle bekannt wurden und die für die Durchführung des Vorhabens von Bedeutung sind**

- keine

**Angabe der inzwischen vom Zuwendungsempfänger oder eingeschalteten Dritten in Anspruch genommenen Erfindungen, vorgenommenen Schutzrechtsanmeldungen und erteilten Schutzrechte sowie sonstiger Neuerungen und Verbesserungen**

- keine