

Aktuelle Küstenforschung an der Nordsee



**Editor:
T. Tillmann**

Coastline Reports

25 (2015)

Aktuelle Küstenforschung an der Nordsee

Editor:

Tanja Tillmann

Wilhelmshaven, 2015

ISSN 0928-2734

ISBN 978-3-939206-18-7

Impressum

Titelbild: Rotes Kliff bei Kampen/Sylt (Foto: Tanja Tillmann)



Coastline Reports is published by:
EUCC – Die Küsten Union Deutschland e.V.
c/o Leibniz-Institut für Ostseeforschung Warnemünde
Seestr. 15,
18119 Rostock, Germany
eucc@eucc-d.de

Coastline Reports are available online under <http://www.eucc-d.de/> and <http://www.eucc.net/>.

For hardcopies please contact the editors or the EUCC-D.

The responsibility for the content of this report lies solely with the authors.

Vorwort

Die 32. Jahrestagung des Arbeitskreises „Geographie der Meere und Küsten“ (AMK) fand vom 3. - 6. April 2014 in Wilhelmshaven statt. Nachdem die vergangenen zwei AMK-Tagungen im Jahre 2012 in Mainz und 2013 in Köln stattfanden, gelang es den Initiatoren Dr. Tanja Tillmann (NIhK), Dr. Friederike Bungenstock (NIhK), Dr. Felix Bittmann (NIhK) und PD Dr. Holger Freund (ICBM) die diesjährige Jahrestagung vom Binnenland zurück an die Küste zu holen. Der Austragungsort Wilhelmshaven hat durch seine unmittelbare Lage am Jadebusen einen besonderen Bezug zur maritimen Forschung. Bereits zum zweiten Mal wurde die Veranstaltung gemeinsam vom Niedersächsischen Institut für historische Küstenforschung (NIhK) und dem Institut für Chemie und Biologie des Meeres (ICBM) der Uni Oldenburg ausgerichtet.

Der Arbeitskreis "Geographie der Meere und Küsten" (AMK) wurde am 25.03.1983 auf dem 44. Deutschen Geographentag in Münster gegründet. Als ein Arbeitskreis der Deutschen Gesellschaft für Geographie (DGfG) versteht sich der AMK als offenes Forum für Wissenschaft, Wirtschaft, Politik, Verwaltung und Praxis und stellt dadurch ein leistungsfähiges Wissenschaftsnetzwerk für Universitäten, außeruniversitäre Forschungseinrichtungen, Bundes- und Landesbehörden sowie privatwirtschaftliche Initiativen dar.

Die regelmäßig stattfindenden Jahrestagungen gewährleisten die Kommunikation und den Austausch aktueller Ergebnisse der Meeres- und Küstenforschung aus den Fachdisziplinen Geographie, Geologie, Sedimentologie, Raumplanung, Fernerkundung, Geoinformatik, Geophysik, Mathematik, Biologie, Wasserbau und Fischereiwesen. Ein besonderes Augenmerk liegt in der Förderung des küsten- und meeresinteressierten wissenschaftlichen Nachwuchses durch die Präsentation von Ergebnissen eigener Qualifikationsarbeiten.

Der Tagung lauschten rund 80 Teilnehmer aus Deutschland, Belgien und den Niederlanden insgesamt 30 Vorträgen und 15 Posterpräsentationen sowie drei Keynote Vorträge der Referenten Dr. Cecile Baeteman (Royal Belgian Institute of Natural Sciences Brüssel/Belgien), Dr. Patrick Kiden (TNO Utrecht/Niederlande) und Prof. Jürgen Newig (Universität Kiel).

Die vielseitigen Aktivitäten der Arbeitskreismitglieder spiegeln sich in der Vielfalt der vorgestellten Themen wider. Federführend beteiligt waren Wissenschaftlerinnen und Wissenschaftler geographischer, geowissenschaftlicher, geophysikalischer und biologischer Institute der Universitäten Bonn, Bremen, Frankfurt, Göttingen, Hamburg, Jena, Kiel, Köln, Mainz, Oldenburg sowie zahlreiche Vertreterinnen und Vertreter außeruniversitärer Forschungseinrichtungen und Behörden wie des Leibniz-Instituts für Angewandte Geophysik, des Alfred-Wegener-Instituts, des Forschungsinstituts Senckenberg am Meer, des Niedersächsischen Instituts für Historische Küstenforschung, des Forschungs- und Technologiezentrums Westküste, Leibniz-Institut für Ostseeforschung, des Landesbetriebs für Küstenschutz, Nationalpark und Meeresschutz Schleswig-Holstein, des Geologischen Landesdienstes Schleswig-Holstein, des Zentrums für Marine Umweltwissenschaften Bremen und des Deutschen Schiffahrtsmuseums Bremerhaven.

Ein wichtiges Anliegen war die aktive Nachwuchsförderung. So gelang es den Organisatoren Gelder und attraktive Sachpreise für die besten 3 Vorträge und Poster einzuwerben, die im feierlichen Rahmen einer Preisverleihung am 05.04.14 an die Nachwuchswissenschaftler überreicht wurden. Ausgezeichnet für die besten Vorträge wurden Malte Schindler (Universität Göttingen), Friederike Stock (Universität Köln) und Harm Jan Pierik (Universität Utrecht). Die Preise für die besten Poster erhielten Julia Goldhammer (NIhK Wilhelmshaven), Gitta Ann von Rönn (Universität Kiel) und Juliane Scheder (Universität Köln/NIhK Wilhelmshaven).

Das Tagungsprogramm zeichnete sich durch ein überaus breites Spektrum von Themen aus dem Bereich der Geographie, der Archäologie, der Geoarchäologie, der Geophysik, der Geologie und Sedimentologie aus. Weitere Programminhalte waren Meeresspiegeländerungen, Extremevents, die

Grundwasserproblematik des Küstenraumes sowie Beiträge aus dem Kontext Ökologie, Klimawandel, Küstenschutz. Eine Ganztagesexkursion zur Ostfriesischen Insel Langeoog und ein öffentlicher Abendvortrag von Herrn Prof. Dr. Karsten Reise (Alfred-Wegener-Institut/List auf Sylt) rundeten das Tagungsprogramm ab.

Der vorliegende Band enthält u. a. die schriftliche Ausarbeitung ausgewählter Vorträge und Poster. Damit wird die Tradition der bislang durchgehenden Reihe der Veröffentlichungen zu den AMK-Jahrestagungen seit 32 Jahren ohne Unterbrechung fortgesetzt. Den regionalen Fokus des Tagungsbandes bildet die Nordseeküste, eine Region die zahlreiche Schwerpunkte der geographischen Forschung vereint.

Die Beiträge von Julia Goldhammer & Martina Karle und Stephan Schwank & Ingo Eichfeld geben Einblick in die seit Jahren erfolgreich am NIhK Wilhelmshaven praktizierte geoarchäologische Forschung und verdeutlichen die Effektivität der interdisziplinären Zusammenarbeit von Archäologie und Sedimentologie im durch Mensch und Natur geprägten Nordseeraum.

Die Artikel von Helga Wiederhold et al. (LIAG Hannover) und Tanja Tillmann (NIhK Wilhelmshaven) geben Beispiele für die gelungene Anwendung geophysikalischer Methoden in der Küstenforschung. Durch den Einsatz von Reflexionsseismik, Georadar, elektromagnetische Widerstandsmessung auf den Nord- und Ostfriesischen Inseln Föhr, Sylt und Borkum wurden Fragen zur Geologie und Grundwasserproblematik beantwortet.

Die hochsensible Region Wattenmeer wird im Tagungsband durch die Beiträge von Elisabeth Kompter et al. und Jörn Kohlus et al. (beide: Landesbetrieb für Küstenschutz, Nationalpark und Meeresschutz Schleswig-Holstein) vertreten. Neben den Methoden der Fernerkundung zur Identifizierung von Lebensräumen und kulturhistorischen Strukturen im Watt wird die automatisierte Bewertung von Makrophyten im Wattenmeer thematisiert.

Extremevents gefährden die Inseln und Küsten der Nordsee bereits seit ihrer landschaftsgeschichtlichen Entwicklung und sind auch in Zukunft von essentieller Bedeutung für die zunehmend durch Wirtschaft, Siedlung, und Tourismus genutzte Region. Die Ausführungen von Jürgen Newig (Universität Kiel) über Meteotsunamis auf Sylt und die Studien von Tanja Tillmann (NIhK Wilhelmshaven) über die geomorphologischen Auswirkungen von Sturmfluten und Overwash-Prozessen auf den Inseln Norderney und Amrum zeigen auf unterschiedliche Weise, welche Rolle Extremevents bei der Genese der Nordseeinseln gespielt haben.

Für die großzügige finanzielle Unterstützung der diesjährigen AMK-Tagung sowie des vorliegenden Tagungsbandes sei den Sponsoren Beta Analytik, Geologie Krantz, der Nordwestdeutschen Universitätsgesellschaft, der Universitätsgesellschaft Oldenburg, der Gerd-Möller Stiftung sowie dem Marschenrat gedankt.

Ein besonderer Dank geht an die fleißigen Helfer vor Ort, die durch ihre tatkräftige, logistische und kulinarische Unterstützung den reibungsfreien Ablauf der Veranstaltung gewährleisteten. In diesem Zusammenhang zu nennen sind die Mitarbeiter des NIhK (Tanja Reiser, Katrin Behrendt, Dennis Grabow, Martin Monschau) und des ICBM (Elke Ahrensfield, Sina Ergezinger).

Wilhelmshaven, im März 2015

Dr. Tanja Tillmann

Inhaltsverzeichnis

Julia Goldhammer & Martina Karle

Geoarchäologie im Schlick: Das Projekt “Besiedlungs- und Kulturgeschichte des niedersächsischen Wattenmeerraumes”..... 1

Ingo Eichfeld & Stephan Schwank

Evidence of early hydraulic engineering? Geophysical and geoarchaeological investigations at Groothusen, East Frisia, Germany 11

Tanja Tillmann

Fossiler Nehrungshaken im Untergrund der Insel Sylt: Warum ist die einfache Kliff-Haken-Theorie nicht mehr zeitgemäß? 23

Helga Wiederhold, Wolfgang Scheer, Hans Sulzbacher, Bernhard Siemon & Reinhard Kirsch

Nordseeinseln im Klimawandel – die Nordfriesische Insel Föhr und die Ostfriesische Insel Borkum 45

Jörn Kohlus, Kerstin Stelzer, Martin Gade, Jasmin Geissler, Gabi Müller & Kai Eskildsen

Identifizierung von Lebensräumen und kulturhistorischen Strukturen im Wattenmeer mittels Radar- und optischer Fernerkundung..... 59

Elisabeth Kompter, Jörn Kohlus, Roman Wössner & Anna Rieger

Automatisierte Bewertung von Makrophyten im Wattenmeer? Ein Forschungsvorhaben im Kontext von INSPIRE. 75

Jürgen Newig

Historische „Seebären“/Meteotsunamis an den deutschen Küsten – mit einem Schwerpunkt Sylt 87

Tanja Tillmann

Sturmflut-Events und Overwash-Prozesse: Spurensuche auf den Nord- und Ostfriesischen Inseln (Norderney und Amrum)..... 105



Geoarchäologie im Schlick: Das Projekt “Besiedlungs- und Kulturgeschichte des niedersächsischen Wattenmeerraumes”

Julia Goldhammer & Martina Karle

Niedersächsisches Institut für historische Küstenforschung (NIhK), Wilhelmshaven, Deutschland

Abstract

In prehistoric times the North Sea basin was dry land, used by humans until the Holocene inundation took place. Archaeological remains of this early use can be found on the North Sea bottom and in the tidal flats. Contemporary sediment shifts give the opportunity to get insight into sunken settlements and palaeolandscapes but may also destroy the rich geological and archaeological record. In recent years, increasing coastal protection and offshore industries threatens the cultural heritage higher than ever. The project “Settlement and cultural history of the Wadden Sea area in Lower Saxony” aims to document the cultural heritage of the Lower Saxon Wadden Sea which covers a territory of 3,525 km². By analysing a variety of basic geological data, palaeogeographical changes of the modern coastal area will be reconstructed in order to identify zones of particular archaeological interest. The recording of known, the prospecting of new sites and the investigation and consecutive monitoring of both will show the research potential of this tidal region and will help saving the cultural archive before erosion destroys it. By this means the project aims to get new insights into the development and anthropogenic use of the Wadden Sea area.

1 Meeresspiegelanstieg und Siedlungsfunde im Watt

Das Schmelzen der Gletscher seit dem Ende der letzten Eiszeit ließ die Weltmeere ansteigen und veränderte besonders im flachen Nordseebecken die Küstenlinie drastisch (Behre 2008, Abb. 7. & Abb. 1). Weite Flächen der heute unterhalb des Meeresspiegels liegenden Gebiete wurden in prähistorischer und historischer Zeit durch den Menschen genutzt. Die dabei entstandenen Siedlungsspuren wurden schließlich durch das Meer überflutet und im Laufe der Zeit von marinen Sedimenten überdeckt. In diesen Sedimenten erhalten sich organische Funde besonders gut. Dadurch sind archäologische Überreste im marinen Bereich deutlich besser überliefert als von zeitgleichen Fundorten im Mineralboden. Somit sind heute überflutete, ehemalige Festlandsbereiche einzigartige Archive für die Erforschung des kulturellen Erbes der Menschheit (Flemming et al. 2014). Besonders das Wattenmeer ist von Interesse, da obertägig zugängliche Fundstellen bei Niedrigwasser begangen und untersucht werden können. Sturmfluten und andere Erosionsereignisse bieten zwar die Chance, sie zu entdecken. Jedoch besteht auch das Risiko, dass diese Siedlungsspuren durch Erosion vollständig zerstört werden. Daher sind freigelegte Funde im Watt besonders gefährdet und müssen umgehend dokumentiert werden (Jöns et al. 2013, Goldhammer et al. in Vorb.).

Der bisherige Stand der Forschung im Wattenmeer (ausführlich Niederhöfer in Vorb., Jöns et al. 2013, Goldhammer et al. in Vorb.) lässt vermuten, dass vor allem im niedersächsischen Teil des Wattenmeeres deutlich mehr kulturelle Überreste vorhanden sind, als dies das aktuelle Fundstellenregister aufzeigt. Einer Bestandsaufnahme der bekannten Fundstellen sowie einer systematischen Suche nach unbekanntem Siedlungsresten im Niedersächsischen Wattenmeer widmet sich seit Sommer 2012 das geoarchäologische Projekt „Besiedlungs- und Kulturgeschichte des niedersächsischen Wattenmeerraumes“ (Jöns et al. 2013, Goldhammer et al. in Vorb.).

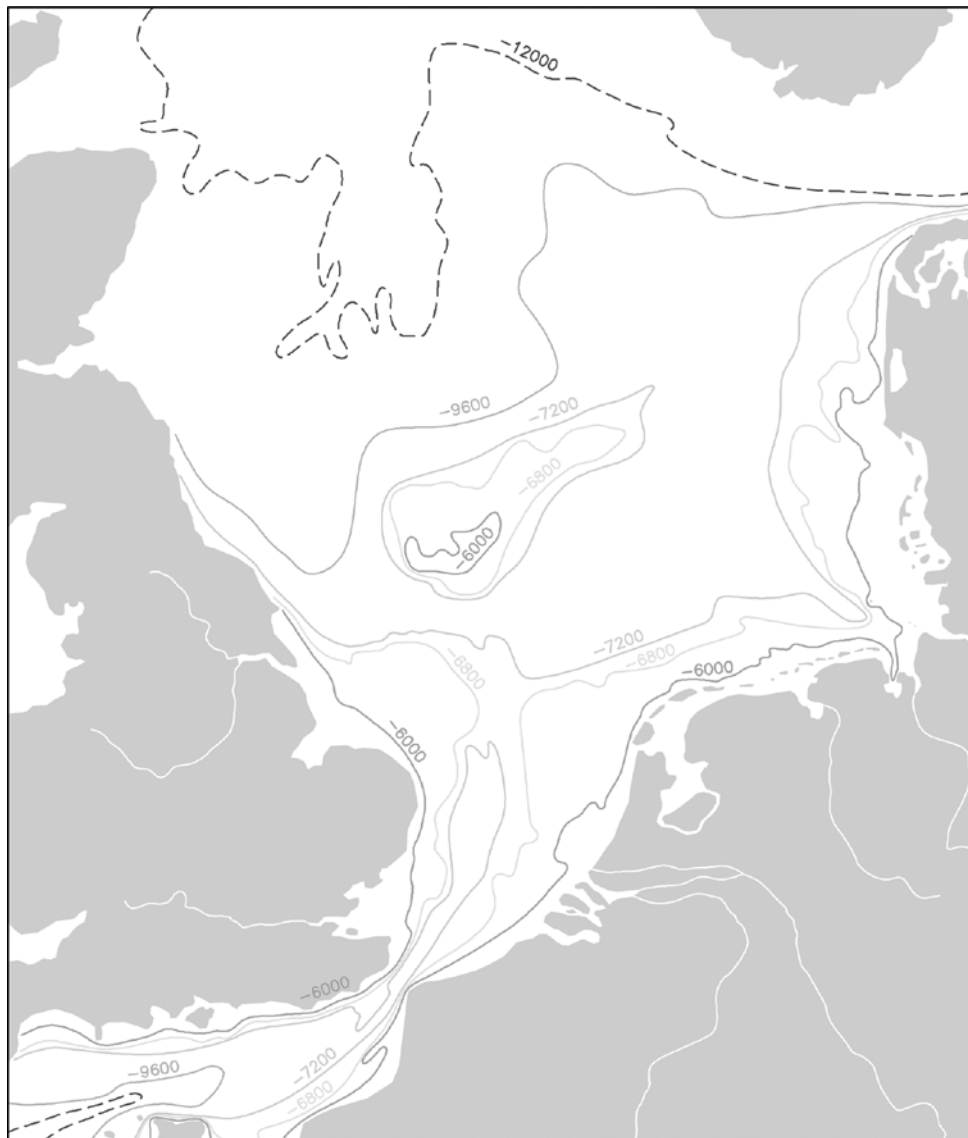


Abb. 1: Meeresspiegelanstieg und Veränderung der Nordseeküsten seit der letzten Eiszeit (Behre 2008).

2 Methoden

Neben in den Archiven von Denkmalbehörden und Museen vorliegenden Fundmeldungen, bilden Luftbildserien der Nationalparkverwaltung Niedersächsisches Wattenmeer eine wichtige Ausgangsbasis für die Suche nach Spuren menschlichen Lebens und Wirtschaftens im Wattenmeer (Jöns et al. 2013, Goldhammer et al. in Vorb.). Die seit Anfang der 1990er Jahre durch kontinuierliche Befliegungen systematisch erstellten Bilder dienen zwar primär der Erfassung, Dokumentation und Bewertung der rezenten landschaftlichen und ökologischen Veränderungen im terrestrischen und marinen Bereich des Nationalparks, sie sind aber auch für Hinweise auf großflächige anthropogene Strukturen wie Gebäudereste, Grabensysteme oder Schiffreste nutzbar (Bunje & Ringot 2003, Millat et al. 1994, Millat 1996, 1998, 1999, Millat & Herlyn 1999). Auch durch die Auswertung von Satellitenaufnahmen sind prägende Landschaftselemente und Siedlungsreste erkennbar, so dass auch sie den Ausgangspunkt für die Lokalisierung von Kulturdenkmälern bilden können (Millat 1996).

Von zentraler Bedeutung für die kulturhistorische Interpretation der gewonnenen archäologischen Informationen, ist die Verfügbarkeit von Daten zur Paläogeographie der jeweiligen Fundstellen und – räume (Jöns et al. 2013, Goldhammer et al. Vorb.). Deshalb bildet die Untersuchung der

landschaftlichen Genese des Wattenmeeres einen weiteren Arbeitsschwerpunkt des hier vorgestellten Projektes.

Beim Niedersächsischen Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie (LBEG) steht eine Fülle von geologischen Basisdaten zur Verfügung. Untergrund-Daten wie Sedimentkerne, seismische Profile, geologische, nautische und historische Karten werden gesichtet, um möglichst engmaschige und hochauflösende Informationen zu erhalten. Die Landschaftsrekonstruktion für unterschiedliche Zeitintervalle schafft in Kombination mit einer Bewertung des Erhaltungspotentials für archäologische Hinterlassenschaften eine Grundlage für die Berücksichtigung des kulturellen Erbes im Rahmen des nachhaltigen Managements des Wattenmeeres (Jöns et al. 2013, Goldhammer et al. in Vorb.).

Ausgewählte Fundmeldungen aus Archiven werden im Gelände überprüft, um einen Eindruck des Erhaltungszustands zu gewinnen. Weitere Geländeeinsätze dienen der Verifizierung und Beurteilung von Strukturen aus Luftbildern.

3 Neues aus dem Watt – Siedlungsspuren der frühen Neuzeit und Entdeckungen im Bohrarchiv

Bereits im ersten Projektjahr konnten einige neue Fundstellen entdeckt und dokumentiert werden. Beispielsweise wurden im Watt vor Horumersiel, Nordsee Blaue Balje (landseitig Landkreis Wangerland), bisher unbekannte Siedlungsreste aufgefunden. Prospektionsarbeiten führten zur Entdeckung von Ziegelschutt, Tierknochen, Bleiruten von Fensterscheiben, Tonpfeifen und zahlreichen Keramikscherben, die erkennen lassen, dass hier während des 16./17. Jahrhunderts eine Siedlung bestanden hat. Besonders aussagekräftig für die Datierung sind mehrere Bruchstücke von Tellern der sogenannten Werrakeramik (Abb. 2), die „in den Jahrzehnten um 1600“ (Stephan 1987) am Mittel- und Unterlauf der Werra hergestellt wurde.



Abb. 2: Keramikbruchstücke sogenannter Werraware aus Horumersiel, Nordsee Blaue Balje (Foto: NIhK).

Bei der weiteren Untersuchung mittels geomagnetischer Messungen konnten Überreste einer Hofstelle kartiert sowie geologische Strukturen in ihrem Umfeld dokumentiert werden (Abb. 3). Auf der Grundlage geologischer Bohrungen können diese als Übergang zwischen Salzwiesenrand zu einem Priel identifiziert werden (Abb. 4). Weitere Bohrungen bestätigten die anthropogene Herkunft einiger kleinerer geomagnetischer Anomalien, die sich als verfüllte Grubenbefunde herausstellten. Die deutlich ältere Radiokarbondatierung einer Holzkohleprobe aus einem der Grubenbefunde in das

15. Jh. n. Chr. (Poz-61879: 445 ± 30 BP = 1416 – 1486 AD) passt nicht zur eindeutigen Keramikdatierung der Siedlung. Es kann deshalb nur angenommen werden, dass die Probe von einem sekundär verbauten Holz stammt.

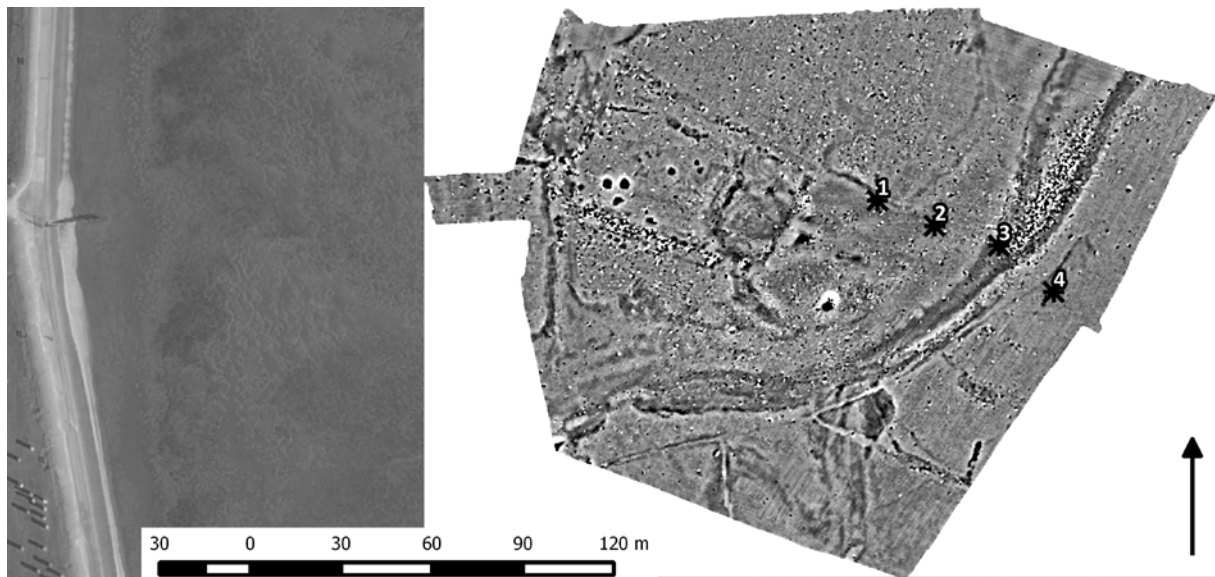


Abb. 3: Messbild der geomagnetischen Messung vor Horumersiel mit Lage der Bohrpunkte. Dargestellte Fläche 250 x 190 m (Grafik: D. Dallserra, NIhK).

In Kartenwerken O. Tenge (1999 Blatt 11. Abb. 5) ist verzeichnet, dass die wangerländischen Deiche des 16./17. Jahrhunderts vor der heutigen Deichlinie lagen und der Bereich der aufgefundenen Siedlung vor Horumersiel in dieser Zeit in eingedeichtem Gebiet gelegen haben muss. Der Deich verläuft vom Hafen Horumersiel ausgehend weit vor der heutigen Küstenlinie nach Norden und biegt vor der heutigen Landspitze bei Schillig Richtung Westen um. Im Laufe der Jahrhunderte mussten Teile dieser Deichlinie aufgegeben werden. Der Deich rückte in mehreren Bauphasen immer näher an die heutige Küstenlinie heran.

Erfreulicherweise konnten im Rahmen von Prospektionsarbeiten im Watt vor Schillig Reste einer dieser Deichbauphasen beobachtet werden. Hier konnten obertägig parallel nebeneinander angeordnete im Wattboden steckende Kiefernbohlen (Abb. 6) sowie schräg stehende Pfosten der seeseitigen Holzung über eine Länge von 300 Metern dokumentiert werden. Es handelt sich um die Überreste eines frühneuzeitlichen Stackdeiches. Mit Hilfe zusätzlich durchgeführter geomagnetischer Messungen konnte neben dem seeseitigen auch der landseitige Abschluss des Deichs erfasst werden, so dass gesichert ist, dass er an seiner Basis eine Breite von ca. 30 m besaß.

Die Kiefernbohlen und Pfosten wiesen keinerlei Befall der Holzbohrmuschel auf, was dafür spricht, dass dieser Befund noch vor der Einwanderung von *Teredo Navalis* in den 1730er Jahren (Behre 2012) von Sediment überdeckt wurde und rezent noch nicht lange frei liegt.

Reste der landseitigen Deichflanke konnten bei der Prospektion obertägig nicht dokumentiert werden. Im Nachhinein konnten diese Reste auch auf einem von Google Earth veröffentlichten Satellitenbild erkannt werden. Im Luftbild der Nationalparkverwaltung Niedersächsisches Wattenmeer von 1996 sowie von 2013 war die Struktur hingegen nicht sichtbar.

Eine dendrochronologische Datierung anhand von drei Proben verschiedener Kiefernbohlen war nicht möglich, da die Anzahl der Jahrringe zu gering bzw. die Ringe nicht charakteristisch genug waren (schriftl. Mitt. A. Daly, dendro.dk).

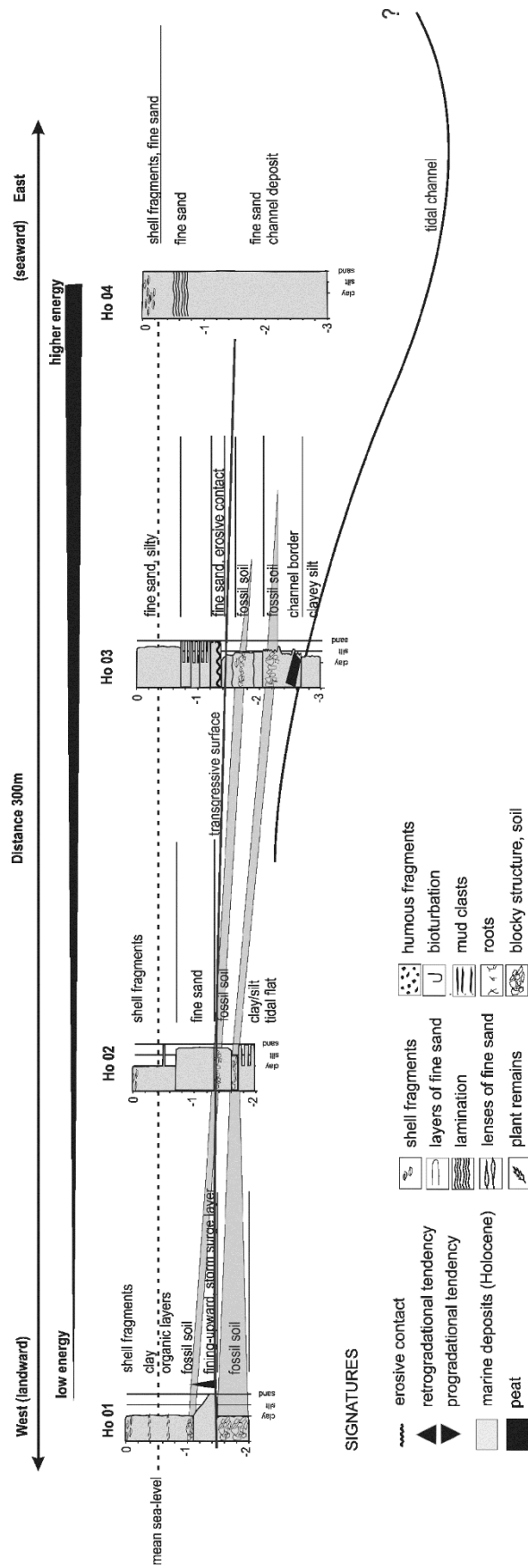


Abb. 4: Bohrtransekt Horumersiel (Grafik: M. Karle, NIHK).

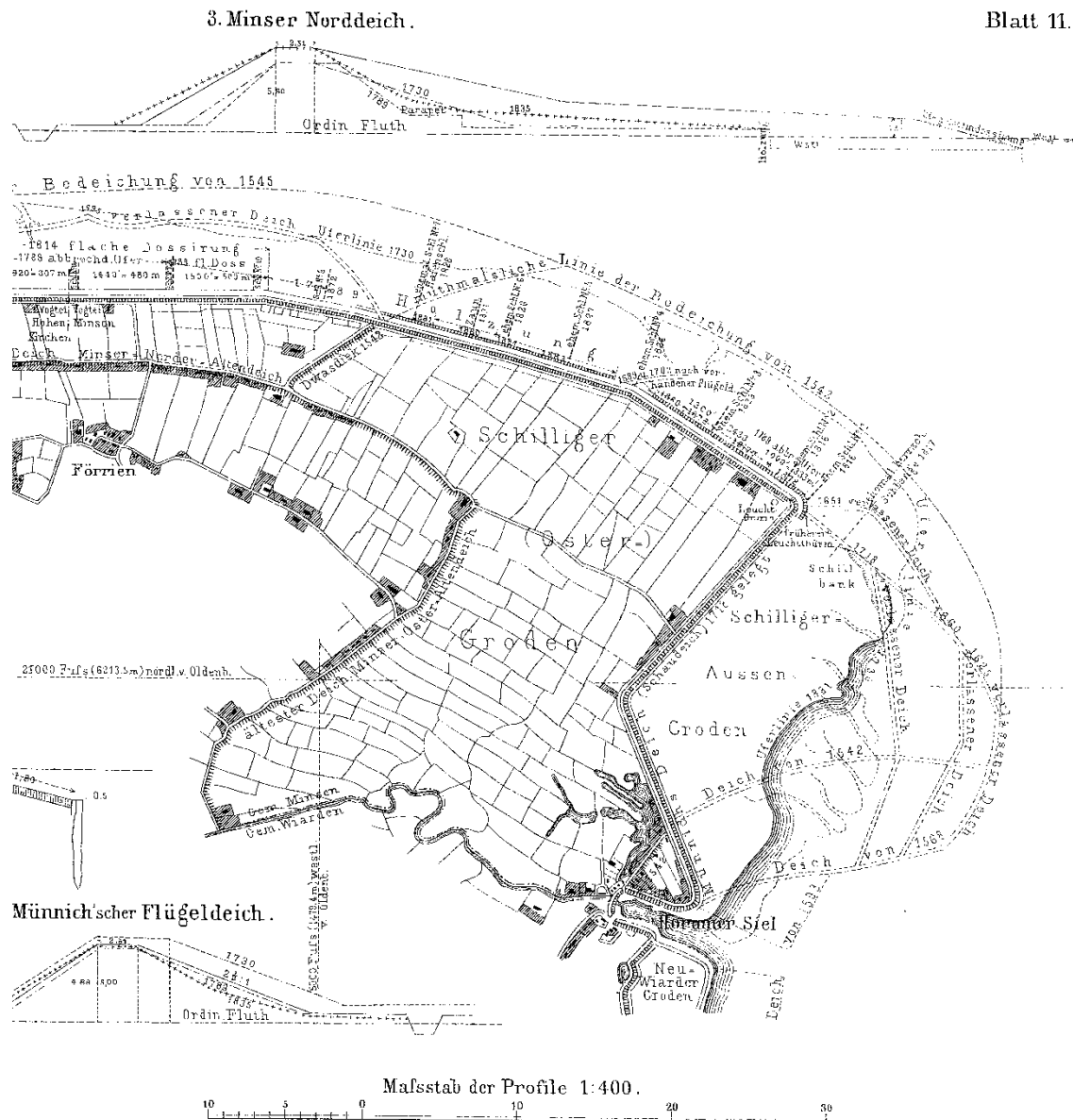


Abb. 5: Deichbauphasen vor der Küste von Schillig nach O. Tenge (1999, Blatt 11).

Stackdeiche, auch als Holzung bezeichnet, sind für Ostfriesland erstmals im 15./16. Jahrhundert historisch belegt (Behre 2012) und wurden in Küstenabschnitten angelegt, in denen das Vorland fehlte (Behre 2012). Archäologisch nachgewiesen sind Stackdeiche an der niedersächsischen Nordseeküste bisher in Wilhelmshaven durch die Edo-Lammers-Holzung von 1650 (Behre 2012) sowie aus Jarßum (Ey & König in Vorb.).

Nach Lage und Verlauf des vor Schillig aufgefundenen Befundes sowie den Aufzeichnungen O. Tenges (1999, 90-96) zu urteilen, muss es sich um die 1680 gelegte Deichlinie handeln, die 1718 wieder aufgegeben wurde. Eine Karte vom Deichbruch bei Schillig 1717 (Tenge 1999 Blatt 14 Fig. 2) zeigt deutlich die Zerstörungen am Deich.

Ein weiteres Beispiel hierfür ist eine bei Archivrecherchen des Archäologen I. Eichfeld (NIhK) entdeckte Fundstelle, die von J. Barckhausen bereits 1977 bei einer Kartierbohrung bei Manslagt, Gem. Krummhörn, Ldkr. Aurich entdeckt wurde (Eichfeld in Vorb.). An der ehemaligen Sielmönker Bucht erbohrte Barckhausen in 2 bis 4 m Tiefe Reste einer Wurt. Er dokumentierte Ziegelreste, Asche, Knochen und Keramik in einem anthropogen geprägten Bodenhorizont. Mittels Radiokarbondatierung

ist ein Teil des Schichtpakets in die vorrömische Eisenzeit zu stellen. Die Schichtmächtigkeiten sowie die beobachteten Keramikscherben lassen eine Nutzung bis mindestens in die römische Kaiserzeit, vermutlich bis hin zum Mittelalter annehmen.



Abb. 6: Senkrecht im Sediment steckende Kiefernbohlen eines Stackdeichs vor der Küste von Schillig (Foto: NIhK)

4 Ergebnisse und Ausblick

Die Arbeit an der systematischen Erfassung archäologischer Fundstellen im Watt hat gezeigt, dass sich die Verifizierung von Luftbildanomalien und die Überprüfung älterer Fundmeldungen durch rasche Sedimentumlagerungen teilweise schwierig gestalten.

Trotz der kurzen Laufzeit des hier vorgestellten Pilotprojektes konnten bisher unbekannte Fundstellen aufgefunden und untersucht werden, von denen hier beispielhaft zwei frühnezeitliche Strukturen aus dem Watt am Wanger Außentief sowie ein Archivfund aus Manslagt illustriert wurden. Die geschilderten Untersuchungen am Deichrest vor Schillig machen deutlich, dass das Fehlen von archäologischen Funden oder Befunden an der Wattoberfläche nicht als Beleg dafür gewertet werden darf, dass an der entsprechenden Stelle keine Besiedlungsspuren im Untergrund verborgen sind. Auch die Bohrungen Barckhausens zeigen, dass bei Manslagt in den vergangenen zwei Jahrtausenden eine Aufsedimentation von mehreren Metern Mächtigkeit dafür gesorgt hat, dass archäologische Strukturen im Untergrund erhalten blieben. Durch dieses enorme Aufwachsen der Sedimente sind an der südlichen Nordseeküste archäologische Hinterlassenschaften auch in großer Tiefe zu vermuten. Entsprechend ist die Rekonstruktion der jeweiligen Landschaft und des Oberflächenreliefs in unterschiedlichen Zeitscheiben von zentraler Bedeutung für die Identifikation potentieller ehemaliger Siedlungsflächen.

Weiterführend sind systematische Prospektionen nötig sowie eine Verfeinerung der Landschaftsrekonstruktion durch das Verdichten der geologischen Daten. Dies ist wichtig, um sicher archäologische Funde vorhersagen zu können, die durch Küstenschutzmaßnahmen (CWSS 2010, NLWKN 2011) und den Ausbau erneuerbarer Energien gefährdet sind.

Zukünftig muss ein dauerhaftes Monitoring des Watts in Zusammenarbeit mit der Nationalparkverwaltung Niedersächsisches Wattenmeer und dem Landesamt für Denkmalpflege

Niedersachsen gewährleistet werden, um eine zeitnahe Reaktion auf Fundmeldungen zu ermöglichen. Nur ein sofortiges Dokumentieren von Fundbeobachtungen erlaubt eine Bewertung der Fundstellen, bevor sie durch Erosion oder Baumaßnahmen vollständig zerstört werden.

Literatur

- Behre, K.-E. (2008): Landschaftsgeschichte Norddeutschlands. Wachholtz, Neumünster.
- Behre, K.-E. (2012): Die Geschichte der Landschaft um den Jadebusen - Friesland - Wilhelmshaven – Wesermarsch. Brune-Mettcker, Wilhelmshaven.
- Bunje, J. & J. L. Ringot (2003): Lebensräume im Wandel. Flächenbilanz von Salzwiesen und Dünen im Nds. Wattenmeer zwischen den Jahren 1966 und 1997 - eine Luftbilddauswertung. Schriftenreihe Nationalpark Nds. Wattenmeer 7, Wilhelmshaven.
- CWSS (2010): Common Wadden Sea Secretariat, CPSL third report. The role of spatial planning and sediment in coastal risk management. Wadden Sea Ecosystem 28, Wilhelmshaven.
- Eichfeld, I. (in Vorb.): Nr. Manslagt FStNr. 2508/4:13, Gde. Krummhörn, Ldkr. Aurich. In: Emden Jahrbuch, Ostfriesische Fundchronik 2013.
- Ey J. & S. König (in Vorb.): Stackdeich Jarßum. In: Siedlungs- und Küstenforschung an der südlichen Nordseeküste 38, 2015.
- Flemming, N.C., Çağatay, M.N., Chiocci, F.L., Galanidou, N., Jöns, H., Lericolais, G., Missiaen, T., Moore, F., Rosentau, A., Sakellariou, D., Skar, B., Stevenson, A. & H. Weerts (2014): Land Beneath the Waves: Submerged landscapes and sea level change. A joint geoscience-humanities strategy for European Continental Shelf Prehistoric Research. In: Chu, N.C. & N. McDonough (Hrsg.): Position Paper 21 of the European Marine Board, Ostend, Belgium.
- Goldhammer, J., Jöns, H. & M. Karle (in Vorb.): Archaeological research in the Wadden Sea. In: Siedlungs- und Küstenforschung an der südlichen Nordseeküste 38, 2015.
- Jöns, H., Karle M. & S. Kleingärtner (2013): Das Nordseebecken und der Wattenmeerraum als Forschungsgebiet. Methodische Überlegungen, Strategien und aktuelle Forschungsprojekte. In: Offa 69/70, 2012/2013, 2013: 71–80.
- Millat, G., Steiner, D. & M. Ehlers (1994): Ecosystem Research in the North German Wattenmeer. Presented at the Second Thematic Conference on Remote Sensing for Marine and Coastal Environments, New Orleans, Louisiana, 31, 116–125.
- Millat, G. (1996): Entwicklung eines methodisch-inhaltlichen Konzeptes zum operationellen Einsatz von Fernerkundungsdaten für ein Umweltmonitoring im niedersächsischen Wattenmeer – dargestellt am Beispiel der Insel Spiekeroog und des Spiekerooger Rückseitenwattes. In: Schriftenreihe der Nationalparkverwaltung „Niedersächsisches Wattenmeer“ 1, Wilhelmshaven, S. 1–125.
- Millat, G. (1998): Methodisch-inhaltliches Verfahren für den operationellen Einsatz von Fernerkundungsdaten im Wattenmeer. In: Preu, C. (Hrsg.): Aktuelle Beiträge zur interdisziplinären Meeres- und Küstenforschung, Ansätze – Methoden – Perspektiven. VSAG 20, Vechta: 35–44.
- Millat, G. (1999): Fernerkundung im Wattenmeer. In: Umweltatlas Wattenmeer 2 – Wattenmeer zwischen Elb- und Emsmündung. Ulmer, Stuttgart: 158–159.
- Millat, G. & M. Herlyn (1999): Documentation of Intertidal Mussel Bed (*Mytilus edulis*) Sites at the coast of Lower Saxony. In: Senckenbergiana marit. 29 (suppl.), Frankfurt a. M.: 83–93.
- Niederhöfer, K. (in Vorb.): Archäologische Fundstellen im ostfriesischen Wattenmeer – Siedlungsgeschichte einer untergegangenen Landschaft bis 1570. Dissertation Universität Hamburg (in Vorb.).
- NLWKN 2011: Generalplan Küstenschutz Niedersachsen 2, Ostfriesische Inseln, Norderney.
- Stephan, H.-G. (1987): Die bemalte Irdenware der Renaissance in Mitteleuropa. Ausstrahlungen und Verbindungen im gesamteuropäischen Rahmen. Forschungshefte des Bayerischen Nationalmuseums München 12, Dt. Kunstverlag, München.
- Tenge, O. (1999): Der Jeversche Deichband. Geschichte und Beschreibung der Deiche, Uferwerke und Siele im Dritten Oldenburgischen Deichbande und im königlich preußischen westlichen Jadegebiet. Reprint der 1.

Auflage des Kartenbandes von 1884 sowie der 2. Auflage des Textbandes von 1989. III. Oldenburgischer Deichband (Hrsg.). Berg, Bockhorn.

Danksagung

Das Projekt wird gefördert durch das Niedersächsische Ministerium für Wissenschaft und Kultur.

Adresse

Julia Goldhammer M.A.
Niedersächsisches Institut für
historische Küstenforschung (NIhK)
Viktoriastr. 26/28
26382 Wilhelmshaven, Germany

julia.goldhammer@nihk.de



Evidence of early hydraulic engineering? Geophysical and geoarchaeological investigations at Groothusen, East Frisia, Germany

Ingo Eichfeld & Stephan Schwank

Lower Saxony Institute for Historical Coastal Research, Wilhelmshaven, Germany

Abstract

Results of recent geophysical and geoarchaeological investigations into the evolution of a tidal creek network in the range of the early medieval trading site of Groothusen in East Frisia, Germany, are presented. A geomagnetic survey in the area north of the dwelling mound led to the discovery of an apparently artificially dug watercourse of a length of 400 m. An archaeological trench revealed essential information on the landscape development and provided evidence that the watercourse has already been created in the Pre-Roman Iron Age. This raises the question to which extent early medieval trading sites are to be considered in continuity with older hydraulic structures.

1 Introduction

Before the onset of dike building, the coastal area of the southern North Sea was characterised by extensive bays, creeks and rivers, that offered good conditions for water based transport of people and goods. In the early Middle Ages particular types of settlements with specialised organisational and economical structures geared towards industry and trade developed in this area (Siegmüller & Jöns 2012; Jöns & Segschneider 2014). The inhabitants of these settlements were traders and navigators who participated in the maritime North Sea trading network. The project "Trading terps and Geest fringe castles – medieval trading ports on the German North Sea coast", launched within the priority programme "Harbours from the Roman Empire to the Middle Ages" of the German Research Foundation, aims to study the social and economic importance of these trading sites and to reconstruct their palaeogeographical conditions. The geoarchaeological research focuses on the coastal topography, the development of waterways and their navigability through time.

2 Study area and state of research

The geological development of the salt marshes along the southern North Sea Coast was controlled by the Holocene sea-level rise and joint depositional processes. The genesis of the landscape is reflected by the sequence of coastal sediment layers, which is essentially a succession of marine and brackish sediments. These sediments are a reflection of transgressive phases as well as large-scale peat growth and soil formation indicating regressive or stationary phases. Such regressive phases have been detected in similar chronostratigraphic positions in a number of regions of the coastal area (Streif 2004). Transgressions and regressions are caused by temporary changes within the hydrological system due to sea level fluctuations (Behre 2013) and / or changes of the coastal morphology and sedimentation rates (Bungenstock & Weerts 2010).

The historic landscape of the Krummhörn (district of Aurich, Germany) is located on the western edge of the East Frisian peninsula east of the Ems River estuary. The area is characterised by the former

Bay of Sielmönken, on which elevated levees large and high dwelling mounds or terp villages are situated (Figure 1; Wildvang 1915; Behre 1999).

While the greatest extent of the prehistoric bay can be determined quite accurately, the temporal and spatial pattern of its aggradation remains largely unknown. It is generally assumed that the embankment of the Bay of Sielmönken was already well advanced seawards until the 13th century (Homeier 1969; Behre 1999). However, in the early Middle Ages the bay was still largely open and a navigable transportation route connecting the adjoining settlements to the open waters of the North Sea.

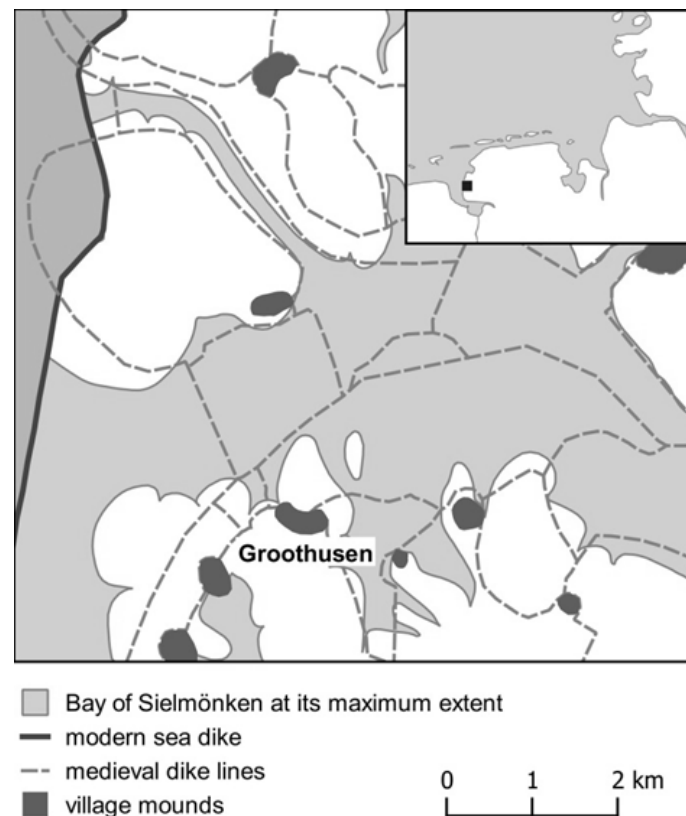


Figure 1: The former Bay of Sielmönken (graphic I. Eichfeld after Voigt 1963, Reinhardt 1965 and Homeier 1969).

The village of Groothusen is located on the southern shore of the former Bay of Sielmönken. The village extends on a curved dwelling mound of a length of about 500 m and a width of about 180 m. Archaeological knowledge of Groothusen is mainly based on studies that have been carried out by Waldemar Reinhardt in the 1950s (Reinhardt 1959, 1965), who considered it to be a typical example of an Early Medieval *Langwurt* (elongated dwelling mound / long terp). According to a model of Haarnagel (1955, 1984) and Reinhardt (1959, 1965), early medieval traders and craftsmen founded linear settlements on elongated dwelling mounds along navigable tidal creeks in East Frisia. Brandt (1979, 1984, 1985) continued research into the *Langwurten* and stated that these settlements functioned as local hubs from which products of agrarian settlements were distributed and goods were imported from the Carolingian Empire and other regions. However, further research in the past 30 years has shown that, in addition to the *Langwurten*, there existed other dwelling mounds, which were similarly focused on trade and crafts. But neither showed these dwelling mounds the characteristic elongated shape nor the structure as a linear settlement. Siegmüller & Jöns (2012) therefore suggested calling these dwelling mounds with primarily commercial orientation "*trading terps*".

The activities carried out by Reinhardt in the 1950s provided evidence for the palaeogeographical setting of the settlement. Reinhardt completed a SW-NE oriented coring transect in order to resolve the stratigraphy of the dwelling mound. A tidal creek was found in the northern part of the transect, with a bottom depth of about -1.10 m NN (German ordnance datum). The lowermost settlement layers were located on the southern levee of the creek at an elevation between -0.75 and +0.30 m NN. The total depth of the settlement layers was up to 6 m.

Although the presence of a navigable creek was regarded as infrastructural prerequisite for the establishment and existence of an early medieval trading site, the question of the actual connection to the Bay of Sielmönken and thus to the North Sea remained unsolved. It was more than 20 years later that Brandt (1983, fig. 30) made an attempt to reconstruct the development of former tidal creeks and dike lines in the area of Groothusen.

According to Brandt, the tidal creek parallel to the mound was connected to the Bay of Sielmönken by tidal creeks in the northwest and east. Access from the northwest was interrupted by dikes in the first half of the 13th century, and the other one from the east during the 13/14th century at the latest. However, Brandt (1983, 112) points out that both dates give only a *terminus ante quem* and that the tidal creeks might have already been blocked in the 12th century. Since the building material of the late 12th century was presumably transported by ship, we can assume that Groothusen still had access to navigable waters at that time. Conclusively, the connection to open waters must have been lost in the late 12th or 13th century.

3 Research questions and methods

Recent research focused on the evolution of palaeogeography and, in particular, the tidal creek network in the northern range of Groothusen. Intensive field work has been conducted to locate possible landing sites for vessels and to address the role the tidal creek network played in the foundation and development of the early medieval trading terp. Hence geophysical, archaeological and pedological investigations were carried out to reconstruct the changing palaeogeographical conditions in the surroundings of the settlement. The following results focus on the most intriguing findings of the geomagnetic and geoarchaeological investigations in the area north of the village.

4 Results

4.1 Geomagnetic, pedological and archaeological survey

In the years 2012/13, about 18 hectares of the area north of the village were surveyed with a 5-channel fluxgate magnetometer during several campaigns (resolution 0.5 m). The surveyed area includes the pasture northwest of the village, the arable land and pasture in the north on both sides of the road as well as the arable land east of a former railway embankment (Figure 2).

The magnetic gradiometry image shows only little disturbances from wires and electric fences or dipolar anomalies caused by recent metal residues. Some checkerboard-like structures are visible in a field north of the village. An aerial photography from 1939 illustrates that these structures are due to the use as gardening plots until the 1950s (Reinhardt 1965, 81 footnote 23).

In general, it is possible to distinguish sectors showing only weak or no anomalies from areas containing several distinct anomalies. For instance, anomalies are largely absent in the low lying pastures northwest of the village. The associated sediments are rather homogeneous former salt marshes and tidal flat deposits, partially exhibiting very low depths of decalcification. Hence, the geomagnetic image shows the extent of a small inlet that deposited young salt marsh sediments close to the settlement (Voigt 1963). There are only two positive anomalies, stretching in a wide arc parallel to a modern ditch. These anomalies are very likely resulting from a former watercourse of which the

modern ditch is a remnant. The watercourse was certainly connected to the tidal creek which Reinhardt (1965) had detected parallel to the early medieval settlement.

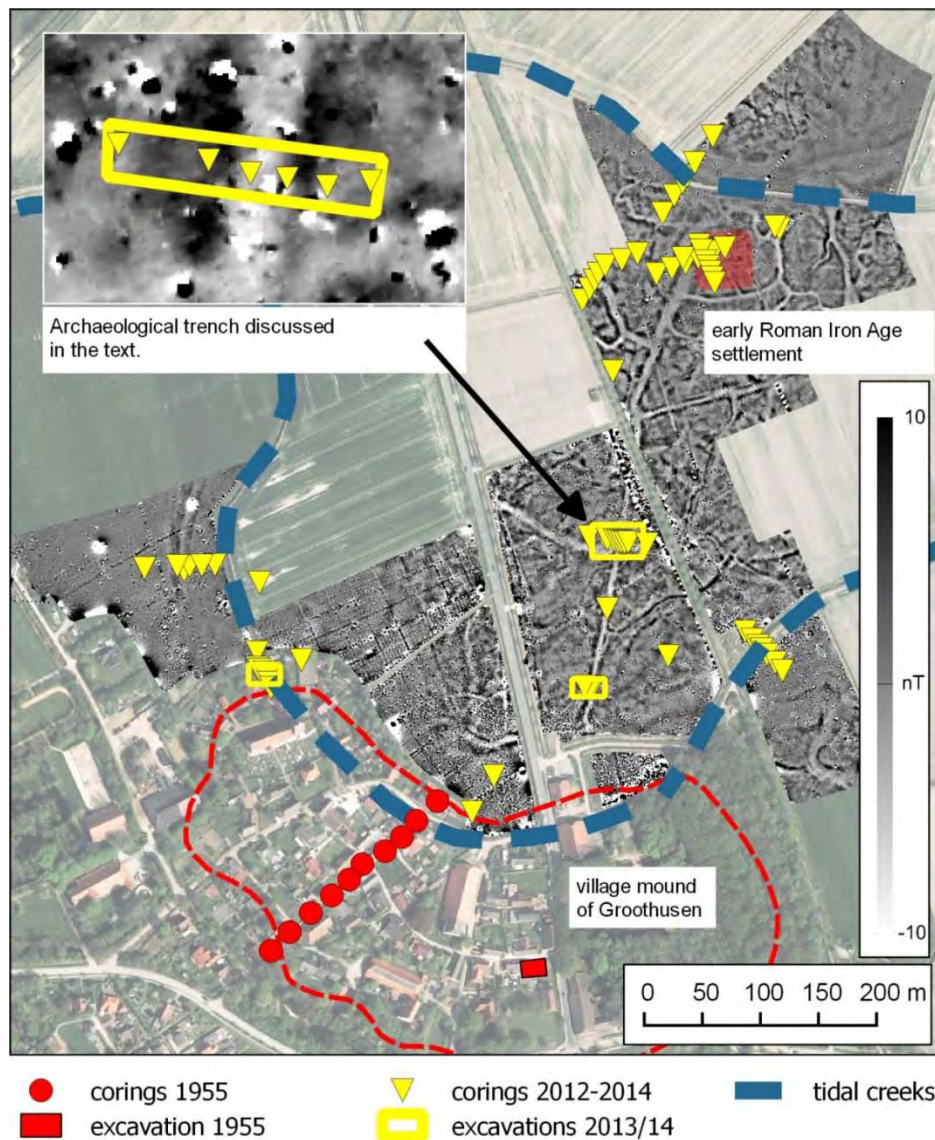


Figure 2: Map of Groothusen area showing locations of excavation trenches and pedological corings superimposed on magnetic gradiometry image (graphic Eichfeld & Schwank).

The area further east is characterised by numerous band or wave-like structures consisting of parallel running positive anomalies. According to comparable observations in the coastal plains of the Netherlands, these structures (invisible in the present-day landscape) can be interpreted as small natural tidal creeks (Kattenberg 2008, 168-169). The dendritic pattern suggests mainly calm depositional conditions (Pethick 1992, 53-60). The depth of decalcification in the local old salt marsh sediments reaches about 1 m. The layered sediment body was deposited mainly supralittoral over the last two or three thousand years.

Northeast of the mound and north of the surveyed area are two strips characterised by a general low magnetisation contrast and the lack of smaller anomalies. The soil map and pedological field work confirm that these strips are identical with major tidal creeks which have partially persisted as modern ditches or farm tracks in the landscape. The tidal creek in the south is apparently the eastern

continuation of the watercourse parallel to the early medieval settlement. The tidal creek soils are very similar to the young marsh soils northwest of the mound. However, these soils are sandier and siltier due to increased levels of biogenic carbonates. They are frequently calciferous up to the present-day surface.

Particularly striking is a linear structure of a width of about 10 to 12 m and a length of more than 400 m, extending from the tidal creek at the northeast of the dwelling mound to the one in the north. The straightness and the extent of the structure, as well as its perpendicular junctions, remind of an artificially dug watercourse. A natural origin seems implausible. Further, the structure neither refers to the present field layout nor to the oldest cadastral survey of 1872-73. This argues for a high age, because it is assumed that the block-shaped field system dates back to the time before the embankment in the 13th century (Reinhardt 1965, 104-109).

There is a small island-like area of about 0.6 hectares near the confluence of the presumed artificial watercourse and the northern tidal creek. A settlement on level ground or a low dwelling mound of the early Roman Iron Age was discovered during a combined coring and field walking campaign on the levee of the abovementioned tidal creek. Charcoal remains and burnt bone submitted for 14C age determination returned a one-sigma date range of 69 to 130 cal. AD (Poz-60833) and 63-125 cal. AD (Poz-60834), thus confirming the archaeological age determined by pottery finds. The question arises whether there was a connection between the linear structure and the settlement site.

4.2 Archaeological trench

An archaeological trench was opened to examine the linear structure detected in the geomagnetic survey (Figure 3). At the base of the undisturbed part of the profile a reed peat of approximately 0.5 m was found. This peat layer is widely known in the coastal marshes of Northern Germany and termed as the "*Upper Peat*". According to Streif (2004) its formation took place between circa 1500 and 1000 BC (Regression 2 after Behre 2003) in brackish lagoons sheltered from the open sea by sandy ridges.

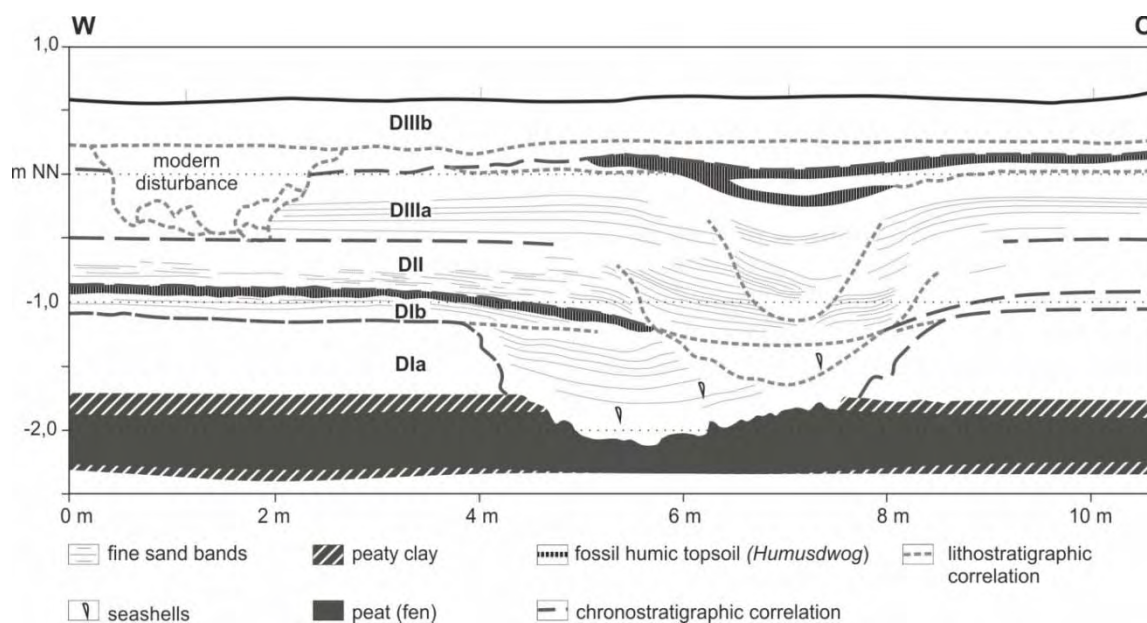


Figure 3: North Profile of excavation trench at Groothusen (graphic Schwank & Eichfeld).

The peat was covered by marine sediments in the subsequent Dunkerque Ia (DIIa) transgressive interval. The specific deposits show a significant compaction, a moderate fine aggregated structure and fine root channels. They belong to an Iron Age marsh which formed around 400 BC (Regression 3 after Behre 2003). This soil formation is widespread on elevated positions in the area around

Groothusen. The overlying deposits represent the transgressive phase D1b. They consist of weakly laminated immature clay which seems to be deposited in a rather low-lying area near MHW (Mean High Water). The top of the layer is characterised as a *Humusdwog*, which is a fossil humus-enriched topsoil already described by Wildvang (1911). This horizon, locally known as blue ray (*Blauer Strahl*) or black string (*Schwarze Schnur*), is widespread in the North German coastal zone. It is commonly dated about the year 1 AD. At Groothusen, a 14C-dating of plant remains (seeds and fruits of *Glaux maritima*, *Triglochin maritimum* and *Atriplex* sp.), obtained from the *Humusdwog*, produced a one-sigma date range of 8-78 cal. AD (Poz-63377). Sediments of the transgressive phases DII to DIIIb were found in the upper part of the profile. They can be differentiated by sedimentary changes. For example, the frequency of sandy laminae (DII / DIIIa) or variations in grain sizes (like the rather silty sediments of DIIIb) can be used.

At the middle of the profile, a depression of about 4 m width cuts from the surface of the pre-Roman Iron Age marsh into the underlying peat. The position of the presumed canal or ditch corresponds exactly to the position of the structure in the geomagnetic image. Definite proof of an anthropogenic origin, such as sharp edges from the use of a spade, was not identified. However, it is likely that evidence of an anthropogenic origin has been eroded. A possible cause for such erosion is high flow velocities, which might have occurred at least periodically. This is indicated by the filling of the depression, which consisted of sandy layers and even completely preserved shells of the bivalve *Cardium edule* washed up from the high salinity marine estuary.

The artificial watercourse silted up quite quickly, but was still in existence as a shallow ditch around 1 AD. The occurrence of two tidal creeks in nearly the same position shows that the shallow depression had a strong deterministic effect in the following phase of supralittoral sedimentation.

It is obvious to correlate the upper tidal creeks with the transgressive phases DII and DIIIa (Behre 2003). Hence, the tidal creeks silted up within the regressive phases 5 (350-700 AD) and 6 (850-1100 AD). With the exception of the uppermost creek, all generations have been reactivated at the onset of the subsequent phase of sedimentation. Perhaps the aggradation took place at the end of the regressive phases or immediately after the beginning of the following transgressive phases, but with a reactivation at a later period.

The uppermost tidal creek is superimposed by an early medieval *Humusdwog*, so a reactivation obviously did not happen again. Instead, sediments of the transgressive phase DIIIb were deposited on top. Similar observations have been made at many locations along the coastal areas of Northern Germany. In order to date the individual phases, sediment samples for optically stimulated luminescence dating (OSL dating) were taken, but results are not yet available.

4.3 Magnetic susceptibility measurements

Measurements of magnetic susceptibilities show that silty sediments low in humus are characterised by low susceptibility values (Figure 4). One order of magnitude higher values occur, however, in the Iron Age sediments on the top of the Upper Peat. This is most likely caused by the presence of the ferromagnetic iron sulphide greigite (Fe_3S_4) along the banks of the watercourse. Greigite is a pedogen mineral which forms in sediments with high contents of fine distributed organic matter under anoxic conditions and in presence of sulfate-rich seawater and biogenic sulfate reduction (Kattenberg 2008). Due to the infiltration of sea water, the highest values were measured at the banks of the depression, while lower values occur with increasing distance from the watercourse. Thus positive signals in the geomagnetic image emerge from former banks of tidal creeks and wet hollows. Pedological mapping shows that at least in Groothusen the phenomenon is confined to old amphibious marshes with frequent occurrence of peat or reworked peaty substrates. Whether these processes are generally limited to the old marsh or whether they can also take place at young marsh sediments is not clear. So far, comparable anomalies have not been observed in the young marsh. Apparently, in marine dominated sediments, that are low in humus, no enrichment of greigite takes place.

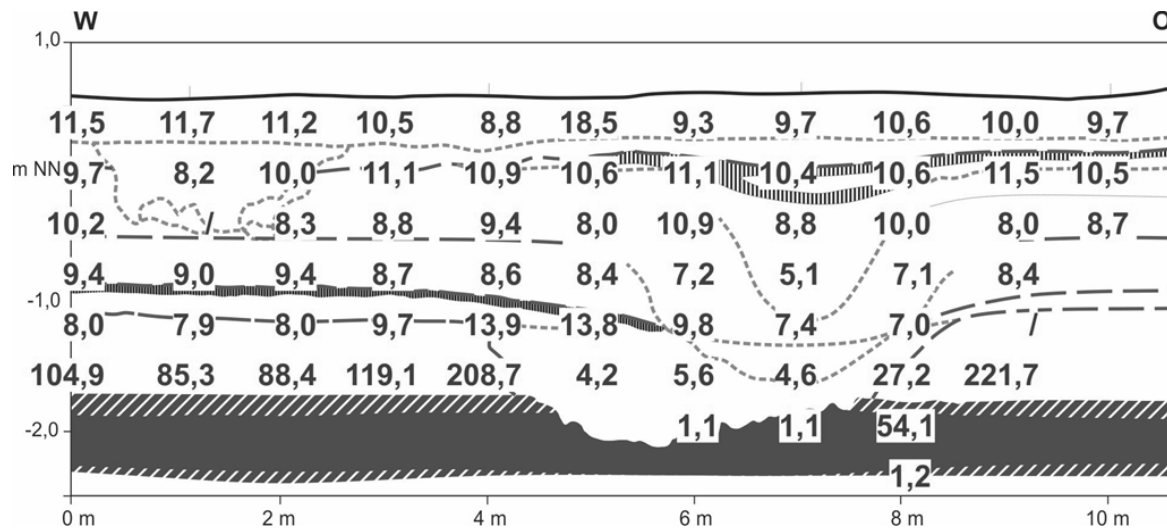


Figure 4: Magnetic Susceptibility values ($1e-5$ SI) of the North Profile of excavation trench at Groothusen (graphic Eichfeld).

5 Discussion

5.1 Water level and navigability

In order to answer the question of the navigability of the watercourse, it is essential to reconstruct maximum water levels. It is not feasible, however, to simply transfer data from sea level curves because of different local effects (palaeogeographical setting, subsidence etc.). Hence, water levels are calculated based on the assumption that the MHW was about 0.20 to 0.40 m below the particular surface. The difference between the supposed MHW and the bottom of the particular watercourse gives a relative value, which can be regarded as maximum water level for each phase of the watercourse (Table 1).

Table 1: Maximum water levels for different phases in the watercourse between the village mound and the early Roman Iron Age settlement in the north.

Date	Surface	Maximum water level
400 BC – 1 AD	DIa	0.7 m
around 1 AD	DIb	0.1 m
350 - 750 AD	DII	0.6 m
850 - 1100 AD	DIIIa	0.8 m

Given a minimum tidal range of about 2 m, the depressions were generally dry at low tide and only intermittently navigable at high tide. Around 1 AD the watercourse was largely silted up, while for the pre-Roman Iron Age and the early Middle Ages maximum water levels of about 0.6 to 0.8 m were determined. As a result, the watercourse would have been navigable for smaller vessels or canoes, which were still an important means of transportation in the early Middle Ages (Thiemann & Kegler 2013).

Pedological investigations show that for the time of about 1 AD the tidal creek parallel to the mound was also largely silted. As already stated, Reinhardt (1959, 1965) has found the bottom of the early medieval creek at -1.10 m NN. The current studies demonstrate that these sediments constitute the top

of the Roman Iron Age filling, which has not been eroded in the subsequent reactivation. However, the tidal creek was deep enough for navigation again in the early Middle Ages.

5.2 Outline of landscape development in the area of the Bay of Sielmönken

Geomagnetic prospection and pedological studies carried out in the vicinity of the dwelling mound show that the stratigraphy of the trench can be considered as typical of the sedimentary history of the old marshes. Hence, the results allow a solid insight into the general development of the landscape in the area of the Bay of Sielmönken. Wildvang (1911) already postulated a sudden change from a lagoon-like landscape to an open tidal marsh, in which the first phase of marshland genesis is characterised by a widespread fossil topsoil or *Humusdwog*. Wildvang argued that this fundamental environmental change was caused by a “prehistoric catastrophe“ as a result of a sudden intrusion of the North Sea, whereon the Bay of Sielmönken was formed. However, the sequence from lagoonal to marine deposits shows that the transition did not take place abruptly but rather gradually with increasing marine supratidal sedimentation, which at first led to the formation of a pre-Roman semi-terrestrial 'proto marsh' and then subsequently to the Roman Iron Age marsh. An increased deposition of marine sediments at and above MHW is a very common trend in the later pre-Roman Iron Age in most North German coastal areas. In the lower phases of the watercourse high flow velocities occurred at least periodically, which might also have resulted in an erosion of older sediments. However, it needs to be stressed that such natural processes cannot explain the primal formation of the watercourse, because a natural line-like erosion with perpendicular junctions, as visible in the geomagnetic image, is very unlikely.

In the course of the last millennium BC, a rising marine influence along already existing channels resulted in the erosion of peat and older sediments in the central areas of the Bay of Sielmönken (Voigt 1963). At the same time, sedimentation rates increased, which led to the sedimentation of semi-supratidal deposits on the top of non-eroded lagoonal layers. During the later pre-Roman Iron Age a first shallow marsh formed, which was settled at least in some parts of the Krummhörn (see below). Its surface is covered by a sediment layer of a very immature soil, which gives the impression of a rather low-lying deposition near MHW.

Finally, a humic topsoil (*Humusdwog*) has formed on top of the pre-Roman marsh. From a pedological point of view, its formation does not necessarily have to be seen as a result of a sinking sea level. Rather, the *Humusdwog* should be considered as a specific sediment which developed during a phase free of storm surges and under a reduced rate of sedimentation accompanied by an accumulation of organic matter from the vegetation cover (e.g. reed). The largely absence of storm surges can be verified from various indices such as the decrease or absence of fine sand bands as well as increased clay contents, respectively. Furthermore, it is also accepted that the absence of storm surges was the basic requirement for the foundation of settlements on level ground around 1 AD (Eichfeld 2010).

The present high elevated marshlands were created by continued marine sedimentation during the first millennium AD. The transition from DII to DIII is characterised by a sediment change without humic topsoil. This phenomenon, that is also observed in most other coastal areas, probably indicates a rather weak regressive phase. The early medieval *Humusdwog* on top of the DIIIa-layer is strongly developed. However, due to its location near to the surface it is usually plowed into the topsoil, so that it is preserved in very low-lying positions only (mainly in locations of filled-up creeks). Again, this also is typical of most coastal areas. The overlying DIIIb-sediments are completely incorporated into the plow layer. They show more silty and sandy fractions indicative for distinct storm surge activities. Sedimentation finally ended with the embankment in the 13th century (Homeier 1969).

5.3 Settlement history and early hydraulic engineering

One of the most important results of the current studies is the evidence for an artificial watercourse of the pre-Roman Iron Age. The watercourse presumably connected the tidal creek parallel to the dwelling mound of Groothusen with another tidal creek about 400 m farther north on which levee a

settlement of the early Roman Iron Age has been detected. At the present state of research, it seems unlikely (for chronological reasons) that the artificial watercourse was built by the dwellers of this settlement. If we assume that it was dug by the inhabitants of the later trading settlement, we also need to assume that the early medieval settlement had its origins in the late pre-Roman Iron Age. This assumption is by no means unrealistic, because the oldest settlement layers of the neighbouring dwelling mound of Upleward yielded calibrated 14C ages going back to the 3rd and 2nd centuries BC (Bittmann & Wolters 2007). Another settlement of the pre-Roman Iron Age may have existed west of Manslagt in the estuary of the Bay of Sielmönken (Eichfeld in press). Moreover, even Reinhardt considered the possibility that the early medieval settlement had a rural precursor with another settlement structure. To date, the only older archaeological material from dwelling mound are some stray finds of the Roman Iron Age (Bärenfänger & Schwarz 2003). That is why archaeological corings are planned in order to date the lowermost settlement layers of the dwelling mound.

At present, it is difficult to decide on the functional relationship of the individual elements. According to the maximum water levels, the artificial watercourse could have been used temporarily as a canal for smaller vessels in the pre-Roman Iron Age. It is conceivable that at that time the tidal creek parallel to the mound had no longer a sufficient depth of water, for which reason a canal was dug to the tidal and navigable creek in the north. However, by the early Roman Iron Age the canal had shoaled as well, so that the settlement was shifted to the levee of the tidal creek in the north. Later, as a consequence of the renewed rise in sea level and the reactivation of the tidal creek in the north, the settlement was again shifted to the site of today's village mound. In the early Middle Ages the canal then had enough water to be temporarily navigable.

However, there is also the possibility that the channel was not primarily built as a transport route, but as part of a larger drainage system. This notion is supported by the geomagnetic anomalies perpendicular to the excavated structure, but so far none of them has been investigated archaeologically. In fact, ditches for drainage purposes are quite common features even at early sites, while canals for traffic purposes are definitely not (Boersma 2005, Lascaris & de Kraker 2013).

Regardless of its actual purpose, the new found structure corresponds to current research demonstrating the comparatively high level of hydraulic engineering in the late pre-Roman Iron Age (de Ridder 2005, Lascaris & de Kraker 2013). Recent excavations at Jemgumkloster (district Leer) have already shown that the area of the Ems River estuary took part in this technological development (Prison 2011). It will be interesting in future research to investigate to which extent early medieval settlements, in particular the East Frisian trading terps, are to be considered in continuity with these older structures. In addition, further research will have to show whether it is possible to detect comparable structures in other parts of the North German coastal region. At least in the old marsh areas, the combined application of pedological, archaeological and geomagnetic investigations has proved to be an effective and efficient way to explore large areas and to make "sunken" landscapes visible again.

References

- Bärenfänger, R. & W. Schwarz (2003): Groothusen FStNr. 2508/5:27, Gemeinde Krummhörn, Einzelfunde der Römischen Kaiserzeit und des Mittelalters. In: Emdener Jahrbuch für historische Landeskunde Ostfrieslands 82 (Ostfriesische Fundchronik 2002): 239.
- Behre, K.E. (1999): Die Veränderungen der niedersächsischen Küstenlinien in den letzten 3000 Jahren und ihre Ursachen. In: Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet 26: 9–33.
- Behre, K.E. (2003): Eine neue Meeresspiegelkurve für die südliche Nordsee – Transgressionen und Regressionen in den letzten 10.000 Jahren. In: Probleme der Küstenforschung 28: 9–63.
- Behre, K.E. (2013): Die Meeresspiegelschwankungen der vergangenen Jahrtausende und deren Bedeutung für das Siedlungsgeschehen an der deutschen Nordseeküste. In: Siedlungs- und Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet 36: 13–30.

- Bittmann, F., & S. Wolters (2007): Archäobotanische Untersuchungen der hochmittelalterlichen Wurt Upleward in der Krummhörn, Ldkr. Aurich. In: Nachrichten des Marschenrates zur Förderung der Forschung im Küstengebiet der Nordsee 44: 54.
- Boersma, J. (2005): Colonists on the clay. The occupation of the northern coastal region. In: Louwe Kooijmans, L. P. (Ed.): *The Prehistory of the Netherlands 2*. Amsterdam, pp. 561–576.
- Brandt, K. (1979): Siedlung und Wirtschaft in der Emsmarsch während des frühen und hohen Mittelalters: historisch-siedlungsarchäologische Untersuchungen. In: *Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet* 13: 155–185.
- Brandt, K. (1983): Archäologische Untersuchungen in hochmittelalterlichen Seehandelsorten an der Nordseeküste zwischen Ems- und Wesermündung. In: Fehring, G. P. (Ed.), *Seehandelszentren des nördlichen Europa: der Strukturwandel vom 12. zum 13. Jahrhundert*. Beiträge des Ostsee-Kolloquiums, Lübeck 1981. *Lübecker Schriften zur Archäologie und Kulturgeschichte* 7. Bonn, pp. 111–117.
- Brandt, K. (1984): Langwurten, ihre Topographie und Funktion. In: Jankuhn, H., K. Schietzel & H. Reichstein (Eds.): *Archäologische und naturwissenschaftliche Untersuchungen an ländlichen und frühstädtischen Siedlungen im deutschen Küstengebiet vom 5. Jahrhundert v. Chr. bis zum 11. Jahrhundert n. Chr. Teil 2: Handelsplätze des frühen und hohen Mittelalters*. Weinheim, pp. 100–113.
- Brandt, K. (1985): Die Bedeutung der Langwurten für die frühmittelalterliche Wirtschaft in der Nordseemarsch. In: Düwel, K., H. Jankuhn, H. Siems & D. Timpe (Eds.): *Untersuchungen zu Handel und Verkehr der vor- und frühgeschichtlichen Zeit in Mittel- und Nordeuropa - Teil III: Der Handel des frühen Mittelalters*. *Abhandlungen der Akademie der Wissenschaften Phil.-Hist. Kl.* 150. Göttingen, pp. 291–311.
- Bungenstock, F. & H.J.T. Weerts (2010): The high-resolution sea-level curve for Northwest Germany: global signals, local effects or data artefacts? In: *International Journal of Earth Sciences* 99 (8): 1687–1706.
- Eichfeld, I. (2010): Diluted causalities: The variability of human response to environmental change. Examples from the North Sea Coast, Lower Saxony, Germany. In: Kiel Graduate School "Human Development in Landscapes" (Eds.): *Landscapes and Human Development: The Contribution of European Archaeology*. *Universitätsforschungen zur Prähistorischen Archäologie* 191. Bonn, pp. 273–284.
- Eichfeld, I. (in press): Manslagt FStNr. 2508/4:13, Gde. Krummhörn, Ldkr. Aurich, ehem. Reg. Bez. W-E. *Nachrichten aus Niedersachsens Urgeschichte*. Beiheft 17, 2013.
- Haarnagel, W. (1955): Die frühgeschichtliche Handelssiedlung Emden und ihre Entwicklung bis ins Mittelalter. In: *Jahrbuch der Gesellschaft für Bildende Kunst und Vaterländische Altertümer zu Emden* 35: 9–78.
- Haarnagel, W. (1984): Die frühgeschichtliche Handelssiedlung Emden und ihre Entwicklung im Mittelalter. In: Jankuhn, H., K. Schietzel & H. Reichstein (Eds.): *Archäologische und naturwissenschaftliche Untersuchungen an ländlichen und frühstädtischen Siedlungen im deutschen Küstengebiet vom 5. Jahrhundert v. Chr. bis zum 11. Jahrhundert n. Chr. Teil 2: Handelsplätze des frühen und hohen Mittelalters*. Weinheim, pp. 114–135.
- Homeier, H. (1969): Der Gestaltwandel der ostfriesischen Küste im Laufe der Jahrhunderte: ein Jahrtausend ostfriesischer Deichgeschichte. In: J. Ohling (Ed.), *Ostfriesland im Schutz des Deiches* 2. Pewsum, pp. 3–75.
- Jöns, H. & M. Segschneider (2014): Zur Rolle und Struktur Hamburgs als frühmittelalterlicher Handelsplatz – aktuelle Forschungen an Emporien und Handelsplätzen des Nord- und Ostseeraums im Vergleich. In: Weiss, R.-M. & A. Klammt (Eds.), *Mythos Hammaburg*. Archäologische Entdeckungen zu den Anfängen Hamburgs. Veröffentlichung des Helms-Museums, Archäologisches Museum Hamburg, Stadtmuseum Harburg Nr. 107. Hamburg, pp. 17–39.
- Kattenberg, A.E. (2008): *The Application of Magnetic Methods for Dutch Archaeological Resource Management*. *Geoarchaeological and bioarchaeological studies* 9. Amsterdam.
- Lascaris, M.A. & A.M.J. de Kraker (2013): Dikes and other hydraulic engineering works from the Late Iron Age and Roman period on the coastal area between Dunkirk and the Danish Bight. In: E. Thoen et al. (Eds.): *Landscapes or seascapes? The history of the coastal environment in the North Sea area reconsidered*. CORN Publication Series 13. Turnhout, pp. 177–198.
- Pethick, J.S. (1992): Saltmarsh Geomorphology. In: J.R. Allen & K. Pye (Eds.): *Saltmarshes: morphodynamics, conservation and engineering significance*. Cambridge, pp. 41–62.
- Prison, H. (2011): Ausgrabungen im Umfeld der Wurt Jemgumkloster, Gde. Jemgum, Ldkr. Leer (Ostfriesland): ein Vorbericht. In: *Nachrichten aus Niedersachsens Urgeschichte* 80: 117–136.
- Reinhardt, W. (1959): Die Grabungen auf der Dorfwarf von Groothusen, Kreis Norden, und ihre Ergebnisse. In: *Jahrbuch der Gesellschaft für bildende Kunst und vaterländische Altertümer zu Emden* 39: 20–36.

- Reinhardt, W. (1965): Studien zur Entwicklung des ländlichen Siedlungsbildes in den Seemarschen der ostfriesischen Westküste. In: Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet 8: 73–148.
- de Ridder, T. (2005): Wassermanagement in römischer Zeit: Die ältesten Deltawerke in Westeuropa. In: M. Fansa (Hrsg.), Kulturlandschaft Marsch. Natur, Geschichte, Gegenwart. Schriftenreihe des Landesmuseums für Natur und Mensch 33. Oldenburg, pp. 60–67.
- Siegmüller, A. & H. Jöns (2012): Ufermärkte, Wurten, Geestrandburgen – Herausbildung differenter Siedlungstypen im Küstengebiet in Abhängigkeit von der Paläotopographie im 1. Jahrtausend. In: Archäologisches Korrespondenzblatt 42 (4): 573–590.
- Streif, H. (2004): Sedimentary record of Pleistocene and Holocene marine inundations along the North Sea coast of Lower Saxony, Germany. In: Quaternary International 112: 3–28
- Thiemann, B. & J.F. Kegler, 2013: Das Boot im Damm – ein frühmittelalterlicher Einbaum aus Jemgum, Ldkr. Leer (Ostfriesland). In: Siedlungs- und Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet 36: 235–247.
- Voigt, H. (1963): Bodenkundlich-geologische Karte der Marschengebiete 1:25000, Bl. 2508 Pewsum. Hannover.
- Wildvang, D. (1911): Eine prähistorische Katastrophe an der deutschen Nordseeküste und ihr Einfluß auf die spätere Gestaltung der Alluviallandschaft zwischen der Ley und dem Dollart. Emden.
- Wildvang, D. (1915): Das Alluvium zwischen der Ley und der nördlichen Dollartküste: eine geologische, gemeinverständliche Abhandlung. Upleward.

Acknowledgement

The authors are thankful to Steffen Wolters (NIhK) for botanical assessment of the *Humusdwog* and support in dating the samples. The work has been carried out within the project "Trading terps and Geest fringe castles– medieval trading ports on the German North Sea coast" within the priority programme "Harbours from the Roman Empire to the Middle Ages" of the German Research Foundation.

Address

Dr. Ingo Eichfeld
Lower Saxony Institute for Historical Coastal Research (NIhK)
Viktoriastraße 26/28
26382 Wilhelmshaven, Germany

eichfeld@nihk.de



Fossiler Nehrungshaken im Untergrund der Insel Sylt: Warum ist die einfache Kliff-Haken-Theorie nicht mehr zeitgemäß?

Tanja Tillmann

Niedersächsisches Institut für historische Küstenforschung (NIhK), Wilhelmshaven, Deutschland

Abstract

Barrier spits are geologically young, highly dynamic and represent a complex coastal system that includes a number of different but closely related sedimentary depositional environments and geomorphological elements of varying origin, genesis and evolution. In this study ground-penetrating radar (GPR) data and sedimentological data were combined to reveal the sedimentary structure and architecture of the southern barrier spit of Sylt. First, a comprehensive radar facies analysis has been done that describes the typical reflection patterns of the central part of the Southern Sylt. Based on these data, a sedimentary model have been generated which describes the inter-action between coastal processes like washover events, barrier rollover and sedimentary development. The central part of the southern barrier spit takes up a special case concerning the geomorphological development. Next to the location of Puan Klent/Thörnhörn an underlying older barrier spit has been detected in the subsurface. This fossil barrier spit show a different direction of progradation is overlain by a sequence of tidal flat deposits of the backbarrier area. In this chapter two theories of the origin of this divergent fossil barrier spit are presented. The study indicates that GPR and sedimentological data make it possible to reveal the internal structure of barrier islands as well as to figure out and understand the forming coastal processes. The results make it clear that the development of the southern barrier spit of Sylt is much more complex than previously supposed, and it is not only characterized by simple spit attachment on a moraine core.

1 Einleitung

Nehrungshaken, geformt durch eine Kombination aus Wind, Wellen, Strömung und Küstenlängstransport gelten als morphologisch hoch aktive Küstenbereiche und variieren häufig in Ursprung, Genese und Entwicklung. Sie sind im Allgemeinen durch kleinräumig wechselnde Faziesbereiche und sich relativ kurzzeitig ändernde geologische und geomorphologische Verhältnisse geprägt (Tillmann 2014). Der klassische Ansatz in der Sedimentologie ist vorwiegend auf Bohrungen und der detaillierten Untersuchung vorhandener Aufschlüsse begründet. Herkömmliche Methoden beruhen daher, bezogen auf das gesamte Untersuchungsgebiet, auf stichprobenartigen Informationen mit standortbezogenem Charakter. Punktuelle Informationen aus Bohrungen und Aufschlüssen werden in der Regel ausschließlich durch räumliche Interpolation auf das gesamte Gebiet angewendet. Natürliche Aufschlüsse sind auf den Nordseeinseln mit Ausnahme der durch fortschreitende Sturmfluterosion freigelegten Kliffs und Küstendünen kaum gegeben. Invasive Eingriffe durch die Grabung von Aufschlüssen in Gruben sind im Nationalpark Schleswig-Holsteinisches Wattenmeer nicht gestattet. Die Korrelation von Bohrungen im Bereich einer Barriereinsel ist aufgrund räumlich nahe beieinander liegenden Faziesräume sowie zahlreicher kleinräumiger Erosions- und Akkumulationsvorgänge nur schwer möglich. Daher sind die interne sedimentologische Struktur und die Prozesse, die zur Entwicklung von Nehrungshaken geführt haben, oftmals unzureichend untersucht.

Ziel der folgenden Studie ist es daher, anhand hochauflösender Georadarmessungen (GPR) und sedimentologischer Daten die Entstehung und interne sedimentäre Architektur des südlichen Nehrungshakens von Sylt zu rekonstruieren. Anhand ausgewählter Radargramme im Gebiet Puan

Klent/Thörnhörn wird gezeigt, wie der mittlere Abschnitt des südlichen Nehrungshakens geologisch aufgebaut ist und welche Besonderheiten es hinsichtlich seiner Entwicklung gab. Dabei wird die Annahme von Newig (1995) aufgegriffen, wonach es sich bei dem Südhaken von Sylt geomorphologisch nicht nur um ein einfaches „Kliff-Haken-Ensemble“ handelt.

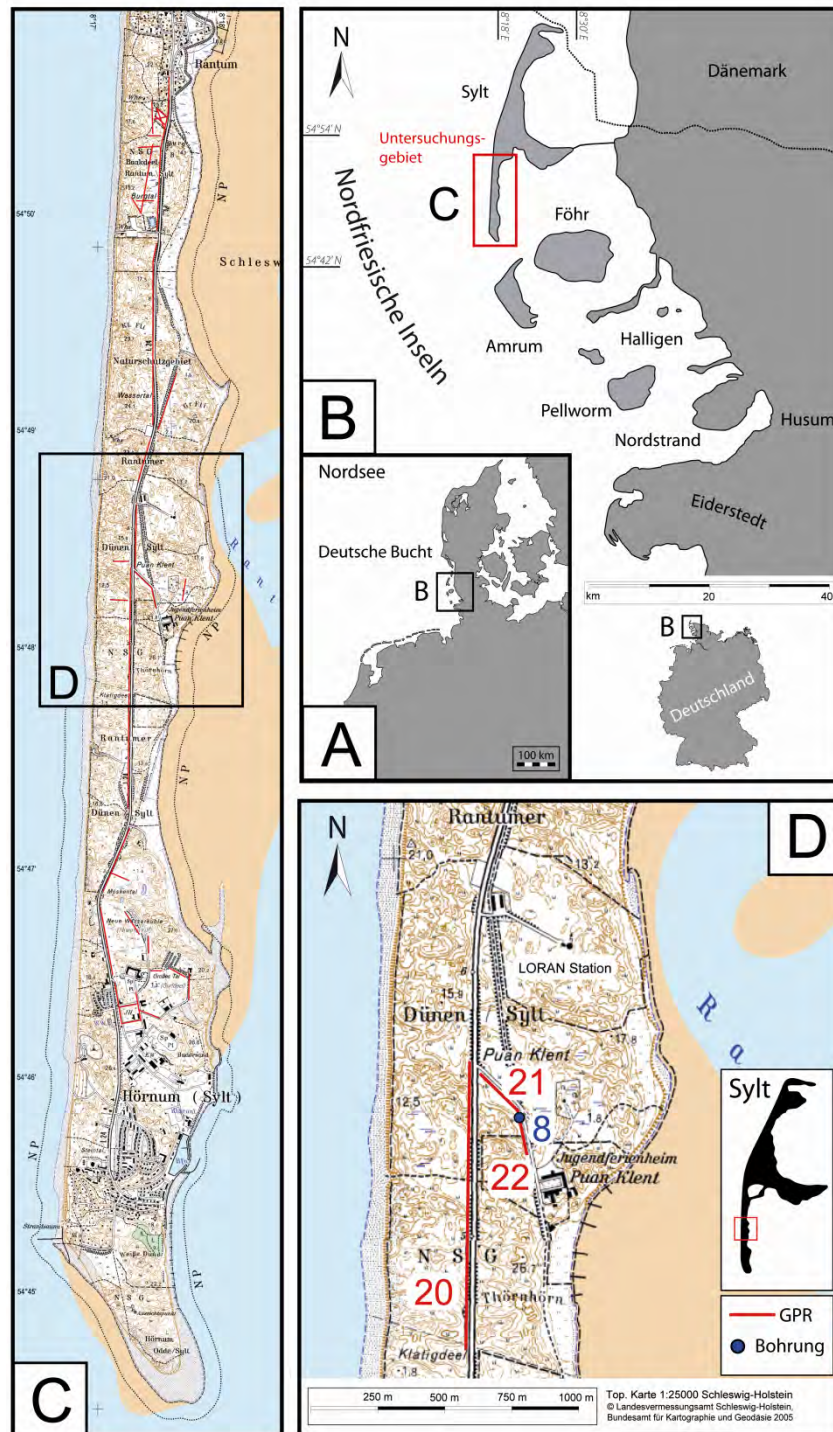


Abb. 1: Überblick über das Untersuchungsgebiet. A: Lage der Nordfriesischen Inseln innerhalb der Deutschen Bucht. B: Lage der Insel Sylt. C: Der südliche Nehrungshaken von Rantum im Norden bis Hörnum im Süden. GPR-Profile sind als rote Linien dargestellt. D: GPR-Profile 20-22 und Position von Bohrung 8 bei Puan Klent/Thörnhörn (Tillmann 2015).

2 Untersuchungsgebiet

Südlicher Nehrungshaken der Insel Sylt

Die Insel Sylt in der südlichen Nordsee (Deutsche Bucht) ist der Festlandsküste Schleswig-Holsteins vorgelagert und zählt mit den Nachbarinseln Föhr und Amrum zu den Nordfriesischen Geestkerninseln. Mit den Inseln Amrum, Fanø, Mandø, Rømø und den Nordfriesischen Außensänden Süderoogsand, Japsand und Norderoogsand bildet sie die westliche Außengrenze des Wattenmeeres (Abb. 1). Mit einem Tidenhub von 206 cm im südlichen Hörnum und 181 cm bei List im Norden der Insel liegt Sylt im niedrigen Mesotidal (Hayes 1979). Nach Hundt (1957) überwiegen nach Häufigkeit und Stärke Winde aus den Sektoren W, NW und SW, die infolge von Sturmfluten hohe Wasserstände, Seegang und erhebliche Brandungsenergien im Bereich der Sylter Westküste erzeugen können (Dette 1977; Lamprecht 1957).

Sylt kann als küstenparallele Barriereinsel mit zentralem pleistozänem Geestkern angesprochen werden, die vom Festland durch rückseitige Watten und Marschen getrennt ist (vgl. Davis 1994). Barriereinseln, die an ihrem einen Ende dem Ursprungsgebiet ihrer Sedimente angelagert sind und ihr anderes Ende in das offene Gewässer vorbauen, werden auch als „barrier spits“ bzw. Nehrungshaken bezeichnet (Leatherman 1988). Dabei wird das Wachstum der Nehrungshaken primär durch den Küstenlängstransport von Sediment aus dem Ursprungsgebiet induziert (Cooper 2012; Otvos 2012; Uda 2005; Trenhaile 1997). So haben die aus dem zentralen pleistozänen Inselgeestkern und weiteren Endmoränenrelikten stammenden und durch ansteigenden Meeresspiegel aufgearbeiteten Materialmengen den Hauptbeitrag für den postglazialen Aufbau des südlichen und nördlichen Sylter Nehrungshakens geliefert (Ahrendt 1994, 2007). Im Lee der beiden Nehrungshaken und Geestkerne entwickelten sich aufgrund reduzierter Strömungsgeschwindigkeiten Marschgebiete (Dietz & Heck 1952). Durch die von Newig (1995) veröffentlichte „Mehrkern-Hypothese“ lässt sich die Entwicklung des südlichen Sylter Nehrungshakens jedoch nicht mehr als einfaches „Kliff-Haken-Ensemble“ beschreiben. Newig (1995) geht von weiteren existierenden Geestkernen bei Rantum und Puan Klent im Bereich des südlichen Nehrungshakens aus, deren genaue Position und Ausdehnung jedoch bis dato nicht bekannt ist. Weitestgehend unbekannt sind auch die geologischen und geomorphologischen Prozesse, die zum Aufbau des südlichen Nehrungshakens geführt haben. Informationen zum Aufbau und Untergrund des Nehrungshakens stützen sich bislang ausschließlich auf Bohrungen.

Geologie des südlichen Nehrungshakens

Vereinfacht besteht Sylt geologisch aus einem zentralen Kern aus saaleeiszeitlichen und vereinzelt auch aufgearbeiteten tertiären Sedimenten, an dem im Norden und Süden jeweils ein holozäner Nehrungshaken ansetzt, welcher rezent von weitläufigen Dünengebieten bedeckt ist.

Nach bisherigen Meinungen liegt der südliche Nehrungshaken z. T. auf ehemaligem Marschenboden (Dietz & Heck 1952). Nach Angaben von Chronisten befand sich an der Westküste Sylts ehemals fruchtbares Marschen- und Weideland, das sich in strömungsberuhigtem Milieu im Lee einer schützenden Insel oder Barre ablagern konnte (Ahrendt & Thiede 2002). Als Zeugnis dieser ehemaligen Landoberfläche werden die nach Sturmfluten an den Hörnum Westrand angespülten Kleigerölle, die dem anstehenden Seegrund in 900 m Entfernung (vgl. Ahrendt & Thiede 2002; Gripp 1986; Hoffmann 1974a) entstammen, angeführt. Jessel (1986 zit. n. Newig 1995: 134; Ahrendt & Thiede 2002: 76) konnte während starken Abbrüchen vor Rantum durch Sturmfluten solche „bindigen Ablagerungen“ auch im Strandbereich feststellen. Schon die in Dietz & Heck (1952) verzeichneten Bohrungen nahe Rantum zeigten in 3,00 m - 3,80 m Bohrtiefe Klei anstehend.

Die Oberfläche der Geest unter dem südlichen Nehrungshaken befindet sich nach Hoffmann (1974b) im Allgemeinen zwischen 0 m NN und -7 m NN und fällt nicht gleichmäßig nach Süden ab, sondern schwankt in der Höhenlage. So fällt der zentrale Westerländer Geestkern bis Rantum auf ein Niveau von ca. -1 m NN ab (Ahrendt & Thiede 2002). Bei „Rantum-Inge“ wurde durch Hoffmann (1980) noch eine Erhebung dieses Geestkerns bis auf 0 m NN beobachtet. Im mittleren Teil des südlichen

Nehrungshakens reicht der alte Inselgeestkern noch bis auf -4 m NN herauf, wo er von postglazialen marinen Sanden überlagert wird (Ahrendt & Thiede 2002). Die Basis des Holozäns liegt unter der Ortschaft Hörnum bei -20 m NN (Ahrendt 1992), unter der Hörnum Odde bei -21 m NN (Dietz & Heck 1952) und unter der Oddespitze ganz im Süden bei -27 m NN (Ahrendt & Thiede 2002).

Nach Hoffmann (1974b) besteht das Holozän des südlichen Nehrungshakens aus einer Dreigliederung von tonigen Watt- und Marschsedimenten (Klei und Torf) im Norden Rantums, feinkörnigen Wattsanden im mittleren Bereich und mittleren- bis grobkörnigen Hakensedimenten südlich der Ortschaft Hörnum. Die überwiegend tonigen Schichten zwischen dem Westerländer Geestkern und der Ortschaft Rantum werden im Norden von Torfen unterlagert und deuten allgemein auf ruhige Sedimentationsbedingungen hin (Gripp 1986; Hoffmann 1974b). Hoffmann (1974b) geht davon aus, dass sich zwischen dem zentralen Westerländer Geestkern im Norden und einer Geestauftragung bei Rantum im Süden eine Marsch ausbildete, die im Westen durch einen ehemaligen Strandhaken vor der mit fortschreitender Transgression erhöhten Erosion geschützt wurde. Die unterlagernden Torfe deuten an dieser Stelle möglicherweise auf ein Geestrandmoor hin. Die holozänen Sedimente des mittleren Teils des südlichen Sylter Nehrungshakens bestehen überwiegend aus feinsandigen Sandwattablagerungen (Hoffmann 1974b). Die schlecht sortierten mittel- bis grobkörnigen Sedimente des ehemaligen Strandhakens wurden von Hoffmann (1974b) ausschließlich südlich der Ortschaft Hörnum angetroffen. Über das Alter der holozänen Sedimente des südlichen Sylter Nehrungshakens macht Hoffmann (1974b) keine Aussagen.

Alter und Siedlungsgeschichte des südlichen Nehrungshakens

Archäologische Befunde und zahlreiche Grabhügel (z. B. Denghoog, Tipkenhoog) belegen, dass die Sylter Geest seit dem Neolithikum ein bevorzugtes Siedlungsgebiet des Menschen darstellt (vgl. Christophersen 2002; Harck 1974; Kersten 1967; Reichstein 2005). Während für den nördlichen Sylter Nehrungshaken mit Münzfunden aus der Zeit um 1000 - 1020 n. Chr. direkte archäologische Hinweise auf eine Besiedlung gibt, fehlen solche Spuren im Bereich des südlichen Sylter Nehrungshakens weitestgehend.

Lediglich aus dem Raum Rantum sind Funde von Stein- und Bronzezeitlichen Gräber bekannt. So wurden südlich der Westerländer Geest nach Sturmfluten 1973/1974 im Strandbereich zwei Steingräber aus dem Neolithikum freigelegt (Harck 1974). Infolge fortschreitender Sturmfluterrosion im Jahre 1981 wurden zudem am Weststrand bei Rantum ein freigelegter Grabhügel (Wirkshoog) aus der älteren Bronzezeit entdeckt (Newig 2001), der ein damaliges Siedeln auf der Geest und damit die südliche Ausdehnung des Geestkerns bis Rantum bestätigt. Ferner werden unter den Dünen südlich von Rantum Reste der sog. Rathsburg vermutet (Hinz 1968). Diese wurde Mitte des 18. Jahrhunderts von den ostwärts wandernden Dünen des südlichen Nehrungshakens begraben und befindet sich heute im Bereich des Dünentals „Baakdeel“ (Kersten 1967). Zudem wurden am Weststrand vor dem Burgtal vereinzelt „Brunnenringe“ freigelegt (Dietz & Heck 1952). Alter und genaue Position der Rantum-Burg wurden jedoch nie definiert und können daher nicht zur zeitlichen Einordnung der Entstehung des südlichen Sylter Nehrungshakens herangezogen werden. Nach Vermutungen von Harck (1974: 71) basierend auf Funden intakter Steinwerkzeuge war die „diluviale Oberfläche“ südlich des Westerländer Geestkerns bis Puan Klent im Neolithikum zum Teil begehbar und durch eine „[...] westlich vorgelagerte an die heute abgetragenen Altmoränen anschließende Landzunge vor Überflutungen geschützt“. Südlich von Puan Klent wurden ausschließlich abgerollte und von der Brandung aufgearbeitete Artefakte und Steinwerkzeuge nachgewiesen. Diese sind erst durch den Küstenlängstransport bis zum Hörnumer Steintal und der nördlichen Hörnum Odde transportiert worden. Nach den archäologischen Befunden von Harck (1974) zu urteilen, ist der Inselteil südlich von Puan Klent im Neolithikum noch nicht vorhanden gewesen. Archäologische Befunde südlich von Rantum oder aus dem Inneren der Hörnumer Halbinsel liegen nicht vor. Das südliche Hörnum gilt als einziger Ort der Insel Sylt der keine archäologischen Befunde aufweist und in historischen Aufzeichnungen vermehrt erst ab 1901 erwähnt wird.

3 Methoden

Ground-penetrating radar (GPR)

Das Georadar engl. *Ground-penetrating radar* (GPR), ist ein hochauflösendes elektromagnetisches Impulsreflexionsverfahren, das als geophysikalische Messmethode zur zerstörungsfreien Prospektion des oberflächennahen Untergrundes eingesetzt wird (Annan 2001; Blindow et al. 2005). Durch das hohe Auflösungsvermögen (cm bis m-Bereich) und ein quasi kontinuierliches Messprinzip eignet sich das Georadar besonders im Bezug auf sedimentologische und geomorphologische Fragestellungen. Die zerstörungsfreie Art der Datenaufnahme ermöglicht auch Messungen im Gelände und auf Flächen, die unter Naturschutz stehen und die somit vor invasiven Eingriffen geschützt werden.

Von einer Georadar-Sendeantenne werden kurze, hochfrequente elektromagnetische Impulse einer bestimmten Frequenz in den Untergrund gesendet. Die elektromagnetische Welle breitet sich mit einer bestimmten Geschwindigkeit im Untergrund aus und wird an Inhomogenitäten und Grenzflächen, die durch zwei Materialien mit unterschiedlichen elektromagnetischen Eigenschaften gebildet werden reflektiert, gebrochen, gestreut und zum Teil absorbiert. Die Ausbreitungsgeschwindigkeit ist je nach Art des Materials unterschiedlich. Das reflektierte elektrische Feld der elektromagnetischen Welle wird von einer Empfangsantenne registriert, als Signalspur aufgezeichnet und in einem Weg-Zeit-Diagramm, dem Radargramm, dargestellt. Durch die Reflexion an Schichtgrenzen oder Störkörpern erhält man ein quasi kontinuierliches Profil des Untergrundes in Abhängigkeit von dessen dielektrischen Eigenschaften (Annan 2009, Neal 2004).

Die nachfolgenden Georadarmessungen wurden mit einem Georadarsystem SIR 2000 der Firma Geophysical Survey Systems Inc. (GSSI SIR-2000) in Kombination mit einer 200 MHz Antenne durchgeführt. Die Bearbeitung der GPR-Rohdaten erfolgte mit der Software „Reflex-Win“ (Version 5.6) der Firma „Sandmeier Scientific Software, Karlsruhe“. Für die dargestellten Radargramme wurde ein Bearbeitungsverfahren aus *offset*-Korrektur, *dewow*-Filter, Bandpassfilter und *background removal*-Filter standardmäßig angewendet. In den durch externe Störquellen beeinflussten Radargrammen nahe der LORAN-Seefunkstation bei Rantum (54°48'36'' Nord, 8°17'41'' Ost) wurden unter Anwendung des *notch*-Filters die definierten Störfrequenzen und Artefakte eliminiert. Anhand der Gain-Funktion (*energy decay*) konnte die mit zunehmender Tiefe stärker werdende Signalabschwächung kompensiert werden. Unter Verwendung des Migrations-Algorithmus nach Stolt (1978) wurden die Reflexionen in ihre tatsächliche Geometrie und Lage zurückgerechnet.

Die GPR-Profile wurden bevorzugt auf ebenem Gelände gemessen. Dennoch führen auch schon geringe topographische Höhenunterschiede entlang der Georadar-Transekten zu Verzerrungen im Radargramm (z. B. Fisher et al. 1996; Jol & Bristow 2003; Tillmann & Wunderlich 2012) und wurden daher im unmittelbaren Anschluss an die Georadarmessungen mit Hilfe eines differentiellen GPS Systems (Ashtech ProMark 2) erfasst, um eine verlässliche Interpretation zu gewährleisten.

Radarstratigraphie

Hauptursachen für Georadar-Reflexionen im Küstenbereich sind unterschiedliche elektromagnetische Materialeigenschaften. In klastischen Sedimenten werden diese häufig durch Änderungen der Korngröße, -zusammensetzung, -form, -orientierung und -packung hervorgerufen. In vielen Sedimenten sind Korngröße und Sortierung eine Funktion der primären Ablagerungsstrukturen, sodass GPR-Reflexionen auf primäre sedimentäre Strukturen zurückzuführen sind (Bristow et al. 1996).

Die Interpretation der gezeigten GPR-Profile basiert auf der Methode der Radarstratigraphie. Die Radarstratigraphie wurde erstmals durch Jol & Smith (1991) als eine Interpretationstechnik für Georadardaten eingeführt und basiert in ihren Grundzügen auf den Prinzipien der Seismischen Stratigraphie nach Mitchum et al. (1977). Diese geht von sedimentären Sequenzen aus, die in eine Hierarchie der Sedimentationseinheiten unterteilt werden (Allen 1982; Campbell 1967; Miall 1991,

Payton 1977). Durch die Definition einer Radarfazies werden die Reflexionsmuster klassifiziert und entsprechend einer von Neal (2004) entwickelten Standardterminologie zusammengefasst.

Die Abfolge von Radarfazieseinheiten wird als Radarstratigraphie bezeichnet und lässt auf die relative Chronologie von Sedimentationseinheiten (Chronostratigraphie) schließen (Jol & Bristow 2003; van Overmeeren 1998). Mit der Radarstratigraphie kann auf unterschiedliche Ablagerungsbedingungen und Sedimentationsräume geschlossen werden, die ihrerseits in gewissem Maße Aufschluss über die zur Zeit der Sedimentation herrschenden Paläoumweltbedingungen geben (Tillmann et al. 2013). Dementsprechend erlaubt die Methode der Radarstratigraphie eine unmittelbare Verbindung von Radar- und Sedimentfazies (Jol & Bristow 2003; Mitchum et al. 1977). Das finale Produkt des Interpretationsprozesses von Georadardaten stellt ein stratigraphisches Modell des oberflächennahen Untergrundes dar, dass die verschiedenen Sedimentfazies, Ablagerungsräumen und Prozesse chronologisch miteinander in Verbindung setzt (Tillmann & Wunderlich 2011a, 2011b, 2014).

4 Ergebnisse

Die Ausdehnung des südlichen Nehrungshakens von Sylt auf der Grundlage historischer Land- und Seekarten

Rückschlüsse auf die Ausdehnung und Gestalt von Inseln und Küsten liefern oftmals Land- und Seekarten unterschiedlichen Alters. Im Folgenden wird der Versuch unternommen, ob und inwiefern historische Seekarten sich zur Untersuchung der morphologischen Genese des südlichen Nehrungshakens von Sylt heranziehen lassen und welche Aussagekraft die daraus abgeleiteten Ergebnisse besitzen.

Die Landkarte von Johannes Mejer aus dem Jahre 1240 (Abb. 2 Bild A) ist in Einzelheiten zwar ungenau, gibt nach heutiger Ansicht (z.B. Ahrendt 1994; Ahrendt & Thiede 2002; Petersen & Rohde 1991) dennoch einen groben und allgemeinen Überblick über das Landschaftsbild der Westküste von Nordfriesland vor dem 14. Jahrhundert. Zu sehen sind auf der Karte u. a. die durch die Sturmflut 1362 vor der Westküste Sylt untergegangenen Orte Eydum und Wendingstadt. Auch ein Ort mit der Bezeichnung „Hornum“, der sich nordöstlich des „Hornumhafens“ befindet ist in der Karte von 1240 bereits vermerkt (Abb. 2 Bild A). Eine aus der Mejer Karte abgeleitete, noch in historischer Zeit wesentlich westlichere Ausdehnung Sylts gilt als unbestritten (Ahrendt & Köster 1998; Ahrendt & Thiede 2002).

In Seekarten ist die Insel Sylt bis zur Mitte des 16. Jahrhunderts nicht verzeichnet. Erst 1585 schuf der holländische Kapitän W.J. Waghenaer eine Darstellung der Deutschen Bucht mit Inseln, Sandbänken, Untiefen und Tiefenangaben. Die Seekarte (Abb. 3 Bild A) wurde in einer Perspektive vom Meer aus skizziert und ist Teil eines aus 44 Karten bestehenden Seeatlases, der die wichtigsten Küstenlinien und Schifffahrtsrouten von Spanien bis Norwegen beinhaltet (Witt 1982). Mit einer Blickrichtung von Osten ist die Insel Sylt („Salt“) als längliches Eiland dargestellt. Auffällig ist in der Karte von W.J. Waghenaer eine als Insel eingezeichnete kleinere Landmasse direkt hinter dem damaligen Südteil von Sylt (Abb. 3 Bild A).

Die Seekarte von Haeyen (Abb. 3 Bild B), ebenfalls aus dem Jahr 1585, zeigt Sylt („Silt“) detaillierter, sodass neben der Keitumer Kirche („Keijdomer Kerck“) und der Westerländer Kirche („Westerlander Kerck“) auch das Rote Kliff („Thoode Clif“) bei Kampen und die Ortschaft List im Inselnorden eingezeichnet sind. Am oberen rechten Kartenrand (Abb. 3 Bild B) ist Sylt im Profil so gezeichnet, wie sich die Insel für die Seefahrer der damaligen Zeit vom Meer aus darstellte. Morphologisch zeichnet sich besonders das Rote Kliff im zentralen Teil der Insel ab, während im Norden und Süden bereits die Dünen der Nehrungshaken zu erkennen sind, die allerdings aus der seewärtigen Perspektive außerordentlich breit erscheinen. Dies betrifft insbesondere den südlichen Nehrungshaken. Da im Osten des nördlichen Nehrungshakens bereits der Lister Hafen als Ankerplatz eingezeichnet wurde, war dieser Teil der Insel dem Kartograph vermutlich besser bekannt als die evtl. damals unschiffbaren

Gewässer im Inself Süden. Die beiden, die Insel im Norden und Süden begrenzenden Tiderinnen Lister Tief („Tyadt van List“) und Vortrapp-Tief („Voor trap“), bestanden zu dieser Zeit ebenfalls schon. Auffällig ist im Inself Süden eine Schraffur (Abb. 3 Bild B am Kartenrand rechts oben), die eine Untiefe darstellt und die Insel in südlicher Richtung verlängert. Ganz im Inself Süden (Abb. 3 Bild B in der obersten rechten Kartenecke) scheint die Untiefe morphologisch über den damaligen Meeresspiegelstand hinausgeragt zu haben. Diese Untiefe kann unter Umständen als Vorläufer des südlichen Sylter Nehrungshakens gedeutet werden, der in diesem geologischen Entwicklungsstadium von See aus noch keine markante Topographie aufgrund eventuell nur spärlich ausgeprägter Primärdünen zeigt. Eine detaillierte Beschreibung des damaligen Landschaftsbildes kann aus diesen von See aus gezeichneten sog. Portolan-Karten allerdings nicht abgeleitet werden, da diese in der Regel keinen exakten Maßstab besitzen. Vergleicht man die Seekarten von W.J. Waghenauer und Haeyen - beide aus dem Jahr 1585 (Abb. 3 Bild A und Bild B) - so wird deutlich, dass auch die Küstenkonfiguration sowie die Umrise der Inseln von beiden Kartographen unterschiedlich wahrgenommen wurden.

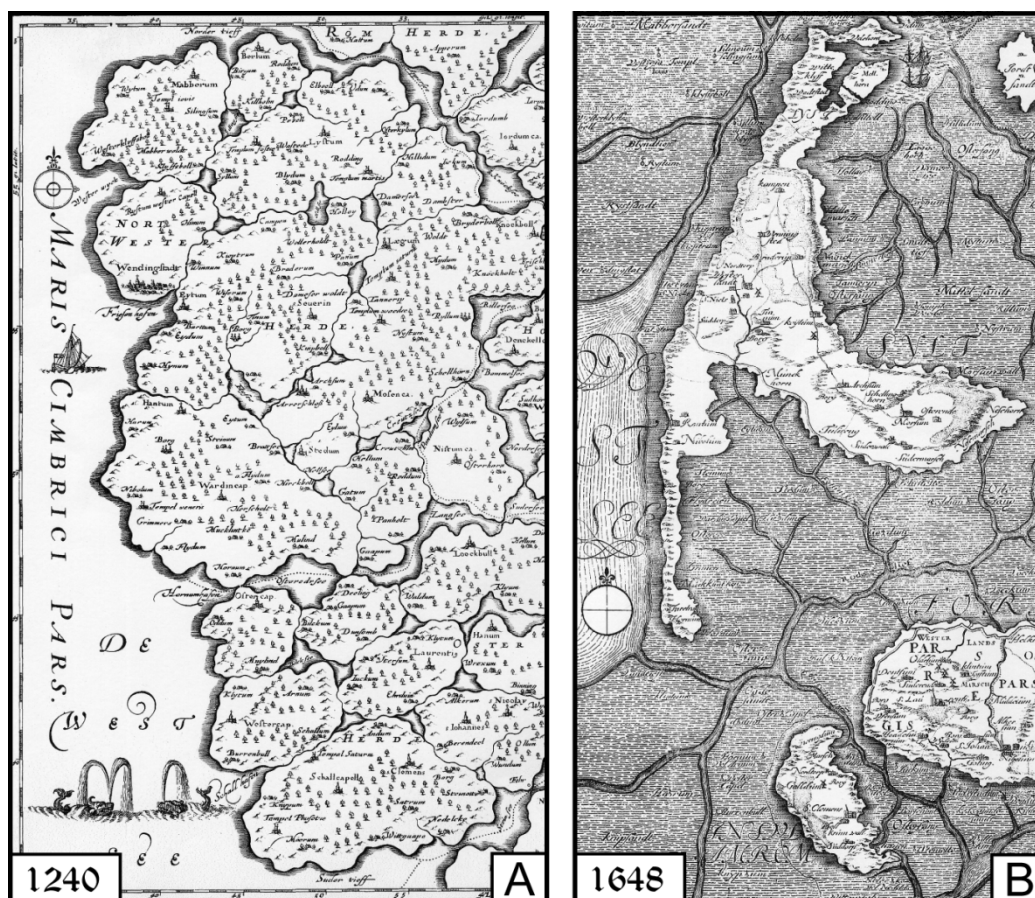


Abb. 2: A: Ausschnitt aus dem nördlichen Teil Nordfrieslands um das Jahr 1240 (Nordertheil vom Alt Nordt Frießlande bis an das Jahr 1240) vom Husumer Kartographen Johannes Mejer verändert nach Danckwerth (1652). B: Ausschnitt aus der Landkarte des Amt Tondern aus dem Jahre 1648 nach Johannes Mejer verändert nach Danckwerth (1652). (Tillmann 2015).

Der Ausschnitt aus der Landkarte des Amtes Tondern aus dem Jahre 1648 nach Johannes Mejer (Abb. 2 Bild B) zeigt, dass die groben Umrise der Inseln Sylt und Amrum zu dieser Zeit bereits erkennbar und einige der heutigen Orts- und Flurnamen vermerkt waren. Im Süden Sylts sind die Orte „Rantum“ und „Hornum“ bzw. das heutige Hörnum sowie die Lage der „Rantum Borg“ verzeichnet. Es zeigt sich auf der Karte, dass die Proportionen im zentralen Teil der Insel annähernd mit den heutigen übereinstimmen. Informationen zur Lage und Ausbildung des südlichen Nehrungshakens von Sylt

sowie zur Existenz und dem Verlauf des Hörnum-Tiefs sind dagegen rudimentär und höchstwahrscheinlich nicht maßstabsgetreu. Es wird vermutet, dass die damals größtenteils unbesiedelten Nehrungshaken der Inseln im Zuge der kartographischen Geländeaufnahmen nie zu Fuß abgelaufen (Klatt 2012), sondern nach groben Schätzungen interpoliert wurden. Vor allem die Nord-Süd-Erstreckung des südlichen Sylter Nehrungshakens ist zu kurz dargestellt.

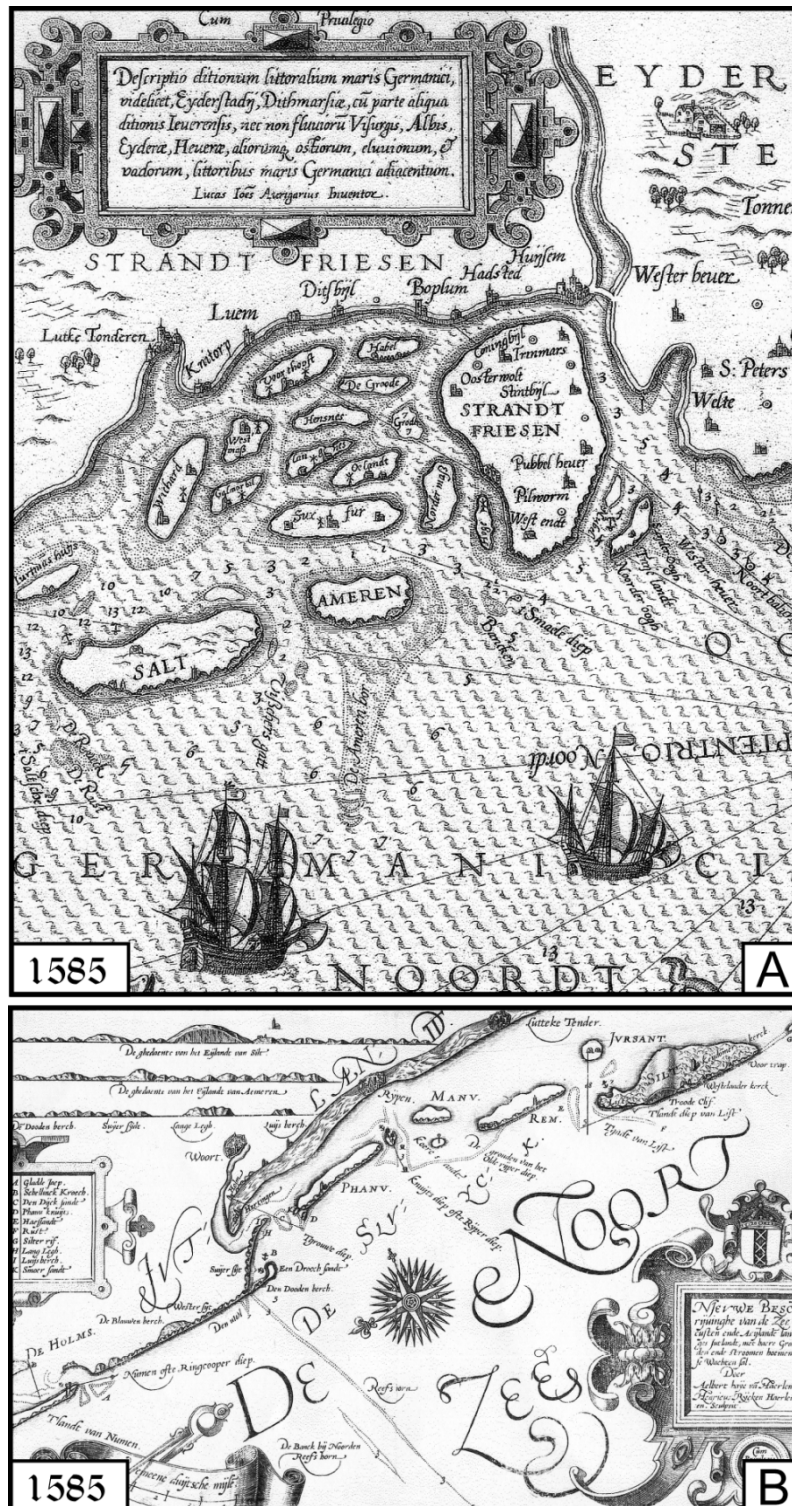


Abb. 3: A: Ausschnitt aus der Seekarte der Deutschen Bucht von W.J. WAGHENAER aus dem Jahr 1585. Nordfriesland und Insel Sylt mit Blickrichtung nach Osten. B: Ausschnitt aus der Seekarte nach HAEYEN aus dem Jahr 1585. (Tillmann 2015).

Detektion eines fossilen Strandhakens bei Puan Klent mittels Bohrung und GPR

Die GPR-Profile 20 - 22 (Abb. 5 - Abb. 7) wurden bei „Rantum Puan Klent“ gemessen, einem Dünengebiet zwischen den Ortschaften Rantum im Norden und Hörnum im Süden. Das Untersuchungsgebiet befindet sich zwischen dem Weststrand und dem an der Wattseite gelegenen Jugendferienheim Puan Klent (Abb. 1). Es wurden sowohl westlich als auch östlich der Bundesstraße GPR-Profile gemessen. Die Georadarmessungen bei Puan Klent wurden durch zeitweilige Wasserflächen innerhalb der Dünentäler sowie durch Störfrequenzen ausgehend von der LORAN Station (54°48'36" Nord, 8°17'41" Ost) im Norden des Jugendferienheims Puan Klent stark eingeschränkt. Sämtliche Artefakte in den GPR-Daten, die durch die Überlagerung von Störfrequenzen des benachbarten LORAN Seefunksenders hervorgerufen wurden jedoch aus den gezeigten Radargrammen entfernt.





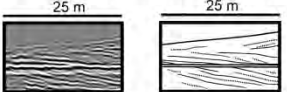

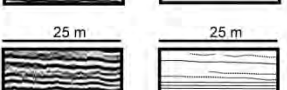
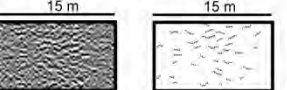
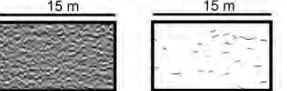
Radargramm	Interpretation	Radarfazies	Amplitude	Form, Winkel, Kontinuität	Sedimentologische Interpretation
A. Einfallende Reflexionen					
	Rf-A1	stark - mittel	kontinuierlich, subparallel - parallel	Dünen-Fazies, äolische Kreuz- und Schrägschichtung	
	Rf-A3a	mittel - schwach	moderat kontinuierlich-diskontinuierlich, tangential, kurze Foresets mit leichtem landwärtigem Einfallen	Washover-Fazies, Washover Foresets Schichten eines Washover Fan/Sheet	
	Rf-A3b	mittel	kontinuierlich, konkav, wannen- u. rinnenförmige cut-and-fill Strukturen, Diffraktionshyperbeln	Washover-Fazies, Washover Channel	
	Rf-A5	mittel	kontinuierlich - moderat kontinuierlich, sigmoidal, oblique divergent - oblique tangential	Progradations-Fazies, fossiler Strandhaken	
B. Horizontale Reflexionen					
	Rf-B1	stark	planar kontinuierlich, horizontal- subhorizontal, linear, schneidet umgebene Reflektoren	Grundwasserspiegel	
	Rf-B2a	mittel - schwach	planar, moderat kontinuierlich - diskontinuierlich, z.T. sehr schwache Reflexionen, parallel - subparallel	Mischwatt, Backbarrier-Fazies	
	Rf-B2b	stark	horizontal planar, kontinuierlich - moderat kontinuierlich, parallel - subparallel	Sandwatt, Backbarrier-Fazies	
C. Irreguläre Reflexionen					
	Rf-C1	mittel	diskontinuierlich, oblique chaotisch, gelegentlich mit Diffraktionshyperbeln	größtenteils undefiniert, gelegentliche Überlagerung von Reflexionen bzw. interner Schichtung	
	Rf-C2	sehr schwach - schwach	diskontinuierlich, oblique chaotisch, schwache Reflexionen, teilweise reflexionsfrei	Signaldämpfung durch salzhaltiges Meer- und Grundwasser sowie Klei, Ton und Torf im Untergrund	

Abb. 4: Radarfazies-Definition. Es wird zwischen einfallende Reflexionen (Rf--A), horizontale Reflexionen (Rf-B) und irreguläre Reflexionen (Rf-C) unterschieden.

Georadar-Profile 20 - 22

Die Profile 21 und 22 (Abb. 6 und Abb. 7) verlaufen auf natürlichem, sandigem Untergrund und wurden etwa 2 - 3 m neben dem zum Jugendferienheim führenden Privatweg gemessen (Abb. 1 Bild D). Das GPR-Profil 20 (Abb. 5) wurde auf einem Radweg entlang der Bundesstraße aufgenommen und stellt einen Ausschnitt aus einem von Norden nach Süden verlaufenden Übersichtsprofil dar. Mit nur wenigen Unterbrechungen wurde auf diese Weise die gesamte Strecke zwischen den Orten Hörnum im Süden und Rantum im Norden mit dem Georadar gemessen (Abb. 1 Bild C). Aus Gründen der Übersichtlichkeit zeigt die Abbildungen 5 jeweils eine Hälfte des insgesamt 917 m langen Nord-Süd-Transektes.

Für die Radargramme wurde eine Abnahme der Ausbreitungsgeschwindigkeit der elektromagnetischen Wellen mit zunehmender Untergrundtiefe festgestellt. Die Ausbreitungsgeschwindigkeit in den trockenen Dünensanden (Rf-A1) oberhalb des Grundwasserspiegels (Rf-B1) beträgt durchschnittlich 0,11 m/ns. Unterhalb des Grundwasserspiegels wurden Laufzeiten von 0,07 m/ns und 0,04 m/ns berechnet. Basierend auf der dreigeteilten Geschwindigkeitsverteilung im Untergrund wurde für die Radargramme ein dreigeteilter Maßstab berechnet. Es wurden insgesamt 8 Radarfazies identifiziert. Reflexionen konnten noch aus einer maximalen Erkundungstiefe von 220 ns TWT (-5 m NN) empfangen werden.

Das 205 m lange Georadar-Profil 21 (Abb. 6) verläuft von Nordwesten nach Südosten. Der Endpunkt von GPR-Profil 21 (Abb. 6) ist zugleich der Startpunkt des 180 m langen Georadar-Profiles 22 (Abb. 7). In Abbildung 8 sind beide GPR-Profile zusammengesetzt dargestellt. In einer Entfernung von 18 m vom Startpunkt von GPR-Profil 22 wurde als Pürkhauersondierung die Bohrung 8 eingebracht.

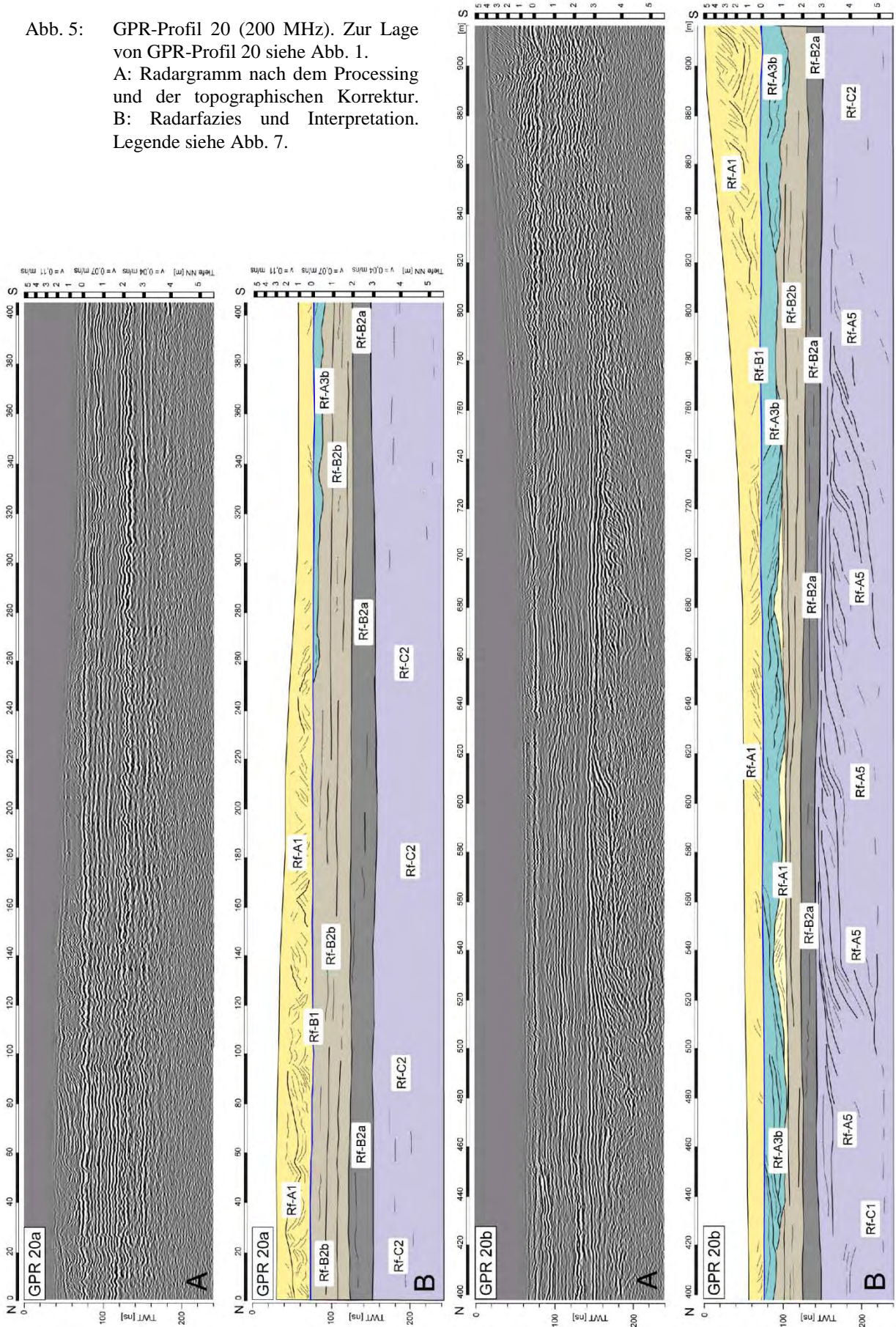
Die obere Einheit der gemessenen GPR-Profile bildet die Radarfazies Rf-A1 (Abb. 4). Diese kommt größtenteils über dem heutigen Grundwasserspiegelniveau vor. Der Reflektor des Grundwasserspiegels (Rf-B1) ist besonders deutlich in den GPR-Profilen 20 und 22 sichtbar und zeichnet sich durch seine starke Amplitude aus. Im zweiten Abschnitt des GPR-Profils 20 (Abb. 5), zwischen den Profilmeter 480 - 720, ist Rf-A1 unterhalb des Grundwasserspiegels in einem Tiefenbereich zwischen -0,2 m NN bis -1 m NN (90 ns - 110 ns TWT) anzutreffen.

Während die Radarfazies Rf-A3b im GPR-Profil 22 (Abb. 7) auf ganzer Länge unterhalb von Rf-A1 und Rf-B1 vorkommt, ist Rf-A3b im Profil 20 ausschließlich auf den südlichen Profilmeterbereich ab einer Entfernung von 250 m vom Startpunkt beschränkt (Abb. 5). Dort schneidet sich Rf-A3b zum Teil in die unterlagernde Radarfazies Rf-B2b ein. Zwischen 480 m - 720 m Entfernung vom nördlichen Profilmeterstart des GPR-Profils 20 wird Rf-A3b von Reflektoren der Radarfazies Rf-A1 unterlagert, die durch Rf-A3b in ihrem oberen Bereich gekappt wurden. Die Reflektoren von Rf-A3b sind in den GPR-Profilen 20 und 22 wannen- bis rinnenförmig ausgebildet und erreichen maximale Tiefen von -1,3 m NN. Diffraktionshyperbeln innerhalb der Radarfazies Rf-A3b sind häufig.

Im Nordwest-Südost verlaufenden Georadar-Transekt 21 (Abb.6) sind die Reflektoren von Rf-A3a annähernd parallel bis subparallel ausgebildet und zeigen ein leichtes Einfallen in südöstliche Richtung. Unterhalb von Rf-A3b dominieren planare, horizontale Reflektoren der Radarfazies Rf-B2b, die im Liegenden allmählich in die weniger stark ausgeprägten Reflektoren von Rf-B2a übergehen. Die Grenze zwischen Rf-B2a im Hangenden und Rf-A5 im Liegenden wird in den GPR-Daten anhand eines durchgehenden Reflektors markiert.

Im Liegenden dieser nahezu horizontalen Oberfläche finden sich einfallende Reflexionen der Radarfazies Rf-A5. In GPR-Profil 20 (Abb. 5) sind diese erst ab einer Entfernung von 480 m vom nördlichen Startpunkt nachzuweisen. Dort ist die Radarfazies Rf-A5 besonders deutlich ausgebildet und zeigt im Profilmeterbereich zwischen 480 m - 780 m Länge sigmoidale, kontinuierliche bis moderat kontinuierliche Reflexionen. Einzelne Reflektoren enden durch eine *downlap*-Konfiguration auf Reflektoren stärkerer Amplitude. Besonders deutlich wird dies in GPR-Profil 20 zwischen 530 m - 620 m Profillänge (Abb. 5).

Abb. 5: GPR-Profil 20 (200 MHz). Zur Lage von GPR-Profil 20 siehe Abb. 1.
 A: Radargramm nach dem Processing und der topographischen Korrektur.
 B: Radarfazies und Interpretation. Legende siehe Abb. 7.



Aus den GPR-Profilen kann eine Einfallrichtung von Rf-A5 nach Nord-Nordwest abgeleitet werden. Das Einfallen der Reflektoren von Rf-A5 ist in den GPR-Profilen 20 und 21 deutlich stärker als in GPR-Profil 22. In GPR-Profil 22 zeigt Rf-A5 zudem eine abweichende Einfallrichtung in Richtung SSE. Deutlich wird dies in der Betrachtung des zusammengesetzten Profils aus Abbildung 8, das einen dreidimensionalen Eindruck des durch die Reflektoren von Rf-A5 im Radargramm abgebildeten Sedimentkörpers vermittelt. Eine untere Begrenzung von Rf-A5 ist aus den GPR-Profilen 20 - 22 nicht abzuleiten. Gedämpfte Profilbereiche werden durch die Radarfazies Rf-C2 beschrieben. Ist aufgrund sich überlagernder Reflexionen keine eindeutige Einteilung der Radarfazies möglich, werden diese unter Rf-C1 zusammengefasst.

Bohrung 8

Die Bohrung 8 (Abb. 1 Bild D) wurde als Pürkhauersondierung bis zu einer Tiefe von 2 m unter der Geländeoberfläche abgeteuft und erreicht damit eine absolute Tiefe von -1,35 m NN. Im Umkreis von ca. 5 m wurden 3 weitere Sondierungen mit gleicher Bohrtiefe abgeteuft und zur Überprüfung herangezogen. Die Probenentnahme richtete sich nach den Radargrammen und der Lithologie bzw. den differenzierbaren Sedimenteinheiten. Die Proben wurden im Labor des Fachbereichs Geowissenschaften der Goethe-Universität Frankfurt mittels Nass- und Trockensiebung granulometrisch bestimmt. Zur Berechnung korngrößenstatistischer Parameter wurde das Programm Gradistat nach Blott & Pye (2001) verwendet. Die Auswertung nach korngrößenstatistischen Parametern erfolgte mit der Methode nach Folk & Ward (1957).

Im oberen Bereich der Bohrung bis zu einer Tiefe von 0,8 m dominieren helle Feinsande ($2,18 \phi$ - $2,49 \phi$). Diese weisen eine gute bis sehr gute Sortierung ($0,39 \phi$ - $0,25 \phi$) auf. Nach oben schließt der Bohrkern mit einem ca. 10 cm mächtigen Humushorizont ab, der zudem das Wurzelwerk der heutigen Heidevegetation (*Calluna vulgaris*) einschließt. Im Liegenden der Feinsande in einer Bohrtiefe von 0,8 m - 1,47 m finden sich schillführende, schlecht sortierte ($1,48 \phi$ - $1,74 \phi$) Mittelsande ($1,19 \phi$ - $1,52 \phi$). Die unterste lithologische Fazies ist durch eine Wechsellagerung von feinen ($2,41 \phi$ - $2,47 \phi$) und sehr feinen, hellgrauen Sanden ($3,76 \phi$) gekennzeichnet. Die Sortierung der sehr feinen Feinsande ist mit $2,63 \phi$ schlechter als die der Feinsande ($1,78 \phi$ - $2,12 \phi$).

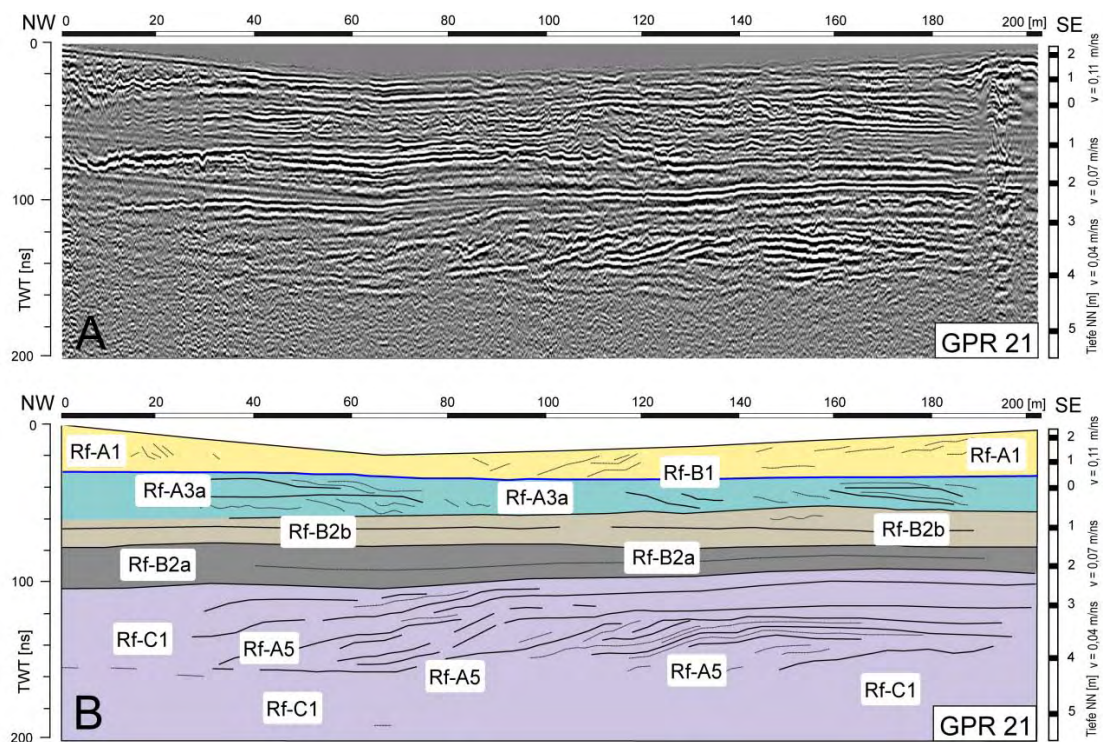


Abb. 6: GPR-Profil 21 (200 MHz). Zur Lage von GPR-Profil siehe Abb.1 (Bild C). A: Radargramm nach dem Processing. B: Radarfazies und Interpretation. Legende siehe Abb. 7.

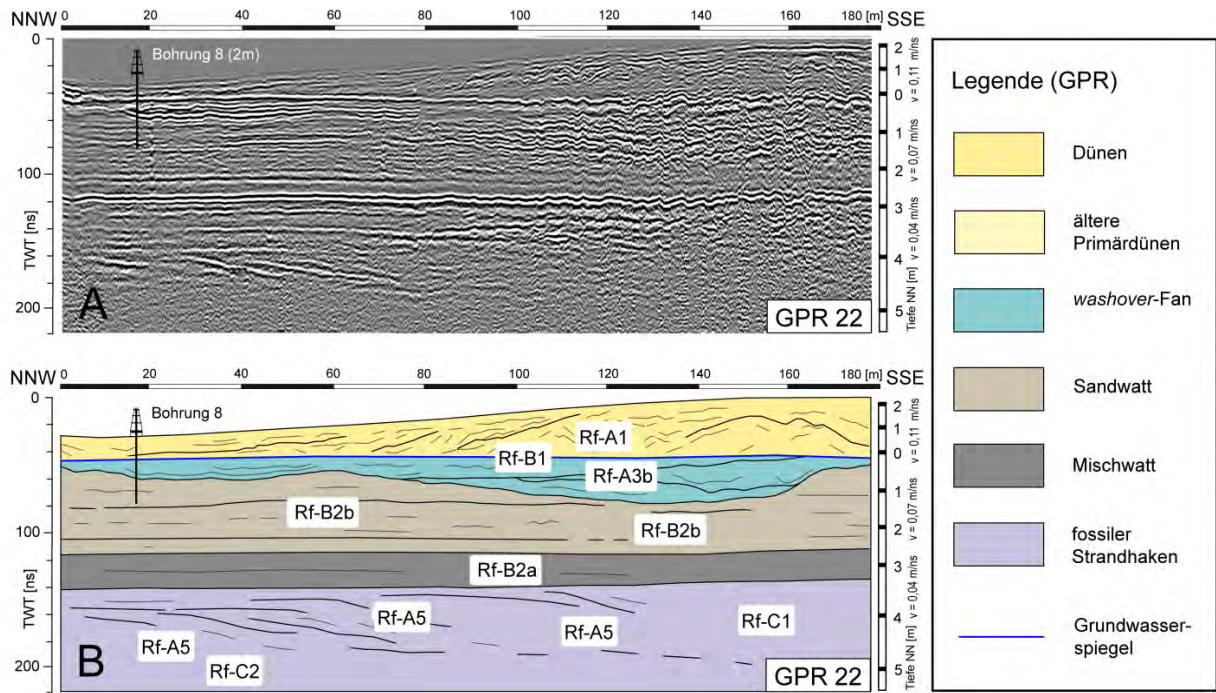


Abb. 7: GPR-Profil 22 (200 MHz) und Bohrung 8. Lage von GPR-Profil 22 vgl. Abb. 1 (Bild C). A: Radargramm nach dem Processing. B: Radarfazies, Interpretation und Legende.

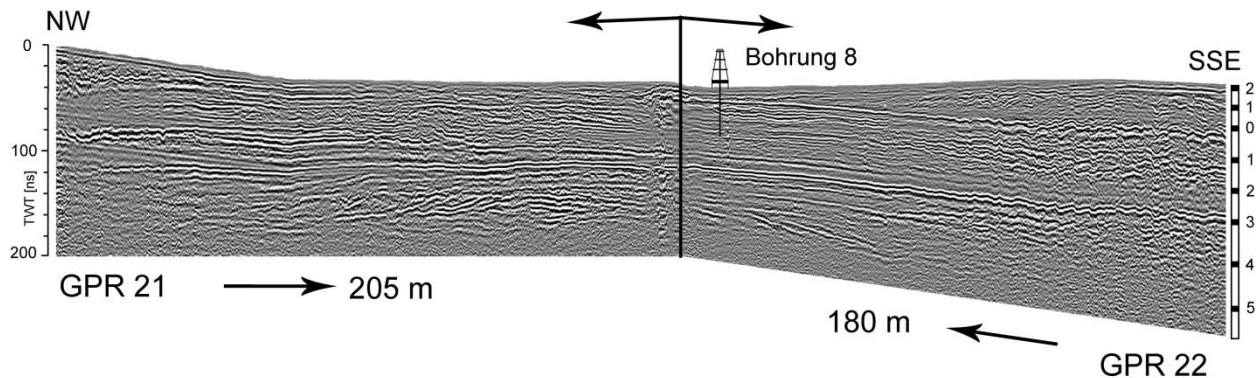


Abb. 8: GPR-Profile 21 und 22. Radarfazies und Interpretation sind in Abb. 5 - 7 ersichtlich.

5 Diskussion

Interpretation geophysikalischer und sedimentologischer Daten

Die Radarfazies Rf-A1 ist im Bohrkern durch helle Feinsande gekennzeichnet, die keine makroskopisch erkennbaren Muschelreste und Schillanteile enthalten. Die gute bis sehr gute Sortierung dieser Sande sowie das Fehlen von Muscheln und grobklastischen Komponenten lassen nach Füchtbauer (1974) auf äolische Ablagerungsprozesse schließen. Demzufolge werden die Feinsande von Rf-A1 als holozäne Dünen-Fazies interpretiert. Die Dünenbasis der heutigen Dünen wird durch die Lage des heutigen Grundwasserspiegels (Rf-B1) bei +/-0 m NN gebildet.

Einzig im GPR-Profil 20 (Abb. 5) kommt die Radarfazies Rf-A1 auch unterhalb des Grundwasserspiegels in einer Tiefe von -0,2 m NN bis -1 m NN vor. Dabei handelt es sich um Reste einer älteren Dünengeneration. Diese „alten Dünen“ bildeten sich ursprünglich als vorwiegend unbewachsene, ephemere Primärdünen auf dem trockengefallenen Sandwatt knapp über dem MThw-Niveau. Eine vergleichbare morphologische Situation zeigt sich heutzutage auf den

Nordfriesischen Außensänden oder den Sandplaten am Ostende vieler Ostfriesischen Inseln (z.B. Norderney, Spiekeroog). Eine flache Topographie sowie trockene, weite Sandflächen oberhalb des Meeresspiegels fördern die natürliche Dünenbildung. Die vorwiegend in den Sommermonaten gebildeten Primärdünen werden in der darauffolgenden winterlichen Sturmflutsaison größtenteils wieder erodiert. Gleiches wird auch für die „alten Dünen“ bei Puan Klent angenommen. Diese sind im oberen Bereich gekappt (GPR-Profil 20) und wurden durch *overwash*-Prozesse im Hangenden weitestgehend erodiert und anschließend von *washover*-Sedimenten (Rf-A3b) bedeckt. Ein Anstieg des Meeresspiegels führte synchron zum Anstieg des Grundwasserspiegels, sodass die alten Dünenreste heute unterhalb des Grundwasserspiegels zu finden sind.

Die Radarfazies Rf-A3b setzt sich im Bohrkern aus schlecht sortierten, schillführenden Mittelsanden zusammen. Die schlechte Sortierung, die größeren Korngrößen sowie das Auftreten von Bruchschill sprechen für eine strömungsbedingte marine Sedimentation durch episodisch auftretende *overwash*-Events. Die Einfallrichtung der Schichten von Rf-A3b nach Osten sowie die Ausbildung sog. *foresets*-Schichten in den West-Ost streichenden GPR-Profilen sind auf eine von Westen induzierte Strömung während der Sedimentation zurückzuführen.

Konkave, wannen- und rinnenförmige Sedimentstrukturen in den Nord-Süd ausgerichteten GPR-Profilen (z.B. GPR-Profil 20) deuten auf Erosionsprozesse während einzelner *overwash*-Events hin und führten zum Teil zur Ausräumung der Sedimente im Liegenden (Rf-A1 und Rf-B2b). Auf diese Weise wurde auch die ältere Dünengeneration in GPR-Profil 20 (Abb. 5) im oberen Bereich gekappt und stellenweise komplett erodiert.

Die sählig lagernden Sedimente von Rf-B2b zeigen im Bohrkern eine Wechsellagerung von feinen und sehr feinen Sanden. Der absolute Tonanteil von 2,6 % ist nach Sindowski (1973, 1979) typisch für Sedimente eines Sandwattes. In Anlehnung an vergleichbare Studien von Tillmann & Wunderlich (2013) im Baakdeel bei Rantum wird die Radarfazies Rf-SS-B2b als Mischwatt interpretiert. Im Liegenden des horizontal geschichteten Mischwattes sind in den GPR-Profilen 20 - 22 einfallende Reflexionen nachzuweisen. Die Radarfazies Rf-A5 von Puan Klent zeigt sigmoidal bis tangential einfallenden Reflexionsmuster. Dies lässt auf eine sich in dominierender Richtung vorbauende, progradierende Schichtung schließen. Im Gegensatz zu den sich vorwiegend nach Südosten vorbauenden Sedimenten der Sylter Inselspitze (vgl. Tillmann & Wunderlich 2011a, 2011b, 2013, 2014) weist die Radarfazies Rf-A5 im bei Puan Klent eine abweichende Progradationsrichtung auf. Die Anlagerung der Hakensedimente (Rf-A5) durch fortschreitende Progradation erfolgte von Süden nach Norden und entspricht damit der entgegengesetzten Wachstumsrichtung des gesamten südlichen Nehrungshakens. Für die Hörnum Odde konnte insgesamt eine südliche bis südöstliche Progradationsrichtung nachgewiesen werden (Tillmann & Wunderlich 2013, 2014), die hauptsächlich durch den Küstenlängstransport entlang der Sylter Westküste induziert wurde. Als Sedimentlieferanten dienten der zentrale Westerländer Geestkern sowie weitere westlich der Küste gelegene Vorländer wie z.B. die Amrum-Bank-Moräne und die Pisa-Moräne (vgl. Ahrendt 1994; Ahrendt & Thiede 2002; Bantelmann 1966; Hoffmann 1992). Die in den GPR-Profilen 20 - 22 nachgewiesene Progradation des „fossilen“ Strandhakens bei Puan Klent/Thörnhörn in nördliche Richtung setzt im Allgemeinen eine von Süden nach Norden gerichtete Strömung voraus.

Darüber hinaus sind die Strukturen von Rf-A5 sowohl hinsichtlich ihrer Mächtigkeit als auch in ihrer Ausdehnung relativ gering. Zwar lässt sich aus den gemessenen GPR-Daten keine eindeutige untere Grenze der Hakensedimente ableiten. In GPR-Profil 20 (Abb. 5) enden die einfallenden Reflektoren von Rf-A5 zwischen den Profilmeter 490 - 560 und 660 - 720 jedoch mit einem ausgeprägten *downlap* auf einem horizontalen Reflektor, der vermutlich die Grenze zum Liegenden darstellt. Die Sedimente des Liegenden bleiben hingegen undefiniert und konnten nicht durch Georadarmessungen erfasst werden. Auf der Grundlage früherer Bohrungen wird jedoch der nach Süden abtauschende Geestkern in einer Tiefe von 13,20 m unter der Geländeoberfläche vermutet (Dietz & Heck 1952; Gripp 1986; Hoffmann 1974b).

Die geringe Mächtigkeit und Ausdehnung der Hakensedimente deuten auf eine progradierende Sedimentation in geringerer Wassertiefe hin. Angenommen wird daher, dass es sich bei Rf-SS-A5 ursprünglich um eine Hakenbildung im rückseitigen Wattenmeer handelt. Das GPR-Profil 20 verläuft annähernd entlang der Längsachse dieses Strandhakens. In GPR-Profil 21 wird die nördliche Spitze des Strandhakens angeschnitten. Die Sedimente des Strandhakens erreichen in den Profilen 20 - 22 Mächtigkeiten von 2 - 3 m. In den GPR-Profilen nördlich von Puan Klent ist dieser fossile Strandhaken im Untergrund nicht mehr nachzuweisen. Die im Vergleich zu den GPR-Profilen 20 und 21 flacher einfallenden Reflektoren von Rf-A5 aus GPR-Profil 22 zeigen ein Einfallen in südöstliche Richtung und stellen vermutlich bereits den östlichen Rand des Strandhakens dar.

Die genaue Ausdehnung des fossilen Strandhakens kann auf der Grundlage zweidimensionaler GPR-Profile nur sehr grob geschätzt werden. Unklar ist ebenfalls, inwieweit sich der Strandhaken nach Norden vorgebaut hat. Eine nördliche Grenze konnte anhand von GPR-Daten nicht ermittelt werden, da unweit der LORAN-Station (Abb. 1) keine für eine Interpretation ausreichende GPR-Datenqualität erreicht wurde. Die aus den GPR-Profile 20 - 22 ersichtliche Ausdehnung des Hakens ist flächenmäßig relativ gering und lässt auf einen schmalen Strandhaken schließen. Morphologisch lässt sich dieser mit den rezent von Süden nach Norden entlang der Sylter Wattküste streichenden, lokal begrenzten Sand- und Strandhakenbildungen vergleichen (Abb. 1).

Die östliche Küstenlinie des südlichen Nehrungshakens gliedert sich heute in Buchten und Vorsprünge (Abb. 1 Bild C). Rezente Strandhaken sind entlang der Wattküste östlich der Düne „Großer Fli“ (54°49'08'' Nord, 8°18'04'' Ost bis 54°49'14'' Nord, 8°18'07'' Ost) sowie nördlich von Hörnum Budersand (54°46'22'' Nord, 8°18'04'' Ost bis 54°46'55'' Nord, 8°18'06'' Ost) existent. Ein kleinerer, ausschließlich während Niedrigwasser erkennbarer Strandhaken ist an der Wattseite nördlich von Puan Klent und östlich der LORAN-Station zwischen 54°48'37'' Nord, 8°17'56'' Ost und 54°48'45'' Nord, 8°17'54'' Ost nachzuweisen.

Die Bildung heutiger, entlang der Wattküste streichender Strandhaken, ist höchstwahrscheinlich auf das Strömungsregime im Wattenmeer zurückzuführen. Der Flutstrom strömt heute ausgehend von der offenen Nordsee ins Prielsystem des Hörnum-Tiefs und teilt sich an einer Prielverzweigung im rückwärtigen Wattenmeer in das Eidum-Tief und die nahe der Sylter Ostküste entlang fließende Rantum Lohe. Die mit dem Flutstrom in das Tidebecken eingebrachten Sedimente werden entsprechend der Strömung der Rantum Lohe von Süden nach Norden entlang der Sylter Ostküste transportiert und abgelagert. Ein vergleichbares, in den damaligen, rückwärtigen Wattbereich hineinreichendes Prielsystem wird daher angenommen.

Die Stratigraphie bei Puan Klent und der fossile Strandhaken von Thörnhörn

Die zeitliche Einordnung der Stratigraphie bei Puan Klent/Thörnhörn basiert auf einer relativen Stratigraphie. Der erste aus den GPR-Daten hervorgehende geomorphologische Prozess im Gebiet Puan Klent/Thörnhörn ist die Bildung eines Strandhakens. Es wird davon ausgegangen, dass sich der fossile Strandhaken entsprechend der Strömungen im leeseitigen Wattbereich der damaligen Insel von Süden nach Norden durch die Anlagerung sandiger Sedimente gebildet hat. Vergleichbare, von Süden nach Norden streichende Strandhaken, finden sich heute ebenso entlang der Ostküste des südlichen Sylter Nehrungshakens. Als Materiallieferant für die Strandhakenbildung kann die von Newig (1995: 129) im Bereich von Puan Klent vermutete „präholozäne Aufragung“ bzw. ein kleinerer Geestkern fungiert haben, dessen exakte Lage, Tiefe und Ausdehnung bis dato allerdings nicht bekannt ist.

Heute sind in der Topographischen Karte des Untersuchungsgebietes (Abb. 1 Bild C) zwei Flurnamen von besonderer Bedeutung. Der Name „Puan Klent“ beinhaltet den Begriff „Klent“ der in Söl'ring (Sylter Friesisch) mit „Kliff“ übersetzt wird (Schmidt 1972) und gibt damit vage Hinweise auf eine eventuelle geomorphologische Ausgangssituation.

Es liegt die Vermutung nahe, dass ein bei Puan Klent ehemals oberflächennah aufgeschlossener Geestkern ein Kliff ausgebildet hatte. Durch fortschreitende Erosion und einen stetig ansteigenden

Meeresspiegel wurde das Material des Geestkerns zunehmend aufgearbeitet und in Form von Strandhaken der Strömung im Wattenmeer folgend verdriftet.

Der Flurname „Thörnhörn“ (Abb. 1) enthält die Endung „...hörn“ die im Friesischen eine Bezeichnung für „Haken“, „Horn“, „Landspitze“ und „Ecke“ ist (Mechlenburg 1997; Schmidt 1972; Wilts 1998, 2011). Aus geomorphologischer Sicht beschreibt der Begriff einen Sand-, Strand-, oder Nehrungshaken. „Thörn“ steht im Inselfriesischen sowohl für „Reise“ als auch für „drehen“ und „wenden“ (Mechlenburg 1997). Interpretiert man den Flurnamen „Thörnhörn“ nach seiner unmittelbaren Etymologie, so handelt es sich um eine „Reise um die Landspitze“, die möglicherweise zugleich auf ein Wendemanöver für die Seefahrt hinweist.

Heute ist auf ganzer Strecke zwischen Puan Klent im Norden und dem Möskental bei Hörnum im Süden kein Strandhaken ausgebildet, der die Namensgebung rechtfertigen würde. Der heutige Flurname „Thörnhörn“ spricht allerdings dafür, dass dies in der Vergangenheit einmal der Fall gewesen ist.

In der Seekarte von W.J. Waghenaer aus dem Jahr 1585 (Abb. 3 Bild A) ist eine als Insel eingezeichnete kleinere Landmasse direkt hinter dem damaligen Südteil von Sylt verzeichnet. Die Position entspricht ungefähr der Lokalität des hier nachgewiesenen, fossilen Strandhakens bei Puan Klent/Thörnhörn. Die verzeichnete Landmasse stellte möglicherweise ein für die Seefahrt zu dieser Zeit wichtiges Schiffahrtshindernis dar und wurde aus diesem Grunde damals in die Seekarte aufgenommen. Bei der Landmasse könnte es sich entweder direkt um den von Newig (1995: 129) bei Puan Klent vermuteten Geestkern bzw. die „[...] präholozäne Aufragung über NN [...]“ oder mit dem Strandhaken eine von dem Geestkern ausgehende Nehrungsbildung handeln. Auffällig ist, dass diese Insel- oder Landmasse in der Waghenaer-Karte keine namentliche Bezeichnung aufweist. In anderen Seekarten aus dieser Zeit (z. B. Haeyen 1585) ist die Landmasse hingegen nicht vermerkt. Damit liegt die Vermutung nahe, dass es sich um eine unbesiedelte, nur wenige Zentimeter bis Dezimeter über das Mittlere Tidenhochwasser (MThw) hinausragende Geestkuppe oder Nehrungsbildung handelte, welche die möglicherweise während Tidehochwasserbedingungen kartierenden Kartographen weiterer Seekarten aus dieser Zeit nicht als solche erkannten und daher kartographisch auch nicht als Landmasse oder Untiefe interpretierten.

Die Voraussetzung für die Bildung von Nehrungshakensystemen wurden erstmals um 4000 v. Chr. geschaffen, als die transgredierende Nordsee die Moränenrücken Sylts erreichte und durch fortschreitende Erosion Kliffs im Bereich der Geestkerne schuf. Älterer Nehrungshakensysteme sind im Nordfriesischen Raum bereits aus der Zeit um 3000 v. Chr. bekannt (Behre 2008; Köhn 1991; Meier 2007). Falls eine unmittelbare Verbindung eines bis dato unbekanntes Geestkerns bei Puan Klent (vgl. Newig 1995) existiert hat, so ist anzunehmen, dass dieser in irgendeiner Form als möglicher Sedimentlieferant zum Aufbau des Strandhakens beigetragen hat. Allerdings vermerkte Bantelmann (1966) dass zu jener Zeit auch eine vermehrte Sedimentzufuhr von außerhalb in den Bereich des Nordfriesischen Wattenmeeres stattfand.

Unklar ist ebenfalls auf welchem Niveau der dortige Geestkern oder Strandhaken zum damaligen Meeresspiegel stand. Die Holozänbasis bei Puan Klent wurde von Dietz & Heck (1952) bei -13,20 m unter der Geländeoberfläche vermutet und taucht von dort relativ konstant in Richtung Süden ab.

Mit Sicherheit erfolgte die Bildung des Strandhakens jedoch zeitlich vor der Ablagerung der Wattsedimente des Hangenden. Wattsedimente bilden sich durch Stillwassersedimentation bevorzugt im strömungsberuhigten Milieu im Lee von Nehrungshaken und Barriereinseln. Wie bereits weiter nördlich an der Ansatzzone des Nehrungshakens bei Rantum Baakdeel beginnt die Wattsequenz zunächst mit der Sedimentation eines etwa 0,8 m - 1 m mächtigen feinkörnigen Mischwattes. Später erfolgte die Ablagerung größerer Sandwattschichten. Auf den trockenen Sandwattflächen bildeten sich die aus den GPR-Daten ersichtlichen „alten Dünen“. Diese wurden während der winterlichen Sturmfluten jedoch weitestgehend durch *overwash*-Prozesse erodiert und zeigen in den GPR-Daten eine im Hangenden durch die überlagernden *washover*-Sedimente gekappte Oberfläche. Da die Reste

der „alten Dünen“ heute unterhalb des Grundwasserspiegels anstehen, wird ein niedrigerer Meeresspiegelstand zu Zeitpunkt ihrer Bildung angenommen. Die heutigen Dünen befinden sich als jüngste stratigraphische Einheit ausschließlich oberhalb des Grundwasserspiegels.

Die Stratigraphie bei Puan Klent zeigt - wie auch bei Rantum Baakdeel - insgesamt eine Vergrößerungssequenz, die nach Davis (1992) kennzeichnend für die landwärts gerichtete Wanderungsbewegung der Inselbarriere unter steigendem Meeresspiegel ist. Damit ist auch in der Mitte des Sylter Nehrungshakens ein typischer „barrier rollover Prozess“ (Tillmann & Wunderlich 2013) nachzuweisen. Wenn sich der fossile Strandhaken damals im *backbarrier* Inselbereich bzw. an der damaligen Ostküste des südlichen Sylter Nehrungssystems gebildet hat, so wurde dieser mit der Zeit durch den *barrier rollover* überwältigt. Dies erklärt seine heutige Lage in der Inselmitte des südlichen Nehrungshakens zwischen Puan Klent und Thörnhörn.

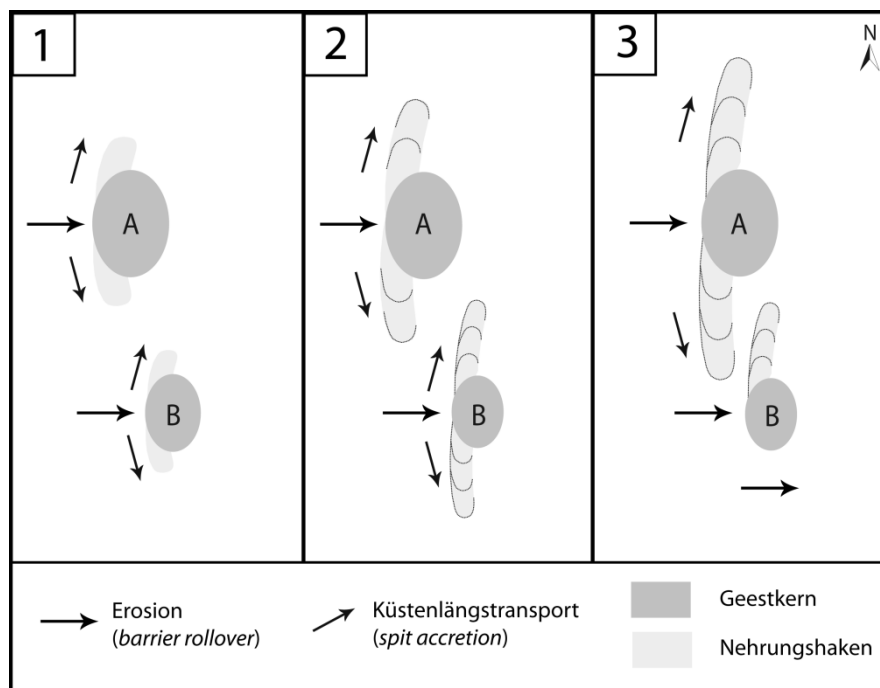


Abb. 9: Vereinfachtes Schema zur Entstehung des fossilen Strandhakens von Thörnhörn durch fortschreitenden „barrier rollover“. Bild 1: Ausgangsbasis stellen der zentrale Westerländer Geestkern (A) und ein weiter südlich gelegener kleinerer Geestkern bei Puan Klent (B) dar. Die von Westen auf die Geestkerne treffende Brandung teilte sich in eine südliche und eine nördliche Strömungskomponente. Bild 2: Im Norden und Süden beider Geestkerne entstanden initiale Nehrungshaken. Bild 3: Durch fortschreitendes Längenwachstum des Hörnumer Nehrungshakens (A) geriet der Nordhaken von Thörnhörn (B) in dessen Strömungsschatten. Der Südhaken von Thörnhörn (B) wurde, sofern er existierte, erodiert. Die durch „barrier rollover“ induzierte landwärtige Verlagerung des Hörnumer Nehrungshakens, führte allmählich zur Überdeckung des Nordhakens von Thörnhörn (B) mit Sedimenten des backbarrier-Bereichs (Tillmann 2015).

Morphologisch denkbar ist auch eine zweite Theorie zur Entstehung des fossilen Strandhakens. Geht man von dieser Theorie aus so schuf die Brandung durch Abrasion an der Westküste des hypothetischen Geestkerns (Newig 1995) von Puan Klent ein Kliff, das „Kliff des Puan“. Eine direkte Verbindung zwischen dem zentralen Geestkern bei Westerland und dem kleineren Geestkern bei Puan Klent bestand zu dieser Zeit nicht (Abb. 9 Bild 1). Die von Westen auf den solitären Geestkern bei Puan Klent auftreffende Brandung teilte sich in eine nördlich und eine südlich gerichtete Strömungskomponente (Abb. 9 Bild 1). Durch den vom Geestkliff aus nach Norden gerichteten Küstenlängstransport wurde der fossile Strandhaken aus den GPR-Profilen 20 - 22 in relativ geringer Wassertiefe aufgeworfen. Ein durch die südliche Komponente des Küstenlängstransportes

entstandener, sich südlich an den Geestkern von Puan Klent anschließender Nehrungshaken konnte allerdings anhand der gemessenen GPR-Daten nicht bestätigt werden.

Diese „fossile“ Strandhakenbildung muss allerdings zu einer Zeit stattgefunden haben, als der eigentliche, heutige Hörnum Nehrungshaken zwischen Rantum und Hörnum noch nicht in voller Länge existiert hat (Abb. 9 Bild 2). Es wird zudem eine im Vergleich zum zentralen Geestkern weniger westliche und damit weniger stark exponierte Lage des Geestkerns von Puan Klent in Bezug zur Hauptwind- und wellenrichtung angenommen (Abb. 9).

Die zurückversetzte Lage des Geestkerns bei Puan Klent im Vergleich zu dem früher mehrere Kilometer weiter nach Westen ragenden Westerländer Geestkerns würde auch erklären, warum der nördliche fossile Strandhaken im stratigraphischen Profil noch nachzuweisen ist. Die Tatsache, dass der fossile Strandhaken unter den Misch- und Sandwattsedimenten der *backbarrier*-Fazies zu finden ist, lässt sich durch den *barrier rollover* Prozess erklären. So wurde der nördliche der beiden fossilen Strandhaken allmählich vom weitaus größeren Hörnum Nehrungshaken überrollt bzw. durch die sich in seinem *backbarrier* Bereich ablagernden Wattsedimente unter steigendem Meeresspiegel zusedimentiert und damit in gewissem Maße konserviert (Abb. 9 Bild 3). Der zur damaligen Zeit sich südlich an den Geestkern von Puan Klent angelagerte Strandhaken lag vermutlich weitaus weniger geschützt im Strömungsschatten des sich langsam von Rantum aus nach Süden vorbauenden Hörnum Nehrungshakens und wurde dementsprechend vielmehr erodiert als durch die *backbarrier* Faziesabfolge konserviert (Abb. 9 Bild 3).

6 Schlussfolgerung und Ausblick

Die Nordseeinseln unterliegen seit jeher einem permanenten Wandel. Auch die heutige Inselgestalt Sylts stellt dabei nur eine Momentaufnahme dar. In historischen Zeiten hat es Bedingungen gegeben, die weitaus stärkere Umwandlungsprozesse nach sich zogen. Die Ergebnisse aus dem Süden Sylts zeigen, dass die Entwicklung von Nehrungshaken nicht mehr nur als einfaches „Kliff-Haken-Ensemble“ beschrieben werden kann. Es konnte bewiesen werden, dass für den mittleren Teil des südlichen Sylter Nehrungshaken bei Puan Klent/Thörnhörn eine Diskrepanz zwischen geomorphologischem Erscheinungsbild und der tatsächlichen Geologie besteht. Dort wurde unter den heutigen Dünen und im Liegenden älterer Wattablagerungen ein fossiler Strandhaken nachgewiesen. Die Anlagerung der Hakensedimente durch fortschreitende Progradation erfolgte jedoch von Süden nach Norden und entspricht damit der entgegengesetzten Wachstumsrichtung des gesamten südlichen Nehrungshakens. Es wird angenommen, dass die von Newig (1995: 129) im Bereich von Puan Klent vermutete „präholozäne Aufragung“ bzw. ein kleinerer Geestkern als Materiallieferant für den Aufbau des Strandhakens fungiert haben. Es werden zwei Theorien zur Entstehung angeführt die deutlich machen, dass die heutige Form des Sylter Südhakens keineswegs auf eine einfache „Kliff-Haken-Theorie“ zurückzuführen ist.

Aufgrund der Individualität und Heterogenität der Barrieren ist in einem sich verändernden geomorphologischen Prozesssystem, bedingt z.B. durch einen Anstieg des Meeresspiegels oder ein sich veränderndes Sturmflut- und Wellenregime eine partiell abweichende Reaktion zu erwarten (Tillmann 2014). Vor einer Verallgemeinerung der in Zukunft zu erwartenden Reaktion der Insel sei daher gewarnt. Ebenso erscheint eine einheitliche Reaktion der gesamten Barriereinsel oder des Nehrungshakens auf seiner gesamten Länge unwahrscheinlich.

Literatur

- Ahrendt, K. & Köster, R. (1998): Sylt: einst und jetzt. In: Umweltatlas Wattenmeer, Band 1: Nordfriesisches und Dithmarscher Wattenmeer, Eugen Ulmer, Stuttgart: 38–39.
- Ahrendt, K. & Thiede, J. (2002): Naturräumliche Entwicklung Sylts: Vergangenheit und Zukunft. In: Daschkeit, A. & Schottes, P. [Hrsg.]: Klimafolgen für Mensch und Küste am Beispiel der Nordseeinsel Sylt. – Springer, Berlin, Heidelberg: 69–112.

- Ahrendt, K. (2007): Ein Beitrag zur holozänen Entwicklung Nordfrieslands. – *Die Küste*, 71: 1–31.
- Ahrendt, K. (1994): Geologie und Küstenschutz am Beispiel Sylt. – *Berichte des Forschungs- u. Technologiezentrums Westküste der Universität Kiel*, 4: 1–135.
- Ahrendt, K. (1992): Entwicklung und Sedimenthabitus des Hörnum- und Vortrapptiefs. – *Meyniana*, 44: 53–65.
- Allen, J.R.L. (1982): *Sedimentary structures: their character and physical basis*. Vol. 1, *Developments in sedimentology*, Vol. 30 A, Elsevier, Amsterdam: 593 p.
- Annan, A.P. (2001): *Ground Penetrating Radar – Workshop Notes*. Sensors and Software Inc., Ontario, Kanada.
- Annan, A.P. (2009): *Electromagnetic Principles of Ground Penetrating Radar*. Jol, H.M. [ed.]: *Ground Penetrating Radar: Theory and Applications*. – Elsevier, Amsterdam: pp. 3–40.
- Bantelmann, A. (1966): Die Landschaftsentwicklung an der schleswig-holsteinischen Westküste, dargestellt am Beispiel Nordfriesland: Eine Funktionschronik durch fünf Jahrtausende. – *Die Küste*, 14 (2): 5–99.
- Behre, K.-E. (2008): *Landschaftsgeschichte Norddeutschlands: Umwelt und Siedlung von der Steinzeit bis zur Gegenwart*. – Wachholtz Verlag, Neumünster: 308 S.
- Blindow, N., Richter, T. & Petzold, H. (2005): Bodenradar. – In: Knödel, K., Krümmel, H. & Lange, G. [Hrsg.]: *Handbuch zur Erkundung des Untergrundes 3 von Deponien: Geophysik*. Springer, Berlin, 389–424.
- Blott, S.J. & Pye, K. (2001): Gradistat: A grain size distribution and statistics package for the analyses of unconsolidated sediments. – *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, 1237–1248.
- Bristow, C.S., Pugh, J. & Goodall, T. (1996): Internal structure of aeolian dunes in Abu Dhabi determined using ground-penetrating radar. – *Sedimentology*, 43 (6): 995–1003.
- Campbell, C.V. (1967): Lamina, laminaset, bed and bedset. – *Sedimentology*, 8: 7–26.
- Cooper, J.A.G. (2012): Mesoscale geomorphic change on low energy barrier islands in Chesapeake Bay, U.S.A. – *Geomorphology* (in press.). doi:10.1016/j.geomorph.2012.06.019
- Christophersen, T. (2002): Bauern, Fischer, Edelleute: Historischer Überblick. In: Falk, G.C. & Lehmann, D. [Hrsg.]: *Nordseeküste: Exkursionen zwischen Sylt und Elbmündung*. – Klett Perthes, Gotha: 46–62.
- Davis, R.A. (1992): *Depositional Systems: an introduction to Sedimentology and Stratigraphie*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey: 591 p.
- Davis, R.A. (1994): Barrier island systems – a geological overview. In: Davis, R.A. [ed.]: *Geology of holocene barrier island systems*. – Springer, Berlin, Heidelberg, New York: pp. 1–46.
- Danckwerth, C.D. (1652): Die Landkarten des Johann Mejer, Husum, aus der neuen Landschaftsbeschreibung der zwei Herzogtümer Schleswig und Holstein von Casper David Danckwerth 1652, Hamburg-Bergedorf 1963 (Reprint).
- Detle, H.-H. (1977): Ein Vorschlag zur Analyse eines Wellenklimas. – *Die Küste*, 31: 166–180.
- Dietz, C. & Heck, H.-L. (1952): *Geologische Karte von Deutschland, Erläuterungen zu den Blättern Sylt-Nord und Sylt-Süd*. Landesanstalt für Angewandte Geologie, Kiel: 123 S.
- Gripp, K. (1968): Zur jüngsten Erdgeschichte von Hörnum / Sylt und Amrum mit einer Übersicht über die Entstehung der Dünen in Nordfriesland. – *Die Küste*, 16: 76–117.
- Fisher, S.C., Steward, R.R. & Jol, H.M. (1996): Ground-penetrating radar (GPR) data enhancement using seismic techniques. – *Journal of Environmental Engineering & Geophysics*, 1: 89–96.
- Folk, R.L. & Ward, W.C. (1957): Brazos River bar (Texas): a study in the significance of grain size parameters. – *Journal of Sedimentary Petrology*, 27: 3–26.
- Füchtbauer, H. (1974): *Sedimentary Petrology Part II: Sediments and Sedimentary Rocks 1*. – Schweitzerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart: 464 p.
- Gripp, K. (1968): Zur jüngsten Erdgeschichte von Hörnum / Sylt und Amrum mit einer Übersicht über die Entstehung der Dünen in Nordfriesland. – *Die Küste*, 16: 76–117.
- Harck, O. (1974): Zur Datierung des Listlandes und der Hörnum Halbinsel auf Sylt. – *Meyniana*, 24: 69–72.
- Hayes, M.O. (1979): Barrier island morphology as a function of tidal and wave regime. – In: Leatherman, S.P. [ed.]: *Barrier islands from Gulf of St. Lawrence to the Gulf of Mexico*. – Academic Press, New York: 1–27.
- Hoffmann, D. (1974a): Aufbau und Alter der Marsch im Kern der Insel Sylt. – Sonderdruck aus: Bericht der Römisch-Germanischen Kommission, 55 (2): 378–358; Berlin.
- Hoffmann, D. (1974b): Zum geologischen Aufbau der Hörnum Halbinsel auf Sylt. – *Meyniana*, 23: 63–68.

- Hoffmann, D. (1992): Erdgeschichtliche Entwicklung der Küstengebiete an Nord- und Ostsee. In: Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V., DVWK [Hrsg.]: Historischer Küstenschutz. Deichbau, Inselschutz und Binnenentwässerung an Nord- und Ostsee. Verlag Konrad Wittwer, Stuttgart: 1 – 16.
- Hundt, C. (1957): Die Abbruchursachen an der Nordwestküste des Ellenbogens auf Sylt. – *Die Küste*, 6(2): 5-37.
- Jol, H.M. & Bristow, C.S. (2003): GPR in sediments: advice on data collection, basic processing and interpretation, a good practice guide. In: Bristow, C.S. & Jol, H.M. [eds.]: *Ground penetrating radar in sediments*. – Geological Society, London, Special Publications, 211: pp. 9–27.
- Jol, H.M. & Smith, D.G. (1991): Ground-penetrating radar of northern lacustrine deltas. – *Canadian Journal of Earth Sciences*, 28: 1939–1947.
- Kersten, K. (1967): Vorgeschichte der Insel Sylt. In: Hansen, M. & Hansen, N. [Hrsg.]: *Sylt: Geschichte und Gestalt einer Insel*. – Verlag Hansen & Hansen, Itzehoe: 11–34.
- Klatt, E. (2012): *Sylt im Klimawandel: Eine Prognose für die Zukunft der Nordseeinsel*. – Wachholtz Verlag, Neumünster: 119 S.
- Köhn, W. (1991): Die nacheiszeitliche Entwicklung der südlichen Nordsee. – *Hannoversche Geographische Arbeiten*, 45: 1–177.
- Lamprecht, H.-O. (1957): Uferveränderungen und Küstenschutz auf Sylt. – *Die Küste*, 6 (2): 39–93.
- Leatherman, S.P. (1988): *Barrier Island Handbook*. – Coastal Publications Series, Laboratory for Coastal Research, University of Maryland: 93 p.
- Mechlenburg, L.F.M. (1997): *Amrumer Wörterbuch*. – Verlag Jens Quedens, Amrum: 312 S.
- Meier, D. (2007): *Die Nordseeküste: Geschichte einer Landschaft*. – 2. Aufl., Boyens Buchverlag: 208 S.
- Mitchum, R.M., Vail, P.R. & Sangree, J.B. (1977): Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. – In: Payton, C.E. [ed.]: *Seismic stratigraphy: applications to Hydrocarbon Exploration*. AAPG Mem. 16: 117–123.
- Miall, A.D. (1991): Hierarchies of architectural units in terrigenous clastic rocks, and their relationship to sedimentation rate. In: Miall, A.D. & Taylor, N. [eds.]: *The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery*. Concepts in Sedimentology and Palaeontology, Vol. 3. Tulsa, OK., SEPM: pp. 6–12.
- Neal, A. (2004): Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. – *Earth-Science Reviews*, 66: 261–330.
- Newig, J. (1995): Zur langfristigen Gestaltänderung der Insel Sylt. – *Kölner Geogr. Arbeiten*, 66: 121–138.
- Newig, J. (2001): Rantum auf Sylt unter dem Einfluss von Küstenrückgang und Sandwanderung. – *Vechtaer Studien zur Angewandten Geographie und Regionalwissenschaft*, 22: 17–33.
- Otvos, E.G. (2012): Coastal barriers: Nomenclature, processes, and classification issues. – *Geomorphology*, 139/140: 39–52.
- Payton, C.E. (1977): *Seismic Stratigraphy – Applications of Hydrocarbon Exploration*, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, Memories. 16.
- Petersen, M. & Rohde, H. (1991): *Sturmflut: Die großen Fluten an den Küsten Schleswig-Holsteins und in der Elbe*. – Wachholtz Verlag, Neumünster: 182 S.
- Reichstein, J. (2005): Jahrtausendlange Bedrohung des Lebens auf Sylt: Ergebnisse archäologischer Siedlungsforschung. In: Jessel, H. [Hrsg.]: *Das große Sylt Buch*. – Ellert & Richter Verlag, Hamburg: 92–107
- Schmidt, H. (1972): *Wörterbuch Hochdeutsch – Sylterfriesisch*. – Söl'ring Foriining e. V., Keitum: 63 S.
- Sindowski, K.-H. (1973): *Das ostfriesische Küstengebiet: Inseln, Watten und Marschen*. – Sammlung Geologischer Führer 57, Borntraeger, Berlin, Stuttgart: 162 S.
- Sindowski, K.-H. (1979): *Zwischen Jadebusen und Unterelbe*. – Sammlung Geologischer Führer 66, Borntraeger, Berlin, Stuttgart: 145 S.
- Stolt, R.H. (1978): Migration by Fourier transform. – *Geophysics*, 43: 23–48.
- Tillmann, T. & Wunderlich, J. (2011a): Facies and Development of a Holocene Barrier Spit (Southern Sylt/German North Sea). – *Proceedings of the 6th International Workshop on Advanced Ground Penetrating Radar (IWAGPR 2011 June 22-24, 2011, Aachen, Germany)*: pp. 188–194.
- Tillmann, T. & Wunderlich, J. (2011b): Genese eines Strandhakens am Beispiel der Hörnum-Odde (Süd-Sylt): Untersuchungen des oberflächennahen Untergrundes durch die Kombination von geophysikalischen und sedimentologischen Methoden. – *Coastline Reports*, 17: 177–190.

- Tillmann, T. & Wunderlich, J. (2012): Ground-penetrating radar in coastal environments: Examples from the islands Sylt and Amrum. – *Bremer Beiträge zur Geographie und Raumplanung*, 44, 60–76.
- Tillmann, T. & Wunderlich, J. (2013): Barrier rollover and spit accretion due to the combined action of storm surge induced washover events and progradation: Insights from ground-penetrating radar surveys and sedimentological data. – *Journal of Coastal Research*, 65 (1): 600 – 605.
- Tillmann, T., Ziehe, D. & Wunderlich, J. (2013): Holozäne Landschaftsentwicklung an der Westküste der Nordseeinsel Amrum. – *Quaternary Science Journal*, 62(2): 98 - 119.
- Tillmann, T. (2014): Why is barrier spit's accretion not a simple process? Insights from GPR-surveys of Northern Amrum (North Sea/German Bight). - In: Lambot, S., Giannopoulos, A., Pajewski, L., André, F., Slob, E. & Craeye, C. (eds.): *Proceedings of the 15th International Conference on Ground Penetrating Radar*, June 30 - July 4, 2014, Brussels, Belgium.
- Tillmann, T. & Wunderlich, J. (2014): Barrier spit accretion model of Southern Sylt/ German North Sea: Insights from ground-penetrating radar surveys. – *Zeitschrift für Geomorphologie*, 58 Suppl. Issue 3: 137 - 161.
- Tillmann, T. (2015): Untersuchungen zu Aufbau, Stratigraphie und Genese von Nehrungshaken am Beispiel der Nordseeinseln Sylt und Amrum : eine Methodenkombination aus Georadar und sedimentologischen Analysen. – *Dissertation, Goethe-Universität Frankfurt a.M.*: 413 S.
- Trenhaile, A.S. (1997): *Coastal dynamics and landforms*. – Oxford University Press, Oxford, New York: 366 p.
- Uda, T. (2005): Bars. In: Schwartz, M.L. [ed.]: *Encyclopedia of Coastal Science*: pp. 909 – 912.
- van Overmeeren, R.A. (1998): Radar facies of unconsolidated sediments in The Netherlands: a radar stratigraphy interpretation method for hydrogeology. – *Journal of Applied Geophysics*, 40: 1–18.
- Wilts, O. (1998): *Basiswörterbuch Deutsch - Friesisch: Wiedingharder Mundart*. – Matthiesen Verlag Ingwert Paulsen, Husum: 183 S.
- Wilts, O. (2011): *Wörterbuch Deutsch - Föhrer Friesisch*. – Verlag Jens Quedens, Amrum: 467 S.
- Witt, R. (1982): *Die Anfänge von Kartographie und Topographie Schleswig-Holsteins 1475–1652*. – Verlag Boyens & Co, Heide/Holstein: 96 S.

Danksagung

Ein besonderer Dank geht an die Deutsche Bundesstiftung Umwelt (DBU) für die finanzielle Unterstützung durch ein Promotionsstipendium. Ferner danke ich dem DAAD, der INQUA, den Freunden und Förderern der Goethe-Universität, der FAZIT-Stiftung, der Hermann Willkomm Stiftung, der GEOPRAX Projektförderung, der Geologischen Vereinigung (GV), der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft (DGG) sowie dem AK Geomorphologie für die Bereitstellung von Sach- und Reisekosten. Dem GEORADARFORUM sowie Herrn Prof. Dr. Andreas Junge (Goethe-Universität Frankfurt/Institut für Angewandte Geophysik) sei herzlich für die Bereitstellung des benötigten GPR-Equipments gedankt.

Adresse

Dr. Tanja Tillmann
Niedersächsisches Institut für
historische Küstenforschung (NIhK)
Viktoriastraße 26/28
26360 Wilhelmshaven, Germany
tanja.tillmann@nihk.de



Nordseeinseln im Klimawandel – die Nordfriesische Insel Föhr und die Ostfriesische Insel Borkum

Helga Wiederhold¹, Wolfgang Scheer², Hans Sulzbacher¹,
Bernhard Siemon³ & Reinhard Kirsch²

¹LIAG - Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik, Hannover

²LLUR - Geologischer Dienst Schleswig-Holstein, Flintbek

³BGR – Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover

Abstract

It can be expected that for the North Sea Region climate change will result in a shift of precipitation to the winter season leading to an enhanced groundwater recharge and rising water-table. Additionally a sea level rise will occur with high probability, leading to a new balance of freshwater and saltwater in the subsurface with consequences for e.g. water supply, wetland drainage and construction stability. In the INTERREG project CLIWAT (climate and water) the consequences of climate change to the groundwater systems were investigated in 7 project areas in Denmark, Germany, the Netherlands and Belgium. At most locations the geological and hydrogeological conditions were explored by geophysical measurements and interpretation of drilling results leading to a geological model of the area. The geological model sets the framework for further modelling of the groundwater flow. Results from the project areas Föhr and Borkum are discussed in this contribution. At the Island of Föhr a moderate increase in freshwater head in the Geest core and enhanced demand of drainage in the low lying Marsh region can be expected. At the Island of Borkum a decreasing freshwater lens is expected, so that a relocation of the present well field of the water works is recommended.

1 Einführung

Über die Tendenzen der künftigen Klimaentwicklung der Nordseeregion herrscht weitgehende Übereinstimmung: ein allgemeiner Anstieg der Temperaturen, vermehrtes Aufkommen von Extremwetterlagen und eine Verlagerung der Hauptniederschlagsperiode in das Winterhalbjahr. Da in dieser Periode nur eine geringe Verdunstung stattfindet, kommt es neben einem verstärkten Oberflächenabfluss des Niederschlagswassers zu einer verstärkten Grundwasserneubildung, also einem Anstieg des Grundwasserspiegels. Parallel dazu wird ein Anstieg des Meeresspiegels erwartet. Es wird sich für die Nordseeküste daher das Gleichgewicht zwischen Salzwasser und Süßwasser ändern, sowohl in den Oberflächengewässern als auch im Grundwasser. Menschliche Aktivitäten wie z.B. die Förderung von Grundwasser für die Wasserversorgung der küstennahen Regionen sowie die Entwässerung der Niederungsgebiete werden wie bisher einen wichtigen Einfluss auf dieses Gleichgewicht haben.

Für die Zukunftsfähigkeit der Küstenregion müssen die Einflüsse des Klimawandels auf die Grundwassersysteme quantifiziert werden können. Dies war das Ziel des INTERREG 4B Projektes CLIWAT (climate and water), das in den Jahren 2008 – 2012 durchgeführt wurde (CLIWAT Project Group 2011). Die Projektpartner kamen aus den Nordseeanrainerstaaten Belgien, den Niederlanden, Deutschland und Dänemark, exemplarisch wurden für 7 Projektgebiete von *Arhus Aa* im Norden bis *Belgische Middenkust* im Süden die Einflüsse des Klimawandels auf das Grundwassersystem untersucht und quantifiziert.

Im Folgenden werden Arbeitsablauf und Ergebnisse der Projektgebiete Föhr und Borkum (Abb. 1) dargestellt. Auf beiden Inseln wurde jeweils ein intensives geophysikalisches Untersuchungsprogramm durchgeführt, aus dem zusammen mit den vorliegenden Bohrergebnissen der geologische Aufbau abgeleitet wurde. Es folgte eine geologische und hydraulische Modellierung, aus deren Ergebnisse die Entwicklung der Grundwassersituation im Zeitraum bis 2100 abgeleitet wurde.

Die dabei zugrunde liegenden aeroelektromagnetischen Messungen sind im Projekt D-AERO der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) und im Projekt „Flächenhafte Befliegung“ des Leibniz-Instituts für Angewandte Geophysik (LIAG) ermittelt worden (Siemon et al. 2014).

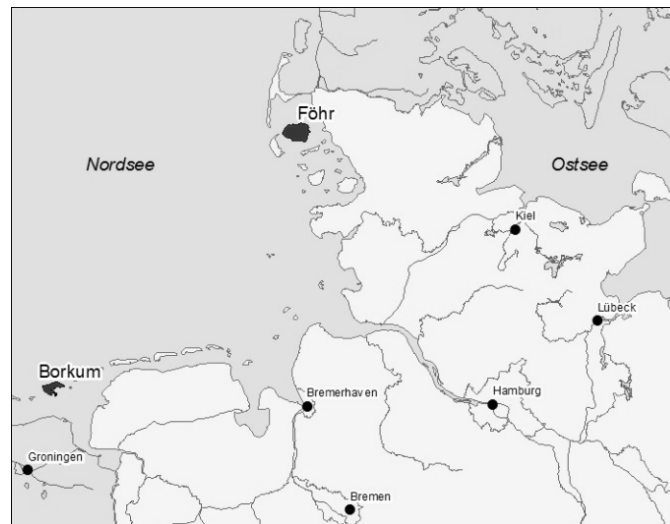


Abb. 1: Lage der Projektgebiete Föhr und Borkum. (Kartengrundlage: DLM 1000, Bundesamt für Kartographie und Geodäsie)

2 Geophysik – ein Werkzeug für die hydrogeologische Erkundung

Bohrungen sind zweifellos die wichtigste Informationsquelle über die Struktur des Untergrundes. Sie liefern aber nur eine eindimensionale Aussage über den Schichtenaufbau. Bei komplexen Lagerungsverhältnissen, die im glazial geprägten Norddeutschland nicht selten sind, reicht selbst ein dichtes Bohrraster nicht aus, um die Untergrundstruktur abzubilden. Hier können geophysikalische Messungen eine wichtige Ergänzung liefern, weil dadurch profil- oder flächenhafte Daten gewonnen werden können.

Die wichtigsten geophysikalischen Verfahren für Anwendungen im Bereich der Hydrogeologie sind seismische und Widerstandsverfahren. Bei seismischen Messungen wird die Laufzeit von Erschütterungswellen (seismische Wellen) im Untergrund ausgewertet, die von einer seismischen Quelle (Hammerschlag, Sprengstoff, Vibrator) erzeugt und von Erschütterungsaufnehmern (Geophonen) an der Erdoberfläche registriert werden. Insbesondere mit der Reflexionsseismik kann so der Tiefenverlauf von Schichtgrenzen im Untergrund bestimmt werden, sofern die Schichten sich durch ihre Impedanz (Produkt aus der Ausbreitungsgeschwindigkeit der seismischen Welle und der Dichte des Untergrundmaterials) unterscheiden.

Bei den Widerstandsverfahren werden ebenfalls die Schichten des Untergrundes abgebildet, sofern sie sich durch ihren spezifischen elektrischen Widerstand unterscheiden. Tonhaltiges Material hat einen erheblich geringeren spezifischen Widerstand als Sande. In Sanden zeichnet sich der Grundwasserspiegel durch einen scharfen Kontrast von hohen spezifischen Widerständen oberhalb des Grundwasserspiegels zu geringeren spezifischen Widerständen im wassergesättigten Bereich ab. Eine Grundwasserversalzung ist durch extrem geringe spezifische Widerstände detektierbar, allerdings ist hier die Abgrenzung zu Tonschichten mit ebenfalls geringen spezifischen Widerständen schwierig.

Es gibt eine Vielzahl technisch unterschiedlicher Verfahren zur Ableitung der spezifischen Widerstände des Untergrundes. Bei geoelektrischen Verfahren wird mit einem Elektrodenpaar ein Strom in den Untergrund injiziert und das Spannungsfeld an der Erdoberfläche mit einem weiteren Elektrodenpaar gemessen. Elektromagnetische Verfahren arbeiten berührungsfrei: durch ein zeitlich veränderliches Magnetfeld wird ein Wirbelstromfeld im Untergrund induziert und so ein sekundäres Magnetfeld erzeugt. Mit elektromagnetischen Verfahren sind Airborne-Messungen, z.B. mit einem Messhubschrauber, möglich, wodurch großflächige Erkundungen des spezifischen Widerstands durchgeführt werden können (Abb. 2).

Detaillierte Informationen über die Untergrundstruktur können durch die Kombination von Reflexionsseismik und Widerstandsverfahren gewonnen werden, indem der Tiefenverlauf der Schichtgrenzen als Ergebnis der reflexionsseismischen Messungen mit den spezifischen Widerständen (z.B. aus einer Aeroelektromagnetischen Vermessung) kombiniert wird, so dass eine Bestimmung des Schichtenaufbaus (Sand, Geschiebemergel, Ton) möglich ist.

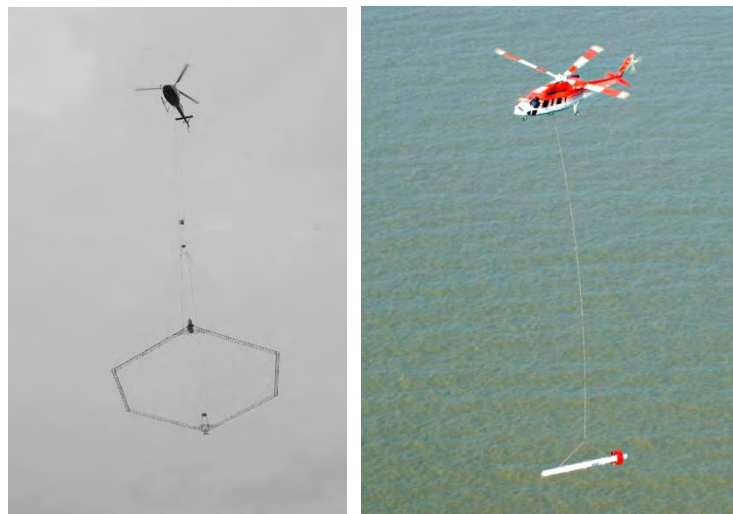


Abb. 2: Verschiedene Hubschrauber-Messsysteme im Einsatz: links transientelektromagnetisches System SkyTEM (betrieben von SkyTEM Aps, Aarhus), rechts Frequenzbereichssystem HEM (betrieben von Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe BGR, Hannover). Technische Details siehe Siemon et al. (2009). (Fotos: LLUR/BGR)

3 Grundwassermodellierung – ein Werkzeug für die Vorhersage

Numerische Grundwassermodellierung ist das geeignete Werkzeug, um zeitliche und räumliche Veränderungen von Grundwasserströmungen zu quantifizieren und die zukünftige Entwicklung von Grundwasserressourcen und Grundwasserständen zu prognostizieren. Aufbauend auf dem statischen geologischen Modell wird ein numerisches Grundwassermodell erstellt bei dem das Modellgebiet diskretisiert wird und jedem Element hydraulische Eigenschaften zugeordnet werden. Neben den statischen Formationseigenschaften (z.B. hydraulische Leitfähigkeit) sind aktuelle Zustandseigenschaften (z.B. Wasserspiegelhöhe) von Bedeutung. Erst nach erfolgreicher Kalibrierung kann die Simulation klimasensitiver Daten erfolgen (Abb. 3).

Neben der Modellierung der Strömungsvorgänge lässt sich auch der Stofftransport im Grundwasser simulieren. Besonders bei Küstenaquiferen ist dafür eine genaue Kenntnis der Dichte des Grundwassers notwendig. Im Falle von Süßwasserlinsen auf Inseln kann die initiale Dichteverteilung gut durch Simulation erzeugt werden. Bei genügend langer (> 100 Jahre) Anwendung natürlicher Grundwasserneubildung auf einen vollständig versalzten Aquifer wird sich eine stationäre Dichteverteilung einstellen, die der natürlichen Verteilung entspricht, d.h. ohne menschliche Eingriffe wie z.B. Grundwasserentnahmen (CLIWAT Project Group 2011).

Im CLIWAT-Projekt wurden verschiedene Arten der Grundwassermodellierung angewendet. Für Föhr kam ein Strömungsmodell zum Einsatz. Für Borkum wurden Salzwasserdichteströmung und gekoppelte Lösungstransportprozesse im Grundwasser simuliert.

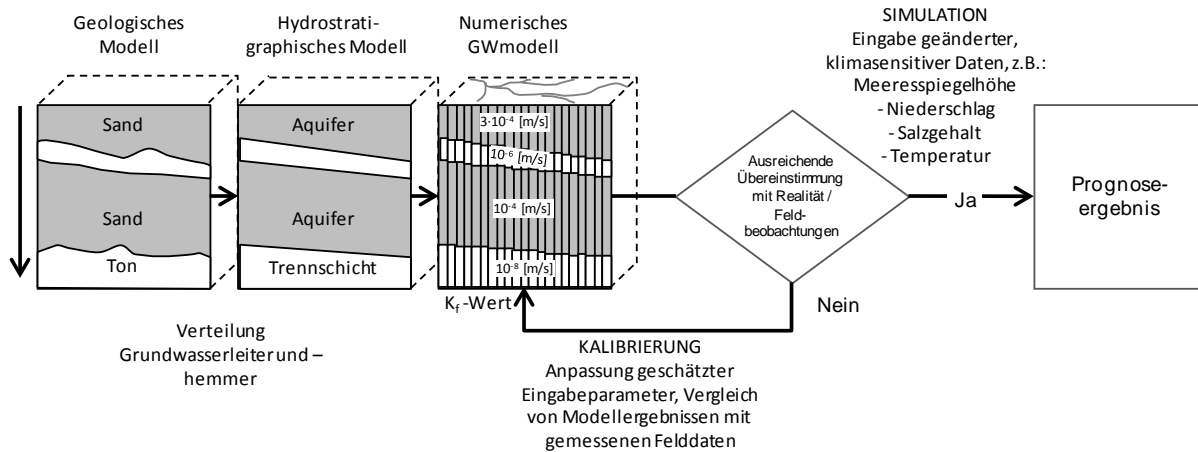


Abb. 3: Schritte der Grundwassermodellierung: Modellentwicklung – Simulation – Prognose. (k_f = hydraulische Leitfähigkeit). (Eigene Grafik).

4 Klimawandel an der Nordseeküste

Für die CLIWAT Projektgebiete wurde zur Beschreibung der Klimawandeleffekte das IPCC Szenario A2 angesetzt (IPCC 2007). Dieses Szenario geht von einem mäßigem Wirtschaftswachstum und nur langsam anlaufende Maßnahmen zur Reduktion der CO₂-Emissionen aus. Die erwarteten Auswirkungen des Klimawandels unter diesem Szenario sind für die Projektgebiete qualitativ gleich (Anstieg von mittlerer Jahrestemperatur, jährlicher Niederschlagsmenge und Zahl von Extremwetterlagen, Verlagerung der Hauptniederschlagsmenge in das Winterhalbjahr) quantitativ ergeben sich aber lokale Unterschiede. Die modellierten Effekte bis zum Jahre 2100 für den Bereich der Nord- und Ostfriesischen Inseln sind dem Norddeutschen Klimaatlas (Meinke und Gerstner 2009) entnommen (Tabelle 1).

Tabelle 1: Norddeutscher Klimaatlas: Prognose des Klimawandels für die Nordseeküste bis Ende des 21. Jahrhunderts (2071-2100) im Vergleich zu heute (1961-1990) für das IPCC Szenario A2 (Norddeutscher Klimaatlas 2014). Der Pegelstand ist abgeschätzt nach Rahmstorf (2007) und berücksichtigt auch postglaziale Landsenkung.

prognostizierter Effekt des Klimawandels	
durchschnittlichen Temperatur im Jahresmittel	+ 2,8°C
mittlere Niederschlagsmenge im Jahresmittel	+ 6%
mittlere Niederschlagsmenge im Sommer	-12%
mittlere Niederschlagsmenge im Winter	+25%
Pegelstand Nordsee	+ 0,94 m

5 Die Nordfriesische Insel Föhr

Die Insel Föhr liegt etwa 8 km vor der Westküste des Schleswig-Holsteinischen Festlandes. Mit einer Fläche von 82 km² ist Föhr nach Sylt die zweitgrößte deutsche Nordseeinsel. Abbildung 4 zeigt den naturräumlichen Aufbau der Insel Föhr mit beiden Geestkernen im Südwesten und Südosten (glaziofluviatile Sande und saalezeitliches Moränenmaterial) sowie der Föhrer Marsch im Norden und die Godelniederung im Südwesten (saalezeitliche Sedimente, überlagert von schluffig-tonigen Weichschichten und Wattsanden aus dem Holozän). Die Geländehöhen erreichen etwas mehr als 12 m ü. NHN auf den Geestkernen und 0,5-1,5 m ü. NHN in den Marschen.

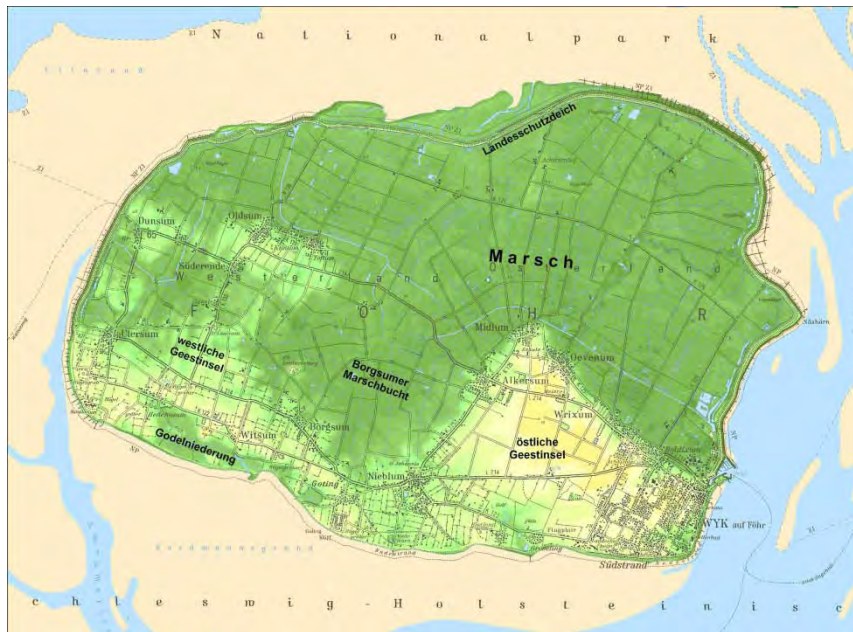


Abb. 4: Topografische Karte der Insel Föhr. (LLUR 2012; Kartengrundlage: DGM 1, LVermGeo SH).

Die Marsch wird zum Watt hin durch den Landesschutzdeich vor der Überflutung geschützt und über ein ausgedehntes Entwässerungssystem drainiert, dessen Hauptentwässerungskanäle in Abbildung 4 zu erkennen sind.

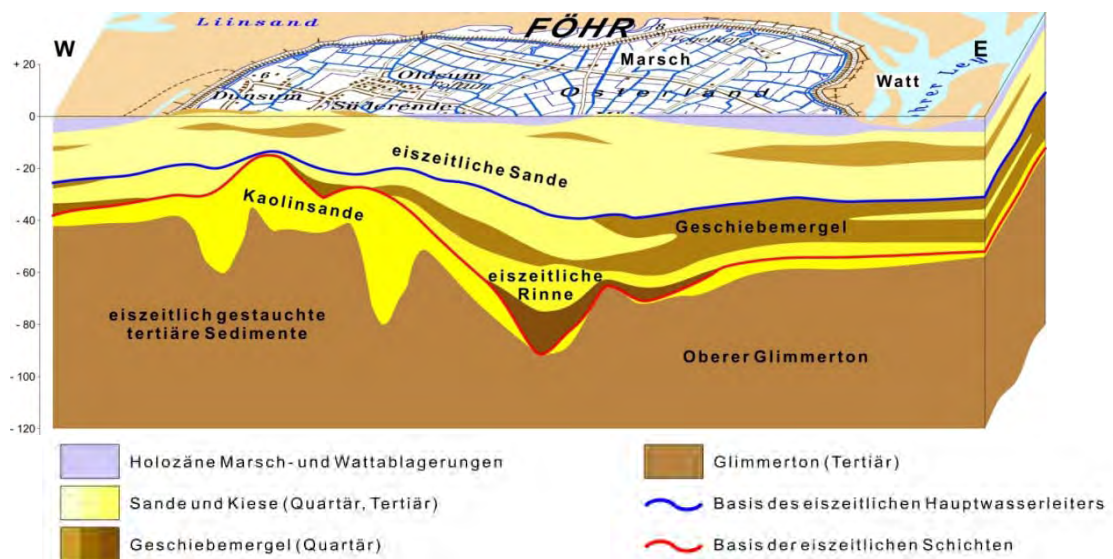


Abb. 5: Geologischer Aufbau der Insel Föhr (stark überhöht). (LLUR 2012).

Abbildung 5 zeigt in einem schematischen Blockbild den Aufbau des Untergrundes, wie er sich als Ergebnis der im Projektrahmen durchgeführten Untersuchungen darstellt. Eiszeitliche Sedimente sind auf Föhr im Verlauf einer eiszeitlicher Rinnen bis in Tiefen von über 100 m erbohrt worden, im Westteil der Insel haben sie dagegen deutlich geringere Mächtigkeiten. Sie bestehen aus einer wechselhaften Abfolge von Sanden, Geschiebemergeln und Tonen und werden von Gesteinen aus dem Jungtertiär unterlagert, die durch glaziotektonische Einflüsse bis in eine Tiefe von etwa 180 m stark gestaucht wurden.

Die Sande stellen die für die Trinkwasserversorgung der Insel potentiell nutzbaren Grundwasserleiter dar. Im Bereich der Geestkerne hat sich eine mächtige Süßwasserlinse gebildet, aus der durch zwei Wasserwerke aus unterschiedlichen Tiefen Grundwasser gefördert wird. Die Form der Süßwasserlinse wird durch den unterschiedlichen geologischen Aufbau von Geest und Marsch verursacht. Unter den Geestkernen kann sich durch die günstigen Grundwasserneubildungsbedingungen (Geländehöhen bis über 12 m NHN und sandige Böden) bis in Tiefen von über 100 m Süßwasser ausbreiten. In der Marsch dagegen findet nahezu keine Grundwasserneubildung statt, da durch die Überdeckung mit gering durchlässigen Ablagerungen (Klei) kaum Niederschlagswasser versickern kann und Oberflächenwasser durch die Drainagen abgeführt wird. Daher sind in der Marsch unter dem Klei, auch bedingt durch die geringen Geländehöhen, keine nennenswerten Mengen an Süßwasser zu finden. Eine Ausnahme sind die Bereiche am Geestrand, in die Grundwasser aus den Geestkernen zuströmt. Hier kommt in den oberflächennahen Grundwasserleitern Süßwasser vor.

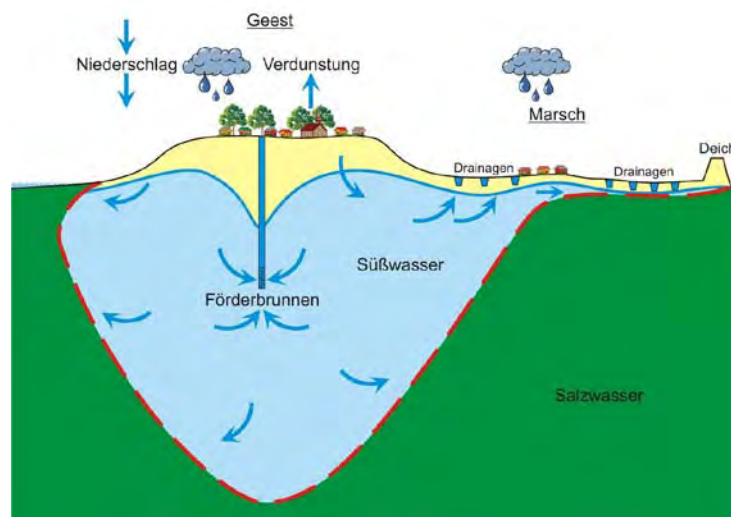


Abb. 6: Schema des Wasserkreislaufs auf Föhr mit Ausbildung der Süßwasserlinse (LLUR 2012).

Derzeit herrscht auf der Insel Föhr, wie in Abbildung 6 schematisch dargestellt, ein Gleichgewicht zwischen Süß- und Salzwasser, das sich auf die jahrzehntelange Grundwasserförderung eingestellt hat. Es besteht also eine ausgeglichene Wasserbilanz zwischen der Grundwasserneubildung auf der einen Seite sowie der Grundwasserentnahme durch die Wasserwerksbrunnen, den Drainagen der Marsch und dem Grundwasserabstrom ins Watt auf der anderen Seite. In welche Richtung sich dieses Gleichgewicht zukünftig durch die Auswirkungen des Klimawandels verschieben kann, soll durch die im Rahmen des CLIWAT-Projektes durchgeführte Modellierung der zukünftig zu erwartenden hydraulischen Bedingungen abgeschätzt werden.

Die Untergrundstruktur im Bereich der beiden Wasserwerke ist durch Bohrungen für Förder- und Beobachtungsbrunnen bekannt, für ein flächenhaftes Bild des Untergrundes der gesamten Insel ist die Datenbasis aber nicht ausreichend. Daher wurde als geophysikalische Übersichtsmessung eine Aeroelektromagnetische Vermessung mit dem SkyTEM System durchgeführt (Abb. 2).

Daraus ergibt sich die Verteilung des spezifischen elektrischen Widerstands unterhalb der Fluglinien bis in ca. 200 m Tiefe. Abbildung 7 zeigt eine so gewonnene Widerstandskarte für den Tiefenbereich 10 – 20 m u. NHN. Geringe spezifische elektrische Widerstände (rot) deuten auf Grundwasser-
versalzung in der flachen Marschregion hin, während hohe spezifische elektrische Widerstände (blau) im Bereich der Geest Teile der Süßwasserlinse abbilden.

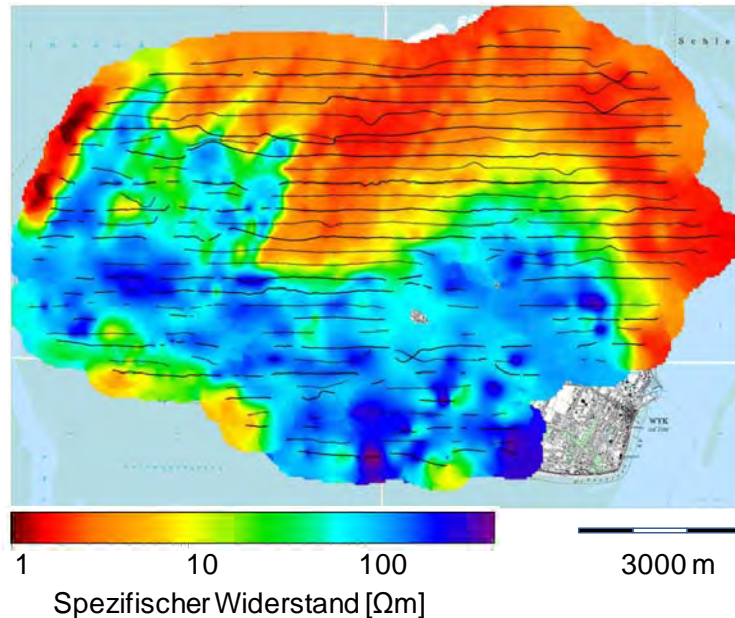


Abb. 7: Karte der Widerstands-Tiefenverteilung für den Tiefenbereich 10 – 20 m u. NHN. Man erhält etwa alle 50 m eine Information über den Schichtenaufbau des Untergrundes. Die Fluglinien (schwarze Linien) verlaufen in 250 m Abstand. Durch Hindernisse und Objekte, die aus Sicherheitsgründen nicht überflogen werden, ergeben sich in der Realität Abweichungen vom geraden Verlauf der Fluglinien. (Eigene Grafik).

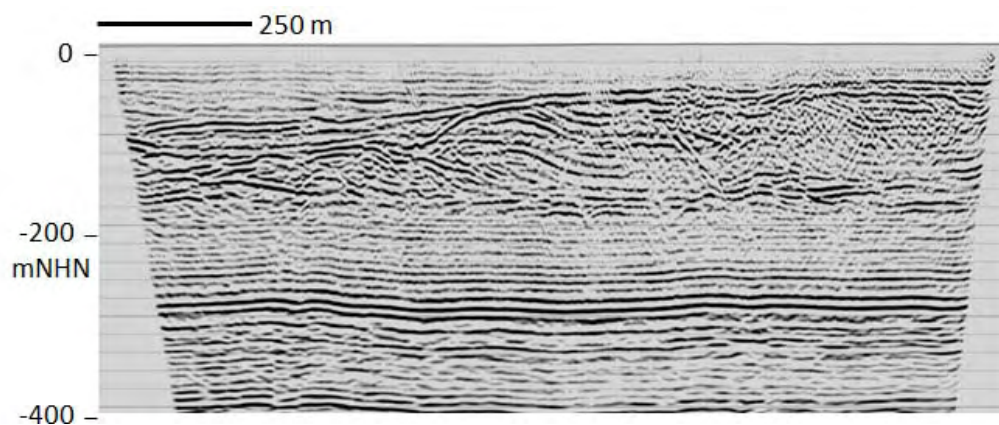


Abb. 8: Beispiel einer reflexionsseismischen Sektion auf der Insel Föhr. Die vertikale Skala zeigt die Tiefe in m bezogen auf Normalhöhennull, die horizontale Skala zeigt die Position entlang des Messprofils. Im Tiefenbereich unterhalb von 180 m erkennt man eine ungestörte, nahezu horizontale Lagerung der Schichtgrenzen. Es handelt sich hier um tertiäre Sedimente, die nicht von den Eiszeiten beeinflusst sind. Ganz anders dagegen die quartären Ablagerungen im oberflächennahen Bereich, sie zeigen einen sehr strukturierten Verlauf, der die wechselhaften Ablagerungsbedingungen im glazialen Bereich widerspiegelt (Burschil et al. 2012). Im linken Teil des Bildes zeigt sich eine ca. 100 m tief eingeschnittene eiszeitliche Rinne. (Burschil 2012).

Für eine detaillierte Erkundung der Untergrundstruktur wurden an ausgewählten Lokationen durch das Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik reflexionsseismische Messungen durchgeführt. Ein Beispiel einer seismischen Sektion, bei der sich die Schichtgrenzen im Untergrund durch ihre Reflexionseinsätze abzeichnen, ist in Abbildung 8 gezeigt.

Für das Modell Föhr wurden zunächst die in Form von Bohrprofilen, hydrogeologischen Profilschnitten und Karten vorliegenden analogen Daten zum Aufbau des digitalen dreidimensionalen Geologischen Modells im Rechner zu einem Ausgangsmodell zusammengeführt. In einem weiteren Schritt konnte das Modell dann anhand der ebenfalls in das Modell importierten Daten der geophysikalischen Untersuchungen ergänzt und weiter verfeinert werden. Dabei wurden die relevanten geologischen Einheiten im Modell herausgearbeitet und als flächenhaft übereinander lagernde Schichten modelliert. Das Ergebnis ist letztendlich ein Modell mit insgesamt 12 Schichten, das die vier eiszeitlichen und zwei tertiären Wasserleiter sowie sechs geringdurchlässige Trennschichten räumlich abbildet.

Das geologische Modell bildet die Basis für das Grundwassermodell (Modellierungssoftware MicroFEM), das zur Simulierung der Auswirkungen des Klimawandels dient. Für die Modellierung der Grundwasserstände werden für den betrachteten Zeitraum von 2010 bis 2100 die Klimaparameter entsprechend der Prognosen des Norddeutschen Klimaatlas verändert. Die Modelliererergebnisse geben Hinweise, in welcher Größenordnung sich die Wasserbilanz auf der Insel zukünftig verschieben kann (Abb. 9).

In der Marsch wird der Grundwasserstand durch das enge Netz an Entwässerungsgräben und die Wasserhaltungsmaßnahmen geregelt. Die zunehmenden Niederschlagsmengen werden dort nicht zu einer signifikant wachsenden Grundwasserneubildung führen, da sie nahezu unmittelbar über den Oberflächenabfluss abgeführt werden. Die dadurch ansteigenden Wassermengen, die über die Schöpfwerke und Siele abgeführt werden müssen, werden zusätzlich durch den vermehrten Zustrom von Grundwasser aus den Geestkernen erhöht. Insgesamt ergibt sich bis Ende des Jahrhunderts eine Zunahme der abzuführenden Menge an Oberflächenwasser um mehr als 20 Prozent.

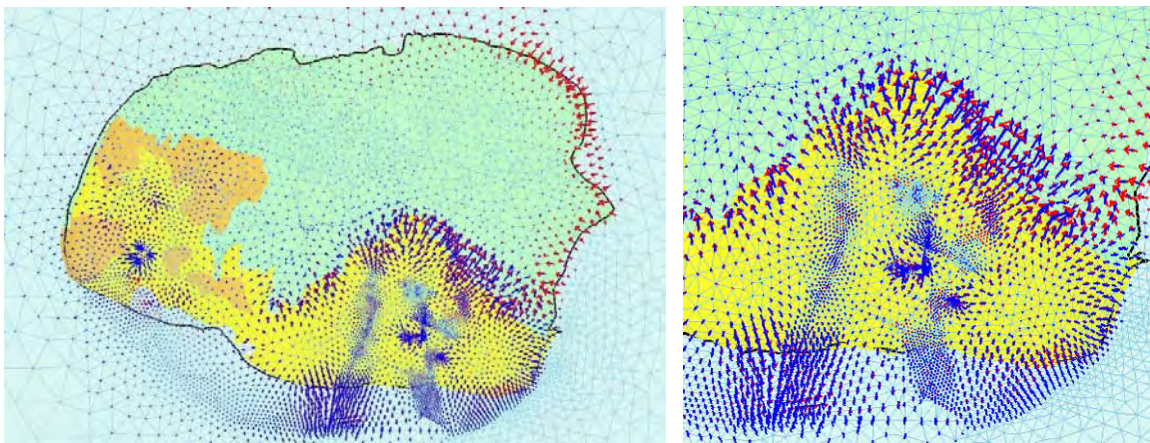


Abb. 9: Darstellung der berechneten horizontalen Grundwasserströmungen im oberflächennahen Wasserleiter (blau – 2010, rot – 2100), (gelb und braun – Geest, grün - Marsch) (links) mit Detaildarstellung der Abströmung von Süßwasser aus der Geest (rechts).

In der Abbildung 9 sind die berechneten horizontalen Grundwasserströmungen in Richtung und Menge für die aktuellen (Jahr 2010, blaue Pfeile) und zukünftigen (Jahr 2100, rote Pfeile) klimatischen Verhältnisse dargestellt. Die Größe der Pfeile entspricht der Stärke des Grundwasserstroms.

Durch den Meeresspiegelanstieg geraten weite Flächen unter Meeresniveau. Dadurch wird an den Küsten zunehmend ein Druckgefälle in Richtung auf die Marsch entstehen, so dass der seitliche

Zustrom von Salzwasser aus dem Watt in Richtung auf die Marschflächen zunimmt. Besonders signifikant ist der erheblich verstärkte Zustrom von Meerwasser im Küstenstreifen der östlichen und nördlichen Inselgrenze (s. Abb. 9). Gleichzeitig wird das in geringer Tiefe im Untergrund schon heute vorhandene Salzwasser weiter aufsteigen, so dass sich die nur geringmächtige Süßwasserlinse in der Marsch verringert. Verstärkt wird dieser Effekt noch durch die für die Bewirtschaftung der Flächen nötige Wasserhaltung, durch die erhebliche Anteile des Süßwassers als Oberflächenwasser abgeführt werden. Bis in den Wurzelraum der Nutzpflanzen aufsteigendes Brack- und Salzwasser kann dann zu schwerwiegenden Beeinträchtigungen der landwirtschaftlich genutzten Flächen führen, die durch Niederschlagsdefizite und längere Trockenperioden im Sommerhalbjahr zusätzlich verschärft werden können. Die vollständigen Ergebnisse der Untersuchungen auf der Insel Föhr sind in LLUR (2012) dargestellt.

6 Die Ostfriesische Insel Borkum

Borkum liegt gut 10 km nördlich des niederländischen Festlandes im Mündungsbereich der Ems und ist die westlichste und mit 32 km² größte der Ostfriesischen Inseln (Abb. 1). Borkum ist eine typische Barriereinsel, ein Schwemmsandkörper, kaum älter als 2000 Jahre, entstanden im Spannungsfeld von Meeresspiegeländerungen, Tideströmungen, Wellen und Wind (Behre 2008). Zur Seeseite ist ein Dünengürtel ausgebildet (maximale Höhe: 23 m ü. NHN), zur Landseite flache Salzwiesen und Marschland. Mit West- und Ostland besitzt Borkum zwei Inselkerne und wird auch als Doppelinsel bezeichnet (Streif 1990)

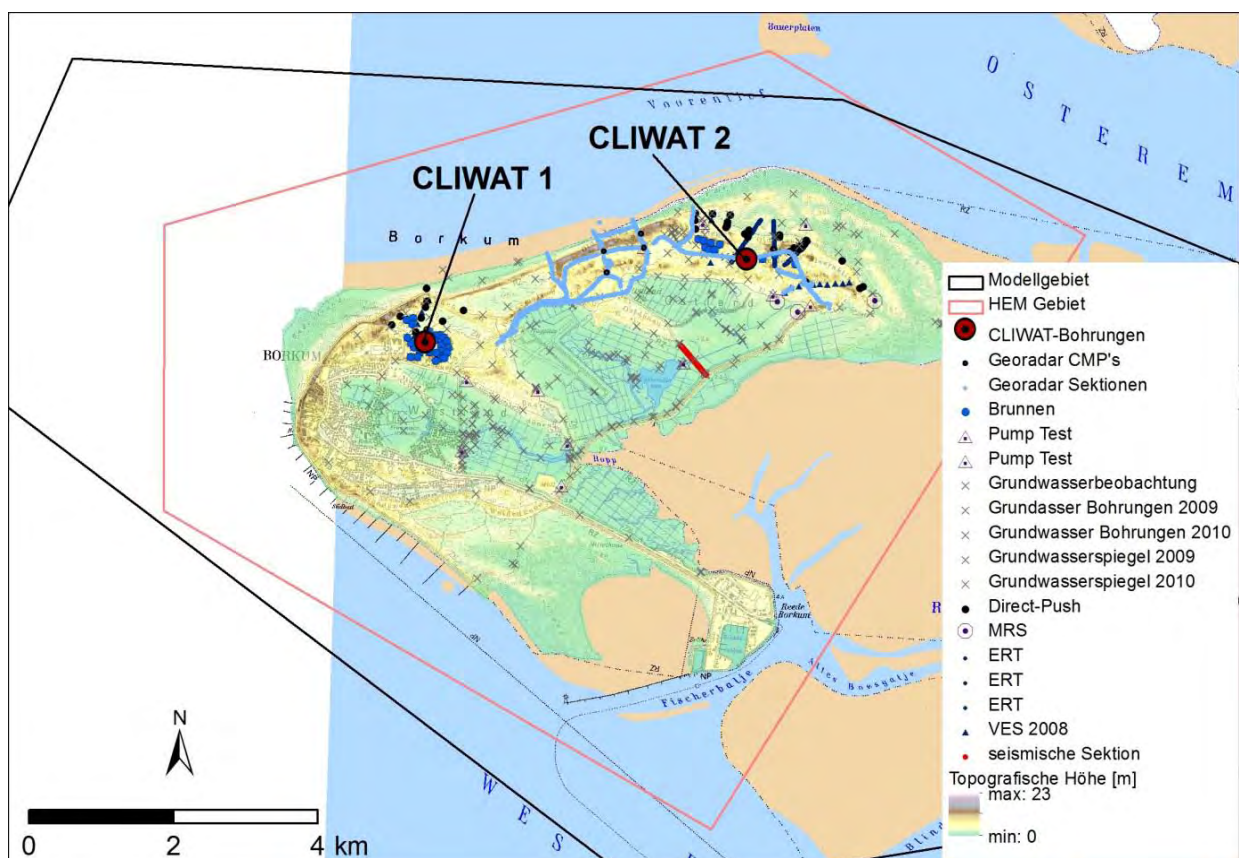


Abb. 10: Lageplan verschiedener Messungen auf der Insel Borkum. Dünengebiete im Norden der Insel zeichnen sich gegenüber dem Marschland im Süden durch die Topografische Höhe ab. Brunnenfelder im Bereich der Bohrung CLIWAT-1 kennzeichnen das Wasserwerk Waterdelle, im Bereich der Bohrung CLIWAT-2 das Wasserwerk Ostland. (Kartengrundlage: ©GeoBasis-DE/BKG 2015).

Die Trinkwasserversorgung der Ostfriesischen Insel Borkum ist auf eine (zweigeteilte) Süßwasserlinse begrenzt, die alleine durch die Versickerung der Niederschläge gespeist wird. Durch das geringere spezifische Gewicht des Niederschlagswassers baut sich in den höher gelegenen Dünenstränden ein erhöhtes Druckniveau auf und es entsteht ein Süßwasserkörper, der wie ein Eisberg auf dem versalzten Grundwasser im tieferen Untergrund der Insel schwimmt (Prinzip wie in Abb. 6 dargestellt). Der Grundwasserspiegel ist sehr stark durch die Topografie der Insel geprägt. Im Bereich der Dünen erreicht dieser Höhen von bis zu 3,5 m NHN während in den tiefer gelegenen Marschgebieten und Wiesen im wesentlichen Höhen unter 0,5 m NHN auftreten.

Zum Aufbau eines Grundwassermodells wurden seit 2008 umfangreiche und aufwändige geologische und geophysikalische Messungen durchgeführt (Abb. 10), von denen hier nur einige gelistet werden können. Das Untersuchungskonzept wird in Sulzbacher et al. (2012) oder Wiederhold et al. (2013) beschrieben. Kernstück der Untersuchungen ist eine aeroelektromagnetische Befliegung mit dem HEM-System der BGR. Mit einem Abstand von 250 m werden 35 Linien in NW-SE-Richtung befliegen sowie 11 Linien mit 500 m-Abstand senkrecht dazu (SW-NE). Insgesamt werden 550 Profilkilometer auf einer Fläche von 75 km² vermessen (Siemon et al. 2009). Mit der dabei ermittelten Verteilung der spezifischen Widerstände gelingt eine dreidimensionale Darstellung der Süßwasserlinse und der Grundwasserversalzung. Weitere Untersuchungen schließen sich an. Geoelektrische Messungen werden am Boden durchgeführt, u.a. auch an gleichen Messpunkten wie bereits im Zeitraum 1991 bis 1994. Diese und die früheren Daten zeigen bei vergleichbarer Datenbearbeitung keine signifikanten Veränderungen in der Mächtigkeit der Süßwasserlinse. Ein seismisches Profil gibt Aufschluss bis in 300 m Tiefe und hilft die Basis für das Grundwassermodell festzulegen. Mit dem Georadar (GPR) wird Information über oberflächennahe Tonschichten und den Grundwasserspiegel ergänzt (Igel et al. 2014). Es werden weitere umfangreiche Arbeiten zur Ermittlung des Grundwasserspiegels für die ganze Insel durchgeführt, denn das Netzwerk permanenter Grundwassermessstellen beschränkt sich auf das Einzugsgebiet der Wasserwerksbrunnen. Und es werden 376 Schichtbeschreibungen aus Bohrungen (LBEG Kartenserver 2014) statistisch analysiert.

Aus all diesen Daten wird ein hydrogeologisches Modell abgeleitet und als Dichteströmungsmodell mit der Software FEFLOW realisiert. Der bis ca. 180 m hinabreichende Grundwasserleiter besteht aus insgesamt 4 übereinanderliegenden Aquiferen, die durch semipermeable Aquitarde getrennt sind.

Die daraus abgeleiteten numerischen Simulationsmodelle zeigen, dass für die Bildung einer stabilen Süßwasserlinse mehrere hundert Jahre nötig sein können. Verändert man durch Überförderung von Trinkwasser oder durch den Bau von Brunnen an ungeeigneten Stellen die Grenze zwischen Süß- und Salzwasser, so kann der Prozess der Regenerierung ähnlich lange dauern – die Süßwasserlinse ist gefährdet. Es zeigt sich auch, dass aufgrund menschlicher Einflussnahme, z.B. Deichbau, die Süßwasserlinse noch nicht stationär ist.

Für die Abschätzung von Auswirkungen des Klimawandels auf das Grundwasser wurde aufbauend auf Tabelle 1 mit einem Meeresspiegelanstieg bis 2100 von 0,94 m und einer Grundwasserneubildung von +10% gerechnet.

Der Grundwasserspiegel wird durch die klimabedingten Änderungen bis 2100 nur unwesentlich beeinflusst. In den drainierten Marschgebieten hinter den Deichen im Inneren der Insel wird der Grundwasserspiegel so gut wie nicht beeinträchtigt werden. Die Modellrechnungen verdeutlichen aber auch, dass eine erhöhte Drainageleistung der Gräben notwendig wird und der Ausfluss der offenen Gewässer erheblich ansteigen wird (50%). Vergleicht man die Modelliererergebnisse für das mittlere Tidenhochwassers, so steigt dies von 1,15 m ü. NHN im Jahr 2010 auf ein Niveau von 2,09 m ü. NHN im Jahr 2100 an. Dies hat zur Folge, dass ca. 25 % der außerhalb der Deiche gelegenen Gebiete der Insel überflutet sein werden. Ohne Schutzmaßnahmen wie Aufschüttungen mit Sand oder anderem geeignetem Material werden große Teile der zu niedrig gelegenen Naturschutzgebiete und Strände dem Wattenmeer zum Opfer fallen.

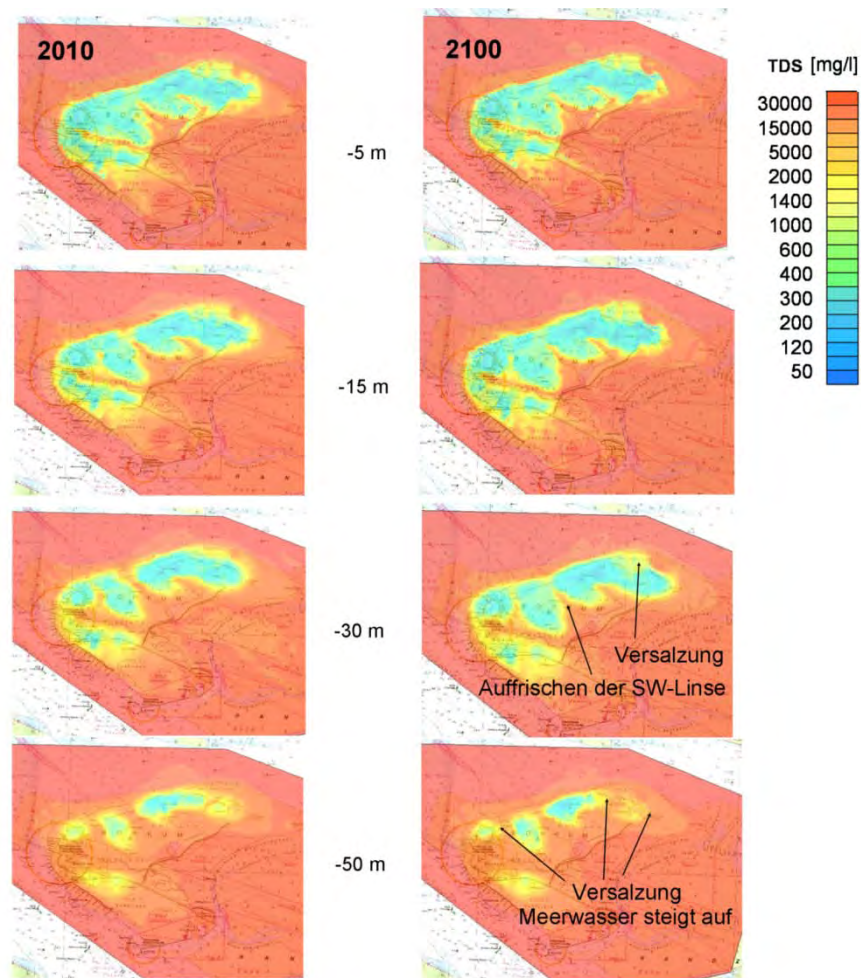


Abb. 11: Simulationsergebnis Borkum: Entwicklung der Süßwasserlinse im regionalen Maßstab im Jahr 2010 (Farbskala zeigt TDS total dissolved solids, 35000 mg/l entspricht Meerwasser) im Vergleich zu 2010. (Sulzbacher et al. 2012).

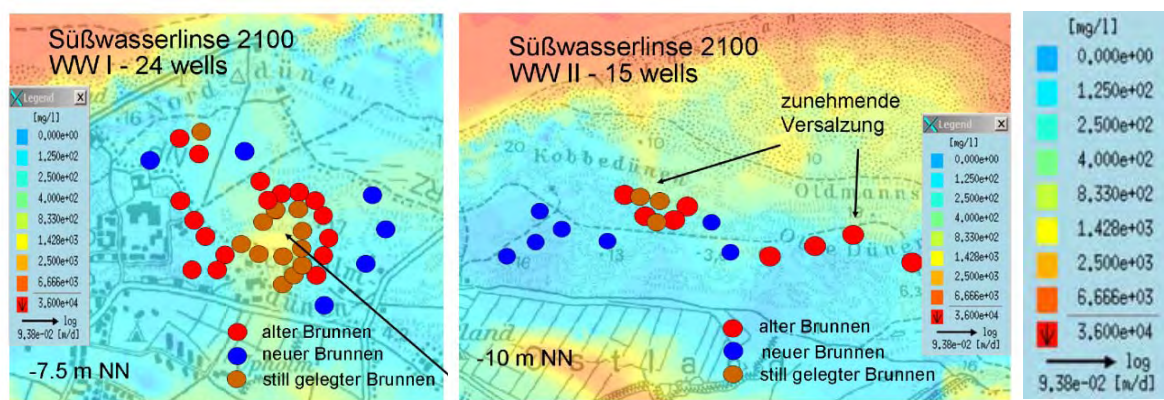


Abb. 12: Simulationsergebnis Borkum: Entwicklung der Süßwasserlinse in den Brunnenfeldern Waterdelle (links, Tiefschnitt 7.5 m u. NHN) und Ostland (rechts, Tiefschnitt 10 m u. NHN) im Jahr 2010 und Vorschlag zu Stilllegung von Brunnen und Einrichtung neuer Brunnen mit dem Ziel der Optimierung der Brunnenfelder (nach Sulzbacher et al. 2012). Farbskala wie in Abbildung 11.

Die Berechnungsergebnisse für die Dichte aller gelösten Stoffe (TDS), fast ausschließlich Meersalz, für das Jahr 2100 zeigen, dass der Meeresspiegelanstieg bis zum Jahre 2100 die Gestalt der Süßwasserlinse nicht wesentlich beeinträchtigen wird (Abb. 11). In größeren Tiefen der Insel ist jedoch eine Verkleinerung der Süßwasserlinse durch verstärkten Zustrom von Salzwasser zu erwarten, insbesondere im Bereich der Brunnenfassungen der Wasserwerke. Schon jetzt beeinträchtigt Salzwasser, das durch die Förderung der Brunnen von unten aufsteigt sowie von den Seiten eindringt, die Qualität des geförderten Trinkwassers. Im Zentrum der Dünen hingegen, weit genug von den Wasserwerken entfernt, profitiert die Süßwasserlinse zunehmend von der erhöhten Grundwasserneubildung, (siehe Abb. 11 rechts, Tiefenbereich von ca. 15 - 30 m u. NHN). Auf Vertikalprofilen im Bereich der beiden tiefen Bohrungen CLIWAT-1 und CLIWAT-2 kann man die beschriebenen Effekte genauer beobachten. Die Ergebnisse zeigen, dass in der unmittelbaren Umgebung der Wasserwerksbrunnen der Salzeintrag steigen wird (Abb. 12).

Die Modellrechnungen zeigen, dass auf Borkum Schutzmaßnahmen notwendig sein werden, um die Wasserversorgung bis zum Jahre 2100 und danach vor übermäßigem Eintrag von Meersalz zu sichern. Diese drohende Versalzung ist hauptsächlich bedingt durch den steigenden Meeresspiegel, da die Höhendifferenz zwischen den Erhebungen des Grundwasserspiegels und dem dann erhöhten mittleren Meeresspiegel trotz der zunehmenden Grundwasserneubildung abnehmen wird und sich die Süßwasserlinse zurückbildet. In den Marschgebieten und Viehweiden nördlich des Tüskendörsees wird der Grundwasserspiegel sogar unter dem Niveau des mittleren Meeresspiegels liegen. Wie Modellrechnungen zeigen, wird infolgedessen die Konzentration des in diesem Gebiet aufsteigenden Meersalzes erheblich zunehmen. Die Berechnungen zeigen aber auch, dass für den erwarteten Anstieg der Salzkonzentration in den Wasserwerksbrunnen auch die relativ hohen Förderraten und nicht optimal konfigurierten Brunnengruppen verantwortlich sind.

Mithilfe des Dichteströmungsmodells können die jeweiligen Positionen der Wasserwerksbrunnen so optimiert werden, dass eine übermäßige Versalzung des geförderten Grundwassers über die durch EU-Richtlinien festgelegten erlaubten Grenzen hinaus bis zum Jahre 2100 verhindert wird.

Abbildung 12 zeigt die Förderbrunnen von Wasserwerk Waterdelle und Wasserwerk Ostland zusammen mit der Dichteverteilung (TDS), berechnet für das Jahr 2100 in Filtertiefe der Wasserwerksbrunnen. Alte, noch betriebene Brunnen sind rot markiert. Standorte möglicher neuer Brunnen, die das Wasserwerk entlasten könnten und die Brunnen vor übermäßigem Salzeintrag schützen könnten sind blau gekennzeichnet und dort positioniert, wo 2100 eine gute Wasserqualität erwartet wird und es die Gegebenheiten auf der Insel wie Infrastruktur oder Naturschutz zulassen, Brunnen aufzustellen. Brunnen, die wegen übermäßigem Salzeintrags stillgelegt werden sollten, wurden mit braunen Kreisen gekennzeichnet.

Die vollständigen Ergebnisse der Untersuchungen auf der Insel Borkum sind in Sulzbacher et al. (2012) beschrieben. Aktuell wird die Salz-/Süßwasserübergangszone im Tiefenbereich von 45 m bis 65 m in zwei Bohrungen über eine vertikale Elektrodenstrecke kontinuierlich beobachtet (Südekum et al. 2009, Grinat et al. 2014).

7 Diskussion und Ausblick

Das zwischen 2008 und 2012 durchgeführte intensive Erkundungsprogramm der Inseln Föhr und Borkum hat wesentliche neue Aspekte zum Verständnis des komplexen Systems Süßwasserlinse gebracht. Durch die Kombination punktueller Bohrungsinformation mit geophysikalischen profil- oder flächenhaften Daten z.B. aus Hubschrauberelektromagnetik, seismischen Messungen, Geoelektrik oder Georadar werden für beide Inseln hydrogeologische Modelle abgeleitet, die wiederum Grundlage für die erfolgreiche Grundwassermodellierung sind. Über die Grundwassermodellierung werden Aussagen über die Entwicklung der Grundwasserressourcen im Jahr 2100 getroffen. Hierzu ist festzuhalten, dass Grundwassermodelle prinzipiell ein hohes Maß an Unsicherheiten beinhalten. Auch

die eingehenden Annahmen aus den Klimamodellen sind mit hohen Unsicherheiten behaftet. Modelle sind Vereinfachungen natürlicher Systeme und können kein exaktes Abbild der Realität sein.

Modelle sind jedoch der beste Weg ein besseres Verständnis für physikalisches Verhalten zu entwickeln und Effekte zu quantifizieren. Die Unsicherheiten müssen bei Entscheidungsprozessen berücksichtigt werden. Die hier vorgestellten Ergebnisse entsprechen dem Kenntnisstand von 2011 und müssen in Zukunft gegebenenfalls an neue Erkenntnisse angepasst werden. Bei der Grundwassermodellierung von Küsten- bzw. Inselaquiferen ist die Berücksichtigung von Salzwasserdichteströmung und gekoppelten Lösungstransportprozessen empfehlenswert. Der Klimawandel wird sich nicht nur auf den Grundwasserhaushalt der Inseln auswirken. Daher sollten die Arbeiten auf die gesamten Niederungsbereiche der Nordseeküste ausgedehnt werden.

Literatur

- Behre, K.-E. (2008): Landschaftsgeschichte Norddeutschlands. Wachholtz-Verlag, Neumünster.
- Burschil, T., W. Scheer, R. Kirsch & H. Wiederhold (2012): Compiling geophysical and geological information into a 3-D model of the glacially-affected island of Föhr. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 16, 3485-3498, doi:10.5194/hess-16-3485-2012, 2012.
- CLIWAT Project Group (2011): Groundwater in a future climate – The CLIWAT Handbook. Harbo, M.S., J. Pedersen, R. Johnson & K. Petersen, Central Denmark Region, Horsens.
- Grinat, M., W. Südekum, D. Epping & R. Meyer (2014): Measurements with an automated electrical resistivity tomography system in a freshwater/saltwater transition zone. In: Wiederhold, H., J. Michaelsen, K. Hinsby & B. Nommensen (Eds.), SWIM 2014, 23rd Salt Water Intrusion Meeting, ISBN: 978-3-00-046061-6, 134-137.
- Igel, J., T. Günther, M. Kuntzer, H. Sulzbacher & H. Wiederhold (2014): Investigating freshwater lenses with ground-penetrating radar (GPR): capabilities, limitations and perspectives. In: Wiederhold, H., J. Michaelsen, K. Hinsby & B. Nommensen (Eds.), SWIM 2014, 23rd Salt Water Intrusion Meeting, ISBN: 978-3-00-046061-6, 195-198.
- IPCC (2007): Synthesis Report. Summary for Policymakers. Assessment of Working Groups I, II, and III to the Fourth Assessment Report of the IPCC, Cambridge University Press, New York, NY (US).
- LBEG Kartenserver (2014): <http://nibis.lbeg.de/cardomap3>; Stand 10/2014
- LLUR (2012): Der Untergrund von Föhr: Geologie, Grundwasser und Erdwärme – Ergebnisse des INTERREG-Projektes CLIWAT. Landesamt für Landwirtschaft, Umwelt und ländliche Räume Schleswig Holstein, Flintbek, und Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik LIAG, Hannover. http://www.umweltdaten.landsh.de/nuis/upool/gesamt/geologie/grundwasser_foehr.pdf
- Meinke, I. & E.-M. Gerstner (2009): Digitaler Norddeutscher Klimaatlas informiert über möglichen künftigen Klimawandel. DMG Mitteilungen 3-2009, 17.
- Norddeutscher Klimaatlas (2014): www.norddeutscher-klimaatlas.de; Stand 03/2014
- Rahmstorf, S. (2007): A semi-empirical approach to projecting future sea-level rise. *Science*, 315, 368–370. doi:10.1126/science.1135456
- Siemon, B., A.V. Christiansen & E. Auken (2009): A review of helicopter-borne electromagnetic methods for groundwater exploration. *Near Surface Geophysics*, 7, 629–646.
- Siemon, B., H. Wiederhold, A. Steuer, M. Miensopust, W. Voss, M. Ibs-von Seht, & U. Meyer (2014): Helicopter-borne electromagnetic surveys in Northern Germany. - In: Wiederhold, H., Michaelsen, J., Hinsby, K. & Nommensen, B. (Eds.), SWIM 2014, 23rd Salt Water Intrusion Meeting, ISBN: 978-3-00-046061-6, 375-378. 2014
- Streif, H. (1990): Das ostfriesische Küstengebiet. Sammlung geologischer Führer, 57. Gebr. Borntraeger, Berlin-Stuttgart.
- Südekum, W., M. Grinat, S. Winter, D. Epping, T. Grelle & R. Meyer (2009): Vertikale Elektrodenstrecken zur Erkundung von Änderungen im Salz-Süßwasser-Übergangsbereich auf Borkum. *bbr - Fachmagazin für Brunnen- und Leitungsbau*, 12/2009: 68-71.
- Sulzbacher, H., H. Wiederhold, B. Siemon, M. Grinat, J. Igel, T. Burschil, T. Günther & K. Hinsby (2012): Numerical modelling of climate change impacts on freshwater lenses on the North Sea Island of Borkum

using hydrological and geophysical methods. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 16, 3621–3643, doi:10.5194/hess-16-3621-2012.

Wiederhold, H., H. Sulzbacher, M. Grinat, T. Günther, J. Igel, T. Burschil & B. Siemon (2013):
Hydrogeophysical characterization of freshwater/saltwater systems – case study: Borkum Island, Germany.
First Break, 31, 109-117.

Danksagung

Die Arbeiten erfolgten im Rahmen des Projektes CLIWAT (ID35-2-1-08) und wurden von der Europäischen Union im INTERREG IVB Nordseeprogramm teilfinanziert.

Adresse

Dr. Helga Wiederhold
Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik (LIAG)
Stilleweg 2
30655 Hannover, Germany

helga.wiederhold@liag-hannover.de



Identifizierung von Lebensräumen und kulturhistorischen Strukturen im Wattenmeer mittels Radar- und optischer Fernerkundung

Jörn Kohlus¹, Kerstin Stelzer², Martin Gade³, Jasmin Geissler²,
Gabi Müller¹ & Kai Eskildsen¹

¹Landesbetrieb f. Küstenschutz, Nationalpark und Meeresschutz Schleswig-Holstein, Nationalparkverwaltung

²Brockmann Consult, Geesthacht

³Universität Hamburg, Hamburg

Abstract

It is the size of the area associated with the difficulty of making field recordings there, that makes the remote sensing in the Wadden Sea particularly interesting. The need for comprehensive monitoring data increased strongly in recent years due to demands by EU directives. But not only environmental data are of interest, the North Frisian Wadden Sea is one of the largest protected areas for archaeological sites. Since 2007 a rash of remote sensing projects step by step is leading to an operationalized use of remote sensing for a Wadden Sea monitoring. The inclusion of knowledge-based information, the close connection of field observation and remote sensing as well as the possibility of using high-resolution radar data was conducive to significant improvements, as is represented for macrophytes, sediments and mussel beds in this article.

1 Einleitung und Fragestellungen

Die den dargestellten Untersuchungen zugrunde liegenden Forschungsprojekte zur Fernerkundung im Watt – OFEW (Brockmann-Consult 2007), DeMarine-Umwelt TP4 (2008-2011) und DeMarine-2 (2012-2015) mit dem Teilvorhaben SAMOWatt – waren bzw. sind motiviert durch zunehmende Anforderungen an das Umweltmonitoring im Wattenmeer. Es sind fast nur noch europäische Richtlinien bzw. ihre Umsetzung in nationales Recht, die zur Bereitschaft zur Durchführung und bleibenden Finanzierung von Umweltüberwachungen führen. Insbesondere sind hier zu nennen das NATURA2000 Programm (EU 1992) mit der Flora-Fauna-Habitatrichtlinie von 1992, die Wasserrahmenrichtlinie (WRRL; 2000) und die Meeresstrategierahmenrichtlinie (MSRL; 2008). Diese Richtlinien und deren Umsetzungen erfordern, dass regelmäßige Informationen über Habitate und Umweltqualitäten über das Gebiet des Wattenmeeres erhoben werden und die Ergebnisse an die Europäische Union (EU) berichtet werden.

Frühere Versuche zur Nutzung der Fernerkundung für ein operables Umweltmonitoring im Bereich des schleswig-holsteinischen Wattenmeeres mussten vorwiegend mangels geeigneter Bilddaten aufgegeben werden (Kohlus 1998). Weiterentwicklungen in der Fernerkundung, die Zunahme der sensortragenden Satelliten und der allgemeine Preisnachlass für Satellitenbilder lassen erwarten, dass die Satellitenfernerkundung nun Anfang des 21. Jh. auch für die Umweltforschung im Wattenmeer zweckmäßig eingesetzt werden kann. Im Mittelpunkt steht die Frage nach der Erkennung von engl. sogenannten habitats, im Deutschen passender als Biotope bezeichnet.

Aber nicht nur die Natur ist im Wattenmeer geschützt, sondern das nordfriesische Wattenmeer ist auch eines der größten Grabungsschutzgebiete. Auf großen Flächen lassen sich Spuren untergegangener alter Siedlungen und des zugehörigen Kulturlandes finden (Abb. 1).

Von Sedimenten geschützt blieben Reste der Siedlungen und Spuren des Kulturlandes auf großen Flächen erhalten und werden bei flächiger Abtragung der Sedimente wieder sichtbar. Mit der

Sichtbarkeit einher geht die Aussetzung der Spuren gegenüber den erosiven Kräften von Strömungen und Wellen. Die endgültige Vernichtung ist absehbar, es sei denn, sie würden bei einem Wandel der hydrologischen Entwicklung wieder abgedeckt. Und auch bei der Planung von Eingriffen, z. B. der Entnahme von Sedimenten, sind die Kulturspuren – offen liegend oder abgedeckt – zu berücksichtigen.



Abb. 1: Skizzen der Land-Meer-Verteilung seit dem Mittelalter an der Westküste Schleswig-Holsteins (Kohlus).

Eine geeignete Beobachtungsmethode dieser nur zeitweilig zugänglichen Spuren könnte hilfreiche Informationen für die Eingriffsplanung, die Einschätzung von Fundlagen und zur gezielten Planung von Sicherungen der Funde bieten. Auf luftgestützte Fernerkundung wird hierbei seit langem zurückgegriffen, die Nutzung von Satellitenbildern spielte bisher keine Rolle.

2 Fernerkundung im Watt

Seit 2009 ist das europäische Wattenmeer als Welterbe (CWSS 2008b) ausgezeichnet, unter anderem, da es eine der letzten naturnahen Großlandschaften Europas ist. Es konnte sich als ein solches Refugium nicht zuletzt daher erhalten, weil es eine schlecht zugängliche Landschaft ist. Die Kartierarbeiten im Watt sind durch die Tide auf jeweils etwa drei Stunden je Tidephase beschränkt. Viele Gebiete sind schwer zugängliche Gebiete, die nur mittels kostenintensiver Mehrtagesreisen bei dem Risiko ungeeigneter Witterung durchgeführt werden können. Einige Gebiete lassen sich noch kostenaufwendiger nur per Schiff erreichen. Die Biotop, wie z.B. Seegrasswiesen, können einige Kilometer lang und breit sein und sind schon daher nur mit großem Aufwand einzumessen. Wiederum sind die benthischen Lebensräume vor allem durch Sedimentunterschiede zu differenzieren; Einsinktiefe, Morphologie, Grabung zur Bestimmung der Redoxtiefe, Fingerprobe der Körnung oder auch Laborauswertung dienen zur Bestimmung. Kaum anders verhält es sich bei der Aufnahme von Siedlungsspuren im Wattenmeer. Es besteht daher der Bedarf, in einem solchen Gebiet den Aufwandaufwand für Kartierungen mittels Fernerkundung zu reduzieren (Abb. 2).

Trotzdem mag es angesichts der randlichen Lage des Gebietes verwundern, dass der vielleicht erste zivile Fernerkundungseinsatz mit Senkrechtaufnahmen in Deutschland (1928) – Luftbilder für archäologische Aufnahmen vermuteter Reste der untergegangenen Siedlung Runghold – im Wattenmeer unternommen wurde (Hansa Luftbild 1940). Luftbilder werden seit langem zur Beobachtung der Morphologie im Wattenmeer verwendet. Insbesondere wurde immer wieder versucht, mittels Luftbildserien per Wasserlinien Höhenmodelle des Wattes zu bestimmen (z. B. Niedermeier et al., 2000, 2005, Heygster et al. 2010, Wegner 1979).



Abb. 2: Aspekte der Kartierungen: Fingerproben, Einsinktiefen, Geländeprotokoll, Witterung

Erstmals publizierte E. Dennert-Möller (1982) über den Versuch Sedimente mittels LANDSAT Bildern im deutschen Wattenmeer zu bestimmen. Im Rahmen der Ökosystemforschung Wattenmeer wurden unterschiedlichen Sensoren und Skalen von Fernerkundungsaufnahmen hinsichtlich der Sedimente, der Benthosbesiedlung und Chlorophyllmenge (Doerffer & Murphy 1989, Kleeberg 1990) ausgewertet. Schritte bis hin zu einem operationellen Einsatz der Fernerkundung blieben aber außer Sicht. Günstigere Konditionen, verbesserte Verfahren und neue Konzepte zur Klassifikation rückten diesen Aspekt erst Mitte des ersten Jahrzehnts des 21. Jh. ins Bild. Im Rahmen von OFEW (2005-2007; Stelzer et al. 2007) wurden Klassifikationsverfahren mit linearer spektraler Entmischung und wissensbasierten Entscheidungsbäumen für Bilder unterschiedlicher optischer Satellitensensoren eingesetzt. Im Projekt DeMarine-Umwelt als Teil des europäischen GMES-Programmes (Global Monitoring for Environment and Security; 2012 in Copernicus umbenannt, www.copernicus.eu) konnten den verbesserten Klassifikationsverfahren spezifisch erstellte Bodendaten gegenübergestellt werden. Dabei werden auch hochauflösende Radarbilder auf ihre Eignung hinsichtlich eines Wattenmeermonitorings analysiert. Sie werden neben wissensbasierter Information in die Bildanalysen optischer Daten einbezogen und erbrachten hierbei deutliche Verbesserungen (Stelzer et al. 2010), insbesondere für die Identifizierung von Muschelbänken. Im Rahmen des Projektes wurden auch LIDAR-Daten der schleswig-holsteinischen Landesvermessung auf ihre Eignung für das Muschelmonitoring untersucht (Müller 2013). Im laufenden Projekt SAMOWatt werden diese Arbeiten aktuell fortgesetzt. Insbesondere stehen hier die Fragen nach der Sensitivität der Klassifikationsverfahren und der Vergleichbarkeit der Ergebnisse über die Zeit im Fokus.

3 Systeme, Sensoren, in situ Verfahren – Monitoring

Entscheidend für die Nutzung der Fernerkundung in einem Monitoring ist es, dass die von der Fernerkundung gelieferten Daten mit einer hohen Zuverlässigkeit über mehrere Jahre verfügbar sind. Bei der Datenverfügbarkeit im Wattenmeer ist dabei zu berücksichtigen, dass nur Bilddaten der trocken gefallen Gebiete zur Niedrigwasserzeit nutzbar sind. Zusammen mit der häufigen Wolkenbedeckung führt dies insbesondere bei den optischen Daten dazu, dass im Verhältnis zu den Überflügen nur wenige Daten genutzt werden können. Im Mittel gibt es von den hochauflösenden Sensoren 3-4 gute Aufnahmen im Jahr, wenn man die Daten verschiedener Sensoren verwendet. Seit Start des Landsat-8 (Mai 2013) hat die Verfügbarkeit guter Daten noch zugenommen (Abb. 3). Beim LANDSAT erfolgt die Erfassung eines Gebietes meist in 2 Orbits, so dass im Mittel ca. 50 Aufnahmen im Jahr gemacht werden. Dies zeigt, wie stark die Aufnahmebedingungen die Verfügbarkeit guter Aufnahmen einschränkt.

Kosten und Aufwand für die Fernerkundung stehen qualitativen Verbesserungen und Kostenreduktion bei der Umweltbeobachtung gegenüber und sind zu bewerten. Zu beachten ist auch, dass die räumliche Auflösung der Größenordnung der zu beobachtenden Objekte genügen muss.

Aus Sicht des Berichtswesens zur Umweltbeobachtung sollten Flächen in einer Größe von unter 0,5 ha noch identifiziert werden können. Aus dieser Sicht sind Bilddaten von Systemen wie z. B. MERIS mit einer Auflösung von 300 m zur Beobachtung von Wattbiotopen weitgehend ungeeignet.

Neue höchstauflösende Daten optischer Satelliten wie Quickbird oder Worldview 1 bis 3 sind für perspektivische Nutzungen interessant haben aber für ein operationelles Monitoring zu hohe Kosten. Zudem können Bilder – wie auch bei anderen Satelliten – nicht spezifisch für Niedrigwassersituationen geordert werden. Daten der Spot-Satelliten wurden genutzt aber aufgrund der kostenfreien Datenbereitstellung über das Archiv des United States Geological Survey (USGS Earth Explorer; earthexplorer.usgs.gov) konzentrierte sich das Interesse auf LANDSAT Daten. Mit großem Interesse wird die Verfügbarkeit von Bildern der europäischen Sentinel Mission (<http://www.space-airbusds.com>) erwartet, für die die bisherigen Auswertungsverfahren gut anpassbar sein sollten.

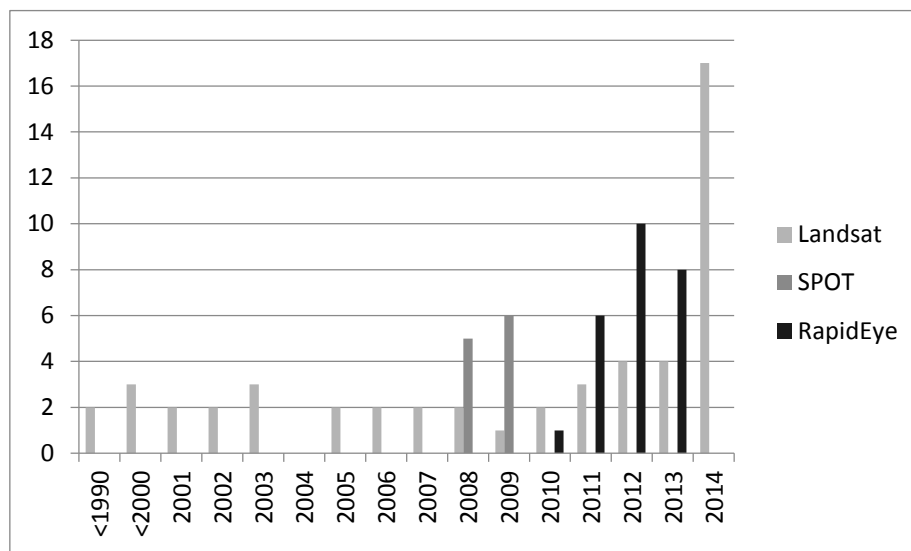


Abb. 3: Verfügbarkeit brauchbarer Aufnahmen für das Wattenmeer (SH und NDS zusammengenommen)

Radarbilder haben gegenüber den optischen Bildern nicht nur den Vorteil, dass die Wolkendecke durchdrungen werden kann, sondern zudem auch kein Tageslicht benötigt wird. Während bei optischen Satelliten kaum eine Handvoll qualitativ gut nutzbarer Aufnahmen zu Niedrigwasserzeiten über das Jahr erwartet werden kann, liegt daher die Anzahl bei Radarsystemen deutlich höher.

Bei der Auswertung von Radarbildern hinsichtlich der Oberflächenstruktur von Wattgebieten wurden drei Strategien verfolgt:

- Bilder einzelner Sensoren, z.T. über eine größere Zahl von Aufnahmen gemittelt - wurden mit in situ Daten abgeglichen
- ebenso Bildpaare unterschiedlicher Polarisierung
- Bilder verschiedener Sensoren und Frequenzen wurden insbesondere mittels Inversion des Integral Equation Models (IEM) (Fung et al. 1992) ausgewertet (Gade et al. 2014).

Zur Antragsphase des laufenden Projektes waren noch fünf relevante Systeme verfügbar von denen drei in den Jahren 2011 und 2012 zum Teil unerwartet ausfielen: ERS 1 und 2 sowie ALOS 2011 und ENVISAT 2012. Im Rahmen des Projektes konnte eine größere Zahl von TerraSAR-X Bildern genutzt werden und schließlich auch einzelne Aufnahmen des Systems RADARSAT 2.

Während aktuell Daten des C- und X-Bandes verfügbar sind, ging mit den Satelliten der Zugriff auf Daten des L-Bandes verloren. Eine Auswertung aktueller Aufnahmen mittels IEM mit direkter Vergleichbarkeit zu in situ Daten war daher nicht möglich.

Aus der Sicht eines operativen Monitorings wird hierdurch deutlich, dass sich nur Verfahren dauerhaft etablieren lassen, für die mehrere alternative Plattformen die Bereitstellung geeigneter Bilddaten sicherstellen.

Teil der DeMarine-Projekte ist auch die Verifikation der Ergebnisse mit Monitoringdaten des Trilateralen Monitoring Application Programms (CWSS 2008a) sowie die Erfassung von in situ Daten für wissenschaftliche Verfahren und die Qualitätskontrolle der Ergebnisse. Schon im ersten DeMarine Umwelt Teilprojekt wurde ein Geländeprotokoll zur Erfassung der Eigenschaften der Wattgebiete entwickelt, das spezifisch auf Faktoren ausgerichtet ist, die sich in Fernerkundungsdaten niederschlagen können. Exposition, Wasserbedeckung, Bodenfarbe nach einer eigens entwickelten Skala, Sedimenttypen – Schlick, Sand, Schill, Torfe u. a., Sedimenteigenschaften über die Körnung, Einsinktiefe bis zur Lage der Redoxschicht werden erfasst. Parameter mit Wirkung auf die Bodenrauigkeit gehen gerade in Hinblick auf die Nutzung von Radarsystemen ein: Höhe und Ausrichtung von Rippeln und anderen Bodenstrukturen. Jeweils mehrere Parameter werden zur Charakterisierung von relevanten Lebensräumen – z. B. Muschelbänken, Seegraswiesen oder Sandwatten – erfasst.

Aufgrund der engen zeitlichen Beschränkungen der Geländearbeit durch die Tide und der schwierigen Fortbewegung wurde bei dem Protokoll auch darauf geachtet, dass die Erfassung zügig und unter den gegebenen Außenbedingungen möglich ist.

Während Monitoringdaten aus vieljährigen Programmen, wie zum Beispiel eine Karte der Anwesenheitshäufigkeit von Seegraswiesen (Reise & Kohlus 2008), als wissenschaftliche Information direkt in die Klassifikation mittels Entscheidungsbäumen einmünden, werden die im Rahmen des Projektes erfassten in situ Daten unterschiedlich genutzt. So kann ein Teil der Felddaten aus dem Projekt ebenso wie die Daten aus den Monitoringprogrammen direkt zur Optimierung der Klassifikation verwendet werden, während sich ein anderer Teil für statistische Qualitätsprüfungsverfahren nutzen lässt.

Das Zusammenspiel der in situ Erfassung und der Fernerkundungsverfahren wird in den Beispielen für die Identifizierung von Lebensräumen im nächsten Kapitel konkretisiert.

4 Identifizierung von Lebensräumen

4.1 Seegräser und Grünalgen

Die beiden Seegrasarten *Zostera marina* und *Z. nana* starben nach einer Pilzinfektion im größten Teil des Nordseewattenmeeres aus (Reise et al. 1998), nur Restbestände verblieben im Nordfriesischen Wattenmeer und dem dänischen Gebiet. Inzwischen erholen sich die selten gewordenen Bestände. Als Weidegrund und Struktur bilden Seegraswiesen – in Nordfriesland inzwischen wieder mehrere Quadratkilometer groß – ein eigenes Habitat und sind wichtiger Faktor des Stoffhaushaltes (Asmus & Asmus 1998).

Seegräser sind empfindlich gegenüber mechanischer Beschädigung, morphologischen Veränderungen und Eutrophierung. Der Zustand und die Größe der Seegrasbestände gehen daher auch bei der Wasserrahmenrichtlinie (WRRL) und der Meeresstrategierahmenrichtlinie (MSRL) als Qualitätsfaktoren ein (BMU 2012). Die Bestände werden seit Anfang der 90er Jahre per Interpretation von Flugbeobachtungen erfasst. Zusätzlich gibt es seit einigen Jahren eine Bodenkartierung höherer Genauigkeit, bei der allerdings nur ein Sechstel des Gebiets des schleswig-holsteinischen Wattenmeeres erfasst wird bzw. jedes Teilgebiet nur alle sechs Jahre neu kartiert werden kann. Bei der Flugkartierung werden Gebiete von mehr als 20% und 60% Bedeckung, bei der Bodenkartierung wird die 5% Deckungsgrenze und die 20% Grenze erfasst, sowie die 60% Grenze durch Transekte per

Interpolation gewonnen (u.a. Dolch et al. 2013). Unterschiede bei den Ergebnissen ergeben sich nicht nur aus den Methoden und Ungenauigkeiten, sondern auch aufgrund des starken Zuwachses innerhalb der Vegetationsperiode. Die Befliegungen werden daher dreimal im Jahr durchgeführt, um mit hoher Sicherheit den Zeitpunkt der Maximalausdehnung zu treffen – denn letztlich ist nur dieser Zustand über die Jahre vergleichbar.

Bei den Flügen werden auch die Matten der makrophytischen Grünalgen kartiert. Anders als das Seegras wird ihre Entwicklung durch einen hohen Nährstoffeintrag gefördert. Bei einer Bewertung des Eutrophierungszustandes gehen sie daher als Gegenspieler bei der Bewertung des Meereszustandes ein. Ebenso wie das Seegras lassen sich diese Pflanzen vorwiegend auf den vor Strömung und Wellen geschützten Watten finden – Gebiete mit typischerweise schlickigen oder weichen feinsandigen Sedimenten.

Die schwierige Kartiersituation bei Seegras und Grünalgen, die große Ausdehnung der Biotope und dass der Parameter vor allem über die Oberflächendeckung erfasst wird, sowie die starke zeitliche Veränderlichkeit lassen die Satellitenfernerkundung als prädestiniertes Mittel für ein Monitoring erscheinen.

Für Seegras und Grünalgen konnten zuverlässige Klassifikationen auf Basis optischer Satellitenbilder erstellt werden. Allerdings ist das Reflektanzsignal in den Bändern der Satellitensysteme von Grünalgen und Seegras in der gegebenen spektralen Auflösung der verfügbaren Sensoren fast identisch und insbesondere bei einem Mischsignal mit Sediment nicht zu unterscheiden (Brockmann&Stelzer (2008), DeMarine Jahresberichte (<http://www.demarine-umwelt.de/lr/web/guest/projektdokumente>)). Die Vorkommen beider Artgruppen liegen in ähnlichen Gebieten und können im Einzelfall auch überlappen. Bei der Klassifikation mittels Entscheidungsbäumen lassen sich räumliche Zusatzinformationen – die wie weitere Kanäle bereitgestellt werden – einfach nutzen. So kann eine Karte der Häufigkeit der Anwesenheit eines Seegrasbestandes in die Klassifikation einfließen und einen Grad der Bestätigung für die Klassifikation liefern und die Trennung von Makroalgen- gegenüber Seegrasbeständen verbessern. Hilfreich, aber nicht im Projektzeitraum verfügbar, wären erweiterte räumliche Operationen, wie „benachbart“ und „in der Nähe von“ mit der sich die Klassifikation auf potentiellen Zuwachsbereichen wissenschaftlich rückbestätigen ließe.

Die zusätzliche Nutzung von Radardaten erbrachte bisher keine klare Qualitätssteigerung. Vom Seegras oder den Algen selbst geht keine substantielle unterschiedliche Radarrückstreuung aus. Die Habitate des Seegrases zeigen drei typische Ausprägungen, die unterschiedliche Rauigkeiten aufweisen:

- „Glatte“ – d.h. Gebiete geringer Radarrückstreuung - Flächen mit geringem Restwasserbestand,
- „Glatte“ feinsandige Bereiche im Inselfchutz.
- Andererseits auch auf sehr hoch liegende Watten, die von Abflussrinnen durchzogen sind, dabei eine unregelmäßige Oberflächenstruktur zeigen und nur geringe Sedimenttransporte zeigen oder auch zur Deposition von Muschelschill (Kempe 2014) führen und damit ebenso eine sehr hohe Radarrückstreuung zeigen.

Grundsätzlich sind optische Satellitenbilder für das Seegrasmonitoring und damit auch als Stütze von Bewertungsverfahren besser geeignet. Allerdings muss die Klassifikation den Bedeckungsgrad mit Seegras unabhängig von den jeweiligen Aufnahmebedingungen wiedergeben. Es sollten zwei Dichteklassen differenzierbar sein und diese Dichten müssen bezifferbar sein. Die Sensitivität und Differenzierbarkeit von Bedeckungsgraden gegenüber Seegrassvorkommen zu beschreiben ist Teil des laufenden Vorhabens.

Letztendlich verbleibt das Problem des Bildangebotes. Besonders in den späten Sommermonaten – die typische Zeit des jährlichen Maximalvorkommens von Seegräsern und Makroalgen – ist die Wolkendecke für eine effektive Auswertung doch häufig zu dicht. Kleinräumig können gute

Zeitreihen von Aufnahmen entstehen, allerdings nicht in der kompletten Abdeckung des Nordfriesischen Wattenmeeres.

4.2 Sedimente und Benthos

Sedimente sind prägend für die großflächigen Habitate im Wattenmeer. Sie werden als Sand-, Misch- und Schlickwatt angesprochen und zeichnen sich durch eine signifikant unterschiedliche Besiedlung aus. Die Besiedlung wird aber zusätzlich durch die Länge des Trockenfallens, die Intensität der Sedimentumlagerung, Sedimentation oder Erosion sowie Strömungs- und Wellenexposition beeinflusst.

Es gibt größere Gebiete, denen die Aussage „recht stabil in Zusammensetzung und Struktur“ zugeordnet werden kann. Oft gibt es aber für eine solche Aussage nicht genügend Daten und letztlich können sich die Bedingungen auch auf größeren Flächen zügig verändern. Im Bereich der Außenelbe, aber auch der Außeneider, können deutliche morphologische Änderungen über Jahresfrist beobachtet werden. Andere Systeme sind über Jahre stabil, um dann innerhalb kurzer Zeit massive Veränderungen zu erfahren.

Wiederum sind es Größe und Erreichbarkeit, die den Einsatz von Fernerkundungsverfahren zur Beobachtung wünschenswert machen. Die Klassifikation mit optischen Daten erbringt seit langem – und durch die Weiterentwicklung der Methoden auch verbesserte – plausible Ergebnisse. Die Grundprobleme, dass die Wirkung der Feuchtigkeit auf die Klassifikation schwer bemessbar ist, dass nicht 100%ig sichergestellt werden kann, dass Schlick, Mischwatt oder Sand entsprechend der Sedimentzusammensetzung von Bild zu Bild identisch klassifiziert werden, bleiben. Zum jetzigen Zeitpunkt ist es noch unbestimmt, welche Schwellwerte der Körnungszusammensetzung und mit welcher Exaktheit sie zu den Grenzen der Sedimenttypen im Bild führen. Hierzu laufen Untersuchungen, die die Verfahren mit Sedimentlaboranalysen kalibrieren sollen.

Im Rahmen des laufenden Projektes konnten neben optischen Daten auch Radarbilder genutzt werden. Auch die Radarbilder liefern Hinweise zur Körnungszusammensetzung, die Bearbeitung mittels IEM konnte diesen Eindruck verstärken. Im laufenden Projekt wurden aber die Radardaten noch nicht in Kombination mit den optischen Bildern zur Verbesserung der Auswertung eingesetzt (Abb. 4). Das Potential der Radarfernerkundung ist hier sicherlich nicht ausgeschöpft. Eine visuelle Interpretation aus dem Beobachtungsraum nördlich von Pellworm zeigt, dass gerade auch kleinräumige und spezielle Sedimentausprägungen detektiert werden können.

Die Oberflächen schlickiger Sedimente sind oft sehr glatt und nicht selten von einem dünnen Wasserfilm überzogen. Die summarische Albedo wird auch durch Kleinformen beeinflusst, so verläuft der Abfluss hoch liegender schlickiger Flächen in engen und steil berandeten Rinnen. Nicht allein das – hier niedrige – Flächensignal sondern die Kombination mit strukturellen Merkmalen kennzeichnet die Schlickgebiete.

Sandflächen zeigen eine hohe Albedo in optischen Daten, in exponierten Bereichen können sie auch eine starke Radarrückstreuung zeigen, wenn sich beispielsweise Rippelfelder ausbilden. In anderen Bereichen werden bei der Radarrückstreuung nur mittlere und z.T. geringe Reflexanzwerte erreicht.

Schillfelder und -streifen fallen durch höhere Radarrückstreuung auf. Auch im optischen Signal zeigen sie meist eine sehr hohe Rückstreuung. Andersherum zeigen Strukturen aus Torfen und Vegetationsresten hohe Radarrückstreuung und eine niedrige Albedo im sichtbaren Bereich.

Es wird deutlich, dass Radarinformationen einen wichtigen Beitrag zur Verbesserung der räumlichen Erfassung und Klassifikation von Sedimenten leisten können (Abb. 6). Darüber hinaus liefern die Radardaten Informationen über die Mobilität des Sedimentes, d.h. insbesondere der im Außenbereich typischen Sände: Umlagerungsstrukturen wie Rippel schlagen sich deutlich im Signal nieder und durch die witterungs- und tageszeitunabhängigen Daten stehen zeitlich dichtere Aufnahmen zu Verfügung, so dass sich veränderliche Bereiche sichtbar machen lassen.

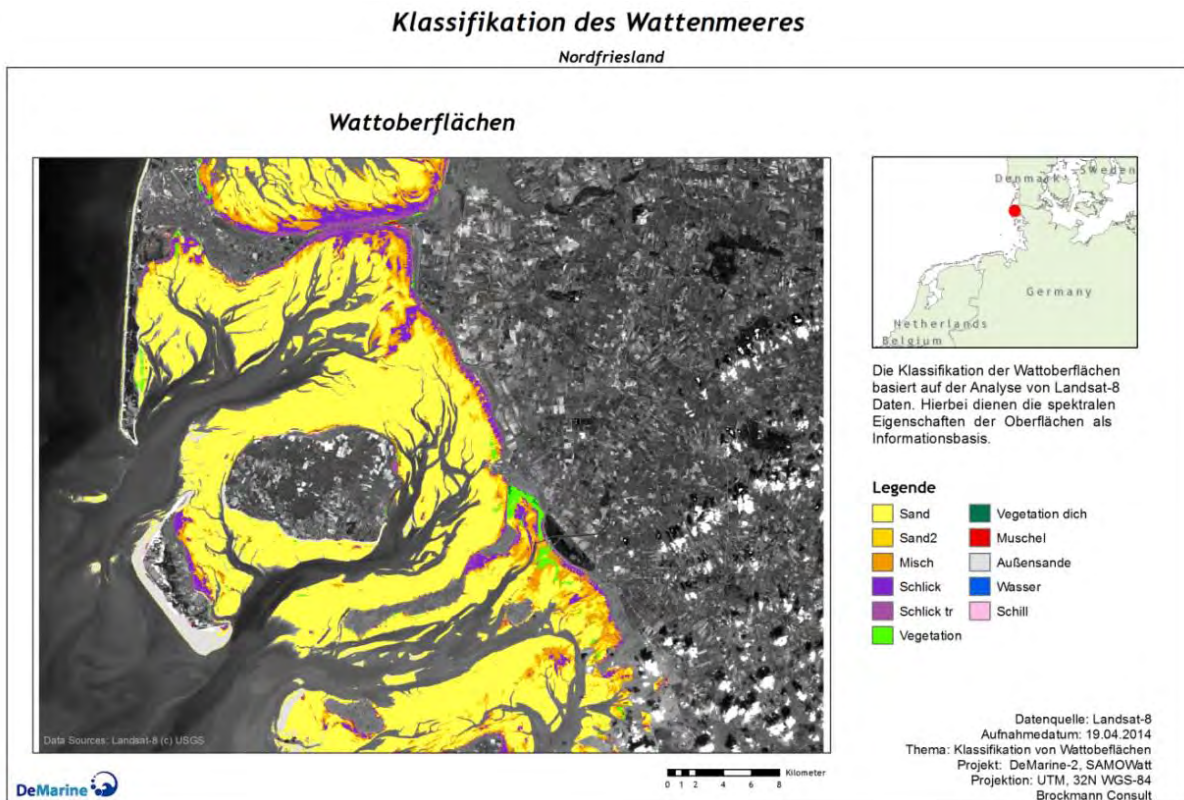


Abb. 4: Klassifikation von Sedimenten und Biotopen mittels optischer Daten (K. Stelzer)

4.3 Muschelbänke

Eulitorale Muschelbänke werden im Rahmen des Muschelmonitorings seit vielen Jahren erfasst. Muschelbänke bilden eigenständige Habitate im Wattenmeer. Noch vor zehn Jahren wurden sie ausschließlich durch die einheimische Miesmuschel gebildet. Bis zum Winter 2013/2014 gab es in Nordfriesland kaum noch eine Muschelbank, die nicht vorwiegend durch die durch Kultivierung eingeschleppte pazifische Auster geprägt war. Statt Größen von 6 bis 8 cm erreicht diese fremde Art mehrere Dezimeter Länge und hat eine Schalendicke kaum geringer als die der Miesmuscheln. Sie ist auch um ein vielfaches größer als die in Schleswig-Holstein ausgerottete europäische Auster und die ausgewachsenen Tiere sind zu massiv um von lokalen Arten als Nahrung genutzt zu werden und bilden nahezu felsartige Bänke.

Diesen Bänken ist in das naturgemäß fast steinfreie Welterbe Wattenmeer eine ganze Zahl von Hartsubstratbesiedlern gefolgt und beeinflusst nicht nur die Biologie, sondern fällt auch dem Besucher ins Auge: z. B. die ebenfalls eingeschleppten asiatischen Seescheiden, Brotschwämme und auch Blumentiere haben massiv zugenommen.

Diese deutliche Veränderung etablierte sich erst in der Zeit der hier vorgestellten Fernerkundungsprojekte. Die im Projektzeitraum von den Sensoren erfassten Signale der Muschelbänke waren mithin vorwiegend von der großen pazifischen Auster bestimmt.

Schon nach den ersten visuellen Betrachtungen von Radaraufnahmen des niedersächsischen Wattenmeeres ließen sich dort gut Muschelbänke erkennen. Muschelbänke in Schleswig-Holstein ließen sich dagegen meistens nicht erkennen. Dies traf insbesondere für verschlickte Vorkommen oder Bänke ohne *Fucus*-Bestand zu. Unerwartet häufig stießen wir im Projekt darauf, dass sich Ergebnisse der niedersächsischen Küste nicht auf das schleswig-holsteinische Gebiet übertragen ließen.

Aus den Feldbeobachtungen ergeben sich eine Reihe von Eigenschaften, die eine Detektion mittels Fernerkundung, insbesondere durch RADAR einfach machen sollten:

- die Bänke bestanden vorwiegend aus den massiven Schalen der Austern
- sie sind gegenüber der Umgebung räumlich erhoben, z.T. bis deutlich über 50 cm
- die Oberfläche ist rau auf unterschiedlichen Skalenebenen: statt Sandkörnern schneidend scharfe Schalenkanten, statt rundlichen Rippeln kantige Schalen, statt durchgehenden Flächen ein abrupt wechselndes Relief.

Für Radarsignale gilt, dass die Rückstrahlung vor allem durch Rauigkeit, Exposition und Material geprägt werden. Diese Eigenschaften sind neben der Lauflänge ebenso Hauptauswirkungen auf Lasersignale bei LIDAR-Aufnahmen. G. Müller (2010) untersucht ausführlich die Möglichkeiten der Detektion mittels der uns damals vorliegenden LIDAR-Daten. Anders als eine der a priori Annahmen, dass sich die Rauigkeit statistisch bei den mehr als neun Messpunkten je Quadratmetern niederschlagen sollte, fand sie heraus, dass die Detektion vor allem durch die Signalstärke – der materialbedingten Reflektanz – ermöglicht wird. Hierbei mag eine Rolle spielen, dass die LIDAR-Daten aus untrennbaren Mehrfachüberfliegungen resultierten.

Bei späteren Radaraufnahmen in der Projektlaufzeit wurden die Muschelbänke auch in den Radaraufnahmen deutlicher sichtbar. Bisher nur im niedersächsischen Gebiet konnte die Detektion durch Kopplung optischer Satellitendaten mittels Radardaten deutlich verbessert werden.

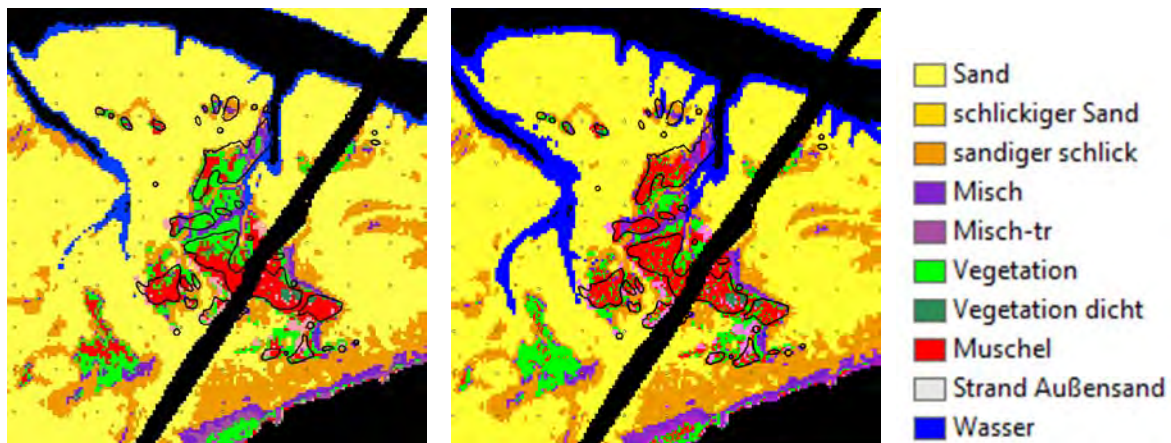


Abb. 5: Klassifikation der Muschelbank im Norderneyer Rückseitenwatt nur mit optischen Daten (links) und mit Kombination Optik und SAR Daten.

Im milden Winter 2013/14 wurden die Bestände der pazifischen Auster in Schleswig-Holstein massiv geschädigt und wir fanden bei Feldkartierungen 2014 viele heranwachsende Miesmuscheln, die die Oberfläche prägten. Fast alle im Projekt betrachteten Muschelbänke in Schleswig-Holstein waren jahrelang stark von Tangen (*Fucus sp.*) überwachsen. Nach dem Winter 2013/2014 war dieser Überwuchs massiv reduziert. Bei einer Feldkartierung im Rahmen des Miesmuschelmonitorings beeinträchtigt der Bewuchsgrad die Detektion keineswegs – für die optische Fernerkundung dürfte er aufgrund seines starken Vegetationssignals deutliche Auswirkungen haben.

Bei einer spätsommerlichen Kartierung durch Kohlus und Sertdere konnte zwar ein Zuwachs an *Fucus sp.* beobachtet werden, aber die starken Veränderungen im Winter 2013/2014 sind kein jahreszeitlicher Effekt, weiterhin war die *Fucus*-Bedeckung viel geringer als in den Vorjahren.

Die Muschelbank vor Steenodde war seit Jahren nicht mehr aktiv und nicht mehr im Fokus des Muschelmonitorings (Büttger & Nehls 2011). Es waren ungeklärte Muschelklassifikationen aus Fernerkundungsdaten, die uns das Gebiet wieder erkunden ließen und die aktive Besiedlung wieder entdecken ließ. Heute wird sie wieder beim Muschelmonitoring betrachtet. Ein klares Votum für das Potential der Fernerkundung.

5 Auf der Spur der Vergangenheit

Große Teile des nordfriesischen Wattenmeeres waren bis in das 14. Jh. hinein eine besiedelte Sumpflandschaft, weitgehend im Schutz von Geestrücken und Sandhaken wie wohl auch weiter westlich gelegener Marschen. Immense Zerstörungen, vermutlich den Tod der meisten Bewohner und den Untergang großer Landgebiete brachte die erste „Grote Mandränke“ von 1362. Von einem Sumpfland wandelte sich das Gebiet in eine verinselte Landschaft mit Bruchwäldern, Mooren und ausgedehnten Marschen (Abb. 1). Fortschreitende Erosion, steigender Meeresspiegel, Landabsenkung durch den Salztorfabbau (Bantelmann et al. 1995), eine Serie heftiger Sturmfluten (1610, 1630, 1631) als auch ungenügende Küstenschutzmaßnahmen – wohl u.a. in Folge des dreißigjährigen Krieges – schufen die Voraussetzung dafür, dass bei der zweiten „Groten Mandränke“ 1634 erneut viele Siedlungen und Deiche zerstört wurden und dass die Gebiete nicht wieder geschützt werden konnten.

Der heute vorwiegend vom Energieverbrauch getriebene Klimawandel und Meeresspiegelanstieg bedingt Anpassungsmaßnahmen des Küstenschutzes, die sogar in unserem reichen Land eine Herausforderung darstellen. Anderswo wird der Meeresspiegelanstieg Menschen absehbar Existenz, Heimat und Staat nehmen (Bauer 2010). So mag dem Untergang des intensiv und profitabel genutzten niedrigen Küstengebietes Nordfrieslands als Negativszenario bald nicht nur als kulturhistorischer Schatz und Grabungsschutzgebiet ein neues Interesse zukommen.

Genauso wie für Seegräser oder Sedimente gilt es hierbei, dass die Beobachtung und Erhebung dieser Spuren immens aufwendig ist. Hinzu kommt die nur kurzzeitige Sichtbarkeit der Strukturen.

Mit dem Ziel der Identifizierung von Habitaten wurden die ersten vorliegenden Aufnahmen des TerraSAR X aus dem Wattenmeer analysiert und zeigten lineare Strukturen im Watt vor Pellworm (Kohlus & Gade 2009). Durch Kartierungen vor Ort und im Abgleich mit Auswertungen des Landesamtes für Archäologie in Schleswig-Holstein von Luftbildern (Binder et al. 2011) des Muschelmonitorings (Büttger & Nehls 2011) zeigte sich schnell, dass es sich nicht um Artefakte in den Radarbildern handelte.

Vor allem sind die im Radarbild sichtbaren Strukturen auf Entwässerungssysteme, auf veränderte Sedimente in den früheren Abflussrinnen oder an relativ stabilen morphologischen Strukturen an ihrem Rande zurückzuführen. Diese Strukturen wiederum verweisen auf Feldgrenzen, Deich- und Wegführung. Sobald sie freigelegt sind unterliegen sie einem erosiven Einfluss und werden in absehbarer Zeit zerstört (Abb. 6).

Diese Strukturen lassen sich nicht nur mittels TSX identifizieren, sondern auch in Bildern des RadarSat2 (Gade et al. 2014). Hochauflösende Radarbilder sind somit geeignet, zahlreiche georeferenzierte Bilder der untergegangenen Landschaft zu erhalten und eine Übersicht über die freiliegenden Bereiche und deren zeitliche Entwicklung zu gewinnen. Radarbilder lassen sich so als eine Art Frühwarnsystem über den Fundzugang im Wattenmeer einsetzen (Binder et al. 2011, Kohlul et al. 2013).

Diese anthropogenen Spuren lassen sich einfacher beschreiben als meist unregelmäßige und diffus begrenzte Naturscheinungen. Auf der Grundlage einfacher Feldmessungen lässt sich anhand dieser Strukturen zeigen, dass sich nur in einer horizontalen Dimension deutlich über die Auflösungsgrenze reichende Oberflächenformen mittels Radarbildern identifizieren lassen, selbst wenn alle anderen Merkmale wie Rauigkeit, Höhe und die zweite Flächendimension unter der Auflösungsgrenze liegen (Abb. 7). Der Einfluss der unterschiedlichen Faktoren unterhalb der Auflösungsgrenze kann bisher nicht bestimmt werden.

Wenn diese Überlegung zutrifft, wird aber auch nachvollziehbar, warum sich bei der morphologisch-sedimentologischen Auswertung zeigt, dass sich Flächen mit Kleinformen unter der Auflösungsgrenze unterschiedlich im Radarsignal präsentieren.

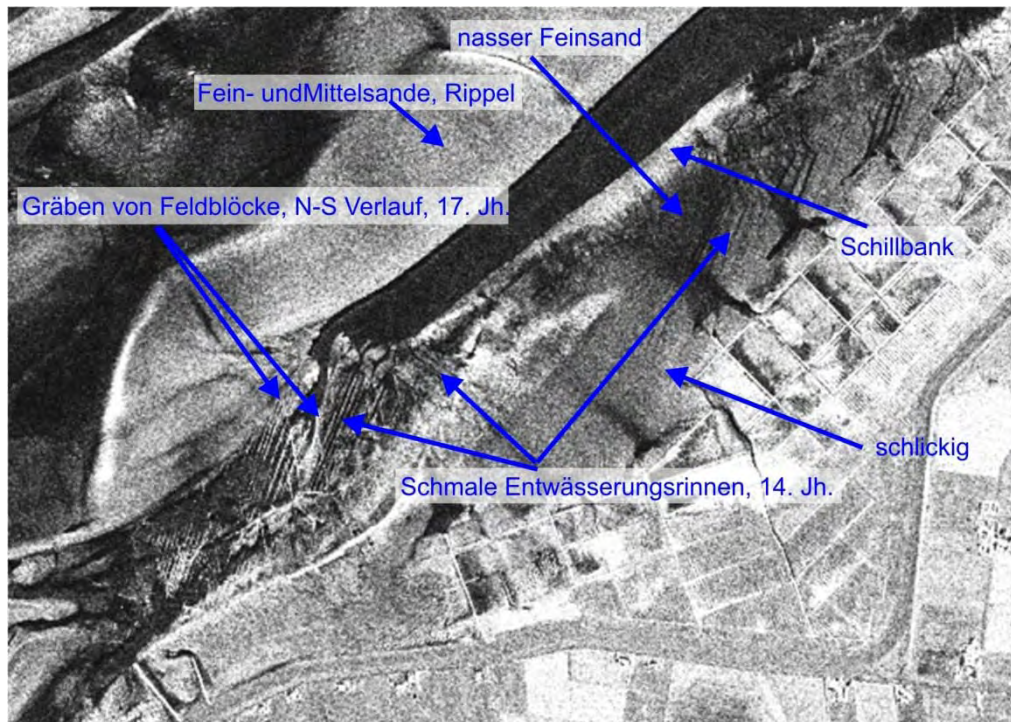


Abb. 6: Ausschnitt von 2,8 * 2 km aus einer TerraSAR-X Aufnahme im hochauflösenden Modus vom 3.9.2009, © DLR 2009. Im Bild zeigen sich Unterschiede der Sedimente wie auch Spuren der Entwässerungssysteme aus dem 14. Jh. (vor der ersten Mandränke) und dem 17. Jh. (vor der zweiten Mandränke).

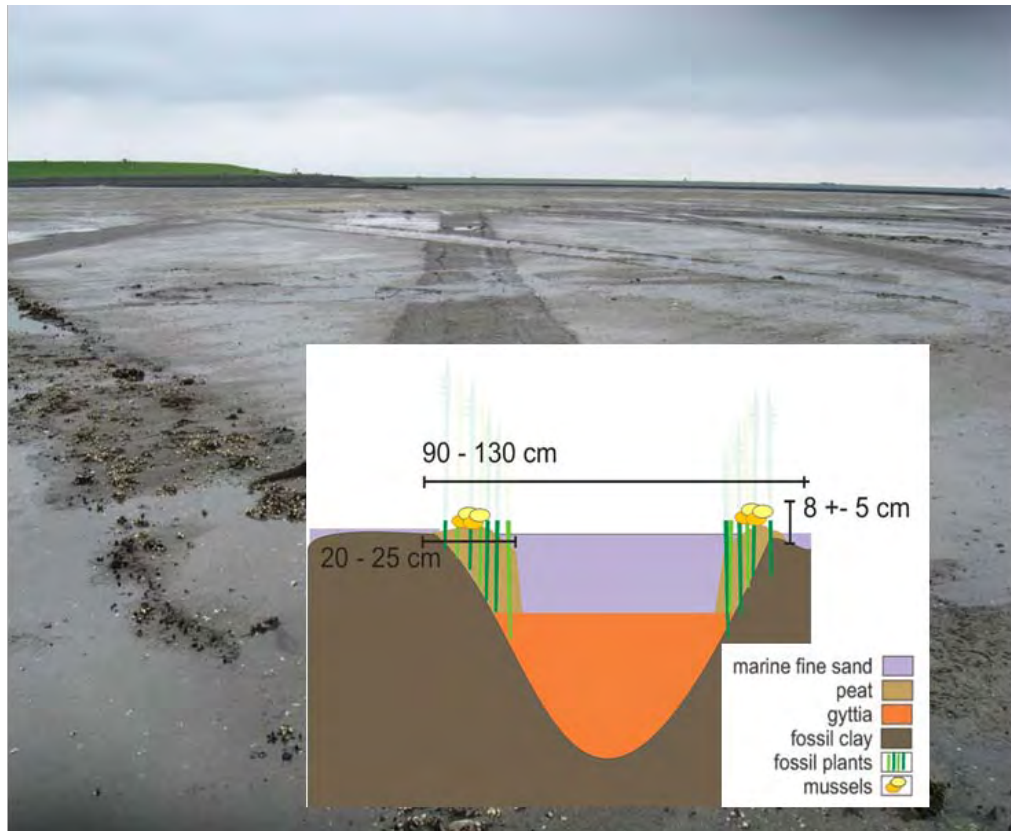


Abb. 7: Fundsituation der Entwässerungsrinnen sowie Skizze des Aufbaues und Größen (Kohlus 2012).

6 Schlussfolgerungen

Während Satelliten-Fernerkundung für ein Monitoring im Watt noch in den neunziger Jahren zu wenig Bildmaterial lieferte und auch die Kosten sehr hoch lagen, hat sich das Angebot an Daten so verbessert, dass eine operative Nutzung dieser Technik greifbar wird. Lange Jahre beschränkte sich die Projektförderung auf technologische Vorhaben und bestenfalls wurden experimentelle – also nicht an den Aufgaben der Nutzer angepasste - Verifikationen der Analyseergebnisse ermöglicht. Durch die enge Kopplung von Bodenerfassung und Bildanalyse wurde es in den im Rahmen von Copernicus laufenden Projekten möglich, die konkrete Verwendbarkeit der Satelliten-Fernerkundung für das Umweltmonitoring im Umfeld rechtlicher Vorgaben zu prüfen und dabei Fortschritte zu machen.

Ob und wie sich die Ergebnisse der bisherigen Vorhaben auf die Technik und Daten der – kostenfreien – Sentinel-Satelliten übertragen lassen, wird eine der entscheidenden Fragen bei der Einführung in eine operationelle Nutzung für das Wattenmeermonitoring sein. Dies gilt sowohl für das C-Band SAR auf Sentinel-1 als auch für den multispektralen Sensor MSI auf Sentinel-2.

Das Potential der Radarfernerkundung ist sicherlich nicht ausgeschöpft. Die Beziehungen von morphologischen Strukturen zum Radarsignal sind bisher nicht geklärt. Welche Aussagen über Lebensräume sich aus solchen erkennbaren Strukturen erzielen lassen konnte bisher nicht bearbeitet werden. Wiederum konnten die Muster und Strukturen der Radarbilder noch nicht mit technischen Verfahren analysiert und per Klassifikation nutzbar gemacht werden.

Fortschritte, eine statistisch hohe Treffergenauigkeit bei Vergleich klassifizierter Fernerkundungsdaten mit Bodenbeobachtung zu erlangen, wurden gemacht. Die Ergebnisse liefern überzeugende plausible Ergebnisse.

Die Nutzung von Fernerkundungsdaten im Umweltmonitoring ist nicht nur ein technologisches Problem, sondern benötigt eine Anpassung der Konzepte im Monitoring; die zugrunde liegenden Feld- und Labormethoden lassen sich durch die fernerkundliche Messungen nicht nachahmen. Aber offensichtlich liefert die Satellitenfernerkundung für viele Gebiete verifizierbar richtige Informationen für große Teile des Wattenmeeres. Wie lassen sich diese „zuverlässig erkannten“ Gebiete eingrenzen? Im Falle, dass wissenschaftliche Information in die Klassifikation einfließt, ergibt sich hier die umgekehrte Frage: ab welcher Abweichung der Bildinformation muss von einem qualitativen Wechsel am Boden ausgegangen werden und die eingehende a priori (wissenschaftliche) Information verneint werden?

Die Bildanalysen – per Klassifikation mit einem Algorithmus oder visueller Auswertung – liefern auch jenseits zuverlässig erkannter Gebiete überzeugende plausible Ergebnisse. Während wir im persönlichen Leben unsere Entscheidungen bei komplexen Fragen vorwiegend auf Plausibilität stützen, genügen Plausibilität und hohe Trefferquoten nicht wissenschaftlichen Prinzipien und sind insbesondere nicht justizierbar. Die Handlungsgrundlage für ein operationelles Umweltmonitoring ist aber fast ausschließlich eine rechtliche Veranlassung. Bei den im Rechtsgefüge akzeptierten Verfahren werden geeignete akzeptierte Parameter „gemessen“. Diese Maßzahlen werden in Folge meist komplex zueinander in Beziehung gesetzt, und das Ergebnis wird dann einer Sollgröße gegenübergestellt. Damit Fernerkundungsdaten in diesen Prozess operativ einfließen können, muss beschreibbar sein, für welchen Parameter unter welchen Konditionen mit welchem Fehlerwert Aussagen erzielt werden können. Die Sensitivität und Fehlergröße gegen die Beobachtungsparameter zu spezifizieren ist auch ein entscheidender Schritt um die Ergebnisse erdnahe Fernerkundung und Bodenmessungen mit den Daten aus der Satellitenfernerkundung verbinden zu können.

Die hohe Auflösung heutiger Satellitendaten ermöglicht auch ihre Nutzung zur Identifizierung lokaler Sonderstrukturen. Besonders bei Muschelbänken – vorwiegend von der großen pazifischen Auster gebildet – wurde deutlich, wie sehr sich die Ergebnisse durch die Kopplung von optischen mit Radardaten verbessern lassen.

Über die Entdeckung, dass auf Radarbildern die Strukturen historischer Besiedlung und Landnutzung erkennbar sind, galt es zu berichten. Stehen regelmäßig großflächige Satellitenradarbilder der ehemals besiedelten Gebiete bereit, können neue Wege der archäologischen Landschaftserkundung beschritten werden. Statt von Zufallsfunden und Gelegenheiten abhängig zu sein, lassen sich Konzepte entwickeln, die auf systematischen Beobachtungen beruhen. Einfach einsichtig ist die Verwendung im Sinne eines Frühwarnsystems, das neue freiliegende und dann von der Erosion bedrohte Fundgebiete frühzeitig identifiziert.

Daraus, dass wir entdecken konnten, dass sich systematische Strukturen aus Objekten auch nahe der Auflösungsgrenze in den Radarsignalen niederschlagen, ergeben sich für unser auf Habitate ausgerichtetes Projekt auch neue Ansatzpunkte: Sandrippelfelder haben eine geordnete Struktur, auch diese Kleinformen unter Auflösungsgrenze führen in den beobachteten Gebieten zu einer erhöhten Radarrückstreuung. Wir wissen, dass Gebiete mit höheren Sandrippeln mit starker Umlagerung nicht oder kaum vom Wattwurm besiedelt werden. Die Kothaufen des Wattwurmes selbst – Zeigerart vitaler Sandwatten – können gegen Ende des Niedrigwassers dem Watt ein raues Gepräge geben.

Aus der Sicht der kleinstrukturierten Küstenforschung, der Forschung in Wattgebieten, hat die Satellitenfernerkundung einen Stand erreicht, bei dem sie zur Komponente des Monitorings erwächst.

Literatur

- Asmus, H. & R. Asmus (1998): Muschelbänke und Seegraswiesen im Stoffhaushalt des Watts. In: Landesamt für das Schleswig-Holsteinische Wattenmeer und Umweltbundesamt (Hrsg., Bearb. Kohlus, J. & H. Küpper): Umweltatlas Wattenmeer Bd. 1 - Nordfriesisches und Dithmarscher Wattenmeer, S. 138-139, Stuttgart.
- Bantelmann, A., R. Kuschert, A. Panten, & T. Steensen (1995): Geschichte Nordfrieslands, Boyens, 472 S.
- Bauer, S. (2010): „Klimaflüchtlinge“ nach Kopenhagen - Rechtliches Konzept, politische Folgen, normative Überlegungen. Gutachten f. Diakonisches Werk der EKD e.V. für die Aktion „Brot für die Welt“, Stuttgart, 36 S.
- Binder, K., Kohlus, J. & M. Gade (2011): Landschaften auf dem Meeresgrund - GIS als Integrationselement. In: Traub, K.-P., Kohlus, J. & T. Lüllwitz (Hrsg.): Geoinformationen für die Küstenzone. Band 3. Norden & Halmstad (S), S. 265-276.
- Brockmann, C. & K. Stelzer (2008): Optical Remote Sensing of Intertidal Flats. In: Barale, V. & M. Gade, (Eds): Remote Sensing of the European Seas. Heidelberg
- Brockmann Consult (2007): Operationalisierung von Fernerkundungsmethoden für das Wattenmeermonitoring – summery. [http://www.brockmann-consult.de/ofew/pdf/OFEW_Summary_1.0.pdf]
- Büttger, H. & G. Nehls (2011): Luftbilderfassung eulitoraler Miesmuschelbestände im Nationalpark Schleswig-Holsteinisches Wattenmeer. In: Traub, K.-P., Kohlus, J. & T. Lüllwitz (Hrsg.): Geoinformationen für die Küstenzone. Band 3 - Beiträge des 3. Hamburger Symposiums zur Küstenzone und Beiträge des 8. Workshops zur Nutzung der Fernerkundung im Bereich der Bundesanstalt für Gewässerkunde/Wasser- und Schifffahrtsverwaltung des Bundes sowie ausgewählte Beiträge vom 20. Jahrestreffen der AG GIS-Küste, Themenschwerpunkt 'Archäologie und Küste'. Norden & Halmstad (S), S. 65-73.
- Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit (BMU, Hrsg., 2012): Beschreibung eines guten Umweltzustands für die deutsche Nordsee - nach Artikel 9 Meeresstrategie-Rahmenrichtlinie. http://www.meeresschutz.info/index.php/berichte.html?file=tl_files/meeresschutz/berichte/GES_Nordsee_120716.pdf
- CWSS – Common Wadden Sea Secretariat (Ed., 2008a): TMAP Handbook - TMAP guidelines for an integrated Wadden Sea monitoring. Version 0.9, May 2008.
- CWSS – Common Wadden Sea Secretariat (Ed., 2008b): Nomination of the Dutch-German Wadden Sea as World Heritage Site. Vol. One, Wilhelmshaven, 163p.
- Dennert-Möller, E. (1982): Erstellung einer Sedimentkarte der nordfriesischen Wattgebiete aus LANDSAT-Bilddaten. In: Bildmessung und Luftbildwesen, Nr. 50.

- Doerffer, R. & D. Murphy (1989): Factor analysis and classification of remote sensed data for monitoring tidal flats. In: *Helgol. Meeresuntersuchungen* 43, S.275-293.
- Dolch, T., Buschbaum, C. & Reise, K. (2013): *Seegrass-Monitoring im Schleswig-Holsteinischen Wattenmeer 2013 - Forschungsbericht zur Bodenkartierung von Seegrassbeständen in ausgewählten Gebieten*. Alfred Wegener Institut, List.
- Europäischer Rat (EU, 1992): RICHTLINIE 92 / 43 / EWG des Rates vom 21. Mai 1992 zur Erhaltung der natürlichen Lebensräume sowie der wildlebenden Tiere und Pflanzen
- Fung, A. K., Li, Z. & K. S. Chen (1992): Backscattering from a randomly rough dielectric surface. *IEEE Geosci. Remote Sensing. Lett.* 1, p75-77.
- Gade, M. & J. Kohlus (2011): *Archeological Sites on Intertidal Flats in the German Wadden Sea*. Beitrag zum 4. TerraSAR-X Science Team Meeting.
- Gade, M., Stelzer, K. & J. Kohlus (2013): Towards an Improved Classification System of Intertidal Flat Surfaces Based on Satellite Optical and Radar Data. Vortrag und abstract (p. 63), 33rd EARSeL Symposium 3. - 6.June 2013, 6th Workshop on Remote Sensing of the Coastal Zone, Matera, It..
- Gade, M., Stelzer, K., Melchionna, S. & J. Kohlus (2014): Multi-Frequency SAR Data Help Improving the Monitoring of Intertidal Flats on the German North Sea Coast. *J. Estuarine, Coastal and Shelf Science*, PII:S0272-7714(14)00019-5, DOI:10.1016/j.ecss.2014.01.007.
- Hansa Luftbild (1938): *Luftbild und Vorgeschichte*. Berlin.
- Heygster, G., J. Dannenberg, & J. Notholt (2010): Topographic Mapping of the German Tidal Flats Analyzing SAR Images With the Waterline Method. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 48, 3, 1019-1030.
- Kemme, L. (2014): *Zeitliche Variation von RADAR Rückstreuungseigenschaften im Wattgebiet der deutschen Nordseeküste*, MSc-Arbeit, Universität Hamburg.
- Kleeberg, U. (1990): *Kartierung der Sedimentverteilung im Wattenmeer durch integrierte Auswertung von Satellitendaten und Daten der Wattenmeerdatenbank (WADABA) der GKSS*. Thesis; Univ. Trier, 113 S..
- Kohlus, J. (1998): *Geographisches Informationssystem und Rasterbildverarbeitung*. In: Umweltbundesamt (Hrsg.): *Abschlussbericht der Ökosystemforschung Wattenmeer, Teilvorhaben Schleswig-Holsteinisches Wattenmeer*. UBA-Texte 78/97. ISSN 0722-186X
- Kohlus, J. & M. Gade (2009): *Multi-Sensor Remote Sensing of historical landuse areas in the German Wadden Sea*. Presentation and Abstract submitted to "4th EARSeL Workshop on Remote Sensing of the Coastal Zone". Chania, Crete, Greece.
- Kohlus, J., Diederichs, B., Kazakos, W. & C. Heidmann (2009): *Von den Metadaten zum Bericht*. In: Traub, K-P., Kohlus, J. & T. Lüllwitz (Hrsg.): *Geoinformationen für die Küstenzone - Band 2, Beiträge des 2. Hamburger Symposiums zur Küstenzone und Beiträge des 7. Strategie-Workshops zur Nutzung der Fernerkundung im Bereich der BfG/Wasser- und Schifffahrtsverwaltung*; S.137 - 152, Norden, Halmstad.
- Kohlus, J. & M. Gade (2013): *Archeological Sites on Intertidal Flats in the German Wadden Sea*. Presentation and abstract (p. 60), 33rd EARSeL Symposium 3. - 6.June 2013, 6th Workshop on Remote Sensing of the Coastal Zone, Matera, It..
- Kohlus, J. & M. Gade (2009): *Multi-Sensor Remote Sensing of historical landuse areas in the German Wadden Sea*. Presentation and Abstract, "4th EARSeL Workshop on Remote Sensing of the Coastal Zone". Chania, Crete, Greece.
- Müller, G. (2010): *Identifizierung von Muschelbänken im Schleswig-Holsteinischen Wattenmeer mittels LiDAR-Daten*. Masterthesis im Rahmen des Universitätslehrganges „Geographical Information Science & Systems“ (UNIGIS MSc) am Interfakultären Fachbereich für GeoInformatik (Z_GIS) der Paris Lodron-Universität Salzburg.
- Niedermeier, A., Romaneßen, E. & S. Lehner (2000): *Detection of coastlines in SAR images using wavelet methods*. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 38 (5), p1243-1253.
- Niedermeier, A., Hoja, D. & S. Lehner (2005): *Topography and morphodynamics in the German Bight using SAR and optical remote sensing data*. *Ocean Dynamics* (2005) 55: 100–109; DOI 10.1007/s10236-005-0114-2.
- Wegner, B. (1979): *Rechnergestützte Erfassung und Beschickung von Wasserlinien im Verfahren der Wattvermessung*. Dissertation. Wissenschaftliche Arbeiten der Fachrichtung Vermessungswesen der Universität Hannover Nr. 79.

- Reise, K., Bock, H. & F. Buhs (1998): Seegräser: gefährdete Bestände? In: Landesamt für das Schleswig-Holsteinische Wattenmeer und Umweltbundesamt (Hrsg., Bearb. Kohlus, J. & H. Küpper): Umweltatlas Wattenmeer Bd. 1 - Nordfriesisches und Dithmarscher Wattenmeer, S. 84-85, Stuttgart.
- Reise K. & J. Kohlus (2008): Seagrass recovery in the Northern Wadden Sea? *Helgol Mar Res* 62, p77-84, DOI 10.1007/s10152-007-0088-1.
- Stelzer K. & C. Brockmann (2006): Optische Fernerkundung für die Küstenzone. In: Traub KP, Kohlus J (Eds.): GIS im Küstenzonen Management.- Grundlagen und Anwendungen. – Heidelberg.
- Stelzer, K., Brockmann, C. & Geißler, J. (2010). Remote sensing of the Wadden Sea – a tool supporting TMAP and WFD monitoring. *Wadden Sea Ecosystem*, 26, S. 87-92.
- Stelzer, K., Brockmann, C., Geißler, J., Kleeberg, U. & R. Doerffer (2007): Abschlussbericht Projekt: OFEW - Operationalisierung von Fernerkundungsmethoden für das Wattenmeermonitoring.

Danksagung

Die vorgestellten Arbeiten wurden im Rahmen der Projekte OFEW im Auftrag der Länder Schleswig-Holstein und Niedersachsen, sowie gefördert vom Bundesministerium für Wirtschaft und Technologie (BMWi) über das Deutsche Zentrum für Luft- und Raumfahrt (DLR) in den Vorhaben DeMarine Umwelt (Förderkennz. 50EE0815) und im Teilprojekt SAMOWatt von DeMarine2 (Project ID: 290), durchgeführt. Wir danken den Mittelgebern.

Adresse

Jörn Kohlus
LKN, Verwaltung f. d. Nationalpark
Schleswig-Holsteinisches Wattenmeer
Schloßgarten 1
25832 Tönning, Germany

Joern.kohlus@lkn.landsh.de



Automatisierte Bewertung von Makrophyten im Wattenmeer? Ein Forschungsvorhaben im Kontext von INSPIRE.

Elisabeth Kompter¹, Jörn Kohlus¹, Roman Wössner² & Anna Rieger³

¹Landesbetrieb für Küstenschutz, Nationalpark und Meeresschutz Schleswig-Holstein, Tönning

²Disy Informationssysteme GmbH, Karlsruhe

³terrestris GmbH & Co. KG, Bonn

Abstract

The state of the environment is an important aspect and therefore different guidelines and EU requirements for a better evaluation and controlling exist. The Water Framework Directive (WFD) and the Marine Strategy Framework Directive (MSFD) of the EU have the aim to ensure a good ecological state of water bodies and marine environment respectively. The MSFD explicitly claims the use of INSPIRE (INfrastructure for SPatial InfoRmation in Europe) for the provision und processing of data. This means geodata being provided as Web Feature Service (WFS) or Web Map Service (WMS) and processes being provided as Web Processing Services (WPS). Those web services are specified by standards of the Open Geospatial Consortium (OGC). This article introduces the project RichWPS, which is funded by the Federal Ministry of Education and Research (BMBF) program "KMU-innovative". The aim of the project is to develop a software environment for specialists to allow a more efficient use of geodata with WPS. As a prototypic pilot application an automated system for the evaluation of macrophytes will be implemented in RichWPS. Macrophytes are one of the WFD components that can be used for the evaluation of the ecological state of the wadden sea in Schleswig-Holstein. Necessary RichWPS components like a Modelbuilder, Server/Client and a Semantic Proxy are currently being developed.

1 Hintergrund

Während der letzten Jahre erlangte die Europäische Gesetzgebung im Bereich der Umweltpolitik zunehmend an Bedeutung. Verschiedene Richtlinien und EU-Anforderungen wurden erlassen, um den Zustand der Umwelt besser bewerten und kontrollieren zu können. Regelmäßige Zustandsüberwachung und Maßnahmenprogramme sollen somit zu einer Verbesserung der Umweltqualität beitragen.

Insbesondere die Wasserrahmenrichtlinie (WRRL) und die Meeresstrategie-Rahmenrichtlinie (MSRL) fordern vergleichbare und transparente Bewertungsverfahren. Beide Richtlinien haben das Hauptziel der Erreichung eines guten ökologischen Zustandes der Gewässer bzw. der Meeresumwelt. Der Umweltzustand wird nach der WRRL anhand von biologischen, hydromorphologischen und physikalisch-chemischen Qualitätskomponenten bewertet (Europäisches Parlament und der Rat der Europäischen Union 2000). Nach der MSRL erfolgt die Bewertung des ökologischen Zustandes der Meeresumwelt anhand verschiedener Deskriptoren (Europäisches Parlament und der Rat der Europäischen Union 2008).

Explizit fordert die MSRL, dass für die Bereitstellung und Verarbeitung von Geodaten Verfahren nach der INSPIRE-Richtlinie (INfrastructure for SPatial InfoRmation in Europe) zu nutzen sind. INSPIRE dient zur Schaffung einer einheitlichen Geodateninfrastruktur (GDI) in der Europäischen Gemeinschaft und ermöglicht somit eine EU-weite Bereitstellung, Interoperabilität und Nutzbarkeit von Geodaten. Dadurch soll ein reibungsloser Informationsaustausch zwischen allen europäischen Mitgliedsstaaten ermöglicht werden (vgl. Kohlus et al. 2009). INSPIRE definiert bereits technische Vorgaben, insbesondere die Nutzung einer dienstebasierten Softwarearchitektur. Die Richtlinie fordert

rechtlich Such-, Darstellungs-, Download- und Transformationsdienste (Europäisches Parlament und der Rat der Europäischen Union 2007, Artikel 11). INSPIRE stützt sich auf die von den Mitgliedsstaaten geschaffenen Geodateninfrastrukturen (GDIs) mit Fachnetzwerken. Neben der Geodateninfrastruktur Deutschland (GDI-DE) wurde eine Marine Dateninfrastruktur Deutschland (MDI-DE) aufgebaut, die sich auf alle für die deutsche Küstenzone von Nord- und Ostsee, sowie an sie angrenzende Meeresgebiete, relevanten Datenbestände richtet. Um interoperable Geodateninfrastrukturen und die breite Nutzung von Geodaten zu realisieren, wird vorausgesetzt, dass hierfür offene Standards für Daten- und Metadatenmodelle sowie für Kommunikationsarchitekturen und –protokolle verwendet werden müssen. In der Praxis werden bei der Umsetzung standardisierte Dienste des Open Geospatial Consortiums (OGC) und der ISO genutzt. Zu den von INSPIRE geforderten Geodatendiensten (vgl. Europäisches Parlament und der Rat der Europäischen Union 2007, Artikel 11 Nummer 1 Ziffer a)-d)) könnte folgende Zuordnung der OGC-Dienste erfolgen (GDI-NI 2012):

Suchdienst:	Catalogue Service Web (CSW)
Darstellungsdienst:	Web Map Service (WMS)
Download-Dienst:	Web Feature Service (WFS), Web Coverage Service (WCS)
Transformationsdienst:	Web Processing Service (WPS)

INSPIRE ist darauf angelegt, Umweltdaten innerhalb der EU transparent zu machen. Verfahren der Umweltrichtlinien WRRL und MSRL werden über die Gesetze von Nationalstaaten hinaus interkalibriert oder nachvollziehbar gestaltet. Ziel ist eine vergleichbare und transparente Bewertung. Daher sollten Bewertungen mit einer Dienste-Technik nachvollziehbar umgesetzt und zugänglich angeboten werden.

Die bereits erwähnten Web Processing Services (WPS) bieten die Möglichkeit für räumliche Verarbeitungen und Analysen von Geodaten, die im Internet angeboten und genutzt werden können. Der WPS Standard, Version 1.0.0, der 2007 durch das OGC veröffentlicht wurde, beschreibt, wie räumliche Verarbeitungsprozesse über eine Web-Schnittstelle angesprochen werden können (vgl. OGC 2007). Die Prozesse umfassen Algorithmen, Berechnungen oder Modelle, die räumlich referenzierte Vektor- oder Rasterdaten (Geodaten) verarbeiten, dabei kommen sowohl einfache als auch komplexere aus mehreren Schritten bestehende Verarbeitungsprozesse zum Einsatz. Die WPS-Schnittstelle beinhaltet drei Operationen, die über einen Client angesprochen und über einen WPS Server ausgeführt werden können:

- **GetCapabilities:** Diese Operation liefert eine Liste mit allen vom WPS angebotenen Prozessen einschließlich dazugehöriger Metadaten sowie Metadaten zum Dienst selbst in Form eines Capabilities-Dokuments im XML-Format zurück.
- **DescribeProcess:** Diese Operation liefert innerhalb eines DescribeProcess-Dokuments eine detaillierte Beschreibung eines spezifischen Prozesses zurück, die u.a. die Ein- (Input) und Ausgabeparameter (Output) mit ihren Datentypen und unterstützten Formaten enthält.
- **Execute:** Durch diese Operation kann ein auf dem WPS-Server implementierter Prozess unter Berücksichtigung der Inputdaten mittels eines Clients ausgeführt werden. Das Ergebnis wird in einem XML-Antwortdokument (ResponseDocument) oder als Rohdaten (RawDataOutput) zurückgegeben.

Die Verwendung von WPS hat den Vorteil, dass mehrere Verarbeitungsschritte zu komplexen Prozessen verkettet (Orchestrierung) werden können. Nach der einmaligen Bereitstellung eines WPS kann dieser dann überall einfach genutzt werden. Vorteilhaft ist weiterhin, dass die Prozesse und Modelle zentral von denjenigen gewartet werden, die sie unterhalten, und somit durch die vorliegende Kompetenz weiter gesteuert werden können. Durch die Entkoppelung von Daten und Prozessierungen lässt sich die aufwendige Rechenarbeit auf Hochleistungsrechner verlegen.

2 Zielstellung

RichWPS ist ein vom BMBF-Programm KMU-innovativ gefördertes Forschungsprojekt, das am 1. Januar 2013 mit einer Laufzeit von zwei Jahren startete. Im Zuge des Projektes sollen konzeptionelle und technische Grundlagen von Web Processing Services (WPS) konkretisiert und weiterentwickelt werden. Die Erprobung und Demonstration erfolgt schließlich in exemplarischen, praxisnahen Prototypen. Mithilfe der zu entwickelnden Software-Umgebung (Modellierungsumgebung) sollen schließlich komplexere Workflows benutzerfreundlich aus existierenden Diensten einer Geodateninfrastruktur graphisch modelliert werden können. Die Disy Informationssysteme GmbH arbeitet im Projekt RichWPS als Konsortialführer und etabliertes Software-Unternehmen in der Verarbeitung von Geodaten in enger Zusammenarbeit mit der Fakultät für Ingenieurwissenschaften und Informatik der Hochschule Osnabrück (HS-OS), die anwendungsorientierte Forschung zum Software-Engineering beisteuert. Das Projektkonsortium wird ergänzt durch zwei Pilotanwender aus der öffentlichen Verwaltung: Die Bundesanstalt für Wasserbau (BAW) und der Landesbetrieb für Küstenschutz, Nationalpark und Meeresschutz Schleswig-Holstein (LKN). Das LKN liefert hierbei einen Anwendungsfall zur Bewertung von Makrophyten. BAW und LKN stellen dabei sicher, dass die Technik- und Methodenentwicklungen von Disy und HS-OS an den Bedürfnissen und Möglichkeiten der Praxis orientiert werden.

Die Erreichung der in den Richtlinien vereinbarten Umweltqualitätsziele wird durch ein Monitoring von geeigneten Qualitätskomponenten geprüft. Neben den Umweltzustand berichten die Mitgliedsstaaten ebenfalls über die zur Verbesserung des Umweltzustands getroffenen Maßnahmen. Diese stark abstrakten Berichte gründen sich auf Bewertungen der Qualitätskomponenten, die sich auf eine Zahl von bewerteten Umweltparametern stützen. Für einen solchen Parameter, die Makrophyten der Nordseeküste, wird im Projekt RichWPS exemplarisch die Automatisierung des Bewertungsprozesses mittels Diensttechnologien erprobt. Die Bewertung dieses Parameters fließt zum einen in die Berichte zur Wasserrahmenrichtlinie und zum anderen in den Deskriptor 5 der MSRL ein, der die Zielsetzung zur Eutrophierung beschreibt. Das Bewertungsverfahren in automatisierter Form kann von allen Interessenten abgerufen werden. Eine erste Implementierung eines web-basierten, semiautomatisierten Bewertungsverfahrens basierend auf einer auf räumlichen und geometrischen Operationen unterstützenden Datenbank erfolgte bereits durch Rieger (2011) und dient somit als Grundlage der Weiterentwicklung (vgl. Kapitel 3).

Durch RichWPS soll eine effizientere softwaretechnische Umsetzung von Berichtspflichten für Bewertungsverfahren nach der WRRL, MSRL und Fauna-Flora-Habitat-Richtlinie erreicht werden. Das Hauptproblem von WPS ist, dass es keine simple Möglichkeit gibt, einen solchen einzurichten. Voraussetzung sind hierfür Kenntnisse von Programmiersprachen, da ein WPS nicht einfach konfiguriert werden kann. Somit müssen komplexe Verarbeitungen durch WPS zunächst verfügbar gemacht werden, die abschließend auf Konfigurationsebene anpassbar sind. Weiterhin soll eine vereinfachte, benutzerfreundliche und effektivere Werkzeugnutzung ermöglicht werden. Anhand der Ergebnisse des RichWPS-Projektes könnten schließlich weitere Bewertungsprozesse softwaretechnisch umgesetzt werden. Im Folgenden wird ausschließlich auf das Anwendungsszenario des LKNs Bezug genommen.

3 Untersuchungsgebiet und Methoden

Das Wattenmeer ist eines der dynamischen und schnell veränderbaren Biotope der Welt. Dadurch und aufgrund der zahlreichen Faktoren, die den Umweltzustand beeinflussen, ist es von großer Bedeutung, dass eine kontinuierliche Überwachung mit anschließender Analyse und Bewertung von marinen Daten durchgeführt wird. Untersuchungsgebiet ist das Schleswig-Holsteinische Wattenmeer, das 1985 zum Nationalpark, 1990 zum Biosphärenreservat und 2009 zum Weltnaturerbe erklärt wurde.

Die Nationalparkverwaltung Schleswig-Holstein trägt zur Umsetzung der Berichtspflichten zu den europäischen Rahmenrichtlinien bei. Berichtsaufgaben umfassen u.a. die Bereitstellung von Messdaten, Karten und Texten.

3.1 Seegras und Grünalgen als Makrophyten

Die Ergebnisse gehen im Rahmen der Umsetzung der WRRL und MSRL als eine der Qualitätskomponenten „Makrophyten“ in die Bewertung. Die Überwachung der Makrophytenbestände ist darüber hinaus seit 1993 Teil des trilateralen Wattenmeermonitorings.

Makrophyten sind pflanzliche Organismen, die mit dem bloßen Auge erkennbar sind (Bogenrieder et al. 1985). Zu diesen zählen u.a. die Seegräser und Grünalgen. Seegraswiesen sind für das gesamte Ökosystem von großer Bedeutung, sei es als Nährstoffbinder oder als Nahrungsquelle für zahlreiche Vogelarten. Daher gilt Seegras als natürlicher Indikator für einen guten ökologischen Zustand der Umwelt. Im Schleswig-Holsteinischen Wattenmeer kommen zwei Seegras-Arten vor: Das Kleine oder Zwergseegras (*Zostera noltii/nana*) und das Große Seegras (*Zostera marina*). Ein Vorkommen beider Arten geht als Biodiversitätsfaktor positiv in die Bewertung ein. Jedoch sind Seegräser empfindlich gegenüber Eutrophierung, d.h. gegen vermehrte Nährstoffanreicherungen von insbesondere Stickstoff- und Phosphorverbindungen (vgl Binder & Reimers 2013). Durch die erhöhte Nährstoffkonzentration kommt es u.a. bei den Makrophyten zu eutrophierungsbedingten Artverschiebungen. Damit verbunden ist eine Zunahme opportunistischer Makroalgen, die sich schließlich zu Algenmatten ausbilden. Im Herbst sterben die Grünalgen-Pflanzen ab und führen somit zu einer erhöhten Sedimentation von organischem Material, das durch den bakteriellen Abbau zu einer Sauerstoffmangelsituation am Meeresgrund resultiert. Dadurch werden mehrjährige, langsam wachsende Arten wie z.B. das Seegras geschädigt und verdrängt. Die Massenvermehrung mit resultierenden Algenmatten gilt daher als Indikator für Eutrophierung und damit verbunden für einen schlechten Umweltzustand. Die zwei im Untersuchungsgebiet überwiegend vorkommenden makrophytischen Algenarten sind Darmtang (*Enteromorpha*) und Meeressalat (*Ulva lactuca*).

3.2 Makrophytenmonitoring

Die Vorkommen von Seegras und Grünalgen werden im Auftrag des LKN und des Landesamtes für Landwirtschaft, Umwelt und ländliche Räume (LLUR) beobachtet. Die Makrophytenbestände werden nach zwei Methoden erfasst, zum einen durch Übersichtsauswertungen dreifacher Befliegung und zum anderen durch die jährliche Kartierung von 1/6 des Gesamtgebietes per Begehung.

Die seit 1994 eingesetzte Befliegung liefert aktuelle Daten zur flächendeckenden Erfassung von Seegras- und Grünalgenvorkommen. Durch die dreifache Befliegung in den Sommermonaten kann die Maximalverbreitung ermittelt werden. Flächen mit mehr als 20 % Bedeckung von Seegras bzw. Grünalgen können sicher erkannt werden, zudem ist es möglich, eine weitere Deckungsklasse über 60 % zu identifizieren. Anhand dieser Methode ist es jedoch nicht möglich, Lebensgemeinschaften zu untersuchen und Bestände mit einer sehr geringen Deckung zu erfassen.

Eine qualitative und präzisere Datenerfassung der Seegrasbestände kann mithilfe der Bodenkartierung erlangt werden. Nachteil dieser zeitintensiven Methode ist, dass lediglich 1/6 der Fläche pro Jahr kartiert werden kann und somit die Vergleichbarkeit zwischen den Jahren nur eingeschränkt möglich ist, da nicht gezielt die Maximalverbreitung erfasst werden kann. Jedoch liefert die Kartierung eine höhere geometrische Genauigkeit und zusätzlich die Zusammensetzung der Seegraswiesen aus den beiden *Zostera*-Arten. Grünalgenvorkommen werden auf Basis der Bodenkartierung nicht erfasst.

3.3 Makrophytenbewertung im Schleswig-Holsteinischen Wattenmeer

Den Bezugsraum der Bewertung des ökologischen Umweltzustandes nach der WRRL bilden die Wasserkörper (Abb. 1). Im Schleswig-Holsteinischen Wattenmeer liegen 12 Wasserkörper, über die im Rahmen der WRRL Auskunft zu geben ist. Da einerseits die Grünalgen lange Zeit mobil bleiben und zwischen Wasserkörpern bewegt werden und andererseits Seegras typischerweise besonders

entlang der Wasserkörper-Grenzen vorkommt, wird der Zustand für die eng vernetzten Teilräume nordfriesisches (NF) und dithmarsches (DI) Wattenmeer ermittelt. Die Bewertung gilt dann für alle einzelnen Wasserkörper.

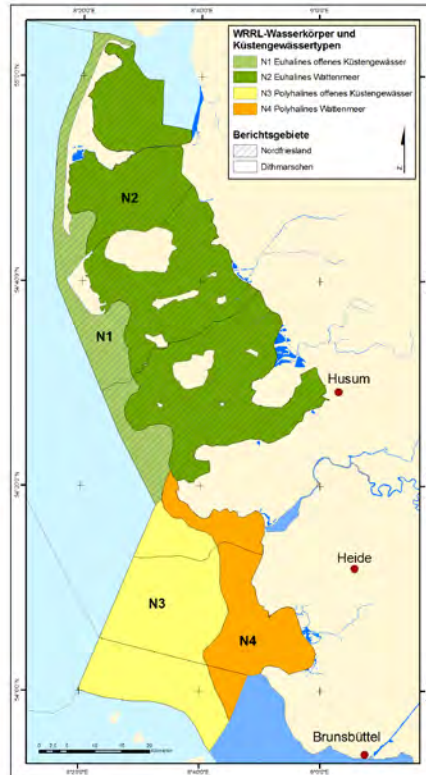


Abb. 1: WRRL-Wasserkörper, Küstengewässertypen und Berichtsgebiete des Schleswig-Holsteinischen Wattenmeers. (Eigene Grafik).

Das Verfahren der Makrophytenbewertung legt ein methodisches Konzept von Reise (vgl. Dolch et al. 2012) zugrunde und erfolgt auf Basis folgender fünf Merkmale:

- Ausdehnung und Bewuchsdichte von Seegraswiesen;
- Zusammensetzung der beiden heimischen *Zostera*-Arten;
- Ausdehnung und Bewuchsdichte von Grünalgenmatten.

Für die Bewertung wird auf Basis einer Bewertungsmatrix der Makrophytobenthos-Index nach Reise bestimmt (Dolch et al. 2012) (Abb. 2). Diese Bewertungsmatrix ist in fünf Qualitätskategorien des ökologischen Zustandes von schlecht (0) bis sehr gut (4) sowie in die Module Seegras und Grünalgen unterteilt. Die Klassengrenzen der fünf Kategorien wurden auf Basis eines angenommenen Referenzzustandes ermittelt. Für die Interkalibrierung bzw. zur Vergleichsanalyse von Gewässern in mehreren Ländern werden die zunächst absoluten Werte über ihre jeweiligen Ecological Quality Ratios (EQR) normiert und miteinander verrechnet. Der ökologische Qualitätsquotient (EQR) gibt das Verhältnis des tatsächlichen ökologischen Gewässerzustands zum Referenzzustand auf einer Skala von 0 bis 1 an, wobei 0 die niedrigste Qualitätskategorie „schlecht“ beschreibt und 1 der besten Bewertungsstufe „sehr gut“ entspricht.

Die EQRs sind für die Verrechnung der Parameter in Relation zur Wattfläche und Biodiversitätsparameter vorzunehmen. Die verwendete Formel zur Berechnung der EQR-Werte für die Makrophytenanalyse wird in Dolch et al. 2010 beschrieben. Da die WRRL einen Berichtszeitraum von sechs Jahren vorsieht, basiert die Gesamtbewertung auf der Mittelwertbildung aller normierten EQRs über sechs Jahre.

Bewertungsmatrix Nordfriesland Makrophytobenthos-Index								
Qualitätskategorien	0	1	2	3	4	Gewichtung %	Norm-EQR gemäß Gewichtung für 6-Jahre-Intervall	
	Schlecht	Unbefriedigend	Mäßig	Gut	Sehr gut			
Norm-EQR	0 – 0,19	0,2 – 0,39	0,4 – 0,59	0,6 – 0,79	0,8 – 1,0			
Modul Seegras ⁶	Eulitorale Fläche (%) ¹	< 2	2 - 4,9	5 - 9,9	10 - 19,9	20 - 100	50	Mittelwerte aller Parameter-EQRs über 6 Jahre
	Anteil ≥ 60 % Bedeckung (%) ²	< 6	6 - 11,9	12 - 24,9	25 - 49,9	50 - 100	10	
	Präsenz beider Arten (%) ³	< 20	20 - 39,9	40 - 59,9	60 - 79,9	80 - 100	10	
Modul Grünalgen ⁷	Eulitorale Fläche (%) ⁴	100 - 15	14,9 - 7	6,9 - 3	2,9 - 1	< 1	20	
	Anteil ≥ 60 % Bedeckung (%) ⁵	100 - 50	49,9 - 25	24,9 - 12	11,9 - 6	< 6	10	

Abb. 2: Bewertungsmatrix für die Bestimmung des Makrophytobenthos-Indexes nach Reise für das Berichtsgebiet Nordfriesland in Dolch et al. 2012.

3.4 Implementierung eines web-basierten, automatisierten Bewertungsverfahrens

Die Entwicklung des Webservices zur Makrophytenbewertung basiert auf der Grundlage der Masterarbeiten von Rieger (2011) und von Wössner (2013). Rieger (2011) entwickelte ein Web-basiertes, automatisiertes Bewertungsverfahren für Makrophyten unter Verwendung von Befliegungsdaten der Seegras- und Grünalgenvorkommen. Die Bewertung entspricht den Anforderungen der WRRL und INSPIRE-Richtlinie. In dieser Studie wurden verschiedene Ansätze für die Implementierung des Bewertungsverfahrens untersucht. Dabei zeigte das Bewertungsverfahren basierend auf einer PostgreSQL-Datenbank mit dem räumlichen Aufsatz PostGIS mit der anschließenden Präsentation von Ergebnissen auf einer Web-Oberfläche eine gute Umsetzungsmöglichkeit. Es werden dabei mehrere Komponenten kombiniert. Durch die Verknüpfung mit dem GeoServer können in der Datenbank vorhandene raumbezogene Daten (Geodaten) mit deren Attributen analog den Forderungen an eine Geodateninfrastruktur als Web-Services (als WMS und WFS) bereitgestellt werden.

Dieses Bewertungsverfahren steht auf dem Schleswig-Holsteinischen Knoten der Marinen Dateninfrastruktur Deutschland (MDI-DE) unter <http://mdi-sh.org/mpb/> zur Verfügung. Anhand dieser Web-Anwendung wird die Bewertung basierend auf den Eingangsparametern vollständig automatisch auf dem Server durchgeführt. Der erklärende Text zu den Bewertungsergebnissen kann durch den Fachanwender wissensbasiert editiert werden. Des Weiteren können die erstellten Bewertungskarten durch einen WFS im Shapefile-Format heruntergeladen werden. Eine vollständige servicebasierte Umsetzung nach INSPIRE-Anforderungen durch die Bereitstellung einer dynamischen URL (Uniform Resource Locator), über die die Ergebnisse in unterschiedlichen Formaten (z. B. GML) abgerufen werden können, konnte im Zuge dieser Studie noch nicht realisiert werden. Jedoch wurde die Forderung einer automatisierten Generierung von Berichten nach der MSRL und INSPIRE erfolgreich umgesetzt.

Im Projekt RichWPS wurden die im Rahmen dieser Masterarbeit erlangten Erfahrungen genutzt und weiterentwickelt. Ziel ist es, ein automatisiertes Bewertungsverfahren auf Basis von Web-Diensten zu entwickeln, d.h. nicht mehr Datenbank-gestützt sondern unter Verwendung von WFS als Ein- und Ausgangsparameter sowie mit Prozessierung mittels WPS.

3.5 RichWPS: Eine Software-Umgebung für Fachanwender zur effizienteren Nutzung von Geodaten mit Web Processing Services

Wössner (2013) erstellte eine strukturierte Anforderungsanalyse und Dokumentation der beiden RichWPS-Anwendungsszenarien von LKN und BAW. Dabei wurden existierende WPS-Frameworks und öffentliche verfügbare Prozesse recherchiert, die gegebenenfalls für die Entwicklung der Anwendungsszenarien von Nutzen sein können. Die Arbeit umfasste eine Machbarkeitsanalyse der Umsetzung dieser Szenarien als komplexe Prozesse eines WPS und deren anschließende Implementierung in eine geeignete WPS-Server Umgebung. Somit wurden durch die Studie von Wössner nicht nur Grundfunktionalitäten, sondern auch spezifische Funktionalitäten für das RichWPS Projekt gelegt. Es konnten Handlungsoptionen für das weitere Vorgehen im Projekt abgeleitet werden, die sich auf die Zerteilung und Orchestrierung der implementierten Prozesse sowie die Entwicklung bzw. Erweiterung eines ModelBuilders und eines generischen WPS-Clients beziehen.

Anhand der Anforderungsanalyse von Wössner (2013) wurden im Projekt Komponenten für die Umsetzung des LKN-Szenario entworfen und implementiert. Die einzelnen Komponenten sind in Abb. 3 dargestellt. Als WPS-Server wird der von der Software Initiative 52°North (52N) entwickelte WPS-Server verwendet. Der WPS 1.0.0 OGC Standard wird vom 52N WPS-Server vollständig implementiert. Der WPS-Server stützt sich weiterhin auf mehrere Java-Bibliotheken zur XML- und Geodatenverarbeitung, wie z.B. JTS Topology Suite und Geotools, somit wird eine Verarbeitung von Geodaten mittels Java-Programmierung ermöglicht. Der auf dem Schleswig-Holsteinischen Infrastrukturknoten MDI-SH (<http://www.mdi-sh.org>) implementierte GeoServer wird hierbei als WFS-Server verwendet. Der Infrastrukturknoten der MDI-SH ist Teil der MDI-DE und beliefert ebenfalls die GDI-SH. Es werden marine Daten und Metadaten mittels standardisierter Dienste (WMS, WFS, WPS) bereitgestellt (vgl. Lehfeldt & Melles 2011, Kohlus et al. 2011, Lehfeldt 2013). Des Weiteren können über das Portal des Schleswig-Holsteinischen Infrastrukturknotens Daten im Bereich der Küste und des Meeres recherchiert und abgerufen werden. Diese sind für eine öffentliche Nutzung aufbereitet und anschließend publiziert worden.

Der GeoServer auf MDI-SH ist ein auf Java basierter *Open Source* Server, der die Eigenschaft der Konformität zu etablierten Standards des OGC (u.a. OGC WMS, OGC WFS, OGC WCS) besitzt und zur Bereitstellung von raumbezogenen Daten in Form von Web-Diensten dient.

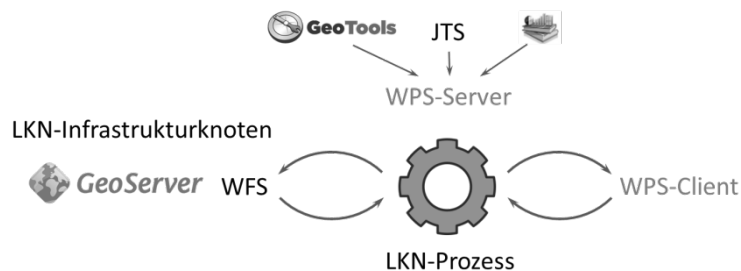


Abb. 3: Komponenten zur Entwicklung des LKN-Szenarios (verändert nach Wössner 2013).

Beim LKN wurden zunächst die benötigten Softwarekomponenten identifiziert und ihre Installation sowie die Implementierung einer Java-Entwicklungsumgebung durchgeführt. Dabei muss die Kommunikation der einzelnen Komponenten untereinander sichergestellt werden. Erst nach stabilem Aufbau einer solchen Architektur können Prozesse entwickelt, getestet und als WPS bereitgestellt werden. Der Prozessablauf der Bewertung wurde danach untersucht, ob Teilabläufe auch in anderen Bewertungsverfahren auftauchen. Prozessmodule zur Verschneidung, zum Heraussuchen eines Datensatzes mit maximaler Objektausdehnung oder des aktuellen Datensatzes sind solche wiederverwendbaren Grundbausteine. Sie können zu konfigurierbaren Komponenten entwickelt werden.

Darüber hinaus befinden sich die RichWPS-Softwarekomponenten (ModelBuilder, SemanticProxy, WPS-Client und -Server) bei den technischen Projektpartnern HS-OS und Disy aktuell noch in der Entwicklungsphase. Mit der Release Version 1.0.0 der Komponenten im Dezember 2013 wurde jedoch bereits ein erster Meilenstein in dieser Phase erreicht. Nach dem Final Release können die einzelnen Komponenten in den Systemen der öffentlichen Verwaltungen implementiert und getestet werden. Im folgenden Kapitel werden die Komponenten kurz vorgestellt, um schließlich auch den Zusammenhang zu der am LKN implementierten Java-Testumgebung herzustellen.

4 Ergebnisse

Eine detaillierte Grobspezifikation beinhaltet die Aufgaben- und Zielstellungen des Projektes sowie die Anforderungen, die Beschreibung der Anwendungsfälle, die Kontextabgrenzung, Lösungsstrategien und die Erläuterung der einzelnen RichWPS-Komponenten (Server, ModelBuilder, SemanticProxy). Abbildung 4 verdeutlicht nochmals das RichWPS System. Der Fachanwender hat die Möglichkeit, im ModelBuilder Prozessketten bzw. Arbeitsabläufe zu modellieren und zu speichern. Dabei werden mithilfe von SemanticProxy Komponenten wie Daten und Prozesse gesucht. Auch bereits bestehende Arbeitsabläufe können geladen werden. Weiterhin hat der Nutzer die Möglichkeit, Ein- und Ausgabeparameter zu spezifizieren. Nach dem Testen eines Arbeitsablaufes auf die syntaktische Korrektheit, Lauffähigkeit und die Einhaltung von Qualitätsmerkmalen, wird dieser anschließend auf dem RichWPS Server für Drittanwender bereitgestellt. Der Nutzer kann nun einen Arbeitsablauf ausführen. Ein Prozessanwender kann unter Einsatz verschiedener Randsysteme auf den Arbeitsablauf zugreifen.

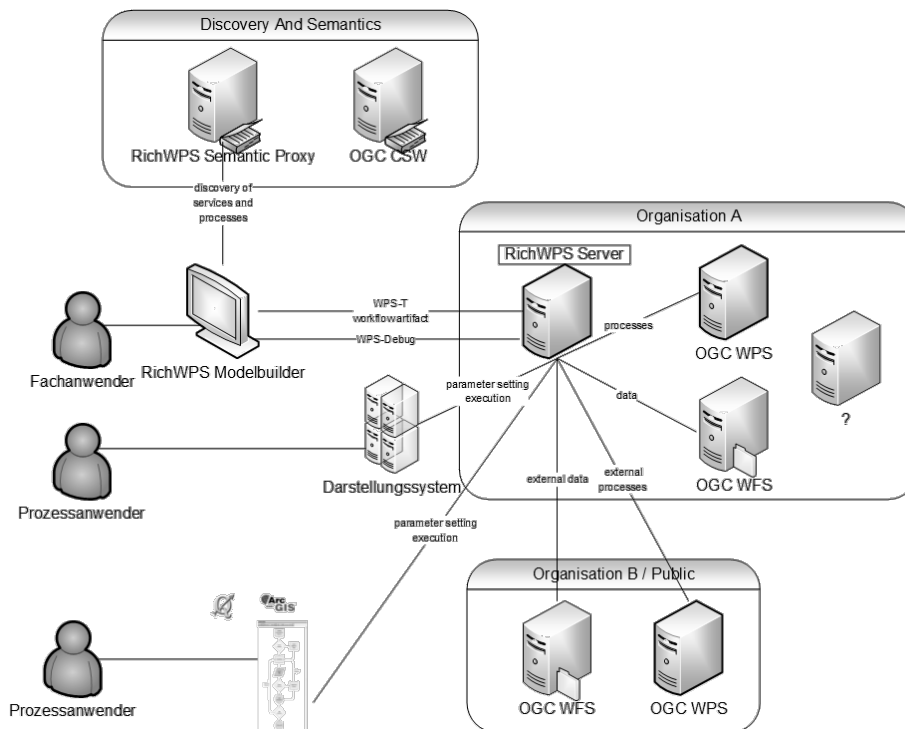


Abb. 4: Übersicht des RichWPS-Systems. (Grobspezifikation RichWPS 2013, unveröffentlicht).

Das LKN Szenario besteht aus zwei Prozessen, die zusammen die gesamte Makrophytenbewertung samt Berichtsausgabe bildet. Der erste, komplexere WPS-Prozess (MPBMain) beinhaltet die eigentliche Bewertung von Makrophyten. Die Input-Daten werden eingelesen, räumlich verschnitten, die Kenngrößen ermittelt und anhand der Bewertungsmatrix den Makrophytobenthos-Index bestimmt.

Anschließend werden die Bewertungsergebnisse zurückgegeben. Der zweite WPS-Prozess (MPBReport) nutzt die Ergebnisse und generiert daraus einen schriftlichen Bericht.

Die Bewertungsergebnisse des MPBMain Prozesses werden zum einen als eine XML-Datei mit Kenngrößen und bewerteten Parametern und zum anderen als eine GML-Datei der bewerteten Berichtsgebiete mit Attributen ausgegeben und an den MPBReport Prozess weitergegeben. Die Abb. 5 aus der Masterthesis von Wössner (2013) zeigt neben den Eingangsdaten ebenfalls die Verknüpfung der beiden Prozesse.



Abb. 5: Illustration des LKN-Szenarios mit MPBMain und MPBReport-Prozess (Wössner 2013).

Im Zuge von RichWPS wurde der komplexe WPS-Prozess MPBMain in einzelne Prozessbausteine untergliedert. Die einzelnen Prozessbausteine stellen wiederverwendbare Prozesse dar. Alle Bewertungen im Rahmen der WRRL beziehen sich auf Berichtsgebiete bzw. im Küstenraum auf sogenannte Wasserkörper. Das Selektieren bestimmter Berichtsgebiete aus der Gesamtmenge der Wasserkörper ist somit ein wiederverwendbarer Prozess, der nicht nur in der Makrophytenbewertung Anwendung findet. Bei Bewertungen im Schleswig-Holsteinischen Wattenmeer ist über 12 Wasserkörper Bericht zu erstellen. Im Spezialfall der Seegräser und Grünalgen wird die Bewertung über jeweils die Wasserkörper im NF-Wattenmeer und DI-Wattenmeer akkumuliert ermittelt (siehe Kapitel 3). Die gemeinschaftlichen Bewertungsergebnisse werden dann für die einzelnen Wasserkörper berichtet. Da heute das Seegras im europäischen Wattenmeer nur noch eulitoral vorkommt, geht der Anteil des von Seegras bedeckten Wattes in die Bewertung ein. Daher werden nur die Wattflächen der Berichtsgebiete NF und DI betrachtet und diese mittels Verschneidung von Berichtsgebieten (Wasserkörper) mit topographischen Daten gewonnen.

Der Prozessbaustein der räumlichen Verschneidung von Wattflächen, Topographien und Berichtsgebieten kann ebenfalls als ein wiederkehrender Prozess angesehen werden, der für andere Bewertungsverfahren im Rahmen der WRRL verwendet werden kann. Nach dem Testen der Prozesse, können diese dann im ModelBuilder wieder zu einem kompletten Arbeitsablauf zusammengefügt werden. Bisher entwickelt wurde eine vorläufige Version des SemanticProxy, der von dem ModelBuilder verwendet wird, um Testdaten und Prozesse zu suchen. Individuelle Prozessketten können schließlich im ModelBuilder erstellt werden, wobei ein Testen bisher noch nicht möglich war.

Um eigene Prozesse zu erstellen, die anschließend im ModelBuilder veröffentlicht werden können, bedarf es einer speziellen Software-Entwicklungsumgebung. Der im Projekt verwendete 52N WPS-Server ist als Servlet programmiert und kann über einen Webserver (z.B. Apache Tomcat) veröffentlicht und gestartet werden. Des Weiteren werden verschiedene Tools verwendet, die ein „standardisiertes Erstellen von Anwendungen zusammen mit der jeweiligen Dokumentation und Tests für den gesamten build-Prozess“ ermöglichen (z.B. Apache Maven) (Ullenboom 2012). Unter Verwendung eines Browsers kann ein laufender 52N WPS-Server erreicht werden.

Die OGC Web Processing Services besitzen die drei Funktionen GetCapabilities, DescribeProcess und Execute, die von einem Benutzer abgefragt werden können (vgl. Kapitel 1). Die GetCapabilities Operation listet die auf dem WPS-Server verfügbaren Prozesse auf. Über DescribeProcess wird ein Dokument zur Prozessbeschreibung mit Angaben zu den Ein- und Ausgabeparametern ausgegeben. Der WPS-Server besitzt zudem einen internen Test Client, mit dem u.a. die Prozesse ausgeführt

werden können. Innerhalb eines Execute-Requests können Eingabedaten entweder innerhalb eines `<wps:Data>` oder anhand eines `<wps:Reference>` Elementes zur Ausführung auf dem Server übergeben werden. Mittels eines `<wps:Reference>` Elements kann unter Angabe einer URL auf eine Datenquelle verwiesen werden. Im LKN wird hier eine Referenz zum GeoServer, der auf dem Infrastrukturknoten der MDI-SH (<http://mdi-sh.org>) implementiert ist, erteilt (vgl. Kapitel 3). Der WPS-Server holt sich die Daten vom GeoServer, bearbeitet diese und gibt das Ergebnis zurück. Die einzelnen Komponenten der Entwicklungsumgebung sowie deren Aufgabe und Kommunikation untereinander sind nochmals graphisch in Abb. 6 dargestellt.

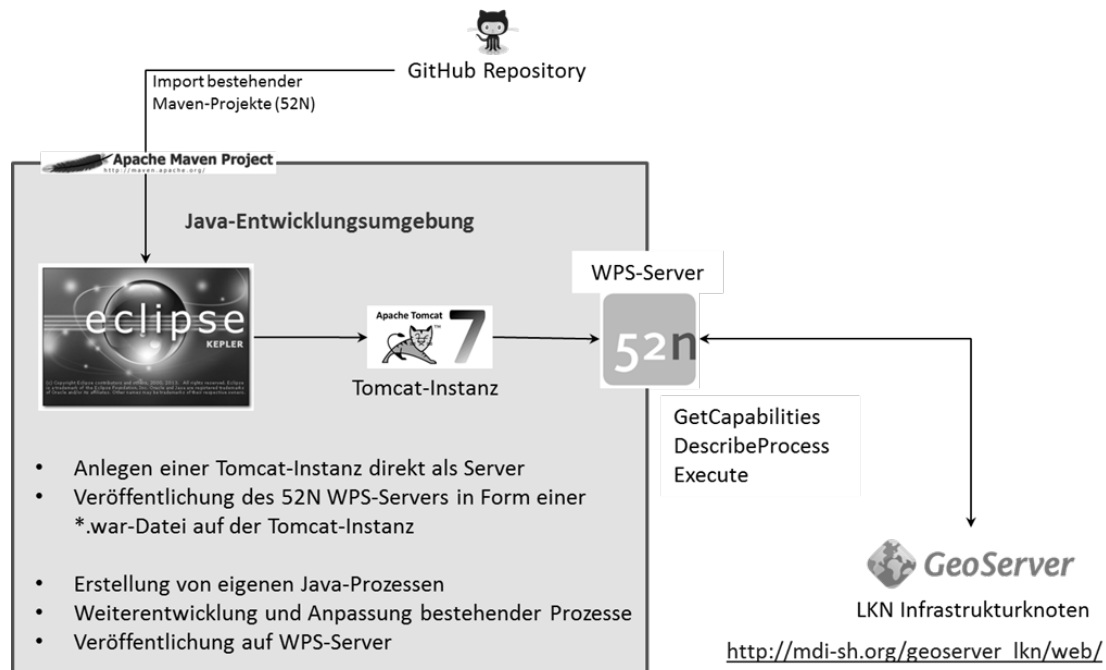


Abb. 6: Komponenten einer Java-Testumgebung zur Erstellung von Web Processing Services (WPS). (Eigene Grafik).

Am LKN konnte eine Java-Entwicklungsumgebung aufgebaut werden, mit deren Hilfe eigene Prozesse erstellt, getestet und als WPS bereitgestellt werden können. Dies ist Voraussetzung für die anschließende Bereitstellung der Prozesse für Drittanwender. Neben dem vollständigen Makrophytenbewertungsprozess wurden wiederverwendbare Prozesse, wie u.a. die Verschneidung von Flächendaten, das Heraussuchen von Datensätzen nach raum-zeitlichen Kriterien, implementiert und getestet.

5 Diskussion und Ausblick

Während der Implementierung einer Java-Testumgebung am LKN kam es vermehrt zu Behinderungen und Hürden, die zunächst gelöst werden mussten. Aufgrund der geschützten Netzstrukturen des Landes Schleswig-Holstein wird beim Zugriff auf Dienste über das Internet ein Proxy benötigt. Eine vielwöchige Recherche hat ergeben, dass der 52N-WPS-Server standardmäßig ohne weiteres einen Proxy nicht unterstützt, was zu einem Zeitverzug bei der Problemlösung geführt hat. Dies mag ein Verständnis dafür vermitteln, dass Projektfolgen eng an Detailfragen gekoppelt sind. Schließlich konnte sichergestellt werden, dass alle Komponenten wie gewünscht miteinander kommunizieren und die Übergabe einer Referenz zu einem externen Server, auf dem die zu verwendenden Geodaten als WFS bereitgestellt sind, möglich ist. Der WPS-Server lädt schließlich über die angegebene URL die Daten herunter und führt den entsprechenden Prozess aus.

Einschätzungen über die Verwendung des ModelBuilders und des SemanticProxys in der öffentlichen Verwaltung können bisher noch nicht erfolgen. Jedoch zeigt sich durch die erste Entwicklungsphase, dass diese benutzerfreundlich bedienbar sind und nützliche Funktionen bieten.

Nach dem Final Release können diese Komponenten in den Systemen der öffentlichen Verwaltungen implementiert und getestet werden.

Ein weiterer Diskussionspunkt stellt die Generierung von Metadaten aus den Diensten dar. Die von den Diensten gelieferten Daten sollten direkt den Zugriff auf beschreibende Metadaten ermöglichen. Sowohl die eingehenden Daten als auch die Verarbeitungsschritte müssen Informationen zum Produkt liefern. Aus diesen Metadaten-Textblöcken sind in einer parallelen Verarbeitungskette die Metadaten des Produktes zusammenzustellen. Es soll ersichtlich sein, welche Funktionen eine Prozesskette beinhaltet und aus welchen Teilprozessen diese bestehen.

Im zukünftigen Verlauf des Projektes RichWPS sollen vom LKN weitere wiederverwendbare Prozesse entwickelt und getestet werden, die anschließend im ModelBuilder bereitgestellt werden können. Nach der endgültigen Version der RichWPS-Komponenten können diese am LKN implementiert und die Funktionsweise getestet werden.

Literatur

- Binder, K. & H.-C. Reimers (2013): Harmonisierung von Eutrophierungsdaten. In: Traub, K.-P., Kohlus, J. & T. Lüllwitz (Hrsg.): Geoinformationen für die Küstenzonen. Band 4, Koblenz.
- Bogenrieder, A., Collatz, K.-G., Kössel, H. & G. Osche (1985): Lexikon der Biologie in acht Bänden: Allgemeine Biologie Pflanzen Tiere. Herder, Freiburg, Basel, Wien.
- Dolch, T., Buschbaum, C. & K. Reise (2010): Seegras-Monitoring im Schleswig-Holsteinischen Wattenmeer 2009. Ein Forschungsbericht für das Landesamt für Natur und Umwelt des Landes Schleswig-Holstein, Flintbek, 77 S.
- Dolch, T., Buschbaum, C. & K. Reise (2012): Seegras-Monitoring im Schleswig-Holsteinischen Wattenmeer 2011. Ein Forschungsbericht für das Landesamt für Landwirtschaft, Umwelt und ländliche Räume des Landes Schleswig-Holstein, Flintbek, 78 S.
- Europäisches Parlament und der Rat der Europäischen Union (Hrsg.) (2000): Richtlinie 2000/60/EG des Europäischen Parlamentes und des Rates vom 23. Oktober 2000 zur Schaffung eines Ordnungsrahmens für Maßnahmen der Gemeinschaft im Bereich der Wasserpolitik (Wasserrahmenrichtlinie – WRRL). In: Amtsblatt der Europäischen Gemeinschaften, Ausgabe L327, 43. Jahrgang, 22. Dezember 2000, S. 1-73.
- Europäisches Parlament und der Rat der Europäischen Union (Hrsg.) (2007): Richtlinie 2007/2/EG des Europäischen Parlamentes und des Rates vom 14. März 2007 zur Schaffung einer Geodateninfrastruktur in der Europäischen Gemeinschaft (INSPIRE). In: Amtsblatt der Europäischen Union, Ausgabe L108, 50. Jahrgang, 25. April 2007, S. 1-14.
- Europäisches Parlament und der Rat der Europäischen Union (Hrsg.) (2008): EG-Meeresstrategie-Rahmenrichtlinie 2008/56/EG des Europäischen Parlamentes und des Rates vom 17. Juni 2008 zur Schaffung eines Ordnungsrahmens für Maßnahmen der Gemeinschaft im Bereich der Meeresumwelt (Meeresstrategie-Rahmenrichtlinie – MSRL). In: Amtsblatt der Europäischen Union, Ausgabe L164/19, 51. Jahrgang, 25. Juni 2008, S.19-41.
- GDI-NI (2012): Die INSPIRE-Richtlinie. Aufbau einer europäischen Geodateninfrastruktur. (http://www.geodaten.niedersachsen.de/portal/live.php?navigation_id=8655&article_id=25473&_psmand=28).
- Kohlus, J., Reimers, H.-C. & B. Diederichs (2011): Überlegungen zu einem prototypischen Knoten der marinen Dateninfrastruktur Deutschland. In: Traub, K.-P., Kohlus, J. & T. Lüllwitz (Hrsg.): Geoinformationen für die Küstenzone. Band 3, Halmstad.
- Kohlus, J., Ruhe, N., Bayer, R. & M. Bellin (2009): Geodateninfrastruktur Schleswig-Holstein und NOKIS. In: Traub, K.-P., Kohlus, J. & T. Lüllwitz (Hrsg.): Geoinformationen für die Küstenzone. Band 2, Halmstad.
- Lehfeldt, R. (2013): Die Marine Daten-Infrastruktur Deutschland MDI-DE im Kontext von INSPIRE und GDI-DE. In: Traub, K.-P., Kohlus, J. & T. Lüllwith (Hrsg.): Geoinformationen für die Küstenzone. Band 4, Koblenz.

- Lehfeldt, R. & J. Melles (2011): Die Marine Dateninfrastruktur Deutschland MDI-DE. In: Traub, K.-P., Kohlus, J. & T. Lüllwitz (Hrsg.): Geoinformationen für die Küstenzone. Band 3, Halmstad.
- OGC (2007): OpenGIS Web Processing Service, Version 1.0.0. (<http://www.opengeospatial.org/standards/wps>).
- Rieger, A. (2011): Erstellung eines Web-basierten, semiautomatischen Bewertungsverfahrens für die Wasserrahmenrichtlinie (WRRL) als Komponente der marinen Geodateninfrastruktur Deutschland (MDI-DE) am Beispiel Makrophyten. Masterthesis, HafenCity Universität Hamburg, Studiengang Geomatik.
- Rieger, A., Kohlus, J. & K.-P. Traub (2013): Automatisiertes webbasiertes Verfahren zur ökologischen Bewertung von Makrophyten im Schleswig-Holsteinischen Wattenmeer. In: Traub, K.-P., Kohlus, J. & T. Lüllwitz (Hrsg.): Geoinformationen für die Küstenzone. Band 4, Koblenz.
- Ullenboom, C. (2012): Java ist auch eine Insel: das umfassende Handbuch – Programmieren mit der Java Plattform, Standard Edition 7; Java von A bis Z: Einführung, Praxis, Referenz; von Klassen und Objekten zu Datenstrukturen und Algorithmen; aktuell zu Java 7. Galileo Computing. Galileo Press, Bonn, 10., aktualisiert und überarb. Aufl.
- Wössner, R. (2013): Untersuchung zur praktischen Nutzbarkeit des OGC Web Processing Service – Standards. Masterthesis, Hochschule Karlsruhe – Technik und Wirtschaft, Fakultät für Informationsmanagement und Medien, Studiengang Geomatik.

Danksagung

Das diesem Bericht zugrundeliegende Vorhaben wird mit Mitteln des Bundesministeriums für Bildung und Forschung unter dem Förderkennzeichen 01|S12041D gefördert.

Adresse

Elisabeth Kompter
Landesbetrieb für Küstenschutz, Nationalpark
und Meeresschutz Schleswig-Holstein
Schlossgarten 1
25832 Tönning, Germany

Elisabeth.Kompter@lkn.landsh.de



Historische „Seebären“/Meteotsunamis an den deutschen Küsten – mit einem Schwerpunkt Sylt

Jürgen Newig

Christian-Albrechts-Universität Kiel, Geographisches Institut, Kiel, Deutschland

Abstract

In recent decades, the occurrence of bores (“Seebären”) has been scientifically neglected. The last fundamental scientific treatise on bores was written over 50 years ago and defined a “Seebär” at the German coasts as a sudden rise in sea level. Such sudden rises happen along coasts all over the world termed with different local names. This variety of names conceals the same basic phenomenon. Bores are mostly caused by meteorological phenomena - in modern nomenclature: “meteorological tsunamis” or “metotsunamis”. Nevertheless, it seems useful to maintain the old term, especially in historic wave events, because sometimes external surges produce non-meteorological caused sudden wave phenomena. Many authors do not regard Meteotsunamis as real tsunamis. However, they are very similar to the classical tsunamis in their wave mechanisms, as shown in recent studies. After the Sumatra-Andamanen-tsunami of 2004, the international tsunami discussion started - also concerning meteorological tsunamis. This is demonstrated by examples from the UK, France, Denmark and Finland. There is growing evidence that massive thunderstorm cells often triggers bores. Air pressure reductions but also rapid change in air pressure, wind direction rotations, formation of thunderstorms and electrostatic phenomena are of great importance for their genesis. A high meteotsunami risk exists, if the storm cells form a squall-line, i.e. are arranged in linear manner. If these cells migrate with the same speed as the waves generated by them, resonance phenomena and shoaling processes evolve. The example of the island of Sylt shows that bores are a common feature at North Sea coastlines. Bores are often observed in extremely calm sea at the end of heat periods in summer, when a thunderstorm breaks into a high pressure area – a situation, when many tourists frequent the beach and no one expects larger waves. Therefore, the lifeguard should activate an alarm if they registrate the approach of a distinctive wave, to warn tourists and lead them to higher located dunes.

1 Vorläufige Definition von „Seebär“

Die letzte grundlegende wissenschaftliche Abhandlung über „Seebären“ wurde bereits vor über 50 Jahren verfasst. Sie stammt von 1959, aus der Feder von H. Walden, dem ehemaligen Direktor des Deutschen Hydrographischen Instituts. Er definierte den Begriff des Seebären sehr weit gefasst: „Unter einem "Seebären" versteht man an den deutschen Küsten ein plötzliches Aufluten des Meerwassers“ (Walden 1959: 16) und ergänzt: „Mit den Gezeiten haben die "Seebären"... nichts zu tun. ... Es kann... als sicher angesehen werden, dass diese wellenartig fortschreitenden Wasserberge durch rasche, verhältnismäßig starke Luftdruckschwankungen ausgelöst werden, wie sie bei Gewittern oft eintreten“ (Walden 1959: 18).

Von der Wortbedeutung her ist nach G. Dietrich ein Seebär eine Verballhornung des niederdeutschen Wortes *boeren*, was so viel wie „heben“ meint. Seebären gehen nach seiner Meinung von Sturmzentren und Gewitterböen aus und erzeugen mit Perioden von mehreren Minuten eine „Art Superdünung“ (Dietrich 1961: 54).

Credner (1888: 57) erklärt den Begriff „Seebär“ als eine Korruption des alten (nach Doss 1907: 367: niederdeutschen) Wortes „*bahre*“ = Woge, das mit dem französischen „*barre*“ und englischen „*boar*“ zusammenhängt.

Entsprechende plötzliche Auflutungen gibt es überall auf der Welt, und sie tragen dort andere Lokalnamen, z. B. Sjösprång in Schweden und Finnland, Rissaga auf Menorca, Raz de marée in Frankreich, Marobbio an der Westküste Siziliens, Reseca in Nordspanien, Boar in Plymouth oder Yota und Abiki in Japan.

Die zu Seebären führenden komplexen meteorologischen Prozesse hat man wissenschaftlich noch nicht im Griff. Das war das Ergebnis eines Gesprächs zwischen dem Autor und Vertretern des BSH bei einem Gespräch im Frühjahr 2013, wo er die Seebärproblematik angesprochen hatte. Es wird dort gegenwärtig daran gearbeitet, so dass man hoffen kann, dass eines Tages auch Vorhersagen möglich sein werden. Bis dato gilt, dass Seebären „Wellen aus dem Nichts“ sind. Die Plötzlichkeit ihres Auftretens, verbunden mit extraordinären *runups* am Strand, sollte die Aufnahme der „Seebären“ in den Sammelbegriff der *extreme wave events* (EWE) rechtfertigen.

2 Frühere (deutsche) empirische Forschungen

Einen starken Impuls für die Erforschung von nicht sturmflut- oder tidebedingten Wellen löste das große Beben von Lissabon (1.11.1755) aus. Erstaunliche zeitgleiche Nebenbeben führten zu leichten Erdstößen auch in Norddeutschland, wo in vielen Kirchen die Kronleuchter während des Gottesdienstes zu Allerheiligen schwankten und wo, wie z. B. in Husum, Glückstadt, Itzehoe und Lübeck Kleinsttsunamis die Leinen von Schiffen und Booten reißen ließen (Kuß 1825). Eigenartigerweise finden sich keine Hinweise auf einen nächtlichen Tsunami an der deutschen Nordseeküste, der gemäß der Modellierung des National Geophysical Data Center (NGDC, 2009) ca. 13 Stunden nach dem Erdbeben zu erwarten gewesen wäre. Vermutlich waren die Auflaufhöhen nicht entsprechend stark ausgeprägt und/oder es fehlten Beobachter zur nächtlichen Stunde.

Wahrscheinlich verdanken wir den ersten *expressis verbis* benannten Hinweis auf einen Seebären in der Ostsee im Jahre 1756 der geschärften Aufmerksamkeit der Forscher im Zusammenhang mit dem Lissaboner Erdbeben von 1755.

In dieser Zeit, zwischen 1757 und 1763, wurde der Begriff „Seebär“, der zuvor nur den Einwohnern der Ostsee bekannt war, das erste Mal von einem wissenschaftlich Interessierten, Daniel Gottlieb Thesebius, aufgeschrieben. Gemäß dem Vorwort des Herausgebers des Bandes gelang aber erst 1835, sein Manuskript posthum zu veröffentlichen. Das entsprechende Zitat lautet:

Den 23. April 1757 wurde um Mittag bei stillem und hellem Wetter die Ostsee an [dem] Treptow'schen Strande plötzlich so stürmisch, dass hohe Wellen weit auf den Strand getrieben wurden, welche [...] einen großen Prahmen im Hafen weit auf das Land warffen, und nach dem solches drey mall geschehen, die See wieder ruhig wurde. Die seefahrenden Einwohner am Strande nennen letzteres, als eine ihnen bekannte Begebenheit, den See-Bär“ (Thesebius, 1835: 65).

Seebären wurden im 19. Jahrhundert zumeist als seismisch bedingt interpretiert. Nach Credner (1888: S. 86 f.) waren E. Boll (1858), P. Lehmann (1878), C. Ackermann (1883) und auch O. Krümmel (1887) dieser Meinung. Er selbst vertrat als einer der ersten ganz entschieden die meteorologische Hypothese, und zwar vor allem am Beispiel eines Seebären vom 16./17. Mai 1888 in der westlichen Ostsee. Credner (1888) kommt bereits zu wichtigen allgemeinen Ergebnissen: Er sieht „*abnorme atmosphärische Vorgänge*“ – „*rasches Steigen der nächtlichen Temperatur, sprungweise Erhöhung des Luftdrucks, Umspringen der Winde, Auftreten schmal begrenzter Strichstürme, im Verein mit dem Auftreten eines von heftigen elektrischen Entladungen begleiteten Gewitters*“ (Credner 1888: 95).

Eine ganze Reihe von historischen Seebären in der Ostsee beschreibt Doss (1907). Die erste Nachricht stammt aus Reval, wo sich vom 30. auf den 31. August „*bey gantz stillem Winde*“ ein Seebär ereignete, bei dem ein Schiff beim Revaler Hafen wegen widriger Winde nicht mehr manövriert werden konnte und am Bollwerk zerschellte. Dabei ertranken 24 Personen (Doss 1907: 386 f.). Im Folgenden werden vier wichtige ältere empirische Untersuchungen zum Phänomen des Seebären aus der Feder deutscher Meteorologen vorgestellt.

2.1 O. Meissner (1924)

Otto Meissner beschrieb erstmals die Entstehung eines Seebären mit Hilfe einer vereinfachten Wetterkarte. Er ereignete sich am 26. Juli 1921. Die relativ lange Anstiegsphase wurde von 22.15 Uhr bis 22.45 Uhr beobachtet, der anschließende Rückgang geschah innerhalb einer Viertelstunde bis 23 Uhr. In Mitteleuropa herrschte eine Hochdruckwetterlage von 762-765 mm. Der wellenartige Anstieg des Meeresspiegels betrug 46 cm und der darauf erfolgende Abfall 53 cm (Abb. 1).

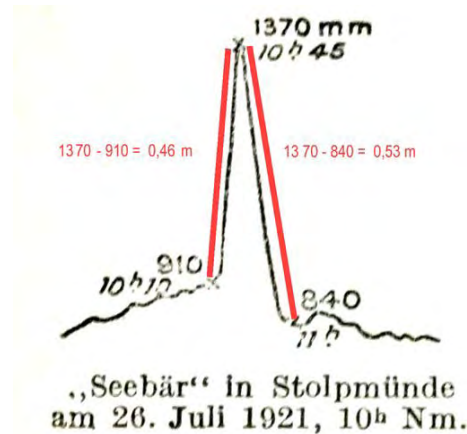


Abb. 1: Zeitlicher Verlauf und Höhe des Seebären vom 26. Juli 1921 in Stolpmünde. Meißner (1924: 14) ergänzt durch Newig.

Ab 14 Uhr war nach Meißner ein „merkwürdiges Tiefdruckgebilde erkennbar, sehr schmal, ei- oder nierenförmig, die große Achse nordsüdlich, von Hamburg bis Frankfurt a.M. reichend (s. Abb. 2). Diese Depressionsrinne von knapp 760 mm Druck bewegte sich, in fast ganz Deutschland Hitze bis zu 36° und zahlreiche Gewitter erzeugend, westöstlich. Ihre Nordspitze lag um 7 Uhr abends in Mecklenburg, nicht weit von der Küste.“ Die Rinne bildete „eine scharfe Grenze zwischen östlichen und nordwestlichen Winden [...]“ (1924: 14).

Meißner beschreibt offenbar das, was wir heute eine *squall-line* nennen würden, also eine bogenförmig gekrümmte Aneinanderreihung von Gewitterzellen. Diese sind nach modernen Erkenntnissen häufig der Auslöser für einen Seebären (vergl. z. B. Meteogroup 2012 für die Niederlande 2012). Neben der Windrichtungsänderung vermutete Meißner (1924) auch plötzliche Luftdruckänderungen, ein Verdacht, der auch schon von Credner (1888) geäußert und später vielfach bestätigt wurde (z. B. Gaye & Walther 1934; Walden 1959).

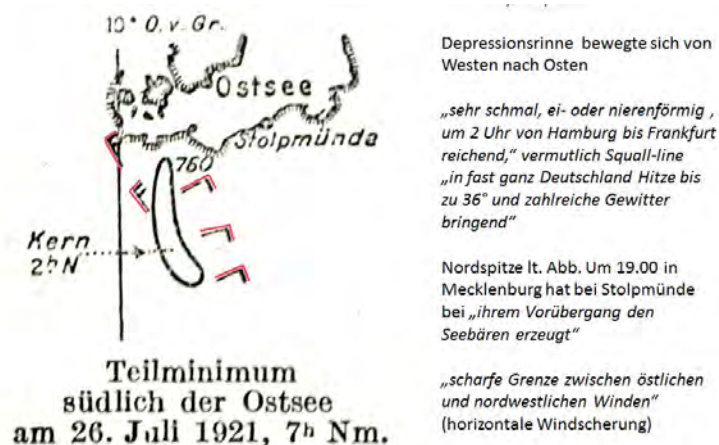


Abb.2: längliches „Teilminimum“ südlich der Ostsee mit Windscherung: Ostwinde östlich und Nordwestwinde westlich davon. Meißner (1924: 14).

2.2 N.N. Gaye u. F. Walther (1934)

Einen Seebären, der sich entlang der gesamten deutschen Nordseeküste erstreckte, also regionalen und nicht nur lokalen Charakter hatte, beschrieben erstmals eingehend anhand von Pegelaufzeichnungen die Meteorologen Gaye und Walther.

Vor dem 19.8.1932 herrschte in der deutschen Bucht hoher Luftdruck, ein „heiteres Wetter mit schwachen Winden aus meist östlichen bis südlichen Richtungen“ (Gaye & Walther 1934: 320). Auch am 19.8. war der Vormittag noch ruhig. Dann aber entstand in der Zeit von 13.00 Uhr bis 13.30 Uhr eine Gewitterstörung nordwestlich von Helgoland, die nach Osten abwanderte (s. Abb. 3). In diesem Gebiet der eigentlichen Störung „traten das Gewitter, die Winddrehung und in den Barogrammen die Gewitterzacken etwa gleichzeitig“ auf (s. Abb. 4), während auf den ostfriesischen Inseln, wo der Seebär am höchsten auflief, keine Gewitter registriert wurden (Gaye & Walther 1934: 321).

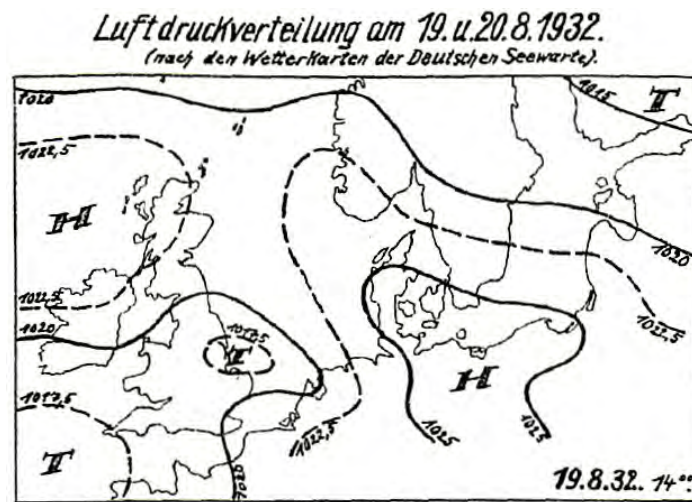


Abb. 3: Luftdruckverteilung am 19.8.1932 um 14 Uhr. Ein Tief über Südostengland dringt in ein kontinentales Hochdruckgebiet ein. Gaye & Walther (1934).

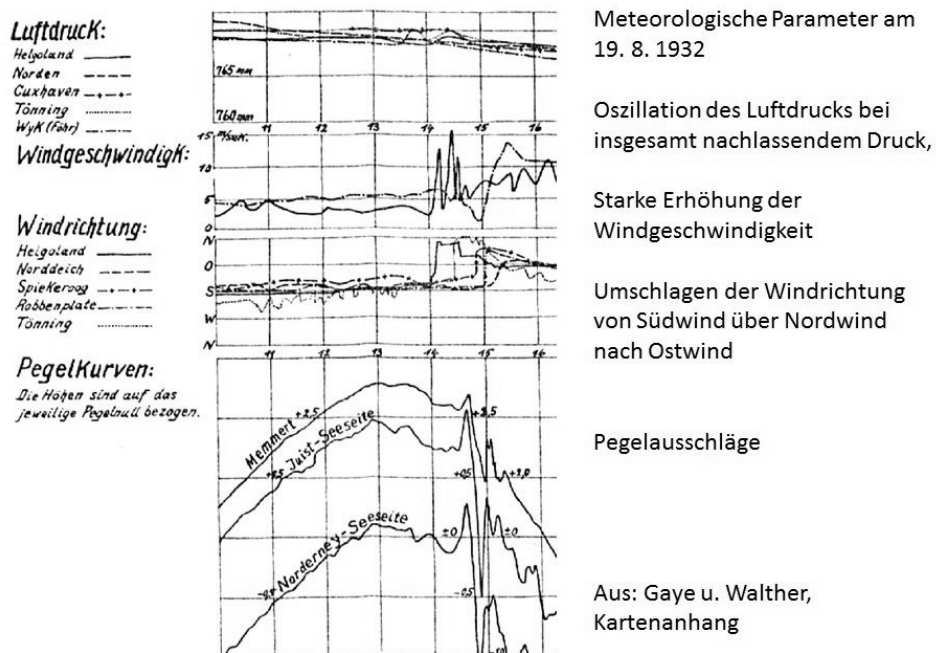


Abb. 4: Beziehungen zwischen Luftdruck, Windrichtung und -geschwindigkeit und Pegelkurven beim Auftreten des Seebären vom 19.8.1932. Gaye & Walther (1934).

„Am 19. August 1932 nachmittags wurde an zahlreichen Küstenpunkten der Deutschen Bucht der Nordsee das Auftreten einer plötzlichen starken Wasseranschwellung [...] beobachtet. [...] Nach der ganzen Art der Erscheinung handelt es sich um einen "Seebär" [...]“ (Gaye & Walther 1934: 317).

Die Autoren zitieren einen Augenzeugen, der das Geschehen am Memmert erlebte: „*Ein dunkler Wasserschwall wälzte sich mit unheimlicher Schnelligkeit heran ...und überflutete im Augenblick den flachen Strand bis an den Dünenrand. In steilen Fontänen peitschte hier das Wasser hoch*“ (Gaye & Walther 1934: 317). Die wahrgenommene Wellenhöhe weicht allerdings eklatant von den viel geringeren Werten der Druckluftpegel ab. Von allgemeiner Bedeutung für die Diskrepanz von beobachteten Wellenaufläufen und den gemessenen ist die Einlassung der Autoren, dass diese Art von Pegeln kurzfristige Wellenaufläufe nicht hinreichend erfassen.

2.3 F. Schulz (1958)

F. Schulz beschäftigt sich mit einer Seebärenfolge, die Ende Juni und Anfang Juli 1957 auftrat. Er spricht von „*deutlich erkennbare(n) Überlagerungen der Tidewelle durch aperiodische Einflüsse.... Diese machten sich überwiegend als plötzliches Ansteigen und Abfallen des Wasserstandes bis zu Beträgen von mehreren Dezimetern an der deutschen Nordseeküste und an den Inseln bemerkbar, wo sie von der Mehrzahl der Schreibpegel mehr oder weniger deutlich registriert wurden [Man beachte die Einschränkung]. Derartige Ereignisse, die an der deutschen Nord- und Ostseeküste als "Seebären" bezeichnet werden, sind auch von anderen Meeren her bekannt [...]*“ (Schulz 1958: 99).

Schulz (1958) führt als Beleg für die Auswirkung eines Tsunamis die „Kieler Nachrichten“, an, wo es am 6. Juli 1957 über einen Seebären vom 4. Juli heißt:

"Rätselhafte Flutwelle vor St. Peter.

[...] Der ersten Flutwelle, bei der das Wasser fast so schnell zurücklief wie es gekommen war, folgten in kurzen Abständen noch zwei kleinere Flutwellen, und dann zeigte sich die Nordsee wieder so, als wäre nichts geschehen. Nur die vom Wasser zerstörten Strandburgen, umgeworfene Strandkörbe, nach ihren Sachen suchende Badegäste und viele auf der Sandbank abgestellte und vom Wasser zum Teil stark in Mitleidenschaft gezogene Kraftfahrzeuge waren der Beweis für den fast gespenstischen Vorgang der Natur, der glücklicherweise keine ernsten Folgen hatte“ (Schulz 1958: 99).

Zu den Ursachen dieser Wellenerscheinung, die die Zeitung als seismisch bedingt vermutet, schreibt Schulz: „Aus früheren Untersuchungen wissen wir, dass in unseren Gebieten meteorologische Ursachen der Grund für das Entstehen von Seebären sind, Plötzlicher Druckabfall, der meist mit einer ausgeprägten Winddrehung und z. T. mit Gewitterbildung im Sommer verbunden ist, erzeugt auf großen Wasserflächen Schwallerscheinungen, die beim Auflaufen auf die Küste je nach den morphologischen Verhältnissen verstärkt werden können“ (Schulz 1958: 100). Schulz (1958) spricht angesichts des Steigens und Fallens des Luftdrucks von einem „Atmen“ der Wasseroberfläche.

Grundlegende Voraussetzung sei das „*Vordringen einer Zyklone in östlicher oder nordöstlicher Richtung gegen ein verhältnismäßig stationäres und ausgedehntes Hochdruckgebiet, das sich von Mitteleuropa nordwärts über Skandinavien erstreckt und das im Sommer meist mit einer Hitzeperiode verbunden ist*“ (Schulz 1958: 103). Diese sehr wichtige allgemeine Aussage stimmt mit der von Gaye & Walther (1934) publizierten Wetterkarte gut überein. Was den Mechanismus angeht, so schreibt Schulz: „*Faktoren, die den Eintritt von Seebär-Erscheinungen wahrscheinlich machen, sind bei der geschilderten Wetterlage plötzliches Drehen des Windes und starke Luftdruckschwankungen, die sich im Barogramm meist in Form von sogenannten "Wetterzacken" abzeichnen; diese können aber fehlen. Häufig treten auch Gewitter auf*“ (Schulz 1958: 104).

2.4 G. Tomczak (1958)

Tomczak (1958: 97) beschreibt einen Seebären von 1957 als eine „*fortschreitende Welle in der südlichen Nordsee*“. Wenngleich dieses Ereignis sich nicht im Sommer, sondern am 4. November zugetragen hat, so hält Tomczak doch verallgemeinernd fest: „*Seebären treten [...] besonders bei*

hochsommerlichem Wetter, auf, bei denen es leicht zu örtlichen Gewitterstörungen kommt. Im Bereich solcher Gewittertröge kommt es zu plötzlichem Druckanstieg (Gewitternase), der mit heftigen Böen gepaart ist und über See zur Ausbildung einer wellenartigen Störung führen kann. Diese hat keine lange Lebensdauer und lässt sich im Allgemeinen nur örtlich feststellen. Damit es zu merklichen Schwankungen im Wasserstand an der Küste kommt, muss der Trog sich deshalb auch in der Nähe der Küste bilden [...] (Tomszak 1958: 99).

Anhand der Wetterlage vom 4. November 1957 kommt Tomszak (1958) zu dem Schluss, dass der Wellenimpuls um 10.30 Uhr entlang einer Linie geknickter Isobaren entstand (Abb. 5). Tomszak (1958) berechnete von dort aus geradlinig nach der Tiefenformel die Geschwindigkeit der Welle in Richtung auf die deutsche Küste und erhält eine sehr gute Übereinstimmung mit den tatsächlich gemessenen Eintrittszeiten. 10.30 Uhr war der Zeitpunkt, wo der Tiefdrucktrog gerade noch „[...] als wetterwirksame Größe erscheint: bei Hoek van Holland fallen dann nämlich Durchgang des Trogs und maximale Störung des Wasserstandes zusammen. Die Amplitude der Störung entspricht mit 88 cm im Wesentlichen dem Einfluss des Druckanstieges auf der Rückseite des Troges.“ (Tomszak 1958: 106).

Er erklärt die Dynamik des Tiefdrucksystems folgendermaßen: „Im Zusammenhang mit einer sich rasch vertiefenden Randzyklone traten außergewöhnlich starke Luftdruckschwankungen auf, die sich auf ein schmales Gebiet, in der unmittelbaren Umgebung eines Tiefdrucktroges konzentrierten. Dieser trat gegen 07h vom südostenglischen Festland auf das Seegebiet der südwestlichen Nordsee über. Dabei wurde der vorher durch fallenden Druck angehobene Meeresspiegel durch den plötzlich einsetzenden Druckanstieg gesenkt, und zwar in einem Maße, das etwa dem Fünffachen des normalen Verhältnisses zwischen Luftdruck- und Wasserstandsänderungen entspricht. Dadurch wurde der Meeresspiegel bis zu 2 m angehoben. Etwa gegen 10h verlor der Trog im Bereich der südlichen Nordsee sehr schnell an Bedeutung, weil sich das zugehörige Tiefdruckgebiet nach NNE verlagerte. Die im Trog mitgeführte Wassermasse wurde frei und wanderte als Einzelwelle durch die südliche Nordsee weiter [...]“ (Tomszak 1958: 106).

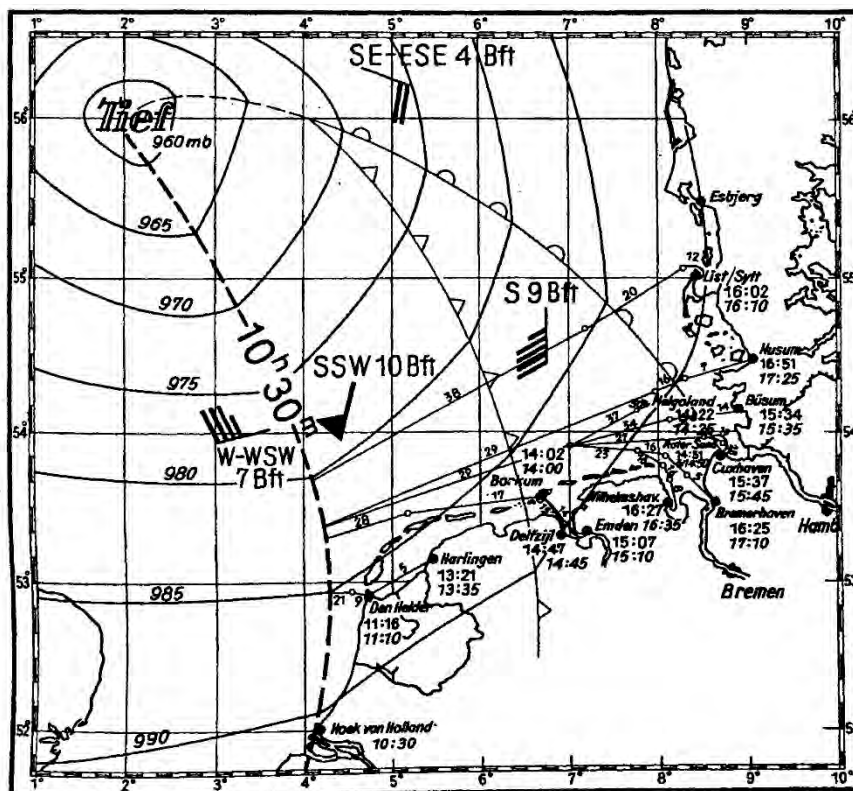


Abb. 5: Wetterlage am 4. November 1957 um 10.30 h MEZ und die Laufstrecken der Welle von ihrem Ursprungsgebiet zu den Küstenorten. Tomszak (1958).

Die fortschreitende Welle ist keine *external surge*, sondern hat sich nach Tomszak im Seegebiet der südwestlichen Nordsee gebildet. Sie wird erklärt

1. aus ungewöhnlich stark ausgeprägten Luftdruckschwankungen im Küstengebiet Südostenglands und
2. aus dem besonderen Windfeld im Bereich eines Tiefdrucktroges über der südwestlichen Nordsee (Tomszak, 1958).

3 Neuere internationale empirische Untersuchungen in der Nordsee und der französisch/englischen Atlantikküste

Der Sumatra-Andamanen-Tsunami von 2004 hat der Tsunami-Forschung entscheidende neue Impulse verliehen. Das geschah nicht zuletzt durch Regierungsaufträge an wissenschaftliche Institutionen.

3.1 Dänemark 2005, Ereignis von 1998

Das Dänische Meteorologische Institut hat sich 2005 in einer Risiko-Bewertungs-Studie mit den Gefahren aus Tsunami-Ereignissen beschäftigt. Das letzte dort genannte Ereignis war die sogenannte „Juli-Welle“ vom 21. Juli 1998 an der Küste Jütlands. Es herrschten hohe Temperaturen und gutes Badewetter aufgrund einer warmen Luftströmung aus dem Mittelmeerraum. Ein Rettungsschwimmer am Strand von Vejers nördlich von Blåvandshuk berichtete: *„Plötzlich wurde die gesamte Fläche mit Wasser bedeckt. Ich habe so etwas noch nie erlebt. Auf der Latte, die wir, um die Höhe des Wassers zu messen, verwendeten, konnten wir sehen, dass der Wasserstand in weniger als einer Minute über einen Meter stieg“* (Dansk Meteorological Institute 2005: 36). Nach 15-20 Minuten war der alte Wasserstand wieder erreicht. Der „Mini-Tsunami“, wie es wörtlich heißt, erstreckte sich bis an die Nordspitze von Jütland. *„Aus den Ankunftszeiten kann gefolgert werden, dass die Welle lokal in der Nordsee erzeugt worden ist.“ Der Tsunami ereignete sich in einem Zeitfenster von 11.30 Uhr bis 12 Uhr. „Zeitmäßig fallen die Wellen mit einem sehr starken Gewitter in der Mitte der Nordsee zusammen. Man kann sich daher vorstellen, dass das Gewitter, während es auf seinem Höhepunkt war, eine gustfront [Böenfront] gebildet hat“* (Dansk Meteorological Institute 2005: 36).

3.2 England/Frankreich 2011

Auch in England ist in den letzten Jahren die Erforschung von Meteotsunamis deutlich intensiviert worden. Dabei wird ihre Ähnlichkeit mit seismisch oder hangrutschungs-bedingten Tsunamis hervorgehoben, wie neuerdings von Haslett et al. (2009): *“Meteotsunamis have the same periods, spatial scales, physical properties, and destructive impacts as seismically generated tsunamis have when they refract and shoal along coast.”* (Haslett & Bryant 2009: 146). Wie der Titel eines weiteren Aufsatzes der beiden Autoren sowie von Mellor (2009b) bereits nahelegt, werden meteorologische Tsunamis vor allem bei Gewitter-Wetterlagen im Sommer beobachtet: *„Meteotsunami hazard associated with summer thunderstorms in the United Kingdom“*.

Ein neueres Welleneignis, das zwar nur einige Dezimeter hohe Wellen generierte, jedoch von Südeuropa über Frankreich bis nach Spanien reichte, sich also über rund 1000 km erstreckte, wurde von Tappin und anderen unter dem Titel *„The English Channel ‚tsunami‘ of 27 June 2011 - a probable meteorological source“* analysiert (Tappin et al. 2013).

Die Wetterlage war so, *„[...] dass ein sich ausbreitendes Areal von Gewittertiefs recht schnell über West-Iberien in den Golf von Biskaya zog und dann in Richtung Norden und Nordosten“. Die Luftmassen boten das Potential für starke „downrafts“ und „squall lines“* (Tappin et al. 2013: 146).

Tappin et al. (2013) sehen hier tendenziell isolierte Gewitterzellen, die in einer bestimmten räumlichen und zeitlichen Beziehung zueinanderstehen. Man fühlt sich erinnert an die Aussage von R. Credner im Jahre 1888 anhand des Seebären vom 16./17. (Credner 1888: 89 f.): Er sieht das *„ganze Phänomen*

nicht als einen einheitlichen, ursächlich unmittelbar zusammengehörigen Vorgang, sondern als eine Reihe von mehreren einander zwar ähnlichen, aber örtlich und zeitlich getrennten Vorgängen“.

Diese Erscheinung wurde auch von den französischen Pegeln entlang der Kanal- und der Atlantikküste registriert, und man sprach sich vorsichtig für eine Meteotsunami-Ursache aus („*un fort gradient de pression atmosphérique dans le cas d'un "meteo-tsunami" - refmar*, aufgerufen am 9. 3. 2014).

Tappin et al. (2013) treffen wichtige allgemeine Aussagen: Im Gegensatz zu impulsbedingten Tsunamis, die fast zeitgleich durch ein Erdbeben erzeugt werden, können die atmosphärischen Störungen, die die Meteotsunamis hervorrufen, da sie mit dem Ozean interagieren, zwischen Minuten bis Stunden dauern, während sie den Tsunami dabei vorantreiben. In dieser Hinsicht seien Meteotsunamis den submarinen Hangrutschungen ähnlich. Die Tsunami-Welle kann an Höhe gewinnen durch:

1. *die Resonanz zwischen der Geschwindigkeit der Störung und der Geschwindigkeit in flachem Wasser,*
2. *die Bewahrung der Wellenenergie beim Eintritt in flaches Wasser oder*
3. *die Resonanz an der Küste in einem Hafen, einer Bucht oder in die Unterläufe von Flüssen* (Tappin et al. 2013).

3.3 Niederlande 2012

Am 3.1.2012 gab es in den Niederlanden einen gut dokumentierten Meteotsunami. Er wurde verursacht durch eine Kaltfront „markiert durch eine sog. „*Squalline*“ (Abb. 6). Die Passage der Squalline ging einher mit einer schnellen und extremen Schwankung des Wasserstandes: *In Minuten stieg der Wasserstand [in IJmuiden] auf mehr als eineinhalb Meter bezogen auf das Niveau vorher, um dann wieder genauso schnell zu fallen. Man könnte von einem "Meteo- Tsunami" sprechen [...]* (Meteogroup 2012). Im Zusammenhang mit niederländischen Seebären soll noch der schon ältere Beitrag von Timmerman (1971) mit dem Titel „*On the Connection between Cold Fronts and Gust Bumps*“ (deutscher Titel: „*Über den Zusammenhang zwischen Kaltfronten und Seebären*“) genannt werden, in dem er sich mit einem niederländischen Seebären von 1956 beschäftigt hat. Er kommt zu dem Schluss, dass die Geschwindigkeit der Kaltfront zur Ausbildung eines Seebären zwischen 29 und 36 kn liegen muss, „*Infolge des Zusammenwirkens der Geschwindigkeit der Front und der Geschwindigkeit langer Wellen (entsteht) in flachen Gewässern eine Resonanz [...].*“ (Timmerman 1971: 159).

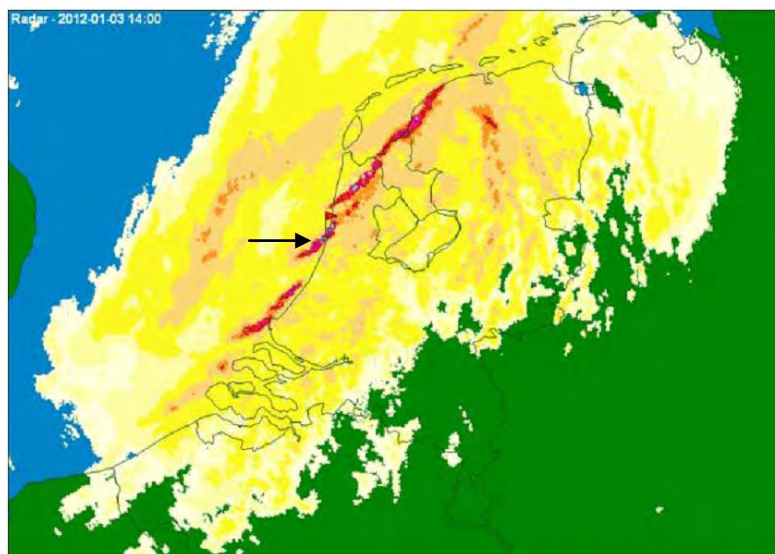


Abb. 6: Das Radarbild der squall-line wurde am 3.1.12 um 15 Uhr niederländischer Zeit (= 14 h UTC) aufgenommen. Der Pfeil in der Bildmitte markiert den Ort IJmuiden. Meteogroup (2012).

3.4 Finnland, nordöstliche Ostsee 2010 und 2011

Pellikka et al. (2014) beschreiben drei Meteotsunamis, die sich am 29.7.2010, 8.8.2010 und 4.6.2011 im Finnischen und im Bottnischen Meerbusen zugetragen haben. „*The oscillations were soon found to coincide with sudden jumps in air pressure, caused by a gust front or squall line propagating northwards over the Gulf of Finland or northeastwards also the Gulf of Bothnia, suggesting a causal relationship. They were interpreted as small meteotsunamis, tsunami-like wave generated by atmospheric processes. In the following summer 2011, a similar event was reported*“ (Pellikka et. al. 2014: 2). Bereits 1926 beschrieb Renquist einen finnischen Seebären (vom 15.5.1924), der sich *“bei ruhiger Luft und stiller See”* zugetragen hatte (Renquist 1929: 230). Er hebt besonders die Bedeutung der heftigen vertikalen Luftströmungen (Tromben), aber auch von horizontalen Luftbewegungen hervor.

4 Sylt als regionales Fallbeispiel

Die erste mir bekannte Aufzeichnung, die auf einen Seebären auf Sylt hindeuten könnte, stammt von Jacob Cruppius für das Jahr 1701. Bei Sturmfluten beschrieb er gewöhnlich akribisch deren genauen Verlauf. In diesem Falle heißt es nur lapidar: *„Den 31. Julij [1701] nachmittag ging die Fluhtt ein, Und überschwemmet daß meiste feldmarck, [...] daß meiste trieb die Fluhtt hinweg.“* (Schmidt-Eppendorf 1977: 123).

Im Folgenden werden sechs Seebären des letzten Dreivierteljahrhunderts vorgestellt (vergl. Newig, 2014), und zwar ausschließlich solche, die von den Menschen an der Sylter Küste beobachtet und zumeist in der Presse kommentiert wurden (Abb. 7). Es zeigt sich, dass offenbar Seebären ab etwa einem halben Meter als auffällig wahrgenommen werden. Nicht enthalten sind diejenigen Seebären, die zwar wissenschaftlich ermittelt, aber nicht an Ort und Stelle beobachtet wurden, wie derjenige vom 19.8.1932, der von Gaye und Walther aufgrund von Pegelmessungen aufgezeichnet wurde (und nur wenige Zentimeter hoch war) sowie derjenige vom 4.11.1957, der von Tomszak (1958) aufgelistet wurde.

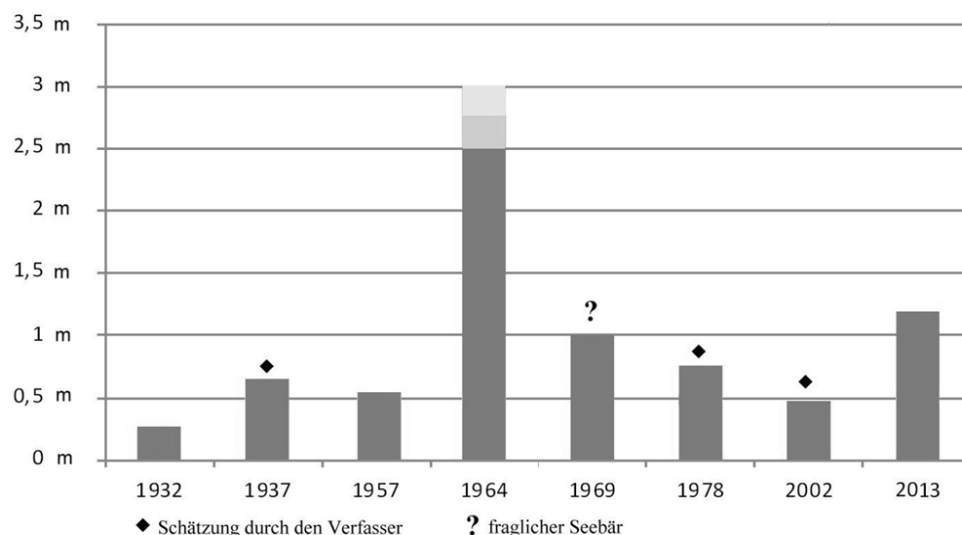


Abb. 7: Beobachtete Seebären auf Sylt seit 1937.

1. Seebär vom 16.8.1937

Der Seebär vom 16.8.1937 ereignete sich um vier Uhr morgens. Die „Sylter Zeitung“ schrieb noch am selben Tage darüber. Es herrschte in Westerland Ostwind und spiegelglatte See. *„Plötzlich aber setzte dann eine starke Brandung [...] ein, die sich sowohl auf den Riff als in der Uferlinie auswirkte. Die Strandwärter hatten dann heute früh genug zu tun, um die Körbe weiter auf den Strand hinauf zu bergen [!] und vor der aufgeregten See in Sicherheit zu bringen.“*

2. Seebär vom 14.6.1964

Dieser Seebär war einer der höchsten, die je auf Sylt beobachtet wurden, und gleich mehrere Zeitungen kommentierten das Ereignis. Es wird von einer mehrere Meter hohen Welle gesprochen, aber selbst eine Höhe von zweieinhalb bis drei Metern wäre schon ein sehr hoher Wert.

Die „Sylter Rundschau“ berichtet (N.N. 1964a): *„Bei völlig glatter See rollte in der Nacht vom Sonnabend zum Sonntag in der Zeit zwischen 3,15 und 3,30 Uhr aus südlicher Richtung kommend eine schwefelgelbe, etwa 8 m [offenbar verdrückt für „3“ m] hohe Welle gegen den Strand. Bei der Hitze, die am Sonnabend herrschte, war es nur allzu verständlich, dass das nacharbeitende Personal vor dem Nachhausegehen noch ein erfrischendes Bad nahm. Als man die Welle bemerkte, tat man das einzig Richtige und suchte das Weite, vergaß aber dabei, die abgelegte Kleidung mitzunehmen, die in vielen Fällen durch den Sog mitgerissen wurde, so dass einige davon Betroffene nackt oder wenig bekleidet den Heimweg antreten mussten“.*

Über das gleiche Ereignis schreibt das „Sylter Tageblatt“ (1964, 15.6.) unter dem Titel: *„Mehrere Meter hohe Flutwelle überraschte Badegäste auf Sylt. Kurgast wurde mitgerissen und an der Hand verletzt. Zurückflutende Wellen nahmen Kleidungsstücke mit“.* So heißt es u.a. im laufenden Text: *„[...] Hunderte von Strandkörben wurden an die Strandmauer geschlagen. In die See abgetriebene Körbe wurden mit den Motorboot am Sonntagmorgen eingeholt“.*

Die „Sylter Rundschau“ bringt etwas später den Titel: *„Flutwelle vom 14. Juni war ein ‚Seebär‘“:* Dazu erhielt die Zeitung vom Hydrographischen Institut Hamburg [vermutlich von H. Walden] eine Stellungnahme, aus der auszugsweise zitiert werden soll:

„Die Luftbewegung war schwach, so dass die Welle nicht etwa von einem plötzlich aufgekommenen Wind aufgeworfen worden sein kann. Man kann mit Sicherheit sagen, dass es sich um keine Erdbebenwelle [...] gehandelt hat, sondern um einen der sog. "Seebären" [...].

„[...] Auch im vorliegenden Falle, in der Nacht vom 13. zum 14. Juni, überquerte eine Kaltfront die Nordsee west-ostwärts. Dadurch wurde der Abschluss der vorher in Mitteleuropa herrschenden Hitze eingeleitet. Über der Nordsee bildete sich noch während der Nacht ein flaches Tief, in dessen Bereich Gewitter auftraten. [...] Die Wetterlage weist also Merkmale auf, die schon früher als typisch für das Auftreten von Seebären gefunden wurden. [...] Die gelbe Farbe der Brandungswelle geht lediglich auf den großen Gehalt des Wassers an aufgewirbeltem Sand zurück“ (Sylter Rundschau, 8.7.64).

3. wahrscheinlicher Seebär vom 9. Juli 1969

Gewöhnlich sind bei Seebären keine Verluste von Menschenleben zu beklagen. Anders war das am 9. Juli 1969 in Klappholttal, wo eine Gruppe von Kindern bei geringem Wellengang badete. Die „Sylter Rundschau“ stellte fest: *„Rund 30 Meter mussten die 13 Kinder der vorletzten Gruppe ins Meer hinausgehen, um überhaupt knietiefes Wasser zu erreichen. [...] Wie schade, heute haben wir ja gar keine Wellen“, hieß es überall. [...] Plötzlich, wie aus dem Nichts, tauchte eine hohe Brandungswelle wie eine Wand vor den Kindern auf“ (N.N. 1969).*

Bei Simon (1981: 280) heißt es: *„Da rollte eine einzelne etwa ein Meter hohe Welle heran und bricht unvermittelt vor der Gruppe. [...] Der Wasserberg reißt die Kinder mit sich, drückt sie unter Wasser, saugt sie seewärts. Auch die Erwachsenen werden umgeworfen“.*

Diese Beschreibungen sprechen für einen Seebären. In einem späteren Prozess gegen den Rettungsschwimmer plädierte der Verteidiger auf einen Seebären (Simon 1981) und damit wegen ihrer Unvorhersehbarkeit auf Freispruch. Der Richter sah die Welle hingegen als gewöhnliche Sturmflutwelle an, auf die sich das Aufsichtspersonal hätte einstellen müssen und verurteilte den Rettungsschwimmer zur Zahlung einer Geldstrafe. Ein Auszug aus dem Urteil ist erhalten geblieben: *„Es hat [...] zweifelsfrei festgestellt werden können, dass ein ‚Seebär‘ nicht aufgetreten ist“* (Simon 1981: 281). Man fragt sich allerdings, woher der Richter seine Gewissheit nahm, denn Sturmflutwellen treten gewöhnlich bei entsprechender Windstärke auf, und dann herrscht Badeverbot.

4. Seebär von 1978

Die „Sylter Rundschau“ berichtete über ein Ereignis vom 28.5.1978 unter dem Titel: *„Seebär vor Sylt“*: *„In der Nacht zum Donnerstag wurde am Westerländer Nordstrand zwischen den Übergängen Brandenburger Straße und „Seenot“ folgende Naturerscheinung festgestellt: Auf der Breite von etwa 100 Metern hat bei leichter Dünung eine besonders starke Flutwelle beträchtliche Sandmengen bis auf den Basaltfuß getragen und beim Rückfluten Strandkörbe mitgenommen [...]. Laut Professor Weidemann vom Hydrographischen Institut Hamburg handelte es sich nicht um einen geologischen oder tektologischen Vorgang, sondern um eine meteorologische Erscheinung, die wissenschaftlich noch nicht erklärbar und allgemein unter dem Namen „Seebär“ bekannt sei.“* Von generellem Interesse ist die außerordentlich kurze Erstreckung der Welle. Es handelt sich also um einen extrem begrenzten lokalen Seebär.

5. Seebär vom Juni 2002

Die „Sylter Rundschau“ schildert das Ereignis, das am bis dahin wärmsten Tag des Jahres stattfand, in ihrer Ausgabe vom 19.6.2002: *„Gegen Mittag ertönte [am Rantumer Strand] ein Warnruf der Rettungsschwimmer. Eine Flutwelle bewegte sich auf den Strand zu. [...] Badegäste, besonders auch Kinder, brachten sich in Sicherheit. Und dann kamen sie – zwei kurz hintereinander auflaufende Dünungswellen – wie aus heiterem Himmel. [...] es war ein sogenannter „Seebär“. Die plötzlichen starken Wellenbewegungen rührten her von den Luftdruckschwankungen, die wiederum durch die über die Nordsee ziehenden Gewitterfronten ausgelöst wurden. Die Windstärke schoß hoch von zwei auf fünf.“* [Anmerkung: Der Reporter hat sich offenbar bei Fachleuten sachkundig gemacht.]

6. Seebär von 2013

Im Juli/August 2013 ereignete sich in Westerland ein Seebär, für den leider das genaue Datum nicht mehr ermittelt werden konnte. Zwei von drei Augenzeugen konnten durch freundliche Vermittlung des Restaurants Jörg Müller, Westerland, ausfindig gemacht werden. Es waren Sandra Diehl und ihr Freund Max Fransbach aus Stuttgart. Frau Diehl berichtete dem Verfasser darüber folgendes:

„Nach Dienstschluss in der Küche um Mitternacht beschlossen wir – mein Freund, ein weiterer Arbeitskollege und ich - zur Abkühlung ein Bad in der Nordsee am Westerländer Strand zu nehmen. Vorausgegangen war ein warmer Sommertag mit windstillem Wetter. Daher war auch die See spiegelglatt. Bei unserer Ankunft am Strand stellten wir ein starkes Wetterleuchten weit draußen im Westen fest und hörten auch ein entferntes Donnern. Weil mir das unheimlich war, beschloss ich, am Strand sitzen zu bleiben und nicht mit ins Wasser zu gehen. Nach kurzer Zeit stellten die beiden Männer fest, dass es eine starke Unterströmung gab und dass sich das Wasser etwas zurückzog. Da sahen sie und auch ich plötzlich eine schätzungsweise 1,20 m hohe einzelne Welle auf sich zukommen und verließen sofort das Wasser. Ich rief: „Oh, mein Gott!“ und wir ergriffen alle unsere Habseligkeiten und rannten den Strand hinauf. Mein Freund wurde jedoch noch von der Welle erfasst und zu Boden geschlagen, konnte dann aber weiterlaufen, obwohl die Welle ungewöhnlich hoch auf

den Strand auflief. Am nächsten Tag suchten wir nach einer Meldung darüber in der Zeitung, konnten aber nichts finden“.

Interessant daran ist, dass dieses Ereignis offenbar nicht in der Presse erwähnt wurde – wahrscheinlich, weil es sich in der Dunkelheit zutrug und nur wenige Augenzeugen vorhanden waren. Dieses Beispiel mag ein Beleg dafür sein, dass die Zahl der Seebären, die schriftlich aufgezeichnet wurden, kleiner ist als die Anzahl derjenigen, die tatsächlich stattgefunden haben. So ergibt sich eine Dunkelziffer, die ich auf gut 30 Prozent schätze.

Das bedeutet für Sylt, dass sich de facto in einer Zeitspanne von zehn Jahren mehr als ein Seebär von mindestens einem halben Meter Höhe ereignet. Das größte überhaupt überlieferte Tsunami-Ereignis für Sylt geschah am 5. Juni 1858, als Boote auf die Düne gehoben wurden und das Wasser bis in die Dünentäler hinein floss. Eine Schätzung von 3,5 m - 4 m Höhe dürfte sehr konservativ sein. Es war ein Tsunami, der sich von der Nordspitze Dänemarks bis nach Le Havre in Frankreich beobachten ließ. Ob dieser von Newig & Kelletat (2011) im *Journal of Coastal Research* beschriebene große Tsunami möglicherweise auch ein Meteotsunami und damit ein gewaltiger Seebär gewesen ist, konnte bisher nicht geklärt werden. Ein Indiz, dass dafür sprechen könnte, ist der heftige Gewittersturm in der Frühe dieses Tages über Südost-England.

5 Schlussfolgerungen aus den Untersuchungen

Als Ergebnis der vorgestellten Untersuchungen kann festgestellt werden, dass Seebären in der Regel Meteotsunamis im heutigen modernen internationalen Sprachgebrauch sind. Allerdings wird in der deutschen Forschung der Begriff des Meteotsunamis immer noch mit spitzen Fingern angefasst - im Gegensatz etwa zu anderen Nordsee-Anrainern wie Dänemark, den Niederlanden oder England.

Die Bezeichnung „*Meteotsunami*“ oder „*meteorologischer Tsunami*“ ist relativ neu. Der deutsche Ozeanograph Defant ist wohl einer der ersten, die ihn verwendet haben (Defant 1961: 234). Die zugehörige Kapitelüberschrift lautet: „*Oszillations on the Shelf and Meteorological Tsunami*“.

Die erste mir bekannte deutsche Beschreibung des Phänomens Meteotsunami, natürlich ohne dass der Begriff dafür bekannt war, stammt aus dem Jahre 1756 von Johann F. Seyfart; „*Glaubwürdige Seeleute versichern, dass o(h)ne einigen Wind oder merkliche Bewegung in der Luft das Meer dergestalt aufwalle und in eine so starke Bewegung gerate, dass Schiffe, die vor Anker liegen, ihre Taue und Anker verlieren, [...] welches sie keinem Erdbeben [...] zuschreiben*“ (Seyfart, 1756: 196).

Meteotsunami-Effekte sind häufig auch bei *external surges* zu beobachten, die z. B. aus dem Atlantik zu uns kommen. Sie können auch gewöhnliche Sturmfluten verstärken, wie z. B. Timmerman (1975) und auch andere am Beispiel der schweren Sturmflut vom 17. Februar 1962 nachgewiesen haben, wo der luftdruckbestimmte Anteil immerhin fast einen halben Meter betrug.

External surges können aber auch erdbebenbedingt sein. Daher erscheint es zweckmäßig, den ursprünglich genesefreien Begriff „*Seebär*“ als Lokalbegriff für entsprechende Wellenereignisse an der deutschen Bucht und der deutschen Ostseeküste beizubehalten, wenn die Ursache nicht bekannt ist oder nicht ermittelt werden kann. Wenn die meteorologische Ursache feststeht, sollte man den Begriff des „*Meteotsunami*“ verwenden, um dem internationalen Standard zu entsprechen.

Die meisten Seebären werden im Sommer beobachtet. Es hat zumeist tagelang zuvor eine ruhige Hochdruckwetterlage gegeben, bei vorherrschenden leichten Winden aus östlichen Richtungen oder sogar Windstille. Am „*Ende von sommerlichen Hitzeperioden*“ ist eine „*gewisse Seebär-Neigung*“ zu erkennen (Walden 1964a). Wenn Gewitterzellen mit einer bestimmten Geschwindigkeit voranschreiten, kann es zu einer Resonanz mit der Geschwindigkeit der Wellen kommen, die die Amplitude stark erhöht.

Was die Ursachen angeht, so kommt Walden in seinem grundlegenden Aufsatz über Seebären von 1959, in dem er sich auch auf Gaye & Walther (1934) sowie Tomsczak (1958) und Schulz (1958) bezieht, zu der interessanten Schlussfolgerung: „*Bei der Entstehung der "Seebären" mag auch der*

Umstand eine Rolle spielen, dass sich die Gewitterherde und mit ihnen die zugehörige Luftdruckänderung gewöhnlich langsam verlagern. So kann man annehmen, dass ein wanderndes Gebiet niedrigen Luftdrucks unter sich einen Wasserberg „mitschleppt“. Auf diese Weise kann eine fortschreitende Welle erzeugt werden, die schließlich unabhängig von weiteren atmosphärischen Geschehnissen weiterwandert“ (Walden 1959: 18).

Was die räumliche Anordnung der Gewitterzellen angeht, so lassen sich unterscheiden:

1. Mono-zellulär (z. B. Meißner 1924)
2. multi-zellulär (z. B. Tappin 2011)
3. sichelförmig gestreckt angeordnete Gewitterzellen (squall-lines) (z. B. Meißner 1924; Tomczak 1959; Meteogroup 2012)

Die Reichweite der singulären Gewitterzellen ist naturgemäß begrenzt, und daher sind diese in der Regel auch für Meteotsunamis begrenzter Reichweite verantwortlich. Im Einklang mit dem Dänischen Meteorologischen Institut (2005) kann man unterscheiden:

- a) lokale Meteotsunamis (nur wenige km Küstenstrecke werden betroffen)
- b) regionale Meteotsunamis (ab wenigen km bis zu ca. 1000 km)
- c) überregionale Meteotsunamis (ab ca. 1000 km).

6 Physiognomische Merkmale der Wellen von Seebären/Meteotsunamis

Erstaunlich ist die kleinräumige Veränderung der Wellenphysiognomie eines (klassischen) Tsunamis von Ort zu Ort. So wiesen die Wellen eines einzigen Tsunami in Japan aus dem Jahre 1983 in der zum Japanischen Meer geöffneten Bucht von Akita im Norden von Honshu eine enorme Variabilität auf (vgl. Abb. 8).

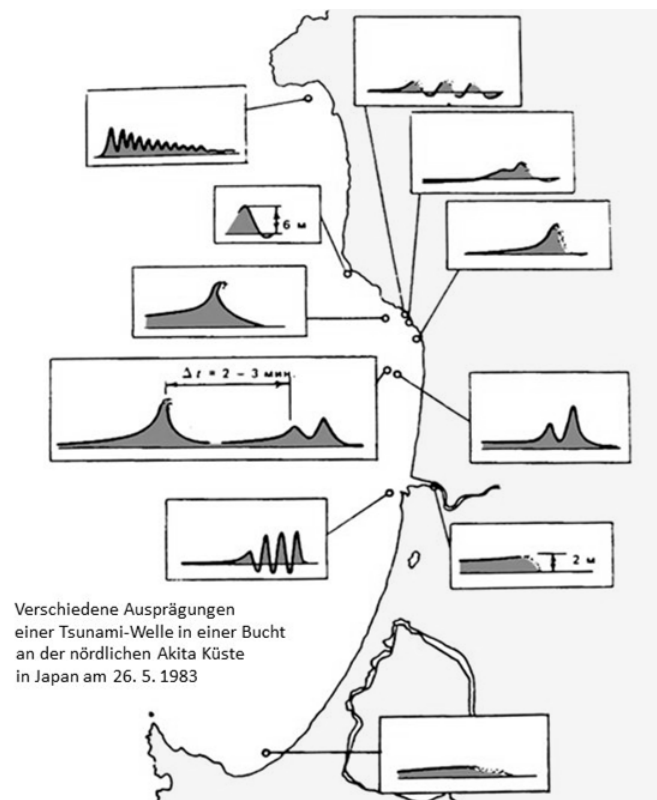


Abb. 8: Verschiedene Ausprägungen einer Tsunami-Welle in einer Bucht an der nördlichen Akita-Küste in Japan am 26. 5. 1983. Craig (2006: 12).

Vor diesem Hintergrund erscheint es merkwürdig, dass sich eine alte, aus Amerika stammende Modellzeichnung bis heute in der Fachliteratur gehalten hat (z. B. in Vorträgen deutscher Ozeanographen und Meteorologen), nach der eine typische Tsunami-Welle nicht bricht, sondern gleich als Schwall an die Küste läuft. Offenbar hat man hier die im Laufe der Jahrzehnte mehrfach abgebildete Flusstsunami-Welle des Geographen G. Schott auch auf das offene Meer übertragen (siehe Abb. 9).

Der große Sumatra-Andamanen-Tsunami von hat uns zudem deutlich vor Augen geführt, dass hohe Tsunami-Wellen auch an Flachküsten, wie z. B. der thailändischen, möglich sind und dass sie auch wie gewöhnliche Sturmflutwellen brechen können. Der Sumatra-Tsunami hat uns ebenfalls gezeigt, dass ein vorheriges Abflauen des Meerwassers kein notwendiges Kennzeichen eines Tsunamis ist, denn es wurde in Sri Lanka und Indien nicht beobachtet, wohl aber ganz extrem z. B. in Thailand. Alles dies gilt auch für die Meteotsunamis bzw. Seebären.

7 Risikoabschätzung

Die wissenschaftliche Neubesinnung auf die EWEs (*extreme wave events*) im Gefolge des Sumatra-Tsunami mit seiner gewaltigen Zahl an touristischen Opfern hat z. B. in Dänemark dazu geführt, dass in der Risiko-Studie von 2005 auch der Tourismus in die Überlegungen einbezogen wurde.

Bei Annahme einer ein Meter hohen Welle am Eingang der Nordsee bei Schottland kommt es nach dänischer Vorstellung zu *runups* an der jütländischen Küste von vier bis fünf Metern etwa alle 100 Jahre; etwa alle 1000 Jahre käme es auch zu einem „*katastrophalen Tsunami*“ in der Nordsee (DMI 2005: 37).



Abb. 9: Bore auf dem Tsien-tang, Foto von G. Schott. Thorade (1931).

Das Dänische Meteorologische Institut kommt in seiner Risikostudie von 2005 zu dem Schluss, dass „*lokale und regionale Tsunamis*“ zahlreiche Todesopfer unter Touristen am Strand der Nordsee fordern könnten (DMI 2005: 37).

In Deutschland hingegen wurde die öffentliche Wahrnehmung in Richtung auf Entwarnung gesteuert. So hieß es 2005 in Spiegel online zur Tsunami-Gefahr: "Wir können praktisch Entwarnung geben", sagte Bernd Brügge vom Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH), der die Vorhersagedienste der Behörde leitet. (Spiegel online 2005; vergl. auch Bork et al. 2007).

Kombiniert man die dänischen Ergebnisse mit dem hier vorgestellten Fallbeispiel Sylt, so kann man mit der gebotenen Vorsicht folgende von folgender Ereignishäufigkeit ausgehen:

- ca. alle 10 Jahre ein Seebär/Meteotsunami von mindestens einem halben Meter Höhe
- ca. alle 30 Jahre ein Seebär/Meteotsunami von einem Meter oder mehr
- ca. alle 100 bis 200 Jahre ein Seebär/Meteotsunami von vier bis fünf Metern Höhe
- ca. alle 1000 Jahre ein katastrophaler Tsunami (vor allem hangrutschungsbedingt).

Die auffällige Häufung von Seebären/Meteotsunamis an warmen Sommertagen, wenn die Badestrände stark frequentiert sind, sollte zu praktischen Konsequenzen führen. So müssten die Rettungsschwimmer in ihrer Ausbildung darüber unterrichtet werden, dass eine langgestreckte auffällige Welle bei sonst ruhiger See ein Zeichen für einen Seebär ist, insbesondere, wenn ein Zurückweichen des Meeres vorangeht. Ein andauernder Warnton sollte die Badenden zum unverzüglichen Verlassen der Strände, d. h. zum Aufsuchen der Dünen, Stelzenhäuser und Promenaden auffordern. Ein besonderes Problem stellen bei einem Jahrhunderttsunami die Sandbänke mit Parkplätzen direkt am Meer dar.

8 Zusammenfassung

Seebären sind in der Regel Meteotsunamis, die im zugehörigen Meer selbst entstehen, d. h. in der Nordsee oder Ostsee.

- Der Seebär-Begriff kann auch heute noch verwendet werden, weil häufig nicht geklärt ist oder geklärt werden kann, ob im Einzelfall eine *external surge* mit seismischer oder anderer Ursache an einer plötzlich auftretenden Welle beteiligt ist. In den meisten Fällen handelt es sich jedoch um Meteotsunamis.
- Seebären bilden sich häufig im Sommer, wenn ein gewittriges Tiefdruckgebiet (oft von Westen her) in ein zuvor stabiles Hochdruckgebiet eindringt.
- Dabei spielen sowohl plötzliche heftige Luftdruckschwankungen im Entstehungsgebiet sowie Änderungen des Windfeldes und der Windgeschwindigkeit eine wichtige Rolle.
- Voraussetzung für die Entstehung von Seebären sind gewöhnlich Gewitterzellen, die mono- oder multizellulär oder als langgestreckte *Squall-Line* organisiert sind.
- Im weiteren Verlauf kann sich die daraus entstandene Tsunami-Welle aus dem Herkunftsgebiet befreien und an Küstenabschnitten auflaufen, wo noch ruhige Hochdruckbedingungen herrschen und wo man sie nicht vermutet.
- Zu ihrer Bildung tragen starke *up-* und *downdraught*-Bewegungen der Luft bei, also vertikale Turbulenzen bis in große Höhen. Diese werden möglicherweise durch hohe Meerwassertemperaturen nach Schönwetterperioden verstärkt.
- In der Regel findet eine schwallartige minutenlange allmählich ansteigende Überflutung des Strandes statt, die gefolgt wird von einem Rückstrom mit starker Unterströmung. Die Anschwellung kann sich auch in Form von zwei oder drei Wellen vollziehen.
- Horizontale Rotationen dürften gewöhnliche Merkmale von Meteotsunamis (aber auch seismischen Tsunamis) sein. Sie drücken z. B. Schiffe hoch und lassen sie – anders als eine Sturmflutwelle - auf höhergelegene Stellen (Dünen, Deichkronen) mit einem Minimum an Beschädigungen mehr oder weniger sanft und senkrecht aufsitzen.
- Ein deutlicher Rückzug des Meeres vor Eintreffen der Tsunami-Wellen wird nicht immer, sondern nur gelegentlich beobachtet. Auch seismisch bedingte Tsunamis sind nicht immer durch einen vorherigen Rückzug des Wassers gekennzeichnet.

- Seebären sind nicht an Buchen gebunden, sondern erstrecken sich auch entlang mehr oder weniger geradlinigen langen Ausgleichsküsten.
- Seebären sind häufiger, als gemeinhin angenommen, da viele nachts auftreten. Nicht immer sind Beobachter zur Stelle.
- Es besteht ein dringender wissenschaftlicher Abstimmungsbedarf, insbesondere zwischen Deutschland und Dänemark, zur Klärung der Auswirkungen einer *external surge*, die zwischen Schottland und Norwegen in die Nordsee einläuft.
- Seebären können bisher aufgrund ihrer meist raschen Bildung und relativ kurzen Entfernung vom Entstehungsort zur Auflaufküste nicht vorausgesagt werden und bleiben bis auf weiteres „Wellen aus dem Nichts“, d. h. es gibt keine längeren Vorwarnzeiten.
- Beim Erkennen der Annäherung einer Tsunamiwelle an die Küste sollte von den Rettungsschwimmern der Badestrände ein Dauersignal gegeben werden, das zum sofortigen Verlassen der Strände auffordert.

Literatur

- Boll, E.: Hrsg. (1858): Archiv des Vereins der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg, 12. Jg., Neubrandenburg.
- Bork, I., Dick, S., Kleine, E. & Müller-Navarra, S.H. (2007): Tsunami-Untersuchungen für die deutsche Nordseeküste. In: Die Küste, 72: 65-105.
- Craig, W. (2006): Surface water waves and tsunamis, Hamilton, Ontario. Internetversion, aufgerufen am 1. 11.2013
- Credner, R. (1888): Über den „Seebär“ der westlichen Ostsee vom 16./17. Mai 1888, in: III. Jahresbericht der Geographischen Gesellschaft zu Greifswald, I. Teil, 1888. 57-95.
- Danish Meteorological Institute, Copenhagen (2005): TSUNAMI Risikovurdering for danske, færøske og grønlandske farvande, Kopenhagen, (DMI - Teknisk Rapport no. 05-08).
- Defant, A. (1961): Physical Oceanography, Pergamon Press Oxford.
- Dietrich, G. (1970): Ozeanographie, Physische Geographie der Weltmeere, Braunschweig.
- Doss, B. (1907): Über ostbaltische Seebären. In: Beiträge zur Geophysik, Zeitschrift für physikalische Erdkunde, Bd. VIII: 367-399.
- Gaye, N.N. & Walther, F. (1934): Der Seebär vom 19. August 1932 in der Deutschen Bucht der Nordsee. In: Annalen der Hydrographie und Maritimen Meteorologie, Zeitschrift für Seefahr- und Meereskunde, Hamburg, 62: 317-322.
- Haslett, S. & Bryant, E.A. (2009): Meteorological Tsunamis in Southern Britain: an Historical Review. In: The Geographical Review, Bd. 999 (2): 146-163.
- Haslett, S.K., Mellor, H.E. & Bryant, E.A. (2009): Meteo-tsunami hazard associated with summer thunderstorms in the United Kingdom. In: Physics and Chemistry of the Earth, 34: 1016-1022.
- Kuß, C. (1825): Jahrbuch denkwürdiger Naturereignisse in den Herzogthümern Schleswig und Holstein vom elften bis zum neunzehnten Jahrhundert, Altona.
- Meißner, O. (1924): Zur Frage nach der Entstehung der Seebären. In: Annalen der Hydrographie und Maritimen Meteorologie, Januar, S. 14-15
- Meteogroup (2012): 'Meteotsunami' aan Nederlandse kust http://www.weer.nl/weer-in-het-nieuws/weernieuws/ch/d05d0c68d11417a125c0f9343b59c354/article/meteotsunami_aan_nederlandse_kust.html, aufgerufen am 2. 2. 2014.
- Newig, J. & Kelletat, D. (2011): The North Sea Tsunami of 1858. In: Journal of Coastal Research, 27 (5): 931-941.
- Newig, J. (2014): Sylter Seebären, in: Nordfriesland, Juni 2014, Bredstedt.
- NGDC (2009): NOAA/WDC Tsunami Travel Time Maps. Isotach maps of the Lisbon Tsunami 1.11.1755. URL: http://www.ngdc.noaa.gov/hazard/tsu_travel_time.shtml (accessed December 2, 2009).
- N.N. (1926): Brandakte im Sylter Archiv, wahrscheinlich Sylter Zeitung, 22. Januar 1926.

- N.N. (1937), in: Sylter Zeitung, Ausgabe vom 16.8.
- Nordschleswiger, Der (1969): Ausgabe vom 11. 7., Sylter Archiv, Zugang 554/69 – 430.
- N.N. (1964a): Flutwelle überrollte den Strand, in: Sylter Rundschau, Ausgabe vom 15. 6.
- N.N. (1964b) Mehrere Meter hohe Flutwelle überraschte Badegäste auf Sylt, in: Sylter Tageblatt, Ausgabe vom 15. 6., Abschrift von K. Ahlborn. Sylter Archiv, Zugang 78/65-24
- N.N. (1978): in: Sylter Rundschau, Ausgabe vom 28. 5.
- Refmar (2011): Observation par les marégraphes français du mini-tsunami du 27 juin en Cornouailles. <http://refmar.shom.fr/fr/news>, aufgerufen am 9. 3. 2014.
- Renquist, H. (1926): Ein Seebär in Finnland, in: Geografiska Annaler, Stockholm, 8. Jg., S. 230-236.
- Schmidt-Eppendorf, P. (1977): Sylt – Memoiren einer Insel, Itzehoe.
- Schulz, H. (1958): „Seebär“-Erscheinungen im Juni und Juli 1957 in der Deutschen Bucht (Nordsee). In: Deutsche Gewässerkundl. Mitteilungen, 2 (5): 99-105.
- Seyfart, J. (1756): Allgemeine Geschichte der Erdbeben, zweite Abt., Frankfurt u. Leipzig.
- Simon, S. Hrsg. (1981): Verschlang ein Seebär die vier Kinder von Klappholtal? In: Sylt – Abenteuer einer Insel, Hamburg 1980.
- Spiegel online (2005) <http://www.spiegel.de/wissenschaft/natur/deutsche-nordseekueste-tsunamis-praktisch-ausgeschlossen-a-361606.html>, aufgerufen am 10. 10. 2013.
- Tappin, R., Sibley, A., Horsburgh, K., Daubord, C., Cox, D. & Long, D. (2013): The English Channel ‘tsunami’ of 27. June 2011 – a probable meteorological source. In: Weather, 68 (6): 44-152.
- Thesebius, D.G. (1835): Beyträge zur der Naturhistorie des Pommerlandes; und zwar erstlich von dessen Beschaffenheit überhaupt in den ältesten und neuern Zeiten. In: Baltische Studien, 3 (1): 28-65.
- Timmerman, H. (1971): On the Connection between Cold Fronts and Gust Bumps (Über den Zusammenhang zwischen Kaltfronten und Seebären). In: Deutsche Hydrographische Zeitschrift, 4: 159-172.
- Timmerman, H. (1975): On the Importance of Atmospheric Pressure Gradients for the Generation of External Surges in the North Sea. In: Deutsche Hydrographische Zeitschrift, 28: 62-71.
- Tomczak, G. (1958): Nachweis einer fortschreitenden Welle in der südlichen Nordsee. In: Deutsche Hydrographische Zeitschrift, 11: 97-109.
- Thorade, H. (1931): Probleme der Wasserwellen, Hamburg.
- Walden, H. (1959): Der "Seebär" an den deutschen Küsten und verwandte Erscheinungen. In: Der Seewart, 20 (1): 16-20.
- Walden, H. (1964): Flutwelle vom 14. Juni war ein „Seebär“. In: Sylter Rundschau, Ausgabe vom 8.7.
- Woerlen, H. (1900): Der Erschütterungsbezirk des grossen Erdbebens zu Lissabon, München 1900.

Adresse

Prof. i. R. Dr. Jürgen Newig
Christian-Albrechts-Universität Kiel
Geographisches Institut
Hermann-Rodewald-Straße 9
24098 Kiel, Germany

newig@geographie.uni-kiel.de



Sturmflut-Events und *Overwash*-Prozesse: Spurensuche auf den Nord- und Ostfriesischen Inseln (Norderney und Amrum)

Tanja Tillmann

Niedersächsisches Institut für historische Küstenforschung (NIhK), Wilhelmshaven, Deutschland

Abstract

It was the objective of this study to characterize erosional and depositional sedimentary features caused by overwash events at barrier islands. Investigations took place at the East Frisian Island of Norderney as well as at the North Frisian Island of Amrum, which both are part of a barrier system that belongs to an island chain lining the Southern North Sea. Coring data of Northern Amrum show a washover-sequence caused by several storm surge induced overwash flooding of the last century. Today, overwash processes are prevented by coastal protection arrangements that preserve the entire sedimentary sequence. The eastern part of Norderney is currently affected by storm surge events and represents a vivid example for studying today's overwash dynamics of a young barrier island. A variety of different erosional and depositional sedimentary features like washover channel and washover fans can be recognised straight next to each other.

1 Einleitung

Coastal overwash ist ein an vielen Küsten weltweit verbreiteter Prozess. Voraussetzung für *Overwash*-Prozesse sind zeitlich und örtlich erhöhte Wasserstände. Mit Ausnahme von tektonisch bedingten Tsunamis sind hohe Wasserstände allgemein meteorologisch bedingt. An den Küsten des Atlantiks (Ostküste der USA) sowie im Golf von Mexiko führen vor allem Hurrikans und Wintersturmfluten zu erhöhten Wasserständen. Im Pazifik werden diese durch Taifune bzw. Zyklone hervorgerufen. In der Nordsee (Deutsche Bucht) werden hohe Wasserstände und Sturmfluten durch eine Kombination von Tiefdruckgebieten, Gezeiten, Windstau und Fernwellen verursacht (vgl. Berz 2001; Gönnert 2003).

“*Coastal overwash*” wird definiert als “the flow of water and sediment over the crest of the beach or dune that does not directly return to the water body, such as the ocean, sea, bay or lake, where it originated” (Donnelly et al. 2006; Leatherman 1981; Leatherman et al. 1977; Leatherman & Zaremba 1987).

Overwash-Prozesse konzentrieren sich primär auf exponierte Dünen- und Barriereinseln (Leatherman 1981; Schwartz 1975). Darüber hinaus sind *Overwash*-Prozesse auch an niedrig gelegenen Küsten des Festlandes, an Nehrungen, an Küsten großer Seen sowie an Kiesstränden weit verbreitet (Clymo 1967; Jennings & Coventry 1973; Kraft 1971; Xuan Tinh 2006). Dort erzeugen hohe Wasserstände in Verbindung mit starkem Seegang und hoher Wellenenergie neben abrasionsbedingter Küstenerosion oft großflächige Überflutungen der niedrig gelegenen Gebiete und führen zu Sedimentinput. Bei den vorwiegend aus Lockersediment aufgebauten Nehrungen und Barriereinseln kommt es dabei örtlich zum Bruch der Dünenkette (Kraus & Wamsley 2003; LaRoe 1976) und zum anschließenden „washover“. Als *Washover* wird der durch den Prozess des *coastal overwash*s induzierte Sedimenttransport und die darauffolgende Akkumulation bezeichnet (Larson et al. 2004; Xuan Tinh 2006). *Overwash*-Prozesse haben Auswirkungen auf die Morphologie und Entwicklung der Küsten und Inseln, die im Folgenden kurz anhand der einschlägigen Fachtermini erläutert werden.

Ein linienhafter Insel- und Dünendurchbruch der von der Seeseite bis zur Wattseite reicht, wird im deutschsprachigen Raum oft als „Schlopp“ Ehlers (1990: 643), Petersen & Pott (2005: 16) bezeichnet und entspricht in der internationalen Nomenklatur einem „*Washover-channel*“ (z. B. Andrews 1970: 196; Vermeer 1963: 94). Durch die *Washover-Channel* werden abhängig von der Neigung der Barriere und der Breite der Insel erhebliche Mengen von Sediment vom Strandbereich quer über die Insel bis in die rückwärtige Marsch oder das Wattenmeer befördert und dort als „*Washover-fan*“ bezeichneten Schwemmfächern akkumuliert (Hayes 2005; Perkins & Enos 1968; Sedgwick & Davis 2003).

Werden die *Washover*-Sedimente in rückwärtigen aquatischen Inselbereichen (z. B. in einer Lagune oder im Rückseitenwatt) akkumuliert, so spricht man von einem *Washover-Delta* (Leatherman 1976a). Durch die Akkumulation von *Washover*-Sedimenten in stehenden Gewässern entstehen die von Schwartz (1975) als „*delta-foresets*“ bezeichneten und mit einem Winkel von bis zu ca. 30° einfallenden Schichten. *Delta-foresets*-Schichten sowie nahezu horizontale Sedimentschichten sind typische sedimentäre Strukturen, die mit der Morphologie eines *Washover-fan* (Schwartz 1982) oder eines *Washover-sheet* (Buynevich et al. 2004; Davis 1992) assoziiert werden. Diese werden mit Nachlassen der Strömungsenergie im distalen Bereich eines *Washovers* fächerförmig abgelagert (Leatherman 1981; Leatherman & Zaremba 1987). Als „*Washover-sheet*“ bezeichnen Donnelly et al. (2004) eine niedrige, meist nur wenige Zentimeter bis Meter über dem Meeresspiegel gelegene Sandfläche, die durch einzelne oder mehrere *Washover*-Prozesse entstanden ist. Diese ist meist am Inselende zu finden und wird während eines *inundation overwash* („*sheetwash*“) komplett überspült (Ritchie & Penland 1988). In Abhängigkeit zur Frequenz der *Overwash*-Prozesse (ca. 10 - 15 Mal pro Jahr) findet dort nur geringes Dünenwachstum statt. Die meist niedrigen und isoliert stehenden Embryonal- bis Primärdünen sind durchweg ephemeral und bilden sich zwischen den einzelnen *Washover*-Events hinter abgelagertem Treibgut. Die Oberfläche eines *Washover-sheet* ist häufig durch ein Muschelschillpflaster bedeckt (Ritchie & Penland 1990).

Ausmaß und Ausdehnung von *Washover*-Ablagerungen sind abhängig von der Sturmfluthöhe und -dauer, der Windrichtung und -geschwindigkeit, der Wellenhöhe und -periode, des bathymetrischen Profils, der Topographie bzw. der Höhe und Weite der Barriere sowie deren Vegetationsbedeckung (Donnelly et al. 2006; Leatherman et al. 1977).

Im Dünengelände einer Barriereinsel können *Overwash*-Prozesse zweierlei Formen annehmen. Ist die Sturmflut hinsichtlich ihrer Stärke und Höhe gering, die Vordünenkette stark ausgebildet und mit dichter Vegetation befestigt, ereignen sich nur kleinräumige, lokal begrenzte *Overwash*-Prozesse. Schwere Sturmfluten und eine schwach ausgebildete Dünenkette begünstigen *Overwash*-Prozesse, die stark erosiv wirken und eine flache „*overwash platform*“ hinterlassen (Wang & Horwitz 2007).

Während für die Küsten der USA, Mexikos und Australiens bereits Forschungsarbeiten zu sturm- und tsunamibedingten *Overwash*-Prozessen vorliegen (vgl. z.B. Horwitz & Wang 2005; Leatherman 1979, 1982, 1983; Switzer et al. 2005, 2006; Wang & Horwitz 2007) besteht im Gebiet der Nordseeinseln ein Forschungsdefizit. Die Arbeiten von Lindhorst et al. (2008, 2010), Tillmann & Wunderlich (2013, 2014a, 2014b) und Tillmann (2014, *accepted*) zeigen jedoch, dass *Overwash*-Prozesse auch im Bereich der Nordsee weit verbreitet sind und eine bedeutende Rolle für den Aufbau und die Genese von Nehrungshaken und Barriereinseln gespielt haben.

Die Bedeutung sturmflutbedingter *Overwash*-Prozesse für die morphologische Entwicklung der Inseln und Nehrungen

Die Häufigkeit von Dünendurchbrüchen resultiert aus der Höhe des Tidenhubes und der Sturmflutintensität (Leatherman et al. 1977, Schwartz 1975). Weitere Faktoren, welche die Ausbildung der Dünendurchbrüche beeinflussen, sind die Höhe und Stabilität der Dünen sowie die Existenz flacher Bereiche zwischen den Dünenzügen sowie die Strandbreite (Leatherman 1988). Das Wachstum und die Widerstandsfähigkeit eines Dünengebietes wird wiederum primär durch die Häufigkeit und Intensität von *Washover*-Ereignissen gesteuert (Ritchie & Penland 1990).

Vorteil der *Washover*-Events für die Erhaltung der Inseln und Nehrungen ist die Sedimentversorgung der Rückseitenwatten. Um bei langsam steigendem Meeresspiegel die Inselbarriere aufrecht zu erhalten, muss - bei nur geringer Sedimentzufuhr von See her - ein landwärtiger Sedimenttransport innerhalb des Systems stattfinden. Ein Teil des Sedimenttransportes erfolgte früher äolisch über die Dünen; diese sind jedoch heute größtenteils biotechnisch festgelegt. Ein anderer Teil erfolgte durch die Schloppe. Einige Schloppe sind heute bereits durch Küstenschutzmaßnahmen abgedämmt (z. B. Amrum, Langeoog, Juist).

Hinsichtlich eines durch den „Global Change“ induzierten Meeresspiegelanstieges (Gönnert 2003) ist eine natürliche Erhöhung der rückseitigen Bereiche der Düneninseln durch ein positives Sedimentbudget in Zukunft von essentieller Bedeutung. Dies gilt vor allem für die rückseitigen Inselgebiete, die noch nicht durch „harte“ Küstenschutzmaßnahmen wie Deiche geschützt und von den natürlichen Überflutungen abgeriegelt sind. Ferner wird durch den zukünftigen Meeresspiegelanstieg eine Zunahme von *Overwash*-Ereignissen sowie eine Verringerung des Sedimentangebotes durch intensivierten Küstenschutz weltweit an vielen Küsten erwartet (Sedgwick & Davis 2003).

Historische - durch Sturmfluten induzierte Dünendurchbrüche - sind in Chroniken zeitlich oftmals genau belegt. Einige Schloppe stellten Jahrhunderte lang Schwachstellen innerhalb der Küstenlinie dar und wurden während darauffolgender Sturmfluten reaktiviert. Morphologisch besonders markant sind heute noch die Gebiete des „Kleinen Schloppe“ und des „Großen Schloppe“ auf Langeoog sowie der Hammerseedurchbruch auf Juist. Rezente Dünendurchbrüche sind auf den Ostfriesischen Inseln vorwiegend auf die östlichen Bereiche konzentriert. Stellvertretend für die *Overwash*-Dynamik der jungen Ostplatten wird in dieser Arbeit das Untersuchungsgebiet Norderney (Abb. 1 und 4) angeführt.

Auf den Nordfriesischen Inseln Sylt und Amrum sind heute vor allem die Inselenden der Nehrungshaken von sturmflutbedingten Dünendurchbrüchen betroffen (vgl. Tillmann & Wunderlich 2014b). Auch in Zukunft kann man davon ausgehen, dass einzelne Gebiete potentielle Schwachstellen für Dünendurchbrüche darstellen. Ein Nachteil besteht primär in der erhöhten Vulnerabilität der Inselbereiche, die durch eine hohe Besiedlungsdichte und touristische Infrastruktur geprägt sind. Hier können *Overwash*-Prozesse zu Naturkatastrophen werden. Darüber hinaus schützt eine intakte Inselbarriere das dahinter liegende Wattenmeer und die Festlandsbereiche vor Wellenangriff und Überflutungen.

2 Untersuchungsgebiete

Ziel der folgenden Studie ist die Gegenüberstellung unterschiedlicher geomorphologischer Strukturen und Sedimente, die auf sturmflutbedingte *Overwash*-Dynamik zurückzuführen sind. In rezenten, durch *Overwash*-Dynamik beeinflussten Gebieten der Nord- und Ostfriesischen Inseln werden Beispiele zur Identifizierung und Abgrenzung von *Washover*-Strukturen und Sedimenten angeführt. Geomorphologisch lassen sich sowohl Erosions- als auch Sedimentationsstrukturen nachweisen.

Die Nordfriesische Insel Amrum und die Ostfriesische Insel Norderney in der südlichen Nordsee (Deutsche Bucht) sind als Außengrenze des Wattenmeeres den Küsten des Festlandes vorgelagert und gehören zu einer Kette von Barriereinseln. Das Untersuchungsgebiet auf Amrum beschränkt sich geomorphologisch auf den Bereich des nördlichen Nehrungshakens (Abb. 1), dessen Entstehung durch den Küstenlängstransport von Sedimenten aus dem pleistozänen Liefergebiet des Inselgeestkerns erfolgte. Auf Norderney wurde die Ostplatte für Untersuchungen zur aktuellen *Overwash*-Dynamik herangezogen (Abb. 1 und 4).



Abb. 1: Untersuchungsgebiete auf den Nord- und Ostfriesischen Inseln (eigene Grafik).

Dünendurchbrüche und Küstenschutz auf Amrum

Im Vergleich zu Sylt spielt der Küstenschutz der Insel Amrum eine untergeordnete Rolle. So sind für Amrum in Chroniken der jüngeren Vergangenheit keine größeren Landverluste durch zerstörerische Sturmfluten hinterlegt. Durch den Kniepsand und die im Westen vorgelagerten Außensände wird Amrum vor dem direkten Angriff der Nordsee geschützt (Tillmann et al. 2013). Während Sturmfluten wird der größte Teil der Energie bereits am Kniepsand dissipiert, sodass der Inselkern nur selten direkt von Brandung und Seegang beeinflusst wird. Dementsprechend finden bei Extremereignissen die größten Sedimentumlagerungen im Bereich des Kniepsandes statt. So ist der Küstenschutz der Westküste stark von der Entwicklung des Kniepsandes geprägt.

Die Anfänge des Küstenschutzes auf Amrum gehen auf das 18. Jahrhundert zurück und hatten primär das Ziel den zunehmenden Sandflug mit Hilfe biotechnischer Maßnahmen einzudämmen. Dazu zählen das Errichten von Sandfangzäunen und die gezielte Anpflanzung von Strandhafer (*Ammophila arenaria*). Aufgrund günstiger natürlicher Bedingungen begann der Bau von massiven Schutzwerken erst ab dem Jahre 1895 (Kramer 1992).

Auf Amrum wurde eine durchgehende Dünenkette, die im Westen der Norddorfer Marsch bestand, während der Sturmflut 1825 durchbrochen (Müller & Fischer 1937). In der Folgezeit wurde mit biotechnischen Maßnahmen versucht die Dünenlücken zu schließen. Um 1850 war der Bereich an dem der Nordhaken ansetzt jedoch fast völlig abgetragen. Nur ein 1,5 m hoher Dünenwall schützte die

dahinter liegende Marsch noch vor Überflutung aus Westen. Man befürchtete einen erneuten Durchbruch zur Wattseite und eine Abtrennung der Amrum Odde von der Hauptinsel (Remde 1972). Diese Stelle wurde als „Risumlücke“ (Müller & Fischer 1937: 197) bezeichnet. 1894 wurde mit dem Bau von Steinbuhnen am Nordende vor der Risumlücke begonnen, die jedoch die Gefahr eines Durchbruches nicht verhindern konnten. Erst nach mehrmaliger Überflutung der Marsch konnte im Jahr 1914 die Risumlücke durch einen 625 m langen Deich nordwestlich von Norddorf geschlossen werden (Kramer 1992).

Mit der Verlagerung des nördlichen Endes des Kniepsandes veränderte sich die Strömung im Bereich der Odde, sodass die Dünenkette bei Gäärsdeel etwa 1 km nördlich des Risumdeichs stark erodiert und abgetragen wurden. Das verschmälerte den Nordhaken zunehmend, sodass auch dort die latente Gefahr eines Inseldurchbruchs bestand. Da die Sturmfluten des Jahres 1936 und 1954 die mit biotechnische Maßnahmen geschaffenen Vordünen abräumten und das Wasser in Form eines *Washovers* bis an die Wattseite strömte, wurde ein Bitumendeich mit einer Höhe von +4,50 m NN gebaut (LKN-SH 2009), der inzwischen auf ganzer Länge eingesandet und durch eine Randdüne von durchschnittlich 6 m - 10 m Höhe überdeckt ist (Abb. 2).

Im äußersten Nordosten der Insel liegt die Amrum Odde, die von der Entwicklung des Kniepsandes bis dato noch nicht profitiert hat und als einziges Dünengebiet der Insel eine negative Sedimentbilanz aufweist. Die Randdünen der Odde sind zum Teil schmal und von deflationsbedingten Windrissen durchsetzt, sodass vereinzelt Dünendurchbrüche bei schweren Sturmfluten möglich sind. Der Kniepsand hat diesen Abschnitt bislang noch nicht in ausreichendem Maße erreicht, sodass die Odde den Meeresangriffen in Form von Brandung und Sturmfluten relativ schutzlos ausgeliefert ist und ein Sedimentnachschub aus Kniepsand und Küstenlängstransport ausbleibt.

Die Bereiche, an denen der Kniepsand auf die Küste aufläuft, sind von Strömung und Brandung am stärksten betroffen. So verlagerte sich die Gefahrenstelle von Gäärsdeel zum Hüsdeel bzw. dem Haustal (Abb. 2), in dem sich noch heute auf +2,75 m NN Höhe das 1936 von der Gemeinde Norddorf errichtete Vogelwärterhaus des Vereins Jordsand befindet. Eine Sturmflut am 23.12.1954 durchbrach den seeseitig schmal gewordene Dünenwall und flutete das dahinter liegende Haustal. Biotechnische Maßnahmen in Form von Sandfangzäunen und Strandhaferpflanzungen begünstigten den Wiederaufbau eines Strandwalles. Während der Sturmflut 1962 wurde dieser Dünenwall erneut auf einer Länge von ca. 300 Meter erodiert. Da zugleich der Dünenwall an der Wattseite durchgebrochen war, lag das Haustal auf beiden Seiten offen zu dem Meer. Durch biotechnische Maßnahmen und den Einsatz von Planierraupen wurden die Strandwälle wieder hergestellt. Während der Sturmflut 1965 brach die Nordsee jedoch erneut in das Haustal ein. In der Folgezeit wurde der Wiederaufbau der Dünenwälle vor dem Haustal zusätzlich durch die Wanderung des Kniepsandes nach Nordosten begünstigt. Bedingt durch die Nordostwanderung des Kniepsandes verlagerte sich der Gefahrenpunkt nach Norden.

Weitere ehemalige Durchbruchstellen befanden sich Mitte der 1960er Jahre im Dünental Sahara. Anfang der 1970er Jahre sind Abbrüche des Dünenwalles vor dem Grat Bakerdeel (großes Seeschwalbental) festzustellen, sodass die Sturmfluten im Jahre 1976 eine Lücke von rund 150 Metern in die Dünekette rissen und zu einer vollständigen Überflutung des Dünentals führten (LKN-SH 2009). Durch biotechnische Maßnahmen wurden die Strandwälle wieder hergestellt und konnten sich begünstigt durch die fortschreitende Nordostwanderung des Kniepsandes in der Folgezeit zu hohen und breiten Dünenwällen akkumulieren. Heute sind vor allem das weiter im Norden liegende Lungdeel (Langtal) sowie die äußerste Nordspitze bei Sturmfluten durch Überflutung gefährdet.

3 Methoden

Die Untersuchung rezenter *Overwash*-Ereignisse und *Washover*-Ablagerungen basiert auf Bohrungen, sedimentologischen Analysen und geomorphologischen Geländebefunden. Die sedimentologische Datenbasis stellen Bohrungen dar. In den Untersuchungsgebieten von Amrum und Norderney wurden

Rammkern- und Pürkhauersondierungen durchgeführt. Die Rammkernsondierungen wurden mit einer Kombination aus Benzinschlagkopfböhrer (Wackerböhrer), Schlitzsonden und hydraulischem Ziehgerät durchgeführt und bis zu einer Tiefe von 8 m abgeteuft. In Abhängigkeit von der Eindringteufe kamen unterschiedliche, sich mit zunehmender Tiefe verjüngende Schlitzsonden ($\varnothing = 80$ mm, $\varnothing = 60$ mm, $\varnothing = 30$ mm), zum Einsatz. Aus den Bohrkernen wurden 136 Sedimentproben für granulometrische Laboranalysen (Nass- und Trockensiebung) entnommen. Zur Berechnung Korngrößenstatistischer Parameter wurde das Programm Gradistat nach Blott & Pye (2001) verwendet. Die Auswertung nach Korngrößenstatistischen Parametern erfolgte mit der Methode nach Folk & Ward (1957).

4 Ergebnisse

4.1 Amrum

Die Bohrung AR3 befindet sich im Gäärsdeel südlich der Amrum Odde ($54^{\circ}42'03''$ Nord und $8^{\circ}20'31''$ Ost) und wurde dort bei Niedrigwasser auf einer Salzwiese östlich des Bohlenweges der zur Odde führt eingebracht (Abb. 2). Die Bohrung erreicht eine Tiefe von 8 m unter der Geländeoberfläche (Abb. 3). Dies entspricht einer absoluten Tiefe von -7,75 m NN. Aus Bohrung AR3 wurden 25 Proben granulometrisch untersucht.

Der oberste Abschnitt des Bohrkerns (Abb. 3) wird von einer 10 cm mächtigen Humusaufgabe mit Wurzeln der rezenten Salzwiesenvegetation eingenommen. Darunter folgen bis in eine Tiefe von 0,45 m hellgraue Feinsande (2,05 ϕ) mit einem Tonanteil von bis zu 11,5 %. Zwischen 0,45 m und 0,5 m Tiefe werden die Ablagerungen feiner und der Tongehalt nimmt mit 22,7 % zu. Die dominierende Korngröße ist sehr grober Silt (4,7 ϕ). Die obere Einheit stellt die heutige Salzwiese dar, die sich im strömungsberuhigten Lee der Amrum Odde gebildet hat. Wenige Meter im Osten wird die Landgewinnung und Vorländerhöhung als Methode des Küstenschutzes durch das Anlegen zahlreicher Lahnungen und Gröppen seit 1951 unterstützt. Markant in den oberen 2 m Bohrtiefe ist eine ausgeprägte Wechsellagerung mit eingeschalteten Mittelsandlagen (1,85 ϕ - 1,87 ϕ). Im Gegensatz zur oberen Sandlage, die eine mäßig gute Sortierung aufweist, sind die unteren beiden Sandschichten von durchweg schlechter Sortierung (1,67 ϕ - 1,74 ϕ). Der Anteil an Muschelschalen und Bruchschill ist in allen drei Sandlagen hoch. Zwischen den einzelnen Sandlagen sind die Sedimente feinkörniger. Der Anteil an Ton und organischer Substanz wie z. B. feinen Wurzeln ist entsprechend höher. Die mittlere Korngröße liegt zwischen Mittelsilt (6,02 ϕ) und sehr feinem Sand (3,75 ϕ). Der Tongehalt beträgt 10,8 % - 33,5 %.

Aus der jüngeren Geschichte Amrums ist bekannt, dass das Gebiet nördlich von Norddorf immer wieder durch *Overwash*-Prozesse beeinflusst wurde (Albers & von Liebermann 2006; Quedens 1994). Schwere Sturmfluten in den Jahren 1936, 1954 und 1962 erodierten die Vordünen westlich des Gäärsdeels, sodass infolge der Sturmflut 1962 das Wasser in Form eines *Washovers* bis an die Wattseite strömte (Albers & von Liebermann 2006) und so auch das Salzwiesengebiet bei Bohrung AR3 überflutete.

Darauf begründet werden die in die oberen zwei Meter des Bohrprofils eingeschalteten Mittelsandlagen als *Washover*-Sedimente gedeutet, die sich vermutlich in Form eines *Washover-fans* auf der Salzwiese bei Bohrung AR3 ablagerten. Die schlechte Sortierung, der hohe Anteil an Bruchschill und die im Vergleich zu den umgebenen Schichten groben Korngrößen sprechen für die episodische Sedimentation unter temporär erhöhtem Strömungsregime.

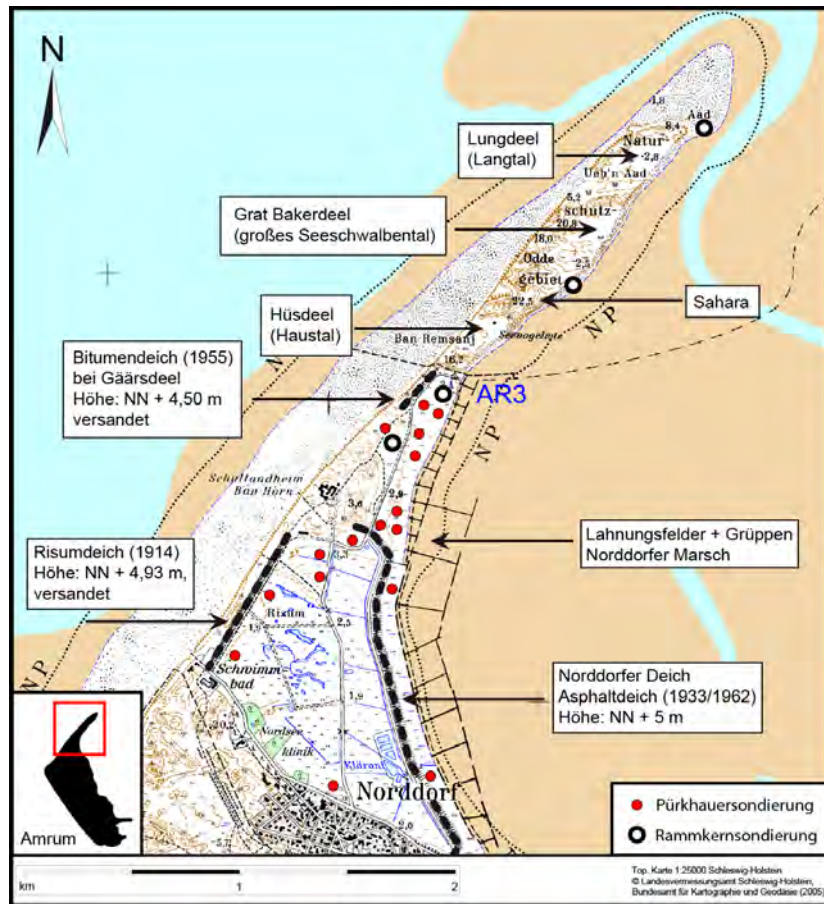


Abb. 2: Bohrungen und Küstenschutzelemente im Norden der Insel Amrum (Tillmann 2015).

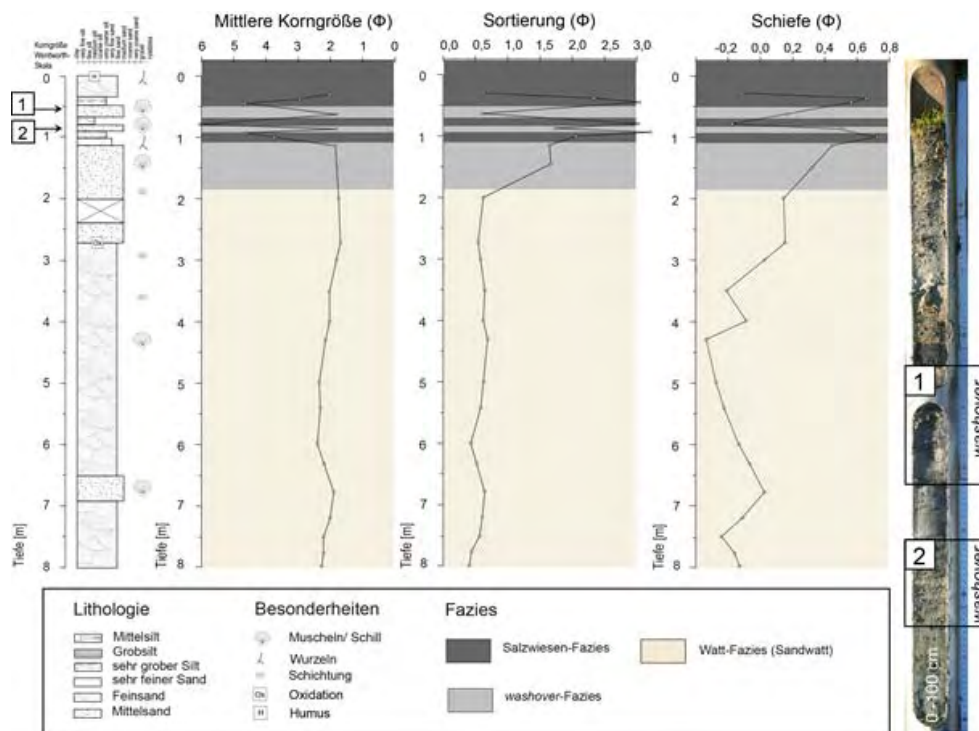


Abb. 3: A - D: Korngrößenstatistik von Bohrung AR3. Die Bilder 1 und 2 zeigen Washover-Sequenzen innerhalb der feinkörnigen Salzwiesen-Fazies. Zur Position von AR3 im Untersuchungsgebiet siehe Abb. 2. (Tillmann 2015).

Als Folge des Dünendurchbruchs wurde ein Bitumendeich mit einer Höhe von +4,50 m NN gebaut, der inzwischen auf ganzer Länge versandet und durch eine Randdüne von durchschnittlich 6 m - 10 m Höhe überdeckt ist. Dies erklärt, warum in den oberen 0,5 m keine *Washover*-Ablagerungen mehr nachzuweisen sind. Dennoch ist nicht auszuschließen, dass es sich bei den eingeschalteten Sandlagen (Abb. 3 Bild 1 und 2) ebenso um Sturmflutsedimente handelt, die durch eine Überflutung der Salzwiese von der Wattseite her abgelagert wurden und aus sedimentologischer Sicht auch ein Extremevent darstellen.

Die Abgrenzung zur Einheit des Liegenden kann aufgrund eines Kernverlustes zwischen 2 m und 2,45 m Tiefe lediglich interpoliert werden. Unterhalb von 2,45 m Tiefe tauchen im Bohrkern (Abb. 3) signifikant weniger Schillanteile auf. Überdies ist die gesamte untere Einheit deutlich besser sortiert. Die Sortierung der Fein- und Mittelsande (2,45 ϕ -1,65 ϕ) bewegt sich zwischen mäßig (0,71 ϕ) bis gut (0,43 ϕ). Muscheln kommen vermehrt in Tiefen von 4,25 m und 6,65 m vor. Zwischen 2,55 m und 3 m Tiefe deuten Rostflecken auf oxidierende Bedingungen hin. Im Liegenden sind die Sande ausschließlich hellgrau bis grau gefärbt. Eine gut ausgebildete Oxidationsschicht sowie ein Tongehalt von unter 2,3 % in der untersten sedimentologischen Einheit sprechen nach der Klassifizierung von Sindowski (1973, 1979) für ein Sandwatt.

4.2 Norderney

Detaillierte Untersuchungen zur aktuellen *Overwash*-Dynamik auf Norderney fanden im 2008/2009 auf der Ostplate in einem ca. 1500 m breiten *Washover*-Areal (Abb. 5) westlich der Postbake (Abb. 4) statt.

Bohrung N1 (Abb. 5 Bild C) wurde inmitten des *Washover*-Areal (Abb. 5) westlich der Postbake abgeteuft. Bohrung N2 (Abb. 5 Bild D) befindet sich auf einer Salzwiese einige Meter südwestlich der Mövendüne. Das Bohrprofil von N1 und N2 zeigt eine Abfolge von sandigen und tonigen Schichten.

Die hellbeigen und mittelsandigen Schichten sind durchschnittlich 5 cm - 10 cm mächtig und werden als Ablagerungen infolge eines durch höhere Strömungsenergien gekennzeichnete Sturmflutevents interpretiert. Durch *Overwash*-Prozesse kam es zum Transport und der Sedimentation sandiger Korngrößen im mittleren und rückwärtigen Bereich der Ostplate. Frühere *Washover*-Events lassen sich im Allgemeinen anhand von eingeschalteten grobklastischen gering sortierten Sand-, Muschel- und Schillhorizonten in den meist feinkörnigeren, organisch angereicherten Marschsedimenten nachweisen (Fisk 1959; McKee 1959; Sedgwick & Davis 2003). Eine Überflutung ausgehend von der rückwärtigen Wattseite ist hingegen nicht auszuschließen, erscheint jedoch aufgrund der im Vergleich zu den Wattsanden größeren Korngröße der Mittelsande eher unwahrscheinlich. Die im distalen Bereich abgelagerten *Washover*-Sedimente setzten sich vielmehr aus den erodierten Dünen- und Strandsanden des Eingangsbereichs zusammen (Tillmann & Wunderlich 2014b).

Jede stratigraphische *Washover*-Sequenz zeigt eine *Fining-upward* Tendenz, ist an ihrer Basis grobkörnig und wird mit abnehmender Fließgeschwindigkeit am Ende des Sturmes nach oben hin feiner (Andrews 1970; Kortekaas & Dawson 2007; Leatherman & Williams 1983). Nach zurückbleiben des Wassers im Dünengelände nach Sturmflutende folgt eine Stillwassersedimentation mit anschließender Verlandung. In den Bohrungen N1 und N2 lassen sich im Hangenden der *Washover*-Sande 1 cm - 3 cm mächtige tonige Ablagerungen nachweisen, die auf die o.g. abnehmende Strömungsintensität nach einem *Overwash*-Event hindeuten. Die schwarz-graue Farbe weist auf reduzierende Bedingungen zur Zeit der Sedimentation hin.

Die Bohrungen N1 und N2 sind repräsentativ für die Mehrzahl der abgeteuften Pürkhauersondierungen auf der Norderneyer Ostplate (vgl. Abb. 4). In den Bohrkernen findet sich zumeist eine Wechsellagerung von tonigen und sandigen Schichten.

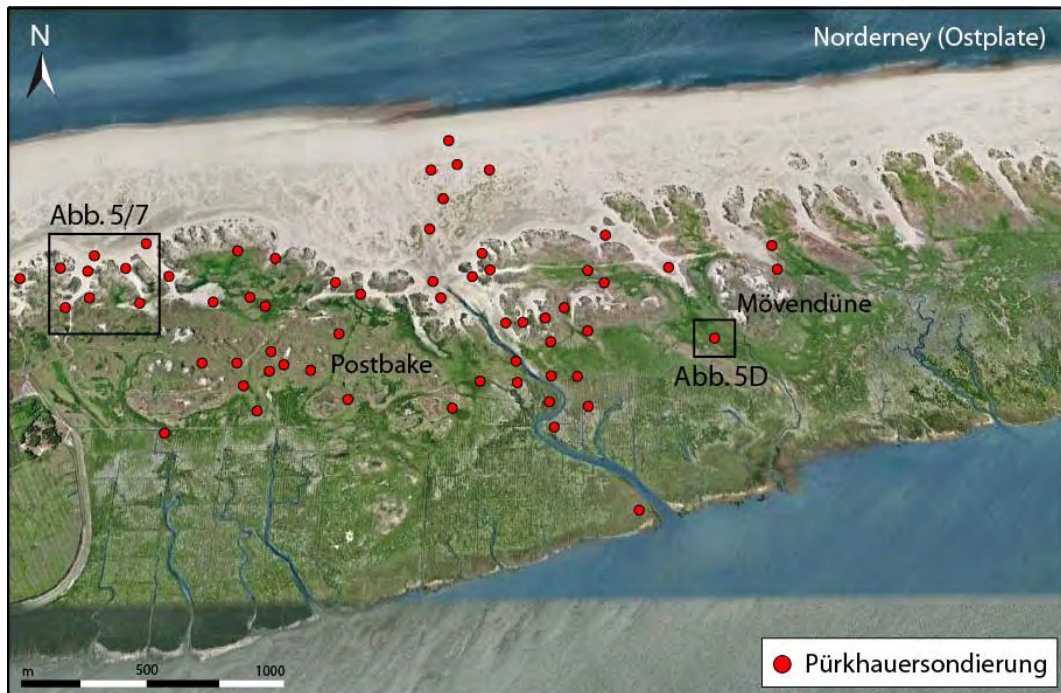


Abb. 4: Pürkhauersondierungen im Osten der Insel Norderney. (Quelle: verändert nach Google Earth)

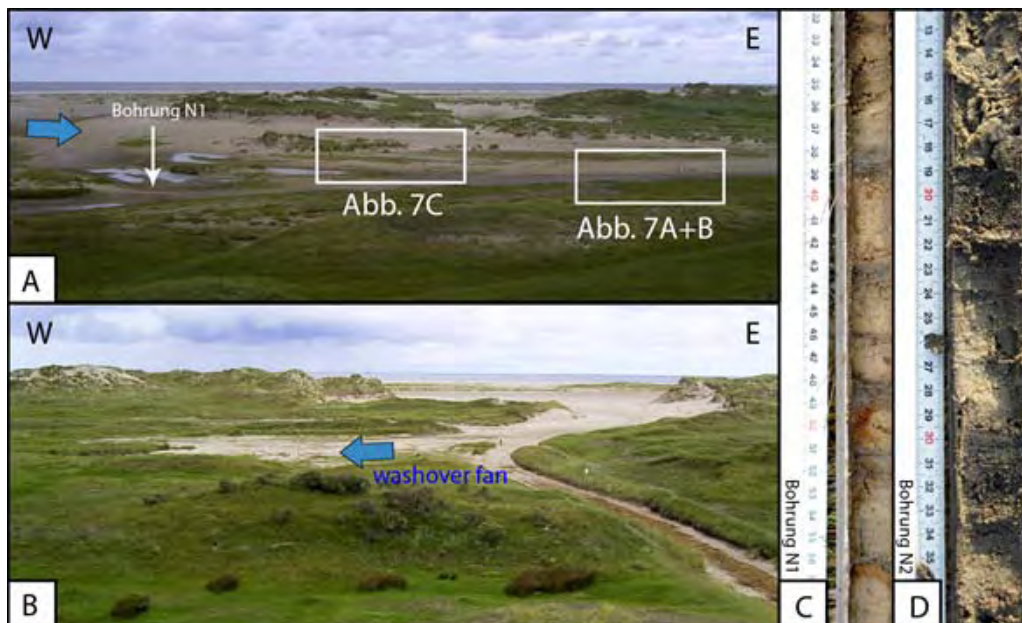


Abb. 5: Washover-Gebiet westlich der Postbake (siehe Abb. 4). (Foto: T. Tillmann)

Eine Korrelation einzelner Schichten erscheint in dem durch kleinräumige Erosions- und Akkumulationsprozesse geprägten Sedimentationsraum der Ostplate schwierig. Der Versuch einer Quantifizierung von *Washover*-Ablagerungen ist daher kaum möglich. Generell dominieren in den Bohrungen der rückwärtigen Salzwiese sowie in Prielnähe feinkörnige Ablagerungen, während die Korngröße in Strandnähe insgesamt sandiger bzw. die sandigen Schichten mächtiger werden.

Abbildung 6 zeigt den strandnahen Eingangsbereich des in Abbildung 5 dargestellten *Washover*-Areal. Der Eingangsbereich des *Washover*-Areal gliedert sich in drei *channel*förmige Öffnungen (Abb. 6), die durch solitär stehende Dünenhorste voneinander getrennt sind. Die einzelnen

Dünenhorste haben eine Höhe von 3 m - 4 m (Abb. 6) und stellen Reste einer an dieser Stelle ehemals durchgehenden Vordünenkette dar.

Vergangene Sturmfluten führten zur Einebnung des Strandbereichs und zur partiellen Erosion der Vordünenkette. Durch den Bruch der Dünenkette konnten Wasser- und Sediment in Form eines *Washovers* in das rückwärtige Dünengelände vordringen und sich dort in Form von *Washover-fans* (Abb. 5 und Abb. 7) ablagern. Wie aus den Dünenabbrüchen in Abbildung 6 ersichtlich, griff die Brandung die Dünenhorste sowohl frontal als auch seitlich an und führte an allen Seiten zu rückschreitender Erosion und allmählichen Aufzehrung der Vordünenkette.

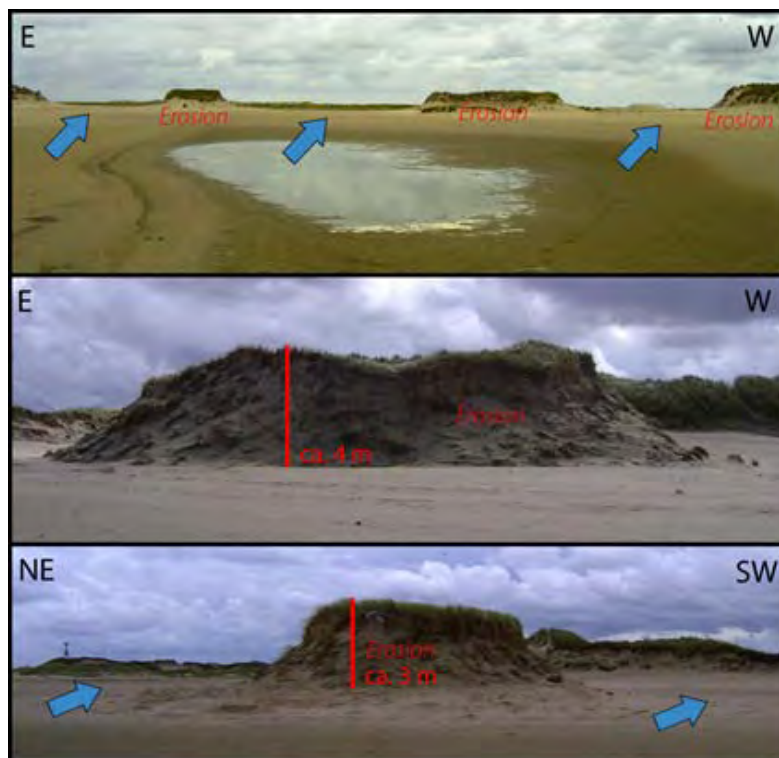


Abb. 6: Erosionsstrukturen im Eingangsbereich eines Washovers nahe der Küstenlinie (Foto: T. Tillmann)

Hinsichtlich der *Overwash*-Prozesse wird allgemein zwischen „*Runup Overwash*“ und „*Inundation Overwash*“ unterschieden (Donnelly 2006). Beim *Runup Overwash* übersteigen lediglich einzelne Wellenkämme die Inselbarriere bzw. Düne während beim *Inundation Overwash* der Wasserstand insgesamt höher als die Barriere ist. „*Inundation Overwash*“ führt meist zur teilweisen oder völligen Zerstörung der Dünen (Morton et al. 2000; Sallenger 2000) wie dies im Eingangsbereich des *Washover*-Areal (Abb. 6) der Fall ist. Auf der jungen Ostplate von Norderney sind insgesamt mehr *Inundation Overwashes* zu verzeichnen, die zu einer zeitweisen Überflutung der Ostplate von der Strand- bis zur Wattseite führen. Die im Zuge der Überflutung transportierten Sedimente wurden im *Washover*-Areal in Form von *Washover-fans* abgelagert (Abb. 7). Landwärts einfallende „*deltaforesets*-Schichten“ (vgl. Schwartz 1975, 1982) konnten an der Stirn des *Washover-fans* nachgewiesen werden (Abb. 7). Die Mächtigkeit der aktuellen *Washover*-Sedimente beträgt an der Stirn des *Washover-fans* ca. 30 cm. Unklar ist hingegen, ob es sich um die Sedimente eines einzigen *Washover*-Events handelt oder ob die akkumulative Wirkung auf mehrere Sturmfluten zurückzuführen ist. Die äolische Aufbereitung und der anschließende Transport der ursprünglichen *Washover*-Sanden erschweren eine exakte Abgrenzung zwischen *Washover* und Düne.

Wie in Abbildung 7 (Bild C) ersichtlich eroberten bereits nach der Sturmflutseason 2008/2009 erste Strandsandpioniere (*Cakile*, *Leymus arenarius*, *Ammophila arenaria*) die Oberfläche des *Washover*-

fans und wirkten ihrerseits wiederum im offenen und windgeschützten *Washover*-Areal als Sedimentfalle. Auf den Loben des *Washover-fans* findet bereits Dünenbildung statt.

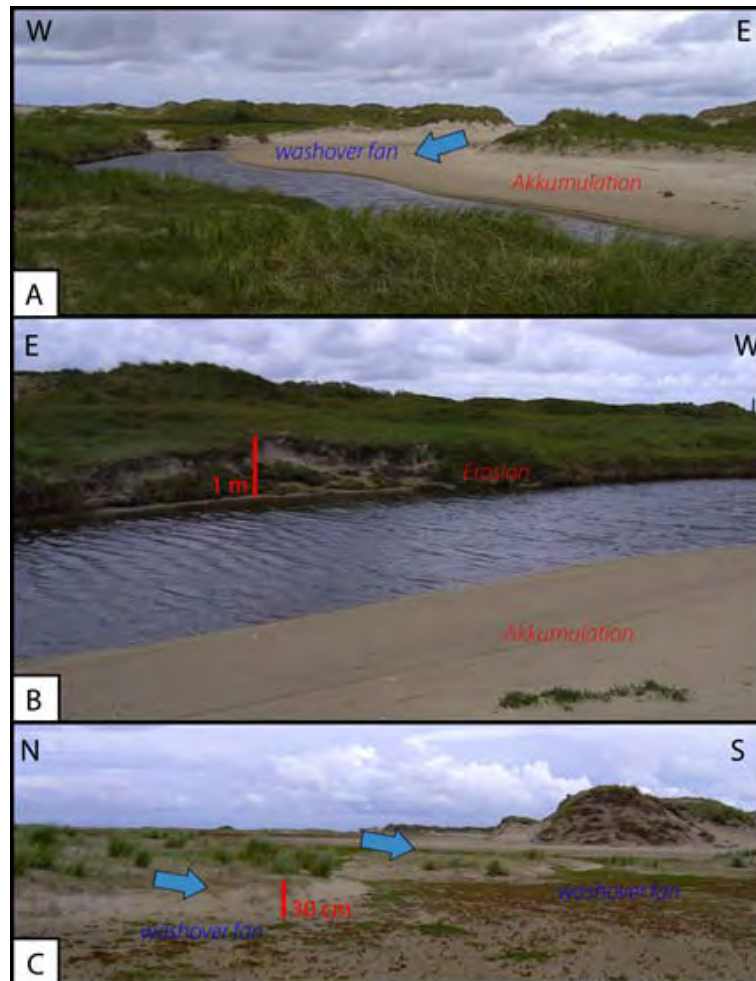


Abb. 7: Erosions- und Akkumulationsstrukturen im distalen Bereich eines *Washovers*. (Foto: T. Tillmann)

Der lobenförmige *Washover-fan* schiebt die sich an seiner Stirnseite angesammelten Wassermassen in das rückwärtige Dünengelände (Bild A in Abb. 7). Weiterhin erhöhte Windgeschwindigkeiten bewirken eine gewisse Turbulenz, sodass es an den angrenzenden Dünen durch nur geringfügigen Wellenschlag zur Abrasion kommt. Die Unterschneidung am Dünenfuß bewirkt ein Nachrutschen der Sedimente im Hangenden und damit die rückschreitende Erosion der Düne (Bild B in Abb. 7). Diese Art der Erosion ist daher nicht primär auf das Event des *Washovers* zurückzuführen, sondern entspricht einer Verkettung von Prozessen, die sich aus der Änderung der Morphologie ergeben. Ein *Washover* als temporäres Event bedingt auf diese Weise das Inkrafttreten von natürlichen Prozessen, die sowohl akkumulative als auch erosive morphologischen Formen hervorbringen.

5 Diskussion

Washover-Sedimente sind am sedimentären Aufbau der Barriereinsel-Sequenz beteiligt. Auf die Wichtigkeit von *Washover*-Ereignissen für die Sedimentbilanz wies schon Hayes (1967) hin. Nach Untersuchungen von Christiansen et al. (2004) in der Region Skallingen (SW Dänemark) wurde während der Sturmflut vom 26.01.1990 durch einen einzigen *Washover* eine 0,25 m - 0,45 m mächtige Sedimentschicht in der rückwärtigen Marsch abgelagert. Durch Messungen von Leatherman et al.

(1977) und Leatherman & Zaremba (1987) an der Ostküste der USA (Assateague Island, Core Banks/North Carolina, Massachusetts) wurden *Washover*-Ablagerungen von 20 m³, 30 m³ und 400 m³ pro Meter *Overwash*-Weite festgestellt. Nach Untersuchungen von Dingler & Reiss (1990) verbleiben der Barriereinsel durch *Overwash*-Prozesse ca. 30 % des erodierten Materials. Eine Bestandsaufnahme von Sallenger et al. (2006) infolge des Hurrikans Ivan 2004 an den Küsten Alabamas und Floridas zeigt, dass trotz massivem Küstenrückgangs keine negative Sedimentbilanz verzeichnet wurde. Grund dafür waren die zahlreichen *Overwash*-Ereignisse, die lediglich zur Umverteilung des Sediments geführt haben.

Während die Ostplate von Norderney heute noch unter dem direkten Einfluss von Sturmfluten steht, wurde auf Amrum durch den Bau eines Sanddeichs die *Overwash*-Dynamik eingeschränkt. Bis zum Bau des Sanddeichs konnten im Norden Amrums (vgl. Bohrung AR3 in Abb.3) drei *Overwash*-Ereignisse nachgewiesen werden. Die Ostplate von Norderney repräsentiert ein weitestgehend von menschlichen Eingriffen (Küstenschutz etc.) unbeeinflusstes Areal einer jungen Barriereinsel. Westlich der Postbake wurden *Washover*-Ablagerungen von bis zu 30 cm nachgewiesen. Die durchschnittliche Mächtigkeit der eingeschalteten *Washover*-Sande beträgt zwischen 5 cm - 10 cm.

Washover-Prozesse gehören zum natürlichen Formenschatz vieler Barriereinseln und können sowohl erosive als auch akkumulative Prozesse in Gang setzen. Oftmals existieren diese Prozesse gleichzeitig und in unmittelbarer Nähe und gehen auf ein einziges *Overwash*-Event zurück. Eine eindeutige morphologische Gliederung aus *Washover-Channel* und dazugehörigem *Washover-fan* besteht im *Washover*-Areal der Norderneyer Ostplate nicht. Vielmehr handelt es sich um ein verzweigtes System von Erosions- und Akkumulationsstrukturen.

Unklarheiten bestehen ebenfalls hinsichtlich der Abgrenzung von Dünen- und *Washover*-Sanden. Gemäß Leatherman (1976) und Leatherman & Zaremba (1987) lässt sich in *Washover*-Gebieten eine intensiviertere äolische Morphodynamik nachweisen. So fungieren besonders die *Washover-Channels* auch Jahre später noch als bevorzugter „Korridor“ für den äolischen Transport von Sand vom Strand und Vorstrand ins rückwärtige Dünengelände (Morton 1979; Rosen 1979). Eine vergleichbare äolische Dynamik ließ sich nach der Sturmflutseason 2008/2009 auch auf der Ostplate von Norderney beobachten. Einsetzende Dünenbildung und Vegetationsbedeckung auf den ursprünglichen *Washover*-Ablagerungen erschwert eine Quantifizierung der ursprünglich durch den *Washover* abgelagerten Sande und eine Abgrenzung zur sich bildenden Primärdüne.

6 Ausblick

Hinsichtlich der Inselentwicklung spielen *Overwash*-Prozesse auch in Zukunft eine wichtige Rolle. Um bei langsam steigendem Meeresspiegel die Inselbarriere aufrecht zu erhalten, muss - bei nur geringer Sedimentzufuhr von See her - ein landwärtiger Sedimenttransport innerhalb des Systems stattfinden. Ein Teil des Sedimenttransportes erfolgte früher äolisch über die Dünen. Diese sind heute jedoch auf Amrum größtenteils biotechnisch festgelegt. Dennoch spielte auch am heutigen nördlichen Nehrungshaken (Amrum Odde) die Erosion eine bedeutende Rolle in der morphologischen Entwicklung. Infolge schwerer Sturmfluten in der jüngeren Vergangenheit (1936, 1954 und 1962) wurde die rezente Vordünenkette der Amrum Odde immer wieder durch *Overwash*-Prozesse durchbrochen (Albers & von Liebermann 2006; Quedens 1994), sodass sich auf der heutigen rückwärtigen Salzwiese im Gäärsdeel *Washover-fans* abgelagert haben.

Hat man bislang auf einigen Inseln auf *Overwash*-Prozesse durch Küstenschutzmaßnahmen (Deiche, Deckwerke, Sanddeiche, biotechnischer Dünenschutz) reagiert, so scheint es in einer sich verändernden Umwelt wichtiger denn je der Inselbarriere die Möglichkeit zu geben sich an einen steigenden Meeres- und Sturmflutspiegel anzupassen. Bereits Leatherman (1982, 1983) prophezeite den „festgelegten Barrieren“ den „Untergang“ wenn eine landwärtige Ausbreitung durch den geomorphologischen Prozess des „*barrier rollover*“ (vgl. Tillmann *accepted*) nicht mehr möglich ist.

Literatur

- Blott, S.J. & Pye, K. (2001): Gradistat: A grain size distribution and statistics package for the analyses of unconsolidated sediments. In: *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, 1237-1248.
- Albers, T. & von Liebermann, N. (2006): Entscheidungshilfensystem für den Integrierten Küstenmanagementplan Amrum. – *Berichte des Forschungszentrums Terramare*, 16: 52 – 67.
- Andrews, P.B. (1970): Facies and genesis of hurricane-washover-fan, St. Joseph Island, central Texas coast. – *Benchmark Papers in Geology*, 58: 195 – 214.
- Berz, G. (2001): Naturkatastrophenzunahme und globaler Klimawandel: Trends, Befürchtungen und Handlungsoptionen. – *Petermanns Geographische Mitteilungen*, 145 (6): 6 – 11.
- Buynevich, I.V., Fitzgerald, D.M. & Van Heteren, S. (2004): Sedimentary records of intense storms in Holocene barrier sequences, Maine, USA. – *Marine Geology* 210: 135 – 148.
- Clymo, R.S. (1967): Movement of the main shingle bank at Blakeney Point, Norfolk. – *Benchmark Papers in Geology*, 58: 130 – 133.
- Christiansen, C., Aagaard, T., Bartholdy, J., Christiansen, M., Nielsen, J., Nielsen, N., Pedersen, J.B.T. & Vinther, N. (2004a): Total sediment budget of a transgressive barrier-spit, Skallingen, SW Denmark: A review. – *Geografisk Tidsskrift Danish Journal of Geography*, 104 (1): 107 – 126.
- Davis, R.A. (1992): *Depositional Systems: an introduction to Sedimentology and Stratigraphie*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey: 591 p.
- Dingelr, J.R. & Reiss, T.E. (1990): Cold-front driven storm erosion and overwash in the central part of the Isles Derniers, a Louisiana barrier-island arc. – *Marine Geology*, 91: 195 – 206.
- Donnelly, J.P., Butler, J., Roll, S., Wengren, M. & Webb, T. (2004): A backbarrier overwash record of intense storms from Brigantine, New Jersey. – *Marine Geology*, 210: 107 – 121.
- Donnelly, C., Kraus, N. & Larson, M. (2006): State of knowledge on measurement and modeling of coastal overwash. – *Journal of Coastal Research*, 22 (4): 965 – 991.
- Ehlers, J. (1990): Sedimentbewegung und Küstenveränderung im Wattenmeer der Nordsee. – *Geographische Rundschau*, 42 (12): 640 – 646.
- Fisk, H. N. (1959): Padre Island and the Laguna Madre Flats Coastal South Texas. - *Benchmark Papers in Geology*, 58: 37 – 46.
- Folk, R.L. & Ward, W.C. (1957): Brazos River bar (Texas): a study in the significance of grain size parameters. In: *Journal of Sedimentary Petrology*, 27: 3-26.
- Gönnert, G. (2003): Sturmfluten und Windstau in der Deutschen Bucht: Charakter, Veränderungen und Maximalwerte im 20. Jahrhundert. – *Die Küste*, 67: 185 – 365.
- Hayes, M.O. (1967): Hurricanes as geological agents, South Texas Coast. - *Benchmark Papers in Geology*, 58: 189 – 194.
- Hayes, M.O. (2005): Barrier islands. – In: Schwartz, M.L. [ed.]: *Encyclopedia of Coastal Science*: pp. 117 – 119.
- Horwitz, M. & Wang, P. (2005): Sedimentological characteristics an internal architecture of two overwash fans from hurricanes Ivan and Jeanne. – *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, 55: 342 – 352.
- Jennings, J.N. & Conventry, R.J. (1973): Structure and texture of a gravelly barrier island in the Fitzroy estuary, Western Australia, and the role of mangroves in the shore dynamics. – *Benchmark Papers in Geology*, 58: 170 – 180.
- Kortekaas, S. & Dawson, A. G. (2007): Distinguishing tsunami and storm deposits: an example from Martinhal, SW Portugal. – *Sedimentary Geology*, 200: 208 – 221.
- Kraft, J.C. (1971): Sedimentary facies patterns and geologic history of a holocene marine transgression. – *Benchmark Papers in Geology*, 58: 142 – 169.
- Kramer, J. (1992): Schutz der sandigen Küsten an der Nordsee. – In: Kramer, J. & Rohde, H. [Hrsg.]: *Historischer Küstenschutz: Deichbau, Inselschutz und Binnenentwässerung an Nord- und Ostsee*. – Wittwer Verlag, Stuttgart: 139 – 182.
- Kraus, N.C. & Wamsly, T.V. (2003): Coastal Barrier Breaching, Part 1: Overview of Breaching Processes. – Technical Report ERDC/CHL CHETN-IV-56, U. S. Army Engineer Research and Development Center, Vicksburg, M. S.: 13 p.
- LaRoe, E.T. (1976): Barrier islands as significant ecosystems. – In: Clark, J. [ed.]: *Barrier Islands and Beaches: Technical Proceedings of the 1976 Barrier Islands Workshop*, Annapolis/Maryland: 1 – 4.

- Larson, M., Wise, R.A. & Kraus, N.C. (2004): Coastal Overwash. Part 2: Upgrade to SBEACH, Regional Sediment Management Demonstration Technical Note ERDC/RSM-TN-15, U.S. Army Engineer Research and Development Center, Vicksburg, MS., 43 p.
- Leatherman, S.P. (1976): Quantification of overwash processes. – PhD.diss., Department of Environmental Sciences, University of Virginia: 245 p.
- Leatherman, S.P. (1979): Barrier islands from the Gulf of St. Lawrence to the Gulf of Mexico. – Academic Press, New York, San Francisco, London: 325 p.
- Leatherman, S.P. (1981): Overwash Processes. – Benchmark Papers in Geology V. 58, Hutchinson Ross Publishing Company, Stroudsburg, Pennsylvania: 376 p.
- Leatherman, S.P. (1982): Barrier Island Handbook, 2nd Edition: 101 p.
- Leatherman, S.P. (1983): Barrier dynamics and landward migration with Holocene sea-level rise. – *Nature*, 301: 415 – 418.
- Leatherman, S.P. (1988): Barrier Island Handbook. – Coastal Publications Series, Laboratory for Coastal Research, University of Maryland: 93 p.
- Leatherman, S.P., Williams, A.T. & Fisher, J.S. (1977): Overwash sedimentation associated with a large-scale Northeaster. – *Marine Geology*, 24: 109 – 121.
- Leatherman, S. P. & Williams, A. T. (1983): Vertical sedimentation units in a barrier island washover fan. – *Earth Surf. Proc. Landforms*, 8: 141 – 150.
- Leatherman, S.P. & Zaremba, R.E. (1987): Overwash and aeolian processes on a U.S. northeast coast barrier. – *Sedimentary Geology*, 52: 183 – 206.
- Lindhorst, S., Betzler, C. & Hass, H.C. (2008): The sedimentary architecture of a Holocene barrier spit (Sylt, German Bight): Swash-bar accretion and storm erosion. – *Sedimentary Geology*, 206: 1 – 16.
- Lindhorst, S., Fürstenau, J., Hass, H.C. & Betzler, C. (2010): Anatomy and sedimentary model of a hooked spit (Sylt, southern Northsea). – *Sedimentology*, 57: 935 – 955.
- LKN-SH (2009): Fachplan Küstenschutz Amrum. – 1. Aufl., Husum: 111 S.
- McKee, E. D. (1959): Storm sediments on a pacific atoll. - *Benchmark Papers in Geology*, 58: 78 – 83.
- Morton, R.A. (1979): Subaerial storm deposits formed on barrier flats by wind-driven currents. – *Sedimentary Geology*, 24: 105 – 122.
- Morton, R. A., Gonzalez, J.L., Lopez, G. I. & Correa, I. D. (2000): Frequent non-storm washover of barrier, Pacific Coast of Colombia. – *Journal of Coastal Research*, 16 (1): 82 – 87.
- Müller, J. & Fischer, O. (1937): Amrum. Das Wasserwesen an der schleswig-holsteinischen Nordseeküste. – Teil II: Die Inseln, Band 5, Reimer, Berlin: 237 S.
- Perkins, R.D. & Enos, P. (1968): Hurricane Betsy in the Florida-Bahama area: geologic effects and comparison with hurricane Donna. – *Benchmark Papers in Geology*, 58: 102 – 110.
- Petersen, J. & Pott, R. (2005): Ostfriesische Inseln: Landschaft und Vegetation im Wandel. – Schlütersche, Hannover: 160 S.
- Quedens, G. (1994): Amrum. – 17. Aufl., Breklumer Verlag, Breklum: 144 S.
- Remde, F. (1972): Amrum. Ein Beitrag zur Genese und Struktur einer Inselsiedlung. Dissertation, Wilhelms-Universität, Münster: 181 S.
- Ritchie, W. & Penland, S. (1988): Rapid dune changes associated with overwash processes on the deltaic coast of South Louisiana. – *Marine Geology*, 81: 97 – 122.
- Rosen, P.S. (1979): Aeolian dynamics of a barrier island system. – In: Leatherman, S.P. [ed.]: Barrier Islands from the Gulf of St. Lawrence to the Gulf of Mexico. – Academic Press, New York, San Francisco, London: pp. 81 – 98.
- Sallenger, A.H. (2000): Storm impact scale for barrier islands. – *Journal of Coastal Research*, 16 (3): 890 – 895.
- Schwartz, R.K. (1975): Nature and genesis of some storm washover deposits. – *Benchmark Papers in Geology*, 58: 229 – 260.
- Schwartz, R.K. (1982): Bedform and stratification characteristics of some modern small-scale Washover sand bodies. – *Sedimentology*, 29: 835 – 849.
- Sedwick, P.E. & Davis, R.A. (2003): Stratigraphy of washover deposits in Florida: implications for recognition in the stratigraphic record. – *Marine Geology*, 200:31 – 48.

- Sindowski, K.-H. (1973): Das ostfriesische Küstengebiet: Inseln, Watten und Marschen.– Sammlung Geologischer Führer 57, Borntraeger, Berlin, Stuttgart: 162 S.
- Sindowski, K.-H. (1979): Zwischen Jadebusen und Unterelbe. – Sammlung Geologischer Führer 66, Borntraeger, Berlin, Stuttgart: 145 S.
- Switzer, A.D., Pucillo, K., Haredy, R.A., Jones, B.G. & Bryant, E.A. (2005): Sea level, storm, or tsunami: enigmatic sand sheet deposits in a sheltered coastal embayment from southeastern New South Wales, Australia. – *Journal of Coastal Research*, 21 (4): 655 – 663.
- Switzer, A.D., Bristow, C.S. & Jones, B.G. (2006): Investigation of large-scale washover of a small barrier system on the southeast Australian coast using ground penetrating radar. – *Sedimentary Geology*, 183: 145 – 156.
- Tillmann, T. (accepted): Geomorphology and internal sedimentary structure of a landward migrating barrier spit (Southern Sylt/ German Bight): Insights from GPR surveys. In: Randazzo, G., Cooper, J.A.G., Jackson, D.W.T. [eds.]: Sand and gravel spits. – Springer, Coastal Research Library.
- Tillmann, T. (2015): Untersuchungen zu Aufbau, Stratigraphie und Genese von Nehrungshaken am Beispiel der Nordseeinseln Sylt und Amrum : eine Methodenkombination aus Georadar und sedimentologischen Analysen. – Dissertation, Goethe-Universität Frankfurt a.M.: 413 S.
- Tillmann, T. (2014): Why is barrier spit's accretion not a simple process? Insights from GPR-surveys of Northern Amrum (North Sea/German Bight). – Proceedings of the 15th International Conference on Ground Penetrating Radar (GPR 2014), June 30 - July 4, 2014, Brussels.
- Tillmann, T. & Wunderlich, J. (2014a): Barrier spit accretion model of Southern Sylt/ German North Sea: Insights from ground-penetrating radar surveys. – *Zeitschrift für Geomorphologie*, DOI: 10.1127/0372-8854/2014/S-00164
- Tillmann T. & Wunderlich, J. (2014b): Washover-Events im Süden der Insel Sylt. *Geo-Öko*, 34: 177 - 215.
- Tillmann, T. & Wunderlich, J. (2013): Barrier rollover and spit accretion due to the combined action of storm surge induced washover events and progradation: Insights from ground-penetrating radar surveys and sedimentological data. – *Journal of Coastal Research*, SI No. 65 (1): 600 – 605.
- Tillmann, T., Ziehe, D. & Wunderlich, J. (2013): Holozäne Landschaftsentwicklung an der Westküste der Nordseeinsel Amrum. – *Quaternary Science Journal (Eiszeitalter & Gegenwart)*, 62(2): 98 – 119. DOI: 10.3285/eg.62.2.02
- Vermeer, D.E. (1963): Effects of hurricane Hattie 1961 on the cays of British Honduras. – *Benchmark Papers in Geology*, 58: 92 – 96.
- Wang, P. & Horwitz, M.H. (2007): Erosional and depositional characteristics of regional overwash deposits caused by multiple hurricanes. – *Sedimentology*, 54 (3): 545 – 564.
- Xuan Tinh, N. (2006): Modelling of coastal overwash: review and application of state-of-art empirical, numerical and analytical methods. – Diss. Univ. Lund/Department of Water Resources Engineering, Lund/Sweden: 71 p.

Danksagung

Das Projekt wurde gefördert durch ein Promotionsstipendium der Deutschen Bundesstiftung Umwelt.

Adresse

Dr. Tanja Tillmann
 Niedersächsisches Institut für
 historische Küstenforschung (NIhK)
 Viktoriastraße 26/28
 26382 Wilhelmshaven, Germany

tanja.tillmann@nihk.de



Coastline Reports
published by EUCC - The Coastal Union Germany
are available online under: <http://www.eucc-d.de/coastline-reports.html>

The journal publishes monographs, project results and proceedings with focus on coastal management and research.

Official languages are: English, French, German and Spanish

Last issues are:

Coastline Reports 18 (2012)

A fish-based index of biotic integrity – FAT-TW an assessment tool for transitional waters of the northern German tidal estuaries

J. Scholle & B. Schuchardt

(In English)

Coastline Reports 19 (2012)

Transboundary management of Transitional Waters - Code of Conduct and Good Practice examples

H. Nilsson, R. Povilanskas & N. Stybel (eds.)

(In English)

Coastline Reports 20 (2012)

Development Concept for the Territory of the Baltic Green Belt - A Synthesis Report of the INTERREG IVB Project Baltic Green Belt

H. Sterr, S. Maack & M. Schultz (eds.)

(In English)

Coastline Reports 21 (2013)

Sectoral Impact Assessments for the Baltic Sea Region - Climate Change Impacts on Biodiversity, Fisheries, Coastal Infrastructure and Tourism

O. Krarup Leth, K. Dahl, H. Peltonen, I. Krämer & L. Kūle (eds.)

(In English)

Coastline Reports 22 (2014)

Fisheries management in coastal waters of the Baltic Sea - AQUAFIMA results of the Szczecin Lagoon, Vistula Lagoon, Curonian Lagoon and Gulf of Riga

N. Stybel & M. Skor (eds.)

(In English)

Coastline Reports 23 (2014)

Coastal adaptation processes in the German Baltic Sea Region

EUCC – The Coastal Union Germany (ed.)

(In English and German)

Coastline Reports 24 (2015)

Blickpunkt Küste: aktuelle Forschungsansätze in der Meeres- und Küstengeographie

M. Link & L. Borchert (eds.)

(In English and German)

Coastline Reports 25 (2015)

Aktuelle Küstenforschung an der Nordsee

T. Tillmann (ed.)

(In English and German)

