



Universität Hamburg



KlimaCampus

Klimabericht für die Metropolregion Hamburg

Entwurf

November 2009

Herausgeber

Prof. Dr. Dr. h.c. Hans von Storch & Prof. Dr. Martin Claußen

Universität Hamburg
KlimaCampus
Grindelberg 5
20144 Hamburg

Koordination

GKSS Forschungszentrum
Norddeutsches Klimabüro
Max-Planck-Straße 1
21502 Geesthacht



Inhalt

1	Klimabericht für die Metropolregion Hamburg Executive Summary	7
2	Das Klima der Metropolregion auf Grundlage meteorologischer Messungen und Beobachtungen	10
	2.1 Das Klima der Metropolregion (Gudrun Rosenhagen)	10
	2.1.1 Einleitung	10
	2.1.2 Klimawirksame Faktoren	11
	2.1.3 Atmosphärische Zirkulation	12
	2.1.4 Wind	15
	2.1.5 Lufttemperatur	21
	2.1.6 Niederschlag	27
	2.1.7 Sonnenscheindauer	33
	2.1.8 Extremereignisse	37
	2.2 Das Klima der Stadt Hamburg (Gudrun Rosenhagen)	42
	2.2.1 Literaturquellen zum verfügbaren Datenmaterial und zu Beschreibungen des Klimas der Stadt Hamburg (Anne Schroen, Michael Schatzmann)	42
	2.2.2 Das Stadtklima von Hamburg	57
	2.3 Zusammenfassung	64
	2.4 Literatur	65
3	Klima der Region – mögliche Entwicklungen in der Zukunft (2100) (Achim Daschkeit)	70
	3.1 Anthropogen beeinflusste Klimaänderungen – von der globalen zur regionalen Ebene	70
	3.1.1 Regionalisierungsverfahren	71
	3.1.2 Regionale Klimamodelle: REMO, COSMO-CLM, STAR, WETTREG	72
	3.1.3 Szenarien	75
	3.2 Ergebnisse der Regionalen Klimamodelle (Klimaprojektionen) für die Metropolregion Hamburg	75
	3.2.1 REMO	76
	3.2.2 STAR	80
	3.2.3 WETTREG	86
	3.2.4 Temperatur der Metropolregion Hamburg	95
	3.2.5 Niederschläge in der Metropolregion Hamburg	100
	3.2.6 Kenntage in der Metropolregion Hamburg	106
	3.2.7 Aussagekraft und Aussagegrenzen der Modellergebnisse	108
	3.3 Zusammenfassung/Ausblick	109
	3.4 Literatur	111
	3.5 Danksagung	120
4	Klima der Region und mögliche Änderungen in der Deutschen Bucht (Ralf Weisse)	121
	4.1 Naturräumliche Verhältnisse und Gegenwärtiges Klima	121
	4.2 Klimaänderungen 1800-2006/2007	127
	4.2.1 Hydrographie	127

4.2.2	Wasserstand	133
4.2.3	Seegang	140
4.2.4	Eis	141
4.3	Zukünftige Klimaänderungen bis 2100	142
4.3.1	Hydrographie	142
4.3.2	Wasserstand	144
4.3.3	Seegang	150
4.3.4	Eis	152
4.4	Zusammenfassung	152
4.5	Literatur	154
5	Klima der Region und mögliche Änderungen in der Tideelbe (Norbert Winkel)	160
5.1	Einleitung	160
5.2	Hydromorphologische Verhältnisse der Tideelbe	160
5.2.1	Wasserstand	166
5.2.2	Salzgehalt	172
5.2.3	Wassertemperatur	173
5.3	Klimaänderungen 1880-2006/2007	174
5.3.1	Wasserstand	175
5.3.2	Salzgehalt	179
5.3.3	Wassertemperatur	180
5.4	Zukünftige Klimaänderungen bis 2100	181
5.5	Literatur	184
6	Klimabedingte Änderungen in terrestrischen und semi-terrestrischen Ökosystemen (Kai Jensen)	188
6.1	Ökologische Charakteristika der Metropolregion Hamburg	188
6.1.1	Geologische Ausgangssituation, Bodengenese und –verbreitung	188
6.1.2	Postglaziale Vegetationsentwicklung und Verbreitung der Potentiell Natürlichen Vegetation	193
6.2	Auswirkungen des Klimas auf terrestrische und semi-terrestrische Ökosysteme	195
6.2.1	Pflanzen und Klimaänderungen: Ökophysiologie, Phänologie, Verbreitungsgrenzen sowie biotische Interaktionen	196
6.2.2	Böden und Klimaänderungen	200
6.2.3	Key Driver „Bodenwasserhaushalt“	204
6.2.4	Key Driver „Bodenwärmehaushalt“	204
6.3	Charakteristische Ökosysteme der Metropolregion Hamburg	206
6.3.1	Naturnahe Ökosysteme	206
6.3.2	Ökosysteme der Kulturlandschaft	221
6.3.3	Ökosysteme des urbanen Raums	228
6.4	Ausblick und Schlussfolgerungen hinsichtlich Forschungsbedarf zu Auswirkungen des Klimawandels auf terrestrische und semi-terrestrische Ökosysteme	233
6.5	Literatur	237

7	Der Einfluss des Klimawandels auf das aquatische Ökosystem der Metropolregion Hamburg: Elbe, Wattenmeer, Nordsee (Hans-Ulrich Fanger und Franciscus Colijn)	251
	7.1 Einleitung	251
	7.2 Auswirkungen des prognostizierten Klimawandels für die Elbe	251
	7.3 Auswirkungen von Klimaänderungen für die Wattgebiete der Nordsee	253
	7.4 Auswirkungen von Klimaänderungen für die (pelagische) Nordsee	257
	7.4.1 Fischfauna der Nordsee	257
	7.4.2 Fischfauna in der Deutschen Bucht (AWZ)	258
	7.4.3 Benthos der Nordsee	261
	7.4.4 Nahrungsnetz in der Nordsee	267
	7.4.5 Regime Shift	268
	7.5 Zusammenfassung	270
	7.6 Literatur	272
8	Klimabedingte Änderungen im Wirtschaftssektor Tourismus (Harald Heinrichs)	277
	8.1 Einleitung	277
	8.2 Klimawandel und seine Auswirkungen auf den Tourismussektor	279
	8.2.1 Allgemeine Auswirkungen auf den Tourismussektor	279
	8.2.2 Städte- und Küstentourismus unter Klimawandelbedingungen	281
	8.3 Auswirkungen des Klimawandels auf die Metropolregion Hamburg	285
	8.3.1 Geschichtlicher Rückblick	285
	8.3.2 Die Stadt Hamburg	286
	8.3.3 Nordseeküste	288
	8.3.4 Umland	292
	8.4 Fazit	294
	8.5 Literatur	295
9	Klimawandel und Landwirtschaft in der Metropolregion Hamburg (F.-M. Chmielewski)	301
	9.1 Einleitung	301
	9.2 Die Landwirtschaft in der Metropolregion Hamburg	301
	9.2.1 Auswirkungen des Klimawandels auf die Landwirtschaft	303
	9.2.2 Der CO ₂ -Düngeeffekt und seine Auswirkungen	304
	9.2.3 Agrarklimatische Veränderungen und ihre Auswirkungen	306
	9.2.4 Veränderungen im Auftreten von Schadorganismen	315
	9.2.5 Anpassung an den Klimawandel	319
	9.2.6 Mögliche Kosten des Klimawandel	321
	9.3 Zusammenfassung/Fazit	323
	9.4 Literatur	325
10	Technische und organische Anpassungspotenziale: Climate Adaptation Governance – Planerisch-organisatorische Anpassungspotenziale an den Klimawandel in der Metropolregion Hamburg/Norddeutschland (Jörg Knieling)	329
	10.1 Einleitung	329

10.2	Climate Adaptation Governance – Planerisch-organisatorische Anpassungspotenziale an den Klimawandel in der Metropolregion Hamburg/Norddeutschland (J. Knieling)	330
10.2.1	Ausgangslage	330
10.2.2	Klimawandel als planerisch-organisatorische Herausforderung für Metropolregionen	331
10.2.3	Climate Adaptation Governance	333
10.2.4	Elemente einer Climate Adaptation Governance für die Metropolregion Hamburg	334
10.3	Klimaanpassung und Bauleitplanung (M. Wickel, N. Morgenstern)	337
10.3.1	Aufgabe der Bauleitplanung	337
10.3.2	Rechtliche und organisatorische Einordnung der Bauleitplanung	337
10.3.3	Klimaanpassung und Klimaschutz als Aufgaben der Bauleitplanung	338
10.3.4	Mögliche Darstellungen und Festsetzungen zur Klimaanpassung	340
10.3.5	Umgang mit den Risiken Klimawandels	343
10.4	Klimaanpassung und Regionalplanung (J. Knieling, J. Fröhlich)	344
10.4.1	Zur Rolle der Regionalplanung bei der Anpassung an den Klimawandel	344
10.4.2	Ansatzpunkte für die Regionalplanung	348
10.4.3	Klimaanpassung in Regionalplänen und Regionalem Entwicklungskonzept der MRH	349
10.4.4	Weiterentwicklung des Instrumentariums der Regionalplanung zur Anpassung an den Klimawandel	351
10.5	Klimaanpassung und informelle Handlungsformen auf kommunaler und regionaler Ebene (S. Greiving)	353
10.5.1	Einführung	353
10.5.2	Schwächen formeller Raumplanung	354
10.5.3	Informelle Ansätze zur Klimaanpassung	356
10.6	Flussgebiete als Handlungsraum für die Anpassung an den Klimawandel (T. Moss)	362
10.6.1	Klimaanpassung in Flussgebieten denken	362
10.6.2	Flussgebiete als Handlungsräume: Chancen und Herausforderungen	364
10.6.3	Flussgebiete und das Instrumentarium der Hoch- und Niedrigwasserversorgung	366
10.6.4	Beispiele einer flussgebietsorientierten Anpassung an den Klimawandel	369
10.7	Integriertes Küstenzonenmanagement als Instrument zur Anpassung an den Klimawandel (A. Kannen, B.M.W. Ratter)	370
10.7.1	Einführung	370
10.7.2	Entwicklung des IKZM in Deutschland und Europa	370
10.7.3	IKZM als Instrument für die nachhaltige Entwicklung von Küstenräumen	371
10.7.4	IKZM als adaptives Management und Dialogprozess	373
10.7.5	Herausforderungen an IKZM durch den Veränderungsdruck an Meeren und Küsten	374
10.7.6	IKZM als Leitbild einer Climate Adaptation Governance	374
10.8	Fazit (J. Knieling)	377
10.8.1	Weiterführende Aufgaben und Forschungsfragen	379
10.9	Literatur	381
11	Technische und organisatorische Anpassungspotenziale (Nicole von Lieberman)	397

11.1	Technische Potenziale zur Anpassung an den Klimawandel	397
11.1.1	Technische Potenziale in drei Ländern	397
11.1.2	Küstenschutz in der Metropolregion	397
11.1.3	Technische Anpassungspotenziale	400
11.2	Zusammenfassung	405
11.3	Literatur	407

ENTWURF

ENTWURF

1 Klimabericht für die Metropolregion Hamburg

Executive Summary

Dass das **globale Klima** sich unter dem Einfluss menschlicher Aktivitäten ändert, ist seit dem letzten Bericht des UNO-Klimarats IPCC aus dem Jahre 2007 hinlänglich klar. Die Hauptrolle hier spielt die Freisetzung von Kohlendioxid und anderen Treibhausgasen. In den letzten hundert Jahren ist die globale gemittelte Lufttemperatur um etwa 0.75°C , der globale Meeresspiegel um circa 17 cm gestiegen. Gerade die Temperaturänderungen sind – im Rahmen statistischer Ungenauigkeiten – stärker als aufgrund natürlicher Schwankungen zu erwarten ist, und die einzige robuste Erklärung für den größten Teil dieses Anstieg ist die Wirkung der Treibhausgase. Für die nächsten Jahrzehnte bis zum Ende des 21. Jahrhunderts wird ein weiterer Anstieg von Temperaturen, Meeresspiegel und die Veränderung anderer Wettereigenschaften erwartet – in Abhängigkeit davon, wieviel Treibhausgase wann freigesetzt werden. Obwohl auch hier immer noch deutliche Wissensdefizite herrschen (etwa im Hinblick auf den Meeresspiegel), sind die Aussagen im Hinblick auf das globale Geschehen recht klar.

Für das **regionale und lokale Klima** ist die Situation erheblich ungewisser. Während es viele wissenschaftliche Arbeiten gibt, die sich mit methodischen Zugängen zur Bestimmung und zum Umgang des regionalen und lokalen Klimawandels gibt, ist das wissenschaftliche untermauerte Wissen in Bezug auf spezifische Regionen und Gebiete häufig gering. Dies gilt auch für die Metropolregion Hamburg. Dies ist für Öffentlichkeit und Politik eine unbefriedigende Lage, da gerade diese Art von Wissen jetzt gebraucht wird, wo sich die Einsicht durchsetzt, dass auch im Falle einer erfolgreichen Klimaschutzpolitik (weltweite Einschränkungen der Emissionen) überall signifikante Anpassungsmaßnahmen zum Umgang mit den nicht vermeidbaren Folgen des menschengemachten Klimawandels nötig werden. Dies ist um so notwendiger, weil in Öffentlichkeit und Politik bisweilen medial zugespitzte Vorstellungen dominieren, und die Möglichkeiten und Notwendigkeiten von Anpassungsmaßnahmen nicht immer verstanden sind.

Daher wurde am KlimaCampus Hamburg im Rahmen des **Klima-Exzellenzclusters CliSAP** (Integrated Climate System Analysis and Prediction) der Universität Hamburg und ihrer außeruniversitären Partner in 2008/2009 das Wissen, wie es sich in wissenschaftlichen Publikationen belegt, gesichtet und im Hinblick auf Konsens und Dissens bewertet. Dabei stellte sich heraus, dass durchgehend die für die Metropolregion spezifische Wissenslage dürr ist. Es besteht ein erheblicher zusätzlicher Forschungsbedarf. Die erste Fassung dieses Berichts wird jetzt vorgelegt auch in der Absicht, von der wissenschaftlichen Gemeinschaft zu erfahren, ob das Wissensangebot wirklich ausgelotet wurde. Später in 2010 wird der Bericht dann in seiner endgültigen Fassung als Buch erscheinen.

Der "**Klimabericht für die Metropolregion Hamburg**" beschreibt das Wissen über sowohl die vergangenen 100 Jahre, soweit vorhanden, als auch die erwarteten bzw. möglichen Veränderungen in den kommenden 100 Jahren. Dabei ist zu beachten, dass diese Beschreibung von Zukunft keine Vorhersagen sind, sondern plausible Abschätzungen möglicher Entwicklungen, die von den nur bedingt vorhersagbaren zukünftigen weltweiten Freisetzungen von Treibhausgasen abhängen. Man spricht daher von "Szenarien" oder „Projektionen“. Der oft verwendete Begriff "Prognose" dagegen ist irreführend, weil die Eintrittswahrscheinlichkeit der Szenarien oder Projektionen nicht bekannt ist; sämtliche Szenarien und Projektionen gelten als gleichermaßen plausibel.

Für die **vergangenen 100 Jahre** ergibt sich folgendes Bild: Die Temperaturen in der Region sind um ca. 1°C gestiegen, mit einer Beschleunigung in den letzten dreißig Jahren; die Niederschläge sind in der Jahressumme um ca. 1% pro Jahrzehnt gestiegen, wobei dieser Anstieg jahreszeitig ungleichmäßig war – im Sommer kaum oder sogar eine Verminderung, ein Anstieg im Winter und Herbst. Veränderungen im Sturmklima sind nicht belegt. Neben regional nahezu gleichmäßiger Veränderung findet sich auch ein Klimateffekt in der Stadt Hamburg selbst – mit einer erhöhten Temperatur von ca. 1°C im Stadtzentrum relativ zum Umland und Veränderungen des Niederschlags im Lee der Stadt. Im Hinblick auf Meeresspiegel und Sturmfluten sind Erhöhungen festzustellen, längs der Küste in der Größenordnung von 20 cm; in der Elbe aber erheblich höhere Werte, die insbesondere mit verbesserten Küstenschutz und vergangenen Elbausbaggerung zu tun hat. Im Ökologischen Bereich

sind frühere Blühtermine bei Pflanzen und längere Vegetationsperioden eingetreten; auch sind neue wärmeliebende Arten in den aquatischen Ökosystemen der Region seit einiger Zeit anzutreffen.

Die Abschätzungen **für die kommenden 100 Jahre** beruhen auf einer Reihe von Szenarien, die mit dynamischen und statistischen Modellen aus globalen IPCC Szenarien für die Region abgeleitet wurden. Alle Szenarien beschreiben eine Zunahme der Jahresmitteltemperatur bis Mitte dieses Jahrhunderts um etwa 0,75 °C bis 1,75 °C und bis zu etwa 3 °C bis Ende dieses Jahrhunderts, wobei die Erwärmung in den Herbst- und Wintermonaten relativ stärker ausfällt als im Frühling und Sommer. Der Jahresgang des Niederschlags kann sich bis Ende dieses Jahrhunderts jedoch deutlich ändern mit deutlich trockneren Sommern (-5 % bis -40 %) und deutlich feuchteren Wintern (+15 % bis +40 %). Alle Zahlen sind mit bedeutenden Unsicherheiten verbunden. Für Stürme werden nur geringe Veränderungen erwartet; der Meeresspiegel wird vermutlich weiter ansteigen, wobei Sturmfluten bis 2030 nur insignifikant höher, aber bis zum Ende des Jahrhunderts um 3 bis 11 Dezimeter in Hamburg höher auflaufen können.

Für marine Ökosysteme längs der Nordseeküste und im Elbeästuar werden weitere Einwanderungen fremder wärmeliebender Arten und die Abwanderung kälteliebender Arten erwartet. Vermehrte sommerliche Sauerstoffdefizite in der Tide-Elbe unterhalb Hamburgs könnten auftreten und damit zu vermehrtem Fischsterben führen. Es wird für möglich gehalten, dass die Trübungszone und die Brackwassergrenze der Elbe sich stromauf verschieben. Unterschiedliche Aussagen finden sich zu Flächenänderung von Vordeich- und Wattgebieten und damit zur Gefährdung von Tideauenwäldern.

Die erwarteten Klimaänderung können deutliche Auswirkungen auf Waldökosysteme in der Metropolregion Hamburg haben: Neben der Rotbuche gelten Sand-Birke, Spitz- und Bergahorn, Berg-Ulme und Winterlinde als wenig vom Klimawandel betroffen. Von einem wärmeren Klima profitieren wärmetolerante Baumarten wie z.B. Stiel- und Traubeneiche, Hainbuche, Sommerlinde und Gemeine Esche, während Fichte und Kiefer in Mitteleuropa als Risikobaumarten eingestuft werden. Charakteristische Arten artenreicher Feuchtwiesen könnten, bedingt durch niedrigere sommerliche Wasserstände, von Arten des Wirtschaftsgrünlandes verdrängt werden. Das Wissen über Auswirkungen eines Klimawandels auf Bodenparameter, auf das Ökosystem Heide und das urbane Ökosystem der Metropolregion Hamburg ist unzureichend.

Eine verlängerte Vegetationsperiode und steigende Temperaturen könnten im Obstbau den Anbau neuer Apfelsorten ermöglichen. Eine stärkere Bekämpfung des Apfelwicklers an der Niederelbe wird möglicherweise notwendig, wenn künftig mehr als eine Generation des Apfelwicklers im Jahr auftritt. Für den Pflanzenbau werden die Auswirkungen der erwarteten Klimaänderungen möglicherweise gering. Insgesamt wird eine Anpassung des Obst- und Pflanzbaus an den Klimawandel notwendig und effizient angesehen, wobei sogar Kosten eingespart werden könnten.

Die erwartete Verlängerung der Sommersaison könnte positive Effekte für den regionalen Tourismus mit sich führen. Generell werden Adaptationsstrategien für nötig erachtet, die zu einer Reduktion der Vulnerabilität des Tourismus führen können. Solche Handlungsoptionen beziehen sich auf eine Verlagerung auf klimaunabhängige Angebote oder eine zeitliche Anpassung der Saisonzeiten sowie Bewusstseinsförderung bei Touristikern und Reisenden. Externe Faktoren, wie steigende Ölpreise, verändertes sowie neue Zielgruppen werden die Tourismusbranche zusätzlich in der Zukunft beeinflussen und sollten bei der Planung einer nachhaltigen Tourismusentwicklung mit berücksichtigt werden.

Planerisch-organisatorische **Ansätze zur Anpassung** an den Klimawandel weisen auf ein breites Spektrum von Gestaltungs- und Koordinationsformen für die Metropolregion Hamburg hin. Ein Konsens besteht insgesamt darin, dass eine sinnvolle Kombination formeller und informeller Instrumente eine Grundvoraussetzung für wirkungsvolle Klimaanpassung ist. Es geht weniger um umfassende Pläne mit endgültigen Aussagen, sondern vielmehr um erwartete Klimaänderungen in die strategischen Entscheidungsprozesse einzubeziehen. Formell-planerische Regelungen erfüllen dort eine wichtige Funktion, wo es um die verbindliche Steuerung zukünftiger Raumnutzungen geht, z.B. das Freihalten von Überschwemmungsgebieten. Dissens herrscht hinsichtlich der Frage, ob den Belange der Klimaanpassung das erforderliche Gewicht beigemessen werden kann, da auf Grundlage der Unsicherheiten der Klimaszenarien eindeutige Aussagen über Folgen erschwert werden. Informell-

kooperative Handlungsweisen, z.B. Leitbilder, Entwicklungskonzepte und Zielvereinbarungen, erhöhen die Chance auf dialogische Entscheidungsprozesse und können die Umsetzungsqualität von Strategien und Maßnahmen verbessern. Die Regelungskonzepte des Flussgebiets- und Küstenzonenmanagements sind in der Metropolregion in bezug auf Klimafolgen bisher kaum eingesetzt worden, haben aber sicher ein erhebliches Potential. Aussagen zu technischen Anpassungspotentialen beziehen sich im Wesentlichen auf Sturmflutschutz, aber auch auf den Binnenhochwasserschutz und Erosionsschutz. Hier geht es neben der Erhöhung von Deichen und Hochwasserschutzwänden auch um prinzipielle Überlegungen zur Anlage eines Sturmflutsperrwerkes und von Überflutungspoldern. Technische Anpassungsmöglichkeiten für den Binnenhochwasserschutz der Stadt Hamburg wurden bereits wissenschaftlich untersucht. Für den Bereich Wilhelmsburg liegen Überlegungen zu einem "Kaskadierenden Flutkammersystemen" vor.

ENTWURF

2 Das Klima der Metropolregion auf Grundlage meteorologischer Messungen und Beobachtungen

2.1 Das Klima der Metropolregion (Gudrun Rosenhagen)

2.1.1 Einleitung

Unter dem Klima eines Ortes wird die Gesamtheit aller meteorologischen Zustände an diesem Ort verstanden. In Abgrenzung zum Wetter mit einer Zeitdimension von Stunden bis Tagen versteht man Klima als einen über lange Zeiträume hinweg statistisch ermittelten Zustand der Atmosphäre. Man geht davon aus, dass Zeitreihen von mindestens 30 Jahren Dauer betrachtet werden müssen, um repräsentative Aussagen über die Veränderlichkeit einzelner Klimaelemente machen zu können. Die World Meteorological Organization (WMO) hat deshalb, basierend auf dem 30-Jahres-Rhythmus, die klimatologische Normalperioden eingeführt und ordnet die Daten den Zeiträumen 1901-1930, 1931-1960 etc. zu. Dabei wird davon ausgegangen, dass sich das Klima innerhalb dieser Zeiträume nicht wesentlich ändert.

Die messbaren Elemente des Klimas, wie Luftdruck, Lufttemperatur, Windgeschwindigkeit und – richtung, Feuchte, Niederschlag, Bewölkung oder Sonnenscheindauer, werden als Klimaelemente bezeichnet. Die Klimaelemente hängen sowohl von den Gegebenheiten des Ortes (geographische Breite, Topographie und Bebauung, Bodenart und Bewuchs etc.) als auch von den Gegebenheiten der Umgebung (Versiegelungs- oder Wasserflächen etc.) ab. Zudem sind sie typischerweise nicht unabhängig voneinander, sondern (mehr oder weniger stark) miteinander korreliert.

Klimaänderungen werden häufig durch Trends beschrieben. Der Trend einer Klimazeitreihe beschreibt das langfristige Verhalten einer oder mehrerer Komponenten des Klimasystems und setzt sich aus seiner Richtung (Vorzeichen), seinem Betrag und seiner statistischen Signifikanz zusammen (Rapp, 2000).

Die Bestimmung der statistischen Signifikanz ermöglicht eine Aussage darüber wie „streng“ beziehungsweise wie „sicher“ der Trend ist, also wie deutlich er sich gegenüber der Zeitreihenvariabilität heraushebt. Die Bewertung eines Trends wird durch diese qualifizierende Information erst möglich.

Neben der Signifikanz des Trends hat aber auch seine Repräsentanz, und zwar in zeitlicher wie in räumlicher Hinsicht, eine fundamentale Bedeutung (Rapp, 2000). Aussagen zur Klimaänderung sollten möglichst nicht auf Trendanalysen einzelner Beobachtungsstationen beruhen, sondern berücksichtigen, ob bestimmte signifikante Entwicklungen auch zeitlich stabil und zudem flächendeckend verlaufen.

Die Bestimmung von Langzeittrends auf der Grundlage von Beobachtungen ist problematisch, da insbesondere in Stadtgebieten kaum lange, ausreichend homogene, d.h. von äußeren Faktoren unbeeinflusste, Beobachtungsreihen der meteorologischen Größen vorliegen. Um Trendänderungen adäquat beschreiben zu können, müssen jedoch längere Zeitintervalle zugrunde gelegt werden (50 oder besser 100 Jahre) bzw. muss die Trendberechnung flexibel, d.h. auch über Subzeitintervalle, durchgeführt werden. Für die Metropolregion liegt für entsprechende Untersuchungen nur von sehr wenigen Stationen ausreichendes Datenmaterial vor. Doch selbst für Stationen, die über lange Zeiträume am gleichen Ort betrieben wurden, ist die Wahrscheinlichkeit groß, dass mit dem Wachstum der Stadt einhergehende Bodennutzungsänderungen zumindest die Klimavariablen beeinflusst haben, deren Wert von den lokalen Umgebungsbedingungen mitbestimmt wird. Da die Änderungen typischerweise in Richtung zunehmender Bebauung und Flächenversiegelung gehen, muss angenommen werden, dass die Zeitreihen beispielsweise der Temperatur schon allein deshalb einen Trend aufweisen, der allerdings für jede einzelne Station unterschiedlich groß ist und nicht sicher quantifiziert werden kann.

Neben Trends und Trendänderungen der Mittelwerte stehen, wegen ihrer unter Umständen drastischen Auswirkungen besonders Extremereignisse im Blickpunkt des Interesses.

2.1.2 Klimawirksame Faktoren

Das Klima der Metropolregion, die sich von den Küsten der südöstlichen Nordsee über die norddeutsche Tiefebene südostwärts erstreckt, ist wesentlich durch die Nähe von Nord- und Ostsee geprägt. Entsprechend dominieren maritime Wettereinflüsse, doch können sich bei südöstlichen Windrichtungen auch kontinentale Luftmassen durchsetzen. Mit zunehmender Entfernung von der Nordseeküste in südöstlicher Richtung verstärken sich innerhalb der Region die kontinentalen Züge des Klimas (s. Abb. 1.1.2.1).

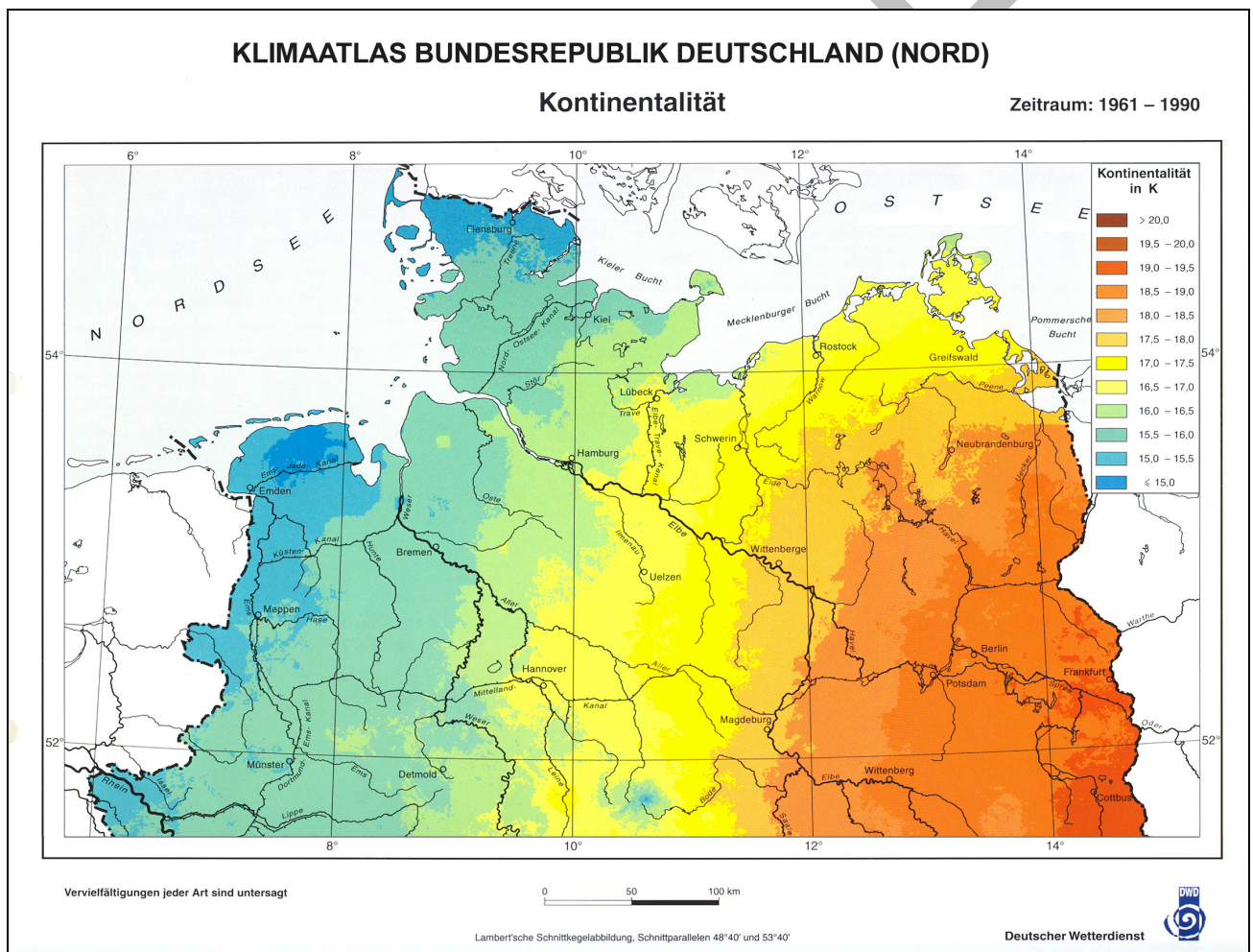


Abb. 1.1.2.1: Karte der Kontinentalität als mittlere Jahresschwankung der Temperatur, Bezugszeitraum 1961-1990 (Müller-Westermeier et al., 2001)

Größere Erhebungen sind im Untersuchungsgebiet nicht vorhanden. Lediglich im Bereich der Harburger Berge und in der Görde werden Höhen von mehr als 100 m über Meeresspiegel erreicht.

Da keine andere umfassende aktuelle Veröffentlichung zum Klima der Metropolregion vorliegt, beziehen sich die Aussagen in Kapitel 1.1, wenn nicht anders angegeben, auf die Veröffentlichung von Riecke und Rosenhagen (2009): Das Klima von Hamburg. Dabei handelt es sich um eine aktualisierte

und erweiterte Neuauflage des Berichtes gleichen Namens des Deutschen Wetterdienstes von 1976 (Cappel u. Kalb, 1976).

2.1.3 Atmosphärische Zirkulation

Die Metropolregion Hamburg befindet sich innerhalb der Westwinddrift zwischen dem subtropischen Hochdruckgürtel und der subpolaren Tiefdruckrinne. In diesem Grenzbereich zwischen Kaltluft aus polaren Breiten und Warmluft aus den Subtropen bilden sich die außertropischen Tiefdruckgebiete, die mit der vorherrschend zonalen, von West nach Ost gerichteten Strömung ostwärts ziehen und das Wetter unbeständig gestalten. Maßgeblich wird das Klima der Region von vier großräumigen Druckgebilden bestimmt: dem Islandtief, dem Azorenhoch sowie dem winterlichen sibirischen Hoch und dem sommerlichen zentralasiatischen Tief. Lage und Stärke der Druckgebilde und ihr Einfluss auf die Metropolregion variieren im synoptischen Zeitskalenbereich, d.h. im Bereich von Tagen bis zu einigen Wochen. Die vieljährigen Mittel der Luftdruckverteilung sind in Abbildung 1.1.3.1 (aus BACC, S. 6) dargestellt. Die Auswirkungen der Konstellationen auf das Wetter in Norddeutschland sind jahreszeitlich unterschiedlich (Schönwiese, 2003): Im Winter sind, beispielsweise bei zonal orientierten Wetterlagen Temperatur und Niederschlag relativ hoch, bei Hochdruckwetterlagen tief. Im Sommer bringen dagegen Hochdruckwetterlagen hohe Temperaturen und geringen Niederschlag, bzw. Nordwestwetterlagen kühl-feuchte Witterung. Allerdings können im Sommer hohe Temperaturen, wenn sie mit labiler Schichtung einhergehen, auch Starkniederschläge hervorrufen.

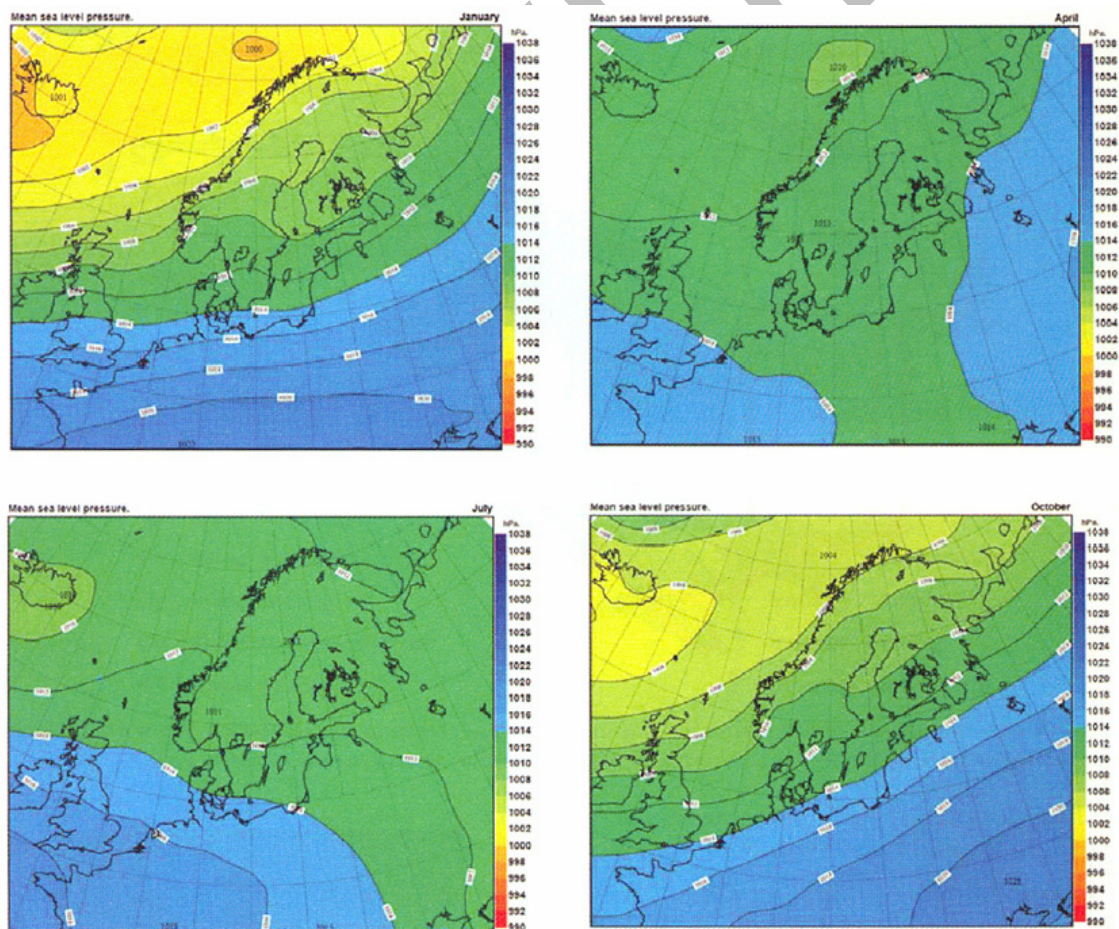


Abb. 1.1.3.1: Mittlere Luftdruckverteilung im Januar, April, Juli und Oktober, Bezugszeitraum 1971 bis 2001 (nach Källberg, SMHI, in BACC, 2008).

Die klimatischen Variationen in Mitteleuropa werden entscheidend durch die Zirkulationsverhältnisse auf dem Nordatlantik, die sogenannte Nordatlantische Oszillation NAO bestimmt (Schubert und Hupfer, 1992; Schönwiese und Rapp, 1997). Ausführliche Beschreibung über die NAO und ihre Geschichte findet man u.a. bei Wanner et al. (2001) sowie im Sonderheft der Fortbildungsreihe Promet des Deutschen Wetterdienstes (2008). Es gibt keine Standarddefinition für die NAO (Leckebusch et al., 2008). Häufig wird der sogenannte NAO-Index, NAOI, verwendet, der als standardisierte Differenz der Monatsmittel des Luftdrucks in Meereshöhe zwischen zwei Stationen definiert ist. Im einfachsten Fall handelt es sich um die Luftdruckdifferenz zwischen den Aktionszentren Azorenhoch und Islandtief. Die Differenzen spiegeln den mittleren geostrophischen Wind an der Meeresoberfläche wider. Rogers (1984) verwendete die Druckwerte von Ponta Delgada auf den Azoren und Stykkisholmur oder Akureyri auf Island, Hurrell (1995) Lissabon und Stykkisholmur. Jones et al. (1997) benutzte die Daten von Gibraltar und Südwestisland (meist Reykjavik) und verlängerte die Zeitreihe für die Wintermonate zurück bis 1821. Neben den beobachteten NAO-Indizes, die sich auf den Zeitraum der letzten 150 bis 180 Jahre beschränken, existieren jedoch auch Reihen, auf Grundlage von verschiedenen Proxydaten des NAOI, die die letzten ca. 500 Jahre umfassen (z.B.Luterbacher, 2002 und 2008; Cook et al., 2002)

In verschiedenen Untersuchungen (Hurrell, 1995; Rogers, 1997; Steinrück, 1998; Wanner, 2001; Trigo et al., 2002; Tinz, 2002; Hense et al., 2008) wurden die regionalen Zusammenhänge zwischen der NAO-Phase und Auswirkungen auf die Temperatur, den Niederschlag und den Wind in Mitteleuropa untersucht. Wie in den Abbildungen 1.1.3.2 und 1.1.3.3 gezeigt, bedeutet eine verstärkte NAO und damit ein positiver NAOI im Winter für Norddeutschland stärkere Winterstürme und verstärkte Zufuhr von feuchter, relativ milder Atlantikluft. Bei abgeschwächter NAO mit negativem NAOI ist dagegen das osteuropäische Kältehoch mit trockener Kaltluft dort wetterbestimmend. Auch in den Frühjahrsmonaten (März bis Mai) ist im norddeutschen Küstengebiet noch ein deutlicher Einfluss der NAO feststellbar (Hense et al., 2008). Das begründet sich durch den maritimen Einfluss von Nord- und Ostsee. Die winterlichen Temperaturen haben sich dem ozeanischen System aufgeprägt und wirken sich durch ungewöhnlich warme bzw. kalte Meerestemperaturen noch bis in das Frühjahr hinein aus. Im Sommer ist keine statistisch gesicherte Korrelation nachweisbar.

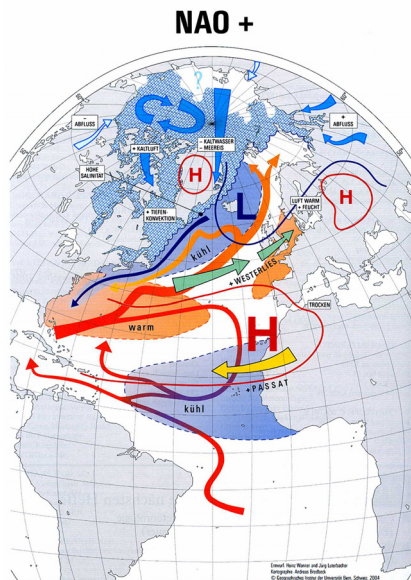


Abb. 1.1.3.2: Typische Druckverteilung und regionale Auswirkungen des positiven NAOI (Wanner u. Luterbacher, promet, 1981, S. 172).

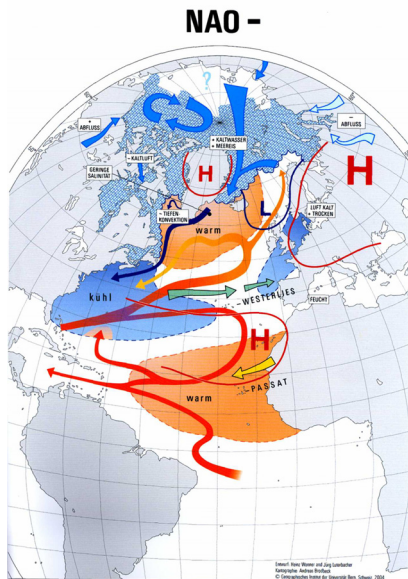


Abb. 1.1.3.3: Typische Druckverteilung und regionale Auswirkungen des negativen NAOI (Wanner u. Luterbacher, promet, 1981, S. 172).

Abbildung 1.1.3.4 zeigt die Zeitreihe des NAOI für die Wintermonate Dezember bis März nach Jones et al. (1997) zwischen 1821/22 und 2007/8, berechnet auf der Grundlage der Differenz des normalisierten Luftdrucks in Meereshöhe zwischen Gibraltar und Südwestisland. Offensichtlich besitzt die nordatlantische Zirkulation eine starke Variabilität von Jahr zu Jahr, die von einer ausgeprägten langperiodischen Schwankung überlagert ist. Ein langzeitiger Trend ist nicht feststellbar (vgl. Hurrell, 1995), wohl aber Trends für bestimmte Subintervalle: anfangs schwach zunehmend, etwa 1910 bis 1960 deutlich abnehmend und anschließend bis Mitte der 90er Jahre stark zunehmend (Schönwiese, 2002). Diese letzte Phase der (vorübergehend) starken Zunahme wurde vielfach als sichtbares Zeichen der Klimaänderung beschrieben, was durch die inzwischen abnehmende Tendenz jedoch nicht gestützt wird.

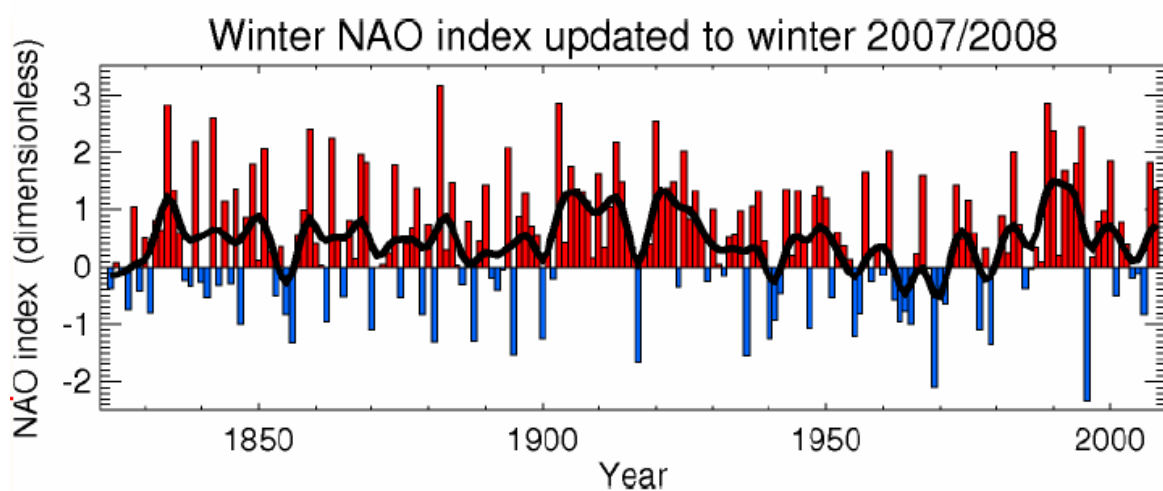


Abb. 1.1.3.4.: Zeitreihe des NAO-Indexes für die Wintermonate (Dezember bis März) zwischen 1821/22 und 2007/08 nach Jones et al. (1997), http://www.cru.uea.ac.uk/~timo/projpages/nao_update.htm.

Eine weitere Methode zur Beschreibung der großräumigen Druckverteilung und ihrer Veränderungen ist die Auswertung von sogenannten Großwetterlagen. Die bekannteste Klassifikation der Großwetterlagen für Mitteleuropa ist die von Hess und Brezowsky (1952), die auf den Grundlagen von Baur et al. (1944) entwickelt wurde. Baur definierte die Großwetterlage als "die mittlere Luftdruckverteilung eines Großraumes, mindestens von der Größe Europas während eines mehrtägigen Zeitraumes". Hess und Brezowsky legten für diesen Zeitraum eine Mindestdauer von drei Tagen fest. Grundlage der Klassifikation, die mehrfach überarbeitet wurde, ist heute die Zirkulationsform, die durch die Lage der steuernden Aktionszentren (Höhenhoch- und Höhentiefdruckgebiete, Tröge) und die Erstreckung der Frontalzone bestimmt wird. Der Katalog der Großwetterlagen beginnt 1881 und wird fortlaufend aktualisiert. Bis 1938 standen für die Bestimmung der Großwetterlagen allerdings nur Bodenkarten des Luftdrucks zur Verfügung. Der Vorteil dieser Klassifikation liegt in ihrem integralen Charakter, der langen, auf Tageswerten basierenden mehr als 100-jährigen Beobachtungsreihe sowie der einfachen Handhabbarkeit.

In einer Untersuchung der Großwetterlagen für Mitteleuropa stellten Werner et al. (2008) eine Zunahme von Westwetterlagen, sowohl an Dauer als auch an Häufigkeit, seit den 1970er Jahren fest. Auch verschiedene andere Autoren berichten von einer Änderung der atmosphärischen Zirkulation im atlantisch-europäischen Bereich in den letzten Dekaden (z.B. Bardossy und Caspary, 1990; Caspary, 1995; Maslanik et al., 1996; Kaszewski und Filipiuk, 2003). Werner, Gerstengarbe und Wechsung (2008) führten für den Einzugsbereich der Elbe eine Untersuchung der Großwetterlagen für den Zeitraum 1951-2003 durch und stellen in den Sommermonaten eine Zunahme der Hochdruckwetterlagen fest. Im gleichen Zeitraum nehmen in den Wintermonaten die zyklonalen Großwetterlagen zu.

2.1.4 Wind

Der Wind spielt bei der Betrachtung der Klimaverhältnisse eine wichtige Rolle. Dabei existieren in der Metropolregion insbesondere bei der Windgeschwindigkeit deutliche regionale Unterschiede. Abbildung 1.1.4.1 zeigt die mittlere jährliche Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe über Grund für Norddeutschland. Die Karten wurden im 1-km-Raster durch lineare Regression zwischen der topographischen Höhe und Messwerten der Windgeschwindigkeit des Stationsnetzes des Deutschen Wetterdienstes erstellt. Für die flächendeckende Interpolation erfolgte eine Wichtung mit dem Quadrat der Entfernung zum Rasterpunkt und eine Reduktion auf Meereshöhe (Müller-Westermeier, 1995).

Insgesamt sind die Windgeschwindigkeiten an den Küsten merklich höher als im Binnenland. So zeichnet sich eine deutliche Abnahme der mittleren Windgeschwindigkeit von Nordwest nach Südost ab. Während die Jahresmittel der Windgeschwindigkeit auf Helgoland fast 8 m/s und in Küstennähe zwischen 5 m/s und 6 m/s betragen, liegen sie im Stadtgebiet von Hamburg bei 4.5 m/s und im binnenländischen Lüchow bei nur 3 m/s (siehe Tab. 1.1.4.1). In den Wintermonaten ist die Windgeschwindigkeit im Mittel um 1 m/s bis 2 m/s, auf Helgoland um mehr als 3 m/s höher als im Sommer.

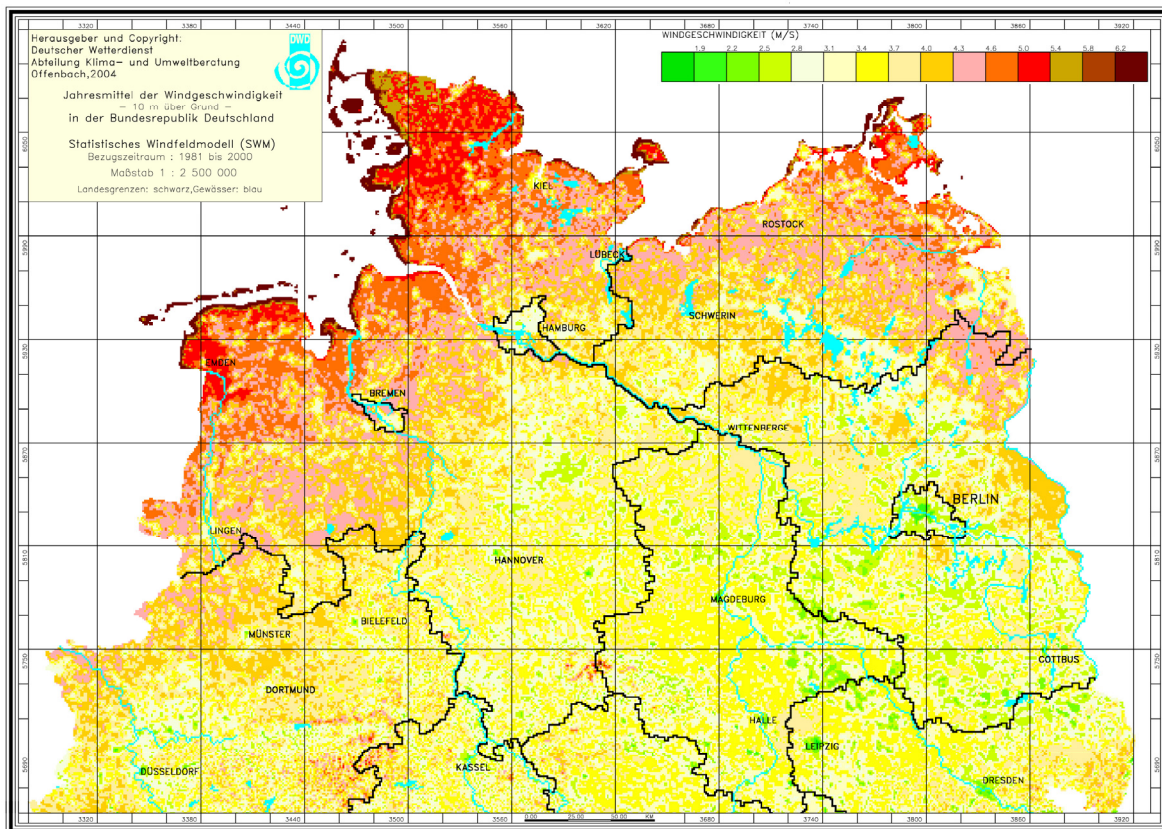


Abb. 1.1.4.1: Mittlere jährliche Windgeschwindigkeit in m/s, Bezugszeitraum 1981-2000 (Deutscher Wetterdienst, 2004)

ENTW

	Helgoland	Cuxhaven	Hamburg-Fu.	Lüchow	Schwerin
Jan	9.2	6.2	4.5	3.7	4.6
Feb	8.3	6.0	4.4	3.4	4.3
Mrz	7.8	6.1	4.4	3.6	4.5
Apr	6.5	5.6	3.9	3.2	3.9
Mai	6.0	5.3	3.6	2.7	3.6
Jun	5.9	5.1	3.4	2.6	3.6
Jul	6.2	5.1	3.5	2.6	3.7
Aug	6.4	4.9	3.2	2.4	3.4
Sep	7.7	5.2	3.5	2.6	3.6
Okt	8.8	5.6	4.0	2.8	3.9
Nov	9.5	6.0	4.5	3.4	4.5
Dez	9.4	6.2	4.7	3.7	4.7
Jahr	7.6	5.6	3.9	3.1	4.0

Tab. 1.1.4.1: Mittlere monatliche Windgeschwindigkeit (m/s) in Helgoland, Cuxhaven, Hamburg-Fuhlsbüttel, Lüchow und Schwerin im Zeitraum 1971 bis 2000 (Riecke u. Rosenhagen, 2009)

Das hohe Windaufkommen über der Deutschen Bucht und entlang der Küsten drückt sich in der großen Anzahl von Tagen mit starkem Wind aus, das sind Tage, an denen das höchste 10-Minuten-Mittel der Windgeschwindigkeit 11 m/s und mehr beträgt, was Windstärken von Bft 6 und darüber entspricht. Wie Tab. 1.1.4.2 zeigt, tritt derart starker Wind im Bereich der Deutschen Bucht im Mittel an jedem zweiten Tag und an den Küsten von Nord- und Ostsee meist an rund 90 Tagen im Jahr auf, im Binnenland nur an 20 bis 30 Tagen.

	Helgoland	Cuxhaven	Hamburg-Fu.	Lüchow	Schwerin
Jan	20.9	10.1	4.8	4.6	7.4
Feb	16.1	9.2	4.0	3.3	6.0
Mrz	16.7	10.0	3.8	3.7	6.4
Apr	11.6	7.1	2.7	1.7	4.0
Mai	8.8	7.0	2.1	1.3	2.7
Jun	9.3	5.2	1.8	1.0	2.6
Jul	9.3	4.5	1.6	1.0	3.2
Aug	11.1	4.5	1.5	1.0	2.9
Sep	16.0	6.1	2.2	1.0	3.3
Okt	19.8	8.8	3.2	2.0	3.6
Nov	22.4	9.4	3.0	2.5	5.3
Dez	22.8	9.8	4.2	2.8	6.3
Jahr	184.7	91.7	34.8	25.8	53.6

Tab. 1.1.4.2: Mittlere monatliche Anzahl der Starkwind- und Sturmtage in Helgoland, Cuxhaven, Hamburg-Fuhlsbüttel, Lüchow und Schwerin im Zeitraum 1971 bis 2000 (Riecke u. Rosenhagen, 2009)

Trotz dieser vergleichsweise hohen Anzahl von Tagen mit kräftigem Wind, überwiegen an Land schwache (Bft 1-3 entsprechend 0.3 m/s bis 5.4 m/s) bis mäßige (Bft 4 und 5 entsprechend 5.5 m/s bis 10.7 m/s) Winde mit einem Anteil von 75 % bis 90 %.

Der Wind kommt in den deutschen Küstengebieten vorherrschend aus westlichen Richtungen. Die Hauptwindrichtung variiert im Jahresverlauf leicht (siehe Tabelle 1.1.4.3). Im April und Mai kommen die Winde häufig auch aus nördlichen bis östlichen Richtungen, während zwischen Oktober und Januar Winde aus West bis Südwest vorherrschen.

		Helgoland	Cuxhaven	Hamburg-Fu.	Lüchow	Schwerin
Januar	Richt.	SW	SW	W	W	SW
	in %	23.1	23.1	24.7	23.7	25.7
	m/s	9.3	5.9	5.3	5.5	5.9
April	Richt.	N	NW	W	W	E
	in %	16.1	16.7	16.8	17.5	23.0
	m/s	5.6	6.8	4.4	4.6	3.7
Juli	Richt.	W	W	W	W	W
	in %	25.7	24.4	27.1	28.6	27.6
	m/s	6.8	5.6	4.0	3.8	4.9
Oktober	Richt.	S	SW	SW	SW	SW
	in %	20.9	22.2	24.6	21.6	25.5
	m/s	9.0	5.5	5.3	4.2	4.7
Jahr	Richt.	W	W	W	W	W
	in %	19.0	19.7	21.9	21.9	21.4
	m/s	8.2	5.4	3.9	4.2	5.1

Tab. 1.1.4.3: Vorherrschende Windrichtung mit prozentualem Anteil und zugehöriger mittlerer Windgeschwindigkeit in Helgoland, Cuxhaven, Hamburg-Fuhlsbüttel, Lüchow und Schwerin im Zeitraum 1971 bis 2000 (Riecke u. Rosenhagen, 2009).

Bei windschwachen Hochdrucklagen bildet sich in der warmen Jahreszeit infolge der unterschiedlichen Erwärmung von Land- und Wasseroberflächen an den Küsten eine Land-Seewindzirkulation aus. Dies ist eine relativ kleinräumige Zirkulation, die tagsüber frische Meeresluft heranführt und nachts den Wind von Land verstärkt. Der nächtliche Landwind kann sich gegen die vorherrschend auflandigen Winde oft jedoch nicht durchsetzen. Das Phänomen prägt vor allem die sommerlichen Windverhältnisse an der Ostsee, wo er zwischen 14 und 17 Uhr MESZ seine höchste Geschwindigkeit erreicht. An der Nordsee ist es meist weniger stark ausgeprägt. Da es sich hier um eine Luvküste handelt, frischt der Wind aufgrund des zusätzlichen Seewindes auf, bzw. dreht den großräumigen Wind nachts in eine mehr auflandige Richtung. Die Land-Seewindzirkulation ist in Norddeutschland meist auf wenige Kilometer entlang der Küste beschränkt. Sie kann aber auch bis zu 100 km ins Landesinnere und so bis in das Stadtgebiet von Hamburg hineinreichen (Reidat, 1981; Lefebvre u. Rosenhagen, 2008).

Oldeland (1998) wertete die Windmessungen am NDR-Sendemast im Zeitraum 1995 und 1998 in fünf Höhenniveaus im Tagesgang aus und fand neben der erwarteten mittleren Zunahme mit wachsender Höhe, die durch den abnehmenden Einfluss der Bodenreibung verursacht wird, einen inversen Tagesgang (Abb. 1.1.4.2). Tagsüber nehmen die Windgeschwindigkeiten in den beiden unteren

Niveaus (10 m und 50 m über Grund) mit zunehmender thermisch verursachter Turbulenz zu, während sie in den oberen Niveaus (175 m und 250 m) abnehmen. Nachmittags kehrt sich das Verhalten dann mit zunehmender Stabilisierung der thermischen Schichtung wieder um.

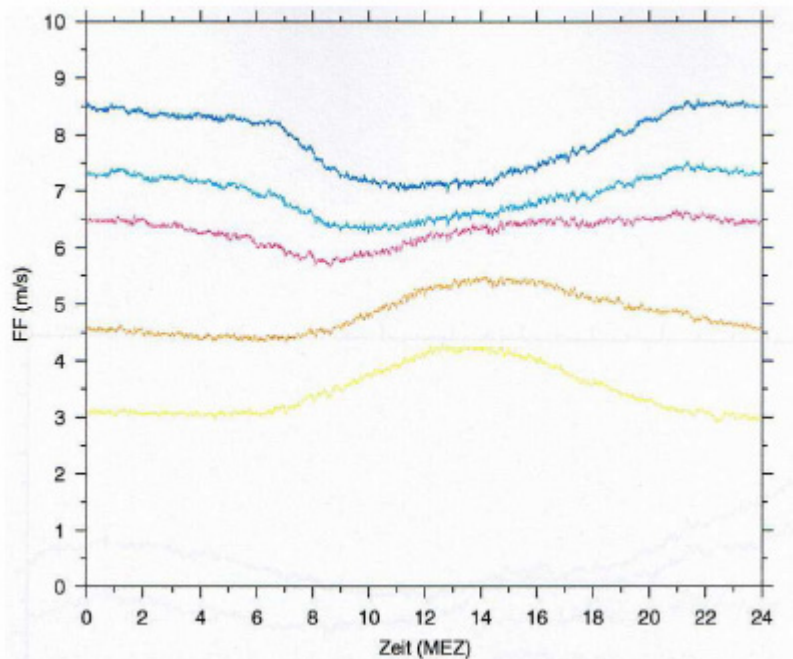


Abb. 1.1.4.2: Mittlerer Tagesgang der Windgeschwindigkeit am NDR-Sendemast in 250 m, 175 m, 110 m, 50 m und 10 m Höhe über Grund (von oben nach Oldeland (1998)).

Lange (2001) untersuchte den Tagesgang der Windrichtung in den fünf Messniveaus des NDR-Sendemastes im Zeitraum 1995 bis 2000 (Abb. 1.1.4.3) und fand die typische, reibungsbedingte Rechtsdrehung der Windrichtung mit zunehmender Höhe. Auch hier nimmt der Bodeneinfluss im Tagesverlauf bis zum Abend mit zunehmender Thermik zu um am Abend rasch abzufallen.

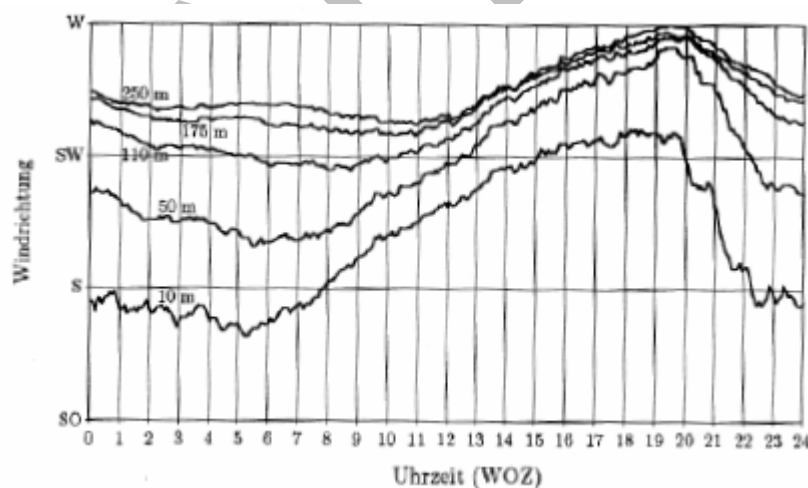


Abb. 1.1.4.3: Mittlerer Tagesgang der Windrichtung am NDR-Sendemast in 250 m, 175 m, 110 m, 50 m und 10 m Höhe über Grund (nach Lange, 2001).

Statistisch gesicherte Aussagen zur langzeitlichen Veränderung lassen sich auch für Windrichtung und -geschwindigkeit nur aus langen und homogenen Messreihen ableiten. Der lokale Wind ist jedoch im Vergleich zur Temperatur, aber auch zum Niederschlag ungleich empfindlicher gegenüber Änderungen der Umgebung und der Beobachtungsverfahren. Auch liegen mit Instrumenten gemessene Winddaten erst seit wenigen Jahrzehnten vor. Ein Nachweis von Änderungen des Windklimas über einen langen Zeitraum ist deshalb nur mit indirekten Methoden, wie durch Untersuchungen der Luftdruckverteilungen, möglich. Direkte Rückschlüsse auf den Wind an einem bestimmten Ort in der Referenzhöhe 10 m über Grund lassen sich mit diesen Methoden aber nicht ableiten.

Besonders gut geeignet zur Abschätzung des Windangebotes ist die Auswertung des geostrophischen Windes aus Stationsdaten des Luftdrucks. Abbildung 1.1.4.4 zeigt die Jahresmittel der mehr als 130-jährigen Zeitserie des geostrophischen Windes für die Deutsche Bucht. Die Werte wurden aus den Luftdruckmessungen von drei Stationen berechnet, die ein nahezu gleichseitiges Dreieck mit einer Seitenlänge von etwa 250 km, welches die Deutsche Bucht einschließt, bilden (Schmidt et al., 1993). Der geostrophische Wind ist dem horizontalen Gradienten des Luftdrucks in Meereshöhe proportional und damit ebenso ein Maß für die atmosphärische Bewegung wie der reale Wind. Die Zeitreihe weist eine ausgeprägte Variabilität für Zeitskalen von wenigen Jahren bis zu einigen Jahrzehnten auf. Dabei wechseln sich Zeiten erhöhter Aktivität mit ruhigeren ab. Auch hier sind die windreichen 1990er Jahre deutlich erkennbar. Sie reihen sich aber in die Maxima der Gesamtreihe unauffällig ein.

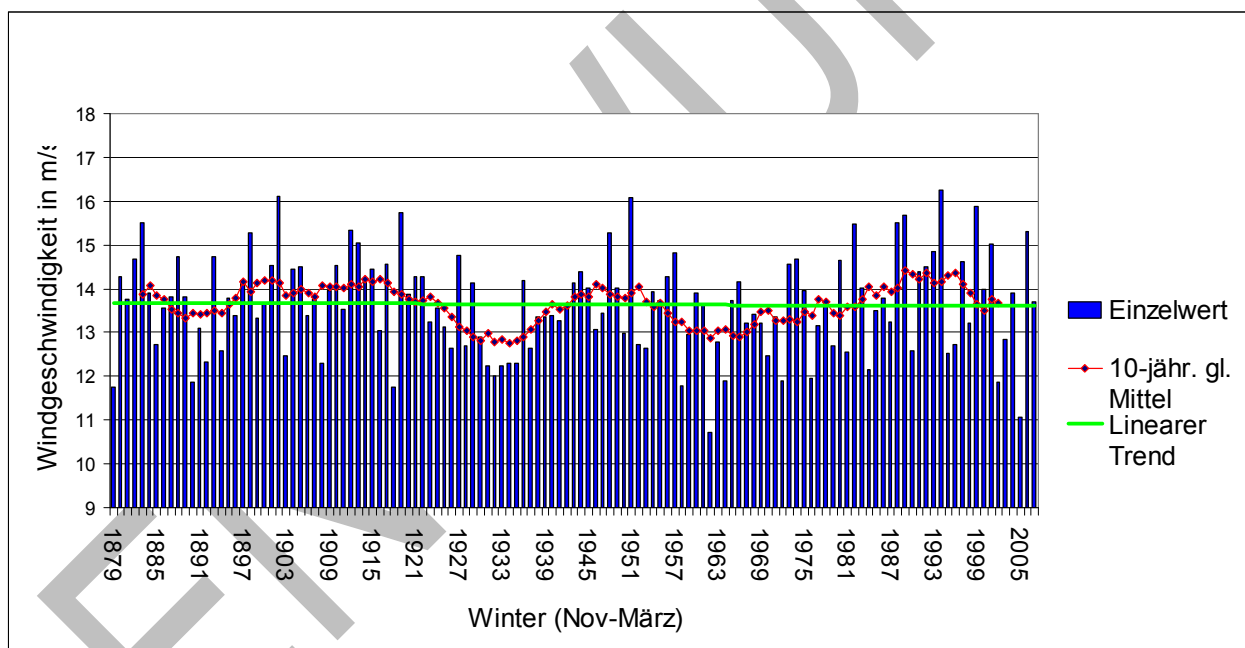


Abb. 1.1.4.4: Wintermittel (November bis März) des geostrophischen Windes für die Deutsche Bucht zwischen 1879/80 und 2007/08 (Rosenhagen, 2008).

2.1.5 Lufttemperatur

Die Temperaturverhältnisse der Metropolregion sind maßgeblich maritim geprägt. Aufgrund der größeren Wärmekapazität wirken Nord- und Ostsee dämpfend auf den Tages- und Jahresgang der Temperatur. Um die Mittagszeit und im Sommer erwärmen sich daher die Küstengebiete nicht so stark wie das Landesinnere, nachts und im Winter kühlen sie nicht so sehr aus. Die Region weist großräumig von West nach Ost sowie in abgeschwächter Form auch nach Süden zunehmende Kontinentalität auf (siehe Abb.1.1.2.1). Die Temperaturen in kontinentalem Klima besitzen im Gegensatz zum maritimen Klima ausgeprägte jahres- und tageszeitliche Schwankungen. Die

Rasterkarte der Jahresmitteltemperaturen der Metropolregion (Abb. 1.1.5.1) zeigt deutlich eine allmähliche Temperaturabnahme von Südwesten nach Nordosten und relative Wärmeinseln im Bereich der großen Städte Hamburg (siehe dazu Kapitel 1.2.2) und Bremen.

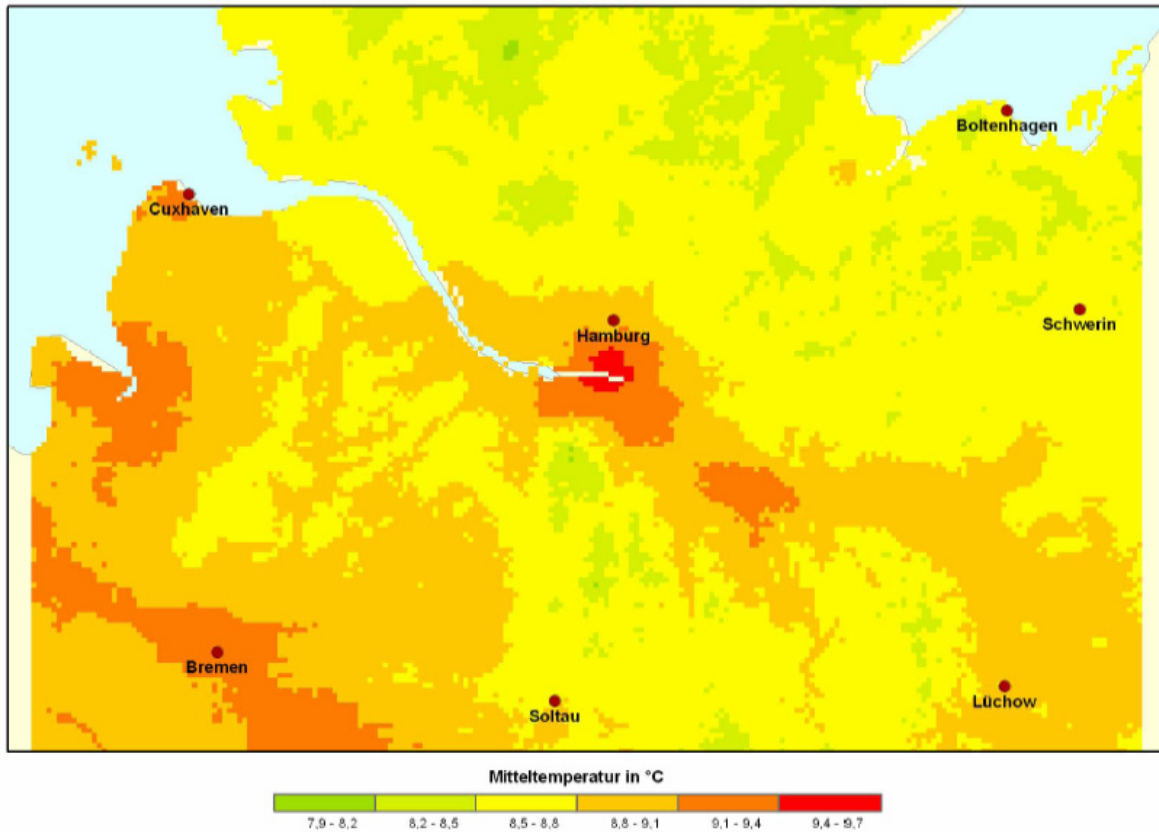


Abb. 1.1.5.1: Mittlere Jahrestemperatur, Bezugszeitraum 1971-2000 (Lefebvre u. Rosenhagen, 2008).

Die regionalen Unterschiede der Lufttemperatur wurden von Riecke und Rosenhagen (2009) auf Grundlage der Beobachtungswerte von fünf ausgewählten Wetterstationen dargestellt. In den Tabellen 1.1.5.1. bis 1.1.5.3 sind die statistischen Kenngrößen der Temperatur für diese Stationen basierend auf dem Bezugszeitraum 1971 bis 2000 für jeden Monat und das Jahr aufgelistet.

	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
Helgoland	3.1	2.6	4.0	6.5	10.6	13.7	16.3	17.1	14.9	11.6	7.5	4.8	9.4
Cuxhaven	1.8	2.1	4.4	7.5	12.1	14.9	17.1	17.3	14.2	10.2	5.8	3.2	9.2
Hamburg-Fuhlsb.	1.3	1.7	4.4	7.8	12.6	15.4	17.4	17.2	13.6	9.4	5.1	2.5	9.0
Lüchow	0.7	1.1	4.3	7.8	13.0	15.6	17.7	17.3	13.4	9.0	4.6	2.1	8.9
Schwerin	0.4	0.9	3.8	7.5	12.5	15.3	17.3	17.3	13.4	9.2	4.5	1.9	8.7

Tab. 1.1.5.1: Monats und Jahresmittel der Temperatur in °C (Riecke u. Rosenhagen, 2009).

	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
Helgoland	4.4	3.9	5.5	8.4	12.8	15.8	18.3	19.0	16.5	13.0	9.0	6.2	11.1
Cuxhaven	3.8	4.1	7.1	10.7	15.6	18.1	20.2	20.6	17.2	12.9	7.9	5.0	11.9
Hamburg-Fuhlsb.	3.5	4.4	8.0	12.3	17.5	19.9	22.0	22.3	17.9	13.0	7.5	4.6	12.7
Lüchow	3.1	4.1	8.2	12.8	18.3	20.8	23.2	23.2	18.5	13.2	7.2	4.2	13.1
Schwerin	2.7	3.7	7.5	12.2	17.8	20.2	22.3	22.3	17.8	12.8	6.9	3.9	12.5

Tab. 1.1.5.2: Monats- und Jahreswerte des mittleren täglichen Maximums der Temperatur in °C (Riecke u. Rosenhagen, 2009).

	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
Helgoland	1.4	1.1	2.5	4.7	8.6	11.9	14.5	15.3	13.2	9.9	5.8	3.1	7.7
Cuxhaven	-0.2	-0.1	2.0	4.7	8.9	12.1	14.3	14.5	11.7	7.8	3.7	1.2	6.7
Hamburg-Fuhlsb.	-1.4	-1.2	1.1	3.3	7.4	10.5	12.7	12.4	9.6	6.0	2.4	0.0	5.2
Lüchow	-2.0	-2.0	0.8	2.8	6.8	9.8	11.8	11.6	8.9	5.1	1.8	-0.4	4.6
Schwerin	-1.9	-1.6	0.9	3.5	7.8	10.9	13.0	13.0	10.0	6.2	2.3	-0.3	5.3

Tab. 1.1.5.3: Monats- und Jahreswerte des mittleren täglichen Minimums der Temperatur in °C (Riecke u. Rosenhagen, 2009).

Die Spannweite der täglichen Temperaturen innerhalb der Metropolregion wird von den beiden Stationen Cuxhaven mit Küstenklima und Lüchow mit deutlichem kontinentalem Klimaeinfluss beschrieben. Die Hochseeinsel Helgoland repräsentiert ergänzend das Meeresklima der Deutschen Bucht.

Der ausgleichende Einfluss der Nordsee auf den Tages- und Jahresgang der Temperatur zeigt sich in Cuxhaven und Helgoland deutlich: Ganzjährig sind die Nächte hier im Mittel am wärmsten, was zwischen September und Februar auch für die mittleren Monatstemperaturen gilt. Andererseits sind die Tageshöchstwerte zwischen Juni und September gedämpft.

Im Gegensatz dazu veranschaulichen die Werte von Lüchow den kontinentalen Klimaeinfluss mit ausgeprägten Tages- und Jahresgängen der Temperatur: So beträgt der mittlere Tagesgang im Jahresmittel hier 8.5 Kelvin (Cuxhaven 5.2 Kelvin) und der mittlere Jahresgang 17.0 Kelvin (Cuxhaven 15.5 Kelvin). Außer im März fallen die täglichen Minimumtemperaturen in Lüchow ganzjährig im Mittel am geringsten aus, während es in den Sommermonaten am Tage hier im Mittel am wärmsten ist.

Die im Zeitraum 1971 bis 2000 an den fünf Stationen aufgetretenen absoluten Extreme der Temperatur sind in Tabelle 1.1.5.4 aufgelistet: Danach war der 9. August 1992, mit Ausnahme von Helgoland, in der ganzen Region der heißeste Tag mit Temperaturmaxima um 37 °C. Bei den absoluten Tiefstwerten ist das Bild uneinheitlicher: Mit minus 27 °C war es an der kontinentalsten

Station Lüchow erwartungsgemäß am kältesten, während an der Nordseeküste in Cuxhaven mit minus 15.7 °C der Temperaturrückgang vergleichsweise gemäßigt war. Deutlich zeigt sich der stark gedämpfte Temperaturgang in Helgoland. Das absolute Minimum des Zeitraums trat bei jeder der fünf Stationen an einem andern Tag ein, ein Hinweis darauf, wie sehr lokale Einflüsse die Tiefsttemperaturen bestimmen.

	Absolute Temperatur-maxima	Datum		Absolute Temperatur-minima	Datum
Helgoland	28.7 °C	25/07/1994	Helgoland	-10.7 °C	11/01/1987
Cuxhaven	36.3 °C	09/08/1992	Cuxhaven	-15.7 °C	04/01/1971
Hamburg	37.3 °C	09/08/1992	Hamburg	-20.8 °C	01/01/1979
Lüchow	37.6 °C	09/08/1992	Lüchow	-27.0 °C	22/02/1986
Schwerin	36.9 °C	09/08/1992	Schwerin	-20.8 °C	02/01/1997

Tab. 1.1.5.4: Absolute Höchst- und Tiefsttemperaturen zwischen 1971 und 2000 (Riecke u. Rosenhagen, 2009)

Riecke und Rosenhagen (2009) stellten darüber hinaus fest: Mit Ausnahme der Sommermonate Juni bis August kommt Luftfrost in allen Monaten vor. Frost am Erdboden kann es sogar in jedem Monat des Jahres geben. Entsprechend seiner kontinentalen Lage ist Lüchow bei den Frosttagen, das sind Tage, an denen das Temperaturminimum unter dem Gefrierpunkt liegt, mit einem Mittel von 81 pro Jahr (Bezugszeitraum 1971-2000) unter den oben beschriebenen vier Landstationen führend, während sie mit 70 pro Jahr in Cuxhaven am seltensten sind. Die Variabilität ist groß: So schwankte die Zahl pro Winter in Hamburg-Fuhlsbüttel im Zeitraum 1970/71 bis 1999/2000 zwischen 127 (1995/96) und 43 (1988/89) und in Lüchow zwischen 137 (1995/96) und 53 (1974/75).

Innerhalb der letzten 150 Jahre ist weltweit eine deutliche mittlere Temperaturzunahme zu beobachten, die, anders als die Kalt- und Warmzeiten früherer Zeiten, im Wesentlichen der anthropogenen Verstärkung des Treibhauseffektes zugeschrieben wird. Auch in Mitteleuropa und in der Metropolregion lässt sich die Erwärmungstendenz beobachten. Für Deutschland berechneten Schönwiese und Janowitsch (2005) für das 20. Jahrhundert einen mittleren Temperaturanstieg von 1.0 Kelvin. Dabei existieren sowohl jahreszeitlich als auch regional innerhalb Deutschlands systematische Unterschiede.

Die Darstellung zeitlicher Veränderungen mittels linearer Trends hängt entscheidend von der Auswahl des Bezugszeitraums und seiner Länge ab (vgl. Kapitel 1.1.1). Die Zeitreihen weisen zumeist erhebliche Variabilität von Jahr zu Jahr auf, so dass sich der Trend am besten nicht-linear beschreiben lässt (siehe Abbildung 1.1.5.2).

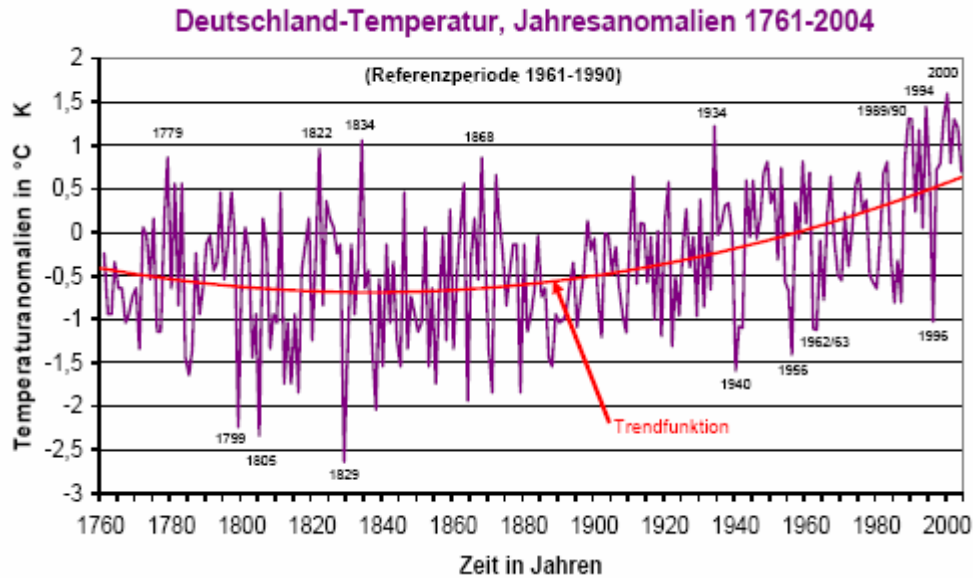


Abb. 1.1.5.2: Jahresanomalien 1761-2004 (Bezugszeitraum 1961-1990) des Gebietsmittels der bodennahen Lufttemperatur in Deutschland mit nicht-linearer Trendfunktion (Schönwiese und Janoschitz, 2005, Datenquelle: DWD)

Alternativ kann eine lange Zeitreihe in mehrere Perioden unterteilt und für diese jeweils der lineare Trend bestimmt werden. Schlünzen et al. (2008) führte dies für die Reihe der homogenisierten Jahresmitteltemperaturen von Hamburg-Fuhlsbüttel für unterschiedliche Zeitabschnitte durch (siehe Abbildung 1.1.5.3).

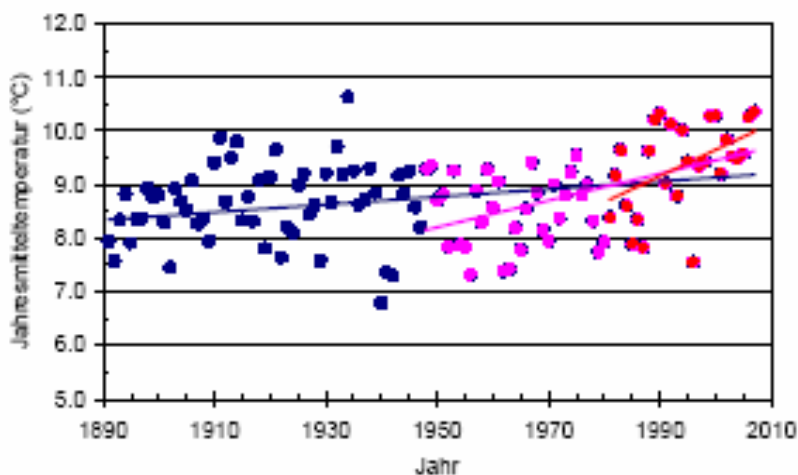


Abb. 1.1.5.3: Jahresmitteltemperaturen für die Station Hamburg-Fuhlsbüttel im Zeitraum 1891 bis 2007 (homogenisierte Datenreihe) und lineare Trends für den Gesamtzeitraum sowie die Teilperioden 1948-2007 und 1978-2007. (Schlünzen et al, 2008)

Es ergaben sich folgende Trends, die als signifikant getestet wurden:

- 1891-2007: 0.07 K/Dekade
- 1948-2007: 0.19 K/Dekade
- 1978-2007: 0.60 K/Dekade

Sie belegen deutlich: Der Temperaturtrend hat in den drei letzten Jahrzehnten markant zugenommen.

In einer weiteren Auswertung der homogenisierten Temperaturmesswerte für die Station Hamburg-Fuhlsbüttel (Schlünzen et al. 2009) wurden zusätzlich die entsprechenden Trends für die Jahreszeiten und für die Extremwerte bestimmt (Abbildung 1.1.5.4). Über den Gesamtzeitraum ist die Temperaturzunahme danach im Sommer am geringsten, in den Wintermonaten am größten, was eine Vergrößerung der Jahresamplitude ergibt. Die täglichen Temperaturextreme zeigen dagegen unterschiedliche signifikante Trends: Während die Maxima deutlich zunahmten (+0.18 Kelvin pro Dekade), nahmen die Minima leicht ab (-0.11 Kelvin pro Dekade), was auf eine Zunahme der Extreme hindeutet.

Die Trenduntersuchung für kürzer Zeitabschnitte ergab signifikante Trends ($\alpha=0.05$) für die Jahresmitteltemperatur und die Extremtemperaturen aller drei Zeiträume sowie für Frühling (MMA:1978-2007), Sommer (JJA:1948-2007, 1978-2007) und Herbst (SON: 1891-2007).

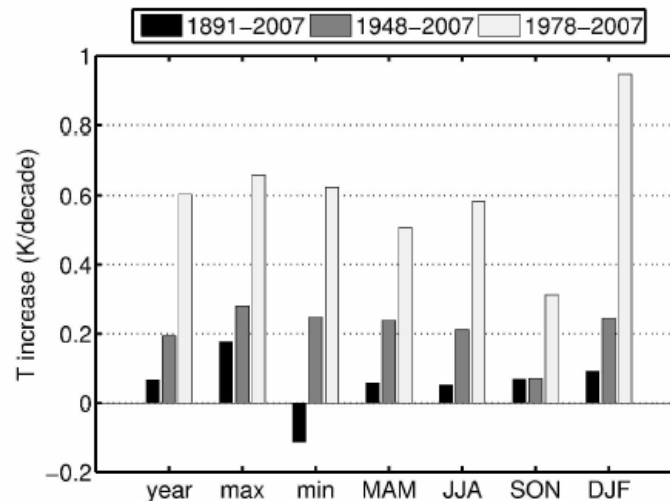


Abb. 1.1.5.4: Linearer Trend der Temperatur der Station Hamburg-Fuhlsbüttel für das Minimum (10 % Perzentil), das Maximum (90 % Perzentil) und das Mittel sowie für die vier Jahreszeiten jeweils für die Bezugszeiträume 1891-2007, 1948-2007 sowie 1978-2007 (Schlünzen et al. 2008)

	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
1891/1900	-0.8	1.1	3.5	7.6	11.7	15.6	17.0	16.7	13.8	9.0	4.5	1.8	8.5
1901/1910	0.8	1.1	3.7	7.3	12.3	15.9	16.9	16.1	13.6	9.6	4.1	1.6	8.6
1911/1920	1.2	2.1	4.3	8.2	13.1	15.6	17.3	16.6	13.7	8.6	4.5	3.0	9.0
1921/1930	1.4	0.6	4.2	7.5	12.7	14.6	17.7	16.4	13.6	9.4	4.3	1.6	8.7
1931/1940	0.7	1.1	3.6	7.6	12.7	16.5	17.8	17.2	13.9	9.0	5.4	1.1	8.9
1941/1950	-0.8	0.8	3.6	8.4	12.7	15.6	17.9	17.5	14.4	9.5	4.7	2.0	8.9
1951/1960	0.8	-0.2	3.4	7.4	12.1	15.5	17.1	16.5	13.5	9.6	5.2	3.1	8.7
1961/1970	-0.1	0.8	3.1	7.7	11.8	16.2	16.4	16.2	14.0	10.2	5.0	0.3	8.5
1971/1980	0.8	1.6	3.9	6.6	12.0	15.4	16.8	16.7	13.2	8.9	5.2	3.0	8.7
1981/1990	0.9	1.0	4.4	7.8	13.0	15.2	17.4	17.0	13.6	10.2	5.3	2.4	9.0
1991/2000	2.1	2.5	5.0	8.8	12.8	15.6	18.1	17.9	13.9	9.2	4.8	2.3	9.4

Tab. 1.1.5.5: Dekadenmittel der Lufttemperatur der homogenisierten Daten für Hamburg-Fuhlsbüttel (Riecke u. Rosenhagen, 2009)

Tabelle 1.1.5.5 zeigt die Dekadenmittelwerten der Temperatur der homogenisierten Reihe für Hamburg-Fuhlsbüttel für jeden Monat und jedes Jahr aus dem Zeitraum 1891 – 2000. Demnach ist der Januar im Allgemeinen der kälteste Monat des Jahres. Lediglich im Zeitraum 1921/1930 und 1951/1960 verschiebt sich das Minimum zum Februar. Bei den Einzelmonaten ist denn auch der Februar 1929 mit einem Mittelwert von nur -8.9 °C der kälteste Monat seit 1881. In allen Dekaden fällt der Juli dagegen durchweg am wärmsten aus. Der wärmste Monat des Bezugszeitraums war mit 22.2 °C der Juli 1994, er wurde inzwischen jedoch durch den Juli 2003 um ein Zehntel Grad übertroffen. Die Differenz von rund 30 K zwischen dem wärmsten und dem kältesten Monat gibt demnach recht gut die Schwankungsbreite der Monatsmitteltemperaturen an. Der Zeitraum von 1991 bis 2000 war mit Abstand der wärmste des Gesamtzeitraumes. Außer bei den Jahresmittelwerten trifft dies auch auf die Monatswerte zwischen Januar und April, sowie für Juli und August zu.

2.1.6 Niederschlag

Im Mittel zeigt sich im Bereich der Metropolregion Hamburg mit zunehmender Kontinentalität von West nach Ost eine markante Abnahme der jährlichen Niederschlagssummen (Abb. 1.1.6.1).

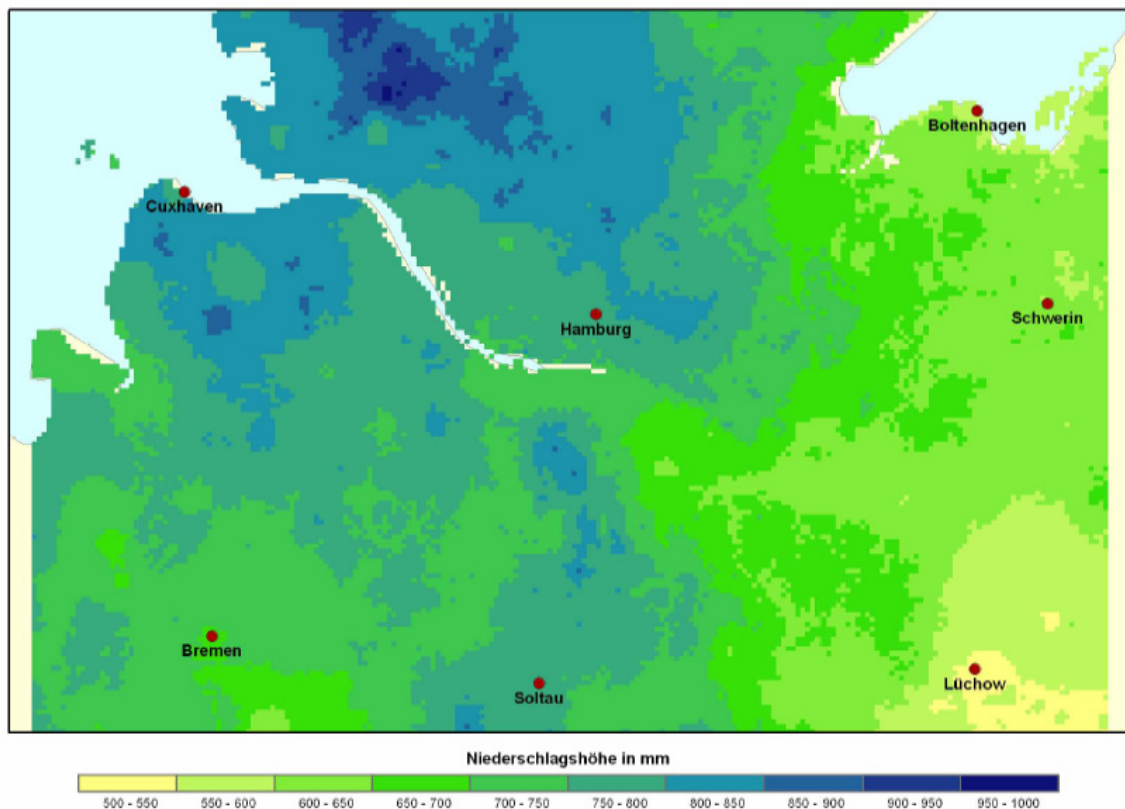


Abb. 1.1.6.1: Mittlere jährliche Niederschlagssummen, Bezugszeitraum 1971-2000 (Lefebvre u. Rosenhagen, 2008)

Dies bestätigen auch die Werte von Lüchow (523 mm) und Cuxhaven (791 mm) (Tab. 1.1.6.1). Die überwiegend mit westlichen Winden heranziehenden Tiefdrucksysteme, die Niederschlag heranzuführen, schwächen sich in der Regel auf ihrer Bahn nach Osten hin ab. Die monatlichen und jährlichen Anzahlen der Regentage, die für Tage mit Niederschlagshöhen von 0.1 mm und mehr in Tabelle 1.1.6.2 zusammengefasst sind, zeigen qualitativ ein entsprechendes Muster mit ostwärts abnehmenden Häufigkeiten. Damit ergibt sich für Lüchow eine mittlere Niederschlagsmenge von knapp 3 mm pro Niederschlagstag gegenüber gut 4 mm in Cuxhaven. Dieser mehr großräumigen Niederschlagsverteilung sind kleinräumige Phänomene überlagert, die sich zum Beispiel vor allem durch orografische Effekte an Erhebungen in der Landschaft ergeben.

	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
Helgoland	57	36	49	35	40	55	55	61	82	82	89	70	712
Cuxhaven	66	40	55	40	50	77	74	67	84	81	81	76	791
Hamburg-Fu.	64	42	62	46	54	77	75	73	68	64	70	78	772
Lüchow	42	30	37	36	47	58	62	48	39	39	38	47	523
Schwerin	50	32	46	41	50	65	67	52	53	48	51	60	614

Tab. 1.1.6.1: Mittlere Niederschlagshöhen in mm, Bezugszeitraum 1971-2000 (Riecke u. Rosenhagen, 2009)

	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
Helgoland	19	14	17	13	13	14	14	15	17	17	20	20	191
Cuxhaven	18	14	17	14	13	15	16	15	17	16	19	19	192
Hamburg-Fu.	19	16	16	14	14	15	16	15	16	16	18	19	193
Lüchow	17	14	15	13	13	15	14	13	14	15	18	18	176
Schwerin	17	14	15	13	13	14	14	12	14	14	17	18	175

Tab. 1.1.6.2: Mittlere Anzahlen der Tage mit Niederschlagshöhen von mindestens 0.1 mm, Bezugszeitraum 1971-2000 (Riecke u. Rosenhagen, 2009).

Im Bezugszeitraum 1971 bis 2000 sind in Nordseennähe im Mittel die Monate Februar und April am trockensten. Im Frühjahr unterbinden die noch niedrigen Wassertemperaturen der Nord- und Ostsee häufig eine Ausbildung konvektiver, d.h. schauerartiger Niederschläge; zum frühen Herbst hin sind die Wassertemperaturen besonders in den Nachtstunden vielfach höher als über dem Binnenland, konvektive Niederschläge werden unterstützt. So ist auf Helgoland normalerweise der Herbst die niederschlagsreichste Jahreszeit. Südostwärts tritt zunehmend ein weiteres Niederschlagsmaximum im Sommer hervor, das bei den östlichsten Stationen Lüchow und Schwerin deutlich führend ist.

Auch bei den hohen Niederschlägen, zeigt sich ein West-Ost-Gefälle. So lag die jährliche Anzahl der Tage mit Niederschlag von 10 mm und mehr im Bezugszeitraum 1971 bis 2000 in Cuxhaven bei 21 und in Lüchow bei nur 10.

Zwischen Oktober und Mai fällt der Niederschlag gelegentlich in fester Form als Schnee. Eine geschlossene Schneedecke von 1 cm Höhe oder mehr gab es zwischen 1971 und 2000 z.B. in Hamburg-Fuhlsbüttel an 23 Tagen pro Jahr, maximal wurden 72 Tage (1979) und minimal 2 Tage (1989 und 1990) verzeichnet. Die höchste Schneedecke wurde an dieser Station im selben Zeitraum mit 67 cm am 18.02.1979 gemessen.

Änderungen des Niederschlagsverhaltens sind eng verbunden mit Änderungen der atmosphärischen Zirkulation, da die aus unterschiedlichen Richtungen herangeführten Luftmassen verschiedene Eigenschaften (Feuchte, Temperatur und Stabilität der Schichtung) aufweisen. Im Vergleich zur Lufttemperatur sind gesicherte Aussagen über systematische Änderungen des Niederschlages deutlich schwieriger nachzuweisen (Huntington 2006). Das liegt einerseits an der räumlichen und zeitlichen Variabilität, so dass die vorliegenden Punktmessungen insbesondere bei konvektiven Wetterlagen (Gewitter) nur bedingt für ein größeres Gebiet repräsentativ sind. Hinzu kommen systematische Fehler bei der Messung des Niederschlages, die schon seit längerer Zeit bekannt sind (z.B. Malsch, 1952; Kirigin, 1959). Mittlerweile werden von Wetterdiensten Korrekturverfahren angewendet, um statistisch belastbare Zeitreihen zu erzeugen (Zusammenstellung in Goodison, 1998).

Entsprechend unsicher ist der Nachweis der Änderungen des Niederschlagsverhaltens in der Metropolregion. Analog zur Temperaturreihe (Abb. 1.1.5.3) berechneten Schönwiese und Janoschitz (2005) Jahressummen des Niederschlages für Deutschland (Abb. 1.1.6.2). Grundlage waren 129 Stationen des Deutschen Wetterdienstes (Müller-Westermeier und Kreis, 2001), deren Monatsmittel mit einem Interpolationsverfahren in die Fläche übertragen wurden. Generell erkennt man im 20. Jahrhundert einen Anstieg von etwa 750 mm auf 800 mm (8.5 %). Auf Grund der ausgeprägten

interannuellen Variabilität (550 mm bis nahezu 1000 mm) ist dieser Trend allerdings nicht statistisch signifikant und vor dem Hintergrund der oben beschriebenen Problematik der Homogenität von Niederschlagszeitreihen ohnehin unzuverlässig.

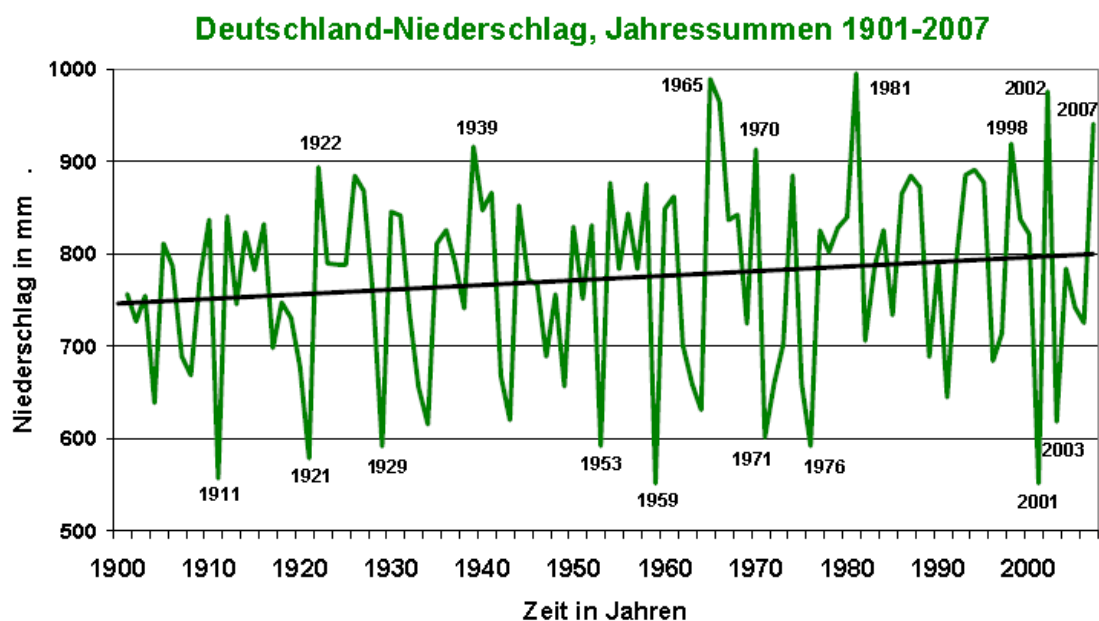


Abb. 1.1.6.2: Jahressummen des Gebietsniederschlags für Deutschland im Zeitraum 1901-2007 mit linearem Trend. (aus Schönwiese und Janoschitz 2008; Datenquelle: DWD)

Getrennte Auswertungen der Dekaden der deutschlandweiten Gebietsmittel des Niederschlags zeigen in den letzten Jahrzehnten wie bei der Lufttemperatur eine Trendverstärkung (siehe Tab. 1.1.6.3). Die jahreszeitliche Betrachtung ergab, dass die winterliche Erwärmung, die sich in den letzten Jahrzehnten drastisch verstärkt hat, mit einem ebenso deutlichen und sich verstärkenden Anstieg der Winterniederschläge verbunden ist: 1901-2000 waren es 19 %, 1971-2000 rund 34 %. Der Frühling, mit Ausnahme des Zeitraums 1961-1990, weist ebenfalls zunehmenden Niederschlag auf, wenn auch moderater als der Winter. Für den sommerlichen Niederschlagsrückgang ist für 1951-2000 ein maximaler Wert von minus 16 % gefunden worden. Dass 1971-2000 eine leichte Zunahme zu beobachten war, kann möglicherweise die Überlagerung von zwei Effekten sein: zwar zunehmende Trockenheit, aber gleichzeitig regional verstärkte Extremniederschlag-Episoden.

Klimaelement, Zeitintervall	Frühling	Sommer	Herbst	Winter	Jahr
Niederschlag, 1901 – 2000	+ 13 %	- 3 %	+ 9 %	+ 19 %	+ 9 %
1951 – 2000	+ 14 %	- 16 %	+ 18 %	+ 19 %	+ 6 %
1961 – 1990	- 9 %	- 8 %	+ 10 %	+ 20 %	+ 3 %
1971 – 2000	+ 13 %	+ 4 %	+ 14 %	+ 34 %	+ 16 %

Tab. 1.1.6.3: Lineare Trends der Jahressummen des Niederschlags für das Flächenmittel Deutschland in den angegebenen Zeitintervallen, Aufschlüsselung nach Jahreszeiten (aus Schönwiese und Janoschitz 2005).

Dass das Trendverhalten des Niederschlages nicht nur zeitlich, sondern auch räumlich unterschiedlich ausfällt, zeigt Abbildung 1.1.6.3.. In der Metropolregion Hamburg überwiegt, außer im Sommer, sowohl säkular als auch in jüngerer Zeit (1971-2000) ein leicht zunehmender Trend. Für den Zeitraum 1901 -2000 ergibt sich im Frühjahr eine Erhöhung der Niederschlagssumme um etwa 10 %, im Herbst und im Winter um etwa 20%, während sich im Sommer eine leichte Abnahme um einige Prozent eingestellt hat.

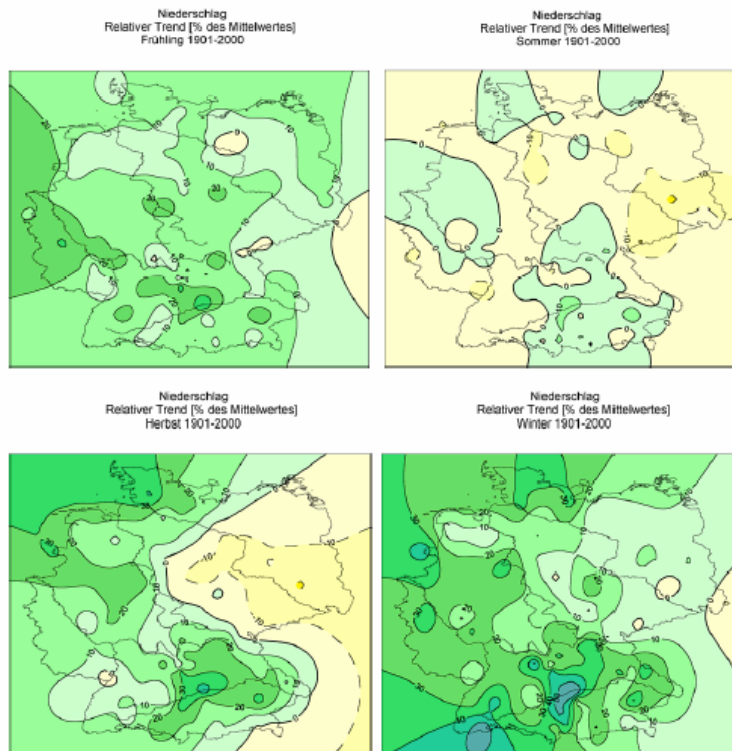


Abb. 1.1.6.3: Karten der linearen Niederschlagstrends 1901-2000 in Prozent, alle vier Jahreszeiten (gelb Abnahmen, grün-blau Zunahmen; aus Schönwiese und Janoschitz 2005).

Eine Untersuchung des Trends der Zeitreihe der Jahresniederschlagssummen für die Station Hamburg-Fuhlsbüttel von Schlünzen et al. (2009) im Zeitraum 1891 bis 2007 (s. Abb.1.1.6.4) ergab insgesamt einen positiven Trend von 8 Millimeter pro Dekade, das entspricht pro Jahr etwa 0.1 % der mittleren Summe (Der Trend ist signifikant gemäß Mann-Kendall-Test mit $\alpha=0.1$). Obwohl die Auswertung sich auf die „homogenisierte“ Datenreihe der jährlichen Niederschlagssumme stützt, lassen sich Zweifel bezüglich der beschriebenen Datenhomogenität nicht völlig ausräumen.

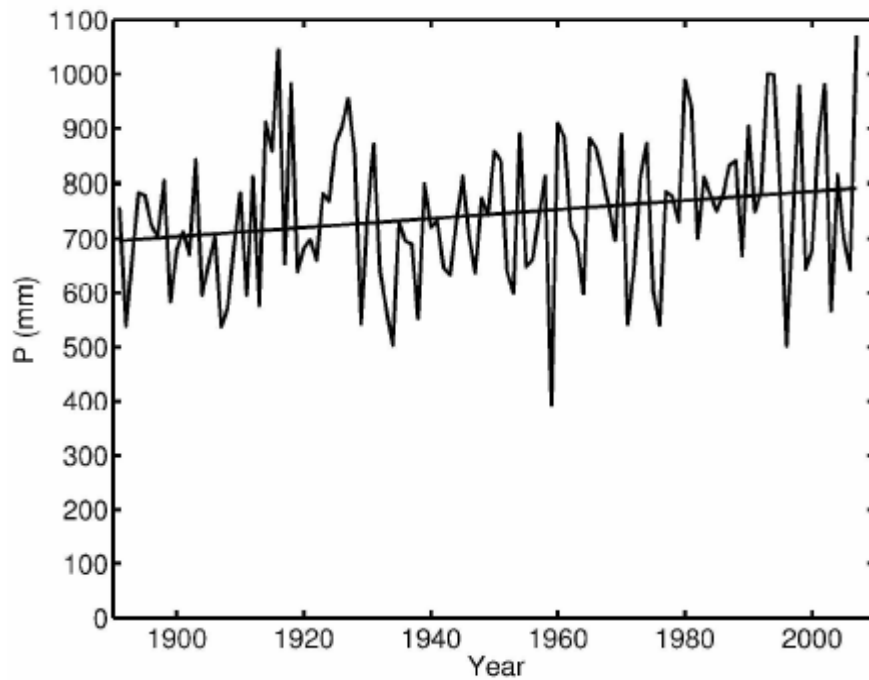


Abb. 1.1.6.4: Zeitreihe der Jahresniederschlagssummen von Hamburg-Fuhlsbüttel zwischen 1891 und 2007 (Schlünzen et al., 2008)

Da wegen der großen Variabilität der Jahresniederschläge kürzere Zeitspannen keinen signifikanten Trend aufwiesen, stellten Schlünzen et al. (2008) die Jahressummen im 30-jährigen gleitenden Mittel dar. Wie bei der Temperatur ließ sich so eine signifikante Trendzunahme im Zeitverlauf nachweisen. Es ergab sich für den Zeitraum 1948-2007 ein signifikanter Trend von 13 Millimeter pro Dekade (Mann-Kendall-Test, $\alpha=0.5$). Die jahreszeitliche Auswertung des Gesamtzeitraums 1891-2007 für die 30-jährigen gleitenden Mittel (Abb. 1.1.6.5.) zeigte im Sommer eine geringe Abnahme von einem Millimeter pro Dekade, während die anderen Jahreszeiten einen zunehmenden Trend aufwiesen, der im Herbst mit 36 Millimetern pro Dekade am größten war. Für den Zeitraum 1948-2007 berechnete sich entsprechend für die Sommermonate eine leicht verstärkte Abnahme von 2.6 Millimetern pro Dekade, während alle anderen Jahreszeiten deutlich nasser wurden. Die Zunahme des positiven Trends in diesem Zeitraum war mit 8.8 Millimetern pro Dekade im Winter am größten. Die gefundenen Ergebnisse entsprechen denen von Schönwiese und Janowitz (2009). Auch für das Flächenmittel von Deutschland ergab sich für alle Jahreszeiten bis auf den Sommer ein positiver Trend. Dieser ist allerdings abweichend in Hamburg im Herbst am größten und nicht im Winter.

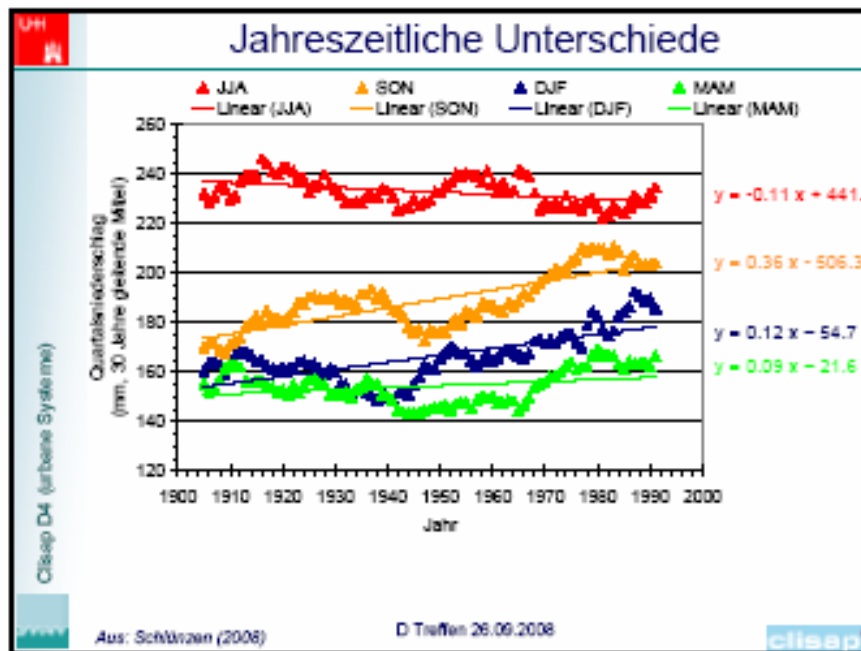


Abb. 1.1.6.5: 30-jährige gleitende Mittel der Niederschlagssummen für die vier Jahreszeiten von Hamburg-Fuhlsbüttel des Zeitraums 1891 bis 2007 nach Schlünzen et al.(2008)

Eine wichtige Frage in diesem Zusammenhang ist, ob die Zunahme des Niederschlages auf das häufigere Auftreten von Starkniederschlägen zurückzuführen ist. Während es dafür im Sommer kaum Anhaltspunkte gibt, sprechen im Winter einige Indizien dafür (Rapp und Schönwiese 2003). Das entspricht Feststellungen von Trömel (2005) und Jonas et al. (2005), dass sich auch die Varianz des Niederschlages erhöht hat, ein Aspekt, der für die Extremwertstatistik von großer Bedeutung ist.

2.1.7 Sonnenscheindauer

Aus der Darstellung der räumlichen Verteilung der jährlichen Sonnenscheindauer (Abb. 1.1.7.1) geht eine Bevorzugung der küstennahen Regionen, insbesondere des Ostseebereiches hervor. In diesem Zusammenhang kommen Effekte der tagsüber im Frühjahr und Sommer relativ kühlen Meeresoberfläche zum Tragen. Die Bewölkung wird über Land in den warmen Jahreszeiten vielfach durch Konvektion bei erwärmtem Boden verursacht. Über dem Meer wird die notwendige Temperatur zur Auslösung der Konvektion jedoch nicht oder verzögert erreicht. Die Großstädte Hamburg und Bremen fallen durch eine erhöhte mittlere Sonnenscheindauer auf.

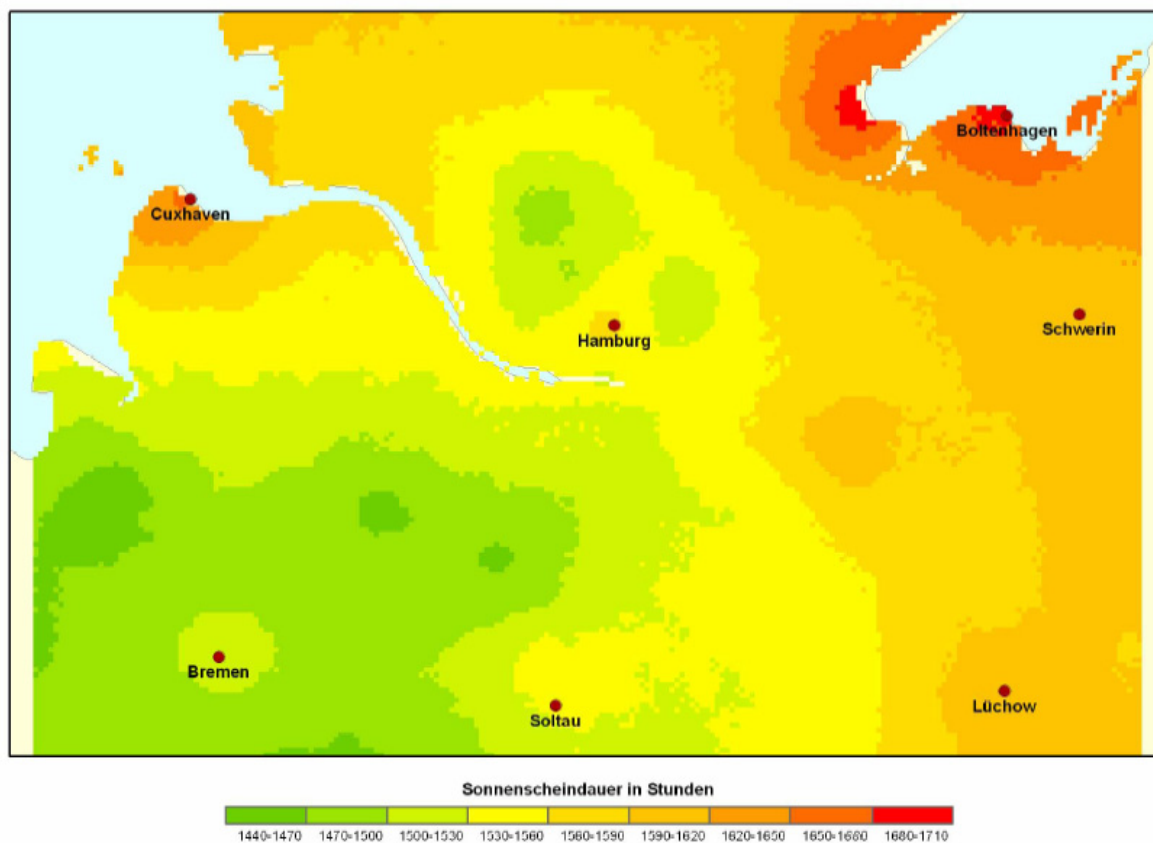


Abb. 1.1.7.1: Mittlere jährliche Sonnenscheindauer, Bezugszeitraum 1971-2000 (Lefebvre u. Rosenhagen, 2008)

Einen Überblick über die mittleren monatlichen Sonnenscheindauern von sechs Stationen im Bereich der Metropolregion für den Bezugszeitraum 1971-2000 ist in Tabelle 1.1.7.1 zu finden. Auch hier treten die sonnenscheinreichen Frühjahrs- und Sommermonate an den Küstenstationen deutlich hervor. Während in den Monaten November bis Februar die Monatssummen recht einheitlich sind, fallen in der übrigen Zeit markante Unterschiede auf.

	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
Helgoland	50	79	122	184	250	232	242	232	150	104	56	39	1740
Cuxhaven	51	73	117	176	236	213	227	221	145	108	59	37	1662
Hamburg-Fu.	48	68	107	164	226	207	217	215	139	105	54	36	1585
Lüchow	49	70	111	166	232	214	222	216	143	109	53	38	1624
Schwerin	46	66	111	169	239	212	220	214	145	107	50	35	1616
Boltenhagen	48	67	118	179	253	231	239	228	152	114	57	38	1724

Tab. 1.1.7.1: Mittlere Monatssummen der Sonnenscheindauer in Stunden, Bezugszeitraum 1971-2000 (Riecke u. Rosenhagen, 2009)

Die höchste mittlere monatliche Sonnenscheindauer wird mit 253 Stunden in Boltenhagen im Mai angetroffen. Auch an den anderen Stationen ist der Mai der Monat mit der größten Sonnenscheindauer. Durchweg wird an allen hier aufgeführten Messstandorten von Mai bis August im Mittel eine Sonnenscheindauer von etwa 200 Stunden und darüber erreicht. Bei stabilen Hochdruckwetterlagen gibt es in dieser Zeit des Jahres immer wieder mehr als 300 Sonnenscheinstunden im Monat. Demgegenüber ist der Monat Dezember der mit der durchschnittlich geringsten Sonnenscheindauer. Für alle Stationen liegt die mittlere Dezembersumme nur zwischen 35 und 39 Stunden. Aber es können in Einzeljahren auch weniger als 10 Stunden Sonne vorkommen. Die mittlere Dezembersonnenscheindauer entspricht etwa 15 % der astronomisch möglichen. (Die astronomisch mögliche Sonnenscheindauer ist die maximal mögliche Dauer des Sonnenscheins zwischen Sonnenauf- und -untergang.) Im Sommer werden dagegen rund 40 % erreicht.

Ein besonderes Phänomen, welches die Region gegenüber dem Umland mit vergleichsweise geringer Bewölkung begünstigt, ist das ‚Skandinavien-Lee‘ (siehe Lefebvre u. Rosenhagen, 2008). Es stellt sich bei hoch reichender nördlicher Luftströmung auf der Rückseite umfangreicher Tiefdruckgebiete ein und beschert der Metropolregion durch das Absinken der Luft und die damit verbundene Abnahme der Luftfeuchte im Lee der skandinavischen Gebirge wolkenarmes und trockenes Wetter (siehe Abb. 1.1.7.2).

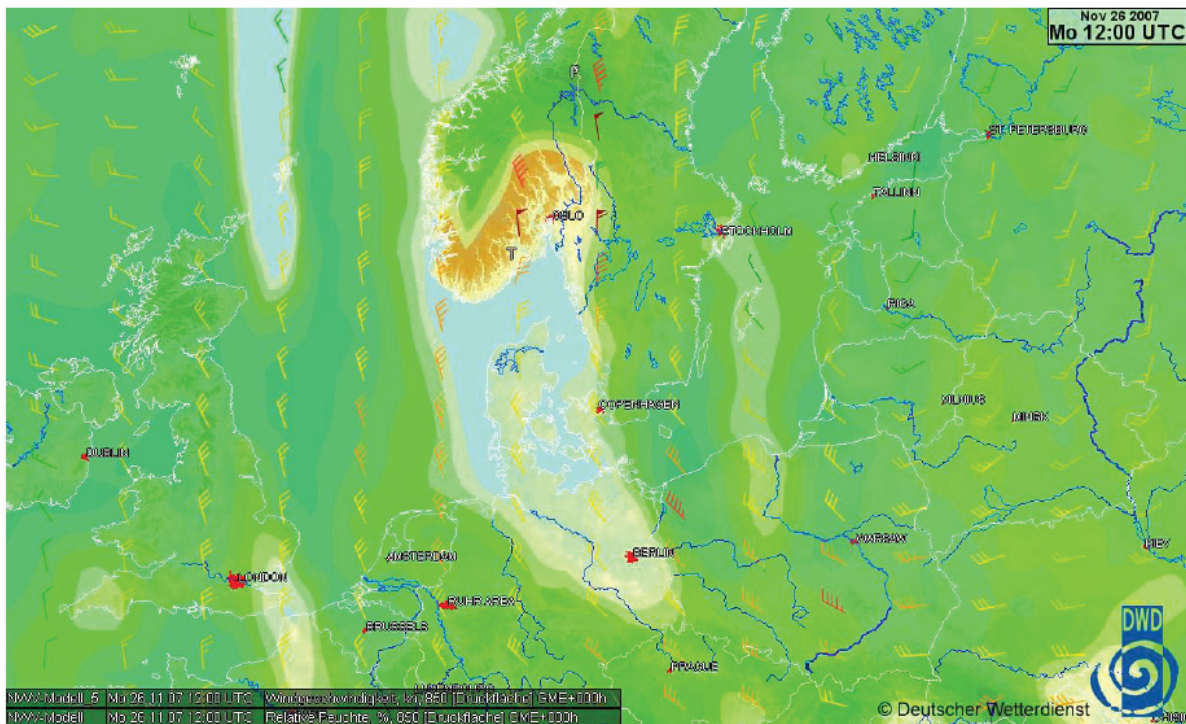


Abb. 1.1.7.2: Leeeffekt der Skandinavischen Gebirge am 26.11.2007, Windfahnen (in Dekaknoten) und relative Luftfeuchtigkeit (in Prozent) im 850 hPa-Niveau (Lefebvre u. Rosenhagen, 2008)

Ausreichend homogene Datenreihen der Sonnenscheindauer zur Trendbestimmung gibt es bestenfalls seit Ende der 40er Jahre. Schönwiese und Janowitz (2005) erstellten auch Karten des linearen Trends der Sonnenscheindauer für Deutschland, basierend auf den Zeiträumen 1951-2000 und 1971-2000 (Abb. 1.1.7.3). Insgesamt zeigen die beobachteten Klimatrends der Sonnenscheindauer in Deutschland – ähnlich wie beim Niederschlag – nicht nur zeitliche, sondern auch komplizierte räumliche Strukturen, die zudem jahreszeitlich bzw. monatlich sehr unterschiedlich und zeitlich nicht stabil sind (Schönwiese und Janoschitz, 2005). Pauschale Aussagen sind deshalb nicht möglich. Vielmehr muss der Umfang der Klimaänderungen je nach Ort, Jahreszeit und Zeitintervall differenziert erfasst

werden. Dies belegen die Darstellungen in Abbildung 1.1.7.3, die den linearen Trend der mittleren jährlichen Sonnenscheindauer in Deutschland zeigen, deutlich. Während in der Metropolregion Hamburg im Bezugszeitraum 1951-2000 nur eine geringe Abnahme der Sonnenscheindauer zu finden ist, ist im Zeitraum 1971 bis 2000 ein verstärkter negativer Trend festzustellen. Lediglich an der niedersächsischen Nordseeküste nahm im jüngeren, kürzeren Zeitraum die Sonnenscheindauer zu. Alle Trends sind jedoch statistisch nicht signifikant.

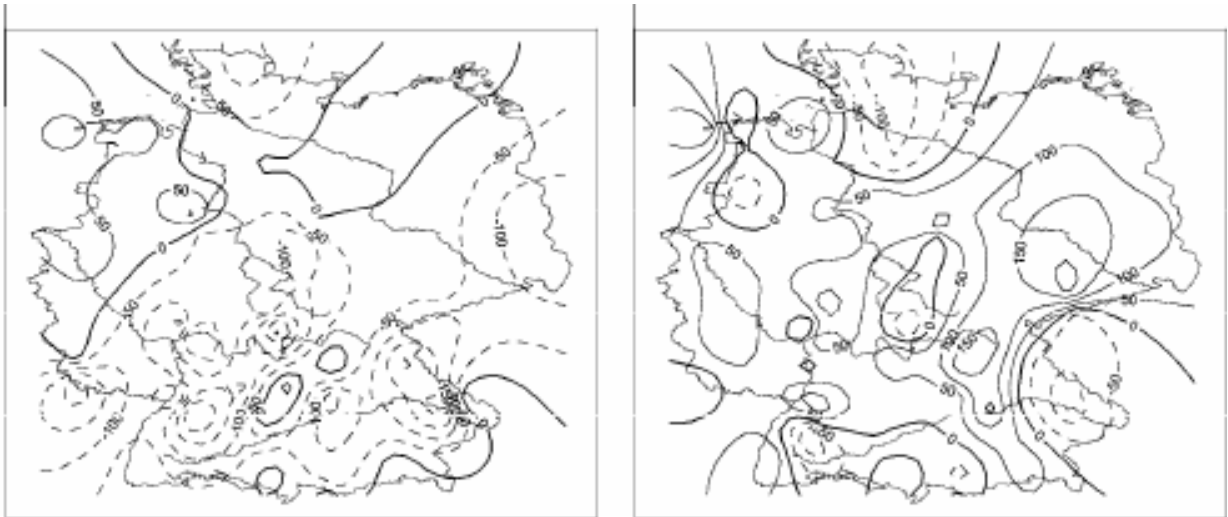


Abb. 1.1.7.3: Linearer Trend der Sonnenscheindauer (in Stunden) im Zeitraum 1951-2000 (links) und 1971-2000 (rechts) nach Schönwiese und Janoschitz (2005)

Auch die Messwerte der Jahressummen der Sonnenscheindauer am Flughafen Hamburg-Fuhlsbüttel im Zeitraum 1951 bis 2007 weisen keinen Trend auf (1.1.7.4), was mit den Ergebnissen von Schönwiese und Janowitz (2005) übereinstimmt.

Riecke und Rosenhagen (2009) fanden bei der jahreszeitlichen Betrachtung derselben Messreihe für Winter und Frühling eine leichte Zunahme der Sonnenscheindauer, für den Sommer und Herbst dagegen eine geringe Abnahme.

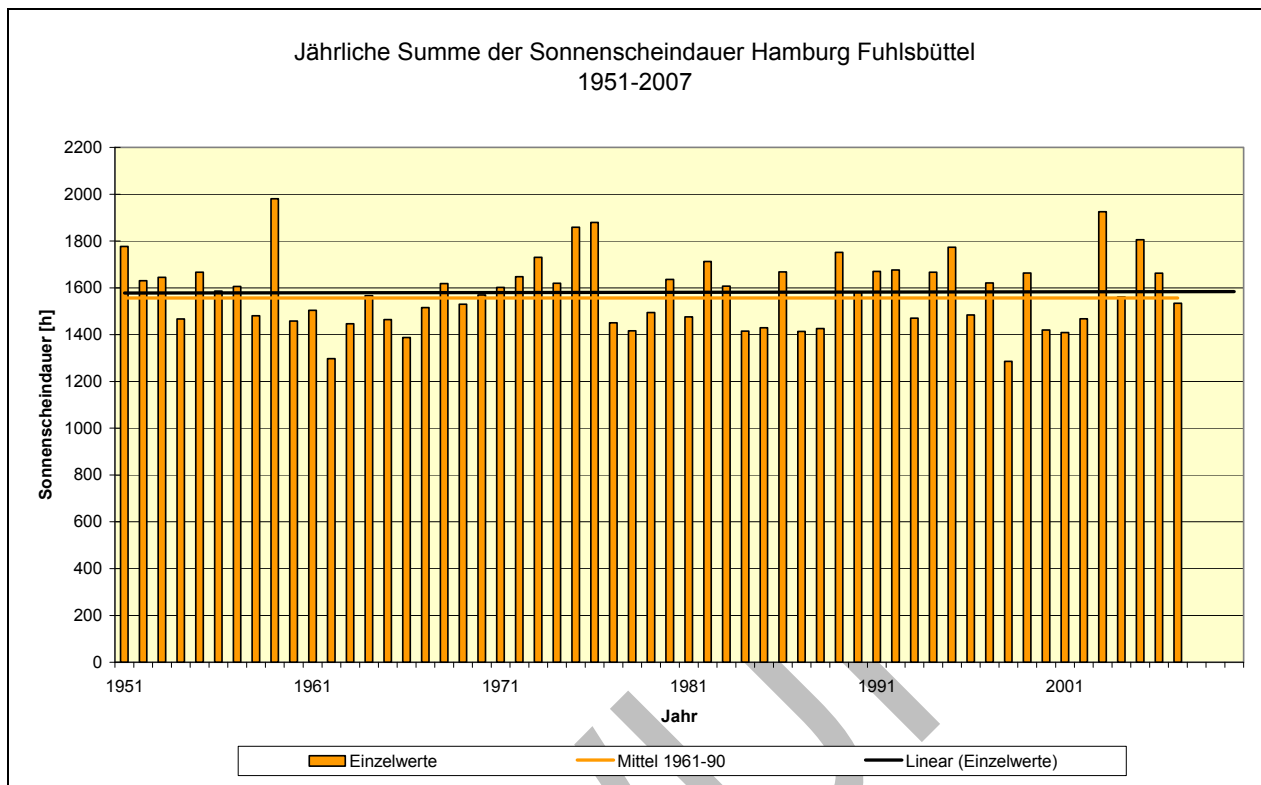


Abb. 1.1.7.4: Jahressummen der Sonnenscheindauer an der Station Hamburg-Fuhlsbüttel im Zeitraum 1951 bis 2007 (nach Riecke und Rosenhagen, 2009)

2.1.8 Extremereignisse

Die Definitionen von extremen Wetterereignissen sind uneinheitlich. Oft spricht man in Zusammenhang mit Einzelereignissen, wie z.B. einem Sturm oder Starkniederschlag davon, die relativ selten auftreten, jedoch hohen Schaden anrichten (Schönwiese, 2007). Dies lässt sich auch auf eine Jahreszeit, z.B. einen besonders heißen und trockenen Sommer oder eine Anzahl von besonderen Jahren ausdehnen. In der statistisch-klimatologischen Betrachtungsweise werden in Häufigkeitsverteilungen der Messwerte von Temperatur, Niederschlag, Wind usw. solche Werte als extrem bezeichnet, die oberhalb bzw. unterhalb bestimmter Schwellen liegen. Gelingt es, die zeitliche Änderung solcher Verteilungen zu erfassen, sind Aussagen darüber möglich, ob Extremwerte häufiger bzw. intensiver werden.

Die Beurteilung des Trendverhaltens der geringen Anzahl von Extremereignissen ist schon wegen ihres räumlich und zeitlich oft sehr uneinheitlichen Auftretens problematischer als die von Mittelwerten (siehe Jonas et al, 2005; Schönwiese et al, 2006; Trömel, 2005). Andererseits ist das Interesse an diesen oft folgenreichen Ereignissen besonders groß.

Die statistische Analyse der außertropischen Stürme bezüglich Häufigkeit und Stärke zeigt anders als vielfach angenommen und in den Medien publiziert, insgesamt eher eine leichte Abnahme der hohen Windgeschwindigkeiten (Rosenhagen, 2008) (Abb. 1.1.8.1). Dieses Ergebnis stimmt mit denen zahlreicher anderer Untersuchungen überein (Alexandersson et al., 2000; Smits et al., 2005; von Storch et al., 1993; von Storch et al., 1998; Weisse et al., 2005). Auch der IPCC (Houghton et al., 2001) stellt fest, dass eindeutige und systematische Trends im Auftreten von außertropischen Stürmen, Orkanen u.ä. im 20. Jahrhundert nicht erkennbar sind.

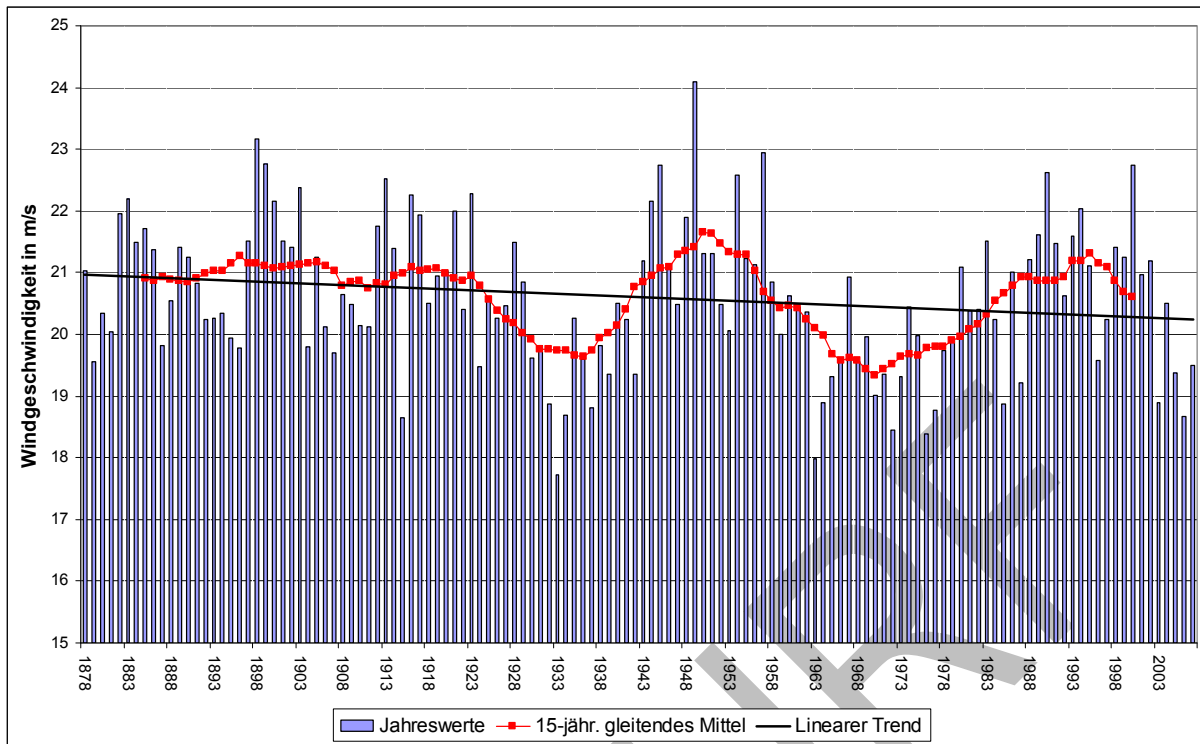


Abb. 1.1.8.1: Jahreswerte des 90%-Perzils der Geschwindigkeit des geostrophischen Windes für die Deutsche Bucht zwischen 1878 und 2007 (Rosenhagen, 2008)

Eine jahreszeitliche Untersuchung der Überschreitungswahrscheinlichkeiten von Tagesmaxima der Lufttemperatur (dargestellt durch das 90%-Perzentil der Tageswerte) im Zeitraum 1951 bis 2000 für 141 Stationen in Deutschland (Jonas et al., 2005) ergab auch für die Metropolregion in allen Jahreszeiten mit Ausnahme des Herbstes eine signifikante Zunahme höherer Temperaturen (Abb. 1.1.8.2). Die Unterschreitungswahrscheinlichkeiten wiesen dagegen außer im Frühjahr, wo sie abnehmen, nur selten signifikante Trends auf.

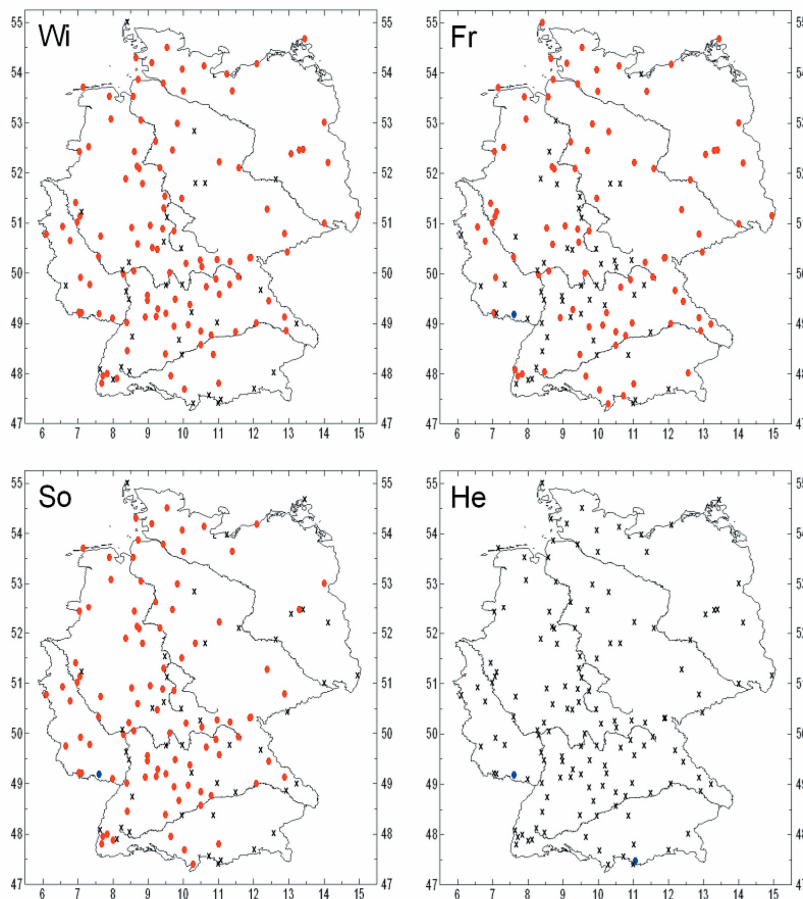


Abb. 1.1.8.2: Saisonale Trends 1951-2000 der Überschreitungswahrscheinlichkeit der 90 %-Perzentschwelle der Temperatur an 141 deutschen Stationen; rot: Zunahme; blau: Abnahme; schwarz (x): keine signifikante Änderung (Jonas et al., 2005)

Riecke und Rosenhagen (2009) führten eine Auswertung der jährlichen Anzahlen der Sommertage (Temperaturmaximum $\geq 25^\circ\text{C}$) und der heißen Tage (Temperaturmaximum $\geq 30^\circ\text{C}$) für Hamburg-Fuhlsbüttel im Zeitraum 1891-2007 durch und bestätigten insbesondere bei den Sommertagen einen deutlichen positiven Trend (Abb. 1.1.8.3). Die entsprechende Auswertung der Eistage (Temperaturmaximum $< 0^\circ\text{C}$) wies dagegen einen abnehmenden Trend auf (Abb. 1.1.8.4). Die Ergebnisse entsprechen den bei Zunahme der Mitteltemperatur bestehenden Erwartungen. Die Auszählung der Kennzahlen ist bis nach Ende des 2. Weltkriegs aufgrund der bereits angesprochenen Unsicherheiten bezüglich der Datenhomogenität jedoch quantitativ unsicher (siehe Kapitel 1.1.1).

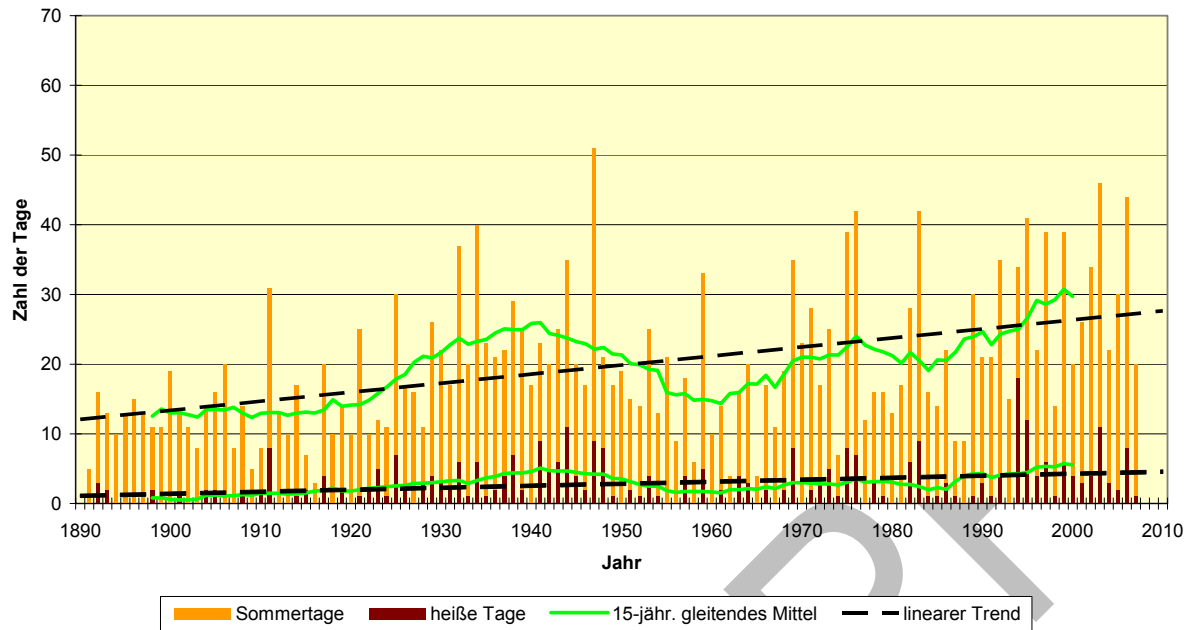


Abb. 1.1.8.3: Jährliche Anzahl der Sommertage und der heißen Tage in Hamburg-Fuhlsbüttel im Zeitraum 1891-2007, nach Riecke und Rosenhagen (2009)

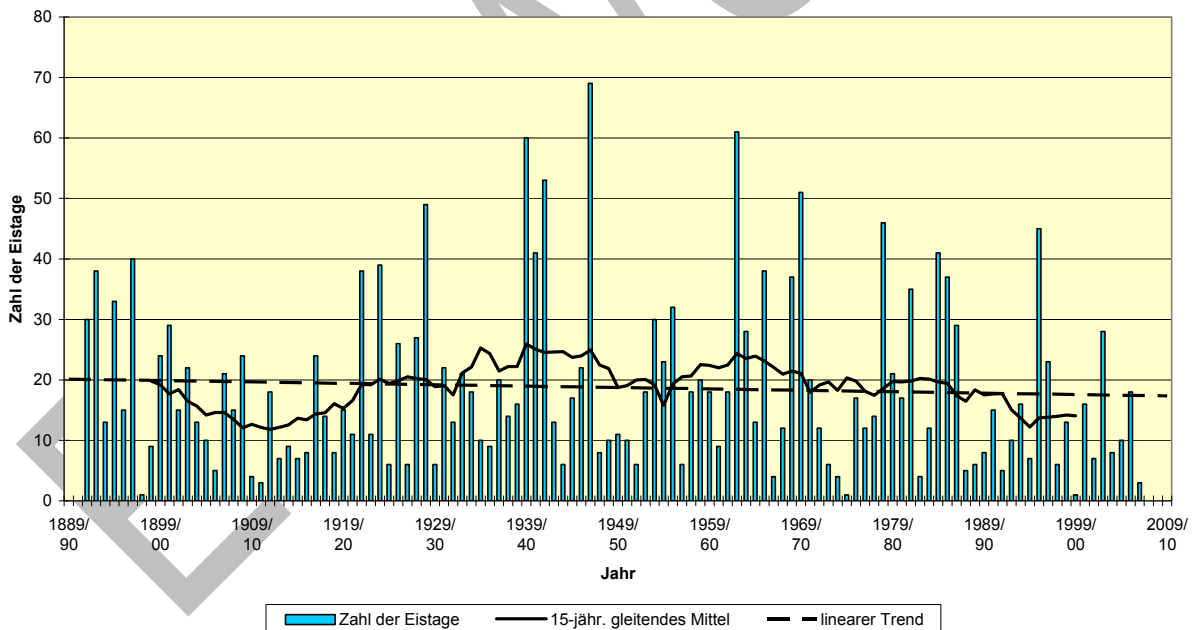


Abb. 1.1.8.4: Jährliche Anzahl der Eistage in Hamburg-Fuhlsbüttel im Zeitraum 1891-2007, nach Riecke und Rosenhagen (2009)

Die statistische Bewertung des Trends von extremen Niederschlagsereignissen ist wegen der zeitlich und räumlich großen Variabilität noch schwieriger als die der Temperaturextreme. Jonas et al. (2005) führten entsprechend zur Temperatur (Abb. 1.1.8.2) für den Zeitraum 1951 bis 2000 eine Auswertung der täglichen Niederschlagsdaten von 301 Stationen durch (Abb. 1.1.8.5) und werteten die Überschreitungswahrscheinlichkeiten der 90%-Perzentile aus. Sie ergab für die Metropolregion im

Winter verbreitet positive, im Sommer eher negative und in den Übergangsjahreszeiten insignifikante Trends.

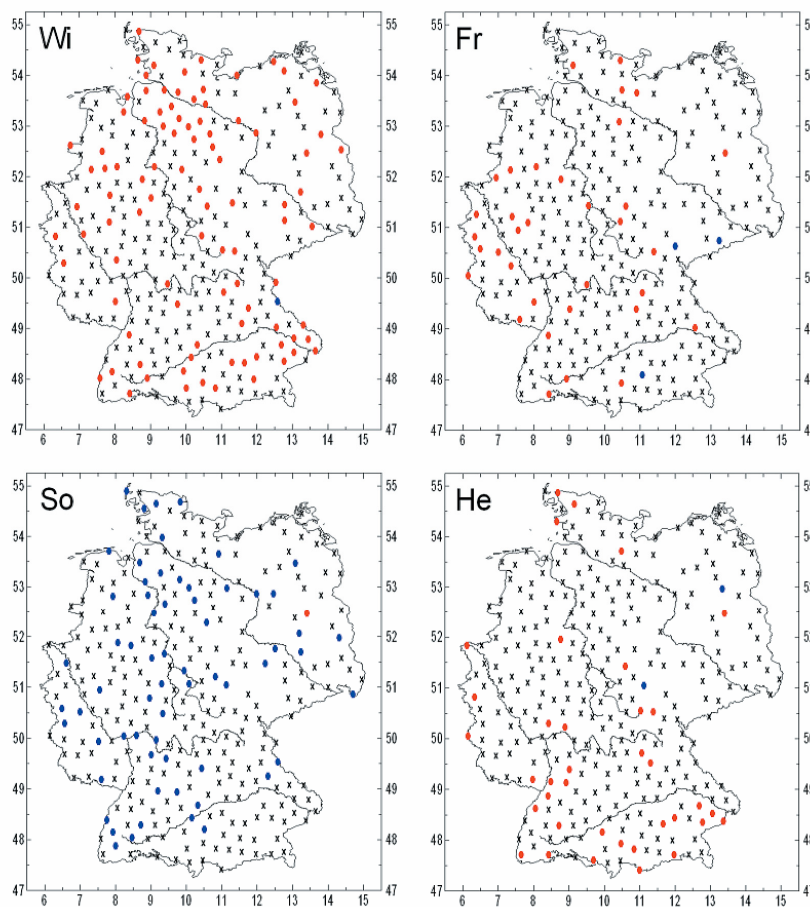


Abb . 1.1.8.5: Saisonale Trends 1951-2000 der Überschreitungswahrscheinlichkeit der 90 %-Perzentschwelle des Niederschlags an 301 deutschen Stationen; rot: Zunahme; blau: Abnahme; schwarz (x): keine signifikante Änderung (Jonas et al., 2005).

Riecke und Rosenhagen (2009) untersuchten die Veränderung großer Niederschlagstageshöhen im Zeitraum 1891 bis 2007 von Hamburg-Fuhlsbüttel und fanden für die jährlichen Anzahlen der Tage mit Niederschlägen von 20 mm und mehr eine geringe Zunahme (Abb. 1.1.8.6). Auch hier muss auf die Unsicherheit des Ergebnisses aufgrund der unzureichenden Datenhomogenität hingewiesen werden.

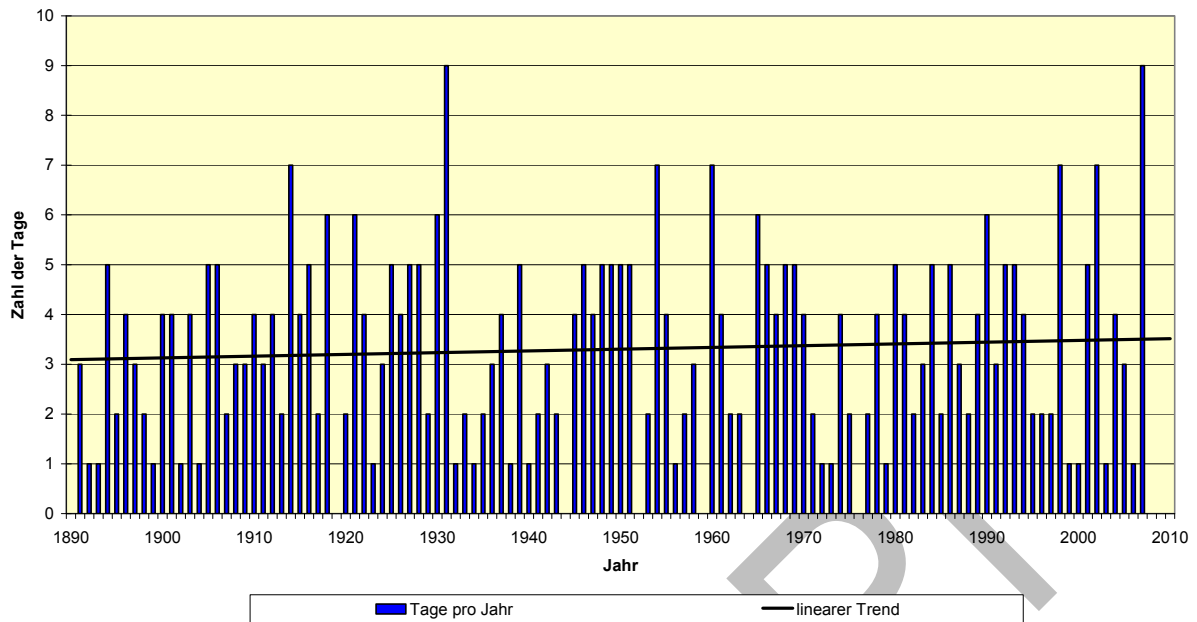


Abb. 1.1.8.6: Jährliche Anzahl der Tage mit Niederschlag ≥ 20 mm in Hamburg-Fuhlsbüttel im Zeitraum 1891-2007, nach Riecke und Rosenhagen (2009)

Die Untersuchung der starken Niederschläge mit Tagessummen von mehr als 10 mm von Schlünzen et al.(2008) für die 30-jährigen Perioden 1948 -1977 und 1978-2007 von neun Stationen im Raum Hamburg ergab für alle Stationen ebenfalls eine zunehmende Tendenz für Tage mit stärkerem Niederschlag.

Für die Metropolregion liegen sonst keine speziellen Untersuchungsergebnisse zum beobachteten Trend z.B. von Hitze- und Trockenperioden oder Starkniederschlägen vor.

2.2 Das Klima der Stadt Hamburg (Gudrun Rosenhagen)

Während im Kapitel 1.1 das Klima und seine Variabilität innerhalb der Metropolregion beschrieben wird, konzentriert sich Kapitel 1.2 auf die klimatischen Unterschiede innerhalb der Stadt Hamburg.

2.2.1 Literaturquellen zum verfügbaren Datenmaterial und zu Beschreibungen des Klimas der Stadt Hamburg (Anne Schroen, Michael Schatzmann)

Bis zum 19. Jahrhunderts fanden im Raum Hamburg keine systematischen Wetterbeobachtungen statt. Ältere Schriften berichten bevorzugt über extreme Wetterereignisse wie besonders kalte Winter. Wenn dann tatsächlich in dieser Zeit einzelne Klimaparameter gemessen wurden, ebte das Interesse oft schon im Frühjahr danach wieder ab und wurden die Aufzeichnungen beendet. Dass sich das Klima in erdgeschichtlich kurzen Zeitspannen verändern könnte und vom Menschen beeinflussbar sei, ist eine Idee aus jüngster Zeit. Früheren Generationen war sie weitgehend fremd, der Wert von langen Klimazeitreihen somit noch nicht entdeckt.

Die verwendeten Messinstrumente genügten den Anforderung einer Klimaanalyse lange nicht. Zwar gab es schon im 17. Jahrhundert relativ robuste Messverfahren, deren technische Umsetzung zum Galileo-Thermometer oder zum Quecksilber-Barometer führte. Es fehlte aber noch an standardisierten Maßsystemen, einheitlichen Normen für die Durchführung von Messungen etc. Es lässt sich z. B. oft nicht mehr rekonstruieren, ob Temperaturen in der Sonne oder im Schatten gemessen wurden, in

welcher geodätischen Höhe sich das Druckmessgerät befand oder ob die Messungen und Beobachtungen stets am selben Ort durchgeführt worden sind. Sofern Maßeinheiten angegeben sind, war die Übertragung der Messgrößen in SI-Einheiten problematisch. So wurde beispielsweise die Höhe der Quecksilbersäule lange in Zoll angegeben, einer Längeneinheit, die jedoch regional unterschiedlich definiert war.

Dennoch besitzen die von früheren Generationen hinterlassenen Beobachtungsdaten oder Berichte einen hohen Wert, auch wenn die darin enthaltenen Informationen kritisch geprüft werden müssen und statt der erwünschten quantitativen oft nur qualitative Aussagen zulassen.

Im Rahmen einer Bachelorarbeit am Meteorologischen Institut der Universität Hamburg wurde eine Bestandsaufnahme des vorhandenen und dokumentierten Wissens zum Klima im Großraum Hamburg gemacht (Schrön, 2008). Um die Unsicherheiten im Datenmaterial so gering wie möglich zu halten, basiert die Recherche im Wesentlichen auf Veröffentlichungen in wissenschaftlichen Zeitschriften. Die Recherche zur Klimabeobachtungshistorie von Hamburg lieferte 33 Literaturstellen, die in Anhang A und B näher spezifiziert sind. Dort sind auch die Bibliotheken angegeben, in denen die Quellen jeweils gefunden wurde.

In Tabelle 1.2.1.1 wird zunächst dargestellt, zu welchen Klimaelementen aus welchen Zeiten überhaupt Angaben vorliegen. Erfasst wurden nicht nur Messungen, sondern auch beschreibende Aussagen phänologischer Art wie z.B. der Beginn der Blüte einer bestimmten Pflanzenart. Die Angaben wurden zeitlich sortiert und den klimatologischen 30-jährige „Normalperioden“ der WMO zugeordnet (siehe hierzu Kapitel 1.1.1). Da sich vor allem die frühen Daten nur auf Einzelmessungen beziehen, wurde zusätzlich der Zeitraum spezifiziert, auf den sie entfallen. Wenn also in der Tabelle für den Zeitraum 1707-1708 Kreuze für Lufttemperatur, Bewölkungsgrad und Phänologie auftauchen, bedeutet das nicht, dass eine einigermaßen lückenlose Temperaturzeitreihe für diese beiden Jahre vorläge. Es darf lediglich gefolgert werden, dass aus diesem Zeitraum zum genannten Klimaelement überhaupt Angaben existieren, auch wenn es sich nur um eine einzelne Aussage (z.B. kältester Tag des Winters mit xx Grad) handelt, mit der klimatologisch nicht viel anzufangen ist. Die Vielzahl der Kreuze in der Tabelle soll somit nicht den Eindruck erwecken, dass die Datenlage befriedigend sei. Sie ist es keineswegs.

Bei älteren Angaben zum Klima Hamburgs handelt es sich fast durchweg um solche aus zweiter Hand. So gibt Pfaff (1809) einen Überblick über die Extremwinter des Mittelalters zurück bis zum Jahr 1269, er muss sich dabei jedoch auf Beschreibungen besonderer Wetterereignisse oder Witterungsabschnitte beschränken. Man erfährt, dass es diverse Winter mit kräftigem Frost und Schneefällen gab, gewinnt den Eindruck, dass es früher kälter als heute in Hamburg war, aber wie signifikant diese Aussage ist, lässt sich mit dieser Quelle nicht belegen. Die Aussage erscheint jedoch plausibel. Sie fügt sich in die auf Proxydaten aus Eisbohrkernen (Zusammensetzung des temperaturabhängigen Sauerstoff-Isotopenverhältnisses) basierende Klimageschichte Nordeuropas ein, nach der Mitte des 14. Jahrhunderts eine „Kleine Eiszeit“ auftrat, die ihren Höhepunkt zwischen 1550 und 1850 hatte (Schönwiese, 2008). Die Kleine Eiszeit mit zugefrorenen Flüssen und Kanälen im Winter und Missernten im Sommer ist auch durch andere historische Quellen belegt. Nach dem, was man heute zu wissen annimmt, war sie mit einer Absenkung der Jahresmitteltemperatur auf der Erde um maximal ein Kelvin verbunden. Die Größenordnung von einem Kelvin beim hier beispielhaft verwendeten Klimaelement Temperatur gibt vor, welche Genauigkeitsanforderungen an die Daten gestellt werden müssen, um aus ihnen quantitative Aussagen über die Klimatrends ableiten zu können.

		T			RR	p	RH	DD	FF	N	Wh	α	SG	Phä
WMO-Normal	Zeitraum mit Beobachtungen	Luft	Eof	H2O										
1691-1720	1707-1708	X								X				X
1721-1750	1269-1809	X												X
1751-1780														
1781-1810	1807-1824	X		X	X	X	X	X	X	X	X			
1811-1840	1819-1832	X												
	1832-1843	X		X	X	X	X	X	X	X	X			
1841-1870	1856-1886 1851-1870	X X			X	X	X	X	X	X	X			
1871-1900	1876-1899 1872-1899	X X	X	X	X	X	X	X	X	X	X			
1901-1930	1825-1928 1891-1930 1871-1900	X X X	X	X	X	X	X	X	X	X	X			
1931-1960	1938	X				X	X	X	X	X				
	1935-1949	X			X	X								
	1952-1954											X		
	1954	X			X	X		X	X					
	1946-1955				X									
	1881-1960	X			X	X	X	X	X	X				X
	1931-1960	X			X	X	X	X	X	X				
	1951-1960									X				
1961-1990	1963-1972				X									

1978-1981	X												
1982	X					X	X	X			X	X	
1964-1989	X					X					X	X	
1961-1990	X			X			X		X				
1964-1990	X								X				X
1976-1992				X			X	X				X	
1961-2001	X			X	X	X	X	X	X				
1951-2003				X									

Tabelle 1.2.1.1: Historische Angaben zu den Klimatelementen Lufttemperatur (T Luft), Erdoberflächentemperatur (T Eof), Wassertemperatur (T H₂O), Niederschlag (RR), Luftdruck (p), relative Feuchte (RH), Windrichtung (DD), Windgeschwindigkeit (FF), Bewölkungsgrad (N), Wasserstand der Elbe (Wh), Strahlungsverhältnisse (α), Spurengase (SG) und Phänologie (Phä).

Schrön (2008) geht in ihrer Arbeit ausführlich auf die historischen Fundstellen ein, legt dar, welches Interesse unsere Vorfahren bei der Wetterbeobachtung geleitet hat, welche Möglichkeiten ihnen jeweils zur Verfügung standen und in welchem soziokulturellen Umfeld die Daten erhoben wurden. Die Arbeit (ca. 60 Seiten) steht für sich, sie kann über die Bibliothek des ZMAW bezogen werden. Sie wird hier nur hinsichtlich der Klärung der Frage ausgewertet, in welchem Maße die vorhandenen Informationen ausreichen, um Aufschluss über Klimaänderungen im Großraum Hamburg zu geben.

Mit Bezug auf das augenscheinlichste Klimatelement, die Temperatur, fällt der erste längere Beobachtungszeitraum in die Zeit von 1807 bis 1826. Der Antrieb für erste Beobachtungen war oft das Studium des Zusammenhangs zwischen Wetter und Krankheiten. Willerding führte Temperaturmessungen vermutlich am Fenster seiner Wohnung in der Nähe des heutigen Dammtorbahnhofs durch. Berichtet wird darüber in der Arbeit von Buek (1826). Beide waren Mediziner, sie suchten nach Korrelationen zwischen Kälteperioden und Atemwegserkrankungen. Zwischen 1819 und 1831 beobachteten die Optiker Harris und Campbell die tagsüber auftretenden Extreme von Temperatur und Feuchte am Neuen Wall in einer Höhe von ca. 5-6 m über der Alster. Zimmermann (1846) griff diese Messungen auf, setzte sie zwischen 1832 und 1843 fort und veröffentlichte sie schließlich, auch wiederum, um Korrelationen zu ausgewählten Krankheiten herzustellen.

Meteorologische Beobachtungen wurden auf der Hamburger Sternwarte am Holstenwall schon bald nach ihrer Errichtung 1825 angestellt, anfangs nur im Anschluss an die astronomischen Beobachtungen, seit 1853 regelmäßig. Die Reihe endet mit der Verlegung der Sternwarte nach Bergedorf Ende 1910. Die veröffentlichten Beobachtungswerte aus den Jahren 1854-1857, 1866-1877 und 1880-1910 sind in der Bibliothek des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie BSH vorhanden. Der Gymnasialprofessor Scharenberg (1872) führte von 1856 bis 1887 dreimal täglich am Fenster seines Wohnzimmers am Christianeum in Altona Temperaturmessungen durch, die u. a. in den Preußischen Meteorologischen Jahrbüchern veröffentlicht wurden.

Ab 1867 wurden weitere Beobachtungen von der gerade erst gegründeten Norddeutschen Seewarte durchgeführt (Koordinaten 53° 32' nördliche Breite, 9° 58' östliche Länge, das entspricht ungefähr der Lage der heutigen Jugendherberge am Alfred-Wegener-Weg 5). Die Deutsche Seewarte ging 1874 aus der Norddeutschen Seewarte hervor und wurde ein Jahr später als Reichsinstitut etabliert. Damit verbesserten sich die organisatorischen Voraussetzungen für Wetter- und Klimabeobachtungen weiter. Die Wetterbeobachtungen wurden kontinuierlich zunächst vor dem Fenster des Seemannshauses auf

der Elbhöhe nördlich der Landungsbrücken angestellt. Seit 1876 gab es Parallelmessungen im Garten des Seemannshauses und ab 1879 in einer freistehenden Thermometerhütte am Wasserreservoir auf dem Stintfang. Ab 1.8.1881 nach der Übersiedlung der Seewarte in das neugebaute Gebäude auf dem Stintfang diente eine mit doppeltem Zinkmantel umgebene Fensterhütte an der Nordseite des Gebäudes als Normalstation. Ab 1.7.1923 erfolgten sämtliche Referenzmessungen in einer freistehenden englischen Hütte. Die Klimabeobachtungen wurden an der Seewarte bis 1874 um 06, 14 und 22 Uhr, danach um 08, 14 und 20 Uhr ausgeführt. Sie sind veröffentlicht im Handbuch der Deutschen Seewarte. Am 01.08.1934 verlegte die Seewarte ihre Normalstation zum Flugplatz Hamburg - Fuhlsbüttel. Die Instrumente waren hier in einer englischen Hütte aufgestellt, die mehrfach ihren Standort auf dem Platz veränderte. Die Klimabeobachtungen erfolgten bis 1946 um 08, 14 und 21 Uhr. Von den Standorten der Messfelder der Seewarte sowie der Instrumentierung sind ausführliche Beschreibungen vorhanden. Ab 1876 wurden die Beobachtungen der Deutschen Seewarte in den meteorologischen Jahrbüchern archiviert. Unter Berücksichtigung dieser Angaben wurden homogenisierte Zeitreihen der Monatswerte der Temperatur- und des Niederschlags beim Deutschen Wetterdienst in Offenbach für den Standort Hamburg - Fuhlsbüttel erstellt, die von heute bis 1881 für die Temperatur und bis 1891 für den Niederschlag zurückreichen. In Kapitel 1.1.5 werden Untersuchungsergebnisse der Temperaturreihe vorgestellt.

Bei der Verwendung historischer Windbeobachtungsdaten ist zu beachten, dass der Wind zu Beginn der Messungen noch in größeren Höhen (z.B. über Dachfirsten) registriert wurde. Verwendet wurden meist Wetterhähne, die sich im Wind ausrichteten. Die Geschwindigkeit wurde abgeschätzt. Mit Instrumenten gemessene Geschwindigkeiten wurden erst viel später Standard. Für die einzelnen Stationen ergeben sich sehr unterschiedliche Windmesswerte, da die Messhöhe, aber auch die Form des Gebäudes Einfluss auf das Windfeld nimmt. Eine Abschätzung der Fehler kann somit nicht vorgenommen werden.

Im 20. Jahrhundert erweiterte sich das Stationsnetz im Stadtgebiet von Hamburg zunehmend. Besonders lange Beobachtungsreihen entstanden in Altona, Bergedorf und Harburg sowie am alten Botanischen Garten, in Kirchwerder und auf St. Pauli. In Ergänzung zur Lufttemperatur und zum Niederschlag wurden auch andere Parameter (Luftfeuchte, Luftdruck, Bewölkung, Wind, besondere Wettererscheinungen, etc.) registriert.

Perlewitz (1928) veröffentlichte den ersten Bericht über längere Klimabeobachtungen in Hamburg unter Betrachtung mehrerer Klimaelemente. Er erwähnte zudem, dass sich aus den Beobachtungen der letzten 150 Jahre kein Klimatrend erkennen lasse. Das deutet darauf hin, dass ihm auch Daten von vor 1800 bei seinen Untersuchungen vorgelegen haben müssen.

Abb. 1.2.1.1 liefert eine zusammenfassende Darstellung der einzelnen von Perlewitz gemessenen Klimavariablen.

Bei der Auswertung hat Perlewitz Mittelwerte über verschieden lange Zeiträume gebildet, die jedoch alle in den Messzeitraum von 1856 bis 1927 fallen. Die Messwerte muss er unter anderem der Messstation in Altona entnommen haben, die zwischen 1856 und 1867 die einzige Station mit regelmäßigen meteorologischen Beobachtungen darstellte. Welche Stationen Perlewitz für die Kurven in Abb. 1.2.2.1 herangezogen hat, geht aus den Unterlagen nicht eindeutig hervor. Es wird lediglich von Hamburg und gelegentlich von einzelnen Stadtteilen wie zum Beispiel Bergedorf gesprochen.

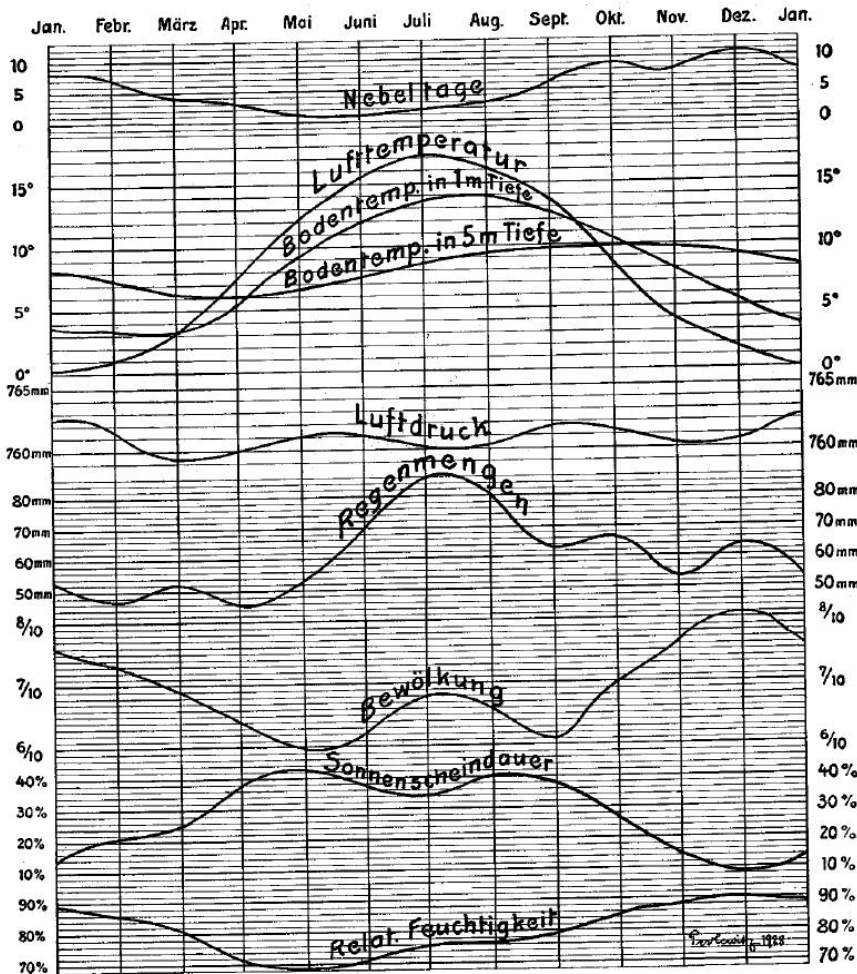


Abb. 1.2.1.1: Das Klimadiagramm von Hamburg erstellt von Perlewitz (1928) zeigt den Jahresverlauf der Nebeltage, der Lufttemperatur, der Bodentemperatur in 1 m und 5 m Tiefe, des Luftdrucks, der Regenmenge, der Bewölkung, der Sonnenscheindauer und der Relativen Feuchtigkeit. Genaue Bezugsperioden zu den Messungen sind in der Quelle nicht genannt.

Die Niederschlagsmenge und Niederschlagsart wurden seit 1867 aufgezeichnet. Perlewitz ermittelte, dass es in Hamburg im von ihm betrachteten Zeitraum durchschnittlich an 36 Tagen im Jahr geschneit habe, an 14 Tagen gab es Graupel und an 21 Tagen Gewitter. Diese Angaben sind aber relativ vage, da sie sehr stark von der subjektiven Einschätzung des Beobachters abhängen. Dieses Problem schlägt sich auch in der Beobachtung der Bewölkung nieder, welche ab 1868 regelmäßig durchgeführt wurde. Die mittlere Tagesbewölkung von mehr als 8/10 tritt danach doppelt so häufig auf wie eine mittlere Tagesbewölkung unter 2/10. Die Aufzeichnung der Sonnenscheindauer wurde im Jahr 1891 begonnen.

Der Beobachtungszeitraum bis 1965 wird durch mehrere Veröffentlichungen von Reidat (1953, 1971a-d, 1981) abgedeckt. Bei seinen Klimabeschreibungen von 1971 standen die Klimaelemente Temperatur und Niederschlag im Vordergrund. Insgesamt verwertete er die Daten von 17 Temperatur- und 37 Regenmessstationen auf Hamburger Gebiet und weitere aus dem Umland, von denen die meisten allerdings schon kriegsbedingt keine kontinuierlichen Messreihen lieferten. Die dennoch beachtliche Datenmenge erlaubte es bereits, Studien zur Beeinflussung von Temperatur und Niederschlag durch einen städtischen Ballungsraum am Beispiel Hamburgs durchzuführen. Auch wenn die verwendeten Messverfahren in diesem Zeitraum bereits etabliert waren und mit eindeutig definierten Maßeinheiten gearbeitet wurde, so besitzen die manuellen Analysen und die aus ihnen abgeleiteten Schlussfolgerungen subjektive Einschätzungen. Der verwendete Bezugszeitraum 1931 bis 1960, der die Kriegsjahre mit ihren Wirren, die sich natürlich auch auf die Datenlage auswirkte, lässt

nur grobe Aussagen zu. Viele der Messstationen wurden aus diversen Gründen mehrfach verlegt und die Reihen enthalten zum Teil längere Ausfälle.

Als nächster Meilenstein der Hamburger Klimabeobachtungshistorie sei der DWD-Bericht von Cappel und Kalb (1976) zitiert. Im Fokus ihrer Betrachtungen steht Hamburg-Fuhlsbüttel. Für diese Station wurde für die Bezugsperioden 1931 bis 1960 und 1951 bis 1970 das verfügbare Datenmaterial erfasst und die üblichen meteorologischen Parameter im Jahres- und Tagesgang umfangreich statistisch ausgewertet. Es wurden verschiedene Mittelungsverfahren auf einzelne Klimavariablen angewandt und geprüft, welchen Einfluss sie auf das Resultat haben. Sofern möglich war, wurden Extremwerte, Häufigkeitsverteilungen, Andauern oder Streubreiten bestimmt. Der Bericht entspricht in Bezug auf die Auswertung der Daten bereits modernen Standards. Dies sollte jedoch nicht darüber hinwegtäuschen, dass die einzelnen Datenpunkte selbst aus den zuvor schon diskutierten Gründen mit Unsicherheiten behaftet sind, die nachträglich kaum noch quantifiziert werden können. In Bezug auf Windrichtung und -stärke wird beispielsweise angemerkt, dass diese Größen oft nur „auf Augenbeobachtungen“ basieren. Es bleibt leider offen, ob das auch noch auf die Anfangsphase des Berichtszeitraums zutrifft, und wenn ja, wann der Übergang zu Instrumenten (Schalenkreuzanemometer und Windfahne) erfolgte, ob die Anemometer hysteresefrei gearbeitet haben, wie sie geeicht wurden etc. Beim Niederschlag sind die Angaben zum Instrument etwas präziser, es wird der Hellmannsche Regenschirm benannt, nur hat sich gerade dieser im späteren WMO-Vergleich als besonders anfällig für windinduzierte Fehler herausgestellt. Nach Aussage des Deutschen Wetterdienstes sind die erforderlichen Metadaten jedoch in einer Datenbank archiviert und können für spezielle Untersuchungen dort abgerufen werden.

Riecke und Rosenhagen (2009) veröffentlichten eine überarbeitete Version der Arbeit von Cappel und Kalb, erstellten entsprechende Statistiken für den Bezugszeitraum 1971 bis 2000 und verglichen in Text und Tabellen die Klimadaten von Hamburg - Fuhlsbüttel mit denen weiterer Stationen der Metropolregion Hamburg. Die Veröffentlichung ist wesentliche Grundlage der Klimabeschreibung in Kapitele 1.1.

Seit dem Jahr 1967 betreibt das Meteorologische Institut der Universität Hamburg am 300 m hohen Sendemast des Norddeutschen Rundfunks (NDR) in Hamburg-Billwerder eine meteorologische Messanlage. Im Jahr 1994 wurde die inzwischen veraltete Anlage abgebaut und an ihrer Stelle eine mit modernen Messgeräten bestückte Anlage neu errichtet. Die Gesamtanlage besteht aus zwei Masten: dem 300 m hohen Hauptmast und einem 12 m hohen Mast in etwa 300 m Entfernung auf einer Wiese. Die Veröffentlichungen, die auf den Messwerten des Mastes beruhen, stellen eine wesentliche Ergänzung der Auswertungen des Bodenmessnetzes dar (z.B. Oldeland, 1998; Lange, 2001; Brümmer u. Lange, 2004; Stritzke, 2004). Das vom Messmast vorhandene Datenmaterial die Grundlage für verschiedenartige Auswertungen der bodennahen Grenzschicht (siehe z.B. Kapitel 1.1.4).

Das Kollektiv der täglichen Messwerte im Raum Hamburg, das für Auswertungen digitalisiert vorliegt, ist auch heute noch begrenzt. Tabelle 1.2.2.2 zeigt eine Zusammenstellung der beim Deutschen Wetterdienst (Stand Sommer 2008) verfügbaren Reihen mit täglichen Beobachtungswerten.

	Beginn	Ende	Breite	Länge	Höhe
Hamburg (Stadtpark)	01.05.1951	31.12.2005	53° 35' 29" N	10° 01' 52 O	8
Hamburg - Altona	01.11.1991	31.12.1999	53° 34' 43" N	09° 54' 15 O	44
Hamburg - Bergedorf	01.01.1910	30.09.1962	53° 28' 51" N	10° 14' 34 O	35
Hamburg - Botanischer Garten	01.10.1946	31.07.1949	53° 33' 41" N	09° 59' 19 O	14
	01.08.1949	31.07.1955	53° 33' 41" N	09° 59' 19 O	14
Hamburg - Ellerholzkanal	01.01.1951	30.11.1976	53° 31' N	09° 58' O	7
Hamburg - Fuhlsbüttel	01.11.1946	10.07.1968	53° 38' 23" N	10° 00' 02 O	13
	11.07.1968	04.09.1995	53° 38' 22" N	09° 59' 47 O	13
	05.09.1995		53° 38' 06" N	09° 59' 24 O	11
Hamburg - Hahnöfersand	01.01.1951	30.09.1976	53° 33' N	09° 43' O	3
Hamburg - Harburg	01.01.1901	31.12.1978	53° 25' N	09° 59' O	32
Hamburg - -Kaltehofe	01.01.1951	30.06.1972	53° 30' N	09° 59' O	2
Hamburg - Kirchwerder	01.07.1937	30.11.1976	53° 26' 22" N	10° 11' 53 O	3
	01.05.1988	31.12.2006	53° 25' 22" N	10° 08' 51 O	2
Hamburg - Langenhorn	01.01.1951	01.05.1964	53° 40' N	10° 02' O	35
Hamburg - Lotsenhöft	01.08.2001		53° 34' 06" N	09° 58' 04 O	19
Hamburg - Neugraben	01.01.1951	31.07.1975	53° 28' N	09° 52' O	11
Hamburg - Neuwiedenthal	01.05.1962		53° 28' 46" N	09° 53' 55 O	3
Hamburg - Ohlsdorf	01.01.1951	31.12.1997	53° 38' N	10° 03' O	25
Hamburg - Poppenbüttel	01.01.1951	31.12.1993	53° 40' N	10° 05' O	30
Hamburg - Rahlstedt	01.01.1951	31.12.1971	53° 36' N	10° 10' O	30
Hamburg - Reitbrook	01.06.1978	30.04.1988	53° 28' 17" N	10° 10' 54 O	1
Hamburg - Sankt Pauli	01.10.1946	31.07.1955	53° 32' 59" N	09° 58' 14 O	22
	01.08.1955	18.12.1972	53° 32' 59" N	09° 58' 14 O	22
	19.12.1972	29.02.2000	53° 33' 00" N	09° 58' 10 O	22
	01.04.2000	02.04.2000	53° 33' 00" N	09° 58' 10 O	22

Hamburg - Volksdorf	01.09.1983	30.06.2001	53° 39' N	10° 11' O	48
Hamburg - Wandsbek	01.08.1951	16.09.1985	53° 35' 13" N	10° 04' 49 O	21
	17.09.1985	31.12.2006	53° 35' 13" N	10° 07' 50 O	18
Hamburg - Wohldorf	01.01.1971	22.02.1983	53° 43' N	10° 09' O	25

Tabelle 1.2.1.2: Übersicht der Messstationen in Hamburg, sowie die Beobachtungszeiträume und Position, deren tägliche Beobachtungswerte digital beim Deutschen Wetterdienst verfügbar sind. Stand Sommer 2008.

Wie Tabelle 1.1.1.2 zu entnehmen ist, blieb nicht einmal die wichtigste Hamburger Messstation am Flughafen Fuhlsbüttel von Änderungen verschont. Schließlich wird deutlich, dass in den letzten Jahren viele Stationen geschlossen wurden, so dass die verfügbare Basis an Beobachtungsdaten für Klimauntersuchungen auch zukünftig kaum ausreichend sein wird.

ENTWURF

Anhang A: Literaturliste in chronologischer Sortierung mit Titelangaben		
Erschienen	Titel	Autor
1809	Über die früheren strengen Winter und über die Winter des 18. Jahrhunderts bis zum Winter 1776	C.H. Pfaff
1826	HH's Klima & Witterg. - Ein Beitrag z. mediz. Topografie v. HH	H.W. Buek
1846	HH's Klima, Witterung u. Krankheitskonstitution	K.G. Zimmermann
1872	Die Temperaturverhältnisse v. Altona im Zeitraum 1856 – 1886	J.H. Scharenberg
1901	Das Klima von Hamburg in den Jahren 1876 – 1899	R. Kummer
1928	Das Klima von HH	P. Perlewitz
1938	Registrierballonaufstiege	Reichsamt für Wetterdienst
1953	Klimaten für Bauwesen und Technik, Nr. 2 Hamburg	R. Reidat
1954	Klimabeobachtg.en in HH v. 1935 - 1949 nach dem Schema d. Réseau Mondial	J. Huttary
1956	Strahlg.sempfang vertikaler, ebener Flächen; Globalstrahlg. V. HH	K. Gräfe
1956	Untersuchg.en über d. Bodennunruhe in HH	J. Hollinderbäumer

1964	Untersuchg. d. ältesten Temperaturmessungen mit Hilfe d. strengen Winters 1708 – 1709	W. Lenke
1967	Klimaatlas von Schleswig Holstein, Hamburg und Bremen	DWD
1969	Abschlussber. ü. d. meteorolog. Beobachtg.en im Gelände d. geplanten Flughafens HH-Kaltenkirchen	R. Faust
1971	Temperatur, Niederschlag, Staub	R. Reidat
1971	Über den Einfluss der Stadt auf die Niederschlagsverteilung bei starken Regenfällen in Hamburg	R. Reidat
1973	Über d. Tagestiefstemp. im Raum HH u. d. z. ihrer Eintrittszeit herrsch. met. Bedingg. in ihren Beziehg. zuein.	E. Franken
1975	Die Niederschlagsverteilung im Einflussbereich von Hamburg bei unterschiedlichen Großwetterlagen	H. Friesland
1975	Der tägliche Gang der Bewölkung im Gebiet der nordfriesischen Inseln und der Stadt Hamburg	W. Leistner
1976	Das Klima v. HH	Cappel, A.
1981	Entwicklg. einer objektiven Temperaturvorhersage f. HH-Fuhrsbüttel aus Daten eines numer. Modells	K. Flechshar
1984	Untersuchg. einer winterlichen Smogsituation mit Hilfe eines modifiz. Gaußmodells	U. Krell
1991	Sonnenstrahlg. in HH: Angebot u. Trend	G. C. Grabbe
1994	Die Luftchem. Messreihen d. MOH	U. Kaminski, P. Winkler
1995	Klima-Ist-Zustand zur Anpassung der Fahrinne der Unter- und Außenelbe an die Containerschiffahrt	DWD
1996	Häufigkeit u. Vertikalstruktur niedriger Inversionen über HH im Zeitraum März 1995 bis Mai 1996	B. Rohbrecht
1996	Variabilität d. Schneeglöckchenblühbeginns in Abhängk. v. d. lokalen u. großräum. Temp.schwankg.	K. Maak
1998	Eine Windstatistik f. d. unteren 250 m d. planetar. Grenzschicht über HH u. Fallstudien extr. Windereignisse	I. Oldeland

1999	Klimauntersuchung für die Freie und Hansestadt Hamburg	DWD
2001	Eine Grenzschichtklimatologie f. HH aus Daten d. meteorolog. Messanlage am NDR-Sendemast in Billwerder	I. Lange
2002	Turbulenzmessg. m. Ultrasch.-Anemom.-Thermom. in 50 u. 250 m Höhe am NDR-Sendemast in HH-Billwerder	F. Boekel
2004	Ein Beitrag zum Klima des Elbe-Weser-Raumes	H.-J. Heinemann
2007	Großwetterlagen and precipitation trends in the Elbe river catchment	Werner, Gerstengarbe, Wechsung

Anhang B: Literaturliste in chronologischer Sortierung mit Fundstellenangaben					
Erschienen	Autor	Texttyp	Bibliothek	Signatur	
1809	C.H. Pfaff	allg. Veröffentlichg.	Stabi	A / 30236	
1826	H.W. Buek	allg. Veröffentlichg.	Stabi	A / 276290	
1846	K.G. Zimmermann	allg. Veröffentlichg.	Stabi	A 1950 / 1377	
1872	J.H.. Scharenberg	allg. Veröffentlichg.	Stabi	B 1946 / 453	
1901	R. Kummer	Seewarte	Stabi	A/337793	
1928	P. Perlewitz	allg. Veröffentlichg.	ZMAW	KLI - REG Per	
1938	Reichsamt für Wetterdienst	DWD - Bericht	Offenb	I A 15	
1953	R. Reidat	DWD-Bericht	BSH	ID9	
1954	J. Huttary	DWD - Bericht	ZMAW	Z Ber 170	weitere Quellen:
1956	K. Gräfe	DWD - Bericht	ZMAW	Z Ber 170	
1956	J. Hollinderbäumer	Diplomarbeit	ZMAW	Dipl.-Arb MI G 2	Meteorologische Jahrbücher des DWDs --> insgesamt 34 Quellen
1964	W. Lenke	DWD - Bericht	ZMAW	Z Ber 170	
1967	DWD	DWD - Bericht	ZMAW	ATL-KLI Deu Schle	im Internet kann man

						noch die Daten Stationen einsehen
1969	R. Faust	DWD - Bericht	BSH	A 1 / 3708		
1971	R. Reidat	allg. Veröffentlichg.	Offenb	73.180		
1971	R. Reidat	allg. Veröffentlichg.	Offenb	II ZS		
1973	E. Franken	DWD - Bericht	ZMAW	Z Ein 10		
1975	H. Friesland	Diplomarbeit	Offenb	IP 21		
1975	W. Leistner	allg. Veröffentlichg.	Offenb	II ZS		
1976	A. Cappel.	DWD - Bericht	ZMAW	Z Ber 170		
1981	K. Flechsenhar	Diplomarbeit	ZMAW	Dipl.-Arb. MI 99		
1984	U. Krell	Diplomarbeit	ZMAW	Dipl.-Arb. M 133		
1991	G. C. Grabbe	Diplomarbeit	ZMAW	Dipl.-Arb. MI 197		
1994	U. Kaminski, P. Winkler	DWD - Bericht	BSH	Y 782 / 192 / 1994		
1995	DWD	DWD - Bericht	Seew	amtl. Guthaben		
1996	B. Rohbrecht	Diplomarbeit	ZMAW	Dipl.-Arb. MI 256		

1996	K. Maak	Diplomarbeit	ZMAW	Dipl.-Arb. MI 234
1998	I. Oldeland	Diplomarbeit	ZMAW	Dipl.-Arb. MI 288
1999	DWD	DWD - Bericht	Seew	amtl. Guthaben
2001	I. Lange	Diplomarbeit	ZMAW	Dipl.-Arb. MI 315
2002	F. Boeckel	Diplomarbeit	ZMAW	Dipl.-Arb. MI 326
2004	H.-J. Heinemann	DWD - Bericht	Offenb	Klimatologie Dtl.
2007	Werner, Gerstengarbe, Wechsung	allg. Veröffentlichg.	Offenb	Zs

2.2.2 Das Stadtklima von Hamburg

Als Stadtklima bezeichnet man das gegenüber dem Umland modifizierte Klima von Städten und Industrieballungsräumen. Verursacht wird es durch die Art und Dichte der Bebauung, das Wärmespeichervermögen der Baustoffe, die Versiegelung des Bodens, das Fehlen der Vegetation, durch einen veränderten Wasserhaushalt und durch die vermehrte Emission von Abgasen, Aerosolen und Abwärme. Wechselseitig bedingt ergeben sich daraus markante Phänomene, wie die Entstehung einer Wärmeinsel, erhöhte Lufttrübung, reduzierte Windgeschwindigkeit und relative Feuchte, vermehrte Niederschläge im Lee der Stadt und verminderte UV-Einstrahlung (Schirmer et al, 1987). Die Ausprägung der stadtklimatischen Effekte ist abhängig von der speziellen Situation im jeweiligen Ballungszentrum und so quantitativ unterschiedlich. Der Stadteffekt von Hamburg wurde im Gegensatz zu anderen deutschen Städten, wie z. B. Stuttgart oder Freiburg (z.B. Baumüller et al., 1998, Landeshauptstadt Stuttgart, 2008) nur wenig untersucht. Das Gebiet ist relativ eben, die Stadt ausgesprochen „grün“ und die Meeresnähe sorgt für eine vergleichsweise gute Durchmischung der Luft. Entsprechend gering ist der Umfang der diesbezüglichen Literatur.

Reidat (1971a) führte erste Studien zum Einfluss der Stadt auf die Lufttemperatur auf Grundlage der Messwerte der Stationen St. Pauli und Fuhlsbüttel im Zeitraum 1931 bis 1960 durch (die Lage der Stationen kann Abbildung 1.2.2.5 entnommen werden, 1 = Fuhlsbüttel, 4 = St. Pauli). Damals betrug die Differenz der Tagesmitteltemperaturen beider Stationen im Januar 0.6 Kelvin und im Juli 1.0 Kelvin. Im Januar ist zwischen 11 und 14 Uhr St. Pauli nur um 0.3 Kelvin wärmer als Fuhlsbüttel. Nach Sonnenuntergang kühlt die Umgebung der Stadt rascher aus, so dass die Temperaturdifferenz bis 23 Uhr auf 0.8 Kelvin anwächst. Im Juli ist die Innenstadt zwischen 7 und 15 Uhr ebenfalls um 0.3 Kelvin wärmer als der Stadtrand im Norden. In den Nachmittagsstunden erfolgt der Temperaturrückgang in der Stadt langsamer als im freien Gelände. Die Differenz beider Stationen steigt bei Sonnenuntergang auf 1 Kelvin an und erreicht kurz vor Mitternacht sogar 2 Kelvin.

Welchen Einfluss die Ventilation innerhalb der Stadt auf den Temperaturunterschied gegenüber dem Umland hat, verdeutlicht ein Vergleich des täglichen Ganges des Temperaturunterschiedes zwischen der Innenstadtstation St. Pauli und der am nördlichen Stadtrand in freiem Gelände gelegenen Station am Flughafen Fuhlsbüttel in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit (s. Abb.1.2.2.1). Die Lage der Stationen kann Abb. 1.2.2.5 entnommen werden (1 = Hamburg –Fuhlsbüttel, 4 = St. Pauli).

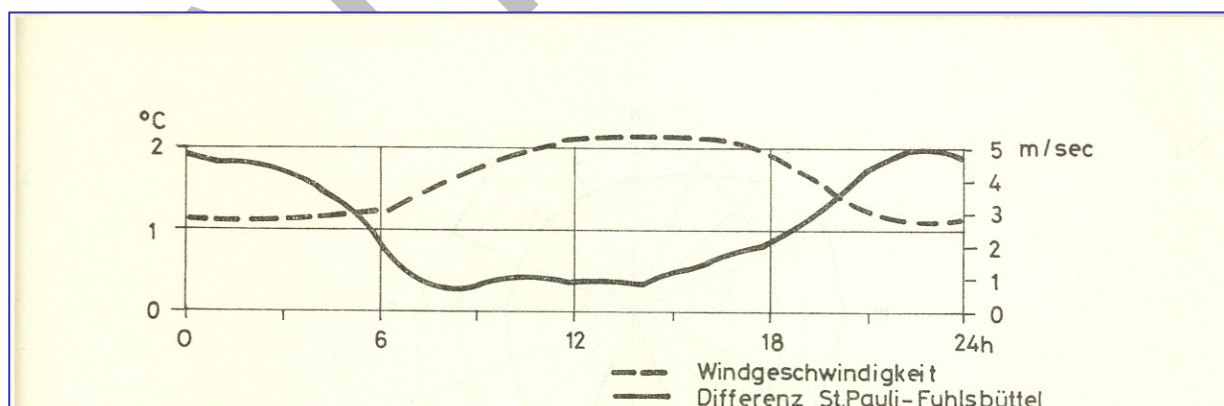


Abb. 1.2.2.1: Tagesgang des Temperaturunterschiedes zwischen St. Pauli und Fuhlsbüttel sowie der Windgeschwindigkeit in Fuhlsbüttel im Juli (Reidat, 1975a)

Das nächtliche Maximum der Temperaturdifferenz fällt zusammen mit einem Minimum der Windgeschwindigkeit. Nach Sonnenaufgang nimmt der Wind im Mittel allmählich zu und wächst auf

5 m/s an. Gleichzeitig geht die Temperaturdifferenz Innenstadt-Außenbezirk auf 0.5 Kelvin zurück. Sie wächst erst wieder an, wenn in den späten Nachmittagsstunden der Wind abnimmt.

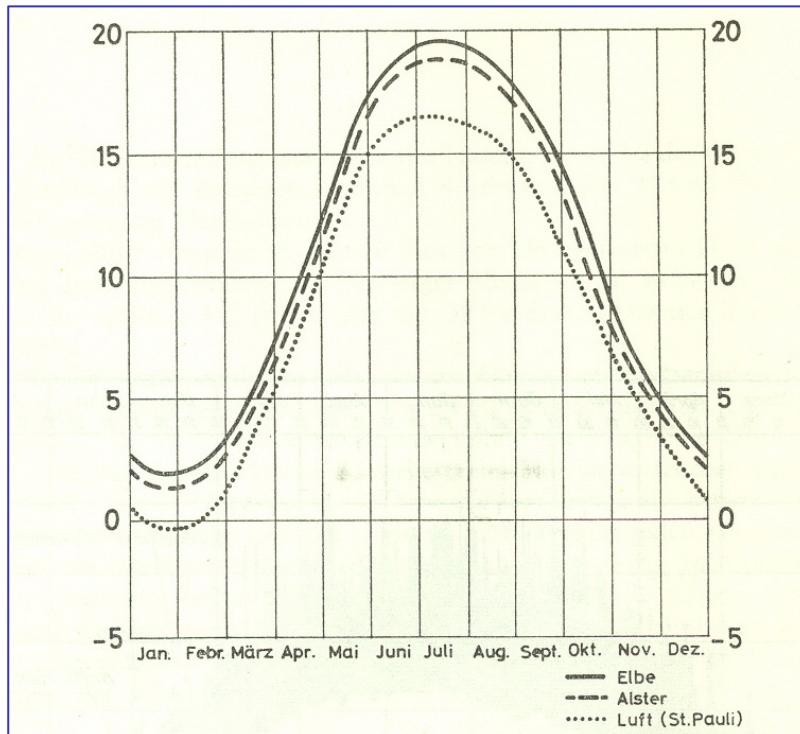
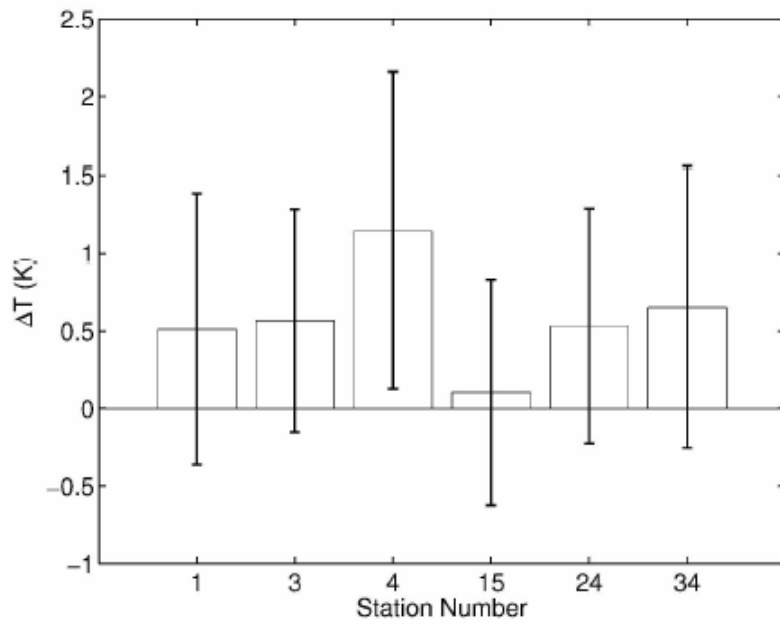


Abb. 1.2.2.2: Jahresgang der Temperatur von Elbe, Alster und Luft in °C, Bezugszeitraum 1951-1965 (Reidat, 1971a)

Einen nicht zu vernachlässigenden ausgleichenden Einfluss auf die Temperaturverhältnisse in Hamburg haben die Wasserflächen von Elbe und Alster. Abbildung 1.2.2.2 zeigt die Jahresgänge der Wassertemperatur der beiden Flüsse im Vergleich zur Lufttemperatur der Station St. Pauli. Die mittleren Wassertemperaturen liegen ganzjährig über der mittleren Lufttemperatur von St. Pauli. Im Jahresmittel ist die Elbe 2.2 Kelvin und die Alster 1.5 Kelvin wärmer als die Luft. An der Elbe erreicht die Differenz der Mitteltemperaturen von Wasser und Luft im März mit 0.7 Kelvin ihren geringsten Wert. Sie wächst in den Monaten Juni bis September auf 3 Kelvin an. Das gilt jedoch nur für die Tagesmittelwerte. Während die Tagesamplitude der Elbtemperatur im Sommer nur wenige Zehntelgrad beträgt, wächst sie bei der Lufttemperatur im Juli auf 8 Kelvin an.

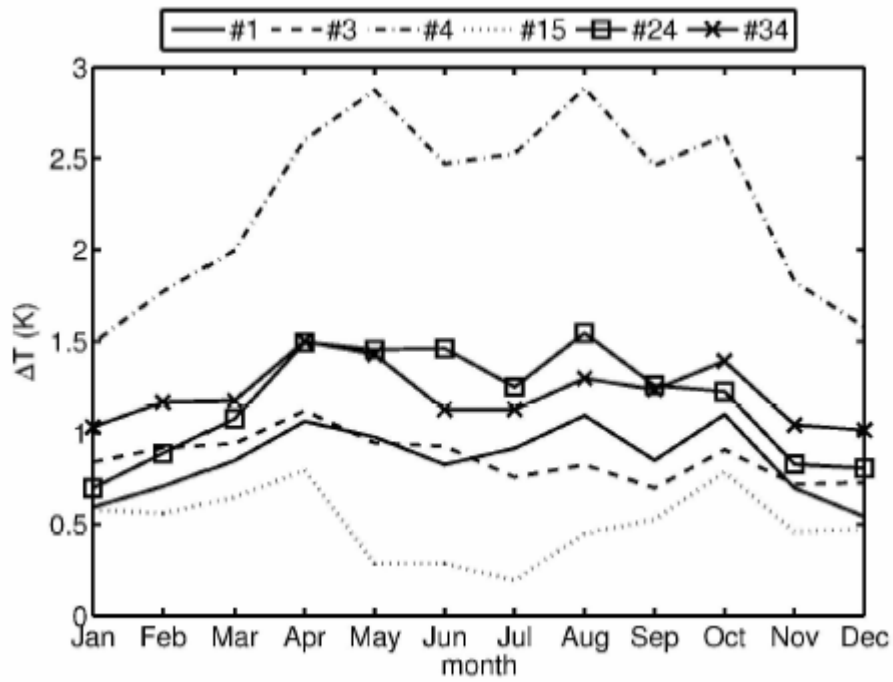
Schlünzen et al. (2008) untersuchten den Wärmeinseleffekt der Stadt Hamburg auf Grundlage von Messwerten aus dem Zeitraum 1988 bis 1997 von sechs innerstädtischen Stationen, die sie mit Werten von Grambek verglichen. Die Lage der Stationen kann Abb. 1.2.2.5 entnommen werden. Grambek, mit weniger als 500 Einwohnern liegt in rein ländlicher Umgebung etwa 43 km östlich von Hamburg, weshalb es als von der Stadt unbeeinflusste ländliche Referenzstation verwendet wurde. Mit 1.1 Kelvin ergab sich für die Station St. Pauli die größte Differenz bei den Jahresmitteltemperaturen (s. Abb. 1.2.2.3). Das entspricht dem Wert von London mit 4-facher Einwohnerzahl und doppelter Ausdehnung (Watkins et al. 2002). Die Differenzen der übrigen Stationen, in weniger dicht bebauten Stadtteilen mit größerem Grünanteil lagen bei 0.5 Kelvin. Die entsprechende Untersuchung der Tagesextreme im Jahresgang ergab für alle Monate für die Minimumtemperatur größere Unterschiede als für die Maximumtemperatur. Das entspricht der Theorie der städtischen Wärmeinsel, da am Tage die dicht bebaute Stadt Wärme speichert, die in der Nacht allmählich wieder abgegeben wird. Dieser Effekt weist einen deutlichen Jahresgang auf (s. Abb. 1.2.2.4) und ist zwischen Mai und Oktober mit bis zu 3 Kelvin am größten. Im Winter liegt, wohl als Folge anthropogener Abwärmequellen, die

Differenz Stadt-Land der Maximumtemperatur noch bei 0.5 Kelvin, die der Minimumtemperatur sogar bei mehr als 1.5 Kelvin.



Stationen: 1. Fuhlsbüttel, 3. Wandsbek, 4. St. Pauli, 15. Ahrensburg-W, 24. Kirchwerder, 34. Neuwiedenthal

Abb. 1.2.2.3: Höhenkorrigierte Differenzen der Jahresmitteltemperaturen zwischen sechs Stationen im Raum Hamburg und der Umlandstation Grambek (Mittel und Standardabweichungen) im Zeitraum 1988-1997 (Schlünzen et al. 2008)



Stationen: 1. Fuhlsbüttel, 3. Wandsbek, 4. St. Pauli, 15. Ahrensburg-W, 24. Kirchwerder, 34. Neuwiedenthal

Abb. 1.2.2.4: Mittlere monatliche höhenkorrigierte Differenzen für das Tagesmaximum der Temperatur zwischen sechs Stationen im Raum Hamburg und der Umlandstation Grambek im Zeitraum 1988-1997 (Schlünzen et al. 2008)

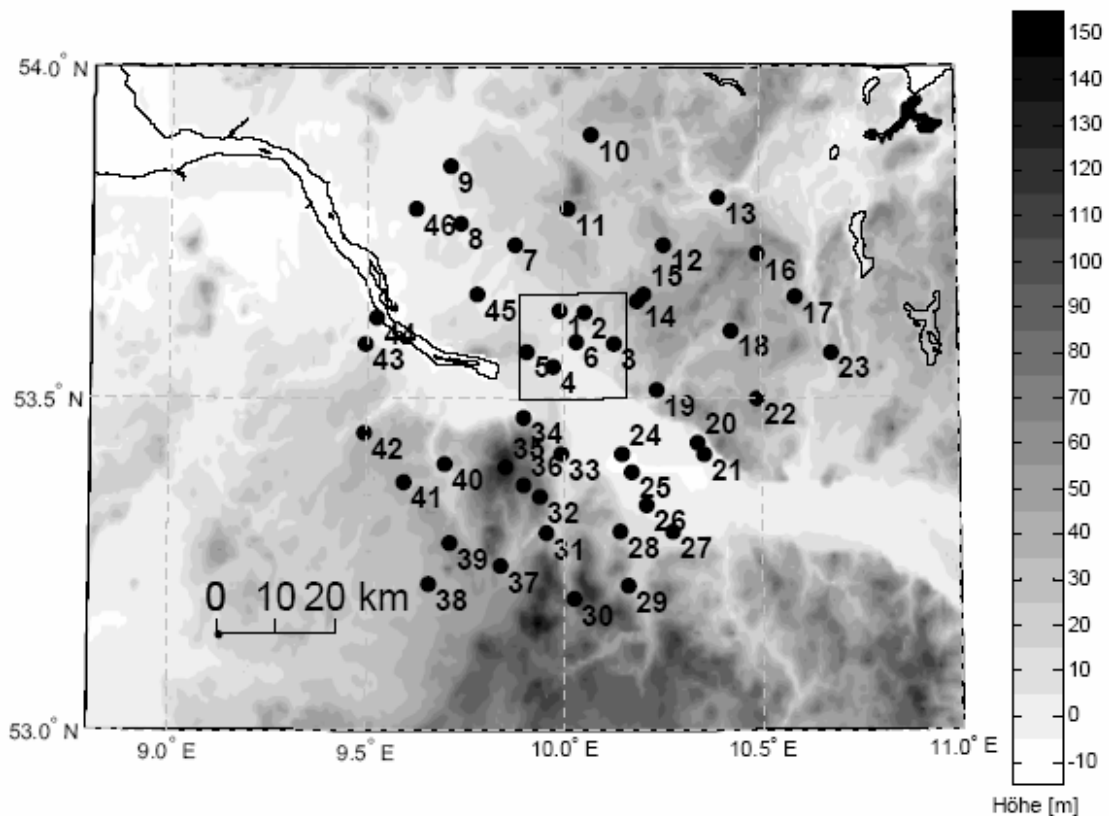


Abb. 1.2.2.5: Lage der 46 von Schlünzen et al. (2009) ausgewerteten Stationen des DWD im Raum Hamburg. Das innere Quadratumschließt die Stationen mit dichter urbaner Bebauung.

Eine Untersuchung des Wärmeinseleffekts in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit ergab wie bei der Arbeit von Reidat einen inversen Zusammenhang: Je geringer die Windgeschwindigkeit, je größer der Temperaturunterschied Stadt/Umland. Bei Windgeschwindigkeiten über 6 m/s war es an der Station St. Pauli weniger als 0.6 Kelvin wärmer als in Gramke, während bei Schwachwind mit Tagesmitteln der Windgeschwindigkeit von weniger als 1.5 m/s die mittlere Differenz 2.2 Kelvin betrug.

Bei der Niederschlagsverteilung wirken sich die orographischen Verhältnisse sowie der Einfluss der Stadt aus. Reidat (1971a) analysierte auf der Grundlage der Messwerte aller verfügbaren Stationen des Deutschen Wetterdienstes die Niederschlagsverhältnisse im Raum Hamburg für die Bezugsperiode 1931-1960 und fand im Stadtgebiet erhebliche Unterschiede (s. Abb. 1.2.2.6). So befindet sich im Südosten in der Winsener Marsch ein Trockengebiet, von dem sich ein Ausläufer durch das Elbtal bis ins Alte Land erstreckt. Da in Nordwestdeutschland überwiegend bei südwestlichen Luftströmungen Niederschlag fällt, kommt es zu Steigungsregen durch Hebung an den Moränenzügen südlich der Elbe sowie an den Elbhöhen bei Bergedorf und zwischen Altona und Wedel. Im Lee dieser Höhenrücken geht die Niederschlagsmenge zurück. Über der Stadt verstärkt sich der Niederschlag. Es bildet sich hier ein weiteres Niederschlagszentrum, das sich leewärts der Hauptwindrichtung nach Nordosten ausweitet.

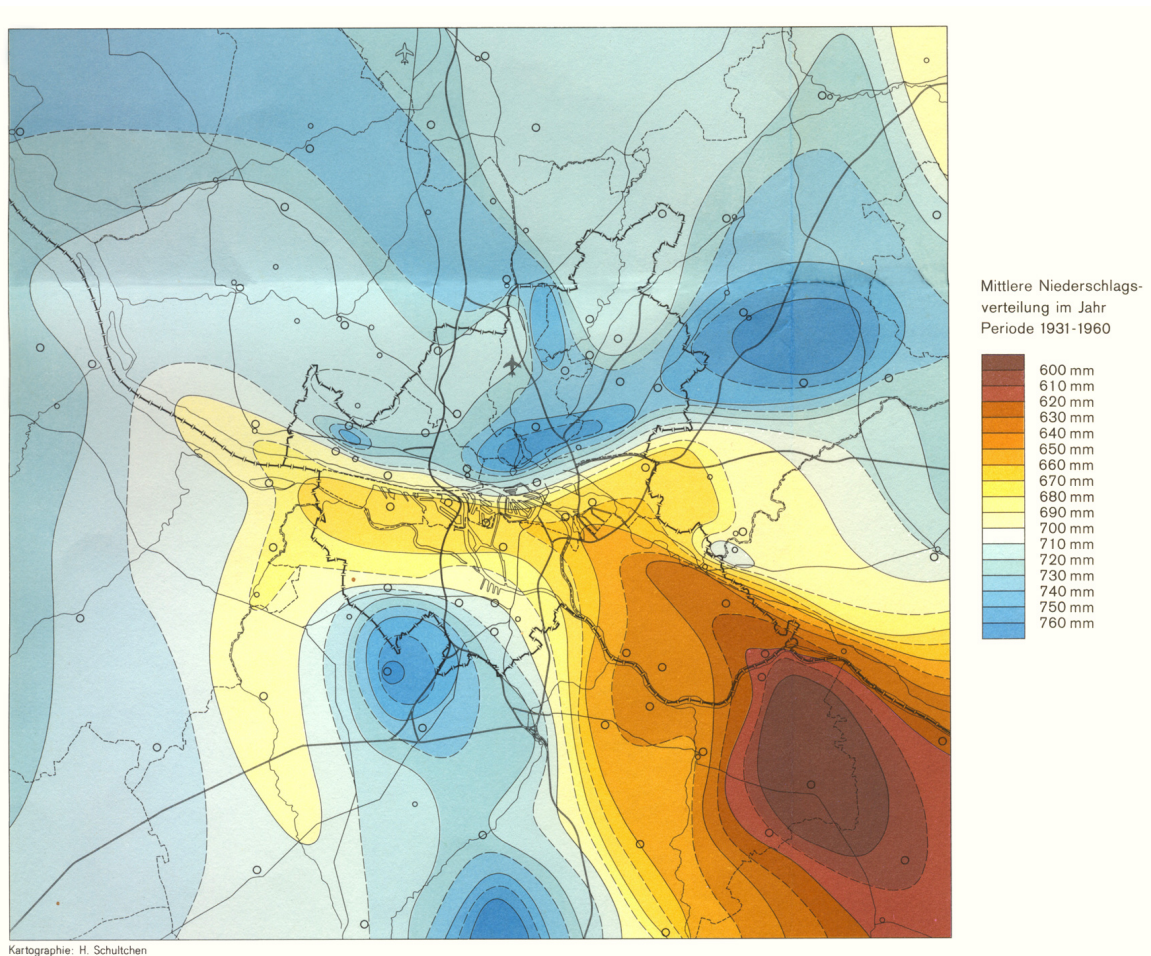


Abb. 1.2.2.6: Mittlere jährliche Niederschlagsverteilung im Raum Hamburg im Zeitraum 1931-1960 (Reidat, 1971)

Reidat (1971b) analysierte ferner auf der Grundlage der Messwerte von 90 Stationen im Raum Hamburg im Zeitraum 1954-1967 den Einfluss der Stadt auf die Niederschlagsverteilung bei starken Regenfällen mit Tagesmengen von 20 mm und mehr (Abb. 1.2.2.7). Er fand dabei eine im Vergleich zur mittleren Niederschlagsverteilung deutlich abweichende Verteilung mit einem Häufigkeitsmaximum in dem nördlich der Elbe gelegenen Stadtzentrum sowie in den nordöstlich an die Außenalster angrenzenden Vororten Winterhude und Barmbek. Auch in der Elbniederung, die bei den mittleren Niederschlagshöhen die geringsten Werte aufweist, erreicht die Zahl der Tage mit Starkniederschlägen von mehr als 20 mm noch bis zu 40. Von den insgesamt mehr als 100 Tagen mit Niederschlag von 20 mm und mehr waren 59 Gewittertage. Orographisch bedingte Niederschläge treten an den Gewittertagen an den Harburger Bergen, die auf der Niederschlagsjahreskarte ein Niederschlagsmaximum aufweisen, nicht besonders in Erscheinung.



Abb. 1.2.2.7: Zahl der Tage mit 20 mm Niederschlag und mehr im Raum Hamburg im Zeitraum 1954-1967 nach Reidat (1971b).

Friesland (1975) untersuchte die Niederschlagsverteilung im Einflussbereich von Hamburg und stellte in Abhängigkeit von der Anströmungsrichtung im Umkreis von 20 km vom Stadtrand leeseitige Niederschlags erhöhungen um 5 % fest.

Schlünzen et al (2008) fanden bei südlichen und nördlichen Windrichtungen deutliche städtische Niederschlagseffekte mit maximalen Verstärkungen im Abstand von 30 bis 40 km von der Innenstadt. Im Norden und Südosten der Stadt wurden signifikante Zunahmen von 5 % bis 20 % der Tagessummen des Niederschlags festgestellt.

Literatur zur Veränderung des Wärmeinseleffektes oder der Niederschlagsverteilung im Verlauf der letzten Jahrzehnte existieren nicht. Die vorhandene Datenbasis ist für derartige Aussagen auch unzureichend. Innerhalb des Projektes KLIMZUG-Nord sind hierzu jedoch modellgestützte Untersuchungen geplant.

2.3 Zusammenfassung

Die erste Beschreibung auf der Grundlage längerer, allerdings unbekannter Beobachtungsreihen erfolgte 1928 durch Perlewitz. Frühere Veröffentlichungen bezogen sich fast ausschließlich auf Schilderungen besonderer Wetterereignisse, wie strenge Winter, schwere Stürme und Schneefälle oder auf Untersuchungen der Zusammenhänge von Krankheiten und Wetter. Kontinuierliche Wetterbeobachtungsreihen begannen mit Gründung der Norddeutschen Seewarte 1867. Doch erst seit gut 50 Jahren genügen die Messinstrumente und Beobachtungsverfahren den notwendigen hohen Anforderungen zur Bestimmung von Klimatrends und deren Änderung.

Die ersten Veröffentlichungen zu stadtklimatischen Effekten auf Grundlage einer umfangreichen Datenbasis stammen von Reidat (1971 und 1983). Eine wichtige Quelle ist zudem der Bericht des Deutschen Wetterdienstes von Cappel und Kalb, der 1976 erschien. Er beinhaltet eine Vielfalt statistischer Auswertungen des Datenmaterials der Station Hamburg-Fuhlsbüttel basierend auf dem Zeitraum 1931 bis 1970. Eine überarbeitete erweiterte Version dieses Berichts, die auch andere Stationen der Metropolregion und Beobachtungsreihen bis zum Jahr 2000 umfasst, wurde von Riecke und Rosenhagen bearbeitet und ist zur Zeit im Druck. Die einzige nicht „graue“, peer-reviewte Veröffentlichung zum Klima von Hamburg und seiner Veränderung sowie zu stadtklimatischen Effekten von Schlünzen et al. erschien 2009.

Das Klima der Metropolregion wird wesentlich durch die Nähe von Nord- und Ostsee geprägt. Entsprechend dominieren maritime Wettereinflüsse, doch setzen sich bei östlichen Winden auch kontinentale Luftmassen durch. Typisch sind relativ milde Winter und meist nur mäßig-warme Sommer bei meist wechselhaftem Wettercharakter. Innerhalb der Metropolregion ist von West nach Ost und von den Küsten zum Binnenland eine verstärkende Kontinentalität zu beobachten. Sie zeigt sich durch eine Zunahme der Temperaturschwankungen, sowohl im Tagesgang als auch Jahresgang, und im Mittel abnehmende Niederschlagssummen und Windgeschwindigkeiten.

Das Klima der Stadt Hamburg ist durch die dichte Bebauung, das Wärmespeichervermögen der Baustoffe, starke Bodenversiegelung, fehlende Vegetation und erhöhte Emissionen im Vergleich zum Umland modifiziert. Trotz der relativ guten Luftdurchmischung in Meeresnähe und einem großen Grün- und Wasserflächenanteil ist der Stadteffekt deutlich ausgeprägt. Der Wärmeinseleffekt, das ist der Temperaturunterschied zwischen Innenstadt und Außenbezirken, beträgt im Jahresmittel mehr als 1 Kelvin. Er ist erwartungsgemäß nachts größer als am Tage und zwischen Mai und Oktober mit mittleren Abweichungen von bis zu 3 Kelvin im Mittel am größten. Auch die für Großstädte typische Niederschlagserhöhung wurde mit Werten von 5 % bis zu 20 % im Abstand von ca. 30 km im Lee der Innenstadt nachgewiesen.

Die Beobachtungswerte zeigen seit Beginn der Messreihen Ende des 19. Jahrhunderts systematische Veränderungen. Am deutlichsten ist die Änderung bei der Temperatur, die im Jahresmittel seit 1901 etwa um 1 Kelvin zugenommen hat. Dabei hat sich der positive Trend in den letzten drei Jahrzehnten markant verstärkt. Die Temperaturzunahme war im Sommer am geringsten, im Winter am größten. Der Niederschlag weist im gleichen Zeitraum insgesamt ebenfalls zunehmende Tendenz auf. Die mittlere Zunahme lag bei 8 mm pro Dekade, was etwa 0.1 % der mittleren Summe entspricht. Dabei fand im Sommer sogar eine geringe Abnahme statt, während die anderen Jahreszeiten - und vor allem der Herbst - eine Zunahme verzeichneten. Anders als oft behauptet wurde jedoch weder bei der mittleren Windgeschwindigkeit noch bei den Stürmen kein Langzeittrend festgestellt.

2.4 Literatur

- Alexandersson, H., Tuomenvirta, H., Schmith, T., Iden, K. (2000): Trends of storms in NW Europe derived from an updated pressure data set. *Clim. Res.* 41, 71-73.
- BACC Author Team (2008): *Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin*, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.
- Bardossy, A., Caspary, H.J. (1990): Detection of climate change in Europe by analysing European atmospheric circulation patterns from 1881 to 1989. *Theor. Appl. Climatol.* 42, 155-167.
- Baumüller J., Flassak, T., Schaedler, G., Keim, M., Lohmeyer, A. (1998): „Urban Climate 21“ Climatological Basics and design features for "Stuttgart 21" on CD-ROM. Proceedings of the second Japanese German Meeting "Klimaanalyse für die Stadtplanung" Toward reconstruction in Kobe, Kobe.
- Baur, F., Hess, P., Nagel, H. (1944): *Kalender der Großwetterlagen Europas 1881-1939*. Bad Homburg v. d. H.
- Brohan, P., Kennedy, J.J., Harris, I., Tett, S.F.B., Jones, P.D. (2006): Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: a new dataset from 1850. *J. Geophysical Research* 111, D12106.
- Brümmer, B., Lange, I. (2004): Die meteorologische Messanlage am NDR-Sendemast in Hamburg-Billwerder. *Mitt. Der DMG e.V.*, 2004, 11-12.
- Buek, H. W. (1826): *Hamburgs Klima und Witterung – Ein Beitrag zur medizinischen Topografie von Hamburg*, August Campe Verlag Hamburg.
- Cappel, A., Kalb, M. (1976): *Das Klima von Hamburg*, Ber. Dt. Wetterd. 15 (113).
- Caspary, H. J. (1995): Recent winter floods in Germany caused by changes in the atmospheric circulation across Europe. *Phys. Chem. Earth* 20, 459-462.
- Cook, E.R., D'Arrigo, R.D., Mann, M.E. (2002): A well-verified, multiproxy reconstruction of the winter north atlantic oscillation index since A.D. 1400. *J. Climate* 15, S. 1754-1764.
- Friesland, H. (1975): *Die Niederschlagsverteilung im Einflussbereich von Hamburg bei unterschiedlichen Großwetterlagen*. Diplomarbeit am Inst. f. Meteorologie und Klimatologie der TU Hannover.
- Gerstengarbe, F.-W., Werner, P. C. (2005): *Katalog der Großwetterlagen Europas (1881 – 2004) nach Paul Hess und Helmuth Brezowsky*. 6. verbesserte und ergänzte Auflage, - PIK Report No. 100, Potsdam, 153 Seiten.
- Goodison, B.E., Louie, P.Y.T, Yang, D. (1998): *WMO solid precipitation measurement intercomparison, final report*. WMO/TD-No.872, WMO, Geneva, 212pp. (www.wmo.int/pages/prog/www/IMOP/publications/IOM-67-solid-precip/WMOtd872.pdf, Stand 11/2008)
- Hense, A., Glowienka-Hense, R. (2008): Auswirkungen der Nordatlantischen Oszillation. *Promet*, 34, Nr. 3/4, S. 89-94.
- Hess, P., Brezowsky, H. (1952): *Katalog der Großwetterlagen Europas*. Ber. Dt. Wetterdienst in der US-Zone 33.
- Houghton, J. T. et al. (2001): *Climate Change 2001. The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the IPCC*. Univ. Press, Cambridge.
- Huntington, T.G. (2006): Evidence for intensification of the global water cycle: review and synthesis. *J. Hydrol.*, 319, 83-95.

- Hurrell J. W. (1995): Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science*, 269, 676-679.
- IPCC, (2007): *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment. Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.
- Jansen, E. et al. (2007): Palaeoclimate. In: *Climate Change 2007: The Physical*
- Jonas, M., Staeger, T., Schönwiese, C.-D. (2005): Berechnung der Wahrscheinlichkeiten für das Eintreten von Extremereignissen durch Klimaänderungen – Schwerpunkt Deutschland. Bericht zum UBA-Forschungsvorhaben 201 41 254; Bericht Nr. 1, Inst. Atmosphäre Umwelt, Univ. Frankfurt/Main.
- Jones, P.D. Jónsson, T. Wheeler, D. (1997): Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and south-west Iceland. *Int. J. Climatol.* 17, 1433-1450.
- Kaszewski, B. M., Filipiuk, E. (2003): Variability of atmospheric circulation in Central Europe in the summer season 1881-1998 (on basis of the Hess-Brezowsky classification). *Meteor. Z.* 12, 123-130.
- Kirigin, B. (1959): Beitrag zum Problem der Nebelniederschlagsmessungen. *Ber. Dtsch. Wetterd.* 54, 96 S.
- Landeshauptstadt Stuttgart (2008): *Klimaatlas Region Stuttgart. Schriftenreihe Verband Region Stuttgart*, 26, 2008.
- Lange, I. (2001): Eine Grenzschichtmeteorologie für Hamburg aus den Daten der Messanlage am NDR-Sendemast in Billwerder, Diplomarbeit, Meteorologisches Institut, Universität Hamburg.
- Leckebusch, G.-C., Kapala, A., Mächel, H., Pinto, J.G., Reyers, M. (2008): Indizes der Nordatlantischen und Arktischen Oszillation. *Promet*, 34, Nr. 3/4, S. 95-100.
- Lefebvre, C. Rosenhagen, G. (2008): The Climate in the North and Baltic Sea Region. *Die Küste*, 74, 45-59.
- Luterbacher, J., Xoplaki, E., Dietrich, D. Jones, P.D., Davies, T.D., Portis, D. Gonzales-Rouco, J.F., von Storch, H., Gyalistras, D., Casty, C., Wanner, H. (2002): Extending NAO reconstructions back to 1500. *Atmos. Sci. Lett.* 2, S.114-124.
- Luterbacher, J., Wanner, H. Brönnimann, S. (2008): Historische Entwicklung der NAO-Forschung. *Promet*, 34, Nr. 3/4, S. 79-88.
- Malsch, W. (1952): Vergleich von Niederschlagsmessungen mit einem freistehenden und einem in die Erde versenkten Regenmesser. *Ber. Dtsch. Wetterd.* US-Zone 35, 316 S.
- Maslanik, J. A., Serreze, M. C., Barry, R. G. (1996): Recent decrease in Arctic summer ice cover and linkages to atmospheric circulation anomalies. *Geophys. Res. Lett.* 23, 1677-1680.
- Müller-Westermeier, G. (1995): Numerisches Verfahren zu Erstellung klimatologischer Karten, *Berichte des Deutschen Wetterdienstes* Nr. 193
- Müller-Westermeier, G. (2002): Klimatrends in Deutschland. *Klimastatusbericht des DWD 2001*, 112-121, Deutscher Wetterdienst, Selbstverlag, Offenbach.
- Müller-Westermeier, G., Kreis, A. (2002): Die bodennahe Lufttemperatur und der Niederschlag im 20. Jahrhundert dargestellt anhand von Karten. *Klimastatusbericht des DWD 2001*, 12-19, Deutscher Wetterdienst, Selbstverlag, Offenbach.

- Müller-Westermeier, G., Kreis, G., Dittmann, E. (2001): *Klimaatlas Bundesrepublik Deutschland, Teil 2*, Deutscher Wetterdienst, Offenbach.
- Oerlemans, J.H. (2005): *Extracting a Climate Signal from 169 Glacier Records*, *Science* 308, 675-677.
- Oldeland, I. (1998): *Eine Windstatistik für die unteren 250 m der planetarischen Grenzschicht über Hamburg und Fallstudien extremer Windereignisse*, Diplomarbeit, Meteorologisches Institut, Universität Hamburg
- Perlewitz, P. (1928): *Das Klima von Hamburg*, Boysen Verlag Hamburg.
- Pfaff, C. H.. (1809): *Über die früheren strengen Winter und über die Winter des 18. Jahrhunderts bis zum Winter 1776*, Akademische Buchhandlung Kiel.
- Promet (2008): *Die Nordatlantische Oszillation (NAO)*. Jahrg. 34, Heft 3/4, Offenbach 2008
- Rapp, J. (2000): *Konzeption, Problematik und Ergebnisse klimatologischer Trendanalysen für Europa und Deutschland*. Ber. d. Deutschen Wetterdienstes 212, 145 Seiten.
- Reidat, R. (1953) *Klimadaten für Bauwesen und Technik*. Nr. 2, Deutscher Wetterdienst, Hamburg
- Reidat, R. (1971a): *Temperatur, Niederschlag, Staub*, Gebrüder Jänecke Verlag Hannover.
- Reidat, R. (1971b): *Das Klima im Hamburger Raum*. Deutscher Planungsatlas, Band 8, Hamburg.
- Reidat, R. (1971c): *Über den Einfluß der Stadt auf die Niederschlagsverteilung bei starken Regenfällen in Hamburg*. *Wetter und Leben*, 23, S. 1-6, Hamburg.
- Reidat, R., (1971d): *Über den Einfluss der Stadt auf die Niederschlagsverteilung im Einflussbereich von Hamburg bei unterschiedlichen Großwetterlagen*, *Wetter und Leben*, 23. Jg, S.1-6, Hamburg.
- Reidat, R. (1981): *Mittlerer Tagesgang der Windrichtungsverteilung in Nordwestdeutschland*, *Wetter und Leben*, 33. Jg, S. 27-38, Hamburg.
- Riecke, W., Rosenhagen, G. (2009): *Das Klima von Hamburg*. Ber. Dt. Wetterdienst, ergänzte Neuauflage von Ber. Dt. Wetterd. 15 (113), 1976. In Vorbereitung.
- Rogers, J. C. (1984): *The association between the North Atlantic Oscillation and the Southern Oscillation in the Northern Hemisphere*. *Mon. Weather Rev.*, 197, 1999-2015.
- Rogers, J. C. (1997): *North Atlantic storm track variability and its association to the North Atlantic Oscillation and climate variability of Northern Europe*, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 78, 1635-1647.
- Rosenhagen, G. (2008): *Meteorologischer Hintergrund II: Zur Entwicklung der Sturmaktivität in Mittel- und Westeuropa*. Promet, 34, Nr. 1/2, 2008, Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, S. 58-60.
- Scharenberg, J. H. (1872): *Die Temperaturverhältnisse von Altona im Zeitraum 1856 – 1886*, Hammerich & Lesser, Altona.
- Schirmer, H., Buschner, W., Vappel, A., Matthäus, H. G., Schlegel, M. (1987): *Meyers kleines Lexikon Meteorologie*. Meyers Lexikonverlag, Mannheim, Wien, Zürich.
- Schlünzen K.H., Hoffmann P., Rosenhagen G., Riecke W. (2009): *Long-term changes and regional differences in temperature and precipitation in the metropolitan area of Hamburg*. *Internat. J. Climatology*, Early View 2009.
- Schmidt, H., von Storch, H. (1993): *German Bight Storms analysed*. *Nature* 365, 791.

- Schönwiese, C.-D. (2003): Jahreszeitliche Struktur beobachteter Temperatur- und Niederschlagstrends in Deutschland. Beiträge zur Klima- und Meeresforschung, Berlin und Bayreuth, 2003, 59-68.
- Schönwiese, C.-D. (2007): Wird das Klima extremer? Eine statistische Perspektive. In Endlicher, W., Gerstengarbe, F.-W. (Hrsg): Der Klimawandel - Einblicke, Rückblicke und Ausblicke. Deut. Ges. f. Geographie (Auftraggeber), Potsdam-Inst. f. Klimafolgenforschung, Humboldt-Universität zu Berlin, Berlin/Potsdam, S. 60-66.
- Schönwiese, C. (2008): Klimatologie, Stuttgart, ISBN 3-8252-1793-0.
- Schönwiese, C.-D., Janoschitz, R. (2005): Klima-Trendatlas Deutschland, 1901-2000. Ber. d. Inst. f. Atmosphäre u. Umwelt d. Uni. Frankfurt, 4, 63 pp.
- Schönwiese, C.-D., Janoschitz, R. (2008): Klima-Trendatlas Europa, 1901-2000. Ber. d. Inst. f. Atmosphäre u. Umwelt d. Uni. Frankfurt, 7, 65 pp.
- Schönwiese, C.-D., Rapp, J. (1997): Climate trend atlas of Europe based on observations. Kluwer Academic Publ., Dordrecht, 228 pp.
- Schönwiese, C.-D., Staeger, T., Trömel, S. (2006): Klimawandel und Extremereignisse in Deutschland. Klimastatusbericht des DWD 2005, 7-17, Deutscher Wetterdienst, Selbstverlag, Offenbach.
- Schrön, Anne (2008): Klimauntersuchungen in der Metropolregion Hamburg – Übersicht über die Quellenlage. Bachelorarbeit, Meteorologisches Institut der Universität Hamburg.
- Schubert, S., Hupfer, P. (1992): Allgemeine Zirkulation und Klimaschwankungen im mitteleuropäischen Raum. Wiss. Z. Humboldt-Univ. Berlin, R. Mathem.-Naturwiss. 41 2, 5-16.
- Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.
- Sevruk, B., Ondras, M., and Chvila, B. (2009): The WMO precipitation measurement intercomparisons. Atmospheric Research (in press).
- Smits, A., Klein Tank, M. G., Köppen, G. P. (2005): Trends in storminess over the Netherlands, 1962 – 2002. Int. J. Climatol. 25, 1331-1344.
- Steinrücke, J. (1998): Changes in the northern-hemispheric zonal circulation in the Atlantic-European sector since 1881 and their relationship to precipitation frequencies in the Mediterranean and Central Europe. Bochumer Geographische Arbeiten, 63.
- Stritzke, R. (2004): Vertikalstruktur und Vertikalzirkulation in der atmosphärischen Grenzschicht beim Durchzug markanter Regenschauer am 250 m hohen Hamburger Wettermast, Diplomarbeit Uni. Hamburg, 2004
- Tinz, B. (2002): Die Nordatlantische Oszillation und ihr Einfluss auf die europäischen Lufttemperaturen. Klimastatusbericht des DWD 2002, 32-41, Deutscher Wetterdienst, Selbstverlag, Offenbach.
- Trigo, R. M., Osborn, T. J., Corte-Real, J. M. (2002): The North Atlantic Oscillation influence on Europe: climate impacts and associated physical mechanisms. Clim. Res. 20, 9-7
- Trömel, S. (2005): Statistische Modellierung von Klimazeitreihen. Ber. d. Inst. f. Atmosphäre u. Umwelt d. Uni. Frankfurt, 2
- Trömel, S., Schönwiese, C.-D. (2005): A generalized method of time series decomposition into significant components including probability assessments of extreme events and application to German precipitation data. Meteorol. Z., 14, 417-427.

- Von Storch, H. und 30 Mitautoren (1998): Changing waves and storms in the northeast Atlantic? Bull. A. Meteorol. Soc. 79 (5), 741-760.
- Von Storch, H., Guddal, J., Iden, K. A., Jónson, T., Perlwitz, J., Reistad, M., De Ronde, J., Schmidt, H., Zorita, E. (1993): Changing statistics of and storms in the North Atlantic? MPI Rep. 116, 18 pp.
- Wanner, H., Bronnimann S., Casty C., Gyalistras D., Luterbacher J., Schmutz C., Stephenson D.B., Xoplaki, E. (2001): North Atlantic Oscillation – concepts and studies. Surv. in Geophysics, 22, 321-382.
- Watkins R., Palmer, J., Kolokotroni, M., Littlefair, P. (2002): The balance of the annual heating and cooling demand within the London urban heat island. Building Serv. Eng. Res. Technol. 23: 207-213.
- Weisse, R., von Storch, H., Feser, F. (2005): Northeast and North Sea Storminess as simulated by a regional climate model during 1958-2001 and comparison with observations. J. Climate, 18, 465-479.
- Werner, P. C., Gerstengarbe, F.-W., Fraedrich, K., Oesterle, H. (2000): Climate change in the North Atlantic/European Sector. Int. J. Climatol. 20, 463-471.
- Werner, P. C., Gerstengarbe, F.-W., Wechsung, F. (2008): Großwetterlagen and precipitation trends in the Elbe river catchment. Met. Zeitschrift 17, No. 1, 61-66.

3 Klima der Region – mögliche Entwicklungen in der Zukunft (2100) (Achim Daschkeit)

3.1 Anthropogen beeinflusste Klimaänderungen – von der globalen zur regionalen Ebene

Seit Mitte des 19. Jahrhunderts und besonders in den letzten Jahrzehnten unterliegt das weltweite Klima einem in dieser Weise noch nie aufgetretenen Wandel, der zwar regional unterschiedlich abläuft, im weltweiten Mittel aber die klare Tendenz einer globalen Erwärmung aufweist (vgl. Kasang, 2007a). Dass das Klima der Erde einem permanenten natürlichen Wandel unterliegt, ist in der Wissenschaft längst bekannt und wird durch Klimamodelle immer wieder bestätigt. Dass dieser Wandel zudem durch anthropogene Einflüsse verstärkt wird, ist ebenfalls weitgehend bewiesen (vgl. IPCC, 2007b). Allerdings spiegeln viele dieser Klimamodelle die Entwicklungen auf globaler Ebene wider, für die Betrachtung von Entwicklungen auf regionaler Ebene ist man entsprechend auf regionale Klimamodelle angewiesen. Um herauszufinden, wie sich das Klima in der Zukunft verändern kann, wurden globale Klimamodelle (General Circulation Models GCM) entwickelt. Legt man diesen Modellen verschiedene Annahmen über die Treibhausgasentwicklung in der Atmosphäre – die sogenannten IPCC-SRES-Szenarien – zu Grunde, so können sie weltweit mögliche Entwicklungen des Klimas in den nächsten 100 Jahren berechnen. Da diese Computermodelle physikalische und biogeochemische Prozesse im Erdsystem numerisch beschreiben, sie so real wie möglich berechnen und in der Lage sind, das Geschehen auf dem gesamten Planeten zu simulieren, können sie als mathematische Abbilder des Erdsystems betrachtet werden (vgl. Jacob, 2006, S. 1 ; vgl. Orłowsky, 2007, S.3).

Mit IPCC 2007 hat sich in Wissenschaft, Politik und Gesellschaft die Ansicht durchgesetzt bzw. gefestigt, dass der Mensch das Klima erkennbar und in signifikantem Ausmaß beeinflusst. Nach wie vor bestehen Unsicherheiten bzgl. Ausmaß und Intensität sowie der raumzeitlichen Differenzierung der Klimaänderung. Diese Unsicherheiten werden auch von der Klima(folgen)forschung keinesfalls geleugnet oder verschwiegen, sondern es werden Wege gesucht, die bestehenden Unsicherheiten zu quantifizieren und zu verringern. Unsicherheiten sind prinzipiell u. a. im Szenarien-Begriff begründet; über die künftige gesellschaftliche Entwicklung (z. B. ökonomische Entwicklung – siehe Finanzkrise – oder allgemein gesellschaftliche Entwicklung – siehe revolutionäre Umbrüche in Osteuropa Ende der 1980er / Anfang 1990er Jahre) bspw. lassen sich nur raumzeitlich sehr begrenzte Aussagen treffen.

Globale Klimamodelle sind nicht dafür ausgelegt, Klimaänderungen auf nationaler oder subnationaler Ebene zu treffen. Kleinräumige physikalische Prozesse, die von der Maschenweite des Gitternetzes nicht erfasst werden können, müssen innerhalb der Gitterzellen parametrisiert werden. Dies kommt in der Atmosphäre besonders für die Wolkenbildung und im Ozean für Strömungswirbel und Konvektionsprozesse zur Anwendung. Deshalb wurden regionale Klimamodelle entwickelt, die in globale Klimamodelle bzw. solche mit gröberer räumlicher Auflösung eingebettet sind (genestet) (vgl. Giorgi et al. 2001; Kasang, 2007b; vgl. Orłowsky, 2007, S. 3-8; vgl. Spekat & Enke & Kreienkamp, 2007, S. 4f; vgl. Werner, & Gerstengarbe, 2007, S. 56f.). Die – weiter unten – angesprochenen regionalen Klimamodelle gestatten Aussagen für das Gebiet Deutschlands inkl. angrenzender Regionen, soweit das für die Modellierung nötig ist.

Wesentliches Ziel dieses Teilkapitels ist eine Beschreibung der Klimaänderungen für die Metropolregion Hamburg wie sie als Ergebnisse der regionalen Klimamodelle vorliegen, sowie die Darstellung der Spannbreiten wesentlicher Klimaparameter wie sie aus diesen Modellen resultieren. Es geht nicht um eine Bewertung der Modelle aus klimatologischer Sicht bzw. Perspektive der Klimamodellierer. Das ist ein eigenes Thema für die Fachwissenschaftler und könnte hier nicht in angemessener Weise dargestellt werden. Für den Zweck dieses Berichtes sind die Ergebnisse der Klimamodelle von Bedeutung sowie einige Hinweise darauf, wie diese Ergebnisse / Spannbreiten einzuschätzen sind.

Im Anschluss werden Regionalisierungsverfahren sowie die hier relevanten Regionalen Klimamodelle im Überblick beschrieben. Es folgen einige Anmerkungen zu Szenarien. Darauf aufbauend werden die Ergebnisse aus den Regionalen Klimamodellen (Klimaänderungen) für die Metropolregion Hamburg dargestellt, gefolgt von kurzen Anmerkungen zur Aussagekraft der Modellergebnisse. Abschließend erfolgt eine Zusammenfassung / Ausblick sowie eine Liste der verwendeten Literatur.

3.1.1 Regionalisierungsverfahren

Um realistischere regionale Aussagen zur künftigen Entwicklung des Klimas erstellen zu können, sind regionale Modelle mit einer Auflösung von deutlich unter 100 km erforderlich. Aufgrund ihrer höheren Auflösung gelingt es mit regionalen Klimamodellen besser, die regionalen Gegebenheiten (Topographie etc.) angemessener abbilden zu können (vgl. IPCC 2007a; IPCC 2007b; Schär & Wernli & Frei, 2003, S. 30). Generell muss jedoch beachtet werden, dass jedes feinskalige Modell von einem globalen Modell angetrieben wird – es ist also nicht in der Lage, großräumige Modellfehler eines antreibenden globalen Modells selbst zu korrigieren (vgl. Schär & Wernli & Frei, 2003, S.30). Es werden zwei Varianten der Regionalisierung (Downscaling) unterschieden, das dynamische und das statistische Downscaling (vgl. für einen sehr guten Überblick Becker et al. 2008: 343ff.).

Dynamische Klimaregionalisierung/Dynamisches Downscaling

Bei der dynamischen Regionalisierung von Klimasignalen in Klimamodellen – auch dynamisches Downscaling genannt – wird ein wesentlich höher aufgelöstes regionales Modell unter Vorgabe von Anfangs- und Randbedingungen in ein vorliegendes globales Modell (GCM) eingebettet. Dynamisches Downscaling orientiert sich somit an den bekannten physikalischen Prozessen der Atmosphäre und entspricht damit von der Vorgehensweise her dem Ansatz der GCM-Modelle (vgl. Bösch 2008). Dieser Vorgang wird als sogenannte Nesting-Strategie bezeichnet. Die Maschenweite des regionalen Modells muss zuvor so weit verkleinert werden, bspw. bis zu einem Gitterabstand von 50 oder 10 km, dass es möglich ist, auch kleinskalige Prozesse zu erfassen. Um noch kleinräumiger zu werden, kann prinzipiell – ähnlich wie bei Lokalwettermodellen – nach dem gleichen Verfahren in ein solches Regional-Modell noch ein lokales Modell eingefügt werden (vgl. Kasang, 2007b). Eingesetzt wird dieser Modelltyp der Klimaregionalisierung für eine Zeitskala von einem Monat bis zu 200 Jahren.

Dynamische Regionalisierungsmodelle lassen sich in zwei verschiedene Arten von Modelltypen gliedern: In hydrostatische und nicht-hydrostatische Modelle. Beim hydrostatischen Typ kommt es zum Einsatz der hydrostatischen Approximation. „Darunter versteht man die Vernachlässigung der Vertikalbeschleunigung in der vertikalen Bewegungsgleichung gegenüber der Schwerebeschleunigung und der vertikalen Druckbeschleunigung“ (Leinweber, 2004, S.21). Zur Anwendung kommt dies auf größeren Skalen, da die horizontalen Beschleunigungen wesentlich größer als die vertikalen sind. Beispiel für ein hydrostatisches Modell ist das Regionalmodell REMO des Max-Planck-Institutes für Meteorologie in Hamburg. Als Beispiel für ein nicht-hydrostatisches Klimamodell sei CLM genannt (vgl. Enke & Kühler & Sommer, o. J., S. 6-8; vgl. Spekat & Enke & Kreienkamp, 2007, S. 4f.; vgl. Werner & Gerstengarbe, 2007, S. 56f.). Dynamische Modelle berücksichtigen – wenn auch in unterschiedlichem Umfang – die Interaktion zwischen Atmosphäre und Landoberfläche (Bodenschicht).

Statistische Klimaregionalisierung/Empirisches Downscaling

Im Gegensatz zum Dynamischen Downscaling werden beim empirischen Downscaling statistische Methoden eingesetzt. Statistische Klimamodelle verwenden anstelle von physikalischen Gesetzmäßigkeiten statistische Zusammenhänge zwischen gemessenen Daten. Sie bilden nicht die tatsächlichen physikalischen Prozesse in der Atmosphäre ab. Insofern berücksichtigen sie auch keine Interaktionen bspw. zwischen Atmosphäre und Bodenschicht(en). Statistische Modelle können gute Konsistenz zwischen beobachteten und simulierten Daten erreichen (vgl. Orlowsky, 2007, S. 7). Für statistische Klimamodelle ist die Verfügbarkeit von Daten (so weit reichend wie möglich, so konsistent wie möglich) Voraussetzung – in vielen Teilen der Welt ist diese noch nicht gegeben, wodurch der erfolgreiche Einsatz solcher Modelle eingeschränkt wird (vgl. Orlowsky, 2007, S. 7).

Das statistische Downscaling nutzt (möglichst) lange Beobachtungszeitreihen, um statistische Beziehungen zwischen Klimaparametern (Messwerte) und großskaligen Phänomenen (bspw. Wetterlagen) herzustellen (vgl. Berndt, 2001, S. 17). Dies setzt die Annahme voraus, „dass diese Zusammenhänge tatsächlich stationär sind, das heißt, dass das Klima der Zukunft dieselben statistischen Beziehungen aufweist wie das beobachtete“ (Orlowsky, 2007, S. 7). Davon ist bei einem sich wandelnden Klima nicht zwingend auszugehen. Diese Beziehungen werden dann „auf die Muster der Zukunftsszenarien der globalen Modelle übertragen, so dass man letztlich die für eine Region zu erwartenden neuen klimatischen Bedingungen erhält“ (Werner & Gerstengarbe, 2007, S.57). Dies bedeutet also, dass es unter bestimmten Voraussetzungen gewissermaßen möglich ist, die künftige klimatische Entwicklung aus Teilen der beobachteten Entwicklung zusammensetzen. (vgl. Werner & Gerstengarbe, 2007, S. 57) Verfügt man zum Beispiel über Kenntnis der möglichen Temperaturentwicklung in den nächsten Jahrzehnten, so ist es möglich, die Witterungsperioden so zusammen zu setzen, dass der zukünftige Temperaturtrend wiedergegeben wird. Mit Hilfe der gleichzeitig mitgeführten anderen meteorologischen Größen können dann Aussagen zur komplexen Klimaentwicklung getroffen werden. (vgl. Werner & Gerstengarbe, 2007, S.57). Beispiele für statistische Modelle sind STAR und das wetterlagenbasierte Regionalmodell WETTREG, die unten beschrieben werden. Insgesamt benötigen statistische Verfahren deutlich weniger Rechnerkapazität als dynamische Regionalisierungsverfahren (vgl. Berndt, 2001, S. 17; vgl. Spekat & Enke & Kreienkamp, 2007, S. 4f; vgl. Werner & Gerstengarbe, 2007, S. 57).

3.1.2 Regionale Klimamodelle: REMO, COSMO-CLM, STAR, WETTREG

REMO

REMO – Regional Model – ist ein dreidimensionales, regionales atmosphärisches, dynamisches, hydrostatisches Klimamodell, welches am Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg (MPI) in Zusammenarbeit mit dem GKSS-Forschungszentrum Geesthacht GmbH, dem Deutschen Wetterdienst (DWD) und dem Deutschen Klimarechenzentrum (DKRZ) entwickelt wurde. Es basiert auf dem Europamodell (EM) des Deutschen Wetterdienstes, welches vom DWD bis zum Jahre 2003 als operationelles Vorhersagemodell genutzt wurde, und kann in die Globalmodelle ECHAM4 und ECHAM5 eingebettet werden. REMO kann aber mit allen Globalmodellen angetrieben werden. REMO arbeitet mit einer doppelten Nestung: in ein Globales Klimamodell und in ein Klimamodell für den europäischen Raum (50 x 50 km). Es ist möglich, REMO sowohl im Klima- als auch im Wettervorhersagemodus zu betreiben; im Klimamodus lassen sich so die Klimaentwicklungen des vergangenen Jahrhunderts realitätsnah zeigen und Szenarien für mögliche Klimaänderungen in Deutschland bis zum Jahr 2100 berechnen (vgl. UBA & MPI, 2006, S. 3; Jacob 2008; Jacob, et al., 2008). Zum Einsatz kommt REMO für Berechnungen von 50 x 50 km bis zu 10 x 10 km Gittermaschenweite. (vgl. Werner & Gerstengarbe, 2007, S. 56): „Vorhergesagt werden die horizontalen Windkomponenten, der Luftdruck, die Temperatur, die Luftfeuchte sowie der Wassergehalt der Atmosphäre“ (Werner & Gerstengarbe, 2007, S. 56). In einer typischen Anwendung

umfasst das Modellgebiet zum Beispiel Deutschland und den Alpenraum. Die Emissionsszenarien von REMO basieren auf den IPCC-Klimaszenarien A1B, A2 und B1. Es können nur solche Prozesse vorhergesagt werden, die größer als die Maschenweite des Gitters sind. Dies bedeutet, dass subskalige Prozesse, wozu zum Beispiel kleinräumige Konvektion, turbulente Energieflüsse und die Streuung von Wolken gehören, im Modell ihre Berücksichtigung durch Parametrisierungen finden (vgl. Odebrecht, 2004, S. 32). Momentan wird REMO von ungefähr 30 Institutionen weltweit genutzt. Interesse an der Nutzung wurde von zahlreichen weiteren Instituten geäußert (vgl. MPI 2008; Leinweber 2004, S.21; MPI 2008; Odebrecht, 2004, S. 32; vgl. UBA & MPI, 2006, S. 3).

COSMO-CLM

COSMO-CLM – Consortium for Small-scale Modeling-Climate model –, auch CCLM oder nur CLM genannt, ist ein dynamisches, nichthydrostatisches regionales Klimamodell, welches von der CLM-Community auf Basis des Lokalmodells (LM) des Deutschen Wetterdienstes (DWD) entwickelt wurde (vgl. CEC-Potsdam 2007). Seit 2005 wird es als Gemeinschaftsmodell von zahlreichen Instituten und Wetterdiensten, die im Consortium for Small-scale Modelling (COSMO) organisiert sind, genutzt (vgl. CLM-Community 2008). Zum Einsatz kommt das Modell mit verschiedenen horizontalen Auflösungen zwischen 50 und sieben Kilometern. Für Deutschland wurden Simulationen bis zum Jahre 2100 durchgeführt. Als Emissionsszenarien wurden für COSMO-CLM die IPCC-Szenarien A1B und B1 verwendet. CLM ist ein direkt in das Globalmodell genestetes Modell. Berechnet werden „die horizontalen Windkomponenten, die Temperatur, die Druckabweichung von einem hydrostatischen, konstanten Hintergrunddruck, die spezifische Feuchte und der Wolkenwassergehalt. Optional können weiterhin die turbulente kinetische Energie, Wolkeneis, der Regen-, Schnee- und Graupelgehalt der Atmosphäre prognostiziert werden“ (Werner & Gerstengarbe, 2007, S. 56). Subskalige Prozesse wie zum Beispiel Strahlung, Konvektion, skaliger Niederschlag, die turbulenten Flüsse von Impuls, Wärme und Feuchte und auch Bodenprozesse werden physikalisch parametrisiert und implementiert (vgl. Werner & Gerstengarbe, 2007, S. 56). Als Resultat werden monatliche und teilweise auch tägliche Zeitreihen für den Zeitraum von 1960–2100 mit räumlichen Auflösungen von ungefähr 18 x 18 km zur Verfügung gestellt (CEC-Potsdam, 2007; CLM-Community 2008; MeteoSchweiz, 2008; Werner & Gerstengarbe, 2007, S. 56).

STAR

Das STATistische Regionalmodell STAR wurde am Potsdam Institut für Klimafolgenforschung entwickelt und kommt zur Berechnung von künftigen Klimaentwicklungen für das Elbe-Einzugsgebiet, Brandenburg, Bayern und Baden-Württemberg sowie versuchsweise für andere Regionen der Erde zum Einsatz (vgl. Orlowsky, 2007, S. 11; vgl. PIK, 2004, S. 31). STAR ist ein statistisch basiertes regionales Klimamodell. Es verwendet verallgemeinerte Trendinformationen aus globalen Klimamodellen als Ausgangsgröße für die Berechnung regionaler Klimasimulationen (vgl. PIK, 2004, S. 31). Zu Grunde liegt die Annahme, dass globale Zirkulationsmodelle diese großräumigen Strukturen sowie deren zukünftige Veränderungen, welche von STAR als Trendinformation verwendet werden, zutreffend wiedergeben (vgl. Bösch, 2008). Eine Neuordnung beobachteter Daten ergibt dann entsprechende Projektionszeitreihen (Deutschländer, 2008). Leitgröße ist dabei die Temperatur, was bedeutet, dass sich aus ihr sämtliche andere meteorologische Größen berechnen (vgl. Bösch, 2008).

Als Leistungsparameter kommt eine je nach vorhandenen Beobachtungsdaten beliebige räumliche (Punkt) und zeitliche (Stunde) Auflösung in Frage. Insgesamt können beliebig viele Szenarienrealisationen erstellt werden, wodurch die Erstellung eines statistisch bewertbaren Stichprobenkollektivs ermöglicht wird, welches wiederum prinzipiell eine große Spannbreite möglicher Klimaänderungen abdeckt. Zudem besteht die Möglichkeit der freien Vorgabe von Klimaänderungen, um Extremsituationen simulieren zu können (vgl. CEC-Potsdam, 2007). „Die STAR-Realisierungen umfassen Tageswerte von Temperatur, Niederschlag, Strahlung, Windgeschwindigkeit und relativer Luftfeuchte“ (Wechsung, o.J., S. 3). Dabei wurden den

Realisierungen die SRES-Szenarien A1, A1B und B2 zugrunde gelegt. STAR unterscheidet sich von den anderen drei Regionalmodellen dahingehend, dass es nicht unmittelbar mit den Ergebnissen von Globalmodellen verknüpft wird, sondern statt eines direkten Aufsetzens statistischer Methoden auf die Simulationsergebnisse eine Trendvorgabe aus den Resultaten der Globalmodelle abgeleitet und im Verfahren umgesetzt wird (vgl. DWD 2007, S. 1). STAR benötigt im Gegensatz zu anderen Klimamodellen relativ wenig Rechenaufwand (vgl. CEC-Potsdam, 2007).

WETTREG

WETTREG – Wetterlagenbasierte Regionalisierungsmethode – gehört, ebenso wie STAR, zu den Statistischen Regionalisierungsverfahren und stützt sich auf einen wetterlagenbasierten Wettergenerator. Entwickelt wurde dieses Klimamodell von der Firma Meteo Research und Climate & Environment Consulting (CEC) in Zusammenarbeit mit der FU Berlin - primär, um Ausgangsmaterial für Klimawirkungsstudien zur Verfügung zu stellen. Das Modellgebiet umfasst die gesamte Bundesrepublik Deutschland bei einem Modellzeitraum, der bis zum Jahre 2100 reicht. Auch hier wird die im GCM simulierte Änderung meteorologischer Größen regional als Grundannahme und Basis für die weiteren Berechnungsschritte angesehen. WETTREG ermöglicht es, in hoher räumlicher Auflösung Aussagen über die Veränderung des Klimas im Verlauf des 21. Jahrhunderts zu treffen. Zur Erarbeitung sind drei Datenquellen als Basis für den weiteren Modellverlauf notwendig: „Klimabeobachtungen (Periode 1961 – 1990, rund 2000 Klima- und Niederschlagsstationen in Deutschland); Reanalysedaten atmosphärischer Felder, d. h. eine dreidimensionale einheitliche Bestandsaufnahme des Klimas der Jetztzeit (Periode 1961 – 1990, ERA40-Daten); Kontrolllauf und Szenarioläufe eines globalen Klimamodells (ECHAM5, Kontrolllauf 1961 – 1990 zur Reproduktion des gegenwärtigen Klimas und SRES-Szenarios A1B, A2 und B1)“ (DMG, 2007, S. 6).

Mittels einer Wetterlagenklassifikation erfolgt eine Analyse der Häufigkeiten der Wetterlagen im Globalmodell. Auf dieser Basis wird eine zufallsgesteuerte Neuordnung lokaler Klimazeitreihen unter Berücksichtigung (geänderter) Häufigkeiten von Wetterlagen durchgeführt (Deutschländer 2008). Regressionsverfahren werden zur Erzeugung bislang nicht beobachteter Werte eingesetzt (Deutschländer 2008). Es erfolgt aus den Messwerten an Klimastationen die Bildung von 10 Größenklassen für das Temperaturregime und 8 Größenklassen für das Feuchteregime aller Jahreszeiten, in denen sich von kalt nach warm, bzw. von trocken nach niederschlagsreich, die entsprechenden Tage wieder finden. Zeitlich werden die Messdaten anhand der Leitgröße Temperatur in übernormal warme bzw. unternormal kalte Abschnitte unterteilt. Es folgt eine zufällige Neukombination der Witterungsabschnitte zu einer simulierten Zeitreihe durch einen Wettergenerator mit dem Ziel einer bestmöglichen Annäherung an die vorgegebene Häufigkeitsverteilung der Wetterlagen des Temperaturregimes. Jeder einzelne Tag dieser simulierten Zeitreihe enthält eine Zuordnung zu Wetterlagen des Temperatur- oder Feuchteregimes und den originalen Datumsbezug. Es ergibt sich ein Jahresgang meteorologischer Größen. Die Abweichung vom stationsspezifischen Jahresgang wird anschließend auf die simulierte Zeitreihe aufgeprägt. Die beschriebenen Schritte erzeugen tägliche Datenreihen. Auf die Weise des beschriebenen Verfahrens ist es möglich, „sowohl heutige Wetterlagen zu reproduzieren, und damit auch eine Überprüfung des Modells durchzuführen, als auch künftige lokale Klimabedingungen zu prognostizieren. Zur Prognose der zukünftigen Wetterlagen werden die geänderten Auftretenswahrscheinlichkeiten anhand der GCM-Prognosen ermittelt und dann als Basis für die Prognose übernommen“ (Bösch, 2008), WETTREG ist also ein statistisches Verfahren, „das die Vorteile der dynamischen Modelle mit den Möglichkeiten eines statistischen Wettergenerators zur Erzeugung von lokalen Stationszeitreihen verbindet“ (Spekat & Enke & Kreinkamp, 2007, S. 11). Den Realisierungen zu Grunde gelegte Emissionsszenarien sind die SRES-Szenarien A2, A1B und B1. Zum Einsatz kam das Modell WETTREG zum Beispiel für die regionalen Klimastudien KLIWA & GLOWA/Elbe. Es berechnet Zeitreihen täglicher Werte meteorologischer Elemente bis hin zu Einzelstationen (vgl. CEC-Potsdam, 2007).

Auch in der europäischen Klimaforschung werden Regionale Klimamodelle verwendet, bspw. im PRUDENCE-Projekt (Prediction of Regional scenarios and Uncertainties for Defining European

Climate change risks and Effects). PRUDENCE stellt Informationen über die zukünftigen Klimaentwicklungen für Entscheidungsträger in den europäischen Regierungen, für Nichtregierungsorganisationen, für die Industrie und für die allgemeine Öffentlichkeit bereit. PRUDENCE ist der erste flächendeckende europaweite Vergleich von hoch auflösenden Klimamodellen und die erste europaweite Beurteilung ihrer Anwendbarkeit (vgl. Christensen & Carter & Rummukainen & Amanatidis, 2007, S. 5). Die Analysen für die Erstellung von Klimaszenarien umfassen vier hochauflösende Atmosphären-Zirkulations-Modelle, acht dynamische regionale Klimamodelle (unter anderem REMO und CLM) und verschiedene Klimafolgenmodelle. Räumlich bezieht sich PRUDENCE auf ganz Europa mit einem Projektionszeithorizont von 2071 bis 2100. Deutschland wird für die Untersuchungen im Zuge dieses Projekts in folgende Regionen bzw. Naturräume gegliedert: Oberrheingraben, Links- und rechtsrheinische Mittelgebirge, Westdeutsche Tieflandsbucht, Nordwestdeutsches Tiefland, Nordostdeutsches Tiefland. In einem weiteren EU-Projekt: ENSEMBLES (ENSEMBLE-based Prediction of Climate Changes and their Impacts) erfolgt eine „statistische Analyse verschiedenster Modellläufe der besten globalen und regionalen Erdsystemmodelle, die mit hoch aufgelösten Datensätzen aus Beobachtungen überprüft wurden“ (Jacob, 2004). „Zum ersten Mal soll eine objektive Abschätzung der Unsicherheiten des zukünftigen Klimas sowohl für die Jahreszeiten als auch auf die 10-jährigen und längeren Zeitskalen“ (Jacob, 2004) erreicht werden. Dies geschieht sowohl in globaler als auch in regionaler und lokaler Ausdehnung (vgl. ENSEMBLES, 2005, S. 1). Im BACC-Report wurde insbesondere das schwedische Regionalmodell hervorgehoben, weil es im Gegensatz zu anderen Modellen Atmosphäre und Wasserkörper koppelt (v. Storch & Omstedt, 2008, S. 24).

3.1.3 Szenarien

Allgemeine Hinweise zu Szenarien künftiger Treibhausgasemissionen und –konzentrationen sowie künftiger klimatischer Entwicklungen sind an dieser Stelle nicht erforderlich, das ist – vermutlich – schon in einem der ersten Kapitel erfolgt, so dass entsprechend die Szenarien-Definition zugrunde gelegt wird, nach der (Klima-)Szenarien konsistent und plausibel sein müssen, mögliche künftige Entwicklungen des Klimas darstellen, die so eintreten können, es aber nicht müssen. Daher sind die den Klimasimulationen – und somit auch den Ergebnissen Regionaler Klimamodelle – zugrunde liegenden Szenarien über Emissionen von Treibhausgasen und Aerosolen gleichermaßen plausibel sind. Für die o. g. Regionalen Klimamodelle wurden zumeist die IPCC-SRES-Szenarien A1B, A2 und B1 verwendet. Das Szenario A1B eignet sich am besten für eine vergleichende Betrachtung der Ergebnisse (Spannbreiten), weil es von allen 4 Regionalen Modellen verwendet wurde / wird. Generell gilt, dass ein umfassender multi-model- bzw. Multi-Szenarien-Ansatz favorisiert wird, um ein möglichst großes Ensembles an Resultaten zu erhalten. Je größer das Ensemble an Modellergebnissen ist, desto größer ist im Prinzip die Wahrscheinlichkeit, dass die natürliche Variabilität des Klimas wiedergegeben wird.

3.2 Ergebnisse der Regionalen Klimamodelle (Klimaprojektionen) für die Metropolregion Hamburg

Im folgenden Hauptteil dieses Kapitels erfolgt eine Beschreibung der Klimaänderungen für die Metropolregion Hamburg in Form einer Darstellung der Ergebnisse der regionalen Klimamodelle (mit einer entsprechenden Darstellung der Spannbreiten wesentlicher Klimaparameter). Es erfolgt keine Bewertung der Modelle aus klimatologischer Sicht bzw. Perspektive der Klimamodellierer (s. o.). Soweit bekannt, erarbeitet das PIK derzeit einen Vergleich der Regionalen Klimamodelle – eine Veröffentlichung dazu ist bislang nicht verfügbar. Der DWD hat im Rahmen des ZWEK-Vorhabens (ZWEK = Zusammenstellung von Wirkmodell-Eingangsdatensätzen für die Klimafolgenabschätzung) eine vergleichende Betrachtung der Modellergebnisse vorgenommen (siehe DWD Pressemitteilung veröffentlicht am 15.04.2008). Auch dort werden keine Angaben zur „Güte“ oder „Qualität“ der Modelle gemacht, sondern die Spannbreiten in der Entwicklung von Klimaparametern dargestellt.

U. a. auf diese vergleichende Betrachtung wird auch nachfolgend Bezug genommen. Für den Zweck dieses Berichtes sind die Ergebnisse der Klimamodelle von Bedeutung sowie einige Hinweise wie diese Ergebnisse / Spannbreiten einzuschätzen sind.

Die Resultate der Klimamodelle für die Metropolregion Hamburg werden in zwei Abschnitten dargestellt: Zunächst entlang der Klimamodelle REMO, WETTREG und STAR; CLM-Ergebnisse fließen in den zweiten Abschnitt ein, der auf Basis der vergleichenden Betrachtung des DWD erfolgt.

3.2.1 REMO

Die Klimasimulationen, welche mit REMO durchgeführt wurden, besitzen eine räumliche Auflösung von 10x10 km (vgl. Hagemann & Jacob, 2006, S. 6). Es wurden Simulationen für die drei Szenarien B1, A1B und A2 bis zum Jahre 2100 durchgeführt, welche grob als Szenarien mit eher niedrigen, mittleren und hohen Emissionsraten kategorisiert werden können. Aus den Ergebnissen dieser Klimasimulationen lässt sich ableiten, dass die Temperaturen in Deutschland je nach Anstieg der Treibhausgase im Vergleich zu den vergangenen 50 Jahren – vor allem im Süden und Südosten – um mehr als 4°C steigen können. Zudem besteht die Möglichkeit einer Verringerung der Niederschläge in weiten Teilen Deutschlands. Im Winter dagegen könnten im Süden und Südosten mehr Niederschläge verzeichnet werden, wobei sich allerdings wegen der gestiegenen Temperaturen die Menge von Schneefall reduzieren kann (vgl. Hagemann & Jacob, 2006, S. 6f.). REMO als hydrostatisches Modell ist mit der genannten Auflösung für Aussagen zum Alpenraum allerdings an der Grenze seiner Möglichkeiten.

Abb. 2.5.5.1 zeigt die Jahresmitteltemperatur des Kontrolllaufes 1961-1990. Sie liegt in der Metropolregion Hamburg in dieser Periode zwischen +7 und +11°C.

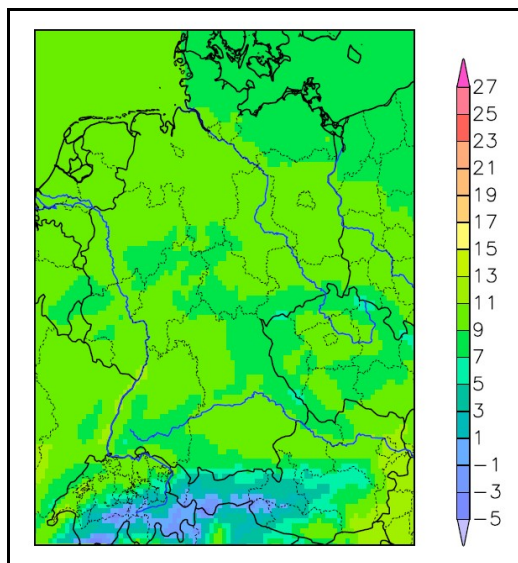


Abb. 2.5.5.1: Jahresmittel der Temperatur [°C] in Deutschland für den Kontrolllauf 1961-1990, Modell REMO. (Quelle: Jacob et al. 2008, S. 103).

Betrachtet man Abb. 2.5.5.2, so ist zu erkennen, dass das A1B-Szenario für den Zeitraum 2071-2100 eine Temperaturerhöhung in der Metropolregion um +2,5 bis +3,5°C berechnet (Abb. 2.5.5.2a).

Szenario B1 zeigt mit Werten zwischen 1,5 und 2,5°C geringere Temperaturerhöhungen (Abb. 2.5.5.2b).

Für Szenario A2 werden für den Zeitraum 2071-2100 wie im Szenario A1B Temperaturänderungen um +2,5 bis +3,5°C projiziert (Abb. 2.5.5.2c).

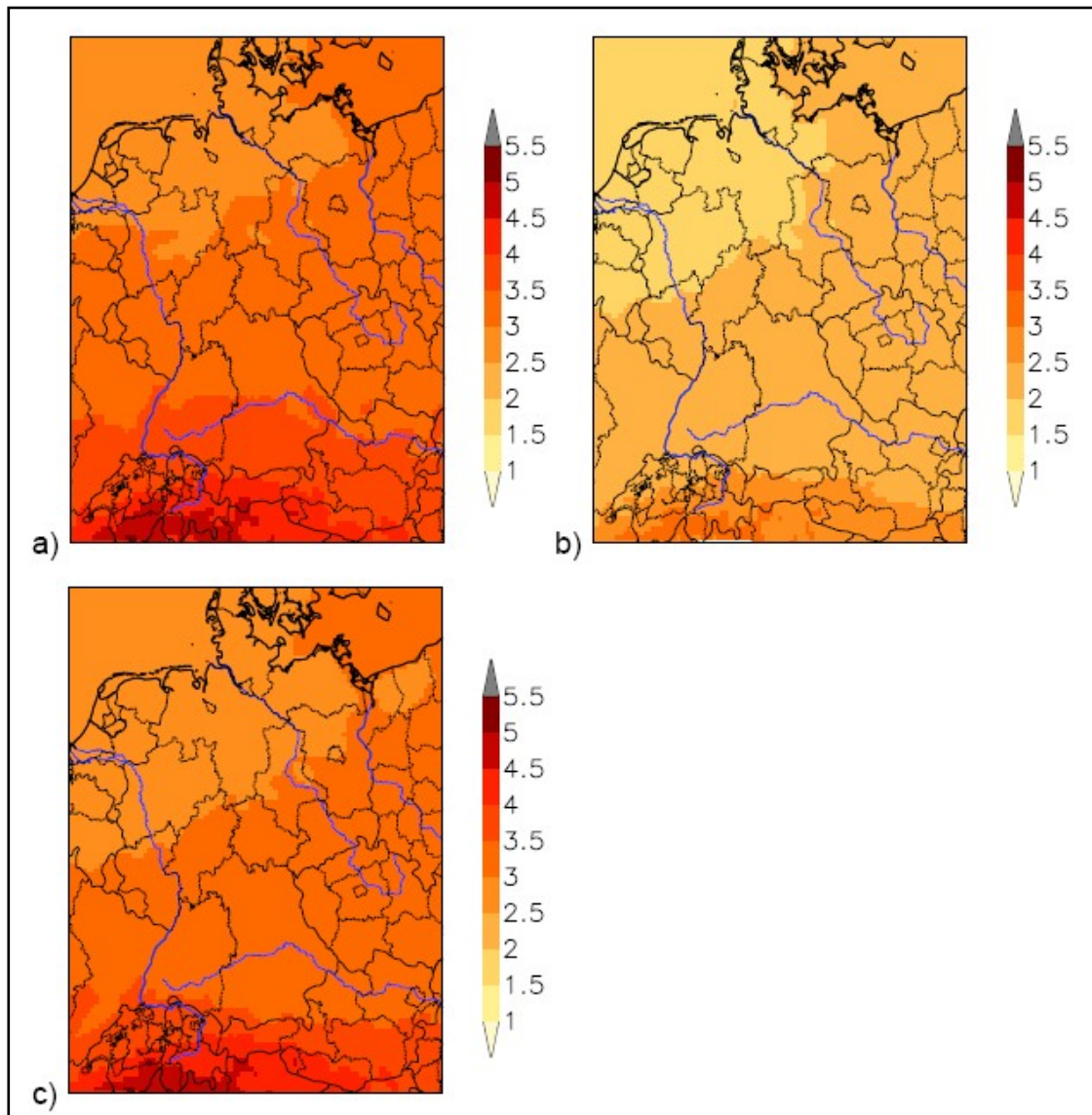


Abb. 2.5.5.2: Änderung des Jahresmittels der 2m-Temperatur [°C] in Deutschland für den Zeitraum von 2071-2100 gegenüber Kontrollzeitraum 1961-1990 für a) das A1B-Szenario, b) das B1-Szenario und c) das A2-Szenario, Modell REMO (Quelle: Jacob et al., 2008, S. 111).

Vergleicht man die Ergebnisse der Szenarien A1B, B1 und A2 getrennt nach saisonalen Veränderungen in den einzelnen Jahreszeiten, so zeigt sich, dass alle drei Szenarien für die Periode 2071-2100 die höchsten Temperaturänderungen in den Herbst- und vor allem Wintermonaten aufzeigen.

Geringere Temperaturerhöhungen werden für die Jahreszeiten Frühling und Sommer erwartet.

Die Änderungswerte bzw. Spannbreiten sind Tab. 2.5.5.1 (vgl. Jacob et al., 2008, S. 104 ff.) zu entnehmen.

Mittlere Temperatur in der Metropolregion Hamburg – Saisonal Kontrolllauf 1961-1990 (°C) und Änderungen für 2071-2100 gegenüber 1961-1990 (°C)				
Szenario	Frühling	Sommer	Herbst	Winter
Kontrolllauf	+ 7,0 - + 11,0 °C	+ 15,0 - + 17,0 °C	+ 9,0 - + 11,0 °C	+ 1,0 - + 3,0 °C
A1B	+ 1,5 - + 2,5 °C	+ 2,5 - + 3,0 °C	+ 2,5 - + 3,5 °C	+ 3,0 - + 4,0 °C
B1	+ 1,0 - + 1,5 °C	+ 1,5 - + 2,0 °C	+ 2,0 - + 2,5 °C	+ 2,0 - + 3,0 °C
A2	+ 1,0 - + 1,5 °C	+ 2,5 - + 3,0 °C	+ 2,5 - + 3,5 °C	+ 3,0 - + 4,0 °C

Tab. 2.5.5.1: Saisonale mittlere Temperatur in der Metropolregion Hamburg. Kontrolllauf 1961-1990 [°C] und Änderungen für den Zeitraum 2071-2100 gegenüber 1961-1990 für die Szenarien A1B, B1 und A2, Modell REMO (Quelle: eigene Darstellung nach Jacob et al., 2008, 104ff.)

Für den Niederschlag in der Metropolregion Hamburg zeigt die Karte in Abb. 2.5.5.3 für den Zeitraum 1961-1990 eine mittlere jährliche Niederschlagsmenge zwischen 700 und 1500 mm, wobei die Niederschlagsmenge in Richtung Küste stetig zunimmt.

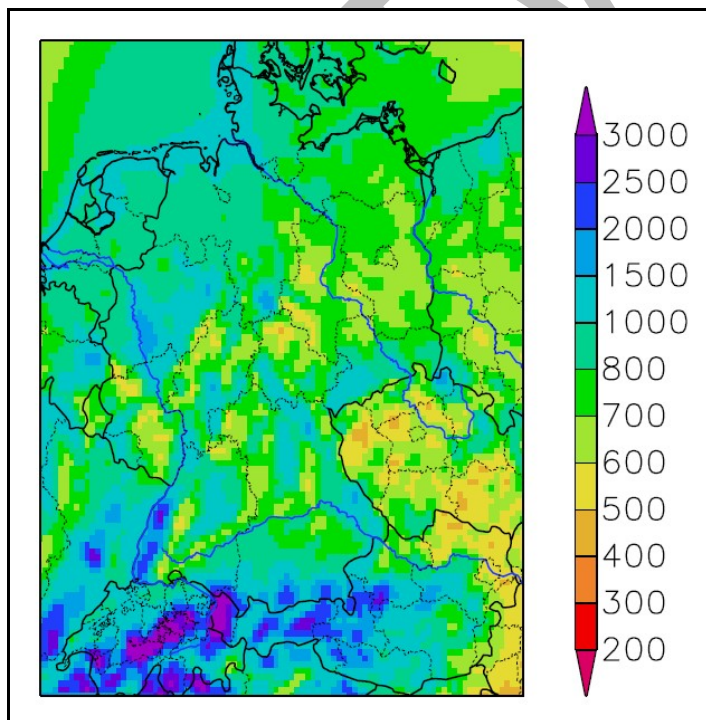


Abb. 2.5.5.3: Mittlere Jahresniederschlagssumme [mm/Jahr] in Deutschland für den Kontrollzeitraum von 1961-1990, Modell REMO (Quelle: Jacob et al., 2008, S. 116).

Für den Zeitraum 2071-2100 projiziert REMO für A1B im größten Teil der Metropolregion Hamburg Niederschlagsänderungen von -5 bis +5%. Im Elbmündungsgebiet an der Küste sind auch Änderungswerte zwischen +5 und +20% möglich.

Für das B1-Szenario werden im Vergleich zum Kontrollzeitraum 1961-1990 Niederschlagsänderungen zwischen -5 und +10 % berechnet.

Szenario A2 zeigt für das größte Areal Hamburgs ebenfalls Änderungswerte zwischen -5 und +10%, nur an der Küste können um +10 bis +20% erhöhte Niederschlagsmengen erwartet werden (vgl. Abb. 2.5.5.4).

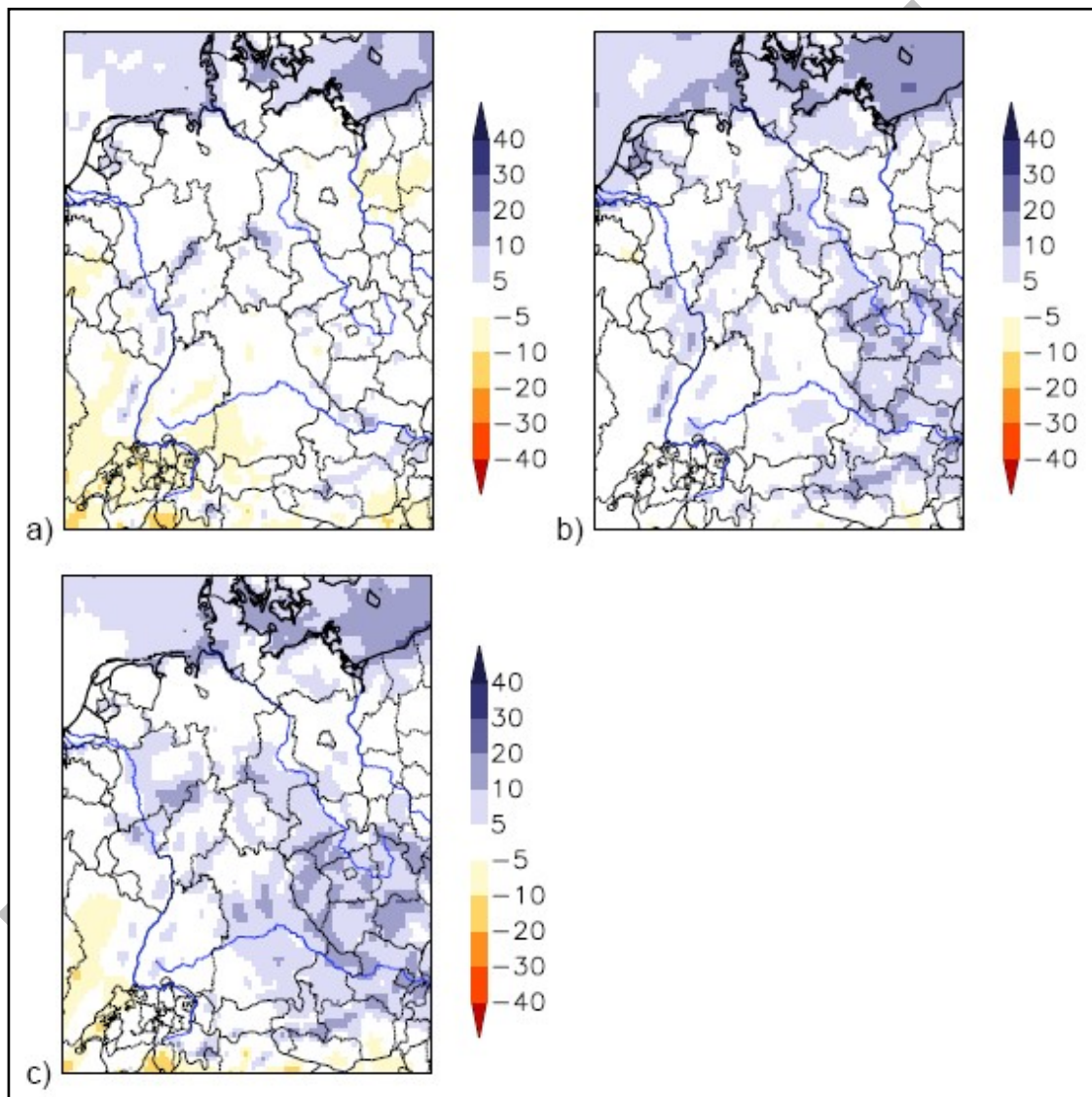


Abb. 2.5.5.4: Mittlere relative Jahresniederschlagsänderung [%] in Deutschland für den Zeitraum 2071-2100 gegenüber Kontrollzeitraum 1961-1990 für a) das A1B-Szenario, b) das B1-Szenario und c) das A2-Szenario, Modell REMO (Quelle: Jacob et al., 2008, S. 124).

Betrachtet man die Niederschlagsänderungen getrennt nach Jahreszeiten, so ist ersichtlich, dass REMO mit allen drei Emissionsszenarien eine deutliche Niederschlagsserhöhung im Winter berechnet.

In den Sommermonaten ist für die Periode 2071-2100 dagegen mit einer deutlichen Niederschlagsabnahme zu rechnen.

Die Änderungswerte bzw. Spannbreiten sind Tab. 2.5.5.2 (vgl. Jacob et al., 2008, S. 117 ff.) zu entnehmen.

Mittlerer Niederschlag in der Metropolregion Hamburg – Saisonal				
Kontrolllauf 1961-1990 (mm) und Änderungen für 2071-2100 gegenüber 1961-1990 (%)				
Szenario	Frühling	Sommer	Herbst	Winter
Kontrolllauf	100 – 300 mm	200 – 400 mm	100 – 400 mm	100 – 300 mm
A1B	- 5 - + 10 %	- 30 - - 10 %	- 5 - + 20 %	+ 10 - + 30 %
B1	+ 5 - + 20 %	- 20 - - 10 %	+ 10 - + 20 %	+ 10 - + 30 %
A2	+ 5 - + 20 %	- 20 - - 5 %	+ 10 - + 20 %	+ 10 - + 30 %

Tab. 2.5.5.2: Saisonaler mittlerer Niederschlag in der Metropolregion Hamburg. Kontrolllauf 1961-1990 [mm] und prozentuale Änderungen für den Zeitraum 2071-2100 gegenüber 1961-1990 für die Szenarien A1B, B1 und A2, Modell REMO (Quelle: eigene Darstellung nach Jacob et al., 2008, 117ff.).

Für die REMO-Ergebnisse insgesamt ist nach Jacob et al. (2008) festzuhalten: Die Gebietsmittel der sommerlichen Monatsmitteltemperaturen werden um 1 bis 2 Grad überschätzt, die Wintertemperaturen um ca. 1 Grad (ebd., S. 36), während der Jahresgang der Temperatur offenbar gut reproduziert wird (ebd., S. 61). Zudem besteht eine hohe Unsicherheit in den Niederschlagsklimatologien, die wesentlich auf die starke räumliche Variabilität der Niederschläge zurückzuführen ist (ebd., S. 39). Für die Entwicklung der Jahresniederschläge wird – im Gegensatz zur Temperatur – kein Trend projiziert: die Menge des Jahresniederschlags bleibt in etwa gleich, allerdings werden starke „multi-dekadische Schwankungen“ simuliert (ebd., S. 42 f.). Bezüglich der Schneetage wird festgestellt, dass es in topographisch niedrig gelegenen Regionen dazu kommen kann, dass die mittlere Anzahl der Schneetage abnimmt bis hin zu einer Reduzierung auf nahe Null (ebd., S. 51). Für extreme Ereignisse – in diesem Fall Starkniederschläge mit mehr als 25 mm / Tag – wird projiziert, dass eine Zunahme nicht zu erwarten ist. Nach REMO kommt es in den Wintermonaten zu einer Verstärkung einer westlichen zonalen Anströmung und aus diesem Grund zu weniger Kaltlufteinbrüchen aus Skandinavien und Sibirien. „Die schwache westliche zonale Anströmung wechselt zum Ende des A1B Szenarios zu einer leicht meridionalen Anströmung von Norden, so dass verstärkt relativ kühle Luftmassen aus Norden nach Deutschland geleitet werden. Die Erwärmung wird somit durch das Heranführen von kalten Luftmassen teilweise kompensiert“ (ebd., S. 42). In den Wintermonaten hingegen führt eine Verstärkung der westlichen zonalen Anströmung zu weniger Kaltlufteinbrüchen aus Skandinavien und Sibirien (ebd.).

3.2.2 STAR

Berücksichtigt werden hier Ergebnisse des GLOWA-Elbe-Projektes. Verwendet wurden dort 63 Klimastationen im Elbe-Einzugsgebiet (siehe Orłowsky, 2007, S. 67, Tabelle, 2.5.5.1) mit täglichen Daten des Zeitraumes 1951/2003. Als repräsentative Stationen wurden Grambeck, Potsdam, Gera und Churanov bestimmt. Für die Temperatur wurden zwei verschiedene Trendvorgaben als Antrieb verwendet, „entsprechend einem ECHAM4-Lauf für das IS92A-Szenarium und einem ECHAM5-Lauf

für das SRES-A2-Szenarium“ (Orlowsky, 2007, S. 116). Der Schwerpunkt der Auswertungen lag auf den Simulationen zum ECHAM4-Antrieb. Als Simulationszeitraum wurde der Zeitraum 2004/2055 gewählt (vgl. Orlowsky, 2007, S. 116).

Für die Temperatur sind in

Abb. 2.5.5.5 die beobachteten Mittelwerte der Temperatur des Zeitraumes 1951/2003 und die Veränderungen zum Mittel des Zeitraumes 2004/2055 gezeigt (vgl. Orlowsky, 2007, S. 119). Für das Gebiet um Hamburg gibt die linke Karte einen beobachteten Mittelwert der Zeitspanne 1951/2003, der bei circa $+9^{\circ}\text{C}$ liegt. Als Differenz vom simulierten Mittel 2004/2055 zum beobachteten Mittel zeigt STAR in der rechten Karte eine Temperaturerhöhung um circa $+0,9$ bis $+1,05$ K.

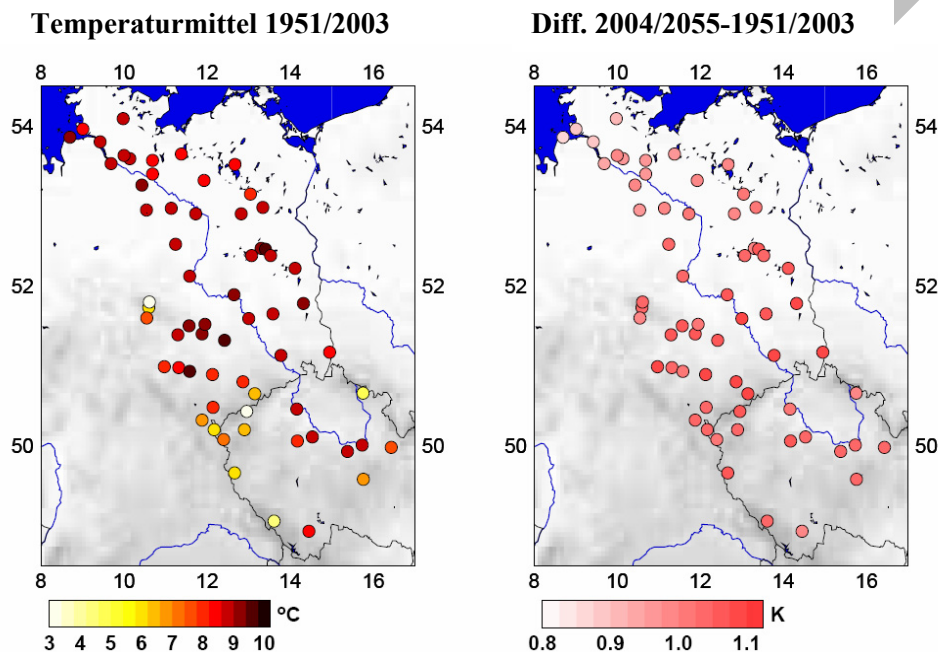
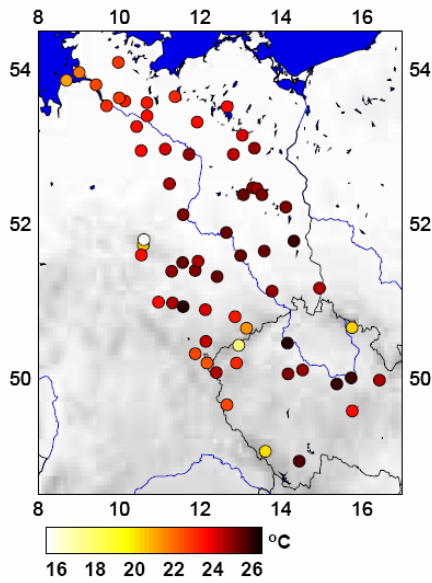


Abb. 2.5.5.5: Veränderung des Mittelwerts der Temperatur im Elbeeinzugsgebiet. Links die beobachteten Mittel 1951-2003, rechts die Differenz vom simulierten Mittel 2004-2055 zum beobachteten Mittel, Modell STAR (Quelle: Orlowsky, 2007, S. 120).

Betrachtet man das 90%-Quantil der Tagesmaxima der Temperatur (siehe nachfolgende Abbildung), so gibt die Beobachtung aus dem Zeitraum 1951/2003 für das Elbmündungsgebiet um Hamburg einen mittleren Wert zwischen circa $+22$ und $+23,5^{\circ}\text{C}$. Die Simulation für 2004/2055 zeigt eine Erhöhung des Temperaturmaximums um circa $+1,25$ bis $+1,50$ K.

Q90 der Max.temperatur



Absolute Differenz

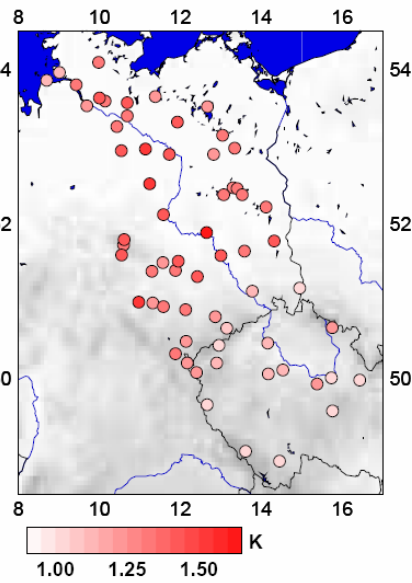
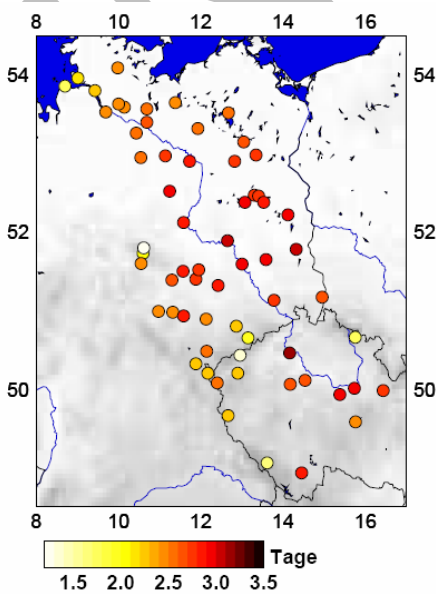


Abb. 2.5.5.6: Veränderung des q90 des Maximums der Temperatur im Elbeinzugsgebiet. Links die beobachteten Quantile 1951-2003, rechts die Differenz vom simulierten Quantil 2004-2055 zum beobachteten Quantil. Median-Simulation, Modell STAR (Quelle: Orłowsky, 2007, S. 121).

Abb. 2.5.5.7 verdeutlicht die mittleren Andauern der Sommertage im Beobachtungszeitraum 1951/2003 und die Differenz vom simulierten Mittel zum beobachteten (vgl. Orłowsky, 2007, S. 119). Während im Beobachtungszeitraum im Hamburger Raum eine mittlere Andauer von Sommertagen mit einer Maximaltemperatur über +25°C von circa 2,25 bis 2,6 Tagen verzeichnet wird, zeigt die Simulation für 2004/2055 eine Erhöhung dieser Sommertageandauer um etwa +0,2 bis +0,35 Tage.

Mittlere Andauer Tmax > 25°C



Diff. 2004/2055-1951/2003

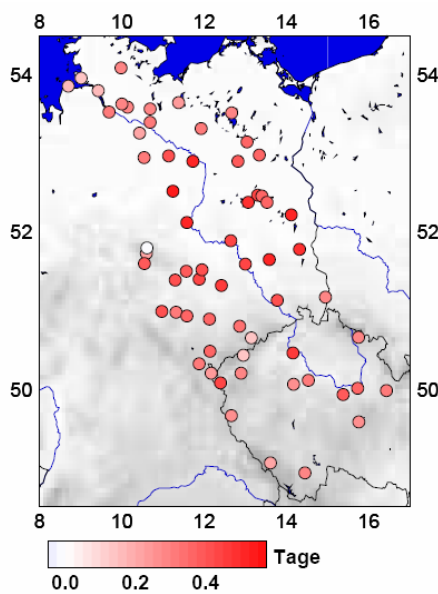


Abb. 2.5.5.7: Veränderung der mittleren Andauer der Sommertage im Elbeinzugsgebiet. Links die beobachteten Mittel 1951-2003, rechts die Differenz vom simulierten Mittel 2004-2055 zum beobachteten Mittel, Modell STAR (Quelle: Orłowsky, 2007, S. 121).

Betrachtet man die Karten zur Veränderung der mittleren Jahresniederschläge (vgl. die nachfolgende Abb. 2.5.5.), so zeigen die mittleren Jahressummen von 1951/2003 Werte von ungefähr 750 bis 1000 mm Niederschlag für die Großregion Hamburg. Die Simulation für 2004/2055 deutet auf eine Reduzierung dieser Niederschlagsmengen um circa -1,7 bis -3 % hin.

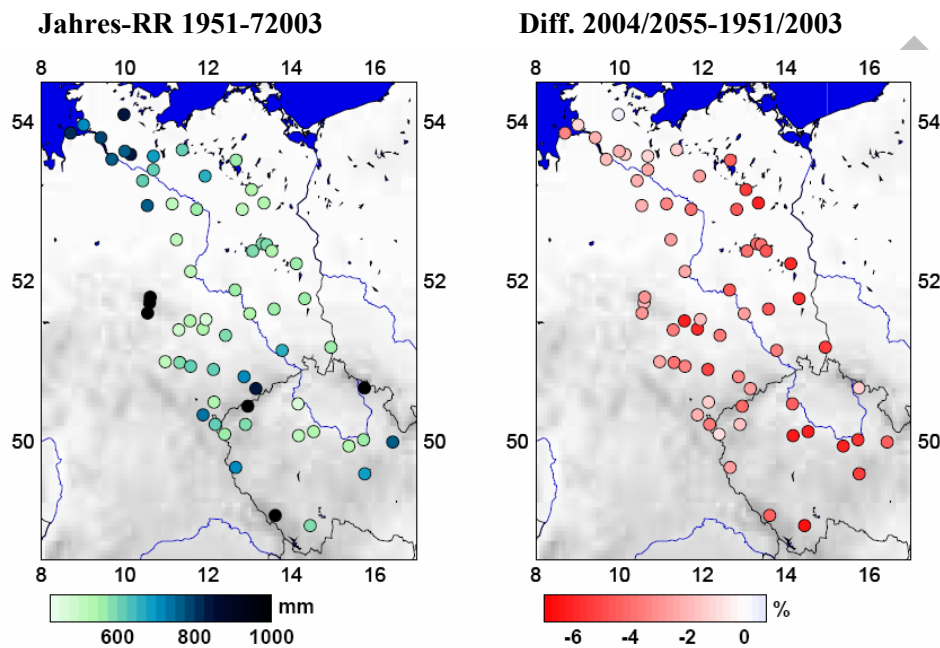


Abb. 2.5.5.8: Veränderung der mittleren Jahresniederschläge im Elbeinzugsgebiet. Links die beobachteten mittleren Jahressummen 1951-2003, rechts die Differenz von simulierten mittleren Summen 2004-2055 zum beobachteten Mittel. Die Niederschläge der Gebirgsstationen überschreiten die hier dargestellten 1000 mm, Modell STAR (Quelle: Orłowsky, 2007, S. 124).

Für die Veränderung der mittleren Sommerniederschläge zeigt sich von den beobachteten Ausgangswerten zwischen ca. 230 und 250 mm eine Abnahme um -11 bis -16 % (vgl. Abb. 2.5.5.9).

Für die Veränderungen des Winterniederschlags zeigen die Beobachtungen Summen von bis zu 200 mm, die simulierten Summen zeigen einen Zuwachs zwischen +5 und +8 % (vgl. Abb. 2.5.5.10).

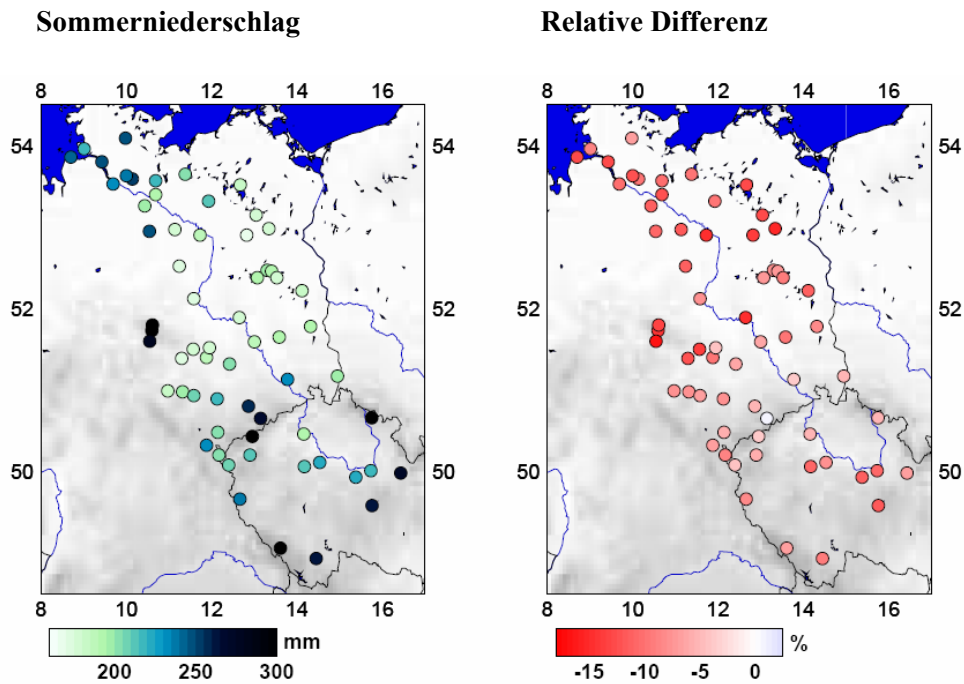


Abb. 2.5.5.9: Veränderung der mittleren Sommerniederschläge im Elbeinzugsgebiet. Links die beobachteten Summen 1951-2003, rechts die Differenz von simulierten Summen 2004-2055 zum beobachteten Mittel, Modell STAR (Orlowsky, 2007, S. 125).

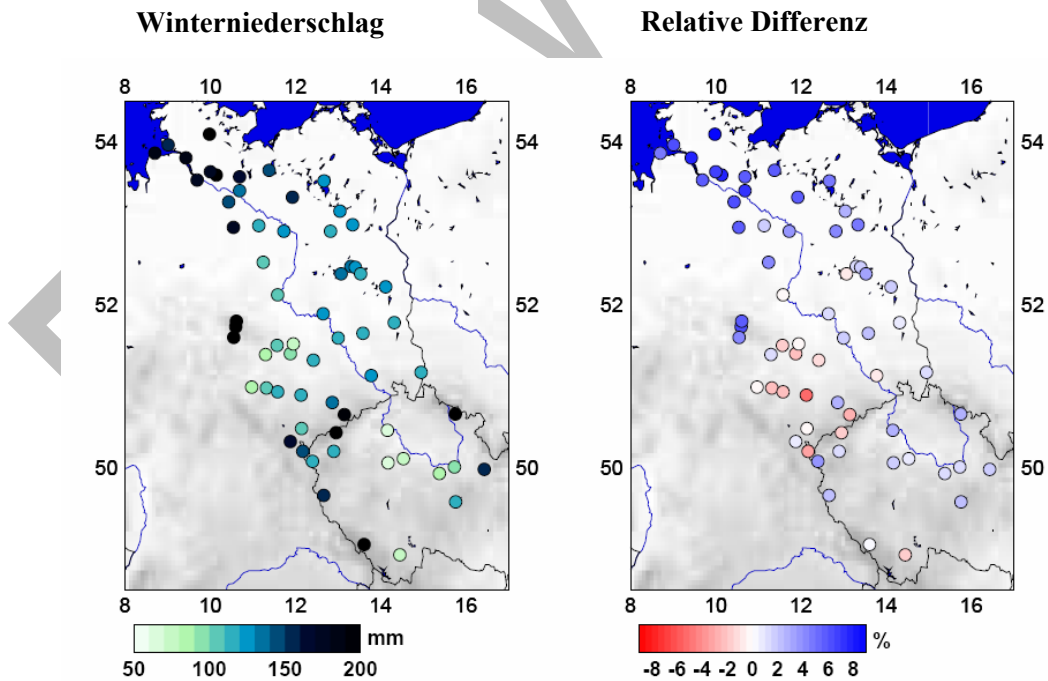


Abb. 2.5.5.10: Veränderung der mittleren Winterniederschläge im Elbeinzugsgebiet. Links die beobachteten Summen 1951-2003, rechts die Differenz von simulierten Summen 2004-2055 zum beobachteten Mittel, Modell STAR (Quelle: Orlowsky, 2007, S. 126).

Für die mittlere Anzahl von trockenen Tagen pro Jahr zeigen die Karten aus Abb. 2.5.5.7 eine leichte Abnahme der Trockentage in Küstennähe (vgl. Orłowsky, 2007, S. 128). Für die Großregion Hamburg zeigt sich eine Änderung der circa 135 bis 165 trockenen Tage um etwa -2 bis $+0,5$ Tage. Dies erscheint als (sehr) geringfügige Änderung. Für Trockenperioden (vgl. Abb. 2.5.5.8) zeigt sich bei den Beobachtungen eine Dauer von 2,9 bis 3,0 Tagen Dauer, die Simulationen zeigen um etwa $-0,05$ bis $-0,1$ Tage kürzere Trockenperioden. Auch hier erscheint die Änderung sehr geringfügig.

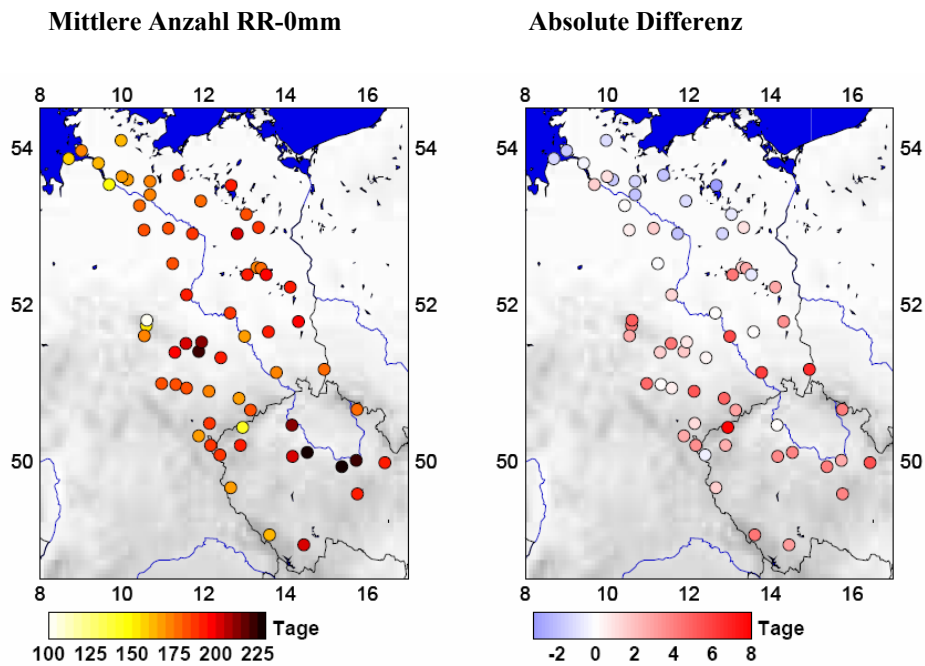


Abb. 2.5.5.7: Veränderung der mittleren Anzahl von Trockentagen pro Jahr im Elbeinzugsgebiet. Links die beobachteten Mittel 1951-2003, rechts die Differenz der simulierten Mittel 2004-2055 zum beobachteten Mittel, Modell STAR (Quelle: Orłowsky 2007, S. 130).

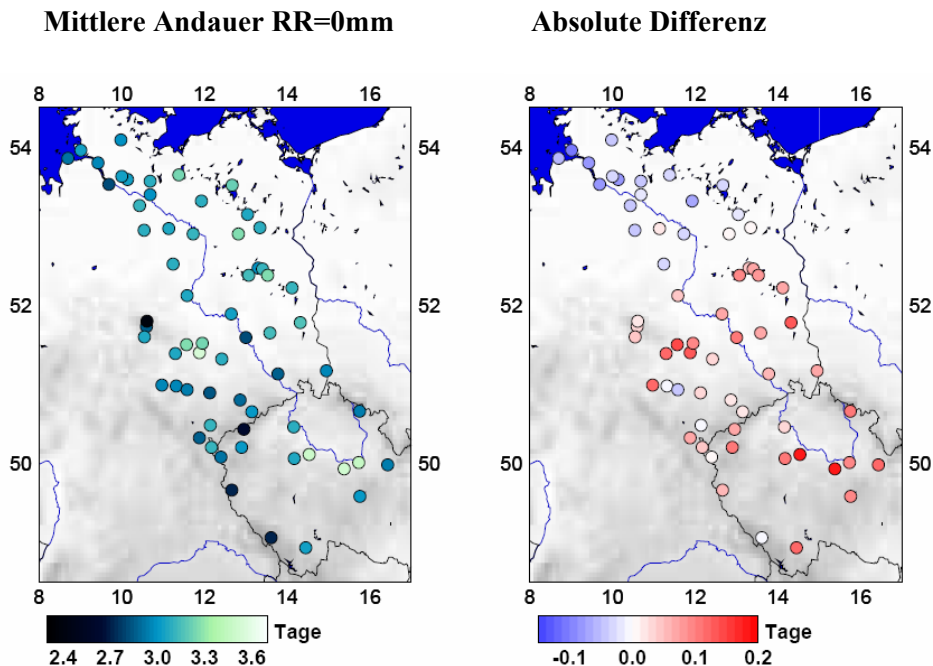


Abb. 2.5.5.8: Veränderung der mittleren Trockenperiode im Elbeinzugsgebiet. Links die beobachteten Mittel 1951-2003, rechts die Differenz der simulierten Mittel 2004-2055 zum beobachteten Mittel. Median-Simulation, Modell STAR (Quelle: Orłowsky, 2007, S. 129).

3.2.3 WETTREG

Mit dem WETTREG-Verfahren wurde im Rahmen des Vorhabens „Neuentwicklung von regional hoch aufgelösten Wetterlagen für Deutschland und Bereitstellung regionaler Klimaszenarios auf der Basis von globalen Klimasimulationen mit dem Regionalisierungsmodell WETTREG auf der Basis von globalen Klimasimulationen mit ECHAM5/MPI-OM T63L31 2010 bis 2100 für die SRES-Szenarios B1, A1b und A2“ eine statistische Methode entwickelt, die bis zum Jahr 2100 Einblicke in regionale Klimaänderungen ermöglicht. Zudem wurde eine Methode entwickelt, mit der es möglich ist, auf einheitliche Weise WETTREG-Resultate für ganz Deutschland zu erstellen (vgl. Spekat & Kreienkamp & Enke, 2007, S. 2). Betrachtet wird der Zeithorizont, welcher die Jahre 1961 bis 2100 umfasst, bis 2000 als Control-Run, danach als Rechnungen für die SRES-Szenarios A1B, A2 und B1 (vgl. Spekat & Kreienkamp & Enke, 2007, S. 8). Als Eingangsdaten wurden für das Modell meteorologische Daten von 282 Klimastationen und 1695 Niederschlagsstationen in ganz Deutschland genutzt (vgl. UBA, 2007, S. 3). Tab. 2.5.5.3 gibt einen Überblick der an den Klimastationen erhobenen Wetterelemente, welche für die Entwicklung der WETTREG-Szenarios verwendet wurden. Hamburg fällt nach der WETTREG-Einteilung in das Gebiet des Nordwestdeutschen Tieflandes, das im Folgenden genauer betrachtet wird. Untersucht wurden die Elemente Tagesmitteltemperatur und Niederschlag bezüglich der räumlichen Muster des Klimasignals. Als Kontrolllauf wurde dafür die Periode 1961/1990 gewählt, es erfolgte ein Vergleich mit der Szenario-Periode 2071/2100. Ein weiterer Kontrolllauf wurde für die Periode 1981/1990 durchgeführt mit zugehöriger Szenario-Periode von 2091/2100 (vgl. Spekat & Kreienkamp & Enke, 2007, S. 65).

Nummer	Wetterelement	Einheit
1	Maximum der Temperatur	[°C]
2	Tagesmittel der Temperatur	[°C]
3	Minimum der Temperatur	[°C]
4	Tagessumme des Niederschlages	[mm]
5	Tagesmittel der relativen Feuchte	[%]
6	Tagesmittel des Luftdrucks	[hPa]
7	Tagesmittel des Dampfdrucks	[hPa]
8	Tagessumme der Sonnenscheindauer	[h]
9	Tagesmittel des Bedeckungsgrades	[octas]
10	Tagesmittel der Windstärke	[Bft]

Tab. 2.5.5.3: Verfügbare Wetterelemente, Modell WETTREG (Quelle: Eigene Darstellung nach Spekat & Enke & Kreienkamp 2007, S. 10).

Temperatur/Niederschlag:

Wie das Temperatursignal in Abb. XX zeigt, verliert sich der Meereseinfluss im nordwestdeutschen Tiefland schon auf relativ kurzer Strecke (vgl. Spekat & Kreienkamp & Enke, 2007, S. 72). Das bedeutet, dass die Erwärmung, bzw. das Erwärmungssignal, dort höher ausfällt als direkt an der Küste und laut Szenario A1B für den Zeitraum 2071/2100 konkret eine Erhöhung der Tagesmitteltemperatur um bis zu +2,5 K im Vergleich zum Kontrolllauf zu erwarten ist. Szenario B1 zeigt eine Erhöhung um +2,0 K, was die küstennahen Werte um ein halbes Grad übersteigt. Auch die Tatsache, dass sich die Zahl der heißen Tage (vgl. Tab. 2.5.5.) mit einer Höchsttemperatur über 30°C deutlich stärker erhöht als die Zahl der Tropennächte (vgl. Tab. 2.5.5.5) spricht dafür, dass bereits das küstennahe Hinterland weniger stark maritim geprägt ist als die Küstengebiete, denn dort nehmen heiße Tage in der selben Größenordnung zu wie die Tropennächte (vgl. Spekat & Kreienkamp & Enke, 2007, S. 72).

In Hinblick auf den Sommerniederschlag ist in Nordwestdeutschland insgesamt ein Rückgang zu erwarten. Dieser liegt entlang der Elbmündung überdurchschnittlich bei bis zu -20 bis -25%, ansonsten unterdurchschnittlich bei -10 bis -20% (vgl. Abb. XX) (vgl. Spekat & Kreienkamp & Enke, 2007, S. 72). Der Winterniederschlag könnte einen Zuwachs erfahren, doch fällt dieser mit +15 bis +25% im Vergleich zu den übrigen Teilen Deutschlands eher gering aus. Für den Raum Hamburg zeigen alle Szenarios sogar nur eine Zunahme von +5 bis +15% (vgl. Abb.) (vgl. Spekat & Kreienkamp & Enke, 2007, S. 72f.). Hierzu sei ergänzt, „dass Aussagen über geringe Niederschlagsveränderungen (weniger als 10-15%) eine reduzierte Belastbarkeit besitzen“ (Spekat & Kreienkamp & Enke, 2007, S. 73).

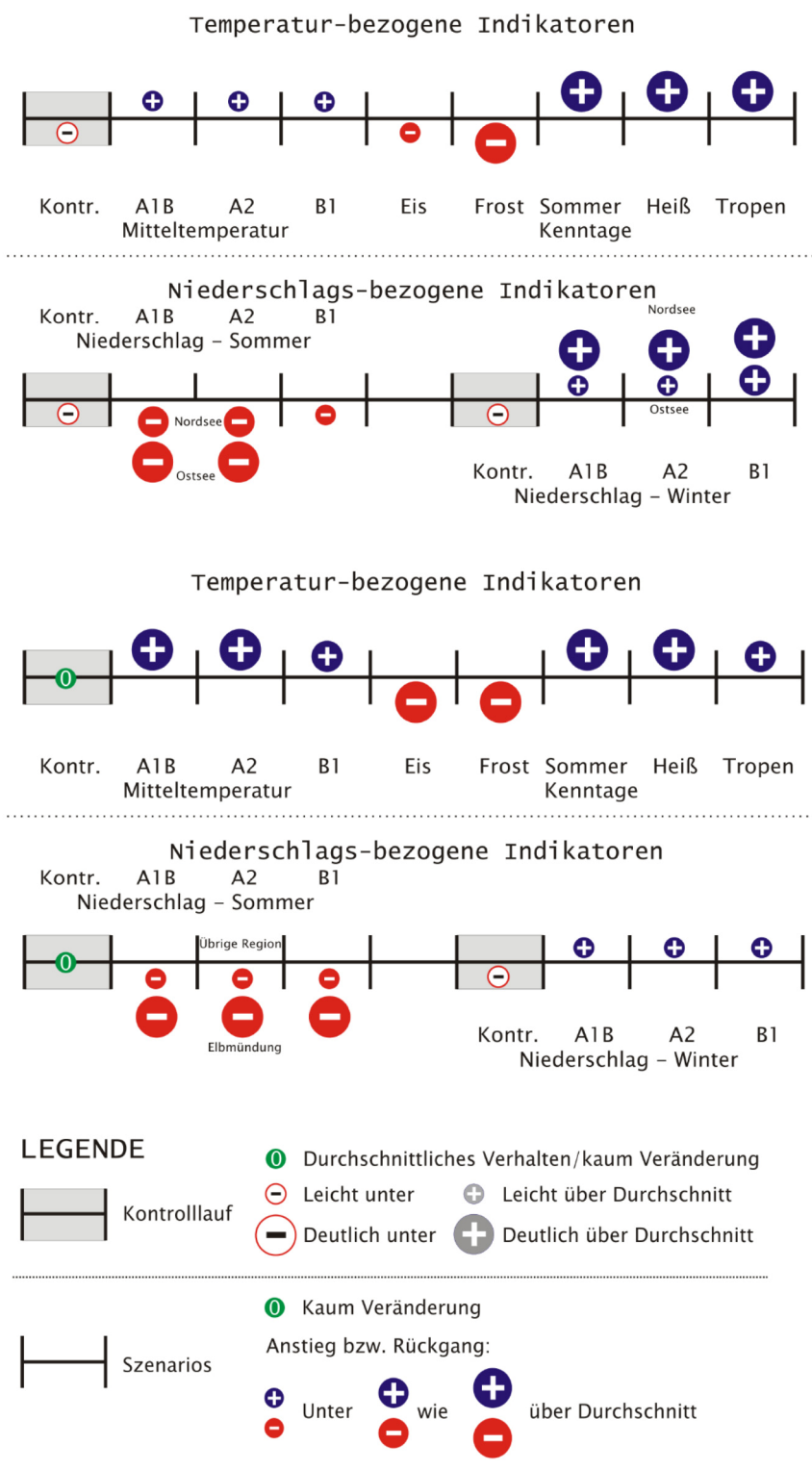


Abb. 2.5.5.13: Schematische Darstellung des Klimazustands und der Klimaänderung für das Nordwestdeutsche Tiefland. Unterschiede in Teilregionen, wie hier bei der Elbmündung, sind, wo notwendig, mit zwei Symbolen dargestellt, Modell WETTREG (Quelle: Spekat & Enke & Kreienkamp, 2007, S. 70, 72).

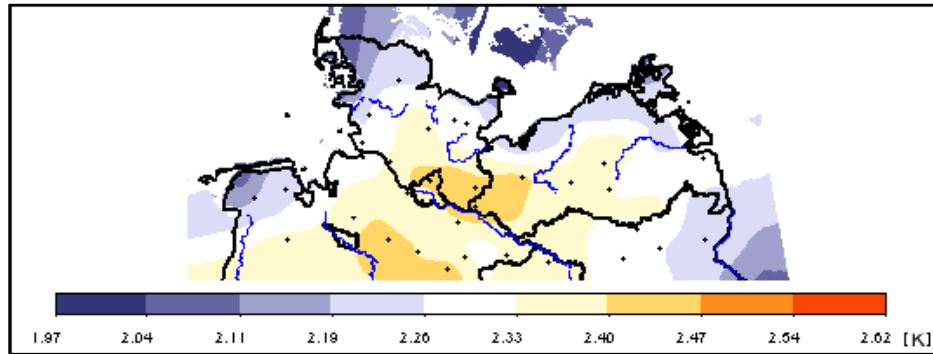


Abb. 1.5.5.14: Tagesmitteltemperatur im Vergleich der Periode 2071-2100 (Szenario A1B) mit Kontrolllauf für die küstennahen Gebiete. Die Farbskala wurde auf den Wertebereich angepasst, um den Signalverlauf von der Küste ins Tiefland herauszuarbeiten, Modell WETTREG (Quell: Spekat & Enke & Kreienkamp, 2007, S. 73).

Tab. 2.5.5.4 zeigt die Veränderungen in der Anzahl der jeweiligen Kenntage (Definition vgl. Tab. 2.5.5.) für den Kontrolllauf 1981/1990 im Vergleich zur Periode 2091/2100 für die Szenarien A1B, A2 und B1. Sämtliche Szenarien simulieren einen klaren Rückgang der Eis- und Frosttage; bei den Sommertagen, Heißen Tagen und den Tropennächten ist ein deutlicher Zuwachs zu verzeichnen (vgl. Tab. 2.5.5.4).

Name	Definition
Eistag	Maximumtemperatur $\leq 0^{\circ}\text{C}$
Frosttag	Minimumtemperatur $\leq 0^{\circ}\text{C}$
Sommertag	Maximumtemperatur $\geq 25^{\circ}\text{C}$
Heißer Tag	Maximumtemperatur $\geq 30^{\circ}\text{C}$
Tropennacht	Minimumtemperatur $\geq 20^{\circ}\text{C}$

Tab. 2.5.5.4: Definition der Kenntage: „Kenntage sind Tage, an denen Schwellenwerte über- bzw. unterschritten werden“, Modell WETTREG (Spekat & Kreienkamp & Enke, 2007, S. 8) (Quelle: Eigene Darstellung nach Spekat & Enke & Kreienkamp, 2007, S. 53).

Station Hamburg	Eistage	Frosttage	Sommertage	Heiße Tage	Tropennächte
1981-1990 Kon.	15,0	75,4	22,2	3,6	0,4
2091-2100 A1B	-10,8	-47,4	24,2	5,0	1,4
2091-2100 A2	-10,8	-46,2	21,9	6,8	2,1
2091-2100 B1	-11,1	-38,4	19,9	2,6	0,4

Tab. 2.5.5.4: Anzahl der Kenntage für den Kontrolllauf (1981-1990) und ihre Veränderung bis zur Periode 2091-2100 für die Szenarios A1B, A2 und B1 für die Station Hamburg. Erste Zeile: Mittlere Anzahl der Tage pro Jahr. Zweite bis vierte Zeile: Differenz der Zahl der Tage (Kontrolllauf minus Szenario), Modell WETTREG (Quelle: Eigene Darstellung nach Spekat & Enke & Kreienkamp, 2007, S. 73).

Tagesmitteltemperatur:

Abb. 2.5.5.15 gibt die mittlere Temperatur des Kontrollzeitraumes 1961/1990 an. Betrachtet man die Metropolregion Hamburg, so liegt das Temperaturmittel bei +8 bis +9°C. Ein kleiner Teil an der Küste im Landkreis Cuxhaven verzeichnet eine höhere mittlere Tagestemperatur von +9 bis +10°C, doch dieser Bereich fällt flächenmäßig nicht ins Gewicht und wird deshalb bei der Betrachtung nicht weiter betrachtet.

In Abb. 2.5.5.16 wird die simulierte Differenz der Tagesmitteltemperatur zwischen dem Zeitraum 2071/2100 und dem Zeitraum 1961/1990 für das Emissionsszenario A1B gezeigt. Sie liegt im Inneren der Metropolregion Hamburg bei einem Zuwachs zwischen +2,33 bis +2,50°C, Richtung Küste zwischen +2,17 bis +2,33°C.

Das Emissionsszenario B1 zeigt für den Zeitraum 2071/2100 im Raum Hamburg eine Temperaturerhöhung zwischen +1,83 und +2,00°C. Im Elbmündungsgebiet und an der Küste wird von einer geringeren Temperaturzunahme von nur +1,67 bis +1,83°C ausgegangen. (vgl. Abb. 1.5.5.9).

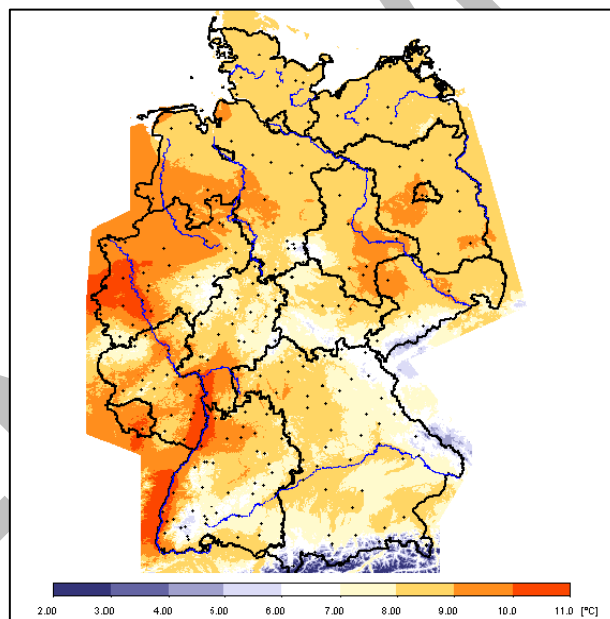


Abb. 2.5.5.15: Tagesmitteltemperatur in Deutschland über den Zeitraum 1961-1990 (ECHAM5-Kontrolllauf) gemittelt; blau: niedrige Temperatur, rot: hohe Temperatur; Flächenmittel: 8,2°C; die schwarzen Punkte sind die Klimastationen, Modell WETTREG (Quelle: UBA, 2007, S. 6).

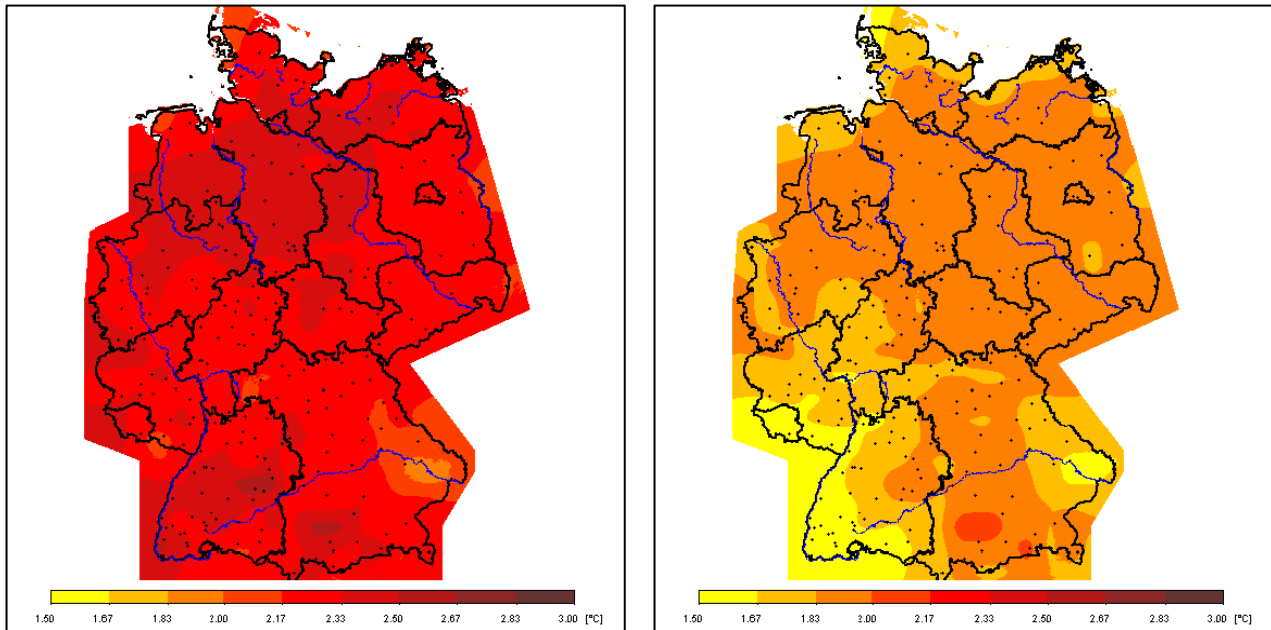


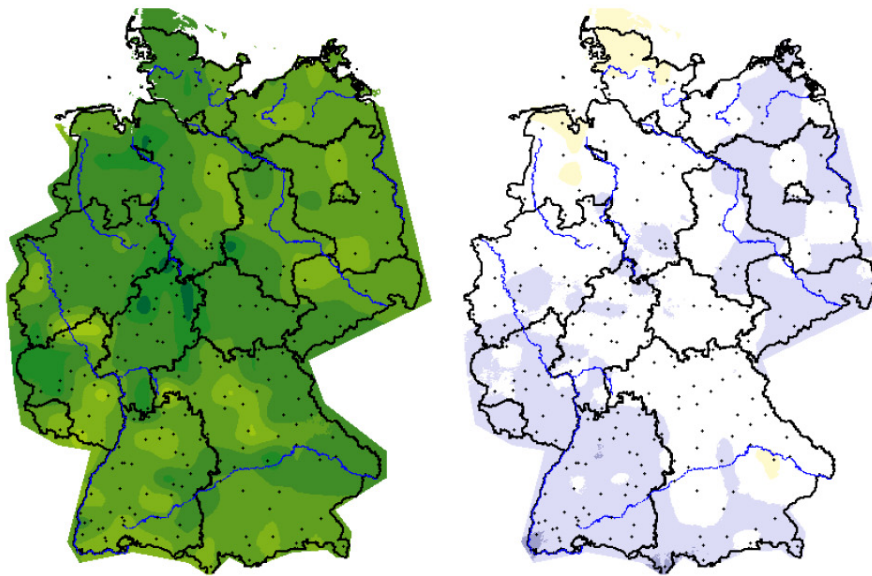
Abb. 1.5.5.16 (oben links): Tagesmitteltemperatur in Deutschland: Differenz zwischen dem Zeitraum 2071-2100 und dem Zeitraum 1961-1990 für das Emissionsszenario A1B; gelb: geringe Temperaturzunahme bis Ende des 21. Jahrhunderts, dunkelrot: starke Temperaturzunahme bis Ende des 21. Jahrhunderts; Flächenmittel: 2,3°C, Modell WETTREG (Quelle: UBA, 2007, S. 7).

Abb. 1.5.5.9 (oben rechts): Tagesmitteltemperatur in Deutschland: Differenz zwischen dem Zeitraum 2071-2100 und dem Zeitraum 1961-1990 für das Emissionsszenario B1; gelb: geringe Temperaturzunahme bis Ende des 21. Jahrhunderts, dunkelrot: starke Temperaturzunahme bis Ende des 21. Jahrhunderts; Flächenmittel: 1,8°C, Modell WETTREG (Quelle: UBA, 2007, S. 8).

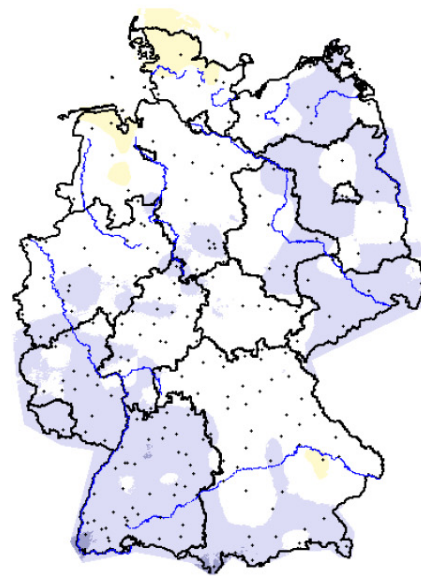
Bedeckungsgrad:

Für die Region Hamburg zeigt der Kontrolllauf 1961/1990 in Abb. 2.5.5.10 einen Bedeckungsgrad zwischen 5,11 und 5,78 Achteln (Octas)¹. Für den Zeitraum 2071/2100 simuliert Szenario A1B einen Rückgang des Bedeckungsgrades um bis zu -0,47 Octas. Szenario A2 kommt zum gleichen Ergebnis, während Szenario B1 einen Rückgang von bis zu -0,33 Octas verzeichnet. Die Werte variieren zwar ein wenig, doch ein Rückgang des Bedeckungsgrades ist eindeutig.

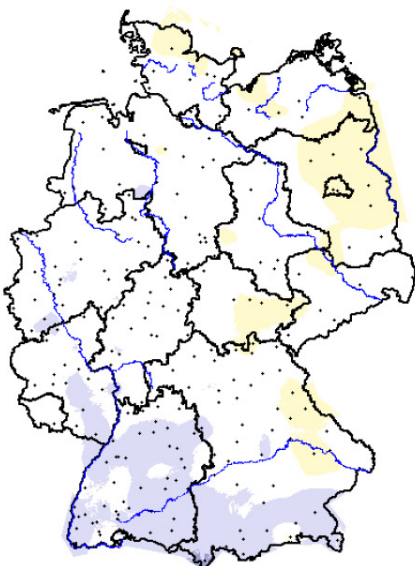
¹ Der Bedeckungsgrad von Wolken wird in Achtel (Octas) angegeben.



(a) Kontrolllauf



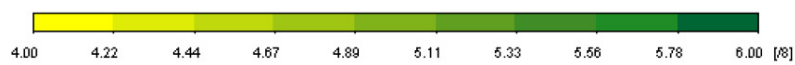
(b) Szenario A1B



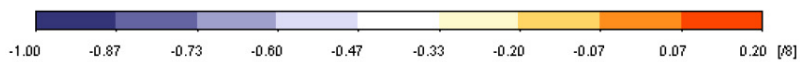
(c) Szenario A2



(d) Szenario B1



(e) Wertebereich Kontrolllauf



(f) Wertebereich Szenario

Abb. 2.5.5.10: Kartendarstellung des Bedeckungsgrads in Deutschland für das Jahr. (a) ECHAM5-Kontrolllauf für den Zeitraum 1961-1990; (b) - (d) Differenz zwischen den Szenarios A1B, A2, bzw. B1, Zeitraum 2071-2100 und dem Kontrolllauf 1961-1990, Modell WETTREG (Quelle: Spekat & Enke & Kreienkamp, 2007, S. 98).

Windgeschwindigkeit:

Für den Kontrolllauf zeigt Abb. 2.5.5.11 für Hamburg eine mittlere Windgeschwindigkeit von 2,00 bis 3,33 m/s. Szenario A1B projiziert für den Zeitabschnitt 2071/2100 eine Abnahme von bis zu -0,33 m/s. Die Szenarien A2 und B1 hingegen zeigen Änderungen zum Kontrolllauf, die im Bereich von -0,11 bis +11m/s liegen. Diese Änderungen erscheinen als zu geringfügig, um sie als Trend bzw. belastbare Werte anzusehen.

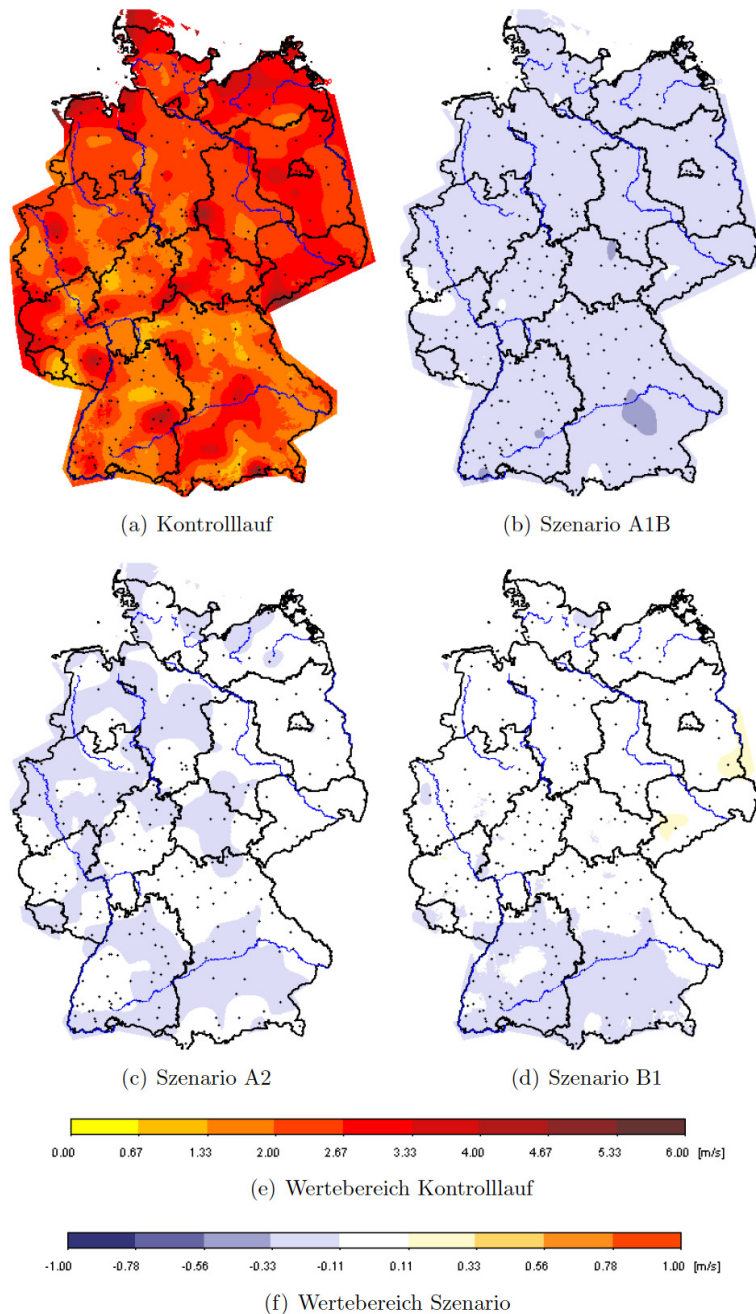


Abb. 2.5.5.11: Kartendarstellung des Tagesmittels der Windgeschwindigkeit in Deutschland für das Jahr. (a) ECHAM5-Kontrolllauf für den Zeitraum 1961-1990; (b) - (d) Differenz zwischen den Szenarios A1B, A2, bzw. B1, Zeitraum 2071-2100 und dem Kontrolllauf 1961-1990, Modell WETTREG (Quelle: Spekat, Enke, Kreienkamp, 2007, S. 101).

Gerade die zuletzt angesprochenen Ergebnisse bzgl. Windgeschwindigkeiten sind ähnlich zu den Ergebnissen, wie sie von v. Storch et al. (2007) erarbeitet wurden.

Abb. 2.5.5.19 zeigt die möglichen Veränderungen von Temperatur, Niederschlag und Wind für die Zeithorizonte 2030 und 2085 gegenüber den heutigen Verhältnissen differenziert nach Winter und Sommer für den Raum Norddeutschland.

Die Simulationen zeigen, dass ein Anstieg der Temperaturen um circa $+1^{\circ}\text{C}$ sowohl im Tagesmittel als auch im Tagesminimum und -maximum bis zum Jahre 2030 im Vergleich zum Ende des 20. Jahrhunderts als wahrscheinlich angenommen werden kann. Für den Zeithorizont 2085 besteht die Möglichkeit eines Temperaturanstiegs im Winter bis $+3^{\circ}\text{C}$ und im Sommer bis $+3,5^{\circ}\text{C}$.

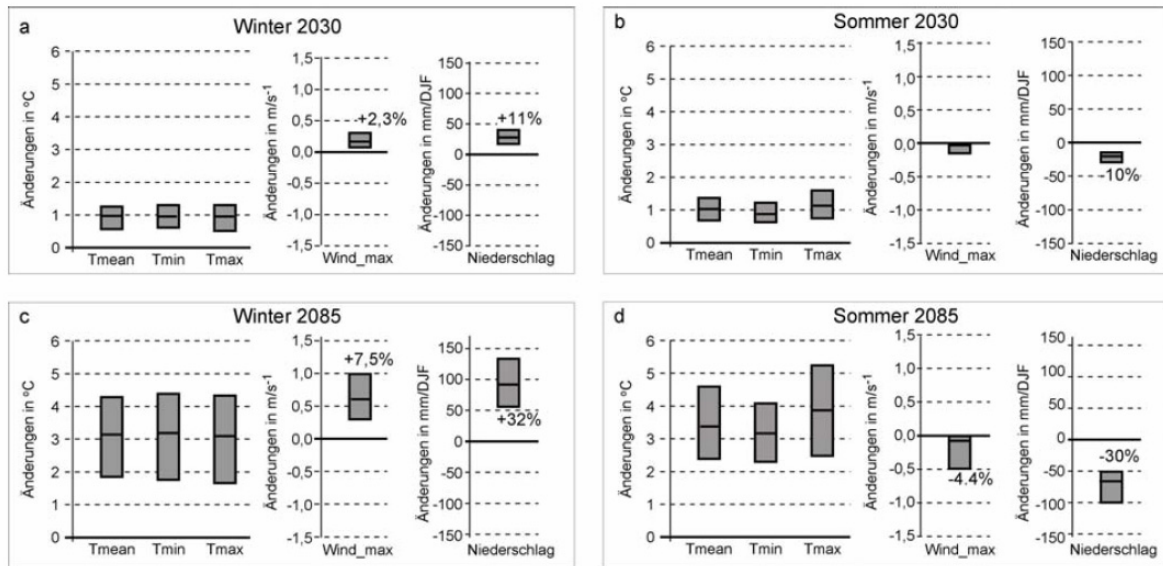


Abb. 2.5.5.19: Szenarien von Änderungen der Temperatur (Tagesmittel, Tagesmaximum, Tagesminimum), der maximalen Windgeschwindigkeit und der monatlichen Summe der Niederschläge in Norddeutschland (Mittelwerte des Gebietes Schleswig-Holstein, Hamburg und Niedersachsen). Oben: Zeithorizont 2030; Unten: Zeithorizont 2085. Rechts: Sommermonate. Links: Wintermonate (Quelle: von Storch et al., 2007, S. 10).

Die Ergebnisse der Szenarienrechnungen der im PRUDENCE-Projekt betrachteten regionalen Klimamodelle geben generell feuchter werdende Winter, mit einem Zuwachs der monatlichen Niederschlagssummen von $+10\text{mm}/\text{Monat}$ in 2030 und etwa $+30\text{mm}/\text{Monat}$ in 2085, an. Im ganzjährigen Verlauf zeigen die Modellsimulationen eine Zunahme des Niederschlags, welcher sich je nach globalem Antrieb im Frühling oder in den Herbstmonaten deutlicher zeigt. Betrachtet man die Windgeschwindigkeiten, so nehmen sie in allen Szenarien im Sommer leicht um circa -4 bis -5% ab. Im Winter wird dagegen bis zum Ende des 21. Jahrhunderts ein mäßiger Anstieg um im Schnitt $+7,5$ bis $+10\%$ erwartet (vgl. von Storch et al., 2007, S. 4; vgl. Woth & von Storch, 2008, S. 15f).

Im zweiten Teil dieses Abschnitts wird auf die vergleichende Auswertung des DWD zu den vier Regionalen Klimamodellen Bezug genommen (s. o. ZWEK-Projekt). Dies bietet sich an, weil jeweils die gleichen Zeiträume betrachtet wurden: 2021/2050 bzw. 2071/2100 jeweils im Vergleich zu 1971/2000 und weil für alle Modelle das A1B-Szenario betrachtet wurde.

Grundlage hierfür sind die Resultate der vier regionalen Klimamodelle REMO, CLM, STAR und WETTREG. Die Modelle wurden mit den Daten des globalen Klimamodells ECHAM5-T63L31/MPI-OM angetrieben (REMO, CLM, WETTREG) bzw. die Vorgaben für die regionalen Modelle aus jenem globalen Modell abgeleitet (STAR) (vgl. DWD, 2007, S. 1). In der ersten Projektphase von

ZWEK wurden die Simulationsergebnisse der regionalen Klimamodelle ausgewertet und anschließend gegenübergestellt. Nachfolgend werden die bisherigen Ergebnisse der Gegenüberstellung der Regionalen Modelle im Rahmen des Projekts ZWEK vorgestellt². Verdeutlicht werden sie anhand von Tabellen, wobei in diesen Tabellen die Werte aufgeführt sind, welche sich auf den flächenmäßig größten Teil der Metropolregion Hamburg beziehen. Auf Randgebiete und Areale, für welche geringfügige Abweichungen von den in den Tabellen angegebenen Werten berechnet wurden, die aber aufgrund ihrer sehr geringen Fläche nicht weiter ins Gewicht fallen, wird der Vollständigkeit halber nur im Text kurz eingegangen.

3.2.4 Temperatur der Metropolregion Hamburg

Jahresmitteltemperatur Metropolregion Hamburg

Jahresmitteltemperatur Metropolregion Hamburg Änderung im Vergleich zu 1971/2000 (8,1°C – 10,0°C), Emissionsszenario A1B		
Regionales Klimamodell	Änderung für 2021/2050 in K	Änderung für 2071/2100 in K
REMO	+ 1,00 K – + 1,25 K	+ 2,75 K – + 3,00 K
CLM	+ 0,75 K – + 1,00 K	+ 2,75 K – + 3,00 K
WETTREG	+ 0,75 K – + 1,00 K	+ 2,25 K – + 2,50 K
STAR	+ 1,50 K – + 1,75 K	Projektionsrechnung nur bis 2055

Tab. 2.5.5.5: Änderung der mittleren Temperaturwerte in der Metropolregion Hamburg im Jahr im Vergleich zu 1971/2000 für 2021/2050 und 2071/2100 – Szenario A1B – ZWEK-Ergebnisse (Quelle: eigene Darstellung nach DWD, 2008).

Als Ausgangslage sind für den Zeitraum 1971/2000 in der Metropolregion Hamburg gemessene mittlere Jahrestemperaturwerte zwischen 8,1 und 10,0°C angegeben (vgl. Tab. 2.5.5.).

Simulationszeitraum 2021/2050 (vgl. Tab. 2.5.5.)

- REMO zeigt für den Simulationszeitraum 2021/2050 für den überwiegenden Anteil der Fläche der Metropolregion Hamburg Temperaturänderungen von +1 bis +1,25 K. Nur für einen kleinen Bereich im Südwesten und Westen werden Änderungswerte von +0,75 bis +1 K angegeben.
- CLM berechnet eine Temperaturänderung von +0,75 bis 1 K. Im Kreis Dithmarschen zur Küste hin werden abweichende Änderungen von +1 bis +1,25 K gezeigt.

² An dieser Stelle sei dem DWD, vor allem Herrn Thomas Deutschländer, für die freundliche Bereitstellung der Daten im Rahmen des ZWEK-Projektes gedankt.

- WETTREG projiziert für den größten Bereich Änderungswerte zwischen +0,75 und 1 K, im Nordosten und Norden der Metropolregion zwischen +0,5 und +0,75 K.
- STAR gibt Temperaturänderungen zwischen +1,5 und +1,78 K an. Im Kreis Dithmarschen und Steinburg wird eine geringere Änderung der Temperatur mit Werten zwischen +1,25 und +1,5 K angenommen.
- Zusammengefasst liegen die durch die Klimamodelle simulierten Änderungswerte zwischen +0,75 und +1,75 K. STAR zeigt dabei mit einer Temperaturerhöhung von bis zu +1,75 K die stärksten Änderungen, während WETTREG mit Werten zwischen +0,5 und +1,0 K die geringste Temperaturerhöhung bis zum Jahre 2050 projiziert.

Simulationszeitraum 2071/2100 (vgl. Tab. 2.5.5.)

- REMO gibt für den Simulationszeitraum 2071/2100 eine mittlere Temperaturänderung von +2,75 bis +3,0 K an.
- CLM zeigt ebenfalls Änderungswerte zwischen +2,75 und 3,0 K.
- WETTREG berechnet Änderungen zwischen +2,25 und 2,5 K, im Kreis Dithmarschen entlang der Küste zwischen +2,0 und +2,25 K.
- STAR zeigt bislang Projektionsberechnungen bis zum Jahre 2055.
- Insgesamt kann für den Zeitraum 2071/2100 eine Temperaturerhöhung zwischen 2,0 und 3,0 K angenommen werden. Auch hier zeigt WETTREG mit Werten zwischen +2,0 und 2,5 K die niedrigsten Werte.

Mittlere Temperatur Metropolregion Hamburg – Frühling

Mittlere Temperatur Metropolregion Hamburg – Frühling		
Änderung im Vergleich zu 1971/2000 (6,1°C – 10,0°C)		
Emissionsszenario A1B		
Regionales Klimamodell	Änderung für 2021/2050 in K	Änderung für 2071/2100 in K
REMO	+ 0,00 K – + 0,50 K	+ 1,50 K – + 2,50 K
CLM	+ 0,00 K – + 0,50 K	+ 2,50 K – + 2,00 K
WETTREG	+ 0,00 K – + 0,50 K	+ 0,50 K – + 1,00 K
STAR	+ 1,00 K – + 2,00 K	Projektionsrechnung nur bis 2055

Tab. 2.5.5.6: Änderung der mittleren Temperaturwerte in der Metropolregion Hamburg im Frühling im Vergleich zu 1971/2000 für 2021/2050 und 2071/2100 – Szenario A1B – ZWEK-Ergebnisse (Quelle: eigene Darstellung nach DWD, 2008).

Als Ausgangslage sind für den Zeitraum 1971/2000 in der Metropolregion Hamburg im Frühling gemessene mittlere Lufttemperaturen zwischen 6,1 und 10,0°C angegeben (vgl. Tab. 2.5.5.).

Simulationszeitraum 2021/2050 (vgl. Tab. 2.5.5.)

- REMO projiziert für den Zeitraum 2021/2050 im Frühling in den meisten Gebieten der Metropolregion Hamburg eine Temperaturänderung von +0,0 bis +0,5 K. An der Küste im Elbmündungsgebiet wird eine Zunahme zwischen 0,5 und 1 K berechnet.
- CLM und WETTREG zeigen übereinstimmend Änderungswerte zwischen +0,0 und +0,5 K.
- STAR gibt Werte von +1,0 bis +2,0 K an.
- Zusammengefasst zeigen die Klimamodelle Änderungswerte in einer Spanne von +0,0 bis 2,0 K, wobei STAR mit einer simulierten Temperaturerhöhung bis zu 2,0 K eindeutig den höchsten Änderungswert berechnet.

Simulationszeitraum 2071/2100 (vgl. Tab. 2.5.5.)

- REMO projiziert für den Zeitraum 2071/2100 im Frühling eine mittlere Temperaturänderung von +1,5 bis +2,5 K.
- CLM zeigt mit Werten zwischen +1,5 und +2,0 K eine ähnliche Größenordnung.
- WETTREG berechnet für den größten Teil der Metropolregion Änderungen zwischen +0,5 und +1,0 K, im Nordwesten Richtung Küste stärkere Änderungen im Bereich von +1,0 bis +1,5 K.
- STAR zeigt bislang Projektionsberechnungen bis zum Jahre 2055.
- Zusammengefasst zeigen die Klimamodelle für den Zeitraum 2071/2100 eine mittlere Temperaturänderung im Frühling von +0,5 bis 2,5 K. WETTREG projiziert mit Änderungswerten bis 1,0 K die geringste, REMO mit Werten bis zu 2,5 K die stärkste Erwärmung.

Mittlere Temperatur Metropolregion Hamburg – Sommer

Mittlere Temperatur Metropolregion Hamburg – Sommer Änderung im Vergleich zu 1971/2000 (16,1°C – 18,0°C) Emissionsszenario A1B		
Regionales Klimamodell	Änderung für 2021/2050 in K	Änderung für 2071/2100 in K
REMO	+ 0,50 K – + 1,00 K	+ 2,50 K – + 3,00 K
CLM	+ 0,50 K – + 1,00 K	+ 2,50 K – + 3,00 K
WETTREG	+ 0,50 K – + 1,00 K	+ 2,00 K – + 2,50 K
STAR	+ 1,50 K – + 2,00 K	Projektionsrechnung nur bis 2055

Tab. 2.5.5.7: Änderung der mittleren Temperaturwerte in der Metropolregion Hamburg im Sommer im Vergleich zu 1971/2000 für 2021/2050 und 2071/2100 – Szenario A1B – ZWEK-Ergebnisse (Quelle: eigene Darstellung nach DWD, 2008).

Als Ausgangslage sind für den Zeitraum 1971/2000 in den größten Teilen der Metropolregion Hamburg im Sommer mittlere Lufttemperaturen zwischen 16,1 und 18,0°C angegeben.

Nur Richtung Küste im Kreis Dithmarschen und auch in kleinen Teilen der Kreise Steinburg, Pinneberg und Harburg liegt die Ausgangstemperatur etwas geringer bei 14,1 bis 16,0°C (vgl. Tab. 2.5.5.).

Simulationszeitraum 2021/2050 (vgl. Tab. 2.5.5.)

- Die drei Modelle REMO, CLM und WETTREG zeigen übereinstimmend für den Zeitraum 2021/2050 sommerliche Temperaturänderungen zwischen +0,5 und +1,0 K.
- STAR zeigt Änderungswerte zwischen +1,5 und +2,0 K.
- Die aus den vier vorliegenden Klimamodellen zusammengefasste Spanne der simulierten Temperaturänderungen liegt zwischen +0,5 und +2,0 K. STAR berechnet mit einer Erwärmung bis zu 2,0 K die höchsten Änderungswerte.

Simulationszeitraum 2071/2100 (vgl. Tab. 2.5.5.)

- REMO gibt in den größten Teilen der Metropolregion für den Zeitraum 2071/2100 sommerliche Temperaturänderungen von + 2,5 bis +3,0 K an. Nur an der Küste im Elbmündungsgebiet simuliert das Modell Änderungswerte zwischen +2,0 und +2,5 K.
- CLM berechnet ebenfalls Änderungen von +2,5 bis +3,0 K.
- WETTREG projiziert als Haupttendenz eine Temperaturzunahme zwischen +2,0 und +2,5 K, entlang der Elbe nahe der Küste zwischen +1,5 und +2,0 K.
- STAR zeigt bislang Projektionsberechnungen bis zum Jahre 2055.
- Insgesamt ist für den Großteil der Region mit einer Temperaturerhöhung von 2,0 bis 3,0 K zu rechnen.

Mittlere Temperatur Metropolregion Hamburg – Herbst

Mittlere Temperatur Metropolregion Hamburg – Herbst Änderung im Vergleich zu 1971/2000 (8,2°C – 10,0°C) Emissionsszenario A1B		
Regionales Klimamodell	Änderung für 2021/2050 in K	Änderung für 2071/2100 in K
REMO	+ 1,00 K – + 1,50 K	+ 2,50 K – + 3,00 K
CLM	+ 1,00 K – + 1,50 K	+ 3,00 K – + 3,50 K
WETTREG	+ 0,50 K – + 1,00 K	+ 2,00 K – + 2,50 K
STAR	+ 1,00 K – + 2,00 K	Projektionsrechnung nur bis 2055

Tab. 2.5.5.8: Änderung der mittleren Temperaturwerte in der Metropolregion Hamburg im Herbst im Vergleich zu 1971/2000 für 2021/2050 und 2071/2100 – Szenario A1B – ZWEK-Ergebnisse (Quelle: eigene Darstellung nach DWD, 2008).

Als Ausgangslage sind für den Zeitraum 1971/2000 in der Metropolregion Hamburg im Herbst gemessene mittlere Lufttemperaturen zwischen 8,2 und 10,0°C angegeben (vgl. Tab. 2.5.5.).

Simulationszeitraum 2021/2055 (vgl. Tab. 2.5.5.)

- Sowohl REMO als auch CLM geben für den Simulationszeitraum 2021/2055 mittlere Temperaturänderungen im Herbst zwischen +1,0 und +1,5 K an.
- Bei WETTREG liegen die Berechnungen zwischen +0,5 und +1,0 K, STAR zeigt Änderungswerte von +1,0 bis +2,0 K.
- Die Spanne der berechneten Änderungswerte liegt insgesamt zwischen +1,0 und +2,0 K, wobei WETTREG mit Werten von +0,5 bis +1,0 K die geringste Temperaturzunahme und STAR mit Änderungen zwischen +1,0 und +2,0 K die stärkste Temperaturzunahme angibt.

Simulationszeitraum 2071/2100 (vgl. Tab. 2.5.5.)

- Für die flächenmäßig größten Teile des Untersuchungsgebietes wird durch REMO eine Temperaturzunahme von +2,5 bis +3,0K vorhergesagt, im Süden sogar von +3,0 bis +3,5 K.
- Im Gegensatz dazu zeigt CLM für den Großteil der Metropolregion Hamburg eine Erhöhung der Temperatur um +3,0 bis +3,5 K. An der Küste im Elbmündungsgebiet liegt die berechnete Temperaturänderung zwischen +2,5 und +3,0 K.
- WETTREG gibt für das gesamte Untersuchungsgebiet Änderungswerte von +2,0 bis +2,5 K an.
- STAR zeigt bislang Projektionsberechnungen bis zum Jahre 2055.
- Die berechneten Werte der Temperaturänderungen für den Zeitraum 2071/2100 im Herbst liegen zusammengefasst zwischen +2,0 und +3,5 K. WETTREG zeigt mit Werten im Bereich von +2,0 bis +2,5 K die geringste Temperaturzunahme.

Mittlere Temperatur Metropolregion Hamburg – Winter

Mittlere Temperatur Metropolregion Hamburg – Winter Änderung im Vergleich zu 1971/2000 (0,1°C – 2,0°C) Emissionsszenario A1B		
Regionales Klimamodell	Änderung für 2021/2050 in K	Änderung für 2071/2100 in K
REMO	+ 1,50 K – + 2,00 K	+ 3,50 K – + 4,00 K
CLM	+ 1,00 K – + 1,50 K	+ 3,50 K – + 4,00 K
WETTREG	+ 1,50 K – + 2,00 K	+ 4,00 K – + 4,50 K
STAR	+ 1,50 K – + 2,00 K	Projektionsrechnung nur bis 2055

Tab. 2.5.5.9: Änderung der mittleren Temperaturwerte in der Metropolregion Hamburg im Winter im Vergleich zu 1971/2000 für 2021/2050 und 2071/2100 – Szenario A1B – ZWEK-Ergebnisse (Quelle: eigene Darstellung nach DWD, 2008).

Als Ausgangslage sind für den Zeitraum 1971/2000 in der Metropolregion Hamburg im Winter gemessene mittlere Lufttemperaturen zwischen 0,1 und 2,0°C angegeben. Direkt im Stadtgebiet liegen die Werte bei > 2,0°C (vgl. Tab. 2.5.5.).

Simulationszeitraum 2021/2055 (vgl. Tab. 2.5.5.)

- Die Modelle REMO, WETTREG und STAR zeigen einheitliche Änderungswerte zwischen +1,5 und +2,0 K.
- CLM berechnet für den Simulationszeitraum 2021/2055 eine winterliche Temperaturänderung zwischen +1,0 und +1,5 K.
- Die Berechnungen der Modelle liegen zusammengefasst bei Änderungswerten zwischen +1,0 und +2,0 K, wobei CLM Verhältnis geringere Änderungen zeigt.

Simulationszeitraum 2071/2100 (vgl. Tab. 2.5.5.)

- REMO und CLM geben für den Zeitraum 2071/2100 eine Temperaturzunahme um +3,5 bis +4,0 K an.
- WETTREG projiziert eine Erwärmung zwischen +4,0 und +4,5 K.
- STAR zeigt bislang Projektionsberechnungen bis zum Jahre 2055.
- Insgesamt wird eine Temperaturänderung zwischen +3,5 und +4,5 K durch die Klimamodelle angegeben. WETTREG zeigt mit Werten von bis zu 4,5 K die stärksten Temperaturveränderungen.

3.2.5 Niederschläge in der Metropolregion Hamburg

Mittlere Niederschlagsmenge - Jahr

Mittlere Niederschlagsmenge Metropolregion Hamburg – Jahr Änderung im Vergleich zu 1971/2000 (701mm – 900mm) Emissionsszenario A1B		
Regionales Klimamodell	Änderung für 2021/2050 in %	Änderung für 2071/2100 in %
REMO	- 5% – + 10%	- 5% – + 15%
CLM	- 5% – + 5%	- 5% – + 10%
WETTREG	- 5% – + 5%	- 5% – + 5%
STAR	- 5% – + 5%	Projektionsrechnung nur bis 2055

Tab. 2.5.5.5: Änderung der mittleren Niederschlagsmenge in der Metropolregion Hamburg im Jahr im Vergleich zu 1971/2000 für 2021/2050 und 2071/2100 – Szenario A1B – ZWEK-Ergebnisse (Quelle: eigene Darstellung nach DWD, 2008).

Als Ausgangslage ist für den Zeitraum 1971/2000 in der Metropolregion Hamburg eine mittlere Jahresniederschlagsmenge zwischen 701 und 900 mm angegeben, wobei die Niederschlagsmenge Richtung Küste zunimmt (vgl. Tab. 2.5.5.5).

Simulationszeitraum 2021/2055 (vgl. Tab. 2.5.5.5)

- REMO berechnet für den Zeitraum 2021/2055 Niederschlagsänderungen um –5 bis +10% (nicht niederschlagskorrigierter REMO-Lauf).
- CLM projiziert für die größte Fläche der Metropolregion Niederschlagsänderungen zwischen –5 und +5%, im äußersten Westen der Elbmündung Änderungen zwischen +5 und +10%.
- Die Ergebnisse von WETTREG und STAR liegen bei Änderungen zwischen –5 und +5%.
- Zusammengefasst liegt die Spanne der möglicherweise auftretenden Niederschlagsänderungen im Wertebereich von –5 bis +10%. Dies erscheint angesichts der natürlichen Variabilität des Niederschlags als nicht sehr bedeutsam.

Simulationszeitraum 2071/2100 (vgl. Tab. 2.5.5.5)

- Die projizierten Niederschlagsänderungen durch REMO liegen für den Simulationszeitraum 2071/2100 bei –5 bis +15%.
- CLM zeigt um –5 bis +10% veränderte Niederschlagsmengen.
- WETTREG berechnet für die meisten Gebiete des Untersuchungsgebietes Änderungen zwischen –5 und +5%, im Süden auch Änderungen zwischen +5 und +10%.
- STAR zeigt bislang Projektionsberechnungen bis zum Jahre 2055.
- Insgesamt liegen die prognostizierten Niederschlagsänderungen zwischen –5 und +15%, wobei REMO mit Werten bis zu +15% eindeutig den stärksten möglichen Niederschlagszuwachs berechnet.
- Das erscheint vor allem vor dem Hintergrund der prinzipiellen Schwierigkeit, Niederschlagsänderungen in Regionalen Klimamodellen zu projizieren und der natürlichen Variabilität des Niederschlags als verhältnismäßige geringe Änderung.

Mittlere Niederschlagsmenge – Frühling

Mittlere Niederschlagsmenge Metropolregion Hamburg – Frühling		
Änderung im Vergleich zu 1971/2000 (141mm – 180mm)		
Emissionsszenario A1B		
Regionales Klimamodell	Änderung für 2021/2050 in %	Änderung für 2071/2100 in %
REMO	- 5% – + 15%	- 5% – + 15%
CLM	- 5% – + 5%	+ 5% – + 15%
WETTREG	- 5% – + 5%	- 5 % – + 5%
STAR	-15% – + 5%	Projektionsrechnung nur bis 2055

Tab. 2.5.5.6: Änderung der mittleren Niederschlagsmenge in der Metropolregion Hamburg im Frühling im Vergleich zu 1971/2000 für 2021/2050 und 2071/2100 – Szenario A1B – ZWEK-Ergebnisse (Quelle: eigene Darstellung nach DWD, 2008).

Als Ausgangslage ist für den Zeitraum 1971/2000 in der Metropolregion Hamburg im Frühling eine mittlere Niederschlagsmenge zwischen 141 und 180 mm angegeben (vgl. Tab. 2.5.5.6).

Simulationszeitraum 2021/2055 (vgl. Tab. 2.5.5.6)

- REMO berechnet für den Simulationszeitraum 2021/2055 eine mittlere Niederschlagsänderung von –5 bis +15%.
- CLM projiziert Änderungen zwischen –5 und +5%, im äußersten Süden auch Änderungen zwischen +5 und +15%.
- Bei WETTREG liegen die Berechnungen bei Veränderungen zwischen –5 und +5%.
- STAR projiziert einen veränderten Niederschlag um –15 bis +5%.
- Die Spanne der Veränderungen liegt im Ganzen bei –15 bis +15%.
- STAR zeigt die absolut stärkste mögliche Niederschlagsabnahme.

Simulationszeitraum 2071/2100 (vgl. Tab. 2.5.5.6)

- Die von REMO projizierten Niederschlagsänderungen für den Simulationszeitraum 2071/2100 bewegen sich hauptsächlich im Bereich von –5 bis +15%, im Gebiet der Elbmündung an der Nordsee sogar zwischen +15 und +25%.
- CLM zeigt für die gesamte Metropolregion Änderungen zwischen +5 und +15%.
- Die Berechnungen von WETTREG belaufen sich auf Änderungsaussagen zwischen –5 und +5%.
- STAR zeigt bislang Projektionsberechnungen bis zum Jahre 2055.
- Die zusammengefassten Änderungen aller vier Klimamodelle liegen im Bereich zwischen –5 und +15%. Eine eindeutige Tendenz ist nicht zu erkennen.

Mittlere Niederschlagsmenge – Sommer

Mittlere Niederschlagsmenge Metropolregion Hamburg – Sommer		
Änderung im Vergleich zu 1971/2000 (201mm – 250mm)		
Emissionsszenario A1B		
Regionales Klimamodell	Änderung für 2021/2050 in %	Änderung für 2071/2100 in %
REMO	- 5% – - 15%	- 5% – - 25%
CLM	+ 5% – - 5%	- 15% – - 40%
WETTREG	+ 5% – - 5%	- 15% – - 25%
STAR	- 15% – - 25%	Projektionsrechnung nur bis 2055

Tab. 2.5.5.7: Änderung der mittleren Niederschlagsmenge in der Metropolregion Hamburg im Sommer im Vergleich zu 1971/2000 für 2021/2050 und 2071/2100 – Szenario A1B – ZWEK-Ergebnisse (Quelle: eigene Darstellung nach DWD, 2008).

Als Ausgangslage ist für den Zeitraum 1971/2000 für die größten Gebiete der Metropolregion Hamburg eine mittlere sommerliche Niederschlagsmenge zwischen 201 und 250 mm angegeben, im Süden zwischen 181 und 200 mm (vgl. Tab. 2.5.5.7).

Simulationszeitraum 2021/2050 (vgl. Tab. 2.5.5.7)

- REMO zeigt für die meisten Gebiete des Untersuchungsgebietes für den Simulationszeitraum 2021/2050 Niederschlagsänderungen von –5 bis –15%. Im äußersten Südwesten und Nordwesten sind laut REMO auch Änderungen zwischen +5 und –5% möglich.
- CLM berechnet für den größten Bereich Änderungen zwischen +5 und –5%. Im äußersten Südosten und im Norden an der Küste können auch Änderungen um –5 bis –15% auftreten.
- WETTREG projiziert Änderungen des sommerlichen Niederschlags um +5 bis –5%, an der Küste im Elbmündungsgebiet bewegen sich die berechneten Änderungswerte im Bereich von –5 bis –15%.
- STAR zeigt bis auf das Gebiet der Elbmündung Richtung Küste mit Änderungswerten von –5 bis –15% für die gesamte übrige Metropolregion Niederschlagsänderungen von –15 bis –25%.
- Insgesamt geben die vier Klimamodelle eine Spannweite der möglichen Niederschlagsänderungen an, welche sich im Bereich zwischen +5 und –25% bewegt.
- STAR zeigt eindeutig die stärkste mögliche Niederschlagsabnahme mit Werten bis zu –25%.

Simulationszeitraum 2071/2100 (vgl. Tab. 2.5.5.7)

- REMO projiziert für den Zeitraum 2071/2100 sommerliche Niederschlagsänderungen zwischen –5 und –25%.
- CLM projiziert Änderungen zwischen –15 und –40%.
- Bei WETTREG liegen die simulierten Änderungen bei –15 bis –25%. Im Südosten kann sich der Niederschlag laut CLM um –5 bis –15%, Richtung Küste entlang der Elbe und der Elbmündung um –25 und –40% verändern.
- STAR zeigt bislang Projektionsberechnungen bis zum Jahre 2055.
- Im Ganzen werden durch die Klimamodelle für den Simulationszeitraum 2071/2100 Niederschlagsänderungen zwischen –5 und –40% projiziert.
- REMO zeigt mit Werten zwischen –5 und –25% die geringste mögliche Niederschlagsabnahme.
- Die erwarteten prozentualen Änderungen im Sommerniederschlag erscheinen deutlicher als im Frühjahr bzw. im gesamten Jahr. Dennoch muss auch hier die hohe natürliche Variabilität der Niederschläge in Rechnung gestellt werden.

Mittlere Niederschlagsmenge – Herbst

Mittlere Niederschlagsmenge Metropolregion Hamburg – Herbst Änderung im Vergleich zu 1971/2000 (161mm – 300mm) Emissionsszenario A1B		
Regionales Klimamodell	Änderung für 2021/2050 in %	Änderung für 2071/2100 in %
REMO	+ 15% – + 40%	+ 5% – + 25%
CLM	+ 15% – + 25%	+ 5% – + 15%
WETTREG	- 5% – + 5%	- 15% – - 5%
STAR	- 5% – + 5%	Projektionsrechnung nur bis 2055

Tab. 2.5.5.13: Änderung der mittleren Niederschlagsmenge in der Metropolregion Hamburg im Herbst im Vergleich zu 1971/2000 für 2021/2050 und 2071/2100 – Szenario A1B – ZWEK-Ergebnisse (Quelle: eigene Darstellung nach DWD, 2008).

Als Ausgangslage ist für den Zeitraum 1971/2000 in der Metropolregion Hamburg im Herbst eine mittlere Niederschlagsmenge zwischen 161 und 300 mm angegeben, wobei die Niederschlagsmenge im Verlauf von der Küste in Richtung Landesinnere ganz eindeutig abnimmt (vgl. Tab. 2.5.5.).

Simulationszeitraum 2021/2055 (vgl. Tab. 2.5.5.)

- REMO gibt für den Zeitraum 2021/2055 eine Niederschlagsänderung zwischen +15 und +40% an.
- CLM zeigt Änderungswerte zwischen +15 und +25%.
- Bei WETTREG liegen die möglichen Änderungen im Bereich von –5 bis +5%.
- STAR berechnet für die meisten Teile des Untersuchungsgebietes Änderungen zwischen –5 und +5%, im Osten auch Änderungen zwischen +5 und +15%.
- Zusammengefasst liegen die für den Zeitraum 2021/2055 gezeigten Änderungswerte zwischen –5 und +40%, wobei REMO mit bis zu +40% die absolut höchsten Werte der möglichen Niederschlagszunahme und WETTREG mit Änderungen zwischen –5 und +5% die geringsten Niederschlagsänderungen projiziert.

Simulationszeitraum 2071/2100 (vgl. Tab. 2.5.5.)

- Für diesen Zeitraum gibt REMO mögliche Änderungen von +5 und +25% an.
- Bei CLM liegen die Änderungen im Bereich von +5 und +15%.
- WETTREG simuliert eine Niederschlagsabnahme zwischen –15 und –5%.
- STAR zeigt bislang Projektionsberechnungen bis zum Jahre 2055.

- Die Niederschlagsänderungen liegen zusammengefasst im Bereich von –15 bis +25%, wobei WETTREG als einziges Modell eine Abnahme der mittleren Niederschlagsmenge im Herbst projiziert. Die übrigen drei Modelle zeigen übereinstimmend Zuwächse im Niederschlag.

Mittlere Niederschlagsmenge – Winter

Mittlere Niederschlagsmenge Metropolregion Hamburg – Winter		
Änderung im Vergleich zu 1971/2000 (161mm – 250mm)		
Emissionsszenario A1B		
Regionales Klimamodell	Änderung für 2021/2050 in %	Änderung für 2071/2100 in %
REMO	- 5% – + 15%	+ 15% – + 25%
CLM	- 5% – + 5%	+ 25% – + 40%
WETTREG	+ 5% – + 15%	- 25% – + 40%
STAR	+ 5% – + 15%	Projektionsrechnung nur bis 2055

Tab. 2.5.5.8: Änderung der mittleren Niederschlagsmenge in der Metropolregion Hamburg im Winter im Vergleich zu 1971/2000 für 2021/2050 und 2071/2100 – Szenario A1B – ZWEK-Ergebnisse (Quelle: eigene Darstellung nach DWD, 2008)

Als Ausgangslage ist für den Zeitraum 1971/2000 in der Metropolregion Hamburg im Winter eine mittlere Niederschlagsmenge zwischen 161 und 250 mm angegeben (vgl. Tab. 2.5.5.8).

Simulationszeitraum 2021/2050 (vgl. Tab. 2.5.5.8)

- REMO berechnet für den Simulationszeitraum 2021/2050 eine Änderung der mittleren Niederschlagsmenge um –5 bis +15%.
- CLM zeigt für die meisten Gebiete der Metropolregion Änderungswerte zwischen –5 und +5%, nur im Elbmündungsgebiet direkt an der Küste ist mit Änderungen zwischen +5 und +15% zu rechnen.
- WETTREG gibt hauptsächlich Veränderungen der Niederschlagsmenge um +5 bis +15% an, im Norden sind auch Änderungen um +15 bis +25% möglich.
- STAR projiziert Änderungen im Bereich von +5 bis +25%.
- Die Aussagen der vier Klimamodelle zusammengenommen lassen mit Niederschlagsänderungen in einer Spanne von –5 bis +15% rechnen. WETTREG zeigt dabei den höchsten Wert mit einer Niederschlagszunahme bis zu +25%.

Simulationszeitraum 2071/2100 (vgl. Tab. 2.5.5.8)

- Laut REMO ist im Zeitraum 2071/2100 mit winterlichen Niederschlagsänderungen zwischen +15 und +25% zu rechnen. Im Süden und Südosten werden auch mögliche Änderungen von +5 bis +25% angegeben, im Norden entlang der Elbe und im Gebiet der Elbmündung können sogar Niederschlagszuwächse um +25 bis +40% erreicht werden.
- CLM zeigt mit seinen Berechnungen Änderungswerte im Bereich von +25 bis +40%.

- WETTREG zeigt ebenfalls Niederschlagszuwächse um +25 bis +40%.
- STAR zeigt bislang Projektionsberechnungen bis zum Jahre 2055.
- Zusammengefasst zeigen die Klimamodelle für den Zeitraum 2071/2100 mögliche Niederschlagsänderungen zwischen +15 und +40%.

3.2.6 Kenntage in der Metropolregion Hamburg

Anzahl der Sommertage (Tageshöchsttemperatur $\geq 250C$)

Kenntage – Anzahl der Sommertage pro Jahr Metropolregion Hamburg Änderung im Vergleich zu 1971/2000 (21 – 30 d/Jahr) Emissionsszenario A1B		
Regionales Klimamodell	Änderung für 2021/2050 in d	Änderung für 2071/2100 in d
REMO	+ 6d – + 12d	+ 12d – + 24d
CLM	+ 0d – + 6d	+ 8d – + 24d
WETTREG	+ 0d – + 12d	+ 12d – + 24d
STAR	+ 12d – + 24d	Projektionsrechnung nur bis 2055

Tab. 2.5.5.9: Änderung der Anzahl der Sommertage in der Metropolregion Hamburg im Vergleich zu 1971/2000 für 2021/2050 und 2071/2100 – Szenario A1B – ZWEK-Ergebnisse (Quelle: eigene Darstellung nach DWD, 2008).

Als Ausgangslage sind für den Zeitraum 1971/2000 in der Metropolregion Hamburg 21 bis 30 Sommertage angegeben, direkt an der Küste und im Bereich der Elbmündung 16 bis 20 Sommertage (vgl. Tab. 2.5.5.9).

Simulationszeitraum 2021/2050 (vgl. Tab. 2.5.5.9)

- REMO berechnet für den Zeitraum 2021/2050 eine mittlere Zunahme der Sommertage in den meisten Gebieten um 6 bis 12 Tage. In kleinen Bereichen des Nordens, Nordostens und Nordwestens und an der Elbmündung in die Nordsee wird eine geringere Zunahme um 0 bis 6 Tage vorausgesagt.
- CLM geht von einer Zunahme der Sommertage um 0 bis 6 Tage aus.
- WETTREG zeigt Ergebnisse einer Zunahme um 0 bis 12 Tage.
- STAR projiziert 12 bis 24 Sommertage mehr als im Vergleichszeitraum 1971/2000.
- Die Spanne der Zunahme der Sommertage liegt insgesamt bei einem Zuwachs von 0 bis 24 Tagen. CLM zeigt mit einer Zunahme um 0 bis 6 Tage die geringste Änderung, STAR zeigt mit einer Zunahme der Sommertage um 12 bis 24 Tage die stärkste Änderung.

Simulationszeitraum 2071/2100 (vgl. Tab. 2.5.5.9)

- REMO zeigt für den Zeitraum 2071/2100 eine Zunahme der Sommertage im Mittel um 12 bis 24 Tage. An der Küste und entlang der Elbmündung projiziert das Modell eine Zunahme um 6 bis 12 Tage.
- CLM geht von einem Anstieg der Zahl der Sommertage um 18 bis 24 Tage aus.
- WETTREG zeigt für die meisten Gebiete einen Zuwachs um 12 bis 24 Tage, im Bereich der Elbmündung und entlang der Küste um 6 bis 12 Tage.
- STAR zeigt bis lang Projektionsberechnungen bis zum Jahre 2055.
- Zusammengefasst muss im Zeitraum 2071/2100 mit einer Zunahme der Sommertage um 12 bis 24 Tage gerechnet werden. Diese Spanne nimmt STAR schon für den Projektionszeitraum 2021/2050 an.

Anzahl der heißen Tage (Tageshöchsttemperatur $\geq 300C$)

Kenntage – Anzahl der heißen Tage pro Jahr Metropolregion Hamburg Änderung im Vergleich zu 1971/2000 (3 – 5 d/Jahr) Emissionsszenario A1B		
Regionales Klimamodell	Änderung für 2021/2050 in d	Änderung für 2071/2100 in d
REMO	+ 0d – + 3d	+ 3d – + 6d
CLM	+ 0d – + 3d	+ 6d – + 12d
WETTREG	+ 0d – + 3d	+ 3d – + 9d
STAR	+ 3d – + 9d	Projektionsrechnung nur bis 2055

Tab. 2.5.5.10: Änderung der Anzahl der heißen Tagen in der Metropolregion Hamburg im Vergleich zu 1971/2000 für 2021/2050 und 2071/2100 – Szenario A1B – ZWEK-Ergebnisse (Quelle: eigene Darstellung nach DWD, 2008).

Als Ausgangslage sind für den Zeitraum 1971/2000 in der Metropolregion Hamburg im Mittel 3 bis 5 heiße Tage im Jahr angegeben, im Bereich der Elbmündung und an der Küste 2 heiße Tage im Jahr (vgl. Tab. 2.5.5.10).

Simulationszeitraum 2021/2050 (vgl. Tab. 2.5.5.10)

- REMO berechnet für den Zeitraum 2021/2050 eine Zunahme der heißen Tage um 0 bis 3 Tage.
- Das gleiche Ergebnis zeigen CLM und WETTREG.
- STAR zeigt eine Zunahme der heißen Tage um 3 bis 9 Tage.
- Insgesamt liegen die Berechnungen im Bereich zwischen 0 und 9 heißen Tagen mehr pro Jahr.
- REMO, CLM und WETTREG liegen mit einer prognostizierten Zunahme um 0 bis 3 Tage gleich, STAR zeigt mit einer Zunahme um 3 bis 9 Tage einen deutlich höheren Wert.

Simulationszeitraum 2071/2100 (vgl. Tab. 2.5.5.10)

- REMO gibt für die meisten Gebiete des Untersuchungsgebietes eine Zunahme der heißen Tage um 3 bis 6 Tage an. Richtung Küste entlang der Elbe und im Bereich der Elbmündung zeigt REMO eine geringere Zunahme um 0 bis 3 Tage.
- CLM berechnet hauptsächlich einen Zuwachs der heißen Tage um 6 bis 12 Tage, an der Küste und im Elbmündungsgebiet um 3 bis 6 Tage.
- WETTREG projiziert einen Zuwachs um 3 bis 9 Tage.
- STAR zeigt bislang Projektionsberechnungen bis zum Jahre 2055.
- Allgemein liegt der erwartete Zuwachs an heißen Tagen im Bereich von 3 bis 12 Tagen, wobei CLM mit einer Zunahme bis zu 12 Tagen die höchsten Änderungswerte zeigt.

3.2.7 Aussagekraft und Aussagegrenzen der Modellergebnisse

Die Darstellung im vorherigen Kapitel hat gezeigt, dass die Ergebnisse Regionaler Klimamodelle für manche Klimaparameter in die gleiche Richtung zeigen und eine ähnliche Größenordnung haben, für manche Klimaparameter aber auch zum Teil unterschiedliche Resultate zeigen bzw. ein Trend gar nicht oder nur sehr schwer zu erkennen ist. Die Gründe für die Unterschiedlichkeit der Ergebnisse sind vielfältig – einige sollen nachfolgend angesprochen werden (vgl. Déqué et al. 2007; Jacob et al. 2007 sowie Weisse & v. Storch 2009: 90ff.).

Klimamodell ist nicht gleich Klimamodell – in den Kapiteln 2 und 3 wurde erläutert, dass jedes Regionale Klimamodell unterschiedlich aufgebaut ist, so dass unterschiedliche Ergebnisse in gewissem Umfang auch zwangsläufig sind, selbst wenn dasselbe Emissionsszenario als Input verwendet wird. Es ist hier nicht der richtige Ort für eine Bewertung der Güte der Modelle – dies muss der Diskussion der Klimamodellierer vorbehalten bleiben.

Für dynamische Modelle – wie REMO und CLM – gilt, dass Ergebnisse nicht zu „kleinräumig“ interpretiert werden dürfen. Für REMO gilt bspw. die „Faustregel“, 3 x 3 Gitterboxen (= 30 x 30 km), besser noch 4 x 4 Gitterboxen (= 40 x 40 km) zu betrachten. Demzufolge ist die Metropolregion Hamburg – bei aller Vorsicht – „groß genug“ für eine Interpretation dieser Ergebnisse. Gleichermaßen gilt: Je subskaliger (zum Beispiel konvektive Wolkenbildung innerhalb einer Gitterbox) Prozesse sind, die durch die Klimamodelle erfasst werden sollen, desto stärker ist man auf Parametrisierungen angewiesen. Das heißt, dass Interpretationen innerhalb des Betrachtungsraums Metropolregion Hamburg problematisch sind.

Unsicherheiten ergeben sich zudem auch aus Fehlern der globalen Modelle, welche ggf. auf die regionalen Modelle übertragen und weitergeführt werden sowie aus eigenen Fehlern der Regionalen Modelle, welche erst nach und nach erkannt werden. Das ist keinesfalls als grundsätzliche Kritik an (Regionalen) Klimamodellen zu verstehen, sondern lediglich als Hinweis auf zunehmenden Erkenntnisfortschritt in den Modellen. Im Kontext des BACC-Berichtes (v. Storch & Omstedt, 2008) wird argumentiert, dass die Ergebnisse für einzelne Klimaparameter Regionaler Klimamodelle zum Teil unterschiedlich sind, wenn unterschiedliche Antriebe – für ein bestimmtes Emissionsszenario – von verschiedenen Globalmodellen verwendet werden; dies zeigt die Heterogenität der Modelle (nicht die Qualität bzw. Güte!) und zeigt wie groß Unsicherheitsbereiche sind, wenn die Ergebnisse nahe bei der natürlichen Variabilität liegen: für die Regionalen Klimamodelle, die sich auf Deutschland beziehen, wird bislang „nur“ ein Antrieb aus „nur“ einem Modell verwendet (wobei seit 2008 erste Analysen vorliegen, die einen alternativen Lauf eines Globalmodells verwendet haben; diese Analysen beziehen sich m. W. aber weder auf das gesamte Gebiet Deutschlands noch auf das Gebiet der Metropolregion Hamburg). Das heißt, dass noch unterschiedliche Läufe von Globalmodellen für ein bestimmtes Szenario betrachtet werden müssten; Überlegungen hierzu werden seitens der Klimaforschung angestellt, z. B. im Rahmen des KLIWAS-Projektes (KLIWAS – Auswirkungen des

Klimawandels auf Wasserstraßen und Schifffahrt in Deutschland; Forschungsprogramm des Bundesministeriums für Verkehr, Bau und Stadtentwicklung; siehe auch: www.kliwas.de).

Nicht alle Klimavariablen bzw. -parameter können mit gleicher Genauigkeit berechnet werden. Berechnungen vor allem der durchschnittlichen Temperatur sind in der Regel einfacher – und entsprechend verlässlicher – als beispielsweise die Berechnung von Niederschlag über sehr stark reliefiertem Gelände oder Windgeschwindigkeiten über Land und die Erfassung von Verdunstung (vgl. Armbruster, 1994, S. 9; vgl. Woth & von Storch, 2008, S. 7). Klimamodelle, die auf der Basis von Beobachtungsdaten erstellt werden, sind darüber hinaus besonders anfällig für Messfehler bei Niederschlagsmessungen. Diese können mit ca. 10-20% „relativ hoch“ sein, so dass die Interpretationsfähigkeit der Resultate eingeschränkt ist, wenn bspw. Projektionen im Bereich von 5, 10 oder 20% Niederschlagsänderungen berechnet werden.

Zur Einschätzung von Unsicherheiten der Ergebnisse von Regionalen Klimamodellen ist u. a. ein Vergleich mit langen, homogenen Datenreihen notwendig (die aber leider oft nicht vorhanden sind), um die natürliche Variabilität des Klimas und den anthropogenen Einfluss trennen zu können (v. Storch & Omstedt, 2008, S. 23).

Eine weitere Quelle von – generellen – Unsicherheiten in Modellsimulationen ist die systeminhärente Unsicherheit (Klimarauschen, natürliche Klimavariabilität; vgl. Min & Hense, 2005, S. 18). Erst bei Modellläufen über sehr lange Zeit – 100 Jahre und mehr – oder bei einer entsprechend hohen Anzahl von Modellläufen ist es möglich, zum Beispiel die dekadische Variabilität bestimmter Klimagrößen annähernd zu berücksichtigen (vgl. Woth & von Storch, 2008, S. 8).

Eine generelle Unsicherheit in den Klimaprojektionen bezieht sich auf die Eingangsdaten (Emissionsszenarien), darauf wurde bereits weiter oben hingewiesen. Die hieraus resultierenden Unsicherheiten setzen sich dann z. T. über die Globalen Modelle auch in den Regionalen Klimamodellen fort, was sich stärker bei Projektionen bis Ende des Jahrhunderts auswirkt als bei solchen bis Mitte des Jahrhunderts.

Vor allem für statistische Modelle gilt, dass die Interpolation von Stations- / Punktdaten in die Fläche immer mit Ungenauigkeiten verbunden ist; entsprechende Prüfroutinen, ob bzw. in welchem Umfang eine flächenhafte Interpolation überhaupt zulässig ist, gehört daher zur Qualitätssicherung.

3.3 Zusammenfassung/Ausblick

Die Klimamodellierung hat sich in den vergangenen Jahren soweit entwickelt, dass derzeit Aussagen zur künftigen Entwicklung des Klimas auf subnationaler bzw. regionaler Ebene getroffen werden können. Diese Aussagen sind zwar notwendigerweise immer mit einer gewissen Unsicherheit verbunden (siehe vorheriges Kapitel), dennoch bilden sie prinzipiell eine Basis für Entscheidungen – vor allem für Fragen der Anpassung an den Klimawandel. Das heißt: Weder muss man jetzt in hektischen Aktionismus bzgl. Anpassungsmaßnahmen verfallen noch lässt sich damit argumentieren, dass man noch nicht genügend über den Klimawandel wisse. Der Mittelweg liegt darin, nüchtern und sachlich die Ergebnisse der Regionalen Klimamodelle zu betrachten – und sie in den gesellschaftlichen Kontext zu stellen. Klima und Klimaänderungen sind nur einer unter vielen Faktoren, die die Entwicklung von ökologischen und sozialen Systemen beeinflussen.

Für die Metropolregion Hamburg sind – insb. in Abschnitt 5 – die Ergebnisse der Regionalen Klimamodelle dargestellt: Welche Klimaänderungen sind für die Region zu erwarten? Betrachtet wurden im Wesentlichen die vier Regionalen Klimamodelle REMO, COSMO-CLM, STAR und WETTREG. Während es mit STAR bislang möglich ist, Klimaprojektionen bis zum Jahre 2055 zu berechnen, werden mit REMO, COSMO-CLM und WETTREG bereits Simulationen bis zum Jahre 2100 aufgestellt.

Für die Metropolregion Hamburg liefern diese Modelle unter Annahme des A1B-Szenarios (dieses Szenario wurde in allen 4 genannten Klimamodellen verwendet und eignet sich daher besonders gut

für eine vergleichende Betrachtung) bis zum Jahr 2050 eine mittlere Jahrestemperaturerhöhung, welche im Schnitt zwischen +0,75 und +1,75 K liegt. Bis zum Jahr 2100 wird eine Temperaturerhöhung bis zu +3,00 K berechnet. Betrachtet man den Zeitraum bis Ende des 21. Jahrhunderts getrennt nach Jahreszeiten, so fällt auf, dass in den Herbst- und vor allem Wintermonaten eine deutlich stärkere Temperaturerhöhung zu erwarten ist als im Frühling und Sommer (siehe für Wintertemperaturen auch die Ergebnisse des europäischen Modellvergleichs: von Storch & Omstedt, 2008, S. 22 f.).

Bezüglich der Niederschlagsmengen sagen die Modelle bis 2050 im Jahresmittel Änderungen zwischen -5 und +15 % voraus, bis zum Ende des 21. Jahrhunderts liegen die Änderungswerte je nach Modell zwischen -15 und +25 %. Auffällig ist mit -5 bis -40 % eine sehr starke Niederschlagsabnahme im Sommer und mit +15 - +40 % eine sehr starke Niederschlagszunahme im Winter.

Neben den durch die Modelle berechneten Klimasimulationen für das 21. Jahrhundert ist zudem die Entwicklung von Zirkulationsformen und Großwetterlagen von Bedeutung. Denn durch sie wird das Klima in großem Maße geprägt. Bei einem Rückblick auf das 20. Jahrhundert fällt auf, dass die Wintermonate über Europa von einer Zunahme zonaler und gemischter Zirkulationsformen geprägt sind. Damit verbunden sind wintermilde Großwetterlagen, welche eine gesteigerte Häufigkeit von Regenfällen und eine damit verbundene verstärkte Gefahr von Hochwasserereignissen und Überschwemmungen zur Folge haben. Die meridionale Zirkulation erfährt gleichzeitig eine Abnahme. In den Sommermonaten des 20. Jahrhunderts verzeichnet dieser Wetterlagentyp dagegen eine erkennbare Steigerung. Zugleich nimmt die Häufigkeit der zonalen Zirkulation ab.

Mit dem Klimamodell REMO wurden Simulationen zur Entwicklung von Zirkulationsformen und Großwetterlagen über Europa für das 21. Jahrhundert durchgeführt. Die Ergebnisse dieser Simulationen sprechen für eine Fortführung des beschriebenen Trends aus dem 20. Jahrhundert mit einer Zunahme von zonalen Zirkulationsformen und einer Abnahme meridionaler Zirkulationsformen in den Wintermonaten. Auch die Häufigkeitszunahme zonaler Zirkulationstypen in den Sommermonaten scheint sich fortzusetzen.

Vor allem bezüglich des Auftretens von Niederschlagsereignissen werden die beschriebenen Klimaprojektionen der Modelle REMO, CLM, STAR und WETTREG durch die Beobachtung der Wetterlagenentwicklung Europas im vergangenen Jahrhundert und die Simulation durch REMO für das 21. Jahrhundert untermauert.

Für die künftige Forschung ist festzuhalten:

- Erstens ist es sicherlich sinnvoll, weitere Ergebnisse aus Regionalen Klimamodellen zu erarbeiten (Berechnung verschiedener Emissionsszenarien mit unterschiedlichen Antrieben bzw. Läufen aus unterschiedlichen Globalmodellen), um die Aussagegüte der Ergebnisse zu verbessern und auf eine breitere Basis zu stellen. Im Sinne des Ensemble-Gedankens werden hierzu auch Anstrengungen auf nationaler Ebene unternommen.
- Zweitens muss aktuell stärker danach gefragt werden, welche Detailschärfe der Ergebnisse von Regionalen Klimamodellen „entscheidungserheblich“ sind. Welche Genauigkeit von Klimaänderungen wird vom Anwender – bspw. Politik, Verwaltung, Wirtschaft – benötigt bzw. kann überhaupt verarbeitet werden? Hierzu liegen bislang nur vereinzelte Erkenntnisse vor, die aber im Umkehrschluss Bedeutung für die Gestaltung der Klimaforschung haben (sollten).
- Drittens ist es auch für angewandte Klima(folgen)forschung bedeutend, in den regionalen Klimamodellen die Kopplungen bspw. zur terrestrischen Hydrologie sowie zu Biosphäre/Vegetation zu verbessern.
- Viertens sollte die Forschung zu Extremereignissen verstärkt werden – bislang sind hierzu Aussagen nur unter großer Unsicherheit möglich.

3.4 Literatur

- Armbruster M (1994) Auswirkungen einer möglichen Klimaveränderung auf landwirtschaftliche Produktionsverfahren dargestellt unter Berücksichtigung der Standortbedingungen des Kraichgau.-Hohenheim
- Arnell N (1999) A simple water balance model for the simulation of streamflow over a large geographic domain.- In: Journal of Hydrology (217), S. 314-335
- Arnell N (2003) Effects of IPCC SRES emissions scenarios on river runoff: a global perspective.- In: Hydrology and Earth System Sciences (7), S. 619-641
- Bachner S, Kapala A, Simmer C (2008) Evaluation of daily precipitation characteristics in the CLM and their sensitivity to parameterizations.- In: Meteorologische Zeitschrift, 17 (4), S. 207-419
- Baur F (1963) Großwetterkunde und langfristige Witterungsvorhersage.- Frankfurt
- Becker P, Bucher K (2008) Zweiter nationaler Workshop. Anpassung an Klimaänderungen in Deutschland. Regionale Szenarien und nationale Aufgaben. Deutschlands Hitzewarnsystem – Erste Erfahrungen. Abrufbar unter: http://www.anpassung.net/DE/Netzwerk/Veranstaltungen/Stakeholder-WS/nationaler_WS_02_061017/Download/Abstract_Becker_Bucher.templateId=raw.property=publicationFile.pdf/Abstract_Becker_Bucher.pdf (Datum: 13.10.2008)
- Becker P, Deuschländer Th, Koßmann M, Namyslo J, Knierim A (2008) Klimaszenarien und Klimafolgen.- In: Informationen zur Raumentwicklung Heft 6/7.2008: 341-351
- Beniston M, Stephenson D, Christensen O, Ferro C, Frei C, Goyette S, Halsnaes K, Holt T, Jylhä K, Koffi B, Palutikof J, Schöll R, Semmler T, Woth K (2007) Future extreme events in European climate: an exploration of regional climate model projections.- In: Climatic Change (81), S. 71-95
- Berndt H (2001) Ein regionales Klimamodell für die Arktis und den Nordatlantik.- Kiel
- Bösch B (2008) KLARA, KLIWA, WETTREG – Klimaszenarien und ihre Auswirkung auf Baden-Württemberg.- Freiburg Abrufbar unter: http://www.waldwissen.net/themen/umwelt_landschaft/co2_klimaschutz/fva_klimamodelle_DE (Datum: 28.05.2008)
- Breuer M, Horstmann B, Anemüller S (2005) Der globale Klimawandel. Allgemeine Fragen.- Köln Abrufbar unter: http://www.bildungscent.de/fileadmin/www.bildungscent.de/programme/Klima/Klima_Infoseite/071116_globaler_Klimawandel.pdf (Datum: 25.03.2008)
- BTU (Brandenburgische Technische Universität Cottbus) (2006) Quantifizierung von Ungenauigkeiten regionaler Klima- und Klimaänderungssimulationen (QUIRCS) Abschlussbericht. Zusammenfassung der wesentlichen Ergebnisse eines Projektes des deutschen Klimaforschungsprogramms DEKLIM.- Cottbus Abrufbar unter: <http://www.tu-cottbus.de/meteo/Quircs/home.html> (Datum: 06.05.2008)
- CEC-Potsdam (Climate & Environment Consulting Potsdam GmbH) (2007a) Szenarien mit CLM (Climate Lokal Model). Abrufbar unter: <http://www.cec-potsdam.de/Produkte/Klima/CLM/clm.html> (Datum: 10.04.2008)
- CEC-Potsdam (Climate & Environment Consulting Potsdam GmbH) (2007b) Szenarien mit STAR (Statistisches Regionalisierungsmodell). Abrufbar unter: <http://www.cec-potsdam.de/Produkte/Klima/STAR/star.html> (Datum: 10.04.2008)

- CEC-Potsdam (Climate & Environment Consulting Potsdam GmbH) (2007c) Szenarien mit WettReg (Wetterlagen-basierte Regionalisierungsmethode). Abrufbar unter: <http://www.ccc-potsdam.de/Produkte/Klima/WettReg/wettreg.html> (Datum: 14.04.2008)
- CESR (Center for Environmental Systems Research) (2008) Ensembles. Abrufbar unter: http://www.usf.uni-kassel.de/cesr/index.php?option=com_project&Itemid=143&task=view_detail&agid=70 (Datum: 24.04.2008)
- Christensen J, Carter T, Rummukainen M, Amanatidis G (2007) Evaluating the performance and utility of regional climate models: the PRUDENCE project.- In Climatic Change (81), S. 1-6
- Christensen J, Christensen O (2007) A summary of the PRUDENCE model projections of changes in European climate by the end of this century.- In: Climatic Change (81), S. 7-30
- Christensen O, DMI (Danish Meteorological Institute) (2008) PRUDENCE. Abrufbar unter: <http://prudence.dmi.dk/> (Datum: 03.06.2008)
- CLM-Community (2008) Climate Version of the „Lokal model“. Abrufbar unter: <http://www.clm-community.eu/index.php?menuid=17> (Datum: 21.04.2008)
- Coleman K, Jenkinson D, Crocker G, Grace P, Klir J, Körschens M, Poulton P, Richter D (1997) Simulating trends in soil organic carbon in long-term experiments using RothC-26.3.- In: Geoderma (81), S. 29-44
- Conradt T, Hattermann F, Wechsung F (2008) Simulation von räumlich differenzierten Abflussdargebotsszenarien und landwirtschaftlichen Ertragspotentialen für das Elbegebiet mit dem ökohydrologischen Modell SWIM.- Potsdam.- In: Hartje V, Ansmann T, Blazejczak J, Gömann H, Gornig M, Grossmann M, Hillenbrand T, Hoymann J, Kreins P, Markewitz P, Mutafoğlu K, Richmann A, Abrufbar unter: http://www.glowa-elbe.de/pdf/schlussbericht_glowai/Kapitel/kapitel2.pdf (Datum: 06.05.2008)
- Cubasch U, Fast I (2008) Perspektiven der Klimamodellierung.- Berlin Abrufbar unter: <http://www.geo.fu-berlin.de/met/ag/klimod/forschung/Cubasch.pdf> (Datum: 13.06.2008)
- Déqué M, Rowell D, Lüthi D, Giorgi F, Christensen J, Rockel B, Jacob D, Kjellström E, de Castro M, van den Hurk B (2007) An intercomparison of regional climate simulations for Europe: assessing uncertainties in model projections.- In: Climatic Change (81), S. 53-70, DOI 10.1007/s10584-006-9228-x
- DLR (Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt) (2008) Globales Klimamodell ECHAM. Abrufbar unter: http://www.dlr.de/pa/desktopdefault.aspx/tabid-2559/3824_read-5749/ (Datum: 10.06.2008)
- DWD (Deutscher Wetterdienst) (2007) Das Projekt ZWEK des Deutschen Wetterdienstes. Abrufbar unter: http://www.mad.zmaw.de/fileadmin/extern/SGA-Files/ZWEK/sga_websites_readme_deutsch.pdf (Datum: 03.06.2008)
- DWD (Deutscher Wetterdienst) (2005) Deutscher Wetterdienst erweitert seine Wetterwarnungen – Neuer Hitzewarndienst des DWD soll Leben retten.- Offenbach Abrufbar unter: http://www.dwd.de/bvbw/generator/Sites/DWDWWW/Content/Presse/Pressemitteilungen/2005/200505191_.pdf,templateId=raw,property=publicationFile.pdf/200505191_.pdf (Datum: 13.10.2008)
- DWD (Deutscher Wetterdienst) (2008a) Klimaszenarien-Rechnungen für Deutschland.-
- Abrufbar unter:
- http://www.dwd.de/bvbw/appmanager/bvbw/dwdwwwDesktop?_nfpb=true&_pageLabel=dwdwww_start&T99803827171196328354269gsbDocumentPath=Navigation%2FOeffentlichkeit%2FHomepage%2FKlimawandel%2FKlimawandel__neu__Klimasz__D__node.html__nnn%3Dtrue (Datum: 23.11.2008)
- DWD (Deutscher Wetterdienst) (2008b) Lufttemperatur Jahr 1971-2000.- Offenbach

- DWD (Deutscher Wetterdienst) (2008c) Lufttemperatur Frühling 1971-2000.- Offenbach
- DWD (Deutscher Wetterdienst) (2008d) Lufttemperatur Sommer 1971-2000.- Offenbach
- DWD (Deutscher Wetterdienst) (2008e) Lufttemperatur Herbst 1971-2000.- Offenbach
- DWD (Deutscher Wetterdienst) (2008f) Lufttemperatur Winter 1971-2000.- Offenbach
- DWD (Deutscher Wetterdienst) (2008g) Niederschlagshöhe Jahr 1971-2000.- Offenbach
- DWD (Deutscher Wetterdienst) (2008h) Niederschlagshöhe Frühling 1971-2000.- Offenbach
- DWD (Deutscher Wetterdienst) (2008i) Niederschlagshöhe Sommer 1971-2000.- Offenbach
- DWD (Deutscher Wetterdienst) (2008j) Niederschlagshöhe Herbst 1971-2000.- Offenbach
- DWD (Deutscher Wetterdienst) (2008k) Niederschlagshöhe Winter 1971-2000.- Offenbach
- DWD (Deutscher Wetterdienst) (2008l) Mittlere jährliche Anzahl der Sommertage 1971-2000.- Offenbach
- DWD (Deutscher Wetterdienst) (2008m) Mittlere jährliche Anzahl der heißen Tage 1971-2000.- Offenbach
- DWD (Deutscher Wetterdienst) (2008n) Warnkarte Deutschland. Abrufbar unter: <http://www.dwd.de/warnungen> (Datum: 23.09.2008)
- DWD (Deutscher Wetterdienst), UBA (2008) Klimawandel und Gesundheit – Informationen zu gesundheitlichen Auswirkungen sommerlicher Hitze und Hitzewellen und Tipps zum vorbeugenden Gesundheitsschutz. Abrufbar unter: <http://www.acc.gov.at/pdf/klimawandel-und-gesundheit%5B1%5D.pdf> (Datum: 13.10.2008)
- Ebell K, Bachner S, Kapala A, Simmer C (2008) Sensitivity of summer precipitation simulated by the CLM with respect to initial and boundary conditions.- In: Meteorologische Zeitschrift 17 (4), S. 421-431
- Emeis S (2000) Meteorologie in Stichworten.- Berlin/Stuttgart
- Enke W, Küchler W, Sommer W (2008) Klimaprognosen für Sachsen – Zusammenfassender Bericht. Regionalisierung von Klimamodell-Ergebnissen mittels des statistischen Verfahrens der Wetterlagen-Klassifikation und nachgeordneter multipler Regressionsanalyse für Sachsen.- Berlin Abrufbar unter: <http://www.heuersdorf.de/Kspsach1.pdf> (Datum: 14.04.2008)
- ENSEMBLES (2005) ENSEMBLES. ENSEMBLE based prediction of climate changes and their impacts. Abrufbar unter: <http://www.ensembles-eu.org/> (Datum: 15.06.2008)
- ENSEMBLES (2008) Project overview. Abrufbar unter: <http://ensembles-eu.metoffice.com/index.html> (Datum: 24.04.2008)
- Fabig I (2007) Die Niederschlags- und Starkregenentwicklung der letzten 100 Jahre im Mitteldeutschen Trockengebiet als Indikatoren möglicher Klimaänderungen.- Halle-Wittenberg Abrufbar unter: <http://sundoc.bibliothek.uni-halle.de/diss-online/07/07H044/prom.pdf> (Datum: 07.09.2008)
- Freie und Hansestadt Hamburg (2007a) Hochwasserschutz in Hamburg – Bauprogramm 2007. Abrufbar unter: <http://www.safecoast.org/editor/databank/File/Construction%20programme%20Hamburg.pdf> (Datum: 12.10.2008)
- Freie und Hansestadt Hamburg (2007b) Mitteilung des Senats an die Bürgerschaft. Haushaltsplan 2007/2008 Klimaschutz Hamburg 2007-2012. Klimaentwicklung verstehen, Klimawandel mindern, Klimafolgen bewältigen. Abrufbar unter:

- http://klima.hamburg.de/fileadmin/user_upload/klimaschutz/Dateien/Drucksache_18-6803.pdf (Datum: 29.10.2008)
- Freie und Hansestadt Hamburg (2008a) Klimaschutz für Hamburg. Abrufbar unter: <http://klima.hamburg.de/index.php?id=45> (Datum: 13.08.2008)
- Freie und Hansestadt Hamburg (2008b) Was tut Hamburg für den Hochwasserschutz der Zukunft?. Abrufbar unter: <http://klima.hamburg.de/index.php?id=140> (Datum: 12.10.2008)
- Fricke W, Kaminski U (2002) GAW Brief des Deutschen Wetterdienstes. Meteorologisches Observatorium Hohenpeißenberg. Ist die Zunahme von Starkniederschlägen auf veränderte Wetterlagen zurückzuführen?. Abrufbar unter: http://www.meteo.uni-koeln.de/content/downloads/gaw_brief_012.pdf (Datum: 07.10.2008)
- Fuentes, U, Heimann, D (2000) An improved statistical-dynamical downscaling schema and its application to the Alpine precipitation climatology.- In: Theoretical and Applied Climatology 65 (3-4), S. 119-135
- Gerstengarbe, F-W, Werner, P (1999) Katalog der Großwetterlagen Europas (1881-1998) nach Paul Hess und Helmuth Brezowsky.- Potsdam/Offenbach am Main
- Gerstengarbe, F-W, Werner, P (2004) Simulationsergebnisse des regionalen Klimamodells STAR.- In: Becker A, Wechsung F (Hrsg.) (2008) GLOWA-ELBE. Kurzfassung der Beiträge zur Abschlusskonferenz in Potsdam 15. und 16. März 2004, S. 13-14 Abrufbar unter: <http://elise.bafg.de/servlet/is/5739/abstraktband.pdf?command=downloadContent&filename=abstraktband.pdf> (Datum: 17.04.2008)
- Giorgi F, Hewitson B, Christensen JH, Hulme M, von Storch H, Whetton P, Jones R, Mearns L, Fu C (2001) Regional climate information – evaluation and projections, Chapter 10. In: Houghton J et al (eds) Climate change 2001: the scientific basis. Contribution of working group I to the third assessment report of the intergovernmental panel on climate change. Cambridge University Press, pp 583–638
- Gönnert G, Triebner J (2004) Hochwasserschutz in Hamburg – Coastal Protection in Hamburg.- In: Coastline Reports (1), S. 119-126 Abrufbar unter: http://databases.eucc-d.de/files/documents/00000349_AMK2004_Artikel_Goennert.pdf (Datum: 12.10.2008)
- Graham, LP, Chen, D, Christensen, OB, Kjellström, E, Krysanova, V, Meier, HEM, Radziejewski, M, Räisänen J, Rockel B, Ruosteenoja K (2008) Projections of Future Anthropogenic Climate Change.- In: BACC Author Team (Eds) Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin.- Berlin u. a.: Springer, S. 133-219
- Graham, L, Hagemann S, Jaun, S, Beniston M (2007) On interpreting hydrological change from regional climate models.- In: Climatic Change (81), S. 97-122
- Hadley Centre, Met Office (2008) ENSEMBLES. Abrufbar unter: <http://www.ensembles-eu.org/> (Datum: 07.07.2008)
- Hagemann S, Jacob D (2006) Regionale Auswirkungen des Klimawandels über Deutschland und dem Rhein-Einzugsgebiet.- Hamburg Abrufbar: http://www.zukunft-statt-braunkohle.de/documents/hagemann_pulheim.pdf (Datum: 22.4.2008)
- Halsnæs K, Kühl J, Olesen J (2007) Turning climate change information into economic and health impacts.- In: Climatic Change (81), S. 145-162
- Hollweg H-D, Böhm U, Fast I, Hennemuth B, Keuler K, Keup-Thiel E, Lautenschlager M, Legutke S, Radtke K, Rockel B, Schubert M, Will A, Woldt M, Wunram C (2008) Draft – Ensemble Simulations over Europe with the Regional Climate Model CLM forced with IPCC AR4 Global Scenarios Abrufbar unter: http://www.mad.zmaw.de/fileadmin/extern/SGA-Files/CLM_report/CLM_technical_report_draft.pdf (Datum: 28.10.2008)

- Hooss K. G. (2004) Modelle der globalen Umwelt und Gesellschaft.- In: promet meteorologische fortbildung 30 (4), S. 213-224
- Houghton J, Ding Y, Griggs D, Noguer M, van der Linden P, Dai X, Maskell K, Johnson C (2001) Climate Change 2001, The Scientific Bases. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the IPCC.- Cambridge
- Hübler M, Klepper G (2007) Kosten des Klimawandels. Die Wirkung steigender Temperaturen auf Gesundheit und Leistungsfähigkeit.- Kiel Abrufbar unter: <http://www.ifw-members.ifw-kiel.de/publications/kosten-des-klimawandels-die-wirkung-steigender-temperaturen-auf-gesundheit-und-leistungsfahigkeit-a-study-for-wwf-germany/Kosten%20des%20Klimawandels%20WWF%20ifW%2019.07.2007.pdf> (Datum: 17.04.2008)
- IMAGE team (2001) The IMAGE 2.2 implementation of the SRES scenarios: A comprehensive analysis of emissions, climate change and impacts in the 21st century.- Bilthoven
- IPCC (2007a) Climate Change 2007: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, Pachauri, R.K and Reisinger, A. (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 104 pp.
- IPCC (2007b) Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.
- Jacob D (2008) Regionalisierte Szenarien des Klimawandels.- In: Raumforschung und Raumordnung 2/2009: 89-96
- Jacob D (2006a) Klimawandel: Globale und regionale Klimamodelle.- Hamburg Abrufbar unter: http://www.umweltdachverband.at/NG_100906/NG_100906pdfs/Jacob.pdf (Datum: 14.06.2008)
- Jacob D (2006b) Globale und regionale Klimaszenarien. Abrufbar unter: http://www.umweltdachverband.at/NG_100906/NG_100906pdfs/Jacob.pdf (Datum: 14.06.2008)
- Jacob D (2004) EU-Projekt startet mit 100 Klimaforschern in Hamburg. Abrufbar unter: <http://www.innovations-report.de/html/berichte/geowissenschaften/bericht-33446.html> (Datum: 24.04.2008)
- Jacob D, Bärring L, Christensen O, Christensen J, de Castro M, Déqué M, Giorgi F, Hagemann S, Hrischi M, Jones R, Kjellström E, Lenderink G, Rockel B, Sánchez E, Schär C, Seneviratne S, Somot S, van Ulden A, van den Hurk B (2007) An inter-comparison of regional climate models for Europe: model performance in present-day climate.- In: Climatic Change (81), S. 31-52, DOI 10.1007/s10584-006-9213-4
- Jacob D, Göttel H, Kotlarski S, Lorenz P, Sieck K (2008) Klimaauswirkungen und Anpassung in Deutschland – Phase 1: Erstellung regionaler Klimaszenarien für Deutschland. Abrufbar unter: <http://www.umweltdaten.de/publikationen/fpdf-l/3513.pdf> (Datum: 11.09.2008)
- Jacob D, Göttel H, Lorenz P (2007) Hochoaufgelöste regionale Klimaszenarien für Deutschland, Österreich und die Schweiz.- In: Mitteilungen DMG 9 (1), S. 10-12 Abrufbar unter: http://www.dmg-ev.de/gesellschaft/publikationen/pdf/dmg-mitteilungen/2007_1.pdf (Datum: 16.04.2008)
- Karjalainen T, Pussinen A, Liski J, Nabuurs G-J, Eggers T, Lapveteläinen T, Kaipainen T (2003) Scenario analysis of the impacts of forest management and climate change on the European forest sector carbon budget.- In: Forest Policy and Economics (5), S. 141-155
- Kasang D (2007a) Das Klima ändert sich. Abrufbar unter: <http://www.hamburger-bildungsserver.de/welcome.phtml?unten=/klima/infothek.htm> (Datum: 21.04.2008)

- Kasang D (2007b) Was sind Klimamodelle?. Abrufbar unter: <http://www.hamburger-bildungsserver.de/welcome.phtml?untent=/klima/klimawandel/kw-00.htm> (Datum: 15.04.2008)
- Kasang D (2007c) Probleme von Klimamodellsimulationen. Abrufbar unter: <http://www.hamburger-bildungsserver.de/welcome.phtml?untent=/klima/klimawandel/kw-00.htm> (Datum: 22.05.2008)
- Kasang D (2007d) Szenarien und Prognosen. Abrufbar unter: <http://www.hamburger-bildungsserver.de/welcome.phtml?untent=/klima/klimawandel/prognosen/szenarien.html> (Datum: 13.06.2008)
- Kasang D (2007e) Poster zum Klimawandel. Abrufbar unter: <http://www.hamburger-bildungsserver.de/welcome.phtml?untent=/klima/poster/poster-63.html> (Datum: 18.10.2008)
- Kjellström E, Bärring L, Jacob D, Jones R, Lenderink G, Schär C (2007) Modelling daily temperature extremes: recent climate and future changes over Europe.- In: Climatic Change (81), S. 249-265
- Kjellström E, Ruosteenoja K (2007) Present-day and future precipitation in the Baltic Sea region as simulated in a suite of regional climate models.- In: Climatic Change (81), S. 281-291
- Kreis Stormarn (2007) Der Kreis Stormarn in der Metropolregion Hamburg.- Bad Oldesloe Abrufbar unter: <http://kreis-stormarn.de/kreis/zahlen/metropol.html> (Datum: 29.06.2008)
- Leimbach M (2000) ICLIPS – Integrierte Abschätzung von Klimaschutzstrategien: Politisch-ökonomische Beiträge. Umweltforschungsplan des Bundesministers für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit. Schutz der Erdatmosphäre. Forschungsbericht 296 41 815. Abrufbar unter: <http://www.iet.tu-berlin.de/~bruckner/Publications/uba.buch.pdf> (Datum: 21.07.2008)
- Leinweber R (2004) Fernerkundung atmosphärischen Wasserdampfes für einen Vergleich mit dem regionalen Klimamodell REMO.- Berlin Abrufbar unter: http://userpage.fu-berlin.de/~geoiss/ress/dipl/Diplom_Leinweber_Ronny.pdf (Datum: 08.04.2008)
- Lenderink G, van Ulden A, van den Hurk B, van Meijgaard (2007) Summertime inter-annual temperature variability and an ensemble of regional model simulations: analysis of the surface energy budget.- In: Climatic Change (81), S. 233-247
- Lengenfelder K, Meine M (2008) Was bedeuten die Auswirkungen des Klimawandels für die Tidelbe?. Abrufbar unter: <http://www.tideelbe.de/200-0-20Was-bedeuten-die-Auswirkungen-des-Klimawandels-fuer-die-Tideelbe.html> (Datum: 13.10.2008)
- Meißner Cathérine (2008) High-resolution sensitivity studies with the regional climate model Cosmo-CLM.- Karlsruhe Abrufbar unter: http://www.imk.uni-karlsruhe.de/download/Dissertation_Meissner.pdf (Datum: 02.04.2008)
- MeteoSchweiz (2008) Das Cosmo Modell. Abrufbar unter: <http://www.meteoschweiz.admin.ch/web/de/wetter/modelle/cosmo.html> (Datum: 21.04.2008)
- Meynen E, Schmithüsen J, Gellert J, Neef E, Müller-Miny H, Schultze J (1962) Handbuch der naturräumlichen Gliederung Deutschlands.- Bad Godesberg
- Ministerium für Umwelt und Klimaschutz (2008) PRUDENCE – Prediction of Regional scenarios and Uncertainties for Defining European Climate change risks and Effects. Abrufbar unter: http://www.portalu.de/ingrid-portal/portal/search-detail.psm?pluginid=/kug-group:kug-iplug-udk-db_uba&docid=310 (Datum: 24.04.2008)
- Min S-K, Hense A (2005) Nachweis und Zuordnung von Klimaänderungssignalen im 20. Jahrhundert unter Berücksichtigung der Modellunsicherheiten.- In: Deutscher Wetterdienst (2005) Klimastatusbericht 2005.- Offenbach, S. 18-32

- Model & Data group (2008) ZWEK.- Abrufbar unter: <http://www.mad.zmaw.de/projects-at-md/sg-adaptation/other-regional-model-data/zwek/> (Datum: 07.12.2008)
- MPI (Max-Planck-Institut für Meteorologie) (2008) The REMO model. Abrufbar unter: <http://www.mpimet.mpg.de/wissenschaft/ueberblick/atmosphaere-im-erdsystem/regionale-klimamodellierung/the-remo-model.html> (Datum: 14.04.2008)
- Odebrecht J (2004) Validierung passiver Fernerkundungsverfahren zur Erkennung von Wolken.- Berlin
Abrufbar unter: http://userpage.fu-berlin.de/~geoiss/ress/dipl/Diplom_Odebrecht_Jana.pdf (Datum: 17.04.2008)
- Orlowsky B (2007) Setzkasten Vergangenheit – ein kombinatorischer Ansatz für regionale Klimasimulationen.- Hamburg
Abrufbar unter: http://www.sub.uni-hamburg.de/opus/volltexte/2007/3316/pdf/dissertation_boris_orlowsky.pdf (Datum: 10.04.2008)
- PIK (Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung e. V.) (2004) PIK Zweijahresbericht 2002/2003.- Potsdam
Abrufbar unter: <http://www.pik-potsdam.de/infothek/broschueren/zweijahresberichte/zwjb2002-03d-lr.pdf> (Datum: 19.04.2008)
- QUIRKS, DEKLIM (2006) Quantifizierung von Ungenauigkeiten regionaler Klima- und Klimaänderungssimulationen (QUIRKS) Abschlussbericht. Zusammenfassung der wesentlichen Ergebnisse eines Projektes des deutschen Klimaforschungsprogramms DEKLIM.- Cottbus
Abrufbar unter: <http://www.tu-cottbus.de/meteo/Quirks/home.html> (Datum: 06.05.2008)
- Rieland M (2000) Das BMBF – Programm GLOWA – Beispiel für integrative, interdisziplinäre und anwendungsbezogene Global Change Forschung.- Bonn
Abrufbar unter: <http://www.kliwa.de/download/symp2000/vortrag21.pdf> (Datum: 22.07.2008)
- Ruosteenoja K, Tuomenvirta H, Jylhä K (2007) GCM-based regional temperature and precipitation change estimates for Europe under four SRES scenarios applying a super-ensemble pattern-scaling method.- In: Climatic Change (81), S. 193-208
- Sabaté S, Gracia C, Sánchez A (2002) Likely effects of climate change on growth of Quercus ilex, Pinus halepensis, Pinus pinaster, Pinus sylvestris and Fagus sylvatica forests in the Mediterranean region.- In: Forest Ecology & Management (162), S. 23-37
- Schär C, Wernli H, Frei C (2003) Methodik regionaler Klimaszenarien.- In: OcCC (2003) Extremereignisse und Klimaänderungen. Wissensstand und Empfehlungen des OcCC, Bern.- Bern, S. 28-32
Abrufbar unter: http://www.occc.ch/reports/Extremereignisse03/PDF_D/1-05.pdf (Datum: 14.04.2008)
- Sitch S, Smith B, Prentice I, Arneth A, Bondeau A, Cramer W, Kaplan J, Levis S, Lucht W, Sykes M, Thonicke K, Venevsky S (2003) Evaluation of ecosystem dynamics, plant geography and terrestrial carbon cycling in the LPJ Dynamic Global Vegetation Model.- In: Global Change Biology (9), S. 161-185
- Spekat A, Enke W, Kreienkamp F (2007) Neuentwicklung von regional hoch aufgelösten Wetterlagen für Deutschland und Bereitstellung regionaler Klimaszenarios auf der Basis von globalen Klimasimulationen mit dem Regionalisierungsmodell WETTREG auf der Basis von globalen Klimasimulationen mit ECHAM5/MPI-OM T63L31 2010 bis 2100 für die SRES-Szenarios B1, A1B und A2.- Potsdam
Abrufbar unter: <http://www.umweltdaten.de/publikationen/fpdf-1/3133.pdf> (Datum: 7.04.2008)
- Spekat A, Kreienkamp F, Enke W (2007) Statistische Regionalisierung von Klimaszenarios für das 21. Jahrhundert mit der WETTREG-Methode.- In: Mitteilungen DMG 9 (1), S. 6-9
Abrufbar unter: http://www.dmg-ev.de/gesellschaft/publikationen/pdf/dmg-mitteilungen/2007_1.pdf (Datum: 16.04.2008)
- Statista GmbH (2008) Quantil. Abrufbar unter: <http://de.statista.org/statistik/lexikon/definition/106/quantil/> (Datum: 21.08.2008)

- Tague C, Band L (2004) RHESSys: Regional hydro-ecologic simulation system: An object-oriented approach to spatially distributed modelling of carbon, water and nutrient cycling.- In: Earth Interactions (8), S. 1-42
- Thalmann E (2005) Climate facts – Interaktive Szenarienshow. Abrufbar unter: http://fm.proclim.ch/im/factsheets/ScenariosIPCC/Szenarienshow/Szenarienshow_D.html (Datum: 28.10.2008)
- The BACC Author Team (2008) Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin.- Berlin/Heidelberg
- Thonicke K, Venevsky S, Sitch S, Cramer W (2001) The role of fire disturbance for global vegetation dynamics: coupling fire into a Dynamic Global Vegetation Model.- In: Global Ecology and Biogeography (10), S. 661-677
- Thuiller W (2003) BIOMOD – optimizing predictions of species distributions and projecting potential future shifts under global change.- In: Global Change Biology (9), S. 1353-1362
- Thuiller W (2004) Patterns and uncertainties of species' range shifts under climate change.- In: Global Change Biology (10), S. 2020-2027
- Tidemann A (2007a) Flutschutz: Hafenbetriebe müssen nachrüsten. Abrufbar unter: <http://www.abendblatt.de/daten/2007/03/12/704621.html> (Datum: 12.10.2008)
- Tidemann A (2007b) Wichtig für die ganze Stadt. Abrufbar unter: <http://www.abendblatt.de/daten/2007/03/12/704647.html> (Datum: 12.10.2008)
- UBA (Umweltbundesamt) (2007) Neue Ergebnisse zu regionalen Klimaänderungen. Das statistische Regionalisierungsmodell WETTREG.- Dessau Abrufbar unter: <http://www.umweltbundesamt.de/uba-info-presse/hintergrund/Regionale-Klimaaenderungen.pdf> (Datum: 10.04.2008)
- UBA (Umweltbundesamt), MPI (Max-Planck-Institut für Meteorologie) (2006) Künftige Klimaänderungen in Deutschland – Regionale Projektionen für das 21. Jahrhundert. Abrufbar unter: <http://www.umweltbundesamt.de/uba-info-presse/hintergrund/Klimaaenderungsworkshop.pdf> (Datum: 09.04.2008)
- UFZ (Helmholtz Zentrum für Umweltforschung) (2007) GLOWA-Elbe I: Der Einfluss des globalen Wandels auf die Umwelt und Gesellschaft in der Elbe-Region. Abrufbar unter: <http://www.ufz.de/index.php?de=14322> (Datum: 28.10.2008)
- UFZ (Helmholtz Zentrum für Umweltforschung) (2005) GLOWA-Elbe II: Wirkungen des globalen Wandels auf den Wasserkreislauf. Risiken und Optionen. Abrufbar unter: <http://www.ufz.de/index.php?de=6309> (Datum: 28.10.2008)
- van der Linden P (2008) Sixth Framework Programm. Priority 1.1.6.3. Global Change and Ecosystems. Abrufbar unter: <http://www.ensembles-eu.org/> (Datum: 15.06.2008)
- van Ulden A, Lenderink G, van den Hurk B, van Meijgaard E (2007) Circulation statistics and climate change in Central Europe: PRUDENCE simulations and observations.- In: Climatic Change (81), S. 179-192
- Venevsky S, Thonicke K, Sitch S, Cramer W (2002) Simulating fire regimes in human-dominated ecosystems: Iberian Peninsula case study.- In: Global Change Biology (8), S. 984-998
- Vidale P, Lüthi D, Wegmann R, Schär C (2007) European summer climate variability in a heterogeneous multi-model ensemble.- In: Climatic Change (81), S. 209-232
- von Storch H, Omstedt A (2008) Introduction and Summary.- In: BACC Author Team (Eds) Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin.- Berlin u. a.: Springer, S. 1-34

- von Storch H, Meinke I, Weisse R, Woth K (2007) Regionaler Klimawandel in Norddeutschland.- Geesthacht
Abrufbar unter: <http://coast.gkss.de/staff/storch/pdf/070131.dkkv+arl.pdf> (Datum: 22.04.2008)
- Wechsung F (2008) THESEN zu den Folgen des globalen Wandels auf Wasserverfügbarkeit und Wassernutzungskonflikte im Elbe-Einzugsgebiet (GLOWA-ELBE). Abrufbar unter: <http://www.glowa-elbe.de/pdf/thesen.pdf> (Datum: 22.4.2008)
- Wechsung F, Becker A, Gräfe P (2005) Auswirkungen des globalen Wandels auf Wasser, Umwelt und Gesellschaft im Elbegebiet.- In: Konzepte für die nachhaltige Entwicklung einer Flusslandschaft (6), S. 110-119
- Weisse R, v Storch H (2009) Marine Climate and Climate Change. Storms, Wind Waves and Storm Surges.- Berlin u. a.: Springer
- Werner P, Gerstengarbe F-W (2007) Welche Klimaänderungen sind in Deutschland zu erwarten?.- In: Endlicher W, Gerstengarbe F-W (Hrsg.) (2007) Der Klimawandel – Einblicke, Rückblicke und Ausblicke.- Potsdam, S. 56-59
Abrufbar unter: <http://edoc.hu-berlin.de/miscellanies/klimawandel-28044/56/PDF/56.pdf> (Datum: 14.04.2008)
- Woth K, von Storch H (2008) Klima im Wandel: Mögliche Zukünfte des Norddeutschen Küstenklimas.- In: Dithmarschen – Zeitschrift für Landeskunde, Kultur und Natur 56 (1), S. 20-31
Abrufbar unter: <http://coast.gkss.de/staff/storch/pdf/woth-storch.dithmarschen.2007.pdf> (Datum: 16.05.2008)
- Zaehle S (2008) Prozessbasierte Modellierung der terrestrischen Biosphäre: eine Auswertung heutiger und zukünftiger terrestrischer Kohlenstoffbilanzabschätzungen und ihrer Unsicherheit. Kurzfassung.- Potsdam
Abrufbar unter: <http://opus.kobv.de/ubp/volltexte/2005/526/> (Datum : 11.06.2008)
- Zebisch M, Grothmann T, Schröter D, Haße C, Frisch U, Cramer W (2005) Klimawandel in Deutschland. Vulnerabilität und Anpassungsstrategien Klimasensitiver Systeme. Abrufbar unter: <http://www.umweltdaten.de/publikationen/fpdf-l/2947.pdf> (Datum: 13.09.2008)

3.5 Danksagung

Folgenden Personen / Institutionen sei für die Unterstützung bei der Erarbeitung des Teilkapitels herzlich gedankt

Martin Claußen, MPI Hamburg / ZMAW

Daniela Jacob, MPI Hamburg / ZMAW

Holger Göttel, MPI Hamburg / ZMAW

Jochem Marotzke, MPI Hamburg / ZMAW

Gunhild Kleinhoff, MPI Hamburg / ZMAW

Heinke Schlünzen, MPI Hamburg / ZMAW

Hans von Storch, GKSS / Institut für Küstenforschung / Norddeutsches Klimabüro

Insa Meinke, GKSS / Institut für Küstenforschung / Norddeutsches Klimabüro

Burkhardt Rockel, GKSS

Wolfgang Kaysser, GKSS

Marcus Reckermann, GKSS

Frank Kreienkamp, Firma CEC Potsdam

Wolfgang Cramer, PIK

Frank Wechsung, PIK

Peggy Gräfe, PIK

Volkmar Hartje, TU Berlin

Thomas Deutschländer, DWD

Gerhard Müller-Westermeier, DWD

Peter Hinrich-Voß, DWD

4 Klima der Region und mögliche Änderungen in der Deutschen Bucht (Ralf Weisse)

4.1 Naturräumliche Verhältnisse und Gegenwärtiges Klima

Die Deutsche Bucht stellt das für die Metropolregion Hamburg zentrale Meeresgebiet in der Nordsee dar. Durch die Küstenlinien der zur Metropolregion zählenden Kreise Dithmarschen und Cuxhaven grenzt die Deutsche Bucht zum einen unmittelbar an die Metropolregion an, zum anderen stellt sie die seewärtige Begrenzung der Tideelbe mit zentraler Bedeutung für die Stadt Hamburg sowie die angrenzenden Kreise Steinburg, Pinneberg, Stade und Harburg dar. Helgoland als zentrale Insel in der Deutschen Bucht gehört derzeit zum Kreis Pinneberg und ist damit ebenfalls Bestandteil der Metropolregion.

Als Deutsche Bucht bezeichnet man im Allgemeinen das Meeresgebiet vor der dänisch-deutsch-niederländischen Nordseeküste. Es wird küstenseitig von einer Linie entlang der westfriesischen Inseln (Niederlande) über die ost- und nordfriesischen Inseln (Deutschland) bis hin zu den dänischen Wattenmeerinseln vor Jütland begrenzt. Seeseitig stellt die Doggerbank die nordwestliche Abgrenzung dar. Die zentrale Insel in der Deutschen Bucht ist Helgoland (Abb. 1).



Abb 1: Lage des Meeresgebiets Deutsche Bucht in der Nordsee (aus BSH 2008, Abb.2).

Die Wassertiefen in der Deutschen Bucht reichen von wenigen Metern vor den küstennahen Inseln bis zu etwa 56 m Tiefe im Helgoländer Becken südwestlich von Helgoland. Die Topographie ist das Ergebnis des Rückzugs der glazialen Eisbedeckung und des Anstiegs des Meeresspiegels in den letzten etwa 10,000 Jahren. Sie wird geprägt durch die ausgedehnten friesischen Wattengebiete und das postglaziale Elbtal, das die Deutsche Bucht von der jetzigen Elbmündung in nordwestlicher Richtung durchschneidet (BSH 2002). In die Deutsche Bucht münden neben zahlreichen kleineren Flüssen von Südwest nach Nordost die Flüsse Ems, Weser, Elbe und Eider. Mit einem mittleren Abfluss von etwa 850 m³/s im Winter (Rudolph 2005) stellt die Elbe den wesentlichsten der in die Deutsche Bucht mündenden Flüsse dar. Im südlichen Teil der Deutschen Bucht befindet sich mit der von Hamburg bzw. der Elbmündung zum Ärmelkanal verlaufenden Schifffahrtsroute eine der am stärksten befahrenen Schifffahrtsstraßen der Welt.

Dünen, Sände, Watten und Ästuarie stellen die dominierenden Küstenformen im Bereich der Deutschen Bucht dar. Die natürlichen Küstenformen und der natürliche Küstenverlauf sind durch menschliche Eingriffe (Deichbau, Häfen, etc.) zum Teil erheblich verändert worden. Als eine Folge der letzten Eiszeit senkt sich das Land im Bereich der Deutschen Nordseeküste mit regional unterschiedlichen Raten von etwa 0.5-1.0 mm/Jahr. In den Flussmündungen finden zum Teil deutlichere lokale Absenkungen statt (Leonhard 1987). Lokal können zusätzlich Gasentnahmen, Bodenkompaktierung und Grundwassereffekte eine Rolle spielen (Kooi et al. 1998).

Die Strömungen in der Nordsee und damit in der Deutschen Bucht bestehen aus einer Überlagerung von gezeiten-, wind- und dichteinduzierten Komponenten. Eliminiert man den gezeitenbedingten Anteil, erhält man den so genannten Reststrom, der die großräumige Zirkulation der Nordsee charakterisiert. Im Allgemeinen herrscht in der Nordsee und in der Deutschen Bucht ein zyklonales, d.h. ein gegen den Uhrzeigersinn gerichtetes Strömungsmuster vor. Dieses Muster ist charakterisiert durch Einstrom atlantischen Wassers am nordwestlichen Rand der Nordsee und einem entsprechendem Ausstrom im Nordosten über die Norwegische Rinne. Gleichzeitig kommt es durch den Englischen Kanal zu einem zusätzlichen, volumenmäßig aber deutlich geringeren Einstrom. In der Deutschen Bucht ist dieses großräumige Zirkulationsmuster mit einer von Südwest nach Nordost gerichteten Strömung mit deutlichem Einstrom am südwestlichen Rand und Ausstrom am nördlichen Rand verbunden (z.B. BSH 2004, Backhaus 1980). Die zeitliche Variabilität der Strömungsmuster ist relativ hoch. Basierend auf Daten für den Zeitraum 1979-1993 fanden Kauker und von Storch (2000) in etwa 30% der Zeit ein großräumiges zyklonales und in etwa 15% der Zeit ein entgegengesetztes, d.h. antizyklonales Strömungsmuster vor. Von den verbleibenden 55% der Zeit ließen sich etwa 45% durch ein bipolares Muster mit entgegengesetzten Zirkulationen in der nördlichen und südlichen Nordsee erklären. Die restlichen 10% der Zeit ließen sich keinem Zirkulationstyp zuordnen und waren durch ein schwaches, nicht eindeutiges Muster charakterisiert. Ähnliche Zahlen findet man in BSH (2008). Hier sind die Häufigkeiten der zyklonalen Strömungsmuster mit etwa 45% und die der antizyklonalen Muster mit ca. 10% angegeben. Die Persistenz, d.h. die Andauer der beobachteten großräumigen Strömungsmuster, ist nach beiden Studien gering. In BSH (2008) wird allgemein eine Beständigkeit von wenigen Tagen angegeben. Nach Kauker und von Storch (2000) dauern lediglich etwa 40% der zyklonalen bzw. antizyklonalen Zirkulationsregime mit einem Wirbel länger als fünf Tage an. Bei den bipolaren Strömungsmustern wird eine solche Beständigkeit kaum beobachtet und ihre Persistenz ist nach Kauker und von Storch (2000) noch wesentlich geringer.

Temperatur und Salzgehalt in der Deutschen Bucht sind neben der großräumigen ozeanographischen Zirkulation vor allem durch lokale Wechselwirkungen mit der Atmosphäre, durch den Einfluss des Windes und durch die Süßwassereinträge von Weser und Elbe bestimmt (BSH 2002). Abb. 2 zeigt die klimatologischen Mittel der Meeresoberflächentemperatur (SST³) und des Oberflächensalzgehaltes (SSS⁴) für die Monate Februar und August im Bereich der Deutschen Bucht (BSH 2008). Generell treten die kältesten Temperaturen im Februar auf. Die sommerliche Erwärmung beginnt im Mai und

3 Englisch für Sea Surface Temperature.

4 Englisch für Sea Surface Salinity.

die SST erreichen ihr Maximum für gewöhnlich im August. Die extremsten Temperaturen werden jeweils im flachen Küstenbereich beobachtet, d.h. letzterer ist im Sommer wärmer und im Winter kälter als die offenen Bereiche der Deutschen Bucht. In den Wattgebieten erreicht der Jahresgang der SST Werte bis zu 8 K (Grad) (OSPAR 2000). Beim Salzgehalt fallen die niedrigen Konzentrationen im Bereich der Weser- und Elbmündung auf, die eine Folge des ständigen Süßwassereintrags der beiden Flüsse darstellen. Generell sind die Süßwassereinträge der in die Deutsche Bucht mündenden Flüsse verantwortlich für die deutlich reduzierten oberflächennahen Salzgehalte in Küstennähe (Janssen 2002).

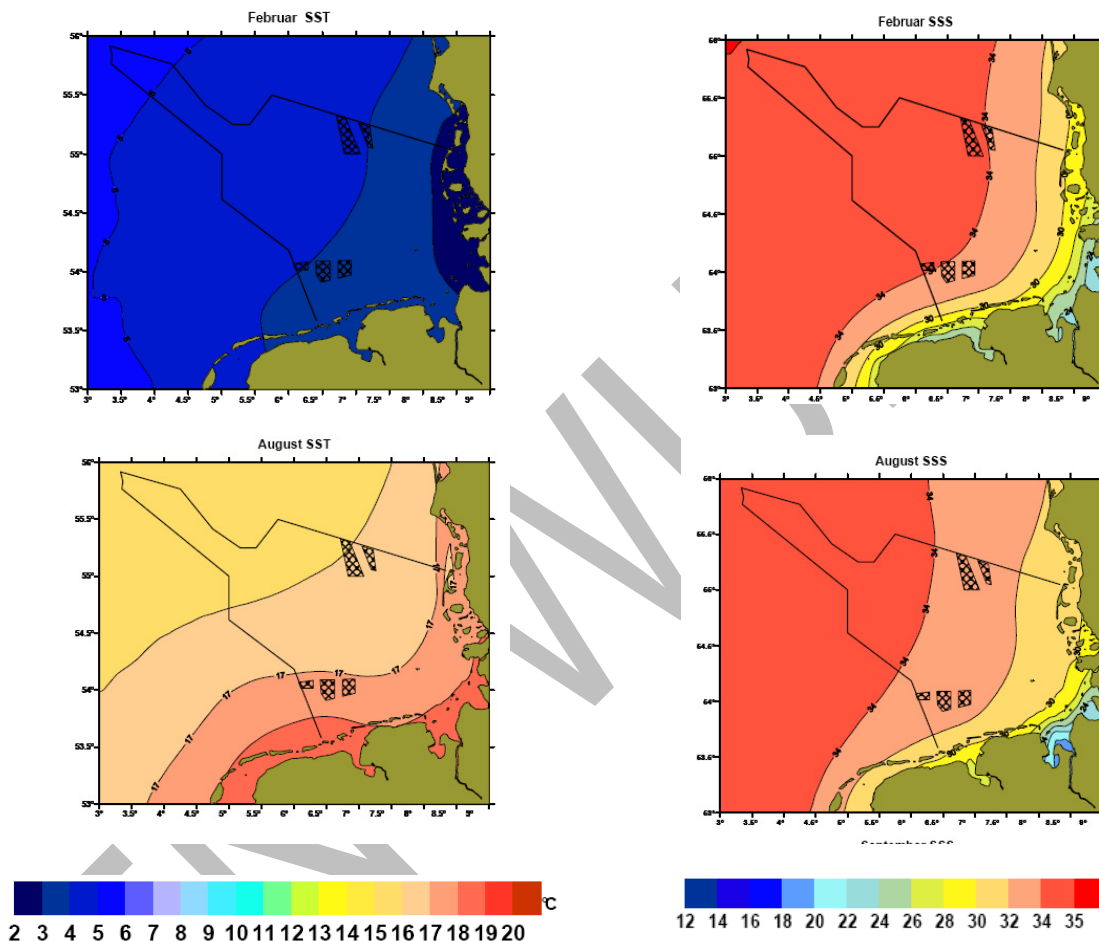


Abb. 2: Klimatologische Monatsmittel (Februar, August) der Oberflächentemperatur und des Oberflächensalzgehaltes 1900-1996 nach Janssen et al. (1999) entnommen aus BSH (2008) (Abb. 19, 20, 22, 23)

Abb. 3 zeigt die mittleren Schichtungsverhältnisse in der Deutschen Bucht (BSH 2008). Zu Anfang des Jahres ist die Deutsche Bucht im klimatologischen Mittel thermisch durchmisch. Etwa ab Anfang Mai bildet sich infolge zunehmender Einstrahlung und Erwärmung der oberflächennahen Schichten eine thermische Schichtung aus, die jedoch im Mittel nur in tiefem Wasser zu beobachten ist. Gebiete mit Wassertiefen von weniger als etwa 20-30 m sind auch im Sommer im Allgemeinen thermisch durchmisch, da sich hier infolge der zunehmenden Gezeitenstromreibung keine stabile Schichtung aufbauen kann (BSH 2008). Die räumliche Ausdehnung der thermisch geschichteten Gebiete erreicht etwa im Juni ihr Maximum und ist danach rückläufig. Ab etwa Ende September herrschen dann im Bereich der gesamten Deutschen Bucht wieder thermisch homogene Verhältnisse vor. Bezüglich des

Salzgehaltes sind die Gebiete im Bereich der Doggerbank und des nordfriesischen Wattenmeers aufgrund der geringen Wassertiefe ganzjährig homogen geschichtet. Im Bereich des Elbeabflusses ist dagegen ein ganzjährig geschichtetes Gebiet zu erkennen, das sich vom Frühjahr bis zum Sommer seewärts ausbreitet. Die Schichtungen in den übrigen Gebieten sind in Abhängigkeit von den meteorologischen Bedingungen und den Abflussraten der kontinentalen Flüsse zeitlich und räumlich stark variabel (BSH 2008).

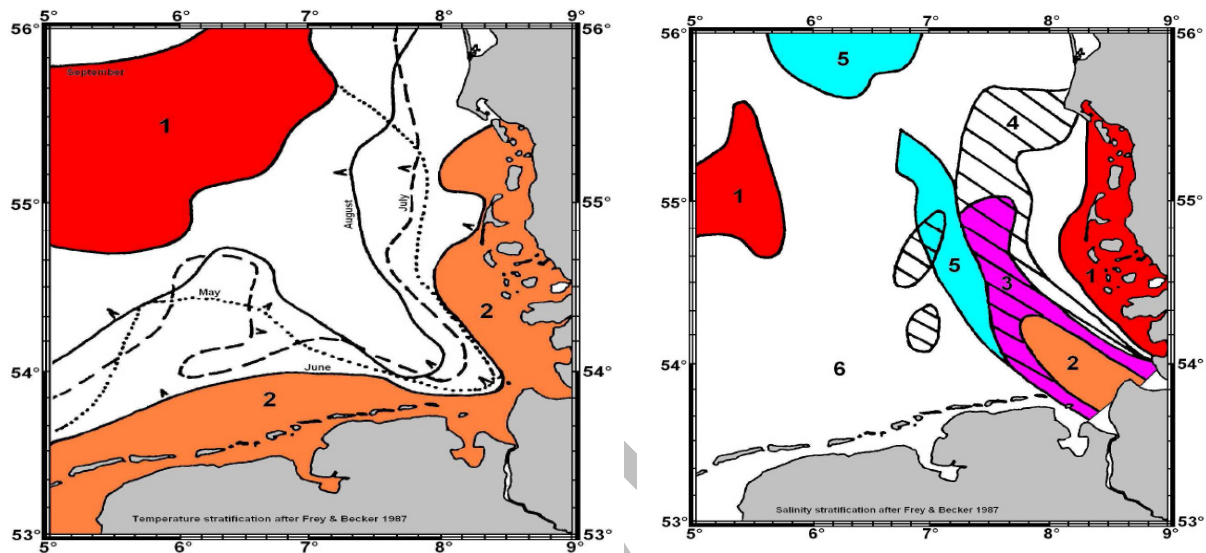


Abb. 3: Temperatur- und Salzgehaltsschichtung in der Deutschen Bucht entnommen aus BSH (2008) (Abb. 21, 24). Links: Gebiet 1: geschichtet von Mai bis September, Gebiet 2: ganzjährig vertikal homotherm. Rechts: Gebiet 1: ganzjährig vertikal homohalin, Gebiet 2: ganzjährig geschichtet, Gebiet 3: geschichtet von März bis August, Gebiet 4: geschichtet von März bis Mai, Gebiet 5: geschichtet von Juni bis August, Gebiet 6: zeitweise geschichtet, umfasst alle Gebiete außer Gebiet 1.

Der Seegang in der Deutschen Bucht setzt sich zusammen aus einem Windsee- und einem Dünungsanteil. Windsee verkörpert die vom lokalen Wind erzeugten Wellen, während Dünung für Seegang steht, der sein Entstehungsgebiet verlassen hat und entkoppelt vom lokalen Wind in das betrachtete Seegebiet einläuft. In die Deutsche Bucht einlaufende Dünung wird von Stürmen im Nordostatlantik oder der nördlichen Nordsee erzeugt. Die Höhe der Windsee hängt unmittelbar mit der Stärke des lokalen Windes, seiner Einwirkungszeit (Wirkdauer) sowie seiner Wirklänge („Fetch“) zusammen. Letztere wird zum einen durch die Windrichtung bestimmt, d.h. durch die Entfernung zum Land bei gegebener Windrichtung⁵, zum anderen durch die typische Ausdehnung der Starkwindfelder selbst. Im flachen Wasser, z.B. im Bereich der Watten und der Elbmündung spielt die Wassertiefe eine entscheidende Rolle, da sie das Wachstum der Wellen begrenzt. Für den Küstenschutz ist vor allem der Sturmseegang entscheidend, da er für die größeren Abbrüche an den Küsten verantwortlich ist und für den Wellenauflauf am Deich die entscheidende Belastungsgröße darstellt (Generalplan Küstenschutz, Schleswig-Holstein 2001).

⁵ So ist z.B. die Windwirklänge in der Deutschen Bucht bei Ost- und Südwinden deutlich kleiner, als bei Nord- und Westwinden.

Die mittlere signifikante Wellenhöhe⁶ im Bereich der Deutschen Bucht beträgt im Mittel 1958-2002 etwa 1.0-1.5 m, wobei die höchsten Werte typischerweise im nordwestlichen Bereich der Deutschen Bucht erreicht werden und nach Südosten und zu den Küsten hin deutlich abfallen (Grabemann und Weisse 2008). Für den gleichen Zeitraum beträgt das mittlere 99%-Perzentil⁷ etwa 5-6 m, ebenfalls mit den höchsten Werten im nordwestlichen Bereich und zu den Küsten hin stark abfallend (Weisse und Günther 2007). Unter Berücksichtigung der Andauer der einzelnen Seegangszustände wird dieser Wert im Mittel etwa acht bis neun Mal pro Jahr mit einer Dauer von etwa 10-11 Stunden überschritten. Dabei wird das lokale 99%-Perzentil im Mittel um etwa einen Meter überschritten (Weisse und Günther 2007).

Der klimatologische Jahresgang der Wellenhöhen ist eng an den der Windgeschwindigkeiten gekoppelt (BSH 2008). So besitzen mittlere Windgeschwindigkeit und Wellenhöhe ein primäres Maximum im November und ein weiteres sekundäres im März (BSH 2008). Für Starkwindsituation (Windstärken von 6 Beaufort und mehr) findet man ebenfalls Maxima im November und März, wogegen Stürme (Windstärken von 8 Beaufort und mehr) lediglich im November ein ausgeprägtes Maximum aufweisen (Korevaar 1990). Entsprechend weist die Häufigkeit von Seegang mit kennzeichnenden Wellenhöhen von 4 m und mehr ebenfalls nur im November ein deutliches Maximum auf (Korevaar 1990). Die Häufigkeit von Schwachwindsituationen (Windstärken von zwei Beaufort und weniger) und Seegang von weniger als 1.5 m ist dagegen in den Monaten Mai und Juni am ausgeprägtesten (Korevaar 1990).

Der Wasserstand in der Deutschen Bucht stellt eine Überlagerung astronomischer (Gezeitenwelle) und meteorologischer (Windstau) Anteile dar. Hinzu kommt ein weiterer Anteil bedingt durch den langsamen Anstieg des mittleren Meeresspiegels. Die Gezeitenwelle passiert etwa zweimal täglich die Küste von Süd nach Nord, der mittlere Tidenhub (MTHB) variiert dabei zwischen ca. 1,81 m (List, Sylt) und 3,55 m (St. Pauli) (Generalplan Küstenschutz, Schleswig-Holstein 2001). Neben dem etwa halbtäglichen Gezeitensignal gibt es eine Reihe weiterer periodischer Anteile (z.B. den Spring-Nipp Zyklus), die die tidebedingten Wasserstandsschwankungen modulieren. Ein relativ langfristiger Beitrag dabei stammt von der so genannten Nodaltide, die die Amplitude der halbtäglichen Gezeit mit einer Periode von etwa 18,6 Jahren moduliert. Aufgrund ihrer relativ langen Periode muss sie bei der Analyse von langfristigen Veränderungen im Wasserstand gesondert berücksichtigt werden, damit es nicht zu Fehlinterpretationen bei der Auswertung von Trendanalysen kommt.

Beim Windstau unterscheidet man zwischen dem lokal erzeugten Windstau und der so genannten Fernwelle. Letztere wird durch Luftdruckgradienten und Windstau außerhalb der Nordsee erzeugt und läuft anschließend in die Nordsee ein. Für die Sturmflut am 16./17. Februar 1962 ergeben Abschätzungen über den Beitrag der Fernwelle zum Sturmflutwasserstand von knapp 5 m über NN bei Cuxhaven einen Wert von etwa 0,9 m verglichen zum Beitrag des Windstaus von etwa 2,2 m (Müller-Navarra et al. 2006). Der lokal erzeugte Windstau hängt neben der Windgeschwindigkeit und der Wassertiefe entscheidend von der Windrichtung ab. Bei ansonsten gleicher Windgeschwindigkeit und Wassertiefe ist bei Windrichtungen von etwa 295 Grad mit dem größten Windstau in der Deutschen Bucht zu rechnen (Müller-Navarra und Giese 1999).

Abb. 4 zeigt den Jahresgang der mittleren monatlichen Hochwasserstände am Pegel Cuxhaven für den Zeitraum 1971-2000. Für die Mittelwerte ist nur ein schwach ausgeprägter Jahresgang um das mittlere jährliche Hochwasser zu erkennen. Die Variabilität von Jahr zu Jahr ist jedoch in den Herbst- und Wintermonaten im Vergleich zum Frühjahr und Sommer deutlich erhöht. Dieses widerspiegelt den

6 Die signifikante Wellenhöhe wird oft auch als kennzeichnende Wellenhöhe bezeichnet und ist definiert als der Mittelwert der Einzelwellen des oberen Drittels der Wellenhöhenverteilung innerhalb eines gewissen Zeitintervalls, typischerweise etwa 20 min. Die signifikante Wellenhöhe entspricht in etwa der Wellenhöhe, die ein erfahrener Beobachter auf See per Augenbeobachtung als vorherrschende Wellenhöhe ermitteln würde.

7 Das 99%-Perzentil stellt den Wert dar, der lediglich in 1% der betrachteten Fälle überschritten wird, d.h. lediglich 1% aller signifikanten Wellenhöhen sind größer als das 99%-Perzentil.

größeren Einfluss der meteorologisch bedingten Anteile im Herbst und Winter, wohingegen die Schwankungen im Sommer stärker von den Gezeiten dominiert sind.

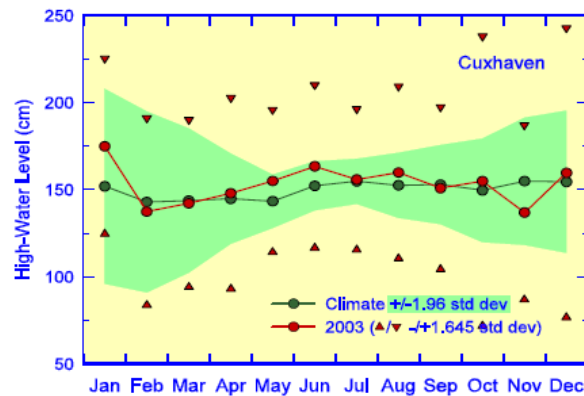


Abb. 4: Monatliche mittlere Hochwasserstände bei Cuxhaven im Jahr 2003 bezogen auf NN (rote Linie) zusammen mit monatlichen klimatologischen Mittelwerten 1971-2000 (grüne Linie). Ebenfalls dargestellt sind die Bereich der +/- 1.96 fachen (95%) klimatologischen Standardabweichung der monatlichen Werte (grün schattierter Bereich) sowie der +/- 1.645fachen (90%) Standardabweichung der Werte aus 2003 (aus BSH 2003, Abb. 3-12).

Der Vereisung in der Deutschen Bucht sind im Normalfall relativ enge Grenzen gesetzt. Seewärts der ost- und nordfriesischen Inseln tritt aufgrund der starken Gezeitenströme sowie der relativ hohen Temperaturen und Salzgehalte kaum Eisbildung auf (Blüthgen 1948 zitiert in BSH 2003). Lediglich in sehr starken Eiswintern (ca. 2-5% aller Winter) tritt hier Eisbildung auf (BSH 2003). In leichten und mäßigen Wintern bleibt die Vereisung auf Häfen und innere Fahrwasser beschränkt. Umfang und Dauer der Eisbedeckung hängen stark von der Anzahl, der Länge und dem Zeitpunkt des Auftretens von Kälteperioden ab. Eine sehr starke Vereisung erfolgt nach einem frühen Winterbeginn und lang andauerndem Frost in der Regel erst von Ende Januar bis Mitte Februar (BSH 2008). In den Wattgebieten setzt die Eisbildung gewöhnlich Anfang bis Mitte Januar ein, obwohl es auch bereits im Dezember zu Vereisung kommen kann (BSH 2008). Abb. 5 zeigt die mittleren Eisgrenzen für eisarme, mittlere und eisreiche Winter sowie deren Häufigkeit. Die Vereisung schwankt erheblich von Jahr zu Jahr, sowohl in ihrer räumlichen Ausdehnung als auch in ihrer zeitlichen Ausprägung innerhalb eines Jahres (BSH 2008).

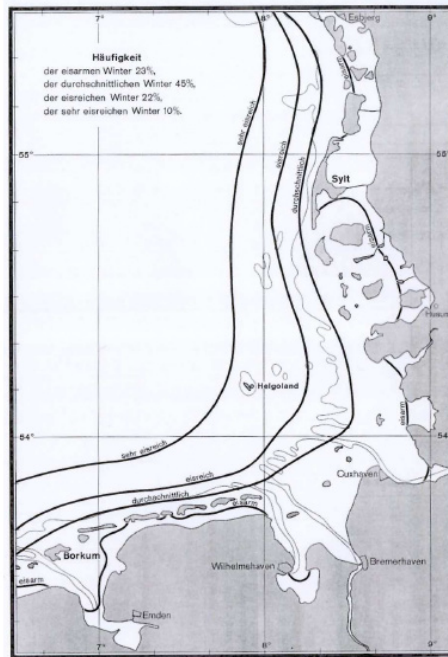


Abb. 5: Mittlere Eisgrenzen in eisarmen, mittleren, eisreichen und sehr eisreichen Wintern sowie deren Häufigkeit (aus BSH 2008, Abb. 30)

4.2 Klimaänderungen 1800-2006/2007

4.2.1 Hydrographie

Meeresoberflächentemperaturen (SST)

Die Meeresoberflächentemperaturen (SST) im Bereich der Deutschen Bucht weisen eine ausgeprägte interannuale und interdekadale Variabilität auf (z.B. Becker und Pauly 1996), d.h. ihre Jahres- oder saisonalen Mittelwerte schwanken erheblich von Jahr zu Jahr bzw. zwischen verschiedenen Jahrzehnten. So sind beispielsweise bei Helgoland Unterschiede in den Jahresmitteltemperaturen von mehr als 4 K möglich (vgl. Wiltshire und Manly 2004).

Eine Reihe von Arbeiten beschäftigt sich mit *langfristigen* Veränderungen⁸ der SST in der Deutschen Bucht. Die Ergebnisse sind abhängig vom verwendeten Datenmaterial und vom Untersuchungszeitraum. Becker und Pauly (1996) analysierten wöchentliche SST Karten für den Zeitraum 1969-1993 und fanden, bezogen auf diesen 25-jährigen Zeitraum, keine signifikanten langfristigen Veränderungen der SST in der Nordsee. Längere Messreihen liegen für die Insel Helgoland vor. Helgoland ist die zentrale Insel in der Deutschen Bucht und ihre SST Reihe wird als repräsentativ für das Gebiet der Deutschen Bucht betrachtet (Becker und Kohnke 1975 zitiert in BSH 2002). Becker et al. (1997) untersuchten langfristige Änderungen der SST bei Helgoland, wobei sie fehlende Daten mittels einer Regressionsbeziehung durch Daten von Feuerschiffen ergänzten. Für den 123-jährigen Zeitraum 1873-1995 fanden sie eine Erwärmung von etwa 0.6-0.8 K bezogen auf den

⁸ Unter langfristigen Veränderungen werden im folgenden Trends über mehrere Dekaden von Jahren verstanden.

Gesamtzeitraum, die von starken interannualen und interdekadischen Schwankungen überlagert ist. Wiltshire und Manly (2004) liefern ein Update der Analysen für den 130-jährigen Zeitraum 1873-2002. Überlagert von ausgeprägten interdekadalen Schwankungen beschreiben Wiltshire und Manly (2004) zunächst einen Rückgang der mittleren jährlichen SST von 1873-1893, danach relativ konstante Bedingungen bis etwa 1985 und anschließend eine signifikante Erwärmung (Abb. 6). Bezogen auf das Jahr 1962 beträgt diese bis 2002 etwa 1.13 K (Wiltshire und Manly 2004). Diese liegt deutlich höher, als die im 4. Sachstandsbericht des Zwischenstaatlichen Ausschusses für Klimaänderungen (IPCC) für den sehr ähnlichen Zeitraum 1961-2003 angegebene globale mittlere Erwärmung von 0.1 K, die allerdings als Mittel über die obersten 700 m zu verstehen ist (Bindoff et al. 2007).

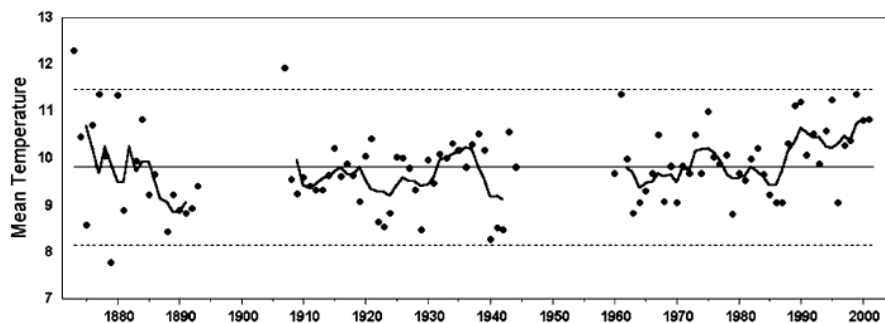


Abb. 6: Mittlere jährliche SST bei Helgoland 1873-2002 (Nach Wiltshire und Manly 2004) (Abb. 1 Mitte)

Meyer et al. (2009) lieferten ein Update der Analysen der SST bei Helgoland bis 2007. Diese bestätigen die Ergebnisse von Wiltshire und Manly (2004) für den Zeitraum nach etwa 1925. Meyer et al. (2009) fanden jedoch, dass die Jahresmittel SST (Abb. 6) zu Beginn des Analysezeitraums deutlich zu hoch ausfallen. Dieses ist auf die relativ umfangreichen Lücken in den ersten Jahren der Aufzeichnungen zurückzuführen, die vor allem in den Wintermonaten auftraten. Bei einfacher Jahresmittelwertbildung über alle vorliegenden Messungen eines Jahres erhalten die Messungen des Sommerhalbjahres ein zu hohes Gewicht und die so ermittelten Schätzungen der Jahresmittel fallen zu hoch aus. Berücksichtigt man die wechselnde Datenverfügbarkeit bei der Berechnung der Jahresmittelwerte, fallen die zum Ende der Zeitreihe beobachteten SST im Vergleich zum Beginn der Messungen deutlich markanter aus.

Meyer et al. (2009) untersuchten weiter, inwieweit der seit Anfang der 1980er Jahre bei Helgoland beobachtete Anstieg der SST ungewöhnlich ist. Sie bestimmten dazu lineare Trends der SST über jeweils 20 Jahre, wobei der Startpunkt jeder Periode um jeweils ein Jahr verschoben wurde. Dieses erlaubt zum einen eine Einschätzung der beobachteten dekadischen Variabilität, zum anderen eine Bewertung der beobachteten Werte der jüngsten Vergangenheit. Abb. 7 zeigt die Ergebnisse dieser Analyse. Es wird deutlich, dass es in der Vergangenheit erhebliche dekadische Schwankungen der SST gegeben hat und dass der etwa 1985 beginnende Trend der höchste jemals beobachtete seit Beginn der Aufzeichnungen bei Helgoland war.

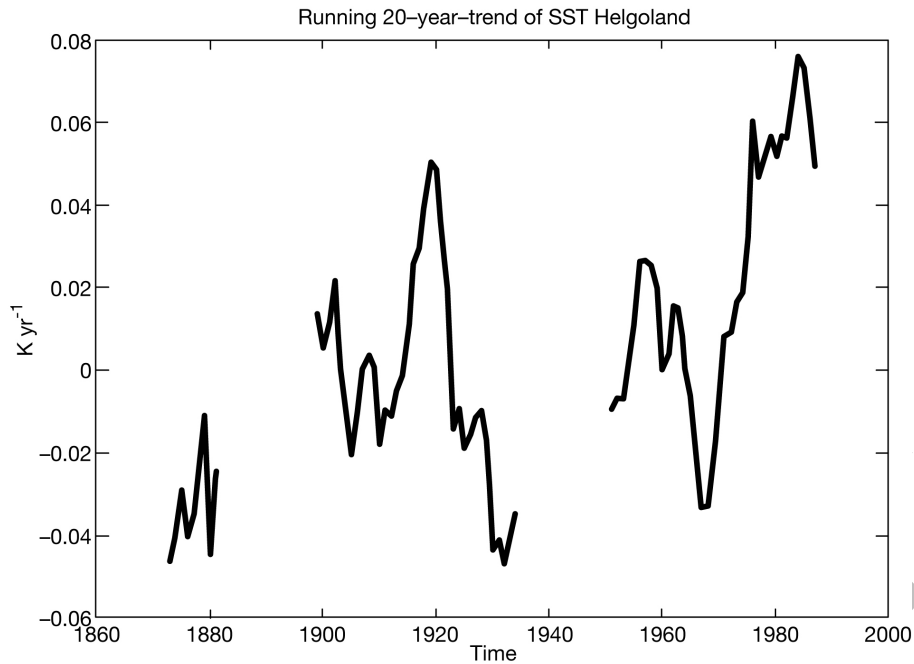


Abb. 7: Lineare Trends der SST bei Helgoland über jeweils 20 Jahre. Die Trends beginnen jeweils in dem auf der x-Achse angegebenen Jahr (aus Meyer et al. 2009)

Becker et al. (1997) versuchten die bei Helgoland beobachteten SST Anomalien in Bezug zu denen des Nordatlantiks zu setzen. Durch visuellen Vergleich mit über jeweils 10 Breitengrade gemittelten SST Anomalien im Nordatlantik kommen sie zu dem Schluss, dass das zeitliche Verhalten der SST bei Helgoland in etwa dem der nordatlantischen Anomalien zwischen 50-60 N entspricht. Mit einem etwas anderen Ansatz kommt Janssen (2002) zu etwas anderen Schlussfolgerungen. Mit Hilfe eines statistischen Regressionsverfahrens verknüpfte Janssen (2002) zunächst zwei SST Datensätze von unterschiedlicher Länge und räumlicher Auflösung. Er verwendete dazu zum einen räumlich hoch aufgelöste monatlich gemittelte SST für den Zeitraum 1971-2000, die auf wöchentlichen quasi-synoptischen SST Karten des BSH basieren, zum anderen einen globalen SST Datensatz, der mit 1x1 Grad eine relativ grobe räumliche Auflösung aufweist, dafür aber über fast 100 Jahre (1901-1999) verfügbar ist. Auf diese Weise konnte er einen SST Datensatz für die Nordsee erstellen, der die mehrjährige Variabilität mit hoher räumlicher Auflösung für die Jahre 1901-1999 beschreibt. Übereinstimmend mit den bereits erwähnten und anderen Arbeiten fand Janssen (2002) neben ausgeprägten interannualen und interdekadischen Schwankungen starke Erwärmungen in den Zeitintervallen 1920-1938 und 1978-1997, die konsistent mit denen bei Helgoland sind. Im Gegensatz zu Becker et al. (1997) fand er jedoch, dass diese Änderungen eine größere Konsistenz mit denen des subtropischen Atlantiks südlich von 40 N aufwiesen. Letzteres ist konsistent mit den Ergebnissen von Becker und Pauly (1996), die eine größere Korrelation der SST Anomalien im Bereich der Deutschen Bucht mit denen im Bereich des südlichen Einstroms, als mit denen im Bereich des nördlichen Einstroms beschreiben.

Die Frage, inwieweit die beobachteten Schwankungen der SST im Bereich der Deutschen Bucht und der gesamten Nordsee das Resultat von Variationen im lokalen Wärmeaustausch zwischen Luft und Wasser oder aber eine Folge variierender advektiver Prozesse im Ozean sind, wird zum Teil unterschiedlich beantwortet. Basierend auf einer Korrelationsanalyse zwischen dem Nordatlantischen Oszillationsindex (NAO) und den SST Anomalien in der Nordsee beschreiben Becker und Pauly (1996) die beobachteten SST Anomalien zum Großteil als das Resultat lokaler Austauschprozesse

zwischen Atmosphäre und Wasserkörper, die wiederum von der großskaligen atmosphärischen Zirkulation (NAO) abhängen. Advektive Prozesse im Wasserkörper spielen nach Becker und Pauly (1996) lediglich in den nördlichen und südlichen Einstromgebieten eine Rolle. Dippner (1997) kommt mit zwei zusätzlichen Jahren an Daten und etwas anderen Methoden zu ähnlichen Ergebnissen. Kauker (1999) untersuchte das Verhältnis von Einstromprozessen und nordseeweiten SST Anomalien in einer Modellsimulation, die die Verhältnisse in der Nordsee über einen 15-jährigen Zeitraum (1979-1993) rekonstruierte. Basierend auf dieser Simulation folgerte er ebenfalls, dass die großräumigen SST Anomalien in der Nordsee eher das Resultat lokaler Austauschprozesse zwischen Atmosphäre und Wasserkörper, als das ozeanischer Transportprozesse sind. Janssen (2002) führte eine Kanonische Korrelationsanalyse (CCA) zwischen winterlichen (Dezember-Februar) SST- und Luftdruckanomalien durch und fand zunächst zwei dominierende Muster, das erste bestehend aus einem NAO ähnlichen Luftdruckmuster, das mit positiven SST Anomalien in der gesamten Nordsee verbunden ist, wobei die SST Anomalien ihre größten Amplituden in der Deutschen Bucht besitzen, das zweite Muster bestehend aus einem Luftdruckmuster, das westliche bis südwestliche Winde über dem Englischen Kanal und damit einen ozeanischen Einstrom hervorruft. Letzteres ist verbunden mit einer positiven Anomalie der Meeresoberflächentemperaturen in der Einstromregion. Janssen (2002) interpretiert das erste Muster dahingehend, dass Änderungen in der Advektion der Luftmassen vom Nordatlantik Änderungen in den lokalen sensiblen und latenten Wärmeflüssen und damit in den SST Anomalien zur Folge haben. Das zweite Muster wird als Resultat des Einflusses der Advektion im Wasserkörper interpretiert. Janssen (2002) zeigt, dass die erklärten Varianzen der beiden Muster in der südlichen Einstromregion in etwa gleich groß sind und folgert, dass hier beide Prozesse (ozeanische Advektion und lokale Wärmeflüsse) von etwa gleicher Bedeutung sind. Er vermutet weiter, dass sich dieses Verhältnis im Sommer zugunsten der direkten Kopplung zwischen Atmosphäre und Wasserkörper verschiebt, da die horizontalen SST Gradienten dann schwächer ausgeprägt sind und die Strahlungskomponenten in der Wärmebilanz ein stärkeres Gewicht erhalten.

Meyer et al. (2009) versuchten die Ursachen der beobachteten SST Schwankungen mit Hilfe numerischer Modellexperimente zu erklären. Unter Verwendung beobachteter (renalsierter) atmosphärischer Antriebe rekonstruierten sie zunächst die beobachteten SST für den Zeitraum 1948-2007 in der Deutschen Bucht und in der Nordsee und zeigen, dass ihr Nordseemodell die beobachtete mehrjährige Variabilität der SST bei Helgoland abgesehen von einem Bias von etwa einem halben Grad sehr gut reproduziert (Abb. 8a). Anschließend wurden in einer Reihe von Sensitivitätsexperimenten die atmosphärischen Antriebe variiert, indem jeweils eine Komponente des atmosphärischen Antriebs auf ihren klimatologischen Mittelwert gesetzt wurde, während die anderen den Zeitraum 1948-2007 unverändert abbildeten. Durch Vergleich der bei Helgoland beobachteten und der in den verschiedenen Experimenten jeweils simulierten SST Anomalien (Abb. 8b) konnten so die Ursachen der SST Variabilität genauer untersucht werden. Meyer et al (2009) fanden, dass die beobachtete SST Variabilität im Wesentlichen auf Variationen im Oberflächenwärmeaustausch (sensibler Wärmefluss) zurückzuführen ist, wohingegen Änderungen im latenten Wärmefluss, der Strahlung (Bewölkung), des Windantriebs oder der Advektion im Ozean geringere Bedeutung zukommt. Die Modellstudie legt nahe, dass der Grossteil der seit 1985 bei Helgoland beobachteten Erwärmung durch Änderungen im lokalen Wärmeaustausch zwischen Atmosphäre und Wasserkörper (sensible Wärmeflüsse) erklärbar ist (Abb. 8b). Dieses ist konsistent mit den Ergebnissen von Becker et al. (1997), Kauker (1999) und Janssen (2002).

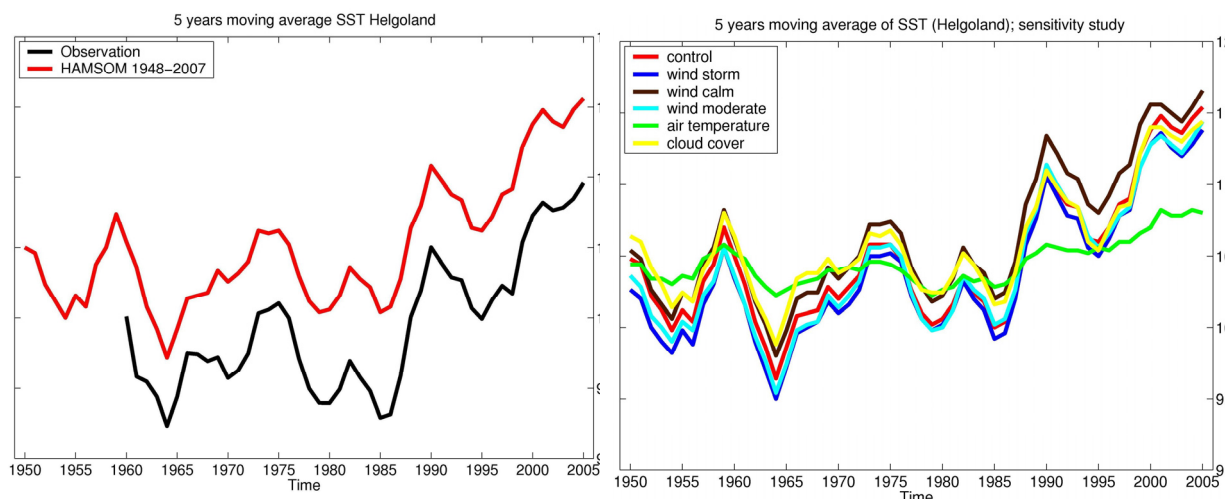


Abb. 8: (a, Links) 5-jährig gleitende Mittel der SST bei Helgoland, Beobachtungen - schwarz, Modellergebnisse – rot (b) Rechts: 5-jährig gleitende Mittel der SST bei Helgoland, Ergebnisse verschiedener Sensitivitätsexperimente. Dabei wurde jeweils der gleiche beobachtete Antrieb wie im Kontrollexperiment verwendet und die zeitliche Variabilität eines Faktors ignoriert, indem für diesen Faktor ein klimatologischer Mittelwert vorgegeben wurde. Je weiter die entsprechende Kurve von der des Kontrollaufs (rot) abweicht, umso stärker beeinflusst der nicht berücksichtigte Faktor die beobachtete zeitliche Variabilität der SST bei Helgoland. Der größte Einfluss ist demnach auf die zeitliche Veränderlichkeit der Lufttemperatur (grün) zurückzuführen.

Meyer et al. (2009) zeigten weiter, dass der bei Helgoland beobachtete Anstieg der SST seit 1985 nicht auf die oberflächennahen Schichten beschränkt ist, sondern sich ein ähnliches Signal im Wärmeinhalt der gesamten Nordsee finden lässt. Dieses ist allgemein konsistent mit den Ergebnissen von Pohlmann (1996), der die Variabilität des Wärmeinhaltes der Nordsee in einer ähnlichen Simulation für den Zeitraum 1983-1992 untersuchte. Er fand dass vor 1987 relativ geringe Wärmeinhalte und interannuale Variabilität vorherrschten, während danach höhere Wärmeinhalte und verstärkte Variabilität simuliert wurden. Die Änderungen im Wärmeinhalt vor und nach 1987 korrespondieren mit einer SST Änderung von etwa 0,25 K (Pohlmann 1996). Eine weitere Analyse des Wärmeinhalts der Nordsee basierend auf einer Modellrekonstruktion der klimatischen Bedingungen über den Zeitraum 1958-2003 findet sich in BSH (2003). Hierbei handelt es sich um ein Update der für einen kürzeren Zeitraum vorliegenden Analysen von Schrum et al. (2002). Die hier beschriebenen Änderungen sind im Wesentlichen konsistent mit den oben beschriebenen. Es wird jedoch betont, dass die zeitlich synchrone Entwicklung von Wärmeinhalt und SST, bei der hohe SST mit hohen Wärmeinhalten und umgekehrt verbunden sind, nach etwa 1994 abbricht und seither ein zeitlich entgegengesetztes Verhalten zu beobachten ist.

Meeresoberflächensalzgehalte (SSS)

Längere Reihen des Oberflächensalzgehaltes existieren vor allem in unmittelbarer Küstennähe. Seit 1873 stehen Messungen von Helgoland Reede zur Verfügung, seit etwa 1980 Daten an den Positionen der ehemaligen Feuerschiffe, die später zumindest teilweise durch automatische Meßsysteme ersetzt wurden. Anfängliche methodische Probleme bei den Messungen auf Helgoland (BSH 2002) und Inhomogenitäten bei denen der Feuerschiffe (Heyen und Dippner 1998) erschweren langfristige Trendaussagen. Seit etwa 1970 findet im Januar/Februar eines jeden Jahres eine quasi-synoptische

Vermessung der Nordsee Hydrographie statt (IYFS/IBTS⁹), deren Daten ebenfalls zur Bewertung langfristiger Änderungen der SSS herangezogen werden können (Janssen 2002).

Becker et al. (1997) analysierten die langfristigen Veränderungen des Salzgehaltes bei Helgoland anhand der Zeitreihe von Helgoland Reede im Zeitraum 1873-1993 und fanden, bezogen auf diesen Zeitraum, eine geringfügige Abnahme der SSS. Aufgrund methodischer Probleme zu Beginn der Messungen wiederholten sie die Analyse unter Ausschluss der ersten 22 Jahre, wobei kein signifikanter Trend nachgewiesen werden konnte. Es wird jedoch vermutet, dass die Variabilität der Oberflächensalzgehalte bei Helgoland nach 1960 vermutlich in Folge der Elbeausbaumaßnahmen zugenommen hat (BSH 2002). Ein Update der Analysen für den Zeitraum 1970-2005 lässt keine grundsätzlich andere Entwicklung erkennen (Klein et al. 2007). Anhand der Analyse der quasi-synoptischen IYFS/IBTS Daten für den Zeitraum 1970-1999 fand Janssen (2002), dass sich starke interannuale Schwankungen des Oberflächensalzgehaltes vor allem in den Küstenregionen der Niederlande, Deutschlands und Dänemark beobachten lassen. Dabei zeigt der zeitliche Verlauf ein Minimum um etwa 1982 (entsprechend einer SSS Anomalie von etwa 0,7 psu¹⁰ in der Deutschen Bucht) und ein Maximum zu Beginn der 1990er Jahre.

Heyen und Dippner (1998) analysierten die Oberflächensalzgehalte der Feuerschiffe und von Helgoland Reede für den Zeitraum 1908-1995 in Verbindung mit atmosphärischen (Bodenluftdruck, nordatlantischer Oszillationsindex, Sturmaktivität) und hydrologischen Parametern (Niederschlag, Abfluss) und fanden, dass die beobachteten interannualen Schwankungen des Oberflächensalzgehaltes in der Deutschen Bucht mit entsprechenden Anomalien im atmosphärischen Bodenluftdruckfeld verbunden sind. Sie vermuteten, dass der Zusammenhang durch entsprechende Schwankungen im Niederschlag und in den Abflüssen der kontinentalen Flüsse erklärt werden kann. Hiernach ist eine positive Anomalie im Bodenluftdruckfeld über Mitteleuropa mit einer negativen Anomalie im Niederschlag verbunden. Diese führt zu einer Reduktion der Abflüsse der in die Nordsee mündenden Flüsse und damit, mit einer gewissen Zeitverzögerung, zu einer Zunahme der Oberflächensalzgehalte in der Deutschen Bucht. Nach Heyen und Dippner (1998) geht dabei eine positive Anomalie im Bodenluftdruckfeld von etwa zwei hPa mit einer positiven Salzgehaltsanomalie von etwa einem halben psu einher.

Aufgrund der Analyse der quasi-synoptischen IYFS/IBTS Daten 1970-1999 und zweier numerischer Experimente kommt Janssen (2002) zu ähnlichen Ergebnissen. Seine Untersuchungen zeigen zunächst, dass eine starke Variabilität der Oberflächensalzgehalte in den kontinentalen Küstenregionen existiert und dass die primäre Ursache dieser Variationen in den Schwankungen der kontinentalen Abflüsse, vor allem derer von Rhein und Elbe, zu suchen ist. Um dieses zu zeigen führte er zwei ansonsten identische Experimente mit einem Nordseemodell durch, die sich nur in der Behandlung der Abflüsse unterscheiden. Während im ersten Experiment beobachtete Abflüsse zu Grunde gelegt wurden, wurden im zweiten Experiment klimatologische Abflüsse verwendet. Die Ergebnisse beider Simulationen wurden anschließend so gefiltert, so dass im Weiteren lediglich Schwankungen auf Zeitskalen von mehr als einem Jahr betrachtet wurden. Die prozentualen Änderungen der Standardabweichungen der SSS zwischen beiden Experimenten zeigen, dass mehr als 90% der mehrjährigen Variabilität des SSS im Mündungsgebiet von Rhein und Elbe durch die mehrjährige Variabilität der Abflüsse bestimmt ist. Die Zone signifikanter Beeinflussung der SSS durch Flusseinträge umfasst dabei nach Janssen (2002) die gesamte südliche Nordsee von der britischen bis zur dänischen Küste und wird nach Norden durch die Doggerbank begrenzt. In der nördlichen Nordsee, ist dagegen der Einfluss des atlantischen Einstroms dominierend und wesentlich stärker ausgeprägt.

⁹ International Young Fish Survey (IYFS) / International Bottom Trawl Survey (IBTS).

¹⁰ Practical salinity units. Ein psu entspricht einem Promille.

Zirkulation

Über langfristige Änderungen der Oberflächenzirkulation sind nur ausgesprochen wenige Untersuchungen bekannt. Becker und Pauly (1996) untersuchten den Zusammenhang zwischen nördlichem und südlichem Einstrom in die Nordsee und fanden, dass Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen in beiden Gebieten nur schwach korreliert sind. Letzteres impliziert zunächst, dass die Einstromprozesse am nördlichen und südlichen Rand nahezu unabhängig voneinander sind. Mit einer gewissen Zeitverzögerung von etwa 74 Monaten scheint jedoch eine höhere Korrelation zwischen nördlichem und südlichem Einstrom zu bestehen, wobei der südliche Einstrom zeitlich führt (Becker und Pauly 1996). Dieses legt nahe, dass Anomalien, die die Nordsee an ihrem südlichen Rand beeinflussen, mit dem nordatlantischen Strom westlich von England nordwärts geführt werden und so mit einer gewissen Verzögerung Einfluss im nördlichen Einstrombereich bekommen können.

Leterme et al. (2008) beschreiben eine Modellstudie, in denen die Zirkulationsverhältnisse der Nordsee über einen Zeitraum 1958-2003 rekonstruiert wurden. Bezogen auf den Untersuchungszeitraum berichten sie von einem signifikanten Anstieg des Einstroms über die Straße von Dover (südlicher Einstrom), liefern aber weder eine Größenordnung noch eine Erklärung für den Anstieg.

4.2.2 Wasserstand

Der Wasserstand in der Deutschen Bucht stellt eine Überlagerung astronomischer (Gezeitenwelle) und meteorologischer (Windstau und invers barometrischer Effekt¹¹) Anteile dar. Hinzukommt ein weiterer Anteil bedingt durch den langsamen Anstieg des mittleren Meeresspiegels. Alle Anteile können über lange Zeiträume schwanken oder sich systematisch ändern¹². Im Folgenden werden die einzelnen Komponenten getrennt behandelt.

Mittlerer Meeresspiegel

Basierend auf Schätzungen aus Pegeldata ergibt sich im globalen Mittel ein Anstieg des mittleren Meeresspiegels von etwa 1-2 mm/Jahr bezogen auf das 20. Jahrhundert (Church et al. 2001). Aus Satellitendaten ergeben sich für die Zeiträume 1993-2004 bzw. 1993-2006 Anstiege von etwa 3 mm/Jahr im globalen Mittel, die in etwa konsistent mit Abschätzungen aus Pegeldata über den gleichen Zeitraum sind (Church et al. 2001, Church et al. 2008). Der 4. Sachstandsbericht des Zwischenstaatlichen Ausschusses für Klimaänderungen (IPCC) kommt zu ähnlichen Aussagen (Bindoff et al. 2007).

Um zu untersuchen, inwieweit der globale Meeresspiegelanstieg sich derzeit beschleunigt, bestimmten Church et al. (2008) Trends im globalen Meeresspiegel über jeweils 20 Jahre, wobei der Startpunkt jeder Periode um jeweils ein Jahr verschoben wurde. Auf diese Art erhielten Church et al. (2008) einen Überblick darüber, wie groß die Schwankungen in den beobachteten Anstiegsraten in der Vergangenheit gewesen waren und inwieweit eine Beschleunigung des Meeresspiegelanstiegs derzeit zu beobachten ist. Abb. 9 zeigt die Ergebnisse dieser Analyse. Es wird deutlich, dass es in den vergangenen ca. 100 Jahren zu deutlichen Schwankungen in den beobachteten Anstiegsraten gekommen ist. Dabei wurden vor etwa 1930 im wesentlichen Trends von weniger als 1 mm/Jahr

¹¹ Ein gegenüber dem Mittelwert erhöhter Bodenluftdruck sorgt im Vergleich zu diesem für einen verringerten Wasserstand, ein verringerter Luftdruck für einen erhöhten Wasserstand. Dabei entspricht eine Luftdruckanomalie von 1 hPa in etwa einer Wasserstandsänderung von 1 cm.

¹² Häufig wird nur die Veränderung des mittleren Meeresspiegels betrachtet.

beobachtet. Zwischen 1930-1950 stiegen die Raten auf über 2 mm/Jahr an, um danach bis etwa 1980 wieder auf Werte von unter 2 mm/Jahr zurückzugehen. Seit etwa 1980 ist wiederum eine Zunahme der Anstiegsraten des global gemittelten Meeresspiegels zu beobachten, wobei die Trends für die 20-Jahresperioden ab 1992 mit denen der aus Satellitendaten bestimmten Werte übereinstimmen. Church et al. (2008) weisen darauf hin, dass diese Werte generell über denen der restlichen Zeitreihe liegen. Das bedeutet, dass, bezogen auf 20 Jahresperioden, der global gemittelte Meeresspiegel in den letzten Jahren deutlich schneller, als über die meiste Zeit des 20. Jahrhundert gestiegen ist. Nach Church et al. (2008) sind die wesentlichen Faktoren, die für den derzeit beobachteten Anstieg des globalen mittleren Meeresspiegels verantwortlich sind die thermische Ausdehnung der Ozeane sowie das Schmelzen von Gletschern. Die Beiträge der großen Eisschilde in Grönland und der Antarktis sind nach Church et al. (2008) zurzeit noch gering, können aber in Zukunft zunehmende Bedeutung erlangen.

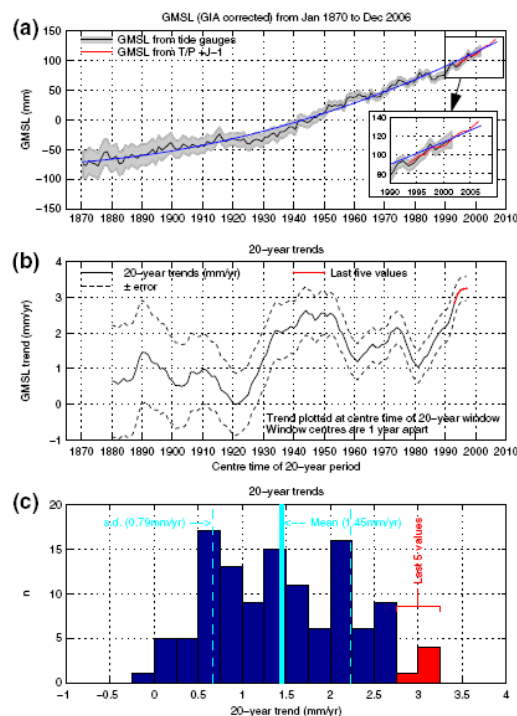


Abb. 9: (a) Global gemittelter Meeresspiegel 1870-2006 mit Fehlerabschätzung von einer Standardabweichung. (b) Lineare Trends des global gemittelten Meeresspiegels über jeweils 20 Jahre mit Fehlerabschätzung von einer Standardabweichung. Die Trends sind jeweils dem mittleren Jahr der jeweiligen 20-jährigen Periode zugeordnet. Die Werte der letzten fünf 20-Jahresperioden sind in rot dargestellt. (c) Histogramm der 20-jährigen Trends innerhalb des Zeitraums 1870-2006. Der Mittelwert und eine Standardabweichung sind ebenfalls dargestellt. Die Werte der letzten fünf 20-Jahresperioden sind in rot dargestellt. (Nach Church et al. 2008).

Die Analyse von Satellitendaten zeigt, dass der Anstieg des Meeresspiegels nicht gleichmäßig über den Globus verteilt ist. Stattdessen existieren starke regionale Abweichungen vom globalen Mittel, so dass in einigen Regionen der Meeresspiegel schneller, in anderen dagegen langsamer als im globalen Mittel ansteigt (Church et al. 2008, Bindoff et al. 2007).

Für die Nordsee liegt eine Vielzahl von Untersuchungen zu langfristigen Änderungen im Wasserstand vor, die aufgrund ihrer unterschiedlichen Methodik, Vorgehensweise und Betrachtungszeiträume

teilweise nur schwer miteinander zu vergleichen sind. Die meisten Studien beziehen sich dabei auf langfristige Veränderungen im mittleren Hoch- (MTHW¹³) oder Niedrigwasser (MTNW¹⁴), die aufgrund der Existenz langfristiger Trends im mittleren Tidenhub (MTHB¹⁵) nicht als Proxies für die Analyse von Schwankungen im mittleren Meeresspiegel herangezogen werden sollten (Woodworth et al. 1991).

Die Generalpläne Küstenschutz der Länder Schleswig-Holstein, Niedersachsen und Bremen geben für die schleswig-holsteinische bzw. die niedersächsische Nordseeküste im Mittel Trends für das MTHW von etwa 2.8 mm/Jahr bzw. 2.5 mm/Jahr bezogen auf die letzten etwa 100 Jahre an (Generalplan Küstenschutz, Schleswig-Holstein 2001; Generalplan Küstenschutz, Niedersachsen/Bremen 2007). Für das MTNW werden mit Ausnahme des stark durch bauliche und andere Maßnahmen beeinflussten Pegels Hamburg St. Pauli derzeit keine signifikanten Änderungen beobachtet (Generalplan Küstenschutz, Schleswig-Holstein 2001). Aus diesen Aussagen lässt sich unmittelbar ableiten, dass es an der deutschen Nordseeküste in den letzten etwa 100 Jahren parallel dazu zu Änderungen im mittleren Meeresspiegel und im mittleren Tidehub gekommen sein muss. Laut Generalplan Küstenschutz der Länder Niedersachsen und Bremen setzten sich die beobachteten Trends aus einem Anstieg des mittleren Wasserstandes infolge des globalen Meeresspiegelanstiegs und einem auf Landsenkungen beruhenden Anteil zusammen (Generalplan Küstenschutz, Niedersachsen/Bremen 2007). Letzterer lässt sich aus wiederholten Nivellements an der deutschen Nordseeküste mit Raten von etwa 0.5-1.0 mm/Jahr abschätzen, wobei in den Flussmündungen zum Teil deutlichere lokale Absenkungen stattfinden (Leonhard 1987). Zum Vergleich, für den Bereich der niederländischen Küste ergeben sich aufgrund von GPS Messungen Landsenkungsraten in der Größenordnung von etwa 2 mm/Jahr (Katsman et al. 2008b).

Die in den Generalplänen angegebenen Raten stellen einen Mittelwert über eine Vielzahl verschiedener Pegelmessungen dar. Werte an den einzelnen Pegeln können demnach erheblich von diesen Mittelwerten abweichen (vgl. z.B. Jensen und Mudersbach 2004). Neben dem global gemittelten Meeresspiegelanstieg gibt es eine Reihe weiterer Faktoren, die die mittleren Wasserstände an den einzelnen Pegeln nachhaltig beeinflussen können. Beispiele sind der Einfluss von Baumaßnahmen, lokale Landsenkungen (z.B. in den Ästuaren [Generalplan Küstenschutz, Niedersachsen/Bremen 2007]) oder langfristige Veränderungen der Bathymetrie und Strömungsverhältnisse. Ein Pegel, von dem angenommen wird, dass er relativ unbeeinflusst von solchen Störungen ist, ist der Pegel Norderney. An diesem Pegel hat das MTHW in den letzten etwa 100 Jahren um etwa 2.6 mm/Jahr, das MTNW um ca. 1.4 mm/Jahr und der mittlere Tidenhub um etwa 1.2 mm/Jahr zugenommen (Jensen und Mudersbach 2004). Bildet man den Mittelwert aus den Anstiegsraten von MTHW und MTNW als sehr grobe Schätzung für die Veränderungen im mittleren Meeresspiegel, so erhält man mit etwa 2 mm/Jahr bezogen auf die letzten etwa 100 Jahre einen Wert, der in etwa dem globalen Mittelwert über den selben Zeitraum entspricht. Einen ähnlichen Wert findet man in Jensen und Mudersbach (2004). Hofstede (2007) untersuchte Änderungen im mittleren Wasserstand an einer Reihe deutscher und niederländischer Pegel und findet Anstiegsraten zwischen 1.3 mm/Jahr an der schleswig-holsteinischen Ostküste (Ostsee) und 2.2 mm/Jahr an der niederländischen Küste, die ebenfalls konsistent mit den oben beschriebenen Veränderungen sind.

Betrachtet man die 37-jährigen Trends¹⁶ der Periode 1965-2001, um zu analysieren inwiefern sich der Anstieg des mittleren Wasserstands an der Deutschen Nordseeküste beschleunigt hat, kommt man zu sehr unterschiedlichen Aussagen. An einigen Standorten (z.B. List, Dagebüll, Husum Leuchtturm Alte Weser) liegen die 37-jährigen Trends des Zeitraums 1965-2001 deutlich oberhalb des langjährigen

13 Mittleres Tide Hochwasser.

14 Mittleres Tide Niedrigwasser.

15 Mittlerer Tidenhub.

16 Es wird allgemein ein Zeitraum von 37 Jahren betrachtet, um die Einflüsse des Nodaltidezyklus mit eine Periode von 18.6 Jahren zu eliminieren.

Trends, an anderen Orten (z.B. Norderney, Helgoland, Cuxhaven) liegen sie teilweise darunter oder es lassen sich kaum Abweichungen feststellen (Jensen und Mudersbach 2004). Diese teilweise sehr unterschiedlichen Ergebnisse lassen vermuten, dass die beobachteten Signale nur zum Teil den globalen Meeresspiegelanstieg reflektieren und lokale Einflüsse (wie z.B. die Auswirkungen von Baumaßnahmen oder von Änderungen in der lokalen Bathymetrie) erheblichen Einfluss auf die beobachteten Veränderungen haben. Für den Pegel Norderney, von dem angenommen wird, dass er von solchen Faktoren relativ unbeeinflusst ist, liefert die Forschungsstelle Küste eine Analyse der 37-jährigen Trends des MTHW seit 1895 (Abb. 10). Im Gegensatz zu den Analysen von Church et al. (2008) für den globalen Meeresspiegel, lässt sich für das MTHW bei Norderney keine Beschleunigung der Anstiegsraten in jüngster Vergangenheit erkennen. Stattdessen bewegen sich die Trends der letzten 37-jährigen Perioden im Rahmen der bisher beobachteten Schwankungen. Es muss an dieser Stelle noch einmal erwähnt werden, dass das MTHW jedoch keinen guten Proxy für den mittleren Meeresspiegel an der Nordseeküste darstellt (Woodworth et al. 1991). Vergleichbare Analysen für den mittleren Wasserstand bei Norderney liegen bisher leider nicht vor. Zum Vergleich können jedoch Ergebnisse für die niederländische Küste herangezogen werden, für die Katsman et al. (2008a) ebenfalls keine Beschleunigung des Anstiegs des Meeresspiegels finden. Sie geben stattdessen, konsistent mit den oben dargestellten Ergebnissen, eine konstante Rate von 2.5 ± 0.6 mm/Jahr bezogen auf das 20. Jahrhundert an.

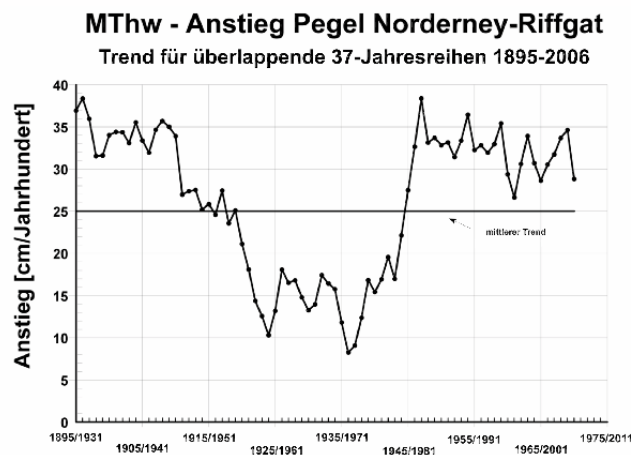


Abb. 10: Lineare Trends des MTHW auf Norderney über jeweils 37 Jahre für den Zeitraum 1895-2006 (aus Niemeier 2008).

Meteorologisch bedingter Anteil

Langfristige Änderungen im mittleren Tidehoch- und -niedrigwasser reflektieren eine Vielzahl von Faktoren wie Änderungen im mittleren Meeresspiegel, Landhebung oder -senkung, den Einfluss lokaler Baumaßnahmen, Inhomogenitäten der Messreihen oder meteorologisch (Windstau und invers barometrischer Effekt) bedingte Änderungen. Um den Einfluss letzterer von denen anderer Faktoren auf den mittleren Wasserstand zu trennen, schlug de Ronde vor, die jährlichen Mittelwerte von den Wasserstandszeitreihen zu subtrahieren und die verbleibenden Residuen als Proxy für den Windstau einfluss zu betrachten (WASA 1998).

Von Storch und Reichart (1997) untersuchten eine so bereinigte Wasserstandszeitreihe für Cuxhaven (1876-1993) und analysierten die langfristigen Veränderungen der jährlichen 50, 80, 90 und 97% Perzentile der verbleibenden Residuen. Bezogen auf den Gesamtzeitraum 1876-1993 fanden sie dabei

keinen signifikanten Trend. Sie bemerkten allerdings, dass die Werte in den letzten Jahren der Analyse leicht erhöht waren. Die Autoren schlussfolgerten jedoch, dass diese Änderung im Rahmen der bisher beobachteten Schwankungen liegt und kein Indiz für eine systematische Veränderung der meteorologisch induzierten Wasserstandsanteile bei Cuxhaven darstellt. Ein Update der Analysen von von Storch und Reichart (1997) für den Zeitraum 1843-2006 bestätigt diese Schlussfolgerung (Abb. 11). Insbesondere fällt auf, dass in den letzten Jahren ein Rückgang der meteorologisch bedingten Wasserstandsanteile zu beobachten ist, der konsistent mit der Entwicklung der Sturmtätigkeit im nordatlantisch-europäischen Raum ist (vgl. Abb. 3.41 nach Alexandersson et al. (2000) im 4. Sachstandsberichts des Zwischenstaatlichen Ausschusses für Klimaänderungen (IPCC) [Trenberth et al. 2007]). Demnach sind die bisher bei Cuxhaven beobachteten langfristigen Änderungen des MTHW und MTNW im Wesentlichen als *nicht* meteorologisch bedingt zu betrachten.

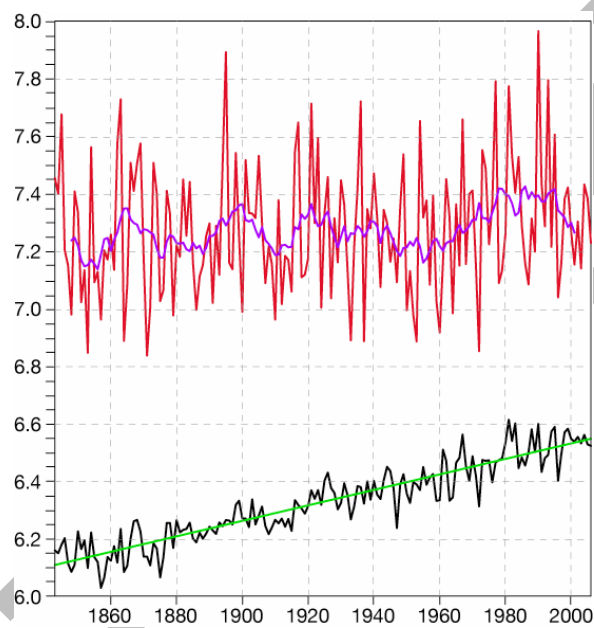


Abb. 11: (Untere Kurve) Mittlere jährliche Hochwasser (schwarz) und linearer Trend (grün) 1843-2006 bei Cuxhaven. (Obere Kurve) Differenz zwischen jährlichen 99%-Perzentilen des Tidehochwassers und den mittleren jährlichen Hochwassern (rot) und 11-jährig übergreifendes Mittel (violett). Update der entsprechenden Abb. aus von Storch und Reichart (1997).

Gönnert (1999) und Gönnert und Ferk (1996) untersuchten Veränderungen in den Häufigkeiten von Sturmflutscheitelwasserständen bei Cuxhaven und fanden, dass bis etwa 1950 zunächst kein Anstieg auszumachen ist. Ab etwa 1950 wurde dann ein leichter Anstieg im Wesentlichen im Bereich leichter Sturmfluten analysiert. Ein Update der Analysen bis 2007 zeigt daran anschließend ebenfalls einen leichten Rückgang seit etwa Mitte der 90er Jahre (Abb. 12). Wird die Scheitelentwicklung der schweren Sturmfluten 1788-1995 betrachtet, so zeigt sich ebenfalls kein Anstieg, der nennenswert größer als der mittlere Hochwassertrend der letzten 200 Jahre ist (Gönnert und Ferk 1996).

Jährliche Sturmflutschwellhäufigkeit seit 1850 in Cuxhaven

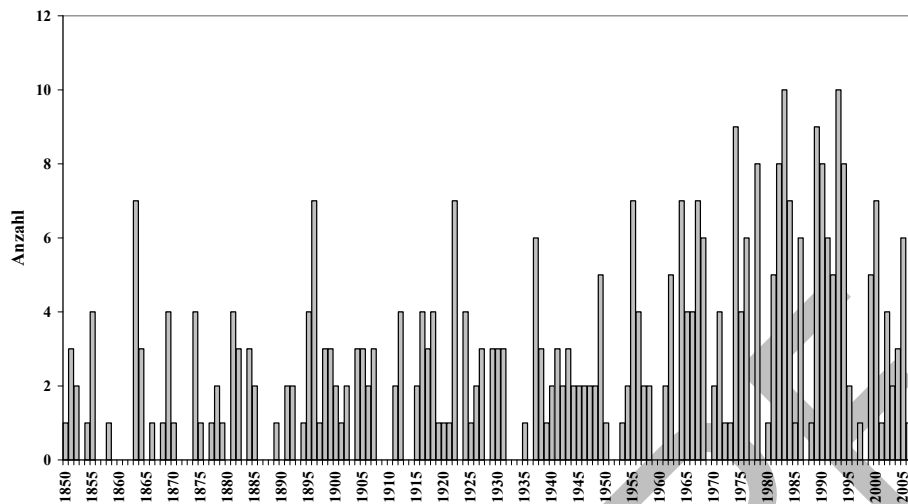


Abb. 12: Jährliche Sturmflutschwellhäufigkeit seit 1850 in Cuxhaven. Update der entsprechenden Abb. aus Gönnert und Ferk (1996).

Eine weitere Methode die meteorologisch bedingten Einflüsse auf den Wasserstand von anderen Faktoren zu trennen bietet die Modellierung der letzten Jahrzehnte mit Hilfe dynamischer Wasserstandsmodelle für die Nordsee. In solchen Untersuchungen werden diese Modelle mit beobachteten Wind- und Bodenluftdruckfeldern angetrieben, die für die letzten Jahrzehnte relativ genau bekannt sind. Der Einfluss aller anderen Faktoren (z.B. des mittleren Meeresspiegelanstiegs oder von Veränderungen in der Bathymetrie) wird dabei konstant gehalten, so dass diese Studien eine Abschätzung des Einflusses der atmosphärischen Bedingungen auf die beobachteten langfristigen Veränderungen des Wasserstand in der Deutschen Bucht liefern. Eine der ersten Untersuchungen dieser Art mit einem relativ langen Betrachtungszeitraum von knapp 40 Jahren lieferte die Arbeit von Langenberg et al. (1999). Bezogen auf den Zeitraum 1955-1993 fanden die Autoren einen meteorologisch bedingten Anstieg der winterlichen (November bis März) Hochwasserstände um etwa 1-2 mm/Jahr. Weisse und Plüß (2006) wiederholten die Analyse für einen etwas längeren Betrachtungszeitraum (1958-2002) und fanden, dass diese Aussagen sensitiv hinsichtlich der betrachteten Periode sind. Insbesondere fanden sie, dass die Trends in den meteorologisch bedingten Wasserstandsanteilen im Vergleich zu vorher seit etwa Mitte der 90er Jahre an allen Pegeln um etwa 30-40% reduziert sind und schlussfolgerten, dass das analysierte Verhalten, die Variabilität in der Sturmaktivität widerspiegelt (Alexandersson et al. 2000, Weisse et al. 2005).

Eine etwas andere Herangehensweise ist in Gönnert (2004) beschrieben. Während die bisher zitierten Arbeiten sich ausschließlich mit Veränderungen der höchsten Wasserstände beschäftigen, analysierte Gönnert (2004) den Verlauf der einzelnen Ereignisse und trifft Aussagen hinsichtlich der Veränderung ihrer Charakteristika wie Andauer, Steig- oder Fallgeschwindigkeit. Sie fand, dass sich die Verlaufcharakteristik von Windstauereignissen in der Deutschen Bucht in den letzten etwa 100 Jahren dahingehend verändert hat, dass diese aufgrund eines langsameren Abfalls der Hochwasserstände im Mittel heute etwas länger andauern. Gönnert (2004) interpretieren diese Änderungen jedoch als noch im Rahmen der natürlichen Schwankungen.

Einen alternativen Ansatz zur Beurteilung windstaubedingter Wasserstände in der Deutschen Bucht lieferte MUSE (2005). Hier wurden bereits aufgetretene Wetterlagen mit der Fragestellung variiert, ob

die mit ihnen in Zusammenhang aufgetretenen Wasserstände noch höher hätten ausfallen können. Ausgangspunkt waren hier die Ensemblevorhersagen des ECMWF¹⁷, deren Anfangsbedingungen im Rahmen bestehender Beobachtungsunsicherheiten variiert wurden. Auf diese Weise wurden alternative Wetterlagen simuliert, wie sie unter den gegebenen Umständen durchaus hätten auftreten können (MUSE 2005). Für die schwere Sturmflut am 16. und 17. Februar 1962 wurden dadurch beispielsweise deutlich stärkere Windfelder, aber nur geringfügige Änderungen in den modellierten Wasserständen erzielt, d.h. keine der alternativen Entwicklungen führte für diese Wetterlage zu einer schwereren als der bereits eingetretenen Sturmflut (Müller-Navarra 2007). Für andere Sturmflutwetterlagen wurden teilweise andere Ergebnisse mit deutlich erhöhten Wasserständen gefunden (MUSE 2005).

Eine Zusammenfassung bisheriger Arbeiten auf dem Gebiet meteorologisch bedingter langzeitlicher Wasserstandsveränderungen findet sich in von Storch und Woth (2008). Die Autoren berichten von einem Anstieg wetterbasierter Hochwasserstände (Perzentile) entlang der südlichen und östlichen Nordseeküste mit einem Nettoeffekt von bis zu 15 cm seit 1960 und schlussfolgern, dass davon etwa 5-10 cm eine Folge von Änderungen des mittleren Wasserstands und weitere 5-10 cm eine Folge von Änderungen variabler extremer Wetterbedingungen sind.

Gezeiten

Neben den bereits diskutierten Änderungen im Wasserstand werden in der Nordsee ebenfalls langfristige Schwankungen und Trends im astronomisch bedingten Wasserstandsanteil beobachtet. Diese sind im Wesentlichen bisher nicht ausreichend verstanden (Woodworth et al. 1991). Als mögliche Ursachen kommen unter anderem in Frage:

- *Änderungen der Beckengeometrie.* Diese können sowohl eine Folge menschlicher Eingriffe in das System (z.B. Baggern, Eindeichungen, etc.) oder natürlicher Prozesse (Sedimentation, Erosion, vertikale Landbewegung) sein. Ein Anstieg des mittleren Meeresspiegels, natürlich oder anthropogen verursacht, führt ebenfalls zu einer Änderung der Beckengeometrie.
- *Änderungen im atlantischen Gezeitenregime.* Diese steuern das Verhalten der Gezeiten in der Nordsee und führen so indirekt zu einer Änderung des Gezeitenregimes in der Nordsee.
- *Langfristige periodische Änderungen.* Der Nodaltidezyklus mit einer Periode von etwa 18,6 Jahren beispielsweise führt zu langfristigen Wasserstandsschwankungen in der Nordsee. Diese wiederum führen zu einer periodischen Änderung der Amplituden der einzelnen Partialtiden und zu einer Änderung des MTHB, z.B. der halbtäglichen Gezeit. In der Deutschen Bucht haben solche periodischen Änderungen des MTHB eine Größenordnung von etwa 1-2% (30-50 mm) des mittleren Tidenhubs (Hollebrandse 2005). Ähnliche Effekte werden auch für andere Seegebiete, z.B. den Golf von Maine, beschrieben (Ray 2006).

Säkulare Änderungen im mittleren Tidenhub werden von einer Reihe von Autoren beschrieben. Jensen und Mudersbach (2004) berichten von zunächst relativ geringen Anstiegen im Bereich der Deutschen Bucht bis etwa 1955 und danach von einer deutlichen Zunahme der langfristigen Trends. Hollebrandse (2005) beschreibt ähnliche Ergebnisse für die niederländische Küste. Auffallend ist jedoch, dass sich das Verhalten nicht unmittelbar in den Zeitreihen einzelner Pegelstationen wieder findet. Stattdessen sind die einzelnen Pegel zwischen ca. 1940-1980 durch mehr oder weniger stark ausgeprägte Inhomogenitäten (Breakpoints) charakterisiert, die Folge wasserbaulicher Maßnahmen, Änderungen an der Station oder anderer lokaler Einflüsse sein können. Insofern ist unklar, inwieweit das über mehrere Pegel gemittelte Signal einen realen Effekt oder eine Überlagerung lokaler, zeitlich aufeinander folgender Inhomogenitäten in Verbindung mit steigender Datenverfügbarkeit darstellt. Es ist allerdings davon auszugehen, dass zumindest ein Teil der beobachteten Änderungen großskaliger Natur ist. Woodworth et al. (1991) untersuchten säkulare Änderungen im MTHB an der Station

¹⁷ European Centre for Medium Range Weather Forecast.

Newlyn und fanden einen Anstieg von etwa 0.4 mm/Jahr über den Zeitraum 1916-1984. Nach Woodworth (pers. Mitteilung) ist der Pegel Newlyn relativ unbeeinflusst von wasserbaulichen Maßnahmen in den letzten Jahrzehnten und stellt eine relativ gute Repräsentation offener Ozeanverhältnisse dar. Aus ihren Analysen schlussfolgerten Woodworth et al. (1991), dass die beobachteten Änderungen am Pegel Newlyn im Wesentlichen auf Veränderungen des halbtäglichen Gezeitensignals (M2 Partialtide) zurückzuführen sind und dass die Trends groß genug sind, um bei der Analyse von säkularen Meeresspiegeländerungen und bei der Analyse von Extremwertstatistiken berücksichtigt werden zu müssen.

Im Bereich der Nordsee sind teilweise deutlich größere säkulare Änderungen des MTHB zu beobachten als am Pegel Newlyn. Woodworth et al. (1991) schlagen vor, dass es sich hierbei um die Auswirkungen lokaler wasserbaulicher Maßnahmen handeln könnte und dass die teilweise räumliche Kohärenz der Änderungen auf zeitgleich ausgeführte Arbeiten an verschiedenen Orten zurückgeführt werden könnte. Als Beispiel wurden die wasserbaulichen Maßnahmen im Bereich der Tideelbe und die Deltaarbeiten in den Niederlanden als Reaktion auf die Folgen der 1953er Sturmflut genannt. Es wird jedoch ausdrücklich darauf hingewiesen, dass die Ursachen der beobachteten Trends im MTHB im Bereich der Nordsee nur unzureichend verstanden sind.

4.2.3 Seegang

Systematische Seegangsmessungen liegen typischerweise für deutlich kürzere Zeiträume, als beispielsweise Wasserstandsbeobachtungen vor. Ende der 80er, Anfang der 90er Jahre erschien eine Reihe von Veröffentlichungen, die eine langfristige Zunahme der mittleren und der höchsten Wellen im Nordostatlantik und in der Nordsee beschreiben (z.B. Carter und Draper 1988, Bacon und Carter 1990, Hogben 1994, Neu 1994). Alle diese Arbeiten basierten typischerweise auf einem Datenmaterial, das Beobachtungen der jeweils letzten etwa 15, maximal jedoch 25 Jahre umfasste. Alle Autoren kamen zu dem Schluss, dass diese Datenlage unzureichend war, um definitive Statements über längerfristige Änderungen machen zu können.

Neben den nach wie vor recht spärlich gesäten Seegangsmessungen haben sich heute, ähnlich wie bei der Analyse meteorologisch bedingter Wasserstandsänderungen, Modelle etabliert, die zur Beurteilung langfristiger Veränderungen herangezogen werden. Dabei werden Seegangmodelle mit beobachteten Windfeldern über einen Zeitraum von mehreren Jahrzehnten (heute mittlerweile bis zu 60 Jahren) angetrieben und anschließend Veränderungen im Seegangsklima analysiert (z.B. Günther et al. 1998, Weisse und Günther 2007). Daneben sind statistische Methoden verbreitet, die einen längeren Betrachtungszeitraum an einigen ausgewählten Orten ermöglichen (z.B. WASA 1998).

Für den Bereich der Nordsee lieferten Günther et al. (1998) als Teil von WASA (1998) die erste umfassende modellbasierte Analyse des Seegangsklimas (Hindcast) über mehrere Jahrzehnte (1955-1994). Sie fanden Trends in den mittleren und extremen Wellenhöhen¹⁸, die deutlich geringer, als die aus Beobachtungen über kürzere Zeiträume abgeleitet waren. Für die Deutsche Bucht wurden keine spezifischen Analysen durchgeführt, jedoch lassen die in Günther et al. (1998) veröffentlichten Bilder auf eine Zunahme der mittleren und extremen Wellenhöhen im Analysezeitraum schließen. Unglücklicherweise waren die zum Antrieb des Seegangmodells verwendeten Windfelder des Norwegischen Meteorologischen Instituts durch eine Inhomogenität gekennzeichnet, die durch den Wechsel von manueller zu automatischer Bearbeitung (Analyse) verursacht wurde. Als Folge blieb unklar, welchen Einfluss dieser Wechsel auf die berechneten langfristigen Tendenzen im Seegangsfeld hatte.

Eine neuere Studie mit höherer Auflösung (etwa 5x5 km im Bereich der Deutschen Bucht) und homogeneren Windfeldern lieferten Weisse und Günther (2007) für den Bereich der südlichen

¹⁸ Alle die Wellenhöhe betreffenden Ausführungen beziehen sich im Folgenden auf signifikante Wellenhöhe (s. Erläuterungen im Abschnitt 1).

Nordsee. Bezogen auf ihren Analysezeitraum 1958-2002 berichten die Autoren von einem Anstieg der extremen¹⁹ Wellenhöhen um etwa 1.5 cm/Jahr in der Deutschen Bucht. Eine detailliertere Auswertung zeigt, dass sich dieser langfristige Trend für einen Großteil des untersuchten Gebietes aus einem anfänglichen Anstieg und einem späteren Abfall (ab etwa Mitte der 90er Jahre) zusammensetzt. Ein Update der Analysen für den mittlerweile bis 2005 verlängerten Hindcast bestätigt diese Ergebnisse. Der zeitliche Verlauf der Seegangsextreme folgt damit eng dem der Sturmaktivität im Gebiet (vgl. Abb. 3.41 nach Alexandersson et al. (2000) im 4. Sachstandsberichts des Zwischenstaatlichen Ausschusses für Klimaänderungen (IPCC) [Trenberth et al. 2007]). Weisse und Günther (2007) zeigten ferner, dass der anfängliche Anstieg im Wesentlichen auf einer Zunahme der *Häufigkeit* extremer Ereignisse basiert, wogegen die Intensität und Andauer der Ereignisse nahezu unverändert blieben. Später schwächte sich der Anstieg in der Häufigkeit extremer Ereignisse ab. Gleichzeitig verringerten sich deren Intensität und Andauer, was zu einer Abnahme in der durch die 99% Perzentile charakterisierten extremen Wellenhöhen führte.

Durch Kombination verschiedener Wind- und Seegangsdaten rekonstruierten Vikebø et al. (2003) monatlich gemittelte signifikante Wellenhöhen seit 1881. Die Zeitserien zeigen, dass beträchtliche Variabilität auf verschiedenen, auch interdekadalen, Zeitskalen besteht. Die Autoren berichten von einem positiven Trend in den monatlich gemittelten signifikanten Wellenhöhen, der um etwa 1960 beginnt und hauptsächlich im nördlichen Teil der Nordsee zu beobachten ist. Nach Vikebø et al. (2003) ist dieser Anstieg im Vergleich zu bisher beobachteten Schwankungen jedoch nicht ungewöhnlich. Die Analyse jährlicher maximaler signifikanter Wellenhöhen liefert einen Anstieg im Zeitraum von 1955 bis 1999. Dieses korrespondiert mit der Zunahme extremer Windereignisse im Zeitraum 1948-1999 und ist in Übereinstimmung mit den in Weisse und Günther (2007) beschriebenen Ergebnissen.

4.2.4 Eis

Der Vereisung in der Deutschen Bucht sind im Normalfall relativ enge Grenzen gesetzt. Seewärts der ost- und nordfriesischen Inseln tritt aufgrund der starken Gezeitenströme sowie der relativ hohen Temperaturen und Salzgehalte kaum Eisbildung auf (Blüthgen 1948 zitiert in BSH 2003). Lediglich in sehr starken Eiswintern (ca. 2-5% aller Winter) tritt hier Eisbildung auf (BSH 2003). In leichten und mäßigen Wintern ist die Vereisung auf Häfen und innere Fahrwasser beschränkt.

Hinsichtlich langfristiger Veränderungen der Eisverhältnisse in der Deutschen Bucht liegen nur sehr wenige Arbeiten vor. Eine Analyse der Eisverhältnisse anhand von 13 für die Deutsche Bucht repräsentativen Eisbeobachtungsstationen seit 1897 findet man in BSH (2003, 2004). Hier wurden zunächst die Eisverhältnisse der einzelnen Winter über eine flächenbezogene Eisvolumensumme charakterisiert und in fünf Klassen (schwache, mäßige, starke, sehr starke und extrem starke Vereisung) eingeteilt. Anschließend wurden deren langfristigen Veränderungen analysiert (Abb. 13). Es ist zu erkennen, dass starke interannuale und interdekadische Schwankungen der Eisverhältnisse aufgetreten sind, wobei starke bis sehr starke Eiswinter hauptsächlich in der Mitte des vergangenen Jahrhunderts zu beobachten waren. Zu Beginn des 20. und des 21. Jahrhunderts gibt es eine Tendenz zu weniger starken Eiswintern: Seit 1988 waren etwa 70% der Winter eisfrei. Eine vergleichbare Periode gab es allenfalls ab ca. 1930 (BSH 2004). Bezogen auf den Untersuchungszeitraum trat der letzte starke Eiswinter 1996 auf, wogegen der letzte Winter der Analyseperiode (2004/2005) praktisch eisfrei war (BSH 2004).

¹⁹ Jährliche 99% Perzentile.

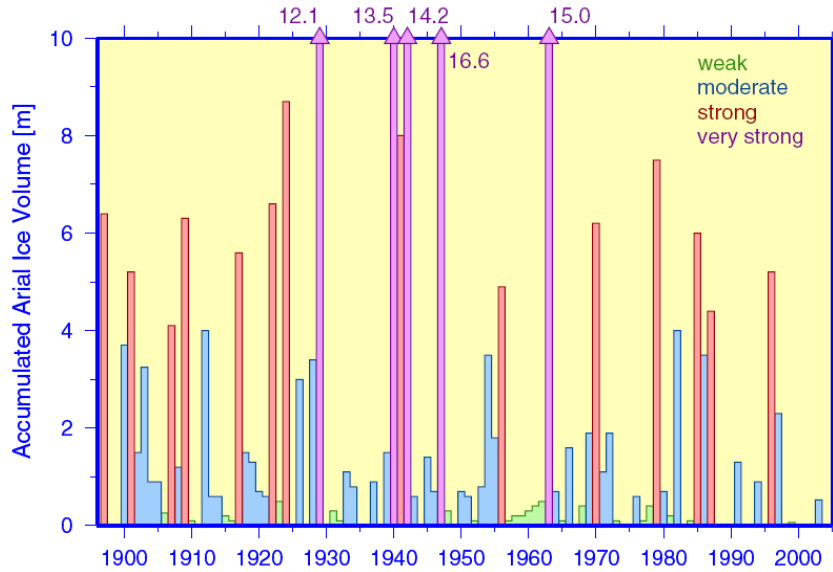


Abb. 13: Flächenbezogene Eisvolumensumme für die deutsche Nordseeküste 1897-2004. (BSH 2004)

4.3 Zukünftige Klimaänderungen bis 2100

4.3.1 Hydrographie

Meeresoberflächentemperaturen (SST)

Es sind relativ wenige Arbeiten bekannt, die sich *explizit* mit einer klimatisch bedingten möglichen SST Änderung in der Deutschen Bucht auseinandersetzen und diese *quantifizieren*.

Kauker (1999) führte zwei Experimente mit einem Nordseemodell durch, in denen das Modell einmal mit einer für die heutige Zeit repräsentativen und einmal mit einer für die Zeit einer CO₂ Verdopplung repräsentativen Verteilung atmosphärischer Daten angetrieben wurde. Durch Vergleich beider Experimente fand Kauker (1999), dass sich im Zuge des anthropogenen Klimawandels die SST im Bereich der Deutschen Bucht zum Zeitpunkt einer CO₂ Verdopplung um etwa 1 K (Grad) erwärmen werden. Je nach angenommenem Emissionsszenario wird eine Verdopplung der CO₂ Konzentration ab etwa Mitte bis Ende dieses Jahrhunderts erwartet.

Adlansvik et al. (2008) führten eine Regionalisierung von Ergebnissen eines globalen Klimamodells für den Zeitraum 2072-2097 mit Hilfe eines regionalen Ozeanmodells für die Nordsee durch. Die Regionalisierung bezog sich dabei lediglich auf ein spezielles Emissionsszenario (A1B). Verglichen mit den Werten einer Kontrollsimulation (1972-1997) fanden die Autoren für dieses konkrete Szenario eine Erwärmung der SST in der Nordsee um etwa 1,7 K zum Ende des Jahrhunderts. Dabei ist der Temperaturanstieg in der Deutschen Bucht tendenziell etwas größer, als der Mittelwert für die gesamte Nordsee mit stärksten Erwärmungsraten im Frühsommer (Mai-Juni) und geringeren Werten (ca. 1 K) im November. Im Volumenmittel, also bezogen auf den gesamten Wasserkörper, beträgt die Erwärmung etwa 1,4 K im Jahresmittel (Adlansvik et al. 2008).

Meeresoberflächensalzgehalte (SSS)

Es sind ebenfalls nur wenige Arbeiten bekannt, die sich *explizit* mit einer klimatisch bedingten möglichen SSS Änderung in der Deutschen Bucht auseinandersetzen und versuchen diese zu *quantifizieren*.

Kauker (1999) führte zwei Experimente mit einem Nordseemodell durch, in denen das Modell einmal mit einer für die heutige Zeit repräsentativen und einmal mit einer für die Zeit einer CO₂ Verdopplung repräsentativen Verteilung atmosphärischer Daten angetrieben wurde. Durch Vergleich der beiden Experimente fand Kauker (1999), dass sich zum Zeitpunkt einer CO₂ Verdopplung die Salzgehalte in der Deutschen Bucht infolge eines verringerten Elbeabflusses im Vergleich zu heute um etwa 0,5 psu erhöhen würden.

Basierend auf Beobachtungsdaten konstruierten Heyen und Dippner (1998) ein statistisches Modell zwischen großräumigen Bodenluftdruck- und Salzgehaltsanomalien im Bereich der Deutschen Bucht. Mit Hilfe dieses Modells waren sie anschließend in der Lage, die von Klimamodellen für die Zukunft projizierten Bodenluftdruckfelder zu verwenden, um Abschätzungen über mögliche Änderungen des Salzgehalts in der Deutschen Bucht zu machen. Unter Verwendung eines konkreten Emissionsszenarios²⁰ fanden Heyen und Dippner (1998), dass sich die SSS Werte im Bereich der Deutschen Bucht ab etwa 2000 um etwa 0,2-0,3 psu verringern könnten.

Schrum (2001) führte ein einfaches Sensitivitätsexperiment mit einem dynamischen Nordseemodell durch, indem sie untersuchte, wie die Hydrographie der Nordsee auf eine verstärkte Westwindzirkulation reagieren würde. Hierbei legte sie eine Zunahme der monatlichen mittleren Zonalwindkomponente in einem Breitenband von 52 N bis 62 N um 25 % zugrunde. Infolge der erhöhten Westwindzirkulation wurden so im Bereich der Deutschen Bucht um etwa 1 psu erhöhte Salzgehaltswerte simuliert. Unter der Annahme, dass die gewählten Änderungen der atmosphärischen Antriebe denen im Falle einer anthropogenen Klimaänderung entsprechen könnten, folgerte Schrum (2001), dass in Zukunft Anstieg der Salzgehalte in der Deutschen Bucht möglich sei.

Die beschriebenen Ergebnisse sind insgesamt nur wenig konsistent und die Belastbarkeit der Ergebnisse entsprechend gering. Während Schrum (2001) zeigt, dass signifikante Änderungen in der SSS in der Deutschen Bucht durch eine Intensivierung der zyklonalen Zirkulation der Nordsee erreicht werden können, stehen bei Kauker (1999) sowie bei Heyen und Dippner (1998) die beschriebenen Änderungen im Wesentlichen mit infolge atmosphärischer Veränderungen veränderten Abflussraten der kontinentalen Flüsse in Zusammenhang. Diese führen jedoch bei Kauker (1999) zu einer Erhöhung, bei Heyen und Dippner (1998) zu einer Verringerung der Salzgehalte in der Deutschen Bucht. Dieses legt nahe, dass die Ergebnisse sensitiv bezüglich der getroffenen Annahmen (gewähltes Emissionsszenario und/oder Modell) sind und dass weiterführende Untersuchungen nötig sind, die eine Reihe verschiedener Emissionsszenarien mit einer Reihe verschiedener Modelle untersuchen, damit robuste Spannbreiten in den Klimaänderungssignalen der SSS abgeleitet werden können.

Zirkulation

Schrum (2001) führte ein einfaches Sensitivitätsexperiment durch, mit dem sie die Reaktion der Nordsee auf eine verstärkte Westwindzirkulation²¹ untersuchte und fand, dass dieses letztlich zu einer Verstärkung der mittleren zyklonalen Zirkulation in der Nordsee führte. Unter der Annahme, dass dieses Änderungsmuster der großräumigen atmosphärischen Zirkulation repräsentativ für zukünftige Klimazustände sein könnte, folgerte Schrum (2001), dass demzufolge in Zukunft mit einer verstärkten Häufigkeit und/oder Intensität zyklonaler Zirkulationsmuster in der Nordsee gerechnet werden müsse.

²⁰ Beobachtete CO₂ Konzentrationen bis 1985, danach 1,3% Anstieg, sog. „business as usual“ Szenario.

²¹ Zunahme der monatlich gemittelten Zonalwindkomponente um 25% innerhalb eines Breitenbandes von 52 N bis 62 N.

Das von Schrum (2001) beschriebene Experiment stellt ein einfaches Sensitivitätsexperiment dar. Um zu belastbaren Aussagen hinsichtlich möglicher zukünftiger Entwicklungen der Nordseezirkulation zu kommen, ist es nötig, diese mit einer Reihe von Modellen für eine Reihe verschiedener Emissionsszenarien zu untersuchen.

4.3.2 Wasserstand

Gegenwärtige Klimamodelle beschreiben nur Veränderungen des Wasserstands aufgrund thermischer Ausdehnung des Wassers infolge einer globalen Erwärmung. Effekte, die durch das Abschmelzen von Gletschern und Landeis auftreten, werden später als grobe Abschätzung hinzugezogen (von Storch 2006). Veränderungen des Windstauklimas werden ebenso nicht simuliert, sondern anschließend mit regionalen Modellen analysiert.

Mittlerer Meeresspiegel

Für den Anstieg des globalen mittleren Meeresspiegels gibt der 3. Sachstandsbericht des Zwischenstaatlichen Ausschusses für Klimaänderungen (IPCC) einen Bereich von etwa 9 bis 88 cm für das Jahr 2100 an (Church et al. 2001). Im 4. Sachstandsbericht wird ein Bereich von 18 bis 59 cm im Zeitraum 2090-2099 angegeben (Meehl et al. 2007). Die Werte beider Berichte sind nicht direkt vergleichbar, da unterschiedliche Kriterien und Methoden zur Abschätzung herangezogen wurden. Generell basieren die Abschätzungen jedoch auf der mit Hilfe von Klimamodellen berechneten thermischen Ausdehnung der Ozeane, den auf den zukünftigen Temperaturanstieg skalierten heutigen Raten des Abschmelzens von Gletschern sowie auf Modellen und auf Extrapolation existierender Beobachtungen basierenden Änderungen in der Massenbilanz der Eisschilde (Grönland, Antarktis) (Meehl et al. 2007).

Die durch den 4. Sachstandsbericht des IPCC angegebenen Raten für den globalen Meeresspiegelanstieg umfassen nicht die volle Bandbreite möglicher Änderungen. Es wird diskutiert, dass insbesondere durch mögliche schnelle Änderungen der in Grönland und der Antarktis ablaufenden Prozesse erhebliche Unsicherheiten bei der Abschätzung der Raten des globalen Meeresspiegelanstiegs entstehen. Im 4. Sachstandsbericht werden diese Unsicherheiten erwähnt, jedoch nicht umfassend behandelt und diskutiert. Sollten sich die derzeitigen Abflussraten der großen Eisschilde (Grönland und Antarktis) signifikant beschleunigen, so werden nach dem 4. Sachstandsbericht weitere 10-20 cm globaler Meeresspiegelanstieg zum Ende des Jahrhunderts erwartet („scaled up ice sheet discharge“). Es wird allerdings betont, dass das gegenwärtige Verständnis dieser Prozesse zu gering ist, um zuverlässige Obergrenzen angeben zu können oder den Zahlen Wahrscheinlichkeiten zuzuweisen (Meehl et al. 2007).

Es wird weiter erwartet, dass es regional zu stärkeren Abweichungen vom globalen mittleren Meeresspiegelanstieg kommen kann. Mögliche Ursachen sind die Auswirkungen von Änderungen regionaler Süßwassereinträge in die Meere, lokale Änderungen in Temperatur und Salzgehalt (Dichte), Massenumverteilungen und Änderungen in der großräumigen Zirkulation der Ozeane. Auch lokale Landhebungen oder -senkungen, Änderungen im Gravitationsfeld der Erde durch Abschmelzen der Eisschilde oder elastische Effekte („Rebound“) können eine Rolle spielen.

Landerer et al. (2007) untersuchten die regionalen Abweichungen vom globalen mittleren Meeresspiegelanstieg aufgrund regionaler Dichte- und Zirkulationsänderungen für ein konkretes Emissionsszenario mit Hilfe eines globalen gekoppelten Klimamodells²². Zum Ende des Jahrhunderts (2100) fanden sie für die Nordsee gegenüber dem simulierten globalen Meeresspiegelanstieg von 26 cm ein um etwa 20 cm erhöhtes Signal, d.h. einen Anstieg von etwa 46 cm. Dieses setzt sich im Groben zusammen aus einem Anteil von etwa 10 cm infolge thermischer Ausdehnung und etwa 30 cm

²² Klimamodell ECHAM5/MPIOM und A1B Emissionsszenario.

infolge von Massenumverteilungen. Eine etwas umfassendere Analyse der regionalen Variabilität des Meeresspiegelanstiegs infolge regionaler Dichte- und Zirkulationsänderungen findet sich im 4. Sachstandsbericht des Zwischenstaatlichen Ausschusses für Klimaänderungen (IPCC) (Meehl et al. 2007). Hier wurde ein Ensemble von Klimamodellen für ein konkretes Emissionsszenario (A1B) untersucht. Das Ensembledittel zeigt dabei für die Nordsee im Vergleich zum globalen mittleren Meeresspiegelanstieg erhöhte Werte, die jedoch noch innerhalb der Variabilität aller Modelle des Ensembles liegen (Abb. 10.32 in Meehl et al. 2007). Es wird weiter hervorgehoben, dass sich die räumlichen Muster des Meeresspiegelanstiegs zwischen den einzelnen Modellen zum Teil erheblich unterscheiden²³. Insofern ist davon auszugehen, dass Abschätzungen bezüglich regionaler Abweichungen vom globalen mittleren Meeresspiegelanstieg aufgrund regionaler Dichte- und Zirkulationsänderungen nach wie vor mit erheblichen Unsicherheiten behaftet sind.

Regionale Abweichungen vom globalen Mittelwert des Meeresspiegelanstiegs können ebenso durch Gravitations- und elastische Effekte hervorgerufen werden. Kommt es beispielsweise zu einem Abschmelzen großer Eismassen wie Grönland oder der Antarktis, so kommt es langfristig zum einen zu einer lokalen Hebung (elastische Effekte) und damit zu einem relativen Absinken des lokalen Meeresspiegels in unmittelbarer Nähe der Eismassen. Auf kürzeren Zeitskalen spielen jedoch die Änderungen im Gravitationsfeld der Erde (sog. self-gravitational effects) eine wesentlichere Bedeutung (z.B. Mitrovica et al. 2001). Demnach kommt es in unmittelbarer Nähe der schmelzenden Eismassen zu einem Absinken des Meeresspiegels aufgrund der verringerten Gravitation, wogegen es in hinreichend großer Entfernung zu einem überproportionalen Meeresspiegelanstieg kommt. Der Effekt wird typischerweise in Form eines „relativen Fingerabdrucks“ (Englisch: relative fingerprint) angegeben (Abb. 14). Dieser Fingerabdruck, ist dabei wie folgt zu interpretieren: Wenn das Abschmelzen von Grönland 1 mm/Jahr zum globalen mittleren Meeresspiegelanstieg beiträgt, so ist der zusätzliche, durch Gravitationsänderungen hervorgerufene Effekt an der südlichen Nordseeküste nach Abb. 14 etwa $0.2 \times 1 \text{ mm/Jahr} = 0.2 \text{ mm/Jahr}$.

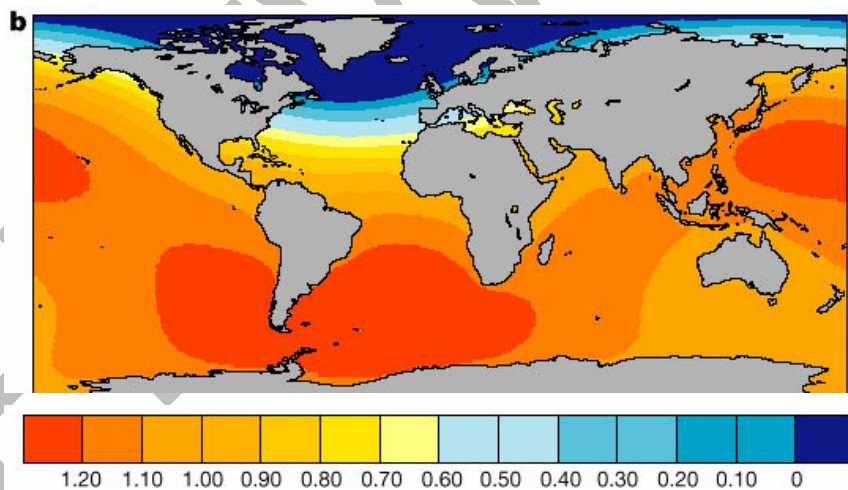


Abb. 14: Relativer Fingerabdruck des Beitrags des grönländischen Eisschildes zum regionalen Meeresspiegelanstieg nach Mitrovica et al. (2001).

²³ Text im Original: „The geographical patterns of sea level change from different models are not generally similar in detail...”

Die von verschiedenen Autoren angegebenen relativen Fingerabdrücke unterscheiden sich zum Teil erheblich. Für die südliche Nordseeküste geben beispielsweise Mitrovica et al. (2001) Werte von 0.2 bzw. 1.1 für den grönländischen bzw. den antarktischen Eisschild an, während Plag und Juetner (2001) auf Werte von -2,5 bzw. 2,6 kommen (Tabelle 1). In anderen Worten, ein Abschmelzen des grönländischen Eisschildes führt nach Mitrovica et al. (2001) zu einem verstärkten, nach Plag und Juetner (2001) zu einem gegenüber dem globalen Mittel verringerten Meeresspiegel an der südlichen Nordseeküste. Die Unsicherheiten hinsichtlich der Auswirkung von Gravitationseffekten infolge der globalen Erwärmung auf den regionalen Meeresspiegel an der Nordseeküste sind demnach erheblich. Eine ausführliche Diskussion findet man in Vermeersen und Schotman (2009).

	<i>Antarktischer Eisschild</i>	<i>Grönländischer Eisschild</i>
<i>Mitrovica et al. (2001)</i>	1.1	0.2
<i>Plag and Juetner (2001)</i>	2.6	-2.5

Tabelle 1: Regional bedingte Meeresspiegeländerung an der südlichen Nordseeküste aufgrund von Gravitationseffekten. Angegeben sind verschiedene Abschätzungen relativer Fingerabdrücke nach Mitrovica et al. (2001) und Plag und Juetner (2001).

Eine detaillierte und umfassende Abschätzung der regionalen Meeresspiegeländerung, die die Beiträge der einzelnen Effekte²⁴ zu quantifizieren versucht, liefern Katsman et al. (2008b) für die niederländische Küste. Methodisch orientiert sich der gewählte Ansatz an der von Rahmstorf (2007) vorgestellten Methode. Basierend auf je zwei Szenarien für die Entwicklung der global gemittelten Lufttemperatur²⁵ liefern die Autoren eine Abschätzung für die Zeithorizonte 2050 und 2100. Dabei kommen die Autoren summarisch zu Anstiegen von etwa 15-55 cm bis 2050 und von etwa 40-80 cm bis 2100 für den regionalen Meeresspiegel an der niederländischen Küste. Prozentual, liefern dabei Dichteänderungen die größten Beiträge.

Für die zukünftige Entwicklung des regionalen Meeresspiegels müssen weiterhin vertikale lokale Landbewegungen berücksichtigt werden. Für die niederländische Küste geben Kooi et al. (1998) eine derzeitige Landsenkungsrate von etwa 0.7-1.1 mm/Jahr an bestehend aus etwa 0.3-0.5 mm/Jahr infolge postglazialen Rebounds, etwa 0.7 mm/Jahr infolge tektonischer Ursachen sowie etwa 0.1-0.5 mm/Jahr durch Bodenkompaktierung. Dazu kommen die Auswirkungen lokaler Effekte wie Gasentnahmen oder Veränderungen im Grundwasser. An der deutschen Nordseeküste lassen wiederholte Nivellements eine Landsenkung von 0.5-1.0 mm/Jahr vermuten, wobei in den Flussmündungen zum Teil deutlichere lokale Absenkungen stattfinden (Leonhard 1987). Für die Küsten Schleswig-Holsteins wird mit einer regional unterschiedlichen (tektonischen) Landsenkung zwischen 0 und 1 mm/Jahr gerechnet²⁶.

²⁴ Thermische Ausdehnung, lokale Dichteänderungen, Abschmelzen der Gletscher und Eisschilde, Gravitationseffekte nach Mitrovica et al. (2001).

²⁵ Etwa ein bis zwei Grad Temperaturanstieg bis 2050 bzw. zwei bis vier Grad bis 2100.

²⁶ http://www.schleswig-holstein.de/MLUR/DE/WasserMeerKueste/03_HochwasserKuestenschutzHaefen/02_Kuestenschutz/Klimawandel_Kuestenschutz.html_nnn=true#doc404750bodyText4

Meteorologisch bedingter Anteil

Die zukünftige Entwicklung des meteorologisch bedingten Anteils am Wasserstand hängt neben der weiteren Entwicklung des mittleren Meeresspiegels von der zukünftigen Entwicklung des Windklimas ab. Es existiert die weit verbreitete Annahme, dass der anthropogene Klimawandel im Bereich der Nordsee zu einer Zunahme der Sturmaktivität führen wird (Lowe et al. 2009). Die Ergebnisse der Modellstudien seit dem 3. Sachstandsbericht zeigen jedoch, dass hier nach wie vor größere Unsicherheiten existieren (Lowe et al. 2009). Diese Unsicherheiten spiegeln sich auch in den Analysen zum meteorologisch bedingten Anteil am Wasserstand (Windstau) wieder.

Langenberg et al. (1999) beschreiben das Ergebnis eines CO₂-Verdopplungsexperiments, in dem ein regionales Nordseemodell mit Wind- und Luftdruckfeldern eines globalen Klimamodells (ECHAM3/T106) über einen Zeitraum von jeweils fünf Jahren für heutige Klimabedingungen und für jene zum Zeitpunkt einer CO₂ Verdopplung angetrieben wurde. Die Autoren fanden einen signifikanten Anstieg der winterlichen (November-Dezember) mittleren und extremen (90% Perzentile) Hochwasser entlang der deutschen Nordseeküste um etwa 5-10 cm. Die Differenz aus extremen und mittleren Hochwassern zeigte keine signifikante Veränderung, so dass sich die Verteilung insgesamt zu höheren Werten verschob. Je nach gewähltem Emissionsszenario wird eine CO₂ Verdopplung etwa Mitte bis Ende dieses Jahrhunderts erwartet.

Kauker und Langenberg (2000) wiederholten die Studie von Langenberg et al. (1999) jedoch unter Verwendung zweier unterschiedlicher regionaler Ozeanmodelle (HAMSOM und OPYC). Ihre Ergebnisse sind konsistent mit denen von Langenberg et al. (1999). Insbesondere konnten keine wesentlichen Unterschiede zwischen den Ergebnissen der verschiedenen Ozeanmodelle festgestellt werden.

Woth (2005) führte erstmals Ensemblerechnungen in etwas größerem Umfang durch und analysierte, inwieweit sich Unsicherheiten in den zu erwartenden zukünftigen Windstauwerten verschiedenen Emissionsszenarien und verschiedenen globalen Klimamodellen zuweisen lassen. Dazu verwendete sie Wind- und Bodenluftdruckfelder für die Zeiträume 1961-1990 und 2071-2100, die mit Hilfe eines gekoppelten Regionalmodells (Räisänen et al. 2003), das mit Daten zweier verschiedener globaler Klimamodelle unter verschiedenen Emissionsszenarien (A2, B2) angetrieben wurde, um ein regionales Sturmflutmodell für die Nordsee anzutreiben. Alle Rechnungen zeigen einen Anstieg der winterlichen (Dezember-Februar) windstaubedingten Wasserstände zum Ende des Jahrhunderts um etwa 15-25 cm im Bereich der Deutschen Bucht (Abb. 15). Trotz einiger unterschiedlicher regionaler Details, existiert kein signifikanter Unterschied zwischen den einzelnen Rechnungen, d.h. das Klimaänderungssignal ist relativ unabhängig davon, welches Klimamodell verwendet und welches Emissionsszenario betrachtet wurde. Zu einem ähnlichen Ergebnis kommen Woth et al. (2006) unter Verwendung der mit Hilfe verschiedener Regionalmodelle regionalisierten meteorologischen Antriebe.

Im Gegensatz zu Langenberg et al. (1999) und Kauker und Langenberg (2000) sind die in Woth (2005) und Woth et al. (2006) beschriebenen Änderungen nur im Bereich der Deutschen Bucht statistisch signifikant. Es erfolgte keine Analyse der Differenzen zwischen extremen und mittleren Wasserständen, so dass es nicht möglich ist zu beurteilen, inwieweit die Verteilung der Wasserstände breiter geworden oder insgesamt zu höheren Werten verschoben ist. Die Vergleichbarkeit der Studien ist jedoch durch unterschiedliche Analysemethoden (99.5% und 90% Perzentile für November-März bzw. Dezember-Januar) sowie unterschiedliche Zeiträume (2071-2100 bzw. Zeitpunkt einer CO₂ Verdopplung) generell eingeschränkt.

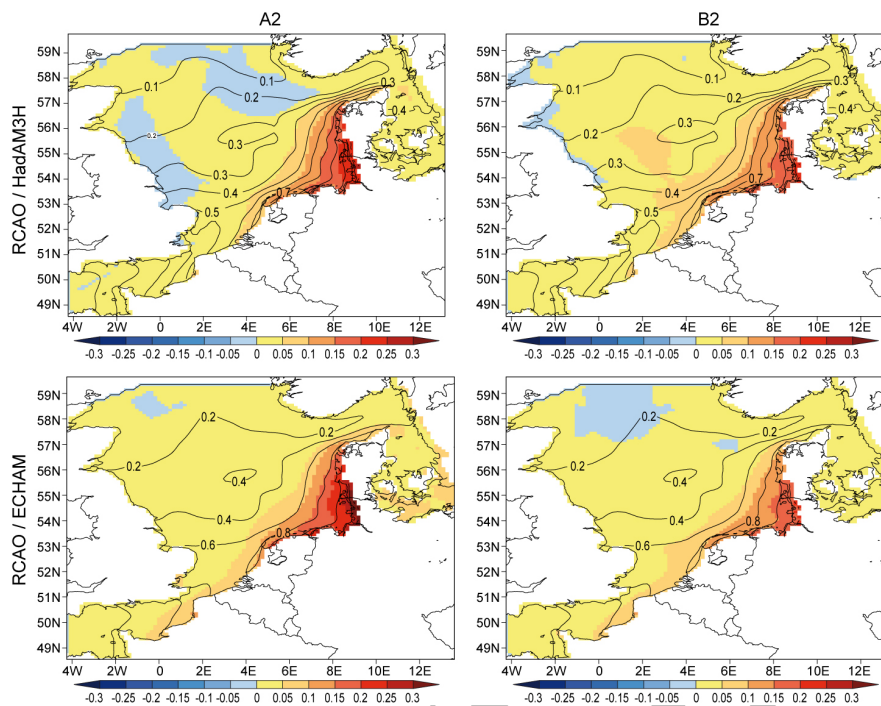


Abb. 15: Änderung jährlicher 99.5% Perzentile der tidebereinigten Wasserstände (Windstau) 2071-2100 in m bezogen auf den Zeitraum 1961-1990. (Oben) Wasserstandsmodell angetrieben mit regionalisierten Windfeldern aus dem HadAM3H Modell. (Unten) Wasserstandsmodell angetrieben mit regionalisierten Windfeldern aus dem ECHAM Modell. (Links) Für das A2 Emissionsszenario. (Rechts) Für das B2 Emissionsszenario. Aus Weisse et al. (2009) nach den Ergebnissen von Woth (2005) und Woth et al. (2006).

Debernard und Roed (2008) liefern ebenfalls Ensemblerechnungen mit einem regionalen Wasserstandsmodell, dass für jeweils zwei 30-jährige Zeiträume (1961-1990, 2071-2100) mit verschiedenen regionalisierten Wind- und Luftdruckfeldern aus mehreren globalen Klimamodellen unter Betrachtung verschiedener Emissionsszenarien angetrieben wurde. Die globalen Antriebsfelder sind teilweise identisch mit denen in Woth (2005) und Woth et al. (2006) verwendeten, jedoch wurde die Regionalisierung mit einem anderen Regionalmodell durchgeführt und die regionalisierten Windfelder lagen nur in einem 6-stündigen Ausgabeintervall (im Vergleich zu stündlichen Werten bei Woth 2005 und Woth et al. 2006) vor. Ohne Angabe eines Referenzwertes schlussfolgern Debernard und Roed (2008), dass sich die extremen meteorologisch bedingten Wasserstandsanteile in der östlichen Nordsee zum Ende des Jahrhunderts um etwa 8-10% erhöhen können. Die räumlichen Muster dieser Änderungen sind konsistent mit den in Woth et al. (2006) beschriebenen mit Ausnahme eines Experiments (in Debernard und Roed 2008 mit MPIB2 bezeichnet), in dem die beschriebenen Änderungen deutlich geringer als bei Woth et al. (2006) ausfallen. Eine ähnliche Diskrepanz findet sich auch für die Ergebnisse der Seegangssimulation von Debernard und Roed (2008) im Vergleich zu der von Grabemann und Weisse (2008) (s. Abschnitt 3.3). Eine mögliche Ursache dieser Unterschiede liegt in der Verwendung unterschiedlicher Regionalmodelle und/oder deren räumlicher und zeitlicher Auflösung.

Unter Verwendung eines ähnlichen experimentellen Designs²⁷ analysierten Lowe und Gregory (2005) die Veränderung extremer windstaubedingter Wasserstände in der Nordsee. Im Gegensatz zu den oben angeführten Arbeiten untersuchten die Autoren die Veränderung von Ereignissen mit einer mittleren Wiederkehrperiode von 50 Jahren und fanden, dass sich diese Ereignisse in der Deutschen Bucht zum Ende des Jahrhunderts um etwa 50-70 cm erhöhen könnten. Der Vergleich mit früheren Arbeiten (Lowe et al. 2001, Flather und Williams 2000) offenbart erhebliche Unterschiede und Unsicherheiten bei der Bestimmung der Änderung dieser Art von Extremwertstatistik. Während bei Lowe et al. (2001) ein Anstieg von lediglich etwa 40 cm diagnostiziert wurde, waren die bei Flather und Williams (2000) beschriebenen Änderungen sogar negativ. Konsistent mit den Ergebnissen der oben beschriebenen Arbeiten fanden Lowe und Gregory (2005) jedoch ebenfalls keinen deutlichen Unterschied bezogen auf die Verwendung verschiedener Emissionsszenarien.

In die Nordsee einlaufende meteorologisch bedingte Fernwellen (z.B. Müller-Navarra et al. 2006) können einen erheblichen Anteil am Gesamtwasserstand während eines Sturmereignisses haben (z.B. Müller-Navarra et al. 2006). Über mögliche Änderungen in der Statistik (Häufigkeit, Intensität, Andauer) solcher Fernwellen sind bisher keine expliziten Studien bekannt. Außer in den Arbeiten von Woth (2005) und Woth et al. (2006) sind die Effekte durch die Einbeziehung des Nordatlantiks in die Modellierung jedoch implizit enthalten.

Eine entscheidende Frage ist, inwieweit die beschriebenen Szenarien für den mittleren Meeresspiegel und die meteorologisch bedingten Anteile abhängig voneinander sind, oder getrennt voneinander betrachtet werden können. Kauker und Langenberg (2000) führten hierzu ein einfaches Sensitivitätsexperiment durch. Sie untersuchten die Änderungen im Windstauklima zum Zeitpunkt einer CO₂ Verdopplung indem sie bei ihren Modellrechnungen einmal einen mittleren Meeresspiegelanstieg von 10 cm explizit berücksichtigten und einmal vernachlässigten. Sie kamen zu dem Schluss, dass im Bereich der Nordseeküsten in erster Näherung beide Effekte linear addiert werden können. Für eine größere Spannbreite möglicher Meeresspiegeländerungen kamen Loewe und Gregory (2005) zu ähnlichen Schlussfolgerungen. Sie fanden, dass die nichtlinearen Effekte in der Größenordnung von maximal 10% des zugrunde gelegten Meeresspiegelanstiegs lagen und mittlerer Meeresspiegelanstieg und Änderungen im windstaubedingten Wasserstand in erster Näherung getrennt voneinander betrachtet werden können. Mit anderen Worten, bei einem Anstieg des mittleren Meeresspiegels um 50 cm würde der Fehler, den man durch die Addition von Meeresspiegelanstieg und windstaubedingten Änderungen macht, maximal 10% oder +/- 5 cm betragen.

Gezeiten

Im Zuge des Anstiegs des mittleren Meeresspiegels kommt es zu einer Änderung der Beckengeometrie der Nordsee, die Auswirkungen auf die gezeitenbedingten Wasserstände haben kann. Bisher gibt es nur wenige Arbeiten, die sich mit diesen Effekten beschäftigen. Mit Hilfe eines regionalen Ozeanmodells untersuchte Kauker (1999), wie sich die Amplitude der Gezeiten infolge eines Meeresspiegelanstiegs um 100 cm ändern könnte. Im Bereich der Deutschen Bucht kam er dabei auf eine Änderung der Amplitude der halbtäglichen Gezeit (M2) von etwa 2-4 cm. Als Ursache wurde eine schnellere Propagation der Gezeitenwelle infolge des erhöhten Wasserstands angegeben. Mit gleicher Methodik, aber einer im Vergleich zu Kauker (1999) deutlich erhöhten räumlichen Auflösung lieferte Plüß (2004) eine detailliertere Studie. Konsistent mit den Ergebnissen von Kauker (1999) beschreibt er eine Änderung von etwa 2-4 cm in der Amplitude der halbtäglichen Gezeit in der Deutschen Bucht, findet an den Küsten und insbesondere in den Ästuaren jedoch teilweise deutlich höhere Werte. So betragen beispielsweise bei einem Anstieg des Meeresspiegels von 100 cm die Änderungen im Tidehochwasser im Elbeästuar bis zu 16 cm bei Otterndorf und St. Pauli (Abb. 16).

²⁷ Antrieb eines Wasserstandsmodells für die Nordsee mit regionalisierten meteorologischen Feldern aus einem globalen Klimamodell unter Verwendung zweier (A2, B2) Emissionsszenarien.

Nicht berücksichtigt in beiden Arbeiten sind mögliche Änderungen im Gezeitenregime des Nordatlantiks und deren Einfluss auf die Nordsee.

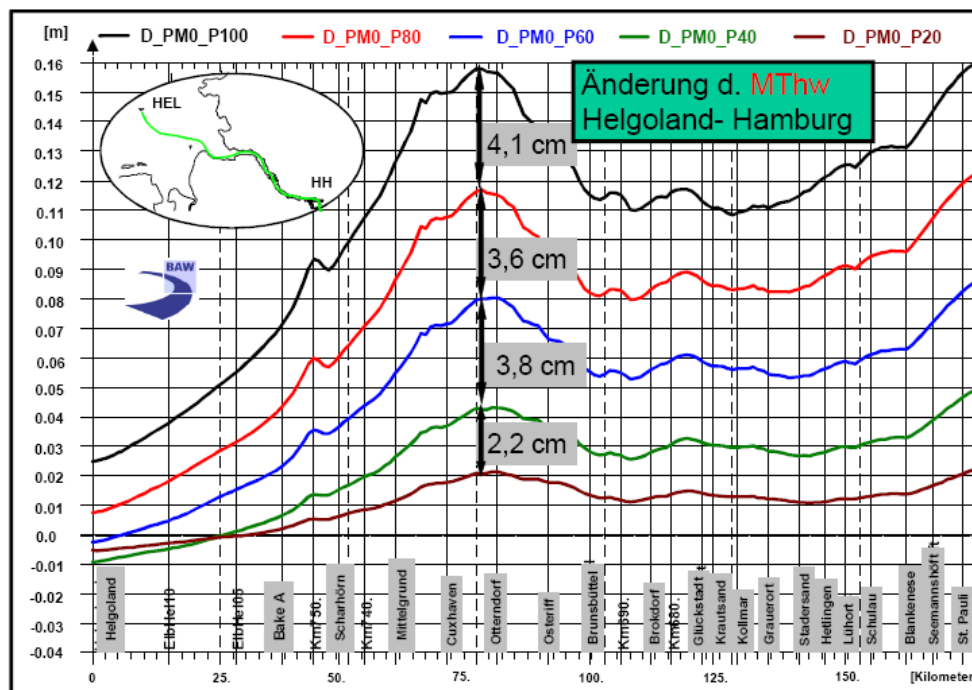


Abb. 16: Änderung des mittleren Tidehochwassers auf einem Schnitt von Helgoland nach Hamburg bei einer Änderung des mittleren Meeresspiegels um 20 cm (braun), 40 cm (grün), 60 cm (blau), 80 cm (rot) und 100 cm (rot). (Plüß 2004).

4.3.3 Seegang

Bezüglich möglicher zukünftiger klimabedingter Änderungen des Seegangsklimas im Bereich der Nordsee und der Deutschen Bucht liegen eine Reihe verschiedener Arbeiten vor. In einer der ersten Studien beschreiben Rider et al. (1996) ein Experiment, in dem ein Seegangmodell für den Nordatlantik mit Daten aus einem Klimaänderungsexperiment zum Zeitpunkt einer CO₂ Verdopplung angetrieben wurde. Allerdings war die räumliche Auflösung des Seegangmodells relativ grob, so dass die Deutsche Bucht kaum aufgelöst wurde, und der modellierte Zeitraum war relativ kurz, um statistisch belastbare Aussagen abzuleiten. Trotzdem ergaben sich Indizien für eine mögliche Zunahme der durch das 90%-Perzentil beschriebenen Wellenhöhen um etwa 25-50 cm zum Zeitpunkt der CO₂ Verdopplung. In einem ähnlichen Experiment fanden Günther et al. (1998) eine Erhöhung der 20-jährigen Wiederkehrwerte der signifikanten Wellenhöhe zum Zeitpunkt der CO₂ Verdopplung, gaben allerdings keine Größenordnung für den Bereich der Deutschen Bucht oder der südlichen Nordsee an.

WASA (1998) entwickelten ein statistisches Modell zwischen beobachteten großräumigen Anomalien im monatlich gemittelten Bodenluftdruckfeld und beobachteten Perzentilen der signifikanten Wellenhöhe an den beiden in der Nordsee gelegenen Plattformen Ekofisk und Brent. Dieses Modell wurde anschließend benutzt, um anhand von Luftdruckdaten aus Klimaänderungsexperimenten auf die Veränderungen in der Verteilung der signifikanten Wellenhöhe bei Brent und Ekofisk zu schließen. Unter Verwendung des gleichen atmosphärischen Experiments wie in Rider et al. (1996) analysierten

WASA (1998) eine Verschiebung der gesamten Verteilung bei Ekofisk und Brent hin zu höheren Wellen in Folge einer anthropogenen Klimaänderung. Zum Zeitpunkt einer CO₂ Verdopplung lag diese in der Größenordnung von etwa 10-20 cm, konsistent mit den Ergebnissen des dynamischen Ansatzes von Rider et al. (1996). Ein alternatives Szenario lieferte allerdings widersprüchliche Aussagen.

Unter deutlich differenzierteren Annahmen²⁸ und mit erhöhter Auflösung (T106) untersuchten STOWASUS (2001) ebenfalls die Veränderungen der signifikanten Wellenhöhe. Bezogen auf den Vergleichszeitraum 1970-1999 fanden sie für die Periode 2060-2089 im Bereich der Nordsee eine Zunahme der signifikanten Wellenhöhe im Mittel um etwa 5% und eine Tendenz zu höheren Extremen von etwa 25-50 cm.

Debernard et al. (2002) verwendeten die mit einem atmosphärischen Regionalmodell regionalisierten Ergebnisse eines globalen Klimaänderungsexperiments für ein spezifisches Emissionsszenario, um ein Seegangmodell für die Nordsee anzutreiben. Im Gegensatz zu den obigen Studien fanden sie im Wesentlichen geringe und nicht signifikante Änderungen.

Grabemann und Weisse (2008) untersuchten ein Ensemble von Seegangssimulationen für die Nordsee und die Deutsche Bucht. In diesen Simulationen wurde ein räumlich relativ hoch aufgelöstes Seegangmodell (etwa 5x5 km) mit Windfeldern aus regionalisierten Klimaänderungsexperimenten mit verschiedenen Globalmodellen und Emissionsszenarien angetrieben. Basierend auf der Analyse jährlicher 99%-Perzentile diagnostizierten Grabemann und Weisse (2008) eine Zunahme extremer Seegangshöhen in der Deutschen Bucht um etwa 5-10% (15-46 cm) zum Ende des Jahrhunderts (Abb. 17). In der offenen Nordsee wichen die Details der Ergebnisse der einzelnen Experimente jedoch zum Teil erheblich voneinander ab, so dass die mit den Projektionen verbundenen Unsicherheiten sehr hoch sind. Trotzdem können die Ergebnisse im Großen und Ganzen als konsistent mit den früheren Experimenten von Rider et al. (1996), WASA (1998) und STOWASUS (2001) angesehen werden. Grabemann und Weisse (2008) fanden weiter, dass die beschriebene Erhöhung der 99%-Perzentil Seegangshöhen im Wesentlichen durch eine Zunahme in der Anzahl von Extremereignissen verursacht wird, während längere Andauer und höhere Intensität nur eine geringe Rolle spielen.

Debernard und Roed (2008) untersuchten ein ähnliches Ensemble von Seegangssimulationen, in denen ein Seegangmodell für die Nordsee durch regionalisierte Windfelder verschiedener Globalmodelle unter Verwendung mehrerer Emissionsszenarien angetrieben wurde. Sie fanden Änderungen der extremen Wellenhöhen (99%-Perzentil) von plus 6-8% im Bereich der Ostküsten der Nordsee mit teilweise erheblichen Unterschieden in den einzelnen Realisierungen, im Wesentlichen ähnlich und konsistent mit den Ergebnisse von Grabemann und Weisse (2008). Obwohl Debernard und Roed (2008) teilweise die gleichen Kombinationen von Globalmodell und Emissionsszenarien verwendeten wie Grabemann und Weisse (2008) kommen die Autoren teilweise zu unterschiedlichen Schlussfolgerungen. Während in Grabemann und Weisse (2008) unabhängig vom gewählten Emissionsszenario generell die stärksten Änderungen in den durch das globale ECHAM Modell angetriebenen Seegangssimulationen zu finden sind, folgern Debernard und Roed (2008), dass die Änderungen hier zumindest für das B2 Szenario im Wesentlichen gering sind. Einen ähnlichen Unterschied gibt es auch beim Vergleich der Ergebnisse von Wasserstandsrechnungen aus Debernard und Roed (2008) mit denen von Woth (2005) und Woth et al. (2006). Sofern bekannt, kommen als mögliche Ursachen lediglich Unterschiede in den verwendeten atmosphärischen Regionalmodellen (HIRHAM in Debernard und Roed 2008 und RCAO in Grabemann und Weisse 2008 sowie in Woth 2005), die räumliche Auflösung der Seegangs- und Wasserstandsmodelle sowie die zeitliche Auflösung des verwendeten atmosphärischen Antriebs (6-stündig bei Debernard und Roed 2008, stündliche bei den anderen Autoren) in Betracht.

²⁸ Ein spezielles Emissionsszenario (IS92a), nur CO₂, kein Aerosolantrieb.

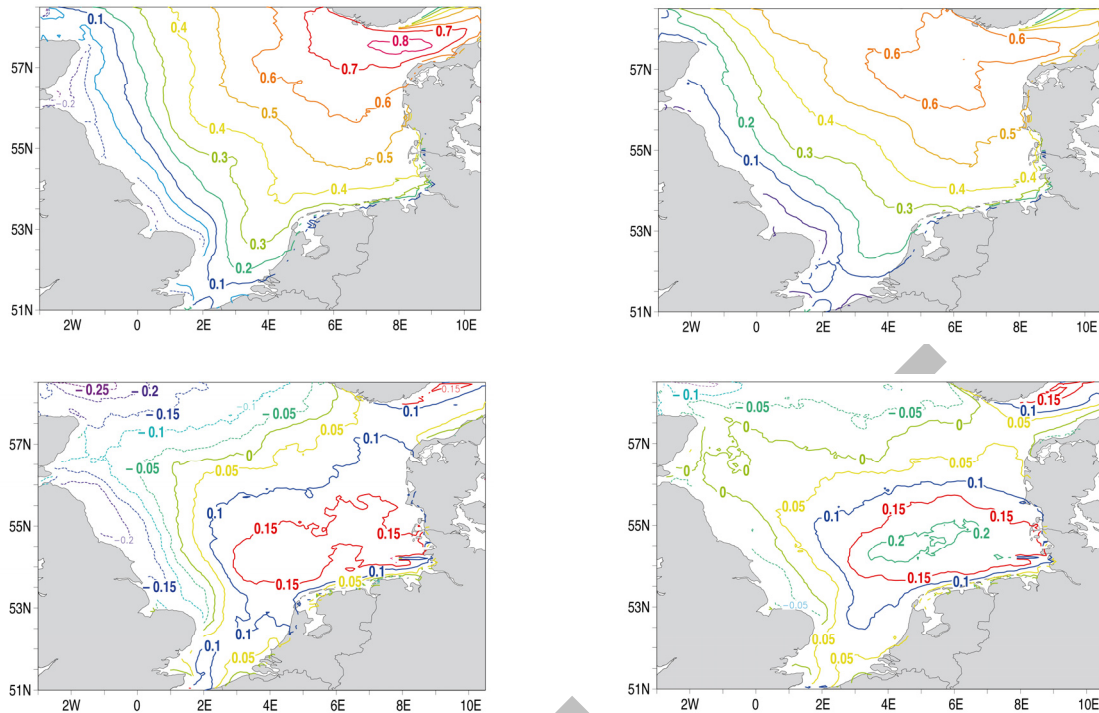


Abb. 17: Änderung jährlicher 99% Perzentile der signifikanten Wellenhöhe 2071-2100 in m bezogen auf den Zeitraum 1961-1990. **(Oben)** Seegangmodell angetrieben mit regionalisierten Windfeldern aus dem ECHAM Modell. **(Unten)** Seegangmodell angetrieben mit regionalisierten Windfeldern aus dem HadAM3H Modell. **(Links)** Für das A2 Emissionsszenario. **(Rechts)** Für das B2 Emissionsszenario. Nach Grabemann und Weisse (2008).

4.3.4 Eis

Obwohl es plausibel erscheint, dass im Zuge des anthropogenen Klimawandels sich eine Tendenz zu schwächeren Eiswintern abzeichnet, gibt es nach unserer Kenntnis bisher keine Studien, die sich explizit mit der Problematik auseinandersetzen und mögliche Änderungen quantifizieren.

4.4 Zusammenfassung

Ozeanographische Zustandsgrößen im Bereich der Deutschen Bucht unterliegen einer ausgeprägten natürlichen langzeitlichen Variabilität. Neben solchen mehr oder weniger regelmäßigen Fluktuationen und Veränderungen, die über mehrere Jahre und Jahrzehnte andauern können, werden für einige Parameter jedoch auch längerfristige Änderungen innerhalb der letzten ca. 100 Jahre beobachtet. Die Datengrundlage zur Abschätzung und Bewertung solcher Änderungen ist dabei je nach betrachtetem Parameter höchst unterschiedlich.

Relativ verlässliche Daten liegen zu Bewertung langfristiger Oberflächentemperaturänderungen in der Deutschen Bucht vor. Demnach hat sich die Meeresoberflächentemperatur bei Helgoland im Zeitraum 1873-1995 um etwa 0,6-0,8 K erwärmt. Seit etwa Mitte der 1980er Jahre wird ein verstärkter Anstieg beobachtet; im Zeitraum 1962-2002 stieg die Meeresoberflächentemperatur bei Helgoland im Jahresmittel um 1,13 K. Parallel dazu wird derzeit eine Tendenz zu weniger starken Eiswintern

beobachtet. Für die Oberflächensalzgehalte lässt sich dagegen keine systematische Änderung innerhalb der letzten ca. 100 Jahre erkennen.

Der Meeresspiegel ist im globalen Mittel in den letzten ca. 100 Jahren um etwa 1-2 mm/Jahr gestiegen. Regional kann dabei es zu erheblichen Abweichungen von diesem globalen Mittelwert kommen. Für den Bereich der Deutschen Bucht sind diese bisher jedoch nicht ausreichend quantifiziert. Eine systematische Beschleunigung des Meeresspiegelanstiegs lässt sich aus Pegelmessungen derzeit weder für die niederländische noch für die deutsche Nordseeküste ableiten.

Wie stark sich Sturmfluthöhen an der deutschen Nordseeküste ändern, hängt in erster Line vom Meeresspiegelanstieg und vom Windklima in der Deutschen Bucht ab. Die Windverhältnisse haben sich über der Nordsee in den letzten ca. 100 Jahren nicht systematisch verändert. Entsprechend sind laufende bisherige Sturmfluten nur aufgrund des Meeresspiegelanstiegs höher auf; die windstaubedingten Anteile am Wasserstand zeigen keine systematische Veränderung in den letzten ca. 170 Jahren.

Für den Seegang liegen nur wesentlich kürzere Zeitreihen vor. Diese legen nahe, dass sich der Sturmseegang in den letzten etwa 45 Jahren um einige Dezimeter erhöht hat. Diese Änderungen fallen jedoch mit entsprechenden Änderungen im Sturmklima zusammen, so dass es nahe liegt, dass derzeit keine systematischen Veränderungen im Seegangsklima zu beobachten sind, wenn längere Zeiträume von 100 Jahren und mehr betrachtet werden.

Für die Zukunft ist von einer weiteren Erwärmung des Wasserkörpers im Bereich der Deutschen Bucht von etwa 1-2 K zum Ende des Jahrhunderts auszugehen. Für den Oberflächensalzgehalt liefern die vorliegenden Studien derzeit keine konsistenten Ergebnisse. Für Veränderungen im Eisklima liegen keine expliziten Studien vor.

Der UN Klimarat IPCC erwartet bis Ende des 21. Jahrhunderts einen globalen Meeresspiegelanstieg von etwa zwei bis sechs Dezimeter. Außerdem können sich Prozesse in den großen Eisschilden Grönlands und der Antarktis so verstärken, dass sie den globalen Meeresspiegel zusätzlich ansteigen lassen. Insgesamt ist dann laut IPCC ein weltweiter Meeresspiegelanstieg von zwei bis acht Dezimeter bis zum Ende des 21. Jahrhunderts plausibel. Klimarechnungen und Sturmflutszenarien für die Zukunft weisen darauf hin, dass Nordseestürme im Winter stärker werden können und dass Sturmflutwasserstände windbedingt bis zum Ende des Jahrhunderts dementsprechend höher auflaufen können. Geht man davon aus, dass der Meeresspiegelanstieg an der deutschen Nordseeküste auch künftig etwa dem durchschnittlichen globalen Meeresspiegelanstieg entspricht, wird auch das Ausgangsniveau der Nordseesturmfluten in Zukunft weiter ansteigen. Zusammen mit einem veränderten Windklima können Nordseesturmfluten bis zum Ende des Jahrhunderts dann insgesamt etwa drei bis 11 Dezimeter höher auflaufen als heute. Zusätzlich ist mit einer entsprechenden Erhöhung des Sturmseegangs im Bereich der Deutschen Bucht zu rechnen.

4.5 Literatur

- Adlansvik, B. 2008: Marine downscaling of a future climate change scenario for the North Sea. *Tellus*, 60A, 451-458.
- Alexandersson, H., H. Tuomenvirta, T. Schmidh, and K. Iden 2000: Trends of storms in NW Europe derived from an updated pressure data set. *Climate Res.*, 14, 71-73.
- Bacon, S. und D.J.T. Carter 1991: Wave climate changes in the North Atlantic and North Sea. *Int. J. Climatol.*, 11, 545-558.
- Backhaus, J. 1980: Simulation von Bewegungsvorgängen in der Deutschen Bucht. *D. Hydrogr. Z.*, B15.
- Becker, G.A., A. Frohse und P. Damm 1997: The Northwest European shelf temperature and salinity variability. *German J. Hydr. (Ocean. Dynamics)*, 49, 135-1151.
- Becker, G.A. und M. Pauly 1996: Sea surface temperature changes in the North Sea and their causes. *ICES J. Mar. Sc.*, 53, 887-898.
- Becker, G.A. und D. Kohnke 1975: Long-term variations of temperature and salinity in the inner German Bight. *Rapp. P.-V. Reun. Cons. Int. Expl. Mer.*, 172, 335-344.
- Bindoff, N.L., J. Willebrand, V. Artale, A. Cazenave, J. Gregory, S. Gulev, K. Hanawa, C. Le Quéré, S. Levitus, Y. Nojiri, C.K. Shum, L.D. Talley und A. Unnikrishnan 2007: Observations: Oceanic Climate Change and Sea Level. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Blüthgen, J., 1948: Der Eiswinter 1946/47 in den deutschen Gewässern der Nord- und Ostsee. *Zeitschrift für Meteorologie*, 2 (12).
- BSH 2008: Umweltbericht zum Raumordnungsplan für die deutsche ausschließliche Wirtschaftszone (AWZ) Teil Nordsee. Available from <http://www.bsh.de>
- BSH 2002: Nordsee und Deutsche Bucht 2002. Ozeanographischer Zustandsbericht. *Berichte des BSH*, 33, ISSN 0946-6010.
- BSH 2003: Nordseezustand 2003. *Berichte des BSH*, 38, ISSN 0946-6010.
- BSH 2004: Nordseezustand 2004. *Berichte des BSH*, 40, ISSN 0946-6010.
- Carter, D.J.T. und L. Draper 1988: Has the north-east Atlantic become rougher? *Nature*, 332, 494.
- Church, J.A., N.J.White, T. Aarup, W.S. Wilson, P.L. Woodworth, C.M. Domingues, J.R. Hunter and K. Lambeck 2008: Understanding global sea levels: past, present and future. *Sustain. Sci.*, 3, 9-22, doi: 10.1007/s11625-008-0042-4.
- Church, J.A., P. Huybrechts, M. Kuhn, K. Lambeck, M.T. Nhuan, D. Qin, and P.L. Woodworth 2001: Changes in Sea Level. In *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J.T., Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell and C.H. Johnson (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881p.

- Debernard, J.B. and L.P. Røed 2008: Future wind, wave and storm surge climate in the Northern Seas: a revisit. *Tellus*, 60A, 427-438, doi: 10.1111/j.1600-0870.2008.00312.x.
- Debernard, J.B., O. Saetra and L.P. Røed 2002: Future wind, wave, and storm surge climate in the northern North Atlantic. *Clim. Res.*, 23, 39-49.
- Dippner, J.W. 1997: SST anomalies in the North Sea in relation to the North Atlantic Oscillation and the influence on the theoretical spawning time of fish, *Dt. Hydrogr. Z.*, 49, 267-275.
- Flather, R.A. and J.A. Williams 2000: Climate change effect on storm surges: methodologies and results. In: *Climate scenarios for water-related and coastal impact* [J. Beersma, M. Agnew, D. Viner and M. Hulme eds.] ECLAT-2 workshop report no. 3, 66-78. The Netherlands, KNMI.
- Generalplan Küstenschutz des Landes Schleswig-Holstein 2001. Hrsg. Ministerium für ländliche Räume, Landesplanung, Landwirtschaft und Tourismus des Landes Schleswig-Holstein, Postfach 7129, D-24171 Kiel, ISSN 0935-4123.
- Generalplan Küstenschutz Niedersachsen/Bremen 2007. Hrsg. Niedersächsischer Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz, Direktion, Am Sportplatz 23, 26506 Norden.
- Gönnert, G. 2004. Sturmfluten und Windstau in der Deutschen Bucht. Charakter, Veränderungen und Maximalwerte im 20. Jahrhundert. *Die Küste*, 67.
- Gönnert, G. 1999: The analysis of storm surge climate change along the German Coast during the 20th century. *Quaternary International*, 56, 115-121.
- Gönnert, G. and U. Ferk 1996: Natürliche und anthropogen beeinflusste Entwicklung von Sturmfluten in der Deutschen Bucht und in der Unterelbe. *Vechtaer Studien zur Angewandten Geographie und Regionalwiss.*, 18, 13-31.
- Grabemann, I. und R. Weisse 2008: Climate change impact on extreme wave conditions in the North Sea: an ensemble study. *Ocean Dynamics*, 58, 199-212, doi: 10.1007/s10236-008-0141-x.
- Günther, H., W. Rosenthal, M. Stawarz, J.C. Carretero, M. Gomez, I. Lozano, O. Serrano and M. Reistad 1998: The wave climate of the Northeast Atlantic over the period 1955-1994: The WASA wave hindcast. *Global Oc. Atmos. System*, 6, 121-164.
- Heyen, H. and J.W. Dippner 1998: Salinity variability in the German Bight in relation to climate variability. *Tellus*, 50A, 545-556.
- Hofstede, J. 2007: Entwicklung des Meeresspiegels und der Sturmfluten: Ist der anthropogene Klimawandel bereits sichtbar? *Coastline Reports*, 9, 139-148.
- Holgate, S., S. Jevrejeva, P. Woodworth, and S. Brewer 2007: Comment on 'A Semi-Empirical Approach to Projecting Future Sea-Level Rise', *Science*, 317, published online doi:10.1126/science.1140942.
- Hogben, N. 1994: Increase in wave heights over the North Atlantic: A review of the evidence and some implications for the naval architect. *Trans. Roy. Inst. Naval Arch.*, 93-101.
- Hollebrandse, F.A.P. 2005: Temporal development of the tidal range in the Southern North Sea. Ph.D. Thesis, Delft University of Technology, The Netherlands.
- Janssen, F. 2002: Statistische Analyse mehrjähriger Variabilität der Hydrographie in Nord- und Ostsee. Dissertation Fachbereich Geowissenschaften, Universität Hamburg.
- Janssen, F., C. Schrum, und J.O. Backhaus 1999: A climatological data set of temperature and salinity for the Baltic Sea and the North Sea. *German Journal of Hydrography*, Supplement 9, 245 pp.

- Jensen, J. and C. Mudersbach 2004: Zeitliche Änderungen der Wasserstandszeitreihen an den Deutschen Küsten. In Gönnert, G., H. Grassl, D. Kelletat, H. Kunz, B. Probst, H. von Storch, und J. Sündermann (Eds) „Klimaänderung und Küstenschutz“, 115-128.
- Katsman, C.A., W. Hazeleger, S.S. Drijfhout, G.J. van Oldenborgh, and G. Burgers 2008a: Climate scenarios of sea level rise for the northeast Atlantic Ocean: a study including the effects of ocean dynamics and gravity changes induced by ice melt. *Climatic Change*, 91, 351-374, doi: 10.1007/s10584-008-9442-9
- Katsman, C.A., J. Church, R. Kopp, D. Kroon, M. Oppenheimer, H.-P. Plag, S. Rahmstorf, J. Ridley, H. von Storch, D. Vaughan und R. van der Wal 2008b: High-end projection for local sea level rise along the Dutch coast in 2100 and 2200. Chapter II in Exploring high end climate change scenarios for flood protection of the Netherlands, International Scientific Assessment 2008, [Vellinga, P. ed.], Final Report to the Dutch Delta Commission.
- Kauker, F. und H. von Storch 2000: Statistics of “synoptic circulation weather” in the North Sea as derived from a multiannual OGCM simulation. *J. Phys. Oceanogr.*, 30, 3039–3049.
- Kauker, F. and H. Langenberg 2000: Two models for the climate change related development of sea levels in the North Sea – a comparison. *Clim. Res.*, 15, 61-67.
- Kauker, F. 1999: Regionalization of climate model results for the North Sea. PhD thesis, GKSS Report 99/E/6.
- Klein, H., S.L. Hughes, and E. Svendsen 2007: North Sea variability: Changing influence of Atlantic Water and ecological consequences. *CLIVAR Exchanges*, 12, 11-13.
- Kooi, H., P. Johnston, K. Lambeck, C. Smither und R. Molendijk 1998: Geological causes of recent (~100 yr) vertical land movement in the Netherlands, *Tectonophysics*, 299, 297-316.
- Korevaar, C.G. 1990: North Sea climate based on observations from ships and lightvessels. Kluwer Academic Publishers, ISBN 0-7923-0664-3, 137 pp.
- Landerer, F.W., J.H. Jungclauss und J. Marotzke 2007: Regional Dynamic and Steric Sea Level Change in Response to the IPCC-A1B Scenario. *J. Phys. Oceanogr.*, 37, 296-312, doi: DOI: 10.1175/JPO3013.1.
- Langenberg, H., A. Pfizenmayer, H. von Storch and J. Sündermann 1999: Storm related sea level variations along the North Sea coast: natural variability and anthropogenic change. *Continental Shelf Res.*, 19, 821-842.
- Leonhard, T. 1987: Vertical crustal movements in Northern Germany. In: Pelzer und Niemeier (1987), Height Determination and Height Changes. Contributed Papers to the Symposium on Height Determination and Recent Vertical Crustal Movements in Western Europe. Dümmler Verlag, Bonn 1986, 525-538, zitiert in Torge, W., *Geodäsie*, de Gruyter, 2002, 369 S, ISBN 978-3110175455.
- Leterme, S.C., R.D. Pingree, M.D. Skogen, L. Seuront, P.C. Reid, and M.J. Attrill 2008: Decadal fluctuations in North Atlantic water inflow in the North Sea between 1958-2003: impacts on temperature and phytoplankton populations. *Oceanologia*, 50, 59-72.
- Lowe, J.A., P.L. Woodworth, T. Knutson, R.E. McDonald, K. McInnes, K. Woth, H. von Storch, J. Wolf, V. Swail, N. Bernier, S. Gulev, K. Horsburgh, A.S. Unnikrishnan, J. Hunter, and R. Weisse 2009: Past and future changes in extreme sea levels and waves. In Understanding sea-level rise and variability (eds. J.A. Church, P.L. Woodworth, T. Aarup and S. Wilson), Blackwells, London, in press.
- Lowe, J.A. and J.M. Gregory 2005: The effects of climate change on storm surges around the United Kingdom. *Phil. Trans. R. Soc. A*, 363, 1313-1328, doi:10.1098/rsta.2005.1570

- Lowe, J.A., J.M. Gregory, R.A. Flather 2001: Changes in the occurrence of storm surges around the United Kingdom under a future climate change scenario using a dynamic storm surge model driven by the Hadley Centre Climate models. *Clim. Dyn.*, 18, 179-188.
- Meehl, G.A., T.F. Stocker, W.D. Collins, P. Friedlingstein, A.T. Gaye, J.M. Gregory, A. Kitoh, R. Knutti, J.M. Murphy, A. Noda, S.C.B. Raper, I.G. Watterson, A.J. Weaver and Z.-C. Zhao 2007: Global Climate Projections. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Meyer, E.M.I, T. Pohlmann and R. Weisse 2009: Hindcast simulation of the North Sea by HANSOM for the period of 1948 till 2007 - temperature and heat content. GKSS Report 2009-3. Verfügbar auf http://www.gkss.de/imperia/md/content/gkss/zentrale_einrichtungen/bibliothek/berichte/2009/gkss_2009_3.pdf
- Mitrovica, J.X., M.E. Tamisiea, J.L. Davis und G.A. Milne 2001: Recent mass balance of polar ice sheets inferred from patterns of global sea-level change. *Nature*, 409, 1026–1028.
- Müller-Navarra, S.H., I. Bork, J. Jensen, C. Koziar, C. Mudersbach, A. Müller, und E. Rudolph 2006: Modellstudien zur Sturmflut und zum Hamburg Orkan 1962. *Hansa*, 143, 72-88.
- Müller-Navarra, S.H. and H. Giese 1999: Improvements of an empirical model to forecast wind surge in the German Bight. *Dt. Hydrogr. Z.*, 51, 385–405.
- MUSE 2005: Modellgestützte Untersuchungen zu Sturmfluten mit sehr geringen Eintrittswahrscheinlichkeiten an der Deutschen Nordseeküste. Abschlussbericht KFKI Forschungsvorhaben 03KIS039. Verfügbar auf http://www.bsh.de/de/Meeresdaten/Beobachtungen/Projekte/MUSE/MUSE_Abschlussbericht.pdf
- Neu, H.J.A. 1984: Interannual variations and longer-term changes in the sea state of the North Atlantic from 1970 to 1982. *J. Geophys. Res.*, 89 (C4), 6397-6402.
- Niemeyer, H.D. 2008: Bemessung im Insel- und Küstenschutz in Niedersachsen. Forschungsberichte 01/2008, NLWKN Forschungsstelle Küste, Norderney.
- OSPAR Commission 2000: Quality status report 2000, region II – Greater North Sea. OSPAR Commission, London, ISBN 0 946956 48 0, 136+xiii pp.
- Plag, H. P. und H.U. Juetner 2001: Inversion of global tide gauge data for present-day ice load changes. *Proceed. Second Int. Symp. Environmental Research in the Arctic and 5th Ny-Ålesund Scientific Seminar*, [T. Yamanouchi, T. ed.], Special Issue, 54, *Memoirs of the National Institute of Polar Research*, 301–317.
- Plüß, A. 2004: Nichtlineare Wechselwirkung der Tide auf Änderungen des Meeresspiegels im Übergangsbereich Küste/Ästuar am Beispiel der Elbe. In Gönner, G., H. Grassl, D. Kelletat, H. Kunz, B. Probst, H. von Storch, und J. Sündermann (Eds.), „Klimaänderung und Küstenschutz“, 129-138.
- Pohlmann, T. 1996: Simulating the heat storage in the North Sea with a three-dimensional circulation model. *Continental Shelf Res.*, 16, 195-213.
- Rahmstorf S., 2007: A semi-empirical approach to projecting future sea-level rise, *Science*, 315 (5810), 368.
- Räisänen, J., U. Hansson, A. Ullerstig, R. Döscher, L.P. Graham, C. Joens, M. Meier, P. Samuelsson und U. Willen 2003: GCM driven simulations of recent and future climate with the Rossby Centre coupled atmosphere-Baltic Sea regional climate model RCAO. *SMHI Reports Meteorology and Climatology*, 101, SMHI, SE 60176, Norrköping, Sweden.
- Ray, R.D. 2006: Secular changes of the M2 tide in the Gulf of Maine. *Cont. Shelf Res.*, 26, 422-427.

- Rider, K.M., G.J. Komen, and J. Beersma 1996: Simulations of the response of the ocean waves in the North Atlantic and North Sea to CO₂ doubling in the atmosphere. KNMI Scientific Rep. WR 96-05 [Available from KNMI, P.O. Box 201, 3730 AE De Bilt, The Netherlands].
- Rudolph, E. 2005: Einfluss sehr hoher Abflüsse auf die Wasserstände in der Tideelbe. *Promet*, 31, 2-4, 186-190.
- Schrum, C., B. Martinez-Lopez, and F. Siegismund 2002: Modellierte Klimatologie von Wärmeinhalt und Salzgehalt in Nordsee und Ostsee. *Berichte des Zentrums für Meeres- und Klimaforschung, Reihe B: Ozeanographie*, 45. 208p.
- Schrum, C. 2001: Regionalization of climate change for the North Sea and Baltic Sea. *Clim. Res.*, 18, 31-37.
- STOWASUS-2100, 2001: Synthesis of the STOWASUS-2100 project: regional storm, wave and surge scenarios for the 2100 century. Technical Rep. 01-3, Danish Climate Center.
- Trenberth, K.E., P.D. Jones, P. Ambenje, R. Bojariu, D. Easterling, A. Klein Tank, D. Parker, F. Rahimzadeh, J.A. Renwick, M. Rusticucci, B. Soden and P. Zhai, 2007: Observations: Surface and Atmospheric Climate Change. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)], Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Vermeersen, L.L.A and H.H.A Schotman (2009): Constraints on glacial isostatic adjustment from GOCE and sea level data. *Pure and Applied Geophysics*, 166, 1261-1281, doi:10.1007/s00024-004-0503-3
- Vikebø, F., T. Furevik, G. Furnes, N.G. Kvamstø, and M. Reistad 2003: Wave height variations in the North Sea and on the Norwegian Continental Shelf, 1881–1999. *Cont. Shelf. Res.*, 23, 251-263.
- von Storch, H. and K. Woth 2008: Storm surges, perspectives and options. *Sustainability Science*, 3, 33-44, doi:10.1007/s11625-008-0044-2.
- von Storch, H., 2006: Veränderliches Küstenklima - die vergangenen und zukünftigen 100 Jahre. *Mitt. Obstbauversuchsring des Alten Landes*, 61 (6), 227-249, ISSN 0178-2916.
- von Storch, H. and H. Reichert 1997: A scenario of storm surge statistics for the German Bight at the expected time of doubled atmospheric carbon dioxide concentration. *J. Climate*, 10, 2653-2662.
- von Storch et al. 2008:
- WASA 1998: Changing waves and storms in the Northeast Atlantic? *Bull. Am. Met. Soc.*, 79, 741-760.
- Weisse, R., H. von Storch, U. Callies, A. Chrastansky, F. Feser, I. Grabemann, H. Guenther, A. Pluess, T. Stoye, J. Tellkamp, J. Winterfeldt, and K. Woth, 2009: Regional meteorological-marine reanalyses and climate change projections: Results for Northern Europe and potentials for coastal and offshore applications. *Bull. Am. Met. Soc.*, 90, 849-860, doi:10.1175/2008BAMS2713.1
- Weisse, R. und H. Günther 2007: Wave climate and long-term changes for the Southern North Sea obtained from a high-resolution hindcast 1958–2002. *Ocean Dynamics*, 57, 161-172, doi:10.1007/s10236-006-0094-x.
- Weisse, R. und A. Pluess 2006: Storm-related sea level variations along the North Sea coast as simulated by a high-resolution model 1958-2002. *Ocean Dynamics*, 56, 16-25, doi:10.1007/s10236-005-0037-y.
- Weisse, R., H. von Storch und F. Feser 2005: Northeast Atlantic and North Sea storminess as simulated by a regional climate model 1958-2001 and comparison with observations. *J. Climate*, 18 (3), 465-479.
- Wiltshire, K. H. and B.F.J. Manley, 2004: The warming trend at Helgoland Roads, North Sea: phytoplankton response. *Hel. Mar. Res.*, 58, 269-273, doi:10.1007/s10152-004-0196-0.

- Woodworth P.L., M.N. Tsimplis, R.A. Flather und I. Shennan 1999: A review of the trends observed in British Isles mean sea level data measured by tide gauges. *Geophys. J. Int.*, 136, 651–670.
- Woth, K., R. Weisse, and H. von Storch 2006: Climate change and North Sea storm surge extremes: an ensemble study of storm surge extremes expected in a changed climate projected by four different regional climate models. *Ocean Dynamics*, doi:10.1007/s10236-005-0024-3.
- Woth, K. 2005: North Sea storm surge statistics based on projections in a warmer climate: How important are the driving GCM and the chosen emission scenario? *Geophys. Res. Lett.*, 32, L22708, doi:10.1029/2005GL023762.

ENTWURF

5 Klima der Region und mögliche Änderungen in der Tidelbe (Norbert Winkel)

5.1 Einleitung

Bei einem vom Menschen unbeeinflussten Fließgewässer werden Struktur und Dynamik durch die klimatischen und geologischen Verhältnisse und durch das Relief des Einzugsgebietes bestimmt. Bei einem solchem Gewässer kann also aus jahrelangen kontinuierlichen Messungen hydrologischer Parameter auf den Einfluss des Klimas geschlossen werden. Bei einem durch den Menschen geprägten Gewässer wie das der Elbe ist dies nur schwer möglich. Hier lassen lange Messzeitreihen keinen eindeutigen Schluss auf den Einfluss des Klimas zu. Aus den vorhandenen Messungen können aber Erkenntnisse aus der Reaktion des Systems Elbe auf anthropogene und natürliche Veränderungen abgeleitet werden, die vor dem Hintergrund eines zukünftigen Klimawandels beachtet werden müssen. Deswegen wird im Folgenden neben der Beschreibung der Hydrodynamik auch auf die historische Entwicklung der Elbe eingegangen.

5.2 Hydromorphologische Verhältnisse der Tidelbe

Die Elbe verbindet die Metropolregion Hamburg mit der Nordsee. Sie entspringt in einer Höhe von 1.386,3 m ü. NN im Riesengebirge und erreicht bis zur Mündung in die Nordsee bei Cuxhaven eine Länge von 1094 km. Die Abflussverhältnisse von der Quelle bis zur Mündung hängen vom Einzugsgebiet ab. Das der Elbe liegt im Übergangsbereich vom mehr maritim zum mehr kontinental geprägten Klima. Das gesamte Einzugsgebiet der Elbe ist 148.268 km² groß (

Abb. 12), womit die Elbe nach Donau (817.000 km²), Weichsel (194.112 km²) und Rhein (183.800 km²) das viertgrößte Flussgebiet Mitteleuropas ist (IKSE²⁹, 2005).



Abb. 12: Einzugsgebiet der Elbe aus IKSE (2005)

Der am Pegel Neu Darchau gemessene Abfluss der Elbe (**Abb. 13**) fließt als Oberwasserzufluss über das Wehr bei Geesthacht in die Untere Elbe mit einem Zeitverzug von 1 bis 2 Tagen. Geringe Abflüsse der Elbe werden im Sommerhalbjahr gemessen und hohe im Winter, die über 60 % des mittleren Jahresabflusses ausmachen. Alle gewässerkundlichen Daten des Elbegebietes, deren Veröffentlichung im Interesse von Wirtschaft, Wissenschaft und Verwaltung von gewässerkundlichen Dienststellen für notwendig gehalten wird, enthält das Deutsche Gewässerkundliche Jahrbuch (DGJ, 2005).

Niedrigster beobachteter Abfluss	145 m ³ /s
Mittlerer niedrigster Abfluss	278 m ³ /s
Mittlerer Abfluss	712 m ³ /s
Mittlerer höchster Abfluss	1900 m ³ /s
Höchster beobachteter Abfluss	3620 m ³ /s

Tabelle 11: Abfluss der Elbe am Pegel Neu Darchau aus DGJ (2005)

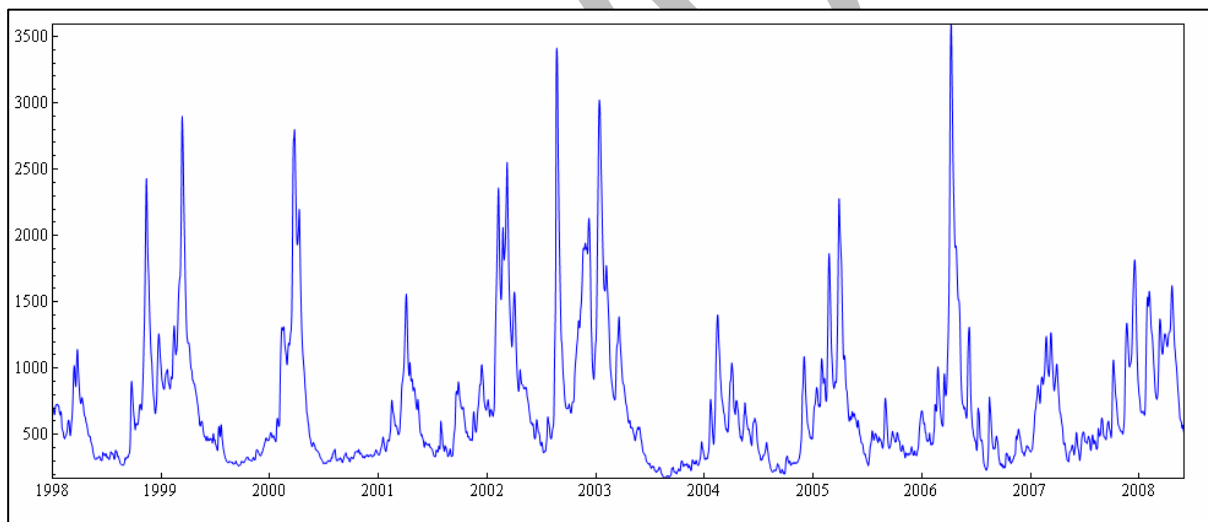


Abb. 13: Der am Pegel Neu Darchau gemessene Abfluss m³/s der Elbe (1998 – 2008)

Die in **Abb. 14** dargestellte Untere Elbe ist vom Wehr bei Geesthacht bis zur Mündung in die Nordsee 141,8 km lang. In diesem Abschnitt der Elbe werden die Verhältnisse insbesondere durch die Tide (Gezeiten) geprägt. Die Untere Elbe wird deshalb auch Tideelbe (wie auch im Folgenden) genannt. Das Wehr bei Geesthacht, das 1960 gebaut wurde (WSV, 1994), stellt für die aus der Deutschen Bucht einlaufende Tidewelle nach oberstrom eine obere Begrenzung dar. Nur bei Hochwasserereignissen bedingt durch Sturmfluten oder hohen Oberwasserzufluss wird das Wehr gelegt.

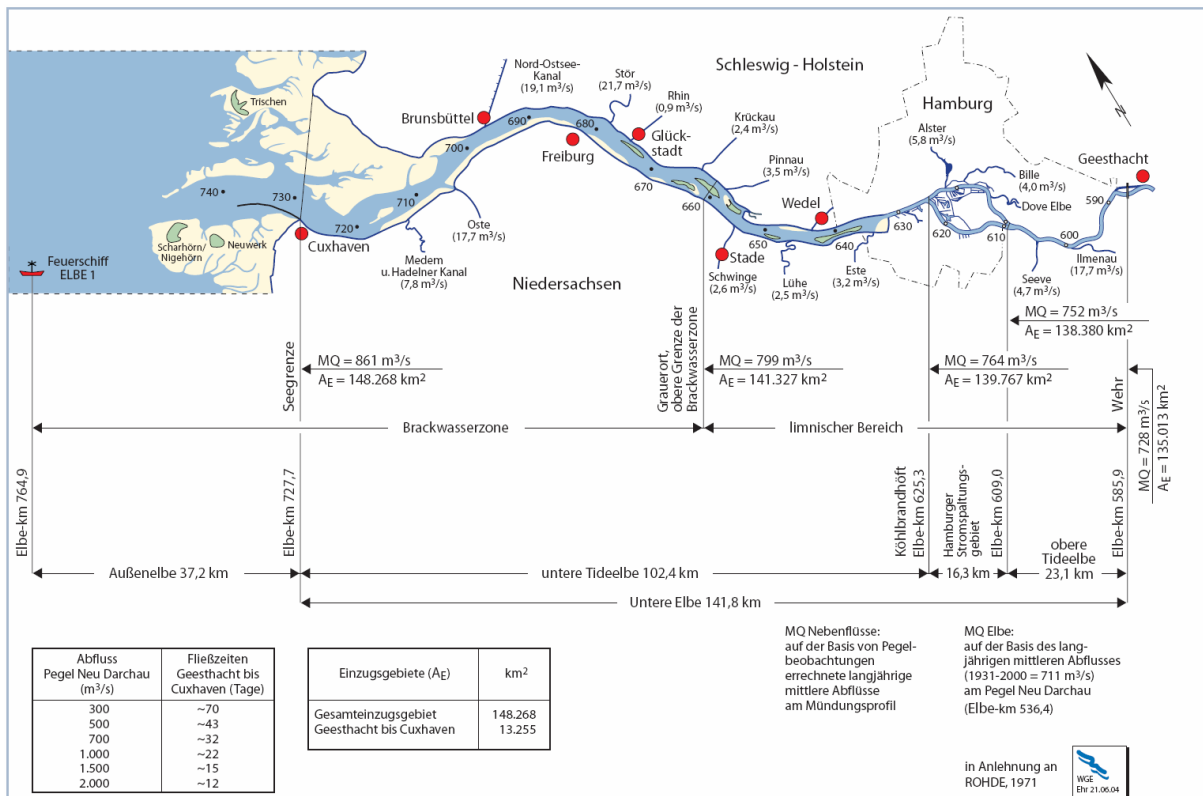


Abb. 14: Hydrographische Darstellung der Unteren Elbe aus IKSE (2005)

Die geologische Entwicklung von Nordsee und norddeutscher Küstenlandschaft – und damit auch der Tideelbe – ist detailliert z.B. bei Homeier (1967) oder bei Steif (2002) beschrieben. Geologisch gesehen ist die Elbe – im Gegensatz z.B. zum Rhein – ein sehr junger Fluss: Der heutige Verlauf der Tideelbe zwischen Hamburg und Cuxhaven entstand erst vor ca. 135.000 Jahren im letzten Stadium der Saale-Vereisung. Während die Elbe in der der Saale-Eiszeit folgenden Eem-Warmzeit dem heutigen Fluss bzgl. Abmessungen und Ablagerungsbedingungen sehr ähnlich war, herrschten in der anschließenden Weichseleiszeit, d.h. zwischen ca. 117.000 und 11.500 Jahren vor heute, völlig andere Bedingungen: Die aus Skandinavien kommenden Gletscher erreichten das Gebiet der heutigen Tideelbe zwar nicht, da der Wasserstand der Nordsee jedoch ca. 130 m tiefer lag als heute, bildete die Elbe gemeinsam u. a. mit Rhein und Themse ein großes europäisches Flusssystem. In dieser Zeit bildete sich ein Elbe-Urstromtal mit einer Breite von bis zu 40 km (siehe FHH 2001).

Mit dem Abschmelzen der Gletscher am Ende der Weichselvereisung erfolgte im Holozän ein schneller Meeresspiegelanstieg, der erst vor ca. 9.000 Jahren endete. Anschließend folgte eine Periode der Marschenbildung, die nur – als Folge des nun verlangsamten Meeresspiegelanstieges – durch einzelne Meereseinbrüche unterbrochen wurde.

Die im Untergrund anstehenden Böden sind damit geprägt durch den Wechsel von Warm- und Kaltzeiten: Aus der Saale-Eiszeit stammen vor allem Geschiebemergel und Schmelzwassersedimente (Sand und Kies). Die Ablagerungen der Weichsel-Eiszeit bestehen aus Schmelzwassersedimenten in Form von Mittel- und Grobsanden mit eingeschalteten Kieslinsen. In den eiszeitlichen Schichten treten auch Findlinge auf.

Nacheiszeitlich wurden zunächst fluviatile Sedimente gebildet (Feinsande und organische bindige Böden), danach folgten Wattsande (Feinsande mit Schluffstreifen) und anschließend Marschböden wie Klei und Torfe. Die holozänen Ablagerungen sind aufgrund der wechselvollen Geschichte horizontal und vertikal miteinander verzahnt.

Vom Wehr Geesthacht bis zum Beginn des Hamburger Stromspaltungsgebietes (siehe **Abb. 14**) bei Bunthaus wird die Elbe durch Stacks³⁰ in einem festen Flussbett gehalten. Die Sohle³¹ ist grobsandig bis kiesig. Im Bereich des Hamburger Hafens ist der Fluss durch hafentypische Spundwandkonstruktionen und durch Steine befestigte Böschungen eingefasst. Naturnahe Ufer sind nur selten zu finden. Die Sohle ist im Fahrwasser sandig, in den Hafenbecken schlickig. Zwischen dem Hamburger Hafen und Blankenese treten an der Sohle neben z.T. kiesigen Sanden auch Geschiebemergel sowie Beckenfeinsand und Schluff auf; örtlich ist mit tertiärem Glimmertone zu rechnen. Weiter unterhalb ab Blankenese nimmt die Breite der Elbe zu. Von dort bis Glückstadt findet man teils befestigte, teils unbefestigte Elbinseln, die den Strom in Haupt- und Nebenrinnen aufteilen. Die Inseln sind entweder natürlichen Ursprungs oder sie sind als Wasserbauelement hergestellt worden. Die Sohle im Hauptfahrwasser ist sandig, in den Seitenbereichen und Nebenrinnen sandig bis schlickig. Unterhalb Glückstadt bis Brunsbüttel ist das Ufer auf der Nordseite fast vollständig befestigt, auf der Südseite prägen Watten, Groden³² und Heller³³ das Ufer, im Untergrund steht ufernah vor allem Klei³⁴ über Sand an. An der Sohle der Fahrrinne treten vor allem Sande auf. Von Brunsbüttel bis Cuxhaven verbreitert sich die Unterelbe erheblich, wobei die tiefe Rinne vorwiegend am Südufer verläuft. Nördlich schließen sich ausgedehnte Wattgebiete, die zum Nationalpark Schleswig-Holsteinisches Wattenmeer gehören, an. Außerhalb Cuxhavens ist eine seitliche Begrenzung der Außenelbe nur um Tideniedrigwasser herum sichtbar. Sie wird durch die trocken fallenden Sände gebildet, die im Süden aus dem Duhner-, Neuwerker- und Scharhörner-Watt bestehen. Im Norden der Rinne gab es noch vor 30 Jahren eine zusammenhängende Kette von Sänden. Seit ca. 1990 ist dort die Auflösung des Großen Vogelsandes und die Verkleinerung des westlichen Endes des Gelbsandes zu beobachten, so dass heute eine klar sichtbare nördliche Begrenzung der Außenelbe nicht mehr vorhanden ist. An der Sohle werden hier in den tieferen Bereichen vorwiegend Mittel- bis Grobsande gefunden, in den flachen Seitenbereichen auch Schlick.

Die Elbe ist vom Wehr Geesthacht bis zum ca. 23 km entfernten Bunthaus zwischen 300 m und 500 m breit. Bei Bunthaus (Elbe-km 609), teilt sich der Fluss in Norder- und Süderelbe auf, wobei jeder Arm anfangs nur noch ca. 200 m breit ist. Die Breiten nehmen jedoch nahezu kontinuierlich zu, so dass beim Aufeinandertreffen (Elbe-km 626) der beiden Arme die Norderelbe ca. 400 m und die Süderelbe ca. 300 m breit sind und die nun wieder vereinigte Elbe eine Breite von ca. 500 m hat. Weitere 7 km (Elbe-km 633) unterhalb verbreitert sich der Fluss mit der Elbbucht Mühlenberger Loch (bis 1962 Mündung der Süderelbe) abrupt auf 2,5 km. Von hier verläuft die Fahrrinne der Elbe in einem ständig Form und Breite ändernden Bett, wobei die Inseln Hans-Kalb-Sand/Schweinsand/Neßsand, Lühesand, Drommel/Auberg/ Bishorster Sand, Pagensand, Schwarztonnensand und Rhinplatte Nebenelben entstehen lassen. Bei Niedrigwasser treten als sichtbare formende Elemente einige Sände wie Brammer Bank, Böschrücken und der Medemsand hinzu.

Unterhalb von Brunsbüttel (Elbe-km 695) weitet sich die Elbe zum Mündungstrichter, der eine maximale Breite von ca. 17,5 km (Cuxhaven – Trischendammschleuse) erreicht. Bei Niedrigwasser bleiben davon noch ca. 1,5 km übrig, da der größte Teil des Mündungstrichters der Elbe trocken fällt. Seewärts von Cuxhaven beginnt die Außenelbe.

Dieser gegenwärtige Zustand der Tideelbe ist geprägt durch die sehr lange Nutzung des Menschen mit unterschiedlichen Interessen, die auch immer wieder zu Zielkonflikten geführt haben. Dabei ist die Tideelbe für folgende Zwecke bis heute genutzt worden:

- Lebensraum für Menschen, Tiere und Pflanzen,

30 Steinwälle, die senkrecht zum Ufer vorgebaut werden, um die Strömung abzuhalten

31 Grund eines Flusses

32 deichreifes oder eingedeichtes Marschland

33 Ein hinter dem Hauptdeich liegender Binnengroden wird Koog oder Polder genannt, ein vor ihm liegender Außengroden Heller (Helder)

34 Grauer toniger Boder, der aus Schlick entstanden ist

- Tourismus, Freizeit- und Sportschifffahrt,
- Fischfang im Vergleich zu früheren Jahrhunderten in geringem Maße,
- Abwasserleiter für Kommunen (früher auch Trinkwasser),
- Prozesswasser für Industriebetriebe,
- Kühlwasser für Kraftwerke,
- Häfen: Cuxhaven, Brunsbüttel, Bützfleth, Hamburg und
- Bundeswasserstraße als Verbindung zu
- Häfen und
- Kanälen (Nord-Ostsee-Kanal, Elbe-Trave-Kanal, Elbe-Seitenkanal, Mittellandkanal, Elbe-Havel-Kanal)

Im Folgenden sollen nur die wesentlichen Baumaßnahmen der jüngeren Vergangenheit dargestellt werden. Ausführlicher wird z.B. bei Rohde (1998) über die historische Entwicklung der Tideelbe seit der Römerzeit berichtet.

Etwa seit dem 13. Jahrhundert bestehen durchgängige Deichlinien an beiden Ufern der Tideelbe. Erst in Folge der schweren Sturmfluten von 1962 und 1976 wurden die Deichlinien an der Tideelbe grundsätzlich neu gestaltet. Der hierfür benötigte Sand wurde über Jahre der Elbe entnommen, was nach Siefert (1998a) zu Querschnittsaufweitungen führte. Durch die neuen Deiche wurden der Tide und den Sturmfluten nach 1962 Überschwemmungsflächen um 140 km² entzogen (IKSE, 2005). Außerdem wurden seit 1968 Sperrwerke an den Mündungen der Nebenflüsse (**Tabelle 12**) gebaut und die Borsteler Binnenelbe, die Haseldorfer Binnenelbe sowie teilweise die Bützflether Süderelbe abgedämmt.

Flussbaumaßnahmen waren zur Verbesserung der Schiffbarkeit in unmittelbarer Nähe des Hamburger Hafens seit dem 13. Jahrhundert erforderlich (Rohde, 1998). Rohde schreibt weiter, dass im Laufe der Jahrhunderte auch der Stromverlauf der Unterelbe einheitlicher wurde. In Verbindung mit den Baumaßnahmen im Stromspaltungsgebiet (siehe

Abb. 12) drang die Tidebewegung in Folge des Meeresspiegelanstiegs allmählich weiter stromaufwärts über Hamburg hinaus.

Erst nach 1834, als der erste Dampfbagger im Hamburger Hafen in Dienst gestellt wurde, konnten Veränderungen der Fahrrinne in größerem Maßstab vorgenommen werden. In der Folge konnte bis 1868 vornehmlich durch die Beseitigung von einzelnen Untiefen eine durchgehende Fahrrinntiefe der Unterelbe von 5,30 m hergestellt werden. Danach erfolgten ausgelöst durch die rasante Entwicklung des Seeverkehrs die folgenden Ausbauten:

- 10,0 m Ausbau von 1936 bis 1950
- 11,0 m Ausbau von 1957 bis 1962
- 12,0 m Ausbau von 1964 bis 1969
- 13,5 m Ausbau von 1974 bis 1978
- 14,5 m Ausbau von 1997 bis 2000

Die angegebenen Tiefen beziehen sich auf das jeweilige Kartennull (KN), welches bis dahin dem mittleren Springtideniedrigwasser entsprach, wobei das jeweils vorhandene Längsprofil in der Fahrrinne sehr viel komplexer war (**Abb. 15**). Die genannten Ausbauten beinhalteten neben einer Vertiefung auch eine Verbreiterung der vorhandenen Fahrrinne, so dass die Tidedynamik teilweise erheblich verändert wurde.

Oste (1968)	Schmidtkanal (1966)
Freiburg (1964)	Veringkanal (1965)
Wischhafen (1978)	Billwerder Bucht (1966)
Ruthenstrom (1978)	Nikolai (1969)
Abbenfleth (1971)	Baumwall (1969)
Schwinge (1971)	Pinnau (1969)
Lühe (1968)	Krückkau (1969)
Este (1967)	Stör (1975)
Ilmenau (1973)	

Tabelle 12: Sturmflutsperrwerke (Jahr der Inbetriebnahme) nach IKSE (2005)

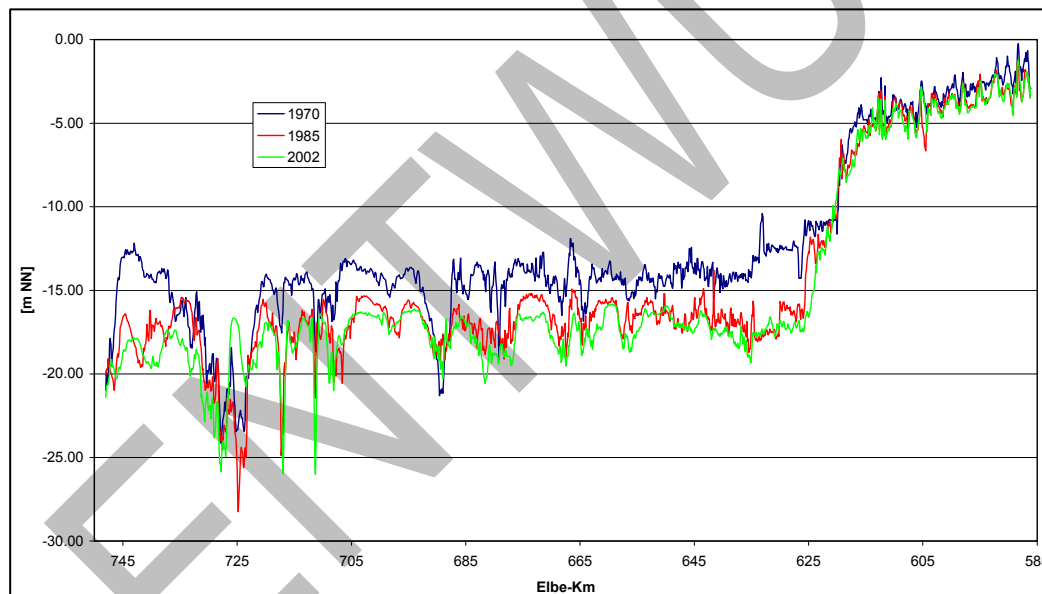


Abb. 15: Wassertiefen bezogen auf NN im Fahrwasser der Elbe 1970 (blau), 1985 (rot) und 2002 (grün) aus Boehlich und Strotmann (2008).

Auch die Veränderung der Wasserflächen hatte großen Einfluss auf die Tidedynamik (Siefert, 1998a, Rohde, 1971). Bis zur Mitte des 19. Jahrhunderts befand sich der Hamburger Hafen am Nordufer der Elbe. Ab ca. 1875 wurde dann mit dem Bau von Hafenbecken auf der Südseite der Elbe begonnen, so dass bis ca. 1970 die der Tide ausgesetzte Wasserfläche um fast 1000 ha (Dücker et al. 2006) vergrößert wurde. Andere Maßnahmen führten zu einer Verkleinerung dieser Wasserfläche. So wurde 1952 die Dove Elbe (127 ha) durch die Tatenberger Schleuse und 1962 die Alte Süderelbe (200 ha) durch Abdämmung dem Tideeinfluss entzogen. Die Strukturveränderung im Seeverkehr mit der Zunahme des Containerumschlags führte zu einem Flächenbedarf für Containerstellplätze, der

wiederum durch das Verfüllen von Hafenbecken gedeckt wurde. Zwischen 1970 und 2005 wurden so 187 ha Wasserfläche wieder zu Land. Als bisher letzte große Maßnahme ist die Teilzuschüttung des Mühlenberger Lochs (140 ha) für Zwecke des Flugzeugbaus zu nennen (Dücker et al. 2006).

Neben den Ausbaumaßnahmen und Sandentnahmen wirken sich auch natürliche Veränderungen im Elbmündungsgebiet auf die hydrologischen Verhältnisse aus. Eine Analyse der morphodynamischen Veränderung im Elbmündungsgebiet von Cuxhaven bis Brunsbüttelkoog hat Thumm (2003) durchgeführt. Aus einem chronologischen Vergleich von morphologischen Zuständen für den Bereich Medemgrund und Medemsand (siehe **Abb. 16**), hat Thumm eine zyklische Veränderung der Wattstrukturen abgeleitet. Einflüsse auf die Wasserstände am Pegel Cuxhaven Steubenhöft konnte Thumm nicht erkennen.

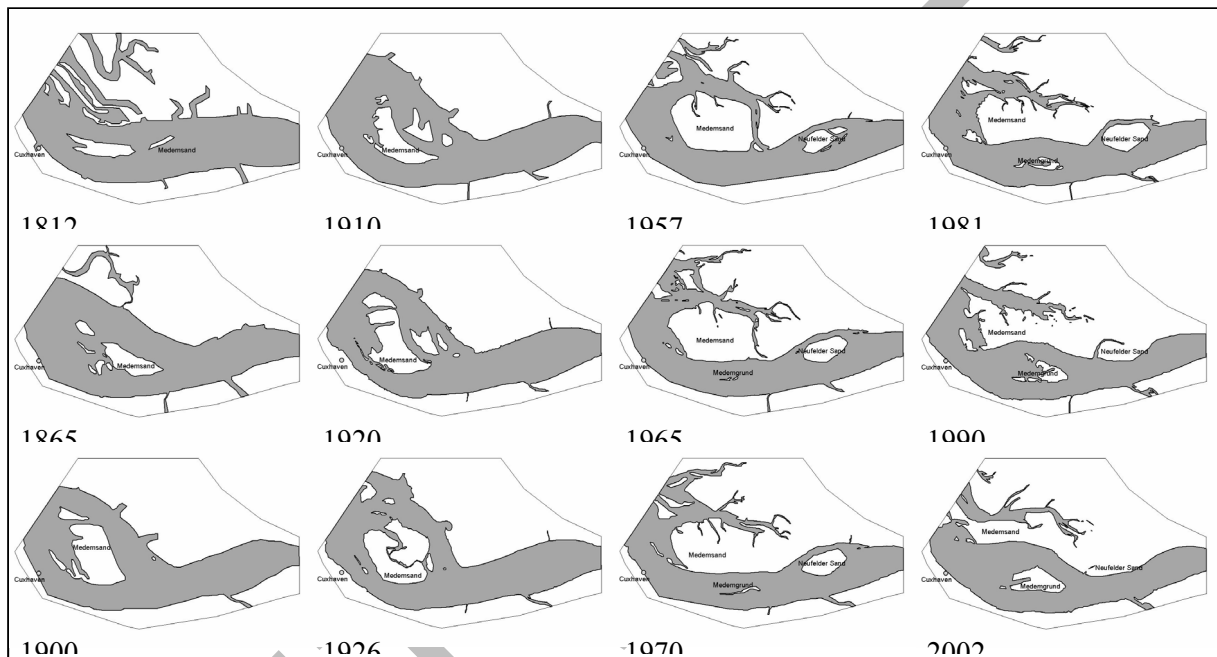


Abb. 16: Morphologische Entwicklung im Elbmündungsgebiet zwischen Cuxhaven und Brunsbüttelkoog von 1812 bis 2002 nach Thumm (2003)

5.2.1 Wasserstand

Die durch die Gezeitenkräfte hervorgerufene Tidewelle wandert von der Elbmündung hinauf bis zur Tidegrenze am Wehr Geesthacht. Dabei unterliegt die Tidewelle einer Reihe von Einflüssen, die in der **Abb. 17** dargestellt sind. Die Einflüsse der nichtlinearen Terme auf die fortschreitende Tidewelle führen nach Parker (1991) im Tideverlauf zu einer zeitlich variierenden Wellenfortschrittsgeschwindigkeit (1 i. d. Abb.) aufgrund der zeitlich variierenden Wassertiefe und zu einer zeitlich variierenden Advektion (2) aufgrund der Überlagerung der durch die Gezeiten und durch den Oberwasserzufluss induzierten Strömungsgeschwindigkeit. Die zeitlich variierende Wassertiefe führt außerdem zu einer zeitlich variierenden Dissipation (3). Diese Prozesse erzeugen eine Asymmetrie der Tidekurve, die sich in der Länge der Flut- und Ebbephase bemerkbar macht.

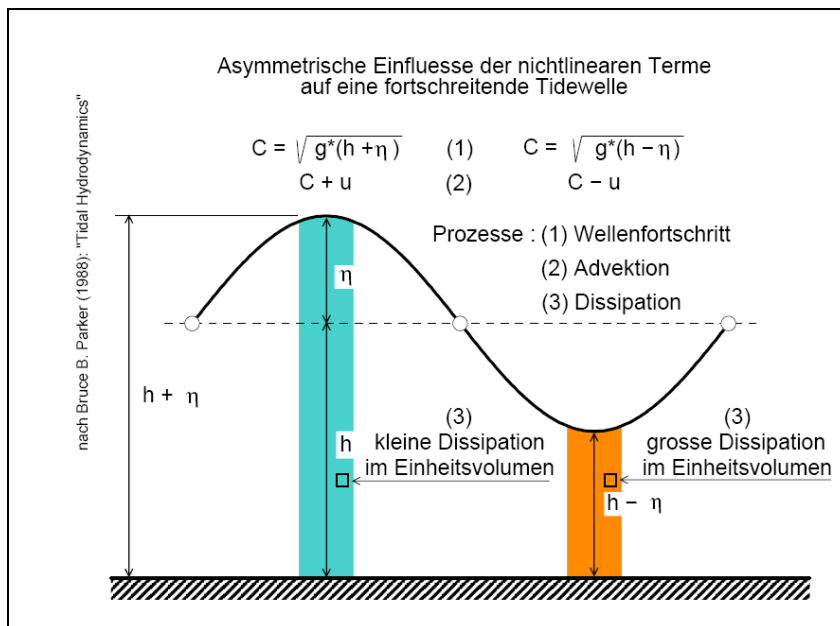


Abb. 17: Asymmetrische Einflüsse der nichtlinearen Terme auf eine fortschreitende Tidewelle (nach Parker, 1991).

Hensen (1941) hat diese Wechselwirkungen auf der Grundlage von Messungen in der Tideelbe nachgewiesen. Die Entwicklung der Tidekurve entlang der Tideelbe hat Boehlich (2003) in **Abb. 18** dargestellt. Das mittlere Tideniedrigwasser (MTnw³⁵) steigt von See kommend bis Glückstadt um ca. 25 cm an und fällt dann in Richtung Hamburg wieder ab. Das mittlere Tidehochwasser (MThw³⁶) weist entlang des Flusses eine andere Entwicklung auf. Es steigt von See kommend bis ca. Glückstadt nur gering an und steigt von dort bis Hamburg um ca. 0,5 m an.

Gleichzeitig verformt sich die Tidewelle auf ihrem Weg von der Nordsee nach Oberstrom, wie in der **Abb. 18** zu erkennen ist. Nach Boehlich (2003) wird die ursprünglich nahezu sinusförmige Welle durch die unterschiedliche Fortschrittsgeschwindigkeit des Wellenberges und des Wellentales verformt, so dass der Flutast steiler und der Ebbeast flacher wird. Dadurch verkürzt sich die mittlere Flutdauer³⁷ und die mittlere Ebbedauer³⁸ nimmt zu. Diesen Effekt hat Boehlich (2003) im Vergleich zum Pegel Helgoland in der **Tabelle 13** dargestellt. Die auf die Strömung wirkende Bodenreibung und der Oberwasserzufluss tragen ebenfalls zu diesem Phänomen bei (s.o.). Gleichzeitig ist aber auch eine Erhöhung der Gezeitenamplitude zu beobachten, die dadurch ausgelöst wird, dass die Tidewelle sowohl an Schwellen der Topographie als auch am Wehr Geesthacht reflektiert wird (siehe auch Lang, 2003)³⁹.

35 Nach DIN 4049-3 (Hydrologie – Teil 3: Begriffe zur quantitativen Hydrologie)

36 Nach DIN 4049-3 (Hydrologie – Teil 3: Begriffe zur quantitativen Hydrologie)

37 Nach DIN 4049-3 (Hydrologie – Teil 3: Begriffe zur quantitativen Hydrologie)

38 Nach DIN 4049-3 (Hydrologie – Teil 3: Begriffe zur quantitativen Hydrologie)

39 Lang beschreibt in dieser Veröffentlichung die Reflexion einer Tidewelle am Beispiel der Jade

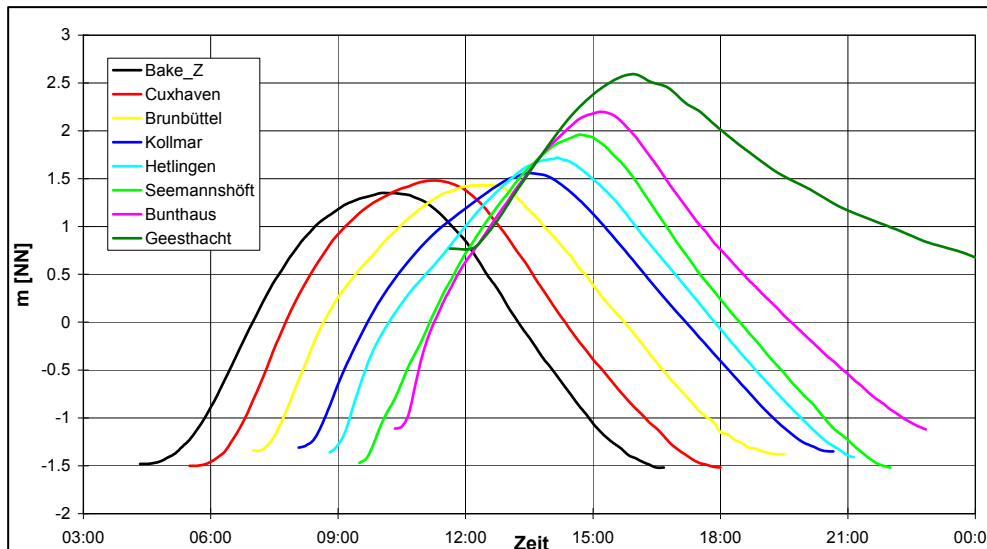


Abb. 18: Die Entwicklung der Tidekurve (aus Boehlich, 2003)

Pegel	Mittlere Flutdauer (Min.)	Mittlere Ebbedauer (Min.)
Helgoland	341	404
Cuxhaven	337	408
Glückstadt	327	418
Schulau	322	423
Blankenese	314	431
St. Pauli	303	442
Zollenspieker	265	480

Tabelle 13: Mittlere Flut- und Ebbedauern (Minuten) in der Tideelbe im Vergleich zum Pegel Helgoland (aus Boehlich, 2003)

Boehlich (2003) sowie Boehlich und Strotmann (2008) haben die jeweiligen Wasserspiegellagen für bestimmte Zeitpunkte entlang der Elbe von der Mündung bis Geesthacht für Spring- und Nippzeit als Tidewellenlinien in **Abb. 19** und **Abb. 20** dargestellt. Diese Darstellungen geben Auskunft über die in der Elbe anzutreffenden Gradienten und die Steig- und Fallgeschwindigkeiten des Wasserstandes (bei Normaltiden) und zeigen deutlich, dass es sich bei der Tide um eine Wellenbewegung handelt. Liegen die Tidewellenlinien eng beieinander, so sind die Steig- bzw. Fallgeschwindigkeiten klein, liegen sie weiter auseinander, so sind diese Geschwindigkeiten groß.

Nach Boehlich (2003) ist deutlich die durch den abrupten Wandel der Breite und Tiefe der Topographie bei Bunthaus und durch das Wehr in Geesthacht ausgelöste Änderung des Tideregimes zu erkennen: Während unterhalb Hamburgs die Tidewellenlinien bei Flut und bei Ebbe nahezu den

gleichen Betrag der Neigung haben, sind die Linien oberhalb Bunthaus (Elbe-km 609) bei Flut sehr viel weniger geneigt als bei Ebbe.

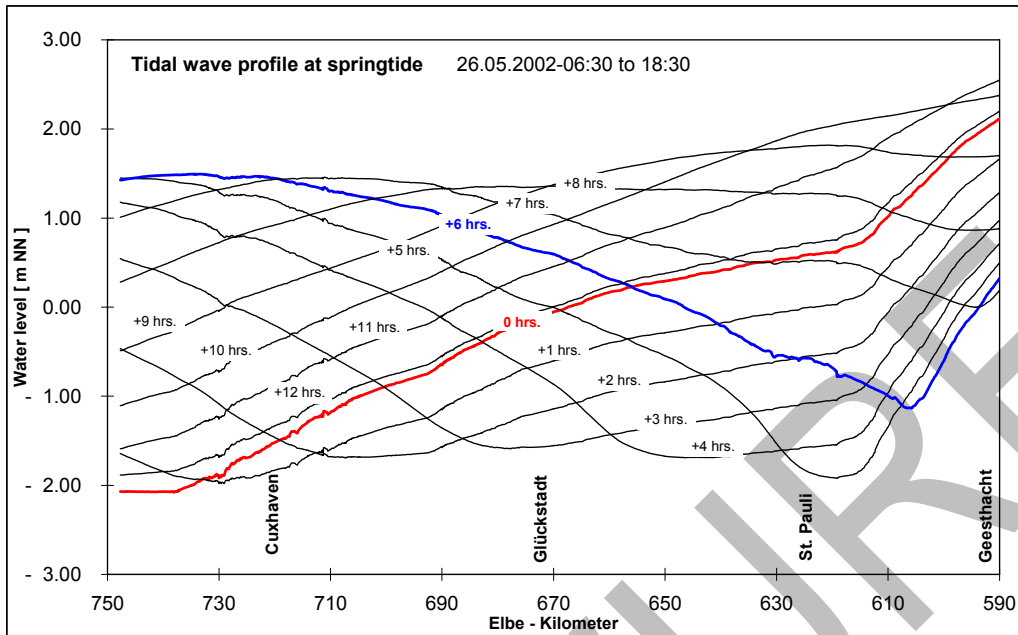


Abb. 19: Tidewellenlinie bei Springzeit (aus Boehlich u. Strotmann, 2008)

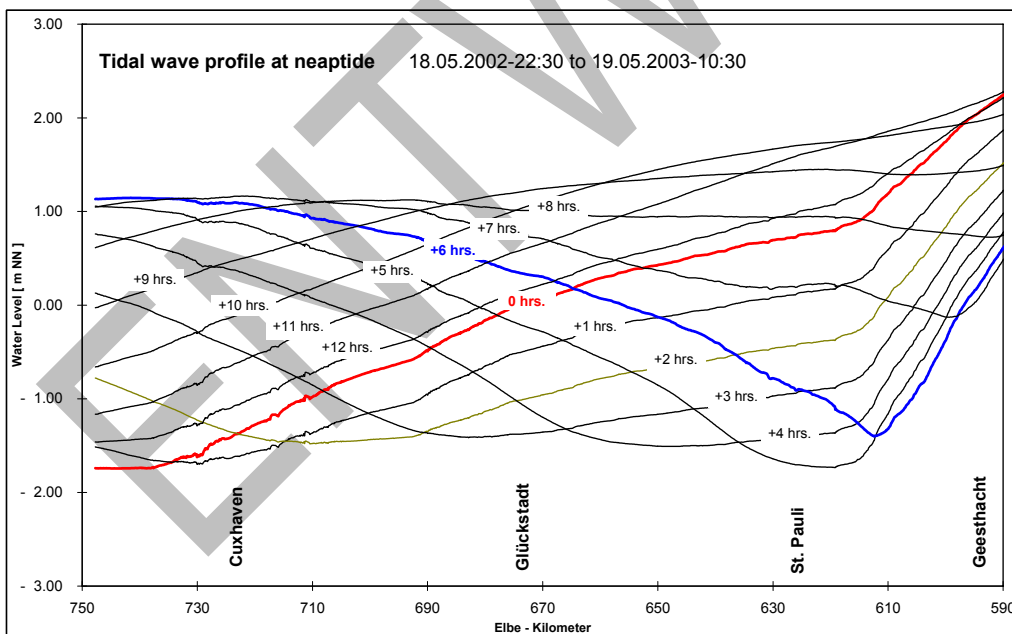


Abb. 20: Tidewellenlinie bei Nippzeit (aus Boehlich u. Strotmann, 2008)

Auch der Abfluss der Elbe, der als Oberwasserzufluss über das Wehr bei Geesthacht in die Tideelbe fließt, beeinflusst den Verlauf der Tide. Bereits Hensen (1941) beschreibt ausführlich auf der Grundlage von Messungen den Einfluss des Oberwasserzuflusses auf den Tidehub in der Tideelbe.

Ebenfalls auf der Grundlage von Messungen hat Hinrichsen (1991) die Abhängigkeit der Tideparameter des Wasserstandes von Windstau und Oberwasser untersucht. Für diese Untersuchung standen ihm Informationen für einen Zeitraum von 1936 bis 1988 zur Verfügung. Hinrichsen fand heraus, dass eine Änderung des Oberwassers von +1000 m³/s zu einer Änderung des Tidehochwassers von +40 cm am Pegel Hamburg-St. Pauli und bei Schulau von +30 cm führt. Zusammenfassend stellt Hinrichsen fest, dass der Oberwassereinfluss auf Tideniedrig- und Tidehochwasser von Zollenspieker bis Schulau exponentiell abklingt. Im Abschnitt Brokdorf – Cuxhaven dagegen gewinnt das Oberwasser an Einfluss auf den Tidehub mit ca. +15 cm bei +1000 m³/s.

Zu anderen Untersuchungsergebnissen kommen Siefert (1998a) sowie Rudolph (2005). Siefert (1998a) ermittelt für das mittlere Tideniedrigwasser am Pegel Hamburg-St. Pauli eine Erhöhung von 25 cm je 1000 m³/s Oberwasserzufluss und für das mittlere Tidehochwasser 10 cm. Rudolph (2005) betrachtet in einer Systemuntersuchung die Bedeutung des Oberwasserzuflusses für die Höhe der Wasserstände bei mittleren Tiden entlang der Tideelbe. Aus den von Rudolph betrachteten Oberwasserszenarien (Abb. 21) ist zu erkennen, dass eine Erhöhung der Oberwassermenge einen Anstieg sowohl im Tideniedrigwasser (T_{nw}) als auch im Tidehochwasser (T_{hw}) bewirkt. Auch die Eintrittszeit des T_{nw} und des T_{hw} verändert sich. Mit zunehmendem Oberwasserzufluss verkürzt sich die Flutphase und die Ebbephase verlängert sich (Abb. 21). D.h. der Oberwasserzufluss hat nicht nur einen Einfluss auf die Wasserstände sondern verändert auch die Form der Tidewelle (s.o.). Das Ergebnis der Analyse von Tidehochwasser und -niedrigwasser entlang der Tideelbe ist von Rudolph (2005) in der Abb. 22 dargestellt. Der Einfluss des Oberwassers ist im Bereich zwischen Wehr Geesthacht und Hamburg-St. Pauli deutlich zu erkennen. In St. Pauli (Elbe-km 623N) stellt sich pro 1000 m³/s Oberwassermenge (Q) eine Zunahme des Hochwassers um 10 cm ein. Dies ist in Übereinstimmung mit dem vom Hamburger Sturmflutwarndienst bei Sturmfluten verwendeten Wert von 10 cm H_{T_{hw}} - Anstieg in Hamburg je 1000 m³/s (Siefert, 1998b). Bei Zollenspieker (Elbe-km 600) ermittelt Rudolph (2005) eine entsprechende Zunahme des Hochwassers von 55 cm. Für das Oberwasserszenario MNQ beträgt der Tidehub bei Cuxhaven ca. 3,50 m und bei Zollenspieker 2,50 m. Für die Szenarien mit extrem hohen Oberwassermengen nimmt der Tidehub zwischen Hamburg-St. Pauli und Geesthacht deutlich ab und beträgt bei Geesthacht für Q=4000 m³/s nur noch rd. 0,2 m (Abb. 22). Zwischen St. Pauli und Brunsbüttel (Elbe-km 695) nimmt der Einfluss des Oberwassers auf die Wasserstände nach Rudolph (2005) deutlich ab. Stromab des Seehafens Hamburg ist die Elbe deutlich breiter und tiefer als stromauf. Im breiten und tiefen Mündungsbereich der Elbe stromab von Brunsbüttel ist der Einfluss des Oberwassers auf die Wasserstände nach Rudolph (2005) nicht mehr nachweisbar.

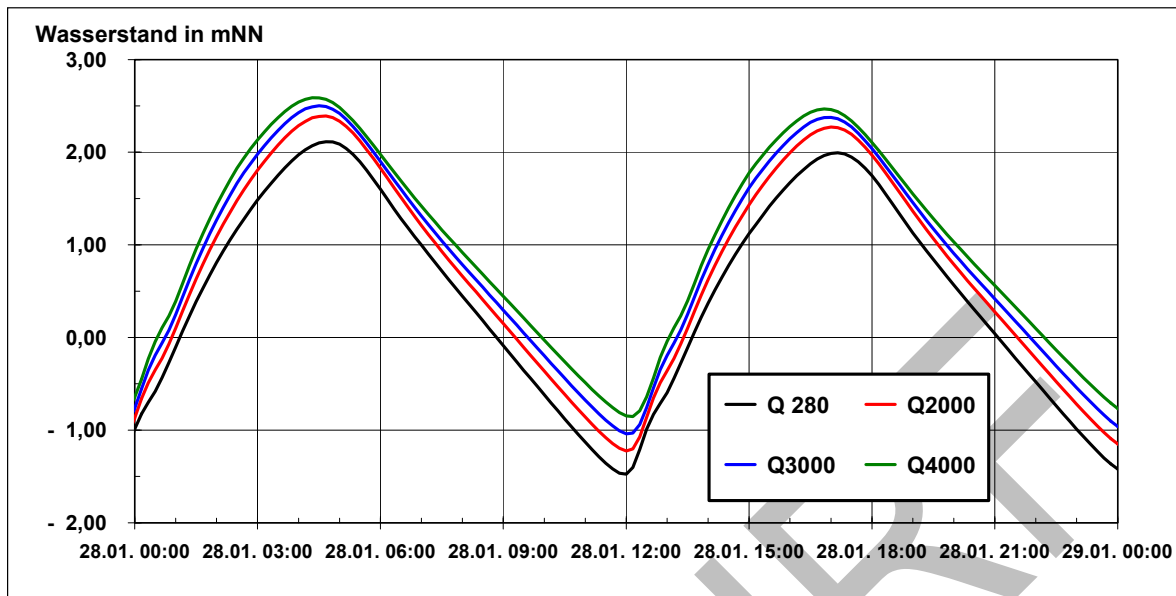


Abb. 21: Wasserstandsentwicklung für eine astronomische Tide (beispielhaft 28.01.1994) bei Elbe km 630 (Hamburg) für einen Oberwasserzufluss Q von 280 m³/s (MNQ) sowie für die hohen Oberwasserzuflüsse Q 2000 m³/s, Q 3000 m³/s und Q 4000 m³/s nach Rudolph (2005).

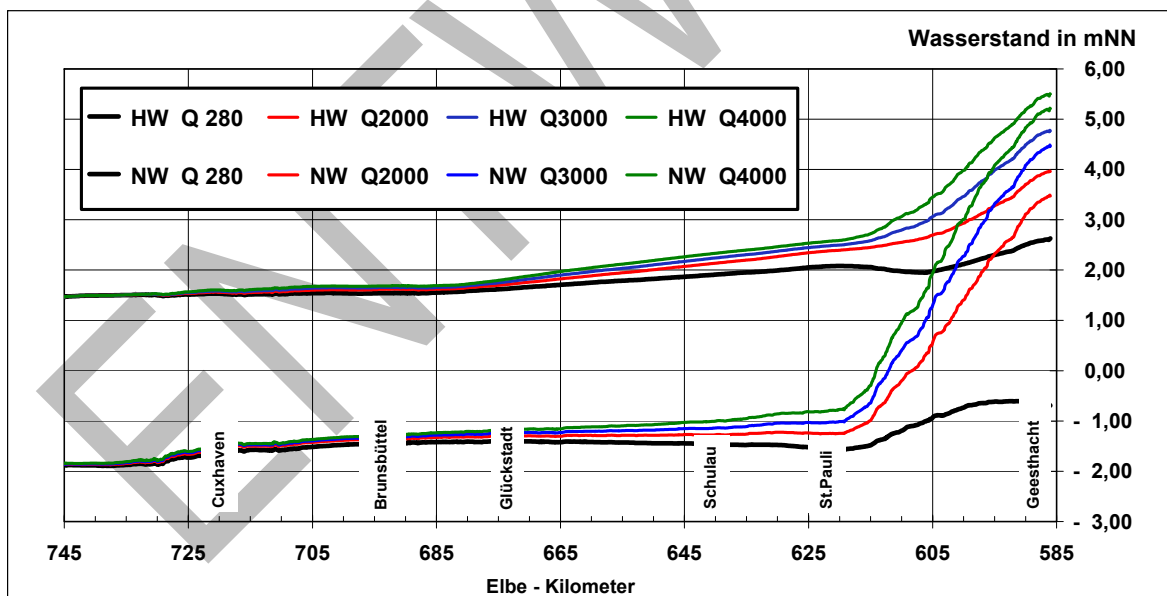


Abb. 22: Hochwasser (HW⁴⁰) und Niedrigwasser (NW⁴¹) entlang der Tideelbe für die astronomische Tide des 28.1.1994 mit einem Oberwasserzufluss Q von 280 m³/s (MNQ) sowie den extrem hohen Oberwasserzuflüssen Q 2000 m³/s, Q 3000 m³/s und Q 4000 m³/s, nach Rudolph (2005)

40 HW stellt in dieser Abbildung das Tidehochwasser dar

5.2.1.1 Sturmfluten

Der Einfluss des Windes führt bei Sturm aus Richtungen um Nordwest zu deutlichen Erhöhungen der Tidehochwasserstände entlang der Elbe (Boehlich 2003), oft auch zu Sturmfluten. Starkwind oder Sturm aus Richtungen um Ost können ebenfalls zu signifikanten Änderungen der Wasserstände führen, wenn gleichzeitig der Oberwasserzufluss gering ist wie im Juli 1992 (Gönnert et al. 2001), als es zu erheblichen Behinderungen der Schifffahrt kam. Die Wirkung des Windes ergibt sich wie bei einer Sturmflut nahezu ohne Zeitverzögerung. Eine Sensitivitätsstudie von Rudolph (2003) zeigt den Einfluss des lokalen Windfeldes⁴² auf die Sturmflutscheitelwasserstände. Rudolph fand heraus, dass bei dem während der Sturmflut 1976 am Pegel Hamburg-St. Pauli eingetretenen Hochwasser von NN + 6,45 m das lokale Windfeld einen Anteil von ca. 85 cm hatte. Eine Variation der lokalen Windgeschwindigkeit um $\pm 10\%$ würde bei derselben Sturmflut den Sturmflutscheitelwasserstand um ca. ± 25 cm bei St. Pauli verändern (Rudolph, 2007).

Bei einer Sturmflut ist das lokale Windfeld wie auch der Oberwasserzufluss zwar wichtig, aber maßgeblich ist das aus der Nordsee kommende Hochwasser (siehe Kapitel Deutsche Bucht). Durch die Überlagerung dieser drei Einflüsse entwickeln sich die Sturmflutscheitelwasserstände in Abhängigkeit von der Geometrie des Überflutungsraums. Die landseitige Berandung des Überflutungsraums stellen die Deiche dar, deren Höhen auf der Grundlage des Bemessungswasserstandes ermittelt worden sind. Für die Ermittlung des Bemessungswasserstandes ist von der Länderarbeitsgruppe (1988) die Bemessungssturmflut 2085 A auf der Grundlage der Sturmflut vom 3.1.1976 konstruiert worden. Bei der Bemessungssturmflut werden gegenüber der Sturmflut von 1976 der Windstau um 0,50 m und die Windgeschwindigkeit um 10 % erhöht. Außerdem wird ein Oberwasserzufluss von 2200 m³/s berücksichtigt. Das Bemessungskonzept beinhaltet auch einen säkularen Anstieg des mittleren Tidehochwassers am Pegel Cuxhaven von 0,30 m pro Jahrhundert (Siefert 1998b). Aus Berechnungen auf dieser Grundlage ergibt sich z. B. für den Pegel Hamburg-St. Pauli ein Bemessungswasserstand von NN +7,30 m.

Aus Anlass des durch Starkniederschläge (IKSE, 2004) im Elbeeinzugsgebiet (

Abb. 12) hervorgerufenen Auguthochwassers 2002 (**Abb. 13)** haben Gönnert et al. (2005) untersucht, welche Wetterlagen in der Vergangenheit kurz vor einer Sturmflutsituation aufgetreten sind. Dafür haben Gönnert et al. Wetterlagen von 1900 bis 2003 analysiert, die Sturmflutereignisse mit einem Windstau von ≥ 2 m zu jeder Tidephase in Cuxhaven verursachten. Da ein im Oberlauf der Elbe entstandenes Hochwasser rund 5 bis 7 Tage bis Neu Darchau benötigt, haben Gönnert et al. auch Wetterlagen bis zu 7 Tage vor einer Sturmflut in die Untersuchung einbezogen. Diese Untersuchung zeigt keinen Trend in der Statistik der Wetterlagen vor einem bzw. während eines Sturmereignisses. Auch die Beobachtung der Oberwasserzuflüsse lassen keinen signifikanten Anstieg der Oberwasserentwicklung in den sturmflutrelevanten Monaten erkennen (Gönnert et al. 2005).

5.2.2 Salzgehalt

Die Salzgehalte in der Tideelbe reichen von sog. Süßwasser bis zu Salzwasser mit einem Salzgehalt von ca. 32 PSU⁴³ an der Grenze der Außenelbe zur Deutschen Bucht. Die Lage und Ausdehnung der Brackwasserzone wird maßgeblich von der Menge des Oberwasserzuflusses, vom mittleren Wasserstand in der Nordsee und vom Tidehub bestimmt. Bei mittleren Verhältnissen liegt die obere Brackwassergrenze bei Kenterung des Flutstromes ca. bei Elbe-km 660 und bei Kenterung des Ebbestromes etwa 20 km weiter stromab. Bei über mehrere Tage andauernden geringeren Oberwasserzuflüssen kann die obere Grenze der Brackwasserzone nach Bergemann (1995) bis Elbe-

41 NW stellt in dieser Abbildung das Tideniedrigwasser dar

42 Windfeld über der Elbe

43 Practical salinity units. Ein PSU entspricht einem Promille

km 645 vorrücken. Auch meteorologisch bedingte höhere Wasserstände in der Nordsee sorgen für einen gegenüber mittleren Verhältnissen erhöhten Salzgehalt in der Unterelbe.

Boehlich und Strotmann (2008) haben die Auswirkungen des hohen Oberwasserzuflusses im August 2002 auf den Salzgehalt bei Elbe-km 731,1 analysiert, die in der **Abbildung 23** dargestellt sind. Im August nahm der Oberwasserzufluss bei Neu Darchau innerhalb weniger Tage von 500 m³/s auf fast 3500 m³/s zu (**Abb. 13**). Der Salzgehalt pendelte vorher im Tiderhythmus zwischen ca. 14 und 26 PSU. Bedingt durch den hohen Oberwasserzufluss lag dann die Salzgehaltsvariation zwischen 3 und 26 PSU. Die Brackwasserzone wird dabei nicht nur seewärts verschoben sondern auch gestaucht, wobei die Amplitude des Salzgehaltes an einem Ort erheblich zunehmen kann.

Zur Bestimmung des Salzgehaltes in der Tideelbe werden Geräte eingesetzt, die die Leitfähigkeit messen. Für die Umrechnung der elektrischen Leitfähigkeit in den Salzgehalt gibt es für Meerwasser die Berechnungsmethode des „praktischen Salzgehaltes“ (UNESCO Practical Salinity Scale PSS78). Nach Bergemann (2005) kann diese Methode aber nicht im Süßwasser- und Brackwasserbereich der Elbe angewandt werden, weil es einen deutlichen Unterschied zwischen der Salzzusammensetzung des Meerwassers und der Salzzusammensetzung des Süßwassers gibt. Bergemann empfiehlt darum unterschiedliche Umrechnungsfaktoren für den Süßwasser- und den Brackwasserbereich zu verwenden.

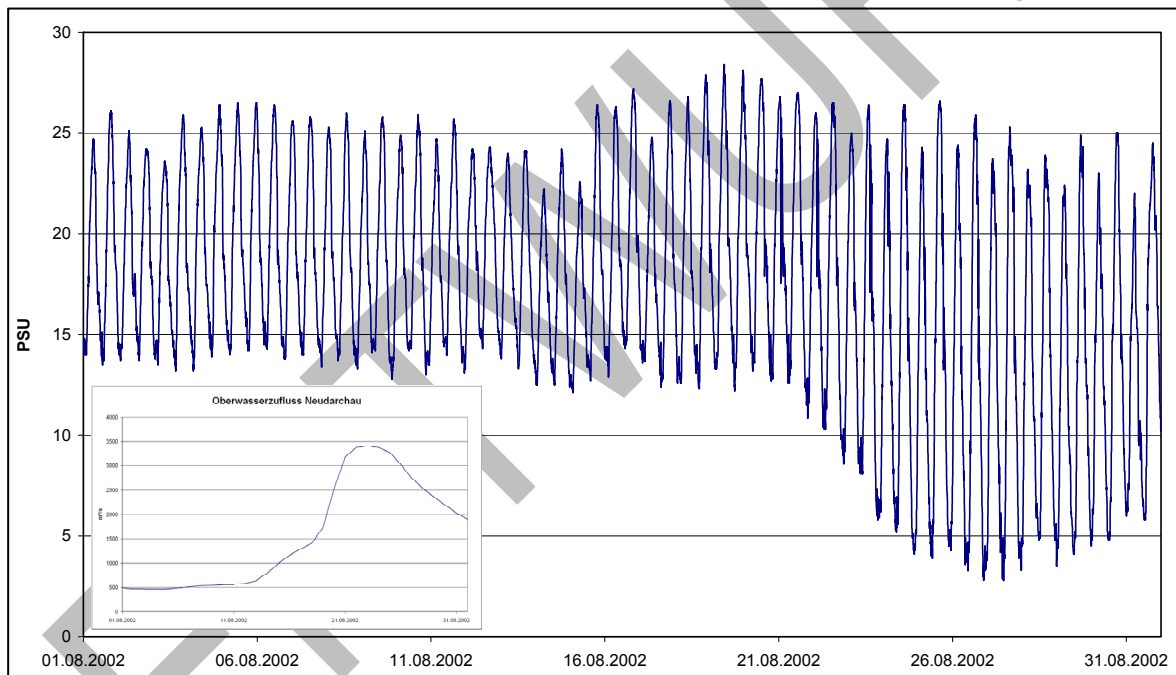


Abbildung 23: Salzgehalt bei Elbe-km 731,1 im August 2002 aus Boehlich u. Strotmann (2008)

5.2.3 Wassertemperatur

1996 hat der Deutsche Wetterdienst (DWD) im Materialband VIII Klima in der UVU zur Anpassung der Fahrinne der Unter- und Außenelbe an die Containerschiffahrt eine allgemeine Beschreibung hinsichtlich der Wassertemperatur in der Elbe abgegeben. Für das Gebiet der Außenelbe stellt der DWD (1996) fest, dass aufgrund der größeren Durchmischung maritime Verhältnisse vorherrschen. Der Jahresgang der Lufttemperatur ist gedämpft. Der Jahresgang der Wassertemperatur folgt dem der Lufttemperatur mit einer deutlichen Zeitverzögerung. Im Mündungsbereich der Elbe (Cuxhaven) bewirken gemäß DWD die der Küste vorgelagerten großflächigen Wattgebiete eine spürbar raschere Anpassung der Wassertemperatur an die Lufttemperatur. Bei einem im Küstenbereich schon stärker

ausgeprägten Lufttemperaturgang weist auch der Gang der Wassertemperatur im Vergleich zur Nordsee eine größere Amplitude auf. Weiter elbaufwärts werden die Temperaturen der Tideelbe durch Kühlwassereinleitungen von Kraftwerken erhöht. Im Weiteren kommt der DWD (1996) zu dem Schluss, dass mit der schmäler werdenden Elbe der maritime Einfluss auf die Lufttemperatur geringer wird. Der Jahresgang der Wassertemperatur passt sich dem der Lufttemperatur noch deutlicher an. Hier werden bereits im Herbst Differenzen zwischen Luft- und Wassertemperatur wieder geringer und die Wassertemperatur der Außenelbe unterschreitet die Lufttemperatur rascher als im Mündungsbereich.

Hinsichtlich der Kühlwassereinleitungen hat der Sonderaufgabenbereich Tideelbe der Länder Hamburg, Niedersachsen, Schleswig-Holstein, mit der Wassergütestelle Elbe (2008) einen neuen Wärmelastplan für die Tideelbe zwischen Geesthacht und Cuxhaven aufgestellt. Darin ist u. a. festgelegt, dass in der Durchmischungszone zwischen Einleitstelle und Ort der Beurteilung eine Überschreitung der maximal zulässigen Gewässertemperatur von 28,0°C sowie der maximalen Aufwärmspanne im Gewässer von ΔT 3,0 K⁴⁴ für maximal 1/3 des Fließquerschnittes zulässig ist. In diesem Bereich gelten folgende Empfehlungen: kühlwasserbedingte Wassertemperatur 30,0°C; kühlwasserbedingte Erwärmung ΔT 6,0 K (Sommerbetrieb), ΔT 7,5 K (Winterbetrieb). Einzuhalten sind alle Werte als gleitendes 6-Stunden-Mittel mit einer maximal zulässigen jährlichen Überschreitungshäufigkeit von 2 %. Der Wärmelastplan ist bei behördlichen Entscheidungen über Wärmeeinleitungen in den Wasserkörper der Tideelbe zu beachten. Ein erster Wärmelastplan für die Tideelbe stammt von der Arbeitsgemeinschaft zur Reinhaltung der Elbe aus dem Jahr 1973.

Nach IKSE (2005) entstehen die Eisprobleme unterhalb vom Wehr Geesthacht bis Hamburg überwiegend durch die pendelnde Tideströmung. Die Eisschollen werden nicht schnell genug abgeführt und wachsen bei anhaltendem Frost zusammen. Unterhalb von Hamburg ist es seit dem Ausbau zur Seeschiffahrtsstraße nicht mehr zum Eisstillstand gekommen. Das milde maritime Klima, der ständige tidebedingte Wasseraustausch sowie der wesentlich größere Flussquerschnitt verhindern laut IKSE (2005) gefährliche Eislagen.

5.3 Klimaänderungen 1880-2006/2007

Die ersten regelmäßigen Tidebeobachtungen im deutschen Küstengebiet beginnen 1841 auf Anordnung der hamburgischen Schifffahrts- und Hafendeputation. Dazu wurden Messstellen in Hamburg-St. Pauli und in Cuxhaven eingerichtet, an denen alle Hoch- und Niedrigwasserstände registriert wurden (Stehr, 1964). Seit 1997 wird der Wasserstand an 29 Pegeln in der Tideelbe zwischen dem Wehr bei Geesthacht und dem Leuchtturm Großer Vogelsand digital aufgezeichnet. Die Strömungsgeschwindigkeiten werden an 13 Stationen (zum Teil in zwei Höhen) seit 1997/98 gemessen. Einige dieser Messgeräte sind mit zusätzlichen Sensoren für die Trübungsmessung ausgerüstet. An fünf ausgewählten Profilen werden Einzelströmungsmessungen in Querschnitten vorgenommen. Leitfähigkeits- und Salzgehaltsmessungen werden in Teilbereichen der Elbe seit 1987 dauerhaft gemessen. Gemessene digitale Daten können über das Portal Tideelbe der Wasser- und Schifffahrtsverwaltung⁴⁵ abgerufen werden. Das Portal Tideelbe der Wasser- und Schifffahrtsverwaltung dient neben der Dokumentation der Bauvorhaben innerhalb der jeweiligen Region ebenso der Veröffentlichung von weiteren Fachdaten aus den Bereichen Gewässerkunde, Naturschutz, Fernerkundung sowie anderen Umweltdaten im Bereich der Tideelbe.

Im Rahmen der Beweissicherung des 14,4 m Ausbaus der Tideelbe im Jahr 1999 führt das WSA Hamburg (2007) parallel zu den Strömungs- und Leitfähigkeitsmessungen auch Temperaturmessungen durch. Diese Messungen dienen u.a. zum Kalibrieren der

44 Kelvin

45 <http://www.bs-elbe.de/>

Leitfähigkeitsmessensoren. Da die Messung der Temperatur nicht Bestandteil der Beweissicherung ist, wurde diese auch nicht weiter ausgewertet.

Vorausberechnete Hoch- und Niedrigwasserstände (z.B. für den Pegel Hamburg-St. Pauli) können den Gezeitentafeln des Bundesamts für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH, 2009) entnommen werden. Diese basieren auf langjährigen Pegel-Beobachtungen der Hoch- und Niedrigwasserunterschiede. 1878 wurden in Deutschland die ersten Gezeitentafeln vom Hydrographischen Bureau der Kaiserlichen Admiralität herausgegeben. Seitdem gelten die Gezeitentafeln, die heute das BSH herausgibt, als unverzichtbares Hilfsmittel für jeden, der in tidebeeinflussten Gewässern navigiert oder sich ganz allgemein für die Berechnung von Gezeiten interessiert. Der Geltungsbereich der BSH-Gezeitentafeln reicht vom Nordmeer über die Norwegische See, die Nordsee, den Kanal und den Golf von Biskaya bis in das Mittelmeer einschließlich der Azoren und Kanarischen Inseln im Atlantik.

Seit 1988 betreibt die Stadt Hamburg ein Wassergütemessnetz (WGMN) mit 10 Messstationen an den Fließgewässern Elbe, Alster, Bille, Ammersbek, Tarpenbek und Wandse. Die 3 Messstationen an der Elbe Bunthaus, Seemannshöft und Blankenese zeichnen kontinuierlich Daten zur Qualität (z. B. Temperatur) der Gewässer auf.

Mit dem Nord-Ostsee-Küsten-Informationen-System NOKIS ist eine standardisierte Dokumentation von Daten und Informationen aus der Küstenzone aufgebaut worden. Diese Informationsbasis soll verbreitert und die Funktionalität des NOKIS-Portals⁴⁶ um standardisierte, netzbasierte Software-Werkzeuge erweitert werden.

5.3.1 Wasserstand

Boehlich und Strotmann (2008) haben die Monatswerte der mittleren Tidehoch- und Tideniedrigwasserstände am Pegel Cuxhaven Steubenhöft und in Hamburg-St. Pauli seit 1880 ermittelt und analysiert. Während am Pegel Cuxhaven nur ein geringer positiver Trend des Tidehochwassers (Thw) in **Abbildung 24** zu beobachten ist und das Tideniedrigwasser (Tnw) keinen Trend zeigt, sieht diese Entwicklung am Pegel St. Pauli deutlich anders aus. In den vergangenen 50 Jahren ist dort das MTnw um ca. 1 m abgesunken und das MThw um ca. 0,5 m angestiegen. Dabei ist der Unterschied zwischen dem MTnw in Cuxhaven und dem in Hamburg im Laufe der letzten 30 Jahre ständig kleiner geworden, so dass er gegenwärtig fast nicht mehr vorhanden ist. Diese Entwicklung des Wasserstandes schreiben Boehlich und Strotmann in erster Linie der oben beschriebenen Veränderung des Flussbettes der Elbe zu.

Welche einzelne Maßnahme zu welcher Veränderung führte, ist dabei nicht immer eindeutig. Dücker et al. (2006) oder auch Gönnert et al. (2007) haben grafisch die Entwicklung des Wasserstandes am Pegel Hamburg-St. Pauli seit 1870 im zeitlichen Zusammenhang zu den anthropogenen Aktivitäten und der Entwicklung der Wasserflächen im Hamburger Hafen dargestellt. So haben nach Rohde (1971) die Zunahmen der Wasserflächen im Hamburger Hafen um bis 1915 ein stärkeres Absinken des Tideniedrigwassers zu der Zeit verhindert.

Schwerpunktmäßig hat Siefert (1998a) die Wasserstandsentwicklung in der Tideelbe von 1950 bis 1997 analysiert. Siefert kommt dabei zu dem Schluss, dass menschliche Eingriffe vornehmlich zwischen Stadersand und Brunsbüttel sich stark auf das Tideregime ausgewirkt haben, weniger dagegen diejenigen oberhalb von Stadersand. Künstliche und natürliche Veränderungen im Elbebereich bis Cuxhaven wirken ebenfalls, aber schwächer. Den Eindeichungsmaßnahmen weisen Siefert und Havnoe (1988) insgesamt eine Erhöhung der Sturmflutscheitelwasserstände von ca. einem halben Meter in Hamburg zu. Außerdem hat Siefert (1998a) die Entwicklung der Flut- und Ebbedauern⁴⁷ in Hamburg seit 1950 untersucht. Sieferts Trenduntersuchungen für die Zeit ab 1900

46 <http://www.nokis.org/>

47 Nach DIN 4049-3 (Hydrologie – Teil 3: Begriffe zur quantitativen Hydrologie)

erbrachten für Hamburg 18 Minuten Flutdauer-Verlängerung für ein Jahrhundert. WSA Hamburg (2007) sowie Fickert und Strotmann (2007) haben festgestellt, dass die Dauer einer mittleren Flutphase am Pegel Hamburg-St. Pauli in der Zeit von 1960 bis 2005 von 298 auf 311 Minuten um rd. 13 Minuten zugenommen, während die Dauer der Ebbephase in gleichem Maße von 447 auf 434 Minuten abgenommen hat. Ähnliche Verhältnisse in Bezug auf die Entwicklung der Dauer von Flut- und Ebbephase werden nach Fickert und Strotmann auch an den anderen Pegeln im Revier beobachtet, während die Verhältnisse in Helgoland gleich geblieben sind. Gönnert et al. (2004) haben für das Jahr 1955 eine mittlere Flutdauer von ca. 293 Minuten am Pegel St. Pauli ermittelt und für das Jahr 1998 ca. 310 Minuten.

Zur Bestimmung von Wasserstandsveränderungen für die Tideelbe hat Siefert (1998a) ein Regressionsverfahren benutzt, um damit äußere Einflüsse weitgehend zu eliminieren. Nach dieser Eliminierung (Filterung oder Normierung) hat er das verbleibende Signal hinsichtlich seiner Veränderungen gedeutet. Für die Regression kommen sowohl Jahresmittel (Siefert u. Jensen 1993, Siefert 1998a) als auch Monatsmittelwerte (Niemeyer 1998) zum Einsatz.

Spektrale Methoden im Zusammenhang mit Wasserstandszeitreihen wurden beispielsweise von Liebig (1994) zum Schließen von Datenlücken eingesetzt oder auch von Gönnert et al. (2004) zur Charakterisierung der Tidekurve.

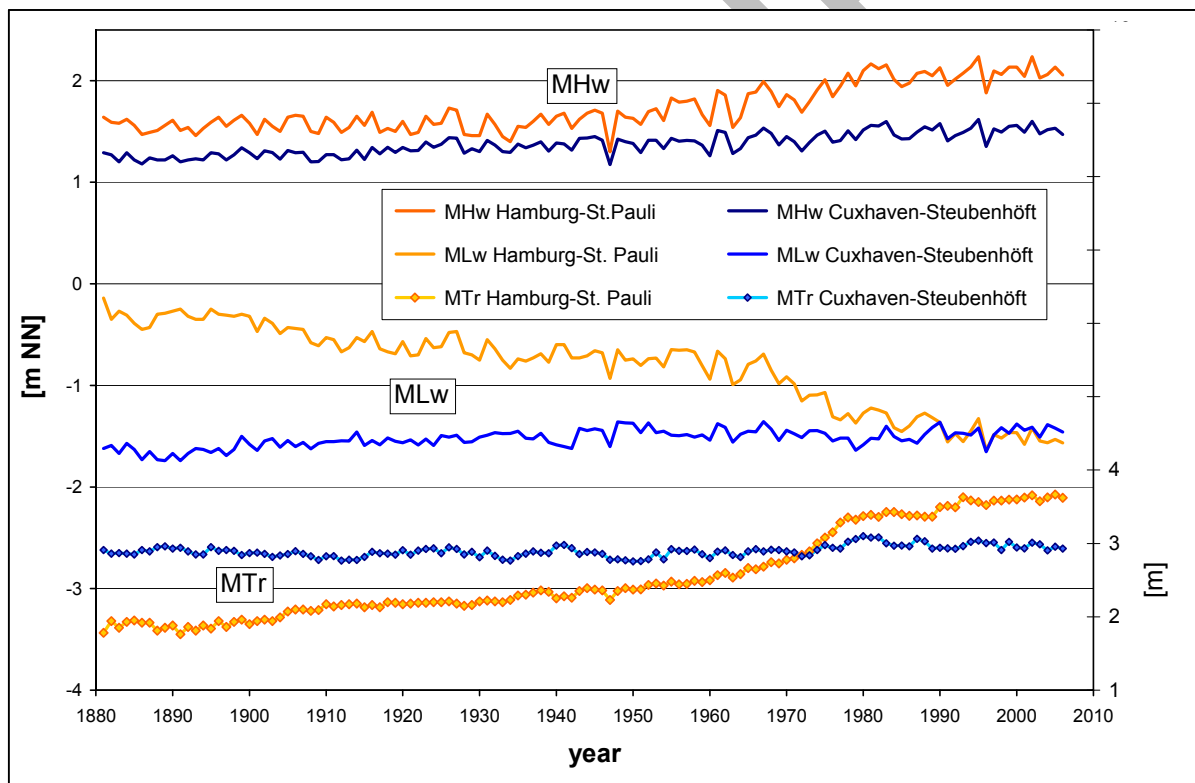


Abbildung 24: Entwicklung der Tidewasserstände seit 1880 an den Pegeln Cuxhaven - Steubenhöft und Hamburg-St. Pauli aus Boehlich u. Strotmann (2008). Mit MLw ist hier das mittlere Tideniedrigwasser (MTnw) und mit MHw das mittlere Tidehochwasser (MThw) bezogen auf m NN dargestellt. Mit MTr ist der mittlere Tidehub (MThb) in Metern in die Grafik (rechts) eingetragen worden.

Im Zuge der Beweissicherung des 14,4 m Ausbaus der Tideelbe im Jahr 1999 hat Kastens (2007) ein neues Verfahren entwickelt. Kastens hat dabei die natürlichen Signalschwankungen aus dem Wasserstandssignal eliminiert und dann versucht das verbleibende Signal hinsichtlich der letzten

Fahrinnenanpassung weiter zu analysieren. Dieses Verfahren benutzt harmonische sowie statistische Methoden und benötigt als Voraussetzung digitale äquidistante Zeitreihen, wie sie im Bereich der WSD-Nord seit dem 1.11.1997 vorliegen. Aufgrund der Kürze der Zeitreihen können langperiodische Schwankungen, wie beispielsweise die Nodaltide mit 18,6 Jahren, noch nicht berücksichtigt werden. Die Länge der Zeitreihe lässt erste Schlüsse zu bezüglich der natürlichen jährlichen Variabilität der Wasserstände. Dieses variable natürliche Signal liegt etwa in der gleichen Größenordnung wie das Signal der letzten Fahrinnenanpassung. Hinsichtlich eines Klimasignals (Klima > 30 Jahre) sind aus solch kurzen Zeitreihen keine Aussagen möglich, da die angesprochene natürliche jährliche Variabilität der Wasserstände ein solches Signal völlig überdecken würde. Nach Kastens (2007) wird es schwierig sein, ein sehr kleines Klimasignal unter den großen Signalen, erzeugt durch eine Vielzahl von anthropogenen Eingriffen, in der Tideelbe zu entdecken. Dieses kann nur dort gelingen, wo das anthropogene Signal nicht dominiert, wie beispielsweise in Küstengebieten oder auf offener See.

5.3.1.1 Sturmfluten

In einer Sturmflutstatistik zeigt IKSE (2005), dass es in den letzten Jahrzehnten neben der Erhöhung der Sturmflutscheitel auch zu einer Häufigkeitszunahme der Sturmflutereignisse gekommen ist. Die Häufigkeitsverteilung von Sturmfluten über 5,00 m ü. NN im Zeitraum 1775 bis 2002, bezogen auf den Pegel Hamburg-St. Pauli ist in **Abbildung 25** dargestellt. Nach IKSE (2005) sind demnach zwischen 1775 und 1961 nur vier Sturmfluten, die höher als 5,00 m ü. NN aufgelaufen sind, eingetreten und 19 Sturmfluten von 1962 bis 2002, wobei von 1976 bis 2002 drei Sturmfluten höher als 6 m ü. NN waren. Eine vergleichbare Analyse zeigen auch Gönner und Lehmann (2007) sowie von Storch et al, (2008). Am Pegel Hamburg-St. Pauli wurde bei der Sturmflut am 3.1.1976 der höchste Scheitelwasserstand mit 6,45 m ü. NN gemessen (DGJ, 2005).

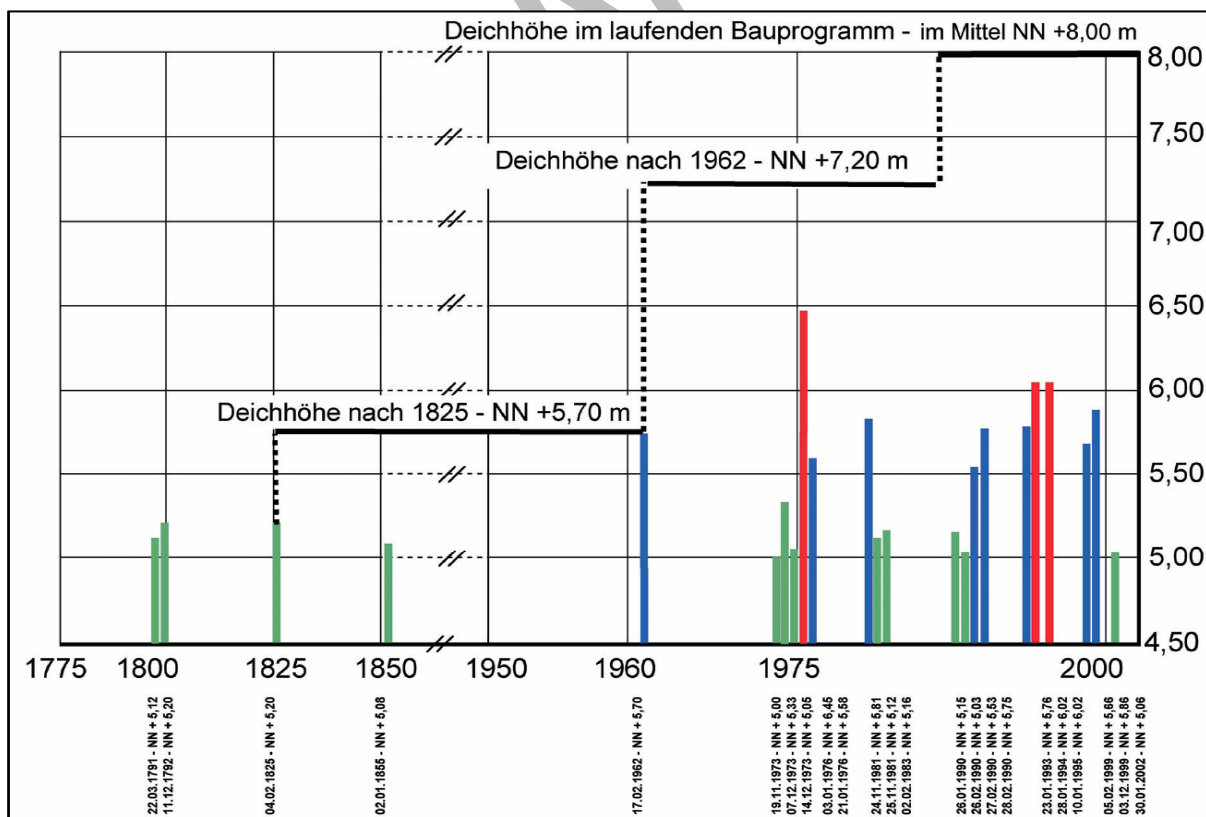


Abbildung 25: Sturmflut über 5,00 m ü. NN seit 1775 am Pegel Hamburg-St. Pauli und Entwicklung der Deichhöhen aus IKSE (2005).

Siefert (1998a) hat die Sturmflutentwicklung von 1951 bis 1995 in der Tideelbe untersucht. Dabei hat Siefert festgestellt, dass ein Großteil der Entwicklung an den oberen Tidepegeln – etwa der deutliche Anstieg in den letzten drei Jahrzehnten (von 1951 bis 1995) – schon an den Mündungspegeln, allerdings in schwächerer Form, aufgetreten ist und entsprechend nach oberstrom wirkt. Für die Analyse hat Siefert die fünfjährigen Mittel der Höhen von Sturmfluten betrachtet, deren Windstau in Cuxhaven im Verlauf der Sturmtide 2 m überschritt. Neben einer Zunahme der Sturmflutereignisse in den letzten Jahrzehnten (bis 1995) hat Siefert auch eine Höhendifferenz-Zunahme und eine Änderung der HThw⁴⁸-Eintrittszeitdifferenz zwischen den Pegeln Hamburg-St. Pauli und Cuxhaven festgestellt. Aus der Analyse der Eintrittszeitdifferenz wird ersichtlich, dass sich im Untersuchungszeitraum die „Laufzeiten“ der Sturmfluten von Cuxhaven nach St. Pauli (ca. 100 Fluss-km) im Jahresmittel um ca. 1 Stunde verkürzt haben. Aus der Höhendifferenz hat Siefert eine Zunahme der Sturmflutscheitel beim Pegel Hamburg-St. Pauli von ca. 50 cm im Jahresmittel gegenüber dem Pegel Cuxhaven ermittelt. Grossmann et al. (2007) haben eine ähnliche Analyse von 1900 bis 2005 (**Abbildung 26**) durchgeführt und sind dabei zu vergleichbaren Ergebnissen gekommen. Außerdem stellen Grossmann et al. fest, dass sich seit ungefähr 1980 die Höhendifferenzen für extrem hohe Wasserstände zwischen den Pegeln Hamburg-St. Pauli und Cuxhaven stabilisiert haben. Von Storch et al. (2008) haben den Zeitraum der Untersuchung von Grossmann et al. (2007) bis 2007 verlängert und zusätzlich die Laufzeiten von Sturmfluten von Cuxhaven bis Hamburg-St. Pauli untersucht. Für die Zeit vor 1962 haben von Storch et al. festgestellt, dass die Sturmfluten in Hamburg im Mittel 30 cm höher aufliefen als in Cuxhaven. Nach 1962 wuchs diese Differenz auf ca. einen Meter. Nach von Storch et al. entwickelten sich die Laufzeiten von Sturmfluten (Cuxhaven – Hamburg) von 4,5 Stunden vor 1962 auf 3 Stunden heutzutage.

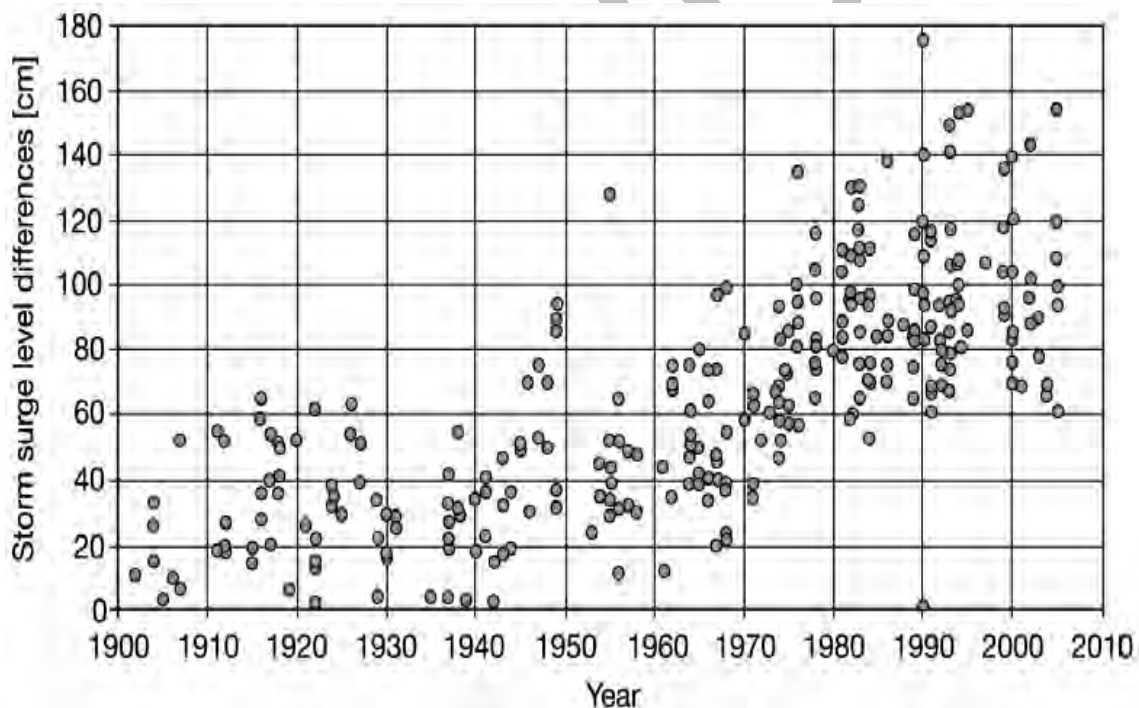


Abbildung 26: Höhendifferenzen für extrem hohe Wasserstände zwischen den Pegeln Hamburg-St. Pauli von 1900 bis 2005 aus Grossmann et al. (2007)

48 Höchster Wert (hier Tidehochwasser) gleichartiger Zeitabschnitte in der betrachteten Zeitspanne

Im Rahmen des KFKI⁴⁹-Projektes „Modellgestützte Untersuchungen zu Sturmfluten mit sehr geringen Eintrittswahrscheinlichkeiten (MUSE)“ haben Jensen et al. (2007) beobachtete Extremwasserstände und modellierte Extremereignisse statistisch analysiert. Die Ergebnisse von Jensen et al. zeigen, dass in der Nordsee Sturmflutwetterlagen möglich sind, die an den Küsten der Deutschen Bucht zu Wasserständen führen können, die bis zu 1,4 m über den bisherigen höchsten Beobachtungsdaten liegen. Im Rahmen von MUSE haben Müller-Navarra et al. (2006) auch den Hamburg-Orkan (16./17. Februar 1962) sowie die durch ihn verursachte Sturmflut mit neuesten Verfahren untersucht. Die Untersuchung kam u. a. zu dem Ergebnis, dass ohne die Deichbrüche die Sturmflut 16./17. Februar 1962 in der Topographie 2000 in Hamburg einen Wasserstand zwischen NN + 6,00 m und NN+6,15 m erreichen würde.

5.3.2 Salzgehalt

Die Lage der oberen Brackwassergrenze im Elbeästuar hat Bergemann (1995) aus Chloridmessungen der Jahre 1953 bis 1994 ermittelt. Bergemann stellte dabei eine starke Abhängigkeit der Lage vom Abfluss der Elbe fest. Eine zeitliche Entwicklung der Lage bei mittleren und hohen Abflüssen ergab keinen statistisch abgesicherten Trend. Für niedrige Abflüsse stellte Bergemann (1995) für den betrachteten Zeitraum von 1953 bis 1994 eine Verlagerung der oberen Brackwassergrenze um ca. 5 bis 20 km fest.

Die Entwicklung des Salzgehaltes und der Leitfähigkeit hat das WSA Hamburg (2007) für die Zeit von 1997 bis 2006 für verschiedene Orte in der Tideelbe im Beweissicherungsbericht dargestellt. Die **Abbildung 27** zeigt dies für den Pegel Krautsand. Das WSA Hamburg führt Spitzenwerte in der Elbe auf erhöhte Tiden (z. T. Sturmfluten) mit erhöhtem Salzgehalt zurück. Da die Proben zum Zeitpunkt des Thw entnommen wurden, zeigen die Ergebnisse den höchsten Salzgehalt der Tide.

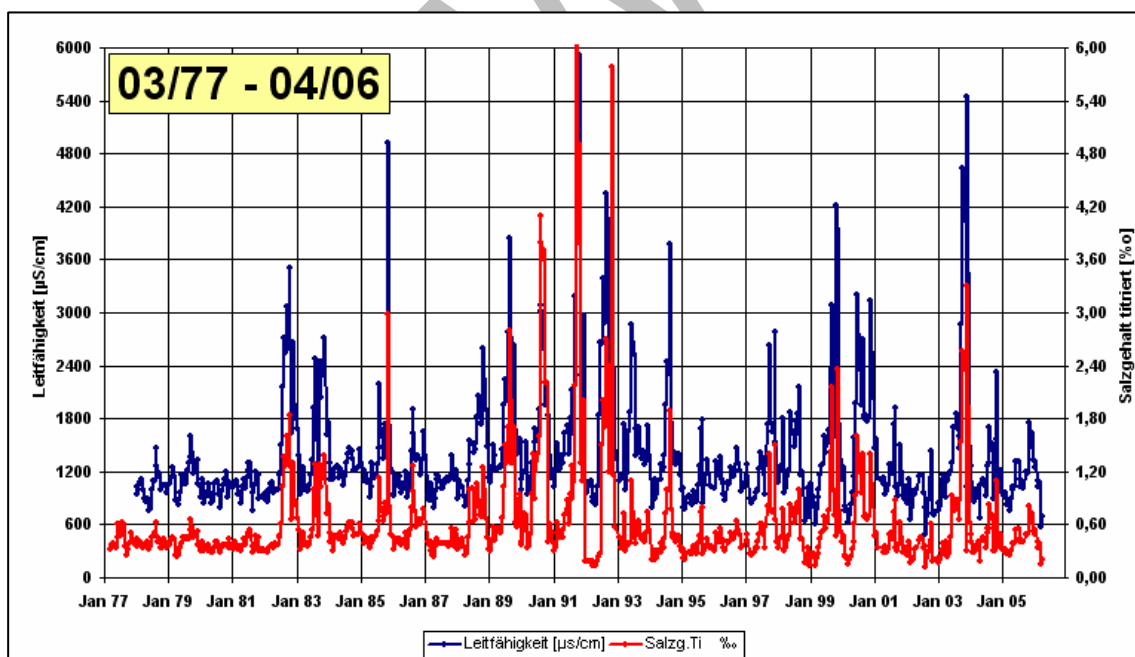


Abbildung 27: Entwicklung der Leitfähigkeit in Blau und der Salzgehalte in Rot am Pegel Krautsand seit 1977 aus WSA Hamburg (2007)

5.3.3 Wassertemperatur

Der DWD (1996) hat die Wasser- und Lufttemperaturen der Jahre 1982 bis 1993 von Cuxhaven und Hamburg miteinander verglichen und festgestellt, dass der Gang der Jahresmittelwerte parallel verläuft, wobei die Wassertemperatur im Mittel um 1 bis 1,5 K über der Lufttemperatur liegt. Die an verschiedenen Messstellen an der Unterelbe erhobenen Wassertemperaturen weisen im Jahresmittel ebenfalls einen parallelen Verlauf auf, wobei die Wassertemperatur in Cuxhaven, die im äußeren Bereich des RO-RO-Terminals gemessen wird, etwa 1,5 K niedriger liegt als die bei Grauerort und diejenigen im Hamburger Stadtgebiet. Am Wehr bei Geesthacht ist die Wassertemperatur um ca. 1 K höher als im Raum Hamburg. Gemäß DWD (1996) ist das auf den Betrieb des Kernkraftwerkes Krümmel, das Ende 1983 nach einem Probetrieb ans Netz ging, zurückzuführen. Im weiteren Verlauf elbaufwärts weisen die Messungen bei Schnackenburg im Jahresmittel Wassertemperaturen auf, die um rund 0,5 K unter denen von Hamburg liegen. Der DWD (1996) nimmt an, dass die höheren Temperaturen, die sich zwischen Grauerort und dem Hamburger Hafen ergeben, durch Kühlwassereinleitungen von Kraftwerken verursacht werden. Außerdem hat der DWD (1996) festgestellt, dass die Wassertemperaturen der Tideelbe im Jahresverlauf nach einem Minimum im Februar langsam ansteigen und ihr Maximum im Juli und / oder August erreichen. Die

Abbildung 28 aus Baier et al. (2009), in der für das Jahr 2008 kontinuierliche Messungen der Wassertemperatur an der Messstation Bunthaus dargestellt sind, zeigt einen ähnlichen Jahresverlauf. Hier lag das Minimum der Wassertemperaturen im Januar und Temperaturen von über 20 °C wurden in den Sommermonaten Juni, Juli und August gemessen. Nach DGJ (2005) wurde an dieser Messstation am 9.7.1995 eine Höchsttemperatur von 26,8 °C und eine Niedrigsttemperatur von -2,0 °C am 13.2.1994 gemessen. Die Wassertemperatur für das Winterhalbjahr über einen Zeitraum von 1998 bis 2002 gemittelt liegt bei 6,0°C und für das Sommerhalbjahr bei 18,5 °C (DGJ, 2005).

Für die Messstation Hamburg-Seemannshöft hat die ARGE Elbe (2007) mittlere Wassertemperaturen für die drei Sommermonate Juni, Juli und August ermittelt (**Abbildung 29**). Die mittlere Wassertemperatur schwankt in dem betrachteten Zeitraum von 1982 bis 2006 von ca. 18,5 °C bis ca. 22,5 °C. Bei Bunthaus wurde am 2.8.1994 in der Elbe eine Höchsttemperatur von 26,5°C und eine Niedrigsttemperatur von -0,4°C am 7.2.1991 gemessen (DGJ, 2005). Gemittelt über einen Zeitraum von 1998 bis 2002 liegt die Wassertemperatur für das Winterhalbjahr hier bei 6,0 °C und für das Sommerhalbjahr bei 18,3 °C (DGJ, 2005).

Die ARGE Elbe (2008) geht davon aus, dass die niedrigsten Wassertemperaturen in kalten Wintern in der Brackwasserregion gemessen werden, weil hier der hohe Salzgehalt ein Absinken der Wassertemperatur unter 0 °C zulässt. So wurde am 24. Januar 1985 bei Cuxhaven -0,6 °C gemessen. Nach ARGE Elbe wurden die höchsten Wassertemperaturen in den letzten Jahren zwischen Magdeburg und Hamburg-Bunthaus mit teilweise über 27 °C gemessen. Am 27. Juli 2006 wurde bei Bunthaus der Höchstwert mit 28,0 °C ermittelt, während in den zurückliegenden Jahrzehnten an dieser das Wassertemperaturmaximum bei 26,6 °C (gemessen am 2.7.1988) lag (ARGE Elbe 2008).

Eis

Der DWD (1996) hat auf der Grundlage von Eisbeobachtungen des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie die Eisverhältnisse auf der Tideelbe von 1961 bis 1990 untersucht. Danach kam es im Mündungsbereich an 60 bis 70 % der Jahre und im Hamburger Raum zu 80 % der Jahre zur Eisbildung auf der Elbe. Der DWD stellt fest, dass auf der Tideelbe nur etwa zwischen Mitte November und Ende März Eis auftritt. Dabei ist bis Mitte Dezember und ab Mitte März die Vereisungshäufigkeit mit 1 bis 3 % der Jahre sehr gering. Vereisung tritt im Wesentlichen im Januar und Februar auf und zwar am häufigsten um den Beginn der Januardekade. Aber auch zu dieser Zeit liegt die Vereisungshäufigkeit nur zwischen 43 % an den Landungsbrücken in Hamburg und 26 % bei Neuwerk.

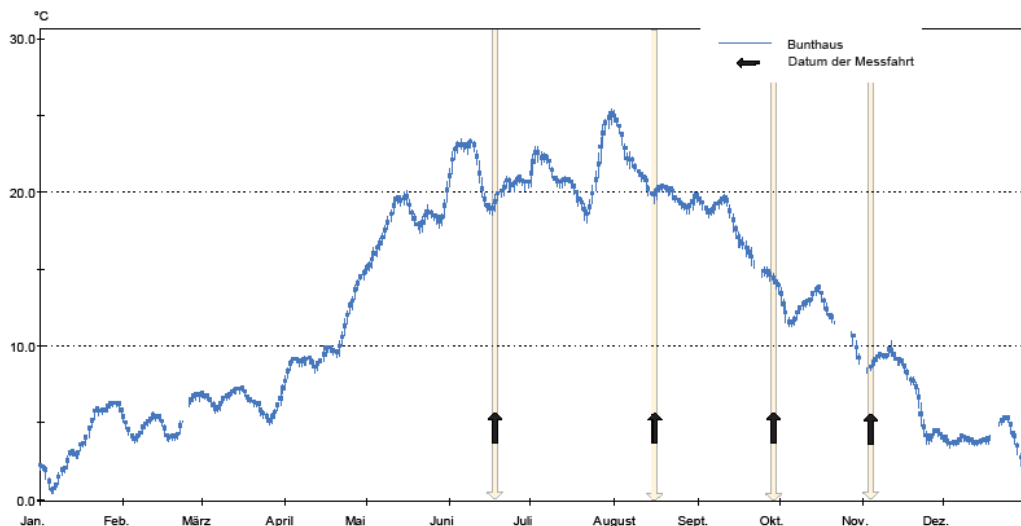


Abbildung 28: Wassertemperatur in der Elbe 2008 (kontinuierliche Messungen an der Messstation Bunthaus) aus Baier et al. (2009)

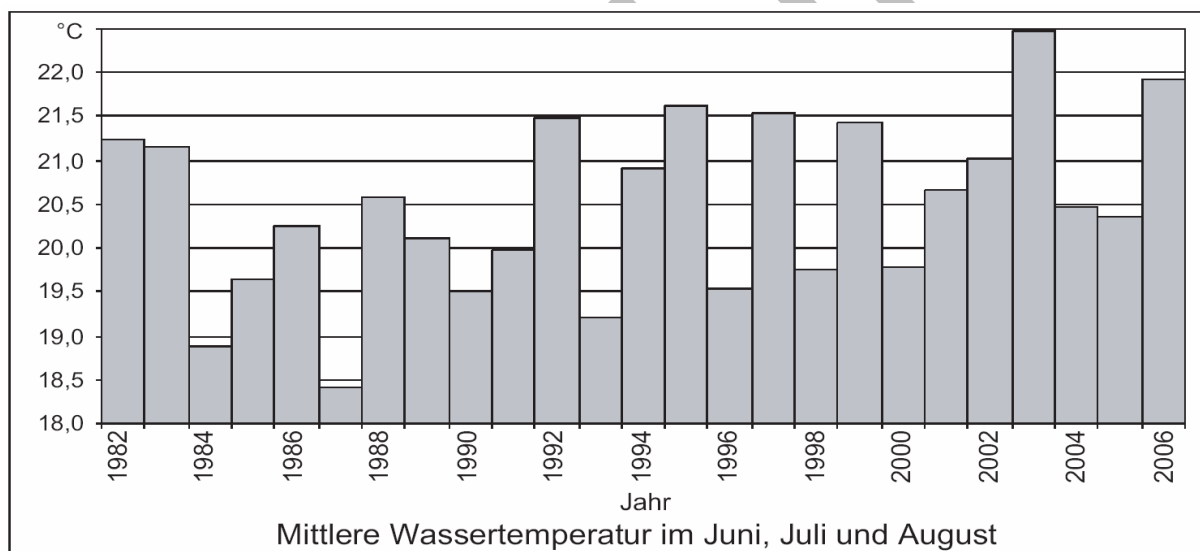


Abbildung 29: Wassertemperatur Hamburg-Seemannshöft (Strom-km 628,9) aus ARGE Elbe (2007)

5.4 Zukünftige Klimaänderungen bis 2100

Die bisher durchgeführten Untersuchungen über Auswirkungen eines zukünftigen Klimawandels auf die Verhältnisse in der Elbe bzw. Tideelbe haben sich mehr mit den Auswirkungen auf Sturmflutereignisse beschäftigt und weniger mit dem Einfluss auf die Gezeiten oder die Abflussentwicklung der Elbe.

Der Abfluss der Elbe ist ein wichtiges Thema in dem vom Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF) geförderten Projekt: Auswirkungen des globalen Wandels auf Wasser, Umwelt und Gesellschaft im Elbegebiet (GLOWA-Elbe). Ziel dieses Projektes ist die Entwicklung integrierter Strategien zur nachhaltigen Bewältigung von durch den globalen Wandel bedingten

Wasserverfügbarkeitsproblemen und Wassernutzungskonflikten und den daraus resultierenden Umwelt- und sozioökonomischen Problemen im Elbeinzugsgebiet (siehe Wechsung et al., 2008).

Am 11. Oktober 2009 wurde aus Anlass der nationalen GLOWA-Konferenz in Potsdam ein Memorandum veröffentlicht mit der Überschrift: „Zu den Folgen von Klimaänderungen und globalen Wandel im Elbegebiet“. Darin steht u.a., dass die Anzahl der Sonnenscheinstunden und das Strahlungsniveau bis heute angestiegen sind. Temperatur- und Strahlungsanstieg haben zu einer erhöhten Verdunstung geführt und die Schneehäufigkeit ist zurückgegangen. In der Elbe und ihren Nebenflüssen haben sich Niedrigwasserphasen gehäuft. Weiter ist in dem Memorandum zu lesen, dass Szenarienstudien des GLOWA-Elbeprojektes zeigen, dass ein fortgesetzter Temperaturanstieg bis zur Mitte des Jahrhunderts um 2 bis 3 Grad Celsius zu einer nochmalig deutlichen Änderung des Wasserhaushaltes im Einzugsgebiet der Elbe führen wird. Das Abflussmaximum der Elbe und ihrer Nebenflüsse wird sich weiter vom Frühjahr in den Winter verlagern, Niedrigwasserphasen werden früher eintreten, länger andauern und das gewohnte Niveau noch deutlicher unterschreiten.

Den Einfluss eines Meeresspiegelanstiegs auf die Gezeiten in der Elbe hat Plüß (2004) untersucht. Für diese Untersuchung im Übergangsbereich zwischen Küste und Tideelbe hat Plüß ein numerisches Modell eingesetzt. Das verwendete Modell erstreckt sich von der Nordsee über die Deutsche Bucht bis zum Wehr Geesthacht in der Tideelbe. Dadurch konnten die Wechselwirkungen zwischen der Tideelbe und der Küstenzone berücksichtigt werden. Plüß (2004) hat mit diesem Modell eine stufenweise Anhebung des mittleren Meeresspiegels von 20 cm bis 100 cm untersucht. Die Anhebung führt in der Tideelbe zu einer zusätzlichen Erhöhung des Tidehochwassers bis zu 16 cm (siehe Kapitel Deutsche Bucht) und einem Absinken des Tideniedrigwassers bis zu 9 cm.

Grossmann et al. (2006) haben auf der Grundlage von Woth (2005) und Woth et al. (2006) globale Klimaänderungsszenarien regionalisiert, um Szenarien zukünftiger Höchstwasserstände für den Pegel Hamburg-St. Pauli für 2030 und 2085 zu entwickeln (siehe Kapitel 5.3.1). Dafür wurde ein Wasserstandsmodell der Nordsee genutzt. Grundlage dieser Modellrechnungen bilden die zwei unterschiedliche Emissionsszenarien A2 und B2, die mit Hilfe verschiedener Klimamodelle auf Europäisches Klima projiziert wurden. Für die Regionalisierung wurde zusätzlich eine statistische Transferfunktion von Langenberg et al. (1999) angepasst. Damit wurde eine statistische Relation zwischen den beobachteten Hochwasserdaten am Pegel St. Pauli und den für denselben Zeitraum berechneten Wasserständen im Elbmündungsgebiet hergestellt. Mit Hilfe der Transferfunktion wurden Klimaänderungsszenarien für den lokalen Pegel St. Pauli abgeleitet. Auf der Grundlage dieser Untersuchungen halten Grossmann et al. (2006) einen Anstieg der jährlichen Höchstwasserstände in Hamburg-St. Pauli von 20 cm bis 2030 für möglich und plausibel. Bis 2085 erhöht sich nach Grossmann et al. (2006) der projizierte Anstieg auf im Mittel 63 cm. Bei diesen Berechnungen wird ein Anstieg des mittleren Meeresspiegels von 9 cm (2030), bzw. von 29 und 33 cm (2085) zugrunde gelegt. Die Ergebnisse sind mit Unsicherheiten behaftet, insbesondere für den Zeithorizont 2085. Die Unsicherheiten entstehen nach Grossmann et al. (2006) nicht nur durch die verwendeten Emissionsszenarien, sondern auch infolge mehrerer Regionalisierungsschritte, die die Prozesse ausgehend von den Emissionsanstiegen bis hin zu den lokalen Auswirkungen spezifizieren. Durch die Verwendung unterschiedlicher Szenarien und Modelle summieren sich die Unsicherheiten bis auf ± 20 cm um 2030 und auf ± 50 cm um 2085. Diese Werte berücksichtigen auch Unsicherheiten in den Abschätzungen des mittleren Anstiegs des Meeresspiegels sowie in den Abschätzungen von Inlandeismassen in einem wärmeren Klima.

Den Bemessungswasserstand für Hamburg von NN +7,30 m (s.o.) halten Grossmann et al. für gegenwärtige und zukünftige Sturmflutereignisse als gut gewählt. Denn bezogen auf den höchsten bei Hamburg-St. Pauli bisher gemessenen Wasserstand von NN +6,45 m liegt das Untersuchungsergebnis mit NN +6,65 m für 2030 unter dem Bemessungswasserstand auch unter Berücksichtigung der Unsicherheiten, die bei $\pm 0,2$ m liegen. Auch für 2085 liegt bei Grossmann et al. (2006) der Wert mit NN +7,08 m unterhalb des Bemessungswasserstandes, allerdings sind für diesen zukünftigen Zeitpunkt die Unsicherheiten mit $\pm 0,5$ m deutlich größer.

Auf der Grundlage der von Grossmann et al. (2006) durchgeführten Analysen hinsichtlich der zukünftigen Entwicklung der Sturmflutscheitelwasserstände am Pegel Hamburg-St. Pauli weisen Storch et al. (2008) auf zusätzliche Anpassungsmöglichkeiten neben einer Erhöhung und Verstärkung des Küstenschutzes hin. Dabei gehen von Storch et al. davon aus, dass die Sturmflutscheitelwasserstände am Pegel Hamburg-St. Pauli am Ende dieses Jahrhunderts um etwa denselben Betrag zugenommen haben könnten wie in den vergangenen 50 Jahren (siehe Kapitel 5.3.1). Nach Siefert und Havnoe (1988) wird etwa dreiviertel dieser Zunahme durchgeführten Küstenschutzmaßnahmen an der Tidelbe zugeschrieben (s. o.). In der teilweisen Rücknahme dieser Maßnahmen sehen von Storch et al. (2008) eine zusätzliche Anpassungsmöglichkeit, um die Auswirkungen des Klimawandels auf die Sturmflutscheitelwasserstände zu mildern.

In der Schaffung von Flutraum sehen auch Düker et al. (2006) eine Möglichkeit, die Auswirkungen des Klimawandels zu mildern. Dabei gilt für sie: je mehr Raum dem Fluss gegeben wird, desto günstiger werden die Sturmflutscheitelwasserstände und auch der Tidehub beeinflusst werden. Düker et al. halten im Rahmen eines ganzheitlichen Strombau- und Sedimentmanagements (Tideelbekonzept) eine Vergrößerung der als Flachwasserbereiche und Vorlandflächen angelegten Fluträume und die langfristige Schaffung von Polderflächen zur Sturmflutentlastung für sinnvoll. Weitere Details des Tideelbekonzeptes werden bei Freitag et al. (2008) beschrieben.

Zur Verbesserung der Auswirkungsprognose eines zukünftigen Klimawandels auf die Tidelbe sollen zukünftig Untersuchungen mit Küsten-Ästuar-Modellen, wie Plüß (2004) sie vorgestellt hat, mit den regionalisierten Wind- und Luftdruckfelder aus den verschiedenen Emissionsszenarien, wie sie z. B. Woth (2005), Woth et al. (2006) und Grossmann et al. (2006) eingesetzt haben, in Forschungsvorhaben kombiniert werden. Z.B. sollen in dem Vorhaben KLIWAS⁵⁰ des Bundesministeriums für Verkehr, Bau und Stadtentwicklung (2007) die Grundlagen der Klimaforschung aufgearbeitet und hinsichtlich der möglichen Auswirkungen für die Seeschifffahrt ausgewertet werden.

In einem weiteren Forschungsprojekt (KLIMZUG-NORD⁵¹) soll die Wirkung des Klimawandels auf die Metropolregion Hamburg betrachtet werden. KLIMZUG-NORD hat dabei drei Themenfelder identifiziert, wo die Metropolregion durch den Klimawandel in besonderem Maße betroffen sein wird und für die vordringliche Anpassungsstrategien entwickelt werden müssen. Eines dieser Themenfelder ist das Ästuarmanagement.

50 <http://www.kliwas.de/>

51 <http://klimzug-nord.de/>

5.5 Literatur

- Arbeitsgemeinschaft für die Reinhaltung der Elbe (ARGE Elbe), 1973: Wärmelastplan für die Elbe von Schnackenburg bis Cuxhaven.
- ARGE ELBE / FGG ELBE, 2007: Sauerstoffgehalte in der Tideelbe – Entwicklung der kritischen Sauerstoffgehalte im Jahr 2007 und in den Vorjahren, Erörterung möglicher Ursachen und Handlungsoptionen -. Bericht, Hamburg, Dezember 2007.
- ARGE Elbe (Arbeitsgemeinschaft für die Reinhaltung der Elbe), 2008: Gewässergütebericht der Elbe 2007. Ergebnisse der überblicksweisen Überwachung. Dezember 2008.
- Baier B., W. Blohm, M. Lechelt, St. Anke, 2009: Hafenmessfahrten 2008. Freie und Hansestadt Hamburg, Behörde für Soziales, Familie, Gesundheit und Verbraucherschutz, Institut für Hygiene und Umwelt, Juni 2009.
- Bundesministerium für Verkehr, Bau und Stadtentwicklung, 2007: Schifffahrt und Wasserstraßen in Deutschland – Zukunft gestalten im Zeichen des Klimawandels. Bundesministerium für Verkehr, Bau und Stadtentwicklung, Referat Bürgerservice, Invalidenstraße 44, 10115 Berlin.
- Boehlich, M.J., 2003: Tidedynamik der Elbe. Mitteilungsblatt der Bundesanstalt für Wasserbau Nr. 86. 55 – 60.
- Boehlich, M.J. and T. Strotmann, 2008: The Elbe-Estuary. Die Küste Heft 74. 288 – 306.
- Bergemann, M., 1995: Die Lage der oberen Brackwassergrenze im Elbästuar. Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen, 39. Jahrgang, Heft 4/5. 134 – 237.
- Bergemann, M., 2005: Berechnung des Salzgehaltes der Elbe. Bericht der Wassergütestelle Elbe, Oktober 2005.
- BSH (Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie), 2009: Gezeitentafeln 2010 Europäische Gewässer. Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie, Bernhard-Nocht-Straße 78, 20359 Hamburg.
- DGJ, 2005: Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch- Elbegebiet, Teil III Untere Elbe ab Havelmündung, Abflussjahr 2002. Freie und Hansestadt Hamburg, Behörde für Wirtschaft und Arbeit – Hamburg Port Authority.
- Dücker, H.-P., H.-H. Witte, H. Glindemann, K. Thode, 2006: Konzept für eine nachhaltige Entwicklung der Tideelbe als Lebensader der Metropolregion Hamburg. Ein Diskussionsbeitrag der Hamburg Port Authority und der Wasser- und Schifffahrtsverwaltung des Bundes. HANSA International Maritime Journal – 143. Jahrgang-2006-Nr. 7.
- Deutscher Wetterdienst (DWD), 1996: UVU zur Anpassung der Fahrrinne der Unter- und Außenelbe an die Containerschifffahrt. Materialband VIII. Klima. Teil A. Klima-Ist-Zustand. Deutscher Wetterdienst. Agrarmeteorologische Beratungs- und Forschungsstelle Quickborn. Deutscher Wetterdienst. Klima- und Umweltberatung Hamburg. Quickborn / Hamburg, Juni 1995 / Juli 1996.
- FHH (Freie und Hansestadt Hamburg) 2001: Nationalpark-Atlas Hamburgisches Wattenmeer – Nationalparkplan: Teil 1. Naturschutz und Landschaftspflege in Hamburg. Schriftenreihe der Umweltbehörde Heft Nr. 50.
- Fickert, M. und T. Strotmann, 2007: Hydrodynamische Entwicklung der Tideelbe. In Beiträgen der 25. Jahrestagung des Arbeitskreises „Geographie der Meere und Küsten“, 26.-28.4.2007 in Hamburg. : EUCC Coastline Reports, Heft 9, 2007.

- Freitag, C., N. Ohle, T. Strotmann, H., Glindemann, 2008: Concept of a sustainable development of the Elbe Estuary. River, Coastal and Estuarine Morphodynamics: RCEM 2007 – Dohmen-Janssen & Hulscher (eds) © 2008 Taylor & Francis Group, London.
- Gönnert, G., S. K. Dube, T. Murty and W. Siefert (ed.), 2001: Global Storm Surges - Theory, Observations and Applications. Die Küste 63.
- Gönnert, G., K. Isert, H. Giese, A. Plüß, 2004: Charakterisierung der Tidekurve. Die Küste Heft 68.
- Gönnert, G., H. Günther, M. Berendt, 2005: Sturmflutsicherheit in Hamburg angesichts eingetretener sehr hoher Oberwasser vor dem Hintergrund des Augusthochwassers im Jahre 2002. In: Tagungsband der Konferenz der Hafentechnischen Gesellschaft.
- Gönnert, G., B. Pflügler, J. Bremer, 2007: Von der Geoarchäologie über die aktuelle Küstendynamik zum Küstenzonenmanagement. Beiträge der 25. Jahrestagung des Arbeitskreises „Geographie der Meere und Küsten“, 26.-28.4.2007 in Hamburg. : EUCC Coastline Reports, Heft 9, 2007.
- Gönnert, G. und H.-A. Lehmann, 2007: Riskmanagement in Hamburg as an example for Germany. In: Krishnamurthy, R. et.al. : Integrated Coastal Zone Management. Present Global Scenario. Delhi, India.
- Grossmann, I., K. Woth, H. von Storch, 2007: Localization of global climate change: Storm surge scenarios for Hamburg in 2030 and 2085. Die Küste 71, p. 169 - 182.
- Hensen, W. (1941): Die Entwicklung der Fahrwasserverhältnisse in der Außenelbe. In: Jahrbuch der Hafentechnischen Gesellschaft 1939 – 1940. S. 91 – 165.
- Hinrichsen, A., 1991: Der Einfluss des Oberwassers auf die Tideparameter der Elbe. Mitteilungen der Wasser- und Schifffahrtsdirektion Nord. Kiel, 1991.
- Homeier, H., 1967: Das Wurster Watt - Eine historisch morphologische Untersuchung des Küsten- und Wattgebietes von der Weser bis zur Elbmündung. Forschungsstelle Norderney, Jahresbericht, Band XIX.
- IKSE (Internationale Kommission zum Schutz der Elbe), 2004: Dokumentation des Hochwassers vom August 2002 im Einzugsgebiet der Elbe.
- IKSE (Internationale Kommission zum Schutz der Elbe), 2005: Die Elbe und ihr Einzugsgebiet. Ein geographisch-hydrologischer und wasserwirtschaftlicher Überblick.
- Jensen, J., C. Mudersbach, S. Müller-Navarra, I. Bork, C. Kozar und V. Renner, 2007. Modellgestützte Untersuchungen zu Sturmfluten mit sehr geringen Eintrittswahrscheinlichkeiten an der deutschen Nordseeküste. Die Küste 71, 123 – 168.
- Kastens, M., 2007: Tidewasserstandsanalysen in Ästuaren am Beispiel der Elbe. Die Küste Heft 72. 145 – 170.
- Lang, G., 2003: Ein Beitrag zur Tidedynamik der Innenjade und des Jadebusens. Mitteilungsblatt der Bundesanstalt für Wasserbau Nr. 86. 33 – 42.
- Langenberg, H., A. Pfizenmayer, H. von Storch and J. Sündermann 1999: Storm related sea level variations along the North Sea coast: natural variability and anthropogenic change. Continental Shelf Res., 19, 821-842.
- Länderarbeitsgruppe, 1988: Bemessungswasserstände entlang der Elbe. Die Küste, Heft 47.
- Liebig, W., 1994: Schließen von Lücken in Pegelaufzeichnung. Die Küste, Heft 56.
- Müller-Navarra Sylvin, Ingrid Bork, Jürgen Jensen, Christoph Mudersbach, Aurelia Müller und Elisabeth Rudolph 2006: Modellstudien zur Sturmflut und zum Hamburg-Orkan 1962. HANSA International Maritime Journal – 143. Jahrgang-2006-Nr. 12.

- Niemeyer, H.D. (1998): Change of tidal peaks and range due to estuarine waterway deepening. Proceedings of Coastal Engineering, Vol.3, p.3307-3317; Copenhagen, Denmark.
- Parker, B.B. (ed.) (1991): Tidal Hydrodynamics. John Wiley & Sons, Inc.
- Plüß; A., 2004: Nichtlineare Wechselwirkung der Tide auf Änderungen des Meeresspiegels im Übergangsbereich Küste/Ästuar am Beispiel Elbe. In Gönnert, G., H. Grassl, D. Kelletat, H. Kunz, B. Probst, H. von Storch and J. Sündermann (Eds): Klimaänderung und Küstenschutz.
- Rohde, H., 1971: Eine Studie über die Entwicklung der Elbe als Schifffahrtsstraße. In Mitteilungen des Franzius Institut, Hannover, 1971, Nr. 36
- Rohde, H., 1988: Die Elbe im Tidegebiet. In Martin Eckholdt (Hrsg): Flüsse und Kanäle. Die Geschichte der deutschen Wasserstraßen. DSV-Verlag, Hamburg. 191 – 201.
- Rudolph, E., 2003: Sturmfluten in den Deutschen Ästuaren. Mitteilungsblatt der Bundesanstalt für Wasserbau Nr. 86. 69 – 73.
- Rudolph, E. 2005: Einfluss sehr hoher Abflüsse auf die Wasserstände in der Tideelbe. promet 31, Nr.2 – 4, S. 185 – 190.
- Rudolph, E., 2005: Einfluss sehr hoher Abflüsse auf die Wasserstände in der Tideelbe. In Gönnert, G., H. Grassl, D. Kelletat, H. Kunz, B. Probst, H. von Storch and J. Sündermann (Eds): Klimaänderung und Küstenschutz.
- Rudolph, E., 2007: Sturmflutuntersuchungen für das Elbeästuar vor dem Hintergrund des beantragten Ausbaus der Seehafenzufahrt nach Hamburg. DACH2007 – A – 00011.
- Siefert, W., 1998a: Tiden und Sturmfluten in der Elbe und ihren Nebenflüssen - Die Entwicklung von 1950 bis 1997 und ihre Ursachen. Die Küste, Heft 60. 1- 115.
- Siefert, W., 1998b: Bemessungswasserstände 2085A entlang der Elbe – Ergebnisse einer Überprüfung durch die Länderarbeitsgruppe nach 10 Jahren (1995/96). Die Küste, Heft 60. 228- 255.
- Siefert, W., und K. Havnoe, 1988: Einfluss von Baumaßnahmen in und an der Tideelbe auf die Höhen Hoher Sturmfluten. Die Küste, Heft 47. 51 - 101.
- Siefert, W. und J. Jensen, 1993: Fahrrinnenvertiefung und Tidewasserstände in der Elbe. Hansa, 130.Jahrgang Nr.10; Hamburg.
- Sonderaufgabenbereich Tideelbe der Länder Hamburg, Niedersachsen, Schleswig-Holstein, mit Wassergütestelle Elbe, 2008: Wärmelastplan für die Tideelbe. Dezember 2008.
- Stehr, E., 1964: Die Wasserwirtschaft, 54. Jahrgang, August 1964, Heft 8
- Steif, H., 2002: Nordsee und Küstenlandschaft – Beispiel einer dynamischen Landschaftsentwicklung. Akad. Geowiss. Hannover, Veröffentl. 20, S. 134 – 149.
- Thumm, S., 2003: Temporale Analyse der morphodynamischen Veränderungen im Tidebereich der Elbe. Studienarbeit im Rahmen des Vertiefungsstudiums Wasserbau und Küsteningenieurwesen der Technischen Universität Hamburg-Harburg.
- von Storch, H., G. Gönnert, M. Meine and K. Woth 2008: Storm surges – an option for Hamburg, Germany, to mitigate expected future aggravation risk. Env. Sci. Pol. 11: 735 – 742 doi 10.1016/jenvsci.2008.08.003
- von Storch, H. and K. Woth 2008: Storm surges, perspectives and options. Sustainability Science 3, 33-44, doi 10.1007/s11625-008-0044-2

Wechsung, F., S. Kaden, H. Behrendt und B. Klöcking (Eds.), 2008: Integrated Analysis of the Impact of Global Change on Environment and Society in the Elbe Basin. GLOWA-Elbe Book. Weißensee Verlag, Berlin 2008.

Woth, K., R. Weisse, and H. von Storch 2006: Climate change and North Sea storm surge extremes: an ensemble study of storm surge extremes expected in a changed climate projected by four different regional climate models. *Ocean Dynamics*, doi:10.1007/s10236-005-0024-3.

Woth, K. 2005: North Sea storm surge statistics based on projections in a warmer climate: How important are the driving GCM and the chosen emission scenario? *Geophys. Res. Lett.*, 32, L22708, doi:10.1029/2005GL023762.

WSA (Wasser- und Schifffahrtsamt) Hamburg, 2007: Bericht zur Beweissicherung 2005. Teil A Textband. Wasser- und Schifffahrtsverwaltung des Bundes. Wasser- und Schifffahrtsamt Hamburg. Moorweidenstraße 14. 20148 Hamburg. Stand: Juni 2007 Vers. 04.

WSV (Wasser- und Schifffahrtsverwaltung), 1994: Staustufe Geesthacht. Bericht, WSD Ost, WSA Lauenburg. Unveröffentlicht.

ENTWURF

6 Klimabedingte Änderungen in terrestrischen und semi-terrestrischen Ökosystemen (Kai Jensen)

6.1 Ökologische Charakteristika der Metropolregion Hamburg

Unter Beteiligung von W. Hårdtle, M. Meyer-Grünefeldt, E.-M. Pfeiffer, C. Reisdorff, K. Schmidt, S. Schmidt, J. Schrautzer & G. von Oheimb)

6.1.1 Geologische Ausgangssituation, Bodengeneese und -verbreitung

Die Metropolregion Hamburg gehört mit ihren niedersächsischen, schleswig-holsteinischen und Hamburger Flächenanteilen geologisch gesehen zu den jungen Landschaften in Deutschland, die im Wesentlichen erst seit dem Quartär (< 400.000 Jahren) entstanden sind und bis heute ständig umgestaltet werden (Benda, 1995). Dabei wurden während der beiden letzten Vereisungsphasen (Saale: 310.000 bis 128.000, Weichsel: 115.000 bis 11.500 Jahren BP) mächtige Lockersedimente von Gletschern abgelagert, die unter periglazialen Permafrostbedingungen durch Frostdurchmischung (Kryoturbation) und Bodenfließen (Solifluktion) stark überprägt wurden und in Warmzeiten (Eem: 128.000 bis 115.000; Holozän: 11.500 Jahren BP bis heute) intensiv verwitterten.

Im Holozän führten Trans- und Regressionen der Nordsee zur Ablagerung von feinkörnigen Sedimenten an den Küsten und im Elbe-Urstromtal. Unter Tideeinfluss kam es vor ca. 5.000 Jahren zur Sedimentation von perimarinem Klei (feinsandig-schluffiges bis toniges Gezeitensediment), das das Substrat für die regelmäßig überschwemmten Marschengebiete bildete. Auswehungen in sandigen Fluss- und Geestniederungen führte zur Bildung von holozänen Flugsanddecken. Der postglazial stark steigende Meeresspiegel bedingte großräumige Vernässungen und führte in den Niederungen im Übergang zu den höher gelegenen Geestflächen zur Bildung von Geestrandmooren (vgl. Kap. 4.3.1: Moore).

Die eigentliche tief greifende Veränderung hat in den letzten Jahrhunderten dann der Mensch übernommen. Mit umfangreichen Eindeichungen seit dem 12. Jahrhundert kommt es nur noch im Deichvorland des Küstenraumes zur Sedimentation. Damit erhöhte sich die Geländeoberfläche im Vorland um einige Dezimeter (vgl. Kap. 4.3.1: Marschen). Entwässerung im Zuge der landwirtschaftlichen Nutzung führte zu Sackungen im Deichhinterland, so dass heute die tiefsten Flächen in den eingedeichten Marschengebieten liegen (Benda, 1995). So sind in der Metropolregion Hamburg von Nordwest nach Südost typische Landschaftsräume entstanden, die wie folgt gegliedert werden (Abb. 1):

- Küstenholozän,
- Hohe Geest (Altmoränenlandschaft),
- Niedere Geest (Vorgeest, Sandergeest),
- Elbaue östlich von Hamburg
- Östliches Hügelland (Jungmoränenlandschaft).



- Bodenregion des Küstenholzäns
- Bodenregion der (überregionalen) Flusslandschaften
- Bodenregion der Altmoränenlandschaften
- Bodenregion der Jungmoränenlandschaften
- Bodenregion der Löss- und Sandlösslandschaften

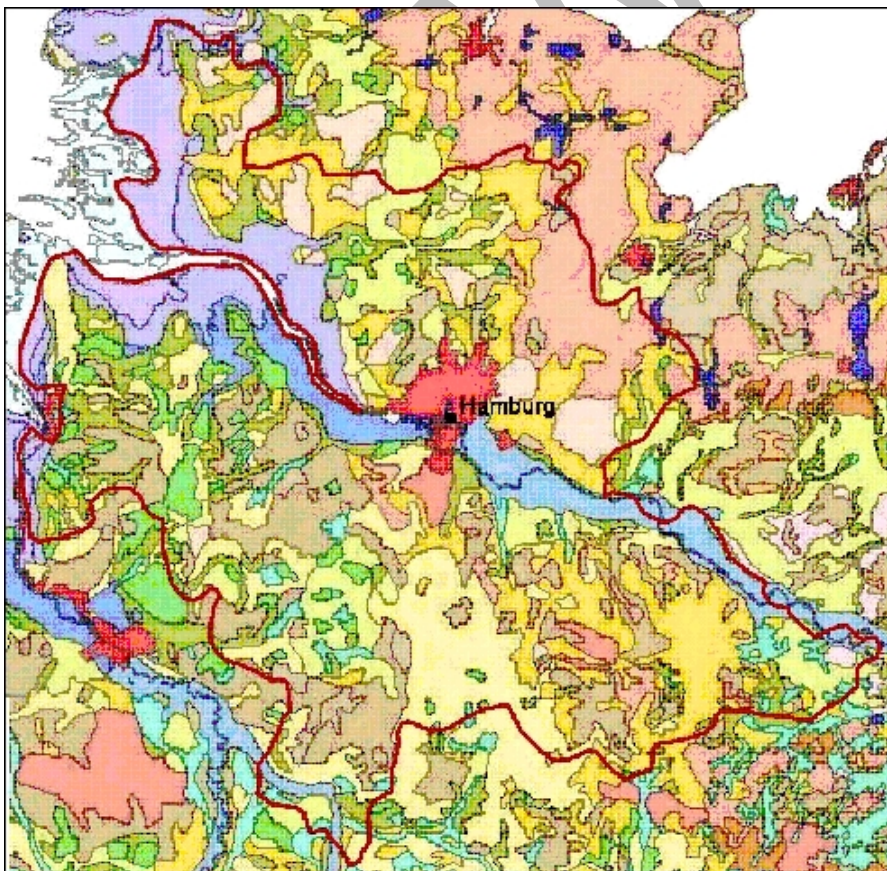
Abb. 1: Naturräume der Metropolregion Hamburg. Rote Linie entspricht der Grenze der Metropolregion.
Quelle: Arbeitskreis Boden AK 5 (2005), verändert.

Das Östliche Hügelland tritt flächenmäßig mit Gebieten in Schleswig-Holstein (Kreise Stormarn und Lauenburg) und im Nordosten von Hamburg zurück. Der größte Flächenanteil Hamburgs wie auch der Metropolregion Hamburg insgesamt gründet auf saaleiszeitlichen Sedimenten der Hohen und Niederen Geest. Die quartären Ablagerungen werden großräumig vom Elbe-Urstromtal zerschnitten.

6.1.1.1 Küstenholozän

Die geologische Entstehung dieses Naturraumes in den Küsten- und Flussniederungen mit Tideeinfluss ist auf die nacheiszeitlichen Prozesse der letzten 11.500 Jahre zurückzuführen. Der holozäne Meeresspiegelanstieg, die Ablagerung von marinen, brackischen, perimarinem (Schlick, Klei) und organischen Substraten (Torfen, Mudden), Abtragungsprozesse sowie die tief greifenden Änderungen durch den Menschen (Besiedlung, Landgewinnung, Abbau von Salztorfen, Küstenschutz, Grundwasserabsenkungen, Stromregulierungen, Baggergut-Ablagerungen u.a.) haben zur heutigen Ausprägung geführt. So entstanden z.B. die Dithmarscher Marsch, das Gebiet des Elbe-Ästuars bis hin zum Hamburger Stromspaltungsgebiet sowie die Elbauen westlich von Geesthacht.

Hinsichtlich der Substrat- und Bodengenese sind folgende Bodenformen für die Gebiete des Küsten- und Flussholozäns typisch (Schlichting 1960, Abb. 2): Die semi-subhydrischen Böden und Rohmarschen (salz- und kalkhaltig, schwach entwickelt, meist im Deichvorland) aus marinen, brackischen und perimarinem Gezeitensedimenten bildeten sich in den Wattäumen (Küstenbereich zwischen MTnw und MThw). Die von Grundwasser und Tide beeinflussten Kalkmarschen (ausgesüßt, bis 40 cm kalkhaltig) und Kleimarschen (> 40 cm entkalkt) entwickelten sich aus marinen, brackischen und perimarinem Sedimenten im Bereich der höher gelegenen Jungmarsch (meist kürzer als 700 Jahre eingedeicht). In den niedriger gelegenen Gebieten der Altmarsch (meist länger als 400 Jahre eingedeicht) sind Dwog- (begrabener Bodenhorizont einer ehemaligen Landoberfläche) und Knick- (toniger, dichter stauender Horizont) Marschen aus marinen und brackischen Gezeitensedimenten entstanden. Im Übergangsbereich zu den Geestflächen entwickelten sich Organomarschen aus stark humosen, meist tonigen Gezeitensedimenten und Geestrandmoore aus Niedermoor- und Hochmoortorfen sowie Anmoorgleye (stark humoser Grundwasserboden, im Übergang zu Moor) und Moor-Podsole (Moore über Versauerungsboden mit Fe- und Humusverlagerung vom Ober- in den Unterboden).



- Versiegelte Flächen in größeren Städten
- Gewässer
- Wattboden im Gezeitenbereich der Nordsee
- Kalkmarsch aus marinen Ablagerungen
- Kleimarsch aus brackischen Ablagerungen
- Kleimarsch aus fluviatilen Ablagerungen
- Niedermoorboden
- Hochmoorboden
- Auenboden / Gley aus lehmigen bis tonigen Auensedimenten
- Auenboden / Gley aus sandigen bis tonigen Flußsedimenten in kleinflächigem Wechsel
- Braunerde-Podsol / Podsol-Braunerde aus trockenen, nährstoffarmen Sanden
- Podsol / Braunerde-Podsol / Gley-Podsol aus sandigen Flußablagerungen
- Eisenhumus-Podsol / Podsol-Regosol aus trockenen, nährstoffarmen Sanden
- Parabraunerde / Fahlerde / Braunerde aus Sandlöß über Sand oder Lehm
- Parabraunerde / Fahlerde / Pseudogley-Parabraunerde aus Geschiebelehm
- Podsol-Parabraunerde / Podsol-Fahlerde aus sandigen Deckschichten über Geschiebelehm
- Pseudogley aus Geschiebedecksand über Geschiebelehm
- Podsolisierte Pseudogley-Braunerde / Pseudogley-Fahlerde aus Geschiebedecksand über

Abb. 2: Typische Leitböden der Metropolregion Hamburg, verändert nach Bodenkundliche Übersichtskarte Maßstab 1:1.000.000 (BÜK 1000). Fachinformationssystem Bodenkunde der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (FISBo BGR) [http://www.bgr.de/app/FISBoBGR_MapServer/index.php].

6.1.1.2 Hohe Geest

Die Hohe Geest ist von den Gletschern der Saale-Vereisung und ihren Sedimenten geprägt worden. Sie ist ca. 100.000 Jahre älter als die Jungmoränenlandschaften und wird von Grund- und Endmoränen (Geschiebelehmen, -mergeln) sowie Schmelzwasser- (Sanden, Kiesen) und Beckenablagerungen (Tonen) aufgebaut. Während der späten Saale Eiszeit und der Weichselvereisung waren diese Gebiete gletscherfrei und wurden stark durch Periglazialprozesse überprägt. Dabei kam es unter Dauerfrostbedingungen in Folge von Bodenfließen (Solifluktion), flächenhaften Abspülungen und Aus- und Aufwehungen zu Bodendeckenbildungen (Periglaziale Lagen) in Form von Fließerden, Geschiebedecksanden sowie Hang- und Flugsanddecken. Frost- und Tauwechsel führte zur intensiven Frostdurchmischung (Kryoturbation) der Böden. In der Eem-Warmzeit bedingten die höheren Temperaturen eine weitere Überprägung durch intensive Verwitterung und Bodenbildung, die heute z. T. noch als Bodenreste und Paläoböden erhalten sind. Das Bodeninventar im Gebiet der Hohen Geest umfasst die Leitbodenformen Braunerden (Verwitterungsböden mit verbrauntem & verlehmtm Unterboden), Podsole (Versauerungsböden mit Fe- und Humusverlagerung vom Ober- in den Unterboden) und Braunerde-Podsole aus lehmigen Sanden und Sanden. Diese sind in Senken und Niederungen mit Podsol-Gleyen (Grundwasserboden), Anmoorgleyen und Niedermooren vergesellschaftet (Abb. 2).

6.1.1.3 Niedere Geest

Geologisch betrachtet entstanden die Sanderebenen aus Sedimenten, welche das Wasser der tauenden Gletscher der Weichsel-Vereisung transportiert und umgelagert hat. Das Bodenmaterial besteht überwiegend aus Sanden, ist nährstoffarm, stark durchlässig und kann nur wenig nutzbare Wassermengen speichern. Als wichtige Böden herrschen grundwasserbeeinflusste Gleye und Gleye-Podsole aus grundwassernahen Sandersanden vor. In Bereichen mit hoch anstehendem Grundwasser entstanden Nieder- und Hochmoore, die heute fast vollständig durch Torfnutzung überprägt sind (vgl. Kap. 4.1.3: Moore). In den grundwasserfernen Sanderebenen mit Flugsanddecken dominieren Regosole (schwach entwickelte, kalkfreie AC-Böden mit humosem Oberboden) und Podsole (versauerte Böden mit Eisen- und Humusverlagerung aus dem Ober- in den Unterboden). In den Ebenen ohne Flugsandüberdeckung sind Braunerden charakteristisch (Abb. 2).

6.1.1.4 Östliches Hügelland

Während der Weichsel-Eiszeit kam es im östlichen Schleswig-Holstein zur Ablagerung von CaCO₃-haltigen Geschiebemergeln und entkalkten Geschiebelehmen. Glazialgeologische Prozesse wie Stauchungen durch den Wechsel von Vorstößen und Rückzug der Gletscher sowie das Abtauen von verschüttetem Gletschereis (Toteis) führten zu der starken Reliefausbildung der kuppigen Moränen. Aus- und Abschürfungen (Exaration) durch Gletscher sowie die Auffüllung mit unterschiedlichen Sedimenten bzw. organogenen Substraten (Beckentone, Schmelzwassersande, Mudden, Torfe) bedingen die Ausbildung der flachwelligen Grundmoränen. Die westlichen Ränder des Hügellandes wurden ebenfalls durch perglaziale Prozesse in der späten Weichsel-Eiszeit überformt.

Die wichtigsten Leitböden der flachen Grundmoränen sind Parabraunerden (Böden mit Tonverlagerung vom Ober- in den Unterboden) und Pseudogley (Stauwasserböden) aus Geschiebelehmen und -mergeln. In Folge von flächenhaftem Bodenabtrag bildeten sich Kolluvisole (Böden aus akkumulierten, humosen, anderenorts erodiertem Bodenmaterial) aus. In Senken kommen Gleye (Grundwasserböden) und Anmoorgleye vor. Auf den sandigen Eisrandlagen entwickelten sich Brauerden aus Geschiebesand und Geschiebedecksanden und auf Stauchendmoränen kommen Parabraunerden aus Geschiebelehmen vor (Schlichting, 1960; Abb. 2).

6.1.1.5 Elbauen

Aus nacheiszeitlichen, fluviatilen Sedimenten der Elbe bildeten sich östlich von Hamburg grundwasserbeeinflusste Böden, die einer Auendynamik unterliegen und einen tief liegenden reduzierten Gr-Horizont aufweisen. Diese periodisch bis episodisch überfluteten Auenböden der Elbaue, die sich flussaufwärts ab dem Wehr in Geesthacht befinden, sind durch stark schwankende Grundwasserstände gekennzeichnet, da das Grundwasser mit dem Elbwasserspiegel in Verbindung steht und somit der Grundwasserstand der Auenböden vom Wasserstand der Elbe abhängt. Eingedeichte Elbauen werden z.T. noch durch Qualmwasser überstaut. Im Elbtal sind folgende Böden typisch:

Vega-Gleye (braune Auenböden mit mächtigem humosem Oberboden mit Grundwassereinfluss) und Auengleye aus feinsandigen bis tonigen Auensedimenten. Auf den Dünensanden des Elbtales entwickelten sich Regosole (schwach entwickelte, kalkfreie AC-Böden mit humosem Oberboden) und im grundwasserbeeinflussten Niederungsbereich Gley-Regosole. Im vermoorten Auenbereich des Elbtalrandes entstanden Niedermoore, die z.T. von dünnen Sand- und Schlickschichten überlagert sind. In den Niederterrassen des Urstromtales sind Braunerden aus Sanden ausgebildet, die z.T. periglaziale Überdeckungen oder Überlagerungen durch Abschlämmsmassen in Folge von Erosion des Elbtalrandes aufweisen (Abb. 2).

Im Hamburger Stadtgebiet kommen neben den naturnahen Böden der höher gelegenen Geestflächen (Parabraunerden, Pseudogleye, Braunerden, Podsole), der tief liegenden eingedeichten Marschen

(Flusskalk- und Flusskleimarschen) und der flussnahen, tidebeeinflussten Marschen (Flussrohmarschen) der Deichvorländer vor allem stark überprägte und stark versiegelte Stadtböden aus umgelagerten natürlichen und technogenen Substraten vor (vgl. Kap. 4.3.2: Urbane Ökosysteme). Die flächenhafte Verbreitung der Bodenausgangssubstrate in Hamburg kann der Abb. 3 entnommen werden.

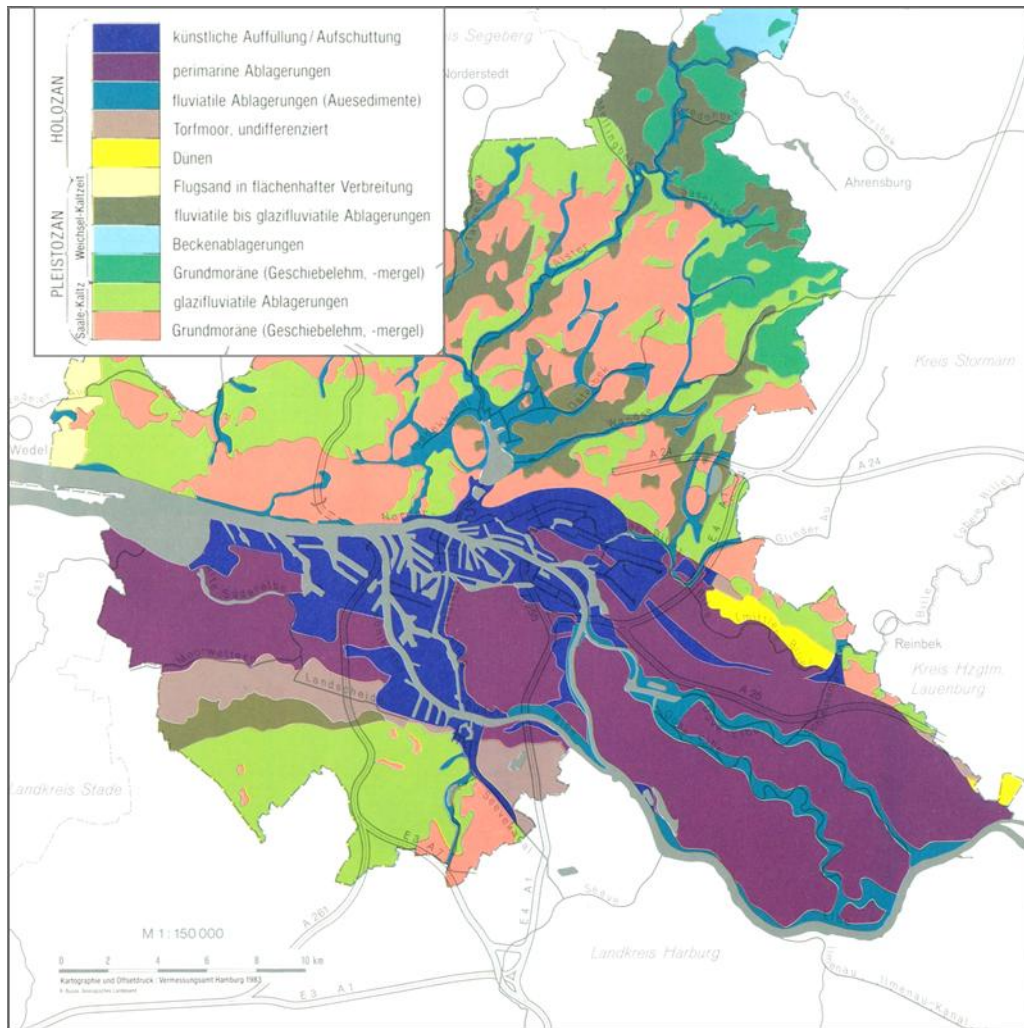


Abb. 3: Quartäre Bodenablagerungen im Hamburger Stadtgebiet (verändert nach Baubehörde Hamburg 1983).

6.1.2 Postglaziale Vegetationsentwicklung und Verbreitung der Potentiell Natürlichen Vegetation

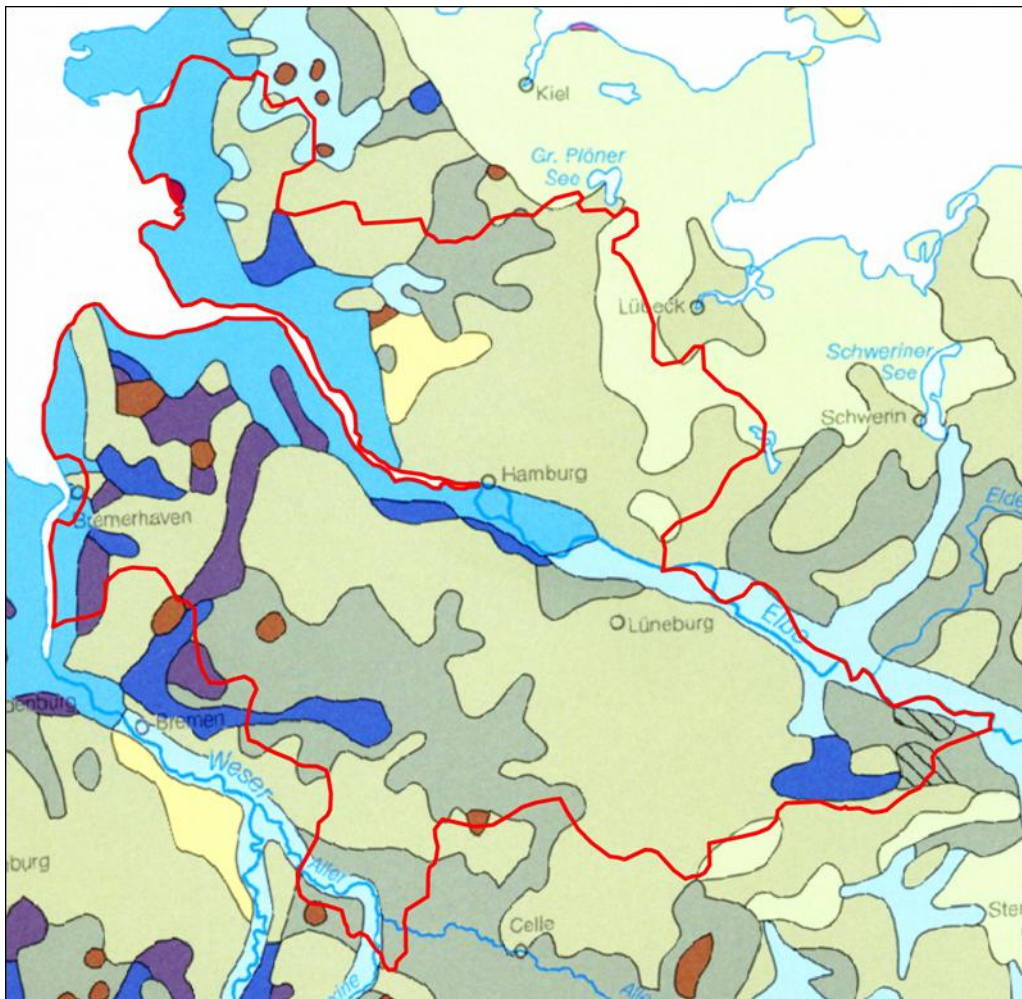
Die Vegetationsdecke in der Metropolregion Hamburg unterlag in den letzten Jahrtausenden nach der Weichsel-Eiszeit einer schnellen Dynamik. Während der maximalen Eisausdehnung der Weichselvereisung vor etwa 20.000 Jahren waren die eisfreien Gebiete des heutigen Schleswig-Holstein, Hamburg und Niedersachsen (Hohe und Niedere Geest) von einer Vegetation bedeckt, die in Zusammensetzung und Struktur der heutigen arktischen Tundra ähnelte. Mit dem einsetzenden Abschmelzen der Gletscher, der allgemeinen Klimaerwärmung und auch der Erhöhung der Niederschläge setzte im Spätglazial (vor etwa 12.000 Jahren) eine rasante Vegetationsentwicklung ein: Zunächst entwickelten sich lichte Kiefern-Birken-Wälder, etwa vor 8000 Jahren waren dann bereits dichte Eichen-Linden- bzw. an feuchteren Standorten Eschen-Ulmen-Wälder entwickelt. Die weitere Vegetationsentwicklung wurde dann bereits durch die einsetzende menschliche Besiedlung überprägt.

Auch die Ausbreitung der Rotbuche (*Fagus sylvatica*), die vor etwa 4000 bis 5000 Jahren die Metropolregion Hamburg erreichte, wurde vermutlich durch die damaligen Wald- bzw. Holznutzungen gefördert (vgl. z.B. Ellenberg, 1996, Leibniz-Institut für Länderkunde, 2003, Barber et al., 2004).

Der skizzierte geologische Aufbau sowie der in Kapitel 1.2 vorgestellte natürliche Klimagradient spiegeln sich in der Verbreitung der Potentiell Natürlichen Vegetation (PNV) der Metropolregion Hamburg (Abb. 4). Die PNV stellt (als Modell) die sich unter heutigen klimatischen und edaphischen Bedingungen, aber ohne direkte Einflüsse des Menschen schlagartig einstellende Vegetation dar.

Bodensaure, artenarme Drahtschmielen-Buchenwälder und Eichen-Buchenwälder sowie hygrophile Eichen-Buchenwälder mit Pfeifengras sind großflächig die in der Hohen und Niederen Geest vorherrschenden Einheiten der PNV. Insbesondere im südlichen Bereich der Metropolregion Hamburg (Landkreise Soltau-Fallingb. und Rotenburg) werden Birken-Stieleichen-Wälder als PNV angegeben. Im Elbe-Urstromtal östlich von Hamburg kommen Hartholzauen im Komplex mit Weichholzauen sowie Erlen-Eschenwälder und Eschen-Ulmenwälder vor. Westlich von Hamburg werden für die (heute) eingedeichten Marschen des Elbe-Ästuars sowie die eingedeichten Marschen in Dithmarschen und im Landkreis Cuxhaven als PNV Stieleichen-Eschenwälder angegeben. Salzvegetation dominiert als PNV die Außendeichflächen der Küste und des äußersten Bereichs des Elbe- und des Weser-Ästuars.

Auf der Jungmoräne im Kreis Herzogtum-Lauenburg würden sich ohne Einfluss des Menschen Waldmeister bzw. Flattergras-Buchenwälder entwickeln. Schließlich sind für den westlichen Bereich der Metropolregion (vor allem Landkreise Stade, Cuxhaven und Rotenburg) großflächig atlantisch-subatlantische Sphagnum magellanicum-Hochmoore sowie nasse Birkenwälder (*Betula pubescens* s. l.) und nasse Heiden auf Standorten degraderter Hochmoore als PNV anzusehen. (vgl. Leibniz-Institut für Länderkunde, 2003).



- Planar-kolliner Waldmeister und Bingelkraut-Buchenwald
- Planarer, bodensaurer Drahtschmielen-(Eichen-)Buchenwald
- Atlantsich-subatlantischer bodensaurer Birken-Stieleichenwald
- Erlenbruch
- Auen- und Feuchtwald
- Feuchtwald der eingedeichten und ausgesüßten Marschen
- Birkenbruch und Feuchtheide
- Hoch- und Übergangsmoor
- Salzvegetation der Nord- und Ostseeküste

Abb. 4: Verbreitung der Potenziell Natürlichen Vegetation in der Metropolregion Hamburg. Rote Linie gibt die Grenzen der Metropolregion an. Quelle: Leibniz-Institut für Länderkunde (2003), verändert.

6.2 Auswirkungen des Klimas auf terrestrische und semi-terrestrische Ökosysteme

Der prognostizierte Klimawandel wird sich (auch in der Metropolregion Hamburg) auf die entwickelten Ökosysteme, die Verbreitung von Tier- und Pflanzenarten und auf die Artenzusammensetzung von Biozöosen auswirken. Dabei können die in der Literatur beschriebenen generellen Folgen des Klimawandels auf die Physiologie von Pflanzenarten, auf die phänologische Entwicklung sowie auf die Änderungen von Verbreitungsmustern prinzipiell auf die Metropolregion

übertragen werden. Gleiches gilt auch für ökosystemare Prozesse im Landschaftsmaßstab wie den Wasser- und Nährstoffhaushalt. Allerdings ist mit regionalen Abweichungen zu rechnen, die zum einen dadurch zustande kommen können, dass bereits heute ein klimatischer Gradient in der Metropolregion besteht und dass dieser durch den Klimawandel zukünftig in seiner Ausprägung verändert wirken könnte (vgl. Kap. 1 und Kap. 2). Auch spielen in der norddeutschen Kulturlandschaft Landnutzungsform und -intensität eine prägende Rolle für die ökologische Ausstattung der Landschaft. Weiterhin hängen die Reaktionen von Organismen auf Klimaänderungen auch von ökosystemaren Einflussgrößen (z.B. Vorkommen oder Fehlen bestimmter Konkurrenten, Herbivoren, Pathogene) ab. Letztlich ist auch die Reaktion von Ökosystemen auf den Klimawandel von der landschaftsökologischen Einbettung der Ökosysteme abhängig, so dass auch hier Abweichungen von generellen Tendenzen auftreten können.

Vor diesem Hintergrund sollen in den nächsten Abschnitten zunächst generelle Wirkungen des Klimawandels auf Arten und Ökosysteme skizziert werden. Anschließend wird für ausgewählte Ökosysteme der Metropolregion Hamburg der Kenntnisstand zu möglichen Auswirkungen des Klimawandels auf diese Systeme zusammengefasst. Hierbei werden zunächst naturnahe Ökosysteme (Wälder, Küstenmarschen, Moore), anschließend Ökosysteme der (historischen) Kulturlandschaft (Heiden, Feuchtgrünland) und abschließend Systeme des Siedlungsraums bearbeitet.

6.2.1 Pflanzen und Klimaänderungen: Ökophysiologie, Phänologie, Verbreitungsgrenzen sowie biotische Interaktionen

Thomas et al. (2004) und auch Thuiller et al. (2005) prognostizieren als Folge des Klimawandels massive Artenverluste in Europa (10-30% des derzeitigen Artenbestandes bis 2050). Araujo et al. (2004) weisen darauf hin, dass der prognostizierte Klimawandel dazu führen wird, dass Pflanzenarten aus den derzeit vorhandenen Schutzgebieten verloren gehen werden. Nicht in allen Regionen wird der Klimawandel jedoch zu einem Verlust an Biodiversität führen. So prognostiziert z.B. Wolgemuth (1998) einen Anstieg der Pflanzenartenvielfalt für die montan geprägten Regionen der Schweiz als Folge des Klimawandels und auch im nordwestdeutschen Raum wird die Biodiversität der Pflanzen vermutlich eher zu- als abnehmen, da die prognostizierten Artenverluste durch neu eingewanderte Arten aus südlichen oder kontinental geprägten Regionen mehr als kompensiert werden dürften (Zebisch et al., 2005, Metzling, 2005; vgl. aber Angaben in Pompe et al., 2008).

Eine Zu- oder Abnahme der Biodiversität ist allerdings nur eine letzte Manifestation ökologischer Veränderungen: Sowohl physiologische Reaktionen (z.B. Ainsworth & Long, 2005) als auch phänologische Rhythmen (z.B. Berthold, 1997, 1998, Chmielewski & Rotzer, 2002, Wieden, 2003, Menzel et al., 2006) von Organismen sind direkt ‚klimasensitiv‘. An ihnen sind also vergleichsweise einfach durch den Klimawandel bedingte Änderungen feststellbar. Physiologische und phänologische Änderungen können zu veränderter Biomasseproduktion und Reproduktion der Organismen, zu Verschiebungen im Konkurrenzgefüge und zu Änderungen der Artenzusammensetzung von Lebensgemeinschaften sowie der Stoff- und Energieflüsse in Ökosystemen führen (vgl. Leuschner & Schipka, 2004).

6.2.1.1 Phänologie

Auswirkungen des Klimawandels auf die Phänologie von Pflanzenarten sind besonders offensichtlich und mittlerweile gut dokumentiert. So zeigten Chmielewski et al. (2004), dass in Deutschland die mittlere Jahrestemperatur (Anstieg um 0,36 °C pro Jahrzehnt) und auch die für den Beginn der Vegetationsentwicklung bedeutsamen Durchschnittstemperaturen zwischen Februar und April (Anstieg um 0,41 °C pro Jahrzehnt; 1961-2000) angestiegen sind. Als Auswirkung dieses Temperaturanstiegs haben im gleichen Zeitraum der Beginn der Vegetationsperiode um 2,3 Tage und der Beginn der Kirsch- und Apfelblüte um 2,0 bzw. 2,2 Tage pro Jahrzehnt früher eingesetzt (Chmielewski et al. 2004). Für Hamburg ist dokumentiert, dass sich die Forsythienblüte seit 1945 um

etwa 4 Wochen verfrüht hat (vgl. Roetzer et al. 2000). Insgesamt hat sich in Mitteleuropa in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts die Vegetationsperiode um etwa 10 Tage verlängert. Modellberechnungen von Maak & von Storch (1997) zeigen, dass es durch eine Verdopplung bis Verdreifachung der atmosphärischen CO₂ Konzentration und deren Auswirkungen auf die Lufttemperatur in Norddeutschland zu einem zwei- bis vierwöchig verfrühten Einsetzen der Blüte von *Galanthus nivalis* (Schneeglöckchen) kommen könnte.

Die Phänologie der Organismen wird aber nicht nur von den großräumigen Klimaänderungen beeinflusst. Sie ist vielmehr auch von mesoklimatischen Unterschieden zwischen Ballungszentren und ländlich geprägten Regionen abhängig. Roetzer et al. (2000) konnten für den mitteleuropäischen Raum nachweisen, dass in städtischen Ballungszentren wie Berlin, Hamburg, München oder Frankfurt der Vorfrühling 3,8 bis 4 Tage früher einsetzt als in den umliegenden Regionen. Weiterhin wiesen die Autoren einen deutlichen Trend hin zu einem früheren Einsetzen des Vorfrühlings zwischen 1980 und 1995 nach. Dieser Trend war für die ländlich geprägten Regionen ausgeprägter als für die Ballungszentren.

6.2.1.2 Ökophysiologie

Zentrale physiologische Leistungen von Pflanzen werden von Faktoren gesteuert, die durch den Klimawandel in Veränderung begriffen sind. Die Photosyntheseleistung hängt von der CO₂-Konzentration in der Atmosphäre ab, Respiration und Photosynthese werden auch von der Temperatur gesteuert. Indirekt können auch die Wasser- und Nährstoffnutzungseffizienz durch Änderungen der Wuchsbedingungen beeinflusst werden. Auch Stressreaktionen der Pflanzen auf zunehmende Sommertrockenheit, erhöhte Salinität oder verminderte O₂-Verfügbarkeit im Wurzelraum sind prinzipiell klimasensitiv. Im Laufe der letzten 25 Jahre wurden vor allem Untersuchungen an Nutzpflanzen und an Bäumen durchgeführt, die mögliche Auswirkungen des Klimawandels auf die physiologischen Leistungen von Pflanzen fokussiert haben. Untersuchungen an krautigen Wildpflanzen sind hingegen nach wie vor rar. Für die Interpretation der Ergebnisse kommt erschwerend hinzu, dass viele physiologische Reaktionen kontextabhängig sind, d.h. dass sie auch von der Begleitvegetation, vom Vorkommen oder Fehlen anderer Organismen abhängig sind. Trotzdem soll im Folgenden versucht werden, eine kurze Zusammenfassung der bisherigen Erkenntnisse zu geben:

CO₂-Anreicherungen in geschlossenen oder halboffenen Systemen führen zu einer Steigerung der Primärproduktion (Jablonsky et al., 2002). Jedoch zeigen langfristig durchgeführte Freilandexperimente mit erhöhten CO₂-Konzentrationen (sog. FACE-Experimente; free air CO₂ enrichment), dass hier die Steigerung der Primärproduktion geringer als erwartet ausfiel und in vielen Fällen als nicht statistisch signifikant zu betrachten ist. Ainsworth & Long (2005) und Ainsworth & Rogers (2007) zeigen in ihren Meta-Analysen von über 100 wissenschaftlichen Fachartikeln, dass ein erhöhtes CO₂-Angebot nicht lediglich zu einer „besseren“ Auslastung des unter gegenwärtigen Bedingungen CO₂-limitierten Photosyntheseapparates führt. Vielmehr reagieren C₃-Pflanzen auf das erhöhte CO₂-Angebot mit „Einsparungen“ am Photosyntheseapparat: Das Carboxylierungspotenzial wird um durchschnittlich 13%, die Kapazität des photosynthetischen Elektronentransports um 5% verringert. Da das carboxylierende Enzym RubisCO durchschnittlich etwa 25% des Blattstickstoffes Höherer Pflanzen ausmacht (vgl. Ellis, 1979), bewirkt der verringerte Gehalt an diesem Enzym unter erhöhten CO₂-Konzentrationen einen Rückgang des Stickstoffgehaltes der Blätter in der Größenordnung von 5%. Daraus resultiert letztlich ein erhöhtes C/N-Verhältnis, das sich auf die Abbaurate der abgestorbenen Biomasse und somit auf die Qualität und Quantität der organischen Bodenbestandteile auswirken kann (vgl. Kap. 4.2.2). Überraschenderweise wurde in einigen Experimenten unter erhöhtem CO₂ auch eine Steigerung der Photosyntheserate bei C₄ Pflanzen gefunden. Diese Erhöhung könnte durch eine Erhöhung der Wassernutzungseffizienz verursacht werden (z.B. Gray & Mogg, 2001). C₄ Pflanzen sollten vor allem von einer Erhöhung der Temperatur profitieren. Tatsächlich wurde im Laufe der letzten Jahrzehnte eine Zunahme des Anteils und der Anzahl vorkommender C₄ Pflanzen beispielsweise am Rhein und an der Elbe nachgewiesen. Ob

allerdings diese Veränderungen tatsächlich auf veränderte Klimaparameter zurückzuführen sind oder aber direkte anthropogene Eingriffe die Förderung verursacht haben, ist bislang unklar (Brandes, 1995, Schmitz, 2006).

Die skizzierte pflanzliche Anpassung an erhöhte CO₂-Konzentrationen wird offenbar durch das Stickstoffangebot moduliert. Die „Einsparungen“ im Photosyntheseapparat von C₃-Pflanzen treten unter guter Stickstoff-Versorgung der Pflanzen weniger deutlich oder gar nicht in Erscheinung (Ainsworth & Long, 2005). Auch die Stickstoffversorgung steht allerdings unter dem Einfluss klimatischer Veränderungen. Die N-Versorgung des Bodens kann unter erhöhten CO₂-Konzentrationen innerhalb weniger Jahre deutlich abnehmen (Peralta & Wander, 2008), auch eine Erhöhung der N-Aufnahme bei steigendem CO₂ Gehalt wurde festgestellt (Hu et al., 2005). Dieser erhöhte N-Bedarf kann die N-Verfügbarkeit in Böden verringern, kann aber auch durch höhere mikrobiologische Bodenaktivität zu einer Stickstoffmobilisierung aus nicht-pflanzenverfügbaren Quellen führen oder aber durch hohe atmosphärische N-Einträge kompensiert oder überkompensiert werden. Eine „Aktivierung“ der Mikroorganismen-Gemeinschaften im Boden kann z.B. über eine qualitative und quantitative Veränderung der „Rhizodeposition“ infolge veränderter Versorgungslage der Pflanze mit Kohlenstoff, aber auch durch eine Temperaturerhöhung oder eine Veränderung des Bodenwassergehaltes erfolgen (vgl. Kap. 4.2.2).

Unter erhöhten CO₂-Konzentrationen ändert sich auch die stomatäre Leitfähigkeit von Höheren Pflanzen: Sie wurde unter FACE-Bedingungen durchschnittlich um 20% verringert, so dass pro fixiertem CO₂ deutlich weniger Wasser transpiriert wurde (Ainsworth & Long, 2005, Ainsworth & Rogers, 2007). Da je nach Ökosystem mehr als 50% des Niederschlagswassers durch Transpiration an die Atmosphäre zurückgegeben werden, kann durch eine Reduktion der stomatären Leitfähigkeit die Wasserbilanz auf allen Systemebenen beeinflusst werden. Gedney et al. (2006) und Betts et al. (2007) zeigten, dass die physiologische Reaktion der Pflanzen auf die steigenden atmosphärische CO₂-Gehalte für die Zunahme des kontinentalen Oberflächenabflusses in relevantem Maße mitverantwortlich sein können. Inwieweit allerdings reduzierte stomatäre Leitfähigkeiten die Transpiration verringern werden, ist ungewiss, denn die erwarteten Klimaveränderungen betreffen mit höheren Temperaturen und verändertem Strahlungsregime zwei weitere Determinanten der Transpiration. Luft mit höherer Temperatur hat einen höheren Sättigungsdampfdruck, d.h. bei gleich bleibendem Wassergehalt wäre das Dampfdruckdefizit größer, wodurch die treibende Kraft der Transpiration zunimmt. Höhere Strahlungsmengen (die besonders während andauernder Trockenphasen zu erwarten sind) führen zu einer höheren Blatt-Temperatur und somit zu einem Anstieg der Dampfdruckdifferenz zwischen Blattoberfläche und Umgebung, so dass auch dadurch die treibende Kraft der Transpiration zunehmen kann. Somit ist ungewiss, inwieweit die reduzierte stomatäre Leitfähigkeit diese Steigerungen der treibenden Kraft der Transpiration auszugleichen vermag (Kirschbaum, 2004).

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass die unmittelbaren Wirkungen einzelner klimawandelbedingter Faktoren auf die Homöostase der Pflanze durch zahlreiche FACE-Experimente vergleichsweise gut dokumentiert sind. Es zeigen sich deutliche Tendenzen, deren Richtungen für C₃-Pflanzen als nahezu einheitlich gelten können: reduzierte Assimilationskapazität, dennoch höhere Nettoprimärproduktion; höhere Wassernutzungseffizienz infolge verringerter Blattleitfähigkeiten, erhöhtes C/N-Verhältnis, erhöhter Kohlenhydratgehalt, damit verbunden veränderte sink/source Verhältnisse. Die quantitativen Ausprägungen der Reaktionen unterscheiden sich jedoch erheblich zwischen betrachteten Ökosystemen, Pflanzen-Funktionsstypen (z.B. Bäume, Gräser, Sträucher) und auch zwischen einzelnen Arten derselben Funktionskategorie. Auch die bislang fokussierten Lebensstadien schränken die Übertragbarkeit der Ergebnisse ein: Für langlebige Organismen (Gehölze) wurden Untersuchungen hinsichtlich der Klimasensitivität häufig an Keimlingen und/oder Jungpflanzen durchgeführt, obwohl für diese Organismen die adulte Lebensphase von großer Bedeutung ist (vgl. Leuschner & Schipka, 2004). Andererseits liegen über mögliche Auswirkungen der Klimaänderungen auf Keimung und Etablierung von kurzlebigen krautigen Arten bislang kaum Untersuchungen vor (siehe aber z.B. Hovenden et al., 2008), obwohl für diese Arten Keimung und Etablierung besonders sensitiv gegenüber Klima- und Standortbedingungen sein können.

6.2.1.3 Biotische Interaktionen

Vorhersagen über längerfristige Auswirkungen des Klimawandels auf terrestrische und semi-terrestrische Ökosysteme werden vor allem dadurch erschwert, dass Organismen in der Natur in vielfältigen Wechselwirkungen zueinander stehen. Da nicht alle Organismen auf die prognostizierten Klimaänderungen gleichermaßen reagieren (s.o.) und sich weiterhin Ausbreitungs- und Beharrungsvermögen der Arten voneinander unterscheiden, werden auch die biotischen Wechselwirkungen zwischen den gleichzeitig in einem Ökosystem vorhandenen Arten durch den Klimawandel verändert. Dabei können grundsätzlich die Wechselwirkungen zwischen Arten unterschiedlicher trophischer Ebenen oder aber auch zwischen Arten der gleichen trophischen Ebene betroffen sein.

Suttle et al. (2007) zeigen beispielsweise experimentell, dass Produktivität und Diversität von Grasländern in trockenen Regionen durch eine Erhöhung des Frühjahrsniederschlags zunächst zunimmt. Nach wenigen Jahren ändern sich aber die Konkurrenzbeziehungen zwischen den Pflanzen dahingehend, dass es zur Dominanz von Gräsern kommt, deren tote Phytomasse am Boden zu Streuaufgaben akkumuliert, so dass Keimung und Etablierung insbesondere von kurzlebigen Arten unterdrückt wird (vgl. auch Jensen & Gutekunst 2003). Durch diese Veränderungen der biotischen Interaktionen sinken Produktivität und Diversität trotz offensichtlich verbesserter Wachstumsbedingungen in dem untersuchten Ökosystem.

Auch durch den Klimawandel bedingte mögliche Arealverschiebungen der Rotbuche (*Fagus sylvatica*) in Mitteleuropa werden mit veränderten Konkurrenzbeziehungen zwischen den vorkommenden Gehölzarten in Verbindung gebracht. Bei Zunahme der Temperatur und gleichzeitigem Abfall der Menge des Sommerniederschlags kann es zum Rückgang oder Ausfall der Rotbuche kommen. Nach Ellenberg (1996) nimmt der Anteil der Rotbuche in den Wäldern in Mitteleuropa dort deutlich ab, wo der Quotient aus der Temperatur des wärmsten Monats sowie der Summe der Niederschläge einen bestimmten Wert überschreitet. Franke & Köstner (2007) nutzten diesen Quotienten um mögliche durch den Klimawandel bedingte Verbreitungsänderungen der Rotbuche für Mitteleuropa zu prognostizieren. Eine Abnahme der Konkurrenzkraft der Rotbuche kann auch anhand ökophysiologischer Untersuchungen an *Fagus sylvatica* und *Quercus petraea* aus dem norddeutschen Raum abgeleitet werden, nach denen in sehr trockenen Sommern bei der Rotbuche eine Reduktion der Photosyntheseleistung (A_{max}) um bis 30% und eine entsprechend verringerte Wuchsleistung auftreten kann (Leuschner et al., 2001; vgl. auch Kap. 4.3.1.: Wälder).

6.2.1.4 Arealverschiebungen und Ausbreitungsökologie

In jüngerer Zeit wurden vor allem Arealverschiebungen von Arten als Folge der Klimaänderung untersucht (z.B. Berry et al., 2002, Thomas et al., 2004, Metzger, 2005, Harrison et al., 2006, Dormann, 2007, Pompe et al., 2008). Generell wird davon ausgegangen, dass Tier- und Pflanzenarten nur unter spezifischen Klima- und Standortbedingungen („bioclimatic envelope“) vorkommen können und dass sich bei einer Änderung des Klimas das potenzielle Verbreitungsgebiet der Arten ändert. Pompe et al. (2008) präsentieren erste Modellrechnungen, wie sich klimainduzierte Arealverschiebungen von 845 Pflanzenarten auf die Pflanzenartenvielfalt in Deutschland auswirken könnten. Dabei wurden neben den Klimaprognosen auch Bodeneigenschaften und mögliche Landnutzungsänderungen als Modellinput verwendet. Die Ergebnisse zeigen, dass die Artenvielfalt vor allem in den zentralen und südlichen Regionen Deutschlands eher zunehmen wird, und dass die prognostizierten Veränderungsraten für das nordwestdeutsche Tiefland am geringsten sind.

Ob die jeweiligen Arten den „verschobenen Lebensraum“ innerhalb ihres „bioclimatic envelope“ tatsächlich besiedeln können, hängt vor allem von der Ausbreitungsökologie der einzelnen Arten sowie von der Barriere- bzw. Verbundwirkung der jeweiligen Landschaft ab (z.B. Higgins & Richardson, 1999). Den starken Unterschieden hinsichtlich der Ausbreitungsfähigkeit von Pflanzen- (z.B. Vogt et al., 2007) und Tierarten und auch Tiergruppen (z.B. Insekten, Vögel, Amphibien) muss hier bei Prognosen Rechnung getragen werden. Allerdings ist der Kenntnisstand derzeit nicht so groß,

dass verlässliche Prognosen oder Modellrechnungen vorliegen (vgl. z.B. Neilsson et al., 2005). Erschwert wird die Migration zahlreicher Arten in Mitteleuropa heute vor allem von der starken Fragmentierung der Landschaft. Gerade naturnahe Ökosysteme (mit Ausnahme der Küstenmarschen; vgl. Kap 4.3.1.: Küstenmarschen) kommen heute zumeist nur vereinzelt in der Landschaft vor, so dass Ausbreitungsprozesse erheblich erschwert sind. Als Konsequenz zeigen auch die Modellergebnisse von Pompe et al. (2008) für Deutschland ausgeprägte Unterschiede in der Veränderung der Artenvielfalt in Abhängigkeit von angewendeten Ausbreitungsszenarien: Während im (unrealistischen) 'no dispersal-Szenario' eine Abnahme der Artenvielfalt in allen Modellrechnungen zu verzeichnen war, nimmt die Artenvielfalt unter dem (ebenfalls unrealistischen) 'universal-dispersal-Szenario' nur leicht ab oder sogar leicht zu. Diese Ergebnisse verdeutlichen, dass hinsichtlich der Berücksichtigung realistischer Ausbreitungsdistanzen für Pflanzenarten noch erheblicher Untersuchungsbedarf besteht (vgl. auch. Thuiller et al., 2008).

Im norddeutschen Tiefland dürften vor allem solche Pflanzenarten auf den Klimawandel sensitiv durch Arealveränderungen reagieren, die hier ihre Verbreitungsgrenzen erreichen. Generell ist nach Dierßen et al. (2008) mit einer Zunahme thermophiler, nitrophiler und/oder hemerophiler Sippen sowie einer Abnahme von Arten mit nördlichem und/oder atlantischem Verbreitungsschwerpunkt zu rechnen. So könnte beispielsweise *Ranunculus hederaceus* (Efeublättriger Wasserhahnenfuß; atlantisch verbreitet), die im westlichen Teil der Metropolregion vorkommt, im östlichen aber fehlt, durch den Klimawandel zurückgedrängt werden. Ähnliches gilt auch für die in Deutschland vom Aussterben bedrohte Art *Cornus suecica* (Schwedischer Hartriegel; boreal verbreitet), die im Nordwesten der Metropolregion Hamburg vorkommt, im Südosten aber fehlt. Hingegen ist beispielsweise bei *Pulicaria dysenterica* (Ruhr-Flohkraut), die südlich verbreitet ist und die Nordostgrenze ihres heutigen Areals in Schleswig-Holstein bzw. im südlichen Dänemark erreicht, mit einer Zunahme an entsprechenden Standorten (Süß- und Brackwasserröhrichte) in der Metropolregion Hamburg zu rechnen (vgl. Abb. 5).

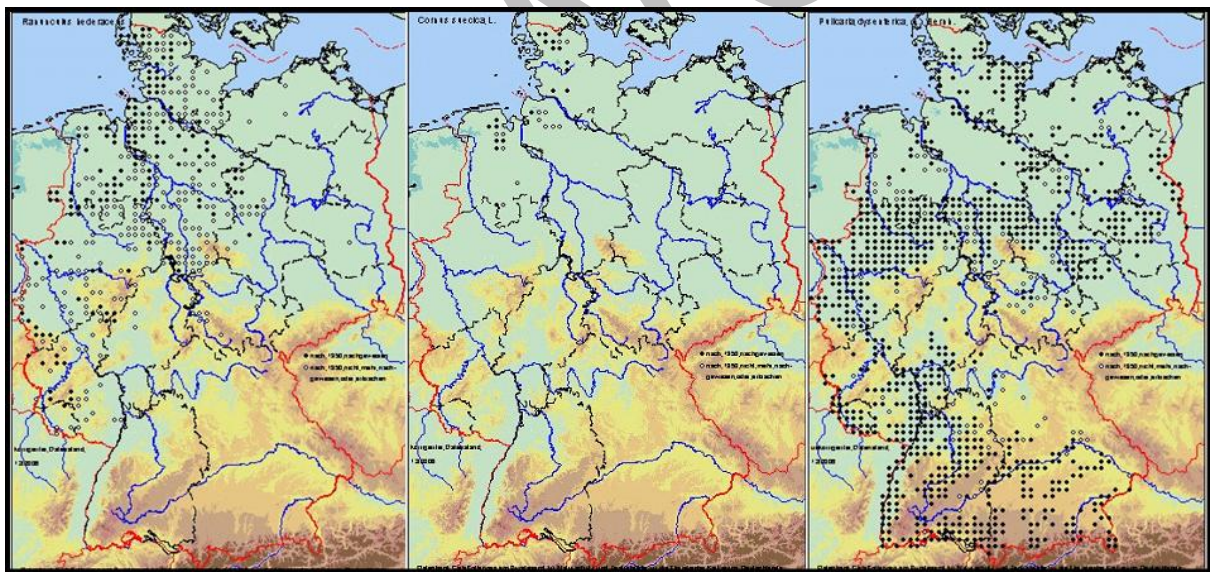


Abb. 5: Verbreitung von *Ranunculus hederaceus*, *Cornus suecica* und *Pulicaria dysenterica* in Deutschland. Quelle: [<http://www.floraweb.de>]

6.2.2 Böden und Klimaänderungen

Die Genese und Funktionen von Böden werden sowohl durch die Faktoren Ausgangsgestein, Organismen (Flora, Fauna, Mensch), Relief und Zeit als auch durch das Klima bestimmt (Scheffer, 2008). Dies dokumentiert sich nicht zuletzt in den vom Klima gesteuerten großen Vegetations- und Bodenzonen unseres Erdsystems. Bei der Beurteilung relevanter Bodenfunktionen (BBodSchG 1998),

z.B. Nutzungsfunktion als Standort für Nutz- und Energiepflanzen (vgl. Kap. 5.2), Regelfunktion für Grundwassererneuerung, Lebensraumfunktion für Ökosystemqualität oder Geschichtliche Funktion als Archive, spielt immer auch das Klima eine entscheidende Rolle. Aber auch die Wechselwirkung Boden–Klima ist von Bedeutung, denn Böden beeinflussen und modifizieren auch unser Klima, z.B. durch ihre Quell- und Senkenfunktion für Kohlenstoff oder für klimarelevante Spurengase.

Die Einflüsse von Klimaänderung auf Böden und Bodenbildung sind äußerst komplex (Varallyay, 1990, siehe Abb. 6). Auf qualitative Veränderungen in der Pedosphäre hinsichtlich direkter Reaktionen und möglicher Langzeiteffekte von Klimaänderungen weisen Scharpenseel et al. (1990), Varallyay (1990) sowie Kimble et al. (1998), Pfeiffer (1998a), sowie Scharpenseel & Pfeiffer (1998) hin. Bisher liegen nur vereinzelte Untersuchungen zur qualitativen Bewertung einer klimatisch bedingten Änderung von Bodeneigenschaften vor (Brinkmann & Sombroek 1996, Kamp 2007, Bayrisches Landesamt für Umwelt 2008) und quantitative Bewertungen fehlen derzeit. Erschwerend kommt bei der Beurteilung dazu, dass aktuelle Simulationen zu globalen und regionalen Klimaänderungen selbst noch mit großen Unsicherheiten behaftet sind. Auswirkungen von Klimaänderungen und ihren Folgen für Böden stellt ein bisher unzureichender Forschungsgegenstand dar, da mögliche Rückkopplungseffekte zeitlich verzögert sind und bisher nur direkte Einflüsse auf Böden und nicht die langfristigen Effekte modelliert werden können (Emmett et al., 2004).

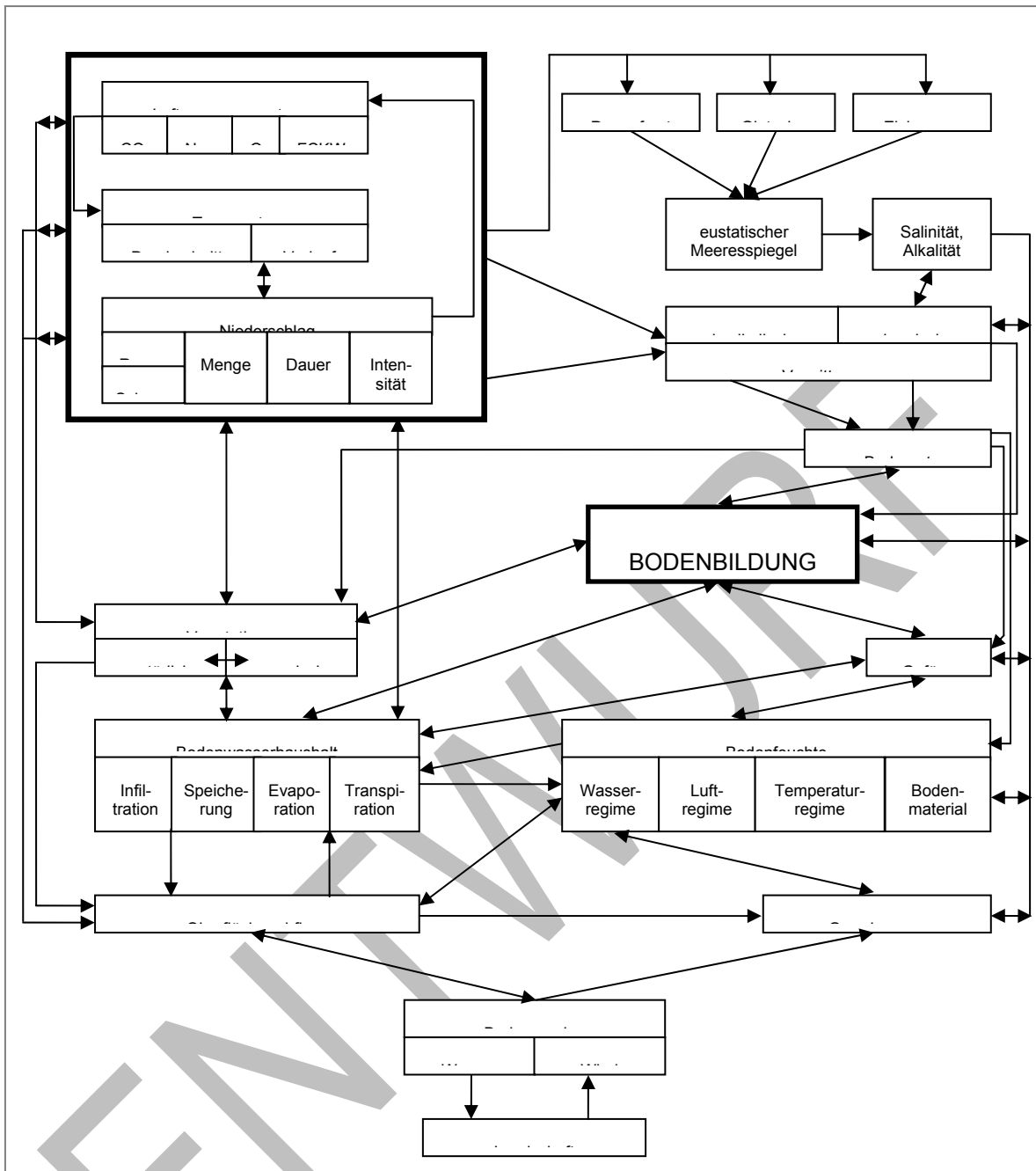


Abb. 6: Komplexität von Klimaänderungen auf die Bodenbildung (nach Varallyay 1990).

Bei der Bewertung der durch den Klimawandel bedingten Änderungen von Bodenfunktionen ist die Betrachtung der verschiedenen Skalen der möglichen Bodenveränderungen und der bodengenetischen Prozesse von Bedeutung. Beispiele für die zeitliche Größenordnung von klimarelevanten Bodenprozessen sind in Tabelle 1 zusammengestellt.

Zeitskala	Bodenparameter mit Relevanz für Klima bezogene
Jahre	Änderungen in Ökosystemen
< 10 ⁻¹	Temperatur, Wassergehalt, Lagerungsdichte, Gesamtporosität, Infiltration, Durchlässigkeit, Zusammensetzung der Bodenluft, Nitratgehalt etc.
10 ⁻¹ - 10 ⁰	Gesamtwasserkapazität, Feldkapazität, Wasserleitfähigkeit, Nährstoffstatus, Zusammensetzung der Bodenlösung
10 ⁰ - 10 ¹	Intensität der Wasserbindung am Welkepunkt, Bodensäure, Kationenaustauschkapazität (KAK), austauschbare Kationen, Biofilme
10 ¹ - 10 ²	Spezifische Oberflächen, Zusammensetzung pedogener Tonminerale, Gehalt an organischer Substanz (SOM)
10 ² - 10 ³	Primäre Mineralzusammensetzung, chemische Zusammensetzung der Mineralkomponenten
> 10 ³	Textur, Körnungsverteilung, Dichte/Struktur des Ausgangsmaterials

Tabelle 1: Zeitskala für Änderungen von Bodenparametern im Zuge klimatischer Änderungen (verändert nach Varallay 1990)

Modellrechnungen von Bates et al. (2007) prognostizieren für Nord- und Zentraleuropa für das 21. Jahrhundert deutliche Veränderungen wichtiger Bodenwasserhaushaltgrößen wie Evapotranspiration, Niederschläge, Bodenfeuchte und Oberflächenabfluss. Es muss davon ausgegangen werden, dass diese klimatischen Änderungen zu Veränderungen in Böden führen, die auch Auswirkungen auf die entsprechenden Ökosysteme haben werden. Inwiefern erhöhte CO₂ Konzentrationen die Struktur und Funktion der Bodenmikroorganismen-Gemeinschaften beeinflusst, lässt sich derzeit nicht quantifizieren. Drigo et al. (2008) gehen davon aus, dass die Bodenorganismen vor allem indirekt dadurch beeinflusst werden, dass Änderungen im pflanzlichen Metabolismus und in Wurzelexsudaten auftreten und hierdurch relevante Umweltfaktoren für Mykorrhiza-Pilze, Bakterien und andere Bodenorganismen beeinflusst werden.

Reich et al. (2006) untersuchten Auswirkungen von erhöhtem CO₂ auf die C-Gehalte in Böden und wiesen nach, dass nur in N-gedüngten Varianten unter CO₂ Erhöhung auch eine Erhöhung des C-Gehaltes des Böden auftritt (Reich et al., 2006). Klimatische Änderungen können sich auch auf den mikrobiell gesteuerten Schadstoffabbau im Boden auswirken. Bei erhöhten Gehalten an organischen Schadstoffen kann es während längerer Trockenperioden im Sommer dadurch zu veränderten Abbauraten von bestimmten organischen Schadstoffen kommen. Je nach Mikroorganismen und Schadstoffen können sich diese modifizierte Abbaubedingungen positiv oder negativ auf die Schadstoffverlagerung und -verfügbarkeit auswirken (Bayrisches Landesamt für Umwelt, 2008).

Die möglichen indirekten Effekte eines Klimawandels auf Böden sind abhängig vom Ausmaß der klimatischen Änderungen. Je nach Umfang des sommerlichen Wassermangels kann es zu einer Verringerung der Durchwurzelbarkeit des Bodens aufgrund vorzeitiger Entleerung des Wasserspeichers kommen. Eine ungenügende Quellung der Tonminerale bei Wasserknappheit kann zu einer verringerten Kationenaustauschkapazität führen. Im Winter können höhere Temperaturen eine verstärkte Mineralisation und damit niedrigere Nährstoffgehalte bedingen. Gleichzeitig kann es bei erhöhten winterlichen Niederschlägen zur verstärkten Nitratauswaschung kommen (Kamp et al., 2007).

Eine erste Literararbeit zu Klimaveränderungen und Stadtböden mit Schwerpunkt im Hamburger Stadtgebiet wird derzeit am Institut für Bodenkunde der Universität Hamburg erstellt (Sandoval, 2009).

Hinsichtlich klimagesteuerter Veränderungen wichtiger Bodeneigenschaften, Bodenbildungsprozesse und Bodenfunktionen terrestrischer und semi-terrestrischer Ökosysteme wirken die Größen des Bodenwasser- und Bodenwärmehaushalt als besondere „Key Driver“.

6.2.3 Key Driver „Bodenwasserhaushalt“

Der Bodenwasserhaushalt wird beeinflusst durch direkte klimatische Effekte (Niederschlag, Temperatureffekte auf Evapotranspiration) und durch indirekte Klima induzierte Änderungen in der Vegetationsbedeckung, ihrer Wachstumsraten und der Energie- und Stoffkreisläufe in der Landschaft.

So führt nach Abschätzungen von Varallay (1990) eine Zunahme des Niederschlags zu einer Zunahme des Oberflächenabflusses, der Versickerung, des Bodenwassergehaltes, der Grundwasserneubildung und bei entsprechender Vegetation auch zu erhöhten Evapotranspirationsraten. Nach Modellrechnungen (Bates et al., 2007, Kamp et al., 2007) ergeben sich für Nordeuropa für die zweite Hälfte des 21. Jahrhunderts ebenfalls erhöhte Evapotranspirationswerte. Auch hinsichtlich der Bodenwassergehalte rechnen Bates et al. (2007) mit erhöhten Werten, während andere Modelle bei prognostizierten Niederschlagsverminderungen im Sommer in Zentraleuropa (begleitet von erhöhten Temperaturen) von einem verminderten Bodenwassergehalt im Sommer ausgehen (Douville et al., 2002, Christensen et al., 2007). Im Winter hingegen werden für Zentraleuropa geringe bis keine Veränderungen prognostiziert, in Nordeuropa können erhöhte Bodenwassergehalte auftreten, die vor allem auf höhere Niederschläge zurückzuführen sind (Douville et al., 2002, Wang, 2005).

Einzelne regionale Simulationsmodelle zeigen die Auswirkungen prognostizierter Klimaänderung auf die Komponenten des Wasserhaushalts (Wessolek, 1993, Naden & Watts, 2001, Bräuning & Klöcking, 2008). So ergaben z.B. Simulationsrechnungen für das nördliche Niedersachsen, dass grundwassernahe Waldstandorte voraussichtlich anfälliger für eine Verringerung der Grundwasserneubildung sind (Wixwat & Röhm, 2008). Messreihen zu Bodenwasseränderungen über längere Zeiträume liegen bislang nur aus der westlichen Ukraine vor. Hier konnte eine Zunahme des Bodenwassergehalts in den letzten 45 Jahren ermittelt werden (Robock et al., 2005).

Auf grundwassernahen Standorten ist nach Modellergebnissen von Reiche et al. (1995) im nordwestdeutschen Raum mit einer Abnahme des Grundwasserspiegels um etwa 10 cm zu rechnen. Bei zunehmendem Grundwasserflurabstand in den Sommermonaten ergeben sich hier erhöhte Mineralisierungsraten, erhöhte Verfügbarkeit von Nitrat und eine Freisetzung von CO₂ aus dem Boden. Wichtige durch das Bodenwasserregime gesteuerte Prozesse im Boden, die direkte und indirekte Auswirkungen auf terrestrische und semi-terrestrische Ökosysteme haben, sind der C-Umsatz, die Gefügebildung, Podsolierung, Tonverlagerung und Vergleyung/ Pseudovergleyung. Bisher liegen jedoch nur vereinzelte Untersuchungen zu möglichen Wechselwirkungen vor. So führen z.B. die klimabedingten Veränderungen des Bodenwasserhaushalts zu Änderungen des Bodengefüges und des Gehaltes an organischer Substanz, die wiederum das Wasserhaltevermögen des Bodens und letztlich auch den Wärmehaushalt beeinflussen (Brinkmann & Sombroek, 1996, Kimble et al., 1998).

6.2.4 Key Driver „Bodenwärmehaushalt“

Zwischen Luft- und Bodentemperatur besteht eine enge positive Beziehung: Eine Erwärmung der Luft führt somit auch zur Erhöhung der Bodentemperatur. Wärmere Bodentemperaturen begünstigen wichtige Bodenbildungsprozesse wie z.B. den Humusabbau, die biologische Aktivität, die Nährstofffreisetzung und die Verwitterung (Kimble et al., 1998). Welches Ausmaß diese Erwärmungen des Bodens zukünftig hat, ist noch unsicher, da gerade die Auswirkungen der Wolkenbedeckung und der dadurch modifizierte Wärmehaushalt zurzeit nicht abschätzbar sind.

Eine Beeinflussung der Wärmeleitfähigkeit und -kapazität eines Bodens hängt auch vom Bodenwasserhaushalt ab. Ein höherer Bodenwassergehalt im Winter bewirkt eine langsamere Wärmeleitung in tiefere Bodenbereiche aufgrund der Wärmekapazität des Wassers und eine verringerte Energiezufuhr aufgrund der latenten Wärme, welche zur Evaporation aufgewendet wird. Im Sommer erwärmen sich die dann trockeneren Böden oberflächlich schneller, unter Umständen verstärkt durch die höheren Lufttemperaturen. Eine Abschätzung, inwieweit sich erhöhte Lufttemperaturen und veränderte Wärmekapazitäten kompensieren, ist momentan noch nicht ableitbar.

Abhängig von der Bodentemperatur ist die Streuzersetzung und die Bodenatmung, wobei bei steigender Temperatur die Aktivität generell stärker steigt und Trockenheit (z.B. als Folge einer Reduktion des sommerlichen Niederschlags) zur Abnahme der Aktivität führt (Emmett et al., 2004). Höhere Bodentemperaturen werden bei gleichzeitig zunehmender Bodenfeuchte zu verstärktem anaeroben Abbau der organischen Substanz führen, weil unter reduzierten Bedingungen anaerobe Bodenorganismen wie z.B. methanogene Archäen aktiv sind (Wagner & Pfeiffer, 1997). So muss eine durch Anstieg der CO₂-Konzentration in der Atmosphäre hervorgerufene Erhöhung des Eintrags an Kohlenstoffverbindungen in Böden (infolge verstärkter ober- und unterirdischer Phytomasseproduktion; vgl. Kap. 4.2.1) nicht zu einer Zunahme des Anteils organischer Substanz im Boden führen, sondern kann auch das Gegenteil bewirken (Peralta & Wander, 2008). Damit einher kann in Feuchtgebieten auch eine verstärkte Bildung und Freisetzung des klimarelevanten Spurengases Methan gehen, wie dies für Marschen und Moore im Unterelberaum gezeigt werden konnte (Pfeiffer, 1998b).

Auch die N-Mineralisationsraten im Boden sind von der Temperatur abhängig. Eine durch Temperaturanstieg induzierte Erhöhung der N-Mineralisation scheint nicht dadurch kompensiert zu werden, dass bei erhöhtem CO₂ Gehalt Streu mit einem weiteren C/N Verhältnis entsteht und diese schlechter mineralisierbar ist (vgl. Henry et al., 2005; Reich et al., 2006). Höhere Mineralisierungs- und Umsetzungsraten des Edaphons bei erhöhter Temperatur werden nur dann wirksam, wenn die Umsetzungsraten nicht durch andere Einflussfaktoren (z.B. geringe O₂-Verfügbarkeit) limitiert sind.

Zusammenfassend lässt sich festhalten, dass die derzeit verfügbaren Modelle und Messungen nur ungenügend oder zu widersprüchlich sind, um die Folgen veränderter Klimabedingungen auf den Bodenwasser- und Wärmehaushalt sowie ihrer Wirkungen auf andere wichtiger Bodenparameter in der Metropolregion Hamburg abzubilden. Neue Methoden für quantitative Bewertungen sind dringend erforderlich.

6.3 Charakteristische Ökosysteme der Metropolregion Hamburg

Hinsichtlich möglicher Reaktionen der Vegetation von Ökosystemen auf den Klimawandel sind unterschiedliche Aussagen in der Literatur zu finden. So postulieren Grime et al. (2008) in ihrer „productivity-sensitivity-hypothesis“, dass die Vegetation schwach-produktiver Ökosysteme hinsichtlich klimatischer Änderungen wenig sensitiv ist, während die Vegetation eutropher Ökosysteme mit einem regelmäßigen Störungsregime, die durch kurzlebige Arten geprägt ist, empfindlicher auf Klimaänderungen reagiert. Dierßen et al. (2008) vertreten allerdings die Ansicht, dass gerade die Vegetation schwach produktiver Ökosysteme sensitiv gegenüber Klimaänderungen sei. Das Wissen über klimasensitive Prozesse der Vegetation charakteristischer Ökosysteme der Metropolregion Hamburg wird in den folgenden Abschnitten zusammengefasst.

6.3.1 Naturnahe Ökosysteme

6.3.1.1 Wälder

Vorkommen in der Metropolregion Hamburg

In der Freien und Hansestadt Hamburg nimmt Wald etwa 6 % der gesamten Bodenfläche ein (4400 ha; Freie und Hansestadt Hamburg, Behörde für Wirtschaft und Arbeit 2007). Der Waldflächenanteil im westniedersächsischen Tiefland beträgt 14 %, im ostniedersächsischen Tiefland ist er mit 40 % deutlich höher (Niedersächsisches Ministerium für den ländlichen Raum, Ernährung, Landwirtschaft und Verbraucherschutz 2004). In Schleswig-Holstein sind die Waldflächenanteile regional ebenfalls sehr unterschiedlich verteilt (MLUR 2007): Während die drei westlich gelegenen Kreise Steinburg, Pinneberg und insbesondere Dithmarschen sehr geringe Waldflächenanteile besitzen (8, 7 und 3 %), gehören die drei Kreise Segeberg, Stormarn und Herzogtum Lauenburg zu den walddreichsten im Bundesland (Waldflächenanteile von 15, 13 und 25 %). Ein vorrangiges Ziel von Bundes- und Landeswaldgesetzen ist der Erhalt der Waldfläche. So dürfen Wälder nur dann in andere Nutzungsform überführt werden, wenn dies aus vorrangigen Interessen erforderlich ist. Andererseits ist die Waldvermehrung eine politische und raumordnerische Zielsetzung in allen Flächenländern der Bundesrepublik. Infolgedessen hat die Waldfläche in Niedersachsen im Zeitraum von 1989 bis 2004 um 4 % zugenommen, und in Schleswig-Holstein soll der Waldflächenanteil von heute 10,3 % zukünftig auf 12 % ansteigen.

Anthropogener Einfluss und heutige Baumartenanteile

Die heutige Struktur und Artenvielfalt der Wälder in der Metropolregion Hamburg ist nur zum Teil durch natürliche abiotische und biotische Einflussfaktoren erklärbar. Sie ist in starkem Maße das Resultat der vom Menschen verursachten Veränderungen im Laufe der Wald- und Forstgeschichte (Ellenberg 1996). So wurde die ursprüngliche Waldfläche in der Region stark reduziert mit der Folge einer Fragmentierung der verbliebenen Waldgebiete. In diesen Wäldern wurde infolge Jahrhunderte bis Jahrtausende währender, vielfältiger Nutzungseingriffe die Strukturvielfalt (z.B. Altersstruktur, Alt- und Totholzanteil) und die Baumartenzusammensetzung wesentlich verändert. Zudem haben viele der heutigen Waldstandorte seit der letzten Eiszeit zwischen forstlicher und landwirtschaftlicher Nutzung gewechselt und weisen daher große Unterschiede hinsichtlich ihrer ökologischen Kontinuität auf. Eine minimale Ausdehnung der Waldfläche in der Region wurde um 1800 erreicht. Zu dieser Zeit betrug etwa die Waldfläche Schleswig-Holsteins nur noch 4 % (Hase 1997). Mit dem Einsetzen einer geregelten Forstwirtschaft hat sich der Waldflächenanteil in den vergangenen zwei Jahrhunderten wieder vergrößert. Die Erstaufforstung von landwirtschaftlichen Nutzflächen und Heiden erfolgte dabei überwiegend mit Nadelhölzern, insbesondere mit der Wald-Kiefer (*Pinus sylvestris*) und der

Gewöhnlichen Fichte (*Picea abies*). Da auch im vergangenen Jahrhundert die Baumartenwahl überwiegend durch eine Begünstigung dieser Nadelbaumarten auf großer Fläche gekennzeichnet war, nehmen heute neben den in Kapitel 4.1.3 genannten naturnahen Laubwaldtypen der PNV Kiefern- und Fichtenforste erhebliche Flächenanteile in der Region ein. In Hamburg und in Schleswig-Holstein besitzen Laubbäume etwas höhere Flächenanteile als Nadelbäume (Tabelle 2). Im westniedersächsischen und insbesondere im ostniedersächsischen Tiefland ist dieses Verhältnis umgekehrt.

	Hamburg	Schleswig-Holstein	Westniedersächsisches Tiefland	Ostniedersächsisches Tiefland	
Laubbäume	56	61	46	27	
<i>Davon:</i>					
Buche		12	19	4	2
Eiche		11	15	15	9
Esche, Ahorn, Ulme, Hainbuche, Kirsche		7	8	2	1
Birke, Weide, Erle, Pappel		26	19	25	15
Nadelbäume	44	39	54	73	
<i>davon:</i>					
Kiefer, Lärche		32	17	38	58
Fichte, Douglasie		12	22	16	15

Tabelle 2: Flächenanteile der Waldbäume (in Prozent) in Hamburg, Schleswig-Holstein und im west- und ostniedersächsischen Tiefland. Quellen: GFA Terra Systems (2004), MLUR (2007), Niedersächsisches Ministerium für den ländlichen Raum, Ernährung, Landwirtschaft und Verbraucherschutz (2004).

Standorteigenschaften und Vegetation

Unter den gegenwärtigen Klimaverhältnissen weist die Rotbuche (*Fagus sylvatica*) in der Region eine ausgesprochen große Toleranz gegenüber der Nährstoffversorgung und des Wasserhaushaltes des Bodens auf. Im gesamten Trophiespektrum der vorkommenden Böden (oligo- bis eutroph) und in einem Feuchtegradienten von mäßig trocken bis mäßig feucht bzw. staufeucht wäre die Rotbuche die von Natur aus vorherrschende Baumart. Die floristische Zusammensetzung der Bodenvegetation hingegen verändert sich vollständig entlang dieser Standortgradienten. In bodensauren Drahtschmielen-Buchenwäldern und Eichen-Buchenwäldern (*Betulo-Quercetum*) kommt dem Faktor Licht eine entscheidende Bedeutung für die Artenzusammensetzung der Bodenvegetation zu (Härdtle et al. 2003a). In diesen Wäldern treten verstärkt säuretolerante Pflanzenarten auf, die jedoch eine eingeschränkte Schattentoleranz besitzen und daher durch einen höheren Eichenanteil, d.h. durch ein

günstigeres Lichtklima in Bodennähe, gefördert werden. Der gegenwärtig vorhandene Anteil alter Eichen in der Kronenschicht auf Standorten, die eine Buchendominanz erlauben, ist nutzungsgeschichtlich erklärbar: in diesen Wäldern wurde die Eiche in der Vergangenheit gegenüber der Buche stark gefördert. Eine natürliche Verjüngung der Eiche ist in diesen Wäldern gegenwärtig nur unzureichend oder gar nicht festzustellen. Der von bodensauren Drahtschmielen-Buchenwäldern über mesotrophe Waldmeister-Buchenwälder bis hin zu eutrophen Waldgersten-Buchenwäldern bestehende floristische Gradient fällt zusammen mit einem Gradienten in der Stickstoffversorgung (Härdtle et al. 2005). Dabei wirkt weniger die Menge als vielmehr die Qualität der Stickstoffversorgung (Verfügbarkeit von Nitrat- oder Ammoniumstickstoff) als entscheidender Faktor für die feststellbaren floristischen Unterschiede in der Krautschicht.

Die Rotbuche ist gegenüber höherer Bodennässe empfindlicher als die meisten der in Tabelle 2 genannten weiteren Laubbäume, insbesondere Eiche, Hainbuche, Esche, Erle und Birke, und fällt daher im Überflutungsbereich der Flüsse, auf ganzjährig grundwasserbeeinflussten Standorten und auf (schwach entwässerten) Torfböden aus bzw. tritt stark zurück. In Bruch- und Auwäldern auf organogenen und mineralischen Nassböden (Torfe, Gleye) mit Schwarzerle (*Alnus glutinosa*) und Gemeiner Esche (*Fraxinus excelsior*) als vorherrschenden Baumarten ist der Faktor Bodenfeuchte von entscheidender Bedeutung für das Vorkommen vieler hygrophiler Pflanzenarten, die zugleich für Bestände des artenreichen Feuchtgrünlandes (Molinietalia, vgl. Kapitel 4.3.2.: Feuchtgrünland) und der Röhrichte und Großseggenrieder (Phragmitetea) bezeichnend sind (Härdtle et al. 2003b). Diese Arten werden durch eine zunehmende Bodennässe in Feuchtwäldern begünstigt. Innerhalb der Erlen-Eschenwälder differenziert die Basenversorgung Bestände der Geest und der Jungmoränenlandschaft. Da die Böden der Feuchtwälder in der Jungmoränenlandschaft besser mit basischen Nährelementen versorgt sind als solche der Geest, treten hier verstärkt Basenzeiger in der Bodenvegetation auf.

Auswirkungen des Klimawandels

Der Klimawandel lässt deutliche Auswirkungen auf Waldökosysteme in der Metropolregion Hamburg erwarten, da diese Ökosysteme zum einen durch sehr langlebige Organismen (und damit durch eine langsame Reaktionsgeschwindigkeit) geprägt sind, zum anderen eine starke Überprägung durch den Menschen aufweisen. Dabei spielen sowohl graduelle Veränderungen der Standortfaktoren wie die Zunahme der CO₂-Konzentration in der Atmosphäre, höhere Durchschnittstemperaturen und eine veränderte Niederschlagsmenge und -verteilung als auch die Zunahme von Extremereignissen wie Trockenperioden, Stürme, Überschwemmungen oder Nassschneefälle eine Rolle. Zudem wirken Klimaänderungen in Verbindung mit weiteren Umweltfaktoren wie Bodenversauerung und atmogene Stickstoffeinträge auf Wälder. Studien zu den Auswirkungen des Klimawandels auf die Wälder der Metropolregion Hamburg liegen bislang nicht vor. Dennoch lassen sich viele aktuelle Forschungsergebnisse auf die Situation in dieser Region übertragen.

Ein besonderer Schwerpunkt der bisherigen Forschungsaktivitäten liegt auf der Untersuchung der Frage, wie einzelne Baumarten auf graduelle Klimaänderungen und zunehmende Witterungsextreme reagieren. Besonders eingehend wurden dabei die weit verbreiteten und ökonomisch bedeutsamen Baumarten Rotbuche, Fichte, Wald-Kiefer, Stiel- und Trauben-Eiche untersucht (Rennenberg et al. 2004; Ammer et al. 2005; Bolte 2005; Kölling 2007; Walentowski et al. 2007; Friedrichs et al. 2009). Einen wichtigen methodologischen Ansatz bilden die so genannten Herkunftsversuche (Kriebitzsch et al. 2005). Hierbei werden aus dem Saatgut bestimmter Regionen (Herkünfte) Pflanzen angezogen und in verschiedenen Klimaregionen angepflanzt. Anschließend werden das Wuchsverhalten und die physiologischen Reaktionen der Bäume über Jahre verfolgt. In Gewächshausversuchen mit Jungpflanzen verschiedener Buchenherkünfte aus ganz Europa konnten Kriebitzsch et al. (2005) zeigen, dass eine Stimulation der Photosyntheseleistung und daraus resultierend eine Förderung der Biomasseproduktion durch eine höhere CO₂-Konzentration in der Luft nicht generell gegeben ist. Nur einige der Buchenherkünfte reagierten mit einer deutlich gesteigerten Stoffproduktion nach dreijährigem Wachstum bei erhöhtem (650 ppm) verglichen mit dem gegenwärtig gegebenen (350 ppm) CO₂-Gehalt der Luft. Ein langfristiger Freilandversuch mit Buchenherkünften aus ganz Europa

wurde im Jahr 1993 in der Nähe von Kiel angelegt (Kriebitzsch et al. 2008). Nach dem extremen Trockenjahr 2003 traten erhebliche Unterschiede beim Zuwachs und bei verschiedenen ökophysiologischen Reaktionen zwischen den einzelnen Herkünften auf. Einige Herkünfte reagierten deutlich empfindlicher gegenüber starker Sommertrockenheit, was zeigt, dass die Rotbuche in Europa über ein breites und bislang noch nicht hinreichend bekanntes Potenzial zur Anpassung an eine verstärkte Variabilität des Klimas verfügt (Manthey et al. 2007).

Die derzeitigen Vorstellungen darüber, wie die Baumarten der Region auf den Klimawandel reagieren, werden stark durch die Verwendung der „Klimahüllen“ („bioclimatic envelopes“, s. Kapitel 4.2.1) geprägt. Klimahüllen in ihrer einfachsten Form geben in einem Koordinatensystem aus Jahrestemperatur und Jahresniederschlagssumme den Bereich an, in dem eine Baumart unter den Bedingungen der natürlichen Waldgesellschaft gedeiht (Kölling et al. 2008). In Deutschland wurden Klimahüllen für eine Vielzahl von Baumarten erarbeitet und werden als Beurteilungsgrundlage für die Anpassungsfähigkeit einzelner Arten an den laufenden Klimawandel verwendet (Kölling 2007; Kölling und Zimmermann 2007). Die statistische Projektion der heutigen Klimahülle in eine Zukunft mit geänderten Klimabedingungen nach den Szenarien der Klimaforschung ergibt nach Kölling (2007) für die Rotbuche, dass sie in ihrer Gesamtbilanz von den Klimaänderungen nur gering betroffen sein wird. Eine Erhöhung der Jahresdurchschnittstemperaturen dürfte auch nach Manthey et al. (2007) kein ökophysiologisches Problem für die mitteleuropäischen Buchenpopulationen darstellen, als kritischer wird der Trockenstress angesehen. Eine herabgesetzte Vitalität und damit Konkurrenzfähigkeit gegenüber stärker trockenheitsangepassten Baumarten wird lediglich in den niederschlagsärmsten Regionen Deutschlands und auf flachgründigen Standorten erwartet. Beide Bedingungen sind in der Metropolregion Hamburg nicht gegeben.

Neben der Rotbuche werden vermutlich auch Sand-Birke, Spitz- und Bergahorn, Berg-Ulme und Winterlinde von den Klimaänderungen in ihrer Gesamtbilanz nur wenig betroffen sein (Kölling 2007). Vom Klimawandel profitieren könnten wärmetolerante Baumarten wie z.B. Stiel- und Traubeneiche, Hainbuche, Sommerlinde und Gemeine Esche. Die Fichte wird in Mitteleuropa unter den Vorzeichen des Klimawandels allgemein als Risikobaumart eingestuft (Kölling et al. 2009). Ihre Klimahülle ist durch einen trocken-kalten (borealen) und einen feucht-kalten (alpischen) Bereich charakterisiert und zeigt bereits zum gegenwärtigen Klima in Deutschland nur teilweise Übereinstimmung. Diese wird zukünftig mit dem dann wärmeren und trockeneren Klima weiter abnehmen. In den vergangenen Jahrzehnten wurde bei der Fichte eine zunehmende Intensität von Schadereignissen (insbesondere Insektenbefall, Sturmschäden) festgestellt, die in einem engen Zusammenhang mit Klimaparametern zu sehen sind. Ungünstige Prognosen ergeben sich nach dem Klimahüllen-Modell auch für die Wald-Kiefer, die als waldbildende Baumart natürlicherweise vor allem in kalt-trockenen nordischen und subkontinentalen Regionen verbreitet ist. In Zukunft wird die Konkurrenzfähigkeit gegenüber Laubbäumen weiter abnehmen und die Anfälligkeit der Kiefer gegenüber Schaderregern (Pilze, Insekten) zunehmen (Walentowski et al. 2007). Zudem ist die Wald-Kiefer in besonderer Weise durch Sturmwurf und Feuer gefährdet. Bolte et al. (2008) weisen jedoch darauf hin, dass die Verwendung einfacher Klimahüllen mit Schwächen behaftet ist und dass das bestehende Verfahren weiterzuentwickeln sei. Dabei sollte unter anderem die Einbeziehung weiterer Klimagrößen und standortkundlicher Parameter (insbesondere die Wasserspeicherkapazität der Böden) sowie der Anpassungsfähigkeit einzelner Baumarten und Herkünften an Extremereignisse erfolgen.

Konsequenzen für Waldbewirtschaftung und -naturschutz

In Mitteleuropa dürften nur wenige Wirtschaftszweige so stark vom Klimawandel betroffen sein wie die Forstwirtschaft. Entsprechend intensiv sind derzeit die Diskussionen, welche Optionen für eine Anpassung der Waldbewirtschaftung bei fortschreitender Klimaänderung zur Verfügung stehen (Bolte & Ibisch, 2007; Brosinger & Tretter, 2007; von Lüpke, 2009). Um das Anbaurisiko zu vermindern, sollen im klimagerechten Waldumbau weniger anfällige Baumarten die anfälligen ablösen. Diesem Ziel dient auch der Verzicht auf den Anbau von Reinbeständen zugunsten von Mischbeständen, wobei insbesondere auch die Beimischung von Pionierbaumarten (z.B. Birken-Arten) empfohlen wird. Eine

weitere Möglichkeit besteht in der Mischung unterschiedlicher Herkünfte gleicher Baumarten, so dass auf einer Fläche Bäume mit deutlich unterschiedlicher Klimaanpassung kombiniert werden. Ein möglichst starker Kronenschluss des Altbestandes kann zur Pufferung von Temperaturextremen in Waldbeständen beitragen. Durch lange Verjüngungszeiträume kann sichergestellt werden, dass eine hohe Zahl an Altbäumen an der Regeneration beteiligt ist. Ein reicher strukturierter Bestandesaufbau stärkt zudem das Resilienzpotezial der Ökosysteme. Weiterhin wird die zukünftige Rolle von gebietsfremden Arten (u. a. Douglasie und Roteiche) gegenwärtig intensiv diskutiert (Schmiedinger et al., 2009). Während ein Teil dieser denkbaren waldbaulichen Reaktionen mit der aktuellen konzeptionellen Ausrichtung des Waldnaturschutzes konform gehen, zeichnen sich auch neue Konfliktlinien ab (Bolte & Ibsch, 2007).

6.3.1.2 Ästuarine Marschen und Küstenmarschen

Die Vegetation der Küsten und der Ästuarie ist durch extreme abiotische Bedingungen geprägt (Salinität, periodische Überflutung) und somit weniger stark abhängig von makroklimatischen Gradienten. Die Vegetation der ästuarinen Marschen und auch der Küstenmarschen kann als „azonal verbreitet“ bezeichnet (Ellenberg, 1996). Trotz dieser vergleichsweise geringen Sensitivität gegenüber klimatischen Faktoren sind gravierende Auswirkungen des Klimawandels auf Küstenökosysteme wahrscheinlich. Diese Auswirkungen hängen im Wesentlichen mit dem prognostizierten Meeresspiegelanstieg zusammen, aber auch Reaktionen vorkommender Arten auf erhöhte CO₂ Konzentrationen in der Atmosphäre und ansteigende Temperaturen können eine Rolle für die Ausprägung der Dominanzverhältnisse der vorkommenden Arten in der Vegetation spielen.

Küstenökosysteme sind im Vergleich zu den meisten anderen in der Metropolregion Hamburg entwickelten Ökosystemen in einem vergleichsweise naturnahen Zustand. Zwar ist die Ausdehnung der Küstenmarschen und auch der ästuarinen Marschen heute auf die Vordeichflächen an der Nordsee sowie am Elbe- und Weser-Ästuar beschränkt, doch sind viele der entwickelten Marschen der Vordeichflächen heute weitgehend ungenutzt. Sie liegen überwiegend in Naturschutzgebieten sowie in den drei Wattenmeer-Nationalparks und sie gelten nach deutschem und auch europäischem Recht (Flora-Fauna-Habitat-Richtlinie; FFH) als geschützte Lebensräume.

Vorkommen in der Metropolregion Hamburg

In der Metropolregion Hamburg kommen ästuarine Marschen entlang der Elbe unterhalb der Staustufe von Geesthacht bis hin zur Elbmündung bei Cuxhaven und Dieksanderkoog vor (Jensen 2007). Entsprechende Ökosysteme sind auch an der Weser an der Wurster Küste nördlich von Bremerhaven entwickelt (Steege, 2007). Weiterhin finden sich außerhalb des direkten Mündungsbereiches von Weser und Elbe in den Kreisen Dithmarschen und Cuxhaven Küsten- bzw. Salzmarschen. Für den Nationalpark Schleswig-Holsteinisches Wattenmeer geben Stock et al. (2005) für den Kreis Dithmarschen eine Fläche von 2970 ha Salzmarschen an. Entlang der Elbe kommen etwa 1200 ha und an der Weser etwa 1050 ha Süß- und Brackwassermarschen vor (Struyf et al., 2009). Die Flächenangabe für die Weser bezieht sich allerdings auf das gesamte Weser-Ästuar, von dem nur ein kleiner Teil zur Metropolregion Hamburg gehört.

Entstehung und anthropogene Effekte

Die heutige Verteilung von ästuarinen Marschen und Küstenmarschen in der Metropolregion Hamburg ist weitgehend die Folge von Küstenschutzmaßnahmen an Nordsee, Elbe und Weser sowie Fahrwasservertiefungen der Elbe und Weser. Die Entstehung der Marschen vollzog sich im Laufe der letzten etwa 5000 Jahre, nachdem der postglaziale Meeresspiegelanstieg sich stark abgeschwächt hatte (vgl. z.B. Behre, 2005). Nach Massenbilanzierungen für den Sedimenthaushalt im Ems-Weser-Küstenbereich von Gerdes et al. (2003) kam es zwischen 9100 und 6400 BP zu einer mittleren Sedimentationsrate von 0,99 cm pro Jahr, für den Zeitraum 3800 bis 1400 BP wird die

Sedimentationsrate aber nur noch mit 0,16 cm pro Jahr angegeben. Dieser starke Abfall der Sedimentationsraten wird mit dem stark verminderten Meeresspiegelanstieg und den dadurch bedingten selteneren Überflutungsereignissen in Beziehung gesetzt.

Die Besiedlungsgeschichte des Küstenraumes wurde für Niedersachsen u.a. intensiv von Behre (2005) und für Schleswig-Holstein von Meier (2006) untersucht. Obwohl die Einzelheiten der Besiedlung komplex und zwischen den Regionen unterschiedlich sind, lässt sich grob folgendes Bild skizzieren: Schon in der Jungsteinzeit waren die Gebiete des heutigen Wattenmeeres besiedelt. Seit etwa 3000 v.Chr. wurde der verlangsamte Meeresspiegelanstieg zeitweise von Regressionen, also einem Absinken des Meeresspiegels, abgelöst. In diesen Phasen weiteten die Menschen ihre Siedlungen in Richtung Meeresküste aus. Die älteste bekannte Siedlung im Küstenraum befindet sich am Weser-Ästuar und wird auf die Zeit um 900 v.Chr. datiert. Behre (2005) geht davon aus, dass ab etwa 100 v.Chr. während einer Regressionsphase, in der das MThw um etwa 65 cm absank, eine großflächige Marschenkolonisation einsetzte. Die zu dieser Zeit angelegten Siedlungen wurden direkt auf der Marschoberfläche errichtet, was darauf hindeutet, dass keine Gefährdung durch Sturmfluten bestand. Eine erste Anlage von Warften erfolgte zwischen 50 und 450 n.Chr. und in einer zweiten Phase zwischen 700 und 1100 n.Chr. Der Bau der Siedlungen auf Warften kann so gedeutet werden, dass die umliegenden Marschen mehr oder weniger regelmäßig bei Sturmfluten überflutet wurden. Ab etwa 1100 n.Chr. wurden die Siedlungen und auch landwirtschaftliche Nutzflächen durch Deiche geschützt. Bereits ab etwa 1300 n.Chr. bestand eine geschlossene Deichlinie entlang von Weser- und Elbe-Ästuar sowie der Nordseeküste. Der Deichbau führte zwar einerseits zu einer höheren Sicherheit der Siedlungen gegenüber mittleren Sturmfluten, gleichzeitig wurden aber die eingedeichten Marschen von weiterer Sedimentation abgeschnitten, so dass sie nicht mehr mit dem weiter ansteigenden Meeresspiegel mitwachsen konnten. Zu dieser Zeit wird es zu einer starken Abnahme der Biotopvielfalt gekommen sein, eine systematische Entwässerung der eingedeichten Flächen führte auch zu Bodenverdichtung sowie zur Belüftung und Mineralisierung von abgelagerten Torfen. Hierdurch kam es insgesamt zu einer Abnahme der Geländehöhe und als Folge zu desaströsen Überflutungen nach Deichbrüchen im Mittelalter bis zur Neuzeit (vgl. Gerdes et al., 2003, Behre, 2005).

Standorteigenschaften und Vegetation

Marschen entwickeln sich in Ästuaren im tidebeeinflussten Wechselwasserbereich entlang des gesamten Salinitätsgradienten. Somit können Süß-, Brackwasser und Salz- bzw. Küstenmarschen differenziert werden. Mitsch & Gosselink (2000) bezeichnen Marschen in Ästuaren mit einer (mittleren) Salinität von $< 0,5$ ppt des Überflutungswassers als tidebeeinflusste Süßwassermarschen. Im oligohalinen Bereich (0,5 bis 5 ppt) entwickeln sich Brackwassermarschen. Salzmarschen finden sich schließlich im meso- (5 bis 18 ppt) und euhalinen (18 bis 30 ppt) Bereich der Ästuar sowie außerhalb des eigentlichen Mündungsbereiches der Flüsse entlang der Küste.

Die Vegetationszusammensetzung der Marschen spiegelt diesen standörtlichen Gradienten wider: In den Süßwassermarschen dominieren Arten mit einer geringen Salztoleranz wie beispielsweise das Schilf (*Phragmites australis*). Weitere bezeichnende Arten sind die Sumpf-Dotterblume (*Caltha palustris*) oder auch der Blutweiderich (*Lythrum salicaria*). In den Salzmarschen dominieren Arten, die eine hohe Toleranz gegenüber erhöhter Salinität aufweisen. Charakteristische Arten sind hier beispielsweise die Portulak-Keilmelde (*Halimione portulacoides*) und die Strand-Aster (*Aster tripolium*). Im brackwasserbeeinflussten Übergangsbereich verringert sich die Produktivität der wenig salztoleranten Arten der Süßwassermarschen bzw. die Arten fallen ganz aus, während Arten der Salzmarschen hinzutreten (Jensen, 2007).

Außer dem geschilderten Salinitätsgradienten prägt auch der Überflutungsgradient die Vegetationszusammensetzung. Dieser ist eng verbunden mit der Lage der Standorte in Bezug zum MThw. Prinzipiell kann in Marschen eine Pionierzone sowie eine untere und eine obere Marsch differenziert werden. Die Übergänge zwischen diesen Zonen sind oftmals abrupt: In den Salzmarschen dominieren in der Pionierzone der Queller (*Salicornia europaea*) oder das Schlickgras (*Spartina*

anglica). Der Queller erreicht die höchsten Deckungsanteile zwischen 25 cm unter und 25 cm über MThw, das (neophytische) Schlickgras zwischen 50 und 25 cm unter MThw. Landeinwärts schließt sich die untere Salzmarsch an, in der *Puccinellia maritima* (Andel; Optimalbereich zwischen 25 und 50 cm über MThw) oder *Halimione portulacoides* (Portulak-Keilmelde) höhere Deckungsanteile einnehmen. Schließlich finden sich ab etwa einer Höhe von 50 cm über MThw Bestände der oberen Salzmarsch (dominante Arten: *Festuca rubra*, *Elymus athericus*; Rot-Schwengel und Strand-Quecke), die nur sporadisch überflutet werden (vgl. Jensen & Suchrow, 2005).

Auch im Brack- und Süßwasserbereich der Ästuarie sind entsprechende, deutlich differenzierbare ‚Höhenzonen‘ entwickelt. Allerdings verläuft die Grenze zwischen den Vegetationszonen in anderen Höhenbereichen. So befindet sich die Grenze zwischen Pionierzone (oft dominiert von *Bolboschoenus maritimus*; Strand-Simse) und unterer Marsch im Bereich der Süßwasser-Tideelbe nach Ellenberg (1996) bei etwa 50 cm unter MThw. Die optimale Entwicklung erreichen die Arten der unteren Marsch (*Phragmites australis*, *Caltha palustris*) etwa im Bereich zwischen 50 bis 0 cm unter MThw. Die obere Marsch (Hochstaudenflur mit *Angelica archangelica*; Engelwurz) schließt sich dann landeinwärts an. Bereiche, die von der Höhenlage her in Salzmarschen als obere Marsch bezeichnet werden würden, sind in den Süßwassermarschen bereits waldfähig und würden (im natürlichen Zustand) von Auwäldern eingenommen werden. Allerdings sind die natürlicherweise in den Ästuaren großflächig entwickelten Auwälder heute weitgehend zerstört, lediglich kleinflächig sind noch (sekundäre) auwaldähnliche Bestände zu beobachten (z.B. im NSG Heuckenlock in Hamburg; vgl. Preisinger, 2005, Kleppen, 2008).

Auswirkungen des Klimawandels

Während direkte Auswirkungen einer Temperaturerhöhung, Abnahme der Sommerniederschläge und wohl auch der Zunahme der CO₂-Konzentration in der Atmosphäre eine untergeordnete Rolle für die Veränderung der Marschen-Ökosysteme spielen dürften, kommt dem steigenden Meeresspiegel eine entscheidende Rolle zu.

Meeresspiegelanstieg

Für die Metropolregion Hamburg liegen bislang kaum Untersuchungen vor, in denen Auswirkungen des Klimawandels auf ästuarine Marschen quantifiziert wurden. Eine Ausnahme bilden die Projekte KLIMU und KRIM, die sich mit Folgen des Klimawandels auf die Unter-Weser-Region beschäftigt haben. Im Rahmen dieser Projekte wurden auch Projektionen zukünftiger Flächenausdehnungen ästuariner Marschen an der Weser vorgenommen: Osterkamp et al. (2001) weisen zunächst darauf hin, dass 27% (12 km²) der Vorlandflächen (21 km²) zwischen Bremen und Bremerhaven als Grünland genutzt sind und sich 20-70 cm über MThw befinden. Auf 20% (9 km²) der Vordeichflächen an der Weser sind Röhrichte entwickelt. Diese befinden sich insbesondere entlang der Nebenläufe mit geringer hydrodynamischer Energie in Lagen zwischen 1,5 m unter und 20 cm über MThw. Ein Anstieg des MThw um 70 cm würde dazu führen, dass sich die Vegetation von etwa 50% der derzeit vorhandenen Grünlandstandorte zu Röhrichten entwickeln würde. Für die derzeit entwickelten Röhrichte projizieren Osterkamp et al. (2001) einen Anstieg der Überflutungsfrequenz, ohne eine Veränderung des ‚Biotoptyps‘ Süßwasser-Tide-Röhricht. Insgesamt schlussfolgern die Autoren, dass sich das Vorland der Unterweser von einer grünlandgeprägten Landschaft zu einer Landschaft mit einem ‚natürlicheren Charakter‘ entwickeln wird.

Diese Projektionen sind allerdings aus heutiger Sicht als weitgehend unrealistisch zu bezeichnen, da sie weder Erosions- noch Sedimentationsprozesse berücksichtigen. Ein Anstieg des Meeresspiegels kann zu erhöhter Erosion und somit Flächenverlusten der Marschen führen, wenn nicht ausreichend Material in dem Marschen sedimentiert, um den Meeresspiegelanstieg durch „Mitwachsen“ der Marschoberfläche zu kompensieren. Nach Angaben von Gerdes et al. (2003) lag die mittlere Sedimentationsrate in jüngerer Zeit bei lediglich 0,16 cm pro Jahr, allerdings wurden vor etwa 6000 Jahren noch im Mittel 0,99 cm pro Jahr sedimentiert. Gerdes et al. (2003) schlussfolgern, dass die Sedimentvorräte im Wattenmeer so groß seien, dass als Folge des Meeresspiegelanstieg auch erhöhte

Sedimentationsraten auftreten würden, so dass kaum mit einem großflächigen Verlust an Marschen zu rechnen sei. Nach Ergebnissen von Hrach (2008) werden die Sedimentationsraten in einer Salzwasser- und in einer Süßwassermarsch im Elbe-Ästuar vor allem von der Überflutungshäufigkeit und -dauer beeinflusst. Dies spiegelt sich in Abb. 7 in den signifikant höheren Sedimentationsraten in der Pionierzone verglichen mit der Unteren und der Oberen Marsch.

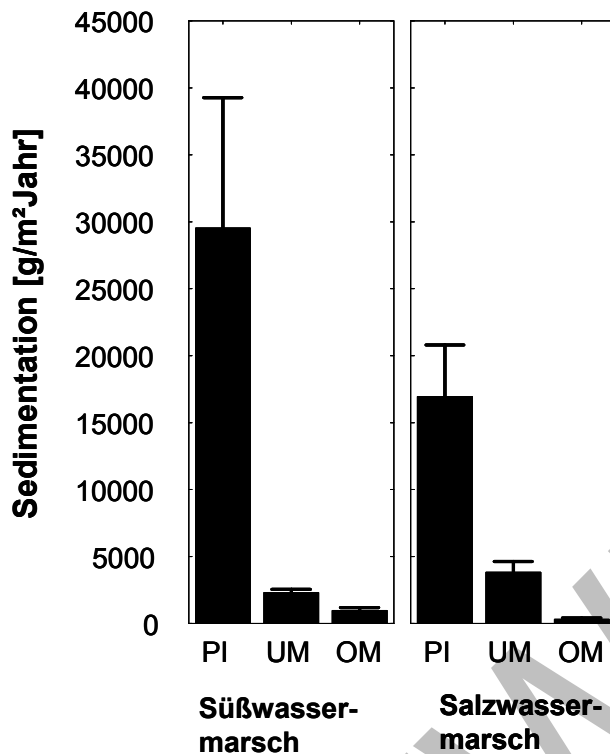


Abb. 7: Jährliche Sedimentationsraten in einer Süß- und einer Salzwassermarsch im Ästuar der Elbe. Datenquelle: Hrach (2008).

Neben der Überflutungshäufigkeit werden die Sedimentationsraten in Marschen auch von der Vegetationsstruktur beeinflusst: Generell führen höhere Biomasseaufwüchse auch zu höheren Sedimentationsraten (Morris et al., 2002, Leonard & Croft ,2006). Sowohl eine Temperaturerhöhung (vor allem bei Arten mit C4 Photosynthese wie *Spartina anglica*; Englisches Schlickgras) als auch die steigenden CO₂ Konzentrationen in der Atmosphäre könnten zu einer Produktivitätssteigerung der Marschen beitragen (vgl. Kap. 4.2.1), die sich dann in weiter erhöhten Sedimentationsraten niederschlagen würde. Die in Abb. 7 angegebenen Sedimentationsraten können mittels der mittleren Lagerdichte von Marschsedimenten (1.17 kg/l; vgl. Gerdes et al., 2003) in Sedimentationsraten in cm und Jahr umgerechnet werden. Es ergeben sich Sedimentationsraten von 2,6 (Süßwasser-Marsch) bzw. 1,5 cm (Salzmarsch) für die Pionierzone und Werte zwischen 0,1 und 0,3 cm pro Jahr für die untere und die obere Marsch. Somit ist davon auszugehen, dass generell der bislang prognostizierte Meeresspiegelanstieg von etwa 0,6 cm pro Jahr bis 2100 durch die Sedimentationsraten kompensiert werden kann. Allerdings sind Sedimentations- und Erosionsprozesse in den Marschen auch von der Exponiertheit der Standorte abhängig, so dass räumlich auflösende Prognosen über die (wahrscheinliche) zukünftige Verteilung von Marschen in der Metropolregion Hamburg auf der Basis der heutigen Datenlage nicht möglich sind. Weiterhin sind die hydrologischen Bedingungen im Elbe- und Weser-Ästuar ganz wesentlich durch die Ausbau-, Unterhaltungs- und Küstenschutzmaßnahmen geprägt, so dass alle Prognosen hinsichtlich der Änderungen von Ökosystemen als Folge des Klimawandels dadurch erschwert werden, dass Effekte des Klimawandels von den Effekten zukünftiger anthropogener Eingriffe überlagert werden.

Nach Modellberechnungen von Thodsen et al. (2008) wird der Sedimenttransport in kleineren Fließgewässern (in Dänemark) aufgrund der klimatischen Änderungen (und der daran gekoppelten Landnutzungsänderungen) bis zum Ende des 21. Jahrhunderts um 9-36% zunehmen. Dieser erhöhte Sedimenttransport sollte auch zu erhöhten Sedimentationsraten in Auen (vgl. Kap. 4.3.2.: Feuchtgrünland) und in ästuarinen Marschen beitragen. Inwiefern mit veränderter Sedimentfracht in Elbe und Weser zu rechnen ist, ist derzeit unklar. Sicher erscheint eine Abnahme des Süßwasserzuströms in den Sommermonaten, so dass damit zu rechnen ist, dass sich die Brackwassergrenze im Elbe- und Weser-Ästuar weiter stromauf verschieben wird (Bergemann, 1995).

Eine Einengung des Tide-Süßwasserbereiches insbesondere der Elbe hätte negative Auswirkungen auf potenziell besiedelbare Habitate durch *Oenanthe conioides* (Schierlings-Wasserfenchel) und *Deschampsia wibeliana* (Elbe-Rasenschmiele). Diese beiden so genannten Tide-Elbe-Endemiten kommen weltweit nur im Süßwasserbereich der Tideelbe vor, weshalb der Metropolregion Hamburg bzw. Deutschland eine hohe Verantwortung zur langfristigen Erhaltung der beiden Arten zukommt (z.B. Neubecker et al., 2005).

Temperatur und Arealverschiebungen

Für den deutschen Küstenraum hat Metzger (2005) Modellergebnisse vorgelegt, die zeigen, wie sich der Klimawandel auf die Areale von Pflanzenarten der Küstenökosysteme auswirken könnte. Berücksichtigt wurden bei der Modellierung der Arealverschiebungen dabei die Jahresmitteltemperatur sowie die mittlere Juli- und Januar-Temperatur, wobei ein Referenzzeitraum 1961-1990 mit einem Projektionszeitraum 2050 verglichen wurde (vgl. für Beschreibung der verwendeten Szenarien: von Storch et al. 1998). Die Ergebnisse zeigen, dass sich die Areale vieler Pflanzenarten des Küstenraumes induziert durch den Klimawandel Richtung Norden verschieben würden. Für Arten, deren östliche Verbreitungsgrenze heute durch niedrige Wintertemperaturen limitiert ist, prognostiziert Metzger (2005) eine Ostverschiebung der Areale. Regressive Arealentwicklungen werden für acht Arten der Halophytenvegetation prognostiziert. Insgesamt zieht Metzger (2005) aber das Fazit, dass kein deutlicher Effekt des Klimawandels auf die Gefäßpflanzenflora des Küstenraumes erkennbar bzw. zu erwarten ist.

CO₂- und Temperaturerhöhung

Obwohl davon auszugehen ist, dass der durch den Klimawandel ausgelöste Meeresspiegelanstieg den stärksten direkten Effekt auf die Marschen in Ästuaren und entlang der Küste ausüben wird, sind doch auch Veränderungen der Konkurrenzbeziehungen und/oder von Ökosystemeigenschaften zu erwarten, die mit der CO₂ Erhöhung in der Atmosphäre und/oder mit der Temperaturerhöhung in direkter Verbindung stehen. So wird generell davon ausgegangen, dass die Wuchsleistung von C₃ Pflanzen stärker durch die bessere CO₂ Verfügbarkeit ansteigen wird, als dies für C₄ Pflanzen der Fall ist (vgl. Kap 4.2.1). In Salzmarschen der Metropolregion Hamburg steht das C₄ Gras *Spartina anglica* (C₄) unmittelbar in Konkurrenz zu einer Reihe von C₃ Pflanzen (wie z.B. *Puccinellia maritima*). In einem faktoriellen Laborexperiment konnten Gray & Mogg (2001) zeigen, dass sich die Biomasseproduktion von *Puccinellia* sowohl durch eine Temperaturerhöhung (+3 °C) als auch durch eine erhöhte CO₂ Konzentration (+340 ppm) steigerte und dass sich diese Effekte additiv verhielten. Auch die Biomasse von *Spartina* erhöhte sich sowohl bei Temperatur- als auch bei CO₂ Erhöhung, wobei die Erhöhung durch steigende CO₂ Konzentration für die C₄ Pflanze nicht erwartet worden war. Die Autoren vermuten, dass hier eine verbesserte Wassernutzungseffizienz unter erhöhten CO₂ Konzentrationen dazu beigetragen hat, dass die Biomasseproduktion von *Spartina* anstieg. In einem Konkurrenzexperiment zwischen *Puccinellia* und *Spartina* wurde deutlich, dass *Puccinellia* unter den getesteten Bedingungen stets die konkurrenzüberlegene Art war. Dies steht im offensichtlichen Widerspruch zu der derzeit zu beobachtenden starken Expansion von *Spartina anglica* in den Salzmarschen der Nordseeküste (vgl. Nehring & Hesse, 2008).

Untersuchungen zu Auswirkungen einer Temperaturerhöhung auf die N-Mineralisationsraten in Salzmarschen der Nordseeküste zeigen, dass diese bei einer Temperaturerhöhung von ca. 1°C im Mittel im Frühjahr von 6,5 kg ha⁻¹ auf 24,7 kg ha⁻¹ bzw. im Herbst von 4,5 kg ha⁻¹ auf 12,3 kg ha⁻¹ ansteigen (Dahl, 2000). Diese Änderungen würden zu einer erheblichen Steigerung der jährlichen

N-Mineralisationsraten führen, die derzeit bei etwa 40 bis 60 kg pro ha liegen. Dahl (2000) schlussfolgert, dass durch die prognostizierten klimatischen Änderungen Arten mit einem hohen N-Aufnahme- und N-Speichervermögen (z.B. *Elymus athericus* und *Atriplex portulacoides*) gefördert werden würden und dass diese Arten andere, eher kleinwüchsige und zum Teil auch annuelle Arten in den Salzmarschen verdrängen würden.

Auswirkungen einer Temperaturerhöhung auf Umsetzungen in Marschböden von Salzmarschen der deutschen Nordseeküste wurde von Blume & Müller-Thomsen (2007) untersucht. Die Autoren schlussfolgern, dass erhöhte Temperaturen zu höheren Streuabbauraten und einer besseren Entwicklung der Bodenfauna führen würde und dass es somit trotz erhöhter Biomasseproduktion der Vegetation nicht zu einer vermehrten C-Akkumulation im Boden kommt.

Schlussfolgerung und Ausblick

Die geschilderten Ergebnisse zeigen, dass damit zu rechnen ist, dass die Ökosysteme der Marschen in der Metropolregion Hamburg durch den Klimawandel in unterschiedlichster Weise beeinflusst werden. Dabei erlaubt es der derzeitige Kenntnisstand aber nicht, quantitative Prognosen zur Veränderung der Ausdehnung der Marschen, zur Artenzusammensetzung und Produktivität oder auch zu Stoffumsetzungsprozessen zu machen. Gerade hinsichtlich der komplexen Wechselwirkungen zwischen unterschiedlichen Ökosystem-Kompartimenten und trophischen Ebenen ist großer Forschungsbedarf erkennbar.

6.3.1.3 Moore

In Deutschland wird der Begriff Moor für Standorte mit Böden mit einer Torfmächtigkeit von über 30 cm verwendet. Der Begriff Torf wiederum bezeichnet ein Bodensubstrat mit einem organischen Anteil von mehr als 30% (Ad-hoc-Arbeitsgruppe Boden 2005).

Entstehung und Vorkommen in der Metropolregion Hamburg

Moore entstehen dort, wo in Folge eines gehemmten Abbaus von organischer Substanz Torf akkumuliert wird. Dies geschieht in der Regel unter wassergesättigten Bedingungen im Boden, wenn der Sauerstoffgehalt nicht ausreicht um die abgestorbene organische Substanz durch Oxidation von Kohlenstoff abzubauen (Succow & Joosten 2001). Moore bilden sich entweder bei der Verlandung aquatischer oder der Versumpfung terrestrischer Lebensräume. Die Moorgenese ist sowohl abhängig von geomorphologischen als auch von klimatischen Rahmenbedingungen, da beide Faktoren den Wasserhaushalt eines Gebietes beeinflussen und bestimmen. In der Metropolregion Hamburg konnten sich somit im Laufe des Postglazials je nach Naturraum sowie entlang eines Klimagradienten mit abnehmenden Niederschlägen von Nordwest nach Südost unterschiedliche Moortypen entwickeln. Die Entstehung der Moore in der Nordwestdeutschen Tiefebene setzte nach Ende der letzten Eiszeit vor ca. 11000 Jahren ein. Durch Transgressionsphasen in Küstennähe sowie ständige Klimaschwankungen während des Holozäns wurde die Moorentwicklung jedoch teilweise unterbrochen oder setzte regional verzögert ein (Behre 1976, Ellenberg 1996, Gerdes et al. 2003).

Grundsätzlich wird zwischen ombrotrophen Hochmooren und minerotrophen Niedermooren unterschieden. Niedermoore stehen unter dem Einfluss von Grund- und Oberflächenwasser und sind dementsprechend oft basenreich und relativ nährstoffreich. Bei zunehmendem Torfwachstum allerdings geht der Einfluss des Grundwassers zurück. Es entwickelt sich ein basen- und nährstoffarmes Niedermoor. Dieses so genannte Übergangsmoor leitet oft hin zu den Hochmooren. Es kann sich aber auch um ein stabiles Stadium handeln und wird dann oftmals als Zwischenmoor bezeichnet. Hochmoore wachsen auf Niedermoor torfen auf und wölben sich urglasförmig über ihre Umgebung empor und werden ausschließlich durch Regenwasser gespeist. Sie stellen daher nährstoffarme und saure Lebensräume dar (Aletsee 1967, Wagner 2000).

Voraussetzung für die Hochmoorbildung war das gemäßigt humide Klima des Atlantikums (ca. 5500 v. Chr. – 2500 v. Chr.) mit milden Temperaturen, ausreichenden Niederschlägen und geringen

Verdunstungsraten, welches das Wachstum von Torfmoosen (Gattung Sphagnum) begünstigte (Ellenberg 1996). Die Torfmoose ihrerseits sind in der Lage das Ökosystem Moor entscheidend zu beeinflussen und zu verändern. Durch die direkte Aufnahme von Nährstoffen aus der Atmosphäre oder aus dem Niederschlag enthalten sie diese der Rhizospähre und somit den meisten Gefäßpflanzen vor. Gleichzeitig geben sie Protonen an ihre Umgebung ab und leiten damit eine Versauerung des Torfes ein. Weiterhin sind sie in der Lage ein Vielfaches ihres Volumens an Wasser kapillar und in Hyalinzellen zu binden und damit über dem eigentlichen Wasserspiegel zu speichern. An der Spitze wachsen die Köpfchen der Torfmoose in die Höhe, während unterliegende Stämmchen, Äste und Blätter absterben. Mit zunehmender Versauerung und bei hohen Wasserständen wird der mikrobielle Abbau gehemmt und der Torfkörper beginnt in die Höhe zu wachsen. (z.B. Clymo & Hayward 1982). Bei einem durchschnittlichen Wachstum von 1 mm pro Jahr waren Torfmächtigkeiten von bis 10 m in Norddeutschland keine Seltenheit (Overbeck 1975).

Nach Form der Torfbildung und des Wasserhaushalts lassen sich Moore in hydrogenetische Moortypen untergliedern (Succow & Joosten 2001). Die jeweiligen Moortypen sind oftmals kennzeichnend für die verschiedenen Landschaftsräume der Metropolregion.

Die bedeutendsten und ausgedehntesten Hochmoore in Norddeutschland sind im westlichen Niedersachsen zu finden, insbesondere im Emsland und in der Diepholzer Moorniederung. Aber auch für die Metropolregion Hamburg waren Hochmoore einst sehr typisch, wenngleich mit regional unterschiedlicher Ausprägungen und Flächenanteilen und unterschiedlicher Genese (Schneekloth et al. 1970-1983, Overbeck 1975).

In den Niederungen der Geest und in den Marschen dominierten so genannte Versumpfungsmoore (Schrautzer 2004). Durch nacheiszeitlichen Meeresspiegelanstieg und damit einhergehenden Grundwasseranstieg konnten sich in abflusslosen Senken zwischen sandigen Geestrücken zunächst flachgründige Niedermoores entwickeln, die häufig im Laufe der Zeit zu Hochmooren aufgewachsen sind. Geestrandmoore konnten sich häufig auf abflusslosen Senken des Sietlandes, dem hinter Uferwällen tiefer liegenden Teil der Marsch, bilden (Behre 1976). Wurzelechte Hochmoore hingegen sind direkt auf podsolierten Sanden aufgewachsen (Drews et al. 2000).

Überflutungsmoore bildeten sich in regelmäßig überfluteten fluss- oder küstennahen Bereichen, insbesondere in den Tälern mittelgroßer Tieflandsflüsse. Küstenüberflutungsmoore entwickelten sich sowohl an Nord- als auch an Ostsee. Sie liegen durch den Meeresspiegelanstieg heutzutage meist unter dem Meeresniveau oder werden von Salzmarschen eingenommen (Dierssen & Dierssen 2001).

Große Mooregebiete in der Region haben sich im Wirkungsbereich tidebeeinflusster Flüsse entwickelt. In der Eider-Treene-Sorge-Niederung entstanden z.B. große Moorkomplexe aus Küsten- und Flussüberflutungsmooren, Verlandungsmooren an Flachseen und ombrotrophen Hochmooren (Drews et al. 2000). Die größten Moore in der Region entwickelten sich im Weser-Elbe-Dreieck, wie z.B. das Teufelsmoor im Urstromtal der Hamme oder im Landkreis Cuxhaven das Ahlenmoor und das Königsmoor (Behre 1976, Grosse-Brauckmann 1969). Auch weite Teile des Alten Landes sind geprägt von Mooren, die sich in den nassen Senken im Übergangsbereich von Elbmarsch und Geest bilden konnten (Hamburger Moorgürtel). Das letzte erhaltene Moor in den Marschen Schleswig-Holsteins sind die Reste des Weißen Moores nordwestlich von Heide. Eine Besonderheit ist hier das Vorkommen der Moltebeere (*Rubus chamaemorus*), die hier ihre südliche Verbreitungsgrenze erreicht. Ein Beispiel für Hochmoorbildung in den abflusslosen Dünentälern des Elbe-Urstromtals ist das Schnaakenmoor im Westen Hamburgs.

Aber auch im Bereich der Lüneburger Heide entstanden größere Hochmoorkomplexe, entweder in abflusslosen Senken (z.B. Pietzmoor bei Schneverdingen) oder in den Niederungen der Tieflandsflüsse (z.B. Königsmoor im Bereich der Wümme, Ostenholzer Moor im Einzugsgebiet der Meiße).

In den sandigen Dünentälern der Lüneburger Heide und im Wendland haben sich darüber hinaus viele kleinere Hochmoore entwickelt. Die Kleinstmoore im Wendland sind floristisch interessant, da hier das Vorkommen des Sumpfporstes (*Ledum palustre*) auf die westliche Verbreitungsgrenze boreal-

subkontinentaler Hochmoore hinweist. Ähnliches ist auch im südöstlichen Schleswig-Holstein zu beobachten, wie z.B. im Salemer Moor bei Ratzeburg (Pott 1995, Ellenberg 1996).

Der Südosten der Metropolregion ist relativ trocken und die (sub-)atlantischen Regenmoore des Nordwestdeutschen Tieflandes erreichen hier ihre Arealgrenze. Das Schweimker Moor im Süden des Landkreises Uelzen blickt dementsprechend auf eine relativ junge Entwicklungsgeschichte zurück. Es ist erst vor ca. 2000 Jahren unter den klimatisch günstigeren Voraussetzungen des Subatlantikums entstanden (Driesner 1997).

Im östlichen Hügelland Schleswig-Holsteins haben sich vielfach Verlandungsmoore in größeren Hohlformen oder Seen der Jungmoränenlandschaft gebildet, wie etwa das Dosenmoor bei Neumünster, welches den ehemaligen Dosensee bedeckt (Irmeler et al. 1998). Ebenso typisch für das weichseleiszeitlich geprägte Gebiet sind Toteislöcher, in denen sich so genannte Kesselmoore entwickeln konnten. Das Kesselmoor Schwarzsee im Kreis Herzogtum Lauenburg ist ein typisches Beispiel für die Genese vom Kleingewässer über Röhricht und Seggenrieder hin zu einem basenarmem Niedermoor und letztendlich zur Ausbildung eines ombrotrophen Hochmoores (Rickert 2005).

Standorteigenschaften und Vegetation

So unterschiedlich die Standortbedingungen der verschiedenen Moortypen sind, so unterschiedlich ist auch die jeweilige Zusammensetzung der Vegetation.

Charakteristische Arten der Hochmoorvegetation sind angepasst an die extrem sauren und nährstoffarmen Standorte. Charakteristisch für natürliche und naturnahe Hochmoore ist eine ausgeprägte Bult-Schlenken Struktur. Mosaikartig wechseln sich wassergefüllte Vertiefungen (Schlenken) mit erhöhten Kuppen (Bulten) ab.

In oligo- bis dystrophen Moortümpeln und in wassergefüllten Torfstichen finden sich flutende Torfmoosrasen sowie Bestände diverser Wasserschlaucharten (*Urticularia*), aber auch andere Spezialisten wie die Rasenbinse (*Juncus bulbosus*). Diese so genannten Schwingrasen leiten oftmals die Verlandung nährstoffarmer Seen ein (Lütt 1992).

In kleineren und oftmals seichteren Schlenken bilden sich keine schwimmenden Torfmoosdecken, vielmehr füllen die Sphagnen das Wasser vom Grunde her auf.

Die Schlenken der Hochmoore sowie der nährstoffarmen Niedermoore werden in Nordwestdeutschland hauptsächlich von Schnabelried-Gesellschaften (*Rhynchosporion*) besiedelt. Neben der weißen und der roten Schnabelbinse (*Rhynchospora alba* und *R. fusca*) sind je nach Nährstoff- und Sauerstoffverfügbarkeit *Sphagnum denticulatum* oder *Sph. cuspidatum* sowie das Schmalblättrige Wollgras (*Eriophorum angustifolium*) und der Sonnentau (*Drosera*) typische Begleiter (Dierssen & Dierssen 2001).

In beiden Fällen sind mit fortschreitender Verlandung die Voraussetzungen gegeben, dass sich bultbildene *Sphagnum*-Arten und weniger nassetolerante Gefäßpflanzen etablieren können.

An mesotrophen Niedermoorstandorten sowie an der Verlandungszone oligo- bis dystropher Moorgewässern und im Lagg oligotropher Moore bilden sich nasse Schwingrasen mit der charakteristischen Fadensegge (*Carex lasiocarpa*). Ein Großteil der Phytomasse wird von Moosen gestellt, im sauren Milieu vor allem von Torfmoosarten. Die Fadenseggensümpfe werden oftmals als typische Zwischenmoorgesellschaft beschrieben (Ellenberg 1996).

Die Vegetation der Bulte ist in erster Linie abhängig vom mooreigenen Wasserhaushalt und von der Verfügbarkeit an Nährstoffen, aber auch von der jeweiligen Phase ihrer Entwicklung. Die aufgewölbten Bulte werden von rot gefärbten Torfmoosen aufgebaut, im Besonderen von *Sphagnum magellanicum*, *Sph. rubellum* und *Sph. papillosum*. Die ehemals dominierende bultbildene Art *Sph. imbricatum* gilt heute im Gebiet als ausgestorben (Dierssen 1982). Als typische Gefäßpflanzen sind oftmals das Scheidige Wollgras (*Eriophorum vaginatum*) die Rosmarinheide (*Andromeda polifolia*)

und die Moosbeere (*Vaccinium oxycoccus*) zu finden. Bei fortschreitender Bultbildung oder bei zunehmender Austrocknung der Bulte können sich Zwergsträucher wie die Glockenheide (*Erica tetralix*) oder die Krähenbeere (*Empetrum nigrum*) sowie Moose wie das Frauenhaar (*Polytrichum strictum*) etablieren und schließlich sogar die Torfmoose durch „Ausschattung“ verdrängen. Die trockensten Bereiche werden oftmals von der Besenheide (*Calluna vulgaris*) eingenommen (Pott 1995).

Arten wie der Beinbrech (*Narthecium ossifragum*) oder das gefleckte Knabenkraut (*Dactylorhiza maculata*) sind auf minerotrophe Standorte beschränkt und deuten auf einen gewissen Zustrom an Grundwasser hin. Gleiches gilt für das Pfeifengras (*Molinia caerulea*), das überdies von atmosphärischen Nährstoffeinträgen profitiert und nicht selten als dominante Art in degenerierten Hochmooren vorzufinden ist (Pott 1995, Dierssen & Dierssen 2001).

In alten, wiedervernässten Torfstichen bilden sich ausgedehnte Schwingrasen mit *Sphagnum cuspidatum*, die durchsetzt sind mit dem Schmalblättrigen Wollgras (*Eriophorum angustifolium*). Diese artenarme Gesellschaft ist relativ stabil, mit zunehmender Verlandung können sich jedoch Wollgras-Bulten mit *Eriophorum vaginatum* und Torfmoosrasen mit *Sphagnum fallax* entwickeln. Bei zunehmender Austrocknung entwickelt sich im weiteren Verlauf oftmals ein Birkenbruch, eine ausreichende Wasserversorgung lässt hingegen auch eine Sukzession zu typischen Hochmoorbult-Gesellschaften möglich erscheinen (Lütt 1992, Pott 1995).

Die Vegetation der Feuchtgrünländer, der Feuchtheiden und der Bruchwälder wird an anderer Stelle beschrieben (vgl. Kap. 4.3.2: Feuchtgrünland und Heiden; 4.3.1: Wälder), wenngleich sie oft im Randbereich naturnaher Moore oder auf entwässerten und mineralisierten Moorstandorten vorkommen. Genauso wenig Beachtung finden an dieser Stelle die Röhrichte und Großseggenriede, die an meso- bis eutrophen Gewässerufeln häufig die Verlandung einleiten.

Anthropogene Eingriffe

Moore werden seit Jahrhunderten auf unterschiedlichste Weise von Menschen genutzt. Zum einen wurden viele Gebiete drainiert um sie in landwirtschaftliche Flächen umzuwandeln. Zum anderen ist Torf ein wichtiger Rohstoff, der in früheren Tagen als Heizmaterial und heutzutage vermehrt als Pflanzensubstrat im Gartenbau genutzt wird.

Neben der direkten Nutzung der Moore, bzw. des Torfes, spielen seit einigen Jahrzehnten auch atmosphärische Nährstoffeinträge, insbesondere die Deposition von Stickstoff (N), eine wichtige Rolle für die Vegetationszusammensetzung von Hochmooren. Als kritischer Wert der Stickstoffdeposition für Hochmoore wird in diesem Zusammenhang 5-10 kg ha⁻¹ a⁻¹ angenommen (Bobbink & Roelofs 1995, Lamers et al. 2000), während die aktuelle N-Deposition in der Metropolregion bei über 20 kg ha⁻¹ a⁻¹ liegt (Härdtle et al. 2009).

Wenn das Aufnahmevermögen der Moose erschöpft ist oder durch verstärkte Mineralisierung zusätzlich Stickstoff im Boden freigesetzt wird, können Gefäßpflanzen auf die Stickstoffvorräte zurückgreifen und werden schließlich in ihrer Konkurrenzkraft gegenüber Torfmoosen gestärkt. Diese Verschiebung in der Artenzusammensetzung ist sowohl bekannt für im Hochmoor N-limitierte Ericaceen als auch für das häufig in degenerierten Mooren dominante Pfeifengras (Lüttke Twenhöven 1992, Tomassen et al. 2004). Je mehr gut zersetzbarer Streu von Gefäßpflanzen im Gegensatz zur schlecht zersetzbarer Streu der Torfmoose im Torf verbleibt, desto geringer ist die Akkumulierung von Kohlenstoff.

Drainage, Abtorfung und landwirtschaftliche Nutzung sowie eine Erhöhung der atmosphärischen Stickstoffdeposition haben dazu geführt, dass die ursprüngliche Moorfläche mitsamt ihrer typischen Vegetation in ganz Europa stark zurückgegangen ist. Während einstmals rund 9 % der Fläche Schleswig-Holsteins und Niedersachsens (inkl. Hamburg und Bremen) mit Mooren bedeckt war, ist die Fläche heute auf 2600 ha wachsendes Regenmoor in Niedersachsen und 543 ha in Schleswig-Holstein zurückgegangen. Etwas großflächiger sind noch degenerierte Hochmoorstadien (z.B. mit Pfeifengras- oder Birkenbewuchs) vorhanden genauso wie wiedervernässte Handtorfstiche.

Ein beträchtlicher Anteil der ehemaligen Hochmoorflächen ist jedoch durch vollständigen Abbau oder durch fortschreitende Mineralisation nach der Trockenlegung unwiderruflich zerstört (LANU-SH 2002, NLWKN 2006).

Einige kleine Gebiete weisen zwar noch eine naturnahe Vegetation auf, hydrologisch gänzlich unbeeinflusste Hochmoore sind hingegen in Norddeutschland nicht mehr aufzufinden (Ellenberg 1996). Darüber hinaus sind von den 35 in Norddeutschland erfassten Sphagnum-Arten immerhin 17 selten bis sehr selten und nur 5 nicht unmittelbar gefährdet (Dierssen 1996).

Während einerseits der Torfabbau an einigen Stellen weiter voranschreitet und Abbaugenehmigungen noch für viele Jahre vorliegen (in den Landkreisen Cuxhaven und Stade z.T. bis 2040), ist andererseits die ökologische Bedeutung der Hochmoore erkannt worden, was sich in zahlreichen Renaturierungsmaßnahmen und landesweiten Moorschutzprogrammen widerspiegelt. So sieht das Niedersächsische Moorschutzprogramm eine Ausweisung als NSG von insgesamt 81.000 ha Hochmoorfläche vor, wobei ein großer Anteil auf Degenerationsstadien oder aktuell noch in Abtorfung befindliche Fläche entfällt (NLWKN 2006).

Moore und Klima

Neben edaphischen Faktoren bestimmt im Wesentlichen das Klima die Genese der Moore. Aber Moore ihrerseits haben auch einen starken Einfluss auf das Klima. Klima und Moore sind also zwei von einander abhängige Größen.

Untersuchungen zu den Wechselwirkungen von Mooren und Klima liegen für die Metropolregion bisher kaum vor. Eine Ausnahme stellt das Projekt Klimazwei dar. Im Rahmen des Projektes wird für die Abschätzung des Klimaentlastungspotenzials durch Moormanagement in sechs repräsentativ über Deutschland verteilten Mooregebieten der Spurengashaushalt untersucht, wobei eins der Untersuchungsgebiete das Ahlenmoor im Landkreis Cuxhaven ist. Weltweit gibt es eine Vielzahl an Forschungsprojekten zu diesem Thema. Einige grundlegende Erkenntnisse können zwar auf die Metropolregion übertragen werden, konkrete Aussagen sowie die Entwicklung von Handlungsstrategien können allerdings nur durch zukünftige Untersuchungen vor Ort getroffen werden.

Moore haben weltweit eine herausragende Bedeutung als Senke und potentielle Quelle für Kohlenstoff. Obwohl Moore nur 3 % der Landoberfläche bedecken, speichern sie mit geschätzten 400-550 Gt Kohlenstoff etwa 20-30 % des weltweit in Böden festgelegten Vorrats (Joosten 2006a, Bridgman et al. 2006). In wachsenden Mooren wird jährlich bis zu 100 Mio. Tonnen C festgelegt, während ca. 3 Gt C jährlich in degenerierten Mooren oder durch Moorbrände freigesetzt werden (Joosten 2006a). Somit wird deutlich, dass wachsende Moore seit Jahrtausenden eine wichtige Kohlenstoffsенke darstellen, durch anthropogene Eingriffe aber zu einer bedeutenden Quelle für CO₂-Emission geworden sind. Neben CO₂ rücken seit geraumer Zeit Spurengase wie Methan (CH₄) und Lachgas (N₂O) in den Fokus der Klimadebatte. Unter wassergesättigten anaeroben Bedingungen wird zwar durch gehemmten mikrobiellen Abbau der Biomasse Kohlenstoff akkumuliert, gleichzeitig wird jedoch Methan freigesetzt. Es wird derzeit davon ausgegangen, dass die Wirkung auf das Klima in wachsenden Mooren neutral ist (Trepel 2008). In entwässerten Mooren wird neben CO₂ mit N₂O ein weiteres klimarelevantes Gas freigesetzt (Alm et al. 2007). Im Gegenzug kommt es bei der Wiedervernässung degenerierter Moore zur erhöhten Emission von Methan, was besonders zu Beginn von Renaturierungsmaßnahmen problematisch ist, da die langsam wieder einsetzende Kohlenstoffspeicherung zunächst die CH₄-Emission nicht ausgleichen kann. Es ist aber davon auszugehen, dass sich im Laufe weniger Jahrzehnte das Gleichgewicht wieder einstellt und längerfristig sich wiedervernässte Flächen positiver auf das Klima auswirken als entwässerte Moore (Joosten 2006b).

Die Frage, wie sich prognostizierte Änderungen des Klimas auf die Entwicklung von Hochmooren auswirken, ist nur schwer zu beantworten und muss auf regionaler Ebene betrachtet werden: Steigende Temperaturen können die Primärproduktion in Hochmooren, u.a. durch eine damit einhergehende

Verlängerung der Vegetationsperiode, steigern. Erhöhte Evapotranspiration und steigender Trockenstress wiederum können die Biomasseproduktion allerdings auch senken. In jedem Fall aber nehmen die mikrobielle Aktivität und damit auch die Zersetzungsraten zu. Daher wird allgemein erwartet, dass steigende Temperaturen zu einem Verlust an gespeichertem Kohlenstoff führen (Charman 2008). Verringerte Niederschläge während der Vegetationsperiode können sich direkt negativ auf das Wachstum einzelner Torfmoosarten auswirken und somit ebenfalls die Speicherung von Kohlenstoff verringern (Robroek et al. 2009).

Die Kombination von steigenden Temperaturen, reduzierten Sommerniederschlägen, und die damit einhergehenden steigenden Verdunstungsraten, bestimmt die Hydrologie von Mooren und führt in Zukunft zu sinkenden Wasserständen (Waddington et al. 1998). Torfmoose haben zwar die Fähigkeit Wasser kapillar anzuheben und somit die Wasserversorgung auch bei niedrigen Wasserständen zu regulieren (Hayward & Clymo 1982). Lang anhaltende Dürren allerdings können die Regeneration beeinträchtigen (Gerdol et al. 1996) oder sogar zu erhöhter Mortalität der Moose führen (Bragazza 2008).

Bei einzelnen extremen Jahren ist das Hochmoor in der Lage sich von allein zu erholen, liegt hingegen eine anhaltende klimatische Veränderung vor, ist eine dauerhafte Veränderung des Arteninventars zu erwarten. Bei zunehmender Austrocknung werden Gräser und Zwergsträucher, aber auch Birken profitieren, die wiederum durch hohe Verdunstungsraten die Austrocknung des Moores weiter vorantreiben (Laine et al. 1995).

Weiterhin können prognostizierte Starkregenereignisse Schäden an der Vegetation oder am Torfkörper hervorrufen. Besonders nach Phasen der Austrocknung ist die Torfoberfläche anfällig für Erosion während starker Niederschläge (Evans et al. 2006).

Zusammenfassend sei also festgehalten, dass sich der Klimawandel unmittelbar negativ auf die Akkumulation von Kohlenstoff auswirkt und darüber hinaus langfristig zu einer Veränderung des typischen Arteninventars führt. Besonders betroffen werden Moore in den Gebieten sein, die auf Grund der aktuellen klimatischen Bedingungen die südliche Arealgrenze ombrotropher Moore darstellen (Charman 2008). Eine negative Entwicklung ist daher auch für die Hochmoore der Metropolregion zu erwarten, insbesondere für die Moore im eher subkontinental geprägten Südosten der Region, die schon heute unter trockeneren und wärmeren Sommer leiden als die atlantisch geprägten Moore in Küstennähe.

Konsequenzen für den Naturschutz

In Mitteleuropa wurden Hochmoore durch Landnutzung und Stickstoffeinträge in ihrer Hydrologie, ihrer Vegetationszusammensetzung und in ihrer Torfbeschaffenheit stark bis irreversibel verändert und zerstört. In den tausenden Jahren seit ihrer Entstehung unterlagen Moore immer wieder Klimaschwankungen, die sich in unterschiedlicher Weise auf ihre Genese ausgewirkt haben und in natürlichem Zustand sind Moore oftmals robust gegenüber Klimaveränderungen. Da in der heutigen Kulturlandschaft hingegen unbeeinflusste Moore nicht mehr vorkommen, wirken sich Klimaveränderungen wie Sommertrockenheit und erhöhte Temperaturen stärker auf Moore aus (Charman 2008).

Auch wenn die Grundvoraussetzung zur erfolgreichen Moorregeneration – die Wiederherstellung einer für Torfbildende Sphagnum-Arten günstigen Hydrologie – kurzfristig erreicht werden kann, so bleibt fraglich, ob diese unter den prognostizierten klimatischen Bedingungen stabil bleibt. Weiterhin können trotz stabiler und geeigneter hydrologischer Verhältnisse Stickstoffeinträge die Entwicklung von wachsenden Torfmoosdecken hemmen und die Ausbildung einer hochmoortypischen Vegetation verhindern.

Zudem kommt es meist zu Wechselwirkungen mehrerer auf das Ökosystem wirkender Faktoren. Veränderte klimatische Bedingungen verstärken den aktuellen degenerierten Zustand der Hochmoore, der durch Nutzung und Entwässerung und durch atmosphärische Stoffeinträge herbeigeführt wurde (Charman 2008). Eine vollständige Restitution wachsender Regenmoore scheint unter den gegebenen

Bedingungen nur schwer realisierbar. Ein Hauptaugenmerk sollte daher auf die letzten noch verbliebenen naturnahen Standorte (z.B. Teile des Ahlenmoors) gerichtet werden sowie auf den Schutz aktueller Restvorkommen seltener Torfmoose und deren Lebensräume. Da Hochmoore sich einerseits stark auf das Klima auswirken können und andererseits das Klima eine entscheidende Rolle für die Entwicklung von Hochmooren spielt, sollten wachsende Hochmoore in ihrer Funktion als bedeutende Senke oder Quelle von Kohlenstoff eine wichtige Rolle des Naturschutzes spielen. Dabei müssen für jeden Standort spezifische Maßnahmen zur Restitution getroffen werden, abhängig vom Ausmaß der Degeneration und dem Entwicklungspotential.

6.3.2 Ökosysteme der Kulturlandschaft

6.3.2.1 Heiden

Verbreitung in der Metropolregion Hamburg

Der Begriff „Heide“ bedeutet im vegetationskundlichen Sinne eine von Zwergsträuchern (der Familie der Ericaceen) dominierte Vegetationsformation, in der Bäume oder Sträucher fehlen oder allenfalls vereinzelt auftreten (Hüppe, 1993). Heiden sind in Mitteleuropa überwiegend anthropozoogen, also durch eine Beweidung mit verschiedenen Haustierarten (z.B. Schafe, Rinder) entstanden. Kleinräumig kommen Heiden aber auch natürlich (als Dauergesellschaften oder Sukzessionsstadien) beispielsweise im Randbereich von Mooren, auf sauren Anmoor- oder Torfböden mit stagnierendem Grundwasser, an Felsstandorten oder im Bereich von Küstendünen vor (Wilmanns, 1993).

Heidelandschaften sind bezeichnend für den atlantisch-subatlantischen Raum Nordwest-Europas, zu dem auch die Metropolregion Hamburg gehört. Wie Abb. 8 zeigt, liegt die Metropolregion Hamburg im Kernareal der Tieflands-Heiden in NW-Mitteleuropa. Ihrem Gesamtareal entsprechend bevorzugt die Besenheide (*Calluna vulgaris*) ein feuchtes, sommerkühles und wintermildes Großklima, auch wenn Heidestandorte - besonders auf sandigen Böden - als „edaphisch trocken“ bezeichnet werden können. Dies wird daran deutlich, dass die Besenheiden in trockenen Sommern empfindlich geschädigt werden und im Herbst dann auf bis zu über 50% der Wuchsfläche absterben können (Ellenberg, 1996).

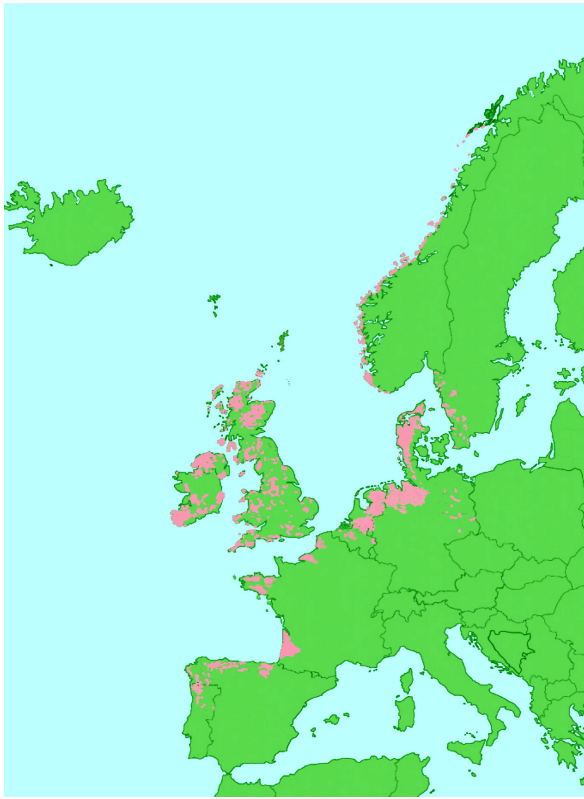


Abb. 8: Verbreitung der Heidenlandschaften in NW-Europa (aus Härdtle et al. 2008).

Standorteigenschaften und Vegetation

In der Metropolregion Hamburg kommen verschiedene Heidetypen vor, die hinsichtlich ihrer Artenzusammensetzung klimatische und edaphische Unterschiede widerspiegeln (Dierßen, 1996).

Küstenheiden (*Empetrum nigrum*)

Küstenheiden mit einer hohen Deckung der für sie typischen Krähenbeere (*Empetrum nigrum*) sind kennzeichnend für Gebiete mit atlantischem Großklima. Sie sind (u.a.) typisch für die Küste der Nordsee, und kommen demgemäß in den Niederlanden, in Deutschland und in Dänemark vor. Krähenbeeren-Heiden bevorzugen Standorte mit hoher Luftfeuchtigkeit und sind typisch für kalkarme Böden aus Sand mit unterschiedlichen Anteilen an organischer Substanz.

Feuchtheiden (*Erica tetralix*)

An nassen, regelmäßig gemähten oder beweideten Standorten können Feuchtheiden entstehen, in denen die Glockenheide (*Erica tetralix*) hohe Deckung erlangt. Feuchtheiden sind auf atlantische Gebiete begrenzt und kommen von Nordfrankreich bis Süddänemark ausschließlich an nassen und sauren Standorten vor. Selbst im Sommer sind Feuchtheide-Standorte bis in die oberen Bodenhorizonte vernässt, und Grundwasser steht häufig bereits 20 cm unterhalb der Bodenoberfläche an.

Trockene Tieflandsheiden (*Genistion pilosae*)

In Mitteleuropa sind Tieflandsheiden besonders charakteristisch für die nordwestdeutsche Tiefebene mit ihren aus vorwiegend saaleiszeitlichen Ablagerungen entstandenen podsoligen und Podsol-Böden (Kap. 4.1.1). Kennzeichnend sind, neben verschiedenen Ginster-Arten (Haar-Ginster, *Genista pilosa*; Englischer Ginster, *G. anglica*; Deutscher Ginster, *G. germanica*), ausgedehnte Bestände der Besenheide (*Calluna vulgaris*). Den auf stärker bis rein sandigen und stets podsolierten Böden

vorkommenden „Sandheiden“ lassen sich die sogenannten „Lehmheiden“ gegenüberstellen, deren Böden meist wenig oder nicht podsoliert sind und bei denen die oberen Mineralhorizonte eine bessere Wasser- und Nährstoffversorgung aufweisen. Große Bestände gut erhaltener Sandheiden finden sich heute u.a. noch im etwa 230 km² großen und zur Metropolregion Hamburg gehörenden Naturschutzgebiet Lüneburger Heide. Hier nehmen Sandheiden eine Gesamtfläche von etwa 5.000 ha ein (Härdtle et al., 2008).

Auswirkungen des Klimawandels

Bisher liegen keine Untersuchungen zu den Auswirkungen des Klimawandels auf das Ökosystem Heide für die Metropolregion Hamburg vor. Jedoch wurden in Heiden anderer Regionen schon Studien zu dieser Thematik durchgeführt. Die Ergebnisse liefern Hinweise, die – in gewissen Grenzen – auch auf die Metropolregion Hamburg übertragen werden können, jedoch durch zusätzliche Studien zu verifizieren sind.

Durch Stickstoffdeposition kann es in stickstoff-(N)-limitierten Ökosystemen, zu denen auch die Heiden gehören, zu Artenverschiebungen kommen. Grasarten wie die Drahtschmiele (*Deschampsia flexuosa*) oder das Pfeifengras (*Molinia caerulea*), die auf mäßig stickstoffreichen Flächen weniger konkurrenzfähig sind, können durch erhöhte Stickstoffdeposition Heidepflanzen wie die Besenheide (*Calluna vulgaris*) oder die Glockenheide (*Erica tetralix*) verdrängen. Dieser Effekt ist in den Heiden in Nordwest-Europa bereits zu beobachten. Es ist jedoch unklar, ob diese Veränderungen hauptsächlich auf eine Zunahme der Stickstoffdeposition oder auch auf veränderte Klimafaktoren (Trockenheit, Niederschlagsänderungen) zurückzuführen ist (Britton et al., 2003).

Auf erhöhte Stickstoffverfügbarkeit reagiert die Besenheide mit gesteigertem Wachstum (Gordon et al., 1999). Jedoch hat jede Wachstumssteigerung ein Limit, da eine andere Ressource dann begrenzend wirkt. Wenn der verfügbare Phosphor nur für das „normale“ Pflanzenwachstum ausreicht, führt eine Steigerung des Wachstums durch erhöhte Stickstoffverfügbarkeit zu Mangel an Phosphor. Deshalb kann vermutet werden, dass eine über längere Zeit erhöhte Stickstoffdeposition irgendwann zu einer Phosphor-(P)-Limitierung oder N-P-Limitierung des primär N-limitierten Heideökosystems führt. In einer Metastudie zum Einfluss der durch klimatische Veränderungen gesteigerten Wachstumsrate auf Phosphor zeigte sich, dass sechs von 11 N-limitierten Ökosystemen bei anhaltender Stickstoffdeposition zu einer P-Limitierung wechselten (Menge & Field, 2007). Dieser Effekt ist auch für Heiden wahrscheinlich, da die Besenheide fast nur die organische Auflage durchwurzelt, und ihr größere Phosphorvorräte im Mineralboden somit nicht zur Verfügung stehen. Dadurch haben Gräser mit tiefer reichendem Wurzelsystem (z.B. *Molinia caerulea*) Konkurrenzvorteile, die auch bei geringen Phosphorkonzentrationen wettbewerbsfähig sind.

Die Zunahme von extremen Wetterereignissen wie Starkregen und Dürren können sich ebenfalls negativ auf die Heiden auswirken. Ist die Wasserverfügbarkeit kleiner als die Transpirationsraten, so ist das System wasserlimitiert (Gerten et al., 2008). Der Grad der Wasserlimitierung ist ausschlaggebend für die Reaktionen eines Ökosystems auf Niederschlagsänderungen. Heiden in nicht wasserlimitierten, kalten und feuchten Regionen reagieren im Vergleich zu wasserlimitierten Heiden schwach auf Niederschlagsänderungen. Halbierete oder verdoppelte Niederschlagsmengen in der Mitte der Wachstumsphase verringern die Nettoprimärproduktion bei Heiden stärker als Veränderungen der Niederschlagsintensität (Gerten et al., 2008).

Die Keimlinge der Besenheide reagieren empfindlich auf Trockenheit. Am Anfang der Wachstumsphase kann noch eine Anpassung an Wassermangel stattfinden, da das Triebwachstum noch nicht maximal ist (Gordon et al., 1999). Ist dies jedoch der Fall, kann der Turgordruck aufgrund des Wassermangels nicht mehr gehalten werden. Somit können Sommerdürren die Keimungsetablierung der Besenheide gefährden (Britton et al., 2003). Eine Zunahme des Triebwachstums durch N-Einträge führt durch erhöhten Wasserbedarf zusätzlich zu einer Zunahme des Stresses durch Dürren (Gordon et al., 1999). Bei adulten *Calluna*-Pflanzen vermindert sich in

Dürreperioden die Photosyntheserate in den Blättern, so dass es durch die gesenkte Kohlenstoffaufnahme zu einem Rückgang der Produktivität kommt (Llorens et al., 2004).

Ein weiterer, sich ändernder Klimaparameter, der Heiden beeinflussen könnte, ist die Zunahme der Temperatur. Eine Studie von Llorens et al. (2004) hat gezeigt, dass die Temperaturzunahme durch Minimierung des Infrarotverlustes über Nacht keine direkten Reaktionen auf Besenheide-Bestände während der Wachstumsphase verursacht. Allerdings erhöht eine Erwärmung des Bodens die Mineralisierungsrate der organischen Substanz im Humushorizont und somit die Nährstoffverfügbarkeit. Als Folge kann die Ammoniumkonzentration im Boden ansteigen (Mohamed et al., 2007) und bei toxischen Werten (um 500 ppm) die Keimung der Samen der Besenheide hemmen oder gar verhindern.

Die aufgeführten Reaktionen des Ökosystems Heide stellen nur einen Ausschnitt der wahrscheinlichen Wechselwirkungen von Klimawandel und Ökosystemfunktionen dar. Quantitative Aussagen über die Reaktionen der Heiden auf die prognostizierten Klimaveränderungen sind beim momentanen Wissensstand allerdings nicht möglich. Experimentelle Ansätze bieten eine gute Möglichkeit, um die angesprochenen Wechselwirkungen erfassen und hinsichtlich ihrer ökologischen Relevanz besser beurteilen zu können (vgl. Kap. 4.4).

Konsequenzen für den Naturschutz

Die im vorausgegangenen Kapitel dargestellten Auswirkungen des Klimawandels auf Heiden stellen eine zusätzliche Herausforderung an den Naturschutz dar. Schon die Änderungen in der Landnutzung und der Einsatz von künstlichen Düngern haben zu einem starken Rückgang der Heiden geführt (siehe Abb. 9), so dass heute Naturschutzmaßnahmen zur Erhaltung dieser Ökosysteme notwendig sind. Diese beziehen sich vor allem darauf, die Nährstoffarmut der Standorte zu erhalten. Verschiedene „extensive“ (Mahd, Beweidung, Brennen) und „intensive“ (Plaggen, Schopfern) Bewirtschaftungsformen haben sich hierbei für den Naturschutz bewährt (Abb. 10; Härdtle et al., 2008).

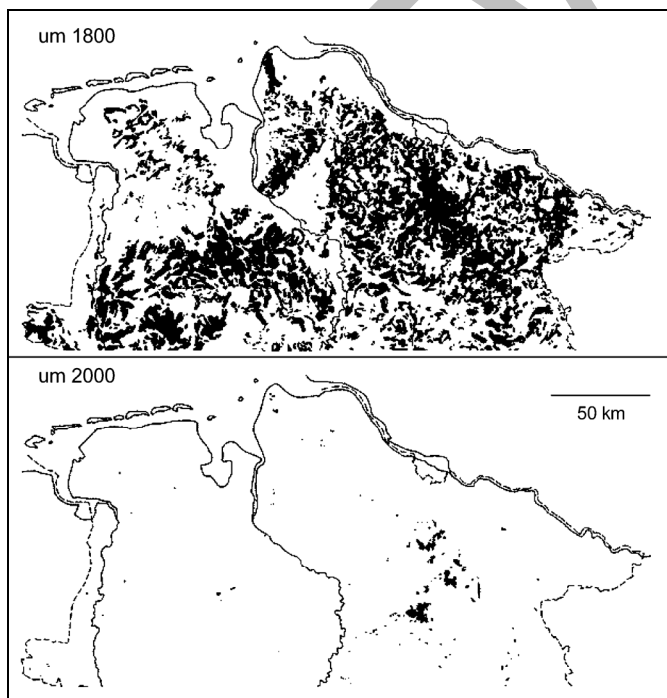


Abb. 9: Die Tiefebene Niedersachsens als Beispiel für den Rückgang von Heidelandschaften; oben: um 1800; unten: um 2000 (nach Assmann und Janssen 1999, verändert).

Klimatische Veränderungen in Kombination mit einer Zunahme der Stickstoffdeposition führen zu einer gesteigerten Notwendigkeit, Nährstoffe aus den Heiden zu entfernen. Managementpraktiken haben die Möglichkeit, durch das Verringern der Nährstoffspeicher im Ökosystem die Reaktion der Heiden auf den zusätzlichen Nährstoffeintrag zu beeinflussen. Jede Maßnahme hat jedoch einen unterschiedlichen Einfluss: „Extensive“ Managementmethoden wie Beweidung und Mahd können den Nebeneffekt haben, dass die Phosphorreserven verringert werden. Die Zunahme an Stickstoff und die zusätzliche Abnahme an Phosphor kann den angenommenen Effekt der Limitierungsverlagerung von Stickstoff zu Phosphor und somit den Konkurrenzdruck auf Heidepflanzen verstärken. Beim Brennen wird jedoch kaum Phosphor entfernt, so dass eine Kombination mit Beweidung und Mahd in geeigneten Zyklen dem Effekt vorbeugen könnte (Härdtle et al., 2008). „Intensive“ Bewirtschaftungsformen haben den Vorteil, einen effizienten Stickstoffaustrag zu bewirken. Jedoch stellen diese Maßnahmen einen starken Eingriff in das System dar und führen zu erhöhten Regenerationszeiten der Heide-Bestände (über 15 Jahre). Außerdem besteht beim Plaggen die Gefahr, dass eine Nährstoffauswaschung durch Starkregenereignisse verstärkt wird und somit unerwünschte Nebeneffekte auftreten.

Zur Erhaltung einer ausgeglichenen Nährstoffbilanz unter Klimaänderungen sind Managementpläne notwendig, die extensive und intensive Maßnahmen räumlich und zeitlich kombinieren (Härdtle et al., 2008). Zurzeit stellt jedoch die Ungewissheit der Auswirkungen des Klimawandels auf die Heiden ein Problem dar. Studien, mit deren Hilfe sich Auswirkungen des Klimawandels auf wichtige Ökosystemfunktionen abschätzen lassen, sind deshalb wichtig, um verbesserte Managementverfahren zu entwickeln und zu einer langfristigen Sicherung von Heideökosystemen beizutragen (vgl. Kap 4.4).



Abb. 10: Typische Verfahren der Heidepflege/-renaturierung (NSG Lüneburger Heide): Heidemahd (links oben, mit Balkenmäher; Oktober 2001; Foto: M. Niemeyer), Kontrollierter Heidebrand im Winter (rechts oben, Oktober 2001; Foto: T. Niemeyer), Beweidung (links unten, hier mit der „grau gekörnten Heidschnucke“, September 2002; Foto: S. Fottner), Heideschoppern, ein dem Heideplaggen nachempfundenes Verfahren, das aber den oberen Mineralboden nicht oder nur zu geringen Teilen entfernt (rechts unten, Juli 2002; Foto: M. Niemeyer; aus Härdtle et al., 2008).

6.3.2.2 Feuchtgrünland

Standortbedingungen und Vegetation

Das Feuchtgrünland wird von den übrigen Vegetationstypen des Wirtschaftsgrünlandes über den Wasserhaushalt abgegrenzt. Charakteristisch für diesen Lebensraumtyp ist eine zumindest zeitweilig auftretende hohe Bodenfeuchtigkeit, die durch Quellwasser oder stagnierendes Grund- oder Stauwasser hervorgerufen werden kann. Teilweise können auch Überflutungen eine Rolle spielen. Die Vegetationstypen des artenreichen (naturnahen) Feuchtgrünlandes (Molinietalia) werden dem artenarmen, intensiver genutzten Feuchtgrünland (Lolio-Potentillion) gegenübergestellt. In Mitteleuropa gehört das artenreiche Feuchtgrünland neben den Trockenrasen zu den am stärksten gefährdeten Lebensräumen (vgl. z.B. Ellenberg, 1996). Ursachen des extrem starken Rückganges dieser Ökosysteme sind Nutzungsintensivierungen ab etwa Mitte des vergangenen Jahrhunderts und in den letzten Jahrzehnten zunehmend auch die Nutzungsaufgabe (Rosenthal et al., 1998, Schrautzer, 2004).

Das artenreiche Feuchtgrünland kann weiter in ungedüngte, wechselfeuchte Pfeifengras-Wiesen (Molinion) und Brenndolden-Auenwiesen (Cnidion) sowie gedüngte beziehungsweise auf nährstoffreicheren Standorten mit geringeren Wasserspiegelschwankungen wachsende Sumpfdotterblumen-Feuchtwiesen (Calthion) unterteilt werden (Dierschke & Briemle, 2002, Burkart et al., 2004). Das Spektrum der vom naturnahen Feuchtgrünland besiedelten Böden ist groß. Während Pfeifengras-Wiesen und Feuchtwiesen in Norddeutschland heute hauptsächlich auf schwach entwässerten (Nieder-)Moorstandorten vorkommen, stocken Brenndoldenwiesen auf den feinkörnigen, oft tonreichen Auenlehmdecken der großen Stromtäler.

Neben dem Wasser- und Nährstoffhaushalt beeinflusst die Nutzungsform die Vegetationszusammensetzung des artenreichen Feuchtgrünlandes. Die traditionelle, die charakteristische Artenzusammensetzung bedingende Mahd-Nutzung der überwiegend schwach produktiven Pflanzenbestände wird dabei aktuell nur noch im Rahmen des Naturschutzmanagements als Pflegemaßnahme durchgeführt. So wurden und werden die zu den ursprünglichen Wiesentypen Mitteleuropas gehörenden Pfeifengraswiesen einmal im Herbst gemäht. Die geerntete Phytomasse wurde früher aufgrund seiner geringen Futterqualität als Stalleinstreu im Winter verwendet. Im Vergleich dazu wurde geerntete Pflanzenmaterial der ein bis zweimal im Jahr gemähten Sumpfdotterblumen- und Brenndolden-Wiesen als Heu verfüttert (Ellenberg, 1996).

Vorkommen in der Metropolregion Hamburg

Bestimmte Vegetationstypen der Sumpfdotterblumen-Wiesen (Calthion) verteilen sich in charakteristischer Weise auf die grundwassernahen Bereiche der Geest und der Jungmoränenlandschaft. Die Wassergreiskraut-Wiesen besiedeln vorwiegend die basenärmeren Böden der Geestbereiche und die Kohldistelwiesen die basenreicheren Böden der Jungmoränenlandschaft (Schrautzer, 2004). Die Stromtalwiesen konzentrieren sich dagegen auf das niedersächsische Elbetal (Redecker & Härdtle, 2006).

Der Flächenrückgang des artenreichen Feuchtgrünlandes in Norddeutschland und damit auch in der Metropolregion Hamburg während der vergangenen Jahrzehnte ist eklatant. Grundsätzlich lassen sich zwei Rückgangstypen unterscheiden (Rosenthal et al., 1998): Beim ersten Typ handelt es sich um großflächig meliorierte Gebiete mit einem Verbreitungsschwerpunkt im südwestlichen Niedersachsen und westlichen Schleswig-Holstein. In diesen Bereichen stiegen vor allem der Acker- und der Grasackeranteil stark an. Der zweite Typ repräsentiert hingegen überwiegend schmale Täler im Oberlauf der Flüsse der Geestgebiete und des Östlichen Hügellands in Schleswig-Holstein, in denen eine Intensivierung der oft kleinen Flächen sich nicht lohnte und die Feuchtwiesen deshalb brach fielen. Beide Entwicklungen führten dazu, dass vor allem konkurrenzschwache, lichtbedürftige Arten,

die einen großen Anteil an der Artenzusammensetzung von Feuchtwiesen haben, von produktiveren Arten verdrängt wurden (Jensen & Schrautzer, 1999).

Die artenreichen Feuchtwiesen in der Metropolregion Hamburg beschränken sich deshalb heute überwiegend auf isolierte, kleinflächige Vorkommen. Zu den letzten Gebieten mit größeren Anteilen an artenreichen Feuchtwiesen gehören zum Beispiel das Duvenstedter Brook im Hamburger Stadtgebiet, das Biosphärenreservat Niedersächsische Elbtalau und die Wümme-Niederung im westlichen Niedersachsen.

Auswirkungen des Klimawandels

Die Artenzusammensetzung der Vegetation des artenreichen Feuchtgrünlandes wird im hohen Maße von der Art und Intensität der Nutzung geprägt. In den vergangenen Jahrzehnten haben Nutzungsintensivierungen und -auflassungen in fast allen europäischen Ländern zu einem drastischen Rückgang dieser Ökosysteme geführt (Joyce & Wade 1998, Rosenthal et al. 1998, Jensen & Schrautzer 1999, Diemer et al. 2001, Cousins & Eriksson 2008). Eine durchaus realistische fortschreitende Intensivierung in den grünlandgeprägten Gebieten der Metropolregion Hamburg beziehungsweise eine Nutzungsaufgabe kleinflächiger, isolierter Feuchtgrünland-Vorkommen in den Flussoberläufen oder in verlandenden Stillgewässern würden daher starke Veränderungen der Artenzusammensetzung dieser Ökosysteme zur Folge haben. Aber auch die prognostizierten Temperaturerhöhungen und Veränderungen des Wasserhaushaltes (vgl. Kap. 5.2) wie die nach den Klimaszenarien zu erwartenden Veränderung der jährlichen Niederschlagsverteilung können auch bei Aufrechterhaltung einer extensiven Nutzung deutliche Verschiebungen im Arteninventar bewirken. Sollten weniger Niederschläge im Sommer (Kap 2) in Kombination mit erhöhten Transpirationsleistungen als Folge steigender Temperaturen zu geringeren Wassergehalten im Boden und niedrigeren Grundwasserständen führen (vgl. Kap. 4.2.1), werden sich die Wuchsbedingungen charakteristischer Arten des Feuchtgrünlandes verschlechtern. Diese Einschätzung wird durch aktuelle Modellergebnisse von Thompson et al. (2008) aus Großbritannien bestärkt. Die Simulationen dieser Studie ergaben in einem von Feuchtgrünland dominierten Gebiet zwischen 7 und 27 cm niedrigere Sommerwasserstände. Für das Feuchtgrünland der Metropolregion Hamburg würde ein solches Szenario bedeuten, dass zum Beispiel an den Standorten der Brenndolden-Wiesen in den niedersächsischen Elbtalauen im Sommer vermehrt kritische Phasen der Wasserversorgung auftreten. Die Vegetation dieser Ökosysteme steht ohnehin unter den warm-trockenen Klimabedingungen der großen Stromtäler im Sommer aufgrund oft auftretender lang anhaltender Trockenperioden unter Trockenstress (vgl. Geißler, 2007). Zusätzlich verstärkt wird dieser Effekt durch die physikalischen Eigenschaften der Auenböden, die bei Trockenheit zu starker Verhärtung und Schrumpfrissbildung neigen (Burkart et al., 2004). Geißler (2007) konnte an drei in Deutschland als gefährdet geltenden Pflanzenarten (*Cnidium dubium*, Sumpf-Brenndolde; *Juncus atratus*, Schwarze Binse; *Gratiola officinalis*, Gottes-Gnadenkraut) des Feuchtgrünlandes nachweisen, dass sie zwar generell eine hohe Stresstoleranz gegenüber Sommertrockenheit aufweisen, dass aber ihre Konkurrenzkraft durch die geringe sommerliche Wasserverfügbarkeit geschwächt wird.

Auch das Arteninventar der Sumpfdotterblumen-Wiesen könnte sich durch niedrigere sommerliche Wasserstände in dem von Thompson et al. (2008) prognostizierten Bereich verändern (vgl. Schrautzer, 2004). Man kann davon ausgehen, dass sich in diesen Systemen vermehrt Arten des Wirtschaftsgrünlandes ausbreiten und die typischen Feuchtgrünlandsarten zurückgehen. Außerdem ist zu erwarten, dass eine erhöhte Freisetzung von Stickstoff und Phosphor aus den Torfböden potenziell zu Veränderungen im Konkurrenzgeschehen führen wird (Wassen et al., 2005). Zahlreiche Untersuchungen belegen, dass an Moorstandorten die Mineralisationsleistung durch abnehmende Wassergehalte im Boden erhöht wird (Freeman et al. 2001, Olde Venterink et al., 2002); vgl. Kap. 4.2.2). Die bessere Nährstoffversorgung wird dazu führen, dass niedrigwüchsige Pflanzenarten von höherwüchsigen, produktiveren Arten verdrängt werden. Den Verdrängungsprozess auslösender Mechanismus ist die von den hochwüchsigen Pflanzen hervorgerufene Abnahme der Lichtverfügbarkeit im Pflanzenbestand (Schrautzer & Jensen, 2006). Diese Veränderungen werden vor

allem solche Sumpfdotterblumen-Wiesen betreffen, die sich durch einen hohen Anteil gefährdeter, schwachproduktiver Arten auszeichnen. Diese Arten haben ihren Schwerpunkt in nährstoffarmen Kleinseggenrasen, deren natürliche Lebensräume wie Randbereiche von Hochmooren, Verlandungszonen oligotropher und mesotropher Gewässer und Quellmoore als Folge von Nutzungsintensivierung irreversibel aus der Kulturlandschaft der Metropolregion Hamburg verschwunden sind (vgl. Jensen & Schrautzer, 1999).

Die geschilderten potenziellen Auswirkungen des Klimawandels auf die Artenzusammensetzung des Feuchtgrünlandes beziehen sich auf Veränderungen der hydrologischen Bedingungen an einzelnen Standorten. Die von einem Meeresspiegelanstieg ausgehenden Folgen für den großflächigen Wasserhaushalt im Binnenland wurden bislang wenig diskutiert (Dierßen et al., 2008). Die großen zusammenhängenden Feuchtgebiete der Flussniederungen in der Metropolregion Hamburg liegen heute etwa auf Höhe des Meeresspiegels und darunter. Bislang wird die Nutzbarkeit dieser Gebiete noch durch Entwässerungssysteme wie Gräben und Dränagen sowie großflächig durch Pumpwerke aufrechterhalten. Wenn die Moorsackung innerhalb der Feuchtgebiete allerdings weiter anhalten wird, wovon man bei der anhaltenden Entwässerung und den aufgeführten klimabedingten Veränderungen des Bodenwasserhaushaltes ausgehen kann, und der Meeresspiegel weiter ansteigt, wird die Nutzung der Grünlandflächen immer unrentabler und irgendwann wohl auch technisch nicht mehr realisierbar sein (Trepel, 2008). Sollte sich die Landwirtschaft dann aus diesen Regionen zurückziehen, werden großflächige Sumpfbereiche entstehen, wobei auch die restlichen artenreichen Feuchtwiesen überflutet und sich an ihren Standorten Röhrichte entwickeln werden. Der für diese Landschaftsräume typische Feuchtgrünlandtyp, die Wassergreiskraut-Wiese, wird dann vermutlich aussterben.

Konsequenzen für den Naturschutz

Um das nach den Klimaszenarien zu erwartende Absinken der Wasserstände zu kompensieren, sollte in Gebieten mit hohem Anteil an artenreichem Feuchtgrünland verstärkt über Vernässungsmaßnahmen (z.B. passiv durch Aufgabe der Grabenunterhaltung oder aktiv durch Grabenanstau) nachgedacht werden. Die durch die Absenkung der Wasserstände verursachte Eutrophierung der Standorte kann durch erhöhte Nährstoffausträge mittels mindestens 2-schüriger Mahd entgegengewirkt werden. Unter den heute gegebenen naturschutzpolitischen Rahmenbedingungen ist die Umsetzung solcher Maßnahmen allerdings unrealistisch, da die meisten Feuchtwiesen an Moorstandorten bereits heute in Norddeutschland aus Kostengründen höchstens einmal jährlich gemäht oder nur noch extensiv beweidet werden (Schrautzer et al. 2007). Der Nachteil dieser Managementmaßnahmen besteht aber darin, dass mit ihnen nur vergleichsweise geringe Nährstoffmengen aus den Systemen ausgebracht werden können.

6.3.3 Ökosysteme des urbanen Raums

Die urbanen Ökosysteme in der Metropolregion Hamburg konzentrieren sich auf das Gebiet des Stadtstaates Hamburg. Ökosysteme nichtstädtischer Siedlungsräume der Metropolregion, z.B. Dörfer und Kleinstädte, die eigene Besonderheiten in ihrer Vegetationsstruktur aufweisen, werden hier nicht berücksichtigt. Zudem erfolgt eine Konzentration auf typische urbane Lebensräume und spontan auftretende Pflanzenarten.

Urbane Lebensräume sind stark anthropogen geprägt und enthalten meist wenig naturnahe Elemente. Zur Klassifizierung der Stadt als Lebensraum gibt es unterschiedliche Ansätze. Sukopp et al. (1973) (zitiert in Wittig 1991) beschrieben eine konzentrische Stadtzonierung mit Zonen der geschlossenen Bebauung, der aufgelockerten Bebauung sowie einer inneren und äußeren Randzone. Die Zonierung wird durch azonale Elemente unterbrochen, die die Stadt entweder linienhaft durchziehen (z.B. Bahnlinien, Kanäle, Flüsse und Autobahnen) oder „Inseln“ bilden (z.B. Parkanlagen, Friedhöfe, städtische Wälder, Flughäfen, Industrieanlagen und Seen) (vgl. auch Wittig 1985, 1991). Da diese konzentrische Anordnung jedoch in keiner Stadt verwirklicht ist, teilen neuere Klassifizierungen

städtische Ökosysteme in folgende sechs Nutzungstypen ein: Bebauung mit Gebäuden, Industrie, Verkehrsflächen, Brachflächen, Entsorgungsanlagen sowie Grünflächen (Wittig 1991, 2002). Die Struktur urbaner Gebiete setzt sich also aus kleinen anthropogen geprägten Standortmosaikern zusammen, die eine hohe Habitatdiversität aufweisen. Städtische Ökosysteme sind vergleichsweise junge Habitate, die dynamisch sind und ständigen Veränderungen unterliegen. Von der ländlichen Umgebung in Richtung Stadtzentrum lassen sich zahlreiche Gradienten erkennen. In der Regel nehmen Besiedlungs-, Straßen- und Versiegelungsdichte, Luft- und Bodenverschmutzung, CO₂-Konzentration, Temperatur, Bodenverdichtung sowie Bodenalkalinität in Richtung Stadtzentrum zu (Medley et al. 1995, McKinney 2002, George et al. 2007). Damit einhergehend ist eine Abnahme naturnaher Habitate zu verzeichnen.

Standorteigenschaften und Vegetation

Im Vergleich zum Umland sind die Umweltbedingungen für das Pflanzenwachstum in der Stadt stark anthropogen modifiziert. Bebauung und Oberflächenversiegelung prägen städtische Ballungsräume (Wittig 1991). Dieser hohe Versiegelungsgrad, fehlende Vegetation, schlechtere Luftqualität sowie hohe Bevölkerungsdichte bewirken einen klimatischen Unterschied zwischen urbanen und ruralen Gebieten (Kuttler & Weber 2008). In der Regel sind die Temperaturen im Stadtzentrum höher als im Umland. Dieser städtische Wärmeinseleffekt („Urban Heat Island“) ist nachts bei klaren und windstillen Bedingungen am stärksten ausgeprägt (vgl. Oke 1982, Kuttler 2008, Alcoforado & Andrade 2008, Schlünzen et al. 2009; vgl. auch Kap. 1.3). Auch die Windverhältnisse sind durch Bebauung und Versiegelung modifiziert. Im Allgemeinen ist die Windgeschwindigkeit in urbanen Bereichen geringer als im ländlichen Umland, jedoch können bedingt durch die Bebauung kleinräumig starke Verwirbelungen entstehen (Bornstein 1977, Dutt 1990, Kuttler 2008). Vegetation ist äußerst wichtig in Städten, da sie positive Auswirkungen auf das Stadtklima haben kann. Über Grünflächen ist der Temperaturanstieg durch den städtischen Wärmeinseleffekt häufig weniger ausgeprägt (Oke 1982, von Stülpnagel et al. 1990), die urbane Vegetation kann durch ihre Transpirationsleistung und ihr im Vergleich zu versiegelten Flächen geringeres Wärmespeichungsvermögen höhere Temperaturen kompensieren.

Städte werden als vergleichsweise trockene Standorte angesehen, da das Regenwasser durch hohe Versiegelungsgrade oberflächlich schnell abfließt oder aber aufgrund einer grobporigen Bodenzusammensetzung schnell versickert. Somit steht das Wasser den Pflanzen nicht oder nur kurzfristig zur Verfügung (Wittig 1991, Arnold & Gibbons 1996, Scheffer 2008). Darüber hinaus erfolgt mit zunehmender Urbanisierung eine Grundwasserabsenkung, die ebenfalls zur Ausbildung von Trockenstandorten führt. Gründe hierfür sind u.a. der hohe Wasserbedarf durch Bevölkerung und Industrie, die durch Versiegelung erschwerte Neubildung von Grundwasser sowie die durch Begrüdnung von städtischen Fließgewässern verstärkte Erosion und Einsenkung des Flussbettes (Wittig 1991, Paul & Meyer 2001).

Im Gegensatz zu den typischen Bodentypen der Kulturlandschaften weisen Stadtböden sehr heterogene Eigenschaften auf, da Städte auf unterschiedlichen Bodentypen begründet wurden und Baumaterial von verschiedener Herkunft eingebracht wurde. Der anthropogene Einfluss auf die Bodenentwicklung führt jedoch zu einigen grundlegenden Gemeinsamkeiten: Die Mehrzahl der Stadtböden war früher Ackerboden, dessen humoser Oberboden durch Pflügen vermischt und vertieft wurde, wobei der Unterboden verdichtet wurde (Wittig 1991).

Heute tragen Fahrzeuge und Baumaschinen stark zur Verdichtung des Bodens bei. Die meisten urbanen Böden sind alkalisch und weisen einen höheren pH-Wert auf als die Böden des Umlands. Stadtböden sind in der Regel reicher an NaCl (durch Streusalzverwendung), Schwermetallen sowie Nährstoffen (insbes. Stickstoff) durch Deposition (Gilbert 1989, Pouyat & McDonnell 1991, Wittig 1991, Pickett et al. 2001, Scheffer 2008, George et al. 2009). Die Luftverschmutzung ist durch Emissionen von Straßenverkehr, Industrie, Kraftwerken und Haushalten in städtischen Lebensräumen bedeutend höher als in ländlichen Gebieten. Wichtige Luftschadstoffe sind NO, NO₂, CO, O₃, SO₂,

Staub und Ruß. Durch Verkehr und Industrie ist auch die CO₂-Konzentration in Gebieten mit hohem Versiegelungsgrad deutlich erhöht (Kuttler 2008).

Ein wichtiger Faktor, der urbane von ruralen Ökosystemen unterscheidet, ist der hohe Grad an anthropogener Störung. Diese tritt z.B. in Form von Baumaßnahmen, Garten- und Landschaftsgestaltung sowie dem Erholungs- und Freizeitverhalten der Menschen auf. Die Frequenz anthropogener Störung ist im Wesentlichen abhängig von ökonomischen, politischen und sozialen Faktoren (Rebele 1994). Durch die permanente Zerstörung und Neuschaffung von Lebensräumen müssen sich Vegetationstypen ständig neu an ihre veränderte Umwelt anpassen.

Während die Biodiversität von Tiergruppen und auch Flechten im Allgemeinen mit fortschreitender Urbanisierung abnimmt, ist die Artenvielfalt Höherer Pflanzen in urbanen Räumen in der Regel höher als in ländlichen Gebieten (vgl. Klotz 1990, Pysek 1993, McKinney 2002, Kühn et al. 2004). Diese hohe Artenvielfalt ist bedingt durch das räumliche Nebeneinander naturnaher Resthabitate (z.B. Wälder, Fließ- und Stillgewässer) und anthropogener Lebensräume (z.B. Industriebrachen, Grünanlagen und Gärten; Rebele 1994, Ellenberg 1996). Die Artenvielfalt der Pflanzen kann aber auch durch geologische Vielfalt (Kühn et al. 2004) oder hohe Störungsfrequenz (Deutschewitz et al. 2003) positiv beeinflusst werden.

Aufgrund des wärmeren Klimas beginnt in Städten die Vegetationsperiode häufig früher als im ländlichen Umland (Roetzer et al. 2000, Mimet et al. 2009). Das Stadtklima wirkt sich außerdem stark auf die Artenzusammensetzung aus. So können in Städten auch Arten aus wärmeren und trockenen Gebieten Fuß fassen. An warmen, trockenen und basenreichen Standorten haben diese einen Vorteil gegenüber einheimischen Arten mittlerer Standorte (Kowarik 2003, vgl. Thompson & McCarthy 2008). So können sich auch Neophyten aus südlicheren Ländern in Städten etablieren (z.B. *Ailanthus altissima*, *Senecio inaequidens* oder *Ambrosia artemisiifolia*). Auch durch anthropogene Störung entstehen ständig neue Lebensräume, an deren Umweltbedingungen Neophyten besser angepasst sein können als einheimische Arten (Wittig 2002).

Städte bilden häufig den Ort des ersten Auftretens von nicht heimischen Arten, da sie Einführungs- und Anbauzentren für Nutz- und Zierpflanzen sind und sich in ihnen Import, Umschlag und Weiterverarbeitung von Waren sowie die Reisetätigkeit von Menschen konzentrieren (Wittig 2002, Kowarik 2003, von der Lippe et al. 2007). Der Anteil nicht einheimischer Arten nimmt meist entlang eines Stadt-Land-Gradienten in Richtung Stadtzentrum zu (Kowarik 2003). Die Anzahl Neophyten und ihr Anteil an der Stadtfloora nehmen mit steigender Stadtgröße zu, so dass anzunehmen ist, dass Neophyten die am engsten mit menschlicher Aktivität verbundene Pflanzengruppe bilden (Pysek 1998; Kowarik 2003). Die Ausbildung der Stadtfloora ist also ein ständig fortschreitender, dynamischer Prozess (Wittig 2002).

Vorkommen urbaner Ökosysteme in Hamburg

Der Stadtstaat Hamburg hat eine Fläche von 755 km². Die mittlere Jahrestemperatur beträgt 8,6 °C und der mittlere Jahresniederschlag 770 mm (Deutscher Wetterdienst, Station HH-Fuhlsbüttel). Hamburgs rezente Flora umfasst 1014 Arten inklusive eingebürgerter Neophyten, davon sind 13% bundesweit gefährdet (Poppendieck et al. 2002). Die hohe Artenvielfalt im Stadtstaat Hamburg ist unter anderem durch die landschaftliche Vielfalt durch die Einwirkungen der Eiszeiten begründet. Zudem beherbergt das Elbtal eine besonders hohe Lebensraumvielfalt mit Quellhängen, Randvermoorungen (Hoch- und Flachmoorvegetation), Dünengebieten, Grünland sowie den Außendeichgebieten unter Tideeinfluss mit Süßwasserwatten und -röhrichten (vgl. Kap. 4.3.1: Ästuarine Marschen und Küstenmarschen). Auch die lange Besiedlungsgeschichte des Gebietes hat zu der hohen Artenvielfalt beigetragen (Poppendieck et al. 2002). Hamburg gilt als „Grüne Stadt“ mit relativ großen noch unbebauten Bereichen und naturraumtypischer Vegetation (von Prondzinski et al. 2004). Die urbanen Ökosysteme in Hamburg sind jedoch ebenfalls geprägt durch einen geringen Anteil naturnaher Flächen sowie besonders starke Zerschneidungen durch Verkehrsinfrastrukturen

(Poppendieck 2007). Demnach enthält die Stadt ein Mosaik unterschiedlicher urbaner Lebensräume, von denen im Folgenden auf einige näher eingegangen werden soll.

In Gebieten mit hohem Versiegelungsgrad besteht die spontane Flora häufig aus Trittrasengesellschaften. Diese sind niedrigwüchsig, konkurrenzschwach sowie auf gute Lichtverfügbarkeit angewiesen und können starke mechanische Belastung ertragen. So treten sie vorwiegend an Standorten auf, an denen höherwüchsige und konkurrenzstarke Arten nicht wachsen können. Diese Standorte weisen eine hohe Bodenverdichtung mit einhergehender Sauerstoffarmut auf. Typische Pflanzenarten dieses Habitats sind z.B. *Poa annua*, *Plantago major*, *Polygonum aviculare* und auch *Sagina procumbens* (Wittig 2002).

Besonders reich an verschiedenen Vegetationseinheiten sind große Brachflächen in Wohn-, und Industrie- und Gewerbebereichen (Ellenberg 1996). Brachflächen kommen in der gesamten Stadt vor, stellen dynamische Standorte dar und weisen eine sukzessive Vegetationsentwicklung auf. Nach einem Störungsereignis, z.B. durch Baumaßnahmen, besiedeln zunächst Pionierarten die Brachfläche. Diese sind den Gesellschaften der ruderalen Wiesen, ruderalen Halbtrockenrasen oder ruderalen Hochstaudenfluren zuzuordnen. Später wachsen auch Gehölze auf (Rebele & Dettmar 1996). Typische Pflanzenarten sind *Epilobium angustifolium*, *Artemisia vulgaris* oder *Chenopodium album* agg.. Die Böden von brachliegenden Flächen sind meist alkalisch, gut wasserdurchlässig und gut durchlüftet sowie mit Ausnahme von Stickstoff recht nährstoffreich (Gilbert 1989; vgl. auch Kap. 4.2.2).

Ein Viertel der Arten der rezenten Hamburger Flora kommt in urban-industriellen Habitaten vor, die meisten dieser Arten werden nach Ellenberg (1996) zur krautigen Vegetation oft gestörter Flächen gezählt. Ein „urban-industrieller Halbmond“ erstreckt sich von Billwerder über den Hafen nach Harburg, hier kommen z.B. Sekundärtrockenrasen vor. Typische Arten sind *Jasione montana* und *Eryngium campestre* (Poppendieck 2007). Die Habitate innerhalb des „urban-industriellen Halbmondes“ sind sehr dynamisch: Durch Aufspülung und Aufschüttung von Substrat findet ein Florenaustausch zwischen Elbe und Hafentflächen statt. Zudem werden magere Pionierstandorte geschaffen. Da das Gebiet nicht landwirtschaftlich genutzt wird, sind große ungedüngte Bereiche erhalten (Poppendieck 2007). Der Hafen spielt zudem eine wichtige Rolle in der Einführung und Ausbreitung gebietsfremder Pflanzenarten. Naturnahe tidebeeinflusste Auenlandschaften existieren heute nur noch kleinräumig und fragmentiert, dabei stellt das NSG Heuckenlock die bedeutendste dar (Preisinger 1991). Die Elbe als größtes Flussökosystem in Hamburg sei hier nur kurz erwähnt (vgl. Kap. 4.3.1: Ästuarine Marschen und Küstenmarschen). In ihrer Ufervegetation kommen die beiden Elbendemiten *Deschampsia wibeliana* und *Oenanthe conioides* vor. In Hinblick auf die Ausbreitung von Pflanzenarten hat die Elbe eine große Bedeutung, da Flüsse Pflanzen der Röhrichte, Auenwälder und des extensiv genutzten Grünlandes ermöglichen können, in die Stadt vorzudringen (Wittig 1991). Waldökosysteme kommen in Hamburg vorwiegend außerhalb des Stadtzentrums vor, z.B. Wohldorfer Wald oder Niendorfer Gehege (vgl. Poppendieck 2007). In Städten stellen fragmentierte Waldstücke oft Relikte aus der vorindustriellen Zeit dar.

Auswirkungen des Klimawandels

Bislang sind keine Untersuchungen zu den Auswirkungen des Klimawandels auf die urbanen Ökosysteme der Metropolregion Hamburg bekannt. Urbanisierung kann ähnliche Effekte auf Ökosysteme und ihre Vegetation haben wie der Klimawandel. Viele der Bedingungen, die heute in Städten vorherrschen, entsprechen Vorhersagen des globalen Klimawandels. Zunehmende Temperaturen, veränderte Regenmuster sowie die Austrocknung der Böden spiegeln Trends wieder, die für ländliche Habitate vorhergesagt werden (Pickett et al. 2001). Schlünzen et al. (2009) wiesen das Phänomen des städtischen Wärmeinseleffekts („Urban Heat Island“) auch für die Stadt Hamburg nach. Die mittlere Temperatur ist im Stadtzentrum bis zu 1,1 K höher als im Umland. Lokale klimatische Unterschiede durch Urbanisierung könnten also die klimawandelbedingten Prozesse überdecken (vgl. Grimm et al. 2008).

Durch den erwarteten Anstieg der Temperatur können im urbanen Raum Invasionsprozesse zunehmen (vgl. Dukes & Mooney 1999, Deutschewitz et al. 2003, Kowarik 2003) und sich v.a. wärme- und trockenheitsliebende Arten verstärkt etablieren. Da sich bereits heute viele gebietsfremde Arten (Neophyten) aus wärmeren Regionen in Hamburg angesiedelt haben, ist eine weitere Zuwanderung zu erwarten. George et al. (2009) zeigten auf Brachflächen in Baltimore, dass eine erhöhte CO₂-Konzentration gemeinsam mit einem Temperaturanstieg zu einer Erhöhung der Biomasseproduktion führen kann. Durch die erhöhte Streuakkumulation wurde die Keimung annueller Arten erschwert und perenne Arten begünstigt. Sukzessionsprozesse laufen schneller ab und die Artenzusammensetzung von Habitaten verändert sich.

Konsequenzen für den Naturschutz

Der Naturschutz in urbanen Räumen ist mit spezifischen Problemen konfrontiert, da ohnehin nur noch stark fragmentierte Lebensräume vorhanden sind. Da das Invasionspotential von Neophyten durch die Auswirkungen des Klimawandels auch in Städten zunehmen kann, muss sich der Naturschutz auf ändernde Artengemeinschaften einstellen. Vegetationskorridore, die urbane Grünbereiche miteinander sowie mit ruralen Gebieten verbinden, sollten gefördert werden. Sie ermöglichen die Ausbreitung von Arten und die Besiedlung neuer Flächen (Savard 2000). Um den klimatischen Ausgleich, den die städtische Vegetation leisten kann, zu fördern, sollten Grünanlagen und städtische Biotope unbedingt erhalten und erweitert werden (z.B. durch verstärkte Gebäudebegrünung). Ein dynamisches Mosaik verschiedener Habitats mit unterschiedlichem Sukzessionsstatus kann die städtische Biodiversität fördern (Kattwinkel et al. 2009). Der Schutz von Brachflächen als dynamischer Lebensraum vieler ruderaler Arten erscheint jedoch problematisch, da dazu die Störungsdynamik beibehalten werden muss (Wittig 2002).

Wirkung der Klimaänderung	Bedeutung von Bodenfunktionen
indirekt	Böden sind wichtiger abiotischer Standortfaktor und fundamental für die Qualität terrestrischer und semiterrestrische Ökosysteme
direkt	Böden liefern für alle naturnahen und genutzten Systeme das lebensnotwendige Wasser, die Energie und die Nährstoffe; sie steuern den Temperaturhaushalt an der Bodenoberfläche.
direkt	Böden beeinflussen Oberflächenabfluss, Interflow, Versickerung, Speicherung und die regionale Verteilung von Wasser in der Landschaft
indirekt	über Bodenmanagement kann das Wassermanagement unter sich ändernden Klimabedingungen gesteuert werden.
indirekt	Böden sind Träger aller Infrastrukturen.
direkt	Böden sind Quellen und Senken für klimarelevante Spurengase
direkt	Böden sind wichtige Kompartimente zur Festlegung von CO ₂ , z.B. sind Moore bisher unzureichend berücksichtigt im Emissionshandel
direkt	Böden sind wichtige Naturkörper zur Reduzierung der negativen Wirkungen des Klimawandels

Tabelle 3: Böden und die Bedeutung ihrer „Klima“-Funktionen. Funktionen des Bodens bei der Bewältigung bzw. Anpassung an den Klimawandel.

6.4 Ausblick und Schlussfolgerungen hinsichtlich Forschungsbedarf zu Auswirkungen des Klimawandels auf terrestrische und semi-terrestrische Ökosysteme

Die bisherigen Ausführungen machen deutlich, dass weltweit bereits eine große Anzahl von Untersuchungen durchgeführt wurde, die sich mit möglichen Auswirkungen des Klimawandels auf terrestrische und semi-terrestrische Ökosysteme beschäftigt haben. Aus der Metropolregion Hamburg liegen aber nur vereinzelt Arbeiten zu diesem Thema vor. Global und generell zu erwartende Änderungen sowie schon beobachtete oder quantifizierte Änderungen bestimmter Ökosystem-Eigenschaften (z.B. phänologische Phasen, Photosyntheseleistung) lassen sich prinzipiell auf die Metropolregion Hamburg übertragen. Prognosen über die spezifische zukünftige Entwicklung von Ökosystem-Eigenschaften oder auch der Zusammensetzung und Struktur einzelner Lebensgemeinschaften sind aber vor dem derzeitigen Kenntnisstand für die Metropolregion Hamburg nicht möglich.

Für die Vegetation als wichtige strukturgebende Komponente terrestrischer und semi-terrestrischer Ökosysteme entsteht das Problem der kaum vorhandenen Prognosemöglichkeit dadurch, dass zum einen die Qualität und Quantität vorhandener Untersuchungen aus der Metropolregion Hamburg gering ist: Experimentelle Untersuchungen, in denen mehr als ein Parameter (Temperatur, CO₂-Gehalt, Niederschlagsmenge und -verteilung) manipuliert wurde und in denen die „Antworten des

Ökosystems“ auf mehr als einer Ebene (z.B. Reaktion einzelner Arten, der Artenzusammensetzung, edaphische und hydrologische Kenngrößen) gemessen wurde, liegen aus der Metropolregion Hamburg nicht vor. Gerade solche mehrfaktoriellen Freiland-Experimente haben den großen Vorteil, dass sie unter realitätsnahen Bedingungen durchgeführt werden und dass sie der tatsächlichen Komplexität ökologischer Zusammenhänge Rechnung tragen. Entsprechende Experimente sind deshalb für ausgewählte Ökosysteme der Metropolregion Hamburg dringend erforderlich.

Ab Frühjahr 2009 werden im Rahmen der Projektes KLIMZUG-Nord in Heiden, im Auengrünland und in Mooren manipulative Freilandexperimente durchgeführt, in denen Auswirkungen veränderter Niederschlagsmengen und -verteilung sowie unterschiedlicher atmogener N-Einträge auf die Vegetation sowie auf edaphische und hydrologische Kenngrößen erfasst werden. Weiterhin fehlen bislang Studien, in denen Wechselwirkungen zwischen biotischen und abiotischen Ökosystemkompartimenten vor dem Hintergrund des prognostizierten Klimawandels durchgeführt werden. Von besonderer Relevanz für Prognosen zur zukünftigen Ausdehnung von ästuarinen Marschen und Küstenmarschen sind hier Untersuchungen zu Wechselwirkungen zwischen Überflutungsregime, Sedimentationsraten sowie Vegetationszusammensetzung und -struktur. Prognosen über zukünftige Arealveränderungen von Arten werden derzeit durch das begrenzte Wissen um tatsächliche Ausbreitungsdistanzen und deren Häufigkeit limitiert. Hier sollten für die Metropolregion Hamburg für ausgewählte Arten Untersuchungen initiiert werden, die darauf abzielen, nicht nur räumliche Änderungen der ‚bioclimatic envelopes‘ zu modellieren, sondern auch Ausbreitungsvermögen und Barrieren der Landschaft räumlich explizit für die Prognose von Arealverschiebungen zu berücksichtigen.

Für Böden terrestrischer und semi-terrestrischer Ökosysteme, denen innerhalb der gekoppelten Sphären des Erdsystems - mit Atmo-, Hydro-, Litho-, Bio- und Anthrosphäre - als Pedosphäre eine besondere Bedeutung zukommt (vgl. Tabelle 3), gibt es derzeit keine Untersuchungen dazu, wie sich globale, regionale und lokale Klimaänderungen auf ihre Eigenschaften und auf ihre Funktionen für die verschiedenen Sphären auswirken. Eine erste Zusammenstellung möglicher klimabedingter Wirkungen auf Böden gibt Tabelle 4. Die Zusammenstellung erhebt keinen Anspruch auf Vollständigkeit, sondern soll erste wichtige Eckpunkte aufzeigen. Besonderer Forschungsbedarf besteht hinsichtlich der Kenntnisse zur Änderung von Bodenprozessen durch Klimawandel und der Bewertung von Böden in ihrer Funktion für die Klimafolgenanpassung von terrestrischen und semi-terrestrischen Ökosystemen. Geeignete Bewertungsverfahren fehlen (Vanhaecke, 2002).

	Wichtige Teilfunktionen	Einige mögliche Wirkungen von Klimaänderung auf Bodenfunktionen
Ökonomische Nutzungsfunktionen	Standort für Nahrungs-, Energie- und Holzpflanzenproduktion; Rohstofflieferant (Ton, Sand, Kies, Kalk etc.); Fläche für Siedlung, Erholung, Wirtschaft, Verkehr.	Änderungen der Landnutzungspotentiale; Änderungen der Produktivität; Zunahme von Erosion und Versalzung; Erhöhung der Nitratauswaschung & Düngemittel-bedarfs (wenn feuchter); Erhöhter Bewässerungsbedarf (wenn trockener); Änderung der Gebäudegründung in Niederungen; Höhere Versicherungskosten für Gebäude etc.
Ökologische Lebensraumfunktionen	Habitat für Bodenfauna und -mikroflora, Nährstoff- und Wasserressource für Pflanzen	Verlust einiger Lebensräume; Stress für viele Habitate; Änderung der Boden- und Biodiversität; Wahrscheinlich Verlust an SOM; Änderung der Bodenqualität & Bodenfruchtbarkeit; Zunahme Versauerung (wenn feuchter); Verlust an Mooren (wenn trockener).
Hydrologische Regelfunktionen	Wasserfilter & -speicher, Grundwasserneubildung, Abfluss, Wasserbindung, Bodenverbesserung	Problem mit Wasserressourcen (wenn trockner); Verlagerung von Nährstoffen und Salzen (wenn feuchter); Zunahme des Oberflächenabfluss (wenn feuchter); Zunahme Bodenabtrag durch Wassererosion (wenn feuchter)
Schadstofffilter Regelfunktionen	Speicher-, Filter-, Puffer- & Transformatorfunktion für Schadstoffe; Medium für Abfalllagerung	Erhöhter Transfer von Schadstoffen; Änderung zwischen Quellen und Senken von Schadstoffen
Gasaustausch Regelfunktionen	Quelle & Senke für klimarelevante Spurengase	Zunahme des SOM-Abbaus mit CO ₂ - Freisetzung; Festlegung von Kohlenstoff Zu-/Abnahme von N ₂ O (wenn feuchter/ trockener) Zu-/Abnahme von CH ₄ (wenn feuchter/ trockener)
Geschichtliche Funktionen	Natur-& Kulturgeschichte Archivfunktionen	Verlust von archäologischen Standorten durch Bodenabtrag und Sedimentation; Verlust an Archiven in Mooren/Torfen

Tabelle 4: Bodenfunktionen und Klimaänderungen (nach BBodSchG 1998 verändert). Zusammenstellung erhebt nicht den Anspruch auf Vollständigkeit (vorläufiger Stand).

Insbesondere für die verschiedenen Naturräume in der Metropolregion Hamburg fehlen auf Bodeneigenschaften bezogene Abschätzungen. Dabei ergeben sich zu einem hinsichtlich der Folgen

einer mit dem Meeresspiegelanstieg korrelierenden Erhöhung der Bodenfeuchte in den Niederungsgebieten der Küstenmarschen, Flussmarschen, Auen und Niederungsgeest besondere Notwendigkeiten für klimabezogene modellierende und messende Untersuchungen sowie Folgenabschätzungen für die Ökosysteme. Aber auch für die Böden der höher gelegenen Geestgebiete der Metropolregion ist im Zuge des prognostizierten Klimaänderungen mit deutlichen Änderungen der Standortfaktoren und der damit gekoppelten „Lebensraumfunktionen“ für Ökosysteme zu rechnen. Auch die klimabedingten Veränderungen der Vegetation und den damit einhergehenden Sekundäreffekten auf Böden stellen erhebliche Unsicherheitsfaktoren bei der Klimafolgenbewertung dar (Vanhaecke, 2002).

Wegen des aktuellen unzureichenden Kenntnisstandes wird als nächster Schritt die Erstellung von regionalen Expertisen für die Metropolregion Hamburg zu den Themen „Schutz von Böden in ihrer Klimafunktion“ sowie „Schutz von Ökosystemen im Klimawandel“ vorgeschlagen, die den Forschungs- und Handlungsbedarf aufzeigen und eine Bewertung von Böden in ihrer Funktion für die Klimafolgenbewältigung und von Ökosystemen in der Metropolregion Hamburg ermöglicht. Zukünftige Untersuchungen zu Auswirkungen des Klimawandels auf Ökosysteme in der Metropolregion Hamburg sollten vor allem in solchen Systemen durchgeführt werden, in denen zum einen mit deutlichen Veränderungen zu rechnen ist („key driver“ Bodenwassergehalt und Bodenwärmehaushalt), die eine größere Relevanz für das Biodiversitätsmanagement spielen und deren Ökosystemfunktionen auch für die Menschen in der Metropolregion Hamburg als „ecosystem services“ relevant sind. Hier sind insbesondere die Feuchtgebiete der Ästuar-, der Küsten- und sowie Binnenlandes (Moore, Auen) zu nennen.

6.5 Literatur

- Ad-hoc-Arbeitsgruppe Boden 2005: Bodenkundliche Kartieranleitung. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe in Zusammenarbeit mit den Staatlichen Geologischen Diensten der Bundesrepublik Deutschland, Hannover, 5. Auflage 438 S.; 41 Abb., 103 Tab., 31 Listen, Hannover 2005
- Ainsworth EA, Long, SP (2005): What have we learned from 15 years of free-air CO₂ enrichment (FACE)? A meta-analytic review of the responses of photosynthesis, canopy properties and plant production to rising CO₂. *New Phytologist* 165/2: 351-371.
- Ainsworth EA, Rogers A (2007): The response of photosynthesis and stomatal conductance to rising [CO₂]: mechanisms and environmental interactions. *Plant Cell and Environment* 30/3: 258-270.
- Alcoforado MJ & Andrade H (2008) Global warming and the urban heat island. In: Marzluff JM, Shulenberg E, Endlicher W, Alberti M, Bradley G, Ryan C, ZumBrunnen C & Simon U (Hrsg.) *Urban Ecology. An international perspective on the interaction between humans and nature*. Springer, New York. S.249-262
- Aletsee, L. (1967): Begriffliche und floristische Grundlagen zu einer pflanzengeo-graphischen Analyse der europäischen Regenwassermoorstandorte. *Beiträge zur Biologie der Pflanzen* 43: 117-160.
- Alm, J., Shurpali, N.J., Minkinen, K., Aro, L., Hytonen, J., Laurila, T., Lohila, A., Maljanen, M., Martikainen, P.J., Makiranta, P., Penttila, T., Saarnio, S., Silvan, N., Tuittila, E.S. & Laine, J. (2007): Emission factors and their uncertainty for the exchange of CO₂, CH₄ and N₂O in Finnish managed peatlands. *Boreal Environment Research* 12: 191-209
- Ammer, C., Albrecht, L., Borchert, H., Brosinger, F., Dittmar, C., Elling, W., Ewald, J., Felbermeier, B., von Gilsa, H., Huss, J., Kenk, G., Kölling, C., Kohnle, U., Meyer, P., Mosandl, R., Moosmayer, H.U., Palmer, S., Reif, A., Rehfuss, K.E. & Stimm, B. (2005): Zur Zukunft der Buche (*Fagus sylvatica* L.) in Mitteleuropa - kritische Anmerkungen zu einem Beitrag von Rennenberg et al. (2004). *Allgemeine Forst- und Jagdzeitung* 176: 60-67.
- Araújo M.B., Cabeza M., Thuiller E., Hannah L. & P.H. Williams (2004): Would climate change drive species out of reserves? An assessment of existing reserveselection methods. *Global Change Biology* 10: 1618-1626.
- Arnold CL & Gibbons CJ (1996) Impervious surface coverage: the emergence of a key environmental indicator. *Journal of the American Planning Association* 62:243–58
- Assmann, T., Janssen, J. (1999). The effects of habitat changes on the endangered ground beetle *Carabus nitens* (Coleoptera: Carabidae). *Journal of Insect Conservation* 3:107-116
Barber, K.E., Chambers, F.M. & Maddy, D. (2004): Late Holocene climatic history of northern Germany and Denmark: peat macrofossil investigations at Dosenmoor, Schleswig-Holstein, and Svanemose, Jutland. *Boreas* 33: 132-144.
- Bates, B.C., Kundzewicz, Z.W., S., W. & J.P., P. (Hrsg.) (2008): *Climate Change and Water*. Technical Paper of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Genf: IPCC Secretariat.
- Baubehörde Hamburg (1983): Quartäre Bodenablagerungen im Hamburger Stadtgebiet. : Karte i.M. 1:150.000:
- Baubehörde Hamburg (1993): *Naturräumliche Gliederung des Hamburger Umlandes*.
- Bayrisches Landesamt für Umwelt (2008): Klimawandel und Boden. http://www.lfu.bayern.de/boden/forschung_und_projekte/klimawandel_und_boden/index.htm (Zugriff: 01.08.2008).
- BBodSchG (1998): Gesetz zum Schutz des Bodens. BGBl. I, G 5702, Nr. 16 v. 24.3.8, S. 502-510.

- Behre, K.-E. (1976): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetations- und Siedlungs-geschichte bei Flögeln und im Ahlenmoor (Elbe-Weser-Winkel). *Probleme der Küsten-forschung im südlichen Nordseegebiet* 11: 101–118.
- Behre, K.-E. (2005): Meeresspiegelanstieg, Marschenentwicklung, Küstenlinien. Die letzten 10.000 Jahre an der deutschen Nordseeküste im Zeitraffer. In: M. Fansa (Hrsg.): *Kul-turlandschaft Marsch. Natur, Geschichte, Gegenwart*. Isensee-Verlag, Oldenburg. S. 25-36.
- Benda, L. (Hrsg.) 1995: *Das Quartär in Deutschland*. Berlin: Gebrüder Borntraeger.
- Bergemann, M. (1995): Die Lage der oberen Brackwassergrenze im Elbeästuar. *Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen* 39(4/5): 134-137.
- Berry P.M., Dawson T.P., Harrison P.A. & R. G. Pearson (2002): Modelling potential impacts of climate change on the bioclimatic envelope of species in Britain and Ireland. *Global Ecology & Biogeog-raphy* 11: 453–462.
- Berthold P. (1997): Wandel der Avifauna Mitteleuropas im Zuge rezenter Umweltveränderungen. In: Akademie für Natur- und Umweltschutz Baden-Württemberg (Hrsg.): *Zugvögel - Botschafter weltweiter Klima- und Lebensraumveränderungen. - Tagungsdokumentation*. Stuttgart, 11-16.
- Berthold P. (1998): Vogelwelt und Klima: Gegenwärtige Veränderungen. *Naturwissenschaftliche Rundschau* 51(9), 337-346.
- Betts RA, Boucher O, Collins M, Cox PM, Falloon PD, Gedney N, Hemming DL, Huntingford C, Jones CD, Sexton DMH, Webb MJ (2007): Projected increase in continental runoff due to plant responses to increasing carbon dioxide. *Nature* 448: 1037-1041.
- Blume, H.P. & Müller-Thomsen, U. (2008): A field experiment on the influence of the postulated global climatic change on coastal marshland soils. *Journal of plant nutrition and soil science* 170: 145-156.
- Bobbink, R. & Roelofs, J.G.M. (1995): Nitrogen critical loads for natural and semi-natural ecosystems: The empirical approach. *Water, Air and Soil Pollution* 85: 2413-2418
- Bolte, A. (2005): Zur Zukunft der Buche in Mitteleuropa. *AFZ/Der Wald* 60: 1077-1078.
- Bolte, A. & Ibisch, P. (2007): Neun Thesen zu Klimawandel, Waldbau und Waldnaturschutz. *AFZ/Der Wald* 62: 572-576.
- Bolte, A., Ibisch, P., Menzel, A. & Rothe, A. (2008): Was Klimahüllen uns verschweigen. Anpassung der Wälder an den Klimawandel. *AFZ/Der Wald* 63: 800-803.
- Bornstein RD & Johnson DS (1977) Urban-rural wind velocity differences. *Atmospheric Environment* 11:597-604
- Bragazza, L. (2008): A climatic threshold triggers the die-off of peat mosses during an extreme heat wave. *Global Change Biology* 14: 2688-2695.
- Bräunig, A. & Klöcking, B. (2008): Klimawandel und Bodenwasserhaushalt - Einsatz eines Simulationsmodells zur Abschätzung der Klimafolgen auf den Wasserhaushalt von Böden Sachsens. http://www.umwelt.sachsen.de/umwelt/download/Arnd_Braeunig01.pdf (Zugriff: 01.08.2008)
- Bridgham, S.D., Megonigal, J.P., Keller, J.K., Bliss, N.B. & Trettin, C. (2006): The carbon balance of North American wetlands. *Wetlands* 26:889–916.
- Brinkmann, R. & Sombroek, W.G. (1996): The effects of global change on soil conditions in relation to plant growth and food production. In: Bazzaz, F. & Sombroek, W.G. (Hrsg.): *Global climate change and agricultural production. Direct and indirect effects of changing hydrological, pedological and plant*

- physiological processes. Chichester, New York, Brisbane, Toronto, Singapore: Food and Agriculture Organization of the United Nations and John Wiley & Sons.
- Britton, A., Marrs, R., Pakeman, R., & Carey, P. (2003). The influence of soil-type, drought and nitrogen addition on interactions between *Calluna vulgaris* and *Deschampsia flexuosa*: implications for heathland regeneration. *Plant Ecology* 166: 93-105.
- Brosinger, F. & Tretter, S. (2007): Waldbau im Zeichen des Klimawandels. Anpassung durch Waldumbau und naturnahe Forstwirtschaft. *LWF aktuell* 60: 21-23.
- Burkart, M., Dierschke, H., Hölzel, N., Nowak, B. & Fartmann, T. (2004): *Molinio-Arrhenatheretea*. Kulturgrassland und verwandte Vegetationstypen. Teil 2: Futter- und Streuwiesen feucht-nasser Standorte und Klassenübersicht *Molinio-Arrhenatheretea*. Synopsis der Pflanzengesellschaften Deutschlands H. 9, Goltze, Göttingen, 103 S.
- Charman, D. (2008): Impacts of future climate change on peatlands. In: Parish, F., Sirin, A., Charman, D., Joosten, H., Minayeva, T., Silvius, M. & Stringer, L. (Hrsg.): *Assessment on Peatlands, Biodiversity and Climate Change: Main Report*. Global Environment Centre, Kuala Lumpur and Wetlands International, Wageningen, pp. 139-154.
- Chmielewski F.M. & T. Rotzer (2002): Annual and spatial variability of the beginning of growing season in Europe in relation to air temperature changes. *Climate Research* 19, 257-264.
- Chmielewski, F.-M., Müller, A. & Bruns, E. (2004): Climate changes and trends in phenology of fruit trees and field crops in Germany, 1961-2000. *Agricultural and Forest Meteorology* 121: 69-78.
- Christensen, J.H., Hewitson, B., Busuioc, A., Chen, A., Gao, X., Held, I., Jones, R., Koll, R.K., Kwon, W.-T., Laprise, R., Magana Rueda, V., Maerns, L., Menendez, C.G., Räisänen, J., A., R., Sarr, A. & Whetton, P. (2007): *Regionals Climate Projections*. In: Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M. & Miller, H.L. (Hrsg.): *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, New York: Cambridge University Press.
- Clymo, R.S. & Hayward, P.M. (1982): The ecology of Sphagnum. In: Smith, A.J.E. (Hrsg.) *Bryophyte Ecology*. Chapman and Hall, London, pp. 229-289.
- Cousins, S.A.O. & Eriksson, O. (2008): After the hotspots are gone: Land use history and grassland plant species diversity in a strongly transformed agricultural landscape. *Applied Vegetation Science* 11: 365-374.
- Dahl, M. (2001): Mögliche Effekte eines Klimawandels auf die Stickstoffnettonmineralisation in Vorlandsalzwiesen. Dissertation an der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der CAU Kiel. 106 S.
- Deuschewitz K, Lausch A, Kühn I & Klotz S (2003) Native and alien plant species richness in relation to spatial heterogeneity on a regional scale in Germany. *Global Ecology & Biogeography* 12:299-311
- Diemer, M., Oetiker, K. & Billeter, R. (2001). Abandonment alters community composition and canopy structure of Swiss calcareous fens. *Applied Vegetation Science* 4: 237-246.
- Dierschke, H. & Briemle, G. (2002): *Kulturgrassland. Wiesen, Weiden und verwandte Staudenfluren*. Ulmer, Stuttgart, 239 S.
- Dierssen, K. (1982): Die wichtigsten Pflanzengesellschaften der Moore NW-Europas. *Conservatoire et Jardin botaniques*. Genève, 382 S.
- Dierssen, K. (1986): Bestimmungsschlüssel der Torfmoose in Norddeutschland. *Mitteilungen der Arbeitsgem. Geobot. Schleswig-Holstein und Hamburg* 50, 86 S.

- Dierßen, K. (1996). *Vegetation Nordeuropas*. Ulmer, Stuttgart.
- Dierssen, K. & Dierssen, B. (2001): *Moore. Ökosysteme Mitteleuropas aus geobotanischer Sicht*. Stuttgart: Ulmer
- Dierssen, K., Huchauf, A. & Breuer, M. (2008): Mögliche Auswirkungen eines anthropogenen Klimawandels auf Pflanzengesellschaften und –arten in Schleswig-Holstein. *Abhandlungen aus dem Westfälischen Museum für Naturkunde* 70 (3/4): 49-61.
- Dormann C.F. (2007): Promising the future? Global change projections of species distributions. *Basic and Applied Ecology* 8: 387-397.
- Douville, H., Chauvin, F., Planton, S., Royer, J.F., Salas-Melia, D. & Tyteca, S. (2002): Sensitivity of the hydrological cycle to increasing amounts of greenhouse gases and aerosols. *Climate Dynamics*, 20, 1: 45-68.
- Drews, H., Jacobsen, J., Trepel, M. & Wolter, K. (2000): Moore in Schleswig-Holstein unter besonderer Berücksichtigung der Niedermoore. *Verbreitung, Zustand und Bedeutung*. *Telma* 30: 241-278.
- Driesner, E. (1997): *Die Moorvegetation im NSG "Schweimker Moor und Lüderbruch" (Landkreis Uelzen und Gifhorn)*. Diplomarbeit (unveröffentlicht) Georg-August-Universität Göttingen, 111 S.
- Drigo, B., Kowalchuk, G.A. & van Veen, J.A. (2008): Climate change goes underground: effects of elevated atmospheric CO₂ on microbial community structure and activities in the rhizosphere. *Biology and fertility of soils* 44: 667-679.
- Dukes JS & Mooney HA (1999) Does global change increase the success of biological invaders? *Trends in Ecology & Evolution* 14:135-139
- Dutt AJ (1990) Wind flow in an urban environment. *Environmental monitoring and assessment* 19 (1-3): 495-506
- Ellenberg, H. (1996): *Vegetation Mitteleuropas mit den Alpen*. 5. Aufl., UTB Ulmer Verlag, Stuttgart.
- Ellis RJ. (1979): The most abundant protein in the world. *Trends in Biochemical Sciences* 4: 241–44
- Emmett, B.A., Beier, C., Estiarte, M., Tietema, A., Kristensen, H.L., Williams, D., Penuelas, J., Schmidt, I. & Sowerby, A. (2004): The Response of Soil Processes to Climate Change: Results from Manipulation Studies of Shrublands Across an Environmental Gradient. *Ecosystems*, 7, 625–637.
- Evans, M., Warburton, J. & Yang, J. (2006): Eroding blanket peat catchments: Global and local implications of upland organic sediment budgets. *Geomorphology* 79: 45-57.
- Fachinformationssystem Bodenkunde der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (FISBo BGR) [http://www.bgr.de/app/FISBoBGR_MapServer/index.php]
- Franke, J. & Köstner, B. (2007): Effects of recent climate trends on the distribution of potential natural vegetation in Central Germany. *International Journal of Biometeorology* 52: 139-147.
- Freeman, C., Ostle, N. & Kang, H. (2001): An enzymatic latch on a global carbon store. *Nature* 409: 149.
- Freie und Hansestadt Hamburg, Behörde für Wirtschaft und Arbeit (2007): *Strategische Umweltprüfung EFRE-Programm 2007-2013 des Landes Hamburg*, 67 Seiten.
- Friedrichs, D.A., Trouet, V., Büntgen, U., Frank, D.C., Esper, J., Neuwirth, B. & Löffler, J. (2009): Species-specific climate sensitivity of tree growth in Central-West Germany. *Trees* 23: 729-739.

- Gedney N, Cox PM, Betts RA, Boucher O, Huntingford C, Stott PA (2006): Detection of a direct carbon dioxide effect in continental river runoff records. *Nature* 439: 835-838.
- Geißler, K. (2007): Lebensstrategien seltener Stromtalpflanzen. Autökologische Untersuchung von *Cnidium dubium*, *Gratiola officinalis* und *Juncus atratus* unter besonderer Berücksichtigung ihrer Stressresistenz. Dissertation Universität Potsdam, 146 S.
- George K, Ziska LH, Bunce JA & Quebedeaux B (2007) Elevated CO₂ concentration and temperature across an urban-rural transect. *Atmospheric Environment* 41:7654-7665
- George K, Ziska LH, Bunce JA, Quebedeaux B, Hom JL, Wolf J & Teasdale JR (2009) Macroclimate associated with urbanization increases the rate of secondary succession from fallow soil. *Oecologia* 159:637-647
- Gerdes, G., Petzelberger, B.E.M., Scholz-Bottcher, B.M. & Streif, H. (2003): The record of climatic change in the geological archives of shallow marine, coastal, and adjacent lowland areas of Northern Germany. *Quaternary Science Reviews* 22: 101-124.
- Gerdol, R., Bonora, A., Gualandri, R. & Pancaldi, S. (1996): CO₂ exchange, photosynthetic pigment composition, and cell ultrastructure of *Sphagnum* mosses during dehydration and subsequent rehydration. *Canadian Journal Of Botany* 74: 726-734.
- Gerten, D., Luo, Y., Le Maire, G., Parton, W., Keough, C., Weng, E., u. a. (2008). Modelled effects of precipitation on ecosystem carbon and water dynamics in different climatic zones. *Global Change Biology* 14: 2365-2379.
- GFA Terra Systems (2004): Öffentliche Zusammenfassung des Zertifizierungsberichts für eine Einzelzertifizierung in Deutschland – Freie und Hansestadt Hamburg. 20 Seiten,
- Gilbert OL (1989) *The ecology of urban habitats*. Chapman and Hall Ltd, London
- Gordon, C., Woodin, S., Alexander, I., & Mullins, C. (1999). Effects of increased temperature, drought and nitrogen supply on two upland perennials of contrasting functional type: *Calluna vulgaris* and *Pteridium aquilinum*. *New Phytologist* 142: 243-258
- Gray, A.J. & Mogg, R.J. (2001): Climate impacts on pioneer saltmarsh plants. *Climate Research* 18: 105-112.
- Grime, J.P., Fridley, J.D., Askew, A.P., Thompson, K., Hodgson, J.G. & Bennett, C.R. (2008): Long-term resistance to simulated climate change in an infertile grassland. *Proceedings of the national academy of sciences of the United States of America* 105(29): 10028-10032.
- Grimm NB, Faeth SH, Golubiewski NE, Redman CL, Wu J, Bai X & Briggs JM (2008) Global change and the ecology of cities. *Science* 319:756-760
- Grosse-Brauckmann, G. (1969): Zur Zonierung und Sukzession im Randgebiet eines Hochmoores (nach Torfuntersuchungen im Teufelsmoor bei Bremen). *Vegetatio* 17: 33-49.
- Härdtle, W., v. Oheimb, G. & Westphal, C. (2003a): The effects of light and soil conditions on the species richness of the ground vegetation of deciduous forests in northern Germany (Schleswig-Holstein). *Forest Ecology and Management* 182: 327-338.
- Härdtle, W., v. Oheimb, G., Meyer, H. & Westphal, C. (2003b): Patterns of species composition and species richness in moist (ash-alder) forests of northern Germany (Schleswig-Holstein). *Feddes Repertorium* 114: 574-586.
- Härdtle, W., v. Oheimb, G. & Westphal, C. (2005): Relationships between the vegetation and soil conditions in beech and beech-oak forests of northern Germany. *Plant Ecology* 177: 113-124.

- Härdtle, W., Assmann, T., van Diggelen, R., von Oheimb, G. (2008a). Renaturierung und Management von Heiden. In: Zerbe, S., Wiegleb, G. (Hrsg.) Renaturierung von Ökosystemen in Mitteleuropa. Spektrum, Heidelberg, pp. 317-347.
- Härdtle, W., von Oheimb, G., Fottner, S., Niemeyer, M., Niemeyer, T. (2008b). Können Managementmaßnahmen zu Nährstoffungleichgewichten in Heideökosystemen führen? Mitteilungen der Arbeitsgem. Geobot. Schleswig-Holstein und Hamburg 65: 509-526.
- Härdtle, W., von Oheimb, G., Gerke, A.-K., Niemeyer, T., Assmann, T., Drees, C., Matern, A. & Meyer, H. (2009): Shifts in N and P Budgets of Heathland Ecosystems: Effects of Management and Atmospheric Inputs. *Ecosystems* 12: 298-310.
- Harrison P.A., Berry P.M., Butt N. & M. New (2006): Modelling climate change impacts on species distributions at the European scale: implications for conservation policy. *Environmental Science and Policy* 9: 116-128.
- Hase, W. (1997): Wald- und Forstchronologie Schleswig-Holsteins seit der Nacheiszeit. Struve, Eutin: 285 S.
- Hayward, P.M. & Clymo, R.S. (1982): Profiles of water content and pore-size in Sphagnum and peat, and their relation to peat-bog ecology. *Proceedings of the royal Society of London, Series B* 215: 299-325.
- Henry, H.A.L., Cleland, E.E., Field, C.B. & Vitousek, P.M. (2005): Interactive effects of elevated CO₂, N deposition and climate change on plant litter quality in a California annual grassland. *Oecologia* 142(3): 465-473.
- Higgins S.I. & D.M. Richardson (1999): Predicting plant migration rates in a changing world: the role of long-distance dispersal. –*American Naturalist* 153: 464–475.
- Higgins S.I., Nathan R. & M.L. Cain (2003): Are long-distance dispersal events in plants usually caused by nonstandard means of dispersal? *Ecology* 84: 1945–1956.
- Hovenden, M.J., Newton, P.C.D., Wills, K.E., Janes, J.K., Williams, A.L., Vander Schoor, J.K. & Nolan, M.J. (2008): Influence of warming on soil water potential controls seedling mortality in perennial but not annual species in a temperate grassland. *New Phytologist* 180: 143-152.
- Hrach, M: (2008): Untersuchungen zu Sedimentations- und Erosionsprozessen von Marschen am Ästuar der Elbe. Diplomarbeit am Department Biologie der Universität Hamburg. 84 S.
- Hu SJ, Wu JS, Burkey KO, Firestone MK (2005): Plant and microbial N acquisition under elevated atmospheric CO₂ in two mesocosm experiments with annual grasses. *Global Change Biology* 11/2: 213-223.
- Hüppe, J. (1993). Entwicklung der Tieflands-Heidelandschaften Mitteleuropas in geobotanisch-vegetationsgeschichtlicher Sicht. *Ber. Reinh. Tüxen Ges.* 5: 49-75.
- Irmeler, U., Müller, K. & Eigner, J. (1998): Das Dosenmoor – Ökologie eines regenerierenden Hochmoores. Neumünster: Wachholtz.
- Jablonski LM, Wang X, Curtis PS. 2002. Plant reproduction under elevated CO₂ conditions: a meta-analysis of reports of 79 crop and wild species. *New Phytologist* 156: 9–26.
- Jensen, K. (2007): Röhrichte in Ästuraen: Verbreitung, Ökosystemfunktion und Gefährdung. BFG Veranstaltungen 2/2007: 5-19.
- Jensen, K. & Schrautzer, J. 1999. Consequences of abandonment for a regional fen flora and mechanisms of successional change. – *Applied Vegetation Science* 2: 79-88.

- Jensen K. & Gutekunst K. (2003): Effects of litter on establishment of grassland plant species: the role of seed size and successional status. *Basic and Applied Ecology* 4: 579-587.
- Jensen, K. & S. Suchrow (2005): Salzrasen entlang der deutschen Nordseeküste: Einfluss von standörtlichen Gradienten und Nutzungsintensität auf die Vegetationsverteilung. In: M. Fansa (Hrsg.): *Kulturlandschaft Marsch. Natur, Geschichte, Gegenwart*. Isensee-Verlag, Oldenburg. S. 214-229.
- Jensen K., Trepel M., Merritt D. & G. Rosenthal (2006): Special issue: Restoration ecology of river val-leys. *Basic and Applied Ecology* 7 (5): 383-387.
- Joosten, H. (2006a): Peatlands and Carbon. In: Parish, F., Sirin, A., Charman, D., Joosten, H., Minayeva, T., Silvius, M. & Stringer, L. (Hrsg.): *Assessment on Peatlands, Biodiversity and Climate Change: Main Report*. Global Environment Centre, Kuala Lumpur and Wetlands International, Wageningen, pp. 99-117.
- Joosten, H. (2006b): Moorschutz in Europa. Restauration und Klimarelevanz. In: BUND Landesverband Niedersachsen (Hrsg.): *Moore in der Regionalentwicklung*. BUND, Wagenfeld/Ströhen, pp.35-43.
- Joyce, B. & Wade, P.M. (1998): *European Wet Grasslands: Biodiversity, Management and Restoration*. John Wiley & Sons, 358 S.
- Kamp, T., Choudhury, K., Ruser, R., Hera, U. & Rötzer, T. (2007): Auswirkungen von Klimaänderungen auf Böden - Beeinträchtigungen der Bodenfunktionen. <http://www.umweltbundesamt.de/boden-und-altlasten/veranstaltungen/ws080122/index.htm> (Zugriff:
- Kattwinkel M, Strauss B, Biedermann R & Kleyer M (2009) Modelling multi-species response to landscape dynamics: mosaic cycles support urban biodiversity. *Landscape Ecology* 24:929-941
- Kimble, J.M., Lal, R. & Grossmann, R.B. (1998): Alteration of Soil Properties Caused by Climate Change. *Advances in Geocology*, 31, 175-184.
- Kirschbaum, MUF (2004): Direct and indirect climate change effects on photosynthesis and transpiration. *Plant Biology* 6(3): 242-253.
- Kleppen, J. (2008): *Vegetationskundlich-ökologische Untersuchungen im tidebeeinflussten Auenwald: NSG Heuckenlock (Hamburg)*. Diplomarbeit Universität Trier.
- Klotz S (1990) Species/area and species/inhabitants relations in European cities. In: Sukopp H & Hejný S (Hrsg.) *Urban ecology. Plants and plant communities in urban environments*. SFB Academic Publishing, The Hague. S. 99-103
- Knapp S, Kühn I, Wittig R, Ozinga WA, Poschod P & Klotz S (2008) Urbanization causes shifts in species' trait state frequencies. *Preslia* 80: 375-388
- Kölling, C. & Zimmermann, L. (2007): Die Anfälligkeit der Wälder Deutschlands gegenüber Klimawandel. *Gefahrstoffe - Reinhaltung der Luft* 67: 259-268.
- Kölling, C. (2007): Klimahüllen für 27 Waldbaumarten. *AFZ./Der Wald* 62: 1242-1245.
- Kölling, C., Konnert, M. & Schmidt, O. (2008): Wald und Forstwirtschaft im Klimawandel. Antworten auf 20 häufig gestellte Fragen. *AFZ./DerWald* 63: 804-807.
- Kölling, C., Knoke, T., Schall, P. & Ammer, C. (2009): Überlegungen zum Risiko des Fichtenanbaus in Deutschland vor dem Hintergrund des Klimawandels. *Forstarchiv* 80: 42-54
- Kowarik I (2003) *Biologische Invasionen: Neophyten und Neozoen in Mitteleuropa*. Ulmer, Stuttgart
- Kriebitzsch, W.U., Scholz, F., Anders, S. & Müller, J. (2005): Anpassung von Wäldern an Klimaänderungen. Forschungsreport: Verbraucherschutz - Ernährung - Landwirtschaft 1/2005: 22-25.

- Kriebitzsch, W.U., Beck, W., Schmitt, U. & Veste, M. (2008): Bedeutung trockener Sommer für Wachstumsfaktoren von verschiedenen Herkünften der Buche. *AFZ/Der Wald* 63: 246-248.
- Kühn I, Brandl R & Klotz S (2004) The flora of German cities is naturally species rich. *Evolutionary Ecology Research* 6: 749-764
- Kuttler W (2008) The urban climate – basic and applied aspects. In: Marzluff JM, Shulenberg E, Endlicher W, Alberti M, Bradley G, Ryan C, ZumBrunnen C & Simon U (Hrsg.) *Urban Ecology. An international perspective on the interaction between humans and nature*. Springer, New York. S.233-248
- Kuttler W & Weber S. (2008) Urban climate and global climate change – a case study of the ‘Ruhr area’, Germany. *Berichte des Meteorologischen Instituts der Albrecht-Ludwig-Universität Freiburg - 5th Japanese-German Meeting on Urban Climatology, Freiburg, Oktober 2008 - 18: 313-319.*
- Laine, J., Vasander, H. & Laiho, R. (1995): Long-term effects of water level drawdown on the vegetation of drained pine mires in southern Finland. *Journal of Applied Ecology*. 32: 785-802.
- Lamers, L.P.M., Bobbink, R. & Roelofs, J.G.M. (2000): Natural nitrogen filter fails in polluted raised bogs. *Global Change Biology* 6: 583-586.
- LANU-SH (2002): Programm zur Wiedervernässung von Hochmooren. Landesamt für Natur und Umwelt des Landes Schleswig-Holstein.
- Leibniz Institut für Länderkunde (2003): Bundesrepublik Deutschland. Nationalatlas: Klima, Pflanzen- und Tierwelt.
- Leonard, L. & A. Croft (2006): The effect of standing biomass on flow velocity and turbulence in *Spartina alterniflora* canopies. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 69: 325-336.
- Leuschner Chr. & F. Schipka (2004): Vorstudie Klimawandel und Naturschutz in Deutschland. BfN-Skripten 115, 35 S.
- Leuschner, C., Backes, K., Hertel, D., Schipka, F., Schmitt, U., Terborg, O. & Runge, M. (2001): Drought responses at leaf, stem and fine root levels of competitive *Fagus sylvatica* L. and *Quercus petraea* (Matt.) Liebl. trees in dry and wet years. *Forest Ecology and Management* 149: 33-46.
- Llorens, L., Penuelas, J., Beier, C., Emmett, B., Estiarte, M., Tietema, A. (2004). Effects of an experimental increase of temperature and drought on the photosynthetic performance of two ericaceous shrub species along a north-south European gradient. *Ecosystems* 7: 613-624.
- Luo, Z.K., Sun, O.J., Ge, Q.S., Xu, W.T. & Zheng, J.Y. (2007): Phenological responses of plants to climate change in an urban environment. *Ecological Research* 22: 507-514.
- Lütke Twenhöven, F. (1992): Untersuchung zur Wirkung stickstoffhaltiger Niederschläge auf die Vegetation von Hochmooren. *Mitteilungen der Arbeitsgem. Geobot. Schleswig-Holstein und Hamburg* 44, 171 S.
- Lütt, S. (1992): Produktionsbiologische Untersuchungen zur Sukzession der Torfstich-vegetation in Schleswig-Holstein. *Mitteilungen der Arbeitsgem. Geobot. Schleswig-Holstein und Hamburg* 43, 250 S.
- Maak, K. von Storch, H. (1997): Statistical downscaling of monthly mean air temperature to the beginning of flowering of *Galanthus nivalis* L. in Northern Germany. *International Journal of Biometeorology* 41: 5-12.
- Manthey, M., Leuschner, C. & Härdtle, W. (2007): Buchenwälder und Klimawandel. *Natur und Landschaft* 82: 441-445.
- McDonnell MJ, Pickett STA, Pouyat RV, Zipperer WC, Parmelee RW, Carreiro MM & Medley K (1997) Ecosystem processes along an urban-to-rural gradient. *Urban Ecosystems* 1:21-36

- Medley KE, McDonnell MJ, Pickett STA (1995) Forest-landscape structure along an urban-to-rural gradient. *The Professional Geographer* 47: 159-168
- Meier, D. (2006). Die Nordseeküste. Die Geschichte einer Landschaft. Boyens Buchverlag, 208 S.
- Menge, D., Field, C. (2007). Simulated global changes alter phosphorus demand in annual grassland. *Global Change Biology* 13: 2582-2591.
- Menzel A., Sparks T.H., Estrella N., Koch E., Aasa A., Ahas R., Alm-Kübler K., Bissoli P., Braslavska O., Briede A., Chmielewski F.M., Crepinsek Z., Curnel Y., Dalh Å., Defila C., Donnelly A., Filella Y., Jatczak K., Måge F., Mestre A., Nordli Ø., Peñuelas J., Pirinen P., Remišová V., Scheifinger H., Striz M., Susnik A., VanVliet A., Wielgolaski F.-E., Zach S. & A. Züst (2006): European phenological response to climate change matches the warming pattern. *Global Change Biology* 12: 1969-1976.
- Metzing D. (2005): Küstenflora und Klimawandel : der Einfluss der globalen Erwärmung auf die Gefäßpflanzenflora des deutschen Küstengebietes von Nord- und Ostsee. Dissertation Universität Oldenburg.
- Mimet A, Pellissier V, Quénot R, Aguejdad R, Dubreuil V & Rozé F (2009) Urbanisation induces early flowering: evidence from *Platanus acerifolia* and *Prunus cerasus*. *International Journal of Biometeorology* 53:287-298
- Mitsch, W. J. & J. G. Gosselink (2000): *Wetlands*. John Wiley & Sons, New York.
- MLUR (Ministerium für Landwirtschaft, Umwelt und ländliche Räume des Landes Schleswig-Holstein): Strukturen des Waldes und der Forstwirtschaft in Schleswig-Holstein. www.schleswig-holstein.de/UmweltLandwirtschaft/DE/NaturschutzForstJagd/_DL/Wald_Grundsatzliches_.pdf.html. Erscheinungsdatum 23.12.2007.
- Mohamed, A., Härdtle, W., Jirjahn, B., Niemeyer, T., von Oheimb, G. (2007). Effects of prescribed burning on plant available nutrients in dry heathland ecosystems. *Plant Ecology* 189: 279-289.
- Morris, J.T., Sundareshwar, P.V., Nietch, C.T., Kjerfve, B., Cahoon, D.R (2002): Responses of coastal wetlands to rising sea level. *Ecology* 83: 2869-2877.
- Naden, P.S. & Watts, C.D. (2001): Estimating climate-induced change in soil moisture at the landscape scale: An application to five areas of ecological interest in the UK. *Climatic Change*, 49, 4: 411-440.
- Nehring, S. & K.-J. Hesse (2008): Invasive alien plants in marine protected areas: the *Spartina anglica* affair in the European Wadden Sea. *Biological Invasions* 10: 937-950.
- Neubecker J., Köhler S., Obst G. & Jensen K. (2005): Der Schierlings-Wasserfenchel. Eine erfolgreiche Ansiedlung einer prioritären FFH-Art an der Elbe. *Naturschutz und Landschaftspflege* 37(8): 248-255.
- Niedersächsisches Ministerium für den ländlichen Raum, Ernährung, Landwirtschaft und Verbraucherschutz (2004): Der Wald in Niedersachsen. Ergebnisse der Bundeswaldinventur II. Aus dem Walde – Schriftenreihe Waldentwicklung in Niedersachsen 55, 45 Seiten.
- NLWKN (2006): 25 Jahre Niedersächsisches Moorschutzprogramm – eine Bilanz. Informationsdienst Naturschutz Niedersachsen 3.
- Oke TR (1982) The energetic basis of the urban heat island. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 108:1-24
- Olde Venterink, H., Davidsson, T.E., Kiehl, K. & Leonardson, L. (2002): Impact of drying and re-wetting on N, P and K dynamics in a wetland soil. *Plant and Soil* 243: 119-130.

- Osterkamp, S., Kraft, D. & Schirmer, M. (2001): Climate change and the ecology of the Weser estuary region: assessing the impact of an abrupt change in climate. *Climate Research* 18: 97-104.
- Overbeck, F. (1975): *Botanisch-geologische Moorkunde*. Neumünster: Wachholtz.
- Paul MJ & Meyer JL (2001) Streams in the urban landscape. *Annual Review of Ecology and Systematics* 32: 333-365
- Peralta, A.L. & Wander M.M. (2008): Soil organic matter dynamics under soybean exposed to elevated CO₂. *Plant and Soil* 303: 69-81.
- Pfeiffer, E.-M. (1998a): Methanfreisetzung aus hydromorphen Böden verschiedener naturnaher und genutzter Feuchtgebiete (Marsch, Moor, Tundra, Reisanbau). *Hamburger Bodenkundliche Arbeiten*. Bd. 37, p.208
- Pfeiffer, E.-M. (1998b): Die Landoberfläche - die dünne Haut unserer Erde - Böden im Wandel der Klimaentwicklung. *Terra Nostra* 98/3: V261. ISSN0946-8978.
- Pickett STA, Cadenasso ML, Grove JM, Nilon CH, Pouyat RV, Zipperer WC & Costanza R (2001) Urban ecological systems: Linking terrestrial, ecological, physical and socioeconomic components of metropolitan areas. *Annual Review of Ecology and Systematics* 32:127-157
- Pompe, S., Hanspach, J., Badeck, F., Klotz, S., Thuiller, W. & Kuhn, I. (2008): Climate and land use change impacts on plant distributions in Germany. *Biology Letters* 4: 564-567.
- Poppendieck H-H (2007) Naturschutzfachliche Anforderungen an einen Biotopverbund Hamburg. Botanischer Teil: Zielarten für den Biotopverbund. Unveröffentlichtes Gutachten für die Behörde der Stadtentwicklung Hamburg
- Poppendieck H-H, Brandt I, v. Prondzinski J & Kreft KA (2002) Artenkataster Hamburg im Spannungsfeld von staatlicher Aufgabe und ehrenamtlichem Engagement. *BfN – Schriftenreihe für Vegetationskunde* 36:69-77
- Pott, R. (1995): *Die Pflanzengesellschaften Deutschlands*. 2. Auflage. Stuttgart: Ulmer
- Pouyat RV & McDonnell MJ (1991) Heavy-metal accumulations in forest soils along an urban-rural gradient in southeastern New York, USA. *Water, Air & Soil Pollution* 57-58:797-807
- Preisinger H (1991) Strukturanalyse und Zeigerwerte der Auen- und Ufervegetation im Hamburger Hafen- und Hafenanrandgebiet. *Dissertationes Botanicae* 174. Gebrueder Borntraeger, Berlin/Stuttgart
- Preisinger, H. (2005): Vegetations- und Nutzungsgeschichte des Elbtals bei Hamburg. *Be-richte des Botanischen Vereins zu Hamburg* 22: 7-19.
- Pyšek P (1998) Alien and native species in central European urban floras: A quantitative comparison. *Journal of Biogeography* 25: 155-163
- Rebele F (1994) Urban ecology and special features of urban ecosystems. *Global Ecology and Biogeography Letters* 4: 173-187
- Rebele F & Dettmar J (1996) *Industriebrachen. Ökologie und Management*. Ulmer, Stuttgart
- Redecker, B. & Härdtle, W. (2006) Vegetation der Stromtalwiesen im niedersächsischen Elbetal. In: W. Härdtle, K. Horst, J. Prüter (Hrsg.) *Flora und Vegetation im nordöstlichen Niedersachsen*. Jahrbuch Naturwissenschaftlicher Verein Fürstentum Lüneburg, Sonderheft 1, S. 117-126.
- Reich, P.B., Hungate, B.A., & Luo, Y.Q. (2006): Carbon-nitrogen interactions in terrestrial ecosystems in response to rising atmospheric carbon dioxide. *Annual Review of Ecology, Evolution and Systematics* 37: 611-636.

- Reiche, E.-W., Schimming, C. & Branding, A. (1995): Auswirkungen auf Stickstoffhaushalt und Bodenversauerung. In: In: Auswirkungen einer Temperaturerhöhung auf die Ökosysteme der Bornhöveder Seenkette. *EcoSys* 2, 69 – 90, Kiel.
- Rennenberg, H., Seiler, W., Matyssek, R., Geßler, A. & Kreuzwieser (2004): Die buche (*Fagus sylvatica* L.) – ein Waldbaum ohne Zukunft im südlichen Mitteleuropa? *Allgemeine Forst- und Jagdzeitung* 175: 210-219.
- Rickert, B.-H. (2005): Die postglaziale Entwicklungsgeschichte und aktuelle Vegetation des Kesselmoores „Schwarzsee“. *Kieler Notizen zur Pflanzenkunde in Schleswig-Holstein und Hamburg* 33: 4-53.
- Robock, A., Mu, M.Q., Vinnikov, K., Trofimova, I.V. & Adamenko, T.I. (2005): Forty-five years of observed soil moisture in the Ukraine: No summer desiccation (yet). *Geophysical Research Letters*, 32, 3: 5.
- Robroek, B.J.M., Schouten, M.G.C., Limpens, J., Berendse, F. & Poorter, H. (2009): Interactive effects of water table and precipitation on net CO₂ assimilation of three co-occurring *Sphagnum* mosses differing in distribution above the water table. *Global Change Biology* 15: 680-691.
- Roetzer T, Wittenzeller M, Haeckel H & Nekovar J (2000) Phenology in Central Europe – differences and trends of spring phenophases in urban and rural areas. *International Journal of Biometeorology* 44:60-66
- Rosenthal, G.; Hildebrandt, J.; Zöckler, C.; Hengstenberg, M.; Mossakowski, D.; Lakomy, W. & Burfeindt, I. (1998): Feuchtgrünland in Norddeutschland. Ökologie, Zustand, Schutzkonzepte. *Angewandte Landschaftsökologie* 15, 291 S.
- Sandoval, S. (2009): Stadtböden und Klimawandel: Eine Bestandsaufnahme am Beispiel der Kirchdorfer Wiesen. Unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Hamburg.
- Savard J-PL, Clergeau P & Mennechez G (2000) Biodiversity concepts and urban ecosystems. *Landscape and Urban Planning* 48: 131-142
- Scharpenseel H.-W. & Pfeiffer, E.M. (1998). Impacts of possible climate change upon soils: some regional consequences. *Advances in GeoEcology* 31, 193-208.
- Scharpenseel, H.W., Schomaker, M. & Ayoub, A. (Hrsg.) 1990: Soils on a warmer earth. Development in Soil Science 20, p. 46. International Workshop on Effects of Expected Climate Change on Soil Processes in the Tropics and Sub-tropics. Amsterdam: Elsevier.
- Scheffer F (Hrsg.) (2008) Lehrbuch der Bodenkunde / Scheffer/Schachtschabel. 15.Aufl. Spektrum, Heidelberg
- Schlichting, E. 1960: Typische Böden Schleswig-Holsteins. Schriftenreihe der landwirtschaftlichen Fakultät der Universität Kiel, Bd. 26. Kiel.
- Schlünzen KH, Hoffmann P, Rosenhagen G & Riecke W (2009) Long-term changes and regional differences in temperature and precipitation in the metropolitan area of Hamburg. *International Journal of Climatology*, doi: 10.1002/joc.1968
- Schmiedinger, A., Bachmann, M., Kölling, C., Schirmer, R. (2009): Verfahren zur Auswahl von Baumarten für Anbauversuche vor dem Hintergrund des Klimawandels. *Forstarchiv* 80, 15-22.
- Schmitz, U. (2006): Increase of alien and C-4 plant species in annual river bank vegetation of the River Rhine. *Phytocoenologia* 36: 393-402.
- Schneekloth, H. et al. (1970-1983): Die Moore Niedersachsens. Veröffentlichungen des Niedersächsischen Instituts für Landeskunde und Landesentwicklung an der Universität Göttingen (Schriften der wirtschaftswissenschaftlichen Gesellschaft zum Studium Niedersachsens e.V.). Reihe A1, Band 96, 1.-8. Teil. Göttingen.

- Schrautzer, J. (2004): Niedermoore Schleswig-Holsteins: Charakterisierung und Beurteilung ihrer Funktion im Landschaftshaushalt. – Mitt. AG Geob. 63, Kiel.
- Schrautzer, J. & K. Jensen (2006): Relationship between light availability and species richness during fen grassland succession. *Nordic Journal of Botany* 24(3): 341-353.
- Schrautzer J., Irmeler U., Holsten B., Nötzold R. & K. Jensen (2004): Auswirkungen großflächiger Beweidung auf die Lebensgemeinschaften eines nordwestdeutschen Flusstales. *Schriftenreihe für Landschaftspflege und Naturschutz* 78: 39-61.
- Schrautzer, J., Rinker, A., Jensen, K., Müller, F., Schwartz, P. & Dierssen, K. (2007): Succession and Restoration of Drained Fens: Perspectives from Northwestern Europe. In: Walker, L., Walker, J. & Hobbs, R. (eds). *Linking Restoration and Ecological Succession*: 90- 120. Springer, New York.
- Steege, V. (2007): Die Entwicklung der Tide-Röhrichte an der Weser und ihr Leitbild. *BFG Veranstaltungen* 2/2007: 31-45.
- Stock, M., Gettner, S., Hagge, H., Heinzl, K., Kohlius, J. & H. Stumpe (2005): Salzwiesen an der Westküste von Schleswig-Holstein 1988-2001. *Schriftenreihe des Nationalparks Schleswig-Holsteinisches Wattenmeer*, Heft 15. 239 p.
- Storch, H. von, R. Schnur & E. Zorita (1998): Szenarien und Beratung. Anwenderorientierte Szenarien für den norddeutschen Küstenbereich. – Abschlussbericht des BMBF-Projektes FKZ 01 LK 9510/0.
- Struyf, E., Jacobs, S., Meire, P., Jensen, K. & A. Barendregt (2009): Plant communities in european tidal freshwater wetlands. In: Barendregt, A. Whigham, D.F. & Baldwin, A.H. *Tidal freshwater wetlands*. P. 59-70.
- Succow, M. & Joosten, H. (Hrsg.) (2001): *Landschaftsökologische Moorkunde*. 2. Auflage. Stuttgart: Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung.
- Sukopp H & Kunick W (1973) Die Großstadt als Gegenstand ökologischer Forschung. *TUB, Zeitschrift der Technischen Universität Berlin* 5: 710-717
- Sukopp H & Hejný S (Hrsg.) (1990) *Urban Ecology. Plants and plant communities in urban environments*. SFB Academic Publishing bv, The Hague
- Thodsen, H., Hasholt, B. & Kjarsgaard, J.H. (2008): The influence of climate change on suspended sediment transport in Danish rivers. *Hydrological Processes* 22: 764-774.
- Thomas C.D., Cameron A., Green R.E., Bakkenes M., Beaumont L.J., Collingham Y.C., Erasmus B.F.N., de Siqueira M.F., Grainger A., Hannah L., Hughes L., Huntley B., van Jaarsveld A.S., Midgley G.F., Miles L., Ortega-Huerta M.A., Peterson A.T., Phillips O.L. & Williams S.E. (2004): Extinction risk from climate change. *Nature* 427: 145-148.
- Thompson, J.R., Gavin, H., Refsgaard, A., Refstrup Sørensen, H. & Gowing, D.J. (2008): Modelling the hydrological impacts of climate change on UK lowland wet grassland. *Wetlands Ecology and Management* 17: 503-523.
- Thompson K & McCarthy MA (2008) Traits of British alien and native urban plants. *Journal of Ecology* 96:853-859
- Thuiller, W., Lavorel S., Araújo M.B., Sykes M.T. & I.C. Prentice (2005): Climate change threats plant diversity in Europe. *Proceedings of the National Academy of Sciences U.S.A.* 102: 8245-8250.

- Tomassen, H.B.M., Smolders, A.J.P., Limpens, J., Lamers, L.P.M., Roelofs, J.G.M. (2004): Expansion of invasive species on ombrotrophic bogs: desiccation or high N deposition? *Journal of Applied Ecology* 41:139-150
- Trepel, M. (2008): Zur Bedeutung von Mooren in der Klimadebatte. Jahresbericht des Landesamtes für Natur und Umwelt des Landes Schleswig-Holstein (LANU) 2007/8: 61-74.
- Vanhaecke, P. (2002): Vulnerability Assessment, Climate Change Impacts and Adaptation Measures. In: Office, B.F.S.P. (Hrsg.): Final Reports Summaries. Global Change and Sustainable Development. Brüssel: Federal Science Policy Office.
- Varallyay, G.Y. (1990): Influence of climatic change on soil moisture regime, texture, structure and erosion. In: Scharpensiell, H.W., Schomaker, M. & Ayoub, A. (Hrsg.): Soils on a warmer earth. Development in Soil Science 20, p.46, International Workshop on Effects of Expected Climate Change on Soil Processes in the Tropics and Sub-tropics. Amsterdam: Elsevier.
- Vogt K., Rasran L. & K. Jensen (2007): Seed deposition in drift lines: chance or hazard for species establishment? *Aquatic Botany* 86: 385-392.
- Von der Lippe M & Kowarik I (2007) Long-distance dispersal of plants by vehicles as a driver of plant invasions. *Conservation Biology* 21 (4): 986-996
- Von Lüpke, B. (2009): Überlegungen zu Baumartenwahl und Verjüngungsverfahren bei fortschreitender Klimaänderung in Deutschland. *Forstarchiv* 80: 67-75.
- Von Prondzinski J, Poppendieck H-H, Brandt I & Fernandes-Francisco MC (2004) Was leistet das Hamburger Pflanzenartenkataster? *Pulsatilla* 7:31-37
- Von Stülpnagel A, Horbert M & Sukopp H (1990) The importance of vegetation for urban climate. . In: Sukopp H & Hejný S (Hrsg.) Urban ecology. Plants and plant communities in urban environments. SFB Academic Publishing, The Hague. S. 175-193
- Waddington, J.M., Griffis, T.J. & Rouse, W.R. (1998): Northern Canadian wetlands: Net ecosystem CO₂ exchange and climatic change. *Climatic Change* 40: 267-275.
- Wagner, A. (2000): Minerotrophe Bergkiefermoore im süddeutschen Alpenvorland - Die *Carex lasiocarpa*-*Pinus rotundata*-Gesellschaft. Dissertation Technische Universität München, 175 S.
- Wagner, D. & Pfeiffer, E.M. (1997): Two temperature optima of methane production in a typical soil of the Elbe river marshland. *Fems Microbiology Ecology* 22: 145-153.
- Walentowski, H., Kölling, C. & Ewald, J. (2007): Die Waldkiefer - bereit für den Klimawandel?. *LWF Wissen* 57: 37-46.
- Wang, G.L. (2005): Agricultural drought in a future climate: results from 15 global climate models participating in the IPCC 4th assessment. *Climate Dynamics*, 25, 7-8: 739-753.
- Wassen, M. J., Olde Venterink, H., Lapshina, E. D., and Tanneberger, F. (2005): Endangered plants persist under phosphorus limitation. *Nature* 437: 547-550.
- Wessolek, G. (1993): Einfluss von Klimaänderung auf dem Bodenwasserhaushalt (regionale Fallstudie). *Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft*, 69, 289-292.
- Wilmanns, O. (1993). Ericaceen-Zwergsträucher als Schlüsselarten. *Ber. Reinh. Tüxen Ges.* 5: 91-112.
- Wittig R (1991) Ökologie der Großstadflora: Flora und Vegetation der Städte des nordwestlichen Mittelweuropas. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart

Wittig R (2002) Siedlungsvegetation. Ulmer, Stuttgart

Wixwat, T. & Röhm, H. (2008): Untersuchungen zu möglichen Auswirkungen einer Klimaänderung auf die Grundwasserneubildung in Niedersachsen. http://www.umweltbundesamt.de/boden-und-altlasten/veranstaltungen/ws080122/05_wixwat.pdf (Zugriff: 01.08.2008)

Wohlgemuth, T. (1998): Modelling floristic species richness on a regional scale: A case study in Switzerland. *Biodiversity and Conservation* 7, 159-177.

Zebisch M., Grothmann T., Schröter D., Hasse C., Fritsch U. & W. Cramer (2005): Climate Change in Germany – Vulnerability and Adaptation of Climate Sensitive Sectors. Umweltbundesamt Climate Change 10/05 (UFOPLAN 201 41 253), Dessau, 205 S.

ENTWURF

7 Der Einfluss des Klimawandels auf das aquatische Ökosystem der Metropolregion Hamburg: Elbe, Wattenmeer, Nordsee (Hans-Ulrich Fanger und Franciscus Colijn)

mit Beiträgen von S. Ehrich¹, I. Kröncke², K. Wiltshire³, M. Boersma³, A. Kraberg³ und H.-D. Franke³

7.1 Einleitung

Die in diesem Kapitel behandelten Zustandsbeschreibungen und Prognosen für das aquatische Ökosystem beschränken sich regional auf die "Lebensader Hamburgs", speziell die Tide-Elbe, auf das vorgelagerte Wattenmeer und die Deutsche Bucht sowie auf die Außenwirtschaftszone (AWZ) der Nordsee. Hierbei stehen im Vordergrund Entwicklungen (1) des Phytoplanktons als wichtiger Komponente des Nahrungsnetzes, (2) des Zooplanktons als Nahrungsgrundlage für Fischlarven und Jungfische, (3) des Benthos und schließlich (4) der Fischfauna. Daneben werden auch die Veränderungen von Wattgebieten, Salzwiesen und Flachwasserbereichen sowie mögliche Einflüsse auf die Avifauna behandelt.

Es zeigt sich, dass die zur Behandlung der Themen verfügbaren Veröffentlichungen ihren Schwerpunkt in der Deutschen Bucht bzw. der Nordsee haben. Am wenigsten wurden bisher die klimatischen Einflüsse auf das aquatische Ökosystem der Tide-Elbe behandelt. Indessen werden derzeit weitere, u. a. auch ökologische Untersuchungen für Ästuar, z. B. im Rahmen des Forschungsprogramms KLIWAS (2009) ("Auswirkungen des Klimawandels auf Wasserstraßen und Schifffahrt in Deutschland") angestoßen. Sie lassen in absehbarer Zeit auch zu diesem Thema detailliertere Aussagen erwarten.

Von großer Bedeutung für die Vorhersage künftiger Entwicklungen unter dem Einfluss des Klimawandels ist dabei die Frage, ob bereits in jüngster Zeit auffällige Veränderungen im Klimageschehen zu einer Reaktion des Ökosystems geführt haben. In der Tat scheinen mit einer kälteren Periode zwischen 1978 und 1986 und einer wärmeren nach 1987 - durch Methoden der multivariaten Statistik nachweisbare - ökologische Veränderungen verknüpft zu sein, die mit dem Begriff "Regime Shift" belegt wurden.

Dennoch ist bei der Bewertung Vorsicht geboten. Zum einen sind für die Analyse verfügbare, systematisch erhobene Datensätze rar (mit Ausnahme von solchen der Biologischen Anstalt Helgoland, die auf ca. 1900 zurückgehen). Zum andern geben statistische Analysen zwar Hinweise auf bestehende Korrelationen, liefern aber keine gesicherten Kausalzusammenhänge. Sehr oft basieren die Aussagen der in diesem Kapitel zitierten Autoren auf Plausibilitätsbetrachtungen, die nicht für gesicherte Vorhersagen verwendet werden dürfen. Generell kommen bei der Kompliziertheit des Nahrungsnetzes, in dem die saisonalen Phasen einzelner Komponenten eine Rolle spielen, sowie bei der anthropogenen Unbestimmtheit der künftigen Ästurgestaltung, des Küstenschutzes und der Fischerei-Industrie so viele Parameter ins Spiel, dass Prognosen äußerst schwierig erscheinen. Hinzu kommt, dass gerade bezüglich der Verflechtungen der biologischen Variablen erheblicher Forschungsbedarf besteht.

7.2 Auswirkungen des prognostizierten Klimawandels für die Elbe

Die Tide-Elbe, also der von Ebbe und Flut gekennzeichnete Abschnitt der Elbe vom Wehr Geesthacht bis zur Mündung in die Nordsee bei Cuxhaven, ist von hoher wirtschaftlicher Bedeutung für den Schiffsverkehr vom und zum Hamburger Hafen. Dementsprechend ist die Tide-Elbe immer wieder diesen Bedürfnissen angepasst worden.

Betrachtet man die Veränderungen in und an der Tide-Elbe, die sich im Zuge der vielen Ausbaumaßnahmen – vor allem der Vertiefungen im 20. Jahrhundert - ergeben haben, lassen sich nach H. Kausch (1996) einige der klimabedingten zukünftigen Entwicklungen vorhersehen. Bei diesen Strombaumaßnahmen, wozu Vertiefungen, Einengungen und Begradigungen zählen, wuchs der Tidenhub in Hamburg St. Pauli gegenüber 1870 um das Doppelte, wobei das mittlere Tideniedrigwasser (MTnw) stärker abfiel als das mittlere Tidehochwasser (MThw) anstieg (Gönnert et al. 2007). Nach Modellrechnungen von A. Plüß⁵²) (s. ibid N. Winkel, Kap. 1.4) ist zu erwarten, dass sich dieser Trend mit steigendem Meeresspiegel fortsetzt, dass sich ferner die Ebbe und Flutwege verlängern, sich das Tideprisma vergrößert und mit Zunahme der strömungsbedingten Turbulenzen die Sedimentation in den Seitenbereichen zunimmt.(s. a. WWF 2008).

Zu den ökologischen Auswirkungen der strombaulichen Aktivitäten (Kausch 1996) gehörten - auch indirekt durch immer größer werdende Schiffstonnagen verursacht - verstärkte Wellenangriffe auf die Uferbereiche bei Flut und damit Gefährdungen der Tideauenwälder und -röhrichte, Verlängerung der Überflutungszeiten der Auenwälder im NSG Heuckenlock, längere Expositionszeiten der oberen Wattgebiete bei Ebbe, erhöhte Sedimentationsraten in den Flachwassergebieten und damit ihre Verwandlung zu Wattgebieten (z. B. Mühlenberger Loch, Hahnöfer Nebenelbe, Dwarsloch, Südufer Wischhafen), sowie eine Verlagerung der Brackwassergrenze stromauf (Bergemann 1995).

Der erwartete Meeresspiegelanstieg kann Wattgebiete überfluten und damit die unteren Teile zum Sublitoral, also zu Flachwassergebieten, verwandeln. Wenn es in Verbindung mit einem neuen Sedimentmanagement für Fahrrinnenvertiefung und - instandhaltung (HPA 2008) nicht zu Rückdeichungen kommt, würden die oberen Wattgebiete weiter in Richtung Deichlinie verschoben, was die Röhrichtgebiete noch mehr einschränken würde. Das verbleibende Vordeichsland mit aktiven Salzwiesen und Elbmarschen könnte dann größtenteils verschwinden mit Folgen für die Avifauna, vor allem für die zur Zugzeit dort rastenden und weidenden Gänse-Arten. Bereits eine Erhöhung des MThw um 5 cm würde bei der Tideelbe zu einem Flächenverlust der Vordeichsländer von 4,2 %, im Bereich Hamburg von 12,4 % führen (wie in der UVU zum geplanten 16,5 m – Ausbau der Tideelbe berechnet wurde). Das NSG Heuckenloch wäre davon stark betroffen. Die notwendige Erhöhung der Deiche mit Verbreiterung des Deichfußes in Flussrichtung würde diesen Effekt noch vergrößern, wenn nicht gleichzeitig das Konzept einer Rücknahme der Deichlinie in Realität umgesetzt wird (Kausch 1996, HPA 2008).

Außerdem ist bei steigendem Meeresspiegel abzusehen, dass die Brackwassergrenze weiter stromauf wandert (500 m bei Nipp- 1000 m bei Springtide nach N. Winkel, Kap. 1.4 ibid). Dieser Effekt wird allerdings bei dem großen Variationsbereich der Position der Brackwassergrenze bei niedrigem und bei hohem Abfluss – stärker noch als in den vergangenen Dekaden - nur im Langzeitmittel zu beobachten sein. Denn die Klimamodelle sagen voraus, dass die Niederschlagsmengen im Einzugsgebiet der Elbe im Winter zunehmen, im Sommer aber abnehmen werden (s. a. A. Daschkeit, Kap. 1.5.7). Das bedeutet, dass im Mittel die Abflüsse im Sommer kleiner und im Winter größer werden. Dies hat nicht nur für die Lage der Brackwasserzone, sondern auch für Trübungszone die Folge, dass beim winterlichen Oberwasser diese Zonen weiter seewärts gedrängt werden, bei den sommerlichen Trockenperioden aber weiter stromauf wandern.

Das veränderte Abflussverhalten hat auch für die Konzentration gewässerbelastender Stoffe Konsequenzen. Bei den niedrigen sommerlichen Abflusswerten könnten z. B. die Abwässer der Kali-Industrie (die sog. „Endlaugen“, u. a. mit hohen Gehalten an Magnesiumchlorid) zu Problemen bei der Trinkwasseraufbereitung an der Mittelelbe führen. Umgekehrt werden Stickstoffkomponenten aus der Landwirtschaft bei höherem Niederschlag im Winter verstärkt ausgewaschen und werden in der Elbe zu höheren Nitratkonzentrationen führen. Der kombinierte Effekt von geringerem Oberwasser im Sommer mit Stromaufverlagerung der Brackwasserzone und von höheren Temperaturen

⁵² Eine stufenweise Anhebung des Nordseepegels von 20 bis 100 cm führt nach den Modellrechnungen von A. Plüß in der Tide-Elbe zu einer Verstärkung des Tidehochwassers um bis zu 16 cm und zu einem Absinken des Tideniedrigwassers um bis zu 9 cm.

würde den Sauerstoffhaushalt im Elbabschnitt unterhalb des Hafens noch stärker belasten als bisher.

Zusätzlich wird durch die Tatsache, dass mit steigenden Temperaturen (die die Umsatzgeschwindigkeiten aller biologischen Prozesse erhöht) die Respiration stärker ansteigt als die Produktion, vermehrt Sauerstoff verbraucht. Abgesehen von kritischen Sauerstoffsituationen (unter 3 mg/L) erhöht sich generell das Risiko für Fischsterben mit steigenden Temperaturen (s. a. Pörtner & Knust 2007)

Für das Zooplankton, bei dem für die Tide-Elbe die endemische Art *Eurytemora affinis* als wichtige Nahrungskomponente für Fischlarven und Jungfische von Bedeutung ist, wird voraussichtlich die Abundanz zunehmen, da bei steigenden Temperaturen - wie oben erwähnt- die Stoffwechselprozesse und damit die Wachstumsrate und Reproduktion beschleunigt werden. Dies setzt allerdings voraus, dass die Flachwasserbereiche nicht zu sehr eingeengt werden. Das Phytoplankton als wesentlicher Bestandteil des Nahrungsnetzes wird vermutlich auf eine Erwärmung (vor allem wegen höherer Wintertemperaturen und fehlender Eisbedeckung) trotz erhöhten Fraßdruckes durch das Zooplankton - mit höheren Dichten reagieren; allerdings könnte es zu Verschiebungen in der Artenzusammensetzung mit zunehmender Dominanz von Grünalgen und Rückgang von Kieselalgen kommen (WWF 2008) Beim Makrozoobenthos ist zu erwarten, dass mit einer Zunahme des Nahrungsangebots bei höheren Wassertemperaturen die Abundanz wächst, insbesondere - ähnlich wie in der Unterweser festgestellt - bei den Oligochaeten im limnischen und bei den Polychaeten im mesohalinen Bereich (WWF 2008).

Während die möglichen Folgen des Klimawandels für die Fischfauna der Nordsee in den letzten Jahren im Rahmen einer ganzen Reihe von Projekten erforscht wurden, fehlen entsprechende Untersuchungen für das Elbe-Ästuar. Allgemein sind folgende Zusammenhänge plausibel:

(1) Durch die Ausbreitung von mehr südlichen Arten und (eher weniger) Verschwinden von kälteliebenden Arten kommt es zu Veränderungen im Artenspektrum. So erwartet man beispielsweise eine Zunahme der warmwasserliebenden Meeräschenarten, während es bei den in Zuflüssen des Elbeästuars laichenden Meerforellen wegen zunehmender Sauerstoffzehrung problematisch werden könnte. (2) Die Dominanzstrukturen werden sich ändern. (3) Es kommt zu Verschiebungen der saisonalen Zyklen (früheres Larvenaufkommen). (4) Die Aufwuchsbedingungen von Fischlarven und Jungfischen verändern sich. (5) Die Abundanz wird voraussichtlich durch verbesserte Nahrungsressourcen wachsen. (WWF 2008)

Ob und wie weit in den Ästuaren die aktuelle Synchronisation von Lebenszyklen, die u. a. für die Räuber-Beute-Beziehung von Bedeutung sind, durch klimabedingte Verschiebungen (u. a. der Entwicklungszeiten) verändert wird und wie die konkreten Konsequenzen aussehen, ist bisher kaum erforscht worden. Auch hier besteht also ein klarer Forschungsbedarf.

7.3 Auswirkungen von Klimaänderungen für die Wattgebiete der Nordsee

Auch in den Flachwasserbereichen vor den Küsten, deren Lage in Abb. 1 dargestellt ist, wird sich die Klimaänderung durch den kombinierten Effekt von Temperaturerhöhung und Meeresspiegelanstieg (global: 18-59 cm bis 2100 - laut IPCC 2007 , regional für die Nordsee: 20 cm über dem globalen Wert - nach Landerer et al. 2007; s. ibid R. Weisse Kap. 3.2.1) bemerkbar machen. Allerdings wird es schwer sein, die klimabedingten Änderungen im System von den durch den Menschen verursachten zu unterscheiden; dazu zählen die Eutrophierung durch Nährstoffe, Einflüsse durch Einleitung toxischer Substanzen und nicht zuletzt die durch Deichbauaktivitäten bewirkten Veränderungen (van Beusekom und Reise 2008).

Das Zooplankton wird von den höheren Temperaturen durch längere Saisons profitieren und dabei den Fraßdruck (grazing) auf das Phytoplankton vergrößern. Dadurch wird die Frühjahrsblüte des Phytoplanktons behindert, das bereits jetzt wegen abnehmender Nährstoffeinleitungen aus den Flüssen beeinträchtigt ist; möglicherweise wird die Blüte des schaubildenden Flagellaten *Phaeocystis*

globosa ganz ausbleiben. Die Primärproduktion wird auch durch die verringerte Zufuhr an organischem und anorganischem Material absinken, und das klarere Wasser mag die benthischen

Primärproduzenten im Wattenmeer fördern, das benthische Nahrungsangebot dort auf Kosten des pelagischen steigern. Allerdings wird dieser Effekt möglicherweise auch wieder etwas ausgeglichen durch Carnivoren, die bei höheren Temperaturen aktiver werden, sowie durch die Einwanderung von pelagischen Warmwasserfischen aus dem Süden. Von dieser Entwicklung mögen fischfangende Vögel wie Kormorane und Seeschwalben Nutzen ziehen. Es gibt indessen auch kaltwasserliebende Fische wie die Aalmutter (*Zoarces viviparus*) und den Kabeljau (*Gadus morrhua*), die sich in kälteres Wasser zurückziehen würden (Reise und van Beusekom 2008).

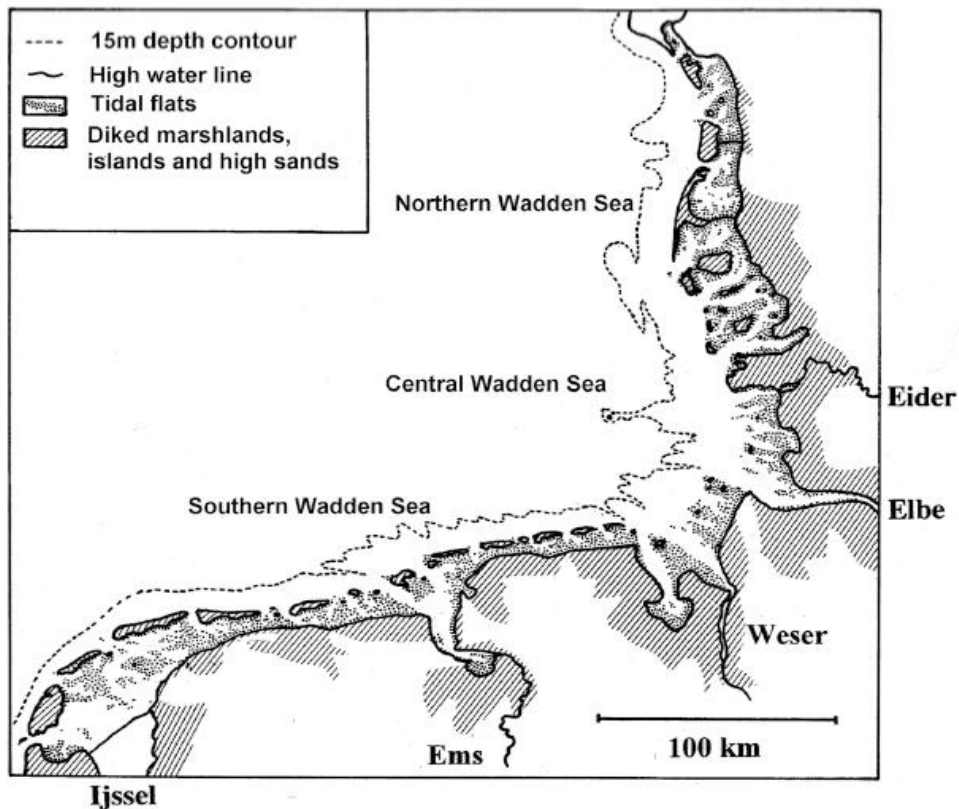


Abb. 1: Wattenmeer der Nordseeküste (Reise 2008-2).

Neue Spezies, Neophyten und Neozoen, wurden und werden teils beabsichtigt (in der Marikultur), teils unbeabsichtigt durch die Schifffahrt mit dem Ballastwasser eingeführt. Dies kann starke Auswirkungen auf die Ökosysteme haben und ist bekannt aus vielen anderen Küstenregionen. Mit dem erwarteten Rückgang des arktischen Eises wird es auch für größere Schiffe aus dem Pazifik keine Hindernisse mehr auf dem Wege zur Nordsee geben, und somit ist zu erwarten, dass es noch bedeutend mehr solcher Immigrantenspezies geben wird. Die höheren Temperaturen werden die Ansiedlung von Spezies, die aus wärmeren Küstenregionen kommen, in der Nordsee begünstigen. Das Cordgrass (*Spartina anglica*) zeigt bereits sein Potential zur weiteren Ausbreitung bei wärmerem Frühling, und die pazifische Auster (*Crassostrea gigas*), die zur Kultivierung im nördlichen Wattenmeer eingeführt worden war, hat entgegen der Erwartung, begünstigt durch die Klimaerwärmung, bereits große Riffe gebildet. Diese Riffe bilden ein günstiges Substrat für Makroalgen (*Gracilaria vermiculophylla* und *Sargassum muticum*), die wiederum ein gutes Habitat für kleinere Fische und - bislang nur vereinzelt, aber vermutlich bald häufiger anzutreffende - Tintenfische sind. - Ebenso haben die amerikanische Pantoffelschnecke (*Crepidula fornicata*) und die Scheidenmuschel (*Ensis americanus*) nach den letzten milden Wintern eine nie zuvor beobachtete

hohe Populationsdichte erfahren. Im Gegensatz dazu nahm die Populationsdichte heimischer Muscheln ab, eventuell durch verstärkten Fraßdruck von Krebsen und Garnelen. Dies scheint auch schon Auswirkungen auf Vögel zu haben, die sich von Mollusken ernähren; die neu eingeführten Spezies sind wegen zu harter Schalen oder wegen ihres Aufenthalts im Sublitoral für Vögel nicht nutzbar bzw. nicht erreichbar. Im Supralitoral bleibt abzuwarten, ob das durch die Erwärmung beschleunigt wachsende, invasive, Feinsediment akkumulierende *Spartina grass* die Erosion an den Salzmarsch-Rändern bremsen kann gegen die Aktivität des Wattwurms (*Arenicola marina*), der den Sand permeabel und damit mobil hält (van Beusekom et al. 2008; Reise und van Beusekom 2008).

Am stärksten wurde das Wattenmeer – wie bereits oben angedeutet - irreversibel durch die enorme Ausbreitung der pazifischen Auster (*Crassostrea gigas*) verändert. Bereits 1980 erreichte sie durch unkontrollierte Larvenfälle aus Aquakulturen in der Oosterschelde das westfriesische Wattenmeer (Schmidt et al. 2008; Kochmann et al. 2008). Ähnlich haben sich die 1986 im Lister Tide Becken eingeführten und kultivierten Austern explosionsartig vermehrt und die heimischen Miesmuscheln verdrängt (Abb.2). Mit den auf diese Weise geschaffenen stabilen Hartsubstraten wurde allerdings auch die Ansiedlung einer Reihe sessiler Organismen gefördert. Es wird erwartet, dass all diese Veränderungen durch einen weiteren Temperaturanstieg noch beschleunigt werden (Diederich et al. 2005), zumal die Bestandsfläche derzeit erst etwa 1% des Eulitorals ausmacht.



Abb. 2: Ein Riff der Pazifischen Auster (*Crassostrea gigas*) im Rückseitenwatt der Ostfriesischen Insel Juist (Foto: A. Wehrmann)

Generell kann die Einwanderung von Xenobiota zu irreversiblen Veränderungen des Ökosystems führen. Rein zahlenmäßig vergrößert dieser Prozess erst einmal die Artenvielfalt.

Langfristig wird der steigende Meeresspiegel die größten Veränderungen bringen. Seit 1992 sind genaue Satellitenmessungen verfügbar; danach beträgt der globale Anstieg etwas über 3 mm pro Jahr. Der Anstieg setzt sich laut IPCC-Bericht für 1993 bis 2003 zusammen aus $1,6 \pm 0,5$ mm Wärmeausdehnung des Meerwassers, $0,77 \pm 0,22$ mm Gebirgsgletscher und kleine Eiskappen, $0,21 \pm 0,07$ mm Grönländisches Inlandeis, $0,21 \pm 0,35$ mm Antarktisches Eisschild; dies stimmt innerhalb der

Fehlergrenzen gut überein mit dem Summenmesswert von $3,1 \pm 0,7$ mm (Graßl 2007). Für die im Zusammenhang mit dem Wattenmeer relevante Nordsee ist - wie oben angedeutet - der Anstieg aus verschiedenen Gründen eher größer als das globale Mittel. Insgesamt sind die Prognosen - global wie regional - mit größeren Unsicherheiten behaftet. - Eine ausführliche Diskussion zur Meeresspiegelproblematik findet sich bei R. Weisse (ibid Kap. 3.2.1)

Dem Meeresspiegelanstieg kann man zwar mit höheren Deichen begegnen, aber das Wattenmeer wird viel stärkeren hydrodynamischen Kräften unterworfen sein, wenn die Watten nicht durch Sedimentation „mitwachsen“; wieweit sie das tun, hängt stark von der Morphologie der Watten ab. Zu diesem Thema wurden morphometrische Untersuchungen von acht Wattenzugsgebieten (Gesamtfläche gut 630 km²) der niedersächsischen Nordseeküste durchgeführt mit dem Ergebnis, dass der derzeit noch bestehende hydrologisch-morphologische Gleichgewichtszustand des Wattenmeersystems durch einen beschleunigten Anstieg des Meeresspiegels gestört werden wird, was in absehbarer Zeit zu morphologischen Veränderungen der Watten führen dürfte (Ferk 1995). So werden die einzelnen Wattenzugsgebiete aufgrund ihrer abweichenden Struktur zwar unterschiedlich auf eine Beschleunigung des Meeresspiegelanstiegs reagieren, grundsätzlich wird das Wachstum der Wattenhöhen aber nicht vollständig mit der beschleunigten Erhöhung des Meeresspiegels Schritt halten. Bei einem eher mäßigen Anstieg von 25 cm in 50 Jahren, der als realistisch angesehen wird, kommt die trilaterale Expertengruppe CPSL ("Coastal Protection and Sea Level") zu dem Schluss, dass die morphologischen und biologischen Änderungen des Ökosystems Wattenmeer als nicht substantiell angesehen werden. (CPSL 2005).

Letzten Endes werden die Salzmarschen (Abb. 3) schrumpfen, die Schlick-Wattflächen werden zu Sand-Wattflächen, und schließlich könnten sie alle ins Sublitoral „abtauchen“.- Die Salzwiesen müssen differenzierter betrachtet werden. Diese sind das Produkt der Wechselbeziehung zwischen abiotischen und biotischen Prozessen. Wie sich der Meeresspiegelanstieg auf die Salzwiesen auswirkt, hängt langfristig vom Gleichgewicht zwischen dem MThw-Anstieg einerseits und der Ablagerung von neuem Schlick und Sand andererseits ab. Wo eine positive Sedimentbilanz gegeben ist, dehnen sich auch Salzwiesen aus (Stock et al. 2001). Für die Salzwiesen an der Küste von Schleswig-Holstein wurde eine Aufhöhung von 0,6 – 2,5 cm pro Jahr berechnet. Es ist demnach nicht wahrscheinlich, dass aus der Salzwiesenvegetation durch den Meeresspiegelanstieg eine vegetationslose Wattfläche entsteht; allerdings kann die Salzwiese vor einer nicht mitwachsenden Wattfläche eine Kliffkante bilden und in der Fläche zurückweichen. Im Gegensatz dazu sind die Aussichten für die Salzwiesen der Barriere-Inseln bei einem Meeresspiegelanstieg von mehr als 0,5 cm/Jahr (was nach den Prognosen zu erwarten ist) schlecht (Stock et al. 1997).

Der Meeresspiegelanstieg wird mit der Sedimenterosion auch die vorgelagerten Inseln wie z. B. Sylt mit ihrer vitalen Bedeutung für Tourismus und regionaler Wirtschaft bedrohen. Vermutlich wird man hier verstärkt mit großflächigen Sandaufspülungen entgegenwirken, was bis zu einem gewissen Grad auch einen günstigen Effekt für das Habitat des Wattenmeers haben könnte (Reise und van Beusekom 2008).

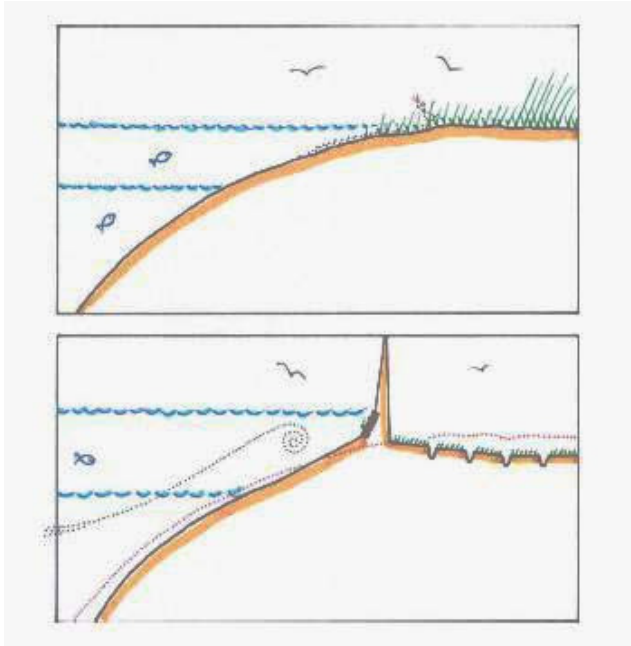


Abb. 3: Schematisches, stark überhöhtes Profil der einstigen und heutigen Marschenküste. Man beachte den heute größeren Tidenhub sowie das Absinken des entwässerten Marschbodens (nach Reise (2006))

7.4 Auswirkungen von Klimaänderungen für die (pelagische) Nordsee

Generell sind Vorhersagen über die Auswirkungen eines sich verändernden Klimas auf das Ökosystem der Deutschen Bucht bzw. der Nordsee problematisch, da der Komplexitätsgrad aller Faktoren - wie Wind- und Strömungsverhältnisse, Wasseraustausch mit den benachbarten Meeresgebieten, Schadstoffeintrag, Eutrophierung und Fischerei mit sich verändernden Fangstrategien, Marktbedingungen und Managementmaßnahmen – sehr hoch ist.

Über die marinen Säuger, wie Seehunde und Schweinswale, die durch Infektionen und Verheddern in Netzen gefährdet sind, sind keine klimarelevanten Hinweise in der Literatur zu finden. Die über viele Jahre registrierten Veränderungen in der Fischfauna im Rahmen der jährlich stattfindenden Untersuchungen der kommerziell genutzten Fischbestände lassen dagegen durchaus klimatisch bedingte Trends erkennen, wie im folgenden dargelegt wird.

7.4.1 Fischfauna der Nordsee

Nordseeweit geht man von einer Gesamtfischartenzahl (Fische und Rundmäuler) aus, die zwischen 189 (Fricke et al. 1995) und 224 (Yang, 1982) liegt. Diese Zahl umfasst sowohl die typischen Nordseearten (Dauerbewohner) als auch die Wanderarten (inklusive anadrome und katadrome Wanderarten) und die Irrgäste. Die überwiegende Anzahl dieser Arten leben am Boden bzw. in Bodennähe und die Temperatur des sie umgebenden Bodenwassers ist daher für sie von größerer Bedeutung als die Wassertemperatur an der Oberfläche.

Für die Verbreitung der Fischarten ist die 40-50m Tiefenlinie die wichtigste Grenze, die im Sommer das vertikal thermisch geschichtete Nordseewasser im Norden vom gemischten Wasser im Süden trennt. Der Verlauf dieser Grenze vom Limfjord in Dänemark über den nördlichen Abhang der Doggerbank bis zur Küste Mittelenglands (ca. 54°30'N) ist auch prägend bei der Zuordnung diverser Gruppen von Bodenfischen zu Untergebieten bzw. zu den Nordseewassermassen (Daan et al. 1989; Callaway et al. 2002; Ehrich et al. 2009).

Die qualitative wie quantitative Zusammensetzung der Fischfauna ist grundsätzlich natürlichen Schwankungen unterworfen, die dazu führen können, dass dominante Fischarten zeitweise bedeutungslos werden. Durch anthropogene Aktivitäten wie die Fischerei werden diese Schwankungen verstärkt und in speziellen Fällen sogar initiiert.

Durch die Erwärmung der mittleren Bodenwassertemperatur im Winter über die letzten 25 Jahre um 1,6°C soll es im Sommer nach Perry et al. (2005) zu einer Verschiebung des Vorkommens der meisten Bodenfischarten nach Norden gekommen sein und nach Dulvy et al. (2008) zu einer mittleren Abwanderung der gesamten Bodenfishfauna der Nordsee in ca. 3,6m tieferes Wasser. Dieser Rückschluss der Veränderung der Verbreitungsschwerpunkte als Folge der Erwärmung ist nicht nachvollziehbar, da die kältesten Wassermassen am Boden im Sommer in der mittleren Nordsee liegen und die Bodenwassertemperaturen zur nördlichen Nordsee und zu den größeren Wassertiefen hin zunehmen (Otto et al. 1990; Turrell 2007). Im Winter dagegen liegen die kältesten Wassermassen noch weiter südlicher in der Deutschen Bucht.

Im Auftrag der OSPAR-Konvention (gemäß den Übereinkommen von Oslo 1972 und Paris 1974), hat der Internationale Rat für Meeresforschung (ICES 2008) die Veränderungen in der Verbreitung und Abundanz in der Nordseefischfauna aufgelistet, die auf Änderungen der Hydrodynamik und der Wassertemperatur zurückzuführen sind. Neben den ICES-Arbeitsgruppenberichten sind die oben zitierten Arbeiten von Perry et al. (2005) und Dulvy et al. (2008) zwei der Hauptquellen, auf die sich der ICES in seinem Gutachten bezieht. Laut ICES konnten bei vielen Arten gerade in der Nordsee mehr als 100 Hinweise auf derartige Beobachtungen zusammengetragen werden, die aber nicht eindeutig als eine Reaktion auf die Klimaeffekte bewertet werden. Zitat: „The observed changes cannot be interpreted unequivocally as a response to climate effects since other factors may be important as well, in particular fishing, although it is highly likely that climate effects are involved.“

In welcher Weise die Klimaänderungen und die damit einhergehenden Änderungen des Windfeldes, der Strömungen und der Wassermassenverteilung auf die kommerziell genutzten Fischbestände einwirken, lässt sich am Beispiel von Hering und Kabeljau demonstrieren. Während der Kabeljaubestand sich seit über 10 Jahren in einem übernutzten Zustand befindet, bei dem auch die Größe des Laicherbestandes nicht ausreicht, um gute Jahrgänge zu erzeugen, bricht beim Hering seit 5 Jahren die Rekrutierung weg, obwohl ein großer Laicherbestand eine genügende Anzahl Eier produziert. Die Ergebnisse von Larvensurveys kurz nach dem Schlüpfen der Larven im Oktober/November und 3 Monate später im Februar weisen eindeutig darauf hin, dass eine anormal hohe Larvensterblichkeit in der Zeit zwischen den Surveys für die geringe Rekrutierung verantwortlich ist (Gröger et al. 2009). Es ist bisher nicht geklärt, ob die Larven verhungern oder von Räubern gefressen werden.

Auch die bisher nicht erfolgte Erholung des Kabeljaubestandes kann zusätzlich zu der zu hohen Entnahme von Jungfischen durch die Fischerei mit einer erhöhten Larvensterblichkeit erklärt werden, denn die Veränderungen im Zooplankton der Nordsee, die die bevorzugte Nahrung der Larven und der pelagisch lebenden Jungfische darstellen, sind erheblich. Beaugrand et al. (2003) konnten zeigen, dass die Reduktion in der Kabeljau Rekrutierung signifikant mit dem abnehmenden Vorkommen des Kaltwasser Copepoden *Calanus finmarchicus* korreliert ist und das der Ersatz durch die zunehmende Warmwasserart *Calanus helgolandicus* mengenmäßig nicht ausreicht. Außerdem gibt es einen zeitlichen Versatz im Auftreten der Arten im Plankton. Hier zeigt sich die große Bedeutung des Zooplanktons im marinen Nahrungsnetz letztendlich auch für die Fischereierträge und die hohe Sensibilität des Rekrutierungserfolges gegenüber klimatischen Veränderungen, die sich nicht direkt auf den adulten Kabeljau auswirken würden. Denn Neat und Righton (2006) konnten beim adulten Nordseekabeljau die Tendenz, dem sich erwärmenden Wasser auszuweichen, nicht nachweisen.

7.4.2 Fischfauna in der Deutschen Bucht (AWZ)

Vom Institut für Seefischerei des von-Thünen-Instituts, das im Zeitraum von 1958 bis 2005 insgesamt 102 Fischarten in der Deutschen Bucht nachgewiesen hat (Ehrich et al., 2006), wurde 1987 mit einem

Monitoring der Fischfauna in (über die gesamte Nordsee verteilten) Daueruntersuchungsgebieten (Boxen) begonnen. Drei von insgesamt 12 Boxen sind in der deutschen AWZ positioniert (Abb. 4; Ehrich et al., 2007). Um die Veränderungen in der deutschen AWZ der Nordsee aufzuzeigen, wird auf die Ergebnisse der Fanganalyse in Box A zurückgegriffen, die im Bereich des kontinentalen Küstenwassers liegt. In Abb. 5 sind die Veränderungen im Zeitraum von 1987 bis 2008 dargestellt. Auffallend ist der dominante Anteil der Gadiden Kabeljau und Wittling in den Jahren vor 1993. In den nächsten 3 Jahren nimmt der Anteil beider Arten im Fang stetig ab und ist bis 2006 kaum erkennbar. Ab 2006 ist der Wittling wieder bemerkbar, während in den 14 Hols (= Fischzügen) im August 2008 zum ersten Mal kein Kabeljau gefangen wurde. Seit 1993 überwiegen im Fang die pelagischen Arten und bis 2004 (Ausnahme 2002) dominiert der Stöcker im Fang, er wird aber zunehmend seit 2002 durch Hering und Sprotte ersetzt. Hinsichtlich der Kliesche ist kein Trend zu erkennen. Sie ist trotz erheblicher jährlicher Schwankungen die häufigste Plattfischart im Gebiet.

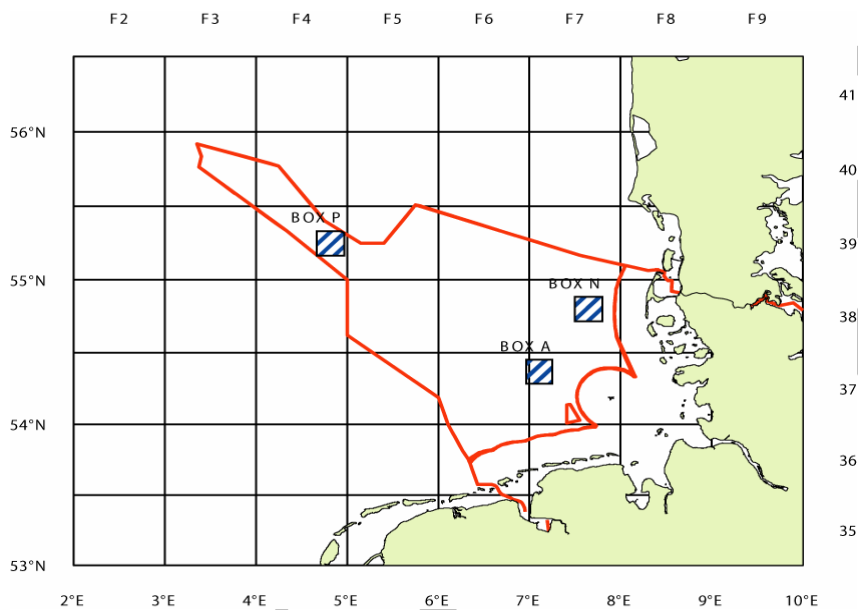


Abb. 4: Geographische Lage der drei Boxen in der deutschen Nordsee AWZ (Ehrich et al. 2006)

Diese Veränderungen in der Fischfauna in der AWZ sind deutlich in der Abb. 6 zu erkennen. In der Analyse wurden die jährlich gemittelten quantitativen Zusammensetzungen der Bodenfischarten mit Hilfe der Bray-Curtis-Ähnlichkeitsmatrix und MDS-Ordination (Multi-Dimensional Scaling; Ehrich et al. 2007) miteinander verglichen, wobei der Abstand zwischen zwei Punkten ein Maß für die Unähnlichkeit darstellt. Aus der Abbildung ist ersichtlich, dass die Bodenfischfauna von einer Gadiden-dominierten Gemeinschaft in eine von Plattfischen dominierten Gemeinschaft übergegangen ist.

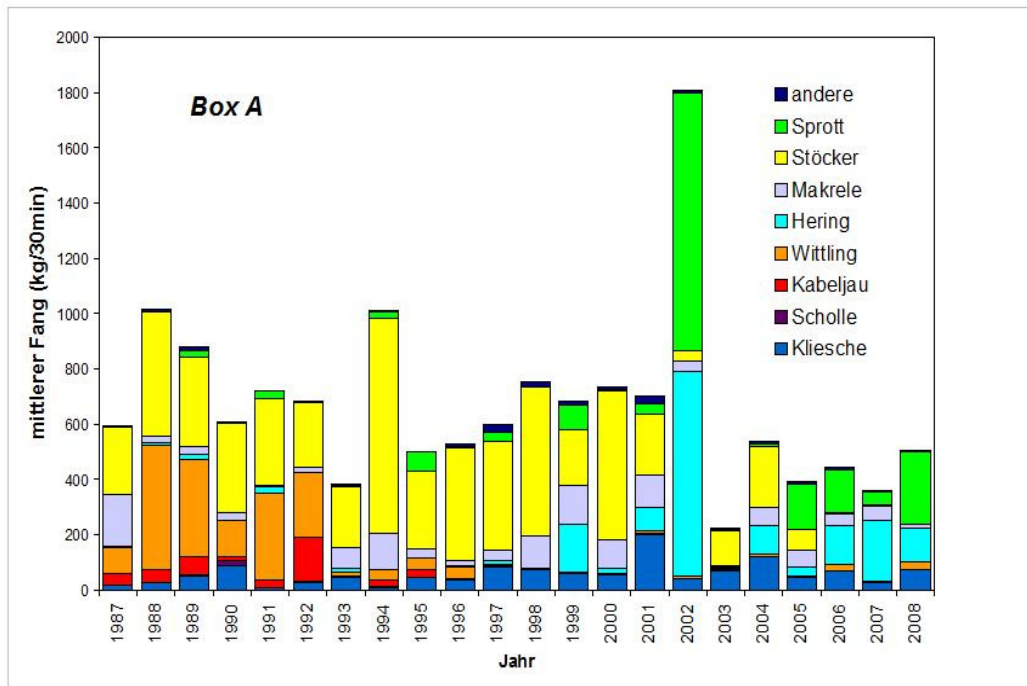


Abb. 5: Box A; Deutsche Bucht: Veränderungen in der sommerliche Artenzusammensetzung im Zeitraum 1987 bis 2008

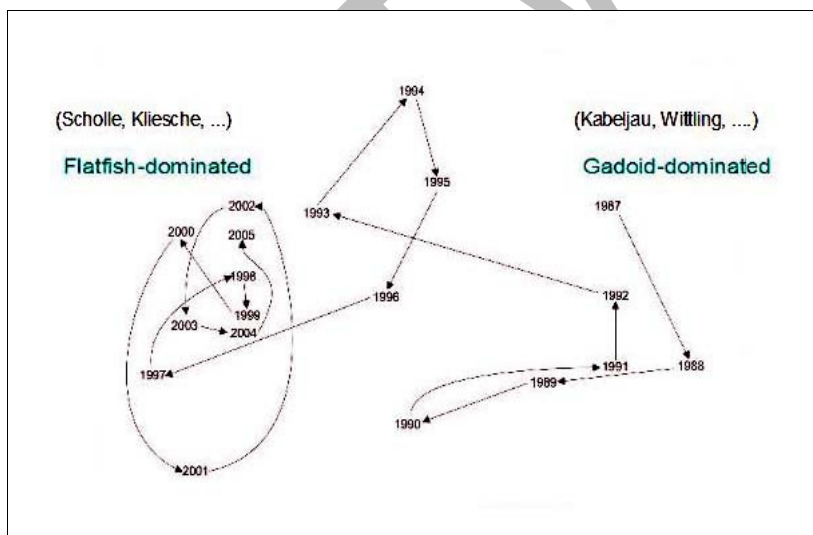


Abb. 6: Jährliche Trends in der Fischfangzusammensetzung von 1987 bis 2005 (Ehrich et al. 2007) in einer MDS-Darstellung (s. Text)

Für die Veränderungen in der Deutschen Bucht wird der Klimawandel verantwortlich gemacht. Dabei ausschlaggebend ist aber weniger die Erhöhung der mittleren jährlichen Wassertemperatur um $1,5^{\circ}\text{C}$ seit 1962 (Messpunkt Helgoland), sondern das Ausbleiben von strengen Wintern. Der letzte strenge

Winter auf Helgoland war 1963 und Eisschollen im Wattenmeer traten zuletzt im Winter 1996 auf. Die strenge Winter verursachenden Ostwindlagen sind im Winter seit Jahren ausgeblieben und die Stürme aus westlichen Richtungen bewirkten einen verstärkten Wassereinstrom aus dem Atlantik durch den Kanal in die südliche Nordsee und in die Deutsche

Bucht. Zeugen dieser Entwicklung sind Fischarten wie der tropisch-subtropische Mondfisch, der zumeist kurz unterhalb der Wasseroberfläche treibt und sich vorzugsweise von Quallen ernährt. Nach mehreren starken Südweststürmen im Winter 2005 strandeten 11 Exemplare dieser Art an der niederländischen und belgischen Nordseeküste (Ehrich und Stein, 2005). Die Fischfauna der Deutschen Bucht wird aber nicht durch das Auftreten derartiger Exoten mittel- und langfristig beeinflusst, sondern durch das vermehrte Vorkommen von südlichen, lusitanischen Arten (Ehrich und Stransky 2001), die als seltene Arten und als Irrgäste schon zur Nordseefischfauna gehörten. Beispiel dafür ist die Gestreifte Meerbarbe (*Mullus surmuletus*) oder der Rote Knurrhahn (*Chelidonichthys lucerna*), dessen vermehrtes Auftreten in den Hols in der Abb. 7 dargestellt ist. Im Gegensatz zu früher können diese Arten heute infolge der milden Winter in der Deutschen Bucht überwintern, so dass sie vermehrt in den Forschungsfängen auftreten.

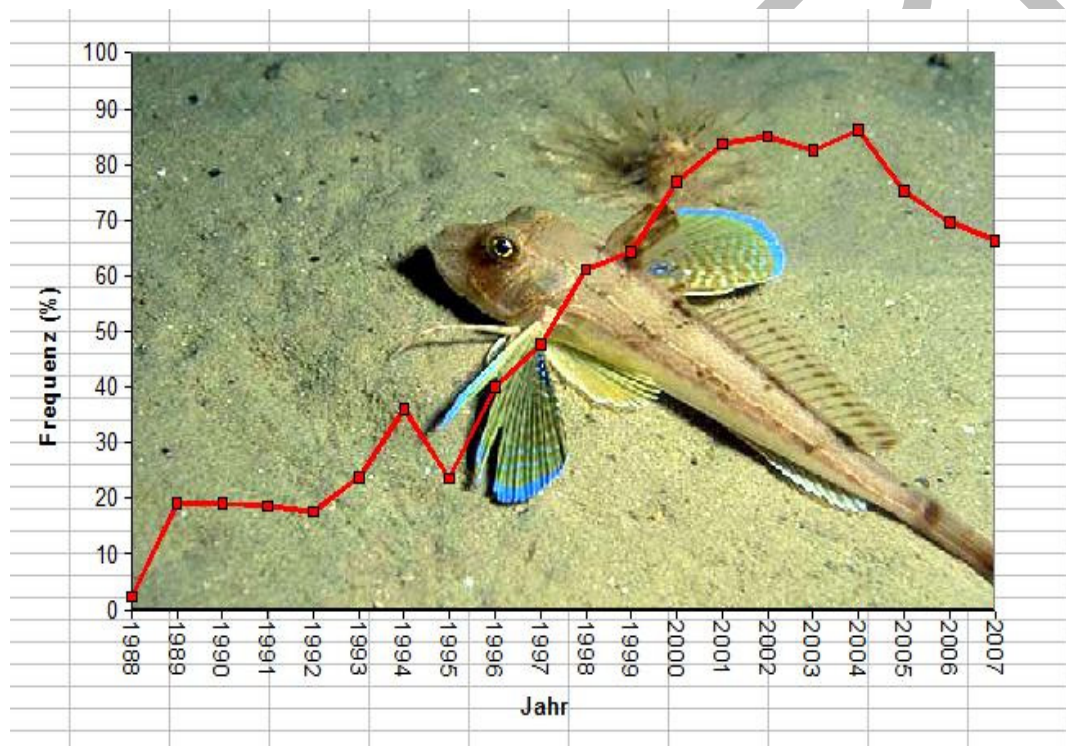


Abb. 7: Box A; Deutsche Bucht: Auftreten des Roten Knurrhahns (*Chelidonichthys lucerna*) in den Hols (dreifach geglättet; 50% = in der Hälfte der Hols ist die Art vorhanden) (pers. Mitteilung S. Ehrich, Foto: D. Luquet www.fishbase.org)

7.4.3 Benthos der Nordsee

7.4.3.1 Deutsche Bucht: Inselvorfeld von Norderney

Seit 1978 werden die Makrofaunagemeinschaften im Inselvorfeld von Norderney untersucht (Dörjes 1986, Kröncke et al. 1998 und 2001). Es wurden insgesamt 196 verschiedene Benthosarten gefunden. Die vielborstigen Würmer (*Polychaeta*) sind die dominierende taxonomische Gruppe im Untersuchungsgebiet.

Hier zeigt sich für den Zeitraum 1978 bis 1995 ab 1988 eine Zunahme der Artenzahl, der Abundanz und der Biomasse der Makrofauna, die primär im zweiten Quartal der Jahre statistisch signifikant mit einem positiven NAOI (North Atlantic Oscillation Index) korreliert, der mit milden Wintern seit 1988 einhergeht (Abb. 8). Die höhere Wassertemperatur besonders im Winter scheint entscheidenden Einfluss auf die Fauna auszuüben, da im Untersuchungsgebiet seit 1988 ein hoher Prozentsatz an warm-temperierten Arten gefunden wurde, wohingegen in den 1980er Jahren mit negativem NAOI und vielen kalten Wintern arktisch-boreale und kalt-temperierte Arten auftraten (Kröncke et al. 2001). Die mit dem positiven NAOI assoziierten Westwindlagen und vermehrte Sturmhäufigkeit beeinflussen die Hydrodynamik und die Primärproduktion im Küstenbereich. In Jahren mit milden Wintern findet die Primärproduktion ganzjährig statt oder setzt schon frühzeitig im Jahr ein, so dass kontinuierlich oder frühzeitig organisches Material in der Wassersäule produziert wird, das dem Benthos als Nahrung zur Verfügung steht und zu einem Biomasseanstieg - wie seit 1988 - führt. Eine Zunahme der Flohkrebse (*Amphipoda*) in den 1990er Jahren, die Mikroalgen von einzelnen Sandkörnern fressen, deutet auf eine höhere benthische Primärproduktion hin.

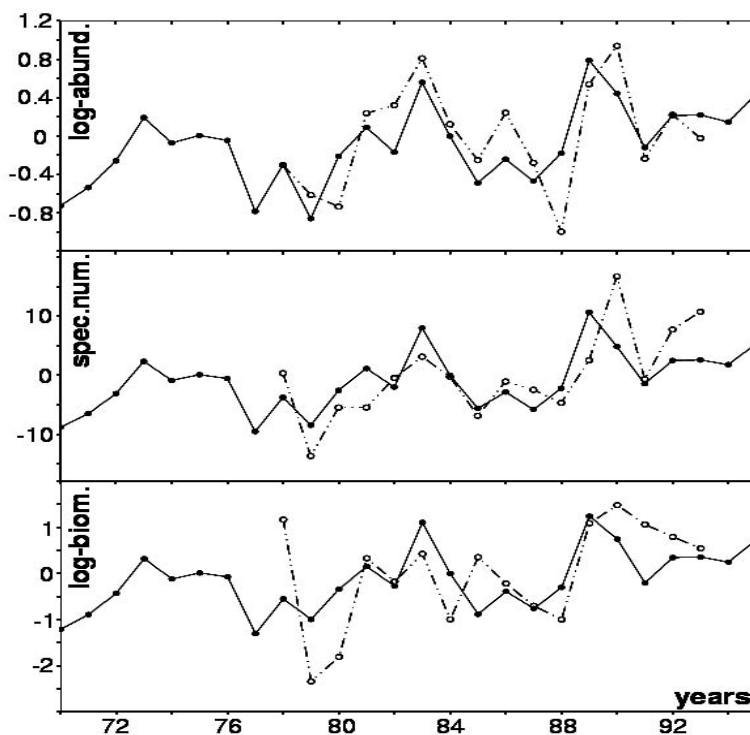


Abb. 8: Modellierte (durchgezogene Linie) und gemessene (gestrichelte Linie) Anomalien der Abundanz (oben), Artenzahl (Mitte) und Biomasse (unten) der Makrofauna aus dem 2. Quartal der Jahre 1978 bis 1995 mit dem NAOI als Predictor im Inselvorfeld von Norderney (aus Kröncke et al. 1998)

Die Auswertung des Datensatzes von 1995-2005 zeigt, dass sich die Gemeinschaften von den Auswirkungen des kalten Winters 1995/96 schnell erholen und die Artenzahlen bis 2001 um 50-100% zunahm. Dabei handelt es sich nicht um Neozoa, sondern um Nordseearten, die über das ganze Jahr auf Grund der fehlenden kalten Winter konstant auftreten. Um das Jahr 2002 hat jedoch eine gravierende Veränderung in der Gemeinschaftsstruktur - ähnlich der im Jahr 1988 - stattgefunden. Die Artenzahl geht seit 2002 zurück, die Abundanz seit 2005, die Biomasse bleibt relativ stabil. Die Abundanz einiger dominanter Arten wie der Amphipodengattung *Bathyporeia spp.* und der Polychaetengattung *Magelona spp.* bricht ab 2003 völlig ein, wohingegen die anderer Arten wie z.B. des Polychaeten *Owenia fusiformis* zunimmt. Seit 2001 ist der NAOI auf schwach positive bis negative Werte gesunken, die SST nimmt aber weiterhin zu. Die Jahre 2003 und 2004 zählten zu den

zehn wärmsten Jahren und der Winter 2007/08 war der wärmste Winter seit Temperaturerfassung (Hurrell 2005). Daher ist die u.a. von Dippner (1997 a) beschriebene signifikante Korrelation zwischen NAOI und SST anscheinend nicht immer gültig. Die Hintergründe dafür werden gerade von den Ozeanographen untersucht.

7.4.3.2 Deutsche Bucht: Benthos um Helgoland

Franke & Gutow (2004) befassten sich mit den im letzten Jahrhundert verzeichneten Veränderungen in den Makrofaunagemeinschaften auf dem ca. 35 km² großen Helgoländer Hartbodenareal. Danach muss spätestens seit Ende der 1980er Jahre der Klimawandel als bedeutendster treibender Faktor eines sich beschleunigenden ökologischen Wandels angesehen werden (Abb. 9). Seit dieser Zeit konnten sich in der Umgebung Helgolands mehr als 20 neue Makrofauna-Arten etablieren, die bis dahin auf winterwärmere atlantische Gewässer bis zum Ärmelkanal beschränkt waren und sich ganz offensichtlich im Zuge des Klimawandels auch in die Nordsee hinein ausbreiten konnten (z.B. Franke et al. 1999; Franke und Gutow 2004). Beispiele für diese „Newcomer“ sind die Nacktschnecke *Elysia viridis*, die Assel *Idotea metallica*, verschiedene Krabbenarten (z.B. *Liocarcinus vernalis*, *Goneplax rhomboides*, *Portunus latipes*) sowie eine große Zahl von Amphipoden und Borstenwürmern (Abb. 10). Auch das Neu- oder Wiederauftreten einiger warm-gemäßigter Makroalgenarten bei Helgoland in den Jahren nach 1989 (die Rotalgen *Halurus flosculus*, *Callithamnion tetragonum*, *Ceramium shuttleworthianum*; die Braunalgen *Dictyota dichotoma*, *Leathesia difformis* und *Cutleria multifida*; Bartsch, Kühlenkamp, Wagner, persönliche Mitteilung) lassen sich als Gebietserweiterungen südlicher Arten deuten.

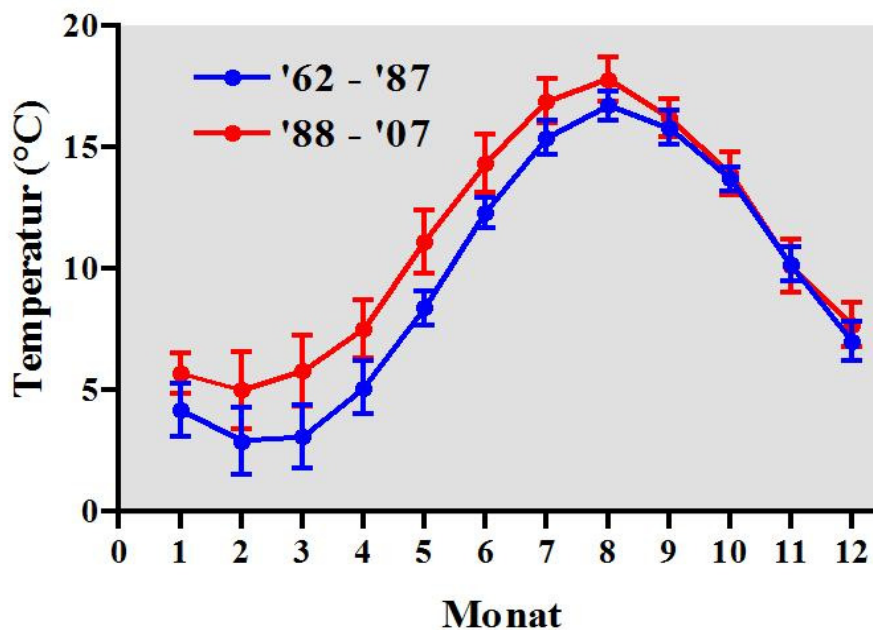


Abb. 9: Temperatur-Jahresgang (Monatsmittel mit Standardabweichung) des Oberflächenwassers bei Helgoland für die Zeiträume 1962 - 1987 und 1988 – 2007 (pers. Mitteilung, H.-D. Franke)

Das Auftreten gebietsfremder Arten kann zwei völlig verschiedene Ursachen haben: Arten können von ökologischen Veränderungen in benachbarten Gebieten (z.B. vom Anstieg der Winter-Wassertemperaturen) profitieren und ihr Verbreitungsgebiet dorthin ausweiten bzw. verlagern (Immigranten). Eine andere Kategorie von „Newcomer“ sind die Neobiota (Neozoen und Neophyten):

Vom Menschen bewusst eingeführt oder unabsichtlich eingeschleppt, haben sie Zugang zu geeigneten, oft weit entfernten Lebensräumen erlangt, die ihnen aus eigener Kraft unerreichbar waren.

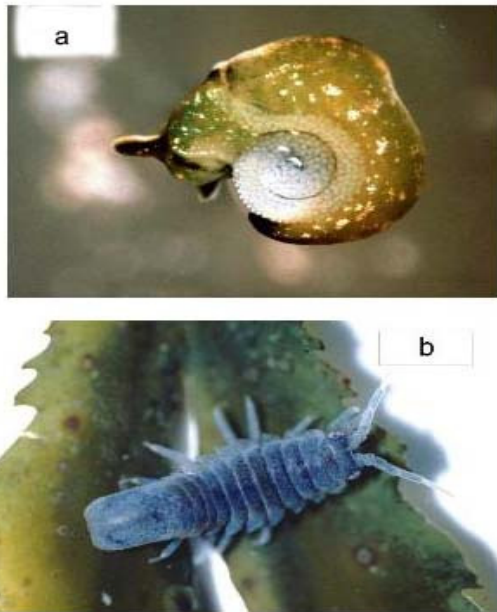


Abb. 10: Die Nachtschnecke *Elysia viridis* (a) und die Assel *Idotea metallica* (b) als Beispiele für neue warmgemäßigte Arten in der Makrofauna Helgolands (Fotos H.-D. Franke).

In vielen Fällen scheinen gebietsfremde Arten aber erst mit zusätzlicher Förderung durch den Klimawandel in ihren neuen Arealen auffällig zu werden (z.B. Stachowicz et al. 2002). Unter den Neobioten, die in den letzten Jahrzehnten bei Helgoland Fuß fassen konnten, gilt dies für die Pazifische Auster (*Crassostrea gigas*, seit 2003), den Japanischen Gespenstkrebs (*Caprella mutica*, seit etwa 1995), die Neuseeländische Seepocke (*Elminius modestus*, seit 1953) und vermutlich auch für den Beerentang (*Sargassum muticum*, seit 1988).

In bereits bestehenden natürlichen Lebensgemeinschaften ist es i.a. für gebietsfremde Arten schwierig sich zu etablieren. Daher bieten hierfür Substrate wie Navigationsbojen (seit den 1990er Jahren ohne Antifouling-Belag) mit erst langsam sich entwickelnden Gesellschaften günstigere Bedingungen. So zeigt es sich denn auch bei der Untersuchung solcher Bojen, dass in den letzten zwei Dekaden Aufwuchsgesellschaften entstanden sind, die zu gut einer Hälfte aus eingeschleppten oder aus südlicheren Gewässern eingewanderten Arten bestehen. Damit könnten solche Substrate wie Bojen oder künftige Offshore-Windenergie-Anlagen eine Sprungbrettfunktion für Neophyten und Neozoen haben (Petersen und Malm 2006).

Auf längere Sicht muss zwar auch mit dem lokalen Verlust eher nördlicher Arten (z.B. mancher Nacktschnecken) in den Hartbodengemeinschaften Helgolands gerechnet werden, derzeit stehen einer wachsenden Anzahl neuer Arten jedoch deutlich weniger Arten gegenüber, die in den letzten Dekaden lokal verschwunden sind. Insbesondere kann bisher in keinem einzigen Fall das Verschwinden einer Art eindeutig auf klimatische Veränderungen zurückgeführt werden. Auch eine massive Verdrängung etablierter Arten durch konkurrierende südliche Immigranten ist kaum zu befürchten (z.B. Gutow und Franke 2001), da die nun auch bei Helgoland miteinander konfrontierten Arten schon seit langem in südlicheren Bereichen wie dem Ärmelkanal erfolgreich koexistieren. Wo sich heute Verdrängungsvorgänge beobachten lassen, gehen diese von Neozoen und nicht von südlichen Immigranten aus (Zurück- oder Verdrängung der etablierten Arten *Semibalanus balanoides* und *Caprella linearis* durch die eingeschleppten Konkurrenten *Elminius modestus* und *Caprella mutica*).

Arten reagieren nicht in genau gleicher Weise auf klimatische Veränderungen. So wird etwa der Reproduktionszeitpunkt bei vielen Arten maßgeblich durch die Temperatur, bei anderen aber durch die Tageslänge und damit weitgehend unabhängig von klimatischen Veränderungen gesteuert. Stehen solche Arten in enger ökologischer Beziehung zueinander (z.B. als Räuber und Beute, als Wirt und Parasit, als Konkurrenten um dieselben Ressourcen), kann es zu einer zeitlich-räumlichen Entkopplung ihrer Interaktionen (Mismatch) kommen. Je rascher der Klimawandel sich vollzieht, desto weniger sind Organismen in der Lage, Entkopplungsprozesse durch eine Nachjustierung ihrer Interaktionen zu verhindern.

Viele Organismen dürften primär dadurch unter dem Klimawandel leiden, dass die „Synchronizität“ mit ihren Ressourcen beeinträchtigt wird (Parmesan 2006). So haben z.B. höhere Wintertemperaturen dazu geführt, dass die Embryonalentwicklung des Helgoländer Hummers (*Homarus gammarus*) beschleunigt verläuft und die Larven deshalb schon zu einem Zeitpunkt schlüpfen, zu dem die Aufwuchsbedingungen hinsichtlich Temperatur und Nahrungsangebot noch nicht optimal sind (Schmalenbach und Franke, submitted).- Eine positive Entwicklung für die sublitoralen Hartbodengemeinschaften vollzieht sich derzeit als Folge der Wasseraufklärung, die mit dem NAOI korreliert ist: Der vornehmlich aus der Braunalge *Laminaria hyperborea* bestehende sublitorale Algenwald konnte um etwa 2 m weiter in die Tiefe vordringen; der mit ihm assoziierten Fauna und Flora steht dadurch ein erweitertes Habitat zur Verfügung (Pehlke und Bartsch 2008).

Die Helgoländer Hartbodengemeinschaften, aus denen bisher viele Arten aus klimatischen Gründen ausgeschlossen waren, könnten unter dem Aspekt der reinen Artenvielfalt vom Klimawandel profitieren. Ein weiterer Anstieg der Wassertemperatur insbesondere während der Wintermonate würde eine Immigration südlicher Arten begünstigen und (bei vermutlich nur geringen Artverlusten) zu einer Erweiterung des lokalen Artenspektrums führen. Die Auswirkungen des Klimawandels auf die Lebensgemeinschaften insgesamt sind zurzeit noch schwer zu beurteilen, weil sie letztlich das Resultat von Interaktionen einer großen Zahl von Arten darstellen. Bisher noch nicht deutliche Effekte im Zusammenhang mit zunehmenden Wellenhöhen und dem Anstieg des Meeresspiegels könnten insbesondere die Lebensgemeinschaft des Helgoländer Felswatts in Zukunft grundlegend verändern.

Neumann et al. (2008) untersuchten in Kooperation mit dem German Small-Scale Bottom Trawl Survey (GSBTS) (Ehrich et al. 2007) die Epifaunagemeinschaften in Box A (s. Abb. 4) nordwestlich von Helgoland. Die Untersuchungen begannen 1998, also zwei Jahre nach dem kalten Winter 1995/96, dessen Auswirkungen in den hohen Abundanzen des opportunistischen Schlangensterns *Ophiura albida* in Verbindung mit einer geringen mittleren Diversität in den ersten Jahren der Untersuchung zu sehen waren. In den folgenden Jahren stieg die Bodenwassertemperatur um 2-3°C an; simultan sank die Abundanz von *O. albida*, während die anderer Arten wie *Crangon crangon*, *C. allmanni*, *Corystes cassivelaunus*, *Liocarcinus holsatus*, *Astropecten irregularis*, *Buglossidium luteum*, *Arnoglossus laterna* und *Pomatoschistus minutus* anstieg. Die Veränderungen korrelieren primär mit dem Anstieg der Wassertemperatur, besonders im Winter, die eine geringere Wintermortalität, höhere Nahrungsverfügbarkeit durch erhöhte Primärproduktion, verändertes Migrationsverhalten und veränderte Reproduktionszyklen bedingt. Ab 2003 trat eine Veränderung in der Gemeinschaftsstruktur auf, die ähnlich wie im Inselvorfeld von Norderney an die seitdem extrem warmen Jahre und Winter gekoppelt ist und einen Anstieg der Bodenwassertemperatur um 2-3°C bewirkt hat (Neumann et al. 2008).- Die küstenfernen Gemeinschaften, die im Rahmen des IBTS (International Bottom Trawl Survey) untersucht wurden, waren weniger vom kalten Winter beeinflusst, zeigten aber dieselben klimabedingten Veränderungen.

7.4.3.3 Deutsche Bucht: bis Doggerbank

Reiss et al. (2006) analysierten die Makrofaunagemeinschaften entlang eines Transektes von der inneren Deutschen Bucht bis zur Doggerbank von 1990 bis 2002, der drei Gemeinschaften abdeckt. Der kalte Winter 1995/96 reduzierte die Abundanz und veränderte die Gemeinschaftsstruktur in den küstennahen Gemeinschaften der Lokationen GB2 und GB5 (Abb. 11), aber nach zwei Jahren war die

frühere Gemeinschaftsstruktur wieder hergestellt, während sich beim Oyster Ground OG7 und - mehr noch - bei der Doggerbank DG9 bleibende Veränderungen zeigten. Artenzahl und Abundanz stieg in den Folgejahren auf allen Stationen kontinuierlich an. Diese Veränderungen korrelierten mit dem NAOI und der daran gekoppelten Erhöhung der SST und Primärproduktion. Die aktuelle Analyse der Daten von 2003 bis 2007 (E. Markert & I. Kröncke, im Druck 2008) zeigt – ähnlich wie in den Makrofaunagemeinschaften im Inselvorfeld vor Norderney oder in den Epifaunagemeinschaften in der AWZ - Veränderungen in der Gemeinschaftsstruktur seit 2003, die durch eine Abnahme der Abundanz und Artenzahlen bedingt ist. Die Veränderungen korrelieren mit dem abnehmenden NAOI seit 2001.

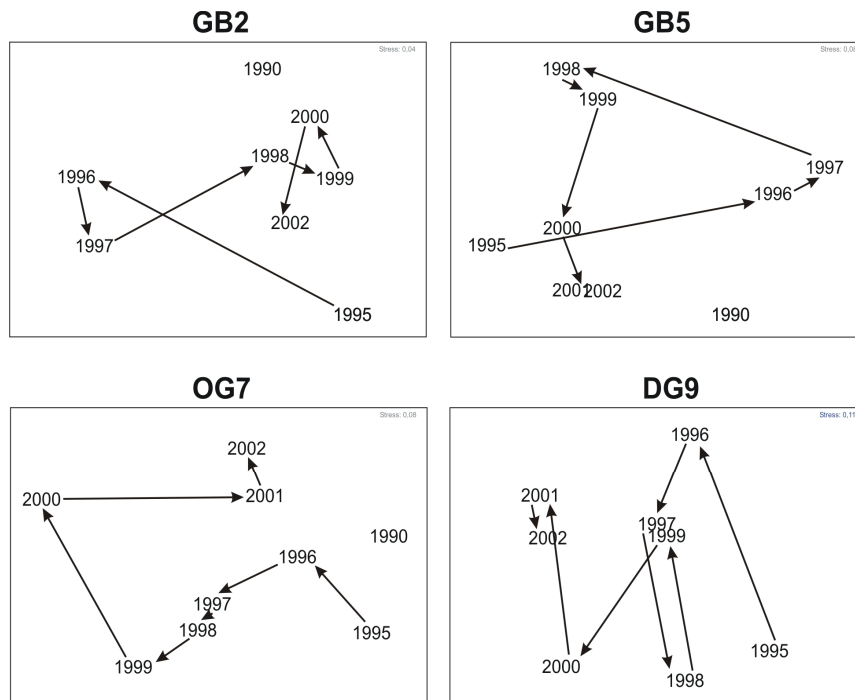


Abb. 11: Veränderungen in der Gemeinschaftsstruktur der Endofauna in vier verschiedenen Gebieten der südöstlichen Nordsee (aus Reiss et al. 2006), dargestellt als MDS Plots auf der Basis von Quadratwurzeln der Abundanz-Daten. Dabei bedeuten die Lokationen: GB2 innere Deutsche Bucht, GB5 westl. Helgoland, OG7 Oyster Ground, DG9 Doggerbank.

Daten über die Makrofaunagemeinschaften auf der Doggerbank liegen auf Dekadenskala vor für 1950er (Ursin 1960), 1980er (Kröncke 1992), 1990er Jahre (Wieking & Kröncke 2001, 2003) und für 2006/07 (Kröncke, Proben in Bearbeitung). Zwischen den 1950er und 1990er Jahren war die räumliche Variabilität der Makrofaunagemeinschaften relativ gering, da zu allen Untersuchungsintervallen fünf Gemeinschaften auf der Doggerbank gefunden wurden (Kröncke 1992, Wieking & Kröncke 2003). In den flachen sandigen Bereichen auf der Bank in Wassertiefen von 20–30 m lebte die Bank-Gemeinschaft, die von Flohkrebse, Schlangensternen und kleinen Muscheln dominiert wurde. Die „South-West Patch“-Gemeinschaft stellte eine besonders arten- und individuenarme Variante der Bank-Gemeinschaft dar. Die südliche und die westliche *Amphiura*-Gemeinschaft in den schlacksandigen tieferen Bereichen im Süden und Südwesten der Doggerbank mit Wassertiefen von 35-68 m wurden hauptsächlich von dem Schlangenstern *Amphiura filiformis* und vielborstigen Würmern besiedelt. In der nordöstlichen Gemeinschaft wurden viele Arten aus der nördlichen Nordsee gefunden wie die Zylinderrose *Cerianthus lloydii*.

Dennoch wurden in dem Langzeitvergleich zwischen den Jahren 1985-87 und 1996-98 folgende Verschiebungen im Artenspektrum der verschiedenen Gemeinschaften gefunden (Wieking & Kröncke 2001): a) die Zunahme südlicher Arten wie z.B. des Flohkrebse *Megaluropus agilis* und die

Abnahme von nördlichen Arten wie dem Polychaeten *Ophelia borealis* in den flachen Bereichen der Bank, b) die Zunahme von sog. „Interface-feedern“ im zentralen und südlichen Teil der Bank, die von der temperaturbedingten Erhöhung der Primärproduktion profitieren, c) die Zunahme von Arten, die bevorzugt auf größeren Sedimenten leben. Diese Verschiebungen stehen auch im Zusammenhang mit den Veränderungen im Strömungsregime im Bereich der Doggerbank und der Erhöhung der SST (zeitgleich mit den seit 1988 positiven NAOI), die sich besonders im flachen durchmischten Bereich der Bank auswirkt. Die Ergebnisse dieses Langzeitvergleichs zeigen, dass auch die in der offenen Nordsee gefundenen Veränderungen im Benthos mit dem NAOI korrelieren und damit in direktem Zusammenhang mit der globalen Erwärmung stehen.

7.4.4 Nahrungsnetz in der Nordsee

Wiltshire et al. (2008) und Boersma et al. (2007) befassten sich mit den Auswirkungen der bisherigen Klimaänderungen auf das Nahrungsnetz der Nordsee. Wie schon im Abschnitt über das Wattenmeer festgestellt, führt eine Erhöhung der Wassertemperatur im Winter dazu, dass die Überwinterungspopulationsdichten von herbivoren Zooplanktonarten höher sind, hierdurch der Fraßdruck auf das Phytoplankton im Spätwinter höher wird mit der Folge, dass die Phytoplankton-Frühjahrsblüte unterdrückt wird oder mit Verzögerung beginnt (Wiltshire und Manly 2004).

Das deutlichste Beispiel für Änderungen in der Zusammensetzung der Zooplanktongemeinschaft resultiert aus den CPR-Daten (Continuous Plankton Recorder). In den letzten Jahren hat eine kontinuierliche Verschiebung stattgefunden beim Ruderfußkrebs *Calanus finmarchicus*, einer kälteliebende Art zu *Calanus helgolandicus*, die wärmeres Wasser bevorzugt (Reid et al. 2003). Die wichtigsten Änderungen in den Helgoländer Zooplanktongemeinschaften sind einerseits Verschiebungen im Artenspektrum durch Neu-Einwanderungen südlicher Arten (Greve et al. 1996), und vermehrtes Aufkommen von einzelnen Arten (Johns et al. 2005), eine Änderung der Diversität der Ruderfußkrebsgemeinschaft (Wiltshire et al. submitted), und Verschiebungen in der Phänologie des herbivoren Zooplanktons (Wiltshire et al. 2008).

Seit 1958 ist zudem ein kontinuierlicher Anstieg des Auftretens von gelatinösem Zooplankton in der zentralen Nordsee zu beobachten (Attrill et al. 2007). Dieser Anstieg hängt eng mit der Nordatlantischen Oszillation und dem Einströmen von Atlantikwasser in die nördliche Nordsee zusammen. Letzteres bringt in den Herbst- und Wintermonaten mehr Quallen in die Nordsee. Ein übermäßiges Auftreten von Quallen könnte Konsequenzen für das pelagische Ökosystem und die Fischerei haben, da sich die in der Nordsee vorkommenden Quallen hauptsächlich von anderem Zooplankton, einschließlich Fischlarven und Fischeiern ernähren. Zudem wird seit Ende 2006 auch die Rippenqualle *Mnemiopsis leidyi* in der Nordsee nahe zur Küste gefunden (Boersma et al. 2007). Diese Art hat im Schwarzen und Kaspischen Meer zu einem Kollaps der Fischereierträge geführt (Bilio and Niermann 2004), im Zusammenspiel mit dem ohnehin sehr starken Fischereidruck. Da das gelatinöse Zooplankton als Konkurrent der Fischlarven die gemeinsame Nahrungsgrundlage viel effizienter nutzt, vor allem unter schlechteren Lichtbedingungen, wird die Bedeutung dieser Organismen sicherlich noch zunehmen (Eiane et al. 1999).

Obwohl wegen der komplexen Interaktionen im Nahrungsnetz Aussagen über die zukünftige Entwicklung problematisch sind, können einige belastbare Vorhersagen gemacht werden: Phytoplankton benötigt CO₂ zur Photosynthese, und man erwartet bei steigender CO₂-Konzentration ein vermehrtes Phytoplanktonwachstum (Rost and Riebesell 2004). Die zunehmende Versauerung der Nordsee wird die Kalzifizierung reduzieren, d. h. nicht kalkhaltige Arten fördern und gleichzeitig kalkhaltige Arten benachteiligen. Vor allem Coccolithophoriden sowie Gastropoden und Echinodermata sind gefährdet.- Die ansteigende Wassertemperatur wird weiter für eine Verschiebung im Artenspektrum führen. Südliche Arten wie zum Beispiel die Qualle *Pelagia noctiluca* oder der Wasserfloh *Penilia avirostris* werden wahrscheinlich an Bedeutung gewinnen, während die nördlichen Arten verschwinden werden. Laut Attrill et al. (2007) werden Quallen wegen der höheren Temperaturen immer größere Nahrungskonkurrenten für die Fischbestände darstellen.- Eine

Kombination höherer CO₂-Konzentrationen mit geringeren Nährstoffmengen wird auch zu einer Änderung der Nährstoffstöchiometrie der Primärproduzenten führen. Höchstwahrscheinlich wird dies bewirken, dass die Nahrungsqualität der Algen für das Zooplankton geringer wird (Boersma *et al.* 2008). Da gelatinöses Zooplankton sehr wenig Ansprüche an seine Nahrung hat (Schoo *et al. submitted*), wird die Wahrscheinlichkeit einer von Quallen dominierten Nordsee immer größer.

7.4.5 Regime Shift

Bei der Suche nach den Ursachen der Trends in Fischfauna, Benthos, Zoo- und Phytoplankton gab es eine Reihe von Arbeiten, die sich teils mehr phänomenologisch, teils mit Methoden der multivariaten Statistik damit auseinandersetzen.

Als erste hatten Reids und Edwards (2001) bei der Untersuchung von Phytoplankton, Benthos und Fischen (Quelle: ICES-Daten) aus der Nordsee deutliche Änderungen in den letzten 5 Dekaden beobachtet, wobei vor allem eine kältere Periode zwischen 1978 und 1986 sowie eine wärmere nach 1987 auffiel. Sie verwendeten hierfür den Begriff „Regime Shift“. Es wurde angenommen, dass eine Kombination von lokalen, regionalen und weiträumigen hydrodynamischen Einflüssen, insbesondere der ozeanische Zuström aus dem Nordatlantik dafür verantwortlich ist. Die generell starke Fluktuation der Fischbestände geht sicherlich teilweise auch auf die Überfischung zurück, wobei klimatische Veränderungen möglicherweise verstärkend mitgewirkt haben.

Auch Beaugrand (2004) zeigte in den Plankton-Datensätzen von 1958 bis 1999 und entsprechenden Daten für Fischbestände (aus ICES: Plattfische, Kabeljau, Schellfisch, Hering, Seezunge) durch Cluster- und PCA-Analysen bestätigte Diskontinuitäten, eine von 1972 bis 1973 und eine zweite (in einer wärmeren Periode) nach 1985/1986, in der die Artenvielfalt bei den calanoiden Copepoden signifikant höher war. Kein eindeutiger Trend bestand für die Biomasse der Copepoden (ein Beispiel: die Biomasse einer taxonomischen Gruppe kann unverändert bleiben, aber die von *C. finmarchicus* geht nach dem Shift stark zurück, während die von *C. helgolandicus* deutlich zu-nimmt). - Nach dem Regime-Shift, also bei ansteigenden Temperaturen, wurde ein Rückgang in den Beständen des Kabeljau sowie bei den subarktischen Spezies der Copepoden beobachtet.- Die Ursache wird in deutlichen Änderungen der großskaligen hydro-meteorologischen Parameter (Temperatur und Windstärke bzw. -richtung) gesehen.

Dippner (1997 b) fand in einer kanonischen Korrelationsanalyse unter Verwendung der Klimaindikatoren SST (Sea Surface Temperature) und NAO (North Atlantic Oscillation), dass die Variabilität in der Rekrutierung von westlicher Makrele, Kabeljau, Köhler (auch Seelachs genannt) und Wittling hoch korreliert ist mit der Variabilität der Nordsee SST, die wiederum in direktem Zusammenhang zur NAO steht. Für Schellfisch und Hering konnte kein Zusammenhang zur Klimavariabilität gefunden werden.- Die Ergebnisse erlauben nach Dippner die Folgerung, dass es für Kabeljau, Köhler und westliche Makrele möglich erscheint, Langzeitveränderungen in der Rekrutierung aus Klimaänderungsszenarien vorherzusagen. Weiterhin schlussfolgert Dippner, dass im Fall einer globalen Erwärmung mit einem Zusammenbruch in der Rekrutierung von Kabeljau, Wittling und westlicher Makrele zu rechnen ist. Hier ist allerdings Vorsicht angebracht; denn in der Analyse von Dippner für die Jahre vor 1997 fehlt natürlich die Entwicklung in der letzten warmen Periode nach 1997.

Schlüter *et al.* (2008) untersuchten in einer multivariaten statistischen Analyse mit 39 Datensätzen Zeitreihen von 1975 bis 2004 - in der Deutschen Bucht den Einfluss einer Klimaänderung auf das Ökosystem. Im Ergebnis konnte damit die - auch schon von anderer Seite geäußerte - Vermutung gestützt werden, dass 1987/1988 in der Deutschen Bucht ein Regime-Shift mit deutlichen ökologischen Konsequenzen stattfand (Abb. 12). Seit dieser Zeit sind die SST-Werte, sowohl im Sommer wie im Winter, im Mittel erkennbar höher als vorher. Von der Temperatur ist das Plankton und die davon abhängigen höheren trophischen Ebenen beeinflusst (Abb. 13). Stark rückgängig ist nach der Wende der Kabeljau, weniger eindeutig der Schellfisch sowie die Scholle, wohingegen der Hering seit 1985 sogar wieder eine positive Tendenz zeigt (was sicherlich nicht mit der Temperatur

zusammenhängt). Während das Phytoplankton am Beispiel der Diatomeen keinen deutlichen Effekt zeigt (was andere Ursachen wie Lichteinfall und Temperatur-Variabilität zum Jahresbeginn haben kann), geht bei den Zooplanktern das Vorkommen von bestimmten Copepoden (Calanoiden) zurück, bei *Noctiluca scintillans* und *Pleurobrachia pileus* wird dagegen eine positive Korrelation beobachtet, was möglicherweise auf den Einfluss höherer Wassertemperaturen im Winter zurückzuführen ist. Nicht auszuschließen ist auch, dass die Abnahme der Ammonium-Konzentrationen, steigender Salzgehalt und verbesserte Transparenz des Meerwassers (der Secchi-Tiefe) einen Anteil an den beobachteten Effekten hat.

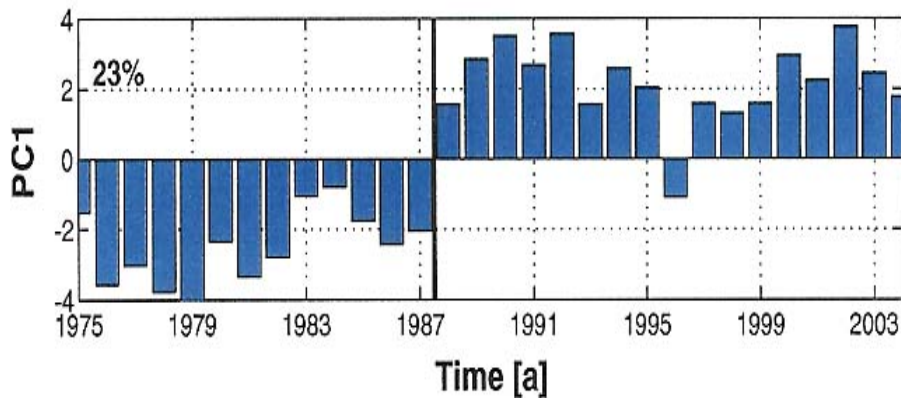


Abb. 12: Die zeitliche Änderung der ersten Hauptkomponente der PCA (Principal Component Analysis) von allen 39 Variablen für die Zeit 1975 bis 2004. Sie beschreibt 23 % der Variabilität. Ihr Vorzeichen ändert sich zum Zeitpunkt des "Regime Shifts" um 1987/1988. (Schlüter et al. 2008)

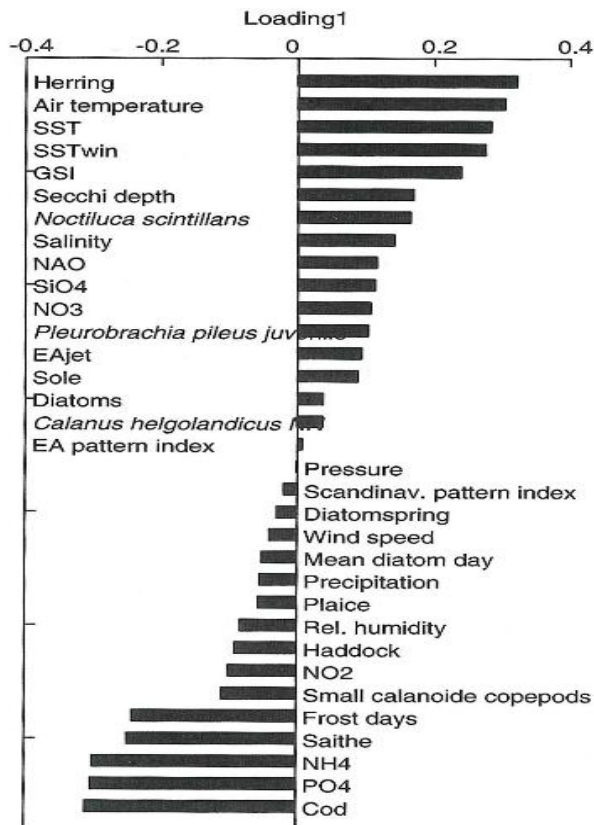


Abb. 13: Die Korrelation der Variablen mit der Hauptkomponente von Abb. 12.. Beispielsweise zeigt die Hering-Abundanz zusammen mit den Umweltparametern Lufttemperatur, Wassertemperatur und Wassertransparenz eine starke positive Korrelation mit der ersten Hauptkomponente. (Schlüter et al. 2008)

7.5 Zusammenfassung

Die Vielzahl an Beobachtungen und Erwartungen lässt sich in Kürze folgendermaßen zusammenfassen :

Bei der **Tide-Elbe** hängen die ökologischen Auswirkungen der Klimaänderungen wie Meeresspiegelanstieg und Temperaturerhöhung in hohem Maße auch von den weiteren strombaulichen Maßnahmen ab (wie z.B. Abschwächung der Flutwelle und Schaffung von Flutungsräumen, s. a. HPA, 2008). Sollte das Konzept weiträumiger Rückdeichungen nicht verwirklicht werden, ist mit einem hohen Verlust an Vordeichsländern, Watt- und Flachwassergebieten zu rechnen. Dieses hätte negative Folgen für die Nahrungsgrundlagen von Fischlarven und Jungfischen, aber auch für die Avifauna. Zudem sind durch den Meeresspiegelanstieg immer noch vorhandene Auenwälder gefährdet.- Die Verlagerung der Brackwassergrenze stromaufwärts und damit auch der Trübungszone im Zusammenhang mit dem Meeresspiegelanstieg könnte vor allem in den prognostizierten niederschlagsarmen Sommermonaten in Verbindung mit höheren Temperaturen zu einer Verstärkung des (jetzt schon immer wieder auftretenden) Sauerstoffdefizits und damit zu einer größeren Fischsterblichkeit unterhalb Hamburgs führen.

Ähnlich wie bei der Tide-Elbe, hängt die klimabedingte Entwicklung der **Wattgebiete** auch von der Eutrophierung durch die Einleitung stickstoffhaltiger Abwässer bzw. der biotischen Schädigung durch toxische Einleitungen, sowie von zukünftigen Deichbauaktivitäten ab. Vermutlich werden die Küsten durch höhere Deiche vor dem Meeresanstieg geschützt werden. Dies verhindert nicht, dass stärkere

hydrodynamische Kräfte auf das Wattenmeer einwirken, so dass das Wachstum der Watten in vielen Fällen durch gestörte Sedimentation nicht mit einem beschleunigt ansteigenden Meeresspiegel Schritt halten kann. Daher ist zu befürchten, dass ein Großteil der Wattflächen letzten Endes ins Sublitoral "abtauchen" wird. Bei den Salzwiesen an der Küste Schleswig-Holsteins ist die Prognose günstiger.

Schon jetzt haben neue Spezies, die teils beabsichtigt, teils unbeabsichtigt durch die Schifffahrt eingeführt wurden und durch warme Winter günstige Lebensbedingungen fanden, eine starke Auswirkung auf die Ökosysteme. So haben beispielsweise die amerikanische Pantoffelschnecke und die (amerikanische) Scheidenmuschel eine überraschend hohe Populationsdichte erfahren. Am stärksten wurde das Wattenmeer durch die enorme Ausbreitung der pazifischen Auster verändert, die 1986 im Lister Tide Becken eingeführt und kultiviert wurde und die heimische Miesmuschel verdrängt hat. Die entstandenen Riffe sind ein günstiges Substrat für Makroalgen, die wiederum ein gutes Habitat für kleinere Fische darstellen; allerdings sind die Riffe für Vögel wegen der harten Austerschalen nicht nutzbar.- Es ist zu erwarten, dass durch den wachsenden Schiffsverkehr - bald auch über die Polarroute - die Zahl der sog. Immigranten anwachsen wird und damit weitere Veränderungen der Ökosysteme vorprogrammiert sind.

In der **Nordsee** gab es in den letzten 50 Jahren zwei besondere klimatische Perioden. Nach der letzten Klimawende in den späten 1980er Jahren änderten sich Hydro-Meteorologie und ökosystemare Kenngrößen, gekennzeichnet vor allem durch verstärkten ozeanischen Zustrom und durch Anstieg der Wasser-Temperaturen. Damit traten weiträumige und ziemlich abrupte Veränderungen im Plankton, Benthos und in den Fischbeständen auf.

Die Wasser-Temperatur-Änderungen sind stark korreliert mit der Lufttemperatur der nördlichen Hemisphäre (NHT) und der Nordatlantischen Oszillation (NAO). Die Antwort des Ökosystems auf diese Signale sind: Änderungen der Reproduktionszeiten, der Phytoplankton-Blüte-Zeiten, der Wanderungszeiten von Zugvögeln, der Jäger-Beute-Beziehungen, der geographischen Verteilung oder der Mächtigkeit von Fischpopulationen. Durch die Phasenverschiebungen kommt es zu Fehlanpassungen (Mismatch) zwischen Phytoplankton und Zooplankton, Zooplankton und Fischen, Muschellarven und Garnelen, sowie zwischen Fischen und Seevögeln.- Warmwasserarten des Planktons haben in nur 40 Jahren ihren Lebensraum deutlich nach Norden verschoben, Sardinen und Sardellen sind wieder häufiger geworden, und Streifenbarbe und Seebarsch (sc. Wolfsbarsch) haben ihren Lebensraum nach Norden bis zum Westen Norwegens ausgedehnt.- Die zunehmende Versauerung der Nordsee wird die Kalzifizierung reduzieren, d. h. nicht kalkhaltige Arten fördern und gleichzeitig kalkhaltige Arten benachteiligen. Vor allem Coccolithophoriden sowie Gastropoden und Echinodermata sind gefährdet.

Die Szenarien für Klimaänderungen im Nordseeraum sagen für die Zeit bis 2080 eine Lufttemperaturerhöhung von 2 – 3,5° C voraus, wobei es im Sommer häufig sehr warm, im Winter aber seltener sehr kalt wird. Die bisherigen Beobachtungen zeigen, dass das Ökosystem der Nordsee auf Temperatur- und Hydrodynamikänderungen empfindlich reagiert. Insbesondere die Temperatur-Auswirkungen auf das Nahrungsnetz können zu regionalen Verschiebungen von Arten auf unterschiedlichen trophischen Ebenen führen. Die Ausdünnung der Populationen von kälteliebenden Fischarten kann auch Folgen für den Fischfang haben (s. a. Philippart, 2007). - Der steigende Meeresspiegel könnte – je nach den getroffenen Küstenschutzmaßnahmen – durch Überflutungen zum Verlust von Küstenhabitaten führen.

Obwohl also die künftigen Trends auf der Basis bisher beobachteter ökologischer Effekte der Klimaänderung einigermaßen vorhersehbar scheinen, sind viele Details, insbesondere die Auswirkungen auf Lebensgemeinschaften, schwer zu beurteilen, weil es Tausende möglicher Interaktionen im Nahrungsnetz gibt. - Hier ist noch viel Forschungsarbeit notwendig.

7.6 Literatur

- Attrill, M. J., Wright, J., and Edwards, M. (2007). Climate-related increases in jellyfish frequency suggest a more gelatinous future for the North Sea. *Limnology and Oceanography* 52, 480-485.
- Beaugrand, G.; Brander, K. M.; Lindley, J. A.; Souissi, S. und Reid, P. C. 2003. Plankton effect on cod recruitment in the North Sea. *Nature* 426, 661-664
- Beaugrand, G. (2004): The North Sea regime shift: evidence, causes, mechanisms and consequences; *Progress in Oceanography* 60, 245 – 262.
- Bergemann, M. (1995): Die Lage der oberen Brackwassergrenze im Elbeästuar, DGM 39, H.4/5, 134-137
- Bilio, M., and Niermann, U. (2004). Is the comb jelly really to blame for it all? *Mnemiopsis leidyi* and the ecological concerns about the Caspian Sea. *Marine Ecology-Progress Series* 269, 173-183.
- Boersma, M., Malzahn, A. M., Greve, W., and Javidpour, J. (2007). The first occurrence of the ctenophore *Mnemiopsis leidyi* in the North Sea. *Helgoland Marine Research* 61, 153-155.
- Boersma, M., Aberle, N., Hantzsche, F. M., Schoo, K., Wiltshire, K. H., et al. (2008). Nutritional limitation travels up the food chain. *International Review of Hydrobiology* 93, 479-488.
- CPSL (2005): Coastal protection and sea level rise; *Wadden Sea Ecosystems* 21, 1-47
- Diederich, S.; Nehls, G.; Beusekom, J.E.E. van, and Reise, K. (2005): Introduced Pacific oysters (*Crassostrea gigas*) in the northern Wadden Sea: invasion accelerated by warm summers? *Helgol. Mar. Res.* 59, 97-106
- Dippner, J.W. (1997 a): A note on SST anomalies in the North Sea in relation to the North Atlantic Oscillation and the potential influence on the theoretical spawning time of fish. *Dt. Hydrogr. Z.*, 277-293.
- Dippner, J.W. (1997 b): Recruitment success of different fish stocks in the North Sea in relation to climate variability. *Dtsche. Hydrogr. Z.* 49, 277-293. doi:10.1007/BF02764039.
- Dörjes, J., Michaelis, H., Rhode, B. (1986): Long-term studies of macro-zoobenthos in the intertidal and shallow subtidal habitats near the island of Norderney (East Frisian coast, Germany). *Hydrobiologia* 142, 217-232
- Dulvy, N. K.; Rogers, S. I.; Jennings, S.; Stelzenmüller, V.; Dye, S. R. and Skjoldal, H. R. 2008. Climate change and deepening of the North Sea fish assemblage: a biotic indicator of regional warming. *Journal of Applied Ecology* 45, 1029-1039
- Ehrich, S. und Stransky, C. 2001. Spatial and temporal changes in the southern species component of North Sea bottom fish assemblages. In: Kröncke I, Türkay M, Sündermann J (eds) *Burning issues of North Sea ecology. Proceedings of the 14th international Senckenberg Conference North Sea 2000*, *Senckenbergiana marit.* 31(2), 143-150
- Ehrich S. und Stein, M. (2005). *Fisch und Klima. Forschungsreport Sonderheft 2006*, Bundesforschungsanstalt für Fischerei.
- Ehrich, S.; Kloppmann, M. H. F.; Sell, A. F. und Böttcher, U. 2006. Distribution and assemblages of fish species in the German Waters of North and Baltic Seas and potential impact of wind parks. In: J. Köller, J. Köppel, W. Peters; editors: *Offshore Wind Energy. Research on Environmental Impacts*. Springer, Berlin, 149-180
- Ehrich, S.; Adlerstein, S.; Brockmann, U.; Floeter, J.; Garthe, S.; Hinz, H.; Kröncke, I.; Neumann, H.; Reiss, H.; Sell, A.F.; Stein, M.; Stelzenmüller, V.; Stransky, C.; Temming, A.; Wegner, G.; Zauke, G.-P. 2007. 20 years of the German Small-Scale Bottom Trawl Survey (GSBTS): A review. *Senckenbergiana marit.* 37(1), 13-82

- Ehrich, S.; Stelzenmüller, V. und Adlerstein, S. 2009. Linking spatial pattern of bottom fish assemblages with water masses in the North Sea. *Fish. Oceanogr.* 18(1), 36-50
- Eiane, K., Aksnes, D. L., Bagoien, E., and Kaartvedt, S. (1999). Fish or jellies - a question of visibility? *Limnology and Oceanography* 44, 1352-1357.
- Ferk, U. (1995): Folgen eines beschleunigten Meeresspiegelanstiegs für die Wattgebiete der niedersächsischen Nordseeküste, *Die Küste* H. 57, 136 – 155
- Franke H-D, Gutow L, Janke M (1999) The recent arrival of the oceanic isopod *Idotea metallica* Bosc off Helgoland (German Bight, North Sea): an indication of a warming trend in the North Sea? *Helgoländer Meeresunters* 52, 347-357
- Franke H-D, Gutow L (2004) Long-term changes in the macrozoobenthos around the rocky island of Helgoland (German Bight, North Sea). *Helgol Mar Res* 58, 303-310
- Gönnert, G.; Pflüger, B. & Breuer, J.-A (2007): *Coastline Reports* 9, 59 – 68
- Graßl H. (2007): Die Tideelbe im Klimawandel – Verstärkt die Elbvertiefung die Folgen? *Naturschutz in Hamburg* 2, 8 - 10
- Greve, W., Reiners, F., and Nast, J. (1996). Biocoenotic changes of the zooplankton in the German Bight: The possible effects of eutrophication and climate. *ICES Journal of Marine Science* 53, 951-956.
- Gröger, J.P.; Kruse, G.H. und Rohlf, N. 2009. Slave to the rhythm: How large-scale climate cycles trigger herring (*Clupea harengus* L.) regeneration in the North Sea. *ICES Journal of Marine Science*, accepted.
- Gutow L, Franke H-D (2001) On the current and possible future status of the neustonic isopod *Idotea metallica* Bosc in the North Sea: a laboratory study. *J Sea Res* 45: 37-44 *Helgol Mar Res* 62, 1-2.
- HPA (2008): *Tide Elbe Journal*, Glindemann, H., 1-35
- Hurrell, J.W. (2005): Hearing on climate Change Science and Economics. U.S. Senate Committee on Energy and Natural Resources, 21 July 2005. www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/nao.stat.winter.html
- ICES 2008. *Advice Book 1*, Chap. 1.5.5.1. An assessment of the changes in the distribution and abundance of marine species in the OSPAR maritime area in relation to changes in hydrodynamics and sea temperature. ICES homepage (www.ices.dk)
- ICES 2001. Cooperative research report on the ICES advisory committee on fish management. International Council for the Exploration of the Sea, Copenhagen.
- ICES 2008. *Advice Book 1*, Chap. 1.5.5.1. An assessment of the changes in the distribution and abundance of marine species in the OSPAR maritime area in relation to changes in hydrodynamics and sea temperature. ICES homepage (www.ices.dk)
- IPCC climate change (2007): the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, S. 996.
- Johns, D. G., Edwards, M., Greve, W., and John, A. W. G. (2005). Increasing prevalence of the marine cladoceran *Penilia avirostris* (Dana, 1852) in the North Sea. *Helgoland Marine Research* 59, 214-218.
- Kausch, H.(1996): Vorhersehbare Auswirkungen der erwarteten Klimaänderungen auf die Ökologie der norddeutschen Ästuare, dargelegt am Beispiel der Elbe. *SEEVÖGEL, Zeitschrift Verein Jordsand*, Bd.17, Heft 2, 21-24.

- KLIWAS (2009). Nagel, U. BMU und Köthe, H. BMVBS: KLIWAS, ein Beitrag zur Deutschen Anpassungsstrategie. 1. Statuskonferenz 18./19. März 2009 im BMVBS, Bonn
- Kröncke, I. (1992): Macrofauna standing stock of the Dogger Bank. A comparison: III. 1950-54 versus 1985-87. A final summary. *Helgoländer Meeresunters.* 46,137-169.
- Kochmann, J., Buschbaum, C., Volkenborn, N., Reise, K. (2008): Shift from native mussels to alien oysters; differential effects of ecosystem engineers. *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.* 364, 1-10.
- Kröncke, I., Dippner, J.W., Heyen H., Zeiss, B. (1998): Long-term changes in the macrofauna communities off Norderney (East Frisia, Germany) in relation to climate variability. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 167, 25-36.
- Kröncke, I., Zeiss, B., Rensing, C. (2001): Long-term variability in macrofauna species composition off the island of Norderney (East Frisia, Germany), in relation to changes in climatic and environmental conditions. *Senckenbergiana marit.* 31(1), 65-82.
- Kröncke, I., Rensing, C., Dippner, J.W. (subm.): 28 years of variability in macrofauna communities and hydro-climate off the island of Norderney in the southern North Sea. *Estuarine Coastal Shelf Sciences*
- Markert, A., Kröncke, I., Wehrmann, A. (2009): Recently established *Crassostrea*-reefs vs. native *Mytilus*-beds: Differences in habitat engineering affects the macrofaunal communities (Wadden Sea of Lower Saxony, southern German Bight). *Biol. Invasions* DOI 10.1007/s10530-009-9425-4
- Neat, F. und Righton, D. 2006. Warm water occupancy by North Sea cod. *Proceedings of the Royal Society B* XX: 1-10.
- Neumann, H., Ehrich, S., Kröncke, I. (2008). Temporal variability of an epibenthic community in the German Bight affected by cold winter and climate. *Clim. Res.* 37, 241-251.
- Parmesan C (2006) Ecological and evolutionary responses to recent climate change. *Annu Rev Ecol Evol Syst* 37: pp 637-639
- Pehlke C, Bartsch I (2008) Changes in depth distribution and biomass of sublittoral seaweeds at Helgoland (North Sea) between 1970 and 2005. *Clim Res* 37, 135-147
- Perry, A. L.; Low, P. J.; Ellis, J. R. und Reynolds, J. D. 2005. Climate change and distribution shifts in marine fishes. *Science* 308, 1912-1915
- Petersen JK, Malm T (2006) Offshore windmill farms: threats to or possibilities for the marine environment. *Ambio* 35, 75-80
- Philippart, C.J.M. (ed.) (2007): Impacts of Climate Change on the European Marine and Coastal Environment. Ecosystems Approach, European Science Foundation, Position Paper 9, 36-38.
- Pörtner, O. and Knust, R. (2007) Climate change affects marine fishes through the oxygen limitation of thermal tolerance. *Science* 315, 95-97
- Rahmstorf, S. (2007): A semi-empirical approach to projecting future sea-level rise. *Science* 315, 368 - 370
- Reid, P.C. and Edwards, M. (2001): Long-term changes in the pelagos, benthos and fisheries of the North Sea. *Senckenbergiana maritima*, 31 (2), 107-115.
- Reid, P. C., Edwards, M., Beaugrand, G., Skogen, M., and Stevens, D. (2003). Periodic changes in the zooplankton of the North Sea during the twentieth century linked to oceanic inflow. *Fisheries Oceanography* 12, 260-269.

- Reise, K. (2006): Neue Ufer für die Nordseeküste, Forschungszentrum Terramare (eds. Bungenstock, F.; Riexinger, S.; Bittmann, F.) 22 – 25
- Reise, K. (2008) 1: Nordseeküste: Klimawandel und Welthandel komponieren Lebensgemeinschaften neu, In Lozan et al.: Warnsignale Klima: Gesundheitsrisiken - Gefahren für Pflanzen, Tiere und Menschen , 63 - 67
- Reise, K. (2008) 2: Coast of change: Habitat loss and transformations in the Wadden Sea: Helgol Mar Res 59, 9 - 21
- Reise, K.; van Beusekom, J.E.E. (2008): Interactive effects of global and regional change on a coastal ecosystem. Helgol. Mar. Res. 62; 85-91
- Reiss, H., Meybohm, K., Kröncke, I. (2006): Cold winter (1995/96) effects on macrofauna communities in near- and offshore regions of the North Sea. Helgol. Mar. Res. 60, 224-238.
- Rost, B., and Riebesell, U. (2004). Coccolithophores and the biological pump: responses to environmental changes. In: Coccolithophores: from molecular processes to global impact (eds. Thierstein HR & Young JR), 99-125. (Springer: Berlin).
- Schlüter, M. H.; Merico, A.; Wiltshire, K. H.; Greve, W.; von Storch, H.(2008): A statistical analysis of climate variability and ecosystem response in the German Bight. Ocean Dynamics.doi: 10.1007/s10236-008-0146-5.
- Schmalenbach, I. und Franke, H.-D. (submitted 2009): Impact of climate warming on the recruitment of an economically and ecologically important species, the European lobster (*Homarus gammarus*) at Helgoland, North Sea
- Schmidt, A., Wehrmann, A., Dittmann, S. (2008): Population dynamics of the invasive Pacific oyster *Crassostrea gigas* during the early stages of an outbreak in the Wadden Sea (Germany), Helgoland Mar. Res. : DOI 10.1007/s10152-008-0125-8.
- Schoo, K., Aberle, N., Malzahn, A. M., and Boersma, M. (submitted). Nutritional deficiencies travelling up the food chain: is gelatinous zooplankton less vulnerable? Aquatic Ecology
- Stachowicz JJ, Terwin JR, Whitlatch RB, Osman RW (2002) Linking climate change and biological invasions: Ocean warming facilitates nonindigenous species invasions. PNAS 99, 15497-15500
- Stock, M.; Kiehl, K. & Reinke, H. D.(1997): Salzwiesenschutz im Schleswig-Holsteinischen Wattenmeer. – Schriftenreihe des Nationalparks Schleswig-Holsteinisches Wattenmeer. H. 7, 48 S.
- Stock, M.; Gettner, S.; Hagge, M.; Heinzl, K.; Kohlus, J.; Stumpe, H.(2005): Salzwiesen an der Westküste von Schleswig - Holstein 1988 - 2001. Schr R. Nationalpark Schl. - Holst. Wattenmeer, 15, 239 S., Boyens Buchverlag, Heide.
- Turrell, B. (2007): Climate change and Scottish fisheries. Fishing News vom 9. November 2007
- Ursin, E. (1960): A quantitative investigation of the echinoderm fauna of the central North Sea. Meddr Danm. Fisk.-og Havunders. N.S. 2(24), 1-204.
- van Beusekom, J.E.E.; Buschbaum, C.; Loebel, M.; Martens, P., Reise, K. (2008): Long-term ecological change in the Wadden Sea. In: F. Müller, H. Schubert, C. Baessler und S. Knotz. (Editors) Long-Term Ecological Research: Between Theory and Application, Springer Verlag, in Druck (voraussichtlich 2009)
- van Beusekom, J.E.E.; Reise, K. (2008): Long-term ecological change in the Wadden Sea; Helgol Mar Res 62, 1-2
- Wiekling, G., Kröncke, I. (2001): Decadal changes in macrofauna communities on the Dogger Bank caused by large-scale climate variability. Senckenbergiana marit. 31(2), 125-141.

WWF-World Wide Fund For Nature 2008, Schuchardt, B.; Wittig, S.; Schirmer, M.: Klimawandel und Ästuare - Perspektiven für den Naturschutz, 1-70

Wieking, G., Kröncke, I. (2003): Benthic communities of the Dogger Bank (central North Sea) in the late 90s: Spatial distribution, species composition and trophic structure. *Helgol. Mar. Res.* 57, 34-46.

Wiltshire, K. H., and Dürselen, C. D. (2004). Revision and quality analyses of the Helgoland Reede long-term phytoplankton data archive. *Helgoland Marine Research* 58, 252-268.

Wiltshire, K. H., and Manly, B. F. J. (2004). The warming trend at Helgoland Roads, North Sea: Phytoplankton response. *Helgoland Marine Research* 58, 269-273.

Wiltshire, K. H., Malzahn, A. M., Wirtz, K., Greve, W., Janisch, S., et al. (2008). Resilience of North Sea phytoplankton spring blooms dynamics: an analysis of long term data at Helgoland Roads. *Limnology & Oceanography* 53, 1294-1302.

ENTWURF

8 Klimabedingte Änderungen im Wirtschaftssektor Tourismus (Harald Heinrichs)

Unter Beteiligung von Claudia Bartels

8.1 Einleitung

Während sich in den 1960er und 1970er Jahren die wissenschaftliche, meist meteorologische Literatur der Fragestellung widmete, wie sich das Klima in Urlaubsdestinationen beschreiben und vorhersagen lässt („holiday meteorology“, vgl. Green, 1967), wurden Ende der 1980er Jahre erste Studien mit Bezug zum Klimawandel im Tourismussektor veröffentlicht. Der Schwerpunkt lag hierbei auf dem Wintersport in Australien und Nordamerika (z.B. Galloway, 1988; Harrison et al, 1986; Lamothe & Périard Consultants. 1988, Wall, 1988), dem steigenden Wasserverbrauch für die Golfindustrie (Lamothe & Périard Consultants. 1989) oder Maßnahmen für Strände bei Meeresspiegelanstieg (Leatherman, 1989).

Dabei wurde auch der Zusammenhang zwischen Freizeit und Klima beschrieben. Riebsame (1985) bestimmte den Einfluss des Klimas als wichtigen Faktor der Umgebung eines Ferienortes und das Klima als Gefahrpotential. Dieser Zusammenhang ändert sich je nach Urlaubsregion und Aktivität der Touristen. Das Klima nimmt zudem Einfluss auf Länge und Verlässlichkeit einer Saison und die Zufriedenheit der Gäste während ihres Urlaubes sowie auf die touristische Infrastruktur, Aktivitäten-Programme und Kosten.

Mit dem ersten Bericht des Zwischenstaatlichen Ausschusses für Klimaänderung (IPCC) 1990 begann die Wissenschaft, sich verstärkt mit dem Thema Klimawandel zu beschäftigen. Die Analysen schlossen auch die Betrachtung der touristischen Entwicklung mit ein, waren jedoch weiterhin lediglich in meteorologischen oder geographischen Zeitschriften zu finden. Sie thematisierten insbesondere die Auswirkungen des Klimawandels auf den Wintertourismus in den Alpen (Abegg & Froesch, 1994; Breiling et al., 1997; König & Abegg, 1997), aber auch generell Effekte auf verschiedene Destinationen, wie die USA (Loomis & Crespi, 1999), die Mittelmeerküste (Nicholls & Hoozemans, 1996) oder die Tourismusindustrie in Großbritannien (O’Riordan, 1998).

Erst nach der Veröffentlichung des Berichtes des Zwischenstaatlichen Ausschuss für Klimaänderungen (IPCC) 2001 wurde das Thema in der Tourismusindustrie selbst beachtet. Im April 2003 veranstaltete die Welttourismusorganisation (UNWTO) eine „First International Conference on Climate Change and Tourism“, welche darauf abzielte, das Interesse des Themas „Tourismus und Klimawandel“ auf Seiten der Tourismusakteure unter Kooperation mit Behörden, Wissenschaft, NGOs und der Bevölkerung zu wecken. Diese und weitere internationale Konferenzen forcierten zwei Diskussionspunkte: wie sich vom Tourismussektor ausgehende Treibhausgase vermeiden lassen (Mitigation) und die Tourismusindustrie und die globale Klimaänderung anpassen kann (Adaption). Letzteres wird zurzeit verstärkt analysiert, da eine räumliche oder zeitliche Verschiebung der internationalen Reiseströme und regionale klimatische Veränderungen in Destinationen erwartet werden.

Eine detaillierte Auflistung der Literatur zum Thema Klimawandel und Tourismus zwischen 1936 und 2006 haben Scott et al. (2006) zusammengestellt.

Die vom IPCC angegebenen Werte von Temperatur und Niederschlag, als die zentralen Klimafaktoren, sind für ein differenziertes Verständnis von Klimawandel und Tourismus notwendig aber nicht hinreichend. Entscheidend für Gäste sind Angaben, welche in Mieczkowski’s (1985) ‘tourism climate index’ festgehalten werden. Dieser Index integriert neben Angaben zur Tagestemperatur und zum Niederschlag auch Luftfeuchtigkeit, Sonnenscheindauer und die Windgeschwindigkeit. Diese werden für das subjektiv empfundene Wetter und touristische Aktivitäten als entscheidend angesehen (vgl. Matzariakis & Tinz, 2008). Tab. 7.1 gibt einen Überblick über Faktoren des Tourismusklimas.

Klima	Bedeutung	Auswirkungen
Ästhetisch		
Sonnenschein/Bewölk.	Qualität der Erfahrung	Genuss, Attraktivität des Orts
Sichtweite	Qualität der Erfahrung	Genuss, Attraktivität des Orts
Tageslänge	Bequemlichkeit	Zur Verfügung stehende Tageslichtstunden
Physisch		
Wind	Ärgernis	Weggewehte Dinge, Sand, Staub
Regen	Ärgernis, positiver Reiz	Durchnässung, reduzierte Sichtweite
Schnee	Wintersport/Aktivitäten	Vergnügen
Unwetter	Ärgernis, Gefahr	Verletzungen, Schaden
Luftqualität	Ärgernis, Gefahr	Alle oben genannten
Ultraviolette Strahlung	Ärgernis, Gefahr, Attraktivität	Gesundheit, Wohlbefinden, Allergien, Bräunung, Sonnenbrand
Thermisch		
Integrale Wirkungen von Lufttemperatur, Wind	Thermischer Komfort	Umweltstress, physiologische Anstrengung, Hyperthermie
Sonnenstrahlung, Luftfeuchtigkeit, langwellige Strahlung, Metabolismusrate (Niveau der Aktivität)	Therapeutisch, stärkend	Hyperthermie, Erholungspotenzial

Tab. 7.1: Verschiedene Facetten des Tourismusklimas und ihre Bedeutung und Auswirkung (Matzarakis & Tinz, 2008: 256)

Es ist weiterhin schwierig, die individuellen und subjektiven Bedürfnisse und Wetterpräferenzen eines jeden Menschen, welche zudem je nach Reisemotiv und Freizeitaktivität variieren, zu erfassen (vgl. Scott et al., 2004). Dennoch ist, wie gezeigt, die Klimasensibilität dieses Wirtschaftssektors erheblich und wird inzwischen durch zahlreiche nationale und insbesondere internationale Studien analysiert.

Für den untersuchten Raum der Metropolregion Hamburg sind im Bereich Tourismus unter Klimawandelbedingungen – außer für den Bereich Nordsee - jedoch keine wissenschaftlichen Veröffentlichungen bekannt. Deshalb wird im Folgenden auf die Auswirkungen von klimatischen Veränderungen auf die Tourismusindustrie allgemein eingegangen und in Kapitel 3 zu erwartende Tourismustrends benannt, die bei einer Analyse einer zukünftigen Entwicklung des Tourismus und

Klimawandel-Bedingungen mit berücksichtigt werden sollten. Anschließend werden die touristische Situation und Trends für die Metropolregion Hamburg dargestellt. Da Destinationen mit natürlichen Ressourcen für den Tourismus, wie Küstendestinationen, stärkeren Klimarisiken ausgesetzt sind als Destinationen mit kulturellen und historischen Attraktionen, wie Städte (vgl. Wall, 2007), wird die Analyse der Metropolregion in Kapitel 4 unterteilt in Stadt Hamburg, Umgebung im Inland und Küste. Dabei werden Touristen mit Übernachtungen, aber auch Tagestouristen und Personen mit Freizeitbeschäftigungen aus der Region in diese Untersuchung mit aufgenommen. Geschäftsreisende werden in Studien aufgrund des wenig relevanten klimatischen Bezuges (außer evtl. bei Extremwetterereignissen) nicht berücksichtigt.

8.2 Klimawandel und seine Auswirkungen auf den Tourismussektor

8.2.1 Allgemeine Auswirkungen auf den Tourismussektor

Der Tourismussektor trägt mit seinen Emissionen (z.B. von Verkehr und Hotellerie) nicht nur circa 5 Prozent zur globalen Klimaerwärmung bei (Simpson et al., 2008), er muss zudem mit weltweiten Auswirkungen des Klimawandels innerhalb der Branche rechnen. Einen Überblick über Auswirkungen auf den Tourismus in verschiedenen Regionen geben Agnew & Viner (2001). Beispiele hierfür finden sich von der Eingrenzung der Safarimöglichkeiten wegen häufiger Dürren in Ostafrika über den Rückgang der tauchenden Besucher wegen des Korallensterbens in Australien und Florida bis hin zu der Beschädigung des Regenwaldes durch hohe Temperaturen in Brasilien.

Auswirkungen des Klimawandels auf den Tourismus werden vom IPCC besonders für die Bereiche Gesundheit (Verbreitung von Krankheitserregern), Wasserknappheit und Gefahr durch Extremwetterereignisse erwartet, da diese Effekte eine Bedrohung für die touristische Infrastruktur und die Reisenden selbst bedeuten. Zudem müssen sich viele Destinationen mit spezialisierten Aktivitäten wie Tauch- und Wintersporttourismus auf Grund von sich ändernden Bedingungen wie Korallensterben und Schneemangel umorientieren. In vielen Küstenregionen, besonders bei kleinen Inseln, aber auch in Deutschland, wird eine zunehmende Stranderosion erwartet (vgl. Parry et al., 2007). Wasserknappheit und die Ausbreitung von Tropenkrankheiten werden besonders in warmen Destinationen Probleme verschärfen. Arnell et al. sagen eine allgemeine Verschiebung des Tourismus in Europa in den Norden voraus, wodurch sich ökonomische Ungleichheiten zwischen Nord und Süd verstärken werden (vgl. Arnell et al., 2005). Hitzewellen können schon früh im Sommer beginnen und eine große räumliche Fläche betreffen, so dass Menschen, die keine Erfahrung mit starker Hitze haben, wie zum Beispiel Touristen, anfällig auf dieses Extremereignis reagieren oder ganze touristischen Fahrten in die Region abgesagt werden (vgl. Balafoutis, 2007).

Wissenschaftliche Studien haben mittlerweile verschiedene touristische Destinationen unter dem Gesichtspunkt des wandelnden globalen Klimas betrachtet. Dazu werden Klimamodelle für einen definierten Untersuchungsraum berechnet und auf das bestehende Tourismusangebot bezogen. Ein Hauptteil der Studien bezieht sich dabei auf Gebiete mit klimasensiblen Bereichen, wie zum Beispiel weiterhin Gebirgs- und Wintersportregionen, welche schon kurz- bis mittelfristig von dem Schneemangel betroffen sein werden. Auch vulnerable Küstengebiete sind Gegenstand der Forschung. Im Vergleich zu den Studien der 80er und 90er Jahre wird inzwischen mit genaueren Klimamodellen gerechnet.

In Deutschland analysieren Forschungsprojekte wie KUNTIKUM regionale Auswirkungen des Klimawandels auf den Schwarzwald und die Nordseeküste und leiten Anpassungsstrategien ab (vgl. Bartels et al., 2007).

Weitere Folgen durch Klimawandel beinhalten die mögliche räumliche und zeitliche Verschiebung der Tourismusströme im In- und Ausland.

Eine zeitliche Verschiebung der Saisonnutzung würde für den Tourismus bedeuten, dass aufgrund von höheren Temperaturen im Jahresdurchschnitt die für den Tourismus – auch in der Metropolregion Hamburg - wichtige Sommersaison früher beginnen und später aufhören kann.

In Deutschland wird durchschnittlich eine Verdopplung der Sommertage auf 40 Tage bis 2050 erwartet (vgl. Jacob et al., 2008). Für den Tourismus können je nach Jahreszeit verschiedene Zielgruppen unterschieden werden: Zum Beispiel stellen an der Küste im Sommer eher die Badeurlauber die Besuchergruppe dar, in der Nachsaison nehmen die Gäste Angebote des Gesundheitstourismus wahr. Diese Grenzen können sich weiter verschieben. Die Nachsaison wird besonders eine Rolle für Gäste spielen, welche kühle Tage einer Periode mit Hitze vorziehen, zum Beispiel ältere Leute oder Sporturlauber (vgl. Zaninović & Matzarakis, 2007). Lise & Tol (2002) haben quantifiziert, dass Klima ein wichtiger Faktor für die Entscheidung der Zieldestination darstellt. Da je nach Aktivität und Herkunftsland die optimale Temperatur anders ausfällt (z.B. 18°C für Tennis oder 15°C für Freizeitparks) (vgl. Lise & Tol, 2002), können Freizeitangebote, die bisher eher im Sommer genutzt wurden, in Zukunft zusätzlich oder vermehrt in der Nebensaison angenommen werden.

Erwartet wird nicht nur eine zeitliche Verschiebung der Reisezeiten, sondern auch eine räumliche Veränderung. Klima dient auf der einen Seite als „Pullfaktor“, der dazu führt, dass Touristen in ein bestimmten Land reisen, aber auf der anderen Seite auch als Pushfaktor, also als Grund dafür, dass Menschen aus ihrem eigenen Land wegreisen und einen anderen Ort als Urlaubsziel wählen. Deutsche und britische Touristen, welche nach Mallorca und in die Türkei reisen, geben „gutes Wetter genießen“ als das wichtigste Reisemotiv an, welches die Push- und Pull-Faktoren verdeutlicht (vgl. Kozak, 2002).

Somit wirkt sich Klima auf die momentanen globalen Reiseströme aus (Hamilton et al., 2005). Untersuchungen zu diesem Thema, veröffentlicht von Maddison (2001), Lise and Tol (2002) and Hamilton (2003) zeigen eine Veränderung der Reiseströme, beispielsweise eine Abnahme der sommerlichen Urlaubsreisen von Nordeuropa in den Süden. Eine Verschiebung der Touristenströme in die nördlichen Breiten ergab auch ein Zukunftsszenario für das Jahr 2080 in Nordamerika von Scott et al. (2004). Dabei müssen viele unsichere Faktoren, wie Populationsentwicklung, Veränderung des Weltmarktes oder (vgl. Hamilton et al., 2005) Modeerscheinungen, mit berücksichtigt werden.

Das Ausmaß wird besonders am Beispiel des Mittelmeerraumes deutlich, das Reiseziel von 23,8 Mio. Deutschen im Jahr 2007 (vgl. DRV, o.J.). Arnell et al. erwarten aus diesem Grund eine allgemeine Verschiebung der landwirtschaftlichen Produktion und des Tourismus in Europa in Richtung Norden (vgl. Arnell et al., 2005). Bei einer voraussichtlichen Erhöhung der Zahl der Hitzewellentage, Gefahr des Waldbrandrisikos, Trinkwasserknappheit und Sommersmogbildung sowie einer evtl. Mückenplage und Ausbreitung von Tropenkrankheiten (vgl. Agnew & Viner, 2001) werden südliche Region demnach zukünftig voraussichtlich eher im der Nebensaison bevorzugt werden. Studien für das Mittelmeer ergeben, dass die Region aufgrund der Zunahme der heißen Tage und Hitzewellen (siehe auch Gomez-Martin, 2005 oder Diffenbaugh et al., 2007; Perry, 2007) im Sommer mit einem Rückgang der bisherigen europäischen Gäste rechnen muss. Diese Entwicklung wird durch eine Erhöhung der Wassertemperatur von 2-3 °C begünstigt, da so die Schwimmsaison im Mittelmeer zeitlich vorgezogen werden kann (vgl. Perry, 2000). Da für den Mittelmeerraum, besonders Spanien, Griechenland und Türkei, eine Verlagerung der Sommerhauptsaison auf den Frühling und Herbst vorausgesagt wird, kann man nicht von einer negativen Entwicklung sprechen. Jedoch ist nicht abschätzbar, ob die besseren klimatischen Bedingungen außerhalb der Sommerzeit die fehlenden Besucherzahlen in der bisherigen wichtigen Hauptsaison kompensieren können (vgl. Amelung & Viner, 2007).

Es wird vermutet, dass in Europa die nördlichen Länder attraktiver und die südlichen Länder weniger attraktiv werden, wodurch Tourismus im Inland, besonders in Deutschland und in Großbritannien steigen wird. Dies beinhaltet sowohl eine Verschiebung von deutschen und britischen Reisenden, die verstärkt im Inland Urlaub machen werden (vgl. Hamilton & Tol, 2007; Perry, 2007) als auch die

Möglichkeit einer Veränderung der ausländischen Gästezahlen, welche bisher 20,8% der Übernachtungen in der Stadt Hamburg darstellen (vgl. Statistikamt Nord, 2008).

Matzarakis & Tinz (2008) relativieren jedoch die Hoffnung auf eine Verlagerung der Tourismusströme aus dem Mittelmeer in die Nord- und Ostsee, da der Meeresspiegelanstieg, der zu einer Verkleinerung der Strandbereiche führt, aufwendige Sandaufspülungen nach sich ziehen wird (Matzarakis & Tinz, 2008). (Analysen zu vorgelagerten Inseln werden auch in dem Kapitel von Fanger und Colijn in diesem Buch dargestellt.)

Weitere Studien über Auswirkungen des Klimawandels auf den Tourismus innerhalb Deutschlands finden sich primär für den Wintertourismus (z.B. Endler & Matzarakis, 2007 oder Oehler & Matzarakis, 2007). Untersuchungen, welche allgemein den Städte- und Küstentourismus – also indirekt für die Metropolregion Hamburg - behandeln, sollen im Folgenden vorgestellt werden. Auf den Tourismus im Binnenland bezogene Literatur wurde nicht gefunden, vermutlich, weil diese Region nicht so klimasensibel wahrgenommen wird, wie Destinationen mit klimaabhängigen Aktivitäten.

8.2.2 Städte- und Küstentourismus unter Klimawandelbedingungen

Matzarakis und Tinz (2008) unterteilen die Tourismusbranche „in fast wetterunabhängige und wetterabhängige Sparten“ (Matzarakis & Tinz, 2008: 254). Als eher wetterunabhängig werden hierbei der Gesundheits- sowie der Städte- und Kulturtourismus bezeichnet, während Bereiche wie der Küsten- und Badetourismus als wetterabhängig dargestellt werden. Eine Einteilung in die verschiedenen Regionen der Stadt und Küste soll auch im Folgenden stattfinden, da hier nicht nur das touristische Angebot, sondern somit auch die Wetterabhängigkeit und Saisonalität unterschiedlich ausfällt und für die Metropolregion Hamburg angewendet werden kann. Zu weniger klimasensiblen Bereichen auf mikroregionaler Ebene mit wenig touristisch eindeutigen Angeboten, wie es auf das Binnenland der Metropolregion Hamburg zutrifft, bislang keine Studien veröffentlicht wurden, kann der Aspekt in diesem allgemeinen Teil nicht behandelt werden.

Während beim Städtetourismus (repräsentiert durch Hamburg) eine relativ gleichmäßige Verteilung der Übernachtungen im Jahresverlauf vorliegt, ist der Küstentourismus (repräsentiert durch niedersächsische Küstengemeinden) durch ein ausgeprägtes Sommermaximum und Winterminimum charakterisiert (vgl. Abb. 7.2 und 7.3).

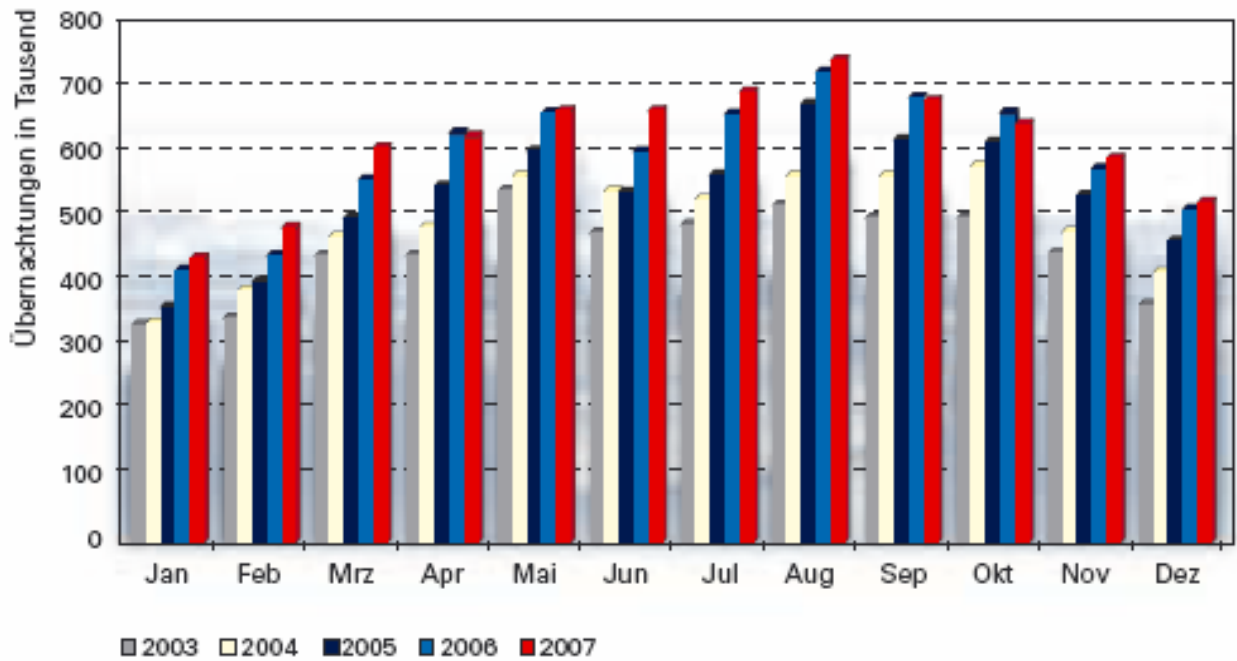


Abb. 7.1: Saisonaltät im Hamburg-Tourismus 2003-2007 (Statistikamt Nord 2003-2008, In: HHT, 2008a: 7)

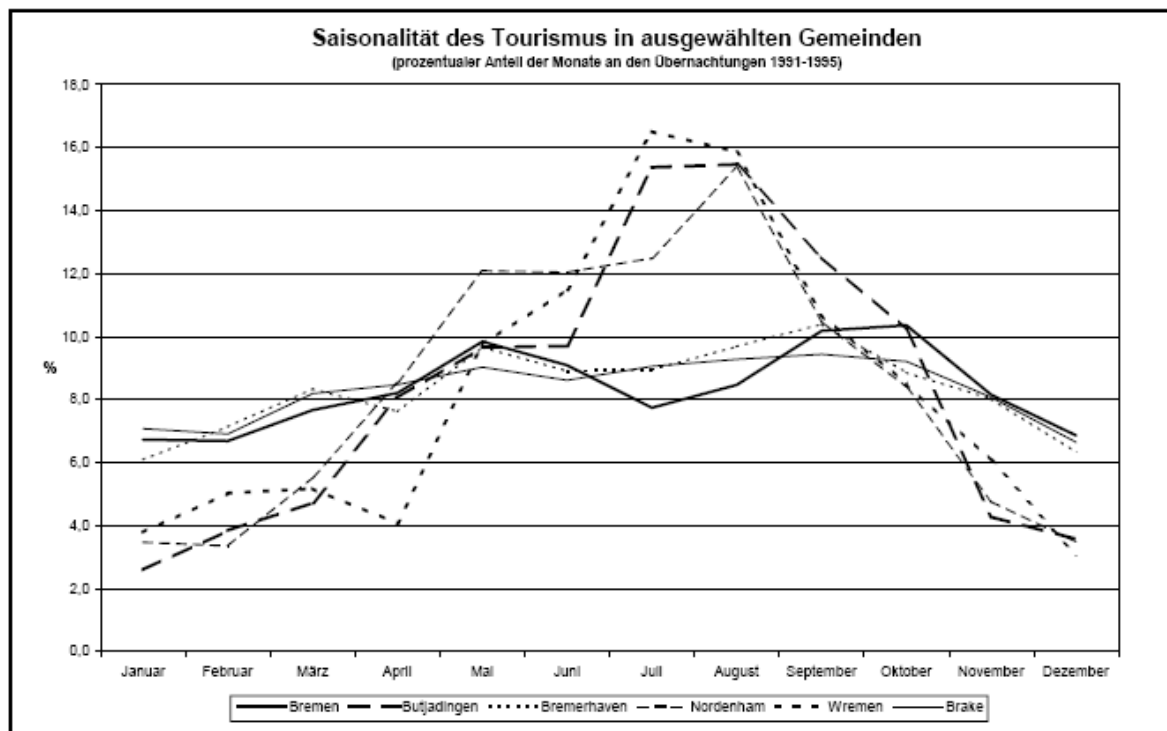


Abb. 7.2: Saisonaltät des Tourismus in ausgewählten Gemeinden (Quelle: Niedersächsisches Landesamt für Statistik 1997)

Auch das Deutsche Wirtschaftswissenschaftliche Institut für Fremdenverkehr (dwif, 1999) teilt verschiedenen Marktsegmenten des Tourismus eine unterschiedliche Wetter- oder Klimaabhängigkeit zu (vgl. Tab. 7.2). Bereits veröffentlichte Studien zu den beiden Themenfeldern Auswirkungen des Klimawandels auf Städtetourismus oder auf Küstentourismus werden im Folgenden vorgestellt.

Marktsegment des Tourismus	Wetter-/Klimaabhängigkeit
Geschäftsreisen	Niedrig
Kulturreisen	
Studienreisen	
Naturorientierte Aufenthalte	Mittel
Sommer-, Bade-, Strandurlaub	Hoch
Wellness/Gesundheitsorientierte Reisen	
Outdoor-Events, Kur	

Tab. 7.2: Klimasensibilität verschiedener Tourismustypen (Quelle: DWIF, 1999)

8.2.2.1 Auswirkungen auf Städtetourismus

Bahrenberg & König (2005) gehen in einer Studie zum Unterwesergebiet davon aus, dass Städtetourismus auf Grund von Indoor-Events nicht klimasensibel ist. Den Zusammenhang des Wetters mit Aktivitäten in Bezug auf Städte hat Susanna Theunissen (2006) weiter differenziert. Für eine gelungene Städtereise geben lediglich die Gäste, die ein Musical besuchen und generell die Stadt wegen Verwandten oder Bekannten besuchen den Faktor „Wetter“ an. Für Besucher, die die Stadt besichtigen, Kultur oder Shopping als zentrale Aktivitäten angeben, spielt Wetter keine entscheidende Rolle. Hier dominieren Faktoren wie kulturelles Angebot, Atmosphäre und neue Eindrücke. Tagesausflügler in der Stadt haben jedoch andere Ansprüche an einen „gelungenen“ Tagesausflug. Hier spielt das Wetter besonders bei typischen Städteurlaubern und dem „Musical-Besucher“ sowie „Verwandten-Besucher“ die entscheidende Rolle. Aber auch die Gäste, die an ihrem Ausflugstag Kultur und Shopping erleben möchten, geben Wetter als ein entscheidendes Kriterium an (vgl. Theunissen, 2006).

Auch Zebisch et al. (2005) führen an, dass Städte- und Kulturtourismus sowie Rund- und Event-Reisen kaum vom Klimawandel betroffen sein werden. Die Ausnahme besteht bei Extremwetterereignissen wie Hitzewellen oder Überschwemmungen oder einer vermehrten Ausbreitung von tropischen Krankheiten. Hierbei sind besonders die älteren Leute betroffen, welche anfälliger als jüngere Touristen auf Krankheiten und Hitze reagieren und bei schweren Naturkatastrophen in Zusammenhang mit unbekanntem lokalen Reaktionsmaßnahmen besonders vulnerabel sind (vgl. Zebisch et al., 2005).

Andere Studien betrachten jedoch Städtereisen als eine klimasensible Tourismusform. Scott und andere (2007) bestimmen für Städtedestinationen „optimale“ Klimadaten von durchschnittlich 22,5 °C (im Vergleich waren für den Strandurlauber 26,8°C optimal), eine Bewölkung bis zu 50 Prozent (im Vergleich Strand nur bis 25 Prozent) und einer Windgeschwindigkeit, die eher einer leichten Brise entspricht (ähnlich wie für den Strandurlauber). Dabei waren für Touristen in Städten die Faktoren „komfortable Temperatur“ und „kein Regen“ entscheidend an erster und zweiter Stelle, während beim

Strandurlauber der Sonnenschein und die Temperatur eine größere Rolle spielt (vgl. Scott et al., 2007).

Generell ist also auch in Städten eine Klimaabhängigkeit anzunehmen, jedoch nicht so sehr wie zum Beispiel an den Küsten, da die Aktivitäten der Stadt-Touristen weniger von den Temperaturen abhängig sind (vgl. Järv et al., 2007).

Diese Untersuchungen sind aber insgesamt wenig differenziert und gehen nicht im Einzelnen auf verschiedene Tourismusangebote in Städten unterschiedlicher Größe ein. Für eine spezielle Betrachtung der Stadt Hamburg wären Studien durchzuführen. Die genannten allgemeinen Angaben vermitteln aber erste, wichtige Anhaltspunkte..

8.2.2.2 Auswirkungen auf Küsten

„Optimale“ Wetterdaten für Stranddestinationen sind laut Scott und andere (2007) durchschnittlich 26,8°C, bis zu 25 Prozent Bewölkung und einer leichten Brise als Windgeschwindigkeit. Dabei spielt für den Strandurlauber der Sonnenschein und die Temperatur eine größere Rolle als Regen, ein Viertel der Befragten gaben sogar eine gewünschte Temperatur von über 30°C an (vgl. Scott et al., 2007). Lise & Tol (2002) konnten für den Strandtourismus keine optimale Temperatur feststellen. Eine andere Studie wiederum zeigt anhand von Beobachtungen mit Webcams, dass Niederschlag der entscheidendste Faktor für Strandurlauber ist. Ein Zusammenhang mit der Tagestemperatur konnte nicht beobachtet werden, da die Urlauber zur heißesten Zeit des Tages (zwischen 13 und 16 Uhr) den Strand verließen, was jedoch auf kulturelle Gründe zurückzuführen sein könnte (Siesta in Spanien). Es zeigt aber, dass der Tourist sich schnell an heiße Temperaturen anpasst (vgl. Moreno, 2007)

Dabei ist älteren Menschen die Sonne beim Urlaubsort nicht so wichtig, wie jüngeren. Doch auch die Gruppe der älteren Besucher ist heterogen (vgl. Gibson & Yiannakis, 2002)

Auswirkungen auf die Küsten durch Klimawandel sieht der IPCC-Bericht durch die Überflutungsgefahr aufgrund des globalen Anstiegs des Meeresspiegels für viele Millionen Menschen bis zum Jahr 2080 (Parry et al., 2007). Ein Meeresspiegelerhöhung wird sich sehr wahrscheinlich gravierend auf den Freizeitsektor an allen Küsten auswirken, weil durch Erosion Strandabschnitte kleiner werden (Untersucht für Küstenabschnitte in Großbritannien, vgl. Smith, 1990).

Im großen Maße werden kleine Inselstaaten von den Veränderungen betroffen sein. Zudem werden intensive Stürme die Infrastruktur an der Küste bedrohen, deren Touristen die Destination gerade wegen ihres Strandes zum Sonnenbaden aufsuchen und deshalb besonders vulnerabel sind. Die touristische Infrastruktur muss frühzeitig vor solchen Risiken geschützt werden. So wurde beispielsweise eine große Mehrheit von Hotelanlagen auf kleinen Inselstaaten bis zu 100 Meter an das Meeresufer herangebaut (vgl. Boodhoo, 2003).

Am Mittelmeer bspw. trägt der Rückgang der Niederschlagsmenge und das Eintreten des steigenden Meerwassers in das Grundwasser zu einer zukünftigen Verschärfung der Wasserknappheit bei. Außerdem kann Algenblüte zur Schließung von Stränden oder Fischsterben führen (vgl. Perry, 2000).

Doch auch positive Effekte werden, beispielsweise für kühlere Destinationen, im Sommer für Badeorte erwartet. Durch eine Temperaturerhöhung von 2-3 °C kann die Schwimmsaison im Mittelmeer zeitlich vorgezogen werden (vgl. Perry, 2000). Viner (2006) weist aber darauf hin, dass auch bei einem zunächst positivem Effekt, wie einer Zunahme der Touristenströme, auch ökologische Folgen mit berücksichtigt werden müssen und im Sinne eines nachhaltigen Tourismus gehandelt werden muss. In der Studie wird ein Rückgang der britischen Touristen prognostiziert, die während der Sommermonate das Mittelmeer besuchen, wodurch ein Zuwachs des Inlandtourismus in Großbritannien verzeichnet werden könnte. Im Folgenden kann es jedoch in zunehmendem Druck auf die Küstenzonen und Wasserversorgung Großbritanniens resultieren, da ein Zuwachs ausländischer Touristen, welche die Küsten Großbritanniens während der Sommermonate besuchen und in der Folge überfüllte Küstenabschnitte bei Stranderosion durch einen Anstieg des Meeresspiegels zu erwarten sind.

In ersten Forschungen zu deutschen Küsten wurden in Norddeutschland während des überdurchschnittlich heißen und trockenen Sommers 1992 Daten für eine Abschätzung der Folgen und Reaktionen der Bevölkerung bei einer möglichen Klimaänderung mit Hilfe von Dokumentenanalysen, Beobachtungen und Befragungen erhoben. Die Auswirkungen einer Klimaänderungen im norddeutschen Küstenraum waren zu dem Zeitpunkt nicht abzusehen, ein konkretes Planungsvorhaben im Bezug auf Adaptionmaßnahmen wurde als „verfehlt“ betrachtet. Man solle sich jedoch der Empfindlichkeit der Region und des Tourismus bewusst werden. Tourismusakteure erkannten, dass ein Handeln (negative) Klimafolgen mindern könnte und entwickelten realistische Maßnahmenkataloge. Die Skepsis war jedoch groß; es wurde vermutet, dass ein Rückgang der Gäste verzögert, jedoch nicht verhindert werden könnte (vgl. Krupp, 1996).

Die Studien zu Klimafolgen für den Städte- und Küstentourismus zeigen, dass es (noch) keinen stabilen Konsens unter den Experten gibt. Regionale Analysen, die mit globalen Modellen verknüpft sind, gewinnen vor diesem Hintergrund zukünftig an Bedeutung.

8.3 Auswirkungen des Klimawandels auf die Metropolregion Hamburg

Die Metropolregion Hamburg steht in den Augen von Urlaubern seit über 20 Jahren für malerische Städte wie Lüneburg, die Shopping-City Hamburg und das maritime Flair der Hafenstadt sowie die regionale Umgebung. Jährlich kommen Gäste für über 53 Millionen Übernachtungen und knapp 200 Millionen Tagesgäste. Allein in Hamburg verdienen circa 175.000 Menschen direkt oder indirekt am Tourismus. Somit stellt der Tourismussektor eine der wichtigsten Arbeitgeber der Metropolregion dar (vgl. dwif, 2008).

Nach einem geschichtlichen Rückblick werden im Folgenden Veröffentlichungen zum Stand der Auswirkungen von Klimawandel auf die Metropolregion Hamburg in die drei touristischen Gebiete

- Stadt Hamburg,
- Nordseeküste und
- Binnenland der Metropolregion

eingeteilt.

8.3.1 Geschichtlicher Rückblick

Einleitend soll an dieser Stelle ein knapper Rückblick über die geschichtliche Entwicklung im Tourismus der Metropolregion Hamburg und ihr Bezug zum Klima gegeben werden. Für das Umland der Metropolregion liegen keine tourismusgeschichtlichen Daten vor, deshalb werden im Folgenden lediglich der Städte- sowie der Küstenbereich abgedeckt.

„Städtereisen sind nach wie vor eines der wachstumsstärksten Segmente im Deutschlandtourismus“ (Gruner + Jahr, 2008: 1). Auf Großstädte entfällt ein Viertel des gesamten Übernachtungsvolumens im deutschen Beherbergungsgewerbe (Vgl. Opaschowski, 2001). Städtetourismus allgemein hat in den letzten Jahrzehnten an Bedeutung gewonnen. Eine gezielte wissenschaftliche Darstellung zu Hamburgs Tourismusgeschichte ist nicht bekannt. Dennoch kann festgestellt werden, dass die Lage und somit die Ausprägung zur internationalen Hafenstadt dazu beigetragen hat, die internationale Attraktivität Hamburgs zu gründen. Der Einfluss des Welthafens als Knotenpunkt für den Handel ist hierbei ebenso relevant wie auch die Bedeutung Hamburgs für Bevölkerungswanderungen. Ende des 18. bis Anfang des 19. Jahrhunderts erlangte Hamburg zunehmende Relevanz hinsichtlich der französischen Emigranten sowie aufgrund der Auswandererbewegung Anfang des 19. Jahrhunderts bis zum Ersten Weltkrieg. Mit der Entstehung von Dampfschiffahrtsgesellschaften und der Erweiterung des Eisenbahnnetzes wurde diese Entwicklung beschleunigt und trug zur steigenden Bedeutung

Hamburgs bei (vgl. Hamburg HafenCity Universität, 2006). In den letzten Jahrzehnten konnte die Stadt Hamburg ihr Bild vom Wasser, Hafen und dem Tor zur Welt entwickeln und so stetig touristisch interessant bleiben (dwif, 1992). Heute ist die Anziehungskraft Hamburgs neben Bekannten- und Verwandtenbesuchen (35,7% aller Tagesausflüge) besonders als Veranstaltungsort (20,4%) und attraktives Einkaufsziel (11,3%) sehr hoch (dwif, 2005). In Hamburgs Innenstadt kann zudem der kontinuierliche Ausbau von Shoppingangeboten bzw. Passagen zur Steigerung der klimaunabhängigen Attraktivität sowie die Implementierung eines Ansteuerungspunktes für Kreuzfahrtschiffe verzeichnet werden. Ein möglicher Zusammenhang zwischen der touristischen Entwicklung Hamburgs in der Vergangenheit und dem Klima ist bisher in einem wissenschaftlichen Kontext nicht untersucht worden.

An der Küste kann neben klimatisch negativen Belastungen für den Gast (z.B. durch hohe Windgeschwindigkeit) ein für den Menschen gesundes Seeklima mit hoher Luftreinheit, Kältereiz und Salzanteil festgestellt werden. Auch an der Nordseeküste bilden diese Faktoren (also Kältereiz, Allergenarmut und Luftreinheit) eine heilende und abhärtende Wirkung und bieten Voraussetzung für einen gesundheitsfördernden Urlaub (Gutenbrunner & Hildebrandt, 1998). Diese Erkenntnis förderte die Entwicklung der ersten Nordseebäder um 1800 auf Norderney. Im Laufe des 19. Jahrhunderts wurden auch auf weiteren Nord- und Ostfriesischen Inseln Seebäder eröffnet. Auf dem Festland in Cuxhaven wurde 1816 das erste Badehaus gegründet (Der Rat von Sachverständigen für Umweltfragen, 1980). Mit der allgemeinen wirtschaftlichen Entwicklung Deutschlands stiegen auch die Übernachtungszahlen an der Nordseeküste ab den 1950er Jahren stark an. Die norddeutsche Küstenregion wurde zu einem der beliebtesten Urlaubsziele in Deutschland. Neben den Seebädern wurden nun auch andere Kurmitteleinrichtungen, aber auch touristische Infrastruktur wie Straßen und Unterkünfte aufgebaut, wobei der Schwerpunkt neben der Landschaft weiterhin beim Heil- und Reizklima der Region blieb (vgl. Pott, 2003).

Heute spielt neben den Reisegründen im Urlaub Ruhe zu finden auch das Naturerlebnis (z.B. im Nationalpark) eine entscheidende Rolle (Lohmann et al., 1998). Weiterhin fallen aber immer noch viele Übernachtungen in den Bereich der Heilbäder, Gesundheitsurlaub ist bei 5% der Urlauber Zweck ihrer Reise (Forschungsgemeinschaft Urlaub und Reisen e. V., 2007a). So verzeichnen die Nordseeheilbäder (0,74 Mio.) und Nordseebäder ohne Heilprädikat (0,22 Mio.) pro Jahr knapp 1 Mio. Ankünfte und insgesamt 6,7 Mio. Übernachtungen (vgl. Statistikamt Nord, 2007). In Niedersachsen wurden im Jahr 2006 etwa 1,1 Mio. Gäste in Nordseeheilbädern gezählt (Niedersächsisches Landesamt für Statistik 2007). Insgesamt besuchten 2006 also circa 2,5 Mio. Gäste die Seebäder der Nordsee mit einer Übernachtungszahl von 13,7 Mio., welches die Bedeutung des (See-)Klimas als Einfluss auf den wirtschaftlichen Tourismusbereich verdeutlicht.

Dies zeigt, dass bereits in den Anfängen der touristischen Entwicklung der Metropolregion Hamburg besonders für die Küstenregion der Faktor Klima ein wichtiges Reisemotiv darstellte und neben anderen Einflüssen auf die Entscheidung bei der Wahl des Urlaubsortes einwirkte. Auch bei zukünftigen Szenarien zu Auswirkungen des Klimawandels auf die Tourismusindustrie sollte diese tourismusgeschichtliche Entwicklung mit berücksichtigt werden.

8.3.2 Die Stadt Hamburg

Für die Stadt Hamburg werden sowohl auf meteorologischer als auch auf der touristischer Seite Daten und Fakten erhoben.

Von Jacob et al. (2008) wurde ein Klimaszenario bis 2100 für die einzelnen Bundesländer Deutschlands berechnet. Insgesamt wird nach diesen Modellen die Jahresmitteltemperatur in Deutschland zwischen 2,5°C und 3,5°C ansteigen. Für das Bundesland Hamburg ergibt sich dabei bis 2050 eine durchschnittliche Zunahme des Niederschlages um 4-8% und bis 2100 um 6-9%. Genauer betrachtet wird die Zunahme im Winter und Herbst erwartet, während im Sommer ein Szenario von -7 bis -8% (bis 2050) und eine Abnahme von 11-13% (bis 2100) angegeben wird. Eine Zunahme der Durchschnittstemperatur erwarten die Autoren für Hamburg bis 2050 um durchschnittlich 0,6-1,5°C,

wobei im Frühjahr kaum Änderungen ersichtlich sind. Bis 2100 sind Werte von 1,9-2,9°C im Mittel berechnet worden. Hier ist besonders im Winter mit einer Steigerung von 2,5-3,6°C zu rechnen (vgl. Jacob et al., 2008). Aktuelle Daten zu Niederschlag, Temperatur und Sonnenscheindauer bringt der Deutsche Wetterdienst mindestens monatlich für den Messstandort Fuhlsbüttel heraus. Einen detaillierten Überblick über bisherige klimatische Erhebungen sowie zukünftige Berechnungen für die Stadt Hamburg zeigen die Ergebnisse von Achim Daschkeit in diesem Buch.

Touristisch relevante Fakten präsentiert hauptsächlich die Hamburg Tourismus GmbH mit Daten verschiedener Statistischer Ämter sowie des Institutes dwif. Zahlen zeigen, dass der deutsche Städtetourismus, besonders in Berlin und Hamburg, von den Jahren 2001 bis 2007 um über 35 Millionen Übernachtungen gewachsen ist, in Hamburg um 2,6 Millionen (vgl. Statistisches Bundesamt, 1997-2008).

Ausländische Gäste, die einen Teil von 21,7% in der Stadt Hamburg ausmachen, kommen größtenteils aus Europa (16,2%) und Amerika bzw. Asien (5%) (vgl. Metropolregion Hamburg, o.J.).

Tagestourismus spielt in der Metropolregion eine entscheidende Rolle, in Hamburg selbst hat es sogar eine überdurchschnittliche Bedeutung (vgl. dwif, 2008). 2005 besuchten circa 105 Millionen Tagesgäste die Hansestadt und gaben innerhalb eines Jahres 4,3 Milliarden Euro aus (vgl. Metropolregion Hamburg, o.J.). Die durchschnittliche Verweildauer der Urlauber in Hamburg lag 2003 bei knapp 2 (1,9) Tagen (vgl. Statistisches Amt für Hamburg und Schleswig-Holstein, 2008). Dabei werden größtenteils Verwandte, aber auch Veranstaltungen besucht, Aktivitäten ausgeübt oder Einkäufe gemacht. Sehenswürdigkeiten oder Gastronomie werden lediglich von 7% bzw. 5% als Reisemotiv angegeben (vgl. dwif, 2005). Bei Gästen mit einem Kurzurlaub (2-4 Tage) werden nicht nur die Stadt selbst, sondern auch eher klimaunabhängige Angebote Kultur, Events und Einkaufen in Hamburg als Reiseart angeführt (Forschungsgemeinschaft Urlaub und Reisen e. V., 2007b). Im Durchschnitt sind die Besucher der Stadt Hamburg 46 Jahre alt. Lediglich ein Viertel der Gäste sind über 60 Jahre alt, bei Tagesgästen sogar weniger (etwa ein Fünftel). Knapp die Hälfte der Tagesgäste stammt aus der Metropolregion selbst. Die zurückgelegte Entfernung aller Tagesgäste liegt bei durchschnittlich 118 km (vgl. Hamburg Tourismus GmbH, 2007a).

Eine Verknüpfung von klimatischen sowie touristischen Faktoren (z.B. sozio-demographische Faktoren der Gäste, Urlaubsart, Dauer etc.) gibt es kaum. Lediglich eine Betrachtung der Saisonalität zeigt, dass über das Jahr verteilt, also auch in den Wintermonaten, Gäste in die Stadt kommen. Rund zwei Drittel stellt das Marktsegment Geschäftsreisetourismus dar (dwif, 1992) und verhindern eine allzu starke Saisonalität in den Übernachtungszahlen. Die Entwicklung der Ankünfte sowie Übernachtungen im Jahresverlauf (siehe Abb. 7.1) zeigen, dass in den Sommermonaten Juni bis September etwas mehr Gäste nach Hamburg kommen als in den übrigen Monaten. Dabei bewegt sich jedoch die Ankunftsanzahl zwischen 330.000 und 385.000 Ankünften in den Monaten März bis November. Lediglich im Winter von Dezember bis Februar nehmen die Ankunftsanzahlen von 247.000 bis 284.000 Besucher ab (für das Jahr 2007) (vgl. Statistisches Bundesamt, 1997-2008). Ein anderes Bild zeigt die Betrachtung der Tagesausflüge in Großstädte, welche besonders im Monat Dezember stattfinden (siehe Abb.7.4) (vgl. dwif, 2005).

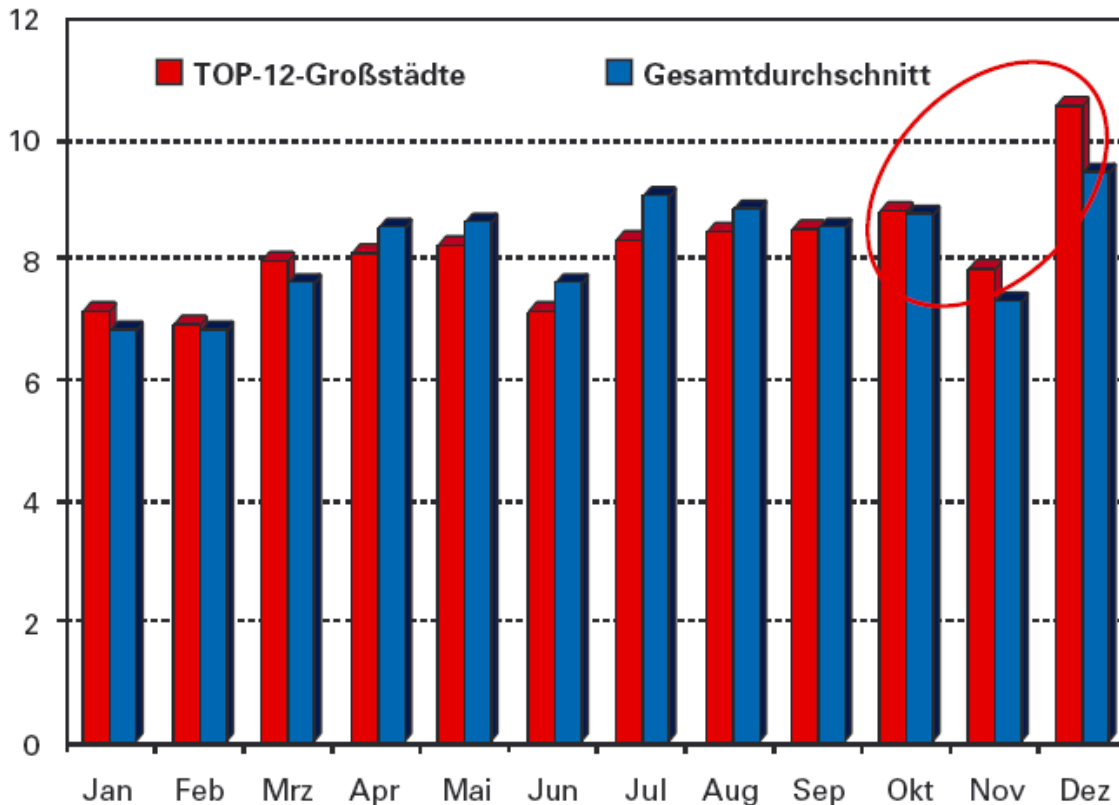


Abb. 7.3: Verteilung der Tagesausflüge nach Monaten (Durchschnitt 2004-2006) (Quelle: dwif 2005-2007 in: HHT, 2007a: 16)

Hinsichtlich des Wetters lässt sich für die Stadt Hamburg ein negativer Aspekt feststellen. Ein bei Befragungen von Übernachtungsgästen neben vielen positiven Punkten genannter negativer Aspekt in Bezug auf die Stadt Hamburg ist die Bemängelung des „schlechten“ (Regen-)Wetters neben allgemein mit Großstädten verbundenen nachteiligen Effekten (wie z.B. Schmutz, Verkehrsbelastung). Diese Ansicht wird besonders von Übernachtungsgästen und weniger von Ausflugsgästen vertreten (dwif, 1992). Die Hamburg Tourismus GmbH dokumentiert auch touristische Angebote, welche in Hamburg je nach Wetter gut oder schlecht von den Gästen angenommen werden, wie zum Beispiel die Freibäder oder Tierparks. So hat die Ausflugsschiffahrt vom frühlinghaften Wetter im Jahr 2007 in den Monaten Februar bis April profitiert (vgl. Hamburg Tourismus GmbH, 2007b).

Setzt man die bislang getrennt von einander durchgeführten Analysen zum Klimawandel und zum Tourismus in Hamburg in Beziehung zueinander, zeigt sich, dass der Hamburg-Tourismus zukünftig von trockeneren Sommern profitieren kann, während die Zunahme der Regenwahrscheinlichkeit im Winter von Nachteil sein könnte. Weiter führende wissenschaftliche Untersuchungen über den Hamburg-Tourismus im Kontext des Klimawandels sind notwendig, um ein differenziertes Verständnis zu erhalten und angemessene Reaktionsmöglichkeiten zu eröffnen.

8.3.3 Nordseeküste

Wie schon beschrieben beschäftigen sich mehrere Forscher mit dem Themengebiet Bade- und Strandtourismus unter Klimawandelbedingungen, weil dieser Bereich auf der einen Seite eine große ökonomische Rolle spielt und auf der anderen Seite durch den Klimawandel stark beeinflusst wird.

Im Folgenden sollen Studien vorgestellt werden, die sich mit der deutschen Nordseeküste befassen, die teilweise in das Gebiet der Metropolregion Hamburg fällt.

Berechnungen des Umweltbundesamtes (2007) zufolge, ist die deutsche Küstenregion durch einen moderaten Temperaturanstieg (im Vergleich zu anderen deutschen Regionen) gekennzeichnet, so dass bis Ende des 21. Jh. mit 1,5 bis 2,1°C höherer Durchschnittstemperatur zu rechnen ist. Ursache dafür ist die Meeresnähe und das damit ausgeglichene und gemäßigte maritime Küstenklima. Dabei wird gemäß Klimaprojektionen der Niederschlag im Winter an der Nordseeküste zwischen 30-50% bis zum Ende des 21. Jh. zunehmen (gleiche Ergebnisse zum Anstieg der Niederschlagsmenge im Winter siehe auch Jacob et al., 2008). Dagegen wird es in der Konkurrenzregion Ostsee kaum Änderungen im Winter und ein Rückgang der Niederschlagsmenge im Sommer geben. An der Nordseeküste ist eine leichte Abnahme der Niederschlagsmenge von 15-30 % in den Sommermonaten bis zum Jahr 2100 zu erwarten (vgl. UBA, 2007). Als einzige für die Metropolregion Hamburg zu nutzende Daten der Station Jever zeigen zukünftige Klimaszenarien auf (s. Tab. 7.3).

Station Jever	Eistage	Frosttage	Sommertage	Heiße Tage	Tropennächte
1981-1990 Kon.	10,9	66,1	14,9	2,1	0,2
2091-2100 A1B	-7,6	-43,7	15,6	2,6	2,6
2091-2100 A2	-6,5	-42,2	19,1	2,5	2,7
2091-2100 B1	-7,0	-34,0	13,3	0,0	1,3

Tab. 7.3: Anzahl der Kenntage an drei Küstenstationen für den Kontrolllauf (1981–1990) und ihre Veränderung bis zur Periode 2091–2100 für die Szenarios A1B, A2 und B1 (UBA, 2007: 71)

Zu beachten ist hierbei der Rückgang der Frosttage um fast ein Drittel, jedoch findet – je nach Szenario – eine Verlängerung der Sommersaison lediglich durch etwa zwei Wochen mehr Sommertage statt. Weitere tourismusklimatisch relevante Faktoren werden dabei nicht berücksichtigt.

Matzarakis & Tinz (2008) berechnen für den zeitlichen Abschnitt 2021–2050 für das Gebiet der Nordsee (Wetterstation Husum) einen Temperaturanstieg von 1°C, das heißt eine Zunahme der Tage mit angenehmen Temperaturen und weniger Kältebelastung. Eine leichte Zunahme der Schwüle ist zu erwarten. Der Niederschlag bleibt eher konstant, jedoch wird es mehr Tage ohne Niederschlag geben, welcher eher an einigen nassen Tagen fällt. An der Konkurrenzdestination Ostsee (Bergen auf Rügen) berechnen die Autoren ein ähnliches Szenario mit jedoch mehr Tagen mit angenehmen Temperaturen. Es wird eine Verlängerung der Badesaison um circa 25 Tage bis zum Jahr 2050 und 60 Tage bis zum Jahr 2100 simuliert. Keine Änderungen sind in ihren Analysen zu Grunde liegenden REMO-Modell für den Wind bzw. Sturm erkennbar (siehe Tab. 7.4) (vgl. Matzarakis & Tinz, 2008).

Zeitraum	Husum			Rügen		
	1961-1990	2021-2050	Änderung	1961-1990	2021-2050	Änderung
Lufttemperatur (°C)	10,9	11,9	1,0	11,5	12,5	1,0
Dampfdruck (hPa)	11,1	12,0	0,9	10,7	11,5	0,8
Wind (m/s)	5,1	5,1	0,0	5,1	5,2	0,1
Mittl. Strahlungst. (°C)	20,6	21,2	0,6	18,2	19,0	0,8
Therm. Eignung (d)	48	52	4	51	61	10
Kältestress (d)	114	98	-16	116	102	-14
Hitzestress (d)	2	3	1	1	2	1
Schwüle (d)	23	39	16	23	35	12
Kein Niederschlag (d)	198	194	-4	222	223	1
Nasser Tag (d)	78	83	5	49	50	1
Stürmisch (d)	76	74	-2	74	71	-3

Tab. 7.4: Jahres- und Saisonwerte klimatischer Größen und deren Änderung für Küstengebiete für die Zeiträume 1961–1990 und 2021–2050, berechnet mit dem regionalen Klimamodell REMO gemäß dem IPCC-Emissionsszenario A1B sowie dem Bioklimamodell RayMan (Matzarakis & Tinz, 2008: 256)

Auch Jacob et al. (2008) geben einen etwas wärmeren Trend an der Ostseeküste (2,8°C) im Vergleich zur Nordseeküsten (2,5°C) und im Sommer bis zu 25 Prozent weniger Regen an, wovon die Tourismusindustrie profitieren kann (vgl. Jacob et al., 2008).

Sterr (1999) beschreibt die Nordseeküste als klimasensiblen Raum und ordnet Auswirkungen von Klimawandel nach räumlichen Beschaffenheiten: Nordsee als Meer, Wattenmeer, Inseln, Festlandküste und Binnenland. Er unterscheidet 40 Effekte, welche je nach Gebiet unterschiedlich ausfallen und sich teilweise auch auf Wirtschaftssektoren beziehen (z.B. Beeinträchtigung der Schifffahrt, Abwandern von Vögeln und Fischen im Wattenmeer, Trinkwasserverknappung auf Inseln, mehr Deichbaumaßnahmen an der Festlandküste oder Veränderung der Landnutzungsstruktur im Binnenland) (vgl. Sterr, 1999).

Weitere Aussagen über bisherige klimatische Erhebungen sowie zukünftige Berechnungen für den Küstenbereich sind im Kapitel 3 dieses Buches genauer dargestellt.

Für den Tourismus stellt Sterr fest, dass Wellen an der Nordseeküste verstärkt den Strand verkleinern werden, wobei er Schwierigkeiten sieht, das Ausmaß und die Bedeutung der Wirkungen richtig

einzuschätzen. Seiner Ansicht nach ist eine Prognose, ob der Tourismus von wärmeren Sommertemperaturen profitieren oder wegen der Umweltbeeinträchtigungen, wie Verlust der Biodiversität und Algenentwicklung, abnehmen wird, fast nicht möglich (vgl. Sterr, 1999).

Circa 7 Millionen Deutsche fahren jedes Jahr an inländische Küstenregionen, davon 45% an die Nordsee. Als Hauptsaison zeichnet sich deutlich der Sommer ab (65%), im Frühjahr und Herbst (jeweils etwa 15%) werden weniger Gäste verzeichnet, im Winter nur ein geringer Prozentsatz von 2% (vgl. F.U.R., RA 2007).

Das Forschungsvorhaben „Küstentourismus und Klimawandel“, welches vom Meteorologischen Institut der Universität Hamburg, dem Deutschen Wirtschaftswissenschaftlichen Forschungsinstitut (DWIF) in Berlin und dem Institut für Tourismus- und Bäderforschung in Nordeuropa (N.I.T.) in Kiel in Kooperation 1999 durchgeführt wurde, untersuchte, welche Entwicklung der Tourismus an der Nord- und Ostsee unter Klimawandelbedingungen nehmen könnte. Dabei wurde die Sensibilität der Tourismusbranche überprüft und mögliche Anpassungsmaßnahmen konzipiert. Drei meteorologische Szenarien (Erwärmung um 3 Grad Celsius, Abkühlung um 3 Grad Celsius oder zunehmende Schwankungen bei einem mittleren Temperaturanstieg von etwa 3 Grad Celsius) ergaben keine dominanten Auswirkungen auf den Tourismus, außer bei einem „großen Katastrophenszenario“, bei dem touristische Infrastruktur zerstört wird. Generell würde der Küstentourismus aber mit starken Wetterschwankungen nicht gut zurecht kommen. Je nach Szenario würde der Küstenurlaub wachsen (bei wärmeren Temperaturen), sinken (bei niedrigeren Temperaturen) oder schwanken (bei wechselnden Temperaturen). Das Forschungsvorhaben erkannte den deutschen Küstenraum als klimasensibel, sah jedoch keinen akuten Handlungsbedarf im Küstentourismus. Eine Befragung der Bevölkerung hatte vorher ergeben, dass Nordsee-Touristen das Wetter als Entscheidungskriterium für ein Urlaubsziel deutlich geringer gewichten, als die Bevölkerung im Durchschnitt (vgl. Lohmann und Kierchhoff 1999).

Insgesamt wird der Sommer an der Nordseeküste als sehr angenehm vorausgesagt, da keine Tage mit Hitzestress erkennbar sind (vgl. Endler & Matzarakis, 2007). Eine positive Veränderung des Klimas hin zu wärmeren Sommertagstemperaturen ohne Steigerung der Niederschläge würde die Bedingungen für den Tourismus an der Nordseeküste verbessern und vermehrt Gäste anziehen (vgl. Lohmann & Kierchhoff, 1999).

Auch Susanne Körner (2008) kommt zu ähnlichen Ergebnissen. Sie berechnet eine Zunahme der Tage mit thermischer Eignung ohne einer Zunahme von Tagen mit Hitzestress sowie gleichzeitig einen Rückgang der Tage mit Kältestress im Jahr und kommt zu dem Schluss, dass sich die klimatische Veränderung positiv auf das Tourismuspotential an der deutschen Nordsee – besonders in den Sommermonaten - auswirken wird. Seit etwa 1985 wird zudem ein Anstieg der Wassertemperaturen in der Nordsee verzeichnet, so dass immer häufiger die Möglichkeit zum Baden gegeben ist und die Badesaison verlängert werden kann. Wie der Klimawandel den Tourismus in den Wintermonaten beeinflussen wird, ist demgegenüber bisher unklar (vgl. Körner, 2008).

Aufgrund von heißen Temperaturen im Mittelmeerraum wird insgesamt auch von einer Verlagerung der Reiseströme nach Deutschland ausgegangen (vgl. Zebisch et al., 2005). Willms (2007) merkt jedoch dazu kritisch an, dass sowohl in der Öffentlichkeit als auch in der Wissenschaft das Bild vom Gewinner Deutschland und Verlierer Mittelmeerraum zu stark dominiert. Die deutschen Küsten wären bisher nur für die Deutschen selbst ein Sommer-Reiseziel gewesen. Von den drei Monaten Juni, Juli und August müssen die Touristiker mehr als 80% ihrer Einnahmen verdienen. Auf der anderen Seite boomt der Mittelmeertourismus bei den Deutschen. Willms warnt vor einem pauschalen Vergleich der beiden Küstendestinationen, da die Nordsee Tide und Wattenmeer mit seiner limitierten Bademöglichkeit nur bedingt mit dem stetigen Meer und den Sandstränden am Mittelmeer vergleichbar ist. Er merkt an, dass diese Studien nicht beachten, dass das subjektive Verhalten ein anderes ist, als Statistiken mit Minimal- und Maximaltemperaturen erforschen können und das unterschiedliche touristische Angebot der beiden Destinationen nicht in Untersuchungen einbezogen werden. So könnte auch vermutet werden, dass die Veränderung der Reiseströme lediglich die Nordseeregion vor einem Verlust weiterer Gästezahlen bewahrt.

Von Zebisch et al. (2005) wird neben den positiven Veränderungen für den Sommertourismus durch steigende Temperaturen und abnehmende Niederschlagsmengen sowie einer Verlängerung der Badesaison auch mit negativen Auswirkungen für die deutsche Küste (Nord- und Ostsee) gerechnet, welche jedoch nur als mäßig vulnerabel eingeschätzt wird. So besteht die Gefahr von intensiveren Sturmfluten, Anstieg des Meeresspiegels, Erosion und Extremwetterereignissen wie Stürme sowie negative Einflüsse auf die Ökosysteme (vgl. Zebisch et al., 2005). Neben der negativen Auswirkung wegen des physischen Risikos von Meeresspiegelanstieg und Sturmfluten können solche Ereignisse aber auch wegen des prägenden Images der Nordseeküste Gäste anziehen (Lohmann und Kierchhoff 1999).

Negative Auswirkungen werden besonders durch den Meeresspiegelanstieg vermutet. So kann es zu einer Verkleinerung der Strandfläche kommen (vgl. Matzariakis & Tinz, 2008). Eine weitere Gefahr durch den Meeresspiegelanstieg und einer höheren Intensität von Stürmen besteht durch Erosion der Strände, was Folgen für den Strandtourismus haben, aber auch die touristische Infrastruktur entlang der Küsten gefährden könnte (vgl. Phillips & Jones, 2006). Hamilton (2005) bemerkt einen Zusammenhang zwischen der Länge der Strände und die Höhe der Übernachtungspreise.

Zudem wurde im Hitzesommer 2003 ein Auftreten von toxischer Algenblüte in der Nord- und Ostsee beobachtet, welche zur Schließung vieler Strände führte (vgl. Zebisch et al., 2005). Solch eine toxische Algenblüte kann indirekt auf die Gäste einwirken, indem diese zu Muschelvergiftung sowie Atemnot führen kann. Bei einem Szenario von 4°C-wärmerem Wasser in der Nordsee wird eine Veränderung der Algenmenge erwartet, auch in der Deutschen Bucht. Dabei können harmlose Algen aussterben, einige für den Menschen schädliche Algensorten jedoch vermehrt auftreten (vgl. Edwards et al., 2006; Peperzak, 2003). Das Neu- oder Wiederauftreten einiger Makroalgenarten bei Helgoland beschreiben Fanger und Colijn in diesem Buch.

Auch Quallen beeinträchtigen die Badeattraktivität an den Küsten. Ein Zusammenhang zwischen einer Erhöhung der Anzahl der Quallen in der Zentralen Nordsee und den Faktoren Wind, Temperatur und Strömung wird vermutet, ist aber schwer einzuschätzen, da zudem Überfischung und Verschmutzung eine Rolle spielen (vgl. Lynam et al., 2004). Durch den sinkenden pH-Wert aufgrund von steigenden CO₂-Konzentrationen werden jedoch mehr Quallen erwartet. Dies gilt jedoch nicht für die südliche Nordsee (vgl. Atrill et al., 2007). Weitere Details über das Quallenvorkommen in der Deutschen Bucht diskutieren Fanger und Colijn in diesem Buch.

8.3.4 Umland

Es finden sich kaum Veröffentlichungen zum touristischen Angebot des Umlandes der Metropolregion Hamburg. Lediglich die Metropolregion Hamburg selbst betont das große kulturelle Angebot, welches Gäste in die Region zieht. Zusätzlich bieten die Elbe und weitere natürliche Gebiete einen Erholungsraum. Der Anteil der Gäste aus dem Ausland lag 2006 bei 12 % in der Metropolregion und bei 21,7 % in Hamburg. Die meisten Besucher aus dem Ausland kamen aus Europa (16,2 %) gefolgt von Gästen aus Amerika (2,9 %) und Asien (2,1 %) (vgl. Metropolregion Hamburg, o.J.)

Statistiken verschiedener Landkreise geben Aufschluss über das Gästeaufkommen und die Aufenthaltsdauer. So wird bspw. für einige ausgewählte Landkreise die Saisonalität für Cuxhaven gegenüber weniger stark ausgeprägter Saisonalität für andere Landkreise der Metropolregion deutlich (s. Abb. 7.4). Unterschiedlichen Urlaubsmotive im Binnenland der Metropolregion müssen bei der Betrachtung beachtet werden (z.B. die Langzeitaufenthalte von Gästen der Kurklinik und dem Heilbad Bad Bevensen im Landkreis Uelzen im Gegensatz zu den kurzen Aufenthalten der Gäste in anderen Landkreisen) (s. Abb. 7.5).

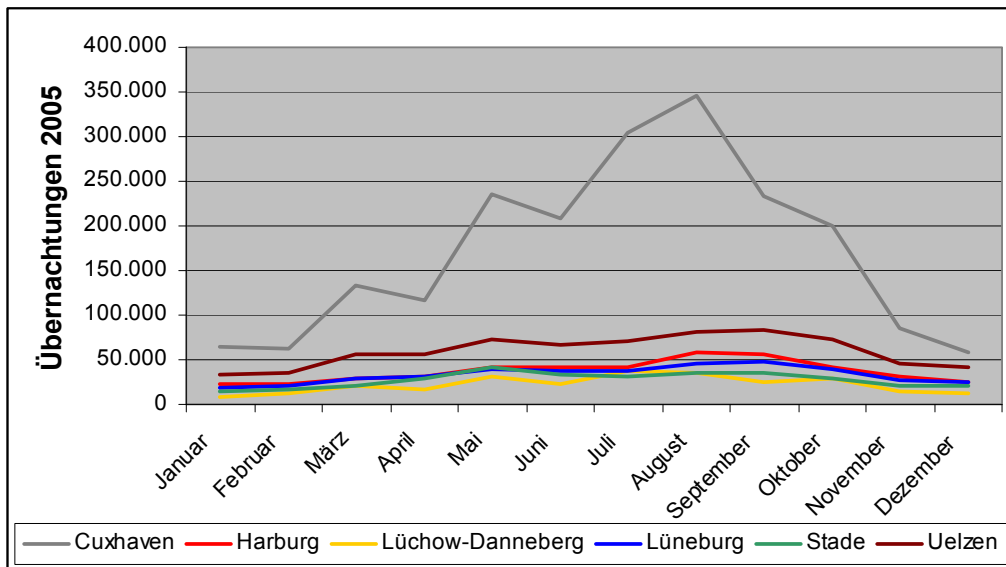


Abb. 7.4: Saisonalität bei den Übernachtungszahlen 2005 (Niedersächsisches Landesamt für Statistik)

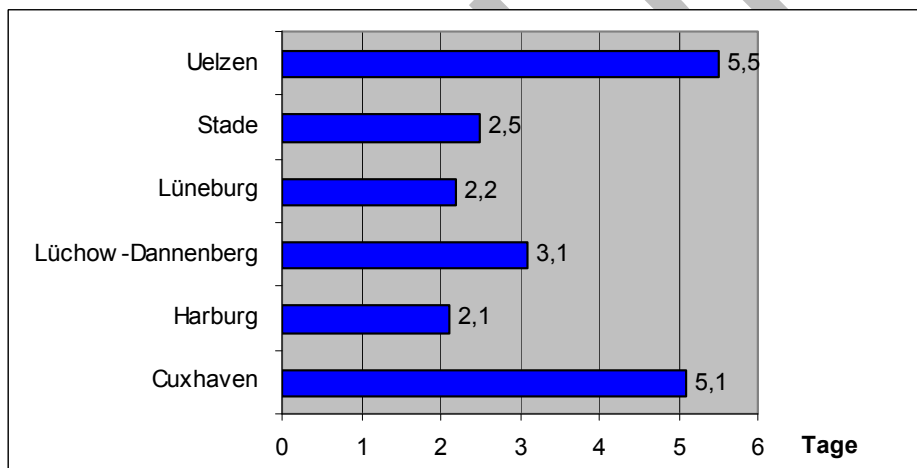


Abb. 7.5: Aufenthaltsdauer der Gäste 2005 (Niedersächsisches Landesamt für Statistik)

Aus meteorologischer Perspektive wird ein kurzer Überblick über erwartete klimatische Veränderungen auf Bundesländerebene in den Kapiteln 2 und 3 dieses Buches geben. Für das Umland, die Bundesländer Niedersachsen und Schleswig-Holstein, wird bis zum Jahr 2100 eine Niederschlagsabnahme im Sommer von 12-19% erwartet. Im weiteren Jahresverlauf wird jedoch mit einer Zunahme von 5-19%, im Winter in Schleswig-Holstein sogar im Winter von einer Zunahme von 22-27% ausgegangen. Für die Bundesländer im Umland der Metropolregion Hamburg, Niedersachsen und Schleswig-Holstein, wird für den Zeitraum 2100 die gleiche Durchschnittstemperatur wie für Hamburg berechnet (+1,9-2,9 °C). Dabei wird es in beiden Bundesländern im Frühjahr geringe Veränderungen geben (1,2-2,2°C), im übrigen Jahr werden jedoch die Temperaturen stark steigen (1,8-3,6°C) (vgl. Jacob et al., 2008).

Die Erfahrung zeigt, dass Besucher an schönen Tagen eher die Küste besuchen und dann das Binnenland kaum Besucherzahlen verzeichnen kann. Eine Verknüpfung dieser beiden Bereiche, die

Auswirkungen des Klimawandels auf touristische Angebote des Umlandes der Metropolregion zeigt, hat jedoch bisher nicht stattgefunden.

8.4 Fazit

Sowohl der Einfluss der Tourismusindustrie auf die Erhöhung des anthropogenen Treibhauseffektes als auch die Auswirkungen des Klimawandels auf den Tourismussektor werden bereits im wissenschaftlichen Diskurs behandelt. Neben Mitigationsmaßnahmen im Transport- und Beherbergungsbereich werden Adaptationsstrategien für nötig erachtet, welche die langfristige Reduktion von Vulnerabilität des Tourismus, besonders von Destinationen, herbeiführen können. Solche Handlungsoptionen beziehen sich bspw. auf eine Verlagerung auf klimaunabhängige Angebote (z.B. Indoor-Sporthallen, Wellness etc.) oder eine zeitliche Anpassung der Saisonzeiten sowie Bewusstseinsförderung bei Touristikern und Reisenden (vgl. Parry et al., 2007; Nicholls & Klein, 2005).

Externe Faktoren, wie steigende Ölpreise, verändertes Reiseverhalten (z.B. mehr Kurzreisen, höherer Qualitätsanspruch, individuell zugeschnittene Reisepakete) sowie u.a. durch den demographischen Wandel hervorgerufene neue Zielgruppen werden die Tourismusbranche zusätzlich in der Zukunft beeinflussen und sollten bei der Planung einer nachhaltigen Tourismusedwicklung neben der globalen Klimaveränderung mit berücksichtigt werden. Der Frage, welche Bedeutung das Klima im Gegensatz zu den genannten externen Faktoren für die Reiseentscheidung besitzt, ist wissenschaftlich verstärkt nachzugehen. Bisher gibt es keine integrativen Modellierungen, in denen Klimaszenarien systematisch verknüpft werden mit (sozial-)wissenschaftlich fundierten Tourismusszenarien.

Wie gezeigt wurde, sind Untersuchungen zu den Auswirkungen von Klimawandel auf die Tourismuswirtschaft der Metropolregion Hamburg lediglich im Ansatz, d.h. für die Nordseeküste, zu finden. Hier wird primär die Verlängerung der Sommersaison voraussichtlich positive ökonomische Effekte mit sich führen. Allerdings werden Küstenschutzmaßnahmen – evtl. sogar gegen die ökonomischen Interessen der Tourismusbranche - getroffen werden müssen. Zudem dürfen ökologische Gesichtspunkte bei einem verstärkten Druck auf die Ökosysteme durch eine mögliche steigende Touristenanzahl im Rahmen einer nachhaltigen Entwicklung nicht vernachlässigt werden.

Für die Metropolregion Hamburg ist weiterer Forschungsbedarf nötig, um wissenschaftlich abgesicherte Aussagen über die Auswirkungen von Klimawandel auf den Tourismussektor treffen zu können. Hierzu sollten auf der einen Seite Prognosen zu klimatischen Veränderungen bioklimatische Faktoren (siehe Tabelle 1) berücksichtigen, welche über Berechnungen zu Temperatur- und Niederschlagsveränderungen hinausgehen und die Entscheidung des Urlaubszieles beeinflussen. Auf der anderen Seite ist die Erfassung der touristischen Datengrundlage auszuweiten, um in Verbindung mit externen Faktoren und touristischen Trends fundierte Abschätzungen zu Auswirkungen auf sozio-ökonomische und ökologische Felder treffen zu können. Gästebefragungen, Umfeldszenarien mit Tourismusbezug sowie Tourismustrends (allgemein, aber auch für spezielle Bereiche, wie Städtetourismus) werden von Instituten mit ökonomischem Ziel entwickelt und durchgeführt. Hier mangelt es an wissenschaftlichen Studien und Publikationen. Gezielte Untersuchungen zu Folgen des Klimawandels auf den ökonomisch wichtigen und – zumindest in Teilen - klimasensiblen Wirtschaftszweig Tourismus der Metropolregion Hamburg werden in Zukunft immer notwendiger, um rechtzeitig nachhaltige Handlungskonzepte entwickeln zu können.

8.5 Literatur

- Abegg, B., Froesch, R. (1994): Climate change and winter tourism: impact on transport companies in the Swiss canton of Graubunden. In: Beniston, M. (Hrsg.): *Mountain Environments in Changing Climates*. London, UK: Routledge, 328–348.
- Agnew M.D. & Viner, D. (2001): Potential impacts of climate change on international tourism. *Tourism and Hospitality Res.* 3(1), 37-60.
- Amelung, B. & Viner, D. (2007): The vulnerability to climate change of the Mediterranean as a tourist destination. In: Amelung B., Blazejczyk K., Matzarakis A. (2007) (Hrsg.): *Climate Change and Tourism: Assessment and Coping Strategies*. Maastricht - Warsaw - Freiburg, 2007. 41-54.
- Andrade et al. (2007): Methodologies to assess the effects of climate on tourism : weather type and individual perception. In: A. Matzarakis, C. R. de Freitas and D. Scott (Hrsg.): *Developments in Tourism Climatology. 3rd International Workshop on Climate, Tourism and Recreation Alexandroupolis, Greece 19 – 22 September 2007 Commission on Climate, Tourism and Recreation. Commission on Climate, Tourism and Recreation International Society of Biometeorology, Freiburg, December 2007. 74-79.* <http://www.mif.uni-freiburg.de/isb/ws3/report.htm> (abgerufen am 15. 08.2009, eingestellt am 20.02.2008)
- Arnell et al. (2005): Vulnerability to abrupt climate change in Europe. Tyndall Centre Technical Report 34. Tyndall Centre for Climate Change Research.
- Attrill, M. J., Wright, J., & Edwards, M. (2007): Climate-related increases in jellyfish frequency suggest a more gelatinous future for the North Sea. *Limnology and Oceanography*, 52: 480–485.
- Bahrenberg, G. & König, G. (2005): Sozialräumliche Wirkungen eines Klimawandels im Unterwesergebiet – eine qualitative Analyse. In: Schuchardt, B. & Schirmer, M. (2005) (Hrsg.): *Klimawandel und Küste: Die Zukunft der Unterweserregion*. Springer Verlag Heidelberg. 189-207.
- Balafoutis, C.J. (2007): The recent heatwaves over Balkans as an indicator of climate change and a signal for new planning decisions. In: A. Matzarakis, C. R. de Freitas and D. Scott (Hrsg.): *Developments in Tourism Climatology. 3rd International Workshop on Climate, Tourism and Recreation Alexandroupolis, Greece 19 – 22 September 2007 Commission on Climate, Tourism and Recreation. Commission on Climate, Tourism and Recreation International Society of Biometeorology, Freiburg, December 2007. 93-100.* <http://www.mif.uni-freiburg.de/isb/ws3/report.htm> (abgerufen am 15. 08.2009, eingestellt am 20.02.2008)
- Bartels et al. (2007): Tourism strategies for adaptation and sustainable development in mountain and coastal destinations in Germany. In: A. Matzarakis, C. R. de Freitas and D. Scott (Hrsg.): *Developments in Tourism Climatology. 3rd International Workshop on Climate, Tourism and Recreation Alexandroupolis, Greece 19 – 22 September 2007 Commission on Climate, Tourism and Recreation. Commission on Climate, Tourism and Recreation International Society of Biometeorology, Freiburg, December 2007. 207-213.* <http://www.mif.uni-freiburg.de/isb/ws3/report.htm> (abgerufen am 15. 08.2009, eingestellt am 20.02.2008)
- Berritella et al. (2004): A general equilibrium analysis of climate change impacts on tourism. *EEE Working papers series 17*.
- Boodhoo, S. (2003): The Value of weather, Climate Information and Predictions to the Tourism Industry in Small Island States (SIS) and Low Lying Areas. *First International Conference on Climate Change and Tourism.* <http://ftp.wmo.int/pages/about/pdf/Tourism%201.pdf> (abgerufen am 15.08.2009)
- Breiling, M., Charamza, P. & Skage, O. (1997): *Klimasensibilität Österreichischer Bezirke mit besonderer Berücksichtigung des Wintertourismus. Report 97:1.* Austria: Institute for Landscape Planning.

- Diffenbaugh, Noah S.; Pal, Jeremy S.; Giorgi, Filippo; Gao, Xuejie: Heat stress intensification in the Mediterranean climate change hotspot. *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 34, No. 11, L11706, 2007
- DRV (o.J) (Hrsg.): Fakten und Zahlen zum deutschen Reisemarkt 2007. http://www.driv.de/fileadmin/user_upload/fachbereiche/DRV_Zahlen_Fakten_2007.pdf (abgerufen am 15.08.2009)
- dwif (1992): Die Qualitative und Quantitative Bedeutung des Fremdenverkehrs für Hamburg, Grundlagenuntersuchung im Auftrag der Wirtschaftsbehörde Hamburg und der Tourismus-Zentrale Hamburg GmbH. München.
- dwif (1999): Küstentourismus und Klimawandel. Entwicklung des Tourismus im deutschen Küstengebiet unter besonderer Berücksichtigung der Wahrnehmung und Bewertung von Klimafolgen durch relevante Entscheidungsträger. Arbeitsteil Entwicklungspfade des Tourismus. Abschlußbericht, Berlin. In: Bahrenberg, G. & König, G. (2005): Sozialräumliche Wirkungen eines Klimawandels im Unterwesergebiet – eine qualitative Analyse. In: Schuchardt, B. & Schirmer, M. (2005) (Hrsg.): Klimawandel und Küste: Die Zukunft der Unterweserregion. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- dwif (2005): Sonderauswertung der Grundlagenstudie „Tagesreisen der Deutschen“ für die Stadt Hamburg im Auftrag der Hamburg Tourismus GmbH. In: Hamburg Tourismus GmbH (Hrsg.) (2007): Hamburg-Tourismus. Zahlen, Fakten, Trends 2007. Hamburg.
- dwif (2008): Wirtschaftsfaktor Tourismus in der Metropolregion Hamburg. Studie im Auftrag der Hamburg Tourismus GmbH. Pressemitteilung unter <http://www.hamburg.de/pressearchiv-fhh/348894/j2008-07-11-bksm-jobmotor-tourismus.html> (abgerufen am 15.08.2009)
- Edwards et al. (2006): Regional climate change and harmful algal blooms in the northeast Atlantic. *Limnology and Oceanography* 51(2): 820-829.
- Endler, C. & Matzarakis, A. (2007): Climate change and climate-tourism relationships in Germany. In: A. Matzarakis, C. R. de Freitas and D. Scott (Hrsg.): *Developments in Tourism Climatology*. 3rd International Workshop on Climate, Tourism and Recreation Alexandroupolis, Greece 19 – 22 September 2007 Commission on Climate, Tourism and Recreation. Commission on Climate, Tourism and Recreation International Society of Biometeorology, Freiburg, December 2007. 260-266. <http://www.mif.uni-freiburg.de/isb/ws3/report.htm> (abgerufen am 15. 08.2009, eingestellt am 20.02.2008)
- Forschungsgemeinschaft Urlaub und Reisen e. V. (2007a): Reiseanalyse 2007. Kiel.
- Forschungsgemeinschaft Urlaub und Reisen e. V. (2007b): Reiseanalyse 2007, Sondermodul Städte-, Kultur- und Kurzurlaubsreisen. In: Hamburg Tourismus GmbH (Hrsg.) (2007): Hamburg-Tourismus. Zahlen, Fakten, Trends 2007. Hamburg.
- Galloway, R. (1988): The potential impact of climate changes on Australian ski fields. In: Pearman, G. (Hrsg.) *Greenhouse Planning for Climate Change*. Melbourne, Australia: CSIRO Publications, 428–437.
- Gibson, H. & Yiannakis, A. (2002): Tourist roles: needs and the lifecourse. *Annals of Tourism Research*, 29(2), 358-383.
- Gomez-Martin, (2005): Weather, climate and tourism. A Geographical Perspective. *Annals of Tourism Res.* 32(3), 571-591.
- Green, J. (1967): Holiday meteorology: reflections on weather and outdoor comfort. *Weather* 22, 128–131. Heurtier, R.
- Gruner + Jahr (2008): Gruner + Jahr Marktanalyse: Branchenbilder. Städtereisen. Hamburg. Gruner + Jahr.

- Gutenbrunner, C. und Hildebrandt, G. (Hrsg.) (1998): Handbuch der Balneologie und medizinischen Klimatologie. Berlin/Heidelberg/New York, Springer.
- Hamburg HafenCity Universität (2006): Hamburg International. Projektbericht, Studiengang Stadtplanung. Hamburg.
- Hamburg Tourismus GmbH (Hrsg.) (2007a): Hamburg-Tourismus. Zahlen, Fakten, Trends 2007. Hamburg.
- Hamburg Tourismus GmbH (2007b): Hamburg Tourismus Monitoring, Touristische Wetterstationen 2007. <http://www.hamburg-tourism.de/business-presse/zahlen-fakten/tourismusstatistiken/touristische-wetterstationen/> (abgerufen am 15.08.2009)
- Hamilton, J.M. & Tol, R.S.J. (2007): The impact of climate change on tourism in Germany, The UK and Ireland: A simulation study. *Reg. Environ. Change* (2007) 7:161–172.
- Hamilton, J., Maddison, D. & Tol, R. (2003): Climate Change and International Tourism: A Simulation Study. Working Paper FNU–31. Hamburg, Germany: Centre for Marine and Climate Research.
- Hamilton J.M. (2003): Climate and the destination choice of German tourists. Research Unit Sustainability and Global Change Working Paper FNU-15 (revised). Hamburg: Hamburg University and Centre for Marine and Climate Research.
- Hamilton, J.M. (2005): Tourism, climate change and the coastal zone. Dissertation. Fakultät Wirtschaft- und Sozialwissenschaften Department Wirtschaftswissenschaften der Universität Hamburg.
- Harrison, R. et al. (1986): Climate change and downhill skiing in Ontario. *Ontario Geographer* 28, 51–68.
- Jacob et al. (2008): Klimaauswirkungen und Anpassung in Deutschland – Phase 1: Erstellung regionaler Klimaszenarien für Deutschland. Im Auftrag des Umweltbundesamtes.
- Järv et al. (2007): Weather dependence of tourist's spatial behaviour and destination choices: case study with passive mobile positioning. In: A. Matzarakis, C. R. de Freitas and D. Scott (Hrsg.): *Developments in Tourism Climatology. 3rd International Workshop on Climate, Tourism and Recreation* Alexandroupolis, Greece 19 – 22 September 2007 Commission on Climate, Tourism and Recreation. Commission on Climate, Tourism and Recreation International Society of Biometeorology, Freiburg, December 2007. 221–227. <http://www.mif.uni-freiburg.de/isb/ws3/report.htm> (abgerufen am 15. 08.2009, eingestellt am 20.02.2008)
- Jensen, J., Bender, F., & Blasi, C. (2001). Analysis of the water levels along the German North Sea coastline. In E. Ozhan (Ed.), *Medcoast 01: Proceedings of the fifth international conference on the Mediterranean Coastal environment* (Vol. 3, pp. 1129–1140). Ankara: Medcoast.
- Koenig, U. & Abegg, B. (1997): Impacts of climate change on winter tourism in the Swiss Alps. *Journal of Sustainable Tourism* 5(1), 46–58.
- Körner, S. (2008): Klimawandel und Tourismus an der deutschen Nordseeküste – Quantifizierung der klimatischen Komponenten durch tourismus-klimatische Methoden. Magisterarbeit an der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg, Fakultät für Forst- und Umweltwissenschaften.
- Kozak, M. (2002) Comparative analysis of tourist motivations by nationality and destinations. *Tourism Management*, 23, 221-232.
- Krupp, C. (1995): Klimaänderung und die Folgen - Eine exemplarische Fallstudie über die Möglichkeiten und Grenzen einer interdisziplinären Klimafolgenforschung. Ed. Sigma, Berlin.
- Lamothe & Périard Consultants (1988): Implications of Climate Change for Downhill Skiing in Québec. *Climate Change Digest* 88–03. Downsview, Ontario: Atmospheric Environment Service, Environment Canada.

- Lamothe & Périard Consultants (1989): Implications of Climate Change on Municipal Water Use and the Golfing Industry in Québec. *Climate Change Digest* 89–04. Downsview, Ontario: Atmospheric Environment Service, Environment Canada.
- Leatherman, S. (1989): Beach response strategies to accelerated sea-level rise. In: Topping, J. (Hrsg.) *Coping with Climate Change*. Washington, D.C.: Climate Institute.
- Lise W. & Tol R.S.J. (2002): Impact of climate on tourism demand. *Climate Change* 55(4): 429-449.
- Lohmann, M. und Kierchhoff H.W. (Hrsg.) (1999): Küstentourismus und Klimawandel - Entwicklungspfade des Tourismus unter Einfluss des Klimawandels. Institut für Tourismus- und Bäderforschung in Nordeuropa GmbH in Kooperation mit der Christian-Albrechts-Universität Kiel.
- Loomis, J. & Crespi, J. (1999): Estimated effects of climate change on selected outdoor recreation activities in the United States. In: Mendelsohn, R. & Neumann, J. (Hrsg.) *The Impact of Climate Change on the United States Economy*. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 289–314.
- Lynam et al. (2004): Interannual variability in abundance of North Sea jellyfish and links to the North Atlantic Oscillation. *Limnol. Oceanogr.* 49:637–643.
- Maddison, D.J. (2001): In search of warmer climates. The impact of climate change on flows of British tourists. *Climate Change* 49:193-208.
- Matzarakis, A., Tinz, B. (2008): Tourismus an der Küste sowie in Mittel und Hochgebirge: Gewinner und Verlierer. In: J. Z. Lozán, H. Graßl, G. Jendritzky, L. Karbe, K. Reise (Hrsg.) *Warnsignal Klima: Gesundheitsrisiken Gefahren für Menschen, Tiere und Pflanzen. GEO/Wissenschaftliche Auswertungen*, 247-252.
- Metropolregion Hamburg (o.J.): Fakten: Tourismus. <http://metropolregion.hamburg.de/contentblob/240444/data/faktenblatt-tourismus.pdf> (abgerufen am 15.08.2009)
- Mieczkowski Z (1985) The tourism climatic index: a method of evaluating world climates for tourism. *Can Geogr* 29: 220–233.
- Moreno, A. (2007): The role of weather in beach recreation – a case study using webcam images. In: A. Matzarakis, C. R. de Freitas and D. Scott (Hrsg.): *Developments in Tourism Climatology*. 3rd International Workshop on Climate, Tourism and Recreation Alexandroupolis, Greece 19 – 22 September 2007 Commission on Climate, Tourism and Recreation. Commission on Climate, Tourism and Recreation International Society of Biometeorology, Freiburg, December 2007. 80-86. <http://www.mif.uni-freiburg.de/isb/ws3/report.htm> (abgerufen am 15. 08.2009, eingestellt am 20.02.2008)
- Nicholls, R. & Hoozemans, F. (1996): The Mediterranean vulnerability to coastal implications of climate change. *Ocean and Coastal Management* 31, 105–132.
- Nicholls, R.J. and R.J.T. Klein (2005): Climate change and coastal management on Europe's coast. In: Vermaat, J.E., L. Ledoux, K. Turner and W. Salomons (eds): *Managing European coasts: past, present and future*. Berlin: Springer (Environmental Science Monograph Series). 199-225.
- Niedersächsisches Landesamt für Statistik (Hrsg) (1997) Sammlung statistischer Daten auf CD-ROM. Hannover. In: Bahrenberg, G. & König, G. (2005): *Sozialräumliche Wirkungen eines Klimawandels im Unterwesergebiet – eine qualitative Analyse*. In: Schuchardt, B. & Schirmer, M. (2005) (Hrsg.): *Klimawandel und Küste: Die Zukunft der Unterweseregion*. Springer-Verlang Berlin Heidelberg.
- Opaschowski, H.W. (2001): *Das gekaufte Paradies. Tourismus im 21. Jahrhundert*. B.A.T. Freizeit-Forschungsinstitut GmbH. Hamburg.

- O'Riordan, T. (1998): *Climate Change and the Tourist Industry in the U.K.* Working Paper No. WM 98–06. Norwich, UK: Centre for Social and Economical Research on the Global Environment, University of East Anglia.
- Parry, M.L., O.F. Canziani, J.P. Palutikof and Co-authors 2007: *Technical Summary. Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, M.L. Parry, O.F. Canziani, J.P. Palutikof, P.J. van der Linden and C.E. Hanson, Eds., Cambridge University Press, Cambridge, UK, 23-78.
- Peperzak, L. (2003): *Climate change and harmful algal blooms in the North Sea.* *Acta Oecologica* 24: 139-144.
- Perry, A. (2000): *Impacts of Climate Change on Tourism in the Mediterranean: Adaptive Responses.* In: *Proceedings of the Conference on the Impacts of Climate Change on the Mediterranean Area: Regional Scenarios and Vulnerability Assessment*, Venice, 9–10 December, 1999. Venice, Italy.
- Perry, A. (2007): "Summer (2007) set in with its usual severity" (Coleridge) – Impacts on tourism. In: A. Matzarakis, C. R. de Freitas and D. Scott (Hrsg.): *Developments in Tourism Climatology. 3rd International Workshop on Climate, Tourism and Recreation Alexandroupolis, Greece 19 – 22 September 2007* Commission on Climate, Tourism and Recreation. Commission on Climate, Tourism and Recreation International Society of Biometeorology, Freiburg, December 2007. 228-231. <http://www.mif.uni-freiburg.de/isb/ws3/report.htm> (abgerufen am 15. 08.2009, eingestellt am 20.02.2008)
- Phillips, M. R., Jones, A. L. (2006): *Erosion and tourism infrastructure in the coastal zone: Problems, consequences and management.* *Tourism Manager* 27 (3): 517-524.
- Pott, R. (2003): *Die Nordsee: Eine Natur- und Kulturgeschichte.* München, Beck.
- Rat von Sachverständigen für Umweltfragen, Der (1980): *Umweltprobleme der Nordsee.* Stuttgart/Mainz, W. Kohlhammer.
- Riebsame, W. (1985). *Seven challenges of climate impact research.* Paper presented at the Workshop on Climate Impact Assessment in the Great Lakes Basin: Research
- Strategies, held February 8-9, 1985, King City, Ontario (mimeo). In: Koshida & Avis, 1998): *The Canada Country Study: Climate Impacts and Adaptation.* National Sectoral Volume. 595ff.
- Scott et al. (2007): *Climate Preferences for Tourism: An exploratory tri-nation comparison.* In: A. Matzarakis, C. R. de Freitas and D. Scott (Hrsg.): *Developments in Tourism Climatology. 3rd International Workshop on Climate, Tourism and Recreation Alexandroupolis, Greece 19 – 22 September 2007* Commission on Climate, Tourism and Recreation. Commission on Climate, Tourism and Recreation International Society of Biometeorology, Freiburg, December 2007. 18-23. <http://www.mif.uni-freiburg.de/isb/ws3/report.htm> (abgerufen am 15. 08.2009, eingestellt am 20.02.2008)
- Scott et al. (2004): *Climate change and the distribution of climatic resources for tourism in North America.* *Climate Research* 27, 105-117.
- Scott et al. (2006) : *Climate, Tourism & Recreation. A Bibliography – 1936 to 2006.* Faculty of Environmental Studies. University of Waterloo. http://www.fes.uwaterloo.ca/geography/faculty/danielscott/PDFFiles/CTREC%20Biblio_June%202006.pdf (abgerufen am 15. 08.2009, eingestellt im Juni 2006)
- Simpson, M.C., Gössling, S., Scott, D., Hall, C.M. and Gladin, E. (2008) *Climate Change Adaptation and Mitigation in the Tourism Sector: Frameworks, Tools and Practices.* UNEP, University of Oxford, UNWTO, WMO: Paris, France.
- Smith, K. (1990): *Tourism and climate change.* *Land Use Policy* 7(2), 176-180.

- Statistisches Amt für Hamburg und Schleswig-Holstein (2008): Ankünfte, Übernachtungen und Aufenthaltsdauer der Gäste in Beherbergungsbetrieben (einschl. Camping) in Hamburg nach dem Herkunftsland. http://www.statistik-nord.de/uploads/tx_standdocuments/Tourismus_HH_0812.pdf (abgerufen am 15.08.2009)
- Statistikamt Nord (2008): Beherbergung im Reiseverkehr. In: Hamburg Tourismus GmbH (Hrsg.) (2007): Hamburg-Tourismus. Zahlen, Fakten, Trends 2007. Hamburg.
- Statistisches Bundesamt (2008): Ergebnisse der monatlichen Beherbergungsstatistik. In: Hamburg Tourismus GmbH (Hrsg.) (2007): Hamburg-Tourismus. Zahlen, Fakten, Trends 2007. Hamburg.
- Sterr H. (1999): Mögliche Folgen des Klimawandels für Küstenregionen: Beispiel deutsche Nordseeküste. In: Karrasch H. et al. (Hrsg.) Ozeane und Küsten, HGG-Journal 14, S. 57-73.
- Theunissen, S. (2006): Städtetourismus aus Sicht der Nachfrage – Was erwartet der Tourist? Jahrestagung des Arbeitskreises Freizeit- und Tourismusgeographie der Deutschen Gesellschaft für Geographie – Deutschland als Incoming-Destination – 13. bis 14. Juni 2008 in der Ludwig-Maximilians-Universität München. http://www.uni-trier.de/fileadmin/fb6/prof/FUT/AK_FT/JT_2008_Muenchen/5_Theunissen_Staedtetourismus_Nachfrage.pdf (abgerufen am 15. 08.2009)
- UBA (Umweltbundesamt) (2007) (Hrsg.): Neue Ergebnisse zu regionalen Klimaänderungen. Das statistische Regionalisierungsmodell WETTREG. Hintergrundpapier. Dessau. Mediendatenbank.
- Wall, G. (1988): Implications of Climatic Change for Tourism and Recreation in Ontario. Climate Change Digest 88-05. Downsview, Ontario: Atmospheric Environment Service, Environment Canada.
- Wall, G. (2007): The tourism industry and its adaptability and vulnerability to climate change. In: Amelung B., Blazejczyk K., Matzarakis A. (2007) (Hrsg.): Climate Change and Tourism: Assessment and Coping Strategies. Maastricht - Warsaw - Freiburg, 2007. 5-19.
- Willms, J. (2007): Climate change = Tourism change? – The likely impacts of climate change on tourism in Germany's North Sea coast destinations. In: A. Matzarakis, C. R. de Freitas and D. Scott (Hrsg.): Developments in Tourism Climatology. 3rd International Workshop on Climate, Tourism and Recreation Alexandroupolis, Greece 19 – 22 September 2007 Commission on Climate, Tourism and Recreation. Commission on Climate, Tourism and Recreation International Society of Biometeorology, Freiburg, December 2007. 246-253. <http://www.mif.uni-freiburg.de/isb/ws3/report.htm> (abgerufen am 15. 08.2009, eingestellt am 20.02.2008)
- Zaninović, K. & Matzarakis, A. (2007): Biometeorological basis for tourism. In: A. Matzarakis, C. R. de Freitas and D. Scott (Hrsg.): Developments in Tourism Climatology. 3rd International Workshop on Climate, Tourism and Recreation Alexandroupolis, Greece 19 – 22 September 2007 Commission on Climate, Tourism and Recreation. Commission on Climate, Tourism and Recreation International Society of Biometeorology, Freiburg, December 2007. 24-28. <http://www.mif.uni-freiburg.de/isb/ws3/report.htm> (abgerufen am 15. 08.2009, eingestellt am 20.02.2008)
- Zebisch et al. (2005): Climate change in Germany vulnerability and adaptation of climate sensitive. Research report, commissioned by the Federal Environmental Agency: Berlin, Germany. Potsdam Institute for Climate Impact Research.

9 Klimawandel und Landwirtschaft in der Metropolregion Hamburg (F.-M. Chmielewski)

9.1 Einleitung

Die Landwirtschaft zählt seit jeher zu den klimasensitiven Sektoren der Volkswirtschaft. Sie ist in dreifacher Hinsicht mit dem Klimawandel verbunden (Abb. 3.2.1). Zum einen trägt sie in einem nicht unerheblichen Maß zur CO₂-Bindung bei, da Pflanzen über die Photosynthese Kohlendioxid aufnehmen und gleichzeitig Sauerstoff freisetzen. Zum anderen gehört sie als Emittent klimawirksamer Spurengase zu den Mitverursachern des Klimawandels. Schließlich ist die Landwirtschaft vom Klimawandel direkt betroffen, da sich hierdurch die Bedingungen für die landwirtschaftliche Produktion ändern können. Eine Anpassung der Landwirtschaft an geänderte Klimabedingungen, einschließlich der hiermit verbundenen Veränderungen im Witterungsverlauf und in der Häufigkeit extremer Wetterereignisse wird unerlässlich sein. Hierzu steht der Landwirtschaft in Deutschland ein breites Spektrum von Maßnahmen zur Verfügung, wobei die Stärke und Geschwindigkeit des Klimawandels den Erfolg der Anpassung beeinflussen wird.

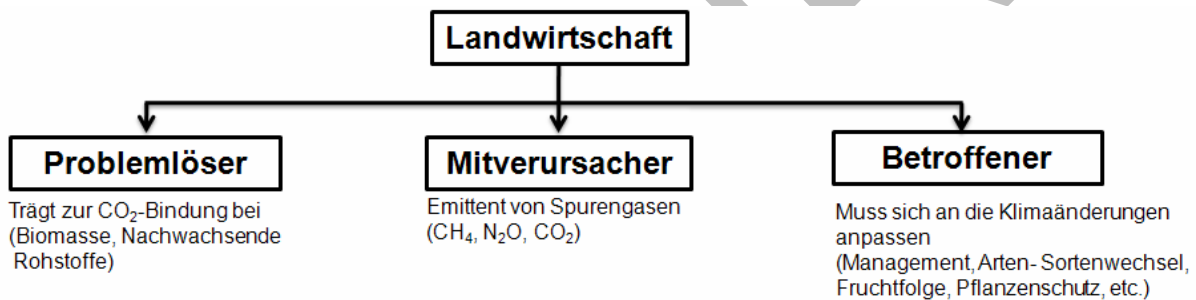


Abb. 3.2.1: Die Landwirtschaft im Kontext des Klimawandels (Chmielewski 2009)

9.2 Die Landwirtschaft in der Metropolregion Hamburg

In der Metropolregion Hamburg werden immerhin 80% der Fläche von der Land- und Forstwirtschaft genutzt, wobei der Obst-, Gemüse- und Gartenbau eine besondere Rolle spielen. Rund 27000 Betriebe bewirtschaften 1.36 Millionen ha und leisten einen wichtigen Beitrag zur Wirtschaftskraft der Region. Der Anteil der Erwerbstätigen in der Landwirtschaft liegt in den direkt an Hamburg angrenzenden Landkreisen bei 5%, in den anderen Landkreisen z.T. bei mehr als 10% (Metropolregion Hamburg, 20XX).

Schwerpunkte der landwirtschaftlichen Nutzung finden sich in Niedersachsen und in Schleswig-Holstein. Mit einer landwirtschaftlichen Nutzfläche von $2,6 \cdot 10^6$ ha ist Niedersachsen nach Bayern das zweitgrößte Agrarland. Schleswig-Holstein, als das nördlichste Bundesland, weist ebenfalls eine stark agrarische Nutzung auf und ist durch die maritimen Klimaverhältnisse besonders begünstigt. Die im Vergleich zum Bundesdurchschnitt kühleren Temperaturen im Sommer und die relativ gute Niederschlagsversorgung (Jahresmitteltemperatur der Luft $T_a = 8,3^\circ\text{C}$, Jahresniederschlagshöhe $P_a = 785$ mm, s. auch Abschnitt XX) führen bei einer Vielzahl landwirtschaftlicher Kulturarten zu Spitzenerträgen, wie bei Winterweizen (WW: $90,9$ dt ha⁻¹) Wintergerste (WG: $82,3$ dt ha⁻¹), Roggen (RO: $67,7$ dt ha⁻¹) und Raps (RA: $39,4$ dt ha⁻¹, Zahlen aus Schaller und Weigel, 2007). Niedersachsen weist im Jahresmittel bereits etwas höhere Temperaturen auf und ist vor allem in den Kreisen

Lüneburg, Uelzen und Lüchow-Dannenberg trockener ($T_a = 8.7 \text{ °C}$, $P_a = 736 \text{ mm}$). Spitzenerträge werden hier vor allem im Grünlandbau (GL) erreicht, wobei für Kartoffeln (KA) und Winterweizen ebenfalls ansprechende Erträge erzielt werden. In beiden Bundesländern werden schwerpunktmäßig Winterweizen, Wintergerste und Silomais (SM) angebaut (Abb. 3.2.2). Darüber hinaus sind in beiden Regionen große Flächen mit Dauergrünland vorhanden. In Schleswig-Holstein werden zusätzlich ca. 15% der Fläche mit Raps, in Niedersachsen ca. 7% der Fläche mit Roggen bestellt.

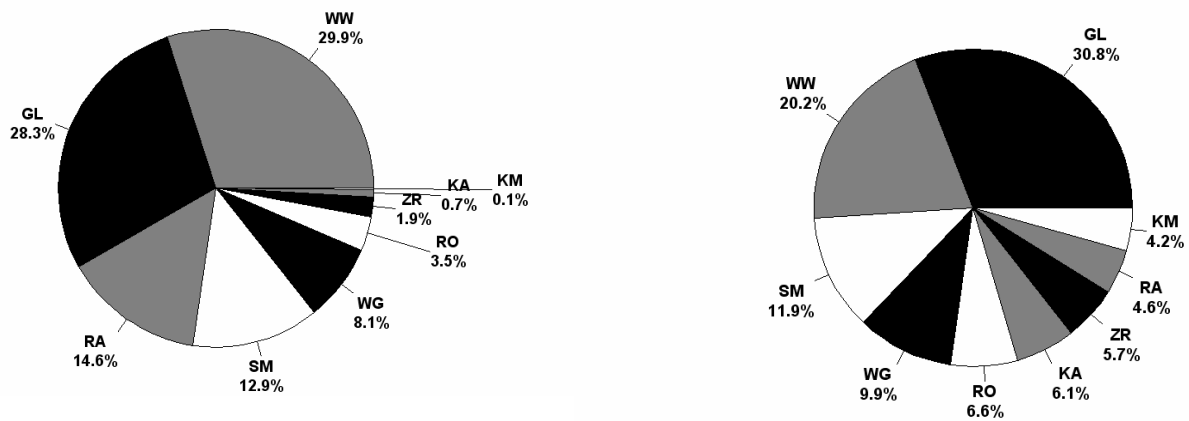


Abb. 3.2.2: Anbauflächen landwirtschaftlicher Kulturarten in Schleswig-Holstein (links) und Niedersachsen (rechts), mittlere prozentuale Angaben aus dem Zeitraum 2001-2005, berechnet nach Daten aus Schaller und Weigel, 2007.

Ein wichtiges Handlungsfeld der Landwirtschaft in der Metropolregion Hamburg liegt in der Produktion und Vermarktung der regionalen Erzeugnisse (Metropolregion Hamburg, 20XX). Hierbei spielt der Obstbau an der Niederelbe, mit dem Schwerpunkt im Alten Land, eine herausragende Rolle. Das Obstanbaugebiet Niederelbe ist das nördlichste Obstanbaugebiet Deutschlands. Es hat eine Gesamtoberfläche von ca. 10500 ha, wovon 9872 ha Baumobstfläche sind (Stand 2004). Der Boden ist hauptsächlich alluviales Schwemmland und hat eine hohe potentielle Ertragsfähigkeit. Die Jahresdurchschnittstemperatur beträgt hier 8.6 °C , während der Vegetationsperiode von April bis Oktober 13.0 °C , mit Jahresniederschlägen von 740 mm (460 mm in der Vegetationsperiode) und 1500 Sonnenscheinstunden im Jahr (Chmielewski et al., 2009).

Das Alte Land, das Kerngebiet des Obstbaus an der Niederelbe, ist im Norden durch die Elbe, im Süden durch den Greestrand, im Westen durch den Fluss Schwinge und die Stadt Stade und im Osten durch die Stadt Hamburg begrenzt. Auch im übrigen südlichen und nördlichen Niederelbegebiet und auf der Geest gibt es Obstbau, jedoch nicht so zusammenhängend wie im Alten Land, wo der Obstbau praktisch die einzige Landwirtschaftsform darstellt. Es ist darüber hinaus das größte zusammenhängende Obstanbaugebiet Mitteleuropas und das nördlichste der Welt und zum Teil geschichtlich und klimatisch bedingt das Epizentrum des norddeutschen Apfelbaus.

Auf fast 90% der Obstanbaufläche an der Niederelbe wird der Apfel angebaut. Nur 5% der Fläche stehen für den Süßkirschenanbau zur Verfügung, 3% für die Birne, lediglich 1% für die Sauerkirsche und 1.6% für Pflaumen und Zwetschen (Abb. 3.2.3).

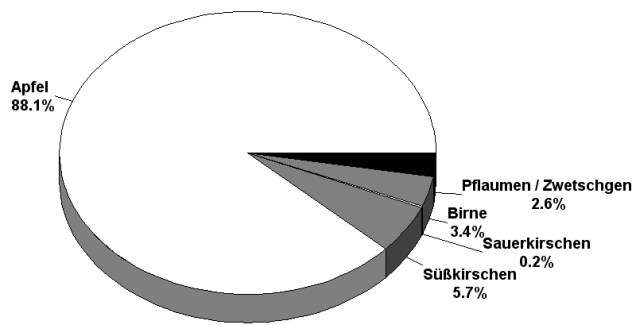


Abb. 3.2.3: Verteilung der Baumobstflächen im Obstanbaugebiet Niederelbe 2007, Görgens, 2007

9.2.1 Auswirkungen des Klimawandels auf die Landwirtschaft

Um die Auswirkungen des Klimawandels auf landwirtschaftliche Pflanzen beurteilen zu können ist es einerseits wichtig ihre Standortansprüche zu kennen und andererseits zu verstehen, wie sich der höhere atmosphärische CO₂-Gehalt und die Veränderungen der agrarklimatischen Bedingungen physiologisch auf die Pflanzen auswirken können. Darüber hinaus wird das Auftreten von Schaderregern und Pflanzenkrankheiten ebenfalls durch das Klima und den Witterungsverlauf beeinflusst, so dass dieser Aspekt ebenfalls zu berücksichtigen ist (Abb. 3.2.4).

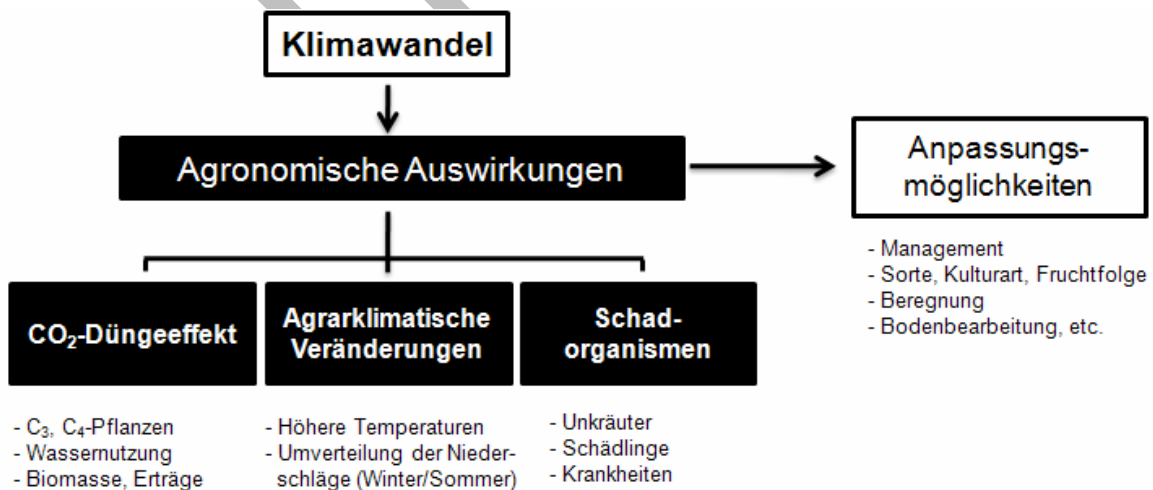


Abb. 3.2.4: Agronomische Auswirkungen des Klimawandels (Chmielewski, 2009)

Generell gehen mit dem Klimawandel agrarklimatische Veränderungen einher, die die Landwirtschaft auf vielfältige Weise beeinflussen können (direkter Effekt des Klimawandels, bzw. Effekte erster Ordnung). Veränderungen in den Anbaubedingungen und im Ertrag landwirtschaftlicher Produkte ziehen weitere Effekte nach sich (Effekte zweiter oder höherer Ordnung), wie beispielsweise Veränderungen in der Produktivität und Rentabilität landwirtschaftlicher Betriebe und Regionen, die wiederum sozioökonomische Effekte zur Folge haben können (Chmielewski und Hupfer, 1991). Hierdurch kann die gesamte Wertschöpfungskette in Mitleidenschaft gezogen werden, mit weitreichenden Folgen für den ländlichen Raum. Wie stark sich der Klimawandel regional auswirken wird hängt sowohl von der Ausgangssituation ab (Intensität der landwirtschaftlichen Nutzung, natürliche Gegebenheiten wie Boden, Wasserhaushalt und Relief, sozioökonomische Bedingungen), als auch von Ausmaß und der Geschwindigkeit des Klimawandels sowie von der regionalen Anpassungskapazität (Pingen, 2007).

In der Vergangenheit wurden Klimaimpaktstudien vornehmlich für solche Regionen durchgeführt, in denen stärkere negative Auswirkungen des Klimawandels auf die Landwirtschaft angenommen werden. Dies sind vor allem Regionen, in denen ein überdurchschnittlicher Anstieg der Lufttemperatur erwartet wird, wie in Bayern (BayFORKLIM, 1999), Baden-Württemberg (PIK, 2005) und Hessen (HLUG, 2005) oder zunehmende Trockenheit, wie im Nordosten der Republik, beispielsweise in Brandenburg (Gerstengarbe et al., 2003). Hingegen liegen kaum Studien für die kühleren nordwestlichen Regionen Deutschlands vor, wo moderate Klimaänderungen noch zu einer erhöhten Produktivität führen könnten. Für diese Landesteile, die unter heutigen Bedingungen für die landwirtschaftliche Nutzung eher zu kühl bzw. zu feucht sind, kann die Landwirtschaft von den Auswirkungen des Klimawandels möglicherweise profitieren (z.B. in Norddeutschland, UBA KomPass, 2008a, b). Christen (2007) vermutet ebenfalls für die nächsten Jahrzehnte positive Ertragseffekte in den küstennahen Regionen Mecklenburg-Vorpommerns, Schleswig-Holsteins und Niedersachsens. Er gibt jedoch zu bedenken, dass schwankende Klimaverhältnisse die Anpassung erschweren.

Für den Obstanbau an der Niederelbe wurden hingegen in dem Projekt „Klimawandel und Obstbau in Deutschland“ (KliO) bereits erste konkrete Ergebnisse erzielt, die ebenfalls auf eine regional differenzierte Vulnerabilität dieses Sektors innerhalb Deutschlands hinweisen, wobei die zu erwartenden negativen Auswirkungen an der Niederelbe durchschnittlich sind (Chmielewski et al., 2009).

Im Folgenden sollen die einzelnen Effekte diskutiert werden, die im Zuge des Klimawandels zu Veränderungen in der landwirtschaftlichen Produktivität führen können (Abb. 3.2.4). Liegen hierzu bereits Ergebnisse und Untersuchungen für die Metropolregion Hamburg vor, so werden diese vorrangig zur Illustration herangezogen.

9.2.2 Der CO₂-Düngeeffekt und seine Auswirkungen

Der atmosphärische CO₂-Gehalt ist seit Beginn der Industrialisierung von etwa 280 ppm auf gegenwärtig ca. 380 ppm angestiegen. Es ist davon auszugehen, dass sich dieser Trend weiter fortsetzen wird. Die IPCC-Szenarien gehen hierbei von verschiedenen Annahmen über die Entwicklung der Industrie und Gesellschaft aus, so dass der atmosphärische CO₂-Gehalt am Ende dieses Jahrhunderts 540 ppm (Szenario B2), 710 ppm (A1B) oder sogar 840 ppm (A2) betragen könnte.

Experimente unter kontrollierten Bedingungen haben gezeigt, dass bei optimaler Licht-, Nährstoff- und Wasserversorgung durch die Erhöhung des CO₂-Gehalts der Luft die Biomasse und der Ertrag gesteigert werden können (sog. CO₂-Düngeeffekt). Dieser optimistische Befund lässt sich nicht so einfach in die praktische Landwirtschaft übertragen, da hierbei eine Vielzahl positiver und negativer Wechselwirkungen mit ins Spiel kommt.

Zunächst spielt die Pflanzenart eine bedeutende Rolle. Landwirtschaftliche Kulturpflanzen sind entweder vom C3- (u.a. Getreide der mittleren Breiten, Hackfrüchte, Gräser) oder vom C4-Typ (u.a.

Mais, Hirse, Zuckerrohr). C3-Pflanzen sind erdgeschichtlich die älteren Pflanzen und waren an Zeiten adaptiert, in denen der CO₂-Gehalt der Luft deutlich höher lag. Dementsprechend ist für diese Pflanzen der heutige atmosphärische CO₂-Gehalt immer noch ein limitierender Faktor bei der Photosynthese.

C4-Pflanzen sind erdgeschichtlich jünger und somit bereits besser an einen geringeren atmosphärischen CO₂-Gehalt angepasst. Sie haben vor der eigentlichen Photosynthese einen Prozess geschaltet, in dem das CO₂ in den Pflanzenzellen konzentriert wird. Sie sind deshalb unabhängiger von den CO₂-Gehalten der Atmosphäre als C3-Pflanzen. Da dieser Prozess aber zusätzliche Strahlungsenergie benötigt, finden sich die meisten C4-Pflanzen unter natürlichen Bedingungen in wärmeren Gegenden der Erde. Es ergeben sich annähernd die in Abb. 3.2.5 dargestellten Abhängigkeiten zwischen CO₂-Konzentration und Produktivität. Während bei C3-Pflanzen die stoffliche Produktion bis zu CO₂-Konzentrationen von ca. 650 ppm noch erhöht wird (Bunce, 1992), hat dies bei C4-Pflanzen keine Auswirkungen mehr. C3-Pflanzen werden somit stärker von den höheren CO₂-Gehalten der Luft profitieren als C4-Pflanzen.

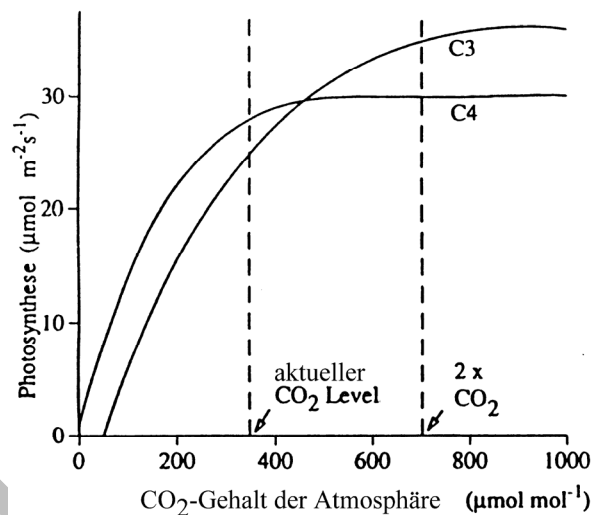


Abb. 3.2.5: Reaktion von C3- und C4-Pflanzen auf eine Erhöhung des atmosphärischen CO₂-Gehalts (Hörmann und Chmielewski, 1998)

Die in der Literatur beschriebenen Effekte eines höheren atmosphärischen CO₂-Gehalts, (vornehmlich bei C3-Pflanzen) sind die Erhöhung der Nettophotosyntheseraten (Kimball et al., 2002), die Verschiebung des Photosyntheseoptimums (T_{opt}) zu höheren Temperaturen (Ainsworth und Long, 2005) und die Abnahme der Transpiration durch eine verringerte Öffnung der Stomata. Hierdurch würde sich die Wassernutzungseffizienz der C3- und auch C4-Pflanzen (kg produzierte Trockenmasse / l transpiriertes Wasser) erhöhen, so dass sich der Bodenwasserhaushalt insgesamt verbessert, womit die Empfindlichkeit der Pflanzen gegenüber Trockenstress abnehmen kann (Weigel, 2005).

Diese positiven Effekte können zu einer höheren Biomasse (Allen et al., 1996) und ggfs. auch zu höheren Erträgen führen (Abb. 3.2.6). Die beschriebenen Ertragszuwächse variieren teilweise stark und könnten bei C3-Kulturen bis zu ca. 10% betragen (Long et al., 2004). Die in Deutschland hierzu durchgeführten FACE-Experimente (FACE: Free Air Carbon enrichment) mit einem höheren atmosphärischen CO₂-Gehalt (550 ppm) zeigen Ertragssteigerungen in einer Größenordnung von ca. 10%, z.B. für Winterweizen +16%, Wintergerste +8%, Zuckerrüben +7-8%, Kartoffeln +3-9%, Grünland +10% (Weigel et al., 2006, Manderscheid und Weigel, 2006, Fangmeier et al., 2002, Kammann et al., 2005).

Beschriebene Nebeneffekte einer höheren CO₂-Konzentration sind Veränderungen in der stofflichen Zusammensetzung des Pflanzengewebes, eine höhere Oberflächentemperatur der Bestände infolge verringerter Evaporation (Kimball et al., 2002) und eine Akklimatisierung der Pflanzen an den höheren CO₂-Gehalt, so dass die beschriebenen Effekte nach einigen Monaten bzw. Jahren geringer ausfallen können (Adam et al., 2004).

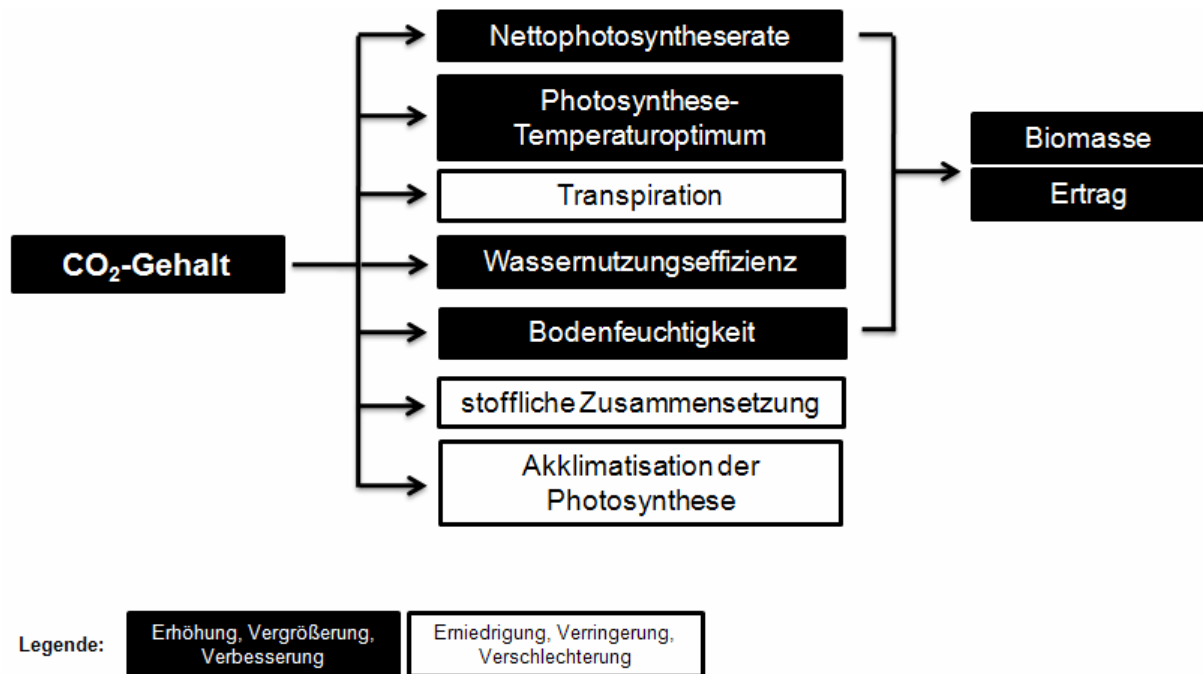


Abb. 3.2.6: Mögliche Effekte eines höheren atmosphärischen CO₂-Gehalts auf Kulturpflanzen (Chmielewski, 2009)

Wie stark der CO₂-Düngeeffekt tatsächlich in Zukunft ausfallen wird, hängt von sehr vielen pflanzenbaulichen Faktoren (Kulturart, Sorte, Bestandsdichte, Nährstoffversorgung, etc.) und den natürlichen Standortbedingungen (Boden, klimatische Verhältnisse) ab.

9.2.3 Agrarklimatische Veränderungen und ihre Auswirkungen

Veränderungen der agrarklimatischen Bedingungen beeinflussen sowohl die Anbauwürdigkeit von Kulturarten als auch die Ertragshöhe und -variabilität. An dieser Stelle sollen ausschließlich die Effekte des Temperaturanstiegs und die Veränderungen im Niederschlagsregime diskutiert werden.

9.2.3.1 Der Temperaturanstieg

Man kann davon ausgehen, dass sich der bereits beobachtete Temperaturanstieg in diesem Jahrhundert weiter fortsetzen wird. Er wird in Deutschland alle Jahreszeiten betreffen und besonders stark im Winter ausgeprägt sein (REMO/WETTERG 2071-2100 vs. 1961-1990: Szenario B1 +2.5/+2.8 K, A1B +3.9/+3.8 K). Die thermischen Veränderungen im Herbst und Sommer könnten etwas schwächer ausfallen (Herbst und Sommer: Szenario B1 +2.2/1.9 und 2.0/2.1 K, A1B +3.5/2.1 und 3.2/2.3 K). Der geringste Temperaturanstieg wird für die Frühjahrsmonate berechnet (Szenario B1 +1.0/+0.8 K, A1B +1.8/+1.0 K). Insgesamt ist von einer Abnahme der Frosttage auszugehen, wodurch sich die jährliche

frostfreie Zeit verlängert (Szenario B1 +33/24 Tage, A1B +53/26 Tage). Ebenso würde sich die Länge der thermischen Vegetationsperiode um 42/46 (B1) bis 72/65 Tage (A1B) verlängern, Sommer- und heiße Tage nehmen ebenfalls in diesem Zeitraum zu (Chmielewski et al., 2009, s. auch Abschnitt 1.5 in diesem Buch).

Das Wachstum und die Entwicklung von Pflanzen setzen im Allgemeinen bei Temperaturen über dem Gefrierpunkt (ca. 3-5°C) ein. Mit zunehmender Temperatur werden die Entwicklungsvorgänge in der Pflanze beschleunigt. Dies ist bis zu einer, für jede Pflanzenart optimale Temperatur möglich. Danach nehmen die Wachstumsraten ab, bis durch sehr hohe Temperaturen (ca. 40-45°C) das Enzymsystem zerstört wird und der Zelltod eintritt (Abb. 3.2.7). Hierbei kann der Ausfall eines entscheidenden Enzyms den Tod des gesamten Organismus bedeuten.

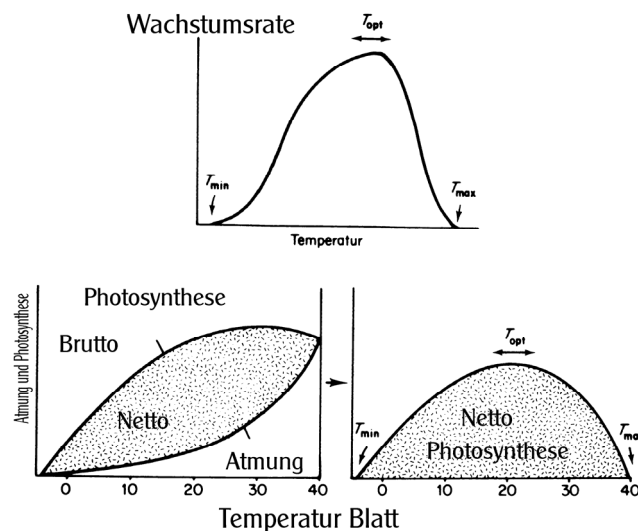


Abb. 3.2.7: Zusammenhang zwischen Temperatur und Wachstum sowie Produktivität von Pflanzen (Fitter und Hay, 1981).

Die Photosyntheseraten der Pflanzen erhöhen sich gleichfalls mit steigenden Temperaturen bis zu einem Höchstwert. Die maximale Nettphotosynthese wird dann erreicht, wenn möglichst viel Kohlenhydrate produziert und wenig wieder veratmet werden. Beide Prozesse, Photosynthese und Atmung, sind temperaturabhängig. Der optimale Temperaturbereich der Photosynthese liegt für die meisten Pflanzen der mittleren Breiten im Bereich zwischen 18 und 25°C (Winterweizen 17-23°C, Kartoffeln 15-20°C, Sojabohnen 15-20°C, Mais 25-30°C). Bei diesem Temperaturoptimum werden, wenn alle anderen Faktoren ebenfalls optimal sind (Beleuchtungsstärke, Nährstoffversorgung, Wasser), die Photosyntheseraten der Pflanze am größten sein (Abb. 3.2.7).

Mit weiter steigender Temperatur nimmt die Nettphotosynthese zunehmend ab und wird beim Überschreiten einer Maximaltemperatur schließlich eingestellt. Bei Temperaturen unter 20°C ist die Respiration der Pflanzenarten der gemäßigten Breiten im Allgemeinen gering. Sie steigt mit zunehmenden Temperaturen bis zu einem Punkt an (ca. 40°C), bei dem die Atmung die gleiche Größenordnung wie die Bruttphotosynthese hat. Ab dieser Temperatur ist kein Biomassezuwachs mehr möglich (Körner, 2006).

Zur Umwandlung der Assimilate in Ernteprodukte sind für die meisten Kulturarten der mittleren Breiten bereits Temperaturen unter 20°C optimal, für Weizen beispielsweise nur ca. 15°C

(Rosenzweig und Hillel, 1998). Hitzestress in sensitiven Entwicklungsphasen, beispielsweise während der Blüte, könnte somit zu gravierenden Ertragseinbußen führen.

Zur Abschätzung der Auswirkung einer Temperaturerhöhung auf landwirtschaftliche Nutzpflanzen ist es deshalb wichtig zu wissen, ob die Temperatur während der Vegetationszeit noch unter oder schon über dem Optimum für die Pflanze liegt. Rangieren die mittleren Temperaturen in einer Region noch unterhalb der für das Wachstum und die Photosynthese optimalen Temperaturwerte, kann die Zunahme der Lufttemperatur zu stärkerem Wachstum, beschleunigter Entwicklung und zu einer höheren Produktivität führen. Temperaturen oberhalb des Optimums bewirken das Gegenteil (Abb. 3.2.8).

Hierbei ist es hilfreich, sich nochmals die bereits oben angegebenen Erträge in Schleswig-Holstein zu vergegenwärtigen. Im Vergleich mit den anderen Bundesländern werden hier Spitzenerträge bei einer Vielzahl von Kulturarten erzielt. Bei höheren Temperaturen werden diese Erträge u.U. aufgrund höherer Atmungsverluste und einer Verkürzung der Kornbildungsphase nicht mehr zu halten sein. Die geringere Einzelkornmasse könnte teilweise durch höhere Bestandsdichten infolge milderer Winter, bzw. durch größere Kornzahlen je Ähre kompensiert werden (Chmielewski und Köhn, 2000).

Im Vergleich zum Silomais ist der Anbau von Körnermais, der höhere Temperaturen für einen optimalen Ertrag benötigt, in Schleswig-Holstein verschwindend gering. Bei dieser Kulturart ist bei ausreichender Wasser- und Nährstoffversorgung mit einer Erhöhung der Erträge und Ausweitung des Anbaus zu rechnen (UBA KomPass, 2008a, b). Generell kann man davon ausgehen, dass sich mit dem Temperaturanstieg die heutigen Anbaugrenzen für landwirtschaftliche Nutzpflanzen weiter in höhere geographische Breiten (ca. 100-150 km / K) und in höhere Lagen (ca. 100 m / K) verschieben werden. Bei wildwachsenden Pflanzen kann man pro Grad Erwärmung von einer Verschiebung der Verbreitungsareale um 100-150 km Breite bzw. Höhe ausgehen (Weigel, 2005).

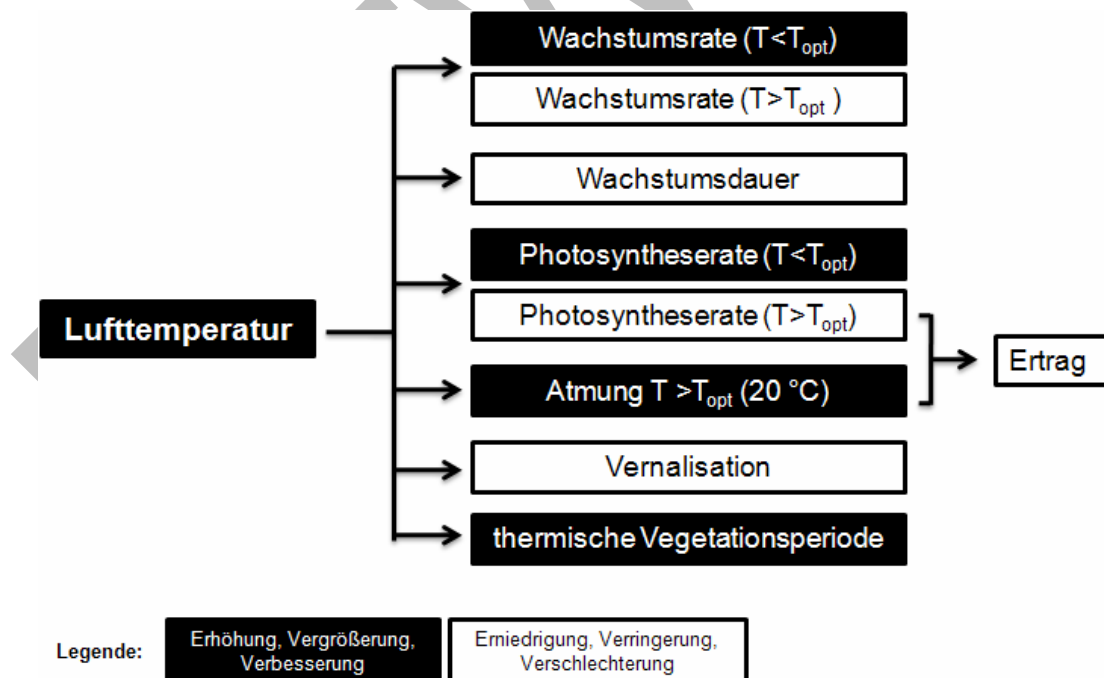


Abb. 3.2.8: Mögliche Effekte einer Temperaturerhöhung auf Kulturpflanzen (Chmielewski, 2009)

Eine andere Entwicklung ist bereits heute im norddeutschen Obstbau zu erkennen. Während bis vor einigen Jahren die neuseeländische Apfelsorte „Braeburn“ infolge begrenzter Temperatur und Vegetationszeit im Alten Land nicht angebaut werden konnte, wird hier bereits heute der Apfel mit Erfolg vermarktet. Weiter Sorten wie z.B. „Fuji“ oder „Pink Lady“ sind hier ebenfalls im Vormarsch. Im Gegenzug werden vermutlich etablierte regionale Sorten wie der „Holsteiner Cox“ verdrängt, da der Apfel die zunehmend wärmer werdenden Sommer schlecht verträgt (Gossmann, 2007). Weber (2007) geht jedoch nicht davon aus, dass diese für den Norden wichtige Apfelsorte mit dem Klimawandel total ausfallen wird, obwohl bereits Einbußen bei der Fruchtfleischfestigkeit und unerwünschte Überreife bei der Ernte festgestellt wurden.

Andererseits könnten stark zunehmende Temperaturen, vor allem im Winterhalbjahr, die Vernalisation von Nutzpflanzen oder Obstgehölzen negativ beeinflussen (Evans, 1993). Hierunter versteht man kühlere, vorwiegend positive Temperaturen (ca. 3-10°C), denen die Pflanze über einen bestimmten Zeitraum ausgesetzt sein muss, damit die überwinterten Kulturpflanzen in die generative Entwicklungsphase gelangen können und die Bäume im Frühjahr austreiben und zu blühen beginnen. Zu hohe Herbst- und Wintertemperaturen könnten diesen Prozess stören, so dass die Gehölze ungleichmäßig und verspätet mit der Blüte beginnen würden. In Frankreich wurde bereits, durch die deutlich ansteigenden Wintertemperaturen, das Absterben von Knospen und Blüten bei einigen Aprikosensorten beobachtet (Seguin et al., 2005). Ähnliche Hinweise auf einen unzureichenden Kältereiz ergaben sich bei Apfelbäumen in Rheinland-Pfalz, nach dem sehr milden Winter 2006/2007 (Hilsendegen, 2007).

Ein wichtiger Nebeneffekt höherer Lufttemperaturen ist die Verlängerung der thermischen Vegetationszeit, die im Wesentlichen den Hauptanbauzeitraum in der Landwirtschaft markiert. Dieser Zeitraum wird im Frühjahr durch das Überschreiten der Tagesmitteltemperatur von 5°C und im Herbst durch ihr Unterschreiten definiert. Im Mittel beginnt die thermische Vegetationsperiode in Deutschland am 11. März und endet am 1. November (Zeitraum 1961-2000). Ihre Länge beträgt somit 235 Tage (Chmielewski et al. 2009). In Schleswig-Holstein beträgt dieser Zeitraum 240 Tage, in Niedersachsen 248 Tage und in Hamburg selbst, sogar 252 Tage. In den vergangenen 45 Jahren (1961-2005) hat sich dieser Zeitraum in Deutschland signifikant um 25 Tage verlängert, wobei der Trend beim Vegetationsbeginn (-19 Tage) deutlich stärker als beim Vegetationsende ist (+ 6 Tage).

In diesem Jahrhundert ist von einer weiteren Verlängerung der thermischen Vegetationszeit auszugehen, die mit regionalen Differenzierungen am Ende dieses Zeitraumes (2071-2100) im Mittel um 42/46 (REMO/WETTREG, B1) bis 72/65 (REMO/WETTREG, A1B) länger sein kann. Die stärksten Veränderungen sind hiernach im Norden Deutschland zu erkennen (Abb. 3.2.9).

Eine längere thermische Vegetationsperiode kann durchaus einige positive Effekte für die Landwirtschaft haben, da hierdurch neue Fruchtfolgen etabliert werden können, die andere Sorten bzw. Kulturarten berücksichtigen (Chmielewski, 2003). Nutzpflanzenarten mit einer relativ langen Vegetationszeit wie Zuckerrüben oder Körnermais können dann auch stärker in nördlichen Regionen angebaut werden.

Als Folge der bereits beobachteten höheren Winter- und Frühjahrstemperaturen hat sich in Deutschland nicht nur der thermische Vegetationsbeginn verschoben, sondern auch eine Vielzahl phänologischer Phasen, beispielsweise der Blühbeginn und die Blattentfaltung vieler Obstgehölze, Nutzpflanzen und wildwachsenden Arten (Chmielewski und Rötzer, 2001, Menzel et al., 2001).

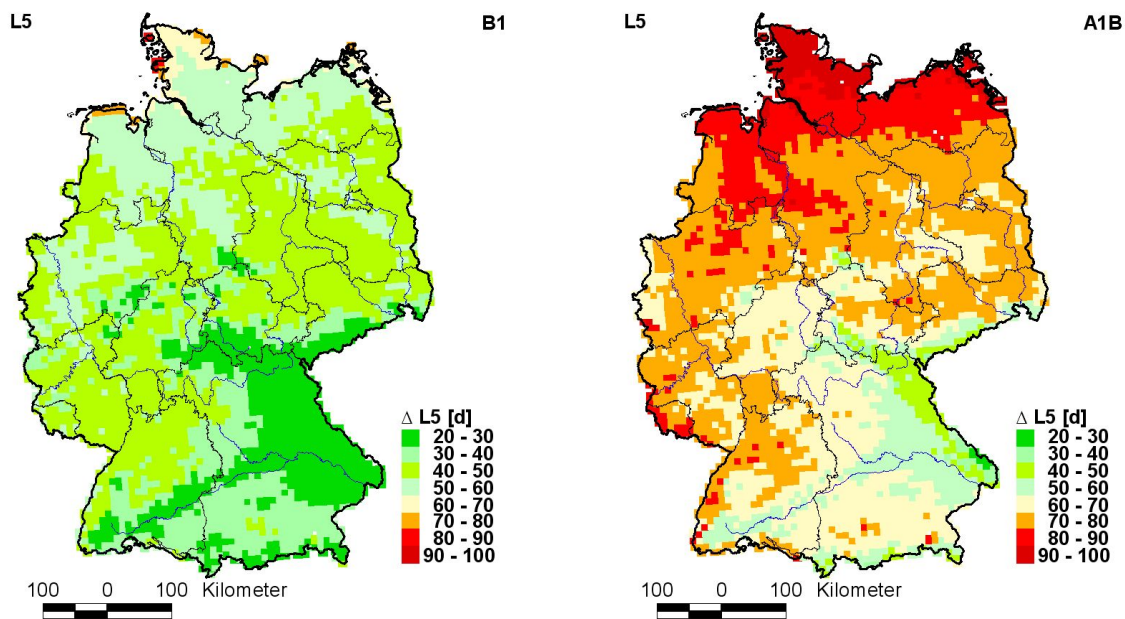


Abb. 3.2.9: Mögliche Änderung in der Länge (L5) der thermischen Vegetationsperiode in Tagen (d) in den Szenarien B1 (links) und A1B (rechts), 2071-2100 zum Kontrolllauf 1961-1990 des REMO-UBA-Modells (Chmielewski et al., 2009).

Beim Wintergetreide beginnt das Längenwachstum seit 1988 ebenfalls signifikant zeitiger. Dieser Trend setzt sich über alle Entwicklungsstadien bis zur Ernte fort. Für Mais und Zuckerrüben konnten ebenfalls Verfrühungen in den phänologischen Eintrittsterminen nachgewiesen werden (Chmielewski et al., 2004). Bei landwirtschaftlichen Nutzpflanzen können thermisch bedingte Veränderungen in der Länge von Entwicklungsphasen durchaus die Ertragsbildung beeinflussen. In der Regel wirkt sich eine Temperaturerhöhung in kühleren Perioden, beispielsweise im Herbst oderzeitigem Frühjahr, über eine Verlängerung der für die Ausbildung von Ertragsorganen wesentlichen Entwicklungsphasen, positiv aus (z.B. beim Wintergetreide, Chmielewski und Köhn, 2000). Stark erhöhte Temperaturen im späten Frühjahr und Sommer führen allerdings zu Phasenverkürzungen und infolge dessen zu Reduktionen bei bereits angelegten Ertragsorganen oder zu deren mangelhafter Ausbildung. Dieser Negativeffekt kann durch Wassermangel zusätzlich verstärkt werden.

Bei den Obstgehölzen sind ähnlich starke Veränderungen in der Entwicklung zu beobachten. Im Alten Land hat sich das Jahresmittel der Lufttemperatur in den letzten 30 Jahren um 1.7 K erhöht, wobei sich die stärksten Veränderungen im Januar und Februar sowie im April und August vollzogen haben (Henniges et al., 2007, Chmielewski et al., 2009). Hierdurch hat sich der Blühbeginn der Obstgehölze im Alten Land um wenigstens zwei Wochen verfrüht, im Extremfall sogar bis zu drei Wochen. Beim Apfel ergibt sich im Mittel über die Sorten eine Verfrühung des Blühbeginns von 19 Tagen (Abb. 3.2.10), bei der Birne von 18 Tagen, bei der Süßkirsche von 17 Tagen sowie bei der Zwetsche von 20 Tagen.

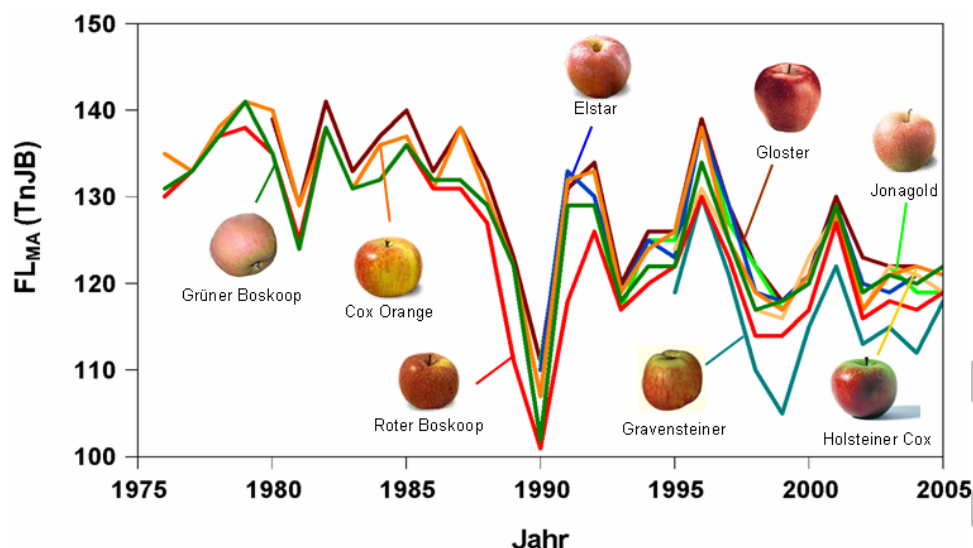


Abb. 3.2.10: Beginn der Apfelblüte (FL_{MA}) für verschiedene Sorten im Alten Land, 1976-2005, TnJB: Tage nach Jahresbeginn, nach Chmielewski et al., 2009.

Es liegt nahe, dass Stadien zum Beginn der Vegetationszeit unmittelbar auf den vorangehenden Temperaturverlauf reagieren. Spätere Entwicklungsstadien hingegen reflektieren den wechselhaften Witterungsverlauf über einen wesentlich längeren Zeitraum im Jahr, so dass man von einem gewissen Ausgleich einzelner Temperaturextreme ausgehen kann. Dennoch ist selbst bei der Ernte im Alten Land ein klarer Trend zur Verfrühung dieses Termins zu beobachten, der in den letzten 25 Jahren (1981-2005) zwischen 5 (Cox Orange) und 17 (Holsteiner Cox) Tagen lag (Chmielewski et al., 2009).

Für Obstgehölze ist der frühere Blühbeginn nicht unkritisch zu sehen. Der zeitigere Beginn der Baumblüte kann die Gefahr von Spätfrostschäden erhöhen. Eine einzige strenge Frostnacht kann im Extremfall den Ertrag eines ganzen Jahres nahezu vernichten, wenn keine geeigneten Schutzmaßnahmen (Frostschutzberegnung) eingeleitet wurden.

Untersuchungen für Deutschland zeigen, dass sich in diesem Jahrhundert der Blühbeginn der Obstgehölze noch weiter verfrühen wird (Chmielewski et al., 2008). Für den Apfel kann die Verfrühung der Baumblüte an der Niederelbe weitere 15 Tage betragen (WETTREG, Szenario A1B, 2071-2100 vs. 1961-1990). Die Veränderung der Spätfrostgefahr nach dem Blühbeginn ist jedoch innerhalb Deutschlands regional stark differenziert. Während sich die Spätfrostgefahr an der Niederelbe vermutlich nur um 6% signifikant erhöht (Abb. 3.2.11), könnte das Risiko am Bodensee um immerhin 14% zunehmen. Die hierdurch zu erwartenden Schäden werden dann in der Bodenseeregion stärker ausfallen, da sich die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten von mittelschweren Frösten während der Blüte (Minimumtemperaturen zwischen kleiner -2 und -4 C) hier deutlich stärker erhöht als an der Niederelbe. Die Vulnerabilität der Obstbauregionen in Deutschland bezüglich des Klimawandels ist daher differenziert zu bewerten.

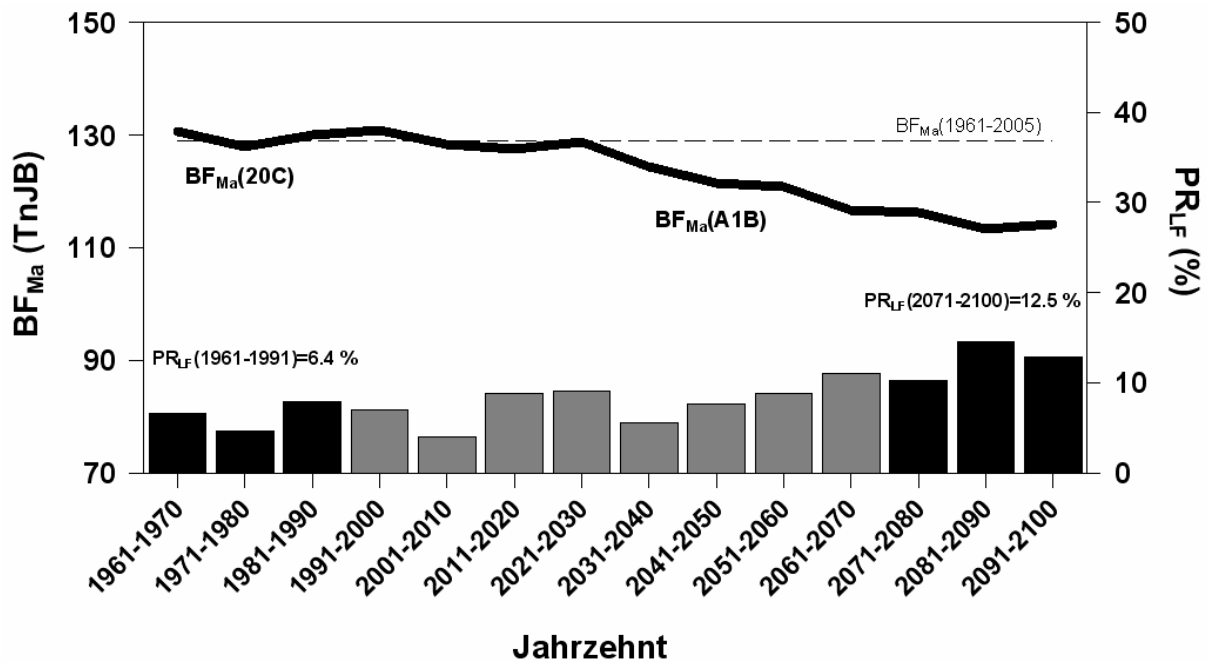


Abb. 3.2.11: Berechnete Veränderungen im Blühbeginn des Apfels (BF_{Ma}) und in der Wahrscheinlichkeit für das Auftreten von Spätfrost (PR_{LF}) bis zu 10 Tage nach Blühbeginn an der Niederelbe, Mittel aus jeweils 5 phänologischen Modellen und 3 Klimastationen in der Region (Cuxhaven, Glückstadt, Jork), WETTREG: Kontrolllauf C20, Szenario A1B.

9.2.3.2 Änderungen der Niederschlagshöhe

Der Niederschlag ist die Größe, die räumlich und zeitlich äußerst variabel ist. Die meisten Szenarien zeigen keine signifikanten Änderungen in der Jahresniederschlagshöhe. Jedoch kann man mit gewisser Sicherheit von einer Verlagerung der Niederschläge aus dem Sommer- in das Winterhalbjahr ausgehen. Dementsprechend wird eine signifikante Zunahme der Winterniederschläge (REMO/WETTREG 2071-2100 vs. 1961-1990: Szenario B1 +24/+45 mm, A1B +37/+79 mm) und eine Abnahme der Sommerniederschläge (Szenario B1 -39/-52 mm, A1B -60/-60 mm) prognostiziert (Chmielewski et al., 2009, s. auch Abschnitt 1.5 in diesem Buch).

Die Verfügbarkeit von Wasser ist eine entscheidende Voraussetzung für den erfolgreichen Anbau von Nutzpflanzen. Das Wachstum und die Produktivität von Pflanzen hängt nicht nur von der jährlichen Höhe und Verteilung der Niederschläge ab, sondern ebenso von den physikalischen Fähigkeiten des Bodens Wasser zu speichern, von den klimatischen Verhältnissen, die die Verdunstung des Bestandes steuern und letztendlich vom Wasserbedarf der Nutzpflanzen selbst. Abnehmende Sommerniederschläge und höhere Lufttemperaturen sprechen zweifelsfrei für sinkende Bodenwasservorräte, da die Verdunstung schätzungsweise mit einem Grad Temperaturanstieg um ca. 5% zunimmt (Parry, 1990, in Hertstein et al., 1994).

Zwischen Biomassebildung und Wasserverbrauch der Pflanzen besteht ein enger Zusammenhang. Bei Wassermangel kommt es zum Stomatenschluss und damit zu eingeschränkter Transpiration und in der Regel zu einer linearen Verminderung der Stoffproduktion. Die Folge sind zwangsläufig Ertragseinbußen (Abb. 3.2.12). Trockenheit über lange Zeiträume lassen die Pflanzen welken, wenn keine Bewässerung vorgenommen wird.

Ausgedrückt wird der Zusammenhang zwischen Wasserverbrauch und Biomassebildung durch den Transpirationskoeffizienten. Er beschreibt das Verhältnis zwischen verbrauchtem Wasser und gebildeter Trockenmasse eines Pflanzenbestandes. Zwischen den einzelnen Nutzpflanzenarten ergeben sich große Unterschiede im Wasserverbrauch, die nicht zuletzt von der Wachstumszeit und -dauer sowie der Kulturart abhängig sind. Beispielsweise haben Wintergetreidearten, die einen Teil ihrer Entwicklung in der kühleren Jahreszeit (Herbst, Frühjahr) durchlaufen, einen geringeren Wasserverbrauch als die entsprechenden Sommerformen. Blattfrüchte wie Kartoffeln und Zuckerrüben haben aufgrund ihrer relativ langen Vegetationszeit einen höheren Wasserbedarf als Getreide. Die höchsten Wasserverbrauchswerte weisen langlebige Futterpflanzen (Rotklee, Luzerne) und Grünland auf.

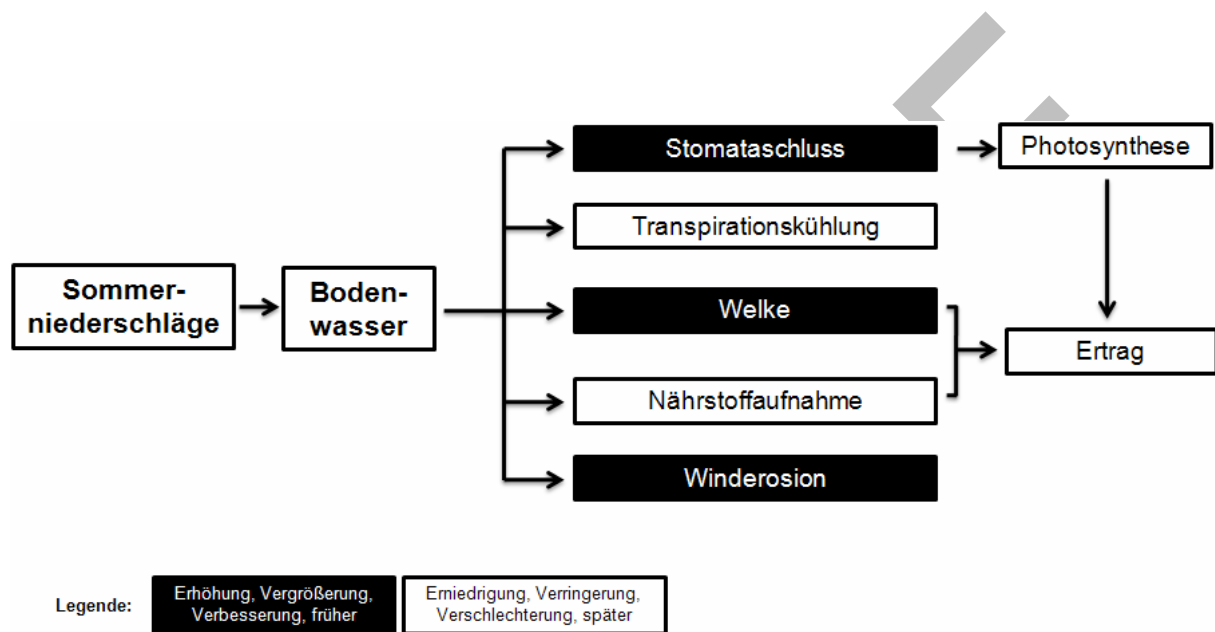


Abb. 3.2.12: Mögliche Effekte abnehmender Sommerniederschläge auf Kulturpflanzen (Chmielewski, 2009).

Trockenheit beeinträchtigt ebenfalls die Nährstoffaufnahme der Pflanzen, so dass eine Unterversorgung dieser die Folge sein kann. Ausgetrocknete Böden sind zudem anfälliger gegenüber Winderosion, hauptsächlich wenn kein Pflanzenbestand mehr den Boden bedeckt. Ebenfalls ist nach langen Trockenperioden mit höheren Abflussraten zu rechnen, vor allem wenn Starkniederschläge auftreten. Hierdurch kann die oberste fruchtbare Bodenschicht abgetragen werden.

Die Wasserverfügbarkeit im Sommer kann vor allem auf jenen Standorten kritisch werden, auf denen die Wasserspeicherkapazität der Böden, wie in Brandenburg und einigen Regionen Niedersachsens, gering ist. Da Sommertrockenheit meist mit überdurchschnittlichen Temperaturen einher geht, können sich die negativen Effekte auf die Pflanzenbestände noch verstärken.

Trockenheit und hohen Temperaturen während der Hauptvegetationszeit führten im Jahr 2003 bei nahezu allen Kulturarten zu Mindererträgen bis hin zu Missernten. Extreme Ertragsverluste von fast 30% wurden auf den vorwiegend sandigen Böden in Brandenburg beobachtet (Zuckerrüben -15%, Wintergerste -42%). Hingegen lagen die mittleren Ertragseinbußen in Schleswig-Holstein lediglich bei 5% und in Niedersachsen bei 11% (Tab. 3.2.1).

ΔY (%)	WW	WG	RO	SM	KM	KA	ZR	RA	GL	x
D	-12	-18	-19	-13	-16	-16	-9	-16	-20	-15
BB	-32	-42	-31	-32	-28	-16	-15	-32	-31	-29
NS	-8	-15	-10	-12	-16	-17	+2	-7	-20	-11
SH	-5	-3	-1	-6	-	-5	-2	-4	-16	-5

Tabelle 3.2.1: Prozentuale Ertragsverluste (ΔY) im Extremjahr 2003 für Deutschland (D), Brandenburg (BB), Niedersachsen (NS) und Schleswig-Holstein (SH) für verschiedene Kulturarten: WW Winterweizen, WG Wintergerste, RO Roggen, SM Silomais, KM Körnermais, KA Kartoffel, ZR Zuckerrübe, RA Raps, GL Grünland, x: Mittelwert, Daten aus Schaller und Weigel, 2007

Dieses Beispiel zeigt, dass selbst in einem kleinen Gebiet wie Deutschland, regionale Unterschiede in der Vulnerabilität auftreten können. Der Klimawandel wird auch hier regional differenziert verlaufen und damit die landwirtschaftlichen Regionen unterschiedlich stark treffen. Der Schaden in einer Region wird außerdem von der Intensität der landwirtschaftlichen Nutzung, den natürlichen Gegebenheiten (Boden, Relief, etc.), der sozioökonomische Ausgangssituation und der Anpassungskapazität der Region abhängen (Schaller und Weigel, 2007). Wenngleich die Vulnerabilität in Nordwest-Deutschland eher gering eingeschätzt wird (UBA KomPass, 2008a, b, Christen, 2007), werden auch hier Anpassungsmaßnahmen der Landwirtschaft an den Klimawandel erforderlich sein.

Die Zunahme der winterlichen Niederschläge führt zweifelsfrei zur **Auffüllung** der Bodenwasservorräte, sie hat jedoch auch einige negative Auswirkungen (Abb. 3.2.13). So könnte sich die Gefahr für die Auswaschung von Nähr- und Schadstoffen aus Böden erhöhen, wenn der Bestand abgeerntet ist und keine Nachfrüchte angebaut werden. Exzessive Niederschläge im Winterhalbjahr können zu Staunässe und zur Überflutung der Bestände führen und damit die Pflanzen in Wachstum und Entwicklung beeinträchtigen. Starke Niederschläge bis in das zeitige Frühjahr hinein beeinträchtigen die Befahrbarkeit und Bearbeitung der Böden, sodass trotz verlängerter thermischer Vegetationszeit die Aussaat nicht unbedingt früher erfolgen kann.

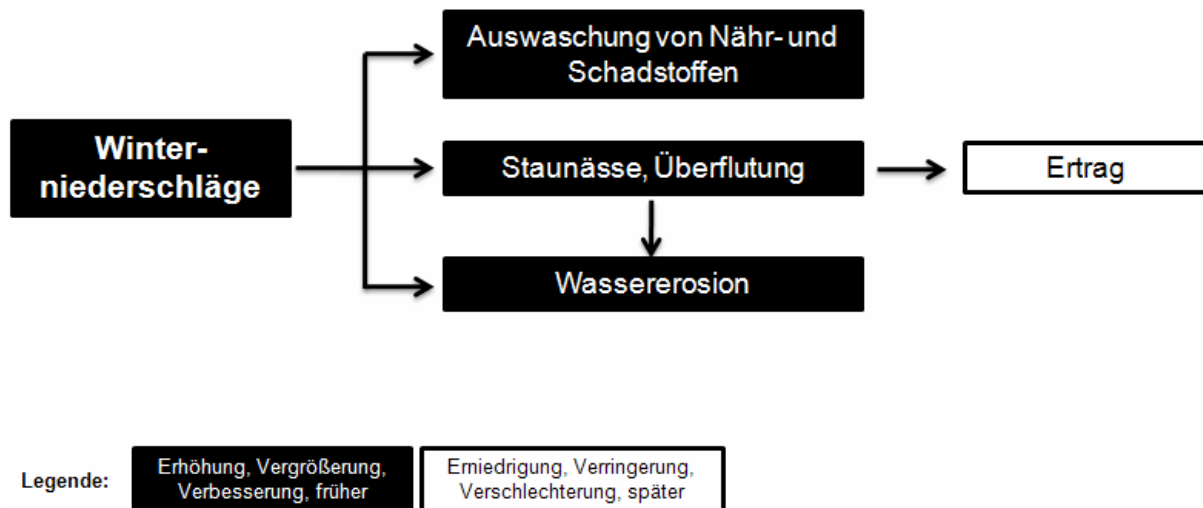


Abb. 3.2.13: Mögliche Effekte zunehmender Winterniederschläge auf Kulturpflanzen (Chmielewski, 2009).

Insgesamt sind der zu erwartende Temperaturanstieg, die Veränderungen im Niederschlagsregime, die Veränderlichkeit weiterer Witterungsparameter sowie der höhere atmosphärische CO₂-Gehalt in seiner Gesamtheit zu sehen. Abschätzungen zu den kombinierten Auswirkungen aller Einflussfaktoren sind nur über komplexe Modelle möglich. Die Ergebnisse solcher Studien sind jedoch immer noch mit großen Unsicherheiten behaftet, da viele Einzelprozesse noch nicht bis ins Detail verstanden sind (Weigel, 2005).

9.2.4 Veränderungen im Auftreten von Schadorganismen

Das Auftreten von Pflanzenschädlingen, -krankheiten und Unkräutern wird ebenfalls durch die klimatischen Verhältnisse beeinflusst und hat somit indirekt Einfluss auf die landwirtschaftliche Produktivität. Ihr vermehrtes Auftreten führt zweifelsfrei zu Ertragseinbußen, wenn keine adäquate Bekämpfung durchgeführt wird. Es ist jedoch äußerst schwierig die Auswirkungen des Klimawandels auf die komplexen Wechselwirkungen zwischen Krankheitserreger (Pathogene wie Bakterien, Viren, Pilze), Überträger (Schadinsekt) und Pflanze abzuschätzen (Scherer, 2004).

Die Körpertemperatur einiger Schädlinge, z.B. von Schadinsekten, wird durch die Lufttemperatur bestimmt, so dass mit ansteigender Temperatur die Fortpflanzung, Entwicklung und Vitalität der Schadinsekten zunimmt (Abb. 3.2.14).

Durch den Temperaturanstieg in den letzten Jahrzehnten haben bereits die Perioden höherer Lebensaktivität für tierische Schaderreger zugenommen. Saugende (z.B. Blattläuse, Wanzen, Zikaden) und beißende Schädlinge (z.B. Blattrandkäfer, Schnecken, Feldmäuse) schädigen die Kulturpflanzen zeitiger und nachhaltiger. Viele dieser Arten könnten bei längeren Vegetationsperioden unter begünstigenden Klimabedingungen ein massenhaftes Vermehrungsverhalten zeigen (Metz et al., 2004). Ein gutes Beispiel hierfür ist die massenhafte Vermehrung des Kartoffelkäfers im Hitzesommer 2003 in Brandenburg. In Österreich richteten die Engerlinge des Junikäfers im Grünland Schäden in Millionenhöhe an (Buchgraber, 2007, in Schaller und Weigel, 2007). Bedenklich ist zudem, dass die populationsmindernde Wirkung niedriger Wintertemperaturen zunehmend entfällt, wodurch im Folgejahr ein erhöhter Schädlingsdruck auftreten kann

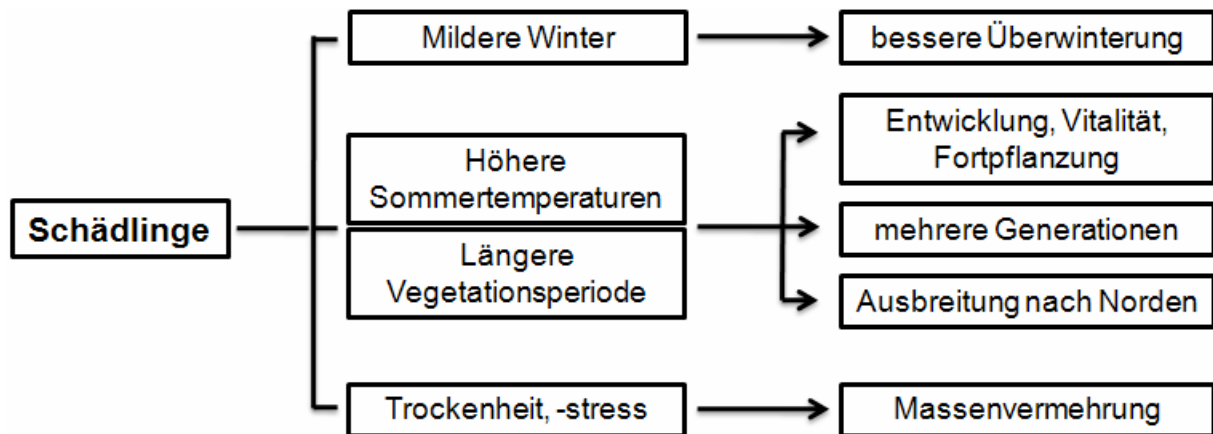


Abb. 3.2.14: Mögliche Effekte des Klimawandels auf Schädlinge (Chmielewski, 2009).

In vielen Regionen finden aber auch bisher weniger bedeutungsvolle Insekten, wie z.B. der wärmeliebende Maiszünsler, zunehmend günstige Entwicklungsbedingungen in Deutschland. Die Eiablage des Maiszünslers zwischen Juli und August wird durch eine stärkere Juli-Trockenheit besonders gefördert. Bohrlöcher im Stängel können dann zu Sekundärinfektionen mit Pilzkrankheiten führen.

Höhere atmosphärische CO₂-Werte reduzieren zudem den Stickstoffgehalt des Pflanzengewebes bei gleichzeitiger Zunahme löslicher Kohlenhydrate, wodurch stärkere Schäden durch Insektenfraß hervorgerufen werden können (Weigel, 2005). In höheren Breiten bestimmen die Temperaturverhältnisse das Überleben von Eiern und Larven im Winter. Insgesamt könnte somit der Temperaturanstieg die Verbreitungsgrenze mancher Insekten in Europa weiter nach Norden verschieben und verantwortlich dafür sein, dass im Jahreszyklus eine zusätzliche Generation heranwächst.

Im Obstbau ist der Apfelwickler ein weit verbreiteter Schädling, dessen Raupe sich in den Apfel einbohrt und somit beachtlichen wirtschaftlichen Schaden verursacht. Die Entwicklung des Apfelwicklers ist primär temperaturabhängig, wodurch sich mit steigenden Temperaturen der Befallsdruck erhöhen könnte. Demzufolge ist es vorstellbar, dass sich im Verlauf des Jahres künftig in Deutschland eine zweite oder sogar eine dritte Generation dieses Schädlings ausbilden kann, wie es in Südfrankreich oder in warmen Gebieten der USA heute schon gegeben ist (InnoFruta, 2007). Bereits jetzt entwickelt sich an der Niederelbe in warmen Jahren (1999, 2003, 2006) ansatzweise eine zweite Generation dieses Schädlings, die bisher jedoch noch nicht überwintern konnte (Palm et al., 2007, Weber und Görgens, 2007, Görgens und Weber, 2008). Noch vor einigen Jahrzehnten war der Apfelwickler hier kein Thema. Abschätzungen im Forschungsprojekt KliO deuten darauf hin, dass sich in den letzten vier Jahrzehnten unseres Jahrhunderts im Mittel stets mehr als eine Apfelwickler-Generation an der Niederelbe ausbilden kann (Abb. 3.2.15). Die Mindereinnahmen der Obstbauern durch den Apfelwicklerbefall hängen von der Befallsstärke ab, die trotz extensiver Bekämpfung zwischen 3 % (1 Generation) und 7,5 % (3 Generationen) liegen kann. Hierdurch würden künftig intensivere Maßnahmen der Schädlingsbekämpfung notwendig werden.

Ebenso wie Schädlinge, wird auch das Auftreten und die Vitalität der Nützlinge (Bienen, Hummeln, Maikäfer, Raubwanzen, Raubmilben, Nematoden, etc.) vom Klimawandel beeinflusst werden. Diese erscheinen meist etwas zeitverzögert zu den Schädlingen. Vom Klimawandel werden vermutlich ebenfalls die wärmeliebenden Arten mit einer raschen Generationsfolge profitieren, so dass für Nützlinge im Wesentlichen das gleiche wie für Schädlinge gilt. Der rote Siebenpunkt-Marienkäfer, der Blattläuse vertilgt, gehört mit Sicherheit zu den bekanntesten Nützlingen. Seine Fraßaktivität kann sich bei einer Temperaturzunahme von 2 °C deutlich erhöhen (Freier, 2004). Ebenfalls ist mit dem

Auftreten von Neozoen aus wärmeren Gebieten ist zu rechnen, und zwar sowohl bei den Nützlingen als auch bei den Schadorganismen. Viele Wechselwirkungen der Organismen untereinander erschweren allgemeingültige Aussagen.

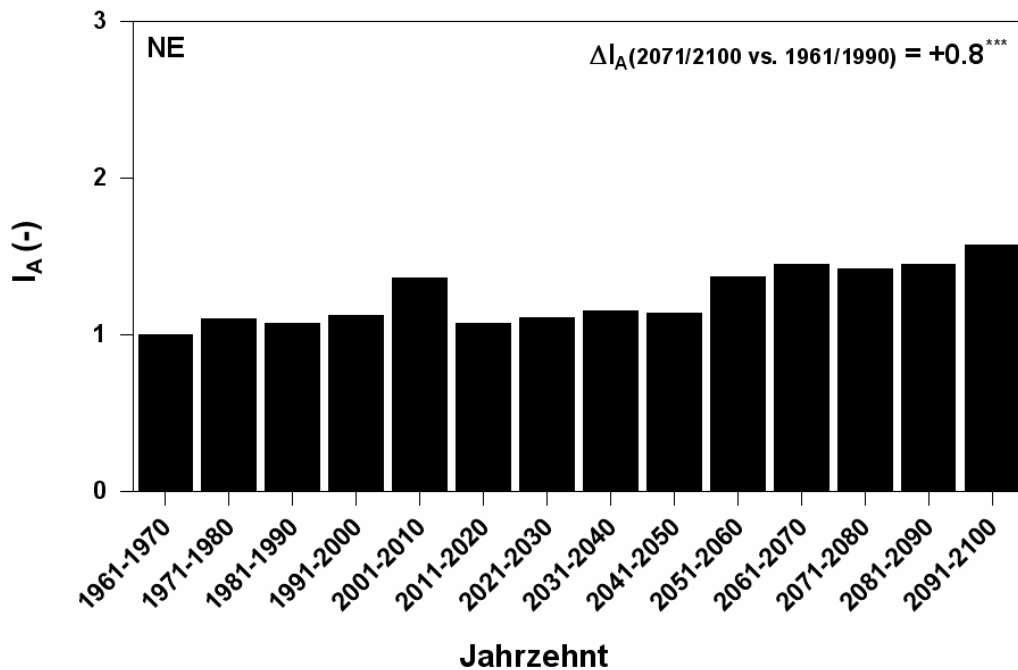


Abb. 3.2.15: Mögliche Änderungen in der Anzahl von Apfelwicklergenerationen (I_A) im Jahr unter veränderten klimatischen Bedingungen an der Niederelbe $I_A=1$: eine vollständige Generation, $I_A=2$: eine partielle zweite Generation, $I_A=3$: zwei vollständige Generationen im Jahr, 1961-1970 bis 2091-2100, REMO A1B (Chmielewski et al., 2009).

Bei landwirtschaftlichen Kulturen liegen die weltweiten Verluste durch Krankheitsbefall zwischen ca. 10-15% (Chakraborty et al., 2000). Sich verändernde klimatische Bedingungen beeinflussen zudem die Ausbreitung verschiedener Erreger wie z.B. Bakterien, Viren oder Pilze. Der Zustand des Pflanzenbestandes und der Witterungsverlauf entscheiden, wie stark der Krankheitsbefall ist. Solche Pflanzenkrankheiten sind Mehltau oder Rost bei Getreide und Blattfleckenkrankheiten wie Rizomania bei Zuckerrüben.

Zum Beispiel bricht die durch Pilze bedingte Krautfäule an Kartoffeln bei einem wärmeren und feuchteren Klima früher und stärker aus. Ebenso wirken sich solche Witterungskonstellationen auf die Ausbreitung von Braunrost, Mehltau oder auf die Blattfleckenkrankheit aus. Trockene und heiße Sommer hingegen reduzieren die Infektion durch Pilzkrankheiten, da die Resistenz der Pflanzen zunimmt (Abb. 3.2.16).

Die zunehmend feuchte und milde Winterwitterung bietet ebenfalls günstige Voraussetzungen für Infektionen mit Krankheiten, deutlich verstärkt nach Fröhsaaten und bei üppiger Herbstentwicklung. Nach höherer Winterfeuchte und einem zeitigen Vegetationsbeginn ist diese Tendenz noch stärker ausgeprägt (Chmielewski und Metz, 2005). Allgemein könnten Pilzkrankheiten, die auf feuchte Witterung angewiesen sind, an Bedeutung verlieren und Viruserkrankungen, die durch wärmeliebende Insekten übertragen werden, begünstigt werden.

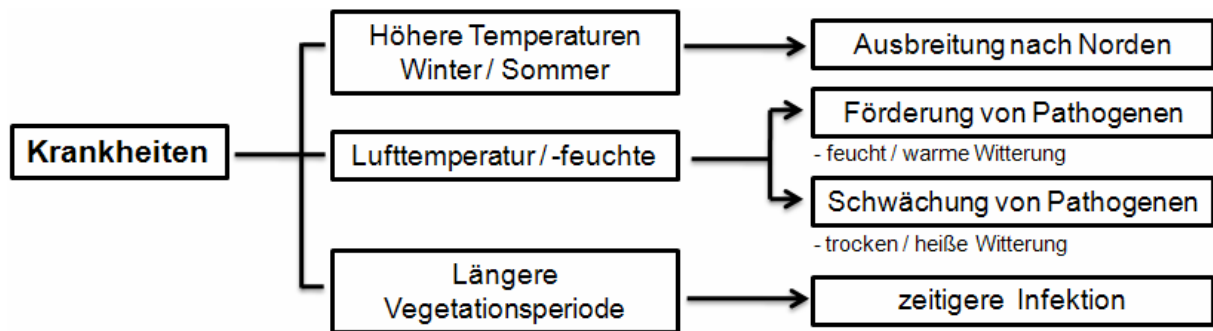


Abb. 3.2.16: Mögliche Effekte des Klimawandels auf Pflanzenkrankheiten (Chmielewski, 2009).

Die weltweiten Ertragsverluste durch das Auftreten von Unkräutern in Nutzpflanzenbeständen werden auf ca. 12% geschätzt (Freier, 2004). Das Wachstum und die Entwicklung von Unkräutern werden ebenfalls vom Klimawandel beeinflusst (Abb. 3.2.17). Hier gilt das gleiche wie für Kulturpflanzen: C₃-Unkräuter werden gewiss stärker vom CO₂-Düngeeffekt profitieren als die C₄-Unkräuter. Zudem bietet eine verlängerte Vegetationsperiode den Unkräutern die Möglichkeit mehrere Generationen im Jahr hervorzubringen, wodurch der Unkrautdruck zunehmen würde.

Infolge des CO₂-Düngeeffekts könnten C₄-Unkräuter in C₃-Pflanzenbeständen (Weizen, Gerste, Roggen, Zuckerrüben, Kartoffeln etc.) einen gewissen Konkurrenznachteil erfahren. Für C₃-Unkräuter in C₄-Pflanzenbeständen (Mais, Hirse) gilt das Gegenzug. Andererseits sind C₄-Unkräuter besser an Trockenheit und Hitze angepasst, so dass sich für diese global häufig vorkommenden Unkräuter wiederum Vorteile im Sommer ergeben könnten.

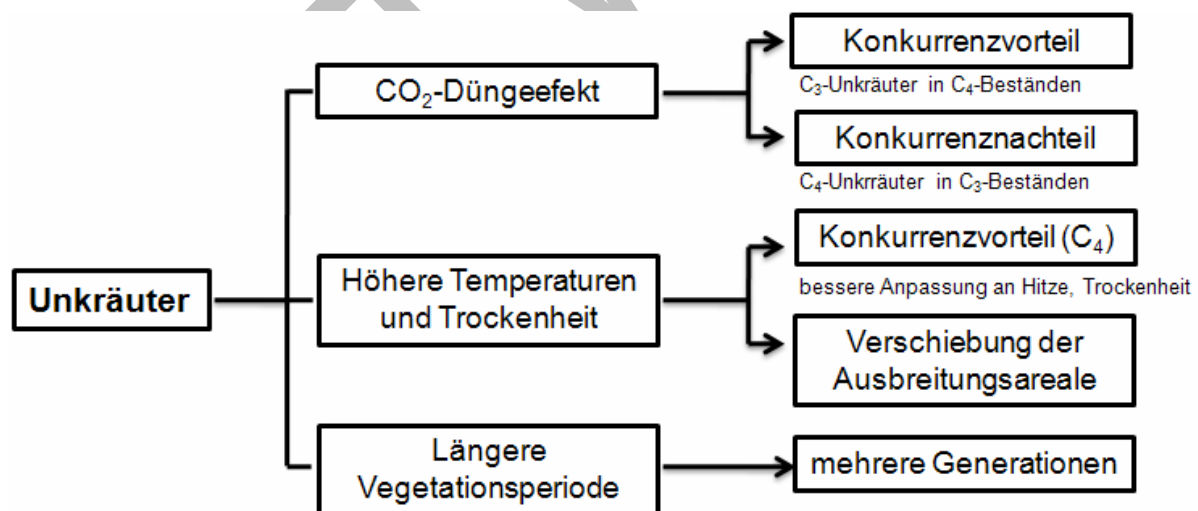


Abb. 3.2.17: Mögliche Effekte des Klimawandels auf Unkräuter (Chmielewski, 2009).

Durch milde Winter werden im Herbst keimende Unkräuter, wie der Acker-Fuchsschwanz gefördert. Schwer zu bekämpfende Wurzelunkräuter, wie die Gemeine Quecke, die Acker-Kratzdistel und einige Windenarten können längere Hitze- und Trockenperioden im Sommer gut überstehen und damit zur

Konkurrenz in Nutzpflanzenbeständen beitragen. Neophyten, wie die wärmeliebende und vor allem wegen ihres allergenen Potentials gefürchtete „Ambrosia“, ist bereits auf dem Vormarsch nach Norden und wurde dementsprechend in den letzten Jahren schon vereinzelt in Deutschland beobachtet (Bruns, 2008).

9.2.5 Anpassung an den Klimawandel

Ein Indiz für die mögliche Bedeutung von Anpassungsmaßnahmen in der Landwirtschaft ist der bereits erwähnte extreme Witterungsverlauf im Jahr 2003, der zu Ertragsverlusten in Deutschland von ca. 15% im Mittel über alle Hauptfruchtarten führte (u.a. Zuckerrüben -9%, Roggen -19%, Tab. 3.2.1). Charakteristisch für das Jahr 2003 waren überdurchschnittliche Temperaturen von April bis September ein Niederschlagsdefizit im Zeitraum Februar - September sowie zusätzlich Kahlfröste im Februar. Die in diesem Extremjahr beobachteten Sommertemperaturen, vermitteln eine gute Vorstellung davon, was am Ende dieses Jahrhunderts in Mitteleuropa bzw. in Deutschland normal sein könnte (Beniston und Diaz, 2004).

Auf moderate klimatische Veränderungen wird sich die moderne Landwirtschaft in Deutschland relativ gut einstellen können. Sie hat vielfältige Möglichkeiten, sich durch Veränderungen im Management wie u.a. in der Fruchtfolge, der Sortenwahl, der Bodenbearbeitung an die neuen Bedingungen anzupassen (Tab. 3.2.2). Zunehmende Trockenheit in witterungssensitiven Entwicklungsabschnitten der Pflanze kann in begrenztem Maße durch Beregnung begegnet werden, wenngleich sich hierdurch die Kosten in der landwirtschaftlichen Produktion erhöhen. Mit dem weiteren Voranschreiten der klimatischen Veränderungen kann es zunehmend schwieriger werden, geeignete Anpassungsmaßnahmen für die heute etablierten Nutzpflanzenarten zu entwickeln. Der Übergang zu neuen Sorten und Anbaustrategien wird dann zwangsweise notwendig. Entscheidend wird sein, ob sich die Landwirtschaft schnell genug und eigenständig an den Klimawandel anpassen kann, oder ob politische Maßnahmen und Programme erforderlich sind. Gerade die Zeiten des Übergangs von einem Klimazustand zu einem neuen, veränderten Zustand können zu erheblichen Anpassungsproblemen auf regionaler und lokaler Ebene führen. Hierzu zählt u. a. die Zunahme der jährlichen Klimavariabilität, auf die sich selbst eine hoch entwickelte Land- und Volkswirtschaft nur schwer einstellen kann (Chmielewski, 2007). Zu verstärkten Schwankungen der landwirtschaftlichen Erträge könnte es auch kommen, wenn sich im Sommer häufiger Trockenperioden ausbilden (wie z.B. 1976, 1989, 1992, 1999, 2003). Dies würde dann zu einer Änderung der Anbaustruktur z.B. von sommerannuellen hin zu winterannuellen Kulturen führen. Eine weitere Anpassungsstrategie ist der Anbau eines breiteren Kulturartenspektrums, um Ertragsverluste einzelner Nutzpflanzenarten durch andere Kulturarten auszugleichen. In diesem Zusammenhang kommt der Sortenwahl und Züchtung eine besondere Bedeutung zu (Bormuth, 2008). Hitze- und trockenstresstolerante Sorten und Nutzpflanzen mit Resistenzen gegenüber vermehrtem Krankheits- und Schädlingsdruck, sind ebenfalls Wege sich an veränderte Anbaubedingungen zu adaptieren. **Desweiteren** sollten Sorten gezüchtet werden, die den CO₂-Düngeeffekt auf Wachstum und Ertrag optimal nutzen können. Der Einsatz effizienter Dünger mit Langzeitwirkung und die Verwendung von Pflanzenschutzmittel, die auf die geänderten klimatischen Bedingungen abgestimmt sind (höherer Populationsdruck), ist eine weitere Möglichkeit zur Anpassung an geänderte Umweltbedingungen (Chmielewski, 2007).

Anpassungsmaßnahmen im Ackerbau	Anpassungsmaßnahmen im Obstbau
Aussaattermine, Saatkichte, Reihenabstand Sortenwahl, Kulturarten Anpassung der Fruchtfolge Anbau eines breiten Fruchtartenspektrums Anpassung der Pflanzenschutzmaßnahmen Anpassung der Bodenbearbeitung Optimierung von Wasserversorgung sowie Be- und Entwässerungssystemen Optimale Verwendung von Betriebsmitteln (z.B. Dünge-, Pflanzenschutzmittel) Diversifizierung der Produktion	Anbau klimaangepasster Sorten Ausbau der Frostschutzberegnung Verwendung von Hagelschutznetzen Überdachung von Süßkirschen Zusatzbewässerung Investition in eine schlagkräftige regionale Diagnostik zur Früherkennung von Schad- erregern Intensivierung der Schädlingsbekämpfung, Optimierung der Prognose, Etablierung neuer Methoden Hygiene-Maßnahmen als Ergänzung zum chemischen Pflanzenschutz Bildung engmaschiger Kommunikations- netzwerke zwischen den regionalen Obstbaukompetenzzentren
Stärkung der Beratung für Landwirte und Obstbauern im Rahmen der Anpassungsprozesse an den Klimawandel	

Tabelle 3.2.2: Mögliche Anpassungsmaßnahmen im Acker- (Bormuth, 2008) und Obstbau (Görgens und Weber, 2008).

Veränderungen in der Wasserverfügbarkeit können auf unterschiedliche Art und Weise begegnet werden. Die Gestaltung der Fruchtfolge ist optimal an die klimatischen Verhältnisse des Standortes anzupassen, unter Beachtung der Wasseransprüche und Trockentoleranz einzelner Kulturarten. Über die Saatstärke und damit Bestandsdichte lässt sich ebenfalls der Wasserverbrauch steuern. Der Anbau von Zwischenfrüchten ist an Trockenstandorten oft nicht empfehlenswert, um eine Gefährdung der Wasserversorgung für eventuelle Deck- oder Nachfrüchte auszuschließen. Direktsaat und konservierende Bodenbearbeitungsmethoden, die möglichst wenig die Bodenoberfläche zerstören, sind ebenfalls Möglichkeiten, gerade auf leichten Böden den Wasserhaushalt zu schonen. Durch die nur lockernde, flache Bearbeitung der Krume bleibt mehr Feuchtigkeit für die Kultur im Boden (Chmielewski, 2007). Zusammenfassend sind folgende Maßnahmen im Falle zunehmender Sommertrockenheit denkbar (Bormuth, 2008):

- Konservierende Bodenbearbeitung und Vermeidung unnötiger Bearbeitung,
- Förderung des Wurzelwachstums,
- Anpassung von Standraum und Saattiefe,
- Anpassung der N-Düngung an die Wasserverfügbarkeit,
- Ausreichende Versorgung mit allen Nährstoffen sowie organischer Substanz,

- Zurückhaltender Einsatz von Wachstumsreglern,
- Kontrolle von Halmbasiskrankheiten,
- Vermeidung von Hitzeschäden („escape“-Strategie),
- Einsatz Wasser sparender Bewässerungstechnik,
- Anpassung der Bewässerungsinfrastruktur

In jedem Fall wird landwirtschaftliches Wissen und flexibles Management erforderlich sein, um eine optimale Anpassung an die sich ändernden klimatischen Verhältnisse und die zunehmende Witterungsvariabilität zu erreichen.

Alle Folgen des Klimawandels auf die Landwirtschaft sind auch heute noch keineswegs abzuschätzen. Hierzu ist in den nächsten Jahren weiterer dringender Forschungsbedarf vorhanden. Entscheidend für die sektoralen Auswirkungen ist letztendlich das Ausmaß des Klimawandels, wobei die Anpassung an einen moderaten Temperaturanstieg zweifelsfrei leichter ist, als an eine globale Temperaturzunahme von mehr als 3 K (IAASTD, 2008).

9.2.6 Mögliche Kosten des Klimawandel

Der Klimawandel beinhaltet sowohl Chancen als auch Risiken für die Landwirtschaft. Die Chancen sind vor allem im Anbau neuer Sorten und ggfs. auch neuer Kulturarten sowie in der Anpassung der Fruchtfolgen, einschließlich des Zwischenfruchtanbaus zu sehen.

Die Risiken, die der Klimawandel mit sich bringen kann, sind möglicherweise sinkende Erträge für heute etablierte Sorten und Kulturen. Die Ursachen hierfür sind mannigfaltig. Um Klimaschäden zu vermeiden, sind Anpassungsmaßnahmen an die veränderten klimatischen Bedingungen erforderlich. Mindereinnahmen durch Ertragsverluste und Anpassung sind mit Kosten verbunden.

Nach Abschätzungen des Deutschen Instituts für Wirtschaftsforschung können Klimaveränderungen in den kommenden 50 Jahren volkswirtschaftliche Kosten von bis zu 800 Milliarden Euro in Deutschland verursachen (Kemfert, 2008). Bei der Beurteilung der Auswirkungen des Klimawandels auf die Land- und Forstwirtschaft zählen die Bundesländer Niedersachsen und Schleswig-Holstein nicht zu den durch den Klimawandel besonders betroffenen Ländern. An der Spitze stehen hier Bundesländer wie Brandenburg, Baden-Württemberg, Bayern, Mecklenburg-Vorpommern und Sachsen.

Bezogen auf alle in der DIW-Studie untersuchten Sektoren (Energie, Gesundheit, Tourismus, etc.), könnten sich jedoch in Niedersachsen die Kosten des Klimawandels auf 89 Milliarden Euro (Platz 3 von 16) und in Schleswig-Holstein auf ca. 40 Milliarden Euro (Platz 8) belaufen.

Im Projekt KliO wurde ebenfalls eine ökonomische Bewertung des Klimawandels vorgenommen. Hierzu wurden sowohl die klimabedingten Schäden als auch die Anpassungskosten quantifiziert. Der methodische Ansatz ist relativ komplex und wurde auf den Anbau von Äpfeln angewendet. Bei der Bilanzierung der Kosten wurden insgesamt vier verschiedene Schäden und Maßnahmen zu deren Bekämpfung berücksichtigt: Der Schaden, der entsteht, wenn die Dormanz der Bäume nicht mehr gebrochen wird; der Schaden, der durch Spätfröste am Ertrag entsteht; der Schaden durch den Apfelwickler und direkte klimabedingte Ertragsverluste, durch veränderte Klimabedingungen (Trockenheit, Strahlung, Verkürzung der Reifeperiode usw.). Der sich ergebene Gesamtschaden lässt sich aus den Einzelschäden berechnen und ist in Abb. 3.2.18 dargestellt. Hier zeigt sich, dass an der Niederelbe die klimabedingten Schäden im Apfelanbau zum Ende dieses Jahrhunderts (2071-2100 vs. 1961-1990) um 10 % zunehmen könnten. Hierbei sei angemerkt, dass die in der Studie betrachteten Schäden nur eine Auswahl aller möglichen Schäden darstellen. Beispielsweise war es mit den verfügbaren Daten nicht möglich Aussagen zur Veränderlichkeit von Hagelereignissen zu untersuchen, die für den Obstbau von außerordentlichem Interesse sind. Ebenso wurden keine

Veränderungen von Pflanzenkrankheiten wie Apfelschorf, -mehltau u.s.w. berücksichtigt. Der Gesamtschaden könnte sich durch die Hinzunahme weiterer Faktoren noch vergrößern.

Unter Berücksichtigung des Gesamtschadens, des maximalen Erlöses für Äpfel ohne Schaden und der Gesamtkosten für die Anpassungsmaßnahmen, wurden die jährlichen Kosten des Klimawandels im Apfelanbau geschätzt. Für das Anbauggebiet Niederelbe ergaben sich ohne zusätzliche Anpassungsmaßnahmen Kosten des Klimawandels in Höhe von ca. 1350 € ha⁻¹a⁻¹ (Szenario A1B, 2071-2100 vs. 1961-1990). Der Gesamtschaden (S_{ges}) betrug im Zeitraum 1961-1990 ca. 3 % und in der Zeitspanne 2071-2100 immerhin 13 %. Die Zunahme des Schadens um 10 % wird hauptsächlich durch die Änderung des Ertragsschadens (6.9%) hervorgerufen. Danach folgt die Zunahme des Dormanzschadens mit 2.7 % und des Restschadens durch den Apfelwickler mit 0.4 %. Durch zusätzliche Anpassung (künftige Vermeidung von Dormanz- und Frostschäden, intensive Apfelwicklerbekämpfung, Bewässerung) konnten die Schäden an der Niederelbe in der Zukunft verringert und damit die Kosten des Klimawandels auf ca. 1000 € ha⁻¹a⁻¹ gesenkt werden (Abb. 3.2.19).

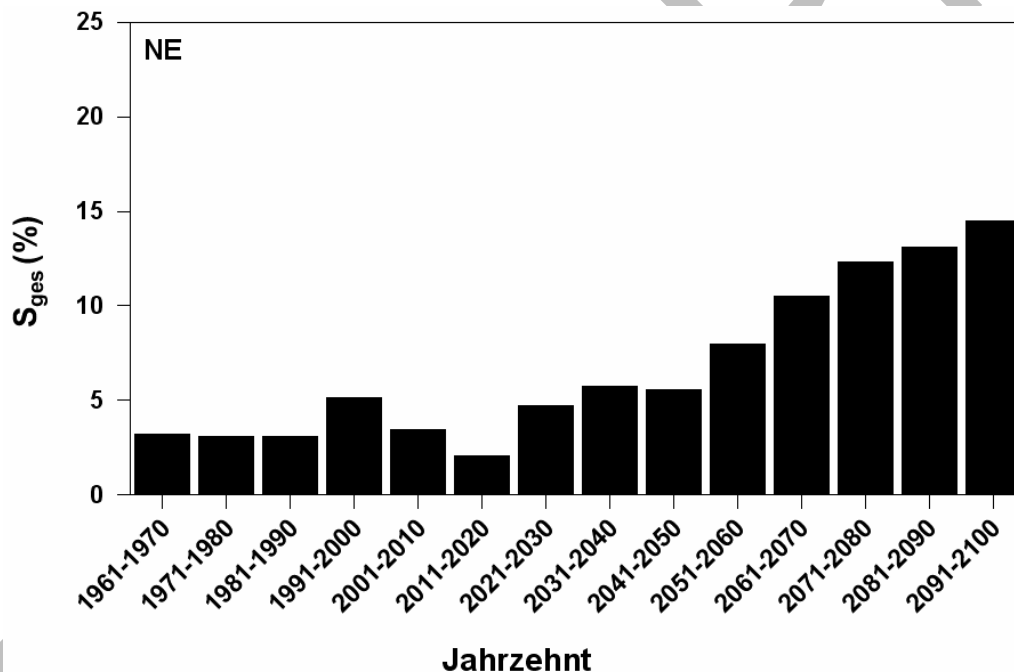


Abb. 3.2.18: Mögliche Änderung des klimabedingten Gesamtschadens im Apfelanbau an der Niederelbe (S_{ges}) mit Bewässerung und extensiver Apfelwicklerbekämpfung (m/o-Strategie), für die Jahrzehnte 1961-1970 bis 2091-2100, WETTREG/REMO, A1B (Chmielewski et al., 2009).

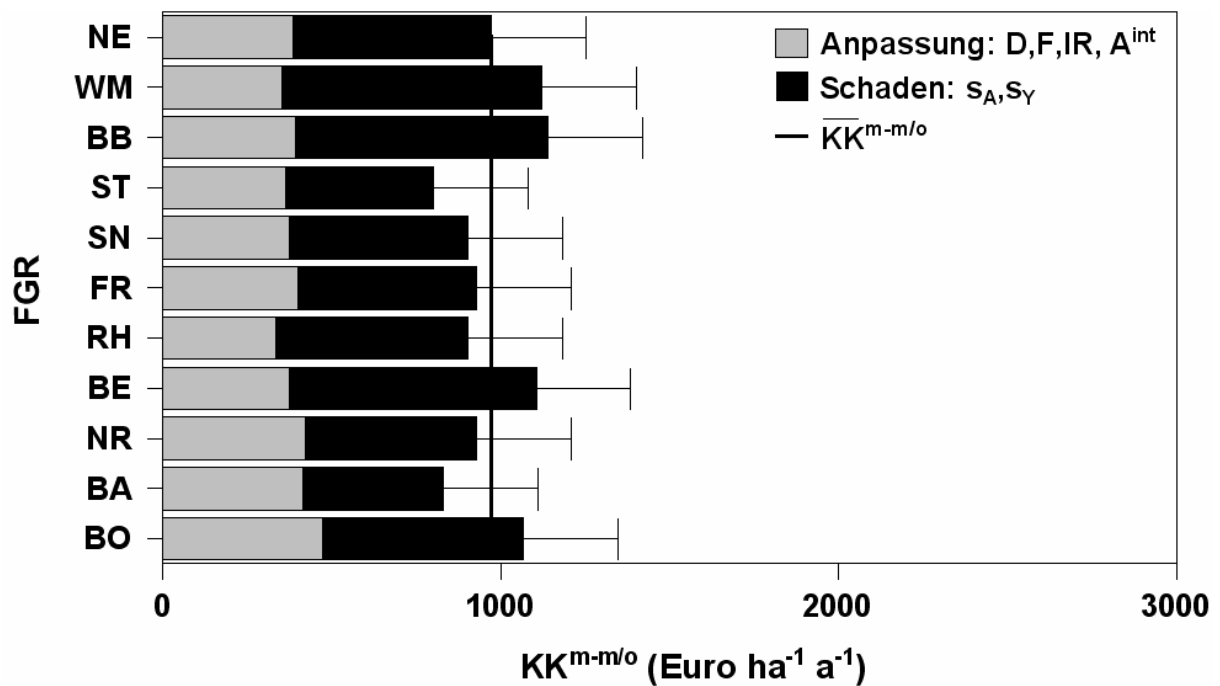


Abb. 3.2.19: Kosten des Klimawandels ($KK^{m-m/o}$) für die Obstanbaugebiete (FGR) Deutschlands mit Bewässerung und extensiver Apfelwicklerbekämpfung (m/o-Strategie) im Zeitraum 1961-1990 und zusätzlichen Anpassungsmaßnahmen (m-Strategie: Sortenwechsel bzw. chemische Mittel zur Dormanzberechnung, Frostschutzberechnung, intensive Apfelwicklerbekämpfung) im Zeitraum 2071-2100, WETTREG/REMO Szenario A1B, Fehlerbalken: 95%-Konfidenzintervalle, NE: Niederelbe (Chmielewski et al., 2009).

Durch den Anbau neuer Apfelsorten aus südlichen Herkunftsregionen ist es vermutlich künftig möglich, die verbleibenden Ertragsschäden weiter zu senken. Diesen Weg beschreitet man bereits heute mit dem Anbau der Sorte ‚Braeburn‘ an der Niederlebe. Andere wärmeliebende und spätreifende Sorten wie ‚Fuji‘, ‚Pink Lady‘ und ‚Granny Smith‘ könnten folgen.

9.3 Zusammenfassung/Fazit

Für die Landwirtschaft in der Metropolregion Hamburg werden sich vermutlich sowohl Chancen als auch Risiken ergeben. Allerdings liegen für das Gebiet noch zu wenige detaillierte Studien vor, um konkrete Aussagen treffen zu können. Lediglich für das Obstbaugebiet Niederelbe sind erste Abschätzungen zu den Auswirkungen des Klimawandels und den hieraus resultierenden Anpassungsmaßnahmen vorgenommen worden, die jedoch noch zu aggregiert sind, um regional differenzierte Ergebnisse ableiten zu können. Zudem wurde hier als einzige Obstart der Apfel untersucht. Das Verbundprojekt KLIMZUG-Nord, das im Jahr 2009 gestartet wurde, ist gewiss ein weiter Schritt zu neuen Resultaten.

Aus diesem Grund sind die in dieser Studie getroffenen Aussagen überwiegend allgemeiner Natur, jedoch für das betrachtete Gebiet ebenso zu berücksichtigen. Die in den nördlichen Regionen Deutschlands vergleichsweise geringeren Lufttemperaturen und die relativ gute Niederschlagsversorgung, vor allem in den nordwestlichen Teilen der Metropolregion, stellen

eine gute Ausgangsbasis für den zu erwartenden Temperaturanstieg und die jahreszeitliche Verlagerung der Niederschläge dar.

Letztendlich wird das Ausmaß des Klimawandels in der Region über die zu erwartenden Folgen in der Landwirtschaft entscheiden. Dies wurde in dem Abschnitt X ausführlich dargestellt.

Bisher liefern die regionalen Klimamodelle und statistischen Regionalisierungsansätze teilweise unterschiedliche Beträge der Klimaänderung. Daher sollten die Untersuchungen zu den Auswirkungen des Klimawandels auf die Landwirtschaft stets auf verschiedene regionalen Klimaprojektionen (Ensemble) basieren, um die Unsicherheiten dieser Modelle mit abschätzen zu können. Neben den unterschiedlichen Regionalisierungsverfahren müssen zusätzlich unterschiedliche IPCC-Emissionsszenarien berücksichtigt werden. Diese Aufgabe gilt es in den nächsten Jahren zu lösen. Es wird vorgeschlagen, die Untersuchungen zu den Auswirkungen des Klimawandels auf die Landwirtschaft nicht nur auf die südlichen Bundesländer wie Sachsen; Hessen, Baden-Württemberg, Bayern und auf Brandenburg zu begrenzen, sondern auch Untersuchungen für die nördlichen Regionen Deutschlands durchzuführen. Für eine Gesamteinschätzung zu den sektoralen Auswirkungen des Klimawandels und für eine gesamtdeutsche Anpassung wäre dies äußerst wünschenswert.

9.4 Literatur

- Adam, N.R., Wall, G.W., Kimball, B.A., Idso, S.B., Webber, A.N.: Photosynthetic down-regulation over long-term CO₂ enrichment in leaves of sour orange (*Citrus aurantium*) trees. *New Phytol.* 163, 2004, 341-347.
- Ainsworth, E. A., Long, S. P.: What have we learned from 15 years of free-air CO₂ enrichment (FACE)? A meta-analytic review of the responses of photosynthesis, canopy properties and plant production to rising CO₂. *New Phytol.* 165, 2005, 351-372.
- Allen Jr., L.H., Baker, J.T., Boote, K.J.: The CO₂ fertilization effect, higher carbohydrate production and retention as biomass and seed yield. In: *Global climate change and agricultural production. Direct and indirect effects of changing hydrological, pedological and plant processes.* FAO, 1996, Rome, Italy.
- BayFORKLIM (Bayerischer Klimaforschungsverbund, Hrsg.): *Klimaänderungen in Bayern und ihre Auswirkungen. Abschlussbericht des Bayerischen Klimaforschungsverbundes.* 1999. 90 S.
- Beniston, M., Diaz, H.F.: The 2003 heat wave as an example of summers in a greenhouse climate? Observations and climate model simulations for Basel, Switzerland, *Global and Planetary Change* 74 (44) 2004, 73–81
- Bormuth, C.: *Strategie des BMELV zur Anpassung an den Klimawandel, Klimazwei-Workshop Anpassung an den Klimawandel in der Land- und Forstwirtschaft, Berlin 5. November 2008*
- Bruns, E. (Hrsg.): *Phänologie-Journal, Mitteilungen für die phänologischen Beobachter des Deutschen Wetterdienstes* (28) 2007
- Buchgraber, K.: *Probleme und Perspektiven der Grünlandwirtschaft im Klimawandel. ADAGIO-Workshop: Landwirtschaft und Klimawandel, BOKU 3.7. 2007, Wien.*
- Bunce, J.A.: Stomatal conductance, photosynthesis and respiration of temperate deciduous tree seedlings grown outdoors at an elevated concentration of carbon dioxide. *Plant Cell Environ.* 15, 1992, 541-549.
- Chakraborty, S., von Tiedemann, A., Teng, P.S.: Climate Change, potential impact on plant diseases. *Environ. Pollut.* 108, 2000, 317-326.
- Chmielewski, F.-M.: *Klimawandel und Landwirtschaft In: Geographische Rundschau, Themenheft „Klimawandel im Industriezeitalter“, im Druck, 2009.*
- Chmielewski, F.-M.: *Folgen des Klimawandels für die Land- und Forstwirtschaft. In: Endlicher, W.; Gerstengarbe, F.W. (Hrsg.): Der Klimawandel – Einblicke, Rückblicke und Ausblicke. Eigenverlag, Potsdam, 2007, ISBN: 978-3-9811871-0-6, 75-85.*
- Chmielewski, F.-M.: *Phenology and Agriculture (Chapter 7). In: M. D. Schwartz (Ed.): Phenology: An Integrative Environmental Science. Kluwer Academic Publishers. Boston/Dordrecht/London, 2003, 505-522.*
- Chmielewski, F.-M.; Blümel, K.; Henniges, Y.; Müller, A.: *Vulnerability of Fruit Growers to Climate Change. Observed Impacts and Assessments. Italian Journal of Agronomy, Vol. 3, 2008, 605-606.*
- Chmielewski, F.-M.; Blümel, K.; Henniges, Y.; Müller, A.: *Klimawandel und Obstbau in Deutschland. Abschlussbericht des BMBF-Verbundprojekts KliO. Humboldt-Universität, Selbstverlag, 2009, 3XX S., <http://www.agrar.hu-berlin.de/struktur/institute/pfb/struktur/ agrarmet/forschung/fp/EB-KliO.pdf>*
- Chmielewski, F.-M., Hupfer, P.: *Zur Auswirkung von Klimaschwankungen (Kap. 9). In: P. Hupfer (Hrsg.) Das Klimasystem der Erde. Diagnose und Modellierung, Schwankungen und Wirkungen, Akademie-Verlag Berlin, 1991, 405-417.*

- Chmielewski, F.-M., Müller, A., Bruns, E.: Climate changes and trends in phenology of fruit trees and field crops in Germany, 1961-2000, *Agricultural and Forest Meteorology* 121(1-2), 2004, 69-78.
- Chmielewski, F.-M., Köhn, W.: Impact of weather on yield components of winter rye over 30 years. *Agr. Forest Meteorol.* 102, 2000, 253-261.
- Chmielewski, F.-M.; Metz, R.: Globale Klimaerwärmung – Folgen für Flora und Fauna. *Bayer Kurier, Bayer CropScience Magazin*, 2005, 20-23.
- Chmielewski, F.-M., Rötzer, T.: Response of tree phenology to climate change across Europe. *Agricultural and Forest Meteorology*, 108, 2001, 101-112.
- Christen, O.: Getreideanbau wie in Südeuropa. *DLG-Mitteilungen* 09, 2007, 18-19.
- Evans, L.T. (Ed.): *Crop evolution, adaptation and yield*. Cambridge Univ. Press.
- Fangmeier, A., De Temmerman, L., Black, C., Persson, K., Vorne, V.: Effects of elevated CO₂ and/or ozone on nutrient concentrations and nutrient uptake of potatoes. *Eur. J. Agron.* 17, 2002, 353-368.
- Fitter, A.H., Hay, R.K.M.: *Environmental physiology of plants*. London: Academic Press. 1981, 367 pp.
- Freier, B.: Pflanzenschutz, Welche Risiken liegen vor uns, und wie bekommen wir sie in den Griff? In: Isermeyer, F. (Hrsg.) *Ackerbau 2025. Landbauforschung Völkenrode. Sonderheft 274*, 2004, 99-102.
- Gerstengarbe, F.W., Badeck, F., Hattermann, F., Krysanova, V., Lahmer, W., Lasch, W., Stock, M., Suckow, F., Wechsung, F., Werner, P.C.: PIK-Report No. 83. Studie zur klimatischen Entwicklung im Land Brandenburg bis 2055 und deren Auswirkungen auf den Wasserhaushalt, die Forst- und Landwirtschaft sowie die Ableitung erster Perspektiven. *Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung e.V.*, 2003, 78 S.
- Görgens, M.: Baumobsterhebung 2007 II. Ergebnisse für das Niederelbegebiet. *Mitteilungen des Obstbauversuchsrings des Alten Landes*, 11 (62) 2007, 411-414.
- Görgens, M.; Weber R.W.S.: Klimawandel und Obstbau in Deutschland. Zweiter projektspezifischer Teilbericht des BMBF-Verbundprojekts KliO. *Obstbauversuchsanstalt Jork, Selbstverlag*, 2008, 24 S.
- Gossmann, A: Klimawandel: Braeburn verdrängt Holsteiner Cox. *Hamburger Abendblatt*, 10.12.2007.
- InnoFrutta 2007: *Klimaschock im Alten Land? Forschung für die Zukunft des Obstbaus*, (02) 2007, 20-22.
- Henniges, Y; Vollmer, I.; Weber, R.W.S., Görgens, M.; Chmielewski, F.-M.: Der Klimawandel, eine Herausforderung für den norddeutschen Obstbau. *Mitt. OVR* 62, 5, 2007, 147-151.
- Hertstein, U., Dämmgen, U., Jäger, H.-J., Mirschel, G., Obenauf, S., Rogasik J.: Wirkungen eines veränderten Klimas auf die landwirtschaftliche Primärproduktion. In: *Klimaveränderung und Landbewirtschaftung Teil II. Landbauforschung Völkenrode, Sonderheft 148*, 1994, 237-294.
- Hilsendegen, P.: *Obstbau in Rheinland-Pfalz. Projekt-Workshop an der Agraruniversität Poznań am 22.10.2007*
- HLUG (Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Hrsg.): *Integriertes Klimaschutzprogramm Hessen INKLIM 2012. Projektbaustein II, Klimawandel und Klimafolgen in Hessen. Abschlussbericht*, 2005, 67 S.
- Hörmann, G., Chmielewski, F.-M.: Mögliche Auswirkungen einer globalen Klimaänderung auf die Land- und Forstwirtschaft (Kap. 3.32). In: J. Lozan; P. Hupfer; H. Graßl (Hrsg.): *Das Klima des 21. Jahrhunderts. Wissenschaftliche Auswertungen*, Hamburg 1998, 1998, 325-357.

- IAASTD 2008: (International Assessment of Agricultural Knowledge, Science and Technology for Development, Ed.), Projected impact of climate change, 2008: <http://maps.grida.no/go/graphic/projected-impact-of-climate-change>.
- Kammann, C., Grünhage, L., Gruters, U., Janze, S., Jäger, H.J.: Response of aboveground grassland biomass and soil moisture to moderate long-term CO₂ enrichment. *Basic Appl. Ecol.* 6(4), 2005, 351-365.
- Kemfert, C.: Kosten des Klimawandels ungleich verteilt: Wirtschaftsschwache Bundesländer trifft es am härtesten. *Wochenbericht des DIW Berlin* Nr. 12-13, 2008 12-13, 137-142
- Kimball, B.A., Kobayashi, K., Bindi, M.: Responses of agricultural crops to free-air CO₂ enrichment. *Adv. Agron.* 77, 2002, 293-368.
- Körner, C.: Significance of temperature in plant life. In: Morison, J.I.L., Morecroft, M.D. (Hrsg.) *Plant Growth and Climate Change*. Blackwell Publishing, Oxford, UK, 2006, 48-69.
- Long, S.P., Ainsworth, E.A., Rogers, A., Ort, D.R.: Rising atmospheric carbon dioxide, plants face the future. *Annu. Rev. Plant. Biol.* 55, 2004, 591-628.
- Manderscheid, R., Weigel, H.-J.: Klimawandel und Getreideanbau. Worauf muss sich die praktische Landwirtschaft einstellen? *GetreideMagazin* 11. Jg 2/2006, 134-139.
- Menzel, A., Estrella, N., Fabian, P.: Spatial and temporal variability of the phenological seasons in Germany from 1951-1996. *Global Change Biology* 7, 2001, 657-666.
- Metropolregion Hamburg: Metropolinformation. Hrsg.: Lenkungsausschuss der Gemeinsamen Landesplanung in der Metropolregion Hamburg, 20XX, 39 S.
- Metz, R., Chmielewski, F.-M., Günther, R., Hentschel, K.-D.: Das große Krabbeln: Wie der Klimawandel die Populationsentwicklung wichtiger Schaderreger beeinflusst. *Neue Landwirtschaft*, 6, 2004, 36-40.
- Palm, G., Vollmer I., Kruse P.: Untersuchungen der Apfelwickler-Population und Bekämpfung 2006 an der Niederelbe – Bekämpfungsempfehlung für 2007. *Mitteilungen des OVR des Alten Landes*, 62, 2007, 111-115.
- PIK (Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung e.V., Hrsg.): *Verbundvorhaben Klimawandel – Auswirkungen, Risiken, Anpassung (KLARA). Analyse spezifischer Verwundbarkeiten und Handlungsoptionen*, 2005, 200 S.
- Pingen, S.: *Klimareport der Land- und Forstwirtschaft*. Deutscher Bauernverband, Berlin, 2007, 23 S.
- Rosenzweig, C., Hillel, D.: Carbon Dioxide, Climate Change and Crop Yields. In: Rosenzweig, C., Hillel, D. (Hrsg.) *Climate Change and the Global Harvest. Potential Impacts of the Greenhouse Effect on Agriculture*. Oxford University Press, Oxford, 1998, 70-100.
- Schaller, M., Weigel, H.-J.: *Analyse des Sachstands zu Auswirkungen von Klimaveränderungen auf die deutsche Landwirtschaft und Maßnahmen zur Anpassung*, Landbauforschung Völkenrode 316, 2007, 247 S.
- Scherm, H.: Climate change, can we predict the impacts on plant pathology and pest management? *Can. J. Plant Pathol.*, 26, 2004, 267-273.
- Seguin, B., Brisson, N., Legave, J.M., Cortazar, de I.G.: Adaptation of horticulture and viticulture to climate change in France. In: *NFJ Report* Vol 1, No3, 2005, S. 23.
- UBA KomPass 2008a: *Deutschland im Klimawandel – Anpassung ist notwendig*. UBA, Kompetenzzentrum Klimafolgen und Anpassung (KomPass), 4. Aufl., 2008, 14 S.

UBA KomPass 2008b: THEMENBLATT: Anpassung an Klimaänderung in Deutschland, Landwirtschaft Klimawandel und Klimafolgen in Deutschland , UBA, Kompetenzzentrum Klimafolgen und Anpassung (KomPass), 2008, 4 S.

Weber, R.W.S., Görgens, M.: Magazin für den Gartenbau-Profi, Monatsschrift, „Klimawandel und Apfelanbau in Norddeutschland“, 2007, S. 268.

Weigel H.J.: Gesunde Pflanzen unter zukünftigem Klima. Wie beeinflusst der Klimawandel die Pflanzenproduktion? Gesunde Pflanzen 57, 2005, 6-17.

Weigel, H.J., Pacholski, A., Waloszczyk, K., Frühauf, C., Manderscheid, R., Anderson, T.H., Heinemeyer, O., Kleikamp, B., Helal, M., Burkart, S., Schrader, S., Sticht, C., Giesemann, A.: Effects of elevated atmospheric CO₂ concentrations on barley, sugar beet and wheat in a rotation, examples from the Braunschweig carbon project. Landbauforschung Völkenrode 56 (3-4), 2006, 101-115.

ENTWURF

10 Technische und organische Anpassungspotenziale: Climate Adaptation Governance – Planerisch- organisatorische Anpassungspotenziale an den Klimawandel in der Metropolregion Hamburg/Norddeutschland (Jörg Knieling)

10.1 Einleitung

Die Beiträge des Kapitels 9 verdeutlichen, dass sich der wissenschaftliche Diskurs über planerisch-organisatorische Potenziale und Lösungsstrategien der Anpassung an den Klimawandel noch am Anfang befindet. Dies gilt auch für die Metropolregion Hamburg. Weiter fortgeschritten ist dagegen die Auseinandersetzung mit einzelnen fachplanerischen sowie problem- bzw. raumbezogenen (Management-) Ansätze, z.B. in Flussgebieten und Küstenräumen.

Planerisch-organisatorische Ansätze zur Anpassung an den Klimawandel eine Climate Adapatation Governance weisen auf ein breites Spektrum von Gestaltungs- und Koordinationsformen für die Metropolregion Hamburg hin. Formell-planerische Regelungen erfüllen dort eine wichtige Funktion, wo es um die verbindliche Steuerung zukünftiger Raumnutzungen geht, z.B. das Freihalten von Überschwemmungsgebieten mit Hilfe der Landes- und Regional- bzw. Bauleitplanung. Dissens herrscht allerdings hinsichtlich der Frage, ob den Belange der Klimaanpassung innerhalb von bauleitplanerischen Abwägungen das erforderliche Gewicht beigemessen werden kann, da auf Grundlage der Unsicherheiten der Klimaszenarien eindeutige Aussagen über Kausalfolgen erschwert werden. Die Landes- und Regionalplanung übernimmt wichtige Koordinationsaufgaben sowohl in Bezug auf formelle Abstimmungsprozesse über Flächennutzungen als auch für informelle Prozesse der Regionalentwicklung. In der Metropolregion Hamburg kann die sie deshalb ein wichtiges Bindeglied zwischen unterschiedlichen Ebenen, zwischen den Fachressorts der Bundesländer und Kommunen sowie zwischen öffentlichen und privaten Akteuren sein.

Allerdings kann die Raumplanung die bestehenden Raum- und Siedlungsstrukturen mit hoheitlichen Instrumenten kaum beeinflussen, weswegen informelle, auf die Überzeugung und Mitwirkung privater Akteure setzende Regelungsformen für die Metropolregion Hamburg an Bedeutung gewinnen. Informell-kooperative Handlungsweisen, z.B. Leitbilder, Entwicklungskonzepte und Zielvereinbarungen, erhöhen die Chance auf dialogische Entscheidungsprozesse und können in der Folge die Umsetzungsqualität von Anpassungsstrategien und Maßnahmen verbessern. Damit die Ergebnisse dieser informellen Prozesse Verbindlichkeit und Drittbindungswirkung erhalten können, ist eine Übernahme in die Regional- wie Bauleitpläne nötig. Die integrierten Regelungskonzepte des Flussgebiets- und Küstenzonenmanagements orientieren sich mit ihren Lösungsstrategien an den naturräumlichen Gegebenheiten der Metropolregion Hamburg (Fluss, Küste). Diese Ansätze weisen vielfältige Anknüpfungspunkte für ein Ebenen und Sektor übergreifendes Management der Folgen des Klimawandels auf. Kritisiert wird jedoch, dass Flussgebiete nicht für alle Planungs- und Umsetzungsschritte zwingend die geeignete Raumeinheit abbilden.

Ein Konsens besteht insgesamt darin, dass eine sinnvolle Kombination formeller und informeller Instrumente eine Grundvoraussetzung für wirkungsvolle Klimaanpassung ist. Eine wichtige Anforderung für Planungs- und Managementprozesse liegt zukünftig in der Berücksichtigung und dem Umgang mit den bestehenden Unsicherheiten über die Auswirkungen des Klimawandels. Darin geht es weniger um umfassende Pläne mit endgültigen Aussagen, sondern vielmehr darum, strategische Entscheidungsprozesse auf zukünftig erwartete Klimaänderungen zu beziehen. Bezogen auf diese planungsmethodischen Überlegungen sowie zu Fragen der Organisationsentwicklung in Bezug auf Klimawandel und –anpassung, d.h. zu Zuständigkeiten, Aufbau- und Ablauforganisation und den zu beteiligenden Akteure, und zur spezifischen Rolle der Metropolregion Hamburg als handelnde Institution ergeben sich eine Reihe weiterführender Themen, die zukünftigen Handlungs- und Forschungsbedarf aufzeigen.

10.2 Climate Adaptation Governance – Planerisch-organisatorische Anpassungspotenziale an den Klimawandel in der Metropolregion Hamburg/Norddeutschland (J. Knieling)

10.2.1 Ausgangslage

Das Themenfeld Anpassung an dem Klimawandel hat zuletzt einen Bedeutungsgewinn erfahren. Nachdem Wissenschaft und zivilgesellschaftliche Akteure seit Jahrzehnten – aber häufig ohne durchschlagende Resonanz – vor den globalen Folgen des Klimawandels gewarnt haben, hat sich die öffentliche Aufmerksamkeit in den vergangenen Jahren aus vielfältigen Gründen gesteigert (vgl. Egner, 2007: 250ff; Lehmkuhl, 2008: 9ff; Reusswig, 2008: 274ff). Neue wissenschaftliche Erkenntnisse, eine Reihe einschneidender Extremereignisse, etwa das Elbehochwasser 2002, die Hitzewelle 2003 oder der Orkan Kyrill 2007, und die Veröffentlichung neuer Studien, beispielsweise des Weltklimarates (IPCC, 2007) und des „Stern-Berichts“ 2007 (Stern, 2007), leisteten dem Thema Klimafolgen und -anpassung Vorschub (vgl. Greiving/Fleischhauer, 2008: 61). Nicht zuletzt der jüngste vierte Sachstandsbericht des Weltklimarates (IPCC) unterstreicht, dass mit schwerwiegenden Folgen in verschiedensten Bereichen für Mensch und Natur zu rechnen ist (IPCC, 2007; Worldwatch Institute, 2007). In der Folge etabliert sich allmählich ein planungswissenschaftlicher Diskurs zum Thema Klimaanpassung (für den deutschsprachigen Raum z.B. Fleischhauer/Bornefeld, 2006; Ritter, 2007; Birkmann, 2008; Endlicher/Kress, 2008; Schlipf et al., 2008; Greiving/Fleischhauer, 2008 und Overbeck et al., 2008; Frommer, 2009; Mayer, Overbeck, 2009; Birkmann, Fleischhauer, 2009; für die internationale planungswissenschaftliche Diskussion z.B. Wilson, 2006a; Bulkeley, 2006; Lyth, 2006; Hunt/Watkiss, 2007). Deutlich weiter fortgeschritten ist die internationale Diskussion zu politisch-institutionellen, gesellschaftlichen und sozialen Rahmenbedingungen von Klimaanpassung (z.B. Pielke, 1998; Smit et al., 2000; Smit et al., 2003; Adger et al., 2007; Adger et al., 2009).

Die Metropolregion⁵³ Hamburg (MRH) ist in unterschiedlicher Hinsicht von den Folgen des Klimawandels betroffen (vgl. u.a. Rosenhagen und Daschkeit in diesem Band). Städtische Agglomerationen – wie die MRH – sowie Küsten- bzw. Flussräume gelten als Klimarisikogebiete. Sie sind in besonderem Maße von den negativen Auswirkungen des Klimawandels betroffen (vgl. Hunt/Watkiss, 2007: 7ff; Overbeck et al., 2008: 365, 371). Allgemein werden in der Literatur hinsichtlich der Auswirkungen des Klimawandels in Städten bzw. Stadtregionen die folgenden Bereiche genannt: (1) Auswirkungen des Meeresspiegelanstiegs, (2) Infrastrukturschäden durch Extremereignisse (Stürme, Überschwemmungen, Starkregen, Hitze, Trockenheit), (3) Auswirkungen auf die Gesundheit, (4) die Energienachfrage, (5) die Verfügbarkeit von (Süß-)Wasser und Ressourcen, (6) auf Tourismus und das kulturelle Erbe, (7) auf die urbane Biodiversität und (8) die Luftverschmutzung. In städtischen Siedlungsräumen sind besonders die Erhöhung lokaler Temperaturen (Hitzeinseln) und die Auswirkungen auf den Wasserhaushalt (Überschwemmungen, Starkregenereignisse) hervorzuheben (Hunt/Watkiss, 2007: 13, vgl. Fleischhauer/Bornefeld, 2006: 2006; Endlicher/Kress, 2008: 440). Die MRH selbst ist durch die Küstennähe und bis weit in das Landesinnere hineinreichende Ästuarie seit jeher naturräumlich durch Ebbe und Flut geprägt und folglich der Gefahr von Sturmfluten ausgesetzt. Langfristig erscheint vor dem Hintergrund der Klimaänderung eine Intensivierung der Sturmfluthöhen plausibel, wobei im Küstenschutz insbesondere nach 2030 Anpassungsmaßnahmen erforderlich sein werden (Storch et al., 2008; vgl. Winkel in diesem Band). Die MRH, wie die Nordseeküste insgesamt, gilt als ein Raumtyp, in dem Gefährdungen außerdem aus zunehmenden Winter- und Extremniederschlägen resultieren. Gruehn et al. (2008: 10) zählen die MRH zu den Brennpunkten des raumordnerischen Handlungsbedarfes in Deutschland. Folgt man einer Studie der Europäischen Kommission, weist das Stadtgebiet Hamburgs

53 Metropolregion wird hier als Begriff für Räume verwendet, „die durch die Konzentration von Bevölkerung, wirtschaftlichen, politischen und kulturellen Aktivitäten charakterisiert sind“ (ARL, 2007: 3).

im Vergleich zu den übrigen Regionen Deutschlands die größte Verwundbarkeit gegenüber dem Klimawandel auf (EU, 2008: 14).

Aus den genannten Verwundbarkeiten (Vulnerabilität) erwächst planerischer Handlungsbedarf. Endlicher und Kress (2008: 437) weisen darauf hin, dass sich gerade urbane Ballungsräume an die unausweichlichen, jetzt schon nicht mehr zu vermeidenden Folgen des Klimawandels anpassen müssen. Für die MRH stellt sich die planerisch-organisatorische Herausforderung, die gesellschaftliche Verwundbarkeit möglichst gering zu halten bzw. ihre Anpassungsfähigkeit zu erhöhen (vgl. Ritter, 2007: 531; Birkmann, 2008: 5ff Adger et al., 2007: 720).

Da die Auswirkungen der Klimaänderung häufig einen eindeutigen räumlichen Bezug haben, ist die Anpassung an den Klimawandel auch als eine Aufgabe der Raumplanung einzuordnen. Die räumlichen Bezüge betreffen nicht selten Nutzungskonflikte, die in gegenläufigen bzw. konfligierenden Ansprüchen begründet liegen, z.B. der Siedlungsentwicklung gegenüber der Ausweisung von Überschwemmungsbereichen in einem Gebiet (Ritter, 2007: 532; Greiving/Fleischhauer, 2008: 61). Die Raumplanung bzw. die Stadt- und Regionalentwicklung können mit Hilfe von Leitbildern, Zielen und Flächenausweisungen einen wichtigen Beitrag für die Entwicklung anpassungsfähiger und belastbarer Raumstrukturen leisten (vgl. Birkmann, 2008; Frommer, 2009; Bundesregierung, 2008: 29). Auf kommunaler und regionaler Ebene finden sich verschiedene planerische Gestaltungsmöglichkeiten zur Anpassung an den Klimawandel (Wickel/Morgenstern, Knieling/Fröhlich, Greiving, Moss sowie Kannen/Ratter in diesem Kapitel).

10.2.2 Klimawandel als planerisch-organisatorische Herausforderung für Metropolregionen

Seit dem frühen 20. Jahrhundert haben sich Stadtregionen mit verschiedensten Herausforderungen hinsichtlich ihrer räumlichen Entwicklung beschäftigt, von Bevölkerungswachstum und demografischem Wandel, über Flächennutzungskonflikte in Hinblick auf Suburbanisierung oder großräumige Infrastrukturen, bis hin zu dem Mangel an Freiräumen und Umweltproblemen. Die Fähigkeit, sich diesen immer wieder neuen Herausforderungen zu stellen und Lösungen zu finden, war und ist eine notwendige Voraussetzung für die wirtschaftliche Leistungsfähigkeit und die Lebensqualität in einer Metropolregion und damit für ihre nachhaltige Entwicklung.

Der Klimawandel ist immer noch ein relativ junges Thema auf der Agenda der Metropolregionen. Nachdem er in den letzten Jahren auf globaler Ebene viel diskutiert worden ist, stehen nun die lokalen und regionalen Akteure vor der Herausforderung, sich mit den Folgen des Klimawandels auseinanderzusetzen. Denn in der Regel liegen Planungshoheiten und Verantwortlichkeiten für das Themenfeld Klimafolgen und Anpassung bei den Kommunen bzw. in der Region (vgl. Kropp/Daschkeit, 2008: 359).

Für die räumliche Planung und Organisation von Anpassungsprozessen in der MRH finden sich in der Literatur eine Reihe von spezifischen Merkmalen, die bei weitergehenden Überlegungen zu berücksichtigen sind. Diese werden im Folgenden entlang der Kategorien (1.) sektorübergreifende Aufgabe, (2.) ebenenübergreifende Aufgabe, (3.) intermediäres Handlungsfeld, (4.) grenzüberschreitende Anforderungen, (5.) langfristige Orientierung, (6.) Planung unter Unsicherheit und (7.) paradigmatische Vorfestlegungen beschrieben.

(1.) Sektorübergreifende Aufgabe: Klimaanpassung macht nicht an den Kompetenzen einzelner Fachgebiete halt. Adaptation ist in unterschiedlichen Sektoren erforderlich. So betreffen die Auswirkungen des Klimawandels in stadregionalen Kontexten z.B. die Bereiche Gesundheit (Hitzeinseln), Wasserwirtschaft und Hochwasserschutz (Niederschläge sowie Hochwässer und Sturmfluten), Städtebau (Überwärmung, mangelnde Durchlüftung) und Katastrophen- und Bevölkerungsschutz (Vorsorge von Extremereignissen) sowie die Landwirtschaft (Beeinträchtigung der Erträge). Isolierte sektorale Strategien greifen deshalb zu kurz. Vielmehr sind sektor- und bereichsübergreifende, integrale Ansätze anzustreben, die unterschiedliche Nutzungsansprüche

abwägen und Zielkonflikte vermeiden (vgl. Overbeck et al., 2008: 366ff; Bundesregierung, 2008: 5). Daher werden eine enge und institutionalisierte Zusammenarbeit von einschlägigen Fachplanungen und Raumplanung sowie Kooperationen mit der Klimaforschung gefordert (Ritter, 2007: 535). In der Freien und Hansestadt Hamburg greift man diese Überlegungen beispielsweise in den Arbeiten zu einer kommunalen Strategie zur Anpassung an den Klimawandel bereits auf. In der Strategie soll ein überbehördlicher Rahmen erarbeitet werden, der die Ziele und Interessen der einzelnen Fachplanungen zusammenführt (FHH, 2008: 102).

(2.) Ebenenübergreifende Aufgabe: Lokale und regionale Anpassungsstrategien stehen in einem engen Wechselspiel zueinander sowie mit Aktivitäten auf den übergeordneten Ebenen. Die globale, europäische und nationale Ebene, z.B. das Grün- (EU, 2007) und das Weißbuch (EU 2009) der europäischen Kommission zum Thema Anpassung sowie die Deutsche Anpassungsstrategie an den Klimawandel (Bundesregierung, 2008) setzen wichtige Rahmenbedingungen für Anstrengungen im kleineren Maßstab. Anpassungsstrategien und -maßnahmen auf den unterschiedlichen Ebenen bedürfen der Abstimmung. Dabei ist die Klimaanpassung von den bekannten Interaktionsproblemen zwischen den verschiedenen Ebenen betroffen (vgl. Greiving/Fleischhauer, 2008: 62). Auf lokaler und regionaler Ebene steht die bürgerwirksame Vorsorge vor Klimafolgen im Vordergrund (Ritter, 2007: 535). Für die MRH geht es auf der stadt-regionalen Ebene um „die Bündelung von Planungs-, Finanzierungs- und Umsetzungskompetenzen und die damit gute Akzeptanz und Koordinierungsmöglichkeit von Anpassungsmaßnahmen [...]“ (Overbeck et al., 2008: 386).

(3.) Intermediäres Handlungsfeld: Die sektor- und ebenenübergreifenden Charakteristika des Klimawandels deuten darauf hin, dass es zumeist keine eindeutige Zuständigkeit in der öffentlichen Verwaltung gibt und die Aufgabe organisatorisch überwiegend noch nicht angemessen verankert ist. Der Handlungsfeld Klimawandel umfasst und betrifft verschiedenste Themenfelder und Akteure und befindet sich somit in einem „intermediären Bereich“ (Selle, 1994: 66). Es „liegt im Schnittbereich von Staat, Kapital und ziviler Gesellschaft bzw. politischer Gemeinschaft“ (ebd.). Der heutigen Bedeutung und Popularität des Themas ging ein langjähriger Prozess voraus, in dem die Gefahren des Klimawandels für Mensch und Natur thematisiert wurden. Getragen wurde dieser Prozess auch von zivilgesellschaftlichen Akteuren, die auf unterschiedlichen Ebenen Bündnisse geschmiedet haben, um auf den Klimawandel hinzuweisen. Im Verlauf dieses Prozesses verlagerte sich die Position im intermediären „Spielfeld“ in Richtung Politik und Verwaltung sowie Wirtschaft. Folglich verändern sich auch die Organisationsformen zur Bearbeitung des Themas.

(4.) Grenzüberschreitende Anforderungen: Anpassungsstrategien orientieren sich an klimarelevanten und naturräumlichen Gegebenheiten und überschreiten administrative Grenzen (vgl. Kropp/Daschkeit, 2008: 359; Frommer, 2009: 129). Institutionelle Zuständigkeiten decken sich nicht zwingend mit (natur-) räumlichen Bezugsgrößen, weshalb planerische Anpassungsstrategien ihren territorialen Blickwinkel teils zugunsten einer übergreifenden Perspektive auflösen müssen (vgl. Greiving/Fleischhauer, 2008: 62; Ritter, 2007: 535). Räumlich integrierende Herangehensweisen, wie sie in Verbindung mit Konzepten zum Fluss- bzw. Küstenzonenmanagement diskutiert werden, bieten hier Anknüpfungspunkte (vgl. die Beiträge von Moss und Kannen/Ratter sowie Daschkeit, 2007). Insofern stellt Klimaanpassung an die Planung und Organisation der MRH zukünftig erhebliche territoriale Kooperationsanforderungen, da es der Zusammenarbeit unterschiedlicher Bundesländer bedarf (vgl. Ritter, 2007: 535).

(5.) Langfristige Orientierung: Was einer breiten Sensibilisierung gegenüber Fragen des Klimawandels und der Umsetzung von Anpassungsmaßnahmen häufig entgegensteht, ist die Langfristigkeit seiner Auswirkungen, d.h. die langen Zeiträume zwischen der Emission und ihren negativen Folgewirkungen. Um sich vor diesen langfristigen Folgewirkungen zu wappnen, wird eine „proaktive“ Anpassung gefordert, in der Klimawandel als längerfristiger Prozess gedacht wird (Kropp/Daschkeit, 2008: 356). Aufgrund der langen Vorlaufzeiten sind räumliche Anpassungsstrategien möglichst frühzeitig vorzubereiten (Ritter, 2007: 537). Die langfristige Orientierung erfordert ein Generationen übergreifendes Denken (Intergenerativität, vgl. Wilson, 2006b: 125). Diese ist sowohl Merkmal des Klimawandels als auch Bestandteil der Diskussion über eine nachhaltige Entwicklung insgesamt (Baranek et al., 2005; Heinelt, 2006). Für die Raumplanung

stellt dies eine Herausforderung dar: Häufig weisen Planwerke deutlich kürzere Betrachtungshorizonte auf als die von der Klimaforschung projizierten langfristigen Folgen der Klimaänderung (vgl. Overbeck et al., 2008: 368; Greiving/Fleischhauer, 2008: 65-67). So haben z.B. Raumordnungs- und Flächennutzungspläne eine Geltungsdauer von 10 bis 15 Jahren, während die Klimaprojektionen sich meist auf Zeithorizonte von 50 bis 100 Jahren beziehen. Dies deutet auf Friktionen zwischen bestehenden planerischen Instrumenten und Regelungsformen einerseits und den Modellrechnungen der Klimaforschung andererseits hin. Inhaltlich, rechtlich, verfahrensmäßig und organisatorisch stellen sich daher zusätzliche Herausforderungen (vgl. Ritter, 2007: 537; Fleischhauer/Bornefeld, 2006: 169).

(6.) Planung unter Unsicherheit: Aktuelle Forschungsergebnisse zur Klimaanpassung weisen darauf hin, dass Planungen und Entscheidungen über konkrete Anpassungsmaßnahmen, die häufig in lokalen und regionalen Kontexten getroffen werden, vor der Herausforderung stehen, den Gegenstandsbereich Anpassung einzugrenzen und Handlungsstrategien zu entwickeln (vgl. Kropp/Daschkeit, 2008: 357). Vielerorts fehlt aber Wissen über systematische und bewusste Strategien zum Entscheiden unter Unsicherheit (Zebisch et al., 2005: 175). Entscheidungshemmnisse können einerseits aus den vielfältigen Handlungsoptionen und andererseits den relativ groben Raumskalen der Klimaänderungsszenarien resultieren (Kropp/Daschkeit, 2008: 357). Lokale Entscheidungsträger erwarten genaue und kleinräumige Klimaszenarien, um auf Basis möglichst sicheren Wissens planen und entscheiden zu können. Klimaszenarien sind aber „Beschreibungen möglicher Zukünfte, Beschreibungen verschiedener denkbarer Zukünfte“ (Storch, 2007: 252). Sie sind mit einer gewissen Unsicherheit behaftet, was für die räumliche Planung die Schwierigkeit mit sich bringt, über keine verlässliche Grundlage für rechtliche Planungsentscheidungen zu verfügen (Mayer/Overbeck, 2009). Diese, den Klimaszenarien eigenen Unsicherheiten werden auch weiterhin erhalten bleiben, da wesentliche Annahmen – z.B. über die Entwicklung der zukünftigen Treibhausgasemissionen – ungewiss bleiben werden. In der Konsequenz wird in der Literatur eine prozessorientierte Planung gefordert, die flexibel auf sich wandelndes Wissen und veränderte Rahmenbedingungen reagiert (vgl. Ritter, 2007; Overbeck et al., 2008; Hecht, 2009). Es kann als fraglich gelten, ob die üblichen Planungsmethoden und -instrumente, die an sie diesbezüglich gestellten Anforderungen erfüllen. Bisherige Planungsinstrumente verarbeiten zumeist in erster Linie Erkenntnisse aus der Vergangenheit, nun wird die Einbeziehung zukünftig wahrscheinlicher bzw. möglicher Ereignisse (insbesondere von Extremen) erforderlich (Bundesregierung, 2008: 14). Im Vordergrund steht deshalb nicht mehr, „einen umfassenden Plan mit endgültigen Aussagen aufzustellen, sondern eine Kette aufeinander folgender strategischer Entscheidungen zu treffen, die jeweils [...] differenzierte Lösungen anbieten [...]“ (Ritter, 2007: 536). Für ein solches Vorgehen kann ein Unterstützungssystem für die Entscheidungsfindung unter Unsicherheit bei der Anpassung an den Klimawandel hilfreich sein (z.B. Willows/Connel, 2003, Ashley et al, 2007).

(7.) Im Bereich des Hochwasserschutzes sehen sich Anpassungsstrategien in der Metropolregion Hamburg mit der besonderen Situation konfrontiert, dass vor dem Hintergrund der Sturmflut von 1962 ein Handlungsparadigma 100%iger Sicherheit durch Eindeichung besteht. Damit ist verbunden, dass eine ingenieurwissenschaftlich-technische Orientierung des Hochwasserschutzes dominiert. Neuere wissenschaftliche Ansätze einer gebietsbezogen differenzierten und prozessorientierten Klimaanpassung (z.B. Knieling et al, 2009) stehen vor der Anforderung, dieses Paradigma zu überwinden und zu verhindern, dass sie als „Unsicherheitsstrategien“ diskreditiert werden.

10.2.3 Climate Adaptation Governance

Der Klimawandel liegt mit seinen Folgen als sektor- und ebenenübergreifendes Problem quer zu den Kompetenzgrenzen funktionsbezogener Institutionen und zeichnet sich durch komplexe Ursache-Wirkungs-Beziehungen aus. Bei der Steuerung derartig komplexer Zusammenhänge bietet es sich an, neben traditionellen Formen politischer und planerischer Steuerung, auch andere Regelungsformen zu berücksichtigen (vgl. Benz, 2004: 14; Greiving/Fleischhauer, 2008: 64ff.). Die wissenschaftliche Diskussion über planerisch-organisatorische Fragen der Anpassung an den Klimawandel wird daher in der Literatur vermehrt in Verbindung mit dem Governance-Begriff geführt (vgl. z.B. Storbjörk, 2007;

Greiving, Fleischhauer, 2008; Overbeck et al., 2008; Frommer, 2009). In der Regel geht es in diesem Diskurs um die Handlungs- und Problemlösungskapazität, über die staatliche und nicht-staatliche Akteure in Bezug auf die Entwicklung und Umsetzung von Anpassungsstrategien und -maßnahmen verfügen bzw. nicht verfügen. Grundsätzlich betont Governance die Zusammenarbeit verschiedener Institutionen und Akteure und beschreibt den Aufbau selbstorganisierender Strukturen. Sie umfasst dabei die Gesamtheit aller bestehenden Formen formeller wie informeller Steuerung (vgl. Mayntz, 2004b; Benz, 2005; Heinelt/Kübler, 2005; Kooimann, 2003). D.h. Climate Adaptation Governance beinhaltet diejenigen Planungs- und Regelungsformen sowie die Organisationsentwicklung, die in Bezug auf den Klimaanpassung relevant sind. Dabei rücken die „Beziehungen zwischen Entscheidungsträgern und Betroffenen, zwischen staatlichen und gesellschaftlichen Akteuren, zwischen Regierungen bzw. Verwaltungen, Wirtschaft, Verbänden und der Zivilgesellschaft“ in den Fokus (Benz, 2005: 405).

In der Stadt- und Regionalpolitik wird der Begriff Governance verwendet, um Steuerungs- und Koordinationsformen in städtischen bzw. regionalen Kontexten zu charakterisieren; hier ist von „Regional Governance“ oder „Urban Governance“ die Rede, wobei Möglichkeiten der Selbstorganisation der Region im Vordergrund stehen (vgl. z.B. Knieling, 2003: 471; Benz, 2005: 404; Fürst, 2004: 47ff.). Für die MRH erweist sich eine regionale Governance besonders deshalb anschlussfähig, da Governance hier auf einen Raum angewendet werden kann, der nicht mit den Kompetenzbereichen von Gebietskörperschaften deckungsgleich ist (vgl. Benz, 2005: 404).

Greiving und Fleischhauer (2008: 65) betonen in ihrer Diskussion einer Klimarisiko-Governance insbesondere informelle raumplanerische Ansätze. Letztere sollen im Rahmen einer Klimarisiko-Governance Planungs- und Entscheidungsträger dazu befähigen, angemessen mit Komplexität und Unsicherheiten umzugehen, da die Administration hier nicht allein als Träger von Prozessen der Anpassung an den Klimawandel agiert, sondern weitere – sowohl öffentliche wie auch private – Institutionen und Akteure in einen möglichst hierarchielosen Diskurs treten, um auf diese Weise zu akzeptierten und von allen Beteiligten getragenen Entscheidungen zu gelangen (vgl. Knieling 2009a). Die Beteiligung verschiedener zivilgesellschaftlicher Gruppen wird insbesondere in partizipativen Governance-Ansätzen herausgestellt (Walk, 2008: 14ff). Dem liegt die Einschätzung zu Grunde, dass Partizipation die Umsetzungsqualität von Anpassungsstrategien erhöht, wenngleich die politischen Entscheidungen letztlich nicht ersetzt werden können. In der Risikoforschung wird dieser Handlungsansatz mit dem Begriff „Risk-Governance“ bezeichnet (vgl. Renn, 2008; Greiving/Fleischhauer, 2008: 64ff; Overbeck et al., 2008: 377).

Im Folgenden wird der Begriff „Climate Adaptation Governance“ verwendet, der nicht nur informelle Regelungsansätze umfasst, sondern im Sinne einer weiten Begriffsverwendung von Governance auch hoheitlich-regulatives Handeln einschließt (vgl. Mayntz, 2006: 15; Benz et al., 2007: 9; Blatter/Knieling 2009; Schuppert, 2008: 24). Mit Climate Adaptation Governance sind folglich sowohl formelle als auch informelle Steuerungs- und Koordinationsformen gemeint, die einen Beitrag zur Anpassung an den Klimawandel in der MRH leisten können.

10.2.4 Elemente einer Climate Adaptation Governance für die Metropolregion Hamburg

Eine Climate Adaptation Governance für die Metropolregion Hamburg kann sich aus einer breiten Palette von Instrumenten und Verfahren zusammensetzen, die einen Beitrag zur Koordinierung der metropolitanen Entwicklung mit Blick auf die Klimaanpassung leisten. Das Instrumenten-Spektrum reicht von regulativen bzw. formellen Instrumenten (z.B. Gesetze, formale Pläne), über Finanzanreize (z.B. öffentliche Förderprogramme, Wettbewerbe etc.), Marktteilnahme (z.B. Bodenfonds im Bereich der Freiraumplanung), Organisationsentwicklung (intermediäre Einrichtungen, Weiterentwicklung formaler Organisationsformen) bis hin zu informellen bzw. kommunikativen Ansätzen (z.B. Runde Tische, Bürgerbeteiligung, aber auch informelle Entwicklungskonzepte) In den folgenden Abschnitten

wird ein Ausschnitt dieses umfassenden Regelungsspektrums für die Metropolregion Hamburg betrachtet.

In Bezug auf die kommunale Bauleitplanung behandeln Wickel und Morgenstern die Potenziale der formalen bzw. regulativen Instrumente des Planungsrechts bei der Bewältigung der Folgen des Klimawandels. Die Regelungsmöglichkeiten der Bauleitplanung betreffen sowohl den Bereich der Gefahrenabwehr als auch die Risikovorsorge. Die Darstellungen und Festsetzungen in Flächennutzungsplänen und Bebauungsplänen beziehen sich in der MRH sowohl auf die Beeinträchtigungen durch erwartete Temperaturerhöhungen und die Verringerung von Wasserressourcen als auch auf die Verstärkung von Naturgefahren. Ob diesen, auf Prognosen basierenden Belangen, in der planerischen Abwägung ausreichend Gewicht verliehen werden kann, gilt als fraglich.

Die Rolle der Regionalplanung bei der Anpassung an den Klimawandel steht im Mittelpunkt des Beitrags von Knieling und Fröhlich. Darin werden die Steuerungsmöglichkeiten des formalen regionalplanerischen Instrumentariums diskutiert. Durch die Festlegung von Vorrang- und Vorsorgegebieten können Freiräume gesichert und Einfluss auf die kleinklimatische Qualität von Siedlungsräumen genommen werden. Regionale Freiräume und Grünzüge übernehmen außerdem für die regionalklimatischen Verhältnisse und als Retentionsräume für den Hochwasserschutz eine wichtige Funktion. Die Grenzen der formellen regionalplanerischen Instrumente liegen u.a. dort, wo aufgrund von Risiken im Bestand von Siedlungen und Infrastruktur Nutzungsänderungen nötig wären.

Greiving erkundet die Potenziale informeller Handlungsformen auf kommunaler und regionaler Ebene als Bestandteil einer Climate Adaptation Governance. Ausgangspunkt des Beitrages sind die Schwächen der formellen Raumplanung, z.B. die begrenzten Möglichkeiten, bestehende Raumnutzungen zu beeinflussen. Planerische Entscheidungen zur Anpassung an den Klimawandel beziehen sich dabei weniger auf Erfahrungen aus der Vergangenheit, sondern sind vielmehr zukunftsorientiert und Entscheidungen müssen zunehmend unter Unsicherheit getroffen werden. Informelle, auf Kooperation und Verhandlung setzende Ansätze zur Klimaanpassung gewinnen deshalb an Bedeutung. Dabei ist besonders die Verknüpfung der institutionalisierten Regionalplanung mit kooperativen Handlungsweisen, z.B. ergebnisorientierten Zielvereinbarungen, Leitbildern und Monitoring-Verfahren, Erfolg versprechend.

Neben den formellen und informellen Instrumenten einer Climate Adaptation Governance werden in zwei weiteren Abschnitten integrierte planerische Ansätze behandelt, die sich aus der spezifischen Raumkonstellation der Metropolregion Hamburg ableiten. Im Beitrag von Moss stehen Flussgebiete, wie die Elbe, als Handlungsraum für die Anpassung an den Klimawandel im Mittelpunkt. Darin geht es um die Chancen dieser übergreifenden Raumeinheit für das Management der Folgen des Klimawandels, insbesondere der Hoch- und Niedrigwasservorsorge. Gleichwohl zeichnen sich auch Restriktionen dieses grenz- und sektorübergreifenden Instrumentariums ab. Nicht immer sind Flussgebiete die geeignete Raumeinheit zur Problemlösung. Häufig liegen sie quer zu politisch-administrativen Grenzen, so dass ein erheblicher Koordinationsaufwand entsteht.

Die Rolle eines integrierten Küstenzonenmanagements (IKZM) bei der Anpassung an den Klimawandel behandeln Kannen und Ratter. Darin wird deutlich, dass IKZM, im Gegensatz zur traditionellen, meist reaktiven Planung, ein umfassendes Instrumentarium zur vorausschauenden Koordination und Moderation unterschiedlicher Nutzungsinteressen im Küstenraum darstellt. In der Fachdiskussion hat sich die Aufmerksamkeit in Richtung einer prozessorientierten Betrachtung verschoben, die eine hohe Flexibilität schaffen soll. IKZM basiert auf den Grundsätzen eines adaptiven Managements und wird als iterativer Prozess verstanden. Bei der Klimaanpassung bietet der Ansatz Hilfestellung, da er den Umgang mit den erheblichen regionalen und lokalen Unsicherheiten über die Ausprägungen des Klimawandels erleichtert.

Abschließend erfolgt eine Synthese der Erkenntnisse aus den verschiedenen Beiträgen. Neben einer Zusammenfassung der wichtigsten Ergebnisse bezieht sich diese auf vertiefende Themen und Fragestellungen zu planerisch-organisatorischen Anpassungspotenzialen an den Klimawandel, die mit Blick auf die Metropolregion Hamburg bzw. auf Norddeutschland und in Bezug auf die

Weiterentwicklung der entsprechenden Climate Adaptation Governance Gegenstand weiterführende (Forschungs-) Arbeiten sein sollten.

ENTWURF

10.3 Klimaanpassung und Bauleitplanung (M. Wickel, N. Morgenstern)

10.3.1 Aufgabe der Bauleitplanung

Die Aufgabe der Bauleitplanung ist im Baugesetzbuch⁵⁴ (BauGB) umschrieben. Danach dient die Bauleitplanung zur Vorbereitung und Leitung der baulichen und sonstigen Nutzung von Grundstücken innerhalb einer Gemeinde (§ 1 Abs. 1 BauGB). Hierfür vorgesehen ist ein zweistufiges Planungssystem, bestehend aus dem vorbereitenden Bauleitplan, dem Flächennutzungsplan, und dem Bebauungsplan als verbindlichen Bauleitplan (§ 1 Abs. 2 BauGB). Ersterer erstreckt sich grundsätzlich auf das gesamte Gemeindegebiet und enthält die Darstellung der sich aus der beabsichtigten städtebaulichen Entwicklung ergebenden Art der Bodennutzung (§ 8 Abs. 1 BauGB). Dem Flächennutzungsplan kommt damit eine die verbindliche Planung koordinierende Aufgabe zu. Demgemäß bewegt er sich noch auf einem höheren Abstraktionsniveau. Konkrete Vorgaben für die Bebauung eines Grundstücks lassen sich hieraus in der Regel noch nicht ablesen. Der Bebauungsplan wird hingegen für kleinere Gebiete bis hin zu einzelnen Grundstücken aufgestellt. Er enthält die rechtsverbindlichen Festsetzungen für die städtebauliche Ordnung (§ 8 Abs. 1 BauGB). Das gestufte Verhältnis zwischen dem Flächennutzungsplan und dem Bebauungsplan wird in § 8 Abs. 2 BauGB beschrieben, wonach die Bebauungspläne aus dem Flächennutzungsplan zu entwickeln sind. Darüber hinaus bedienen sich Gemeinden zur Steuerung der städtebaulichen Entwicklung weiterer Formen der Planung. Diese werden zumeist unter dem Begriff der informellen Pläne zusammengefasst. Zwar haben diese zum Teil erhebliche tatsächliche Steuerungswirkung. Gegenüber der Bauleitplanung kommt ihnen aber lediglich eine ergänzende Funktion zu. Vor allem sind die für die Steuerung der Bodennutzung erforderlichen Rechtswirkungen, insbesondere die Rechtsverbindlichkeit gegenüber den Eigentümern und sonstigen Betroffenen, allein mittels der Bauleitplanung zu erzeugen.

10.3.2 Rechtliche und organisatorische Einordnung der Bauleitplanung

Die rechtlichen Wirkungen des Flächennutzungsplans sind auf den Innenbereich der Verwaltung beschränkt, weswegen ihm keine der herkömmlichen Rechtsformen des Verwaltungshandelns (z. B. Verordnung, Satzung, Verwaltungsakt) zugeordnet ist.⁵⁵ Er wird gemeinhin als Rechtsform „sui generis“ bezeichnet.⁵⁶ Der Bebauungsplan hingegen erlangt Außenwirksamkeit. Demgemäß bedarf es hier einer eindeutigen Bestimmung der Rechtsform. Diese erfolgt in § 10 Abs. 1 BauGB, der vorschreibt, dass der Bebauungsplan als Satzung beschlossen wird. Für die Metropolregion Hamburg ergibt sich hier insofern eine bedeutende Abweichung, als die Rechtsform der Satzung aufgrund des Status der Freien und Hansestadt Hamburg als Stadtstaat ausscheidet (Hoffmann-Riem/Koch, 2006: 216). Demgemäß verpflichtet § 246 Abs. 2 BauGB den hamburgischen Gesetzgeber, eine andere Rechtsform zu wählen. Gemäß § 3 Abs. 1 und 2 HmbBauleitplanfeststellungsgesetz⁵⁷ (HmbBauPIFestG) werden die Bebauungspläne in Hamburg entweder als Rechtsverordnung des Senats oder als Gesetz der Bürgerschaft festgestellt.

Die Bauleitplanung ist die ausschließliche Aufgabe der Kommunen, die die Bauleitpläne in alleiniger Verantwortung aufstellen (§ 2 Abs. 1 BauGB). Zwar sieht § 2 Abs. 2 BauGB eine Abstimmung der

54 I.d.F. v. 23. September 2004 (BGBl. I S. 2414), zuletzt geändert durch Artikel 14 des Gesetzes vom 17. Dezember 2008 (BGBl. I S. 2586).

55 Vgl. Söfker in: Ernst/Zinkahn/Bielenberg/Krautzberger, Baugesetzbuch, § 5 Rn. 7.

56 Vgl. Jaeger in: Spannowsky/Uechtritz, Beck'scher Online Kommentar Baugesetzbuch, § 5 Rn. 12.

57 I.d.F. v. 30. November 1999 (HmbGVBl. 1999, S. 271), zuletzt geändert durch Gesetz vom 24. Juni 2008 (HmbGVBl. S. 239).

Bauleitpläne benachbarter Gemeinden vor. Dies zielt aber lediglich auf die Vermeidung von planerischen Konflikten. Eine gemeindeübergreifende Koordination ist damit nicht vorgeschrieben. Eine hierüber hinausgehende Koordinierung erlauben die §§ 204 f. BauGB.⁵⁸ Gemäß § 204 BauGB können Gemeinden einen gemeinsamen Flächennutzungsplan aufstellen. Eine noch weitergehende Möglichkeit der gemeindeübergreifenden Zusammenarbeit bietet der § 205 BauGB, der die Gründung von Planungsverbänden vorsieht, denen unter anderem die Aufgabe der Bauleitplanung für die Mitgliedsgemeinden übertragen werden kann. Beide Instrumente spielen jedoch soweit ersichtlich für die Metropolregion insgesamt derzeit ebenso wenig eine Rolle wie die Möglichkeit der Aufstellung eines regionalen Flächennutzungsplans gemäß § 8 Abs. 4 ROG. Bei Letzterem handelt es sich um einen Plan, der die Funktionen eines Regionalplans und der Flächennutzungsplanung für das einbezogene Gebiet in einem Plan zusammenführt. Bestrebungen, einen solchen Plan aufzustellen, sind hingegen in der Metropolregion nicht erkennbar. Entsprechende Bestrebungen würden jedoch auch dadurch behindert, dass solche gemeindeübergreifenden Instrumente zugleich auch immer eine länderübergreifende Zusammenarbeit erfordern würde.

Eine Besonderheit ergibt sich wiederum aus dem Status Hamburgs als Stadtstaat. Da es hier an der kommunalen Ebene fehlt, nimmt die Freie und Hansestadt Hamburg, obgleich Bundesland (Art. 1 Abs. 1 HmbVerf), auch die sonst den Gemeinden zufallenden Aufgaben wahr (Art. 4 Abs. 1 HmbVerf). Die Aufgaben der Bauleitplanung werden dabei zwischen der Gesamtstadt und den Bezirken aufgeteilt. Der Flächennutzungsplan wird gemäß § 2 Abs. 1 HmbBauPIFestG durch einen Beschluss der Bürgerschaft aufgestellt. Seine Aufstellung obliegt also der Gesamtstadt. Demgegenüber wird die Verordnungsermächtigung des Senats zur Aufstellung der Bebauungspläne (§ 3 Abs. 1 HmbBauPIFestG) gemäß § 6 Abs. 1 Nr. 2 HmbBauPIFestG bis auf wenige Ausnahmen auf die Bezirke weiterübertragen (§ 6 Abs. 1 HmbWeiterübertragungsVO – Bau⁵⁹). Damit besteht die Besonderheit, dass die Kompetenzen für die Aufstellung der beiden Bauleitpläne, anders als im BauGB angelegt, auseinanderfallen, woraus sich Koordinationsprobleme ergeben können (zu der Problematik auch Niere, 2008: 153 ff).⁶⁰

10.3.3 Klimaanpassung und Klimaschutz als Aufgaben der Bauleitplanung

Inhaltlich sind die Bauleitpläne einer nachhaltigen städtebaulichen Entwicklung verpflichtet (§ 1 Abs. 5 BauGB). Die Bezugnahme des Gesetzes auf den Städtebau beschränkt das Instrumentarium der Bauleitplanung insofern, als Bauleitpläne nur aufgestellt werden dürfen, wenn die städtebauliche Entwicklung und Ordnung dies erfordert (§ 1 Abs. 3 BauGB). Im Hinblick auf das Thema des anthropogenen Klimawandels war dies bislang vor allem insofern von Bedeutung, als sich die Frage stellt, inwiefern der Schutz vor dem Klimawandel ein städtebauliches Erfordernis darstellen kann. Diese Frage ist umstritten. Der Streit konzentriert sich zunächst auf das Verständnis einer Formulierung in § 1 Abs. 5 S. 2 BauGB, der im Rahmen des EAG Bau 2004⁶¹ neu gefasst wurde. Hiernach soll die Bauleitplanung dazu beitragen, „eine menschenwürdige Umwelt zu sichern und die natürlichen Lebensgrundlagen zu schützen und zu entwickeln, auch in Verantwortung für den allgemeinen Klimaschutz“. Die Vertreter der Ansicht, wonach der Klimaschutz ein städtebauliches Erfordernis darstellt, sehen in dieser Formulierung eine ausdrückliche Ausweitung des Zielkatalogs der Bauleitplanung.⁶² Die ablehnende Ansicht vertritt hingegen den Standpunkt, dass gemäß dieser

58 Vgl. Söfker in: Ernst/Zinkahn/Bielenberg/Krautzberger, Baugesetzbuch, § 2 Rn. 96.

59 Verordnung zur Weiterübertragung von Verordnungsermächtigungen im Bereich der Bauleitplanung und der Landschaftsplanung (Weiterübertragungsverordnung-Bau) v. 8. August 2006 (HmbGVBl. 2006, S. 481), zuletzt geändert durch Verordnung vom 2. Dezember 2008 (HmbGVBl. 2008, S. 408).

60 Vgl. etwa VG Hamburg, Urt. v. 20.11.2007 – 13 K 3512/06 –, NordÖR 2008, 167.

61 Gesetz v. 24. Juni 2004 zur Anpassung des Baugesetzbuchs an EU-Richtlinien (Europarechtsanpassungsgesetz Bau – EAG Bau), BGBl. I S. 1359.

62 So etwa Gaentzsch in: Schlichter/Stich/Driehaus/Paetow (Hrsg.), Berliner Kommentar zum Baugesetzbuch, § 1 Rn. 54.

Formulierung die Bauleitplanung lediglich auch zum Klimaschutz beitragen dürfe. Dieser dürfe demgemäß aber nicht der primäre Zweck der Bauleitplanung sein.⁶³ Weiterhin beruft sich die ablehnende Ansicht auf die Ausführungen der Gesetzesbegründung zum BauROG 1998⁶⁴. Dort wurde festgestellt, dass „Festsetzungen ohne bodenrechtlichen Bezug – etwa zugunsten des allgemeinen Klimaschutzes – nicht Aufgaben der Bauleitplanung“ seien.⁶⁵ Festsetzungen zugunsten des globalen Klimaschutzes würde hiernach der erforderliche örtliche Bezug fehlen, der für ein städtebauliches Erfordernis notwendig sei. Dies wird allerdings dahingehend bestritten, dass der örtliche Bezug gerade darin bestehe, dass durch die Bauleitplanung lokal eine Bodennutzung zugelassen werde, die eben die zu befürchtenden globalen Folgen habe (Janssen/Albrecht, 2008: 130 f.; Klinski/Longo, 2007: 42 f.) Jede andere Lesart sei im Übrigen auch mit dem Prinzip der Nachhaltigkeit, dem die Bauleitplanung gemäß § 1 Abs. 5 BauGB verpflichtet ist, nicht zu vereinbaren (so etwa Koch/Hendler, 2004: 191; Koch, 2004: 543). Dieser vor allem im Schrifttum ausgetragene Streit ist insofern von praktischer Relevanz, als auch die Rechtsprechung hierzu noch nicht abschließend Stellung genommen hat. Zwar findet sich eine Äußerung des Bundesverwaltungsgerichts, die die Möglichkeit, die Festsetzung eines Bebauungsplans auf Gründe des allgemeinen Klimaschutzes zu stützen, auszuschließen scheint.⁶⁶ Diese erfolgte jedoch lediglich in einem obiter dictum im Kontext einer Entscheidung zum kommunalen Abgabenrecht. Zudem handelt es sich um eine Entscheidung des 8. Senats des Gerichts. Der für Fragen des Städtebaurechts zuständige 4. Senat hat sich, soweit ersichtlich, nach dem Erlass des EAG Bau zu dieser Frage noch nicht geäußert. Ergänzend ist darauf hinzuweisen, dass es außer Frage stehen dürfte, dass die klimaschützende Wirkung einer konkreten Festsetzung in die planerische Abwägung nach § 1 Abs. 7 BauGB als Belang einfließen kann.⁶⁷ Wenn der Klimaschutz tatsächlich nicht als städtebauliches Erfordernis qualifiziert werden kann, so kann der Umstand, dass eine Planung sich auch klimaschützend auswirkt, gleichwohl verstärkend in die Abwägung einfließen und die Festsetzung gegenüber entgegenstehenden Interessen und Belangen rechtfertigen.

Dieser Streit ist allerdings für die Frage der Klimaanpassung nur von eingeschränkter Bedeutung. Der örtliche Bezug klimaschützender Maßnahmen wird vor allem deshalb in Frage gestellt, weil ein direkter Zusammenhang zwischen einem verursachenden Beitrag zum Klimawandel auf lokaler Ebene und Schäden, die an gleicher Stelle durch den Klimawandel verursacht werden, soweit ersichtlich nicht feststellbar ist. So kann es durchaus der Fall sein, dass eine Gemeinde, die im Rahmen der Bauleitplanung klimaschützende Festsetzungen trifft, in keiner Weise selbst unmittelbar vom Klimawandel betroffen wäre.

Bei räumlichen Planungen, die der Anpassung an den Klimawandel dienen, liegt der rechtfertigende Grund für die Planung hingegen nicht im Klimawandel selbst. Hier geht es zwar darum, auf konkrete Phänomene zu reagieren, die durch den anthropogenen Klimawandel verursacht werden oder jedenfalls mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit hierauf zurück zu führen sind. Im Mittelpunkt steht aber die jeweilige Gefahr einer Schädigung. Damit bewegen sich planerische Maßnahmen zur Anpassung an den Klimawandel – zumindest weitgehend – im Bereich der Gefahrenabwehr.⁶⁸

63 Vgl. z. B. Söfker in: Ernst/Zinkahn/Bielenberg/Krautzberger (Hrsg.), Baugesetzbuch, § 1 Rn. 107a.

64 Gesetz v. 18. August 1997 zur Änderung des Baugesetzbuchs und zur Neuregelung des Rechts der Raumordnung (Bau- und Raumordnungsgesetz 1998 – BauROG), BGBl. I S. 2081.

65 BT-Drs. 13/6392, S. 49.

66 BVerwG, Urt. v. 25.01.2006 – 8 C 13/05 –, BVerwGE 125, 68 (Rn. 30): „Verwendungsverbote gemäß § 9 Abs. 1 Nr. 23 BauGB können nur aus städtebaulichen Gründen in einem Bebauungsplan im Hinblick auf begrenzte örtliche Gegebenheiten festgesetzt werden. Der Anschluss- und Benutzungszwang dient dagegen dem vorsorgenden Klimaschutz; ihm kommt eine globale Dimension zu.“

67 BVerwG, Urt. 13.03.2003 – 4 C 4/02 –, BVerwGE 118, 33, 41.

68 Das BVerwG, Urt. v. 11.12.2003 – 7 C 19/92 –, BVerwGE 119, 329, 332 umschreibt den Begriff der Gefahrenabwehr im immissionsschutzrechtlichen Kontext: „Die immissionsschutzrechtliche Schutzpflicht als Instrument der Gefahrenabwehr greift ein, wenn die hinreichende Wahrscheinlichkeit eines Schadenseintritts besteht. Sie dient der Abwehr erkannter Gefahren und der Vorbeugung gegenüber künftigen Schäden, die durch solche Gefahren hervorgerufen werden können. [...]“

Demgegenüber gehört der Klimaschutz in den Bereich der Risikovorsorge, die sich gegenüber der Gefahrenabwehr durch eine größere Ungewissheit über den Schadenseintritt auszeichnet.⁶⁹ Sowohl im Bereich der Gefahrenabwehr als auch im Bereich der Risikovorsorge können Maßnahmen zum Schutz vor dem Klimawandel ergriffen werden. Allerdings müssen diese Maßnahmen in jedem Fall dem Grundsatz der Verhältnismäßigkeit genügen, der für die Bauleitplanung seine Ausformung im Abwägungsgebot (§ 1 Abs. 7 BauGB) gefunden hat. Es leuchtet unmittelbar ein, dass wegen der größeren Nähe zum Schadenseintritt planerische Maßnahmen zur Gefahrenabwehr – im hier interessierenden Zusammenhang also Maßnahmen zur Anpassung an den Klimawandel – leichter zu rechtfertigen sind als Maßnahmen der Vorsorge, d.h. hier des Klimaschutzes.

10.3.4 Mögliche Darstellungen und Festsetzungen zur Klimaanpassung

Die Bauleitplanung bietet eine Vielzahl von Darstellungs- und Festsetzungsmöglichkeiten, die der Anpassung an den Klimawandel dienen können. In der Metropolregion Hamburg dürften dabei vor allem zwei Problemschwerpunkte eine Rolle spielen: zum einen die Beeinträchtigung durch erwartete Temperaturerhöhungen und die Verringerung von Wasserressourcen, zum anderen die Verstärkung von Naturgefahren (Zebisch et al., 2005, 165 ff.).

a. Erwartete Beeinträchtigung

Die Bauleitplanung kann auf die erwarteten Phänomene Temperaturanstieg und Wassermangel auf beiden Planungsebenen – Flächennutzungspläne und Bebauungspläne – mit einer stärkeren Freihaltung von Flächen und durch Gestaltung der Siedlungs- und Bebauungsstruktur reagieren (Fleischauer/Bornefeld, 2006: 166). So können im Flächennutzungsplan beispielsweise Flächen für die Landwirtschaft und Wald (§ 5 Abs. 2 Nr. 9 BauGB) im Umland dargestellt werden. Gemäß § 5 Abs. 2 Nr. 10 BauGB können Flächen für Maßnahmen zum Schutz, zur Pflege und zur Entwicklung von Boden, Natur und Landschaft vorgesehen werden, womit auch eine Öffnung für die Darstellungen der Landschaftspläne besteht. In bebauten Gebieten können gemäß § 5 Abs. 2 Nr. 5 BauGB zur Verbesserung des Kleinklimas und zur Auflockerung und Gliederung der Bebauung⁷⁰ Grünflächen dargestellt werden.

Bebauungspläne als verbindliche Bauleitpläne können ebenfalls Festsetzungen zur Erhaltung von Freiräumen enthalten. In Betracht kommt vor allem die Festsetzung von Flächen, die von der Bebauung freizuhalten sind, und ihre Nutzung nach § 9 Abs. 1 Nr. 10 BauGB. Hierfür müssen die städtebaulichen Gründe eine Freihaltung von der Bebauung rechtfertigen.⁷¹ Ein solcher städtebaulicher Grund kann sich insbesondere aus dem Interesse der Sicherheit und Gesundheit der Bevölkerung ergeben oder auch in der – aufgrund besonderer klimatischer Verhältnisse erforderlichen – besseren Durchlüftung in dicht bebauten Gebieten liegen.⁷² Zur Freihaltung von Flächen können weiterhin die

Eine Gefahr liegt nach der klassischen Begriffsdefinition dort vor, wo „aus gewissen gegenwärtigen Zuständen nach dem Gesetz der Kausalität gewisse andere Schaden bringende Zustände und Ereignisse erwachsen werden“.

69 BVerwG, Urt. v. 11.12.2003 – 7 C 19/92 –, BVerwGE 119, 329, 332 f. umschreibt den Begriff der Vorsorge wie folgt: „Potenziell schädliche Umwelteinwirkungen, ein nur möglicher Zusammenhang zwischen Emissionen und Schadenseintritt oder ein generelles Besorgnispotenzial können Anlass für Vorsorgemaßnahmen sein, sofern diese nach Art und Umfang verhältnismäßig sind. Vorsorge gegen schädliche Umwelteinwirkungen erfasst mithin mögliche Schäden, die sich deshalb nicht ausschließen lassen, weil nach dem derzeitigen Wissensstand bestimmte Ursachenzusammenhänge weder bejaht noch verneint werden können, weshalb noch keine Gefahr, sondern nur ein Gefahrenverdacht oder ein Besorgnispotenzial besteht. Gibt es hinreichende Gründe für die Annahme, dass Immissionen möglicherweise zu schädlichen Umwelteinwirkungen führen, ist es Aufgabe der Vorsorge, solche Risiken unterhalb der Gefahrengrenze zu minimieren“.

70 Löhrr in Battis/Krautzberger/Löhrr, Baugesetzbuch – BauGB-, § 5 Rn. 20.

71 Söfker in: Ernst/Zinkahn/Bielenberg/Krautzberger (Hrsg.), Baugesetzbuch, § 9 Rn. 97.

72 Söfker in: Ernst/Zinkahn/Bielenberg/Krautzberger (Hrsg.), Baugesetzbuch, aaO.

Festsetzungen nach § 9 Abs. 1 Nrn. 15 (öffentliche und private Grünflächen), 18 (Flächen für Landwirtschaft und Wald), 20 (Flächen oder Maßnahmen zum Schutz, zur Pflege und zur Entwicklung von Boden, Natur und Landschaft) und 25 (Flächen zur Neubepflanzung oder zur Sicherung eines vorhandenen Aufwuchses und kleiner Gewässer) dienen. § 9 Abs. 1 Nr. 20 BauGB bietet dabei wiederum die Möglichkeit zur Integration landschaftsplanerischer Inhalte. Weiterhin können Wasserflächen, die gemäß § 9 Abs. 1 Nr. 16 BauGB festgesetzt werden können, ebenfalls zur Verbesserung des städtischen Klimas beitragen (Endlicher/Kress, 2008: 441). Um eine zu hohe Bebauungsdichte zu vermeiden und den sparsamen Umgang mit Grund und Boden (§ 1a Abs. 2 BauGB) zu gewährleisten, können nach § 9 Abs. 1 Nr. 3 BauGB auch Höchstmaße für Wohnbaugrundstücke festgeschrieben werden. Gestalterische Maßnahmen, wie Fassaden- oder Dachbegrünung, die sich begünstigend auf das Kleinklima⁷³ auswirken, können mittels § 9 Abs. 1 Nr. 25 BauGB umgesetzt werden.

b. Verstärkung von Naturgefahren

Neben den Verschlechterungen durch Temperaturanstieg und Verringerung von Wasserressourcen wird erwartet, dass durch den Klimawandel bestimmte Naturgefahren verstärkt werden. Dazu zählen insbesondere auch für die Metropolregion Hamburg die Zunahme von Sturmfluten sowie eine Veränderung der Küstenbereiche durch den Anstieg des Meeresspiegels (vgl. Zebisch et al., 2005: 166 f.). In der Umgebung von Flüssen wird zudem mit einer Zunahme von Hoch- und Niedrigwassern gerechnet (Dürnagel/Eyink, 2008: 408). Auch werden stärker werdende Regenfälle prognostiziert. Auf diese Naturgefahren kann mit Darstellungen und Festsetzungen in Bauleitplänen reagiert werden und damit eine Anpassung an den Klimawandel erfolgen.

Flächen, die im Interesse des Hochwasserschutzes freizuhalten sind, beispielsweise auch für den Bau von Deichen und Dämmen,⁷⁴ können im Flächennutzungsplan gem. § 5 Abs. 2 Nr. 7 BauGB dargestellt und nach § 9 Abs. 1 Nr. 16 BauGB in Bebauungsplänen festgesetzt werden. Über diese Möglichkeiten hinaus ist durch das Gesetz zur Verbesserung des vorbeugenden Hochwasserschutzes,⁷⁵ das am 10.05.2005 in Kraft getreten ist, die Stellung des Hochwasserschutzes im BauGB verändert worden (Smeddinck, 2006: 174 f.). Die Belange des Hochwasserschutzes sind seitdem als für die Abwägung erheblicher Belang in § 1 Abs. 6 BauGB ausdrücklich genannt, dessen Nr. 12 mit der Gesetzesänderung eingefügt wurde. Hiermit sollte die Aufmerksamkeit vor dem Hintergrund des Elbehochwassers 2002 insbesondere auf den vorbeugenden Hochwasserschutz gerichtet werden.⁷⁶ Den Belangen des Hochwasserschutzes wurde damit eine eigene städtebauliche Bedeutung zugewiesen.⁷⁷

Daneben entfalten aber auch fachgesetzliche Regelungen vor allem des Wasserhaushaltsgesetzes⁷⁸ erheblichen Einfluss auf die Bauleitplanung.⁷⁹ Insbesondere Überschwemmungsgebiete, die aufgrund des Wasserhaushaltsgesetzes⁸⁰ ausgewiesen werden, wirken sich auf die Pläne aus. Zunächst formuliert § 31a Abs. 1 S. 1 WHG die Grundsätze des Hochwasserschutzes. Dort heißt es: „Oberirdische Gewässer sind so zu bewirtschaften, dass soweit wie möglich Hochwasser zurück

73 Löhrl in Battis/Krautzberger/Löhrl, Baugesetzbuch – BauGB-, § 9, Rn. 95.

74 Söfker in Ernst/Zinkahn/Bielenberg/Krautzberger, BauGB § 5 Rn. 48.

75 Gesetz zur Verbesserung des vorbeugenden Hochwasserschutzes vom 03.05.2005 (BGBl. I S. 1224).

76 BT-Drs. 15/3168, S. 15.

77 Söfker in: Ernst/Zinkahn/Bielenberg/Krautzberger (Hrsg.), Baugesetzbuch, § 1 Rn. 178.

78 I. d. F. der Bekanntmachung vom 19. August 2002 (BGBl. I S. 3245) zuletzt geändert durch Artikel 8 des Gesetzes vom 22. Dezember 2008 (BGBl. I S. 2986)

79 Söfker in Ernst/Zinkahn/Bielenberg/Krautzberger, BauGB § 9 Rn. 134.

80 I. d. F. der Bekanntmachung vom 19. August 2002 (BGBl. I S. 3245) zuletzt geändert durch Artikel 8 des Gesetzes vom 22. Dezember 2008 (BGBl. I S. 2986)

gehalten, der schadlose Wasserabfluss gewährleistet und der Entstehung von Hochwasserschäden vorgebeugt wird.“ Aus den folgenden §§ 31b – 31d WHG ergibt sich, wie der Schutz dieser Gebiete gestaltet werden soll. Eine Legaldefinition der Überschwemmungsgebiete findet sich in § 31b Abs. 1 WHG. Danach handelt es hierbei um „Gebiete zwischen oberirdischen Gewässern und Deichen oder Hochufern und sonstige Gebiete, die bei Hochwasser überschwemmt oder durchflossen werden oder für die Hochwasserentlastung oder Rückhaltung beansprucht werden“. Die Länder sind gem. § 31b Abs. 2 WHG bis zum 19. Mai 2012 zur Festsetzung von Überschwemmungsgebieten verpflichtet. Dabei müssen die Gebiete berücksichtigt werden, in denen ein Hochwasser statistisch gesehen mindestens einmal in 100 Jahren zu erwarten ist (§ 31b Abs. 2 S. 3 WHG). Anzumerken ist an dieser Stelle, dass die deutsche Anpassungsstrategie zum Klimawandel zumindest für die Raumordnung jenseits des Hochwasserschutzes des WHG auf das Risiko eines 200-jährlichen Hochwasser abstellt (Bundesregierung, 2008: 43).

Diese Festsetzungen wirken sich wesentlich auf die Bauleitplanung aus. Das BauGB selbst regelt, dass festgesetzte Überschwemmungsgebiete in die Bauleitpläne nachrichtlich zu übernehmen sind. Noch nicht festgesetzte Überschwemmungsgebiete sollen vermerkt werden (§§ 5 Abs. 4a und 9 Abs. 6a BauGB). Diese nachrichtlichen Übernahmen und Vermerke sind keine Festsetzungen der Bauleitpläne, sondern haben als Kennzeichnungen eine Hinweis- und Warnfunktion.⁸¹ Die Wirkungen dieser Kennzeichnungen ergeben sich aus dem WHG bzw. den entsprechenden Landeswassergesetzen. Wichtiger sind jedoch die im WHG selbst enthaltenen Regelungen. Nach § 31b Abs. 4 S. 1 WHG dürfen in Überschwemmungsgebieten in der Regel keine neuen Baugebiete ausgewiesen werden. Ausgenommen werden nur Bauleitpläne für Häfen und Werften. Allerdings ist zu berücksichtigen, dass § 31b Abs. 4 S. 2 WHG einen recht weitreichenden Katalog von Ausnahmen vorsieht. Die planungsrechtliche Zulässigkeit der Errichtung von Gebäuden nach § 30, 34 und 35 BauGB in Überschwemmungsgebieten gemäß § 31b Abs. 4 S. 3 WHG wird unter den Vorbehalt einer Genehmigung gestellt, die gemäß § 31b Abs. 4 S. 4 WHG wiederum davon abhängt, dass bestimmte nachteilige Folgen für den Hochwasserschutz ausgeschlossen werden können.

Die Gemeinden sind durch die wasserrechtlichen Überschwemmungsgebiete jedoch nicht gehindert, eigene Darstellungen und Festsetzungen zur Vorbeugung von Hochwasserschäden nach §§ 5 Abs. 2 Nr. 7, 9 Abs. 1 Nr. 16 BauGB vorzunehmen. Sie können außerdem Vorhaben und andere Maßnahmen, die sich aus dem WHG ergeben, eigenständig mittels Festsetzungen in die städtebauliche Entwicklung und Ordnung einfügen oder diese ergänzen.⁸² Daneben können zur Vorbeugung von Hochwasserschäden im Bebauungsplan Festsetzungen für Aufschüttungen (z. B. Deiche) oder auch zum „Bauen auf Stelzen“, also einer bestimmten Bauweise getroffen werden.⁸³

Auch auf zu erwartende stärkere Niederschläge kann durch die Bauleitplanung mit Darstellungen und Festsetzungen reagiert werden. Nach § 5 Abs. 2 Nr. 4 BauGB können im Flächennutzungsplan Flächen unter anderem für die Abwasserbeseitigung festgesetzt werden. Zum Abwasser zählt auch das von Niederschlägen aus dem bebauten oder befestigten Bereich abfließende gesammelte Wasser.⁸⁴ Entsprechend können im Bebauungsplan gem. § 9 Abs. 1 Nr. 14 BauGB „Flächen für Abfall- und Abwasserbeseitigung, einschließlich der Rückhaltung und Versickerung von Niederschlagswasser“ festgesetzt werden. Das Bundesverwaltungsgericht verlangt für die Bauleitplanung diesbezüglich eine Erschließungskonzeption, die eine Beseitigung des im Plangebiet anfallenden Niederschlagswassers gewährleistet und Schäden für die Gesundheit und das Eigentum der Planbetroffenen innerhalb und außerhalb des Plangebiets ausschließt.⁸⁵ Diese Festsetzungen können erforderlichenfalls auch auf

81 Söfker in: Ernst/Zinkahn/Bielenberg/Krautzberger (Hrsg.), Baugesetzbuch, § 5 Rn. 74 a.

82 Söfker in: Ernst/Zinkahn/Bielenberg/Krautzberger (Hrsg.), Baugesetzbuch, § 9 Rn. 134.

83 Söfker in: Ernst/Zinkahn/Bielenberg/Krautzberger (Hrsg.), Baugesetzbuch, § 9 Rn. 178.

84 Söfker in: Ernst/Zinkahn/Bielenberg/Krautzberger (Hrsg.), Baugesetzbuch, § 5 Rn. 34.

85 BVerwG, Urt. v. 21.03.2002 – 4 CN 14/00 –, BVerwGE 116, 144.

privaten Flächen erfolgen, ohne dass dabei das Eigentumsrecht aus Art. 14 GG verletzt wird.⁸⁶ Maßnahmen zur Niederschlagswasserbeseitigung, wie die Anlage von Grünstreifen oder Versickerungsmulden können nach § 9 Abs. 1 Nrn. 14, 15 und 20 BauGB festgesetzt werden.⁸⁷

10.3.5 Umgang mit den Risiken Klimawandels

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass die Darstellungs- und Festsetzungsmöglichkeiten zur Anpassung an die zu erwartenden Folgen des Klimawandels in der Bauleitplanung vorhanden sind. Allerdings stellt sich die Frage, ob den Maßnahmen zur Vorsorge und Gefahrenabwehr im Rahmen der planerischen Abwägung das nötige Gewicht verliehen werden kann. Legt man die klassische Definition einer Gefahr zugrunde⁸⁸ und stellt damit auf die erkennbare, objektive, nicht entfernte Wahrscheinlichkeit eines Schadenseintritts ab, werden Maßnahmen zur Klimaanpassung in der Abwägung häufig nicht das erforderliche Gewicht entfalten können. Dies folgt daraus, dass sowohl die Risiken als auch die zu erwartenden Schäden, die sich aus dem Klimawandel ergeben können, auf Prognosen basieren, die – je nach angenommenem Szenario – unterschiedlich schwerwiegend sein können. Klare und sichere Aussagen über Kausalfolgen, die eine Gefahr im beschriebenen Sinne begründen würden, sind hiermit kaum möglich. Bereits die weltweite Emissionsentwicklung ist von zahlreichen Faktoren abhängig und nicht mit Sicherheit vorhersehbar (Bundesregierung, 2008: 13). Für eine adäquate Anpassung an die Folgen des Klimawandels wird die Einbeziehung von Wahrscheinlichkeiten in die Planungsgrundlagen und das Treffen von Entscheidungen unter Unsicherheit zunehmend an Bedeutung gewinnen. Dabei sollen flexible und nachsteuerbare Maßnahmen den Vorrang erhalten sowie Maßnahmen gefördert werden, die eine Reaktion auf verschiedene Klimafolgen ermöglichen und generell geeignet sind, Extremereignisse (z. B. in der Wasserwirtschaft gleichzeitig Hoch- und Niedrigwasser) abzumildern (Bundesregierung, 2008: 13). Von Recht und Verwaltungsrechtswissenschaft wird an dieser Stelle gefordert, sich von „den gewohnten Pfaden der Gefahrenabwehr“ (Smeddinck, 2006: 176) abzuwenden und die Fähigkeit zur Anpassung an Veränderungen zu verbessern (Smeddinck, 2006: 183).

86 BVerwG, Urt. v. 30.08.2001 – 4 CN 9/00 –, BVerwGE 115, 77, 87.

87 BVerwG, - Urt. v. 30.08.2001 – 4 CN 9/00 –, BVerwGE 115, 77.

88 Vgl. z. B. BVerwG FN 17.

10.4 Klimaanpassung und Regionalplanung (J. Knieling, J. Fröhlich)

10.4.1 Zur Rolle der Regionalplanung bei der Anpassung an den Klimawandel

Die Region ist für den Umgang mit den Folgen des Klimawandels und damit bei der Entwicklung und Umsetzung von Anpassungsstrategien eine wichtige intermediäre Handlungsebene zwischen nationalen und lokalen Verantwortlichkeiten (vgl. Ritter, 2007; Frommer, 2009; Mayer, Overbeck, 2009). Die Deutsche Anpassungsstrategie setzt den Rahmen für die Konkretisierung der möglichen Folgen des Klimawandels auf regionaler Ebene. Für Maßnahmen zur Anpassung an den Klimawandel wird die Region vielfach als eine geeignete Entscheidungsebene angesehen (vgl. Bundesregierung, 2008: 4f.). Mit Bezug auf den Raum Norddeutschland bzw. der MRH arbeiten die Länder derzeit an entsprechenden Anpassungsstrategien (z.B. FHH, 2008; NMUK, 2008). Aufgrund Ihrer Koordinationskompetenz bietet sich die Landes- und Regionalplanung als Verbindungsglied zwischen unterschiedlichen Ebenen, zwischen den Fachressorts sowie zwischen öffentlichen und privaten Akteuren an (vgl. Schmitz, 2005: 965), wie sie dies in der Vergangenheit bereits bei anderen Herausforderungen, etwa der ökologischen und später der nachhaltigen Orientierung der Raumentwicklung, bewiesen hatten. Damit die Regionalplanung diese Kompetenz entfalten kann, ist es nötig, übergeordnete Strategien und Zielsetzungen (z.B. der Deutschen Anpassungsstrategie) auf die jeweilige Region herunter zu brechen und zu konkretisieren. Bei der Klimaanpassung fungiert die Regionalplanung dabei in erster Linie als Vermittler zwischen strategischen Zielformulierungen und kommunaler Umsetzungsebene (Schlipf et al., 2008: 77).

Gleichwohl zeigt die Praxis der Regionalplanung in Deutschland, dass die Auseinandersetzung mit dem Klimawandel, insbesondere mit den Belangen der Klimaanpassung, erst am Anfang steht. Bisher liegt keine umfassende Übersicht zur Klimaanpassung in der Raumentwicklungspraxis vor (vgl. Diller/Hebecker, 2008; Overbeck et al., 2009). Der vorliegende Beitrag zielt darauf, die bislang in der Literatur diskutierten Erkenntnisse über das Themenfeld Klimaanpassung und Regionalplanung mit Blick auf die Metropolregion Hamburg (MRH) zusammenzufassen.

Da sich die Folgen des Klimawandels regional unterschiedlich auswirken, ergeben sich für die einzelnen Regionen – so auch für die MRH bzw. den norddeutschen Raum – jeweils spezifische Ausgangssituationen und Handlungserfordernisse, regionale Anpassungsprozesse zu unterstützen und zu gestalten (vgl. Gruehn et al., 2008; Böhm, 2007: 3; ARL 2008: 1, 5f.). Mit Hilfe von Klimamodellen und -szenarien können die globalen Klimaänderungen auf ihre möglichen regionalen Folgen hin überprüft werden (vgl. Roeckner/Jacob, 2008: 24; Jacob, 2009: 92f; Stock et al., 2009: 97ff; Daschkeit in diesem Band). Sie ermöglichen die Auseinandersetzung mit den Trends der zukünftigen regionalen Klimaentwicklung. Allerdings weisen die Szenarien bzw. Projektionen der Klimaforschung räumliche und zeitliche Unsicherheiten auf, die Entscheidungen auf regionaler Ebene – und nochmals stärker auf der lokalen Ebene und der Bauleitplanung – erschweren (vgl. Wilson 2006a; Overbeck et al., 2008: 370; Kropp/Daschkeit, 2008: 357).

Allerdings können bereits auf der Grundlage der vorliegenden regionalen Klimamodelle Handlungsfelder identifiziert werden, in denen die Folgen des Klimawandels raumrelevante Wirkung entfalten können (vgl. Overbeck et al., 2008: 370; s. Abb. 4.3.1). Die Möglichkeiten der regionalen Ebene bestehen darin, dass die naturräumlichen Gegebenheiten der Region mit den Ergebnissen der regionalen Klimaprojektionen verknüpft werden können. So kann die Regionalplanung die spezifischen Vulnerabilitäten der Planungsregion berücksichtigen.

Die Verwundbarkeit – oder Vulnerabilität – einer Region gegenüber den nachteiligen Auswirkungen der Klimaänderung stellt auf die (langfristige) Betroffenheit bzw. Anfälligkeit, aber auch auf die Kapazitäten zur Bewältigung und Anpassung unterschiedlicher gesellschaftlicher Räume und Gruppen ab (vgl. IPCC, 2007: 38). Im Rahmen der Regionalplanung kann die Betrachtung von Vulnerabilitäten aufzeigen, inwiefern die Region gegenüber bestimmten Klimafolgen verwundbar ist, und auf diese Weise dafür sensibilisieren, wo Planungshandeln zukünftig erforderlich sein kann bzw. ansetzen sollte (Kropp, 2008: 11). Hinsichtlich des Anpassungspotenzials einer Region gilt die Resilienz des Raumes als Stellgröße. Resilienz beschreibt die Fähigkeit eines Systems, unter Einwirkung einer Veränderung (z.B. Hochwasser, Sturmflut, Erdbeben), wesentliche Funktionen aufrecht zu erhalten oder schnell wieder herstellen zu können (vgl. IPCC, 2007: 38). Gegenwärtig wird die Integration eines Leitbilds für resiliente Raumstrukturen in die Grundsätze der Raumordnung vorgeschlagen, um die „[...]Vulnerabilität von Mensch, Raumstruktur, Raumnutzung und Daseinsfunktion gegenüber Naturgefahren wie Hochwasser, Dürren, Stürme etc. und Einflüssen des globalen Umweltwandels (Klimawandel) [...]“ zu reduzieren (Birkmann, 2008: 19; vgl. Overbeck et al., 2008: 371ff.; Bundesregierung, 2008: 42).

Für die MRH weisen die klimatischen Veränderungen und die daraus resultierenden Verwundbarkeiten auf besonders raumordnungsrelevante Wirkungsfelder hin (s. Abb. 4.3.1; vgl. Gruehn et al., 2008: 10). Möglicherweise erhöhen häufiger auftretende Starkregenereignisse sowie häufigere und höhere Sturmflutwasserstände (vgl. Daschkeit und Winkel in diesem Band) langfristig das Risiko von Überschwemmungen und führen in der Folge zu erheblichen Schäden an Personen, Gebäuden und Infrastrukturen. Bei der Koordination der jeweils betroffenen Fachplanungen untereinander, mit den Kommunen und mit der Landesebene kommt der Regionalplanung eine Schlüsselrolle zu. Diese regionalplanerische Koordinationsaufgabe betrifft insbesondere den Hoch- und Grundwasserschutz (z.B. vorsorgender Hochwasserschutz in der Fläche), die Landwirtschaft (z.B. Bodenerosion, Nitrateinträge), die Forstwirtschaft (z.B. Veränderung der Baumarten) und die Sicherung der Ver- und Entsorgungssysteme (Ertüchtigung gegenüber Extremereignissen) (vgl. Schlipf et al., 2008: 79f. und Abb. 4.3.1).

Allerdings ist die Regionalplanung in der MRH, die das Land Hamburg sowie Teile Niedersachsens und Schleswig-Holsteins umfasst, unterschiedlich organisiert. Im niedersächsischen Teil der MRH sind die Landkreise Träger der dort kommunalisierten Regionalplanung, während in Schleswig-Holstein das Innenministerium Träger der staatlich organisierten Regionalplanung ist. In Hamburg tritt der Flächennutzungsplan an die Stelle des Regionalplans. Darüber hinaus zählen zwei Kreise Mecklenburg-Vorpommerns zum erweiterten Raum der MRH, die von der Planungsregion Westmecklenburg im dortigen Regionalen Raumentwicklungskonzept berücksichtigt werden. Übergreifend haben die Mitglieder der MRH in einem gemeinsamen Regionalen Entwicklungskonzept (REK) Leitbilder, Ziele und Maßnahmen für eine gemeinsame Regionalentwicklung definiert (REK, 2000: 7), das jedoch informellen Charakter hat, so dass Aussagen des REK erst durch die freiwillige Übernahme in die Regional- und Bauleitplanung Verbindlichkeit erlangen.



Abb. 4.3.1: Die Metropolregion Hamburg

Raumordnungsrelevante Folgen des Klimawandels in der Metropolregion Hamburg	Bezug zur Raumordnung	Berührte Fachplanungen
Häufigere Starkregenereignisse	z.B. Ausweisung von Überschwemmungsgebieten sowie Ausweisung von Flächen zur Versickerung und Rückhaltung von Regenwasser	Wasserwirtschaft
Häufigere und höhere Sturmflutwasserstände	z.B. Sicherung gefährdeter Flächen (Vorsorge)	Küstenschutzplanung
Beeinträchtigung und Zerstörung der Infrastruktur (Straßen, Schienen, Freileitungen, Krankenhäuser)	z.B. Trassenführung und Lage kritischer Infrastruktur	Verkehrsplanung Energieplanung
Veränderte Frequenz und Stärke von Flusshochwässern	z.B. Überschwemmungsgebiete	Wasserwirtschaft Landschaftsplanung Verkehrsplanung
Steigende Gefährdung der Artenvielfalt	z.B. schutzbedürftige Bereiche, regionale Grünzüge, Biotopverbundsysteme	Landschaftsplanung
Einschränkung der als Brauchwasser nutzbaren Wasserressourcen	z.B. Verfügbarkeit von Kühlwasser für Kraftwerke oder Beregnung in der Landwirtschaft	Wasserwirtschaft Agrarstrukturplanung Forstplanung Landschaftsplanung
Zunehmende Schwankungen des Grundwasserspiegels	z.B. Sicherung von Freiräumen mit Bedeutung für den Wasserhaushalt	Wasserwirtschaft, Agrarstrukturplanung, Forstplanung, Landschaftsplanung
Zunehmender Verlust des Oberbodens durch Wassererosion	z.B. Sicherung landwirtschaftlicher Bodenqualität	Agrarstrukturplanung Forstplanung Landschaftsplanung
Häufigere Hitzeperioden oder Hitzewellen	z.B. Freihalten überörtlicher Frischluftschneisen; polyzentrale, punkt-axiale Siedlungsstrukturen	Verkehrsplanung

Abb.4.3.2: Raumordnungsrelevante Folgen und Wirkungsfelder des Klimawandels in der Metropolregion Hamburg (Quelle: verändert nach Gruehn et al., 2008: 16-21)

10.4.2 Ansatzpunkte für die Regionalplanung

Bevor auf die Handlungsmöglichkeiten und Instrumente der Regionalplanung im Detail eingegangen wird, werden grundsätzliche Ansatzpunkte skizziert, um den Auswirkungen des Klimawandels mit Hilfe der Regionalplanung vorsorgend zu begegnen. Dabei lassen sich zwei mögliche Wirkungsfelder des Klimawandels unterscheiden: (1.) Einschränkungen in der Nutzbarkeit natürlicher Ressourcen, z.B. durch Temperaturerhöhung oder die Verknappung der Wasserressourcen, sowie (2.) die Verstärkung klimabezogener Naturgefahren, etwa Überschwemmungen oder Sturmfluten (vgl. Fleischhauer/Bornefeld, 2006: 165; Fleischhauer, 2007: 84ff.).

(1.) Die Nutzbarkeit der natürlichen Ressourcen kann sich in Siedlungsräumen durch Temperaturerhöhungen verschlechtern, da die Art und Dichte der Bebauung das Stadtklima beeinflusst. In der MRH betrifft dies die Möglichkeit, dass verstärkt Hitzeinseln auftreten (vgl. Rosenhagen in diesem Band). Ansatzpunkte in Raumordnungsplänen zur Vermeidung einer Verschlechterung der stadtklimatischen Verhältnisse beziehen sich insbesondere auf das Freihalten von Flächen. Handlungsansätze bestehen in der Übernahme raumbedeutsamer Erfordernisse und Maßnahmen des Naturschutzes und der Landschaftspflege aus dem Landschaftsrahmenplan, insbesondere die Sicherung von Freiräumen und der Freiraumschutz kann zu einer Verbesserung der stadtklimatischen Verhältnisse beitragen (§ 8 (5) Nr. 2a ROG⁸⁹) (Fleischhauer/Bornefeld, 2006: 166). Ein weiteres Problem stellt die Verknappung der Wasserressourcen, insbesondere in den Sommermonaten, dar. Hierzu finden sich in der Raumordnung nur indirekte Aussagen in Form von Grundsätzen: Freiräume mit Bedeutung für den Wasserhaushalt sind nach § 2 (2) Nr. 6 ROG in ihrer Funktion zu sichern bzw. wiederherzustellen (vgl. Overbeck et al., 2008: 374). Zudem sind Naturgüter, insbesondere Wasser und Boden, sparsam und schonend in Anspruch zu nehmen und das Grundwasservorkommen zu schützen. Diese Grundsätze richten sich jedoch vor allem auf Beeinträchtigungen durch zukünftige Siedlungstätigkeit, weniger auf die Anpassung der bestehenden Siedlungen bzw. zukünftige Ressourcenknappheit (Fleischhauer/Bornefeld, 2006: 167). In Verbindung mit der Sicherung des natürlichen Wasserhaushaltes kommt der Umweltprüfung gem. § 9 ROG eine besondere Bedeutung zu. Die Umweltprüfung kann einen Beitrag dazu leisten, erhebliche Auswirkungen auf die regionale und lokale Wasserverfügbarkeit zu identifizieren (ebd.).

(2.) Das zweite Wirkungsfeld des Klimawandels ist die Verstärkung von Naturgefahren (Extremereignisse). Für die Raumplanung sind diejenigen klimabezogenen Naturgefahren besonders bedeutsam, mit denen eine Gefährdung standortgebundener Infrastrukturen einhergeht (vgl. Fleischhauer/Bornefeld, 2006: 167). In der MRH sind dies insbesondere winterliche Niederschläge sowie Stürme bzw. Sturmfluten (vgl. Daschkeit und Winkel in diesem Band). In Raumordnungsplänen sind dazu besonders zwei Ansatzpunkte von Bedeutung. Zum einen können Flächen von der zukünftigen Nutzung als Siedlungs- und Verkehrsflächen freigehalten werden,

- die durch Naturereignisse gefährdet sind (z.B. überschwemmungsgefährdete Gebiete),
- die benötigt werden, um die möglichen Auswirkungen von Naturereignissen zu vermeiden bzw. zu vermindern (z.B. Wasserrückhalteflächen, Flächen für Deiche), und
- die erforderlich sind, um die Effektivität von Reaktionsmaßnahmen zu sichern (Fleischhauer/Bornefeld, 2006: 167).

Zum anderen ermöglichen Raumordnungspläne differenzierte Festlegungen der Landnutzung. So lassen sich Festlegungen über die Zulässigkeit bestimmter Nutzungsarten in Abhängigkeit von bestehenden Naturgefahren treffen, etwa die Sicherung von Standorten und Trassen für Infrastrukturen (§ 8 (5) Nr. 3 ROG) (Fleischhauer/Bornefeld, 2006: 167f.).

⁸⁹ I. d. F. vom 30. Juni 2009 (BGBl. I S. 2986), zuletzt geändert durch Art. 1 des Gesetzes vom 22. Dezember 2008 (BGBl. I S. 2986).

10.4.3 Klimaanpassung in Regionalplänen und Regionalem Entwicklungskonzept der MRH

Mit ihren formellen und informellen Instrumenten nimmt die Regionalplanung grundsätzlich Einfluss auf die Raum-, Siedlungs- und Freiraumstruktur (vgl. Schmitz, 2005). Zum formellen Instrumentarium zählen u.a. der Regionalplan, der regionale Flächennutzungsplan, die Landschaftsrahmenplanung, die Umweltprüfung und angegliederte Fachplanungen. Als informelles Instrument wird auf das REK der MRH Bezug genommen.

Regionalpläne bieten unterschiedliche Regelungsmöglichkeiten, die zur Anpassung an die Auswirkungen des Klimawandels beitragen können. Die bislang bestehenden Regelungen zum Klimawandel sind allerdings überwiegend auf Aspekte des Klimaschutzes (Emissionsreduktionen, Neutralisierung von Treibhausgasemissionen) ausgerichtet (Gruehn, 2008: 15; vgl. BMVBS/BBR, 2006: 7). In neueren Planentwürfen wird die Anpassung an die Folgen des Klimawandels allerdings höher gewichtet und als Grundsatzthema aufgegriffen. Klimaanpassung wird gegenwärtig vor allem in den Bereichen (Binnen-)Hochwasser- und Küstenschutz behandelt (Gruehn et al., 2008: 14f.; vgl. zum Hochwasserschutz umfassend Böhm et al., 1998; Albrecht/Janssen, 2006;). Neben Regelungen zum Hochwasser- und Küstenschutz werden in Bezug auf Klimaanpassung bislang regionalplanerische Instrumente, wie Grundsätze und Ziele, in den Bereichen Siedlungsentwicklung sowie regionale Frischluftgebiete und Grünzüge („grüne Infrastruktur“) diskutiert (vgl. Gruehn et al., 2008: 15).

Ein wichtiges Instrument der Regionalplanung ist die räumliche Konkretisierung von Grundsätzen und Zielen der Landesplanung durch Vorrang-, Vorbehalts- und Eignungsgebiete, da sie Flächen für bestimmte raumbedeutsame Funktionen und Nutzungen sichern (§ 8 (7) Nr. 1-3 ROG) (vgl. Fleischhauer/Bornefeld, 2006: 168). So lassen sich Gebiete sichern, die zum einen aufgrund der Wirkfolgen des Klimawandels erhöhten Gefährdungen ausgesetzt sein werden und die zum anderen benötigt werden, um die Auswirkungen des Klimawandels abzumildern bzw. ihnen vorzubeugen (Overbeck et al., 2008: 374). Diesbezüglich bestehen u.a. folgende Ansatzpunkte (Schirmer, 2005: 155f.):

- Sicherung großflächiger, siedlungsnaher Freiflächen (Regionale Grünzüge)
- Gliederung der Siedlungsstruktur durch Freiflächen (Grünzäsuren, Trenngrün)
- Restriktionen für die Inanspruchnahme von Grünzügen und Grünzäsuren (Konfliktregeln)
- Schwellenwerte für die Freiraumgrößen (Mindestflächenanteil)

Der Regionalplan Mittelhessen weist z.B. Vorbehaltsgebiete für besondere Klimafunktionen aus. Durch Kalt- und Frischluftschneisen soll die Kalt- und Frischluftentstehung bzw. deren Abfluss gesichert und, soweit erforderlich, wiederhergestellt werden. Auf diese Weise sollen klima- und luftbelastende Planungen und Maßnahmen in den betreffenden Gebieten vermieden werden (Diller/Hebecker, 2008: 67).

Regionalen Freiräumen und regionalen Grünzügen wird für beide oben skizzierte Wirkungsfelder des Klimawandels –Schutz der natürlichen Ressourcen und Schutz vor Naturgefahren – eine wichtige Rolle beigemessen, da sie Funktionen für die Frischluftzufuhr, als Retentionsräume für den Hochwasserschutz und für den Grundwasserschutz übernehmen. Ferner können die Gebiete einen Beitrag zur Regenwasserversickerung bzw. -rückhaltung leisten. Zur Vermeidung von Hitzeinseln in Ballungsräumen ist die Frischluftzufuhr von besonderer Bedeutung. Hierzu tragen insbesondere ländliche Waldgebiete als Kaltluftproduzenten und Freiflächen als Kaltluftschneisen im Umland bei. Sie können zugleich Elemente eines zusammenhängenden Grünflächensystems und Biotopverbundes sein. Allerdings kann aus der Zielsetzung, die Inanspruchnahme von Freiflächen zur Siedlungsentwicklung zu begrenzen, ein Konflikt mit dem Leitbild der flächensparenden Siedlungsentwicklung entstehen. Gerade für die Umsetzung kleinklimatischer Anpassungsstrategien in Ballungsräumen ist daher die Kooperation zwischen Stadt- und Umland der Freien und Hansestadt Hamburg und den Gemeinden und Städten des Umlandes elementar (vgl. Schirmer, 2005: 155f.;

KLARANET, 2007: 5f.; Schlipf et al., 2008: 79f.; Diller/Hebecker, 2008: 67; Bundesregierung, 2008: 29f.).

Vorranggebiete und Vorbehaltsgebiete sind im (Binnen-) Hochwasserschutz bereits erprobt. In Vorranggebieten sind bestimmte, raumbedeutsame Funktionen oder Nutzungen vorgesehen, während andere Nutzungen, z.B. Siedlungsentwicklung, grundsätzlich ausgeschlossen werden, soweit sie mit den vorrangigen Funktionen, Nutzungen oder Zielen der Raumordnung nicht vereinbar sind (§ 7 (4) Nr. 1 ROG). Durch Vorranggebiete zum Hochwasserschutz können festgesetzte und in der Ausweisung befindliche Überschwemmungsgebiete, Überschwemmungsbereiche unterschiedlicher Bemessungshochwässer (z.B. HQ 100, HQ Extrem) sowie Flächen für Deichrückverlegungen, Maßnahmen zur Renaturierung und Hochwasserrisikogebiete in deichgeschützten Gebieten ausgewiesen werden. Aufgrund ihrer strikten Bindungswirkung gelten sie als wirkungsvolles Instrument. Vorbehaltsgebiete hingegen können – im Gegensatz zu Vorranggebieten – im Wege nachfolgender Abwägungs- und Ermessensentscheidungen überwunden werden. Hier sind nach Abwägung auch andere Funktionen und Nutzungen zulässig, so dass ein schwächerer Schutz gegeben ist (Albrecht/Janssen, 2006: 53f.).

In der MRH werden die Regionalpläne durch das REK der MRH (2000) ergänzt. Das REK hat informellen Charakter, formuliert das Leitbild und den Handlungsrahmen für die Kooperation zwischen den Mitgliedern der MRH und ist nicht verbindlich (Feil, 2005: 41). Es geht bisher nicht direkt auf Maßnahmen zur Anpassung an den Klimawandel ein. Im Leitbild des REK für die MRH wird jedoch die Zielsetzung formuliert, ein Freiraumverbundsystem zu bilden, das die Wasser-, Grün- und Freiflächen des Hamburger Stadtgebietes mit den Landschaftsräumen am Stadtrand verbindet und so die Naturlandschaften, Naturräume und Erholungsgebiete der ganzen Region miteinander verknüpft. Grünzüge und Landschaften zwischen den Siedlungsachsen sollen gesichert und entwickelt werden (REK, 2000: 19). Ein Freiraumverbundsystem kann analog zu den oben diskutierten regionalen Freiräumen und Grünzügen (Frischlufzufuhr, Retentionsfunktion) zu einer Anpassung an den Klimawandel beitragen.

Es lässt sich festhalten, dass als regionalplanerische Instrumente zur Sicherung von überörtlich bedeutsamen Freiräumen (Frischlufzufuhr, Retentionsraum) sowohl monofunktionale Festlegungen als Vorbehalts- und Vorranggebiete als auch multifunktionale Festlegungen in Form von regionalen Grünzügen, Grünzäsuren, Landschaftsparks und Biotopverbänden in Frage kommen. Eine wichtige regionalplanerische Aufgabe liegt zudem in der Koordination der raumbezogenen formellen und informellen Fachplanungen (vgl. Schlipf et al., 2008: 79; BMVBS/BBR (Hg.), 2006: 4f.).

Die Grenzen des formellen regionalplanerischen Instrumentariums liegen dort, wo aufgrund bestimmter Risiken im Zusammenhang mit dem Klimawandel Nutzungsänderungen im Bestand umzusetzen sind. Hier müssen im Extremfall Nutzungsaufgaben in Erwägung gezogen werden, wenn bestimmte Risiken weder durch den Staat noch die Versicherungswirtschaft getragen werden können (Overbeck et al., 2008: 375). Regionalpläne weisen aufgrund ihres Maßstabs keine konkreten Festsetzungsmöglichkeiten für detaillierte Umsetzungserfordernisse aus. Im Vergleich zu (regionalen) Flächennutzungsplänen haben sie eine geringere rechtliche Bindungswirkung. Formelle regionalplanerische Instrumente gelten zudem teils als zu wenig flexibel, um auf neue, sich wandelnde Herausforderungen reagieren zu können. Damit ist der grundsätzliche Widerspruch zwischen langfristiger Verlässlichkeit einerseits und Anpassungsfähigkeit andererseits angesprochen, der in der Planungspraxis kaum aufzulösen ist. Informelle Instrumente wie REK können in diesen Fällen das formelle regionalplanerische Instrumentarium ergänzen (vgl. den Beitrag von Greiving in diesem Band sowie Schmitz, 2005: 970; Ritter, 2007: 536; Schlipf et al., 2008: 79ff.; Overbeck et al., 2008: 375; Kropp/Daschkeit, 2008: 357; Bundesregierung, 2008: 29).

10.4.4 Weiterentwicklung des Instrumentariums der Regionalplanung zur Anpassung an den Klimawandel

Vor dem Hintergrund der zunehmenden Bedeutung des Themenfeldes Klimafolgen und -anpassung hat sich die wissenschaftliche Diskussion über die Weiterentwicklung des bisherigen raumplanerischen Instrumentariums intensiviert (vgl. Ritter, 2007; Overbeck et al., 2008; Birkmann, Fleischhauer, 2009). In dieser Diskussion wird die Frage aufgeworfen, ob der Stellenwert der klimarelevanten Festlegungen in der Regionalplanung ausreichend ist. Schlipf et al. (2008) argumentieren, dass die entsprechenden Grundsätze und Ziele höher gewichtet und durch weitere ergänzt werden sollten. Durch deren Konkretisierung in Form von Festlegung von Vorbehalts- und Vorranggebieten wäre die Regionalplanung eher in der Lage, Anpassungsprozesse zu steuern, mögliche Schadenspotenziale in der Region zu reduzieren und auf diese Weise zu resilienten Raumstrukturen beizutragen. Handlungsbedarf wird vor allem in den folgenden Bereichen gesehen (Schlipf et al., 2008: 79):

- Innenentwicklung vor Außenentwicklung,
- Sicherung der Freiräume,
- Vorbeugung vor der Entstehung von Wärmeinseln,
- Erhalt und Entwicklung von Frischluftschneisen,
- Verminderung der regionalen Luftbelastung,
- Gewährleistung des Wasserrückhalts (Siedlungs- und Schutz der landwirtschaftlichen Nutzung),
- Gewährleistung der Versickerung bei Starkregenereignissen,
- Erhalt und Entwicklung von Hochwasserrückhalteräumen,
- Entwicklung regionaler Biotopverbundsystemen,
- Entwicklung angepasster Wirtschaftsstrukturen (insb. Land- und Forstwirtschaft).

In Bezug auf die Ausweisung von Vorbehalts- und Vorranggebieten im Hochwasserschutz wird in der gegenwärtigen planerischen Praxis kritisiert, dass die Grundlage der Ausweisung in der Regel statistische Wiederkehrintervalle der Naturgefahren („Hazard“) und Erfahrungen aus der Vergangenheit sind. Unberücksichtigt bleibt dagegen zumeist die Vulnerabilitätskomponente, d.h. die Anfälligkeit bzw. Verletzlichkeit eines Raumes. Vor dem Hintergrund der Klimaänderung und ihrer Folgen gilt die Fokussierung auf Naturgefahren als Schwäche der gegenwärtigen regionalplanerischen Risikovorbeugung. (Birkmann, 2008: 14; Overbeck et al., 2008: 374).

Bei der zukünftigen Betrachtung von Naturgefahren und der Vulnerabilität bei Raumnutzungsentscheidungen erscheint es nicht zielführend, ein universelles Konzept für alle Teilräume mit ihren spezifischen Klimafolgen zu entwickeln. Dies gilt auch für die MRH, da die Regionalplanung in den beteiligten Bundesländern Hamburg, Niedersachsen und Schleswig-Holstein sowie Mecklenburg-Vorpommern unterschiedlich organisiert ist. Vielversprechender wäre es, raum- und akteurspezifische Konzepte für die jeweiligen Teilräume der MRH zu entwickeln, die auf der Regional- und Kommunalebene jeweils hinreichende Detailinformationen liefern (vgl. Birkmann, 2008: 19).

Da auf lokaler Ebene einzelne Gemeinden mit der Umsetzung von Anpassungsmaßnahmen überfordert sein können, wird die Schaffung interkommunaler Kooperationen vorgeschlagen. Dazu ist die Regionalplanung prinzipiell ein geeigneter Initiator. Dennoch wird man die Leistungsfähigkeit der regionalen Planungssysteme und Gebietseinheiten hinterfragen müssen. Dafür plädiert Ritter (2007: 535) und weist auf teils suboptimale Größenordnungen (Landkreise und kreisfreie Städte) bzw. umsetzungsschwache Verbände mit abgeschnürten Kompetenzen hin. Grundsätzlich stellt das Gebiet der MRH einen geeigneten Raum für interkommunale Kooperationen dar. Hierbei sind allerdings die

abweichenden Organisationsformen der Regionalplanung in den verschiedenen Bundesländern zu berücksichtigen.

Möglichkeiten werden ferner in der Weiterentwicklung prozeduraler Instrumente, z.B. im Rahmen von Raumordnungs- und Planfeststellungsverfahren, gesehen. In den Planungsprozessen können Belange der Klimaanpassung in die Abwägung eingebracht werden. Chancen liegen diesbezüglich beispielsweise in der Weiterentwicklung der Strategischen Umweltprüfung (SUP) und in der Umweltverträglichkeitsprüfung (UVP). Pläne und Projekte wären daraufhin zu überprüfen, ob sie unter den Voraussetzungen eines sich wandelnden Klimas und dessen Folgen weiterhin tragfähig sind (Overbeck et al. 2008: 374). In der Literatur wird gegenwärtig ein regionales „climate proofing“ diskutiert, in dem sowohl die Prüfung von Anpassungs- als auch von Klimaschutzmaßnahmen vorgesehen wird. Im „Climate proofing“ sollen die möglichen Auswirkungen von Umwelt- und Klimaveränderungen bei der Ausarbeitung bzw. Genehmigung von Programmen, Plänen und Projekten überprüft werden (Birkmann, Fleischhauer 2009; vgl. Greiving in diesem Band). Entsprechende Monitoring-Konzepte, die als eigenständiges Instrument bzw. bei einer Weiterentwicklung der SUP Anknüpfungspunkte bieten, werden auch in Großbritannien diskutiert (Overbeck et al., 2008: 375 mit Verweis auf Levet-Therivel, 2007).

Für die MRH wäre zudem das Wechselspiel aus informellem REK und formaler Regionalplanung mit Bezug auf den Klimawandel neu zu diskutieren. Das REK kann neue planerische Anforderungen in die regionale Diskussion tragen und auf diese Weise die Meinungsbildung unterstützen, bevor diese Erkenntnisse in einem nächsten Schritt in die formalen Prozeduren der Planaufstellung einfließen. Somit könnten sich die beiden Ebenen gut ergänzen, vorausgesetzt allerdings, dass die MRH dem REK wieder einen höheren Stellenwert beimisst als dies in den vergangenen Jahren der Fall war (vgl. Diller/Knieling, 2003) oder neue Formen der informellen Leitbild- und Zieldiskussion, etwa speziell zum Thema Klimawandel, entwickelt.

Aufgrund der Vielfalt der Formen der Regionalplanung in der MRH ist zu erwarten, dass die Planungsträger – von der Freien und Hansestadt Hamburg und den Landkreisen (Niedersachsen), über die Planungsregion (Mecklenburg-Vorpommern) bis hin zum Land Schleswig-Holstein – verschiedene Vorgehensweisen zur Klimaanpassung entwickeln und teilweise in die formale Planung integrieren. Ein wichtiger Arbeitsschritt für eine metropolregionale Strategieentwicklung zur Klimaanpassung in Bezug auf planerisch-organisatorische Lösungen wäre deshalb eine Analyse dieses Status Quo und der bisherigen Erfahrungen, um in der Folge und vor dem Hintergrund von Erfahrungen aus anderen Stadtregionen weitergehende Empfehlungen für die Regionalplanung in der MRH ableiten zu können.

10.5 Klimaanpassung und informelle Handlungsformen auf kommunaler und regionaler Ebene (S. Greiving)

10.5.1 Einführung

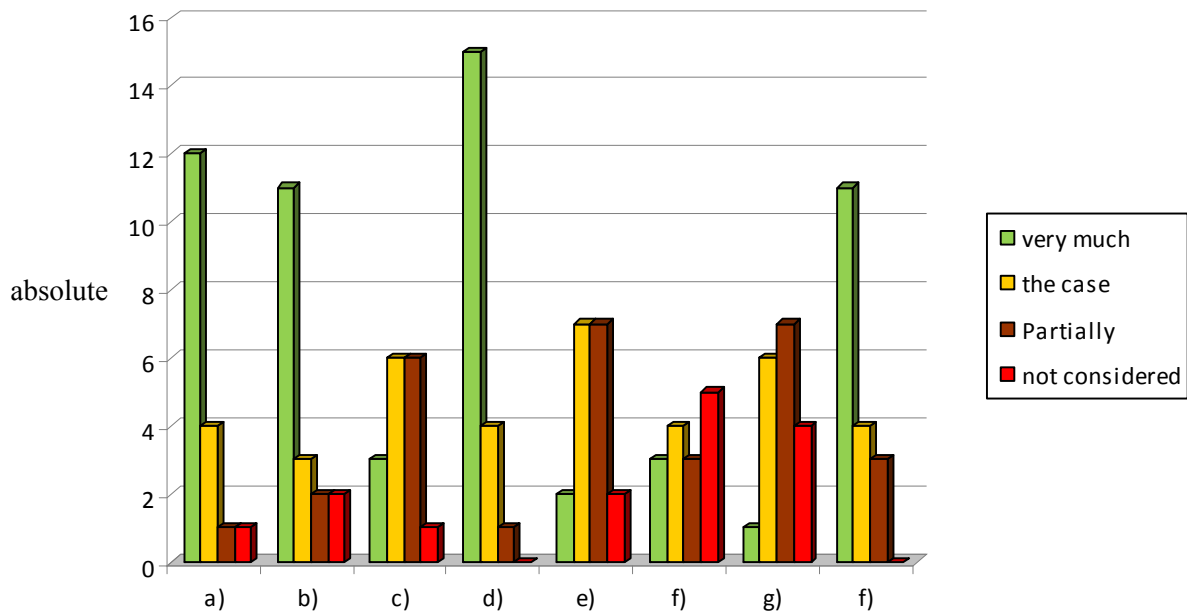
Viele Maßnahmen zum Klimaschutz und zur Anpassung an den Klimawandel haben einen klaren Raumbezug, d.h. sie lassen sich mit Instrumenten der Raumplanung umsetzen oder sie lösen räumliche Nutzungskonflikte aus, die ebenfalls durch raumplanerische Instrumente behoben werden können (vgl. z. B. Fleischhauer/Bornefeld, 2006). Gleiches gilt für die Anpassung an den Klimawandel (vgl. z. B. Greiving/Fleischhauer, 2008, Greiving/Schmidt-Thomé, 2008). Aufgrund des querschnittsorientierten Charakters der Raumplanung sind hier vielfältige Ansatzpunkte für den Klimaschutz und die Anpassung an den Klimawandel gegeben.

Klimaschutzmaßnahmen sind räumlich ubiquitär, d.h. flächendeckend umzusetzen. Sie wirken auf die verschiedenen sozialen Gruppen aber unterschiedlich; Chancen und Risiken sind sozial ungleich verteilt. Bei der Anpassung an den Klimawandel trifft jedoch zur sozialen Ungleichverteilung eine räumliche hinzu: Die Klimateffekte wirken regional und teilweise sogar lokal unterschiedlich, die jeweiligen Raumstrukturen unterscheiden sich in ihrer Vulnerabilität, weshalb eine Auseinandersetzung mit dieser Problematik in der Raum- und Stadtentwicklung unverzichtbar erscheint (Greiving/Schmidt-Thomé 2008).

Planerisches Handeln ist für die Reduzierung der Vulnerabilität sowie den gezielten Aufbau von Klimaschutz- und Anpassungskapazitäten gegenüber den Einwirkungen des Klimawandels von zentraler Bedeutung (vgl. Stern 2006, IPCC 2007). Auch die Studie der Weltbank „The Global Monitoring Report 2008“, die den Klimawandel und die Millenniumsentwicklungsziele zum zentralen Gegenstand hat, kommt zu dem Schluss, dass ein wesentliches Handlungsfeld für den Umgang mit den Folgen des Klimawandels die Entwicklung adaptiver Stadtentwicklungs- und Urbanisierungsprogramme ist (vgl. World Bank 2008).

Mit der Territorialen Agenda der EU (2007), rückte bei der räumlichen Bewältigung des Klimawandels die Bedeutung der Anpassung in den Mittelpunkt. Punkt 23 führt aus: „Gemeinsame regionsübergreifende und integrierte Ansätze [...] zum Umgang mit den regional unterschiedlichen Folgen des Klimawandels müssen erarbeitet werden. Hierzu ist die Politik des territorialen Zusammenhalts auch im Hinblick auf die Folgen von räumlich differenzierten Anpassungsstrategien an den Klimawandel weiter zu entwickeln und zu intensivieren.“ In der Begründung wird ausdrücklich auf die Bedeutung von Governance abgestellt.

Insgesamt ist aber festzustellen, dass regionale und urbane Konzepte in Bezug auf den Klimawandel im Gegensatz zu anderen Handlungs- oder Forschungsfeldern sowohl national als auch international noch keine prominente Rolle spielen. Diese Vernachlässigung wird auch anhand der folgenden Abbildung deutlich, die für eine Studie zu Integrationsmöglichkeiten von Katastrophenvorsorge und Anpassung an den Klimawandel durchgeführt wurde (Birkmann et al., 2009). Es ist deutlich zu sehen, dass die Regional- und Stadtentwicklung hierbei noch keine bedeutende Rolle spielt, sondern eine sektorale Betrachtung dominiert.



- a) Water management
- b) Agriculture and resource management
- c) Social protection
- d) Disaster risk reduction
- e) Poverty reduction
- f) CO₂-Reduction

Abb. 4.4.1: Arbeitsbereiche, die mit dem Klimawandel in Verbindung gebracht werden (Quelle: Birkmann, et al. 2009)

10.5.2 Schwächen formeller Raumplanung

Grundsätzlich ist zu bemerken, dass die formelle Raumplanung systemimmanente Schwächen aufweist, die die Effektivität ihres Beitrags zum Klimaschutz und zur Klimaanpassung mindern. Zum einen ist zumindest die überörtliche Raumordnung nicht umsetzungsorientiert und verfügt im Gegensatz etwa zu den Fachplanungen über keine eigenen investiven Mittel. Zum anderen sind sowohl Raumordnung als auch Bauleitplanung im Grunde daran orientiert, zukünftige Nutzungen zu steuern, verfügen aber über keine (Raumordnung) bzw. wenig effektive (Bauleitplanung) Möglichkeiten, auf bestehende Raumnutzungen bzw. den baulichen Bestand Einfluss zu nehmen. Der Bestand vereinigt den überwiegenden Teil des Schadenspotenzials auf sich, das bei Extremereignissen betroffen ist bzw. das sich an die ändernden Klimabedingungen anpassen muss.

Wesentlich aktiver als bei Ansätzen zur Klimaanpassung sind Regional- wie Stadtplanung bei umfassenden Ansätzen zum Klimaschutz. Diese überschneiden sich eng mit den u. g. Aktivitäten in Richtung von Energiekonzepten. Verglichen mit den Ansätzen der Klimaanpassung werden die Klimaschutzstrategien in Fällen auch ohne größere externe Ressourceninputs von den Regionen selbst getragen (Fleischhauer et al., 2008: 75). Zu nennen sind neben dem Hamburger Klimaschutzprogramm, z. B.

- Regionale Klimaschutzbündnisse (Region München)

- Regionale Klimaleitstelle (LK Lüneburg)
- Integrierte Klimaschutzkonzepte (Region Hannover, LK Lüchow-Dannenberg, Region Südl. Oberrhein)
- INTERREG-Projekte mit Klimaaspekten (Havelland-Fläming, Vorpommern)
- Diverse REK und Leader+-Ansätze

Bereits in den 1990er Jahre wurde bundesweit auch auf kommunaler Ebene die Klimagefährdung als eine bedeutsame Herausforderung erkannt (vgl. Fischer/Kallen, 1997). Zahlreiche Kommunen erstellten mit großem Aufwand – nicht zuletzt unter Förderung von Pilotprojekten – kommunale Klimakonzepte und darauf aufbauende Aktionsprogramme und klimaökologische Begleitpläne. Die Umsetzung konzipierter Maßnahmen und Strategien erfolgte zum Teil nur in wenigen Projekten oder scheiterte an politischer Akzeptanz oder finanziellen Möglichkeiten (vgl. Kern et al., 2005).

Grundsätzlich bietet die örtlicher Ebene aufgrund der umfassenden Zuständigkeiten der Kommunen, die gemäß Art. 28 Abs. 2 GG über Gebiets- und Planungshoheit verfügen, weit größere Möglichkeiten, formelles mit informellem Handeln im Sinne einer integrierten Strategie zum Umgang mit dem Klimawandel zu verknüpfen, als dies auf der regionalen Ebene der Fall ist. Auch hier dürfte dem Diskurs mit der Öffentlichkeit entscheidende Bedeutung beizumessen sein, ohne im Konfliktfall freilich die Möglichkeiten der Bauleitplanung, Restriktionen etwa in von Extremereignissen betroffenen Bereichen auszusprechen, ungenutzt zu lassen.

Auch wenn in der Praxis bislang kaum Ansätze zum Themenfeld Anpassung zu finden sind, ist es prinzipiell vorstellbar, dass sich die Raumordnung im Sinne des Vorsorgeprinzips frühzeitig über alternative Raumnutzungsstrukturen Gedanken macht, um für den Fall gerüstet zu sein, dass sich bestimmte Räume längerfristig nicht mehr für Siedlungszwecke eignen sollten (etwa aufgrund des steigenden Meeresspiegels oder zunehmender Frequenz und Magnitude von Flusshochwassern). Gegenwärtig ist es nach Katastrophen häufig so, dass zerstörte Infrastrukturen und Siedlungen an gleicher Stelle wiederaufgebaut werden, auch weil keine Alternativen, sprich kein alternatives Planungsrecht zeitnah zur Verfügung steht. So gesehen könnte es sinnvoll sein, einen „Plan-B“ zur Hand zu haben, um die Katastrophe als Chance zu nutzen, weil nur in diesem Zeitfenster eine räumliche Verlagerung von (ohnehin zerstörten) Nutzungen finanzierbar wäre (vgl. Greiving/Schmidt-Thomé, 2008).

Die Schwierigkeiten, die regionale und kommunale Akteure gerade mit der Anpassung an Klimafolgen haben, hat viel damit zu tun, dass sich planerische Entscheidungen im Bereich „neuer Risiken“ weniger – wie bei „traditionellen“ planerischen Fragestellungen – auf Erfahrungen aus der Vergangenheit beziehen, sondern ausschließlich zukunftsorientiert sind. Sie lassen sich dementsprechend kaum belegen. Im Hinblick auf die Frage des Umgangs mit Unsicherheiten ist zu betonen, dass Planung grundsätzlich auf das Vorliegen von Kausalbeziehungen angewiesen ist, aufgrund derer Wirkungsprognosen ableitbar sind, um Konzepte und Maßnahmen zur Behebung festgestellter Mängel zu entwickeln.

Die Resilienz (im Sinne von „Anpassung zur Erhaltung der Systemfunktion“) einer Gesellschaft in Bezug auf Klimarisiken definiert sich über Verständnis, Akzeptanz und Beteiligung der Gesellschaft an politischen Diskussionen. Wenn die Richtigkeit von Entscheidungen jedoch lediglich auf Modellannahmen fußt, stellt das Problem der Aufdeckung und Abgrenzung des Folgenhorizonts jedoch ein prinzipielles Erkenntnisproblem dar. Hinzu tritt das Entscheidungsproblem der Auswahl der zu berücksichtigenden Wirkungen (bzw. Schäden).

Die Akzeptanz von Entscheidungen ist angesichts der Tatsache, dass Entscheidungen über den Umgang mit Risiken letztendlich Wertentscheidungen sind, außerordentlich wichtig. Dies trifft vor allem dann zu, wenn Entscheidungen unter Unsicherheit über Eintrittswahrscheinlichkeit und Schadensausmaß zu treffen sind (van Asselt, 2005).

In der Debatte über den globalen Klimawandel spricht man davon, dass man sich von Wahrscheinlichkeiten zu bloßen Möglichkeiten bewegt, weil durch die sich verändernde Umwelt kein

Verlass mehr auf statistische Wiederkehrintervalle besteht, die sich auf Beobachtungen in der Vergangenheit beziehen (vgl. Greiving, 2005). Ein anderes Entscheidungsproblem besteht darin, dass messbare Fakten angesichts bestehender Unterschiede in der individuell und sozial geprägten Risikowahrnehmung unterschiedlich gewertet werden können („ambiguity“), wie es an der Diskussion über die zivile Nutzung der Kernenergie und die damit verbundenen „Restrisiken“ erkennbar ist (Klinke/Renn 2002: 1085). Eine öffentliche Entscheidungsfindung, welche lediglich auf der tatsächlich „wissenschaftlichen“, durch Experten ermittelten Dimension basiert sowie die Nichtberücksichtigung der „sozial-kulturellen“ Dimension (z.B. die Art und Weise wie ein Risiko wahrgenommen wird), führt zu Misstrauen (vgl. Löfstedt, 2005). Zudem können viele der erforderlichen Maßnahmen nur durch Eigentümer und Bewohner umgesetzt werden, weil sie den baulichen Bestand betreffen, auf den auf Grund der Eigentumsgarantie des Art. 14 GG hoheitlich nur sehr begrenzt Einfluss in Bezug auf bestehende Flächennutzungen genommen werden kann (Greiving 2008).

10.5.3 Informelle Ansätze zur Klimaanpassung

Die beschriebenen Schwächen der formellen Regelung macht informelle, auf die Überzeugung und Mitwirkung privater Akteure setzende Ansätze für die Metropolregion Hamburg, die durch historisch gewachsene Strukturen geprägt ist, so bedeutsam. Der Diskurs wird dabei zum Instrument der Normgenerierung, weil im Zusammenspiel aller Interessen und Werte eine neue gemeinsame Orientierung, also die Ausrichtung an Gemeinsamkeiten bei Leitbild und Zielen, möglich wird. Konsens wird dabei zum funktionalen Äquivalent rechtlicher Normierung, freiwillige Selbstverpflichtung ergänzt bzw. ersetzt teilweise einen rechtsverbindlichen Akt (Hiller, 1993: 151). Der Diskursansatz wird als Climate-Governance beschrieben. Für den Bereich der Anpassung an den Klimawandel aus zwei Richtungen zur Weiterentwicklung diskutiert: Im Bereich des Risikomanagement hat sich der mittlerweile international gebräuchliche Terminus „Risk Governance“ etabliert (vgl. IRGC, 2005). Das Risiko-Governance-Konzept und die dahinter stehenden Prinzipien sind grundsätzlich geeignet, auch im Bereich der Klimapolitik – und hier insbesondere bezüglich Entscheidungen zur Anpassung an den Klimawandel – eingesetzt zu werden, um die Umsetzungsqualität von Anpassungsstrategien zu erhöhen (vgl. Greiving/Schmidt-Thomé, 2008; Greiving/Fleischhauer, 2008). Die andere Richtung ist der in der Planungswissenschaft weit verbreitete Ansatz des Regional Governance (vgl. für andere Fürst, 2003b). Leistungsfähige Regional Governance entsteht nicht in erster Linie durch neue kooperative bzw. informelle „weiche“ Steuerungsformen, sondern vor allem durch deren Verknüpfung mit tradierten rechtlich geregelten und hierarchischen Formen. Für Aufgaben, die Verteilungsfragen umfassen und eine Konfliktregelung erfordern, wird jedoch auch künftig ein formalisierter institutioneller Rahmen erforderlich sein (Fürst, 2003a: 64).

Der institutionalisierten Regionalplanung dürfte es vor allem dann gelingen, sich in Climate-Governance-Arrangements zum Thema Klimawandel zu positionieren, wenn ihr eine Verknüpfung ihrer formalen Instrumente mit ihren eher kooperativen Handlungsweisen gelingt. In Regionalentwicklungsprozessen sieht sich die Regionalplanung vielen anderen regionalen Akteuren gegenüber, die über eine z. T. deutlich bessere Ressourcenausstattung verfügen (z.B. Akteure aus Prozessen ländlicher Entwicklung, geförderte Regionalmanagements, privilegierte Fachplanungen). Sie kann sich hier nur profilieren, wenn sie zum einen ihren Querschnittsbezug und ihren Informationsvorsprung zur Raumentwicklung einbringt, vor allem aber wenn der Bezug zu ihren Rechtsinstrumenten deutlich wird. Während sie in den Klimaschutzaktivitäten eine zentrale Rolle deshalb einnimmt, weil sie als „Fachplanung Energie“ einen engen Bezug zu ihren verbindlichen Aussagen im Regionalplan (Ausweisungen Windenergie) herstellen kann und damit als auch ordnungspolitisch agierender Partner in der Region Akzeptanz findet, spielt sie in den regionalen Ansätzen zur Klimaanpassung bislang nur eine untergeordnete Rolle; bemerkenswerterweise auch in den hier z. T. sehr aktiven Metropolregionen. Selbst wenn ihre Themen behandelt werden, wie etwa das Thema Siedlungsentwicklung in der Metropolregion Hamburg, spielen ihre eigentlichen regionalplanerischen Instrumente in den Projekten kaum eine Rolle (Fleischhauer et al., 2008: 85).

10.5.3.1 Räumliche Leitbilder und Klimaanpassung

Eine gewisse Rolle kommt zweifellos räumlichen Leitbildern zu. So wird in der Deutschen Anpassungsstrategie die Rolle der Raumplanung u.a. darin gesehen, dass sie „mit der Entwicklung von Leitbildern für anpassungsfähige und belastbare (resiliente) Raumstrukturen eine Vorreiterrolle übernehmen [kann], die gegenüber den Auswirkungen aller gesellschaftlichen Veränderungsprozesse auf die Raumstruktur robust und flexibel reagiert“ (Bundesregierung 2008: 42). Neben diesen beiden Bewertungskriterien können Prinzipien der resilienten Raum- bzw. Stadtentwicklung herangezogen werden:

Effizienz: Verringerung des Ressourcenumsatzes, Abfall- und Verkehrsvermeidung zur Verringerung von CO₂-Emissionen.

Exposition: Minimierung der Ausweitung der Siedlungsfläche zur Verringerung der Exposition der Siedlungsflächen gegenüber Klimaänderungen. Gleichzeitig werden dadurch CO₂-Senken im Freiraum erhalten.

Diversität: Eine hohe Diversität der Siedlungsstruktur dient insbesondere im Wechsel zwischen Infrastruktur, Gebäuden und Grünbereichen als eine Voraussetzung für ein angenehmes Stadtklima.

Redundanz: Vermeidung monostruktureller städtebaulicher Entwicklungen, um die Funktionsfähigkeit des Gesamtsystems auch dann aufrecht zu erhalten, wenn einzelne Teile vorübergehend ausfallen. Zudem bieten dezentrale Netze mit vielen Knoten eine Voraussetzung für den Einsatz dezentraler Energieerzeugung aus erneuerbaren Energien zur Verringerung der CO₂-Emissionen.

Stärke: Erhöhung der Robustheit neu entwickelter Siedlungsflächen zur Verringerung des negativen Einflusses klimabedingter Extremwetterereignisse oder schleichender Umweltveränderungen.

Auf dieser Basis lassen sich die bestehenden räumlichen Leitbilder wie folgt bewerten:

	Effizienz Verringerung des Ressourcenumsatzes, Abfall- und Verkehrsvermeidung zur Verringerung von CO ₂ -Emissionen.	Exposition Minimierung der Ausweitung der Siedlungsfläche zur Verringerung der Exposition der Siedlungsflächen gegenüber Klimaänderungen. Gleichzeitig werden dadurch CO ₂ -Senken im Freiraum erhalten.	Diversität Eine hohe Diversität der Siedlungsstruktur dient insbesondere im Wechsel zwischen Infrastruktur, Gebäuden und Grünbereichen eine Voraussetzung für ein angenehmes Stadtklima.	Redundanz Vermeidung monostruktureller städtebaulicher Entwicklungen, um Funktionsfähigkeit des Gesamtsystems auch dann aufrecht zu erhalten, wenn einzelne Teile vorübergehend ausfallen.
Neuere Achsenmodelle	o Bündelung von Infrastrukturen, aber Gefahr nicht geplanter disperser Siedlungsentwicklung	+	+	-
Die kompakte Stadt	+	+	o	o

Dezentrale Konzentration	+	o	+	o/+
	Bündelung von Infrastrukturen in Zentren und Achsen	Bündelung der Siedlungsentwicklung und frei halten bestehender Freiräume, aber Gefahr, dass durch Entwicklung der Versorgungsstruktur ins Umland, weitere Umsiedlungen und Flächeninanspruchnahme in der Peripherie begünstigt werden	An zentralen Orten und entlang der Achsen Durchmischung von Wohnsiedlungsbereichen, Arbeitsplatz-, Versorgungs- und Freizeitzentren, damit motorisierte Individualverkehre vermieden und außerdem Freiräume erhalten werden.	Lokal: Starke Ausrichtung auf das Zentrum, wo sich auch Kritische Infrastrukturen konzentrieren Regional: Der Aufbau dezentraler Zentralsysteme und kleinräumiger Achsenkonzepte erhöht die Redundanz des Systems
Edge City	-	-	+	-
	Die Dichte ist nicht ausreichend hoch, wodurch beispielsweise ein ÖPNV-Netz effizient sein würde.	Da tendenziell neuere Entwicklungen gefördert werden, besteht erhöhte Gefahr, in gefährdete Gebiete auszuweichen.	Innerhalb dieser Städte kurze Wege und die Versorgung der Bewohner gut, so dass diese meist nicht darauf angewiesen sind, in andere Städte zu pendeln.	An für den MIV strategisch günstigen Standpunkten entwickeln, meist an Autobahnkreuzen, unabhängig und weit ab von anderen Städten.
Die Zwischenstadt	-	-	+	o
	Flächendeckende Ansiedlung ohne konkrete räumliche Schwerpunkte mit geringer Dichte; ein ÖPNV-Netz ist in einem solchen Gebiet nur schwer umzusetzen.	Entwicklung findet zwischen Städten, oft auch in gefährdeten Gebieten, statt.	Innerhalb der Zwischenstadt recht kurze Wege und gute Versorgung der Bewohner.	Weiträumige Ausdehnung der Zwischenstadt; disperse Siedlungs- und Infrastruktur, aber in der Regel kein ÖPNV.

Tabelle 4.4.1: Übersicht über die Bewertung räumlicher Leitbilder (Quelle: Greiving et al., 2009)

Keines der Leitbilder erfüllt alle Kriterien, die an eine resiliente, klimaangepasste Stadt zu stellen wären. Hinzu kommt, dass einige der Leitbilder sich – z.B. aufgrund der in der Realität wirkenden Marktgesetze – nicht in dieser Form haben umsetzen lassen (z.B. Dezentrale Konzentration). Dennoch können in der Metropolregion Hamburg Elemente ausgewählter Leitbilder als Ansatzpunkte für einen Diskurs über die Gestaltung resilienter Raum- und Siedlungsstrukturen gegenüber dem Klimawandel genutzt werden.

10.5.3.2 Climate Proofing

In dem Kontext der Prüfung der Resilienz von Raumstrukturen fällt in der wissenschaftlichen Diskussion häufig der Begriff des „Climate Proofing“, der erstmals von Kabat et al. formuliert wurde (Kabat et al. 2005: 283). Im Grunde geht es – bezogen auf die Raumplanung – darum, im Planungsprozess so zu entscheiden, dass das Ergebnis der Planung (die entstandene Raumstruktur) „resilient“ gegenüber Klimaänderungen ist. Dies entspricht für die mit dem Klimawandel verbundenen Krisen oder schleichenden Veränderungsprozesse dem Nachhaltigkeitsprinzip. Für die plötzlich eintretenden Veränderungen handelt es sich letztlich um die Erweiterung des Nachhaltigkeitsprinzips um die Dimension der Katastrophenresistenz bzw. -resilienz (vgl. Greiving 2002). Darüber hinaus ist auch die Fähigkeit, durch Planung und insbesondere Planungsprozesse Lernprozesse zu initiieren und eine Institutionalisierung von Wissen über vergangene Katastrophen sowie Bewältigungs- und

Anpassungsstrategien zu erreichen, ein entscheidender Baustein, jenseits physisch-technischer Maßnahmen zur Resilienz von Raumentwicklungsstrategien beizutragen. Aufbauend auf der Analyse des Begriffs Climate Proofing in internationalen und nationalen Dokumenten definieren Birkmann und Fleischhauer (2009: 118) Climate Proofing im Zusammenhang mit räumlicher Planung und Raumentwicklung als erste Näherung folgendermaßen: „Unter ‚Climate Proofing‘ sind Methoden, Instrumente und Verfahren zu verstehen, die absichern, dass Pläne, Programme und Strategien sowie damit verbundene Investitionen gegenüber den aktuellen und zukünftigen Auswirkungen des Klimawandels resilient und anpassungsfähig gemacht werden, und die zudem auch darauf abzielen, dass die entsprechenden Pläne, Programme und Strategien dem Ziel des Klimaschutzes Rechnung tragen.“

Während die grundsätzliche Logik von Climate Proofing auf der Hand liegt, stellt sich bei der konkreten Umsetzung die Frage, in welcher Form ein solcher Ansatz in bestehende Instrumente eingebunden werden kann oder ob sogar ein neues Instrument oder Verfahren entwickelt werden sollte. Ein derartiger Ansatz ist in der Metropolregion Hamburg bislang noch nicht zur Anwendung gebracht worden.

Ein weiterer Ansatz, der in der Literatur diskutiert wird, ist die Einbindung in das Verfahren der Umweltverträglichkeitsprüfung (UVP) bzw. der Strategischen Umweltprüfung (SUP) (vgl. Greiving 2004). Diese nennen immerhin das Schutzgut „Klima“, doch wird dies primär als Aufruf zum Klimaschutz verstanden und liegt der Fokus auf der Prüfung von Umweltveränderungen durch Pläne und Programme bzw. Projekte, nicht jedoch den sich verändernden Umweltbedingungen, an die eine Anpassung erforderlich ist (dafür plädiert die ARL, 2007: 10). Zudem ist über die Schutzgüter „Mensch“ sowie „Kultur- und Sachgüter“ in den Richtlinien durchaus Platz dafür zu prüfen, ob die vorgesehene Entwicklung nicht zu zusätzlichen Schadenspotenzialen führt, wenn in Gefährdungsräumen gebaut wird, die von (klimabeeinflussten) Naturgefahren betroffen sind (vgl. Greiving, 2004). Und schließlich ist in der SUP ohnehin eine breite Öffentlichkeitsbeteiligung vorgesehen (Art. 6 SUP-RL), was sie gut geeignet erscheinen lässt, um als gegebene prozeduraler Rahmen für die Etablierung von Climate-Governance-Diskursen zu dienen.

Hinsichtlich der Unterschiede und Gemeinsamkeiten von Climate Proofing und UVP/SUP steht die Frage im Mittelpunkt, ob UVP und SUP auch als Climate Proofing fungieren können. Im Vergleich zu dem Fokus der UVP und SUP – die die Auswirkungen eines Projekts oder Plans auf die Umwelt zum Gegenstand haben – ist beim Climate Proofing für die Klimaanpassung zu untersuchen, welche Projektalternativen und Planungen unter veränderten Umweltbedingungen noch eine nachhaltige Raumentwicklung befördern (vgl. Greiving, 2004 zum Zusammenhang von Risikomanagement und SUP). Demzufolge ist beim Climate Proofing der Fokus umzudrehen (Birkmann und Fleischhauer 2009: 118). Diese Erweiterung der Betrachtungsweise impliziert, dass die Beurteilung des Climate Proofings Projektalternativen und Pläne priorisiert, die unter veränderten Klimabedingungen am ehesten dem Leitbild bzw. der Leitvorstellung nachhaltiger Raumentwicklung Rechnung tragen und möglichst resilient sind. Ziel des Climate Proofing ist es daher, im Hinblick auf die Förderung einer nachhaltigen Raumentwicklung bzw. nachhaltigen städtebaulichen Entwicklung Anpassungsfähigkeit gegenüber den aktuellen und zukünftigen Folgen des Klimawandels sicherzustellen. Dabei müssen unterschiedliche Klimaszenarien sowie die Exposition und Vulnerabilität der jeweiligen Raumentwicklungsziele gegenüber den Folgen des Klimawandels berücksichtigt werden. Der Umgang mit Unsicherheit ist Bestandteil dieser Planungen.

Ein finaler „Climate Proof-Bericht“ könnte zum einen die Ergebnisse regionaler Klimaszenarien sowie die zentralen Aussagen einer Expositions- und Vulnerabilitätsanalyse dokumentieren. Darüber hinaus sollte der Bericht insbesondere Aussagen darüber enthalten, wie auf die zunehmende Exposition und Vulnerabilität reagiert wird und welche Zielsetzungen im Plan, Programm oder Projekt besonders die Resilienz und Anpassungsfähigkeit der Planung sicherstellen sollen.

Zusammenfassend lassen sich folgende Produkte definieren, die ein Climate Proofing im Sinne der Klimaanpassung erbringen sollte (Birkmann und Fleischhauer 2009: 124):

- Entwicklung und Darstellung der Exposition der Region oder der Stadt gegenüber möglichen Klimaveränderungen – Was wird sich hinsichtlich des Klimawandels in der Region/Stadt verändern? (Expositionsanalyse)
- Entwicklung und Durchführung einer Abschätzung der Verwundbarkeit für die spezifische Region oder das zu beurteilende Planungsobjekt (Programm, Plan, Projekt),
- Climate-Proof-Bericht, der die Erfassung, Darstellung und Bewertung der Programme, Pläne und Projekte hinsichtlich ihrer Resilienz und Anpassung an veränderte Umwelt- und Klimabedingungen umfasst,
- Darstellung der in dem Programm, Plan oder Projekt integrierten Ziele zur Klimaanpassung, einschließlich entsprechender Querverweise zum Klimaschutz,
- Dokumentation der Methoden, die bei der Diskussion und Bewertung von Planungsalternativen herangezogen wurden (z.B. formelle und informelle Verfahren und Methoden),
- ggf. Darstellung der wesentlichen Schwierigkeiten und „Nicht-Planbarkeiten“ hinsichtlich der Klimaanpassung.

Insgesamt wird deutlich, dass für die Entwicklung von Anpassungsstrategien und die Berücksichtigung von Resilienz ein Verfahren und Prüfraster notwendig ist, das die bisherigen Verträglichkeitsprüfungen – wie UVP und SUP – integrieren kann. Für die Klimaanpassung muss in der Umweltprüfung eine Perspektivenerweiterung vollzogen werden, die absichert, dass zukünftige Strategien der Stadt- und Regionalentwicklung sowie urbane Konzepte auch mögliche Folgen des Klimawandels berücksichtigen bzw. Lern- und Anpassungsprozesse durch die systematische Bearbeitung von Fragen der Klimaanpassung im Planungsprozess fördern. Dies erfordert ein permanentes Monitoring laufender Entwicklungen wie es die Strategische Umweltprüfung (Art. 10 Abs. 1 SUP-RL) bereits vorsieht.

10.5.3.3 Zielvereinbarungen zur Klimaanpassung

Ein weiterer informeller Ansatz ist der Abschluss von ergebnisorientierten Zielvereinbarungen, was sowohl auf regionaler wie kommunaler Ebene zwischen den relevanten Akteuren möglich und im Raum Dresden bereits getestet worden ist (vgl. Greiving, 2009), in der Metropolregion Hamburg aber noch nicht verwendet wird. Hier könnte die Metropolregion als Initiatorin fungieren. Dafür wäre es hilfreich, wenn die Metropolregion Hamburg institutionell stärker verfasst wäre, um selber rechts- und förderfähig zu sein.

Der Abschluss von Zielvereinbarungen entspricht dem Grundgedanken eines neuen Subventionsansatzes: Leistungsvereinbarungen, verbunden mit quantifizierten Wirkungs- und Leistungsvorgaben, an die Stelle der gegenwärtigen Förderung von Einzelprojekten zu setzen, deren Finanzierung, oftmals ohne Rücksicht auf Wirkung und Ergebnis subventioniert wird. Zudem fehlte es in der Vergangenheit an strategischen Ansätzen mit umfassender Perspektive – zumindest für den Bereich Klimaanpassung, während die Stadt Hamburg sich bekanntlich zum Klimaschutz bereits konkrete Ziele gesetzt hat. Eine Zielvereinbarung hält das anzustrebende Ergebnis fest. Die Notwendigkeit vieler Detailvorschriften über einzelne Maßnahmen entfällt. Da Vereinbarungen über das Ergebnis getroffen werden, erhalten die regionalen und lokalen Akteure mehr Handlungsspielraum sowohl auf der Ebene ihrer Strategien als auch auf der Ebene der konkreten Maßnahmen. Zugleich wird auf diese Weise ein „Wettbewerb der Ideen“ ermöglicht, weil unterschiedliche Ansätze zur Anpassung von strukturellen Maßnahmen, über Gebiets- und Objektschutz bis hin zu Ertüchtigung von Reaktionspotenzialen hinsichtlich ihrer Effektivität und Effizienz, aber auch die Akzeptanz hinsichtlich ihres Beitrags zur Zielerfüllung verglichen werden. In eine solche Vereinbarung können und sollten private Akteure (z. B. Immobiliengesellschaften) aufgrund der Bedeutung des Bestands einbezogen werden.

Die Bedeutung von Zielvereinbarungen in der räumlichen Planung wird von Müller (2004: 165) herausgestellt. Sie seien erforderlich, um Indikatoren (z.B. zur Operationalisierung von nachhaltiger Raumentwicklung) Wirksamkeit zu verleihen. Zielvereinbarungen seien zwischen den die Raumentwicklung beeinflussenden Akteuren abzuschließen. Die vorhandenen Raumordnungspläne erfüllen diese Funktion nur sehr begrenzt, da sie Prioritäten nur allgemein bestimmen, sie Maßnahmen bzw. Prioritäten zu ihrer Umsetzung nicht unmittelbar festlegen und Private nur sehr eingeschränkt binden. Demzufolge seien insbesondere raumordnerische Verträge eine sinnvolle Ergänzung, weil sie eine verbindliche Erfolgsmessung planerischen Handelns ermöglichen (Müller, 2004: 166). Dergestalt kommen Zielvereinbarungen regelmäßig auch im Rahmen von ExWost- und MORO-Vorhaben zwischen den Vorhabenträgern BBR/BMVBS einerseits und den geförderten Städten bzw. Regionen andererseits zum Einsatz (BBR, 2006: 139). Dieser Gedanke wurde auch in der Schweiz, hier für die Waldwirtschaft, umgesetzt (vgl. BUWAL, 2002, 2004).

Angesichts der immanenten Unsicherheiten, die mit Klimamodellen verbunden sind und aufgrund der Nicht-Prognostizierbarkeit sozio-ökonomischer Entwicklungen auch verbunden bleiben wird, muss der Schwerpunkt bei Zielvereinbarungen zur Anpassung an den Klimawandel auf der Verwundbarkeit an sich und nicht auf dem Risiko als Produkt aus Klimafolge und Verwundbarkeit liegen. Hier sind durchaus operationalisierbare Indikatoren verfügbar (vgl. etwa Adger et al., 2004; UNDP 2004). Selbstverständlich könnten sich die Akteure dann auch ambitionierte Ziele setzen, die aufgrund der geänderten klimatischen Rahmenbedingungen erreichbar scheinen, oder aber auf aufwändige Maßnahmen verzichten, wenn das ursprünglich vereinbarte Ziel (Reduzierung bis t-1 gegenüber t-0 um x %) den Beteiligten hinreichend erscheint.

Dies entspricht dem so genannten Robustheitskonzept, das vom prozessualen Charakter von Plänen und Programmen ausgeht; d. h. ihrer sequentiellen Realisierung in langen Zeiträumen unter ggf. erforderlicher Anpassung der Zielvorstellungen bei sich unerwartet ändernden Rahmenbedingungen (Friend/Jessop, 1973: 44f). Das Problem der Schätzung subjektiver Wahrscheinlichkeiten künftiger Ereignisse soll dabei verringert werden, indem nicht von einem einzigen wünschenswerten Endzustand ausgegangen wird. Das Prinzip untersucht vielmehr eine Reihe suboptimaler möglicher Endzustände, die nach einer initiierten Entscheidung überhaupt noch erreichbar sind. Die weiteren Entscheidungsstufen werden offen gehalten und dann ausgeführt, wenn Dringlichkeit besteht bzw. die Unsicherheit der Informationen überwunden ist.

Feenstra et al. (1998) schlagen hier eine Switch point-Analyse vor, um der Unsicherheit hinsichtlich der Auswirkungen des Klimawandels zu begegnen. Hierunter verstehen sie eine Methode, die es ermöglicht, diejenigen Bedingungen zu identifizieren, die eintreten müssten, um eine Entscheidung für oder gegen Anpassungsmaßnahmen zu verändern. Wie stark müsste beispielsweise der Klimawandel voranschreiten, um eine Anpassungsmaßnahme zu rechtfertigen oder unerlässlich zu machen? Hier wird erneut die bereits herausgestellte Bedeutung eines (Regional-)Monitoring deutlich.

Raumbedeutsame bzw. bodennutzungsrelevante Ergebnisse des Climate-Governance, auf die sich die Akteure im Diskurs verständigt haben, können dann in formelle Regional- wie Bauleitpläne übernommen werden, um ihnen Drittbindungswirkung zu verleihen, wie dies etwa die Stellungnahme des Netzwerks zur Klimaanpassung in der Region Starkenburg zum Regionalplan Südhessen zeigt, wo Erhalt und Entwicklung von Frischluftschneisen, Erhalt und Entwicklung von Hochwasserrückhalteräume und Sicherung der Freiräume genannt worden sind (KLARANET, 2007).

10.6 Flussgebiete als Handlungsraum für die Anpassung an den Klimawandel⁹⁰ (T. Moss)

10.6.1 Klimaanpassung in Flussgebieten denken

Effektive institutionelle Regelungen des globalen (Umwelt-)Wandels erfordern ein Denken und Handeln in geeigneten räumlichen Einheiten. Entscheidend sind zwei grundsätzliche Fragen: Zum einen, welche räumlichen Kategorien – naturräumlich, politisch-administrativ oder funktional – problem- und lösungsadäquat sind und, zum anderen, welche Maßstabebenen sich innerhalb dieser Kategorien für die jeweiligen Interventionen eignen, z.B. lokal, regional, national oder supranational. Lösungsansätze für derartige Skalenprobleme sind auch für die Anpassung an den Klimawandel von zentraler Bedeutung (Young, 2002).

Die unterschiedlichen Skalendimensionen von Klimafolgen und deren Bewältigung finden auch in Deutschland zunehmend Beachtung. So setzt sich die Raumplanung verstärkt mit der Eignung der regionalen Ebene für Anpassungen an den Klimawandel auseinander (Fleischhauer, 2004; Fleischhauer/Bornefeld, 2006; Ritter, 2006; ARL, 2007; MKRO, 2008; Birkmann, 2008; Greiving/Fleischhauer, 2008). Zugleich wird in dieser Literatur erkannt, dass in vielen Bereichen der Klimaanpassung – etwa bei der Hoch- bzw. Niedrigwasservorsorge – die Regionalplanung nicht der zentrale Akteur ist (Greiving/Fleischhauer, 2008). Hier spielt das Institutionensystem der Wasserwirtschaft mit seinen vielfältigen Funktionen (Gewässerschutz, Hochwasserschutz, Wasserversorgung, Abwasserentsorgung, Be- und Entwässerung, Schifffahrt etc.) eine entscheidende Rolle. Für diesen Bereich gilt die weit verbreitete Meinung, dass die Erfassung der Folgen des Klimawandels für ganze Naturräume unumgänglich ist (Schlipf et al., 2008: 77). Damit rücken Flussgebiete – als klar umrissene hydrologische Einheiten für Oberflächengewässer – in den Mittelpunkt von Untersuchungen über die Folgen des Klimawandels für die Wasserwirtschaft. Dies gilt für die Darstellungen von globalen Trends im IPCC-Bericht „Climate Change and Water“ (Bates et al., 2008) sowie für Analysen in Europa, etwa bezogen auf das Elbeinzugsgebiet (Wechsung et al., 2005; Grünewald, 2005; IKSE, 2008). Anhand ganzer Flusseinzugsgebiete werden Modellrechnungen über die Häufigkeit und möglichen Auswirkungen künftiger Trockenperioden im Sommer und Hochwasserereignisse vor allem in den Wintermonaten erstellt (vgl. UBA, 2005; KLIWA 2006; Europäische Kommission, 2009).

Die besondere Eignung von Flussgebieten als Raumeinheiten für den wasserwirtschaftlichen Umgang mit den Folgen des Klimawandels kann grundsätzlich damit begründet werden, dass eine flussgebietsbezogene Betrachtung raum- und sektorübergreifende Lösungen fördert (Green et al., 2002; Moss 2003a). Flussgebietsmanagement setzt auf die Bewirtschaftung von Wasserressourcen sowohl in der Länge – von der Quelle zur Mündung – wie auch in der Breite – vom Flussbett bis zur Wasserscheide (Newson, 1997; Rumm et al., 2006). Für klimabedingte Hochwasser- und Niedrigwasserereignisse bietet eine flussgebietsbezogene Betrachtung die beste Voraussetzung zur Lösung von Problemen zwischen Ober- und Unterliegern am Flusslauf. Die Metropolregion Hamburg ist besonders von diesem asymmetrischen Verhältnis betroffen. Ihre Lage am Unterlauf der Elbe macht sie vor allem für Hochwasserereignisse sehr anfällig (s. Abb. 4.5.1). In einer neuen Studie für das Bundesministerium für Verkehr, Bau und Stadtentwicklung über die Klimawandel-Betroffenheit unterschiedlicher Raumtypen wird der Stadtstaat Hamburg – als einzige Region Deutschlands – nach dem hochwasserrelevanten Problemkomplex 2 der Kategorie „sehr starke Betroffenheit“ zugeordnet

90 Für ihre kritisch-konstruktiven Anmerkungen zum Manuskript möchte ich mich bei Ludger Gailing, Jörg Knieling, Andreas Vetter sowie zwei anonymen Gutachtern bedanken.

(BMVBS/BBR, 2008)⁹¹. Neben der integrierten Betrachtung der Abhängigkeitsverhältnisse entlang eines Flusses ermöglicht eine flussgebietsbezogene Handlungsweise die Hochwasser- und Niedrigwasservorsorge in der Fläche. Flussgebietsmanagement verfolgt einen flächenhaften Ansatz der Gefahrenabwehr und Risikovorsorge (Moss, 2003a; Greiving/Fleischhauer, 2008; Gailing et al., 2009). Eine flussgebietsbezogene Herangehensweise erweitert den Blick von den Orten des Hochwassers auf die Flächen- und Raumnutzungen, die für die Entstehung von Hochwasser prägend sind. Gleichzeitig stärkt sie gemeindeübergreifende Lösungsansätze in hochwasser- bzw. sturmgefährdeten Räumen – wie in der Tideelbe-Region (Schaerffer, 2008).

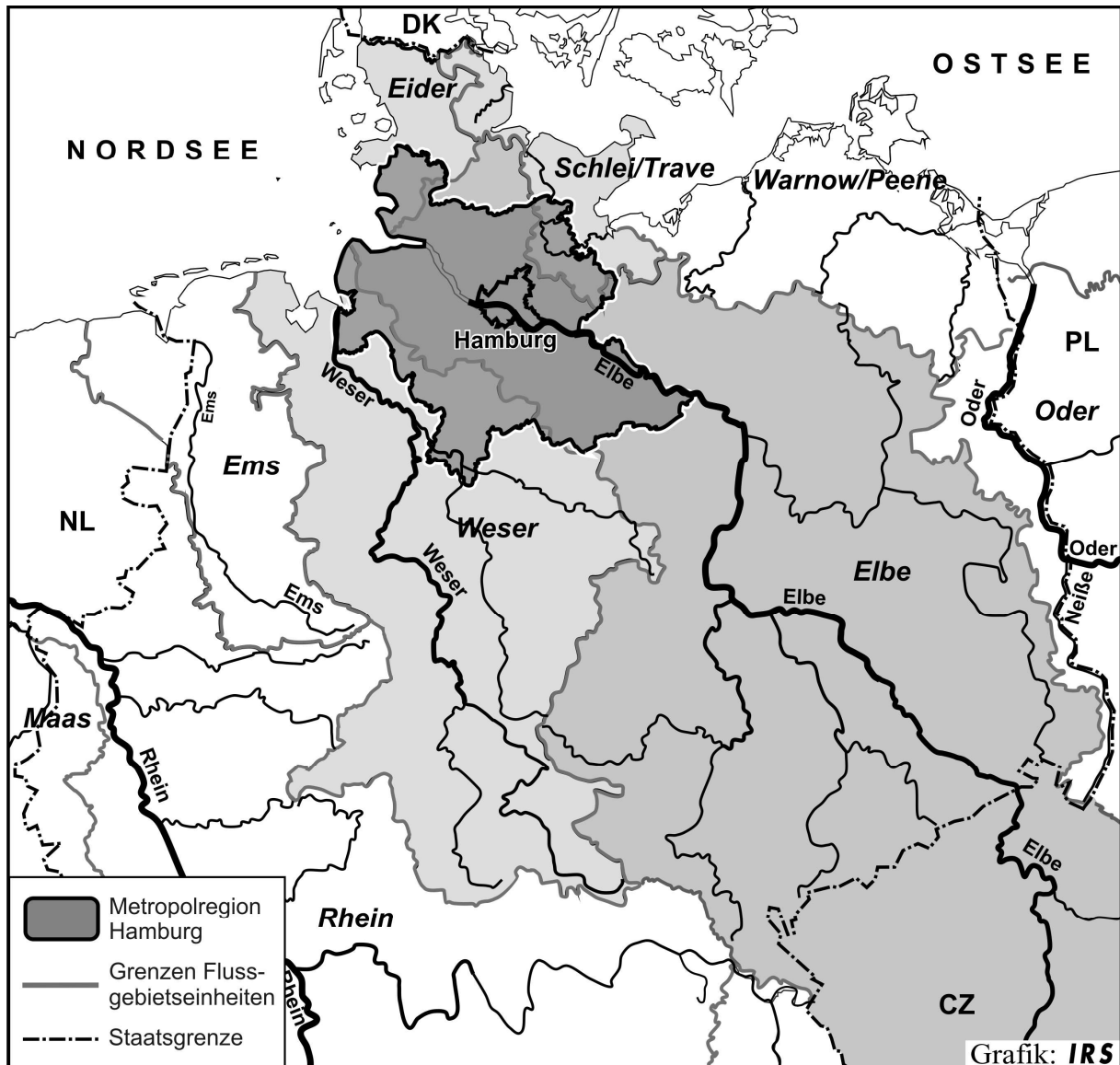


Abb. 4.5.1: Die Lage der Metropolregion Hamburg am Unterlauf der Elbe

Während die Erfassung von wasserwirtschaftlichen Folgen des Klimawandels in Flussgebieten inzwischen etabliert ist, setzt sich die Ansicht, dass Strategien der Anpassung sich an Flussgebieten zu

91 Problemkomplex 2 stellt eine Aggregation folgender Parameter dar: Veränderung von Frequenz und Stärke von Flusshochwässern, häufigere Starkregeneignisse und Sturzfluten, häufigere und höhere Sturmwasserstände, zunehmender Verlust des Oberbodens durch Wassererosion, steigende Gefahr von gravitativen Massenbewegungen (BMVBS/BBR, 2008).

orientieren haben, erst langsam durch. Bezeichnenderweise erwähnt der o.g. IPCC-Bericht „Climate Change and Water“ die flussgebietsbezogene Bewirtschaftung von Wasser als Lösungsansatz nur an einer einzigen Stelle (Bates et al., 2008: 124). In Europa werden flussgebietsbezogene Strategien der Klimaanpassung in Pläne für die integrierte Wasserbewirtschaftung zunehmend integriert (Kabat et al., 2002; Cosgrove et al., 2004; Kashyap, 2004). Das neue Weißbuch der Europäischen Kommission „Adapting to Climate Change“ fordert die Entwicklung von Richtlinien und Instrumenten zur Sicherung der Klimaverträglichkeit von Maßnahmen zur Umsetzung der EU-Wasserrahmenrichtlinie und der EU-Hochwasserrichtlinie (EU, 2009). In Deutschland verdichten sich in letzter Zeit zumindest die programmatischen Aussagen für eine flussgebietsbezogene Bewirtschaftung der Folgen des Klimawandels. Hierfür haben die drei Flussgebietskonferenzen der Bundesregierung eine meinungsbildende Wirkung gehabt (BMVBS, 2003; BMVBS, 2006a; Dürnagel/Eyink, 2008). So widmet sich ein ganzer Abschnitt der Deutschen Anpassungsstrategie an den Klimawandel der Einbeziehung von Folgen des Klimawandels in das integrierte Flussgebietsmanagement (Bundesregierung, 2008). Dort wird u.a. gefordert, den Schutz gegen zunehmende Hochwasserrisiken in Flussgebieten zu verstärken, z.B. durch die Freihaltung, Abflussregulierung und dezentrale Niederschlagversickerung im gesamten Einzugsbereich der Flüsse. Der Entwurf des Bewirtschaftungsplans für die Flussgebietseinheit Elbe zur Umsetzung der EU-Wasserrahmenrichtlinie bezieht mögliche Folgen des Klimawandels in den Aufstellungs- und Umsetzungsprozess des Bewirtschaftungsplans ein (FGG Elbe, 2008). Es ist zu erwarten, dass die in Bearbeitung befindliche Hamburger Klimaanpassungsstrategie auch einen flussgebietsbezogenen Handlungsansatz für das Hochwasserrisikomanagement empfiehlt.

10.6.2 Flussgebiete als Handlungsräume: Chancen und Herausforderungen

Gerade bei der Umsetzung der EU-Wasserrahmenrichtlinie (WRRL) haben die EU-Mitgliedstaaten seit der Verabschiedung im Jahr 2000 reichhaltige Erfahrungen mit den Möglichkeiten und Grenzen einer flussgebietsbezogenen Bewirtschaftung von Wasserressourcen sammeln können. Es stellt sich die Frage, welche Lehren für die räumliche Organisation der Klimaanpassung aus diesen Erfahrungen zu ziehen sind. Mit der WRRL wurde das Flussgebiet zum Handlungsraum für den integrierten Gewässerschutz innerhalb der EU. Für ganze Flussgebietseinheiten werden länder- und staatenübergreifende Bewirtschaftungspläne und Maßnahmenprogramme entwickelt und umgesetzt (Europäische Gemeinschaft, 2000; Rumm et al., 2006). Neben der räumlichen Ausrichtung dieser Instrumente nach Flussgebietseinheiten führt die WRRL eine Reihe weiterer raumrelevanter Innovationen ein (Moss, 2003). Dazu gehören geomorphologischer Parameter als Qualitätsmaßstab für den Gewässerschutz, die Information und Anhörung der Öffentlichkeit, die Differenzierung der Bewirtschaftungsziele nach regionalen Bedingungen und der transparente Zeitplan für die flächendeckende Umsetzung (Rumm et al., 2006; Jekel, 2002). Mit am wichtigsten jedoch, wenn auch in der WRRL nur selten explizit genannt, ist die Notwendigkeit intensiverer Formen der Koordinierung und Abstimmung – sowohl zwischen Wasserbehörden als auch zwischen Wasserwirtschaft und anderen wasserrelevanten Politikfeldern – innerhalb einer Flussgebietseinheit. In der WRRL nur am Rande thematisiert ist dagegen das gesamte Themenfeld des Hochwasserschutzes, das aus politischen Gründen für eine spätere Richtlinie – die heutige Hochwasserschutzrichtlinie (HWRL) – aufgehoben wurde. Dennoch ist der Hochwasserschutz faktisch von der WRRL tangiert, da einige ihrer Artikel – etwa zur Bedeutung von Auen – in einem engen Zusammenhang zur Hochwasservorsorge stehen (v. Keitz/Kraemer, 2006; Janssen, 2003; Korn et al., 2006). Vor allem die Folgen des Klimawandels finden bei der Umsetzung der WRRL zunehmend Beachtung. So empfiehlt die „Strategic Steering Group (SSG) on Climate Change and Water“ einen „climate check“ für alle Maßnahmenprogramme der WRRL (European Commission, 2008; vgl. Europäische Kommission, 2009).

Allerdings zeigen Erfahrungen bei der Umsetzung dieses grenzüberschreitenden und sektorübergreifenden Planungsinstrumentariums einige Grenzen einer flussgebietsorientierten

Bewirtschaftung von Wasserressourcen auf. Diese sind grob nach den eingangs eingeführten Skalenproblemen zu unterscheiden:

Erstens wird von manchen Experten kritisiert, dass das Flussgebiet nicht für alle Bereiche der Wasserwirtschaft die geeignete Raumeinheit bildet (v. Keitz/Kessler, 2008), wie etwa für Grundwasserbestände. Die Grenzen eines Flussgebiets bilden aus ökologischer Sicht – so die Kritik – keinen eindeutigen Handlungsraum, wie das Konzept von Flussgebietsmanagement suggeriert. In diesem Fall wird in der institutionentheoretischen Literatur von „problems of (spatial) fit“ gesprochen, die sich ergeben, wenn der Bezugsraum einer institutionellen Regelung nicht mit dem Bezugsraum des zu regelnden Umweltgutes übereinstimmt (Young, 2002; Moss, 2003b).

Zweitens wird moniert, dass die Maßstabebene der Flussgebietseinheit für viele Planungs- und Umsetzungsschritte der WRRL zu groß und undifferenziert sei. Von Keitz und Kessler (2008) plädieren daher für einen zurückhaltenden Umgang mit dem Flussgebietsansatz, der sich im Wesentlichen auf Kernbereiche beschränkt, die eine großräumige Behandlung erfordern, wie etwa die Oberlieger-/Unterliegerproblematik und Hoch- und Niedrigwasserregelungen. Diese Sichtweise wird allerdings von Befürwortern eines systematischen Flussgebietsmanagements vehement dementiert (Grünewald 2008). Unbestritten ist jedoch, dass innerhalb großer Flussgebietseinheiten kleinere Handlungsräume – etwa Teileinzugsgebiete – besser geeignet sind, um viele Maßnahmen zur Umsetzung der WRRL durchzuführen. Dies gilt beispielsweise für partizipative Verfahren zur Erstellung von Bewirtschaftungsplänen (Newig, 2005) oder für die Gestaltung von Flusslandschaften (Gailing et al., 2009). Es geht hier um die Lösung von „problems of scale“ (im engeren Sinne nach Young, 2002) durch die Festlegung der effektivsten Maßstabebenen für Interventionen.

Drittens kann die Ausrichtung des Gewässerschutzes – wie des Hochwasserschutzes – an Flussgebietseinheiten nicht darüber hinwegtäuschen, dass die wesentlichen Entscheidungsträger in Politik und Verwaltung nach wie vor in politisch-administrativen Territorien handeln. Besonders in föderal strukturierten Staaten wie Deutschland verursacht die Koexistenz von flussgebietsbezogenen und territorialen Planungen neuartige Koordinierungsprobleme bei der Umsetzung einer integrierten Flussgebietspolitik. Denn die WRRL hat die Zuständigkeit der Bundesländer für den Gewässerschutz (wie auch den Hochwasserschutz) nicht tangiert (Rumm et al., 2006). Ihre Umsetzung in Flussgebietseinheiten erfordert daher ein hohes Maß an Koordination zwischen bis zu zehn Landeswasserbehörden (im Falle des Elbeeinzugsgebiets) sowie der zuständigen Behörden in Anrainerstaaten. Was die Dualität von Flussgebieten und politisch-administrativen Territorien für die Metropolregion Hamburg bedeutet, lässt sich in Abbildung 4.5.2 erkennen. Allein die Metropolregion erstreckt sich über drei Bundesländer (Hamburg, Niedersachsen und Schleswig-Holstein) und vier Flussgebietseinheiten (Elbe, Weser, Schlei/Trave und Eider).

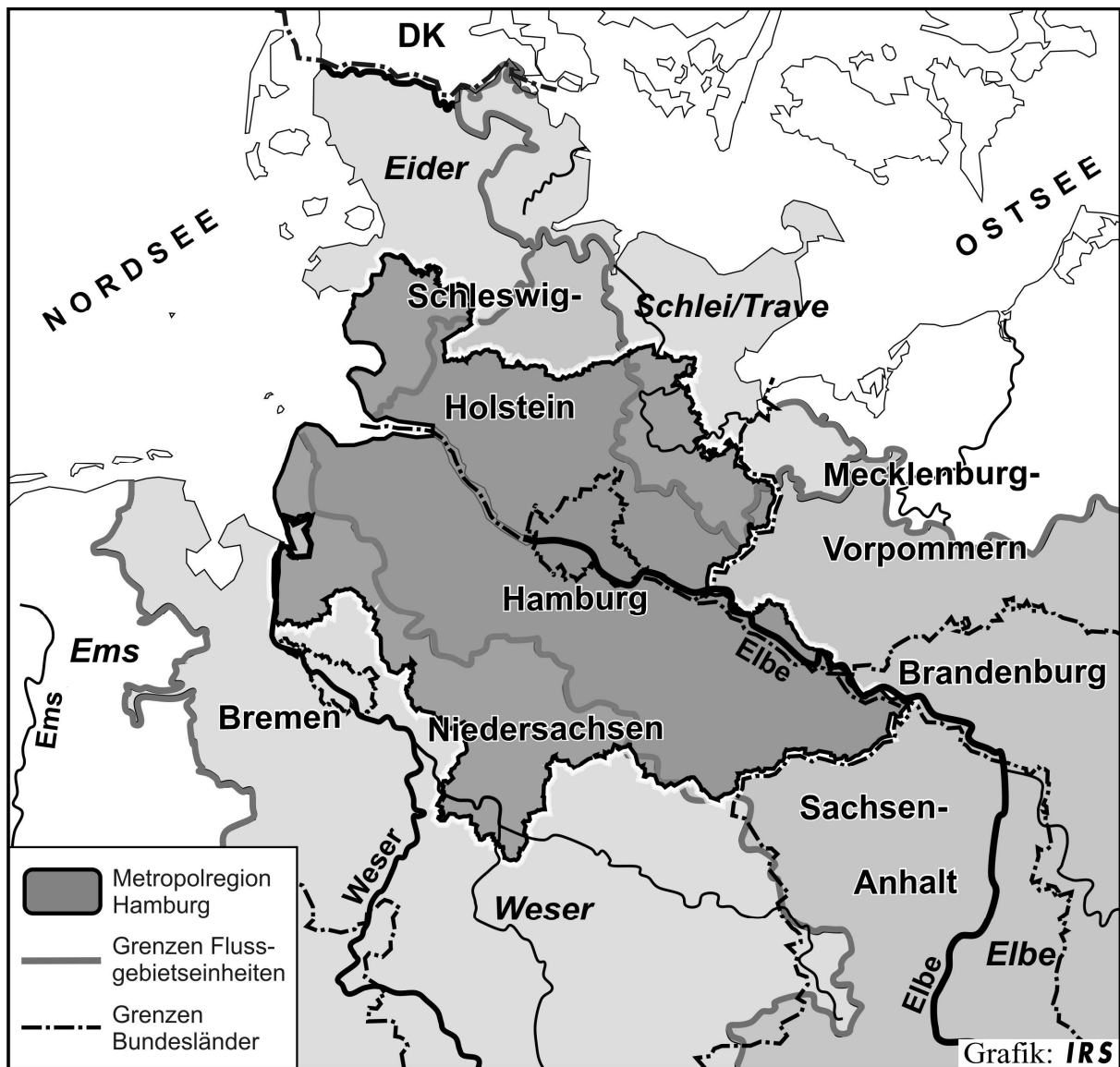


Abb. 4.5.2: Überlagerung von flussgebietsbezogenen und politisch-administrativen Handlungsräumen in der Metropolregion Hamburg

Viertens wird das Koordinierungsproblem in Flussgebieten dadurch verschärft, dass für die Erreichung der wasserwirtschaftlichen Ziele in der Fläche die Unterstützung von Politikfeldern jenseits der Wasserwirtschaft in der Regel zwingend erforderlich ist. So sind Maßnahmen zur Verringerung diffuser Belastungen von Grundwasserbeständen auf die Unterstützung der Landwirtschaft angewiesen (Kastens/Newig, 2007). Auch Verbesserungen der geomorphologischen Struktur urbaner Gewässer sind ohne die Unterstützung der Kommunen kaum zu realisieren. Deshalb wird das Flussgebiet nie die einzige relevante Raumeinheit für die Wasserbewirtschaftung sein. Es wird immer auf den Umgang mit sog. „problems of interplay“ zwischen verschiedenen Politikfeldern bzw. Sektoren ankommen (Moss, 2003a; Moss, 2003b; Greiving/Fleischhauer, 2008).

10.6.3 Flussgebiete und das Instrumentarium der Hoch- und Niedrigwasserversorgung

Vor dem beschriebenen Hintergrund stellt sich die Frage, inwieweit das bisherige Instrumentarium des Hochwasserschutzes bzw. der Hochwasservorsorge ausreichend auf Flussgebiete ausgerichtet ist.

Hochwasservorsorge stellt ein zentrales Element der Anpassungsstrategie an den Klimawandel dar (Bundesregierung, 2008). Ihre Operationalisierung erweist sich jedoch als außerordentlich schwierig. Seit Jahren werden in Forschung und Praxis Vollzugs- und Koordinationsdefizite bei den wasserrechtlichen und raumplanerischen Instrumenten des vorsorgenden Hochwasserschutzes moniert (Böhm et al., 1999; Heiland, 2002; zum deutschen Einzugsgebiet der Elbe: Albrecht/Janssen, 2006). Befragte Experten aus dem Elbeeinzugsgebiet zitierten 2007 als Ursachen für den mangelnden Vollzug u.a. folgende typische Punkte: die vorherrschende technische Ausrichtung des Hochwasserschutzes, Koordinations- und Abstimmungsprobleme auf verschiedenen hierarchischen und fachlichen Ebenen, Interessenkonflikte mit anderen Nutzungen (insbesondere Flächenumnutzungen für Retentionsräume) und mangelndes Risikobewusstsein in Öffentlichkeit, Verwaltung und Politik (Grünewald et al., 2007). Manche Autoren haben die Grenzen kommunaler Bereitschaft zur Flächenvorsorge aufgezeigt, beispielsweise bei der mangelnden Berücksichtigung von Hochwasserrückhalteflächen in der Bauleitplanung oder bei der fehlenden gemeindeübergreifenden Zusammenarbeit zwischen Ober- und Unterliegern (Frerichs et al., 2003). Andere haben die Diskrepanz zwischen den hohen Ansprüchen der Politik und der Komplexität der Realisierung integrierter Hochwasservorsorge auf der Projektebene problematisiert, die auf mangelnde vertikale Koordination hinweist (Moss/Monstadt, 2008; Volz et al., 2009). Generell werden flussgebietsbezogene Zusammenhänge des Hochwasserschutzes in der praktischen Umsetzung kaum berücksichtigt. Die Planung von Maßnahmen der Hochwasservorsorge – wie Wasserrückhalt, Versickerung in der Fläche, Erhalt und Schaffung von Hochwasserrückhalteräumen – bezog sich bisher in den seltensten Fällen auf ganze Flussgebiete. Sogar beim technischen Hochwasserschutz ist die länderübergreifende Kooperation dürftig, wie der Streit um Deichhöhen entlang der Elbe zeigt.

Wissenschaftler plädieren seit über zehn Jahren für flussgebietsweite Konzepte für den vorsorgenden Hochwasserschutz (Böhm et al., 1999). Zu diesem flächenhaften, integrierten Ansatz gehören vor allem eine gerechte Verteilung von Entlastungen und Belastungen zwischen den Anliegern sowie ökonomische Ausgleichsermittlungen und -mechanismen. Neuerdings richtet sich die Aufmerksamkeit auf das Hochwasserrisikomanagement, demzufolge der vorsorgende Hochwasserschutz um die Betrachtung von Hochwasserrisiken – statt lediglich Hochwassergefahren – ergänzt wird (Schanze, 2002; Schanze, 2006). Diese konzeptionellen Erweiterungen werden in einer Reihe anwendungsorientierter Forschungsprojekte in Deutschland aufgegriffen, die einen direkten Bezug zur Metropolregion Hamburg aufweisen, wie GLOWA-Elbe und das RIMAX-Projekt „Urban Flood Management“.

Zumindest in der programmatischen Zielformulierung schließt sich die Politik auf EU-, Bundes- und Landesebene zunehmend dieser flussgebietsbezogenen Betrachtung von Hochwasservorsorge bzw. Hochwasserrisikomanagement an. Seit der großen Elbe-Flut 2002 engagiert sich die Bundesregierung verstärkt für Maßnahmen des Wasserrückhalts im gesamten Flussgebiet. Neben den o.g. Flussgebietskonferenzen mit ihrem Fokus auf den Hochwasserschutz sind vor allem das 5-Punkte-Programm der Bundesregierung vom August 2002 und das Gesetz zur Verbesserung des vorbeugenden Hochwasserschutzes vom Mai 2005 zu nennen (BMVBS, 2002; Berendes, 2005; Jekel, 2005). Als Artikelgesetz schreibt das Hochwasserschutzgesetz für das Wasserhaushaltsgesetz unter der Überschrift „Kooperation in den Flussgebietseinheiten“ vor, dass die Zusammenarbeit beim Hochwasserschutz in den Flussgebietseinheiten mit den betroffenen Ländern und Staaten geregelt wird, insbesondere die Abstimmung der Hochwasserschutzpläne und der Schutzmaßnahmen (§32). Die hierfür erforderlichen Hochwasserschutzpläne, die bis zum 10. Mai 2009 aufzustellen sind, müssen u.a. Maßnahmen zum Erhalt und zur Rückgewinnung von Rückhalteflächen nach den Anforderungen des optimierten Hochwasserabflusses in Flussgebietseinheiten angeben (§31d). Analog dazu wird im Entwurf des Gesetzes zur Neuregelung des Wasserrechts die Bedeutung des Klimawandels bei den allgemeinen Grundsätzen der Gewässerbewirtschaftung besonders betont (Bundesregierung 2009). In Abschnitt 6 (Hochwasserschutz) wird festgehalten, dass die Bewertung der Hochwasserrisiken, die Bestimmung der Risikogebiete und die Erstellung von Risikomanagementplänen für Flussgebietseinheiten – d.h. bundesländer- (und staaten-) übergreifend – zu erfolgen haben. Damit werden die Bestimmungen der EU-Hochwasserrichtlinie (HWRL) vom Jahre 2007 hinsichtlich der grenzübergreifenden und flussgebietsbezogenen Betrachtung von

Hochwasserschutz in deutsches Recht umgesetzt (Europäische Gemeinschaft, 2007; Grünewald et al., 2007; IKSE, 2008). Allerdings wird bei der HWRL moniert, dass sie sich an Hochwassergefahren orientiert und nicht an der Vulnerabilität von Mensch, Natur und Güter gegenüber Hochwasserereignissen (Birkmann, 2008). Auf Landesebene wird im Entwurf des deutschen Teils des Bewirtschaftungsplans Elbe zur Umsetzung der WRRL als Ziel die integrative Umsetzung eines vorbeugenden Hochwasserschutzes in den Flussgebietseinheiten formuliert (FGG Elbe, 2008). International besteht seit 2003 ein Aktionsplan Hochwasserschutz Elbe der Internationalen Kommission zum Schutz der Elbe (IKSE). In beiden Dokumenten sind die Interessen der Metropolregion Hamburg als Unterlieger direkt tangiert.

Neben Regelungen und Zielaussagen im Institutionensystem der Wasserwirtschaft widmet sich auch die Raumordnung zunehmend der Hochwasservorsorge (Beitrag von Knieling/Fröhlich in diesem Band; Böhm et al., 1999; Heiland 2002; Grünewald et al., 2007). Hochwasserschutz wird heute auch als raumordnerische Aufgabe der Flächenvorsorge verstanden (Ritter, 2006; ARL, 2007; MKRO, 2008). Nach dem Gesetz zur Neufassung des Raumordnungsgesetzes und zur Änderung anderer Vorschriften (GeROG) vom 22. Dezember 2008 gehört der vorbeugende Hochwasserschutz zu den Grundsätzen der Raumordnung. Die raumordnerische Aufgabe liegt vor allem in der Sicherung oder Rückgewinnung von Auen, Rückhalteflächen und Entlastungsflächen, aber auch in der Verdeutlichung von Hochwassergefahren. Die räumlichen Erfordernisse für die Anpassung an den Klimawandel werden im Raumordnungsgesetz erstmals verankert, wenn auch sehr abstrakt formuliert (GeROG §2, Abs.6). Interessanterweise gehen die Leitbilder und Handlungsstrategien der Raumordnung vom Juni 2006 auf die möglichen Verknüpfungen zwischen dem Hochwasserschutz und der Gestaltung von Flusslandschaften ein (BMVBS, 2006b; Gailing et al., 2009). Hier werden als Anforderungen an die Raumordnung neben der Begrenzung des Schadenspotenzials, der Sicherung von Überschwemmungsgebieten und der sektorübergreifenden Kooperation auch der „faire(n) Ausgleich zwischen Unterlieger und Oberlieger“ angeführt (BMVBS, 2006b:26).

Allerdings bleibt offen, inwieweit diese politischen Reformen der letzten Jahre die angestrebte Umorientierung der Praxis hin zu einer flussgebietsorientierten Hochwasservorsorge bewirken können. Aufgrund der erheblichen Vollzugsdefizite bei bisherigen strategischen Vorstößen in diese Richtung muss vor überzogenen Erwartungen gewarnt werden. Forschungsbedarf besteht heute weniger beim Instrumentarium der Hochwasservorsorge als bei dessen Verknüpfung sowohl intersektoral – etwa mit regionalen Initiativen zur integrierten Entwicklung des ländlichen Raums oder zur Kulturlandschaftsgestaltung – wie auch vertikal in Form einer systematischen Abstimmung zwischen politischen Vorgaben und projektbezogenen Umsetzungen vor Ort. In einer Studie über das Sturzflutereignis vom Juli 2008 in Dortmund wurde festgestellt, dass das Hochwasserrisikomanagement in Ballungsräumen wesentlich konsequenter als bisher als Gemeinschaftsaufgabe der beteiligten kommunalen und regionalen Akteure verstanden werden muss (Grünewald et al. 2009). Die dortige Aufforderung zur Einbindung u.a. von Entwässerungsbetrieb, Tiefbauamt, Umweltamt und Stadtplanungsamt dürfte auch für die Metropolregion Hamburg gelten.

Zuletzt ist auf die Niedrigwasservorsorge als stark unterbeleuchtetes Forschungsfeld dringend hinzuweisen (Gailing et al., 2009). In der Literatur zu wasserwirtschaftlichen Anpassungen an den Klimawandel kommen die Niedrigwasserproblematik und insbesondere Instrumente der Niedrigwasservorsorge – wenn überhaupt – nur am Rande vor. Die (knappen) Leitlinien der Länderarbeitsgemeinschaft Wasser zum nachhaltigen Niedrigwassermanagement machen vor allem auf die administrativen und planerischen Herausforderungen dieses Themenfelds aufmerksam (LAWA, 2007). Über den planerischen und organisatorischen Umgang mit der Niedrigwasserproblematik im Zuge des Klimawandels – insbesondere in den Sommermonaten (Beitrag von Daschkeit) – gibt es für die Metropolregion Hamburg wie fast überall kaum Literatur.

10.6.4 Beispiele einer flussgebietsorientierten Anpassung an den Klimawandel

Zusammenarbeit in Flussgebieten muss gelernt werden. Mit politischen Vorgaben allein wird sie nicht erfolgen. Wenn Maßnahmen zur Anpassung an den Klimawandel auch für Flussgebiete geplant und umgesetzt werden sollen, wie von Forschung und Politik zunehmend gefordert, dann müssen kontextspezifische Lösungsansätze gefunden werden, die imstande sind, die o.g. Vollzugsdefizite der Vergangenheit zu überwinden. Eine wichtige Zukunftsaufgabe der Forschung liegt damit in der Auswertung der Stärken und Schwächen bisheriger Initiativen für einen flussgebietsbezogenen Umgang mit den wasserwirtschaftlichen Folgen des Klimawandels, wie etwa Vereinbarungen über Flächenfreihaltung oder Finanzausgleiche für die Hoch- bzw. Niedrigwasservorsorge zwischen Ober- und Unterliegern. Zum Abschluss dieses Kapitels werden kurz einige Beispiele aus dem In- und Ausland geschildert, die Impulse für eine flussgebietsbezogene Anpassung an den Klimawandel in der Metropolregion Hamburg liefern, auch wenn einige der Instrumente nicht in erster Linie als Maßnahme der Klimaanpassung entwickelt wurden.

International ist das „Global Dialogue on Water and Climate“ als Beispiel für ein Partizipationsverfahren in Flussgebieten zu nennen (Kundzewicz et al., 2007). In 18 Flusseinzugsgebieten in Industrie- und Entwicklungsländern befassen sich Stakeholder-Dialoge mit möglichen Maßnahmen zur Minimierung der Anfälligkeit gegenüber dem Klimawandel. Je nach Problemlage richten sich diese Dialoge an die Akteure der Hochwasser- bzw. die Niedrigwasservorsorge. Innerhalb Europas sind zwei Initiativen auf unterschiedlichen Maßstabsebenen erwähnenswert. Für ganze Flusseinzugsgebiete werden in England und Wales sogenannte „Catchment Flood Management Plans“ zur strategischen Orientierung für die Bewertung von Hochwasserrisiken (inklusive der Auswirkungen des Klimawandels) entwickelt (Environment Agency, 2004). Daraus werden flussgebietsbezogene Strategien für ein nachhaltiges Hochwasserrisikomanagement im Zeitraum von 50 bis 100 Jahren für alle 118 Flusseinzugsgebiete von England und Wales entworfen. Als Beispiel für eine gelungene kleinräumliche Kooperation zwischen Ober- und Unterliegern steht der Hochwasserschutzverband Aist in Österreich. Dort haben sich Kommunen am Flussverlauf auf finanzielle Ausgleichsmechanismen für die Umwidmung von Flächen im Rahmen der Hochwasservorsorge verständigt. Über den Hochwasserschutzverband ist ein Fonds für Kompensationszahlungen eingerichtet worden, dessen Einzahlungen nach Schadenspotenzial, Rückhaltevolumen und Finanzkraft der einzelnen Mitgliedsgemeinden berechnet werden.

In Deutschland gehört die „Hochwassernotgemeinschaft Rhein e.V.“ zu den bekanntesten und größten Initiativen für eine Kooperation zwischen Ober- und Unterliegern. Der Verein umfasst über 60 Städte und Gemeinden, Landkreise und Bürgerinitiativen am Mittel- und Niederrhein von Mainz bis zu den Niederlanden. In Anlehnung an dieses Vorbild ist 2007 die Initiative für eine „Hochwasserpartnerschaft Elbe“ gegründet worden (Grünewald et al., 2007). Sie soll als Plattform für den Informationsaustausch über das Hochwasserrisikomanagement, die gegenseitige Unterstützung bei der Öffentlichkeitsarbeit, gemeinsame Hochwasserabwehrübungen und die Einwerbung gemeinsamer Mittel für den vorsorgenden Hochwasserschutz dienen. Ebenfalls im Elbeinzugsgebiet ist die „Kommunale Arbeitsgemeinschaft zur Zusammenarbeit im Elbtal“ zu nennen (Grünewald et al., 2007). Bereits 1996 von sieben Landkreisen in Niedersachsen, Mecklenburg-Vorpommern, Brandenburg und Sachsen-Anhalt gegründet, verfolgt sie das Ziel, das Elbtal als Natur-, Lebens-, Wirtschafts- und Erholungsraum zu entwickeln. Nach dem Elbe-Hochwasser im Jahr 2002 wurde eine Fachgruppe Hochwassermanagement gebildet, um die Hochwasservorsorge in die multifunktionale, räumliche Entwicklungsstrategie zu integrieren.

10.7 Integriertes Küstenzonenmanagement als Instrument zur Anpassung an den Klimawandel⁹² (A. Kannen, B.M.W. Ratter)

10.7.1 Einführung

Mit Klimawandel und Globalisierung verändern sich Meeres- und Küstenökosysteme ebenso wie die menschliche Nutzung des Küsten- und Meeresraums. Damit bekommen raumplanerische Gestaltungsaufgaben, die unter Einbeziehung der sich entfaltenden konkurrierenden Interessen und der betroffenen anwohnenden Bevölkerung stattzufinden haben, eine in höchstem Maße integrative Rolle. Für die Metropolregion Hamburg und insbesondere für die angrenzenden Küstenräume werden neue Herausforderungen an die Raumgestaltung deutlich, die nicht nur angepasste Strategien an den Klimawandel (z.B. Küstenschutzmaßnahmen, Wassermanagement oder Biodiversitätserhaltung) enthalten, sondern auch die Koordination neuer Wirtschaftsformen (Windenergiegewinnung on- und off-shore, Biomasse, Solarenergie etc.) umfassen müssen. Als Gegensatz zur traditionellen sektororientierten und zumeist reaktiven Planung gilt das Integrierte Küstenzonenmanagement (IKZM) als ein umfassendes Instrument, das die Koordination und Moderation der unterschiedlichen Nutzungsinteressen im Küstenraum handhaben hilft und zudem terrestrische und marine Küstensysteme verbinden will. IKZM zielt darauf ab, zu einer nachhaltigen Entwicklung des Küstenraums im Kontext dieses globalen Wandels beizutragen. Aus dieser Aufgabe ergeben sich besondere Anforderungen für Planung und Management an der Küste, die zugleich Schnittstellen zur Anpassung an und zur Abmilderung der Folgen des Klimawandels auf regionaler Ebene erkennen lassen. Der Beitrag stellt die grundlegenden Konzepte und Prinzipien des IKZM vor und ergänzt den Diskussionsstand um den Aspekt der Anpassungsnotwendigkeit an die Prozesse des globalen Wandels per se und des Klimawandels im Speziellen, die in der Küstenregion manifest werden. Dabei orientiert sich der Beitrag an der auch für Deutschland und die Metropolregion Hamburg relevanten europäischen Diskussion über IKZM und integriert Ansätze, die helfen können, die gesellschaftliche Anpassung an den Klimawandel im Rahmen des IKZM zu unterstützen.

10.7.2 Entwicklung des IKZM in Deutschland und Europa

IKZM, allgemeiner auch nur Integriertes Küstenmanagement (IKM), wurde als Alternative zu traditionellen, überwiegend reaktiven und sektorspezifischen Planungs- und Managementansätzen entwickelt. Einer der frühesten Vorläufer ist der Coastal Zone Management Act der USA aus dem Jahre 1972 (Cicin-Sain/Knecht, 1998). Global geriet IKZM in der Folge der UNCED-Konferenz in Rio 1992 in den Fokus (s.a. Cicin-Sain et al., 1995, Dokumentation UNCED in BMU, 1992). Die Europäische Union hat das Thema seit Anfang der 1990er Jahre aufgegriffen und von 1996 bis 1999 ein Demonstrationsprogramm zum Integrierten Küstenzonenmanagement gefördert, in dem Grundlagen und Prinzipien aus den Erfahrungen von 35 Fallstudien abgeleitet wurden (Europäische Kommission, 1999a und b). Diese Erfahrungen mündeten im Jahr 2002 in eine Empfehlung des Europäischen Parlamentes und des Rates zur Umsetzung einer Strategie für ein integriertes Management der Küstengebiete in Europa (Europäische Union, 2002). Mittlerweile sind die Wasserrahmenrichtlinie (Europäische Kommission 2000), die ebenfalls als EU Richtlinie verankerte Strategie zum Schutz der Meeresumwelt (Europäische Kommission, 2008) sowie die europäische Meerespolitik (Europäische Kommission, 2007) in den Vordergrund getreten und haben die IKZM-Empfehlung in den Hintergrund gedrängt. Diese Vielzahl – von europäischer Ebene aus gesteuert – meerespolitischer Handlungsansätze, die z. T. in Form von Direktiven auch Gesetzescharakter haben,

⁹² Dieser Artikel entstand im Rahmen des Verbundvorhabens "Zukunft Kueste – Coastal Futures", gefördert durch das Bundesministerium für Bildung und Forschung, BMBF (FKZ, 03F0476A).

dürfte zukünftig den Handlungsdruck im gesamten deutschen Nordseeraum und nicht zuletzt in der Metropolregion Hamburg verstärken. Derzeit wird zunehmend die auch für Deutschland geltende, mangelnde Umsetzung des IKZM in der Praxis diskutiert (Mc Kenna/Cooper, 2006, Shipman/Stojanovic, 2007, Chaniotis/Stead, 2007, Glavovic, 2008). Ebenso wurden bislang die europäischen IKZM-Ansätze noch nicht mit den Anforderungen des Klimawandels verknüpft.

10.7.3 IKZM als Instrument für die nachhaltige Entwicklung von Küstenräumen

IKZM zielt darauf, langfristig „ein Gleichgewicht herzustellen zwischen den Vorteilen der wirtschaftlichen Entwicklung und der Nutzung der Küstengebiete durch die Menschen, den Vorteilen des Schutzes, der Erhaltung und der Wiederherstellung der Küstengebiete, den Vorteilen der Minimierung der Verluste an menschlichem Leben und Eigentum sowie den Vorteilen des Zugangs der Öffentlichkeit zu und der Freude an den Küstenzonen, und zwar stets innerhalb der durch die natürliche Dynamik und die Belastbarkeit gesetzten Grenzen“ (Europäische Kommission, 1999a: 16). Zentrale Elemente von IKZM sind das Zusammenführen unterschiedlicher Ziele bzw. Zielvorstellungen und die Integration der fach- und disziplingepägten Werkzeuge und Bewertungsansätze. Damit enthält IKZM bereits das, was in anderen Planungsansätzen noch angemahnt wird. Das allgemeine Leitziel des IKZM ist im Grundgedanken die nachhaltige Entwicklung (Sörensen, 1997, Cicin-Sain/Knecht, 1998). Die dem IKZM in Umweltkonventionen teilweise zugeschriebene Rolle explizit umweltorientierter Planung hat sich dabei im Laufe der Zeit zu einer v.a. prozessorientierten Betrachtung hin verschoben, in der Koordination und Moderation unterschiedlicher Interessen einschließlich der wirtschaftlichen Entwicklung von Küsten- und Meeresgebieten im Vordergrund stehen (u.a. Fletcher et al., 2008 und für eine kritische Betrachtung dieser Entwicklung Mc Fadden, 2007). Eine Ausweitung auf die Anforderungen der Klimaanpassung hat bislang noch nicht stattgefunden und wäre nicht zuletzt Aufgabe regionaler Handlungsebenen, wie der Metropolregion Hamburg und ihrer Institutionen.

In jedem Falle kommt der Kommunikation und Moderation zwischen Interessenvertretern und der betroffenen Bevölkerung in der prozessorientierten Betrachtung des IKZM eine hohe Bedeutung zu (Ratter, 2002, Possekel/Ratter, 2005, auch Rutherford et al., 2005 für das Beispiel der Eastern Scotian Shelf Integrated Management Initiative/ESSIM). IKZM setzt somit auf ähnliche Instrumente wie die von Greiving in diesem Abschnitt beschriebenen informellen Ansätze zu Klimaanpassung, wobei die Berücksichtigung der Ergebnisse informeller IKZM-Ansätze in formalen Instrumenten der Raum- und Fachplanungen eine elementare institutionelle Herausforderung darstellt, der sich insbesondere auch die Länder und länderübergreifende regionale Kooperationen, wie die Metropolregion Hamburg, zu stellen haben.

IKZM (als weitgehend informelles Instrument) soll zusammen mit der Meeresraumordnung (als formalem Instrument) das zentrale Umsetzungsinstrument der integrierten Meerespolitik der EU (Europäische Kommission, 2007) werden. Ziel der Integrierten Meerespolitik ist es, eine Vielzahl von Sektorpolitiken, wie z.B. Seeverkehr, Fischerei, Energie, Überwachung sowie die Aufrechterhaltung der Ordnung auf See, (Küsten)Tourismus, Schutz vor Sturmfluten bzw. Erosion und die umweltpolitischen Ziele der Strategie zum Schutz der Meeresumwelt wie auch der Wasserrahmenrichtlinie (deren Geltung sich seewärts bis 1 Kilometer vor die Küstenlinie erstreckt und somit das gesamte deutsche Wattenmeer bis 1 Kilometer seewärts der nord- und ostfriesischen Inseln umfasst), in ein- und demselben Raum zusammenzuführen. IKZM ist per se grenzüberschreitend und basiert damit auf einem der eingangs erwähnten Grundsätze. Eine Voraussetzung, diese Ziele zu erreichen, wäre allerdings die offene Diskussion und Zusammenführung der unterschiedlichen sektoralen Leitbilder in von breitem Konsens getragenen Visionen für die unterschiedlichen europäischen Regionalmeere einschließlich der Nordsee.

Die EU benennt als Leitlinien für die Umsetzung des IKZM acht Prinzipien (Europäische Kommission, 1999a):

- Umfassende globale Betrachtungsweise (thematisch wie geographisch)

- Langfristige Sichtweise mit Berücksichtigung des Vorsorgeprinzips
- Anpassungsfähiges (adaptives) Management im Zuge eines mehrstufigen Prozesses und auf solider wissenschaftlicher Grundlage
- Berücksichtigung regionalspezifischer Bedingungen
- Ausnutzung natürlicher Prozesse und Berücksichtigung der Belastbarkeit der Ökosysteme
- Einbeziehung aller betroffenen Gruppen sowie der örtlichen Bevölkerung
- Unterstützung durch alle relevanten Verwaltungsstellen
- Einsatz einer Kombination von Instrumenten

Mc Kenna et al. (2008) sehen in der fehlenden Gewichtung und den Widersprüchen zwischen einigen dieser Prinzipien einen Grund für die bisher auch im deutschen Küstenraum nur vereinzelte Umsetzung des IKZM. Dies gilt insbesondere für die Gegensätze zwischen Prinzipien mit lokalem Bezug (Berücksichtigung regionalspezifischer Bedingungen, Einbeziehung aller betroffenen Gruppen sowie adaptives Management) und jenen mit strategischem und grundsätzlichem Bezug (umfassende globale Betrachtungsweise, langfristige Sichtweise und Ausnutzung natürlicher Prozesse). Als Kernproblem verweisen Mc Kenna et al. (2008) wie auch bereits Schuchardt et al. (2004, für die deutschen Küsten) zudem darauf, dass die sehr allgemeine Formulierung jedes dieser Prinzipien viele unterschiedliche Interpretationen zulässt und damit auch Manipulationsmöglichkeiten zugunsten persönlicher oder institutioneller Interessen ermöglicht. Nach Mc Kenna et al. (2008) sind die IKZM-Prinzipien nur dann sinnvoll und nützlich, wenn sie in einer kohärenten integrierten Strategie auf nationaler Ebene zusammengeführt werden. Ansonsten werden diese Empfehlungen zu leicht von Individualinteressen und verschiedenen Interessengruppen manipulativ eingesetzt, um kurzfristige Partikularinteressen umzusetzen (Mc Kenna et al. 2008: 954). Ihre Kritik verbinden Mc Kenna et al. mit der Forderung nach einem rechtlichen Rahmen. „Statutory, fully legislated instruments are needed to deliver the principles of ICZM in a manner where they can be objectively assessed (Mc Kenna et al., 2008: 954), eine Position, die im Gegensatz zu der in den meisten europäischen Ländern einschließlich Deutschlands verfolgten Linie von IKZM als einem freiwilligen und informellen Instrument steht, auf europäischer Ebene jedoch aktuell an Bedeutung gewinnt.

IKZM kann im Unterschied zu Mc Kenna et al. (2008) nicht nur als eigenständiges Planungs- und Entscheidungsverfahren verstanden werden, sondern auch als „Philosophie“, die insbesondere den Ansatz des „Ganzheitlichen Denkens“ und dessen Umsetzung in die Praxis verfolgt (Kannen, 2002, Glavovic et al., 2008). Diese Interpretation mag auf wissenschaftlicher Ebene mehr verankert sein, als unter Behördenvertretern, jedoch bekommt hier der IKZM-Ansatz Leitbildcharakter für die bereits angesprochenen raumplanerischen Gestaltungsaufgaben im Rahmen des Klimawandels. Folgt man dem Gedanken von IKZM als Philosophie, dient eine IKZM-Strategie auf nationaler (oder auch regionaler und länderübergreifender) Ebene zuallererst als Orientierungshilfe: als übergeordneter, gleichwohl verbindlicher, Rahmen für Raumordnung und Fachplanungen. Sie legt mithin nur wenige Details, wie z.B. grundlegende Prinzipien, fest und schafft damit eine hohe Flexibilität, um auf regionale Besonderheiten oder spezifische und neu auftretende Problemlagen einzugehen. In diesem Kontext bilden Raumordnung und Fachplanungen (aber auch Abwägungsinstrumente, wie Umweltverträglichkeitsprüfungen oder Genehmigungsverfahren) die Instrumente für die Umsetzung der Philosophie in die Praxis. Gerade für länderübergreifende Einheiten wie die Metropolregion Hamburg könnten sich mit einer eigenen IKZM-Strategie (oder Beteiligung an einer Strategie für den gesamten deutschen Nordseeraum) Chancen für eine verbesserte Abstimmung von Visionen und Zielen untereinander bieten. Elementar sind dabei allerdings die Orientierung an ebenen- und sektorübergreifenden (s.a. Knieling diesem Kapitel), konsensbasierten gesellschaftlichen Zielen und Visionen in der Rahmenstrategie sowie die regelmäßige Anpassung an gesellschaftliche Entwicklungen und den technischen Fortschritt. Die Philosophie des ganzheitlichen Denkens und des IKZM müssen demnach Eingang in die Instrumente der Raumordnung, der raumprägenden Fachplanungen sowie der Regionalplanung finden, um eine umsetzungsrelevante Verbindlichkeit zu erreichen (Gee et al., 2006a).

10.7.4 IKZM als adaptives Management und Dialogprozess

Unabhängig von der Kritik an den acht Prinzipien machen diese – ebenso wie die im Zusammenhang mit der Europäischen Meerespolitik formulierten – Integrationsaufgaben deutlich, dass IKZM als kontinuierlicher Prozess eines räumlichen Managements zu verstehen ist, in dessen Zentrum ein intensiver Dialog zwischen allen Beteiligten und Betroffenen stehen muss. Dieser (strukturierte) Dialog ermöglicht im Idealfall einen flexiblen Umgang mit Veränderungen, eine Minimierung von Konflikten sowie die Nutzung von Chancen und Potentialen für eine langfristige regionale Entwicklung und ermöglicht damit die notwendige Anpassung an sich ständig verändernde Rahmenbedingungen. IKZM basiert somit auf den Paradigmen eines adaptiven Managements, bei dem aus starren Planvorstellungen anpassungsfähige Handhabungskonzepte werden. Adaptives Management ist ein iterativer Prozess (ursprünglich zurückgehend auf Holling, 1978), der die Partizipation der Beteiligten und Betroffenen mit einschließt und es der Gesellschaft ermöglicht, sich in konsekutiven Schritten in Richtung langfristiger Ziele bzw. einer Zukunftsvision zu entwickeln (Mee et al., 2008). Dieser Prozess basiert darauf, die Wirkungen von Planungs- und Managementmaßnahmen regelmäßig zu überprüfen und diese Einsichten in Form von Feed-back-Schleifen auf der Basis neuer Daten und Informationen in eine angepasste Zielfindung immer wieder einzuspeisen. Dazu gehört auch, durch die Anpassung an fortschreitende Veränderungen, d.h. Unsicherheit und Überraschungen als Bestandteile des Systemverlaufs zu sehen, zukünftige Entwicklungen auch bei mangelhaftem Wissen über die Systemzusammenhänge zu handhaben. Im Zusammenhang mit Dialog und adaptivem Management wird die Rolle von Netzwerken für den Prozess des IKZM deutlich, nämlich das Zusammenbringen von Akteuren, das Lernen von den Erfahrungen anderer, das Einbinden neuer Informationen und Erkenntnisse sowie die Konsensbildung (Glaeser et al., 2007).

Die deutsche IKZM-Strategie betont die Rolle informeller Prozesse und sieht IKZM als Instrument zur Identifikation von Entwicklungs- und Konfliktlösungspotenzialen. Es ist geplant, ein zentrales IKZM-Sekretariat als Koordinationsinstrument der deutschen IKZM-Strategie und als Informationsknoten einzurichten. Glaeser et al. (2005) betonen dagegen stärker die Notwendigkeit für regionalspezifische Strukturen (Anlaufstellen, Netzwerke, Foren) jeweils für die deutsche Nord- und Ostsee, aufbauend auf bestehenden Strukturen wie dem trilateralen Wattenmeerforum (www.waddensea-forum.org) für die Nordsee. Diese Strukturen sollten als Plattformen für die Entwicklung von gemeinsamen Visionen und Entwicklungszielen ebenso wie für eine informelle Abstimmung geplanter Maßnahmen und die Lösung potentieller Konflikte dienen. Sie wären somit als zentraler Mechanismus für ein adaptives und integratives Management zu verstehen, als strategisches Werkzeug wie auch Plattform organisationalen Lernens.

Das seit 2002 bestehende trilaterale Wattenmeerforum, das die Küstenräume der deutschen Nordseeküste mit einbezieht, bildet das vielleicht am weitesten entwickelte Beispiel für Ansätze einer derartigen Vernetzung. Mitglieder sind lokale und regionale Repräsentanten von Behörden, Verbänden, Nichtregierungsorganisationen und Kommunen der Wattenmeerregionen Deutschlands, der Niederlande und Dänemarks. Die Metropolregion Hamburg ist u.a. durch den Kreis Dithmarschen vertreten. Im trilateralen Forum wurde der Ansatz verfolgt, in einem ersten Schritt auf Basis von Zustandsanalyse und Entwicklungsszenarien eine gemeinsame sektorübergreifende Vision für die Wattenmeerregion zu erarbeiten und daraus Handlungsziele sowie strategische Handlungspfade zu entwickeln (Wadden Sea Forum o.J.). Dabei waren jedoch eine Reihe von Problemen, die typische Charakteristika von Kommunikations- und Vernetzungsprozesse beschreiben, zu lösen, insbesondere unterschiedliche sektorale Interessen, kulturelle Unterschiede, fehlende oder widersprüchliche Daten sowie mangelndes gegenseitiges Vertrauen (De Jong/Vollmer, 2005).

Das trilaterale Wattenmeerforum ist eine partizipativ gestaltete Begleitstruktur zu der formalen trilateralen Wattenmeereszusammenarbeit. Letztere bezieht sich vorrangig auf den Natur- und Umweltschutz. Eine Berücksichtigung der aktuellen Herausforderungen des Klimawandels beginnt erst in jüngster Zeit, sowohl im Wattenmeerforum wie auch in der formalen Kooperation. Es ist davon auszugehen, dass bei der kommenden trilateralen Wattenmeerkonferenz 2010 der neu erstellte Wattenmeerplan verabschiedet wird, in dem auch der Klimawandel berücksichtigt wird.

10.7.5 Herausforderungen an IKZM durch den Veränderungsdruck an Meeren und Küsten

Mit dem Klimawandel verbinden sich küsten- und meereswirksame Systemveränderungen, wie z.B. der Anstieg der Wassertemperaturen, die Erhöhung des Meeresspiegels und die Versauerung der Meere (WBGU, 2006). Weitere, bisher in Mitteleuropa weniger hervortretende Veränderungen umfassen als Folge derartiger Systemveränderungen z.B. eine potenzielle Zunahme von Extremereignissen oder Verschiebungen im Artenspektrum (wie bereits jetzt deutlich in der Arktis erkennbar, die dann auch traditionelle Lebensformen verändern). Integrativ angelegte Analysen der Folgen des Klimawandels für den deutschen Küstenraum finden sich in Schuchhardt/Schirmer (2005), Daschkeit/Schottes (2002) sowie bei Janßen/Schernewski (2008). Diese Veränderungen fordern Anpassungsleistungen der küstennahen Gesellschaft, die nicht nur Abminderungsstrategien (mitigation) sondern auch Anpassungsmaßnahmen (adaptation) umfassen müssen (Stehr/Storch, 2008; Ziegler, 2008).

Anpassungsleistungen der Gesellschaft umfassen raum- und regionalspezifische Auswirkungen des Klimawandels, z.B. im Küstenschutz oder in der Anpassung des Ausbaus der Elbe an sich möglicherweise verändernde Erosions- und Sedimentationsprozesse (Gönnert/Triebner, 2004; Haake, 2004; Sterr et al., 2008; Storch/Gönnert/Meine, 2008; Storch/Woth, 2008). Der globalen Veränderung folgen somit regionale und lokale Anpassungsmaßnahmen, die sich sowohl im Küstenraum als auch in Hamburg bislang vor allem auf den technischen Küstenschutz beziehen. Erst in jüngerer Zeit wird, basierend auf dem Konzept der sozialen Konstruktion von Katastrophen (Stehr/Storch, 1995), verstärkt die Bedeutung von Risikowahrnehmung in der Bevölkerung und die Vermittlung von Risiko in den Medien ins Zentrum der Betrachtung gerückt. In den letzten Jahren entstanden eine Reihe von Arbeiten, die sich empirisch mit der Wahrnehmung von Risiken, deren sozio-kulturelle Rahmenbedingungen und deren medialer Vermittlung beschäftigten (artec, 2008; BBK/AKNZ, 2005; Brandstädter/Jeorgakopulos, 2004; Döring, 2005; Forschungszentrum Jülich, 2005; Heinrichs/Grunenberg, 2008; Peters/Heinrichs, 2005; Ratter et al., 2009). Die subjektive Risikoeinschätzung wird zunehmend als wichtiger Baustein für ein gelungenes und angepasstes Katastrophenmanagement betrachtet (Markau, 2003; Kaiser et al., 2004; Sterr et al., 2008). Eine Umsetzung in planerische Maßnahmen steht hier allerdings erst am Anfang.

Wachsender Nutzungsdruck durch neue großflächige und fixierte Nutzungsformen wie der Offshore-Windkraft und einer Intensivierung bereits vorhandener Nutzungen wie dem Seeverkehr durch größere Schiffe mit höherem Tiefgang sowie entsprechenden Anforderungen an Häfen und Hafenzufahrten, wie sie besonders auch für die Metropolregion Hamburg von Bedeutung sind, prägen die aktuelle Nutzungsentwicklung. Regelmäßig aktualisierte Nutzungsübersichten zeigen die Karten des Bundesamts für Seeschifffahrt und Hydrografie (www.bsh.de). Diese zeigen, dass sich der Nutzungsdruck in Zukunft eher verstärken als abschwächen wird und Steuerungsinstrumente gefordert sind, die mit Unsicherheiten und langfristigen Entwicklungen umgehen können (siehe hierzu auch die Bestandsaufnahme der Küstenraumnutzungen in Gee et al., 2006b).

Dabei ist zu beachten, dass mit der aktuellen Nutzungsentwicklung eine veränderte Wahrnehmung des Küsten- und Meeresraumes einhergeht. Küsten und Meere werden u.a. immer mehr als umfassende Wirtschaftsräume (auch in Verbindung mit Technologie) wie auch als politisch-strategische Räume wahrgenommen. Im politischen Raum wird mit der Meerespolitik der Europäischen Union, die explizit die wirtschaftspolitischen Ziele von Lissabon einbezieht, diese Sichtweise gestärkt (Suarez de Vivero, 2007). Der Arbeitsmarkt im Bereich der maritimen Wirtschaft wird in einer Studie für die Europäische Union auf fünf Millionen Menschen geschätzt (Europäische Kommission, 2006).

10.7.6 IKZM als Leitbild einer Climate Adaptation Governance

Integriertes Küstenzonenmanagement ist kein einheitliches Konzept mit starren, allgemein-gültigen Grundsätzen. Die meisten IKZM-Ansätze verfolgen aber einige grundlegende Paradigmen, die als

Ansatz für eine konzeptionelle Weiterentwicklung der zukünftigen Küstenraumentwicklung dienen können und Raum für regionalspezifische Umsetzungsformen wie auch für die Verknüpfung mit der Anpassung an den Klimawandel lassen. Der Veränderungsdruck im Küstenraum verdeutlicht, dass Ansätze eines adaptiven und integrativ ausgelegten Managements dringend benötigt werden. Dies gilt umso mehr, als die hinzukommenden Herausforderungen durch den Klimawandel durch erhebliche Unsicherheiten hinsichtlich der regionalen und lokalen Ausprägungen charakterisiert sind. Bei der konzeptionellen Weiterentwicklung, aber auch der Anwendung des IKZM ist daher zu beachten, dass die Anpassung an den Klimawandel folgendes umfasst:

- die Anpassung an globale Systemveränderungen, z.B. Anpassung des Wirtschaftssystems an eine Energieversorgung durch erneuerbare Energien zur Reduzierung des CO₂-Ausstoßes, sowie
- die Anpassung an lokale Folgen des Klimawandels, z.B. die Anpassung von Küstenschutzstrategien.

Dies gilt allerdings nicht nur für das IKZM, sondern für alle planerisch-organisatorischen Anpassungsstrategien, die hier vorgestellt wurden. Im Kontext einer Climate Adaptation Governance kann IKZM zwar nicht als thematischer, sehr wohl jedoch als methodischer Wegbereiter verstanden werden.

Die Anpassung an den Klimawandel erfordert in Planung und Management einen Paradigmenwechsel hin zu adaptivem Management, für das Rahmenbedingungen in Form von Governance-Strukturen zu schaffen sind. Ebenso sind Planung und Management als Lernprozesse zu sehen, in denen neue Erkenntnisse und unterschiedliche Sichtweisen (aber auch Normen, Werte und Einstellungen) durch Kommunikation zusammenzuführen sind. Dies erfordert entsprechende Freiräume und auch Zeit in strategisch angelegten Dialogprozessen. Die unterschiedlichen Problemwahrnehmungen und Entscheidungskontexte sind zu beachten, z.B. stehen Marktmechanismen als Entscheidungskriterien von Wirtschaftsakteuren in globalen Zusammenhängen und können nicht unbedingt lokal, regional, national ausgehebelt werden, d.h. globale Regeln und lokale Anpassungsmaßnahmen bedingen einander. Langfristige Visionen sind als Leitlinien für ein adaptives Management und Richtungsvorgabe für schrittweise Entscheidungsprozesse partizipativ und konsensual zu entwickeln, z.B. mit Hilfe von Szenarien, die als Mittel zum Umgang mit Nicht-Wissen und Unsicherheit sowie als unterstützendes Instrument für das Erkennen und Vermitteln von Systemzusammenhängen genutzt werden können. Der über Verhandlungsansätze hinausgehenden Kommunikation und Moderation kommt dabei eine zunehmend zentrale Rolle zu.

Die Stadt- und Regionalplanung sieht sich vor dem Hintergrund des Klimawandels und seiner Auswirkungen auf den Lebensraum der Menschen mit besonderen Herausforderungen konfrontiert. Diese bestehen darin, Anpassungs- und Abmilderungsstrategien zu entwickeln. Methodisch ist deshalb ein Umdenken gefragt. Planung in Unsicherheit – bezogen auf die zukünftigen sozio-ökonomischen Entwicklungen genauso wie auf die mangelnde Klarheit in den Klimaszenarien – verlangt, wie beschrieben, nach einer Kombination aus informell und formellen Planungsinstrumenten, nach der Einführung und Berücksichtigung von Governance-Strukturen und der Umsetzung sektor- und grenzüberschreitender Handlungsebenen. Der IKZM Ansatz bietet hier, im Gegensatz zu bestehenden traditionellen raumplanerischen Handlungsschemata (sektorale Planung, Funktionszonierung) wichtige Erfahrungsgrößen in Bezug auf die beschriebenen notwendigen Handlungsfelder. Auch wenn eine Berücksichtigung der klimarelevanten Fragen bislang begrenzt ist, die Entwicklungsgeschichte von IKZM liefert als adaptiver Managementansatz wichtige Hinweise auf methodische Vorgehensweisen in einem sich ständig verändernden Systemzusammenhang. Regionalentwicklung im Küstenraum behandelt nicht-lineare, dynamische Prozesse und basiert auf der Interaktion einer Vielfalt an Agenten und Akteuren. Nur weitgehend iterative Ansätze mit Feed-Back-Schleifen und einem ausgefeilten Monitoring entsprechen dem Handeln in Unsicherheit, wie es die beschriebene Situation erfordert. Die Anforderungen der Klimaanpassung sind ein wichtiges Handlungsfeld in dem neue planerisch-organisatorische Perspektiven eröffnet werden müssen.

Die in den Stadt- und Regionalplanung sowie im Wassermanagement identifizierten Defizite, die weniger in der Erforschung neuer Instrumentarien der Hochwasservorsorge als in der intersektoralen Verknüpfung gesehen werden, können durchaus durch Anleihen aus den IKZM Erfahrungen inspiriert werden. Es sind gerade die räumlich integrierten Herangehensweisen, wie sie in Verbindung mit Fluss- und Küstenmanagement diskutiert und teilweise auch praktiziert werden, die Anknüpfungspunkte bieten. Die bislang vorliegenden Erfahrungen können gewinnbringend in die Weiterentwicklung einer Climate Adaptation Governance einfließen.

ENTWURF

10.8 Fazit (J. Knieling)

Die Beiträge des Kapitels 9 verdeutlichen, dass der wissenschaftliche Diskurs über planerisch-organisatorische Potenziale und Lösungsstrategien der Anpassung an den Klimawandel noch am Anfang steht. Dies gilt für die deutsche und internationale planungswissenschaftliche Diskussion und umso mehr für die Forschung mit Bezug zur Metropolregion Hamburg bzw. zu Norddeutschland. Weiter fortgeschritten ist hingegen die internationale Debatte über die politisch-institutionellen Rahmenbedingungen und sozialen Voraussetzungen sowie Grenzen (z.B. Werte, Wissen und Umgang mit Risiken) von Anpassung (vgl. Smit et al., 2003; Adger et al., 2007 und 2009). Außerdem ist die Auseinandersetzung mit fachplanerischen und problem- bzw. raumbezogenen (Management-) Ansätze, z.B. im Hochwasserschutz oder in Flussgebieten und Küstenräumen, bereits vergleichsweise profiliert. Diese Konzepte sind jedoch nicht explizit im Sinne einer integrierten Herangehensweise auf das sektor- und ebenenübergreifende Handlungsfeld der Klimaanpassung ausgerichtet.

Als Bestandteile einer Climate Adaptation Governance wurden in Kapitel 4.1 wesentliche der bislang in der Literatur behandelten Konzepte und Regelungsformen zum planerisch-organisatorischen Umgang mit Klimawandel und Klimaanpassung in der Metropolregion Hamburg vorgestellt. Hierzu zählen zum einen die formell-planerischen Regelungen der Bauleit- und Regionalplanung (z.B. Festsetzungen in Bauleitplänen, Flächensicherung), prozedurale Instrumente (z.B. UVP/SUP, Climate Proofing) und informelle raumplanerische Ansätze (z.B. Leitbilder, ergebnisorientierte Zielvereinbarungen). Zum anderen sind dies integrative Managementkonzepte, die auf Flussgebiete und die Küstenzone bezogen sind. Dabei zeigt sich, dass formelle und informelle Ansätze jeweils spezifische Stärken und Schwächen haben.

Formell-planerische Festsetzungen erfüllen dort eine wichtige Funktion, wo es um die verbindliche Steuerung zukünftiger Raumnutzungen geht, z.B. das Freihalten von Überschwemmungsgebieten von Bebauung. Auf der kommunalen Ebenen der Bauleitplanung sind entsprechende Festsetzungsmöglichkeiten zur Anpassung an die zu erwartenden Folgen des Klimawandels durchaus vorhanden. Wickel und Morgenstern (4.2) weisen allerdings darauf hin, dass Belange der Klimaanpassung innerhalb planerischer Abwägungen häufig nicht das erforderliche Gewicht beigemessen werde. Dies liegt darin begründet, dass sowohl die Risiken als auch die zu erwartenden Schäden, die sich aus dem Klimawandel ergeben können, auf Prognosen basieren, die – je nach angenommenem Szenario des Klimawandels – unterschiedliche Ausprägungen haben können. Eindeutige und sichere Aussagen über Kausalfolgen, die eine Gefahr im beschriebenen Sinne begründen würden, seien hiermit kaum möglich. Hierarchisch-hoheitliche Regelungsansätze stehen daher vor der Anforderung, die gewohnten Pfade der Gefahrenabwehr zu verlassen und ihre Fähigkeit zu verbessern, sich an die prognostizierten Veränderungen anzupassen.

Formelle Steuerungsmöglichkeiten bestehen auch auf regionaler Ebene. Knieling und Fröhlich identifizieren besonders die im Raumordnungsgesetz (§ 8 (7) Nr. 1-3 ROG) vorgesehenen Vorrang- und Vorbehaltsgebiete als maßgebliche regionalplanerische Instrumente mit Bezug auf die Klimaanpassung, da sie Flächen für regionale Freiräume und Grünzüge sowie weitere klimabedeutsame Funktionen und Nutzungen sichern. Sie tragen u.a. zur Frischluftzufuhr bei, dienen als Retentionsraum für den Hochwasser- und Grundwasserschutz und leisten einen Beitrag zu Regenwasserversickerung bzw. -rückhaltung. Zudem kann die Landes- und Regionalplanung eine wichtige Koordinationsfunktion übernehmen, sowohl in Bezug auf formelle Abstimmungsprozesse über Flächennutzungen als auch für informelle Prozesse einer auf den Klimawandel reagierenden Regionalentwicklung. In der in administrativer Hinsicht heterogenen Metropolregion Hamburg kann die Landes- und Regionalplanung ein wichtiges Bindeglied sein zwischen unterschiedlichen Ebenen, zwischen den Fachressorts der Bundesländer sowie zwischen öffentlichen und privaten Akteuren. Gleichwohl zeichnen sich Grenzen landes- und regionalplanerischer Steuerung und Koordination ab. Neben der überwiegend schwachen Position der Landes- und Regionalplanung in den Teilräumen der Metropolregion gilt dies auch hinsichtlich der verfügbaren Instrumente, Beispielsweise fehlen ihr die nötigen Kompetenzen und Ressourcen, wenn aufgrund von Klimarisiken räumliche

Nutzungsänderungen im Bestand umzusetzen oder investive Mittel für die Durchführung von Maßnahmen erforderlich wären.

Gerade dort, wo formelle Instrumente an ihre Grenzen stoßen, können – so Greiving – informelle, auf die Überzeugung und Mitwirkung privater Akteure setzende Ansätze zur Klimaanpassung beitragen. In eher informell-kooperativen Handlungsweisen wird der Diskurs zur Normgenierung, weil im Zusammenspiel aller Interessen und Werte eine neue gemeinsame Orientierung, also die Ausrichtung an Gemeinsamkeiten bei Leitbild und Zielen, möglich wird. Dies erhöht die Chance auf konsensuale Entscheidungen und in der Folge die Umsetzungsqualität von Anpassungsstrategien und Maßnahmen. Informelle Instrumente nehmen Bezug auf Konzepte einer Risk Governance bzw. Regional Governance. Ein wesentliches Instrument für den Umgang mit den Folgen des Klimawandels ist die Entwicklung adaptiver Regionaler und Stadtentwicklungskonzepte. Als weitere Instrumente werden Climate Proofing und – bezogen auf ein modernes Verwaltungsmanagement – Zielvereinbarungen vorgestellt. Bei Ersterem geht es – bezogen auf die Raumplanung – darum, im Planungsprozess so zu entscheiden, dass die angestrebte Raumstruktur resilient gegenüber Klimaänderungen ist. Zielvereinbarungen halten das anzustrebende Ergebnis fest und die Notwendigkeit von Detailfestlegungen über einzelne Maßnahmen entfällt, so dass die regionalen und lokalen Akteure mehr Handlungsspielraum erhalten. Damit die Ergebnisse dieser informellen Prozesse Verbindlichkeit und Drittbindungswirkung erhalten können, ist eine Übernahme in die formale Regional- wie Bauleitpläne nötig.

Die vorgestellten integrierten Ansätze des Flussgebiets- und Küstenzonenmanagements verweisen weniger auf das Unterscheidungsmerkmal der Formalität, sondern beziehen sich mit ihren Lösungsstrategien auf die naturräumlichen Gegebenheiten der Metropolregion (Fluss, Küste). Für das Handlungsfeld der Anpassung an den Klimawandel ist dies eine fruchtbare Perspektive, da Anpassungsstrategien und -maßnahmen häufig sektor- und ebenenübergreifender Natur sind. Klimaanpassung macht weder an Zuständigkeiten einzelnen Fachplanungen (Wasserwirtschaft, Verkehr, Landwirtschaft etc.) halt, noch an den administrativen Grenzen von Kommunen und Bundesländern der Metropolregion Hamburg. Nach Moss gilt dieser sektor und ebenenübergreifende Gedanke insbesondere für den wasserwirtschaftlichen Umgang mit den Folgen des Klimawandels. Denn eine flussgebietsbezogene Betrachtung richtet die Aufmerksamkeit auf die gemeinde- und länderübergreifenden Flächen- und Raumnutzungen, die für die Entstehung von Hochwasser maßgeblich sind. Es wird gleichwohl darauf verwiesen, dass Flussgebiete nicht für alle Planungs- und Umsetzungsschritte zwingend die geeignete Raumeinheit sind, da die Maßstabebene teils zu groß und zu undifferenziert und nicht deckungsgleich mit den politisch-administrativen Einheiten ist. Die praktische Umsetzung flussgebietsbezogener Planung wird zeigen, inwieweit die politischen Reformen der vergangenen Jahre die angestrebte Umorientierung der Praxis hin zu einer flussgebietsorientierten Hochwasservorsorge bewirken können.

Das integrierte Küstenzonenmanagement zielt ebenfalls auf die Überwindung sektor- und ebenenorientierter Restriktionen in Planungsprozessen – wie Kannen und Ratter ausführen –, da es unterschiedliche Ziele bzw. Zielvorstellungen zusammenführt und die fach- und disziplingeprägten Instrumente und Bewertungsansätze miteinander verbinden will. IKZM ist ein Instrument zur Koordination und Moderation unterschiedlicher Interessen und hat daher informellen Charakter. Im Sinne eines adaptiven Managements entwickelt IKZM in partizipativen und möglichst schrittweisen Entscheidungsprozessen langfristige Richtungsangaben für eine wünschenswerte Entwicklung.

Die dargestellten planerisch-organisatorischen Ansätze zur Anpassung an den Klimawandel bzw. die Climate Adapatation Governance verweisen auf ein breites Spektrum von Gestaltungs- und Koordinationsformen für die Metropolregion Hamburg. Dabei ist eine intelligente Kombination formeller und informeller Instrumente, z.B. die Übernahme von Zielvereinbarungen in Bauleit- und Regionalplänen, wichtig. Gerade mit Blick auf den Querschnittscharakter des Klimawandels weisen aber auch die integrierten Ansätze des Flussgebiets- und Küstenzonenmanagements vielfältige Anknüpfungspunkte für ein ebenen- und sektorübergreifendes Management der Folgen des Klimawandels auf. Eine wichtige Anforderung für Planungs- und Managementprozesse liegt zukünftig in der Berücksichtigung und dem Umgang mit den bestehenden Unsicherheiten über die zukünftigen

Auswirkungen des Klimawandels. Darin geht es weniger um umfassende Pläne mit finalen Aussagen, sondern vielmehr darum, strategische Entscheidungsprozesse auf die zukünftige erwartete Klimaänderung zu beziehen.

10.8.1 Weiterführende Aufgaben und Forschungsfragen

Die in Kapitel 9 behandelten planerisch-organisatorischen Anpassungspotenziale und Lösungsansätze weisen zugleich auf einige Themen und Bereiche hin, in denen weiterführender Forschungsbedarf mit Bezug zur Metropolregion Hamburg besteht:

Instrumenten-Schnittstellen: Die Potenziale der Climate Adaptation Governance liegen insbesondere in den Schnittstellen zwischen den einzelnen Instrumenten. Wie können beispielsweise formelle und informelle Instrumente möglichst wirkungsvoll miteinander in Beziehung gesetzt werden? Wie können sich Maßnahmen auf kommunaler und regionaler Ebene im Bereich der formalen Planung ergänzen? Welche Anforderungen stellt die länderübergreifende Zusammenarbeit an Strategien und Maßnahmen der Klimaanpassung?

Marktliche Regelungsformen: Zusätzliche Handlungsfelder der Climate Adaptation Governance für die Metropolregion Hamburg ergeben sich in weiteren Regelungsformen, die in den vorliegenden Beiträgen nur angedeutet werden konnten: Wie können etwa marktorientierte Regelungsformen zur Klimaanpassung in der Metropolregion beitragen? Dies kann sich beispielsweise auf die Teilnahme am Bodenmarkt beziehen, aber auch die genannten Zielvereinbarungen weisen bereits in diese Richtung.

Dialoginstrumente: Im Bereich informeller Regelungsformen haben die Kommunikationsformen Information, Beteiligung und Kooperation – über die in Kap. 4.4 beschriebenen Ansätze hinaus – für die Klimaanpassung eine wichtige Bedeutung. Für die Metropolregion Hamburg liegen erste Erfahrungen vor, z.B. aus Beteiligungsverfahren zur Klimaanpassung auf Quartiersebene oder zu einem Decision Support System (Knieling u.a. 2009; Ashley 2007). Diese sollten in Bezug auf ihre Wirksamkeit und Übertragbarkeit weiter vertieft werden, wie dies u.a. in dem neuen Forschungsvorhaben KLIMZUG Nord vorgesehen ist.

Organisationsentwicklung: Die Aufgabenfeld der Klimaanpassung in der Metropolregion Hamburg ist auch eine Frage der zuständigen Institutionen, der institutionellen Arrangements und der einbezogenen Akteure. Die vorliegenden Beiträge konnten diese Thematik für die Bauleit- und Regionalplanung andeuten. Bei den Beiträgen über Flussgebietsmanagement und IKZM ist deutlich geworden, dass es sich jeweils um eine sehr komplexe Akteurs- und Zuständigkeitsstruktur handelt. Weiterführend wäre eine Akteurs- und Institutionen-Analyse aufschlussreich, um die Entscheidungswege und die jeweils spezifischen Handlungsmöglichkeiten wie Restriktionen besser zu verstehen. Auf dieser Grundlage könnten konzeptionelle Überlegungen zur Aufbau- und Ablauforganisation für den Bereich der Klimaanpassung aufsetzen.

Rolle der Metropolregion Hamburg: Eine spezifische weiterführende Fragestellung im Bereich der Organisationsentwicklung bezieht sich auf die Metropolregion Hamburg als Institution (MRH). Da Hamburg und sein weiteres Umland mit der MRH bereits über eine regionsweite Institution verfügen, die zudem u.a. mit Aufgaben der Siedlungs- und Raumentwicklung befasst ist, stellt sich die Frage, welche Rolle die MRH bei der Klimaanpassung zukünftig zukommen kann. Denn die Anforderung, dass Klimaanpassung Ressort und Ebenen übergreifend behandelt werden muss, rückt die MRH quasi zwangsläufig in den Blickpunkt. Die MRH selbst hat dies durch ihr bereits vorhandenes Engagement für das Themenfeld unterstrichen, was u.a. in der Einrichtung eines Arbeitskreises zum Klimawandel und der Anerkennung von KLIMZUG Nord als Leitprojekt der MRH zum Ausdruck kommt. Allerdings ist als besondere Ausgangslage zu berücksichtigen, dass die MRH im nationalen wie internationalen Rahmen – bezogen auf ihre formalen Kompetenzen und die verfügbaren Handlungsressourcen – als eine vergleichsweise „schwache“ Einrichtung gilt (vgl. Diller/Knieling, 2003; Ludwig et al., 2009). Gegebenenfalls kann diese institutionelle Schwäche aber auch von Vorteil

sein, wenn Aufgaben im Bereich von Dialog und Kooperation zu erfüllen sind, wie dies bei Flussgebietsmanagement und IKZM der Fall ist. Zudem hat die MRH in den vergangenen Jahren Erfahrungen mit neuen informellen Instrumenten – beispielsweise regionalen Projektwettbewerben – gesammelt, die – wie beispielsweise die Region Südhessen zeigt – für die Klimaanpassung nutzbar sein können (vgl. Buchholz/Rischel, 2009).

Die Weiterentwicklung planerisch-organisatorischer Regelungsformen in Form einer Climate Adaptation Governance für die Metropolregion Hamburg sollte als ein dynamischer und iterativer Prozess aufgefasst werden. Folglich wäre es wünschenswert, dass auf kommunaler und metropol-regionaler Ebene immer wieder von Neuem innovative Wege der Klimaanpassung erprobt und zugleich auch wissenschaftlich begleitet und ausgewertet werden würden. Auf diese Weise könnte die Metropolregion – auch international – j ihre bereits erlangte besondere Position im Bereich von Klimaschutz und Klimaanpassung weiter ausbauen und zu einer anerkannten Vorzeigeregion für diese für Metropolregionen weltweit wichtigen Zukunftsfragen werden.

ENTWURF

10.9 Literatur

- Adger, N. W.; Dessai, S.; Goulden, M.; Hulme, M.; Lorenzoni, I.; Nelson, D. R.; Naess, O. L.; Wolf, J.; Wreford, A. (2009): Are there social limits to adaptation to climate change. In: *Climatic Change*, vol. 93, p. 335–354.
- Adger, W. N.; Agrawala, S.; Mirza, M. M. Q.; Conde, C.; O'Brien, K.; Pulhin, J.; Pulwarty, R.; Smit, B.; Takahashi, K. (2007): Assessment of adaptation practices, options, constraints and capacity. In: Parry, M. L.; Canziani, O. F.; Palutikof, J. P.; van der Linden, P. J.; Hanson, C. E. (ed.) (2007): *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)*. Cambridge Univ. Press. Cambridge, p. 717–743.
- Adger, W. N.; Brooks, N.; Bentham, G.; Agnew, M.; Eriksen, S. (2004): *New indicators of vulnerability and adaptive capacity*. Tyndall Centre for Climate Change Research. Norwich.
- Albrecht, J.; Janssen, G. (2006): *Hochwasserschutz- und Raumplanungsrecht im deutschen Einzugsgebiet der Elbe*. Leibniz-Institut für ökologische Raumentwicklung (IÖR). Dresden.
- ARL (2007): *Europäische Strategien der Anpassung an die Folgen des Klimawandels. Die Sicht der Raumplanung*. Bearbeitung: Ritter, E.-H.; Birkmann, J.; Fleischhauer, M.; Güthler, A.; Knieling, J.; Overbeck, G.; Selke, W.; Stock, M., Positionspapier der ARL, Nr. 73, Akademie für Raumforschung und Landesplanung, Hannover.
- ARL (2007): *Metropolregionen - Innovation, Wettbewerb, Handlungsfähigkeit*. Bearbeitung: Knieling, J.; Aring, J.; Blatter, J. K.; Blotvogel, H. H.; Bröcker, J.; Danielzyk, R.; Grabow, B.; Knapp, W.; Kujath, H. J.; Matern, A.; Petrin, J.; Pohle, H.; Schmitt, P.; Tönnies, G.; Wiechmann, T.; Zimmermann, H., Positionspapiere der ARL, Nr. 71, Hannover.
- Ashley, R.; Garvin, S.; Pasche, E.; Vassilopoulos, A.; Zevenbergen, C. (2007): *Advances in Urban Flood Management*, Taylor & Francis, London.
- artec (o.J.): *Klimawandel und präventives Risiko- und Küstenschutzmanagement an der deutschen Nordseeküste (KRIM), Teilprojekt IV – Politisch-administrative Steuerungsprozesse (PAS)*. Forschungszentrum Nachhaltigkeit, Universität Bremen. Online unter: <http://www.krim.uni-bremen.de/> (07.05.08).
- Asselt, M. van (2005): The complex significance of uncertainty in a risk era: logics, manners and strategies in use. In: *Risk Assessment and Management*, vol. 2-4, p. 125-158.
- Baranek, E.; Walk, H.; Fischer, C.; Dietz, K.; Hoffmann, E.; Gruner, S.; Jonuschat, H.; Kruse, S.; Schlußmeier, B.; Scurrill, B. (2005): *Partizipation und Nachhaltigkeit. Reflektionen über Zusammenhänge und Vereinbarkeiten*. ZTG-discussion paper, Nr. 15/05. Berlin.
- Bates, B.C.; Kundzewicz, Z.W.; Wu, S.; Palutikof, J. (Hg.) (2008): *Climate Change and Water. Technical Paper of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. IPCC Secretariat. Geneva.
- Battis, U.; Krautzberger, M.; Löhr, R.-P. (2009): *Baugesetzbuch, 11. Auflage 2009*. C. H. Beck. München.
- BBK/ AKNZ (2005): *Risiken in Deutschland – Gefahrenpotentiale und Gefahrenprävention für Staat, Wirtschaft und Gesellschaft aus Sicht des Bevölkerungsschutzes, Teil 1, Bd. 6/7*. Bundesamt für Bevölkerungsschutz und Katastrophenhilfe/ Akademie für Krisenmanagement. Bad Neuenahr-Ahrweiler.
- BBR (Hg.) (2006): *Perspektive Flächenkreislaufwirtschaft: Kreislaufwirtschaft in der städtischen/stadtreionalen Flächennutzung - Fläche im Kreis. Theoretische Grundlagen und Planspielkonzeption*. Bd. 1. Bundesamt für Bauwesen und Raumordnung. Bonn.

- Benz, A. (2004): Einleitung: Governance - Modebegriff oder nützliches sozialwissenschaftliches Konzept. In: ders. (Hg.): Governance - Regieren in komplexen Regelsystemen. 1. Aufl., VS Verl. für Sozialwiss. Wiesbaden, S. 11–28.
- Benz, A. (2005): Governance. In: ARL (Hg.): Handwörterbuch der Raumordnung. 4., neu bearb. Aufl. Akademie für Raumforschung und Landesplanung. Hannover, S. 404–408.
- Benz, A.; Lütz, S.; Schimank, U.; Simonis, G. (2007): Einleitung. In: ders. (Hg.): Handbuch Governance. Theoretische Grundlagen und empirische Anwendungsfelder. VS Verlag für Sozialwissenschaften. Wiesbaden, S. 9–25.
- Berendes, K. (2005): Das Hochwasserschutzgesetz des Bundes. In: Zeitschrift für Wasserrecht, Bd. 44, H. 4, S. 197-214.
- Birkmann, J. (2008): Globaler Umweltwandel, Naturgefahren, Vulnerabilität und Katastrophenresilienz. Notwendigkeit der Perspektiverweiterung in der Raumplanung. In: Raumforschung und Raumordnung, Jg. 66, H. 1, S. 5–22.
- Birkmann, J.; Fleischhauer M. (2009): Anpassungsstrategien der Raumentwicklung an den Klimawandel: „Climate Proofing“ – Konturen eines neuen Instruments. In: Raumforschung und Raumordnung, Jg. 67, H. 2, S. 114-127.
- Birkmann, J.; Fleischhauer, M. (2009): "Climate Proofing" - Konturen eines neuen Instruments. In: Raumforschung und Raumordnung, Jg. 67, H. 2, S. 114–127.
- Birkmann, J.; Teichmann, K. von (2009): Addressing the Challenge: Recommendations and Quality Criteria for Linking Disaster Risk Reduction and Adaptation to Climate Change. In: Birkmann, J.; Tetzlaff, G.; Zentel, K.-O. (ed.) DKKV Publication Series 38. Bonn.
- Blatter, J.; Knieling, J. 2009: Metropolitan Governance – Institutionelle Strategien, Dilemmas und Variationsmöglichkeiten für die Steuerung von Metropolregionen, in: Knieling, J. (Hg.), Metropolregionen. Innovation, Wettbewerb, Handlungsfähigkeit, Forschungs- und Sitzungsberichte der ARL, Bd. 231, S. 224-269, ARL, Hannover.
- BMU (1992): Konferenz der Vereinten Nationen für Umwelt und Entwicklung im Juni 1992 in Rio de Janeiro – Dokumente – Agenda 21, Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit. Bonn.
- BMVBS (2002): 5-Punkte-Programm der Bundesregierung. Arbeitsschritte zur Verbesserung des vorsorgenden Hochwasserschutzes, Bundesministerium für Verkehr, Bau und Stadtentwicklung. Bonn.
- BMVBS (2003): Flusskonferenz 2002. Dokumentation der gemeinsamen Konferenz zum vorbeugenden Hochwasserschutz, 15. September 2002. Bundesministerium für Verkehr, Bau und Stadtentwicklung. Bonn.
- BMVBS (2006a): Flussgebietskonferenz 2005 der Bundesregierung. Bundesministerium für Verkehr, Bau und Stadtentwicklung. Bonn.
- BMVBS (2006b): Leitbilder und Handlungsstrategien für die Raumentwicklung in Deutschland. Verabschiedet von der Ministerkonferenz für Raumordnung am 30.06.2006, Bundesministerium für Verkehr, Bau und Stadtentwicklung. Berlin.
- BMVBS; BBR (2006): Freiraumschutz in Regionalplänen. Hinweise für eine zukunftsfähige inhaltliche und strukturelle Ausgestaltung. Bundesministerium für Verkehr, Bau und Stadtentwicklung/Bundesamt für Bauwesen und Raumordnung, Werkstatt: Praxis, Nr. 40. Berlin/Bonn.
- BMVBS; BBR (2008): Raumentwicklungsstrategien zum Klimawandel. Bundesministerium für Verkehr, Bau und Stadtentwicklung/ Bundesamt für Bauwesen und Raumordnung, BBR-Online-Publikation 19/2008. Online unter: http://www.bbr.bund.de/cln_005/nn_21272/DE/Veroeffentlichungen/BBR-

Online/2008/DL__ON192008,templateId=raw,property=publicationFile.pdf/DL__ON192008.pdf
(12.02.2009)

- BMVBW; BBR (Hg.) (2004): Auf dem Weg zur nationalen integrierten Küstenzonen-Management-Strategie – Perspektiven der Raumordnung. Dokumentation des Workshops vom 23. und 24. Oktober 2003 in Berlin, Bundesministerium für Verkehr, Bau- und Wohnungswesen/Bundesamt für Bauwesen und Raumordnung, Berlin.
- BMVBW; BBR (Hg.) (2005): Nationale IKZM-Strategien – Europäische Perspektiven und Entwicklungstrends. Konferenzbericht zur Nationalen Konferenz 28.02-01.03.2005 in Berlin, Bundesministerium für Verkehr, Bau- und Wohnungswesen und Bundesamt für Bauwesen und Raumordnung, Berlin.
- Böhm, H. R. (2007): Klimaschutz und Anpassung an den Klimawandel - zwei untrennbare Handlungserfordernisse. In: Böhm, H. R.; Cohrs, D. (Hg.): Klimawandel - Anpassungsstrategien in Deutschland und Europa. Tagungsband zum 80. Darmstädter Seminar - Umwelt und Raumplanung -, Darmstadt, 29. März 2007. Schriftenreihe WAR. Inst. WAR. Darmstadt, S. 1–4.
- Böhm, H. R.; Heiland, P., Dapp, K.; Mengel, A. (1998). Anforderungen des vorsorgenden Hochwasserschutzes an Raumordnung, Landes-/Regionalplanung, Stadtplanung und die Umweltfachplanungen: Empfehlungen für die Weiterentwicklung. Berlin.
- Brandstädter, H.; Jeorgakopulos, K. (Hg.) (2004): Über Fluten. Conference Point Verlag. Hamburg.
- Brooks, N.; Adger, W. N. (2005): Assessing and Enhancing Adaptive Capacity. In: Chopra, K., Leemans, R.; Kumar, P.; Simons, H. (ed.): Adaptation Policy Frameworks for Climate Change: Developing Strategies, Policies and Measures. Cambridge University Press. Cambridge, p. 165-181.
- Buchholz, F.; Riechel, R. (2009): Wettbewerbe als Instrument zur regionalen Akteursmobilisierung. In: RaumPlanung, H. 144/145, S. 147-150.
- Buck B.H.; Krause, G.; Michler-Cieluch, T.; Brenner, M.; Buchholz, C.M.; Busch, J.A.; Fisch, R.; Geisen, M.; Zielinski, O. (2008): Meeting the quest for spatial efficiency: Progress and prospects of extensive aquaculture within offshore wind farms. In: Helgoland Marine Research, vol. 62, no. 3, p. 269-281.
- Bulkeley, Harriet (2006): A changing climate for spatial planning. In: Planning theory & practice, vol. 7, no. 2, p. 203–214.
- Bundesamt für Umwelt, Wald und Landschaft (Hg.) (2002): efor 2 – Konzeptbericht. Umweltmaterialien Nr. 145. Bern.
- Bundesamt für Umwelt, Wald und Landschaft (Hg.) (2004): Leistungsorientierte Subventionspolitik im Bereich des WaG. Bern.
- Bundesregierung (2008): Deutsche Anpassungsstrategie an den Klimawandel. Unterrichtung durch die Bundesregierung. Bundestagsdrucksache, 16/11595. Deutscher Bundestag. Berlin.
- Bundesregierung (2009): Gesetz der Neuregulierung des Wasserrechts (Gesetzentwurf der Bundesregierung vom 11.03.2009). Online unter: http://www.bmu.de/files/pdfs/allgemein/application/pdf/whg_entwurf.pdf (25.09.2009).
- Chanioitis, P.; Stead, S. (2007): Interviewing people on the coast about the coast: Appraising the wider adoption of ICZM in North East England. In: Marine Policy, vol. 31, p. 517-526.
- Cicin-Sain, B.; Knecht, R. (1998): Integrated Coastal and Ocean Management. Concepts and Practices. Island Press. Washington.

- Cicin-Sain, B.; Knecht, R.; Fisk, G. (1995): Growth in capacity for integrated coastal zone management since UNCED: An international perspective. In: *Ocean and Coastal Management*, vol. 29, no. 1-3, p. 93-123.
- Cosgrove, W.; Connor, R.; Kuylenstierna, J. (2004): Workshop 3 (synthesis): Climate variability, water systems and management options. *Water Sci. Technol.*, 7. Montreal/Quebec, p. 129-132.
- Daschkeit, A. (2007): Integriertes Küstenzonenmanagement (IKZM) als Instrument der räumlichen Planung zur Bewertung von Klimaänderungen im Küstenraum. In: *Berichte zur deutschen Landeskunde*, Jg. 81, H. 2, S. 177-187.
- Daschkeit, A.; Schottes, P. (Hg.) (2002): *Klimafolgen für Mensch und Küste am Beispiel der Nordseeinsel Sylt*. Springer. Berlin.
- De Jong, F.; Vollmer, M. (2005): „The first Steps“. Stakeholder Participation and ICZM in the international Wadden Sea Region. In: Bundesministerium für Verkehr, Bau- und Wohnungswesen/ Bundesamt für Bauwesen und Raumordnung (Hg.) (2005): *Nationale IKZM-Strategien – Europäische Perspektiven und Entwicklungstrends*. Konferenzbericht zur Nationalen Konferenz 28.02-01.03.2005 in Berlin. Bonn, S. 27-32.
- Diller, C.; Hebecker, J. (2008): Klimawandel in Deutschland: Handlungsmöglichkeiten der Regionalplanung. In: *Standort - Zeitschrift für Angewandte Geographie*, H. 32, S. 62-70.
- Diller, C.; Knieling, J. (2003): Metropolregion Hamburg – Perspektiven der Zusammenarbeit über Ländergrenzen. In: *Raumforschung und Raumordnung*, H. 3, S. 198-210.
- Döring, M. (2005): *Wir sind der Deich. Zur metaphorisch-diskursiven Konstruktion von Natur und Nation*. Verlag Dr. Kovac. Hamburg
- Dosch, F.; Porsche, L.; Schuster, P. (2008): Anpassung an den Klimawandel aus europäischer Perspektive. In: *Informationen zur Raumentwicklung*, H. 6/7, S. 381-394.
- Dürnagel, A.; Eyink, H. (2008): Flussraummanagement zur Klimaanpassung. In: *Informationen zur Raumentwicklung*, H. 6/7, S. 405-413.
- Egner, Heike (2007): Überraschender Zufall oder gelungene wissenschaftliche Kommunikation: Wie kam der Klimawandel in die aktuelle Debatte. In: *GAIA*, Jg. 16, H. 4, S. 250-254.
- Endlicher, W.; Kress A. (2008): „Wir müssen unsere Städte neu erfinden“ – Anpassungsstrategien für den Klimawandel. In: *Informationen zur Raumentwicklung*, H. 6/7, S. 437-445.
- Environment Agency (2004): *Catchment Flood Management Plans. Volume I – Policy Guidance*, Environmental Agency. Bristol. Online unter: http://www.pml.ac.uk/pdf/Ports_EA%20flood%20management.pdf (12.02.2009).
- Ernst, W.; Zinkahn, W.; Bielenberg, W.; Krautzberger, M. (Hg.) (2008): *Baugesetzbuch Kommentar*, Stand: 88. Ergänzungslieferung 01.06.2008. C. H. Beck. München.
- EU – Weissbuch (2009): *Anpassung an den Klimawandel: Ein europäischer Aktionsrahmen*. Kommission der Europäischen Gemeinschaften. Brüssel. Online unter <http://eur-lex.europa.eu/LexUriServ/LexUriServ.do?uri=COM:2009:0147:FIN:DE:PDF> (22.09.2009).
- EU (2007): *Grünbuch Anpassung an den Klimawandel in Europa. Optionen für Maßnahmen der EU*. Herausgegeben von Kommission der Europäischen Gemeinschaften. Brüssel. Online unter: <http://eur-lex.europa.eu/LexUriServ/site/de/com/2007/com20070354de01.pdf> (12.02.2009).

- EU (2008): Regionen 2020. Bewertung der zukünftigen Herausforderungen für die EU-Regionen. Kommission der Europäischen Gemeinschaften. Brüssel. Online unter http://ec.europa.eu/regional_policy/sources/docoffic/working/regions2020/index_en.htm (12.02.2009).
- Europäische Gemeinschaft (2000): Richtlinie 2000/60/EG des Europäischen Parlaments und des Rates vom 23. Oktober 2000 zur Schaffung eines Ordnungsrahmens für Maßnahmen der Gemeinschaft im Bereich der Wasserpolitik.
- Europäische Gemeinschaft (2007): Richtlinie 2007/60/EG des Europäischen Parlaments und des Rates vom 23. Oktober 2007 über die Bewertung und das Management von Hochwasserrisiken. Amtsblatt der Europäischen Union L 288/27 vom 6.11.2007.
- Europäische Kommission (1999a): Eine europäische Strategie für das integrierte Küstenzonenmanagement (IKZM) - Allgemeine Prinzipien und politische Optionen. Amt für Veröffentlichungen der Europäischen Gemeinschaften. Luxemburg.
- Europäische Kommission (1999b): Schlussfolgerungen aus dem Demonstrationsprogramm der Europäischen Kommission zum integrierten Küstenzonenmanagement. Luxemburg.
- Europäische Kommission (2000): EG - Wasserrahmenrichtlinie Nr. 2000/60/EG Richtlinie 2000/60/EG des Europäischen Parlaments und des Rates vom 23. Oktober 2000 zur Schaffung eines Ordnungsrahmens für Maßnahmen der Gemeinschaft im Bereich der Wasserpolitik.
- Europäische Kommission (2006): Employment Trends in all sectors related to the sea or using sea resources. Main Report. Birmingham.
- Europäische Kommission (2007): Eine integrierte Meerespolitik für die Europäische Union ("Das Blaue Buch"), Communication from the Commission to the European Parliament, the Council, the European Economic and Social Committee and the Committee of the Regions. An Integrated Maritime Policy for the European Union. COM (2007) 575 final. Brussels.
- Europäische Kommission (2008): Directive 2008/56/EC of the European Parliament and of the Council of 17 June 2008 establishing a framework for community action in the field of marine environmental policy (Marine Strategy Framework Directive). In: Official Journal of the European Communities. vol. 164, p. 19-40.
- Europäische Minister für Raumentwicklung (Hg.) (2007): Territoriale Agenda der Europäischen Union – Für ein wettbewerbsfähiges und nachhaltiges Europa der vielfältigen Regionen. Leipzig.
- Europäische Union (2002): Empfehlung des Europäischen Parlamentes und des Rates vom 30. Mai 2002 zur Umsetzung einer Strategie für ein integriertes Management der Küstengebiete in Europa (2002/413/EG). Amtsblatt der Europäischen Gemeinschaften. L 148/24 vom 6. Juni 2002.
- European Commission (2008): Common Implementation Strategy for the Water Framework Directive. Policy Paper. Climate Change and Water. Online unter: <http://ec.europa.eu/environment/water/water-framework/objectives/pdf/strategy3.pdf> (12.09.2009).
- Feenstra et al. (1998): Handbook on Methods for Climate Change Impact Assessment and Adaptation Strategies, UNEP und vrije Universiteit Amsterdam.
- Feil, H.-J. (2005): Regional Governance am Beispiel der Metropolregion Hamburg. Lit. Münster
- FHH – Freie und Hansestadt Hamburg (2008): Klimaschutz in Hamburg. Anlage 2. Fortschreibung 2008/2009 des Maßnahmenkatalogs zum Hamburger Klimaschutzkonzepts 2007 – 2012. Hamburg. (Mitteilungen des Senats an die Bürgerschaft, Drucksache19/1752).
- Fischer, A.; Kallen, C. (Hg.) (1997): Klimaschutz in Kommunen. Leitfaden zur Erarbeitung und Umsetzung kommunaler Klimakonzepte. Deutsches Institut für Urbanistik. Berlin.

- Fleischhauer, M. (2004): Klimawandel, Naturgefahren und Raumplanung, Ziel- und Indikatorenkonzept zur Operationalisierung räumlicher Risiken. Dortmund.
- Fleischhauer, M. (2007): Ansatzpunkte der Raumplanung für die Anpassung an den Klimawandel. In: Böhm, H. R.; Cohrs, D. (Hg.): Klimawandel - Anpassungsstrategien in Deutschland und Europa. Tagungsband zum 80. Darmstädter Seminar - Umwelt und Raumplanung -, Darmstadt, 29. März 2007. Schriftenreihe WAR. Inst. WAR. Darmstadt, S. 83–90.
- Fleischhauer, M.; Bornefeld, B. (2006): Klimawandel und Raumplanung – Ansatzpunkte der Raumordnung und Bauleitplanung für den Klimaschutz und die Anpassung an den Klimawandel. In: Raumforschung und Raumordnung, Jg. 64, H. 3, S. 161-171.
- Fleischhauer, M.; Greiving, S.; Diller, C.; Winkler-Kühlken, B.; Rannow, S.; Gruehn, D. (2008): Raumordnerischer Handlungsbedarf – Stand, empirische Befunde und die Entwicklung weitergehender innovativer Ansätze. 3. Zwischenbericht des MORO-Projekts „Raumentwicklungsstrategien zum Klimawandel“. Vorstudie für Modellvorhaben. Dortmund.
- Fletcher, S.; Potts, J.; Ballinger, R. (2008): The pedagogy of integrated coastal management. In: The Geographical Journal, vol. 174, no. 4, p. 374-386.
- Flussgebietsgemeinschaft Elbe (Hg.) (2008): Entwurf des Bewirtschaftungsplans nach Artikel 13 der Richtlinie 2000/60/EG für den deutschen Teil der Flussgebietseinheit Elbe. Lüneburg.
- Forschungszentrum Jülich GmbH (2005): Öffentliche Kommunikation über Klimawandel und Sturmflutrisiken – Bedeutungskonstruktion durch Experten, Journalisten und Bürger, Schriften des Forschungszentrum Jülich, Reihe Umwelt/Environment, vol. 58. Online unter: http://www.fz-juelich.de/zb/datapool/page/439/Peters_00303.pdf (22.04.2008).
- Frerichs, S.; Hatzfeld, F.; Hinzen, A.; Kurz, S.; Lau, P.; Simon, A. (2003): Sichern und Wiederherstellen von Hochwasserrückhalteflächen, UBA-Texte 34/03, Berlin.
- Friend, J. K.; Jessop, W. N. (1973): Entscheidungsstrategie in Stadtplanung und Verwaltung. Bauwelt Fundamente 36. Bertelsmann Fachverlag. Düsseldorf.
- Frommer, B. (2009): Handlungs- und Steuerungsfähigkeit von Städten und Regionen im Klimawandel. In: Raumforschung und Raumordnung, H. 2, S. 128–141.
- Fürst, D. (2003a): Koordination: intersektorale Steuerung - am Beispiel der Regionalplanung. In: Fürst, D. et al. (Hg.): Steuerung durch Regionalplanung. Nomos. Baden-Baden, S. 53-71.
- Fürst, D. (2003b): Steuerung auf regionaler Ebene versus Regional Governance. In: Informationen zur Raumentwicklung, H. 8/9, S. 441- 450.
- Fürst, D. (2004): Regional Governance. In: Benz, Arthur (Hg.): Governance - Regieren in komplexen Regelsystemen. VS, Verl. für Sozialwiss., Wiesbaden, S. 45-64.
- Gailing, L.; Vetter, A.; Sondershaus, F.; Moss, T.; Besendörfer, C.; Lechner, N. (2009) (Im Erscheinen): Flusslandschaften – Wechselbeziehungen zwischen regionaler Kulturlandschaftsgestaltung, vorbeugendem Hochwasserschutz und Niedrigwasservorsorge. Bundesministerium für Verkehr, Bau und Stadtentwicklung/ Bundesamt für Bauwesen und Raumordnung. Berlin.
- Gee, K.; Kannen, A.; Licht-Eggert, K.; Glaeser, B.; Sterr, H. (2006b): Bestandsaufnahme der Nutzungstrends, Planungsherausforderungen und des strategischen Umfelds in der deutschen Küstenzone. Berichte aus dem Forschungs- und Technologiezentrum Westküste der Universität Kiel Nr. 38. Büsum.
- Gee, K.; Kannen, A.; Licht-Eggert, K.; Glaeser, B.; Sterr, H. (2006a): Integriertes Küstenzonenmanagement (IKZM): Raumordnungsstrategien im Küstenbereich und auf dem Meer. Abschlussbericht

„Raumordnungskonzepte und IKZM als Instrumente für die nachhaltige Entwicklung des Küsten- und Meeresraums“. Bundesministerium für Verkehr, Bau und Stadtentwicklung/ Bundesamt für Bauwesen und Raumordnung (Hg.). Berlin.

Gesetz zur Neufassung des Raumordnungsgesetzes und zur Änderung anderer Vorschriften (GeROG) vom 22. Dezember 2008. In: Bundesgesetzblatt 2008, Teil I, Nr. 65 vom 30. Dezember 2008. Online unter: <http://www.bgblportal.de/BGBL/bgbl1f/bgbl108s2986.pdf> (12.09.2009)

Glaeser, B.; Gee, K.; Kannen, A.; Sterr, H. (2005): Vorschläge für eine nationale IKZM-Strategie aus Sicht der Raumordnung. In: Bundesministerium für Verkehr/ Bau- und Wohnungswesen/ Bundesamt für Bauwesen und Raumordnung (Hg.) (2005): Nationale IKZM-Strategien – Europäische Perspektiven und Entwicklungstrends. Konferenzbericht zur Nationalen Konferenz 28.02-01.03.2005 in Berlin. Bonn, S. 47-52.

Glaeser, B.; Kannen, A.; Schernewski, G. (2007): Unterstützung für IKZM - Netzwerke und Forschungsverbände in Nord- und Ostsee. In: Informationen zur Raumentwicklung, H. 5, S. 297-305.

Glavovic, B.C. (2008): Sustainable coastal development in South Africa: Bridging the chasm between rhetoric and reality. In: Krishnamurthy, R.R.; Glavovic, B.; Kannen, A.; Green, D.R.; Ramanathan, A.L.; Han, Z.; Tinti, S.; Agardy, T.S. (ed.): ICZM – The Global challenge, Singapore, p. 129-153.

Glavovic, B.C.; Kannen, A.; Green, D.R.; Krishnamurthy, R.R.; Agardy, T.S.; Zengcui, H.; Ramanathan, A.L. (2008): ICZM: The Way Forward. In: Krishnamurthy, R.R.; Glavovic, B.; Kannen, A.; Green, D.R.; Ramanathan, A.L.; Han, Z.; Tinti, S.; Agardy, T.S. (ed.): ICZM – The Global challenge. Singapore, p. 745-764.

Gönnert, G.; Triebner, J. (2004): Hochwasserschutz in Hamburg. In: EUCC Coastline Reports, Bd. 1. S. 119-126, Rostock.

Green, C.H.; Johnson, C.; Penning-Rowsell, E.C. (2002) Flood management in the context of Integrated Water Resources Management. Report to the Global Water Partnership/World Meteorological Organisation. Flood Hazard Research Centre. Enfield.

Greiving, S. (2002): Räumliche Planung und Risiko. Gerling Akademie Verlag. München.

Greiving, S. (2004): Risk assessment and management as an Important Tool for the EU Strategic Environmental Assessment. DISP 157, p. 11-17.

Greiving, S. (2005): Der rechtliche Umgang mit Risiken aus Natur- und Technikgefahren – von der klassischen Gefahrenabwehr zum Risk Governance? In: Zeitschrift für Rechtsphilosophie, H. 2, S. 53 - 61.

Greiving, S. (2009): Hochwasserrisikomanagement zwischen konditional und final programmierter Steuerung. In: Jarass, H. D. (Hg.): Wechselwirkungen zwischen Raumplanung und Wasserwirtschaft. Symposium des Zentralinstituts für Raumplanung am 30. Mai 2008. Beiträge zum Raumplanungsrecht. Lexxion-Verlag. Berlin, S. 124-145.

Greiving, S.; Fleischhauer, M. (2008): In Zeiten des Klimawandels wichtiger denn je! Größere Planungsflexibilität durch informelle Ansätze einer Klimarisiko-Governance. In: RaumPlanung, H. 137, S. 61- 67.

Greiving, S.; Fleischhauer, M.; Rannow, S.; Rüdiger, A.; Stefansky, A.; Teichmann, K. von (2009): Ursachen und Folgen des Klimawandels durch urbane Konzepte begegnen. EwWoSt Forschungsvorhaben im Auftrag des Bundesministeriums für Verkehr, Bau und Stadtentwicklung/ Bundesinstituts für Bau-, Stadt- und Raumforschung/ Bundesamt für Bauwesen und Raumentwicklung. 1. Zwischenbericht. Dortmund.

- Greiving, S.; Schmidt-Thomé, P. (2008): Response to Natural Hazards and Climate Change in Europe: In: Faludi, A. K. (ed.): *Gathering the Evidence - The Way Forward for European Planning?* Lincoln Institute for Land Policy. Cambridge, Mass. p.141-167.
- Gruehn, D.; Rannow, S.; Fleischhauer, M.; Mayer, B. C.; Greiving, S.; Loibl, W.; Züger, J.; Diller, C.; Dosch, F. (2008): *Raumentwicklungsstrategien zum Klimawandel - Vorstudie für Modellvorhaben. Zusammenfassung des Zwischenberichts zu den räumlichen Wirkfolgen von Klimaänderungen und ihrer raumordnerischen Relevanz.* Bundesministerium für Verkehr, Bau und Stadtentwicklung/ Bundesamt für Bauwesen und Raumordnung (Hg). Berlin/ Bonn.
- Grünewald, U. (2005): Zwischen globalem und regionalem Wandel – Wasserbewirtschaftung im Spreengebiet. In: DWA Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall e.V.: *Bundestagung und Landesverbandstagung.* Potsdam, 21./22. September 2005. Hennef, S. 51-65.
- Grünewald, U. (2008): Voraussetzung für eine erfolgreiche Flussgebietsbewirtschaftung: Klare einzugsgebietsbezogene Ursache-Wirkungs-Analysen und klares einzugsgebietsbezogenes Handeln. In: *Korrespondenz Wasserwirtschaft* Jg. 1, H. 8, S. 423-426.
- Grünewald, U.; Schümberg, S.; Wöllecke, B.; Riesenbeck, G. Graf-van; Piroth, K. (2009): *Zu Entstehung und Verlauf des extremen Niederschlag-Abfluss-Ereignisses am 26.07.2008 im Stadtgebiet von Dortmund – einschließlich der Untersuchung der Funktionsfähigkeit von wasserwirtschaftlichen Anlagen und Einrichtungen der Stadt, Emschergenossenschaft und Dritter in den Gebieten Dortmund-Martens, -Dorsfeld und –Schönau.* Gutachten im Auftrag der Stadt Dortmund und der Emschergenossenschaft. Dortmund.
- Grünewald, U.; Wöllecke, B.; Ehrler, K.; Schümberg, S.; Pohl, J.; Zehetmaier, S.; Vogt, R.; Wieczorrek, Y.; Mertsch, S. (2007): *Hochwasservorsorge und -bewältigung in unterschiedlicher regionaler und akteursbezogener Ausprägung.* Brandenburgischen Technischen Universität Cottbus. Cottbus.
- Haake, P. (2004): *Küstenschutz in Hamburg.* In: *Jahrbuch der Hafenbautechnischen Gesellschaft* 54, Schiffahrtsverlag Hansa. Hamburg, S. 24-31.
- Hecht, D. (2009): *Anpassung an den Klimawandel - Herausforderungen für Gesellschaft, Wirtschaft und Staat.* In: *Raumforschung und Raumordnung*, H. 2, S. 157–169.
- Heiland, P. (2002): *Vorsorgender Hochwasserschutz durch Raumordnung, interregionale Kooperation und ökonomischer Lastenausgleich.* Schriftenreihe WAR, Bd. 143. Darmstadt.
- Heinelt, H. (2006): *Governance for Sustainability.* Darmstadt/Erkner.
- Heinelt, H.; Kübler, D. (Hg.) (2005): *Governance - Capacity, democracy and the dynamic of places.* Routledge. London.
- Heinrichs, H.; Grunenberg, H. (2009): *Klimawandel und Gesellschaft. Perspektive Adaptionkommunikation.* VS, Verl. für Sozialwiss. Wiesbaden.
- Hiller, P. (1993): *Der Zeitkonflikt in der Risikogesellschaft - Risiko und Zeitorientierung in rechtsförmigen Verwaltungsentscheidungen.* Dunker & Humblot. Berlin.
- Hoffmann-Riem, W.; Koch, H.-J. (2006): *Hamburgisches Staats- und Verwaltungsrecht*, 3. Auflage. Nomos. Baden-Baden.
- Holling, C.S. (1978): *Adaptive Environmental Assessment and Monitoring.* Wiley. New York.
- Hunt, A.; Watkiss, P. (2007): *Literature Review on Climate Change Impacts on Urban City Centres: Initial Findings.* Organisation for Economic Co-Operation and Development. Paris: OECD.

- IKSE - Internationale Flussgebietseinheit Elbe (Hg.) (2008). Bewirtschaftungsplan nach Artikel 13 der Richtlinie 2000/60/EG des Europäischen Parlaments und des Rats vom 23. Oktober 2000 zur Schaffung eines Ordnungsrahmens für Maßnahmen der Gemeinschaft im Bereich der Wasserpolitik, Teil A Entwurf. Magdeburg.
- IKSE - Internationale Kommission zum Schutz der Elbe (Hg.) (2003): Aktionsplan Hochwasserschutz Elbe. Magdeburg.
- IKSE - Internationale Kommission zum Schutz der Elbe (Hg.) (2006): Erster Bericht über die Erfüllung des Aktionsplans Hochwasserschutz Elbe im Zeitraum 2003 bis 2005. Magdeburg.
- International Risk Governance Council (IRGC) (2005): Basic concepts of risk characterisation and risk governance. Geneva.
- IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Change (Hg.) (2007): Klimaänderung 2007: Synthesebericht. Zusammenfassung für politische Entscheidungsträger. Vierter Sachstandsbericht, Valencia.
- Jacob, D. (2009): Regionalisierte Szenarien des Klimawandels. In: Raumforschung und Raumordnung, H. 2, S. 89–96.
- Jann, W.; Wegrich, K. (2004): Governance und Verwaltungspolitik. In: Benz, Arthur (Hg.): Governance - Regieren in komplexen Regelsystemen. 1. Aufl. VS, Verl. für Sozialwiss. Wiesbaden, S. 193-214.
- Janssen, G. (2003): Europäische Wasserrahmenrichtlinie und ihre Bedeutung für den Hochwasserschutz. In: Roch, I. (Hg.): Flusslandschaften an Elbe und Rhein. Berlin. S. 165-184.
- Janssen, G.; Albrecht, J. (2008): Umweltschutz im Planungsrecht – Die Verankerung des Klimaschutzes und des Schutzes der biologischen Vielfalt im raumbezogenen Planungsrecht. Umweltbundesamt, UBA-Texte 10/08, Dessau.
- Janßen, H.; Scherniewski, G. (2008): ICZM and climate change – The Oder/Odra Estuary region. In: Krishnamurthy, R.R.; Glavocic, B.; Kannen, A.; Green, D.R.; Ramanathan, A.L.; Han, Z.; Tinti, S.; Agardy, T.S. (ed.): ICZM – The Global challenge. Singapore, S. 601-624.
- Jekel, H. (2002): Die Information und Anhörung der Öffentlichkeit nach der EU-Wasserrahmenrichtlinie. In: Keitz, S. von; Schmalholz, M. (Hg.): Handbuch der EU-Wasserrahmenrichtlinie. Inhalte, Neuerungen und Anregungen für die nationale Umsetzung. Berlin, S. 345-364.
- Jekel, H. (2005): Das Gesetz zur Verbesserung des vorbeugenden Hochwasserschutzes. In: Zeitschrift für Umweltrecht, Jg. 16, H. 9, S. 393-400.
- Kabat, P.; Schulze, R.E.; Hellmuth, M.E.; Veraart J.A. (ed.), 2002: Coping with Impacts of Climate Variability and Climate Change in Water Management: a Scooping Paper. DWC Report Issue DWCSSO-01(2002), International Secretariat of the Dialogue on Water and Climate, Wageningen.
- Kabat, P.; Vierssen, W. van; Veraart, J.; Vellinga, P.; Aerts, J. (2005): Climate proofing the Netherlands. In: Nature 438, p. 283-284.
- Kaiser, G.; Reese, S.; Sterr, H.; Markau, H. (2004): COMRISK – Common strategies to reduce the risk of storm floods in coastal lowlands. Subproject 3: Public perception of coastal flood defence and participation in coastal flood defence planning. Online unter: http://comrisk.hosted-by-kfki.baw.de/material/COMRISK_SP3_perception.pdf (12.09.2009)
- Kannen, A. (2002): Integrated Coastal Zone Management (ICZM) in the Context of Spatial Planning. In: Scherniewski, G.; Schiewer, U. (ed.): Baltic Coastal Ecosystems. Structure, Function and Coastal Zone Management. Springer. Berlin/ Heidelberg, p. 193-203.

- Kannen, A.; Burkhard, B. (2009): Integrated Assessment of Coastal and Marine Changes using the Example of Offshore Wind Farms: the Coastal Futures Approach. In: GAIA, Vol. 18, H. 3, p. 229-238.
- Kannen, A.; Ahrendt, K.; Bruns, A.; Burkhard, B.; Diembeck, D.; Gee, K.; Glaeser, B.; Licht-Eggert, K.; Michler, T.; Meyer-Engelhard, O.; Nunneri, C.; Stragies, S.; Windhorst, W. (2007): Exploring the Future of Seas and Coasts: Scenarios within the Joint Research Project Zukunft Küste - Coastal Futures. In: Moksness, E.; Dahl, E.; Stottrup, J. (ed.): Integrated Coastal Zone Management. Proceedings of a conference held in Arendal, Norway. June 2007. Wiley-Blackwell Publishing. London, S. 207-218.
- Kashyap, A. (2004): Water governance: learning by developing adaptive capacity to incorporate climate variability and change. In: Water Sci. Technol., vol. 49, no. 7, p. 141-146.
- Kastens, B.; Newig, J. (2007): The Water Framework Directive and Agricultural Nitrate Pollution: Will Great Expectations in Brussels be Dashed in Lower Saxony? In: European Environment. vol. 17, no. 4, p. 231-246.
- Keitz, S. von; Kessler, P. (2008): Grenzen des Flussgebietsmanagements. Folgt die Wasserwirtschaft dem falschen Ansatz? In: Korrespondenz Wasserwirtschaft, H. 7, S. 354-360.
- Keitz, S. von; Kraemer, A. (2006): Verbesserung der Gewässerstrukturen und des Hochwasserschutzes. In: Rumm, P.; Keitz, S. von; Schmalholz, M. (Hg.): Handbuch der EU-Wasserrahmenrichtlinie. Inhalte, Neuerungen und Anregungen für die nationale Umsetzung. Berlin, S. 301-319.
- Kern, K.; Niederhafner, S.; Rechlin, S.; Wagner, J. (2005): Klimaschutz in Deutschland - Handlungsoptionen, Entwicklung und Perspektiven. Discussion Paper SPS IV 2005-101, Wissenschaftszentrum Berlin für Sozialforschung. Berlin.
- KLARANET – Netzwerk zu Klimaadaptation in der Region Starkenburg (2007): Stellungnahme zum Entwurf Regionalplan Südhessen. Darmstadt. Online unter http://www.iwar.bauing.tu-darmstadt.de/umwr/deutsch/forschung/KlaraNet/Stellungnahme%20Regionalplan_070731.pdf (12.02.09).
- Klinke, A.; Renn, O. (2002): A New Approach to Risk Evaluation and Management: Risk-Based, Precaution-Based, and Discourse-Based Strategies. In: Risk Analysis, vol. 22, no. 5, p. 1071-1094.
- Klinski, S.; Longo, F. (2007): Kommunale Strategien für den Ausbau erneuerbarer Energien im Rahmen des öffentlichen Baurechts. In: Zeitschrift für Neues Energierecht, Jg. 11, H. 1, S. 42-47.
- KLIWA - Kooperationsvorhaben Klimaveränderung und Wasserwirtschaft der Länder Baden-Württemberg und Bayern (2006): Unser Klima verändert sich. Folgen – Ausmaß – Strategien. Karlsruhe.
- Knieling, J. (2003): Kooperative Regionalplanung und Regional Governance: Praxisbeispiele, Theoriebezüge und Perspektiven. In: Informationen zur Raumentwicklung, H. 8/9, S. 463-478.
- Knieling, J. (2009a): Climate Change Governance in Metropolregionen: Welche Steuerungsformen können zur Umsetzung der Klimaschutzziele auf regionaler Ebene beitragen? In: Ringel, J. (Hg.), Anderes Klima. Andere Räume! Zum Umgang mit Erscheinungsformen des veränderten Klimas im Raum, Schriften des Instituts für Stadtentwicklung und Bauwirtschaft (ISB) der Universität Leipzig, Leipzig (im Erscheinen).
- Knieling, J. (Hg.) (2009b): Metropolregionen. Innovation, Wettbewerb, Handlungsfähigkeit, Forschungs- und Sitzungsberichte der ARL, Bd. 231, Hannover.
- Knieling, J.; Schaerffer, M.; Tressl, S. (2009): Klimawandel und Raumplanung – Flächen- und Katastrophenmanagement überschwemmungsgefährdeter Gebiete. Beispiel Hamburger Elbinsel, EUCC Coastline Report, Rostock (im Erscheinen).
- Koch, H.-J. (2004): Der städtebauliche Grund (§ 9 Abs. 1 Baugesetzbuch) als Schranke planerischer Gestaltungsfreiheit. Die Verwaltung, Jg. 37, S. 537-555.

- Koch, H.-J.; Hendler, R. (2004): Raumordnungs- und Landesplanungsrecht. Boorberg Verlag. Hamburg/ Trier.
- Kommission der Europäischen Gemeinschaften (Hg.) (2007): Grünbuch Anpassung an den Klimawandel in Europa – Optionen für Maßnahmen der EU. 29.6.2007. Brüssel.
- Kooiman, J. (2003): *Governing as Governance*. Sage Publications Ltd. London.
- Korn, N.; Jessel, B.; Hasch, B.; Mühlinghaus, R. (2006): Flussauen und Wasserrahmenrichtlinie. Bedeutung der Flussauen für die Umsetzung der europäischen Wasserrahmenrichtlinie – Handlungsempfehlungen für Naturschutz und Wasserwirtschaft. Bundesamt für Naturschutz (Hg.). Bonn/ Bad Godesberg.
- Kropp, J. (2008): Klimawandel: Verwundbarkeit, Bewältigung von Folgen und Anpassung. In: BMVBS/ BBR (Hg.): Raumentwicklungsstrategien zum Klimawandel. Dokumentation der Fachtagung am 30. Oktober 10.2007 im Umweltforum Berlin. Berlin/ Bonn (BBR-Online-Publikation), S. 11–13. Online unter: http://www.bbsr.bund.de/cln_016/nn_23582/BBSR/DE/Veroeffentlichungen/BBSROnline/2008/DL__ON112008,templateId=raw,property=publicationFile.pdf/DL__ON112008.pdf (25.09.2009)
- Kropp, J.; Daschkeit, A. (2008): Anpassung und Planungshandeln im Licht des Klimawandels. In: Informationen zur Raumentwicklung, H. 6/7, S. 353–361.
- Krysanova, V.; Hattermann, F.; Habeck, A. (2005): Expected changes in water resources availability and water quality with respect to climate change in the Elbe River basin (Germany). In: Nord. Hydrol., vol. 36, no. 4-5, p. 321-333.
- Kundzewicz, Z.W.; Mata, L.J.; Arnell, N.W.; Döll, P.; Kabat, P.; Jiménez, B.; Miller, K.A.; Oki, T.; Sen, Z.; Shiklomanov, I.A. (2007): Freshwater resources and their management. In: Parry, M.L.; Canziani, O.F.; JPalutikof, J.P.; Linden P.J. van der; Hanson, C.E. (ed.) (2007): *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability*. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. Cambridge, p. 173-210.
- Langmead, O.; McQuatters-Gollop, A.; Mee, L.D. (2007) *European lifestyles and marine ecosystems: exploring challenges for managing Europe's seas*. University of Plymouth Marine Institute. Plymouth.
- LAWA - Bund/Länder-Arbeitsgemeinschaft Wasser (2003): *Instrumente und Handlungsempfehlungen zur Umsetzung der Leitlinien für einen zukunftsweisenden Hochwasserschutz*. Im Auftrag der Umweltministerkonferenz. Düsseldorf.
- LAWA (2007): *Leitlinien für ein nachhaltiges Niedrigwassermanagement*. Bund/Länder-Arbeitsgemeinschaft Wasser, Mainz.
- Lehmkuhl, M. (2008): Weder Zufall noch Erfolg: Vorschläge zur Deutung der aktuellen Klimadebatte. In: GAIA, Jg. 17, H. 1, S. 9–11.
- Löfstedt, R. (2005): *Risk management in post-trust societies*. Earthscan. London.
- Ludwig, J.; Mandel, K.; Schwieger, C.; Terizakis, G. (Hg.) (2009): *Metropolregionen in Deutschland, 11 Beispiele für Regional Governance*, 2. überarb. Auflage, Nomos, Baden-Baden.
- Lyth, A. (2006): Climate proofing Australian urban planning: Working towards successful adaptation. In: *AustralianPlanner*, vol. 43, no. 2, p. 12–15.
- Markau, H. (2003): Risikobetrachtung von Naturgefahren. Analyse, Bewertung und Management des Risikos von Naturgefahren am Beispiel der sturmgefährdeten Küstenniederungen Schleswig-Holsteins. Berichte des Forschungs- und Technologiezentrums Westküste, Bd. 31. Büsum.
- Mayer, K.; Overbeck, G. (2009): Raumplanerische Anpassung an den Klimawandel im Spiegel aktueller Projekte. In: *Raumforschung und Raumordnung*, Jg. 67, H. 2, S. 182–192.

- Mayntz, R. (2004a): Governance im modernen Staat. In: Benz, A. (Hg.): Governance - Regieren in komplexen Regelsystemen. 1. Aufl. VS, Verl. für Sozialwiss. Wiesbaden, S. 65–76.
- Mayntz, R. (2004b): Governance Theory als fortentwickelte Steuerungstheorie? MPIfG Working Paper (04/1). Köln.
- Mayntz, R. (2006): Governance Theory als fortentwickelte Steuerungstheorie. In: Schuppert, G. F. (Hg.): Governance-Forschung. Vergewisserung über Stand und Entwicklungslinien. 2. Aufl. Baden-Baden: Nomos, S. 11–20.
- McFadden, L. (2007): Governing Coastal Spaces: The Case of Disappearing Science in Integrated Coastal Zone Management. In: Coastal Management, vol. 35, no. 4, p. 429-443.
- McKenna, J.; Cooper, A. (2006): Sacred cows in coastal management: the need for a ‘cheap and transitory’ model. In: Area, vol. 38, no. 4, p. 421-431.
- McKenna, J.; Cooper, A.; O’Hagan, A.M. (2008): Managing by principle: A critical analysis of the European principles of Integrated Coastal Zone Management (ICZM). In: Marine Policy, vol. 32, no. 6, p. 941-955.
- Mee L.D.; Jefferson, R.L.; Laffoley, D.; Elliott, M. (2008): How good is good? Human values and Europe’s proposed Marine Strategy Directive. In: Marine Pollution Bulletin, vol. 56, no. 2, p. 187-204.
- Mee, L.D. (2005): Assessment and monitoring requirements for the adaptive management of Europe’s regional seas. In: Vermaat, J.; Bouwers, L.; Turner, K.; Salomons, W. (ed.): Managing European Coasts - Past, Present and Future. Springer. Berlin, Heidelberg, p. 227-237.
- MKRO (2008): Beschluss der 35. Ministerkonferenz für Raumordnung am 29. April 2008: Räumliche Konsequenzen des Klimawandels. Online unter: http://www.bmvbs.de/Anlage/original_1048080/Beschluss-zu-den-raeumlichen-Konsequenzen-des-Klimawandels-29.-April-2008.pdf (25.09.2009)
- Moss, T. (2003a): Raumwissenschaftliche Perspektiverweiterung zur Umsetzung der EU-Wasserrahmenrichtlinie. In: ders. (Hg.): Das Flussgebiet als Handlungsraum. Institutionenwandel durch die EU-Wasserrahmenrichtlinie aus raumwissenschaftlichen Perspektiven. Lit. Münster, S. 21-43.
- Moss, T. (2003b): Solving Problems of ‘Fit’ at the Expense of Problems of ‘Interplay’? The Spatial Reorganisation of Water Management following the EU Water Framework Directive. In: Breit, H.; Engels, A.; Moss, T.; Troja, M. (eds.): How Institutions Change. Perspectives on Social Learning in Global and Local Environmental Contexts. Leske + Budrich. Opladen, S. 85-121.
- Moss, T. (Hg.) (2003): Das Flussgebiet als Handlungsraum: Institutionenwandel durch die EU-Wasserrahmenrichtlinie aus raumwissenschaftlichen Perspektiven. Lit. Münster.
- Moss, T.; Monstadt, J. (ed.) (2008): Restoring Floodplains in Europe. Policy Contexts and Project Experiences. IWA Publishing. London.
- Müller, B. (2004): Neue Planungsformen im Prozess einer nachhaltigen Raumentwicklung unter veränderten Rahmenbedingungen – Plädoyer für eine anreizorientierte Mehrebenensteuerung. In: Müller, B., Löb, S., Zimmermann, K. (Hg.): Steuerung und Planung im Wandel. VS Verlag für Sozialwissenschaften. Wiesbaden, S. 161-176.
- Newig, J. (2005): Die Öffentlichkeitsbeteiligung nach der EG-Wasserrahmenrichtlinie. Hintergründe, Anforderungen und die Umsetzung in Deutschland. In: Zeitschrift für Umweltpolitik und Umweltrecht. Jg. 28, H. 4, S. 469-512.
- Newson, M. (1997): Land, Water and Development. Sustainable management of river basin systems. Routledge. London/ New York.

- Niere, U. (2008): Zur Einheitlichkeit der Abwägung im Stadtstaat. NordÖR. Hamburg, S. 153-157
- NMUK - Niedersächsisches Ministerium für Umwelt und Klimaschutz (2008): Klimawandel - Herausforderung für Staat und Gesellschaft. Hannover.
- Overbeck, G.; Hartz, A.; Fleischhauer, M. (2008): Ein 10-Punkte-Plan "Klimaanpassung". Raumentwicklungsstrategien zum Klimawandel im Überblick. In: Informationen zur Raumentwicklung, H. 6/7, S. 363–380.
- Overbeck, G.; Hartz, A.; Fleischhauer, M. (2008): Ein 10-Punkte-Plan "Klimaanpassung". Raumentwicklungsstrategien zum Klimawandel im Überblick. In: Informationen zur Raumentwicklung, H. 6/7, S. 363-380.
- Overbeck, G.; Sommerfeldt, P.; Köhler, S.; Birkmann, J. (2009): Klimawandel und Regionalplanung. Ergebnisse einer Umfrage des ARL-Arbeitskreises „Klimawandel und Raumplanung“. In: Raumforschung und Raumordnung, Jg. 67, H. 2, S. 193-203.
- Peters, H. P.; Heinrichs, H. (2005): Öffentliche Kommunikation über Klimawandel und Sturmflutrisiken. Bedeutungskonstruktion durch Experten, Journalisten und Bürger. Schriften des Forschungszentrums Jülich, Bd. 58. Jülich.
- Pielke, R. A. Jr. (1998): Rethinking the role of adaptation in climate policy. In: Global Environmental Change, vol. 8, no. 2, p. 159–170.
- Possekel, A.; Ratter, B.M.W. (2005): Partizipation beim grenzüberschreitenden Umweltschutz - oder: Was denken die Bürger vom Wattenmeer? In: Glaeser, B. (Hg.): Küste, Ökologie, Mensch: Integriertes Küstenmanagement als Instrument nachhaltiger Entwicklung. (Edition Humanökologie Band 2) Oekom. München, S. 99-116.
- Ratter, B.M.W. (2002): Bevölkerungsbeteiligung und Umweltschutz im Wattenmeer – Herausforderungen an ein Integriertes Küstenzonenmanagement. In: Geographische Rundschau, Jg. 54, H. 12, S. 16-21.
- Ratter, B.M.W. (2008): Forschung zur Sozioökonomie des Küstenraums in Zeiten des Klimawandels (Mitteilungen der Helmholtz-Gemeinschaft) In: GAIA, Jg. 17, H. 3, S. 315-317.
- Ratter, B.M.W.; Lange, M.; Sobiech, C. (2009): Heimat, Umwelt, Risiko an der deutschen Nordseeküste – Die Küstenregion aus Sicht der Bevölkerung. GKSS-Bericht, Bd. 10, Helmholtz-Forschungszentrum GKSS, Geesthacht.
- REK (2008): Metropolregion Hamburg. Regionales Entwicklungskonzept - REK 2000. Gemeinsame Landesplanung Hamburg/ Niedersachsen/ Schleswig-Holstein (Hg.). Hamburg/ Hannover/ Kiel.
- Renn, O. (2008): Risk governance. Coping with uncertainty in a complex world. Earthscan (Earthscan Risk in society series). London.
- Reusswig, F. A. (2008): Strukturwandel des Klimadiskurses - Ein soziologischer Deutungsvorschlag. In: GAIA, Jg. 17, H. 3, S. 274–279.
- Ritter, E.-H. (2007): Klimawandel - eine Herausforderung für die Raumplanung. In: Raumforschung und Raumordnung, Jg. 65, H. 6, S. 531–538.
- Roeckner, E.; Jacob, D. (2008): Der Klimawandel ist voll im Gange: Ein Überblick. In: Lozán, J. L.; Graßl, H.; Jendritzky, G.; Karbe, L.; Reise, K. (Hg.): Warnsignal Klima: Gesundheitsrisiken. Gefahren für Menschen, Tiere und Pflanzen. Wissenschaftliche Fakten. Wissenschaftliche Auswertungen. Hamburg, S. 19-34.
- Rumm, P.; Keitz, S. von; Schmalholz, M. (Hg.) (2006): Handbuch der EU-Wasserrahmenrichtlinie. Inhalte, Neuerungen und Anregungen für die nationale Umsetzung. Erich Schmidt Verlag. Berlin.

- Rutherford, R.J.; Herbert, G.J.; Coffen-Smout, S. (2005): Integrated ocean management and the collaborative planning process: the Eastern Scotian Shelf Integrated Management (ESSIM) Initiative. In: *Marine Policy*, vol. 29, no. 1, p. 75-83.
- Schaerffer, M. (2008): Die Potenziale der Flussgebietsplanung für den Umgang mit den Folgen des Klimawandels – Bürgerschaftliches Engagement im Hochwasserschutz. In: Klee, A.; Knieling, J.; Scholich, D.; Weiland, U. (Hg.): *Städte und Regionen im Klimawandel*. E-paper der ARL, Nr.5, S. 25-43.
- Schanze, J. (2002): Nach der Elbeflut 2002: Die gesellschaftliche Risikovorsorge bedarf einer transdisziplinären Hochwasserforschung. In: *GAIA*, H.11, S. 247-254.
- Schanze, J. (2006): Flood Risk Management – A Basic Framework. In: Schanze, J.; Zeeman, E.; Marsalek, J. (ed.): *Flood Risk Management: Hazards, Vulnerability and Mitigation Measures*. Springer Netherlands. Dordrecht, p. 1-20.
- Schirmer, H. (2005): Die Berücksichtigung von Klima und Lufthygiene in räumlichen Planungen. In: *Raumforschung und Raumordnung*, H. 2, S. 154–158.
- Schlichter, O.; Stich, R.; Driehaus, H.-J.; Paetow, S. (Hg.) (2008): *Berliner Kommentar zum BauGB*, Stand: 10. Heymann. Köln.
- Schlipf, S.; Herlitzius, L.; Frommer, B. (2008): Regionale Steuerungspotenziale zur Anpassung an den Klimawandel. Möglichkeiten und Grenzen formeller und informeller Planung. In: *RaumPlanung*, H. 137, S. 77-82.
- Schmitz, G. (2005): Regionalplanung. In: ARL (Hg.): *Handwörterbuch der Raumordnung*. Hannover, S. 963-973.
- Schuchardt, B., Bildstein, T.; Lange, H.; Lange, J.; Lee, C.; Pestke, S.; Osthorst, W.; Schirmer, M.; Wille, D.; Winter, G. (2004) : Retrospektive Analyse größerer Planverfahren in der Küstenzone unter der Perspektive „IKZM-Tauglichkeit“. *EUCC Coastline Reports*, Bd. 3, Rostock.
- Schuchardt, B.; Schirmer, M. (Hg.) (2005): *Klimawandel und Küste. Die Zukunft der Unterweserregion*. Springer. Berlin.
- Schultze, R.-O. (2005): Governance. In: Nohlen, D.; Schultze, R.-O. (Hg.): *Lexikon der Politikwissenschaft*. Orig.-Ausg., 3, aktualisierte und erw. Aufl., C.H.Beck. München, S. 323-324.
- Schuppert, G. F. (2008): Governance - auf der Suche nach Konturen eines "anerkannt uneindeutigen Begriffs". In: Schuppert, G. F.; Zürn, M. (Hg.): *Governance in einer sich wandelnden Welt*. 1. Aufl. VS, Verl. für Sozialwiss (Politische Vierteljahresschrift: PVS, Sonderheft 41). Wiesbaden, S. 13-40.
- Selle, Klaus (1994): Was ist bloß mit der Planung los? Erkundungen auf dem Weg zum kooperativen Handeln. Ein Werkbuch. *Dortmunder Beiträge zur Raumplanung* 69. Dortmund.
- Shipman, B.; Stojanovic, T. (2007): Facts, Fictions, and Failures of Integrated Coastal Zone Management in Europe. In: *Coastal Management*, vol. 35, no. 2/3, p. 375-398.
- Smeddinck, U. (2006): Klima, Risiko, Hochwasserschutz und integriertes Küstenzonenmanagement. In: *Umwelt- und Planungsrecht*, Jg. 26, H. 5, S. 174-183.
- Smit, B.; Burton, I.; Klein, R. J. T.; Wandel, J. (2000): An Anatomy of Adaptation to Climate Change and Variability. In: *Climatic Change*, vol. 45, no. 1, p. 223-251.
- Smit, B.; Klein, R. J. T.; Huq, S. (ed.) (2003): *Climate Change, Adaptive Capacity and Development*. Imperial College Press. London.

- Sorensen, J. (1997): National and international efforts at integrated coastal management: Definitions, achievements and lessons. In: *Ocean and Coastal Management*, vol. 25, no. 1, S. 3-41.
- Spannowsky, W.; Uechtritz, M. (2008): Beck'scher Online Kommentar - Öffentliches Baurecht, Edition 4, Stand: 01.09.2008. C.H. Beck. München.
- Stehr, N.; Storch, H. von (1995): The social construct of climate and climate change. In: *Climate Research*, vol. 5, p. 99-105.
- Stehr, N.; Storch, H. von (2008): Vorsorge und Mäßigung oder von der Illusion der Differenz: Eine Replik auf Hannsvolker Ziegler. In: *GAIA*, Jg. 17, H.3; S. 270-273.
- Stern, Nikolas (2007): *The Economics of Climate Change: The Stern Review*. Cambridge University Press. Cambridge.
- Sterr, H.; Markau, H.J.; Daschkeit, A.; Reese, S.; Kaiser, G. (2008): Risikomanagement im Küstenschutz in Norddeutschland. In: Felgentreff, C.; Glade, T. (Hg.): *Naturrisiken und Sozialkatastrophen*. Spektrum Akademischer Verlag. Heidelberg, S. 337-352.
- Stock, M.; Kropp, J. P.; Walkenhorst, O. (2009): Risiken, Vulnerabilität und Anpassungserfordernisse für klimaverletzliche Regionen. In: *Raumforschung und Raumordnung*, Jg. 67, H. 2, S. 97-113.
- Storbjörk, S. (2007): Governing climate adaptation in the local arena: challenges of risk management and planning in Sweden. In: *Local Environment*, vol. 12, no. 5, p. 457-469.
- Storch, H. von (2007): Klimaszenarien. In: Gebhardt, Hans; Glaser, Rüdiger; Radtke, Ulrich; Reuber, Paul (Hg.): *Geographie. Physische Geographie und Humangeographie*. 1. Aufl. Elsevier Spektrum Akad. Verl. (Geographie). Heidelberg, S. 252-257.
- Storch, H. von; Gönnert, G.; Meine, M. (2008): Storm surges – an option for Hamburg, Germany, to mitigate expected future aggravation of risk. In: *Environmental Sciences & Policy*, vol. 11, no. 8, p. 735-742.
- Storch, H. von; Woth, K. (2008): Storm surges, perspectives and options. In: *Sustainability Science*, vol 3., no. 1, p. 33-43.
- Suarez de Vivero, J.L. (2007): The European vision for oceans and seas – social and political dimensions of the Green Paper on Maritime Policy for the EU. In: *Marine Policy*, vol. 31, no. 4, p. 409-414.
- UBA (2005): *Klimawandel in Deutschland. Vulnerabilität und Anpassungsstrategien klimaintensiver Systeme*. Umweltbundesamt. Online unter: <http://www.umweltdaten.de/publikationen/fpdf-l/2947.pdf> (25.09.2009)
- UNDP - United Nations Development Programme (ed.) (2004): *Reducing disaster risk. A challenge for development*. Bureau for Crisis Prevention and Recovery. Geneva.
- Volz, K.-R.; Winkel, G.; Rhodius, R.; Furmanek, R.; Schraml, U. (2009): *Koordination im Mehrebenensystem der deutschen Hochwasserschutzpolitik am Rhein. Eine akteurszentrierte Analyse umweltpolitischer Steuerungsprobleme bei der Wiedereinrichtung von Retentionsräumen* (unveröffentlichtes Manuskript).
- Wadden Sea Forum (2005): *Final Report: Breaking the Ice*. Online unter: <http://www.waddensea-forum.org/archive/ReportsArchive/RapportEngdef.pdf> (25.09.2009)
- WBGU - Wissenschaftlicher Beirat der Bundesregierung Globale Umweltveränderungen (2006): *Die Zukunft der Meere – zu warm, zu hoch, zu sauer*. Sondergutachten. Berlin.
- Wechsung, F.; Becker, A.; Gräfe, P. (Hg.) (2005): *Auswirkungen des globalen Wandels auf Wasser, Umwelt und Gesellschaft im Elbegebiet*. Weissensee-Verlag. Berlin.

- Willows, R.; Connell, R. (ed.) (2003): Climate Adaptation: Risk, Uncertainty and decision-making. UKCIP Technical Report. Oxford.
- Wilson, E. (2006a): Adapting to Climate Change at the Local Level: The Spatial Planning Response. In: Local Environment, vol. 11, no. 6, p. 609-625.
- Wilson, E. (2006b): Comment: Response to Planning Theory and Practice 2006, 7(2), Interface: Is the Issue of Climate Change too Big for Spatial Planning. In: Planning theory & practice, vol. 7, no. 2, p. 125-127.
- World Bank (2008): The Global Monitoring Report 2008. Washington.
- Worldwatch Institute (2007): Vital Signs 2007-2008. The Trends That Are Shaping Our Future. New York.
- Young, O.R. (2002): The Institutional Dimensions of Environmental Change: Fit, Interplay, and Scale. Cambridge Mass./ London.
- Zebisch, M.; Grothmann, T.; Schröter, D.; Haße, C.; Fritsch, U.; Cramer, W. (2005): Klimawandel in Deutschland. Vulnerabilität und Anpassungsstrategien klimasensitiver Systeme. Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung (im Auftrag des Umweltbundesamtes) (Hg.). Dessau.
- Ziegler, H. (2008): Adaptation versus mitigation. Zur Begriffspolitik in der Klimadebatte. In: GAIA, Jg.17, H. 1, S. 19-24.

11 Technische und organisatorische Anpassungspotenziale (Nicole von Lieberman)

11.1 Technische Potenziale zur Anpassung an den Klimawandel

11.1.1 Technische Potenziale in drei Ländern

Der Wandel des Klimas führt in der Konsequenz zu einem veränderten Seegangsklima und veränderten Tidewasserständen (Weisse und von Storch, 2009). Diese beiden Größen und resultierende Strömungsgeschwindigkeiten sind maßgeblich für die Bemessung von Bauwerken und Anlagen zum Schutz gegen Hochwasser und Sturmfluten und dem Sedimentmanagement, die im Wesentlichen als Küstenschutzanlagen bezeichnet werden. Daher ist eine Überprüfung solcher Bauwerke und Anlagen des Küstenschutzes und gegebenenfalls die Entwicklung alternativer Lösungen im Hinblick auf den Klimawandel unerlässlich.

Da der Ausbau und die Unterhaltung von Gewässern sowie der Hochwasser- und Küstenschutz im Rahmen des Wasserhaushaltsgesetzes in die Zuständigkeit der Bundesländer respektive Küstenländer fallen, haben die drei Küstenländer Hamburg, Niedersachsen und Schleswig-Holstein unterschiedliche General- und Fachpläne aufgelegt: seit 2007 regelt ein gemeinsamer Generalplan den Küstenschutz für Niedersachsen und das Land Bremen, in Schleswig-Holstein sind die Küstenschutzanstrengungen im „Generalplan Küstenschutz“ aus dem Jahre 2001 niedergelegt und in der Freien und Hansestadt Hamburg ist der Hochwasser- und Küstenschutz im Fachplan „Hochwasserschutz in Hamburg“ der Behörde für Bau und Verkehr von 2002 geregelt. So erklären sich unterschiedliche Entwicklungen und Ausprägungen des Küstenschutzes. Nachfolgend werden diese, soweit möglich einheitlich dargestellt, doch – wo erforderlich – getrennt für offene Küsten (in Niedersachsen und Schleswig-Holstein), Ästuar und Stadtgebiet wiedergegeben.

11.1.2 Küstenschutz in der Metropolregion

10.1.2.1 Entwicklung von Schutzstrategien

Im Küstenschutz können prinzipiell vier Schutzstrategien unterschieden werden: Rückzug, Anpassung, Verteidigung und Vordringen (Probst, 1994). Die Besiedlung des Küstengebietes an der Nordsee begann vor mehr als 2.000 Jahren, als Bewohner der höher gelegenen Gebiete sich hier niederließen. Auf die stetig wachsende Bedrohung durch Sturmfluten reagierten die Bewohner der Küstenregionen mit unterschiedlichen Strategien. In einer Phase eines rascheren Vordringens des Meeres erfolgte zunächst ein Rückzug aus den überfluteten Gebieten in höher gelegene Flächen. Etwa zu Beginn unserer Zeitrechnung wurde im Sinne einer Anpassung mit dem Bau von Warften (Wurten) begonnen, wobei zunächst nur einzelne Häuser auf den künstlich geschaffenen Erhebungen errichtet wurden, wenig später auch kleine Ringdeiche zum Schutz der Siedlungen. In einer Periode eines steigenden Meeresspiegels fiel der Beginn des Deichbaus an der deutschen Nordseeküste. So entstand um 1.000 n. Chr. die Strategie der Verteidigung. Die ersten Deiche waren einfache und niedrige Erdwälle, die aus Marschboden entstanden und mit Rasensoden abgedeckt wurden. Bereits im 12./13. Jahrhundert ergab sich so ein geschlossener Deichzug entlang der Nordseeküste. Sehr schwere Sturmfluten (z. B. Erste Marcellusflut, Luciaflut, Zweite Marcellusflut) führten immer wieder zu Rückschlägen im Deichbau, woraufhin die Deiche stetig instand gesetzt, erhöht und verstärkt wurden. Aus den gewonnenen Erfahrungen entstand das Konzept, dem Deich eine ausreichende Höhe und einen ausreichend breiten Querschnitt gegen die im Laufe der Jahrhunderte steigenden Sturmflutwasserstände zu geben. Dabei wurde der neue Deich jeweils nur um ein geringes Maß höher als der vorher aufgetretene höchste Wasserstand errichtet. Es wurde also jeweils auf einen Wasserspiegelanstieg reagiert, eine heute übliche Berücksichtigung zu erwartender zukünftiger

Entwicklungen erfolgte nicht. Nach der ersten „großen Mandränke“ (Zweite Marcellusflut) im Jahre 1362, in der das Meer große Landgebiete verschlang, wurde den Deichen neben ihrer Schutzfunktion ein bedeutender Stellenwert für die Landgewinnung zugewiesen. Mit Hilfe von Eindeichungen wurden verlorene Gebiete im Sinne des Vordringens wieder zurückgewonnen und zur landwirtschaftlichen Nutzung herangezogen. Zahlreiche Neueindeichungen konnten bereits im 16. Jahrhundert die großen Landverluste teilweise ausgleichen. In der jüngeren Vergangenheit hat sich die Landwirtschaftspolitik einschneidend geändert. Mit der neuen Zielsetzung war es nicht mehr erforderlich, neue landwirtschaftliche Nutzflächen – zum Beispiel durch Neueindeichungen – zu erschließen. Somit wird heute wieder im Wesentlichen die Strategie der Verteidigung umgesetzt (von Lieberman, 1999).

10.1.2.2 Küstenschutz in Hamburg

Die Freie und Hansestadt Hamburg liegt rd. 100 km von der Nordseeküste entfernt, ist aber durch ihre Lage am Ästuar Elbe einer Gefährdung durch Sturmfluten ausgesetzt. Seit Jahrhunderten stellt der tideoffene Hafen, der auch für die große Seeschifffahrt jederzeit erreichbar sein muss, den wichtigsten Wirtschaftsfaktor dar. Die Nutzung der tief liegenden Marschgebiete setzt seit Stadtgründung Hochwasserschutzmaßnahmen wie das Aufwerfen von Warften, den Bau von Deichen und Schutzwänden sowie das Treffen von Vorkehrungen zur Schadensminimierung bei Eintritt von extremen Sturmfluten voraus. Hamburg schützt sich heute mit einer rd. 103 km langen öffentlichen Hauptdeichlinie vor Sturmfluten. Diese Linie besteht auf einer Länge von 78 km aus Erddeichen und 25 km aus Hochwasserschutzwänden. In die Linie integriert sind 6 Sperrwerke, 6 Schleusen,

27 Deichsiele und 38 Tore (Gatts). Daneben sind vor allem im Hafengebiet private Polder zum Schutz von Betrieben, Anlagen und Gütern entstanden. Dieser staatlich geförderte private Hochwasserschutz wurde nach der Sturmflut von 1976 installiert, bei der große Teile des Hafengebietes von dem mit NN +6,45 m bis heute höchsten Sturmflutscheitelwasserstand überflutet wurden (Aschenberg und Kroker, 1992). Die heute 48 privat organisierten Hafenspolder verteidigen eine 109 km lange Hochwasserschutzlinie mit 3 Sperrwerken sowie rd. 840 Toren. Durch diese Anlagen ist eine Fläche von 2.300 ha bzw. rd. 70% des Hafengebietes mit einer einheitlichen Höhe von NN +7,50 m vor Sturmfluten geschützt. Neben den Hafenspoldern gibt es am Nordufer der Elbe kleinere Polder mit Wohn- und Büronutzung, die von den Eigentümern gebaut, unterhalten und verteidigt werden (Freie und Hansestadt Hamburg, 2008).

Durch die Anlage von Sperrwerken an den Nebenflüssen der Elbe wurde die ursprüngliche Deichlinie entlang der Unterelbe verkürzt, parallel dazu wurden Fahrrinnenanpassungen vorgenommen. Infolge dessen kann die Tide heute – unabhängig von möglichen klimatischen Einflüssen – schneller und ungebremster stromauf laufen und führt im Vergleich zu deutlich erhöhten Sturmfluten in Hamburg (von Storch et al., 2008, Freitag et al., 2007).

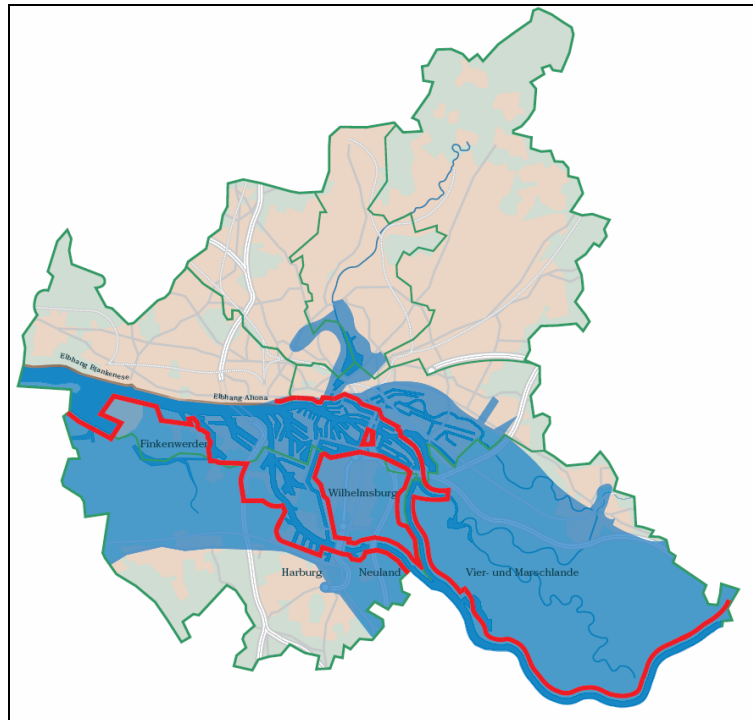


Abb. 1: Darstellung der überflutungsgefährdeten Bereiche (blau) und der Hauptdeichlinien (rot) im Stadtgebiet von Hamburg (Freie und Hansestadt Hamburg, 2008)

An der Unterelbe existierten in den Elbanrainerländern lange Zeit unterschiedliche Bemessungsansätze für den Hochwasserschutz. Auch in Hamburg sind über die Jahrhunderte immer wieder durch Hochwasserereignisse ausgelöste, meist örtlich begrenzte Deichbauten und Anpassungen erfolgt. Bis zur Sturmflutkatastrophe von 1962 war die Sturmflut vom 3./4. Februar 1825 die schwerste und höchste im Elbegebiet mit einer Höhe von NN +5,24 m am Pegel St. Pauli. Erstmals wurde in der Folge dieser Sturmflut eine Höhe von NN +5,70 m für die Hamburger Hochwasserschutzanlagen festgesetzt. Diese Höhe erwies sich erst 1962 als nicht mehr ausreichend. Im Bauprogramm nach 1962 sind die Anlagen deshalb auf eine weitgehend einheitliche Höhe von NN +7,20 m erhöht bzw. neu gebaut worden. Zwischen den Ländern Schleswig-Holstein, Niedersachsen und Hamburg besteht Einvernehmen, dass es auch in der Zukunft ein gemeinsam getragenes Bemessungskonzept für die Hochwasserschutzanlagen im Bereich der Unterelbe geben muss (Freie und Hansestadt Hamburg, 1995).

Die im Jahr 2007 abgeschlossene Überprüfung des bisherigen Bemessungsverfahrens hat gezeigt, dass die statistischen Grundlagen der 1986 festgesetzten Bemessungswasserstände nach wie vor gültig sind und das Verfahren die physikalischen Verhältnisse angemessen wiedergibt. Es ist jedoch deutlich geworden, dass das Verfahren insgesamt weiterentwickelt werden muss, da einige Aspekte nur unzureichend abgebildet werden. Insbesondere fehlt ein prognostischer Anteil für die zu erwartenden Änderungen durch den Klimawandel und die Berücksichtigung unterschiedlicher Schutzbedarfe an der Tideelbe. Darüber hinaus hat sich die Bemessungspraxis für Hochwasserschutzanlagen in den drei Ländern unterschiedlich entwickelt. Für die Metropole erscheint es unerlässlich Risikoaspekte in die Bemessung einzubeziehen und das angestrebte Sicherheitsniveau neu zu diskutieren (Arbeitsgruppe der Länder 1988 und 1998).

11.1.3 Technische Anpassungspotenziale

10.1.3.1 Hochwasser- und Sturmflutschutz

Auf die Bedeutung des Klimawandels für das Küsteningenieurwesen weist Dieckmann allgemein im Jahrbuch der Hafenbautechnischen Gesellschaft 2004 hin. Im gleichen Band wird von Mai et al. (2004) die Möglichkeit der risikobasierten Bemessung mit Bezug auf den Klimawandel propagiert und auch Probst und Hofstede (2004) und Kunz (2004) stellen mit impliziten Hinweis auf das Klima denkbare neue Küstenschutzstrategien vor. Für die Stadt Hamburg vertritt Haake (2004) die Ansicht, dass Hamburg auch bei Zugrundelegung ungünstiger Klimaprognosen einen für Jahrzehnte ausreichenden Sturmflutschutz hat, da Hochwasserschutzwände und Sperrwerke so konstruiert wurden, dass eine weitere Erhöhung vergleichsweise unkompliziert möglich sein wird. Die Aussagen werden sinngemäß durch die Untersuchungen von Grossmann et al. (2006) auf der Basis von Sturmflutszenarien für Hamburg für die Jahre 2030 und 2085 verifiziert und gestützt.

Die heute verfolgte Küstenschutzstrategie basiert im Wesentlichen auf den Empfehlungen der 1986 vom Senat der Freien und Hansestadt Hamburg einberufenen „Unabhängigen Kommission Sturmfluten“. Sie hat bereits Vorüberlegungen durchgeführt, wie Hamburg sich langfristig vor Sturmfluten schützen will. Aus Sicht der Freien und Hansestadt Hamburg (2008) erscheint es zweckmäßig einen Sicherheitszuschlag für das im Hamburger Ballungsraum vorhandene erhöhte Schadenspotenzial („Metropolzuschlag“) anzusetzen und „Auswirkung von Klimaänderungen auf die Sturmfluthäufigkeit und die Sturmfluthöhen in die Festsetzungen von Bemessungswasserständen und Sollhöhen einzubeziehen“. Konkret werden die Lösungen des Baus eines Sturmflutsperrwerks westlich von Hamburg sowie die weitere Erhöhung der vorhandenen Hochwasserschutzanlagen, gegebenen Falls in Verbindung mit der Einrichtung von Entlastungspoldern an der Unterelbe diskutiert. Mögliche Standorte für ein Sperrwerk wurden im Bereich Finkenwerder und elbabwärts bei Brokdorf gesehen. Weitere Planungsüberlegungen führten jedoch dazu Sperrwerkslösungen auch langfristig auszuschließen. Ausschlaggebend hierfür war die Tatsache, dass es sich bei einem Sperrwerk um ein „technisch hochkompliziertes und in der erforderlichen Größe bisher beispielloses und unerprobtes Bauwerk“ gehandelt hätte. Neben den absehbar sehr hohen Investitions- und Betriebskosten wurden weiterhin erhebliche nautische Probleme für die Schifffahrt bei Sturmflutwetterlagen und ökologische Folgeschäden befürchtet. Die in Betracht gezogene Schaffung von Entlastungspoldern hatte zum Ziel, einen Ausgleich für die Verluste an Überflutungsraum durch die Baumaßnahmen an der Tideelbe nach 1962 zu schaffen. Insgesamt sind seitdem Fluträume von fast 150 km² durch Vordeichungen, Sperrwerke, Aufhöhungen usw. verloren gegangen. Mit den Ländern Schleswig-Holstein und Niedersachsen ist das Anlegen von Entlastungspoldern an der Unterelbe intensiv diskutiert worden. Die Arbeitsgruppe hat jedoch in ihrem Abschlussbericht festgehalten, dass der hohe technische Aufwand, die sehr hohen Investitions- und Betriebskosten, sowie die erheblichen Eingriffe in die Landschaft durch den begrenzten Nutzen aus damaliger Sicht nicht aufzuwiegen seien. Als einziger Lösungsweg für die Sicherstellung des langfristigen Hamburger Hochwasserschutzes bleibt somit die weitere Verstärkung der vorhandenen Anlagen. Dieser Empfehlung wird bereits im laufenden Bauprogramm Rechnung getragen. So wird beim Neubau von Hochwasserschutzwänden eine weitere Erhöhungsmöglichkeit um bis zu 0,80 m statisch und konstruktiv berücksichtigt. Da insbesondere die Hochwasserschutzwände überwiegend völlig neu gebaut werden müssen – die nach 1962 unter hohem Zeitdruck errichteten Bauwerke weisen häufig keine statischen Reserven auf und können nicht mehr aufgestockt werden – berücksichtigt ein großer Teil der konstruktiven Anlagen bereits diese Ausbaureserve. Als ergänzende Vorsorgemaßnahme für den Katastrophenfall werden bauliche Maßnahmen innerhalb der deichgeschützten Gebiete als sinnvoll erachtet. Denkbar ist insbesondere die Berücksichtigung hoch liegender Versorgungs- und Evakuierungswege in der Bauleit- und Erschließungsplanung. Darüber hinaus fehlt für sturmflutschutzbegründete Bauvorschriften die rechtliche Rechtfertigung, die Umsetzung von Vorsorgemaßnahmen bleibt insofern der privaten Initiative überlassen.

Hamburgs neue Hafencity mit ihrer Lage zwischen den öffentlichen Hochwasserschutzlinien der Innenstadt und der Norderelbe liegt im Überflutungsgebiet der Elbe. Daher sind Teile des Gebietes, die ursprünglich eine Höhe von 4,50 bis 7,20 mNN aufwiesen auf ein hochwassergeschütztes Niveau von mindestens 7,50 mNN angehoben worden. Damit wurde auf das traditionelle Warftenkonzept im Sinne einer Anpassungsstrategie zurückgegriffen.

Die Anlage von Poldern an der Elbe zur Sturmflutentlastung wurde bereits 1983 durch den Lenkungsausschuss für die Sturmflutuntersuchungen in der Elbe diskutiert. Die Sturmflutentlastung wurde anfänglich speziell seitens des Naturschutzes zur Vermeidung weiterer Deicherhöhungen, welche im allgemeinen den Verlust des ökologisch bedeutsamen tidebeeinflussten und durch Salzwiesenvegetation geprägten Deichvorlands mit sich bringen, in die Diskussion eingebracht. Neben der Erhaltung bestehender Vorlandflächen ist auch die Renaturierung bestehender Sommerpolder zu Vorländern mit Salzwiesenvegetation Teil der Forderungen von Naturschützern (WWF, 1995). Während Entlastungspolder zur Regulierung von Hochwassern an nicht-tidebeeinflussten Flüssen, zum Beispiel am Rhein, bereits eingesetzt werden und in Bemessungskonzepte für Flussdeiche beziehungsweise Rückhaltebecken, wie der DIN 19712 beziehungsweise der DIN 19700, Eingang gefunden haben (Weiss, 2001), ist eine Anlage von Entlastungspoldern in größerem Umfang an Tideflüssen bisher nicht erfolgt. Eine Untersuchung der Wirksamkeit von Entlastungspoldern an der Unterelbe in der Hasseldorfer Marsch und im Alten Land zur Verbesserung des Sturmflutschutzes der Stadt Hamburg wurde zu Beginn der 80er durch Berndt et al. (1983) durchgeführt. Weitere Untersuchungen finden sich bei Stückrath und Heidl (1996). Eine Untersuchung zur Anlage von Sturmflutentlastungspoldern in der Unterweser als Anpassung an den Klimawandel findet sich bei von Lieberman et al. (2000). Hier konnte gezeigt werden, dass die Wirkung der Sturmflutentlastungspolder sich auf die Kappung des Tidehochwassers beschränkt. Erst durch die Anlage mehrerer Polder ergibt sich eine maximale und effektive Absenkung des Tidehochwassers. Eine sehr breite Überlaufstrecke mit niedriger Restdeichkrone führt zu maximalen Absenkungen. Durch eine derartige Absenkung des Sturmflutscheitels kann bei einer zukünftig, zum Beispiel als Folge eines beschleunigten Meeresspiegelanstiegs, notwendigen Deicherhöhung eine um mehrere Dezimeter geringere Ausführung erfolgen, welche eine Kostenersparnis ermöglicht. Den Minderkosten für die Erhöhung der bestehenden Deichlinie stehen jedoch i. d. R. Kosten für die Polder umgebende Deiche entgegen.

Unter dem Stichwort „managed retreat“ wird insbesondere seitens des Naturschutzes immer wieder ein Nachdenken über neue Küstenschutzstrategien wie die Rückverlegung von Hauptdeichlinien, die Öffnung von Sommerpoldern oder die Gewinnung neuer Überflutungspolder angeregt (Reise, 2009). Buss veröffentlicht bereits 2001 die Realisierung von vier von neun geplanten Deichrückverlegungen an der Tideelbe als Alternative zur Deichverstärkung und die damit verbundene Wiederherstellung von rd. 37 ha Vorland.

Bei Schuchardt und Schirmer (2008) findet sich eine Zusammenfassung der Ergebnisse aus Forschungsvorhaben, die seit Mitte der neunziger Jahre für das Weserästuar zum Thema Klimawandel durchgeführt wurden. Die Frage, ob die Unterweserregion auf einen Klimawandel hinsichtlich ihrer Küstenschutzanlagen vorbereitet ist, wurde auf der Basis von Risikountersuchungen bewertet. Hierbei wurden die Schäden in ähnlicher Weise wie von Sterr et al. (2004) für die Westküste Schleswig-Holsteins durchgeführt, ermittelt. Die Anwendung dieser probabilistischen Methode, die bislang in Deutschland keine Bemessungsgrundlage darstellt (Ausschuss für Küstenschutzwerke, 2002), auf die Deiche der Unterweser zeigt, dass die aktuellen Deichhöhen, die auf deterministische Weise ermittelt wurden, zu sehr unterschiedlichen Zuverlässigkeiten führen. Im Fall der angenommenen Klimaänderung sind die Deiche daher, je nach zu definierendem Schutzstandard, zu erhöhen bzw. örtlich noch ausreichend hoch (Zimmermann et al., 2004).

Während die aktuell gültigen Generalpläne (z. B. Thorenz, 2008) vergleichsweise festgeschriebene Maßnahmelisten zur Durchführung von Küstenschutzmaßnahmen beinhalten, erhält die Planung von Maßnahmen mit der Einführung des Risikomanagements einen deutlich dynamischeren Charakter, der eine flexiblere Gestaltung des Küstenschutzes im Sinne des Küstenschutzmanagements zulässt (von Lieberman und von Lieberman, 2001). Abbildung 2 greift die von Kunz bereits 1996 skizzierten Ideen

eines integrierten, im Vergleich zum bislang üblichen sektoralen Küstenschutz, der sich auf eine zu schützende Region ohne Berücksichtigung der einzelnen Nutzungen und Wertigkeiten konzentriert.

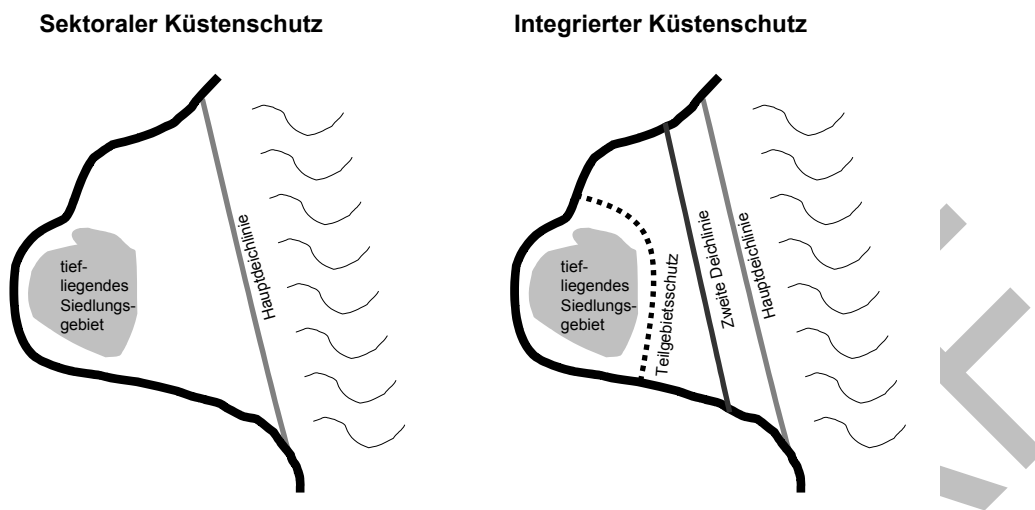


Abb. 2: Sektoraler und integrierter Küstenschutz am Beispiel eines durch Deiche geschützten tiefliegenden Siedlungsgebiets (in Anlehnung an: Kunz, 1996)

Im Vorhaben KRIM wurden Änderungen des Sturmflutrisikos bei Klimaänderung u. a. auch für die im Untersuchungsgebiet gelegene Wurster Küste durchgeführt (Mai et al., 2004). Es konnte gezeigt werden, dass die Anlage einer zweiten Deichlinie als technische Anpassungsmaßnahme einen nennenswerten Reduzierung des Schadens bewirken kann.

Schuchardt und Schirmer (2008) folgern, dass die Ergebnisse der Studien für die Unterweserregion insgesamt plausibel gemacht haben, dass die Folgen eines Klimawandels für die Unterweserregion „aufgrund der hohen Adaptionkapazität bewältigbar sein werden. Auch bezüglich der erforderlichen Anpassungsmaßnahmen des Küstenschutzes ist die Anpassungskapazität als hoch zu bezeichnen, auch deshalb, weil es für den Küstenschutz eine historisch gewachsene und etablierte Organisationsstruktur gibt und die Akzeptanz ... in der Bevölkerung aufgrund der historischen Erfahrungen ... hoch ist“. Wie bei Schirmer und Schuchardt (2002) beschrieben, sind die für das Weserästuar gewonnenen Ergebnisse grundsätzlich sicherlich auch auf andere Ästuar, wie die Elbe übertragbar.

Tabelle 1 gibt eine Übersicht möglicher Küstenschutzkonzepte für Ästuar und deren Vor- und Nachteile.

Schutzkonzept	Vorteile	Nachteile
<p>Verstärkung auf vorhandener Linie (= Die Abmessungen des bisherigen Küstenschutzelementes (i. a. Deich) werden an die der neuen Bemessung angepasst, indem das bestehende Bauwerk erhöht und damit verbreitert wird.)</p>	<ul style="list-style-type: none"> • Nutzung des vorhandenen Deichkörpers, dadurch Materialersparnis • geringe Inanspruchnahme weiterer Flächen durch die Deichaufstandsfläche • im Vergleich zum Neubau erheblich geringere Herstellungskosten • Anlage von Überlaufstrecken zum gezielten Überlauf während Sturmfluten möglich → Vorteile: Reduzierung des Sturmflutscheitels, Nutzung vorhandener Küstenschutzelemente → Nachteile: Eingeschränkte Wirkung bei Kettentiden, erhöhtes Risiko in den Fluträumen der betroffenen Nebenflüsse 	<ul style="list-style-type: none"> • Tragfähigkeit des Untergrundes ist örtlich begrenzt • bauliche Möglichkeiten sind örtlich begrenzt, da Konflikte mit vorhandenen Nutzungen zu erwarten sind
<p>Zweite Deichlinie (= Wiedernutzung vorhandener zweiter Deichlinien (Schlafdeiche) = gezielte Neuanlage von Deichen, z. B. zum Schutz von Einzelobjekten)</p>	<ul style="list-style-type: none"> • Reduzierung des Schadenpotenzials im Falle eines Deichversagens 	<ul style="list-style-type: none"> • ggf. umfangreiche Eingriffe in Natur und Landschaft • ggf. hoher Kostenaufwand • ungleiche Verteilung des Risikos
<p>Deichrückverlegung (= Entfernung/Schleifung ausgewählter Strecken einer vorhandenen Deichlinie, um diese zu verkürzen = Entfernung/Schleifung ausgewählter Strecken einer vorhandenen Deichlinie, um Überflutungsflächen zur Reduzierung von Sturmflutscheiteln zu schaffen → s. auch „Sturmflutentlastungspolder“)</p>	<ul style="list-style-type: none"> • reduzierte Unterhaltungskosten infolge einer kürzeren Deichstrecke • Rückgewinnung von bzw. Erhalt neuer Vorlandflächen • Absenkung von Sturmflutscheiteln, so dass u. U. eine erforderliche Deicherhöhung entfallen kann 	<ul style="list-style-type: none"> • umfangreiche Eingriffe in Natur und Landschaft • hohe Herstellungskosten • eingeschränkte Wirksamkeit bei Kettentiden
<p>Anlage von Warften (= Errichtung von Bauwerken auf erhöhtem Terrain)</p>	<ul style="list-style-type: none"> • gezielter Objektschutz • ästhetische Gestaltung der Schutzmaßnahme in Verbindung mit dem Bauwerk möglich 	<ul style="list-style-type: none"> • erhöhte Baukosten für das Bauwerk, da i. d. R. Finanzierung/Beteiligung der Schutzmaßnahme durch den privaten Nutzer erforderlich • nur gezielter Objektschutz; Methode i. d. R. nur in Verbindung mit anderen Schutzmethoden geeignet • Methode ist i. d. R. nur bei Neubauten anzuwenden

<p>Großsperrwerke (= Anlage von Sturmflutsperrwerken; i. d. R. im Mündungsbereich der Ästuare)</p>	<ul style="list-style-type: none"> • Verkürzung der Deichlinie → reduzierte Unterhaltungskosten infolge einer kürzeren Deichstrecke • schnelle Verfügbarkeit der Schutzwirkung infolge kurzer Herstellungszeit; z. B. im Vergleich zur Dauer der Herstellung einer Deichlinie 	<ul style="list-style-type: none"> • umfangreiche Eingriffe in Natur und Landschaft • Konflikte hinsichtlich Akzeptanz der Maßnahme zu erwarten
<p>Sturmflutentlastungspolder (= Anlage von Fluträumen entlang des Ästuars, z. B. durch Absenken der vorhandenen Deichlinie und Errichtung von Schöpfwerken zur gezielten Flutung während und Entleerung nach einer Sturmflut)</p>	<ul style="list-style-type: none"> • Absenkung von Sturmflutscheiteln, so dass u. U. eine erforderliche Deicherhöhung entfallen kann • Rückgewinnung von bzw. Erhalt neuer Vorlandflächen 	<ul style="list-style-type: none"> • hohe Herstellungskosten (u. a. für die Herstellung der die Fluträume umgebenden Deiche, so dass das weitere Hinterland nicht überflutet wird) • eingeschränkte Wirksamkeit bei Kettentiden • Konflikte mit vorhandenen Nutzungen sind zu erwarten • ggf. sind Konflikte hinsichtlich Akzeptanz der Maßnahme zu erwarten

Tab. 1: Übersicht möglicher Küstenschutzkonzepte für Ästuare und deren Vor- und Nachteile (von Lieberman, 2004)

Eine Beurteilung, welche Maßnahmen geeignet sind, muss sicherlich auch auf monetärer Ebene erfolgen. Hinweise dazu sind beispielsweise für die Unterweser in Zimmermann et al. (2004) zu finden. Eine direkte Übertragung auf das Elbeästuar ist nicht möglich, da insbesondere bei der Anlage von Sturmflutentlastungspoldern Kosten für den Grunderwerb von Flächen oder gegebenenfalls erforderliche Umgebungsdeiche die Kosten maßgeblich beeinflussen.

Bis Ende des Jahres 2009 wird im Auftrag der BSU für Hamburg ein Gutachten entstehen, das mögliche technische Anpassungsideen im Sinne der deutschen Anpassungsstrategie zusammenstellt. Die Frage technischer Anpassungspotenziale für die Metropolregion Hamburg ist zudem Gegenstand des aktuell seitens des Bundesministeriums für Wissenschaft und Forschung (BMBF) geförderten Vorhabens KLIMZUG-NORD – Strategische Anpassungsansätze zum Klimawandel in der Metropolregion Hamburg. Abschließende Ergebnisse sowie ein Masterplan mit Strategien zur Anpassung an den Klimawandel für Hamburg und seine Metropolregion werden im Jahr 2014 zu erwarten sein.

10.1.3.2 Binnenhochwasser

Neben dem Sturmflutschutz steht auch die Frage nach Hamburgs zukünftigem Binnenhochwasserschutz, der infolge zunehmender Starkregenereignissen das Hamburger Siedlungs- und Gewässernetz belastet, im Fokus (Senat Hamburg, 2007). So wurden beispielsweise im RIMAX-Vorhaben „Flächen- und Katastrophenmanagement überschwemmungsgefährdeter städtischer Gebiete als Konsequenz auf eine Risikozunahme durch Klimaänderung“ auf der Basis risikobasierter Betrachtungen die Vor- und Nachteile diverser Nutzungsformen, wie Aufständigung oder auch ein Aufschwimmen der Häuser (Floating Homes) sowie die Wirksamkeit von hochwasserangepassten Bautechniken und Eigenvorsorge untersucht. Unter anderem wurde das webbasierte System FlorReTo (Flood Resilience Tool) entwickelt, das u. a. eine Abschätzung der Schadensanfälligkeit von

Einzelobjekten oder die Berechnung von Umrüstungs- und Umbaumaßnahmen von Einzelhaushalten (dry-, wetproofing) ermöglicht (Manojlovic und Pasche, 2008). Des Weiteren wurden im genannten RIMAX-Vorhaben sogenannte „Kaskadierende Flutkammersystem“ als Anpassungsmaßnahme gegen Hochwässer am Beispiel der Elbinsel Wilhelmsburg untersucht (Abb. 3). Es beinhaltet die konstruktive Sicherung der Deiche gegenüber einer möglichen Überströmung, die Untergliederung des Hinterlandes in kaskadierende Flutkammern mittels stationärer und temporärer zweiter und dritter Deichlinien sowie die Entwicklung eines Raumnutzungskonzeptes zur Anpassung der Bebauung in den Flutkammern an einen möglichen Einstau.



Abb. 2: Prinzip des kaskadierenden Flutkammersystems (Nehlsen et al., 2007)

Technische Anpassungsmöglichkeiten für den Binnenhochwasserschutz der Stadt Hamburg werden ebenfalls im Vorhaben KLIMZUG-NORD weiter untersucht werden.

10.1.3.3 Sedimentmanagement

Von Storch und Stehr (2007) weisen auf den „unerwünschten Nebeneffekt“, der infolge eines beschleunigten Einlaufens der Tide in die Elbe zu verzeichnen ist: eine erhöhte Sedimentation führt zu einem signifikant erhöhten Baggerbedarf. Hier setzt das „Konzept für eine nachhaltige Entwicklung der Tidelbe als Lebensader der Metropolregion Hamburg“ (HPA und WSDN, 2006) an, welches u.a. in der Architektur Beachtung findet (Sauer, 2007) und auch unter dem Aspekt der Globalisierung Eingang in die Untersuchungen von Grossmann (2006) findet. Wenngleich das für die Tidelbe zur Diskussion gestellte Konzept nicht explizit auf Potenziale zur Anpassung an den Klimawandel fokussiert, können die dort genannten „Eckpfeiler eines zukünftigen Aktionsplans“ als solche gesehen werden. Hier werden

- die Dämpfung der einschwingenden Tideenergie durch strombauliche Maßnahmen, insbesondere im Mündungstrichter,
- die Schaffung von Flutraum im Bereich zwischen Glückstadt und Geesthacht,
- sowie die Optimierung des Sedimentmanagements unter Berücksichtigung des Gesamtsystems der Elbe

vorgeschlagen. Freitag et al. (2007) nennen u.a. als gezielte Maßnahmen hierzu die Wiederanbindung von Nebenflüssen und Nebenelben oder die Rückverlegung von Deichen.

11.2 Zusammenfassung

Technische Potenziale zur Anpassung an den Klimawandel sind speziell für die Metropolregion in der Metropolregion Hamburg nur in geringerem Umfang publiziert. Die Publikationen beziehen sich im wesentlichen auf das Themenfeld Hochwasser- und Sturmflutschutz, aber auch auf den Binnenhochwasserschutz und Erosionsschutz.

Unabhängig vom Ausmaß des zu erwartenden Klimawandels wird für den Hochwasser- und Sturmflutschutz die Strategie der Anpassung favorisiert, also beispielsweise die Erhöhung von Deichen und Hochwasserschutzwänden. Neben dieser Strategie liegen prinzipielle Überlegungen zur Anlage eines Sturmflutsperrwerkes und von Überflutungspoldern vor. Konkrete wissenschaftliche Untersuchungen, wie sie beispielsweise für die Unterweserregion vorliegen, existieren für Hamburg

nicht, werden aber Gegenstand des aktuell vom Bundesministerium für Wissenschaft und Forschung (BMBF) geförderten Vorhabens KLIMZUG-NORD – Strategische Anpassungsansätze zum Klimawandel in der Metropolregion Hamburg sein.

Technische Anpassungsmöglichkeiten für den Binnenhochwasserschutz der Stadt Hamburg wurden bereits wissenschaftlich untersucht. So liegen für ausgewählte Bereiche des Stadtgebiets Hamburg (z.B. Wilhelmsburg) Erkenntnisse zur Anlage von vor. Die Frage eines klima-angepassten Binnenhochwasserschutzes wird ebenfalls im Vorhaben KLIMZUG-NORD weiter untersucht werden.

Generell lässt sich festhalten, dass die publizierten Ansätze einer technischen Anpassung an den Klimawandel an Küsten und Ästuaren auf das Stadtgebiet Hamburg bzw. die Küsten- und Ästuargebiete der Metropolregion prinzipiell übertragbar sind. Detaillierte Untersuchungen der Belastungsgrößen und der Wirksamkeit einzelner Maßnahmen sind auf Basis der aktuellen Klimamodellierung sind jedoch für die Metropolregion jedoch zwingend erforderlich.

ENTWURF

11.3 Literatur

- Arbeitsgruppe der Länder Niedersachsen, Schleswig-Holstein und Hamburg, Bemessungswasserstände entlang der Elbe, Hamburg, 1986 in die Küste, Heft 47, 1988
- Arbeitsgruppe der Länder Niedersachsen, Schleswig-Holstein und Hamburg, Bemessungswasserstände 2085 A entlang der Elbe, Ergebnisse einer Überprüfung nach 10 Jahren, Hamburg, 1997 in die Küste, Heft 60, 1998
- Aschenberg, H. und Kroker, G.: Sturmfluten und Hochwasserschutz in Hamburg, Freie und Hansestadt Hamburg, 1992.
- Ausschuss für Küstenschutzwerke der Deutschen Gesellschaft für Erd- und Grundbau e.V. und der Hafentechnischen Gesellschaft e.V. (2002): EAK 2002 – Empfehlungen für Küstenschutzwerke. Die Küste, H. 65.
- Berndt, D., H. Harten und H. Rohde: Hydraulische Modellversuche zum Sturmflutgeschehen in der Unterelbe (1976 – 1980), Die Küste, H. 38, 1983.
- Buss, T: Hochwasserschutzmaßnahmen an der Tide-Elbe in Hamburg – Naturschutz kontra Sicherheit? – Wasser & Boden, Jg. 53, H. 12, 2001, S. 31-36.
- Freitag, C., Hochfeld, B., Ohle, N.: Lebensraum Tideelbe, in: Gönnert, G., Pflüger, B., Bremer, J.A. (Hrsg.): Geographie der Meere und Küsten, Coastline Reports 9, 2007, S. 69-79.
- Dieckmann, R: Klimaänderungen und Küsteningenieurwesen, Jahrbuch der Hafentechnischen Gesellschaft, Bd. 54, 2004, S. 241-248.
- Freie und Hansestadt Hamburg, Baubehörde und Wirtschaftsbehörde: Richtlinie für die Sollhöhenberechnung und -bestimmung im öffentlichen Hochwasserschutz, Hamburg, 1995.
- Freie und Hansestadt Hamburg, Behörde für Stadtentwicklung und Umwelt: Plan zur Verteidigung der Hochwasserschutzanlagen in Hamburg, Hamburg, 2008.
- Grossmann, I: Future perspectives for the Lower Elbe Region 2005 – 2030: Climate Trends and Globalisation, Berichte der GKSS, H. 7, 2006.
- Grossmann, I, Woth, K., von Storch, H.: Localization of global climate change: Storm surge scenarios for Hamburg in 2030 and 2085, Die Küste, H. 71, 2006, S. 196-182.
- Haake, P.: Küstenschutz in Hamburg, Jahrbuch der Hafentechnischen Gesellschaft, Bd. 54, 2004, S. 24-31.
- HPA und WSDN: Konzept für eine nachhaltige Entwicklung der Tideelbe als Lebensader der Metropolregion Hamburg, ein Diskussionsbeitrag der Hamburg Port Authority und der Wasser- und Schifffahrtsverwaltung des Bundes, 2006
- Kunz, H.: Bisheriger und zukünftiger Küstenschutz im Kontext eines integrierten Küstengebiet-Managements – Beispiele aus dem Weser-Ems-Raum, In: Sterr, H., Preu, C. (Hrsg.): Beiträge zur aktuellen Küstenforschung, Aspekte – Methoden – Perspektiven, Vechtaer Studien zur Angewandten Geographie und Regionalwissenschaft (VSAG), Bd. 18, 1996, S. 211-213.
- Kunz, H: Sicherheitsphilosophie für den Küstenschutz, Jahrbuch der Hafentechnischen Gesellschaft, Bd. 54, 2004, S. 253-288.
- Lenkungsausschuss für Sturmflutuntersuchungen in der Elbe (1983): Untersuchungen über Maßnahmen zum Sturmflutschutz in der Elbe, Die Küste, H. 38.

- von Lieberman, N.: Leitbildmotiv für den Küstenschutz der Nordseeküste am Beispiel der Vorländer, Dissertation, Mitteilungen des Franzius-Instituts für Wasserbau und Küsteningenieurwesen der Universität Hannover, H. 83, 1999.
- von Lieberman, N.: Küstenschutz: Bisherige und zukünftige Maßnahmen, in: Lozán, J.L., Rachor, E., Reise, K., Sündermann, J., von Westernhagen, H.: Warnsignale aus Nordsee & Wattenmeer, eine aktuelle Umweltbilanz, in Kooperation mit GEO, 2002, S. 360-363.
- von Lieberman, N.: Küstenschutzmanagement an der Unterweser – Entwicklung vorausschauender Küstenschutzstrategien, Proceedings zur Konferenz „Klimaänderung und Küstenschutz“, Universität Hamburg, 2004.
- von Lieberman, N., S. Mai und N. Ohle: Auswirkungen von Sturmflutentlastungspoldern an der Unterweser, Tagungsband zum 15. Deutschen Hydrographentag, Bremerhaven, 2000.
- von Lieberman, N., von Lieberman, A.: Leitlinien für einen naturverträglichen Küstenschutz – Der Klimawandel erfordert neue Küstenschutzmaßnahmen für das Wattenmeer. WWF Deutschland, 1. Aufl., 2003, 30 S.
- Mai, S., Elsner, a., Meyer, V., Zimmermann, C.: Änderung des Sturmflutrisikos der niedersächsischen Küste bei Klimawandel, Proceedings zur Konferenz „Klimaänderung und Küstenschutz“, Universität Hamburg, 2004.
- Mai, S., Elsner, A., Meyer, V., Ohle, N., Zimmermann, C: Präventives Risiko- und Küstenschutzmanagement als Reaktion auf den Klimawandel, Jahrbuch der Hafenbautechnischen Gesellschaft, Bd. 54, 2004, S. 229-240.
- Manojlovic, N., Pasche, P.: FLORETO-Web Based Advisory for Flood Mitigation Strategies for Existing Buildings, Advances in Urban Flood Management, Taylor&Francis Group London UK, 2007.
- Nehlsen, E., Wilke, M., Goltermann, D., Pasche, E.: Flood Mitigation Using Cascading Dike System, 8. Forum DKKV / CEDIM: Disaster Reduction in Climate Change, 2007.
- Probst, B.: Küstenschutz 2000 - Neuere Küstenschutzstrategien erforderlich? Wasser und Boden, Jg. 46, H. 11, 1994.
- Probst, B, Hofstede, J: Neue Strategien für den Küstenschutz, Jahrbuch der Hafenbautechnischen Gesellschaft, Bd. 54, 2004, S. 249-252.
- Reise, K.: Coastal adaptations, Water – Resource and Threat, H. 68/2009, S. 82-87.
- Sauer, H. D.: Hamburg, die Elbe und der Klimawandel – Perspektiven für die nächsten Jahrzehnte, Jahrbuch der Architektur in Hamburg, 2007, S. 156-159.
- Schirmer, M., Schuchardt, B.: Ästuare und Klimawandel. In: Lozán, J.L., Rachor, E., Reise, K., Sündermann, J., von Westernhagen, H.: Warnsignale aus Nordsee & Wattenmeer, eine aktuelle Umweltbilanz, in Kooperation mit GEO, 2002, S. 47-50.
- Schuchardt, B., Schirmer, M.: Land unter? Klimawandel, Küstenschutz und Risikomanagement in Nordwestdeutschland: die Perspektive 2050, Oekon-Verlag, 2008.
- Senat Hamburg: Klimaschutz Hamburg 2007 – 2012, Klimaentwicklung verstehen, Klimawandel mindern, Klimafolgen bewältigen, Anlage 1 zur Mitteilung des Senats an die Bürgerschaft, 2007.
- Sterr, H., Markau, H.-J., Reese, S.: Risiken eines Klimawandels an den Küsten Schleswig-Holsteins. Schadenpotentiale und Vulnerabilität, Proceedings zur Konferenz „Klimaänderung und Küstenschutz“, Universität Hamburg, 2004.
- von Storch, H., Stehr, N.: Anpassung an den Klimawandel, Aus Politik und Zeitgeschichte 47/2007.

- von Storch, H., Gönnert, G., Meine, M.: Storm surges - an option for Hamburg, Germany, to mitigate expected future aggravation of risk, *Env. Sci. Pol.* 11, 2008, S. 735-742
- Stückrath, T., Heidl, M.: Dämpfung der Tidebewegung in einem Polder, *Mitteilungen des Instituts für Wasserbau und Wasserwirtschaft der Technischen Universität Berlin*, H. 133, 1996.
- Thorenz, F.: Generalplan Küstenschutz Niedersachsen/Bremen – Planungen zum Küstenschutz in Niedersachsen, *Schriftenreihe des Landesmuseums Natur und Mensch*, H. 67, 2008, S. 103-116.
- Weiss, H.: Hochwasserbemessungskonzept von Deichen, *Vortragsband der Nürnberger Wasserwirtschaftstage*, 2001.
- Weisse, R., von Storch, H.: *Marine climate and climate change: Storms, wind waves and storm surges*, Springer, 2009.
- WWF (World Wide Fund for Nature): *Nationalpark Niedersächsisches Wattenmeer, 10 Forderungen zur weiteren Entwicklung*, *Wattenmeer International*, H. 4, 1995.
- Zimmermann, C., von Lieberman, N., Mai, S.: Die Auswirkungen einer Klimaänderung auf das Küstenschutzsystem an der Unterweser, In: Schirmer, M., Schuchardt, B. (Hrsg.): *Umweltnatur- und Umweltsozialwissenschaften*, Springer-Verlag, 2004, S. 139-148.