

**Temperaturrentwicklungen in der Beaufort See:
Implikationen für Methanemissionen
aus dem Meeresboden**

Bachelor-Arbeit
im – Bachelorstudiengang (B.Sc.), Physik des Erdsystems –
Meteorologie, Ozeanographie, Geophysik
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel

vorgelegt von
Kerstin Kretschmer
899114

Erstgutachter: Dr. habil. Arne Biastoch
Zweitgutachterin: Prof. Dr. Tina Treude

Kiel, im Juli 2010

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	2
1 Einleitung	4
1.1 Gashydrate	4
1.2 Die Beaufort See	6
1.3 Hintergrund der Arbeit	7
1.4 Ziel der Arbeit	8
2 Daten und Methoden	9
2.1 Das Ozean/Meereis-Modell	9
2.2 Das Klimamodell	10
2.3 Analyse der Gashydratstabilität	11
3 Ergebnisse	12
3.1 Vergleich zwischen Modellkonfiguration und PHC Klimatologie	13
3.2 Temperatur- und Salzgehaltsverteilung	16
3.3 Variabilität der Bodenwassertemperaturen	18
3.3.1 Variabilität der Bodenwassertemperaturen zwischen 1958 und 2004	18
3.3.2 Struktur und Veränderlichkeit der Bodenwassertemperaturen	20
3.3.3 Entwicklung der Bodenwassertemperaturen im Kieler Klimamodell .	21
3.4 Analyse der Gashydratstabilitätszone	22
3.4.1 Auswirkungen auf die Stabilität der Methanhydrate	22
3.4.2 Berechnung der Struktur I GHSZ	23
3.4.3 Berechnung der Struktur II GHSZ	24
4 Diskussion	27
Literaturverzeichnis	32

Zusammenfassung

Diese Arbeit beschäftigt sich mit den Auswirkungen des globalen Klimawandels auf die Stabilität der Gashydrate in den bodennahen Wasserschichten der Beaufort See. Zudem wird auf die mittleren Verhältnisse sowie die natürliche Variabilität der Bodenwassertemperaturen unter dem Aspekt des anthropogenen Einflusses eingegangen.

Auf der Grundlage der globalen Ozean/Meereis-Modellkonfigurationen ORCA05 wurden die Struktur sowie die Schwankungen der Bodenwassertemperaturen zwischen 1958 und 2004 analysiert. Ferner wurde mit Hilfe des Kieler Klimamodells die zukünftige Klimaentwicklung simuliert. Dafür stand ein Ensemble von acht 100 Jahre andauernden Klimaszenarien zur Verfügung. Die Stabilitätsanalysen der möglichen Gashydratvorkommen erfolgten über die Berechnung des Dissoziationsdruckes.

Die Gashydratstabilität hängt hauptsächlich vom Druck und der Temperatur ab. Daher besteht der Fokus der Arbeit auf den Temperaturveränderungen im Schelfbereich der Beaufort See.

Die Betrachtung der Bodenwassertemperaturen ergibt eine deutliche Erwärmung des Schelfs von 1.5 °C in den nächsten 100 Jahren. Dies ist insbesondere auf den Einfluss des einströmenden Wassers aus dem Nordatlantik zurückzuführen.

Durch die zunehmende Erwärmung der bodennahen Schichten kann das möglicherweise im Sediment der Beaufort See gespeicherte Methanhydrat destabilisiert werden. Dadurch ist es möglich, dass Methangas in die Wassersäule gelangt und mit der Atmosphäre in Wechselwirkung tritt. Somit kann der natürliche Treibhauseffekt beschleunigt werden.

Es konnte nachgewiesen werden, dass das atlantische Zwischenwasser einen maßgeblichen Einfluss auf die Gashydrat Stabilitätszone hat. Denn besonders in den Flachwasserregionen kann es zu einer Phasenverschiebung von Methanhydrat zu freiem Gas kommen, wodurch das Gas in die Atmosphäre gelangen könnte. Dies würde den globalen Klimawandel vorantreiben.

Abstract

The effects of global warming on the stability of gas hydrates are investigated in the shelf regions of the Beaufort Sea. The mean conditions as well as the natural occurring variability of the bottom water temperatures in terms of the anthropogenic influences are examined.

The analysis of the structure and variability of the bottom water temperature over the period from 1958 to 2004 was performed with the global ocean/sea-ice configuration ORCA05. The future climate trend was simulated with the Kiel Climate Model. An ensemble of eight 100-year long climate scenarios was available. The gas hydrate stability analyses are based on the calculations of the dissociation pressure.

The gas hydrate stability mainly depends on pressure and temperature conditions in the water column. Therefore the temperature changes in the shelf regions of the Beaufort Sea had come into focus.

The analysis of the bottom water temperatures resulted in a warming of the shelf of about 1.5°C within the next 100 years. This can be ascribed to the influence of the Atlantic inflow.

Due to the increasing warming in the boundary layers of the Beaufort Sea the possibly stored methane hydrate could be destabilised. As a consequence, methane gas could be released into the water column. This could lead to an interaction with the atmosphere and hence accelerate the natural greenhouse effect.

A significant impact of the Atlantic inflow on the gas hydrate stability zone was verified. Especially in the shelf regions a phase shift from hydrate to gas can occur resulting in a possible gas release into the atmosphere. This would enhance global climate change.

1 Einleitung

Die Arktis unterlag während der letzten Jahrzehnte erheblichen klimatischen Veränderungen. Durch die zunehmende Erwärmung seit der Mitte des 20. Jahrhunderts kam es u.a. zur beträchtlichen Verminderung des Meereises im Arktischen Ozean und zum Abschmelzen des Permafrostes (*Huntington et al.*, 2005) an Land und auf dem Schelf.

Neuere Studien lassen vermuten, dass am arktischen Meeresboden Methan aus Gashydraten und Permafrost freigesetzt wird (*Westbrook et al.* (2009); *Reagan and Moridis* (2009); *Shakhova et al.* (2010)). Da Gashydrate metastabil sind, können Veränderungen in Druck und Temperatur zur Destabilisierung führen. Durch Gashydratauflösung können große Mengen an Methan freigesetzt werden (*Kvenvolden*, 1993). Da Methan zu den treibhauswirksamen Gasen zählt und pro Molekül mehr als zwanzig mal wirksamer als Kohlenstoffdioxid ist, kann es erheblich zur globalen Erwärmung beitragen (*Latif*, 2009). Somit stellt Methan einen entscheidenden Einflussfaktor im globalen Klimawandel dar.

1.1 Gashydrate

Gashydrate sind natürlich vorkommende feste Verbindungen aus Gas und Wasser, die bei niedrigen Temperaturen, hohen Drücken und ausreichend vorhandenem Gas entstehen. Dabei werden die Gasmoleküle als sogenannte „Gastmoleküle“ mittels Wasserstoffbrückenbindungen in den von den Wassermolekülen aufgebauten Käfigstrukturen eingeschlossen.

Gashydrate lassen sich durch drei wohldefinierte kristalline Strukturen unterscheiden: Die kubischen Strukturen I und II sowie die hexagonale Struktur H. Die Struktur I kommt in der Natur am häufigsten vor und enthält kleine „Gastmoleküle“, wie Methan, Ethan oder Kohlenstoffdioxid. Die in der Struktur II eingeschlossenen Moleküle sind im Allgemeinen größer als die der Struktur I. Daher kann diese nicht nur Methan und Ethan sondern auch Propan und Isobutan enthalten (*Sloan*, 2003).

Unter Normalbedingungen gilt: Ein Kubikmeter Gashydrat enthält ungefähr 164 m^3 des entsprechenden Gases (*Kvenvolden*, 1993). Somit wird deutlich, dass Gashydrate Einfluss auf den globalen Klimawandel nehmen können. Insbesondere, da schätzungsweise $10\,000\text{ Gt}$ ($1\text{ Gt} = 10^9\text{ t}$) Kohlenstoff in Gashydraten gespeichert sind. Dies entspricht annähernd der zehnfachen Menge des in der Atmosphäre vorhandenen Kohlenstoffs.

Die meisten Hydratkörper der Erde bestehen aus Methan. Im Ozean wird das meiste Methan durch mikrobiellen Abbau biologischen Materials oder durch bakterielle Umwandlung von organischem Kohlenstoffdioxid zu Methan gebildet. Sofern die richtigen Temperaturen und Drücke herrschen und genügend Methan vorhanden ist, entsteht in

Verbindung mit Wasser Methanhydrat (*Archer*, 2007).

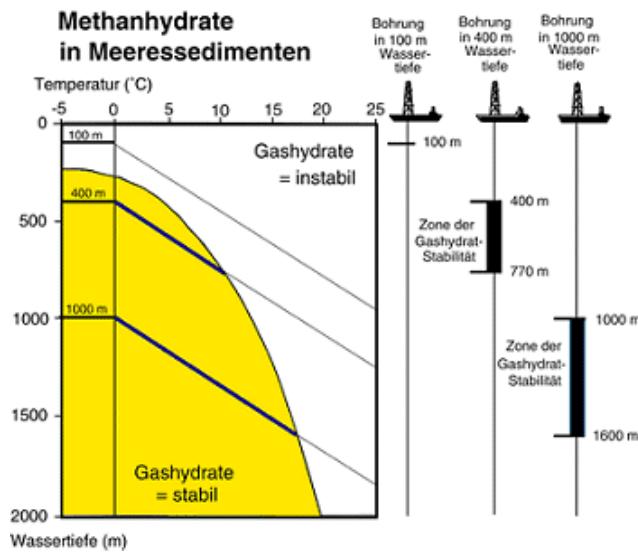


Abbildung 1: Stabilitätsdiagramm von Methanhydraten in Meeressedimenten (http://www.ifm-geomar.de/index.php?id=gh_vorkommen)

In Abbildung 1 ist ein Stabilitätsdiagramm für Methanhydrate in Meeressedimenten dargestellt, welches die Temperatur- und Druckbedingungen für die Stabilität der Hydrate aufzeigt. Ausgehend von einer konstanten Temperatur von 0 °C kann sich Methanhydrat in einer Wassertiefe von 100 m nicht bilden. Es kann jedoch bei 0 °C in 400 m Wassertiefe auftreten. Die Dicke der Hydratzone hängt dabei vom geothermischen Gradienten ab (*Kvenvolden*, 1993). In manchen Sedimentschichten steigen die Temperaturen so hoch an, dass sich Gashydrat nicht entwickeln kann und nur freies

Gas sowie Wasser vorliegen. Bei einem mittleren Temperaturanstieg von 3 °C pro 100 m Sedimenttiefe kann man in 300 m Wassertiefe eine 300 m mächtige Gashydratschicht erwarten. In 1000 m Wassertiefe würde diese Gashydratstabilitätszone zwischen 1000 m und 1600 m liegen (vgl. Abb. 1) und demzufolge eine Mächtigkeit von 600 m aufweisen (*Maslin*, 2004).

Natürliche Gashydratvorkommen haben sich aufgrund der speziellen Druck- und Temperaturabhängigkeiten nur in Polarregionen und im tiefen Ozean gebildet. In den Polargebieten treten Gashydrate im Zusammenhang mit Permafrost, entweder an Land oder auf dem Schelf, auf (*Kvenvolden*, 1993).

Da die Gashydratstabilität von hohen Drücken und relativ geringen Temperaturen abhängt, kann eine Veränderung dieser Faktoren entweder zu einer Erhöhung oder Verminderung der Stabilität führen.

Vor 55 Millionen Jahren, während dem Paläozän/Eozän-Temperaturmaximum, kam es zu einer weltweiten Klimaerwärmung (*Sloan*, 2003). Es wird vermutet, dass während dieser Periode enorme Mengen Gashydrat freigesetzt wurden, die den natürlichen Treibhauseffekt beschleunigten und zu einem zusätzlichen Temperaturanstieg von 5 °C führten (*Sloan*, 2003). Darüber hinaus hatte Methan, welches vermutlich aus Gashydraten stammte, einen entscheidenden Einfluss auf die Glazial-Interglazial-Schwankungen. So soll das aus Hydraten freigesetzte Methan am Ende der letzten Eiszeit zu einem deutlichen Anstieg der Atmosphärentemperaturen geführt haben („the hydrate gun hypothesis“, *Kennett et al.* (2003)).

1.2 Die Beaufort See

Der arktische Ozean lässt sich in das eurasische und das kanadische Becken unterteilen.

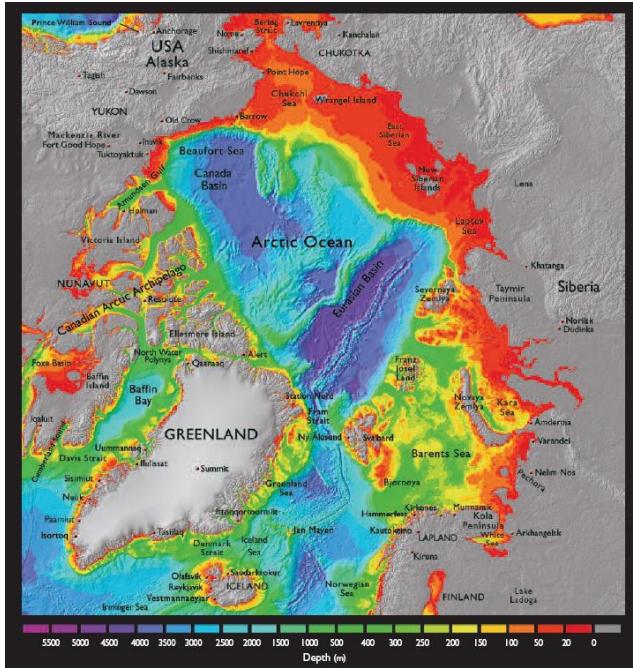


Abbildung 2: Topographie des arktischen Ozeans
(International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean; entnommen aus McBean et al. (2005))

und Kanada. Sie ist begrenzt durch die Chukchi See im Westen, den Amundsen Gulf im Osten und den Kanadisch-arktischen Archipel im Nordosten (vgl. Abb. 2).

Die bis zu 4000 m tiefen Becken sind fast komplett von Landflächen umgeben (vgl. Abb. 2). Der komplette arktische Ozean umfasst eine Fläche von ca. 11.5 Millionen km², wovon 60% dem kontinentalen Schelf angehören. Die Schelfregionen nehmen Ausmaße von 100 km in der Beaufort See bis hin zu 1000 km in der Barentssee an. Dabei reicht das Schelf vor der Küste Kanadas und in der Barentssee bis in Tiefen von ungefähr 400 m und vor der Küste Alaskas und Sibiriens in Tiefen von 50 bis 100 m (McBean et al., 2005).

Die Beaufort See ist wie schon erwähnt ein Teil des arktischen Ozeans und befindet sich nördlich von Alaska

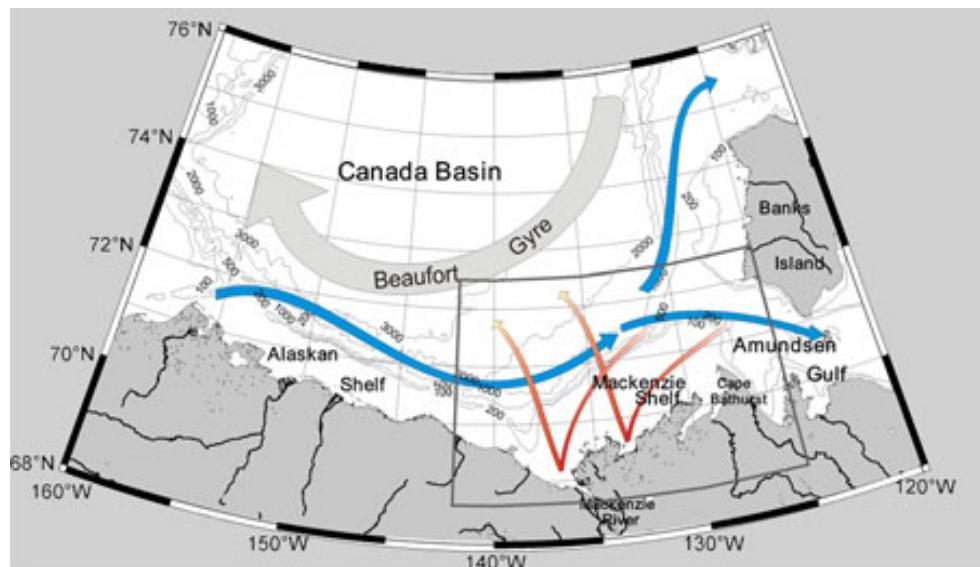


Abbildung 3: Detailkarte der Beaufort See und des dortigen Strömungssystems.
grau, der Beaufort Gyre, blau, der Beaufort Unterstrom, rot, die vermutete Ausbreitung des Flusseintrags aus dem Mackenzie River, die bedingt durch die vorherrschenden Winde variiert.
(http://www.obs-vlfr.fr/Malina/cruise_description.html)

Die Beaufort See wird durch einströmendes salzärmeres Oberflächenwasser aus dem Pazifik gespeist, wobei die ab 200 m Tiefe auftretende wärmere Wassermasse aus dem

atlantischen Ozean stammt. Das nährstoffreiche pazifische Wasser fließt durch die Beringstraße nach Norden in den arktischen Ozean und schichtet sich über dem atlantischen Wasser ein. Dabei werden die Wassermassen aus dem Pazifik und Atlantik klar durch die arktische Halokline abgegrenzt (*McBean et al.*, 2005).

Das einströmende Oberflächenwasser zirkuliert im antizyklonalen Beaufort Gyre (vgl. Abb. 3) und breitet sich im kanadischen und eurasischen Becken der Arktis aus. Unterhalb des Oberflächenwassers befindet sich der Beaufort Unterstrom (vgl. Abb. 3). Dies ist ein zyklonales Strömungsband, welches pazifisches und atlantisches Wasser ostwärts entlang des Kontinentalhangs transportiert (*Carmack and Macdonald*, 2001). Es ist noch zu bemerken, dass der Beaufort Gyre dekadischen Schwankungen unterlegen ist, in denen dieser seine Richtung ändert (*McBean et al.*, 2005).

1.3 Hintergrund der Arbeit

In dieser Arbeit wird speziell auf die Beaufort See eingegangen, da Studien gezeigt haben, dass durch die globale Erwärmung erhöhte Konzentrationen von Methangas im dortigen Schelfbereich aufgetreten sind (*Loeng et al.*, 2005).

So stellte *Kvenvolden et al.* (1993) u.a. fest, dass die Konzentrationen, die sich im Winter in der Beaufort See unterhalb des Meereises angesammelten Methans 3- bis 28-Mal größer waren als die im Sommer. Das deutet darauf hin, dass Methan durch das Eis eingeschlossen wurde und nach der Eisschmelze im Sommer an die Atmosphäre abgegeben worden ist. Es steht dabei die Frage im Raum, ob das Methan durch sich auflösende Gashydrate freigesetzt worden ist.

Während der Expedition MITAS (Methane in the Arctic Shelf/Slope) PS2009-09 wurden auf dem Schelf der Beaufort See die Sedimentkerne PC12 und PC13 entnommen. Bei einer genaueren Untersuchung dieser Kerne wurde Methan in Sedimenttiefen zwischen 130 cm und 600 cm gefunden. Besonders im PC12 Sedimentkern wäre es durchaus wahrscheinlich, dass Methanhydrat in diesen Sedimenttiefen vorliegt, da sich dieser in 342 m Wassertiefe befindet (vgl. Kap. 1.1 und Kap 4). Genauere Untersuchungen des in PC12 und PC13 gefundenen Methans werden im Rahmen der Diplomarbeit von *Schweers* vorgenommen. Dabei soll auf Veränderungen in der aktuellen Methanproduktion durch Mikroben bei einer Erhöhung der Temperatur eingegangen werden. Ein geringfügiger Temperaturanstieg kann dazu führen, dass Mikroben mehr Methan produzieren (*Wagner et al.*, 2007).

Zurzeit ist noch relativ wenig über den Verbleib des freigesetzten Methans bekannt. Je nach Struktur des umgebenden Sediments könnte Methan entweder durch Methanoxidation abgebaut werden (*Knittel and Boetius*, 2009) oder aber durch die Wassersäule an die Meeresoberfläche gelangen und in Wechselwirkung mit der Atmosphäre treten (*Loeng et al.*, 2005).

Biastoch et al. weisen des Weiteren darauf hin, dass das durch aerobe Bakterien in der Wassersäule verbrauchte Methan zu weiteren Konsequenzen führen könnte. So kann dieser Prozess zur weiteren Ozeanversauerung und Sauerstoffzehrung beitragen.

1.4 Ziel der Arbeit

Da vor allem Klimamodelle voraussagen, dass die Klimaerwärmung am intensivsten in den hohen Breiten zu spüren sein würde, wird im Rahmen dieser Arbeit eine umfassende Modellanalyse durchgeführt.

Um bessere Aussagen über die Auswirkungen der globalen Erwärmung auf die Methanemissionen aus dem Meeresboden der Beaufort See treffen zu können, werden daher die Temperaturveränderungen im bodennahen Wasser, insbesondere in den obersten 400 m (Schelf und oberer Kontinentalhang), wo Methangas freigesetzt werden könnte, untersucht. Die möglichen Emissionsquellen des Methans sind sowohl sich auflösende Gashydrate als auch eine rezente Methanproduktion durch Mikroben.

Besonders die Frage, inwiefern das frei werdende Methangas den Klimawandel beeinflussen könnte, steht hierbei im Vordergrund. Insbesondere soll ausführlich auf die Schichtung der Beaufort See eingegangen werden. Hierbei liegt der Fokus besonders auf dem atlantischen und pazifischen Wasser und deren Bedeutung für die zukünftige Entwicklung der Temperaturen in den bodennahen Schichten.

In dieser Arbeit soll eine Regionalisierung der Studie von *Biastoch et al.* durchgeführt werden. Dabei stellt sich die Frage, wie realistisch die Beaufort See in der Modellanalyse dargestellt werden kann.

In den Vordergrund dieser Arbeit rücken nachfolgende Fragestellungen:

Wie werden sich die Bodenwassertemperaturen in der Beaufort See zukünftig entwickeln?

Inwiefern lässt sich die natürliche Variabilität der Temperaturen im bodennahen Wasser mit den anthropogenen Änderungen vergleichen?

Welche Auswirkungen hat die Klimaerwärmung auf die Stabilität der Gashydrate in der Beaufort See?

2 Daten und Methoden

In der vorliegenden Arbeit wurde zuerst die Struktur und Variabilität der Bodenwasser-temperaturen der Beaufort See von 1958 bis 2004 untersucht. Für die Analyse wurde ein globales Ozean/Meereis-Modell verwendet. Anschließend wurden mit Hilfe des Kieler Klimamodells (Kiel Climate Model, KCM) Klimaszenarien analysiert.

2.1 Das Ozean/Meereis-Modell

Die Temperaturschwankungen der letzten Jahrzehnte wurden mit Hilfe der globalen Ozean/Meereis-Modellkonfiguration ORCA05 untersucht. Diese Modellkonfiguration basiert auf dem NEMO-Modell (Nucleus for European Modelling of the Ocean, *Madec* (2006)) und wurde in Zusammenarbeit mit dem europäischen DRAKKAR-Projekt entwickelt.

ORCA05 besteht aus einem tripolaren Gitter (vermeidet die Singularität am Nordpol) mit einer nominellen $1/2^\circ$ Auflösung am Äquator (*Biastoch et al.*, 2008), die nach Norden und Süden feiner wird. Nördlich von 65°N beträgt die mittlere Auflösung 20 km und in der Vertikalen ist es in 46 Tiefenstufen unterteilt (*Biastoch et al.*), dabei beträgt die Oberflächenauflösung 6 m. Zudem sind die ersten 20 Tiefenstufen in den obersten 500 m angeordnet (*Lübecke et al.*, 2008). Die mittlere Auflösung der in dieser Arbeit zu untersuchenden Beaufort See beträgt 27.5 km x 26.5 km.

Biastoch et al. weist darauf hin, dass die untersten Gitterboxen teilweise gefüllt sind, so dass die durch Topographie bedingten Neigungen besser simuliert werden können. Die Schichtdicke entlang des Kontinentalhangs (382 m bis 452 m Wassertiefe) in der hier betrachteten Region variiert zwischen 65.0 m und 75.8 m.

Die Oberflächenrandbedingungen, die das ORCA05-Experiment antreiben, folgen dem „CORE“-Protokoll (Co-ordinated Ocean-ice Reference Experiments). Dieser Datensatz basiert auf einer Kombination von NCEP/NCAR (National Center for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research, *Large and Yeager* (2004)) Reanalysedaten der Jahre 1958 bis 2004 mit direkten Messungen, u.a. aus Satellitendaten, die zur Korrektur der Reanalysedaten einbezogen worden sind (*Biastoch et al.*, 2008). Der „CORE“-Datensatz beinhaltet Daten die unter sechsstündiger (Windgeschwindigkeit, Luftfeuchtigkeit, Atmosphärentemperatur), täglicher (kurz-/langwellige Strahlung) und monatlicher (Regen, Schnee) Auflösung mit einer zwischenjährlichen Variabilität über den erwähnten Zeitraum von 1958 bis 2004 vorgegeben wurden (*Biastoch et al.*).

Die turbulenten Flüsse wurden über Bulk-Formeln realisiert. Dabei wurden die turbulenten Flüsse aus dem vorhandenen „CORE“-Daten und unter Berücksichtigung der Ozeanbedingungen (Oberflächentemperatur und -geschwindigkeit) berechnet (*Griffies et al.*, 2009).

Die unter diesen Bedingungen eintretende Salzgehaltsdrift wurde durch eine Relaxation des Oberflächensalzgehalts in Richtung des klimatologischen Anfangszustandes minimiert. Außerhalb der Polarregionen wurde ein relativ schwaches Restoring des Oberflächensalzgehalts mit einer Zeitspanne von 360 Tagen angewendet. In den polaren Gebieten wurde ein verstärktes Restoring über eine Dauer von 30 Tagen verwendet (*Lorbacher et al.*, 2010).

Bevor der zwischenjährliche Antrieb zur Anwendung kam, wurden die Experimente über mittlere Temperatur- und Salzgehaltsverteilungen einer globalen Klimatologie initialisiert. In der Arktis wurde dabei die PHC Klimatologie (*Steele et al.*, 2001) angewandt und in den restlichen Regionen der Erde die Levitus Klimatologie (*Antonov et al.* (1998); *Boyer et al.* (1998)). Das ORCA05-Modell basiert auf einem zwanzigjährigen Spinup unter klimatologischen Anfangsbedingungen (*Biastoch et al.*, 2008).

Um eine mögliche Modelldrift in den Wassermassen auszuschließen, wurde ein zweites Experiment ohne klimatologischen Antrieb gestartet, wodurch mögliche Trends aus dem Forcing wegfallen. Der dann auftretende Trend in den Wassermassen und Bodenwassertemperaturen wurde von einem Referenzexperiment abgeleitet und einem Modelltrend zugeordnet. Dieser Modelltrend wurde aus dem vorherigen Lauf herausgerechnet, um die Veränderungen zum atmosphärischen Antrieb von 1958 bis 2004 einzugrenzen.

ORCA05 ist im Stande einen genauen Jahresgang und den beobachteten Rückgang des arktischen Meereises zu simulieren (*Scheinert*, 2008).

2.2 Das Klimamodell

Die zukünftige Klimaentwicklung wurde mit dem Kieler Klimamodell (Kiel Climate Model, KCM) simuliert.

Dieses Modell besteht aus einer Kopplung der 2° auflösenden und aus 31 Tiefenstufen bestehenden Ozean/Meereis-Modellkonfiguration ORCA2, ebenfalls basierend auf dem NEMO-Modell, mit dem Hamburger Atmosphärenmodell ECHAM5 (*Roeckner et al.*, 2003) mit einer T31-Auflösung ($3.75^{\circ} \times 3.75^{\circ}$). Als Koppler diente OASIS3 (Ocean Atmosphere Sea Ice Soil Version 3, *Valcke* (2003)), wodurch keine Korrekturen der turbulenten Flüsse notwendig waren.

Ein Ensemble von acht 100 Jahre andauernden Klimaszenarien wurde zusätzlich zu einem 430 Jahre langen Kontrolllauf mit heutigem Kohlenstoffdioxidgehalt ($\text{CO}_2 = 348 \text{ ppm}$) durchgeführt. Die Ensemble-Vorhersagen wurden zu verschiedenen Zeitpunkten des Kontrolllaufs gestartet, wobei die Kohlenstoffdioxidkonzentration jährlich um 1% erhöht wurde. Diese Erhöhung fand bis zur Verdopplung des Kohlenstoffdioxidgehalts nach etwa 70 Jahren statt. Danach wurde die Konzentration wieder stabilisiert (*Park et al.*, 2009).

2.3 Analyse der Gashydratstabilität

Die Stabilitätsanalysen von Gashydraten basieren auf der Dissoziation von Methanhydraten aufgrund des mit der Tiefe ansteigenden Druckes. Die Gashydratstabilitätszone (GHSZ) ist der Teil des Sediments, in dem der hydrostatische Druck der Flüssigkeit größer ist als der temperatur- und salzgehaltsabhängige Druck, der zur Dissoziation des Gashydrats benötigt wird (*Biastoch et al.*).

Dieser Dissoziationsdruck wurde für reine Methanhydrate mit Hilfe der von *Tishchenko et al.* (2005) zur Verfügung gestellten Formeln berechnet, wohingegen die Berechnung des Dissoziationsdruckes für Hydrate bestehend aus verschiedenen Gasmolekülen auf der Grundlage des Computer Programms CSMHYD basiert (*Sloan, 1997*).

Tishchenko et al. (2005) ermittelte über numerische Analysen die Stabilität von Methanhydraten für verschiedene Temperaturen, Salzgehalte und Druckwerte. Dabei bewegte sich die Temperatur in einem Bereich zwischen 0 °C und 20 °C sowie der Salzgehalt in einem Bereich von 0 bis 70. Der Druck wurde bis auf 50 MPa variiert.

Die zur Berechnung des Dissoziationsdruckes erforderlichen Druck-, Temperatur- und Salzgehaltsprofile wurden über die Bodenwassertemperaturen, die Salzgehalte und die globalen Wärmeflüsse aus ORCA05 sowie unter der Berücksichtigung des mittleren Wärmeleitvermögens des Sediments von 1.5 W/(mK) kalkuliert.

3 Ergebnisse

Im Folgenden sollen die mittleren Verhältnisse, die natürliche Variabilität und die Auswirkungen der globalen Erwärmung im Gebiet der Beaufort See untersucht werden.

Zunächst wird in Kapitel 3.1 ein Vergleich zwischen der PHC Klimatologie und dem verwendeten Modell durchgeführt, um abschätzen zu können, inwiefern das Modell mit tatsächlichen Messungen übereinstimmt.

Des Weiteren wird in Kapitel 3.3 auf die Struktur und Variabilität der Bodenwasser-temperaturen zwischen 1958 und 2004 unter Anwendung der in Kapitel 2.1 beschriebenen Modellkonfiguration eingegangen.

In Kapitel 3.4 wird insbesondere die Struktur und Veränderung der Stabilitätszone der Struktur I und II Gashydrate analysiert.

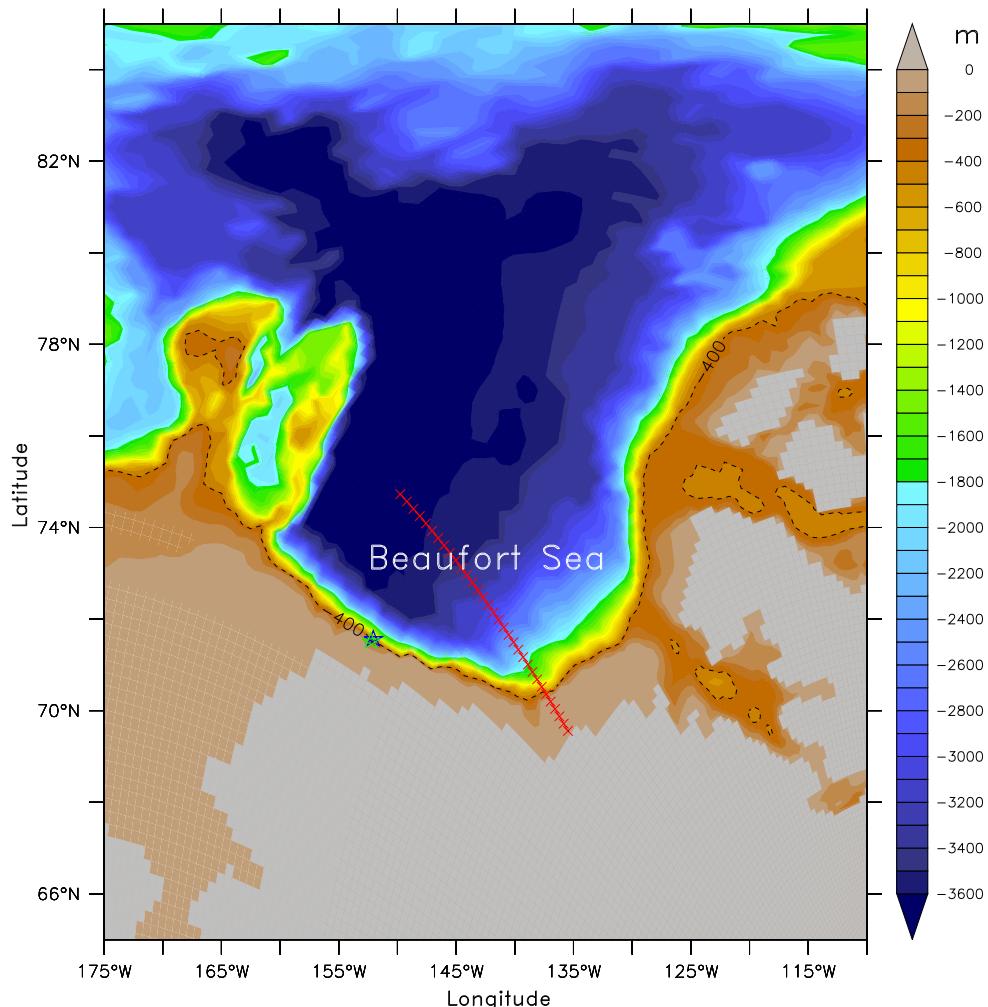


Abbildung 4: Die Bathymetrie der Beaufort See (in m) ermittelt aus der ORCA05 Modellkonfiguration. Die rote Linie beschreibt einen Schnitt von 69°34'N, 135°30'W bis 74°44'N, 149°48'W. Der blaue Stern stellt die Position des PC12 Sedimentkerns (71°33'N, 152°04'W) dar und der grüne die Position des PC13 Sedimentkerns (71°30'N, 152°16'W). Die schwarz-gestrichelte Konturlinie stellt die 400 m Tiefenlinie dar.

In Abbildung 4 ist die Bodentopographie der Beaufort See dargestellt sowie die an die

Beaufort See angrenzenden Landmassen von Kanada und Alaska. Die mittlere Wassertiefe beträgt ungefähr 3000 m. Der Abbildung 4 ist zu entnehmen, dass die Bodentopographie zum Schelf hin stark abflacht. So ist beispielsweise der Bereich der Beringstraße mit 20 m bis 50 m Wassertiefe relativ flach. Zudem kann man erkennen, dass die Beaufort See nach drei Seiten hin abgeschlossen ist.

Der in Kapitel 3.2 zu analysierende Schnitt wird in Abbildung 4 durch die rote Linie beschrieben. Der blaue bzw. grüne Stern stellt die Position des PC12 bzw. PC13 Sedimentkerns (vgl. Kap. 1.3 bzw. Kap. 4) dar. Der Sedimentkern PC12 befindet sich bei $71^{\circ}33'N$, $152^{\circ}04'W$ und PC13 wurde bei $71^{\circ}30'N$, $152^{\circ}16'W$ entnommen.

3.1 Vergleich zwischen Modellkonfiguration und PHC Klimatologie

Um eventuelle Ungenauigkeiten des hier verwendeten Modells ausschließen zu können, wurden die Signaturen der Bodenwassertemperaturen (Abb. 5) und des Bodenwassersalzgehalts (Abb. 6) der Modellkonfiguration ORCA05 mit den Signaturen aus der PHC Klimatologie verglichen.

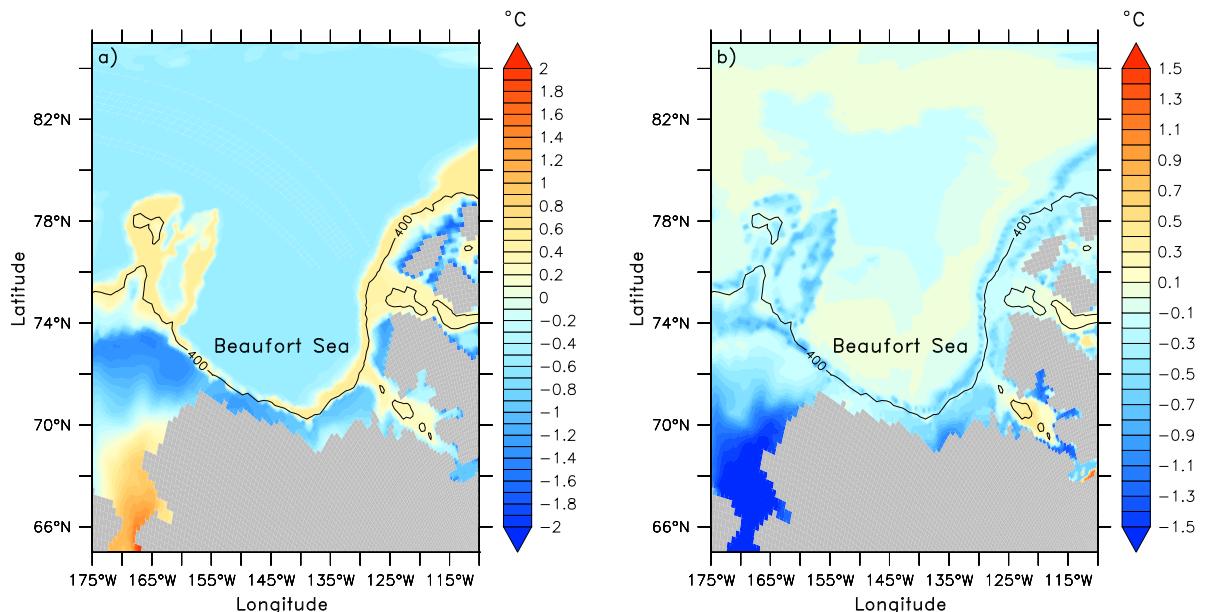


Abbildung 5: Die Verteilung der Bodenwassertemperaturen in der Beaufort See.
a, Verteilung der Bodenwassertemperaturen (in °C) aus der ORCA05 Modellkonfiguration, **b**, Differenz der Bodenwassertemperaturen (in °C) zwischen der PHC Klimatologie und der ORCA05 Modellkonfiguration. Die Konturlinie stellt die 400 m Tiefenlinie dar.

In Abbildung 5a ist eine Karte der zeitlich gemittelten (1985-2004) Bodenwassertemperaturen (definiert über die letzte Ozean-Boden Zelle des verwendeten Grids) in der Hindcast Simulation der globalen $1/2^{\circ}$ Ozean/Meereis-Modellkonfiguration dargestellt.

Die Struktur der Bodenwassertemperaturen nördlich der Schelfkante (400 m Tiefenlinie) entspricht dem Tiefenprofil der Beaufort See mit Temperaturen um die 0°C unterhalb

von 1000 m. Entlang der Schelfkante steigen die Temperaturen auf über 0 °C an. Auf dem Schelf sind die Bodenwassertemperaturen recht gleichmäßig verteilt und sinken auf unter 0 °C ab. Aufgrund der geringen Wassertiefe ist der atmosphärische Einfluss im Schelfbereich sehr groß und eine Abnahme der Temperaturen ist zu verzeichnen. Das im Gegensatz dazu relativ warme Wasser entlang der Schelfkante kann dem einströmenden Wasser aus dem Nordatlantik zugeordnet werden. Dieses atlantische Wasser weist Temperaturwerte von über 0 °C auf (*Polyakov et al.*, 2005).

Ferner ist in Abbildung 5a eine großflächige warme Bodenwasserschicht mit Temperaturen über 0.5 °C im Bereich der Beringstraße (vgl. Abb. 2) zu erkennen. Dieses aus dem Pazifik stammende warme Wasser kann sich wegen der geringen Wassertiefe in der Beringstraße nicht großflächig ausbreiten. Es dringt nach Norden vornehmlich als Oberflächenwasser vor und schichtet sich somit über dem atlantischen Einstrom ein.

Abbildung 5b zeigt eine Karte der Differenz der Bodenwassertemperaturen zwischen den Temperaturwerten ermittelt aus der PHC Klimatologie und den zeitlich gemittelten Bodenwassertemperaturwerten der globalen Modellkonfiguration. Die Temperaturwerte wurden über die letzte Bodenzelle des jeweiligen verwendeten Grids definiert.

Der Abbildung 5b ist zu entnehmen, dass die Bodenwassertemperaturen entnommen aus der PHC Klimatologie auf dem Schelf und insbesondere entlang der Schelfkante deutlich von denen der Modellkonfiguration abweichen. Besonders im Bereich der Beringstraße (vgl. Abb. 2) weichen die Temperaturwerte um mehr als 1.5 °C ab. Es ist deutlich zu erkennen, dass die Modellkonfiguration im Allgemeinen höhere Temperaturwerte ausgibt als die PHC Klimatologie, da die Differenz über $T_{PHC} - T_{ORCA05}$ (T_{PHC} - Bodenwassertemperatur aus PHC, T_{ORCA05} - Bodenwassertemperatur aus ORCA05) berechnet wurde.

Nördlich der Schelfkante verzeichnet man sehr geringe Unterschiede zwischen den Bodenwassertemperaturen.

In Abbildung 6a ist eine Karte des zeitlich gemittelten (1985-2004) Bodenwassersalzgehalts (definiert über die letzte Bodenzelle des verwendeten Grids) in der Hindcast Simulation der Modellkonfiguration ORCA05 dargestellt.

Der Bodenwassersalzgehalt nimmt im Vergleich zur Bodenwassertemperatur, die eine kalt-warm-kalt Aufteilung aufweist (vgl. Abb. 5a), mit abflachender Bodentopographie ab. Dabei nimmt der Salzgehalt unterhalb von 1000 m Werte um die 34.85 an und bleibt weit reichend konstant. Im Bereich der Schelfkante nimmt der Bodenwassersalzgehalt um 0.4 bis 0.6 PSU ab. In den Flachwasserregionen des Schelfs wird der Salzgehalt durch Frischwassereinträge geprägt. Dieser fällt entlang der kanadischen Küste auf Werte unterhalb von 30 PSU ab. Innerhalb der Beringstraße steigt der Bodenwassersalzgehalt wiederum leicht an und bewegt sich um die 33 PSU.

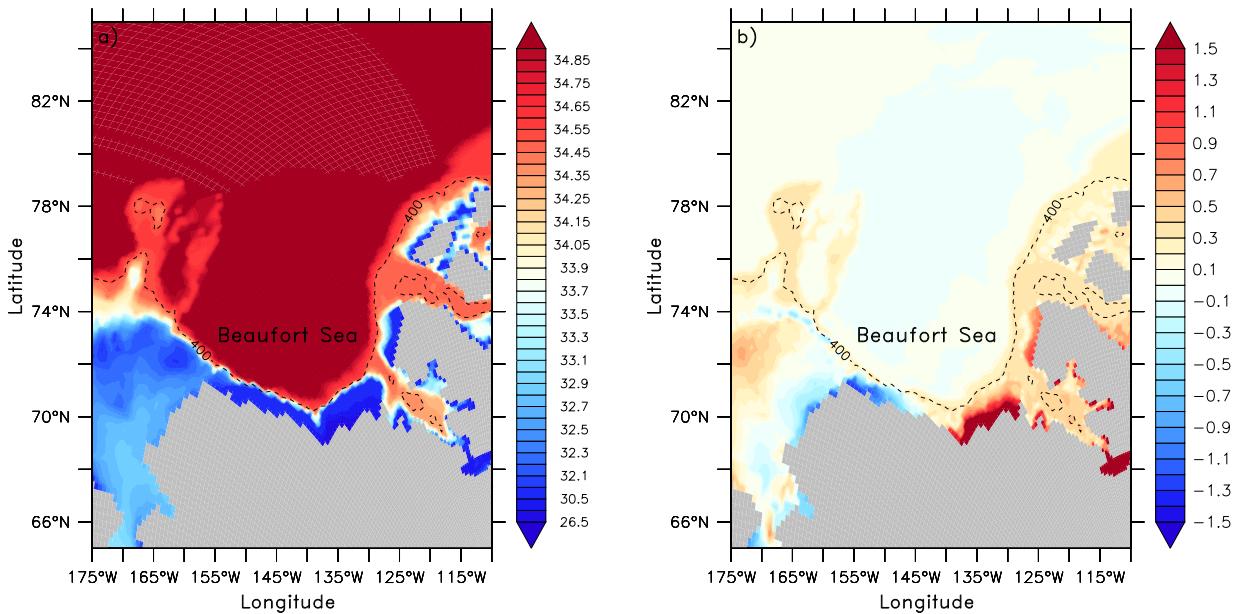


Abbildung 6: Die Verteilung des Bodenwassersalzgehalts in der Beaufort See.

a, Verteilung des Bodenwassersalzgehalts (in PSU-Einheiten) aus der ORCA05 Modellkonfiguration, b, Differenz des Bodenwassersalzgehalts (in PSU-Einheiten) zwischen der PHC Klimatologie und der ORCA05 Modellkonfiguration. Die gestrichelte Konturlinie stellt wiederum die 400 m Tiefenlinie dar.

Abbildung 6b zeigt eine Karte der Differenz des Bodenwassersalzgehalts zwischen den Salzgehaltswerten ermittelt aus der PHC Klimatologie und den zeitlich gemittelten Bodenwassersalzgehaltswerten der globalen Modellkonfiguration. Die Salzgehaltswerte wurden wiederum über die letzte Bodenzelle des jeweiligen verwendeten Grids definiert.

Wie auch bei den Bodenwassertemperaturen kann man aus Abbildung 6b große Unterschiede zwischen der PHC Klimatologie und der Modellkonfiguration ORCA05 im Bodenwassersalzgehalt ausmachen.

Auf dem Schelf und besonders entlang der Schelfkante fällt der Unterschied mit 0.4 PSU vergleichsweise gering aus. Im Gegensatz dazu weichen insbesondere im Mündungsgebiet des Mackenzie Rivers (vgl. Abb. 3) die Salzgehaltswerte um 1.5 PSU ab. Man kann deutlich erkennen, dass die PHC Klimatologie zum größten Teil höhere Salzgehaltswerte als die Modellkonfiguration ORCA05 ausgibt. Die Differenz wurde wiederum über $S_{PHC} - S_{ORCA05}$ (S_{PHC} - Bodenwassersalzgehalt aus PHC, S_{ORCA05} - Bodenwassersalzgehalt aus ORCA05) berechnet.

Nördlich der Schelfkante treten bei den Bodenwassersalzgehaltswerten wie bei den Bodenwassertemperaturen keine signifikanten Unterschiede zwischen dem Modell und der Klimatologie auf.

Die Unterschiede zwischen der PHC Klimatologie und der Modellkonfiguration, die sowohl in Abbildung 5 als auch in Abbildung 6 auftreten, können auf die unterschiedlichen Mächtigkeiten der Bodenboxen entlang des Schelfs zurück geführt werden.

So variiert die Schichtdicke der Modellkonfiguration entlang der Schelfkante (382 m –

452 m Wassertiefe) zwischen 65 m und 75.8 m. Die Schichtdicke im Bereich der Beringstraße (24 m Wassertiefe) beträgt 7.9 m. Die PHC Klimatologie weist hingegen zwischen 300 und 600 m Wassertiefe eine Schichtdicke zwischen 100 und 200 m auf. In der Beringstraße beträgt diese ungefähr 10 m.

Durch die vorherrschende Variation der Mächtigkeiten in den Bodenboxen kann es bei der Interpolation von den 20 Schichten der PHC Klimatologie auf die 46 Schichten der ORCA05 Modellkonfiguration zu Fehlern gekommen sein.

Des Weiteren können die Unterschiede auch dadurch zu Stande gekommen sein, dass durch den atmosphärischen Antrieb des Modells Abweichungen gegenüber der Klimatologie besonders in den Flachwasserregionen aufgetreten sind. Zudem kann das Modell Defizite in der Zirkulation der Wassermassen beinhalten, wodurch das transportierte Wasser nicht den realen Verhältnissen entsprechen kann. Folglich könnten damit die erheblichen Unterschiede zwischen der Modellkonfiguration ORCA05 und der PHC Klimatologie erklärt werden.

Darüber hinaus handelt es sich bei der PHC Klimatologie um ein klimatologisches 1°-Mittel, wodurch die hier zu untersuchende Region größer aufgelöst wird als in dem zur Anwendung kommenden Modell. Zudem ist nicht gewährleistet, dass die Messungen, auf denen die PHC Klimatologie beruht eine gleichmäßige zeitliche Verteilung aufweisen. Aus diesen Gründen können ebenfalls die Abweichungen zwischen dem Modell und der Klimatologie entstanden sein.

3.2 Temperatur- und Salzgehaltsverteilung

In Abbildung 7 ist die über den Zeitraum von 1985 bis 2004 zeitlich gemittelte Temperatur- und Salzgehaltsverteilung entlang des Schnittes von 69°34'N, 135°30'W bis 74°44'N, 149°48'W (vgl. Abb. 4) über die gesamte Wassersäule dargestellt.

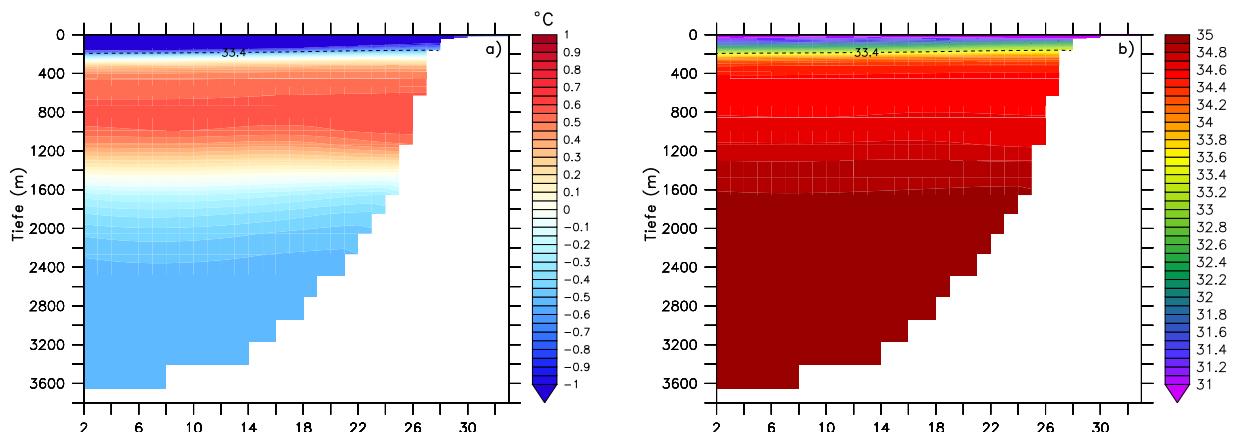


Abbildung 7: Verteilung der Temperatur und des Salzgehalts entlang von 69°34'N, 135°30'W bis 74°44'N, 149°48'W. a, Temperaturverteilung (in °C), b, Salzgehaltsverteilung (in PSU-Einheiten). Die Konturlinie stellt die untere arktische Halokline bei einem Salzgehalt von 33.4 dar. Auf der x-Achse sind die Gitterpunkte des Schnitts (vgl. Abb. 4) aufgetragen.

Das Oberflächenwasser ist kalt und relativ frisch (vgl. Abb. 7) und ist jahreszeitlich bedingt mit Meereis bedeckt. Dieses salzärmere Wasser entstammt dem Nordpazifik, welches durch die Beringstraße in den arktischen Ozean vordringt und sich im oberen Teil der Beaufort See einschichtet (*McBean et al.*, 2005).

Das Wasser unterhalb von 200 m kann man aufgrund seiner Signatur (Temperaturen größer als 0 °C) eindeutig dem atlantischen Wasser zuordnen (*Polyakov et al.*, 2005).

Dieses ursprünglich aus dem Nordatlantik stammende Wasser dringt in das Europäische Nordmeer durch den Färöer-Shetland-Kanal als Norwegenstrom vor. Ein Teil dieser Strömung fließt nach Osten entlang dem Schelf der Barentssee. Der andere Teil hingegen fließt als Westspitzbergenstrom in Richtung Spitzbergen. Dort vermischt es sich mit kälterem und frischerem arktischen Oberflächenwasser und fließt nach Absinken als warmes, salzreiches Zwischenwasser in den arktischen Ozean. Innerhalb des arktischen Ozeans wird die Zirkulation des atlantischen Zwischenwassers stark durch die Bodentopographie beeinflusst, wobei es zyklonal entlang des Kontinentalhangs bis in die Beaufort See strömt (*Polyakov et al.*, 2004).

In Abbildung 7a kann man das atlantische Wasser annähernd dem Tiefenbereich zwischen 200 m und 1400 m zuordnen. In diesem Bereich steigen die Temperaturen auf über 0 °C an, wobei die Maximaltemperaturen von ca. 0.6 °C in 800 m Tiefe aufzufinden sind.

Dieses atlantische Wasser wird von der saisonalen Eisdecke und atmosphärischen Einflüssen durch die arktische Halokline abgegrenzt (vgl. Abb. 7; *Pickart* (2004)).

Die arktische Halokline zeichnet sich durch relativ gleichbleibende Temperaturen (Abb. 7a) und starke Salzgehaltsgradienten (Abb. 7b bzw. Abb. 8 (unten)) aus.

Wie schon erwähnt, trennt die Halokline das kalte Oberflächenwasser von dem wärmeren Zwischenwasser. Das liegt daran, dass der dort auftretende Dichtegradient eine Vermischung verhindert und der schwache Temperaturgradient den nach oben gerichteten

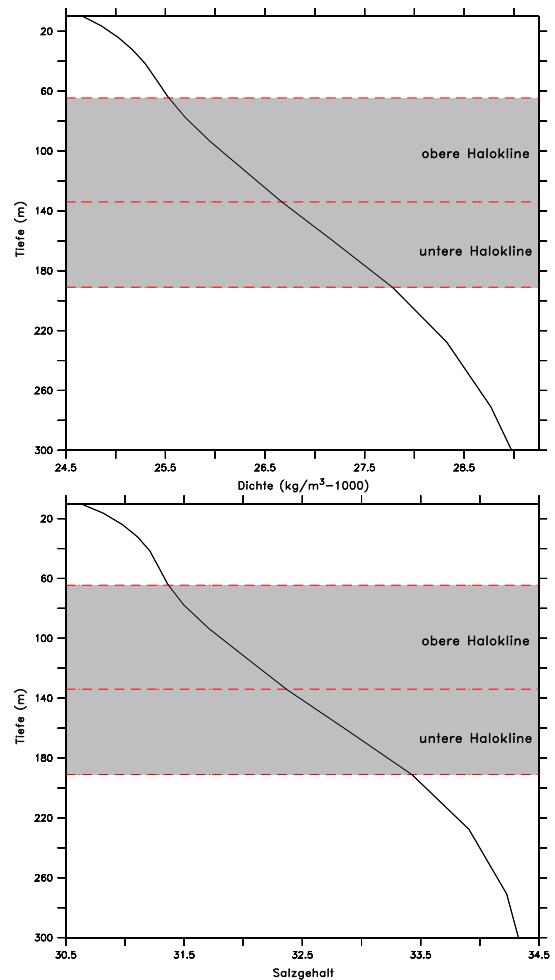


Abbildung 8: Dichte- und Salzgehaltsprofil bei $x=6$ über 0 bis 300m.

oben, Dichteprofil (in $\text{kg}/\text{m}^3 - 1000$), **unten,** Salzgehaltsprofil (in PSU-Einheiten). Die rot gestrichelten Linien grenzen die obere und untere Halokline ein, die jeweils aus den Salzgehaltsgradienten ermittelt wurde. Die grau schattierten Flächen kennzeichnen den oberen und unteren Abschnitt der Halokline.

Wärmefluss verhindert.

Die permanente Halokline ist ungefähr 130 m dick und in ca. 130 m Tiefe zentriert (vgl. Abb. 8). *Pickart* (2004) unterscheidet in dem an Alaska angrenzenden Schelfbereich der Beaufort See zwischen der oberen (32.85 PSU-33.5 PSU) und unteren (33.5 PSU-34.25 PSU) Halokline. Diese Unterscheidung kann auch für den Schnitt entlang von 69°34'N, 135°30'W bis 74°44'N, 149°48'W getroffen werden. Die obere Halokline befindet sich hier jedoch zwischen 31.4 PSU und 32.4 PSU und die untere zwischen 32.4 PSU und 33.4 PSU. Die Abweichungen zu den von *Pickart* (2004) angegebenen Werten sind auf den Einfluss des Pazifiks und des oberen Atlantikwassers auf die hier in Betracht gezogene Region zurückzuführen. Zusätzlich nimmt der Frischwassereintrag des Mackenzie Rivers (vgl. Abb. 3) Einfluss auf die obere und untere Halokline entlang des betrachteten Schnitts.

Es ist deutlich zu erkennen, dass die Beaufort See, ebenso wie die Arktis, geschichtet ist: Mit dichterem Wasser in der Tiefe als an der Oberfläche (Abb. 8 (oben)). Die mit zunehmender Tiefe ansteigende Dichte ist bei diesen kalten Temperaturen hauptsächlich mit dem Anstieg des Salzgehalts zu erklären (vgl. Abb. 8 (unten)).

3.3 Variabilität der Bodenwassertemperaturen

Die Variabilität der Bodenwassertemperaturen in der Beaufort See wurden für den Zeitraum von 1958 bis 2004 unter Anwendung der Modellkonfiguration ORCA05 untersucht. Des Weiteren wurde unter dem Aspekt der globalen Erwärmung die Veränderlichkeit der Bodenwassertemperaturen unter Berücksichtigung verschiedener Klimaszenarien analysiert.

3.3.1 Variabilität der Bodenwassertemperaturen zwischen 1958 und 2004

In Abbildung 9 sind die monatlichen (schwarz) und die zwischenjährlichen (rot) Temperaturschwankungen (zwischen 100 und 1400 m Wassertiefe) der Bodenwassertemperaturen (in °C) in der Umgebung der in Abbildung 4 eingezeichneten Positionen der Sedimentkerne (zwischen 70°24'N – 72°24'N und 149°30'W – 156°30'W) dargestellt. Bei der Untersuchung dieser Kerne wurde Methan entdeckt (vgl. Kap. 1.3 bzw. Kap. 4), weshalb dieser Bereich in den Fokus für die Untersuchung der Temperaturvariabilität des Bodenwassers in der Beaufort See geriet.

Um die Temperaturvariabilität darstellen zu können, wurde zuerst eine Zeitreihe aus dem klimatologisch angetriebenen Lauf des Modells erstellt und anschließend der in dem zweiten Experiment bestimmte Modelltrend (vgl. Kap. 2.1) abgezogen. Zur Darstellung der zwischenjährlichen Temperaturvariabilität wurde die monatliche Temperaturvariabilität mit Hilfe eines Hanning-Filters über ein 23-Monats Fenster geglättet.

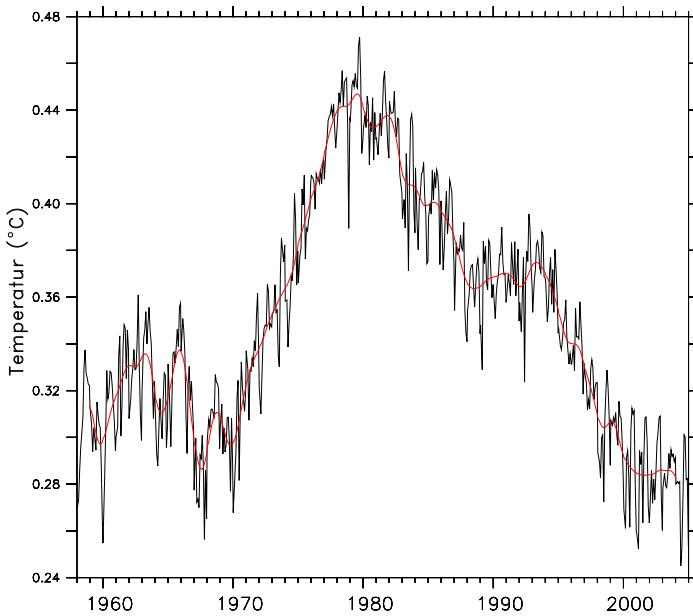


Abbildung 9: Temperaturvariabilität der Bodenwassertemperaturen (in °C) in der Hindcast-Simulation im Zeitraum von 1958 bis 2004 zwischen $70^{\circ}24'N - 72^{\circ}24'N$ und $149^{\circ}30'W - 156^{\circ}30'W$ in 100 bis 1400 m Wassertiefe.

schwarz, monatliche Temperaturschwankungen, **rot**, zwischenjährliche Temperaturschwankungen, die aus der Glättung der monatlichen Schwankungen mit einem Hanning-Filter über ein 23-Monats Fenster ermittelt wurden.

In diesem Bereich des Kontinentalhangs variieren die Temperaturen von Jahr zu Jahr relativ stark. Anhand Abbildung 9 kann man erkennen, dass es eine relative Kälteperiode in den 60er und 70er Jahren des letzten Jahrhunderts gab. Innerhalb von zehn Jahren (1970-1980) stiegen die Temperaturen um 0.14°C von 0.3°C auf 0.44°C an. Dieser Temperaturanstieg leitete eine relative Warmphase ein, die Mitte der 90er Jahre wieder in eine Kaltphase überging.

Diese Beobachtungen lassen den Schluss zu, dass die Bodenwassertemperaturen dekadischen Schwankungen unterworfen sind. In der Studie von *Polyakov et al.* (2004) wurde die langfristige Variabilität des atlantischen Wassers im gesamten arktischen Ozean untersucht. Dabei wurde eine Kälteperiode in den 60er und 70er Jahren sowie eine Wärmeperiode in den späten 80er und 90er Jahren des letzten Jahrhunderts beobachtet. *Polyakov et al.* (2004) führt diese erfassten dekadischen Temperaturänderungen im arktischen Ozean klar auf den Atlantik zurück.

Somit wird deutlich, dass die in Abbildung 9 beobachteten Schwankungen auf die dekadische Variabilität des ursprünglich aus dem Nordatlantik stammenden Wassers zurückgeführt werden können. Diese Schlussfolgerung kann damit bekräftigt werden, dass die Bodenwassertemperaturen in Abbildung 9 größer als 0°C sind. Dies entspricht der in Kapitel 3.2 beschriebenen Signatur des atlantischen Wassers. Dementsprechend kann man das zwischen $70^{\circ}24'N - 72^{\circ}24'N$ und $149^{\circ}30'W - 156^{\circ}30'W$ in der Tiefe zwischen 100 und 1400 m befindliche Wasser eindeutig diesem Zwischenwasser zuordnen.

3.3.2 Struktur und Veränderlichkeit der Bodenwassertemperaturen

In Abbildung 10 sind die Struktur und Veränderlichkeit der Bodenwassertemperaturen abgebildet. Dabei stellt Abbildung 10a eine Karte der zeitlich gemittelten (1985-2004) Bodenwassertemperaturen (definiert über die letzte Bodenzelle des verwendeten Grids) in der Hindcast Simulation der globalen $1/2^{\circ}$ Ozean/Meereis-Modellkonfiguration dar.

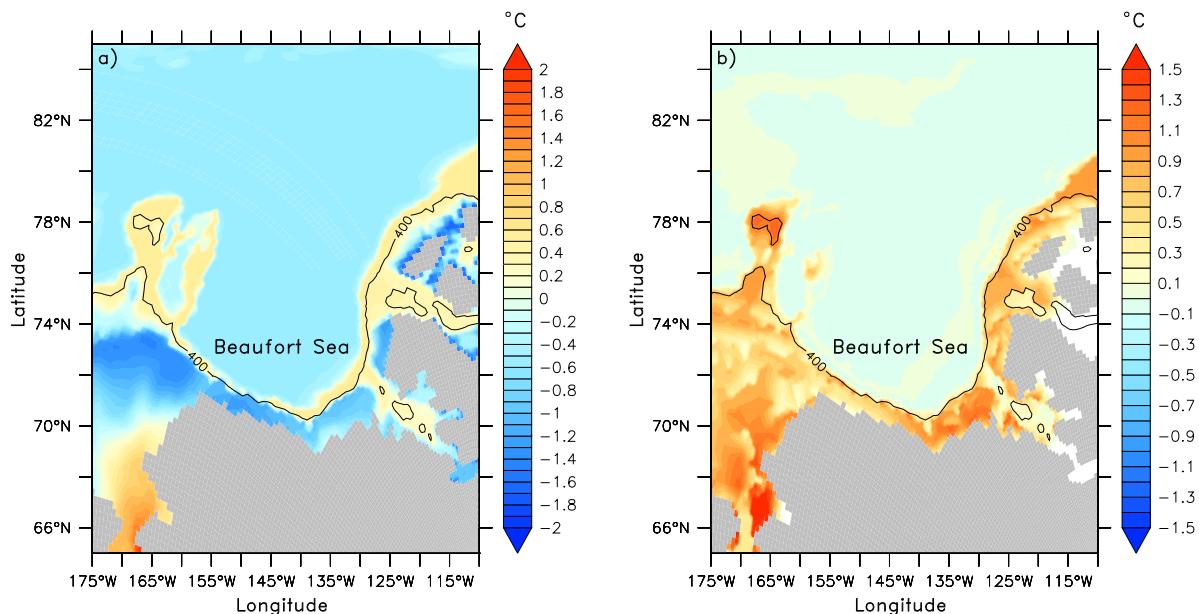


Abbildung 10: Die Verteilung der Bodenwassertemperaturen in der Beaufort See.

a, Verteilung der heutigen Bodenwassertemperaturen (in $^{\circ}\text{C}$) wie in Abb. 5a, b, Differenz der Bodenwassertemperaturen (in $^{\circ}\text{C}$) zwischen den gemittelten Temperaturen aus den Ensembles der Klimaszenarien und den heute vorherrschenden Temperaturen aus der Modellkonfiguration. Die Konturlinie stellt die 400 m Tiefenlinie dar.

Die Struktur der Bodenwassertemperaturen wurde bereits in Kapitel 3.1 beschrieben.

Abbildung 10b zeigt eine Karte der Differenz der Bodenwassertemperaturen zwischen den gemittelten Temperaturwerten aus dem Ensemble der Klimaszenarien und den zeitlich gemittelten Bodenwassertemperaturen der Modellkonfiguration ORCA05. Wie schon in Kapitel 2.2 beschrieben wurde, ist das Ensemble der acht 100 Jahre andauernden Klimaszenarien mit Hilfe des Kieler Klimamodells berechnet worden.

In der Abbildung 10b ist deutlich zu erkennen, dass die Bodenwassertemperaturen entlang des Kontinentalhangs und insbesondere auf dem Schelf im Ensemble Mittel um bis zu 1.5°C ansteigen. Auf dem Schelf sind die Veränderungen am größten, da dort der direkte Einfluss durch die Atmosphäre am stärksten zu spüren ist.

Nördlich der Schelfkante treten keine signifikanten Veränderungen der Bodenwassertemperaturen unter Berücksichtigung des Ensemble Mittels auf. In diesem Tiefenbereich sind keine Veränderungen zu erwarten, aufgrund der Isolation der Tiefsee von oberflächennahen Prozessen und atmosphärischen Einflüssen.

Die Erwärmung entlang der 400 m Tiefenlinie kann auf den Einfluss des atlantischen Einstroms zurückgeführt werden (*Polyakov et al.*, 2005).

3.3.3 Entwicklung der Bodenwassertemperaturen im Kieler Klimamodell

Über einen 430 Jahre langen Zeitraum wurde mit dem Kieler Klimamodell ein Ensemble von Zukunftsszenarien bezüglich der Entwicklung der Bodenwassertemperaturen in der Beaufort See durchgeführt.

In der vorliegenden Arbeit wurde dabei insbesondere die mögliche Temperaturentwicklung der bodennahen Schichten (zwischen 100 und 1400 m Wassertiefe) in der Region der in Abbildung 4 eingezeichneten Lage des PC12 bzw. PC13 Sedimentkerns untersucht. Dieser Bereich rückte daher in den Vordergrund der Analyse, da man in den Sedimentkernen Methan nachweisen konnte (vgl. Kap. 1.3 bzw. Kap. 4).

In Abbildung 11 ist sowohl der 430 Jahre lange Kontrolllauf (schwarz) des Klimamodells mit einer Kohlenstoffdioxidkonzentration von 348 ppm als auch das Ensemble (rot/grün) der acht 100 Jahre andauernden Klimaszenarien dargestellt. Da die Beaufort See durch die dekadischen Variabilitäten der arktischen und atlantischen Zirkulation beeinflusst wird, wurden die einzelnen Ensemble-Vorhersagen zu unterschiedlichen Zeitpunkten des Kontrolllaufs gestartet. Aufgrund der unterschiedlichen zeitlichen Entwicklung in den ersten Dekaden der Ensemble-Vorhersagen wurden die jeweiligen Temperaturtrends (ebenfalls rot/grün) der verschiedenen Klimaszenarien über die jeweils letzten 50 Jahre gebildet. Erst in den letzten 50 Jahren ist ein kontinuierlicher Temperaturanstieg zu verzeichnen gewesen.

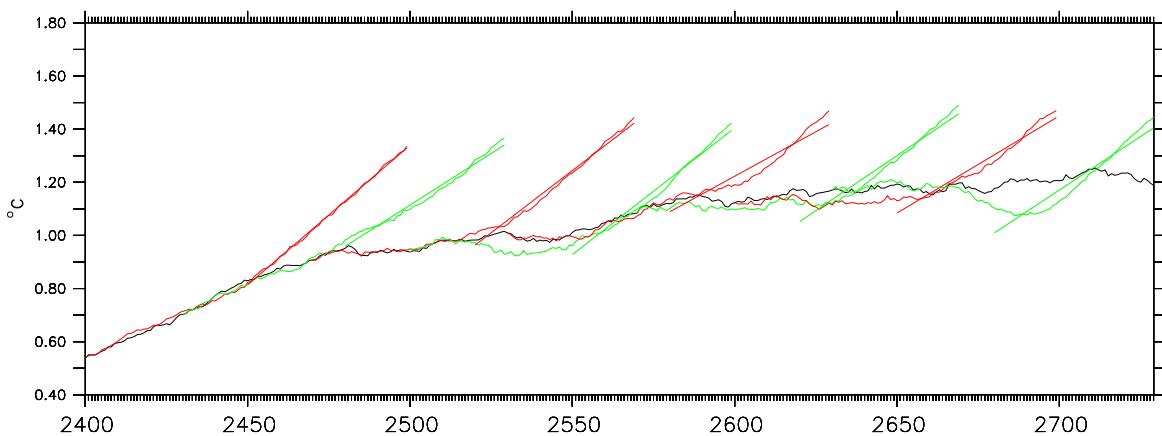


Abbildung 11: Entwicklung der Bodenwassertemperaturen (in °C) im Kieler Klimamodell zwischen 70°24'N – 72°24'N und 149°30'W – 156°30'W. schwarz, jährliche Schwankungen der Bodenwassertemperaturen im 430 Jahre langen Kontrolllauf, rot/grün, Ensemble der Klimaszenarien.

In Abbildung 11 ist zu erkennen, dass sich die einzelnen Klimaläufe des Ensembles voneinander stark unterscheiden. Besonders auffallend sind die unterschiedlichen zeitlichen

Entwicklungen in den ersten 50 bis 60 Jahren. Danach lässt sich ein annähernd konstanter Temperaturanstieg von 0.4°C für die jeweiligen letzten 50 Jahre ausmachen.

Trotz der unterschiedlichen zeitlichen Entwicklung der Bodenwassertemperaturen in den acht Klimaszenarien beträgt im Ensemble Mittel der Temperaturanstieg über 100 Jahre in etwa 0.45°C . Diese relativ geringe Zunahme kann damit begründet werden, dass trotz einer Klimaerwärmung relativ kalte Winter auftreten können.

3.4 Analyse der Gashydratstabilitätszone

Die Stabilität von Methanhydraten in marinen Sedimenten hängt von der Temperatur, dem Druck und zu einem geringen Anteil vom Salzgehalt ab.

Der Einfluss des durch die Klimaszenarien vorhergesagten Anstiegs der Bodenwassertemperaturen auf die Stabilität der Methanhydrate besonders auf dem Schelf der Beaufort See wird in diesem Kapitel analysiert. Dafür wurde die Mächtigkeit der Gashydrat Stabilitätszone (GHSZ) unterhalb des Meeresbodens unter Berücksichtigung eines stationären Gleichgewichts für heutige und zukünftige Temperaturen berechnet.

3.4.1 Auswirkungen auf die Stabilität der Methanhydrate

Mit Hilfe einer thermodynamischen Analyse können die Auswirkungen der Klimaerwärmung für die Stabilität von Gashydraten, insbesondere für Methanhydrate, genauer betrachtet werden.

Abbildung 12 stellt ein Phasendiagramm von Methanhydrat der Struktur I in der Beaufort See dar. Dabei wurde das Phasendiagramm als Funktion des Drucks und der Temperatur bei einem konstanten Salzgehalt (hier 35 PSU) ermittelt.

Man kann der Abbildung 12 entnehmen, dass das Struktur I Methanhydrat eine deutliche Phasenverschiebung zu spüren bekommt, trotz eines relativ geringen Temperaturanstiegs. In ungefähr 380 m Wassertiefe wird innerhalb der nächsten 100 Jahre eine Phasenverschiebung von Hydrat zu freiem Gas vollzogen werden.

Unterhalb von 400 m Wassertiefe wird das Hydrat nicht in Gas umgewandelt, da die dort vorherrschenden Temperatur- und Druckverhältnisse weiterhin die Stabilität des Hydrats gewährleisten, obwohl ein Temperaturanstieg zu verzeichnen ist.

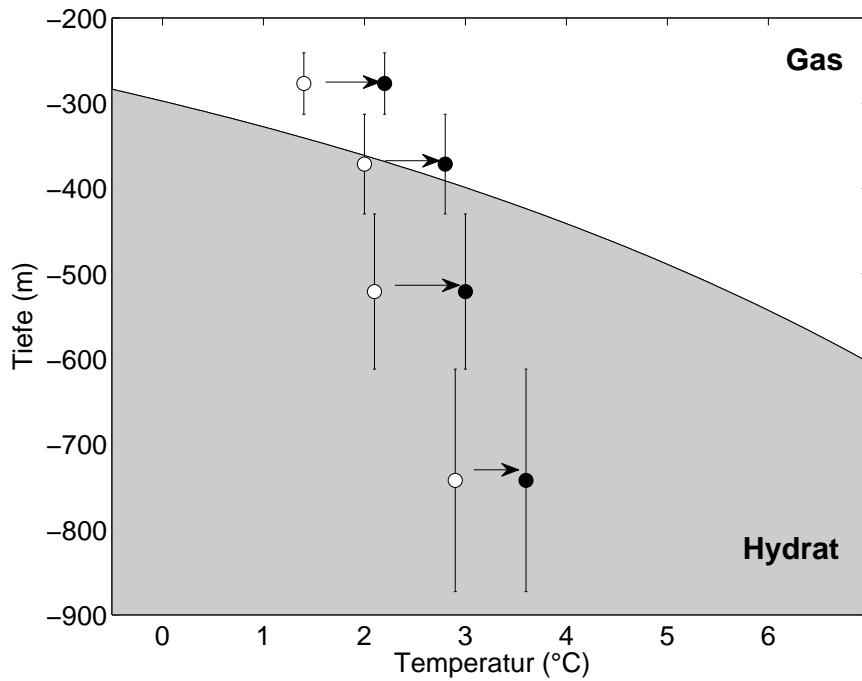


Abbildung 12: Phasendiagramm des Struktur I Methanhydrats in der Beaufort See als Funktion des Drucks (hier angegeben in Wassertiefe) und der Temperatur bei einem konstanten Salzgehalt von 35 PSU.

weiße Kreise, Bodenwassertemperaturen (in °C) im heutigen Klima, **schwarze Kreise**, Bodenwasser-temperaturen (in °C) im Ensemble Mittel des Kieler Klimamodells. Die vertikalen Balken kennzeichnen die vertikale Auflösung des Kieler Klimamodells in den Tiefenstufen 18 bis 21.

Es wird deutlich, dass die Auswirkungen der zukünftigen Erwärmung der Bodenwassertemperaturen die Stabilität des möglicherweise im Sediment der Beaufort See gespeicherten Methanhydrats vermindern könnte, so dass eine Phasenverschiebung von Hydrat zu freiem Gas wahrscheinlich wäre. Es sind insbesondere die Flachwasserregionen der Beaufort See gefährdet (vgl. Abb. 12 bzw. Abb. 13), vor allen Dingen dort, wo der Einfluss des atlantischen Zwischenwassers am größten ist. Tritt dort die beschriebene Phasenverschiebung auf, kann das freigesetzte Methangas unter Umständen mit der Atmosphäre in Wechselwirkung treten und infolgedessen den globalen Klimawandel weiter beschleunigen.

3.4.2 Berechnung der Struktur I GHSZ

In Abbildung 13a ist eine Karte der Mächtigkeit der Struktur I GHSZ unter heutigen Temperaturbedingungen abgebildet. Es ist deutlich zu erkennen, dass oberhalb der 50 m Tiefenlinie aufgrund der ungünstigen Temperatur- und Druckverhältnisse kein Gashydrat der Struktur I auftreten kann, insbesondere im Bereich der Beringstraße. Man kann zudem der Abbildung 13a entnehmen, dass nördlich der 400 m Tiefenlinie die Stärke der GHSZ mit zunehmender Tiefe bis auf 600 m ansteigt. Entlang der Schelfkante beträgt die Mächtigkeit zwischen 200 m und 300 m. Auf dem Schelf selbst ist die GHSZ nur bis zu

40 m mächtig, was auf den dort vorherrschenden geringen Druck zurückzuführen ist.

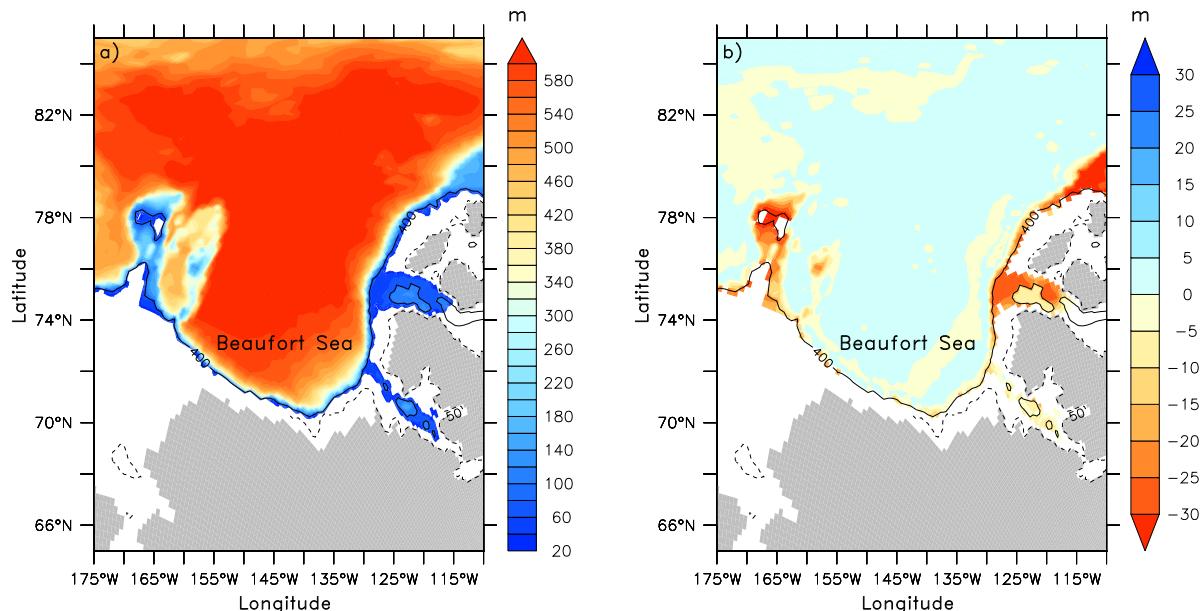


Abbildung 13: Änderung der Mächtigkeit der Struktur I Gashydrat Stabilitätszone (GHSZ) unter Einfluss der globalen Erwärmung.

a, Stärke (in m) der Struktur I GHSZ bezüglich der heute vorherrschenden Bodenwassertemperaturen (Abb. 10a), b, Änderungen (in m) in der Stärke der Struktur I GHSZ aufgrund des Temperaturanstiegs in den Ensembles der Szenarien des globalen Klimawandels. Die schwarz-gestrichelte Konturlinie stellt die 50 m Tiefenlinie dar. Die schwarze durchgezogene Konturlinie stellt zusätzlich die 400 m Tiefenlinie dar.

In Abbildung 13b ist eine Karte der Änderung der Mächtigkeit der Struktur I GHSZ unter dem Einfluss der globalen Erwärmung dargestellt. Es ist zu erkennen, dass die Struktur I GHSZ um bis zu 30 m entlang des Kontinentalhangs über die nächsten 100 Jahre abnimmt. Auf dem Schelf variiert die Abnahme der Mächtigkeit zwischen 0 m und 10 m. Im Tiefenwasserbereich kann man keine signifikanten Veränderungen ausmachen.

Aufgrund des aus dem Ensemble Mittel der Klimaszenarien vorhergesagten Bodenwassertemperaturanstiegs auf dem Schelf (vgl. Abb. 10b) verringert sich besonders dort die Stärke der GHSZ der Struktur I Gashydrate. Diese Destabilisierung könnte zu einer Freisetzung von Methangas über einen längeren Zeitraum führen. Dadurch könnte das frei gewordene Methan, aufgrund der geringen Wassertiefe des Schelfs, in Wechselwirkung mit der Atmosphäre treten und den Klimawandel weiter vorantreiben.

3.4.3 Berechnung der Struktur II GHSZ

In der vorliegenden Arbeit wurde des Weiteren die Veränderung der Struktur II GHSZ untersucht. Gashydrate der Struktur II sind bei höheren Temperaturen stabil, d.h. insbesondere im Flachwasserbereich des Schelfs und somit im Einzugsbereich des atlantischen Zwischenwassers.

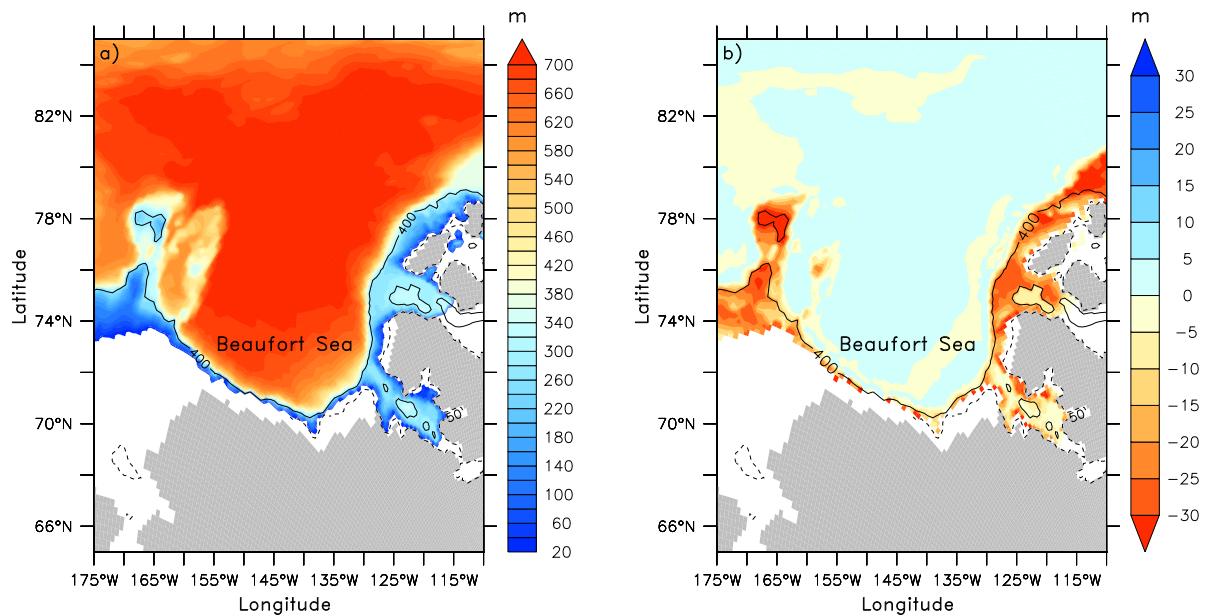


Abbildung 14: Änderung der Mächtigkeit der Struktur II Gashydrat Stabilitätszone (GHSZ) unter Einfluss der globalen Erwärmung.

a, Stärke (in m) der Struktur II GHSZ bezüglich der heute vorherrschenden Bodenwassertemperaturen (Abb. 10a), b, Änderungen (in m) in der Stärke der Struktur II GHSZ aufgrund des Temperaturanstiegs in den Ensembles der Szenarien des globalen Klimawandels. Die schwarz-gestrichelte Konturlinie stellt wiederum die 50 m Tiefenlinie dar und die schwarze durchgezogene Konturlinie die 400 m Tiefenlinie.

Die Abbildung 14a stellt eine Karte der Mächtigkeit der Struktur II GHSZ unter heutigen Temperaturverhältnissen dar. Zwischen 0 m und 50 m Wassertiefe bildet sich kein Struktur II Gashydrat aus, da die Temperatur- und Druckbedingungen zur Bildung von Gashydrat dort nicht erfüllt sind. Die Stärke dieser GHSZ weist Ähnlichkeiten zur Anordnung der Mächtigkeit der Struktur I GHSZ in Abbildung 13a auf, wobei die GHSZ nördlich der Schelfkante bis auf 700 m anwächst. Entlang der Schelfkante beträgt die Mächtigkeit ungefähr 350 m und auf dem Schelf selbst variiert diese zwischen 0 m und 300 m.

Abbildung 14b zeigt wiederum eine Karte der Änderung der Stärke der Struktur II GHSZ unter dem Einfluss der globalen Erwärmung.

Im Vergleich zu den Struktur I Gashydraten kommt es bei den Struktur II Gashydraten zu größeren Veränderungen in der Mächtigkeit der GHSZ. Hierbei nimmt die GHSZ auf dem Schelf und ebenso entlang des Kontinentalhangs zwischen 0 m bis über 30 m in den nächsten 100 Jahren ab. Im Gegensatz zu den vergleichsweise kleinräumigen Änderungen der Struktur I GHSZ nimmt die Reduktion der GHSZ der Struktur II Gashhydrate auf dem Schelf wesentlich größere Ausmaße an.

Relativ geringe Unterschiede zwischen dem heutigen und zukünftigen Zustand sind im Tiefenwasserbereich nördlich des Kontinentalabhangs auszumachen.

Durch den vorhergesagten Anstieg der Bodenwassertemperaturen entlang des Schelfs der Beaufort See in den nächsten 100 Jahren (vgl. Abb. 10b) verändern sich die Druck- und Temperaturbedingungen für die Stabilität der Gashydrate. Bei der Anpassung an

die neuen Bedingungen dissoziieren die Hydrate und werden destabilisiert. Dies hätte zur Folge, dass Methangas in die Wassersäule gelangt und möglicherweise mit der Atmosphäre in Wechselwirkung tritt.

4 Diskussion

Diese Arbeit zeigt, dass durch die globale Erwärmung eine Destabilisierung von Gashydraten in der Beaufort See eintreten kann. Durch die Destabilisierung könnte je nach Vorkommen eine größere Menge Methangas freigesetzt werden, die jedoch höchstwahrscheinlich über die nächsten 100 Jahre begrenzt ist.

Des Weiteren wird in dieser Arbeit nachgewiesen, dass das atlantische Zwischenwasser einen maßgeblichen Einfluss auf die Schelfregionen der Beaufort See hat. Die Erwärmung des ursprünglich aus dem Nordatlantik stammenden Wassers wird zukünftig eine Schlüsselrolle in der möglichen Reduktion der Gashydrat Stabilitätszone auf dem Schelf spielen (vgl. Kap. 3).

Die Untersuchung der Stabilität der Gashydrate im Schelfbereich der Beaufort See beruhte auf dem Einfluss der Klimaerwärmung mit dem Fokus auf der Temperaturzunahme in den bodennahen Schichten (vgl. Kap. 3.3).

Da die Gashydratstabilität jedoch sowohl von der Temperatur als auch dem Druck abhängt, wäre neben der Untersuchung der Temperaturveränderung auch eine Analyse der Druckveränderung nötig gewesen, um eine genaue Aussage über die Auswirkungen der globalen Erwärmung auf die Methanemissionen treffen zu können.

Infolge des globalen Klimawandels schmelzen die Gletscher ab und das Meereis wird verringert, wodurch mehr Wasser in den Ozeanen aufzufinden ist. Dieses erhöhte Wasservorkommen sowie die thermische Ausdehnung der Ozeane führen zu einem Meeresspiegelanstieg. Der Anstieg verursacht eine Zunahme des hydrostatischen Druckes. Dies wiederum führt zu einer Stabilisierung der Gashydratvorkommen entlang der Kontinentalränder sowie in den Schelfregionen. Somit würde der Meeresspiegelanstieg auf langen Zeitskalen betrachtet (ungefähr 1000 Jahre) den Temperatureffekten entgegen wirken.

Eine Druckreduktion kann ebenso wie ein durch den globalen Klimawandel bedingter Temperaturanstieg (*Maslin*, 2004) zu einer Destabilisierung von Gashydraten führen. Zum einen können marine Gashydrate durch ein Herabsetzen des Meeresspiegels und zum anderen durch Hangrutschungen entlang des Kontinentalabhangs instabil werden.

Da Gashydrate im Porenraum mariner Sedimente eine zementähnliche Wirkung haben, sorgen sie für eine Stabilisierung des Meeresbodens. Durch eine vermehrte Gashydratbildung verhindert sich die Durchlässigkeit im Sediment für Gase und Flüssigkeiten. Eine fortschreitende Sedimentation führt zu einer tieferen Ablagerung des Gashydrats (*Kvenvolden*, 1993). Durch die dort auftretenden Druck- und insbesondere Temperaturveränderungen können die porenausfüllenden Gashydrate instabil werden. Dies hätte zur Folge, dass die Bodenfestigkeit abnimmt und submarine Rutschungen auftreten (*Archer*, 2007).

Sobald das Sediment den Hang herunterrutscht, führt die Gewichtsreduktion am Aus-

gangspunkt der Hangrutschung zu einer Druckverminderung, wodurch Gashydrat freigesetzt wird (*Kvenvolden*, 1993). Dies könnte zu einer explosionsartigen Freisetzung von Methangas führen (*Maslin*, 2004).

Hiermit wird deutlich, dass eine genaue Analyse des Meeresspiegelanstiegs, bedingt durch die Klimaerwärmung, in der Beaufort See relevant wäre, um die Gashydratstabilität genauestens zu untersuchen.

In dieser Arbeit wurde ein besonderes Augenmerk auf die in der Beaufort See möglicherweise vorkommenden Gashydrate, im Speziellen Methanhydrate, gelegt. Es wurde gezeigt, dass Methanhydrat, insbesondere das der Struktur II, in weiten Teilen des Schelfs aufgrund der dort vorherrschenden Druck- und Temperaturverhältnisse stabil wäre und folglich ein Vorkommen möglich ist (vgl. Kap. 3.4). Obwohl die Struktur II Methanhydrate wesentlich seltener auf der Erde vorkommen, sind sie für die Beaufort See von großer Bedeutung.

Die vorliegende Arbeit erbringt nicht den Nachweis, dass die erhöhte Methankonzentration im Schelfbereich der Beaufort See, die sowohl *Kvenvolden* (1993) als auch *Loeng et al.* (2005) feststellen konnte, auf sich auflösende Methanhydrate zurückgeführt werden kann.

Sowohl *Crill and Martens* (1983) als auch *Wagner et al.* (2007) konnten zeigen, dass durch angehäufte mikrobielle Produktion mehr Methan in den marinen Sedimenten entsteht. Die saisonalen Schwankungen in der Methananreicherung werden hauptsächlich durch den Einfluss der Temperatur reguliert (*Crill and Martens*, 1983). *Wagner et al.* (2007) konnten nachweisen, dass sich schon bei einem geringen Temperaturanstieg die mikrobielle Methanogeneseaktivität erhöht.

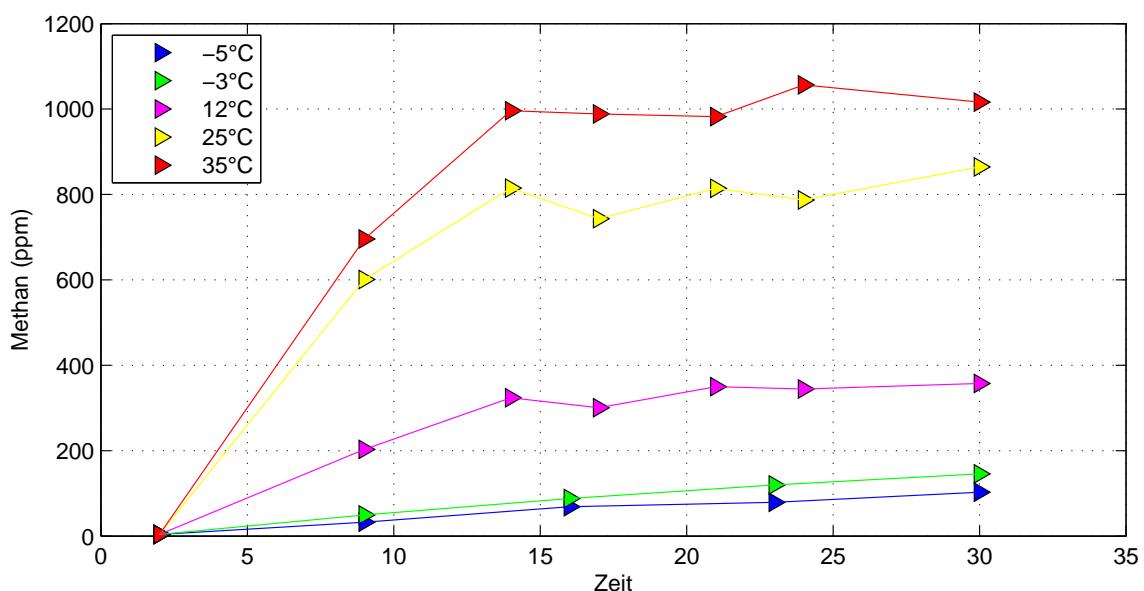


Abbildung 15: Methanogeneseaktivität des PC12 Sedimentkerns in 513 cm Sedimenttiefe bei unterschiedlichen Temperaturen: blau, -5°C , grün, -3°C , magenta, 12°C , gelb, 25°C , rot, 35°C . (Schweers, pers. Komm.)

Die vorläufige Untersuchung des während der Expedition MITAS PS2009-09 entnommenen Sedimentkerns PC12 von *Schweers* ergab, dass Methanogenese ansteigt sobald sich die Temperatur im Sediment erhöht (vgl. Abb. 15). Hiermit wird deutlich, dass eine Analyse der Temperaturveränderungen im bodennahen Wasser der Beaufort See nicht nur auf eine mögliche Gashydratauflösung angewendet werden sollte sondern auch auf eine gestiegerte mikrobielle Aktivität.

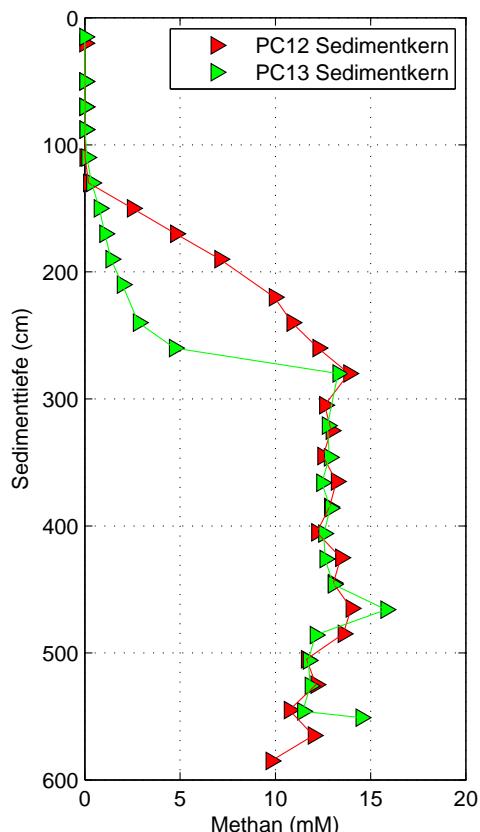


Abbildung 16: Methanprofil (in mM) über 0 bis 300 cm Sedimenttiefe.

rot, PC12 Sedimentkern in 342 m Wassertiefe bei 71°33'N, 152°04'W, grün, PC13 Sedimentkern in 280 m Wassertiefe bei 71°30'N, 152°16'W.

Wie schon in Kapitel 1.3 erwähnt wurde, kann Methan in den Sedimenten der Beaufort See nachgewiesen werden.

Die Sedimentkerne PC12 und PC13 weisen zwischen 130 cm und 600 cm Sedimenttiefe Spuren von Methan auf (vgl. Abb. 16). Der Abbildung 16 ist zu entnehmen, dass die Methankonzentration beider Kerne in den obersten 100 cm annähernd 0 mM beträgt, da das Methan durch anaerobe Methanoxidation mit Sulfat verschwindet (*Crill and Martens, 1983*). Aufgrund des Abbaus von organischem Material durch Archaeabakterien (*Wagner et al., 2007*) steigt der Methangehalt ab 130 cm Sedimenttiefe an.

Bei einer genaueren Betrachtung der Lage der Sedimentkerne auf dem Schelf der Beaufort See hat sich gezeigt, dass sowohl Struktur I als auch Struktur II Gashydrat bei 71°30'N, 152°16'W in 280 m Wassertiefe (PC13 Position, vgl. Abb. 4) nicht vorkommen kann. Die dortigen Druck- und Temperaturverhältnisse reichen zur Bildung von Methanhydrat nicht aus bzw. die Stabilität des Hydrats ist nicht gegeben.

Der Sedimentkern PC12 befindet sich in 342 m Wassertiefe und wurde bei 71°33'N, 152°04'W (vgl. Abb. 4) entnommen. Das Struktur I Gashydrat kann dort ebenfalls nicht auftreten, da die Druck- und Temperaturbedingungen nicht erfüllt werden. An der Position des PC12 Sedimentkerns kann jedoch das Struktur II Gashydrat entstehen, welches bei höheren Temperaturen stabil ist. Die Gashydrat Stabilitätszone ist bei heutigen Temperaturverhältnissen dort bis zu 214 m mächtig und würde in der Zukunft unter Berücksichtigung der globalen Erwärmung um 20 m abnehmen.

Erst nach weiteren Analysen wird sich zeigen, ob Methanhydrat in den obersten Metern des Sediments enthalten war. Das zwischen 1 m und 6 m Sedimenttiefe vorliegende freie Gas (vgl. Abb. 16) kann durch aufgelöstes Gashydrat bei der Probenentnahme entstanden

sein. Es ist jedoch wahrscheinlich, dass das in den Sedimentkernen vorgefundene Methan durch biologische Prozesse entstanden ist.

Während das Gas im Sediment aufsteigt, wird es durch mikrobielle Prozesse abgebaut (*Crill and Martens*, 1983). Dennoch könnten bei schnellen Transportprozessen einige Methanbläschen den biologischen Filter überwinden und in die Wassersäule gelangen (*Knittel and Boetius*, 2009). Dort könnten aerobe Bakterien das Methan teilweise verbrauchen bevor es in die Atmosphäre übertritt (*Biastoch et al.*). Die Methankonsumierung durch die aeroben Bakterien in der Wassersäule könnte zu weitreichenden Folgen führen. Wie schon *Biastoch et al.* bemerkte, könnte dieser Prozess zu einer Ozeanversauerung sowie Sauerstoffzehrung führen.

Da nicht genau bekannt ist, ob die große Methankonzentration in der Beaufort See durch sich auflösende Gashydrate oder reine biologische Prozesse entstand, wäre es für spätere regionale Studien ratsam, neben der Untersuchung möglicher vorhandener Methanhydrate die biologischen Prozesse im Sediment und in der Wassersäule in Betracht zu ziehen. Somit könnte man die Konsequenzen der Methanemissionen aus dem Meeresboden der Beaufort See genauer ermitteln. Dafür sollte zusätzlich ein regional hoch aufgelöstes Modell zur Anwendung kommen.

Die für die vorliegende Arbeit zur Verfügung gestellten Daten aus der ORCA05 Modellkonfiguration und aus dem Kieler Klimamodell könnten zum Teil zu gering aufgelöst worden sein, um eine detaillierte Modellanalyse gewährleisten zu können.

Um die Region der Beaufort See besser zu analysieren, sollte die mittlere horizontale Auflösung mehr als 27.5 km x 26.5 km betragen. Da die für die Berechnung des Dissoziationsdruckes benötigten Größen sowohl der Ozean/Meereis-Modellkonfiguration als auch dem Klimamodell entnommen wurden, könnten die Stabilitätsanalysen der Gashydrate zu grob durchgeführt worden sein. Unter Anwendung vertikal höher aufgelöster Modelle wäre es durchaus wahrscheinlich, dass sich die Gashydrat Stabilitätszonen verschieben. Das bedeutet, dass die ermittelten Mächtigkeiten der GHSZ entweder zu gering oder aber zu groß ausgefallen sind.

Daher wäre es für die in der vorliegenden Arbeit durchgeföhrten Analysen von Vorteil gewesen, die Veränderungen in der Gashydrat Stabilitätszone mit den möglichen Gashydratvorkommen bei einer höheren regionalen Auflösung zu kombinieren. Des Weiteren sollte bei einer erneuten Untersuchung der Beaufort See auf eine verbesserte Bestimmung der Bodenwassertemperaturen durch sowohl vertikal als auch horizontal höher aufgelöste Ozean- und Klimamodelle geachtet werden. Da insbesondere die bodennahen Schichten und somit auch teilweise das Sediment im Vordergrund der Arbeit standen, wäre es für zukünftige Untersuchungen empfehlenswert ein gekoppeltes Sediment-Klima-Modell zu nutzen.

Um bessere Aussagen über die Auswirkungen der globalen Erwärmung auf die Metha-

nemissionen aus dem Meeresboden der Beaufort See treffen zu können, sollten demnach neben den in der vorliegenden Arbeit verwendeten Analysen auch Druckveränderungen in den Schelfregionen der Beaufort See sowie hochauflösende Modellanalysen betrachtet werden.

Abschließend ist zu bemerken, dass das Ausmaß des Einflusses von Methan auf den globalen Klimawandel immer noch sehr ungewiss ist.

Literatur

- Antonov, J., S. Levitus, T. Boyer, M. Conkright, T. O'Brien, and C. Stephens (1998), *World Ocean Atlas 1998 Vol. 1: Temperature of the Atlantic Ocean*, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C.
- Archer, D. (2007), Methane hydrate stability and anthropogenic climate change, *Biogeosciences*, 4, 521–544.
- Biastoch, A., et al. (), Evolution of Arctic Ocean temperatures and fate of marine gas hydrates under global warming, in Vorbereitung.
- Biastoch, A., C. W. Böning, J. Getzlaff, J.-M. Molines, and G. Madec (2008), Causes of Interannual-Decadal Variability in the Meridional Overturning Circulation of the Midlatitude North Atlantic Ocean, *J. Climate*, 21, 6599–6615.
- Boyer, T., S. Levitus, J. Antonov, M. Conkright, T. O'Brien, and C. Stephens (1998), *World Ocean Atlas 1998 Vol. 4: Salinity of the Atlantic Ocean*, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C.
- Carmack, E. C., and R. W. Macdonald (2001), Oceanography of the Canadian Shelf of the Beaufort Sea: A Setting for Marine Life, *Arctic*, 55, 29–45.
- Crill, P. M., and C. S. Martens (1983), Spatial and temporal fluctuations of methane production in anoxic coastal marine sediments, *Limnol. Oceanogr.*, 28, 1117–1130.
- Griffies, S., et al. (2009), Coordinated Ocean-ice Reference Experiments (COREs), *Ocean Modelling*, 26, 1–46.
- Huntington, H., G. Weller, E. Bush, T. V. Callaghan, V. M. Kattsov, and M. Nuttall (2005), An Introduction to the Arctic Climate Impact Assessment, in *Arctic Climate Impact Assessment*, pp. 1–20, Cambridge University Press, New York.
- Kennett, J. P., K. G. Cannariato, I. L. Hendy, and R. J. Behl (2003), *Methane Hydrates in Quaternary Climate Change: The Clathrate Gun Hypothesis*, Am. Geophys. Union, Washington, D.C.
- Knittel, K., and A. Boetius (2009), Anaerobic oxidation of methane: progress with an unknown process, *Ann. Rev. Microbiol.*, 63, 311–334.
- Kvenvolden, K. A. (1993), Gas hydrates-geological perspective and global change, *Rev. Geophys.*, 31, 173–187.
- Kvenvolden, K. A., M. D. Lilley, T. D. Lorenson, P. W. Barnes, and E. McLaughlin (1993), The Beaufort Sea continental shelf as a seasonal source of atmospheric methane, *Geophys. Res. Lett.*, 20, 2459–2462.
- Large, W. G., and S. G. Yeager (2004), Diurnal to decadal global forcing for ocean and

sea-ice models: the data sets and flux climatologies, *NCAR Technical Note NCAR/TN-460+STR*, NCAR.

Latif, M. (2009), *Klimawandel und Klimadynamik*, Eugen Ulmer, Stuttgart.

Lübbecke, J. F., C. W. Böning, and A. Biastoch (2008), Variability in the subtropical-tropical cells and its effect on near-surface temperature of the equatorial Pacific: a model study, *Ocean Sci.*, 4, 73–88.

Loeng, H., et al. (2005), Marine Systems, in *Artic Climate Impact Assessment*, pp. 453–538, Cambridge University Press, New York.

Lorbacher, K., J. Dengg, C. W. Böning, and A. Biastoch (2010), Regional Patterns of Sea Level Change Related to Interannual Variability and Multidecadal Trends in the Atlantic Meridional Overturning Circulation, *J. Climate*, 0.

Madec, G. (2006), NEMO ocean engine, *Tech. Rep.* 27, Note du Pole de modelisation, Institut Pierre Simon Laplace (IPSL), France.

Maslin, M. (2004), Gas Hydrates: A Hazard for the 21st Century , in *Issues in Risk Science*, 3, Benfield Hazard Research Centre.

McBean, G., et al. (2005), Arctic Climate: Past and Present, in *Artic Climate Impact Assessment*, pp. 21–60, Cambridge University Press, New York.

Park, W., N. Keenlyside, M. Latif, A. Ströh, R. Redler, E. Roeckner, and G. Madec (2009), Tropical Pacific Climate and Its Response to Global Warming in the Kiel Climate Model, *J. Climate*, 22(1), 71–92.

Pickart, R. S. (2004), Shelfbreak circulation in the Alaskan Beaufort Sea: Mean structure and variability, *J. Geophys. Res.*, 109(C04024).

Polyakov, I. V., G. V. Alekseev, L. A. Timokhov, U. S. Bhatt, R. L. Colony, H. L. Simmons, D. Walsh, J. E. Walsh, and V. F. Zakharov (2004), Variability of the Intermediate Atlantic Water of the Arctic Ocean over the Last 100 Years, *J. Climate*, 17(23), 4485–4497.

Polyakov, I. V., et al. (2005), One more step toward a warmer Arctic, *Geophys. Res. Lett.*, 32, 17,605.

Reagan, M. T., and G. J. Moridis (2009), Large-scale simulation of methane hydrate dissociation along the West Spitsbergen Margin, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L23,612.

Roeckner, E., et al. (2003), The atmospheric general circulation model ECHAM5: part 1: model description.

Scheinert, M. (2008), Causes and Impacts of Northern North Atlantic Freshening, Ph.D. thesis, Leibniz-Institut für Meereswissenschaften an der Universität Kiel.

- Schweers, J. (), Charakterisierung von biogeochemischen Prozessen in methanhaltigen Sedimenten der Beaufort-See (Arktischer Ozean), in Vorbereitung.
- Shakhova, N., I. Semiletov, A. Salyuk, V. Yusupov, D. Kosmach, and . Gustafsson (2010), Extensive Methane Venting to the Atmosphere from Sediments of the East Siberian Arctic Shelf, *Science*, 327, 1246–1250.
- Sloan, E. D. (1997), *Clathrate hydrates of natural gases*, second ed., Marcel Dekker, New York.
- Sloan, E. D. (2003), Fundamental principles and applications of natural gas hydrates, *Nature*, 426, 353–359.
- Steele, M., R. Morley, and W. Ermold (2001), PHC: A global ocean hydrography with a high-quality Arctic Ocean, *J. Climate*, 14, 2079–2087.
- Tishchenko, P., C. Hensen, K. Wallmann, and C. S. Wong (2005), Calculation of the stability and solubility of methane hydrate in seawater, *Chemical geology*, 219(1-4), 37–52.
- Valcke, S. (2003), OASIS3 user guide, pRISM Tech. Rep. 3.
- Wagner, D., A. Gattinger, A. Embacher, E. M. Pfeiffer, M. Schloter, and A. Lipski (2007), Methanogenic activity and biomass in Holocene permafrost deposits of the Lena Delta, Siberian Arctic and its implication for the global methane budget, *Global change biology*, 13, 1089–1099.
- Westbrook, G. K., et al. (2009), Escape of methane gas from the seabed along the West Spitsbergen continental margin, *Geophys. Res. Lett.*, 36(15), L15,608.

Erklärung

Hiermit erkläre ich, dass ich die vorliegende Arbeit selbstständig und ohne fremde Hilfe angefertigt und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel verwendet habe. Die eingereichte schriftliche Fassung der Arbeit entspricht der auf dem elektronischen Speichermedium. (Name der Datei: BA_KKretschnmer_899114.pdf)

Weiterhin versichere ich, dass diese Arbeit noch nicht als Abschlussarbeit an anderer Stelle vorgelegen hat.

Kiel, den 09. Juli 2010, Kerstin Kretschnmer