

Spätpleistozäne-holozäne Veränderungen in den Wasseroberflächentemperaturen der Beringsee

Bachelorarbeit
am Fachbereich Geowissenschaften
der Universität Bremen
Vorgelegt von

Lukas Belz

1. Gutachter: Prof. Dr. Ralf Tiedemann (Betreuer)
2. Gutachter: Dr. Gerard Versteegh

Bremen, 2010

INHALTSVERZEICHNIS

KURZFASSUNG	3
EINLEITUNG UND FRAGEN DIESER ARBEIT	3
Heutige Wasseroberflächentemperaturen und Strömungsmuster im N-Pazifik	5
MATERIAL UND METHODEN	6
Verwendete Proben und Daten	6
U ^K ₃₇ -Methode zur Bestimmung von Wasseroberflächentemperaturen (SST)	7
Vergleich mit anderen U ^K ₃₇ -SST Kalibrierungen	9
Altersmodell	10
ERGEBNISSE	11
SST Variabilität am Shirshov Rücken	11
Fehlerbetrachtung	14
DISKUSSION	14
Vergleich mit anderen SST-Kurven aus dem Nordwestpazifischen Raum	14
SST-Variabilität in der Beringsee	15
Vergleich mit SSTs aus der See von Ochotsk	18
Vergleich mit Wasseroberflächentemperaturen vor Japan	21
Hypothese einer dipolaren holozänen SST Entwicklung zwischen N-Atlantik und N-Pazifik	23
SCHLUSSFOLGERUNG	23
DANKSAGUNG	26
LITERATUR	27
DATENANHANG	28

Kurzfassung

Im Gebiet der Beringsee und dem angrenzenden Raum des Nordwestpazifiks liegen bisher nur sehr wenige paläoozeanographische Datensätze vor. Paläotemperaturdaten tragen dazu bei, regionale Änderungen im Klima und in den Strömungsverhältnissen zu erkennen und ursächlich einzuordnen. Im Rahmen dieser Arbeit, wurde daher an Proben des Kerns SO201-2-77, vom Shirshov-Rücken in der westlichen Beringsee, mit Hilfe der $U^{K'}_{37}$ Methode, Wasseroberflächentemperaturen der letzten 15000 Jahre rekonstruiert. Die Ergebnisse wurden mit Datensätzen aus der Beringsee, der See von Ochotsk und dem Nordwestpazifik verglichen. Dabei wurden Hinweise auf eine dipolare Beziehung zwischen der See von Ochotsk und der westlichen Beringsee festgestellt. Außerdem wurde eine bestehende Hypothese über eine dipolare Beziehung zwischen Nordatlantik und Nordpazifik mit Hilfe der Datensätze überprüft, konnte aber nicht eindeutig nachgewiesen werden. Des Weiteren wurden große Veränderungen der Temperaturgradienten im späten Holozän, sowohl innerhalb der Beringsee, als auch der See von Ochotsk festgestellt.

Einleitung und Fragen dieser Arbeit

Ziel dieser Arbeit ist es, die Veränderungen der Wasseroberflächentemperaturen (SST) in der westlichen Beringsee an einem Sedimentkern vom Shirshov-Rücken (Kern SO201-2-77 KL, im Folgenden als Kern 77 bezeichnet) für den Zeitraum der letzten 15.000 Jahre mit Hilfe der $U^{K'}_{37}$ Methode zu rekonstruieren. Der Vergleich mit anderen SST-Kurven aus dem nordwestpazifischen Raum soll dazu beitragen, regionale Änderungen im Klima und in den Strömungsverhältnissen zu erkennen und ursächlich einzuordnen (Abb. 1). Generell liegen aus dem Nordpazifik und seinen angrenzenden Randmeeren, der Beringsee und der See von Ochotsk, nur wenig Datensätze aus Sedimentkernen vor, da diese Region paläoozeanographisch kaum untersucht ist. Aus der westlichen Beringsee und dem subpolaren Nordpazifik existieren bislang noch gar keine $U^{K'}_{37}$ -SST-Rekonstruktionen. Von einem Sedimentkern der östlichen Beringsee wurde erst kürzlich eine erste SST-Kurve veröffentlicht (Kern 51JPC, Caissie et al., 2010). Aus der See von Ochotsk wurden bislang 3 Kurven veröffentlicht (Kern GGC15, Ternois et al., 2000; Kerne PC2 und PC4, Seki et al., 2004; Abb. 1). Für einen weitergehenden Vergleich wurden zwei weitere unveröffentlichte SST-Kurven aus der westlichen Beringsee (Kern SO201-2-85 KL, im Folgenden als Kern 85 bezeichnet) und der südöstlichen See von Ochotsk (LV29-114) aus der Arbeitsgruppe von Prof. Tiedemann zur Verfügung gestellt.

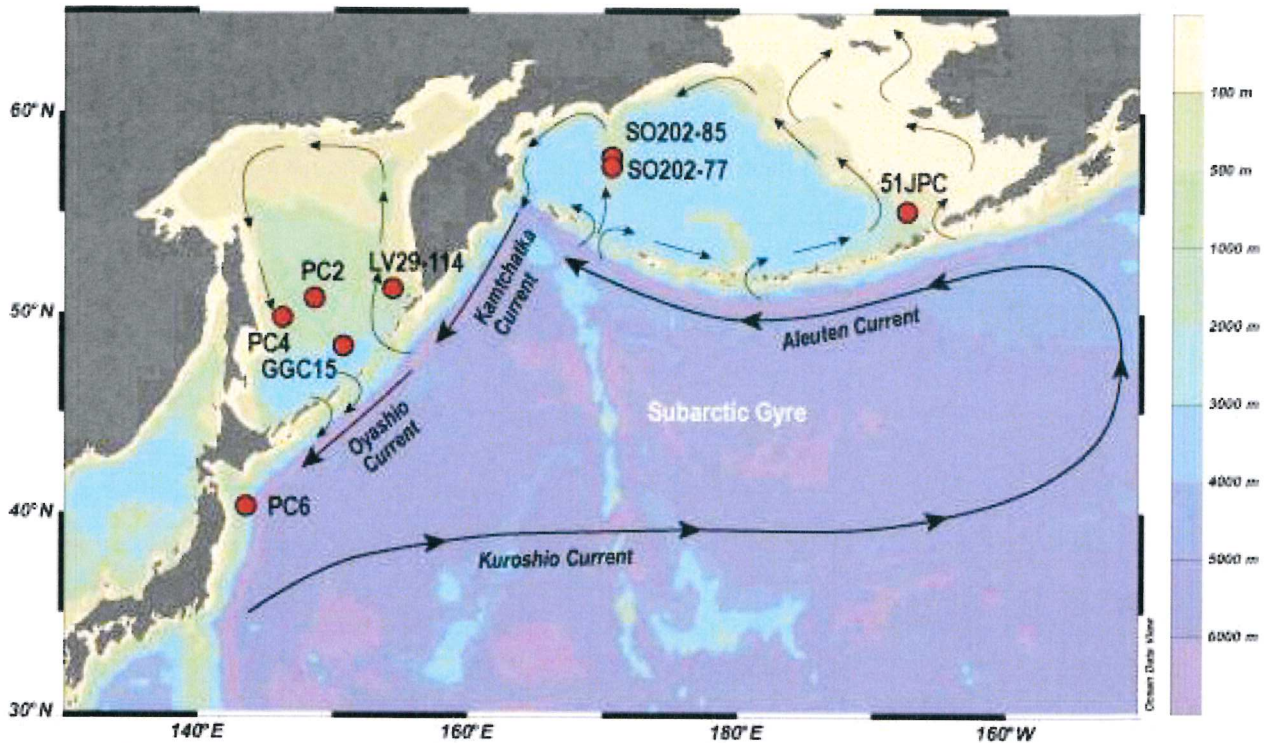


Abb. 1 Topographische Übersicht mit den Strömungsmustern im Nordwestlichen Pazifik. Die roten Punkte markieren Kernlokalitionen, an denen $U^{K'}_{37}$ -SST Messungen vorgenommen wurden. Diese Karte wurde mit dem Programm Ocean Data View (ODV) erstellt, Datengrundlage World Ocean Data Atlas (WODA) Quelle: Tiedemann

Die im Rahmen der vorliegenden Arbeit erstellte Temperaturkurve aus der westlichen Beringsee (SO201-2-77 KL) ermöglicht erstmals einen Vergleich zur Temperaturentwicklung in der östlichen Beringsee und der See von Ochotsk (Ternois et al. 2000; Seki et al., 2004). Der Vergleich soll einerseits dazu beitragen, regionale Änderungen oder Muster im Klima zu erfassen. Andererseits könnte der Vergleich mit SST Kurven aus der See von Ochotsk über die Temperaturgradienten Hinweise über Änderungen in den Oberflächenströmungen liefern. Die westliche Beringsee und die See von Ochotsk sind nämlich über den Ostkamchatka-Strom, der seine südliche Fortsetzung im Oyashio-Strom findet, miteinander verbunden. Aus dem Bereich, wo der heutige Oyashio-Strom auf den Kuroshio-Strom trifft (40°N), steht die SST-Kurve des Kerns PC6 zur Verfügung (Minoshima et al., 2007), um mögliche Änderungen in den Strömungsmustern zu erfassen.

Das holozäne Temperaturmuster im NW-Pazifik ist auch überregional im Zusammenhang mit atmosphärisch-ozeanischen Fernwirkungen zwischen N-Atlantik und N-Pazifik von Bedeutung. So postulierten Kim et al. (2004) anhand von $U^{K'}_{37}$ -Temperaturdaten und Modellsimulationen eine Temperatur-Wippe (Dipol-Muster) zwischen N-Atlantik und N-Pazifik auf Zeitskalen von Jahrtausenden. Danach erwärmten sich im langfristigen Trend die Wasseroberflächentemperaturen im N-Pazifik ab 7000 Jahre vor heute um ca. 1 °C bis heute, während die

Wasseroberflächentemperaturen im N-Atlantik abnahmen. Als Ursache der gegenläufigen Temperaturmuster führen Kim et al. (2004) atmosphärisch-ozeanische Wechselwirkungen zwischen der PDO (Pazifisch-Dekadische-Oszillation) und der NAO (Nordatlantische Oszillation) an. Die Datenbasis, auf die sich die Arbeit von Kim et al. stützt, war damals allerdings für den N-Pazifik nur sehr schwach ausgebildet. So basieren die postulierten Veränderungen im subpolaren NW-Pazifik nur auf einer SST-Kurve (Kern GGC 15) aus der See von Ochotsk. In dieser Arbeit soll daher auch der Frage nachgegangen werden, ob sich die These zur Temperaturwippe unter Einbeziehung neuer Daten unterstützen lässt.

Heutige Wasseroberflächentemperaturen und Strömungsmuster im N-Pazifik

Die großräumige oberflächennahe Strömungsstruktur des Nordpazifiks wird durch einen zyklonischen subarktischen Wirbel bestimmt, der von folgenden Randströmen begrenzt wird (Abb. 1):

- dem Ostkamtschatka-Oyashio-Stromsystem im Nordwesten und Westen, der kalte Wassermassen aus der Beringsee südwärts transportiert;
- dem Kuroshio-Strom im Süden, der warme Wassermassen Richtung Nordosten transportiert;
- und dem Aleutenstrom im Norden;

Aus dem N-Pazifik strömen oberflächennah Wassermassen durch die Passagen der Aleuten-Inselkette in die Beringsee. Dabei spielen vor allem die Unimak-Passage im Osten, die Amchitka-Passage im Süden und die Near-Strasse im Westen eine wichtige Rolle. Das Strömungsregime in der Beringsee wird vor allem von zwei zyklonal laufenden Wirbelbewegungen beherrscht. Eine verläuft in der westlichen Beringsee, entlang der Near-Strasse, der Westseite des Shirshov-Rückens und Ostkamtschatka. Die andere folgt östlich der Near-Strasse den Aleuten, fließt als Bering-Hangströmung (bering slope current) den östlichen Kontinentalhang entlang und verläuft östlich des Shirshov-Rückens nach Süden. Über dem nördlichen Schelfgebiet fließt eine nördlich gerichtete Strömung durch die Beringstrasse in den Arktischen Ozean.

Ein Teil der Wassermassen des Kamtschatkastromes fließen durch die nördlichen Passagen der Kurilen-Inselkette in die See von Ochotsk. Auch hier folgt das Strömungsmuster einer zyklonalen Bewegung entlang der Küsten, und die Wassermassen strömen schließlich durch die südlichen Passagen der Kurilen in den Nordpazifik und entlang des Oyashio-Stromes.

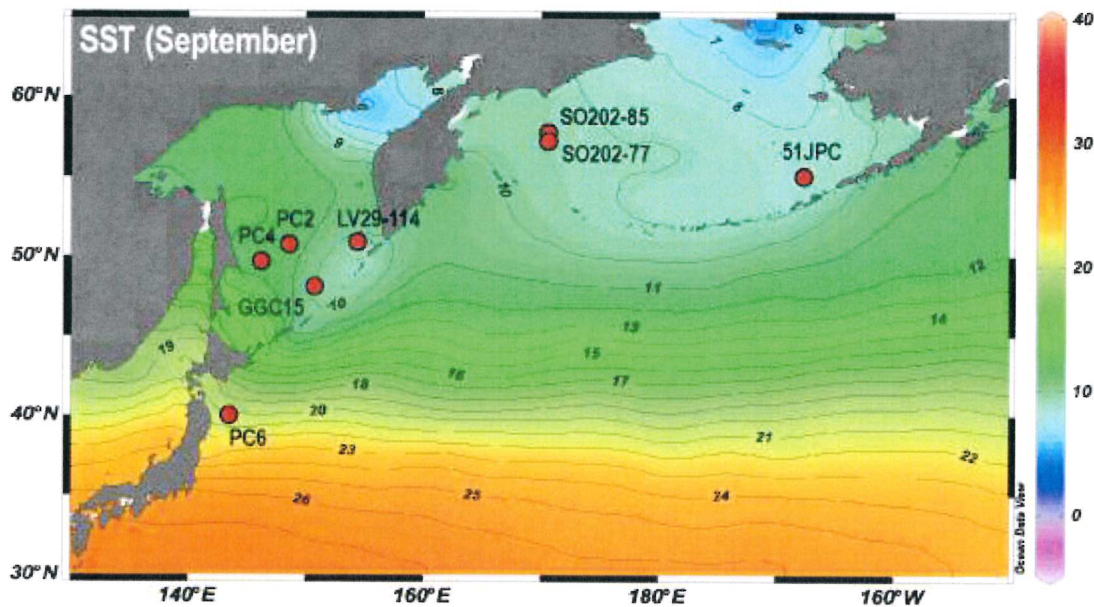


Abb.2 SST Verteilung im Nordwestpazifik 2009 im September. Die roten Punkte markieren Kernlokationen, an denen U^K_{37} -SST Messungen vorgenommen wurden. Diese Karte wurde mit dem Programm Ocean Data View (ODV) erstellt, Datengrundlage World Ocean Data Atlas (WODA) Quelle: Tiedemann

In Abbildung 2 ist die heutige Verteilung der Oberflächentemperaturen im Nordwestpazifik, im September des Jahres 2009 dargestellt. Bis etwa 45° nördliche Breite ist dabei ein nördlich gerichteter Gradient erkennbar. Nördlich davon wird die Temperaturverteilung durch die Aleuten beeinflusst, so dass im Beringmeer niedrigere Temperaturen herrschen als in der See von Ochotsk bei gleicher Breite.

Material und Methoden

Verwendete Proben und Daten

Im Rahmen dieser Arbeit wurden Sedimentproben von Kern SO 201-2 77 KL (im Folgenden als Kern 77 bezeichnet) analysiert. Die Lokation befindet sich am südlichen Shirshov-Rücken (56°19,83' N, 170°41,98' E). Die Wassertiefe beträgt 2135 m. Der Kern wurde mit einem 15 m langen Kolbenlot gezogen, seine Kernlänge beträgt 1178 cm. Der Kern wurde in 5 cm-Intervallen beprobt. Bei der Analyse wurde jedoch ein Tiefenintervall von 10 cm zwischen den einzelnen Proben gewählt. Analysiert wurden Proben bis zu einer Tiefe von 250 cm. Zusätzlich dazu wurde noch eine Probe aus einer Tiefe von 185 cm analysiert. Da die Sedimentoberfläche an Kern 77 KL nicht überliefert ist, wurde die Sedimentoberfläche aus dem Multicorer bearbeitet. Für den Kern SO 201-2 77 wurde ein bereits bestehendes Altersmodell verwendet. Außerdem wurden aus diesem Kern gewonnene TOC- (total organic Carbon), $\delta^{18}\text{O}$ - und Calciumkarbonatdaten verwendet (Max unpublished).

Kern	benutzte Daten	Lage	Quelle
SO 201-2 77 KL	TOC, Altersmod., $\delta^{18}\text{O}$, CaCO_3	Shirshov-Rücken	Max unpublished
SO 201-2 85 KL	$U_{37}^{K'}$	Shirshov-Rücken	Max unpublished
LV29 114	$U_{37}^{K'}$, Alkenone Conc	See von Ochotsk	Max unpublished
Healy 02-02 50 JPC	$U_{37}^{K'}$	Umnak-Plateau	Caissie et al. (2010)
GGC 15	$U_{37}^{K'}$, Alkenone Conc.	See von Ochotsk	Ternois et al. (2000)
PC 6	$U_{37}^{K'}$	östlich von Japan	Minoshima et al. (2007)

Tab. 1 *Verwendete Datensätze*

$U_{37}^{K'}$ -Methode zur Bestimmung von Wasseroberflächen-temperaturen (SST)

Die Rekonstruktion der Wasseroberflächentemperatur wird bestimmt über den $U_{37}^{K'}$ Index, der das Verhältnis der drei verschiedenen Sättigungsgrade der C_{37} Alkenone beschreibt (Brassel et al. 1986). Das Alkenon $\text{C}_{37:4}$ tritt vor allem in sehr kalten Gebieten auf, allerdings auch dort nur sehr selten (Prahel and Wakeham 1987). Da es außerdem anfällig für Verfallprozesse in Sedimenten ist, wird nur der vereinfachte Index $U_{37}^{K'}$ betrachtet (Sikes et al. 1997), der wie in Gleichung 1 gezeigt berechnet wird. Dabei wird das Alkenon $\text{C}_{37:4}$ ignoriert.

$$U_{37}^{K'} = \frac{[37:2]}{[37:2] + [37:3]} \quad \text{Gl 1}$$

Mit dem berechneten Index kann dann über eine gewählte Kalibrierung die Paläotemperatur berechnet werden. Für die in dieser Arbeit analysierten Proben wurde die Kalibrierung nach Müller (1998) verwendet (siehe Gl. 2).

$$U_{37}^{K'} = 0,033T \text{ [}^\circ\text{C]} + 0,044 \quad \text{Gl 2}$$

Durch einfache Umstellung kann somit die Temperatur berechnet werden.

$$T \text{ [}^\circ\text{C]} = \frac{U_{37}^{K'} - 0,044}{0,033}$$

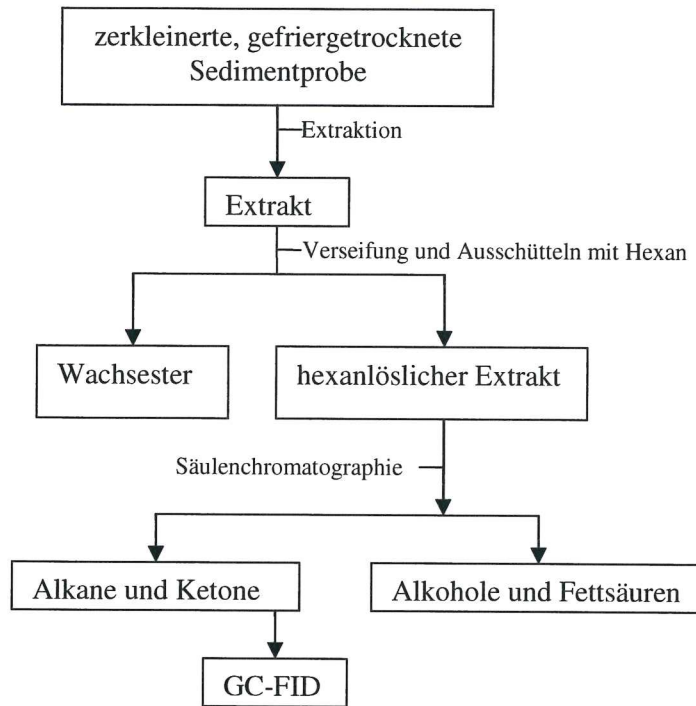


Abb. 3 Fließdiagramm zur Probenbearbeitung

Die dem Kern entnommenen Proben wurden gefriergetrocknet und gemörsert. Nach dem Wiegen (Probengewichte im Anhang) wurde den Proben 100 µL einer C₃₆ Hexan Lösung mit einer Konzentration von 21,435 ng/µL als interner Standard zugesetzt. Anschließend wurden die Proben in einem ASE (Accelerated Solvent Extraktor) Typ 350 der Firma Dionex mit Di-Chlormethan extrahiert. Die gewonnenen Extrakte wurden, nach der Überführung in Spitzkolben mit Hilfe von Rotationsverdampfern bei 120 u/min 43°C und einem Druck von 730 mbar abgezogen, anschließend in Reagenzgläser überführt und bis zur vollständigen Trockenheit unter Stickstoff abgedampft. Bei den zu erwartenden kühlen Wassertemperaturen kann das Signal des C_{37:2} Alkenons durch Fettsäurenmethylester undeutlicher werden (Sikes and Volkman 2003). Dies ist auch bei den, dieser Arbeit vorangegangenen Messungen des nahe gelegenen Kerns SO 201-2-85 KL geschehen (Max unpublished). Um diese möglichen Störungen zu verhindern, wurden die eingedampften Proben mit 0,1 molarer KOH Lösung (9 Teile Methanol, 1 Teil H₂O) bei 80°C über 2 Stunden verseift. Die verseiften Proben wurden mit Hexan Ausgeschüttelt, so dass Wachsester entfernt werden konnten. Anschließend wurden die Hexanphase über mit Kieselgel befüllten Pasteurpipetten gegeben um nach Substanzklassen zu fraktionieren. An Lösungsmitteln wurden lediglich Hexan und DCM verwendet, so dass Fraktion III und IV also Alkohole und Fettsäuren an der polaren Säule hängen bleiben. Fraktion I und II wurden auf diese Weise nicht voneinander getrennt. Die Substanzklasse der Alkane bleibt also im Extrakt, da auch der Standard ein Alkan ist. Außerdem können Alkane in der Probe Aufschluss über diagenetische Lösungsprozesse bei organischen Verbindungen geben. Die Alkan- und Alkenonfraktion wurde nun erneut im Rotationsver-

dampfer abgezogen. Diesmal bei 120 u/min, 43°C und einem Druck von zunächst 500 und nach Verdampfen des DCM's 325 mbar. Nach dem Abziehen wurden die Proben in 2 mL Behälter überführt und unter Stickstoff bis zur vollständigen Trockenheit eingedampft. Die eingedampfte Alkenonfraktion wurde mit 100 µL Hexan im Gaschromatographen TYP HP6890 mit einem GERSTEL Kaltaufgabe System (splitlos), einer Säule Typ DB-1MS (60 m x 0,32 mm x 0.25 µm) und einem Flame Ionization Detector analysiert. Als Trägergas wurde Helium verwendet. Im Säulenofen wurde die Temperatur 3 min auf 60°C gehalten, dann mit einer Heizrate von 20°C /min auf 150°C und anschließend mit 6°C /min auf 340° erhitzt. Die Temperatur von 340°C wurde 40 min lang aufrechterhalten. Aus den erhaltenen Chromatogrammen wurden mit dem Programm HP Chemstation die Peakflächen des als interner Standard verwendete C₃₆, sowie die Peakflächen der Alkenone C_{37:3} und C_{37:2} integriert. Die Retentionszeiten dieser Substanzen wurden mithilfe von externen Standards ermittelt, die ebenfalls die beiden Alkenone und den internen Standard enthalten (vgl. Fehlerbetrachtung). Proben, die nur geringe Konzentrationen enthielten, wurden im Anschluss an die erste Messung ein weiteres Mal mit 25 µL Hexan gemessen. Da die zugegebene Menge des internen Standards bekannt ist, kann über das Flächenverhältnis zwischen den Peaks des Standards und der Verbindungen die jeweilige Konzentration ermittelt werden.

Vergleich mit anderen $U^{K'}_{37}$ -SST Kalibrierungen

Der Vergleich der SST Temperaturen, die aus der Sedimentoberflächenprobe (Multicorer) berechnet wurden, mit der heutigen gemessenen Wasseroberflächentemperatur im September zeigt die besten Resultate für die Berechnung nach Sikes (1997). Hierbei ist allerdings zu beachten, dass die Daten von der Sedimentoberfläche, bedingt durch Bioturbation und die niedrigen Sedimentationsraten, nicht der heutigen Temperatur entsprechen, sondern einem gemittelten Wert über einen Zeitraum mehrerer Jahrhunderte. Der rezente Klimawandel, der in der westlichen Beringsee allein seit 1950 zu einer Erwärmung von knapp 1°C geführt hat (WOA 2009), ist also nur bedingt in den MUC Daten enthalten. Für weitergehende Vergleiche werden ausschließlich die nach Müller (1998) berechneten SST-Daten gezeigt (77KL, 85KL, LV29-114). Da die bereits publizierten Daten nach Müller(1998) berechnet wurden, ist nur so ein Vergleich mit Hilfe von Temperatur Gradienten möglich. Das heißt allerdings, dass die tatsächlichen Temperaturen eher etwas wärmer sind, als sie in dieser Arbeit diskutiert werden. Im Anhang sind die Ergebnisse aller Kalibrierungen aufgeführt. Die folgende Abbildung (Abb. 4) zeigt einen Vergleich von unterschiedlich berechneten SST-Werten, die auf unterschiedliche SST- $U^{K'}_{37}$ Beziehungen zurückgehen. Die nach Müller und Prah(1987) berechneten SST Werte sind nahezu identisch. Die Kurve der Temperaturen, die nach Sikes(1997) berechnet wurden liegt im Schnitt ca. 2,5°C darüber. Die Kalibrierung nach Prah(1987) beruht auf Laborversuchen, die nach Müller(1998) auf globalen Sedimentdaten. Vor

allein die Kalibrierung nach Müller kann global bis Breiten von $\pm 60^\circ$ angewandt werden und ergibt in niedrigen und mittleren Breiten die Jahresmitteltemperatur. Die Kalibrierung nach Sikes(1997) beruht auf Sedimentdaten aus dem Südpolarmeer und bezieht sich nicht auf die Jahresmitteltemperatur, sondern immer auf den Spätsommer. Die Annahme, dass es sich um spätsommerliche Temperaturen handelt, wird durch Sedimentfallen-Daten aus der Beringsee gestützt (Harada 2003). Aus diesen Daten geht hervor, dass im September sowohl die Blüte der Coccolithophoriden als auch der durch Coccolithophoriden bedingt Partikelfluss zum Meeresboden am größten ist.

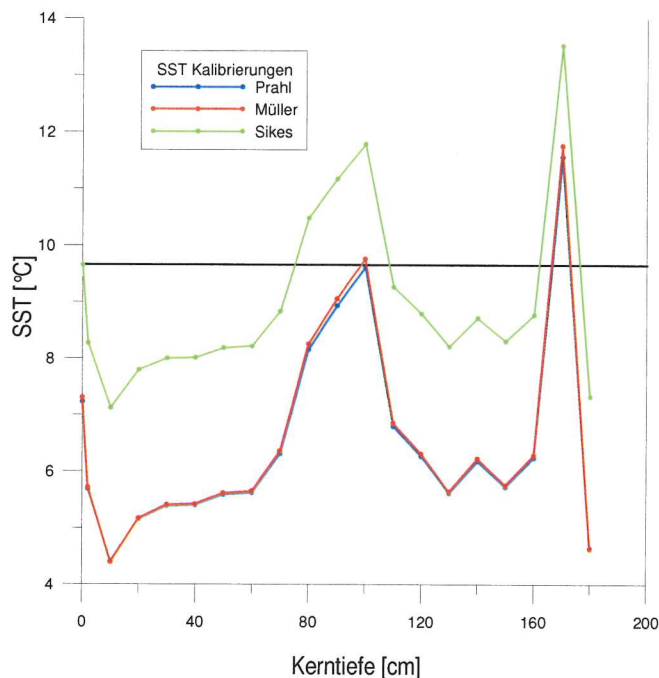


Abb. 4. Durch drei unterschiedliche Kalibrierungen berechnete SST, aufgetragen gegen die Kerntiefe. Die schwarze Linie zeigt die heutige durchschnittliche Wasseroberflächentemperatur im September (2009) an der Lokation von Kern 77

Altersmodell

Das für den Kern 77 verwendete Altersmodell beruht auf $\delta^{18}\text{O}$ Isotopenstratigraphie in Verbindung mit ^{14}C -Datierungen. Die ^{14}C -Datierungen wurden an den Kernen 85 und SO 201-2-101 (ebenfalls vom Shirshov-Rücken) durchgeführt. Die Alter konnten auf den Sedimentkern 77 übertragen werden, und zwar über eine genaue Korrelation von Kernscannerdaten (color-b*), (nach Tiedemann). Ein verfeinertes Altersmodell ist in Arbeit, wird aber nicht vor Fertigstellung dieser Arbeit verfügbar sein.

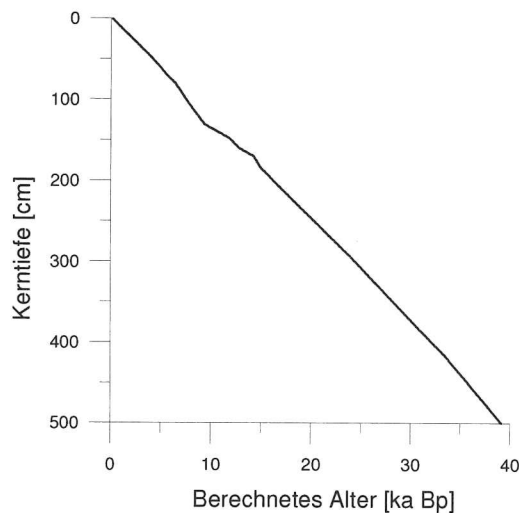


Abb. 5 Alters-Tiefenbeziehung Kern 77 KL

Ergebnisse

SST Variabilität am Shirshov-Rücken

In den oberen 180 cm des Kerns konnten Alkenone nachgewiesen und mittels des $U^{K'}_{37}$ Index die SST bestimmt werden. Bei der Probe aus 150 cm Tiefe ist aufgrund der niedrigen nachgewiesenen Konzentration die berechnete Temperatur möglicherweise mit einem größeren Fehler behaftet (vgl. Fehlerbetrachtung). Bei den Proben aus einer Kerntiefe zwischen 185 cm bis 210 cm ist die Konzentration an Alkenonen nicht mehr detektierbar. In den Proben aus einer Kerntiefe unter 210 cm lassen sich sehr geringe Konzentrationen von unter 30 ng/g nachweisen. Bei Konzentrationen in dieser Größenordnung kann der $U^{K'}_{37}$ Index nicht mehr eindeutig bestimmt werden.

Abbildung 6 zeigt die SST-Variabilität an der Lokation von Kern 77 für den Zeitraum der letzten 15000 Jahre. Generell schwanken die SST von 4-12°C. Auffällig sind zwei SST Maxima vor ca. 14000 und 7000 Jahren. Diese fallen in das Bölling/Allerød (warmzeitliches Ereignis) und das frühe Holozän. Die kühleren Phasen kennzeichnen den kaltzeitlichen Klimarückschlag der jüngeren Dryas vor ca. 12000 Jahren, sowie das späte Holozän von 5000 J.v.h. bis heute. Überraschenderweise waren die Wasseroberflächentemperaturen im Holozän ebenso kühl, teilweise sogar kälter als während der jüngeren Dryas.

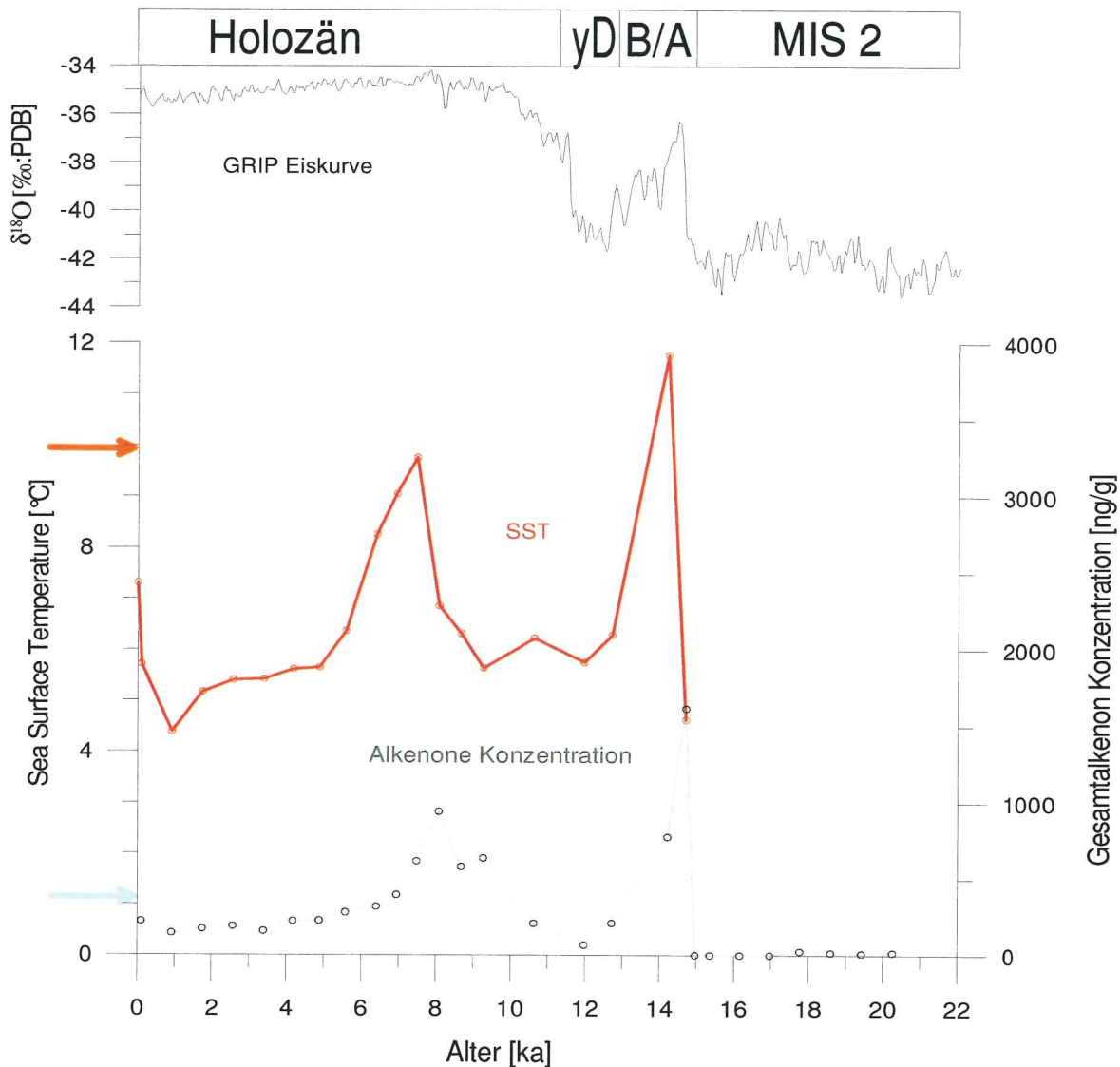


Abb. 6 Rekonstruierte Wasseroberflächentemperaturen und gemessene Gesamtkonzentration der Alkenone mit angewandtem Altersmodell von Kern 77. An der linken y-Achse ist die höchste (oranger Pfeil) und niedrigste (eisblauer Pfeil) Monatsmitteltemperatur des Jahres 2009 an Shirshov-Rücken markiert. Zur stratigraphischen Übersicht ist die $\delta^{18}\text{O}$ -Klima Kurve des N-GRIP Eiskerns abgebildet. Zusätzlich sind die Intervalle Marines Isotopenstadium 2 (MIS 2), Bölling/Allerød(B/A), jüngere Dryas (y D) und das Holozän gezeigt.

Das zweite Temperaturmaximum liegt somit bereits im Holozän (Holozänes Temperatur Maximum HTM). In den darauf folgenden 7000 Jahren kühlt sich die Wasseroberfläche wieder deutlich ab und bleibt vergleichsweise beständig zwischen sechs und vier Grad Celsius und steigt danach auf einen rezenten Wert von 7.2°C an (MUC-Oberflächenprobe). Die berechneten Temperaturen sind parallel mit den Gesamtkonzentrationen der C_{37} Alkenone in Abb. 4 gegen die Kerntiefe gezeigt. Im Graphen ist eine deutliche Korrelation zwischen Temperatur und Alkenonkonzentration erkennbar. Auffallend sind die Konzentrationsmaxima bei 110 und 180 cm Tiefe und die direkt darauf folgenden Temperaturhöchstwerte bei 100 und 170 cm Tiefe. Bei der Temperaturrekonstruktion mittels U_{37}^K in niedrigen und mittleren Breiten spie-

gelt das Ergebnis die mittlere Jahrestemperatur wieder, da die Produktion nur einer geringen saisonalen Variabilität unterliegt. In hohen Breiten gibt es heutzutage, durch die großen saisonalen Temperaturschwankungen (siehe Abb. 1), bei Coccolithophoriden aber vor allem im Spätsommer größere Algenblüten. Aufgrund der einigermaßen stabilen Klimaentwicklung wird davon ausgegangen, dass die saisonale Verteilung der Primärproduktion der Coccolithophoriden über die letzten 7000 Jahre konstant war. Es kann sein, dass während des LGM und der Termination der letzten Eiszeit durch Vereisung die Periode der Algenblüte verkürzt war. Dies ist aber nicht genau bekannt [Ternois 2000]. In dieser Arbeit wird davon ausgegangen, dass sich die berechneten Wasseroberflächentemperaturen auf den Spätsommer beziehen (Caissie et al. 2010). Bei dem Vergleich zwischen C_{37} Alkenon Konzentrationen, organischen Kohlenstoffkonzentrationen (TOC), Carbonatgehalten und Wasseroberflächentemperaturen wird deutlich, dass dem Temperatursprung zeitlich eine deutliche Produktionssteigerung an der Kernlokation 77 KL vorausgeht (vgl. Abb.7). Dazu passen auch laminierte Sedimentschichten, welche während des Bölling/Allerød in einem weiter nordwestlich gelegenen Sedimentkern (114 KL) gefunden wurden (mündliche Mitteilung Tiedemann). Durch hohe Produktivität erhöht sich der Kohlenstoff-Fluss zum Meeresboden. Dadurch sinkt durch oxischen Abbau dieser Partikel der Sauerstoffgehalt. Beides, eine erhöhte biogene Produktivität und eine zunehmende Sauerstoffzehrung am Meeresboden, würde die Ablagerung von laminierten Sedimentschichten begünstigen. Allerdings ist die Herkunft dieser laminaren Schichten, die auch am östlichen Kontinentalhang der Beringsee nachgewiesen wurden, nicht zweifelsfrei geklärt. Sie kann auch sinkenden O_2 Konzentrationen des NPIW (Nord Pazifischen Zwischenwassers) Zusammenhängen (Cook et al. 2005).

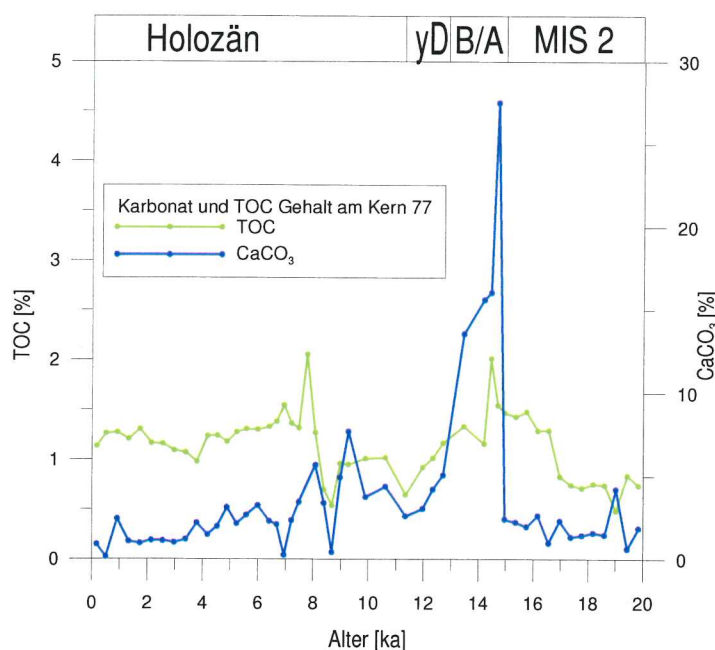


Abb. 7 Karbonat und TOC Gehalt in Kerns 77. Am oberen Rand befindet sich eine Strat. Übersicht

Die Kopplung zwischen Maxima in der Produktivität und der Temperatur lässt darauf schließen, dass auch die Nährstoffgehalte zu diesen wärmeren Zeiten hoch waren. Die hohen Wassertemperaturen könnten zudem die Coccolithenblüten begünstigt haben.

Fehlerbetrachtung

Durch den internen Standard können Laborfehler, die zu Verlust von Extrakt führten, weitgehend ignoriert werden. Die Genauigkeit der benutzten Waage zum Wiegen des Sediments liegt bei $\pm 0,0001\text{g}$. Dieser Messfehler pflanzt sich bei der Berechnung der Alkenonkonzentration fort. Die Messungen wurden nicht an einem Stück, sondern in drei Sitzungen vorgenommen. Bei jeder dieser drei Messphasen wurde ein externer Standard zusätzlich gemessen um eine eventuelle Gerätedrift zu erkennen. Zu der Gerätedrift kommt ein Fehler, der durch die Technik des Integrierens bedingt ist. Dieser Fehler ist umso höher, je niedriger die Konzentration beziehungsweise je kleiner das im Chromatogramm erzeugte Signal ist. Mit Hilfe der externen Standards wurde ein Messfehler bei der Berechnung der Wasseroberflächentemperaturen bestimmt, der zwischen $\pm 0,2^\circ\text{C}$ und $\pm 0,6^\circ\text{C}$ liegt. Die Kalibrierung nach Müller [1998] hat generell eine Standardabweichung von $\pm 1^\circ\text{C}$. Der analytische Fehler liegt also im Bereich dieser Standardabweichung. Die Probe aus 150 cm Tiefe ist wegen der relativ geringen Konzentration ungenauer. Die Probe aus einer Kerntiefe von 185 cm hat die GC-Säule kontaminiert, so dass bei den tieferen Proben der Fehler größer sein kann. Alle Proben unterhalb 180 cm wurden ein zweites Mal bei erhöhter Konzentration ($25\mu\text{L}$ Hexan) gemessen, um ein stärkeres Signal zu erhalten. Dies war in allen Fällen ohne Erfolg. Es konnten in diesen Proben keine Alkenone mehr nachgewiesen werden. Die in den Proben unterhalb 210 cm festgestellte sehr geringe Alkenonkonzentration wurde bei der ersten Messung mit $100\mu\text{L}$ Hexan gemessen. Das Fehlen der Signale bei der Messung mit höherer Konzentration ist entweder auf unsaubere Laborarbeit beim Konzentrieren oder auf Kontamination des GC Geräts zurückzuführen.

Diskussion

Vergleich mit anderen SST-Kurven aus dem Nordwestpazifischen Raum

In der nachfolgenden Tabelle sind die heutigen Oberflächentemperaturen der unterschiedlichen Kernpositionen im September aufgelistet (vgl. Abb.2) und der Temperaturgradient zur Lokation von Kern 77. Der Gradient der beiden Kernpositionen auf dem Shirshov-Rücken (Kern 77 und 85) beträgt weniger als einen Grad Celsius. Vergleicht man die Temperaturgradienten zwischen den Regionen des Nordwestpazifischen Raums, fällt auf, dass der Temperaturgradient im Spätsommer zwischen der westlichen Beringsee und der See von

Ochotsk deutlich kleiner ist als jener zwischen der westlichen und der östlichen Beringsee. Dies steht möglicherweise im Zusammenhang mit dem Kamtschatka-Strom, der die kalten Wassermassen aus der westlichen Beringsee in die See von Ochotsk transportiert, wie bereits in der Einleitung erwähnt. Dies wird vor allem an Kernposition LV29-114 deutlich, an der die Temperatur genauso hoch ist wie an der Lokation von Kern77. Zum anderen deutet dies auf eine gewisse Isolation, bedingt durch die beiden Wirbelbewegungen, zwischen der westlichen und östlichen Beringsee hin. Der Gradient zur Position des Kerns PC6 ist mit 10,3° erwartungsgemäß hoch.

Kerne	SO201-2-77	SO201-2-85	50 JPC	LV29-114	GGC 15	PC6
SST [°C]	9,7	9,2	8,4	9,7	10	20
Differenz zu Kern 77	0	-0,5	-1,3	0	0,3	10,3

Tabelle 2 Heutige SST Abweichung von unterschiedlichen Kernpositionen im Vergleich zu Kern 77 Datenquelle: www.nodc.noaa.gov/OC5/PACIFIC2009; aufgerufen am 30.07.2010

SST-Variabilität in der Beringsee

In der Einleitung wurde die Verteilung der Septembertemperaturen des Nordwestpazifiks beschrieben. Im Folgenden soll die SST Verteilung für die Beringsee detaillierter beschrieben werden. In Abbildung 8 ist die heutige (2009) SST Verteilung im September und im März der Beringsee dargestellt. Dies sind die beiden Monate mit der geringsten beziehungsweise größten Meereisausdehnung. Am Shirshov-Rücken zeigt sich dabei eine saisonale Temperaturvariabilität, die zwischen etwa 1 und 9°C schwankt. Am Umnak-Plateau sind die Schwankungen zwischen 3 und 8,5°C etwas geringer. Auffallend ist, dass der Temperaturgradient zwischen den Kernlokationen im westen und der im Osten im Winter in die entgegen gesetzte Richtung wechselt. Alle drei Kernpositionen sind ganzjährig eisfrei.

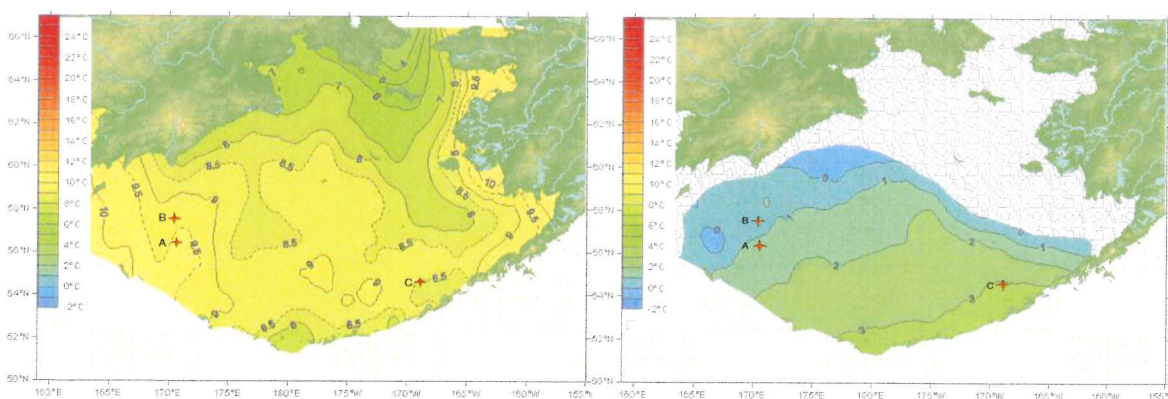


Abb.8 SST Verteilung in der Beringsee 2009 im September (oben) und März (unten). Die weißen, grau gemusterten Flächen zeigen die Meereisverbreitung. Die roten Sterne markieren Lokationen verwendeter Daten aus der Beringsee. Quelle: www.nodc.noaa.gov/OC5/PACIFIC2009; aufgerufen am 30.07.2010

Der Verlauf der SST-Kurven aus der westlichen Beringsee (Kerne 77 KL und 85 KL; Abb. 8) ist, wie erwartet, relativ ähnlich. Die beiden Maxima im Bölling/Allerød und im frühen Holozän sind auch bei Kern 85 deutlich ausgeprägt. Außerdem beginnt bei beiden Kernen das SST-Signal erst vor etwa 15000 Jahren, da für das Zeitintervall des letzten Glazials keine oder nur sehr geringe Alkenonkonzentrationen messbar sind. Der Temperaturgradient zwischen den Lokationen auf dem Shirshov-Rücken ist während der Warmzeiten im Vergleich zu heute, wo er nicht mal 1° beträgt, deutlich größer und erreicht im Bölling/Allerød sogar 6°C . Auffallend ist beim Kern 85 ein Minimum im späten Bölling/Allerød, das im Vergleich zu Kern 77 deutlich niedrigere Temperaturen zeigt und im Kern 77 nicht vorkommt. Eine überraschende Divergenz im SST-Verlaufs befindet sich zwischen dem Ende der jüngeren Dryas und dem Maximum im frühen Holozän. Während sich die Temperatur an Kern 85 ab etwa 12000 Jahren vor heute wieder erhöht, bleibt die SST an Kernposition 77 bis zum HTM niedrig. Dabei liegt die Temperatur schon während der Dryas unter der des nördlich liegenden Kerns 85. Dabei muss allerdings beachtet werden, dass der Datenpunkt des Kerns 77, der in die Hauptphase der Dryas fällt, aus der Sedimenttiefe von 150 cm stammt und wie bereits erläutert wurde mit einem höheren Fehler behaftet sein kann. Die niedrige Konzentration an Alkenonen ist aber auch ein mögliches Indiz für einen Temperaturrückgang. Eine mögliche Erklärung für den Klimarückschlag in der jüngeren Dryas sind großräumige Veränderungen im kontinentalen Eisvolumen auf der Nordhalbkugel und regionale Änderungen in der Meereisverbreitung und deren Rückkopplungseffekte. Durch das Schmelzen des Meereises kommt es zu einer schlagartigen Änderung des Albedowertes der Wasserfläche, so dass die Rückstrahlung der Sonnenergie deutlich zurückgeht. Zeitgleich hat das Abschmelzen großer Eismassen eine lokale Veränderung der Salinität zur Folge und kann so die vertikale Struktur der Wassermassen und die Strömungsverhältnisse verändern und damit auch die Wärmekapazität in der Deckschicht.

Generell ist die Temperaturentwicklung in der östlichen Beringsee den Mustern der westlichen Beringsee ähnlich. Die Temperaturvariabilität an der Position des Kerns 51 JPC liegt etwa zwischen 5 und $8,5^\circ\text{C}$ (Caissie, 2010) und damit deutlich näher an der von Kern 85. Das Maximum im Bölling/Allerød ist deutlich zu erkennen. Auch das Minimum in der jüngeren Dryas. Die SST-Kurve, vom Kern 51JPC reicht zeitlich etwas weiter zurück bis zu 17.000 J.v.h., wo sie auch aufgrund nicht messbaren Alkenonkonzentrationen endet. Es gibt aber auch deutliche Unterschiede zwischen der westlichen und östlichen Beringsee. So zeigt sich in der östlichen Beringsee im Anschluss an die jüngere Dryas ein Temperatursprung von ca. 3°C . Dieser ist wesentlich größer als die vergleichbare Erwärmung im westlichen Teil, die bei Kern 85 ca. 1°C beträgt und bei Kern 77 erst viel später eintritt. Dieser Sprung führt zu der wärmsten rekonstruierten Temperatur in der östlichen Beringsee. Das in der westlichen Beringsee gut ausgeprägte holozäne Temperaturmaximum vor ca. 7000 J.v.h. ist

in der östlichen Beringsee an Kern 51 JPC nicht ausgebildet. Danach sind die Oberflächentemperaturen in der östlichen Beringsee generell höher als in der westlichen Beringsee, also umgekehrt zu heute. Bei Caissie (2010) wird die rasche Erwärmung am Ende der Jüngeren Dryas mit dem Maximum der Juni-Insolation, bei 60°N Verbindung gebracht. Die in Abbildung 9 dargestellte Insolationskurve bezieht sich allerdings auf die Monate August und September, bei einer Breite von 55°N, und kulminiert erst 8000 Jahre vor heute.

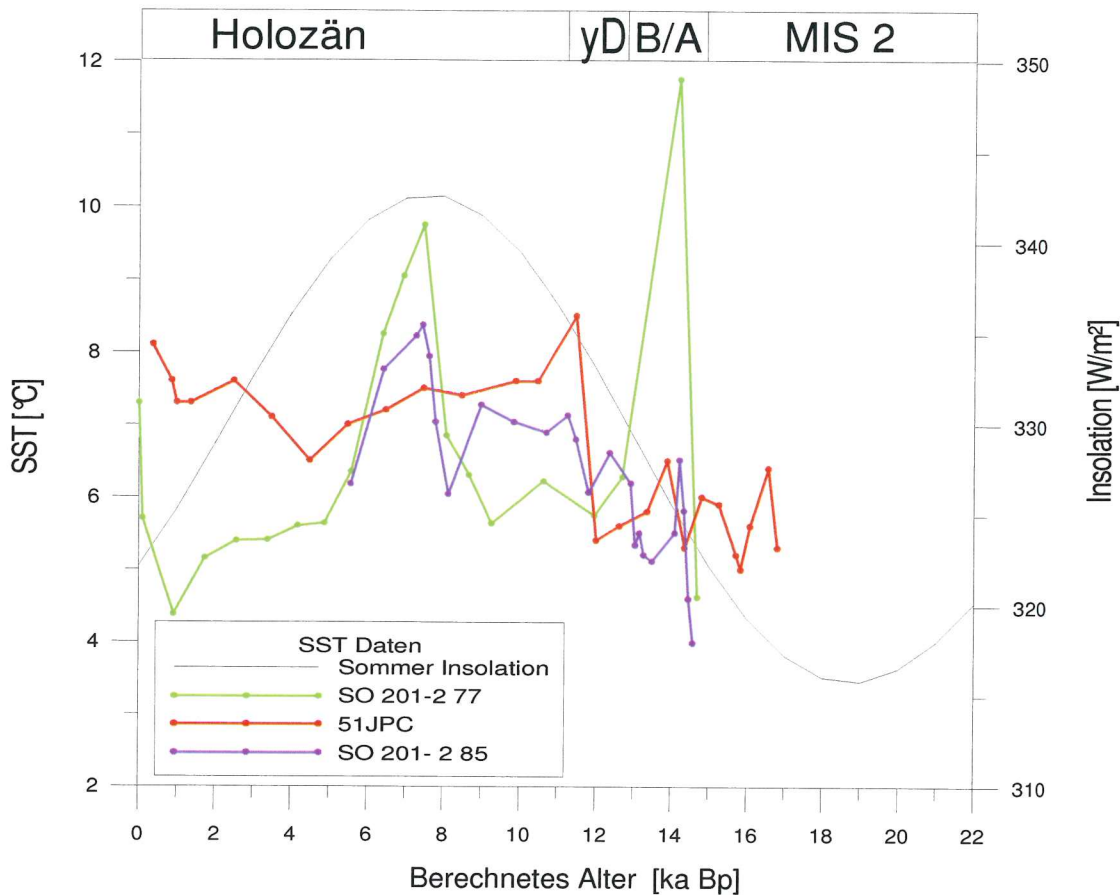


Abb. 9 SST-Kurven der drei Kernpositionen in der Beringsee von Kern77, Kern 51JPC und Kern SO201-2-85. Zusätzlich wird die Insolation im Spätsommer (1.August-30September) bei einer Breite von 55°N gezeigt. Oben sind die stratigraphischen Abschnitte dargestellt.

Als weitere mögliche Erklärung für die frühe Erwärmung wird dabei die Öffnung der Unimak-Passage angegeben, so dass das die Wasseroberfläche über dem Umnak-Plateau durch den Einstrom von Wassermassen der Aleutenströmung erwärmt wurde (Caissie 2010). Diese These würde sich, angenommen, dass dieselben Strömungsmuster wie heute bereits existiert haben, nicht dem deutlich geringeren Temperatursprung am Shirshov-Rücken widersprechen. Zum einen da die zwei zyklonalen Strömungen sich nur wenig mischen, wie etwa der heutige relativ hohe Temperaturgradient nahe legt. Eine zusätzliche Begründung könnte darin liegen, dass durch die Öffnung der Unimak-Passage der, möglicherweise in dieser Zeit stärkere, Aleutenstrom durch das Abfließen von Wassermassen durch die neue

Passage selber kühler und etwas schwächer wurde. Dies würde wiederum dazu führen, dass das Wasser, welches weiter westlich von der Aleuten-Strömung durch die Near-Strasse in die Beringsee floss, deutlich kühler war. Das spätere holozäne Temperaturmaximum in der westlichen Beringsee folgt direkt auf das lokale Insulationsmaximum (Abb. 9). Damit käme das Insulationsmaximum als Hauptmotor für diese Erwärmung in Frage. Unklar ist allerdings, warum zur selben Zeit in der östlichen Beringsee keine deutliche Erwärmung erkennbar ist. Interessant ist auch die unterschiedliche Entwicklung zwischen der östlichen und westlichen Beringsee im späten Holozän. Während im westlichen Teil nach dem HTM ein Abkühlungstrend einsetzt, der erst vor ca. 1000 Jahren endet, steigen die SST Werte im östlichen Teil ab 5000 J.v.h. an. Im späten Holozän liegt die Temperatur der östlichen Beringsee stellenweise 3° über der westlichen Oberflächentemperatur. Dies bedeutet, dass sich innerhalb der letzten 2000 Jahre der Temperaturgradient um 4°C verändert hat. Außerdem ist heute die SST über dem Shirshov-Rücken höher als über dem Umnak-Plateau (Tabelle 2). Da der Shirshov-Rücken nördlicher liegt als das Umnak-Plateau, lässt dies eine regionale Veränderung der Strömungen innerhalb der Beringsee vermuten.

Vergleich mit SSTs aus der See von Ochotsk

Der Vergleich der SST-Kurven aus der See von Ochotsk (GGC 15, LV29-114; Abb.10) zeigt einen ähnlichen Verlauf von 15.000 bis 9.000 J.v.h.. Danach divergieren beide Kurven voneinander. Generell zeigt die SST-Kurve des Kerns GGC15 über den Zeitraum der letzten 15.000 Jahre eine Erwärmung, während der weiter nordöstlich gelegene Kern LV29-114 nach 5000 J.v.h. eine Temperaturabnahme zeigt. Die Temperatur des südlicher gelegenen Kerns GGC 15, die zwischen 6 und 12°C variieren, liegt im Mittel $1-3^{\circ}\text{C}$ über den Werten der Kernposition LV29-114, der eine deutlich geringere Temperaturvariabilität zwischen 5 und 8°C aufweist. Betrachtet man das Strömungsschema in Abbildung 1 dann liegt die Position des Kerns LV29-114 an den nördlichen Kurilen in dem Bereich der See von Ochotsk, die von einem Zustrom der Kamtschatka-Strömung dominiert werden, während in dem Gebiet der Lokation von Kern GGC 15 überwiegend Wassermassen in südlicher Richtung aus der See von Ochotsk in den Pazifik fließen. Durch den beschriebenen divergierenden Trend zwischen den beiden SST-Verläufen seit dem mittleren Holozän wird ein Gradient von bis zu 5°C erreicht. Der heutige Gradient beträgt weniger als 1°C (Tabelle 2). Eine mögliche Erklärung für diese große Veränderung, wäre eine Verstärkung der zyklonalen Strömung innerhalb der See von Ochotsk, die den Gradienten zwischen den beiden Lokationen verkleinern würde.

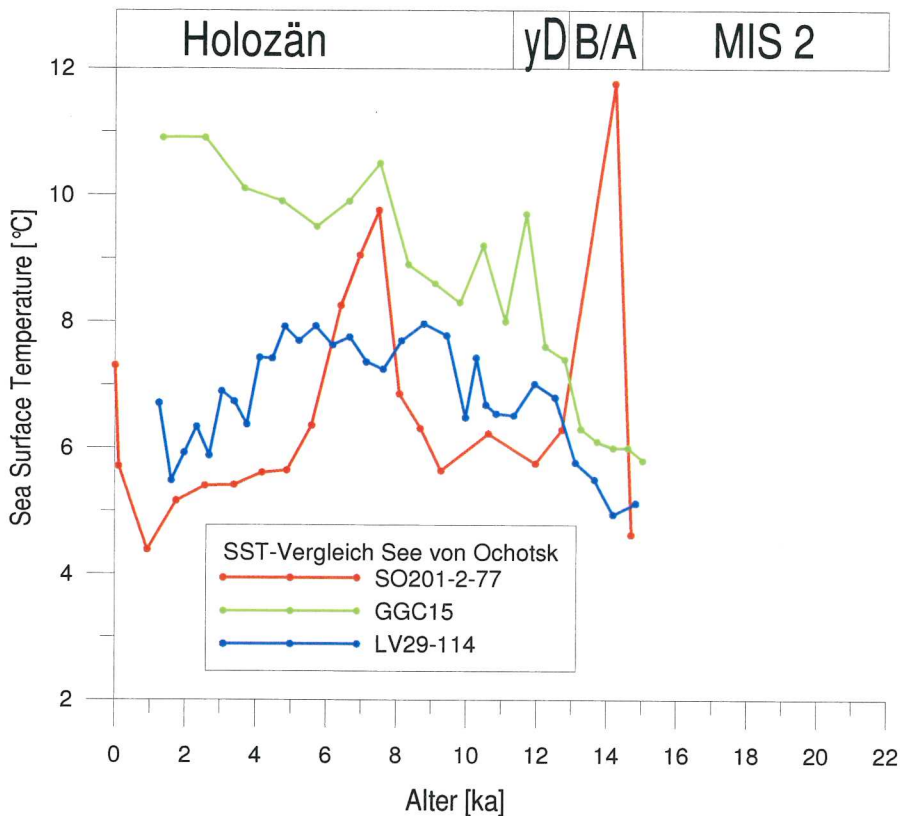


Abb. 10 SST-Kurven der Kernpositionen in der See von Ochotsk GGC15, LV29-114 und Kern77. Oben sind die stratigraphischen Abschnitte dargestellt.

Die SST-Entwicklung für das Meer von Ochotsk zeigt ein Muster das sich deutlich von dem in der Beringsee unterscheidet. Allerdings fallen drei Gemeinsamkeiten auf. So ist das Maximum im frühen Holozän, parallel zu Kern 77, an Kern GGC15 deutlich ausgeprägt, jedoch nicht bei Kern LV29-114. Außerdem ist in Kern LV29-114 der Abkühlungstrend im mittleren Holozän ähnlich wie bei Kern 77. Beide Kerne enthalten wie bei Kern 77 nur Alkenonkonzentrationen bis zu einem berechneten Alter von 15000 Jahren vor heute. Überraschenderweise ist das Maximum im Bölling/Allerød in keinen der betrachteten Daten aus der See von Ochotsk zu finden. Während der Jüngeren Dryas zeigt sich überdies kein deutliches Abkühlungsereignis in der See von Ochotsk. Diese Dipolbeziehung weicht deutlich von den in Tabelle 2 aufgeführten heutigen Temperaturgradienten ab. Auch wenn man in Betracht ziehen muss, dass stratigraphische Unschärfen vorliegen könnten, ist eine solche Abweichung wohl am ehesten mit einem deutlich von der heutigen Situation abweichenden Strömungsregime zu erklären. Ein verstärkter Einstrom von Wassermassen aus der westlichen Beringsee in die See von Ochotsk über den Kamtschatkastrom, sollte eine bessere Korrelation der SST zur Folge haben. Bei einer stark ausgeprägten Kamtschatka-Strömung müsste der Temperaturgradient zwischen der Position der Kerne SO 201-2 77 und LV29-114 kleiner sein, als bei einem schwach ausgeprägten Kamtschatka-Strom. In Abbildung 11 ist daher der SST-Gradient zwischen beiden Kernlokalationen dargestellt. Generell ist zu erkennen, dass der

Gradient zu keiner Zeit den heutigen Wert erreicht (vgl. Tab.2). Während des Bölling/Allerød ist der Gradient, mit über 6°C am größten. Der große Gradient im Bölling/Allerød und vor ca. 7000 J.v.h. könnte auf einen abgeschwächten Kamtschatka-Strom zurückgehen. Die größte Abweichung während des Bölling/Allerød mit deutlich kühleren SST in der See von Ochotsk als in der Beringsee könnte auch auf einen anderen Mechanismus zurückgehen. Nach einer These von (Sakaguchi, 1992) könnte ein erhöhter Zufluss an kaltem Süßwasser durch den Amur für die Abkühlung verantwortlich sein. Im Zuge der Erwärmung während des Bölling/Allerød könnte das plötzliche Auftauen der Permafrostböden im Einzugsgebiet des Amur Flusses zu einem erhöhten kalten Süßwassereintrag geführt haben. Ein ähnliches Szenario wäre auch während der Erwärmungsphase nach der Jüngerer Dryas denkbar, allerdings deutlich eher als 7000 J.v.h., also deutlich vor dem zweiten Maximum im SST-Gradienten. Während der anderen Zeiten sind die Unterschiede im SST-Gradienten nicht größer als zwei Grad (dabei ist es wärmer in der See von Ochotsk). Nur während der Jüngerer Dryas und vor ca. 2000 J.v.h. geht der Gradient gegen Null und entspräche damit annähernd der heutigen Situation.

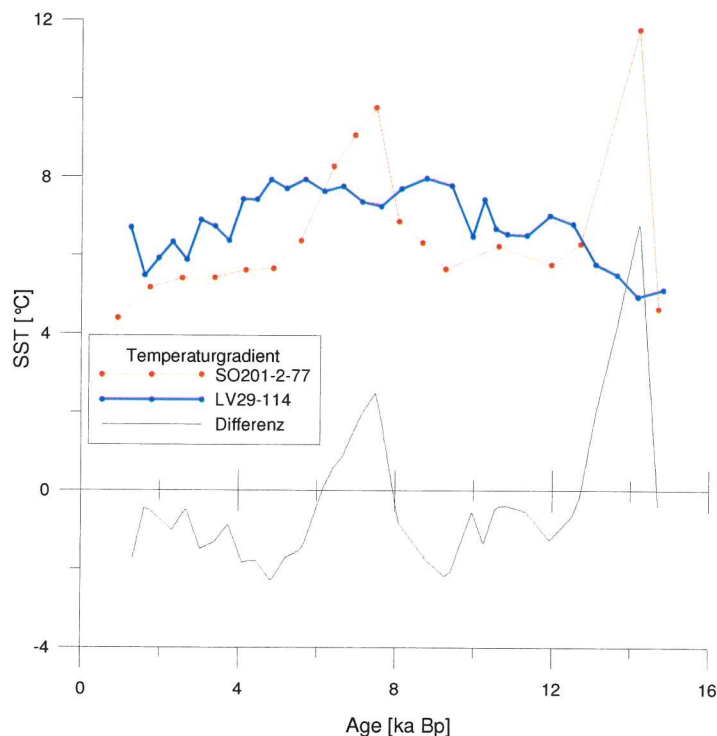


Abb. 11 zeigt die SST Kurven des Kern 77 und LV29-114 und die Temperaturgradientkurve, die durch die Differenz der beiden Kurven gebildet wurde.

Bemerkenswert ist auch Vergleich der Alkenon- Konzentrationen zwischen der See von Ochotsk und der westlichen Beringsee. Diese Werte sind in Abbildung 12 aufgeführt. Das Produktionsmaximum im Bölling/Allerød wird hier genauso deutlich wie der Einbruch der Kon-

zentration trotz steigender Temperaturen in der jüngeren Dryas. Dies wirft im Zusammenhang mit der Temperatur-Produktionskorrelation in der Beringsee, die im Kapitel „SST Variabilität am Shirshov-Rücken“ behandelt wurde Fragen auf.

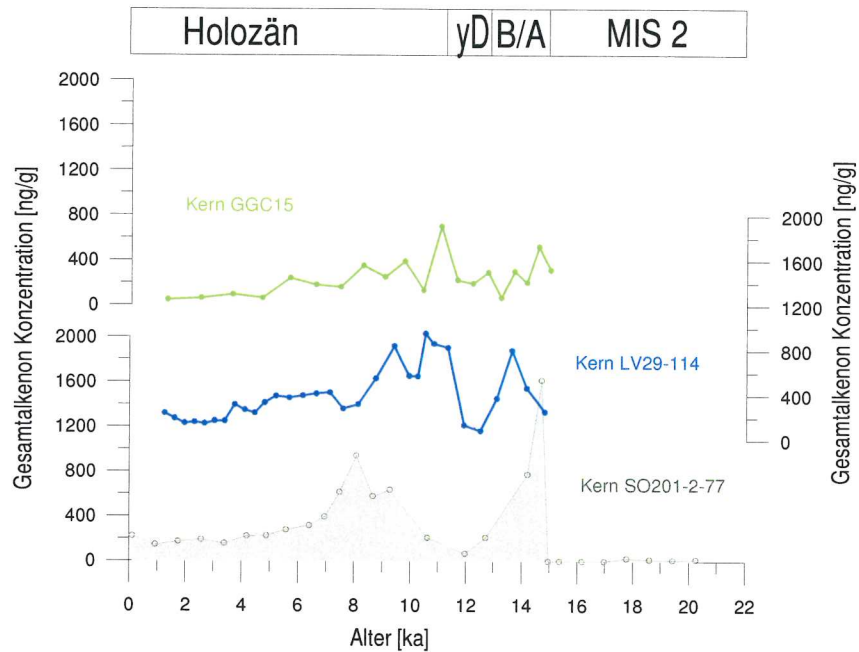


Abb.12 Alkenonkonzentrationen der Kerne SO201-2-77, LV29-114 und GGC15 im Vergleich.

Einheitlich bei allen bisher diskutierten Kernen aus der Beringsee und der See von Ochotsk ist ein Verlust des U^{K}_{37} Signals vor 15000-17000 Jahren, also am Ende des letzten Glazials, da keine Alkenone nachweisbar sind. Für den Verlust gibt es zwei mögliche Erklärungen: So kann es zum einen an Umweltbedingungen, also zu kalten Temperaturen oder zu kurzen eisfreien Intervallen im Jahr liegen, dass Alkenon-produzierende Coccolithophoriden keine annehmbaren Lebensbedingungen vorfinden. Eine andere Erklärung wären diagenetische Prozesse im Sediment, die zu einem Abbau der Alkenone geführt haben. Allgemeine Lösungsprozesse organischer Verbindungen können für die in dieser Arbeit analysierten Proben aber ausgeschlossen werden, da sonst auch an den parallel gemessenen Alkanen Lücken vorhanden wären. Daher ist eher davon auszugehen, dass Änderungen in den Umweltbedingungen wie z.B. zu niedrige Temperaturen, permanente Meereisbedeckung oder zu geringe Nährstoffkonzentrationen als Ursache für die geringen Alkenonkonzentrationen in Frage kommen

Vergleich mit Wasseroberflächentemperaturen vor Japan

Da die Position des Kerns PC6 vor Japan bei einer Breite von etwa 40°N deutlich südlicher als die anderen in dieser Arbeit betrachteten Gebiete liegt, sind die SST-Werte deutlich höher als in der Beringsee oder der See von Ochotsk. Besonders auffallend an der Kernlokation vor Japan sind relativ warme Temperaturen während des letzten glazialen Maximums

sowie ein ausgeprägtes SST Minimum, das sich vom Ende des letzten Glazials bis zum Ende der Jüngeren Dryas erstreckt. Die Erwärmungsphase des Bölling/Allerøds ist in diesem Kern überhaupt nicht ausgebildet. Dieses Muster entspricht am ehesten denen in der See von Ochotsk und weicht deutlich von dem der westlichen Beringsee ab. Das holozäne SST Maximum tritt hingegen wie in der westlichen Beringsee vor ca. 7000 J.v.h. auf und deckt sich mit dem spätsommerlichen Insolationsmaximum. Nach ca. 7000 J.v.h. ist wie in der westlichen Beringsee ein Abkühlungstrend zu beobachten, der allerdings schwächer ausgebildet ist als in der westlichen Beringsee. Der Sedimentkern PC6 liegt heute in der Mischungszone zwischen dem südwärts setzenden kalten Oyashio-Strom und dem nordwestwärts fließenden warmen Kuroshio-Strom. Das beobachtete glaziale SST-Maximum sowie die Unterschiede zwischen der Beringsee und der Kernlokation vor Japan (15.000 – 7000 J.v.h.) könnten daher vor allem im Zusammenhang mit einer Breitenverlagerung dieser Mischungszone stehen (Minoshima et al., 2007).

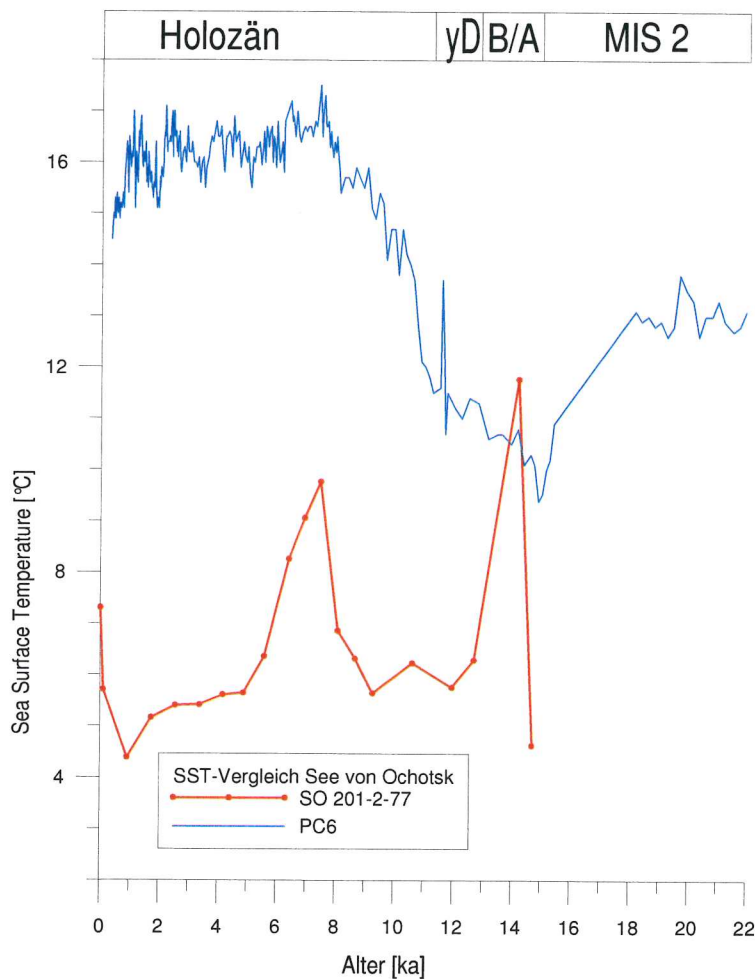


Abb. 13 SST Verlauf der Kernpositionen PC6 und Kern 77

Hypothese einer dipolaren holozänen SST Entwicklung zwischen N-Atlantik und N-Pazifik

Wie bereits in der Einleitung beschrieben, postulieren Kim et al. (2004) eine Atlantische-Pazifische-Dipolbeziehung, die auf atmosphärisch-ozeanische Telekonnektionen zurückgeht. Danach wäre über den Zeitraum der letzten 7000 Jahre eine Abkühlung im Nordatlantik parallel zu einer Erwärmung im N-Pazifik zu erwarten. Die in dieser Arbeit vorgestellten Ergebnisse stimmen damit nur bedingt überein. Bei den beiden Kernpositionen am Shirshov-Rücken kann nur der Kern 77 zum Vergleich heran gezogen werden, da der Kern 85 nach dem Frühen Holozän Datenlücken hat. Bei Kern 77 jedoch ist ein solcher Trend definitiv nicht vorhanden, sondern viel mehr eine Abkühlung. Der Kern 51JPC aus der östlichen Beringsee lässt keinen klaren Trend über die letzten 7000 Jahre erkennen. Auch der SST Verlauf der Kerne in der See von Ochotsk entspricht der Hypothese nur zum Teil. Nur der Kern GGC 15 zeigt über den Zeitraum der letzten 7000 Jahre eine Abkühlung. Diese Kurve fand damals auch Eingang in die Arbeit von Kim et al. (2004). Der Kern LV29-114 aus der nordöstlichen See von Ochotsk zeigt genau entgegengesetzt einen Abkühlungstrend, wie auch der vor Japan betrachtete Kern PC6.

Aus den hier betrachteten Daten des nordwestlichen Pazifiks kann die These nach Kim et al. (2004) nicht belegt werden. Doch drängt sich hier die Frage auf, wie die in dieser Arbeit gezeigten überwiegend sinkenden Temperaturverläufe mit den steigenden Trends an den Pazifischen subtropischen und tropische Küstenbereichen zusammenpassen, die bei Kim zur Unterstützung der Hypothese verwendet wurden. Diese Erwärmung müsste sich eigentlich auch in der Kuroschio-Strömung manifestieren und damit die Subarktische Wirbelströmung mit den Zuflüssen zur Beringsee erreichen.

Schlussfolgerung

Betrachtet man die Ergebnisse aus der vorangegangenen Diskussion, ergeben sich kurz zusammengefasst folgende Schlussfolgerungen:

- im späten Pleistozän war die SST-Entwicklung zwischen der westlichen Beringsee und der See von Ochotsk durch eine dipolare Beziehung geprägt;
- Die Temperaturgradienten, sowohl innerhalb der See von Ochotsk als auch in der Beringsee im mittleren Holozän zeigen deutliche Unterschiede zu heute auf;
- Die Hypothese über eine dipolare Beziehung zwischen Nordatlantik und Nordpazifik sich anhand der vorliegenden SST Kurven nicht unterstützen;

Dipolare Beziehung zwischen der westlichen Beringsee und der See von Ochotsk

Die in der Diskussion gezeigte Dipolbeziehung zwischen der See von Ochotsk und der westlichen Beringsee während dem Bölling/Allerød und der jüngeren Dryas legt nahe, dass in dieser Zeit die Strömungsmuster deutliche Unterschiede zu den heutigen aufwiesen. Der Einfluss der westlichen Beringsee auf die See von Ochotsk war im Vergleich zu heute deutlich eingeschränkt. Das heißt, dass die Temperaturentwicklung in der See von Ochotsk in diesem Zeitraum durch andere Mechanismen gesteuert wurde. Die Frage nach diesen Mechanismen stellt sich vor allem für die Erwärmung während der jüngeren Dryas, weil der Temperaturtrend deutlich von der SST Entwicklung in vergleichbaren Breiten abweicht. Die Tatsache, dass die Produktion in der Dryas, trotz des unterschiedlichen SST-Verlaufs, deutlich mit der in der westlichen Beringsee zu korrelieren scheint passt eigentlich nicht ins Bild. Dies würde bedeuten, dass in der See von Ochotsk in der jüngeren Dryas auch ohne einen Temperaturabfall Bedingungen geherrscht haben, die die Produktion eingeschränkt haben. Um diese Dipolbeziehung im späten Pleistozän weiter untersuchen zu können, wäre es sicher sinnvoll die Stärke und Fließrichtung der Kamtschatkaströmung und der Oyashio-Strömung in diesem Zeitraum zu rekonstruieren. Dies könnte mit verschiedenen Proxies wie dem Nd Verhältnis oder mit Hilfe von $\delta^{13}\text{C}$ Messungen erreicht werden.

Die Temperaturgradienten innerhalb der See von Ochotsk und der Beringsee

Im Vergleich zu den heutigen Gradienten der Oberflächentemperaturen der beiden Kernpositionen innerhalb der See von Ochotsk, aber auch des Gradienten zwischen der östlichen und westlichen Beringsee, besitzen die aus den SST-Kurven bestimmten Gradienten ein deutlich anderes Verhältnis. In beiden Regionen müssten sich innerhalb der letzten 2000 Jahre die Temperaturverteilung innerhalb der einzelnen Randmeere verändert haben. Daraus lässt sich die Frage formulieren, ob die heute gültigen Strömungsmuster innerhalb beider Randmeere während dieses Zeitraums kontinuierlich waren und wann sie gebildet wurden. Ein besseres Verständnis dieser kurzfristigen regionalen Veränderungen könnte helfen, die Datensätze im Bezug auf großräumige Zusammenhänge eindeutiger interpretieren zu können.

Die Hypothese über eine dipolare Beziehung zwischen Nordatlantik und Nordpazifik

Drei der sechs diskutierten Temperaturverläufe widersprechen mit ihrem Trend der Hypothese einer Erwärmung im Pazifik über den Zeitraum der letzten 7000 Jahre. Vor allem der Temperaturverlauf des Kerns PC6 im Bereich des subarktischen Wirbels verringert die Wahrscheinlichkeit einer durch die PDO gesteuerten Erwärmung. Lediglich Kern GGC15 zeigt einen eindeutigen erwärmenden Trend. Die meisten in dieser Arbeit betrachteten Kerne kommen aus Randmeeren. Gerade in den Randmeeren können aber, bedingt durch eine gewisse Isolierung zum Hauptozean, auch regionale Effekte eine größere Rolle spielen. Dies

zeigen auch die Veränderungen der Temperaturgradienten innerhalb der See von Ochotsk und der Beringsee. Wenn die Hypothese nicht zutrifft und im Nordwestpazifik in den letzten 7000 Jahren überwiegend eine Abkühlung stattgefunden hätte, müsste betrachtet werden wie dies mit den in der Hypothese gezeigten Erwärmungstrend in niedrigeren Breiten im Pazifik in Zusammenhang steht. Eine solche Abkühlung müsste aber erst noch durch das schließen von Datenlücken im subarktischen Nordwestpazifik besser nachgewiesen werden. Denn eigentlich wäre bei der überregionalen Erwärmung, wie sie bei Kim (2004) im tropischen und subtropischen Bereich deutlich dargestellt wird, zu erwarten, dass sich diese Erwärmung auch auf die Kuroshio-Strömung und damit den Wärmetransport nach Norden auswirkt.

Danksagung

Ich möchte mich hiermit bei Lars Max für die umfangreiche Laborbetreuung bedanken.

Außerdem gilt mein Dank Prof. Dr. Ralf Tiedemann, dem Erstgutachter, für die hilfreiche Unterstützung.

Literatur

- Brassell SC, Eglinton G, Marlowe IT, Pflaumann U, Sarnthein M (1986) Molecular stratigraphy: a new tool for climatic assessment. *Nature* 320: 129–133.
- Caissie BE, Brigham-Grette J, Lawrence KT, Herbert TD, Cook MS (2010) Last Glacial Maximum to Holocene sea surface conditions at Umnak Plateau, Bering Sea, as inferred from diatom, alkenone, and stable isotope records. *Paleoceanography* 25: PA1206
- Cook MS, Keigwin LD, Sancetta CA (2005) The deglacial history of surface and intermediate water of the Bering Sea. *Deep-Sea Research II* 52: 2163–2173
- Harada N, Shin KH, Murata A, Uchida M, Nakatani T (2003) Characteristics of alkenones synthesized by a bloom of *Emiliana huxleyi* in the Bering Sea. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67: 1507–1519
- Harada N, Sato M, Shiraishi A, Honda MC (2006) Characteristics of alkenone distributions in suspended and sinking particles in the northwestern North Pacific. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70: 2045–2062
- IFM Geomar (2009) **FS Sonne Fahrtbericht / Cruise Report SO201-2 nr 35**
- Kim JH, Rambu N, Lorenz SJ, Lohmanna G, Nam S, Schouten S, Rühlemann C, Schneider RR (2004) North Pacific and North Atlantic sea-surface temperature variability during the Holocene. *Quaternary Science Reviews* 23: 2141–2154.
- Minoshima K, Kawahata H, Ikehara K (2007) Changes in biological production in the mixed water region (MWR) of the northwestern North Pacific during the last 27 kyr. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 254: 430–447.
- Müller PJ, Kirst G, Ruhland G, von Storch I, Rosell-Mele A, (1998) Calibration of the alkenone palaeotemperature index UK0 37 based on core-tops from the eastern South Atlantic and the global ocean (60°N–60°S). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62: 1757–1772.
- Prahl FG, Wakeham SG (1987) Calibration of unsaturation patterns in long-chain ketone compositions for paleotemperature assessment. *Nature* 330: 367–369
- Sakaguchi Y (1992) Cooling of Hokkaido around 9000 BP caused by permafrost meltwater burst. *Bull. Dept. Geogr. Univ. Tokyo* 24: 1–6.
- Seki O, Kawamura K, Ikehara M, Nakatsuka T, Oba T (2004) Variation of alkenone sea surface temperature in the Sea of Okhotsk over the last 85 kyrs. *Organic Geochemistry* 35: 347–354.
- Sikes EL, Volkman JK, Robertson LG, Pichon JJ (1997) Alkenones and alkenes in surface waters and sediments of the Southern Ocean: implications for paleotemperature estimation in polar regions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61: 1495–1505.
- Ternois Y, Kawamura K, Ohkouchi N, Keigwin L (2000) Alkenone sea surface temperature in the Okhotsk Sea for the last 15 kyr. *Geochemical Journal* 34: 283–293

Datenanhang

Im Datenanhang sind die Messergebnisse von Kern 77 KL zusammengefasst. Die anderen im Rahmen meiner Arbeit gezeigten SST Kurven basieren auf unveröffentlichten Daten der Arbeitsgruppe Tiedemann oder auf bereits veröffentlichten Daten und wurden deshalb nicht im Datenanhang berücksichtigt.

Alter [ka Bp.]	Kerntiefe [cm]	U ^K ₃₇ SST [°C]			Gesamt Alkenonekonz. [ng/g]
		Kalibration nach PrahI	Kalibration nach Müller	Kalibration nach Sikes	
0	0(MUC)	7.2	7.3	9.7	198.65
0.1	2	5.7	5.7	8.3	222.31
0.92	10	4.4	4.4	7.1	144.23
1.74	20	5.2	5.2	7.8	171.79
2.56	30	5.4	5.4	8.0	189.34
3.38	40	5.4	5.4	8.0	157.44
4.18	50	5.6	5.6	8.2	222.55
4.88	60	5.6	5.6	8.2	225.65
5.58	70	6.3	6.4	8.8	279.00
6.40	80	8.2	8.3	10.5	317.80
6.94	90	8.9	9.1	11.2	395.25
7.48	100	9.6	9.8	11.8	616.29
8.08	110	6.8	6.9	9.3	941.20
8.67	120	6.3	6.3	8.8	580.06
9.27	130	5.6	5.6	8.2	636.35
10.62	140	6.2	6.2	8.7	209.09
11.97	150	5.7	5.8	8.3	67.03
12.71	160	6.2	6.3	8.8	209.66
14.21	170	11.6	11.8	13.5	775.99
14.70	180	4.6	4.6	7.3	1615.53
14.956	185	0.0	0.0	0.0	0.00
15.358	190	0.0	0.0	0.0	0.00
16.162	200	0.0	0.0	0.0	0.00
16.966	210	0.0	0.0	0.0	0.00
17.77	220	7.8	7.9	10.1	26.06
18.594	230	6.3	6.3	8.8	15.88
19.422	240	8.4	8.5	10.7	10.61
20.25	250	5.7	5.7	8.3	17.02

Tabelle 4 Ergebnisse der Alkenon Messung mit U^K₃₇ SST in drei verschiedenen Kalibrierungen. Quelle der MUC Daten: Max (unpublished)