

Mechanismen der Meereisvariabilität aus Beobachtungen

Bachelor-Arbeit im
B. Sc. Physik des Erdsystems:
Meteorologie, Ozeanographie, Geophysik

Christian-Albrechts-Universität zu Kiel
GEOMAR Helmholtz Zentrum für Ozeanforschung Kiel

Lars Aue
Matrikelnummer: 1010621

Erstprüfer: Dr. Thomas Martin
Zweitprüfer: Prof. Dr. Mojib Latif

Kiel, Juli 2016

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	1
Abstract	3
1 Einleitung	5
2 Daten und Methoden	8
2.1 Daten	8
2.1.1 NSIDC	9
2.1.2 HadISST	9
2.1.3 NOAA	10
2.1.4 ERA-Interim	10
2.2 Methoden	10
2.2.1 EOF-Analyse	10
2.2.2 SSA-Analyse	12
2.2.3 Korrelation und Signifikanz	13
3 Ergebnisse	15
3.1 Arktis	17
3.1.1 EOF-Analysen	17
3.1.2 SSA-Analyse	26
3.2 Antarktis	31
3.2.1 EOF-Analyse	31
3.2.2 SSA-Analyse	33
4 Diskussion	36
Literaturverzeichnis	40
Anhang	44
Erklärung	51

Zusammenfassung

Die Kryosphäre ist eng an Ozean und Atmosphäre gekoppelt und reagiert deshalb sehr sensibel auf Schwankungen im Klimasystem. Dies führt sowohl zu einem starken mit der fortschreitenden globalen Erwärmung assoziierten Rückgang des Meereises als auch zu einer ausgeprägten internen Variabilität, welche ihrerseits durch diverse Feedback-Prozesse Einfluss auf das Klimasystem nehmen kann. Daher wurden in dieser Arbeit die dominanten Muster in der Variabilität des winterlichen Meereises im Bezug auf Eiskonzentration und Ausdehnung in Arktis sowie Antarktis untersucht. Hierzu wurden Empirical Orthogonal Functions (EOFs) aus den Feldern der Meereiskonzentration berechnet und die Zeitreihen der Meereisausdehnung mit Hilfe von Singular Spectrum Analysis (SSA) untersucht. Die resultierenden Ergebnisse wurden mittels PEARSON Korrelations-Analysen in Bezug zur Atmosphäre gesetzt. Verschiedene Satellitendaten für das Meereis von 1982 bis 2014 wurden genutzt, die von NSIDC, Hadley Centre und NOAA bereitgestellt werden. Die Parameter Bodendruck, zwei-Meter-Temperatur sowie Meeresoberflächentemperatur wurden aus den ERA-Interim Daten des EZMWF gewonnen, zusätzlich flossen mehrere Klima-Indices der NOAA in die Analyse ein. Als dominantester Einflussfaktor auf die Eiskonzentration in der Nordhemisphäre konnte die NAO festgestellt werden, eine weitere, schwächere Einflussnahme geht von der AO aus. Erstere treibt eine phasenverschobene Schwankung zwischen Labrador-See und östlichem Nordatlantik an, welche das führende Muster in der winterlichen Meereisvariabilität darstellt. SSA-Analysen offenbaren einen signifikanten Einfluss der AO auf die Meereisausdehnung in der Arktis. Im Bezug auf die Antarktis konnte ein bekanntes Muster aus Anomalien wechselnden Vorzeichens in Temperatur, Druck und Meereis gefunden werden, welches der sogenannten Antarctic Circumpolar Wave zuzuordnen ist und sich mit einer Periodendauer von acht bis zehn Jahren einmal um die Antarktis ausbreitet.

Abstract

The cryosphere is coupled closely to the ocean as well as to the atmosphere and therefore reacts very sensitive on fluctuations in the climate system. This leads to a strong retreat in sea ice due to the ongoing global warming, as well as a high amount of internal variability, which can in turn influence the climate system through several feedback-processes. According to this the dominant pattern in the variability of winterly sea-ice, in more detail in ice concentration as well as extension, in Arctic and Antarctic have been investigated. For this purpose empirical orthogonal functions were calculated from the fields of sea ice concentration and the timeseries of the sea ice area was investigated via singular spectrum analysis (SSA). Results were connected to the atmosphere via PEARSON correlation-analysis. Different sets of satellite-data for sea ice reaching from 1982 to 2014 were used, which are offered by NSIDC, Hadley Centre and NOAA. Data for sea level pressure, two metre airtemperature as well as sea surface temperature were gained from the ERA-Interim dataset offered by the EZMWF, additionally several climate-indices from the NOAA were used. The NAO has been found as the most dominant factor influencing the ice concentration in the northern hemisphere, a weaker influence of the AO could be found additionally. The former is driving out-of-phase fluctuations between the Labrador-Sea and easterly North Atlantic, which displays the leading mode of winterly sea ice variability. SSA-Analysis has shown a significant influence of the AO on the sea ice extension in the Arctic. For Antarctic, a known pattern of anomalies of alternating sign in temperature, pressure and sea ice has been found, which are related to the so called Antarctic Circumpolar Wave and travel around the Antactic in a timeperiod of eight to ten years.

1 Einleitung

Das Klima in den hohen Breiten hat in der nahen Vergangenheit durch den starken Einfluss der im Rahmen der globalen Erwärmung zunehmenden Temperaturen signifikante Veränderungen durchlaufen, nicht zuletzt in Form von abschmelzenden Gletschern oder dem Rückgang des Meereises (*Stroeve et al.*, 2012).

Neben solchen externen Faktoren stellt interne Variabilität den wesentlichen Antrieb für Änderungen in der Kryosphäre und allgemein im gesamten Klimasystem dar. Für ein fundiertes Verständnis des Klimasystems ist es daher unerlässlich sowohl Trends durch externe Antriebe als auch die interne Variabilität in den einzelnen Parametern zu kennen. Eine solche Kenntnis ist außerdem nötig, um die beiden sich überlagernden Prozesse voneinander trennen zu können, etwa für Untersuchungen zur zukünftigen Entwicklung unseres Klimas wie dem erwarteten Rückgang des Meereises im 21. Jahrhundert. In mittels Klimamodellen über einen Zeitraum von 1979 bis 2006 durchgeführten Untersuchungen konnten beispielsweise nur 47 bis 57 Prozent des Trends in der September Ausdehnung des Meereises in der Arktis externen Einflüssen zugeordnet werden (*Stroeve et al.*, 2007), was den großen Einfluss der internen Variabilität auf das Meereis verdeutlicht.

Mechanismen, die das arktische Klima im Allgemeinen und das Meereis im Speziellen beeinflussen, sind vielfältiger Natur. So haben Untersuchungen gezeigt, dass beispielsweise die Meereisausdehnung sensibel auf Schwankungen in der bodennahen Temperatur reagiert (z.B. *Semenov et al.*, 2015; *Bengtsson et al.*, 2004).

Schwankungen im Meereis sind außerdem oftmals eng an ozeanische Prozesse gekoppelt und weisen daher verschiedenste Zeitskalen auf, so findet sich beispielsweise in der Arktis eine starke mit der Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) assoziierte Variabilität im Bereich von einigen Dekaden, während in der Antarktis mit dem Ozean vernetzte Variabilität auf Zeitskalen von einigen hundert Jahren nachgewiesen werden konnte (*Park and Latif*, 2008). Ein Zusammenhang zwischen besonders eisreichen Wintern im Bereich der Labrador-See und kalten SST-Anomalien im Atlantik vor Neufundland, denen diese um ein Jahr vorausgehen, konnte von *Deser and Blackmon* (1993) gefunden werden. Dies sind nur ein paar Beispiele für Wechselwirkungen zwischen Kryosphäre und Ozean, auch Änderungen im Wärmeaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre spielen eine gewichtige Rolle (*Francis and Hunter*, 2007).

Nicht zuletzt der Zusammenhang zwischen Meereis und großskaligen atmosphärischen Zirkulationsmustern ist Thema vieler Veröffentlichungen, sowohl was Beobachtungen angeht (z.B. *Deser et al.*, 2000; *Frankignoul et al.*, 2014; *Wang and Ikeda*, 2000) als auch im Bezug auf Projektionen für die Zukunft (z.B. *Wettstein and Deser*, 2014). Von diesen Zirkulationsmustern sollen die für die vorliegende Arbeit wichtigsten im Folgenden kurz beschrieben werden.

NAO:

Die Nord Atlantische Oszillation (NAO) wurde ursprünglich von *Hurrell* (1995) definiert und stellt insbesondere für Europa eines der wichtigsten Zirkulationsmuster dar. Das wesentliche Charakteristikum der positiven NAO-Phase stellt ein stark ausgeprägter Luftdruckgegensatz zwischen Islandtief und Azorenhoch dar. Dadurch herrschen in den mittleren Breiten verstärkte Westwinde und damit einhergehend wärmere Temperaturen über dem europäischen Kontinent vor, welche sich bis weit nach Sibirien hinein erstrecken können (*Hurrell*, 1996). Ein Zusammenhang zwischen NAO und sea ice concentration (SIC) im Nordatlantik wurde unter anderem von *Deser et al.* (2000) festgestellt.

AO:

Als führendes Zirkulationsmuster im Hinblick auf die gesamten höheren Breiten der Nordhemisphäre wurde durch *Thompson and Wallace* (1998) die Arctic Oscillation (AO) ausgemacht. Diese beschreiben die AO als oberflächennahe Signatur von Schwankungen in der Stärke des Polarjets. Im Vergleich zur NAO weist die AO eine zonal symmetrischere Natur auf und ist mit wärmeren Temperaturen über dem gesamten eurasischen Kontinent sowie kälteren Werten im Bereich der Labrador-See beziehungsweise dem Nordosten Kanadas assoziiert (*Thompson and Wallace*, 1998). Das Bodendruck-Muster der AO ähnelt im atlantischen Bereich der NAO mit einem Gegensatz zwischen hohem Druck über dem Atlantik im Bereich der Azoren, sowie niedrigem Druck in der zentralen Arktis. Zusätzlich dazu findet sich relativ zur Zentralarktis gesehen höherer Druck im Bereich der Aleuten.

ENSO:

Ein wichtiger Einflussfaktor auf das pazifische Meereis sowie die Antarktis ist die El Niño Southern Oscillation (ENSO) (*Liu et al.*, 2007; *Turner*, 2004). Hierbei handelt es sich um einen gekoppelten Prozess interner Variabilität zwischen Atmosphäre und Ozean, der Periodendauern im Bereich von zwei bis sieben Jahren aufweist. Bei dem so genannten El Niño Phänomen handelt es sich um abrupte Änderungen in der Meeresoberflächentemperatur (SST) im äquatornahen pazifischen Ozean, Warmphasen mit erhöhter SST werden als El Niño bezeichnet, Kaltphasen hingegen werden La Niña genannt. Die Wechselwirkungen zwischen den SST-Anomalien und der überliegenden Atmosphäre bei El Niño

Ereignissen äußern sich unter anderem in einer Abnahme des Bodendrucks im Ost- und einer Zunahme im Westpazifik (*Bjerknes, 1969*), ein als Bjerknes-Feedback bekannter Zusammenhang. Hieraus ergibt sich eine direkte Verbindung zur Southern Oscillation (SO), der zugehörige Southern Oscillation Index (SOI) berechnet sich auf Basis der standardisierten Luftdruckdifferenz zwischen Tahiti und Darwin (Australien).

Ziel dieser Arbeit ist es die verschiedenen Mechanismen der internen Variabilität im Meereis zu bestimmen und diese auf mögliche Zusammenhänge zu atmosphärischen Parametern hin zu untersuchen. Der Schwerpunkt soll hierbei auf der Nordhemisphäre und insbesondere dem Atlantik liegen, zusätzlich dazu werden Untersuchungen für den pazifische Teil der Nord- sowie die Südhemisphäre in etwas kürzerer Form dargestellt. Zur Analyse des Meereises werden Satellitenmessungen aus verschiedenen Quellen genutzt. Solche stehen flächendeckend seit 1979 zur Verfügung, sodass inzwischen mit mehr als dreißig Jahren ein ausreichend langer Beobachtungszeitraum gesicherter Qualität vorliegt, um sowohl interannuale als auch längerskalige Variabilität mit hinreichender Genauigkeit zu erfassen. Das Interesse am Verständnis der natürlichen Variabilität im Meereis rührt dabei nicht zuletzt daher, dass Arktis und Antarktis Schlüsselregionen im Bezug auf die fortschreitende globale Erwärmung darstellen (z.B. im Bezug auf das Eis-Albedo-Feedback oder den Meeresspiegelanstieg durch Abschmelzen von Gletschern) und ein Abschätzen des Einflusses externer Faktoren wie menschlichen Treibhausgasemissionen nicht ohne Kenntnis des Anteils interner Variabilität möglich ist.

Daher werden in dieser Arbeit EOF-Analysen von trendbereinigten Meereis-Daten vorgestellt und Korrelationen mit atmosphärischen Parametern berechnet. Eine detaillierte Vorstellung der Methodik sowie der verwendeten Daten liegt im folgenden, zweiten Kapitel vor. Die Ergebnisse der Untersuchungen werden anschließend im dritten Teil vorgestellt bevor zuletzt eine abschließende Diskussion der Resultate im vierten Kapitel vorgenommen wird.

2 Daten und Methoden

2.1 Daten

Im Rahmen dieser Arbeit wurden Beobachtungsdaten zur Meereiskonzentration (sea ice concentration, SIC) aus drei verschiedenen Quellen verwendet. Hierbei handelt es sich zum einen um Satellitendaten vom National Snow and Ice Data Centre (NSIDC), zum anderen um den HadISST-Datensatz vom Met Office Hadley Centre sowie zuletzt um Daten der National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), genauer den NOAA Optimum Interpolation (NOAA OI) Datensatz in der zweiten Version. Neben Beobachtungen zum Meereis wurden globale Daten der zwei-Meter-Lufttemperatur, Meeresoberflächentemperatur (sea surface temperature, SST) und Druck auf Meeresoberflächenniveau (sea level pressure, SLP) in Form von Reanalysedaten aus dem ERA-Interim Datensatz des Europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage (EZMWF) genutzt. Die hier aufgelisteten Datensätze werden später ab Teil 2.1.1 jeweils kurz beschrieben.

Der Fokus dieser Arbeit liegt auf der interannualen Variabilität im Meereis und deren Zusammenhang mit atmosphärischen Parametern. Um den Einfluss des Jahresgangs aus den Daten zu entfernen wurde die SIC über die Wintermonate (Januar bis März für die Nord- bzw. Juli bis September für die Südhemisphäre) gemittelt betrachtet. Neben der SIC wurde aus den oben genannten Datensätzen ein weiterer Parameter, die sea ice area (SIA), berechnet. Zu diesem Zweck wurde der Flächeninhalt sämtlicher Gitterzellen mit der SIC, also dem Anteil der von Eis bedeckten Fläche, multipliziert und für Nord und Südhalbkugel getrennt aufsummiert. Hierbei wurden nur solche Zellen berücksichtigt, die eine Eisbedeckung von mindestens 15 Prozent aufweisen. Es liegen somit zwei verschiedene Parameter vor, die SIA bildet eine Zeitreihe, welche die Zu- beziehungsweise Abnahme der mit Meereis bedeckten Fläche im gesamten Untersuchungsgebiet darstellt. Die Daten der SIC wiederum geben den zeitlichen Verlauf der Konzentration des Eises an jedem Gitterpunkt im Untersuchungsgebiet an. Die Berechnung der SIA basiert hierbei auf bereits über den Winter gemittelten SIC-Daten.

Die Meereis-Daten wurden vom Pol bis 50 Grad Nord (bzw. Süd) für die Nord- sowie die Südhemisphäre untersucht. Atlantik und Pazifik sind auf der Nordhemisphäre durch Landmassen durchgehend voneinander getrennt. Aus diesem Grund wurde hier noch eine Unterscheidung zwischen atlantischem (90° West bis 90° Ost) und pazifischem Sektor (180° West bis 90° West sowie 90° Ost bis 180° Ost) der Nordhemisphäre vorgenommen

mit dem Ziel die regionalen Ergebnisse untereinander sowie mit den großräumigen Ergebnissen vergleichen zu können. Eine Analyse des linearen Trends in den Meereis-Daten erfolgt am Anfang von Kapitel drei (Ergebnisse). Für die anschließend folgenden Untersuchungen der Variabilität wurde dieser aus den Daten entfernt. Hierbei wurde an jedem Gitterpunkt ein lokaler, linearer Trend berechnet und abgezogen.

2.1.1 NSIDC

Die verwendeten SIC-Daten des NSIDC (*Cavalieri et al.*, 1996) basieren vollständig auf Satellitenmessungen. Hierbei wurden sowohl Messungen mit einem Scanning Multi-Channel Microwave Radiometer (SMMR) als auch mit einem Special Sensor Microwave Imager (SSMI) beziehungsweise Special Sensor Microwave Imager Sounder (SSMIS) verwendet. Die Daten stammen von Satelliten des Defense Meteorological Satellite Program (DMSP). Sie liegen für Nord- und Südhemisphäre jeweils in einem Gitter mit einer Auflösung von 25km x 25km vor und decken einen Zeitraum von 1979 bis heute ab. Die Eckpunkte des Gitters liegen dabei so, dass eine vollständige Abdeckung der Arktis beziehungsweise Antarktis erreicht wird. In dieser Arbeit wurden monatliche Daten von 1982 bis 2014 verwendet. Dies hat den Grund, dass der Datensatz der NOAA erst 1982 beginnt und ein einheitlicher Untersuchungszeitraum gewährleistet werden soll. Um den Rechenaufwand zu reduzieren, und da die anderen verwendeten Datensätze ohnehin eine deutlich niedrigere Auflösung von einem Grad Länge und Breite besitzen, wurden jeweils vier Zellen des Gitters zusammengelegt, sodass eine Auflösung von 50km x 50km verbleibt.

2.1.2 HadISST

Der zweite Datensatz stellt neben Messungen der Meeresoberflächentemperatur, die in dieser Arbeit keine Verwendung finden, auch Beobachtungen zur Meereis-Konzentration in einem globalen Gitter mit einer Auflösung von einem Grad Länge und Breite zur Verfügung. Die zeitliche Abdeckung des Datensatzes reicht vom aktuellen Stand zurück bis 1870. Bedingt durch diese lange Laufzeit besteht der Datensatz aus mehreren verschiedenen Quellen mit entsprechend schwankender Genauigkeit, welche detailliert durch *Rayner et al.* (2003) beschrieben wurden. Seit 1979 basieren die Daten ebenfalls auf Satellitenmessungen, was insbesondere die Erfassung der Variabilität in den Zeitreihen verbessert hat. Auch hier wurden aufgrund des später beginnenden Datensatzes der NOAA Monatsmittel aus einem Untersuchungszeitraum von 1982 bis 2014 gewählt.

2.1.3 NOAA

Der NOAA OI Datensatz liegt, genau wie die bereits beschriebenen HadISST-Daten, in einem globalen Gitter mit einer Auflösung von einem Grad Länge und Breite vor. Es handelt sich hierbei ursprünglich um wöchentliche Daten. Die in dieser Arbeit verwendeten monatlichen Daten sind von der NOAA erstellt worden, indem aus den wöchentlichen Daten durch lineare Interpolation tägliche Daten berechnet und diese anschließend über einen Monat gemittelt wurden. In dieser Arbeit fand die zweite Version des Datensatzes Anwendung, diese besteht sowohl aus Satellitendaten als auch aus in situ Messungen und reicht von November 1981 bis heute. Eine detaillierte Beschreibung erfolgte durch *Reynolds et al. (2002)*.

2.1.4 ERA-Interim

Bei dem ERA-Interim Datensatz handelt es sich um Reanalysedaten, welche vom Europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage (EZMWF) bereitgestellt werden. Reanalysedaten stellen Interpolationen von Beobachtungen in Raum und Zeit unter Zuhilfenahme von Klimamodellen dar, eine detaillierte Beschreibung der Methodik im ERA-Interim Datensatz liegt in *Dee et al. (2011)* vor. Es handelt sich bei den Daten um den aktuellsten Reanalyse-Datensatz des EZMWF, welcher den älteren, nur bis 2002 laufenden ERA-40 Datensatz abgelöst hat. Die Laufzeit von ERA-Interim reicht von 1979 bis zum heutigen Stand und es wird eine Vielzahl von atmosphärischen Parametern zur Verfügung gestellt. In dieser Arbeit wurden ERA-Interim Daten von insgesamt drei Parametern verwendet, der zwei-Meter-Lufttemperatur (im Folgenden kurz als Lufttemperatur bezeichnet), der Meeresoberflächentemperatur sowie dem Druck auf Meeresoberflächenniveau. Die Daten liegen in einem globalen Gitter mit einer Auflösung von einem Grad Länge und Breite vor, es wurden Monatsmittel verwendet, die auf dem Mittelwert von täglichen Durchschnittswerten basieren. Weitere Details zu dem Datensatz finden sich in *Dee et al. (2011)*.

2.2 Methoden

2.2.1 EOF-Analyse

Um die dominanten statistischen Muster in den Datensätzen zu ermitteln, wurden sogenannte Empirical Orthogonal Functions (EOFs) der SIC berechnet. Zu den EOFs, die räumliche Verteilungen von Varianz darstellen, gehören Zeitreihen, die Principal Components (PCs) genannt werden.

Eine Beschreibung der Mathematik hinter dieser Methodik soll hier nur in angemessenem Umfang erfolgen und orientiert sich an der Herleitung in *Hans von Storch* (1999): Gegeben sei ein m -dimensionaler, zufälliger Vektor x_t , dann beschreibt x'_t die zugehörigen Anomalien in Form der Abweichung vom Erwartungswert μ oder formal

$$x'_t = x_t - \mu \text{ mit } \mu = \varepsilon(x_t)$$

Eine Näherung von x'_t kann durch eine Erweiterung in eine endliche Reihe erreicht werden:

$$x'_t = \sum_{i=1}^k a_{i,t} * e^i$$

In dieser Näherung stellt e^i ein festes Muster dar und $a_{i,t}$ zugehörige Zeitkoeffizienten. Im Bezug auf die vorgestellte Analyse-Technik entspricht das Muster e^i der EOF und die Koeffizienten $a_{i,t}$ sind die Principal Components oder auch PCs. Um eine Näherung handelt es sich deswegen, da Gleichheit im Allgemeinen nur für $k=m$ möglich ist, auch wenn durch die in der Regel schnell fallende Varianz der Zeitkoeffizienten $a_{i,t}$ eine sehr gute Näherung zumeist schon für kleine k erreicht werden kann (*Hans von Storch*, 1999). Die Muster werden derart gewählt, dass sie orthogonal aufeinander stehen, des Weiteren wird der Fehler epsilon minimiert, der sich ergibt durch:

$$\epsilon = \sum_t (x'_t - \sum_{i=1}^k a_{i,t} * e^i)^2$$

Die Principal Components können aus den vorhandenen Gleichungen mit Hilfe der Muster (EOFs) berechnet werden, letztere werden durch Minimieren der folgenden Gleichung bestimmt (zunächst nur die erste EOF):

$$\epsilon_1 = \varepsilon(\|x - \langle x, e^1 \rangle e^1\|^2)$$

Wobei ε wieder dem Erwartungswert entspricht, und e^1 das gesuchte Muster (1. EOF) darstellt. Die Gleichung beschreibt die Projektion des Vektors x'_t auf einen eindimensionalen Unterraum, der von dem festen Vektor e^1 aufgespannt wird. Das Minimieren des Fehlers ist hierbei äquivalent dazu, die im Unterraum enthaltene Varianz von x'_t zu maximieren (*Hans von Storch*, 1999). Es gilt die Einschränkung, dass der Betrag von e^1 gleich 1 sein muss.

Das Lösen der Gleichung basiert dann darauf, die Kovarianzmatrix des Vektors x'_t zu bilden, zu welcher e^1 hier einen Eigenvektor darstellt. Die 1. EOF ist in Gestalt von e^1 gefunden, wenn e^1 den Eigenvektor der Kovarianzmatrix bildet, welcher mit dem größten Eigenwert assoziiert ist. Dieser Eigenwert kann mit der Methode der Lagrange-

Multiplikatoren ermittelt werden. Auf eine Darstellung des detaillierten Lösungsverfahrens, sowie der Verallgemeinerung auf weitere EOFs wird hier aufgrund des begrenzten Umfangs der Arbeit verzichtet, dies lässt sich in *Hans von Storch* (1999) nachvollziehen.

2.2.2 SSA-Analyse

Neben den EOF-Analysen der SIC wird in dieser Arbeit die Singular Spectrum Analysis nach *Ghil et al.* (2002) verwendet, um die dominanten Moden aus der Zeitreihe der sea ice area (SIA) zu extrahieren. Hierfür wurde das SSA-Toolkit der SSA-MTM Group benutzt, eine vollständige Beschreibung der Methodik liegt durch *Ghil et al.* (2002) vor und kann hier erneut nur in begrenztem Umfang erfolgen.

Der grundlegende Schritt bei der SSA-Analyse ist es, die zu untersuchende Zeitreihe in einen Untervektorraum der Dimension M zu überführen. M wird im Folgenden auch als Fensterlänge bezeichnet. An die Fensterlänge M ergeben sich verschiedene Anforderungen, so kann diese für eine Zeitreihe der Länge N maximal mit $M=N$ gewählt werden, wobei mit zunehmender Fensterlänge die Genauigkeit der Methodik abnimmt. Da M gleichzeitig die maximale Länge der zu findenden Moden (oder auch EOFs) vorgibt muss hierbei ein Kompromiss gefunden werden. Die gesuchten Moden können direkt aus den zu untersuchenden Daten abgeleitet werden, hierzu wird zunächst nach folgender Gleichung eine Kovarianzmatrix C_x in Form einer Toeplitz-Matrix mit konstanten Diagonalen gebildet (Methode nach Vautard and Ghil, 1989):

$$C_{ij} = \frac{1}{N-|i-j|} * \sum_{t=1}^{N-|i-j|} X(t)X(t+|i-j|)$$

Die Eigenwerte λ beziehungsweise Vektoren ρ (entsprechen den EOFs) können durch Lösen der folgenden Gleichung ermittelt werden:

$$C_x \rho_k = \lambda_k \rho_k$$

Das genaue Lösungsverfahren ist in *Ghil et al.* (2002) dargestellt und soll hier nicht weiter ausgeführt werden. Die PCs A_k werden anschließend ermittelt, indem die Zeitserie auf die ermittelten EOFs projiziert wird:

$$A_k(t) = \sum_{j=1}^M X(t+j-1)\rho_k(j)$$

Daraus können abschließend durch Kombination von k PCs Moden nach folgender Formel rekonstruiert werden:

$$R_K(t) = \frac{1}{M_t} \sum_{k \in K} \sum_{j=L_t}^{U_t} A_k(t-j+1)\rho_k(j)$$

Das Auswählen der PCs, die zu einem Mode zusammengefasst werden, erfolgt dabei im Wesentlichen nach zwei Kriterien: Zunächst sollten die PCs eine ähnlich hohe erklärte Varianz aufweisen, weiterhin wird nach PCs gesucht, die eine charakteristische Phasenverschiebung von annähernd $\pi/2$ offenbaren. Die mathematischen Hintergründe zu den genannten Kriterien werden beispielsweise durch *Hans von Storch* (1999) beschrieben.

2.2.3 Korrelation und Signifikanz

In dieser Arbeit werden Korrelations-Analysen verwendet, um Zusammenhänge zwischen den Moden der SSA-Analyse, den PC-Zeitserien aus der EOF-Analyse beziehungsweise verschiedenen Klimaindizes auf der einen und den Feldern von (Meeresoberflächen-)Temperatur, Druck und gegebenenfalls Meereiskonzentration auf der anderen Seite zu finden. Der lokale, lineare Trend wurde hierbei aus den Zeitreihen der Anomalien der aufgezählten Parameter entfernt, da auch die SSA- beziehungsweise EOF-Analysen mit trendbereinigten Daten ausgeführt wurden. Die Berechnung der Korrelationskoeffizienten erfolgt nach der Methode der zweidimensionalen linearen Produkt-Moment-Korrelationskoeffizienten nach PEARSON (1972) mit folgender Gleichung:

$$r_{ab} = \frac{s_{ab}}{s_a s_b} = \frac{\sum a'_i b'_i}{(n-1)s_a s_b} = \frac{\sum a'_i b'_i}{\sqrt{\sum a_i'^2 \sum b_i'^2}}$$

Hierbei entspricht r dem Korrelationskoeffizient, a und b den untersuchten Zeitreihen der Länge n sowie a'_i beziehungsweise b'_i der Abweichung vom Mittelwert der Zeitreihen am Zeitpunkt i . Nach *Schönwiese* (2006) müssen folgende Voraussetzungen gelten, um eine verlässliche Korrelationsanalyse durchführen zu können: Angemessene Länge der Zeitreihen (Richtwert $n \geq 30$), Datenunabhängigkeit innerhalb der beiden Zeitreihen sowie eine (annähernde) Normalverteilung hinsichtlich der beiden Größen.

Die möglichen Werte des Korrelationskoeffizienten reichen von -1 über 0 bis $+1$, wobei größere Beträge stärkere Korrelationen der Zeitreihen implizieren. Um die Signifikanz einer gefundenen Korrelation zu überprüfen wurden verschiedene Verfahren entwickelt. Im Wesentlichen geht es dabei um die Frage, wie wahrscheinlich es ist, einen bestimmten Korrelationskoeffizienten bei bekannter Stichprobenlänge nur zufällig zu finden, obwohl kein Zusammenhang zwischen zwei Messreihen besteht. In der vorliegenden Arbeit werden Korrelationen auf ein Signifikanzniveau von 95 % geprüft, das heißt es verbleibt eine Irrtumswahrscheinlichkeit α von 5 %, oder $\alpha = 0.05$. Als Verfahren wurde der Students T-Test nach Gosset verwendet, welcher unter anderem in *Schönwiese* (2006) dargestellt ist. Die T-Werte werden dabei nach folgender Gleichung berechnet:

$$t = r * \sqrt{\frac{n-2}{1-r^2}}$$

Die resultierenden T-Werte müssen, abhängig von Stichprobenlänge und gewünschtem Signifikanzniveau, über festen Referenzwerten liegen, um von einer signifikanten Korrelation auf dem gewählten Niveau ausgehen zu können. In dieser Arbeit wurde mit Hilfe der Matlab Funktion `corrcoef.m` gearbeitet, diese liefert als Output sogenannte p-Werte, welche die niedrigste Irrtumswahrscheinlichkeit α angeben, die ausgehend von der obigen Gleichung erfolgreich geprüft wurde. Es wurden dann in den Abbildungen die Bereiche schraffiert dargestellt, deren p-Wert kleiner oder gleich 0.05 ist (für die also der Test auf dem Signifikanzniveau von 95 Prozent oder höher erfolgreich war).

3 Ergebnisse

Im folgenden Abschnitt soll zunächst der Trend in den Meereis-Daten untersucht werden. Anschließend wird der Trend entfernt und die Meereisvariabilität in Arktis und Antarktis getrennt analysiert, als Erstes werden die führenden EOFs der SIC vorgestellt und die Korrelationen der zugehörigen PCs mit atmosphärischen Parametern untersucht. Zuletzt werden SSA-Analysen der SIA-Zeitserien dargestellt und erneut Korrelationen analysiert.

Abbildung 1 zeigt sowohl die räumliche Verteilung des lokalen, linearen Trends in der SIC (links), als auch die trendbehafteten Zeitreihen der SIA für Nord- und Südhemisphäre (rechts).

Im Bezug auf die SIC zeigt sich, dass auf der Nordhemisphäre keinesfalls ein einheitlicher Trend vorherrscht, stattdessen wechseln sich Regionen mit positivem Trend (Beringsee) und solche mit negativem Trend (Barentssee, Ochotskisches Meer, Großteil der Labrador-See) ab. Zwar überwiegen Letztere, dennoch finden sich auch in der Intensität des (negativen) Trends starke räumliche Unterschiede.

Die räumliche Verteilung des Trends der SIC deckt sich mit den Ergebnissen aus den Zeitreihen der SIA, auch hier herrscht für die Nordhemisphäre ein regional unterschiedlicher Trend vor. Dies geht aus Abbildung 1 (b) hervor, welche den zeitlichen Verlauf der SIA gemittelt über die hemisphärischen Wintermonate (Dezember bis Februar beziehungsweise Juli bis September) darstellt. Hier zeigen sich deutliche Unterschiede im Trend der atlantischen und pazifischen SIA. Für die gesamte SIA auf der Nordhalbkugel bewegt sich der Wert von 1982 bis 2014 stets im Bereich von $14 * 10^6 km^2$, wovon circa $8 * 10^6 km^2$ auf den Pazifik und $6 * 10^6 km^2$ auf den Atlantik entfallen. Der Trend dieser Zeitreihe ist negativ und zeigt einen Rückgang des Meereises um circa $1 * 10^6 km^2$ im untersuchten Zeitraum. Es fällt auf, dass sich dieser Trend einzig in der Zeitreihe der atlantischen SIA wiederfindet, während die Eisfläche im Pazifik etwa auf gleichem Niveau bleibt.

Letzteres ist auch deshalb interessant, da die SIC wie bereits erwähnt in Teilen des Pazifiks einen positiven Trend (Beringsee), in anderen aber gleichzeitig einen negativen Trend (Ochotskisches Meer) aufweist. Dies legt den Schluss nahe, dass sich der entgegengesetzte Trend beider Regionen in der Zeitreihe der pazifischen SIA insgesamt neutralisiert, sodass sich hier im Gegensatz zur atlantischen SIA kein signifikanter Trend ausmachen lässt. An dieser Stelle sollte noch bedacht werden, dass die SIA lediglich ein Maß für die Ausdehnung der mit Meereis bedeckten Fläche ist und keinerlei Rückschlüsse über

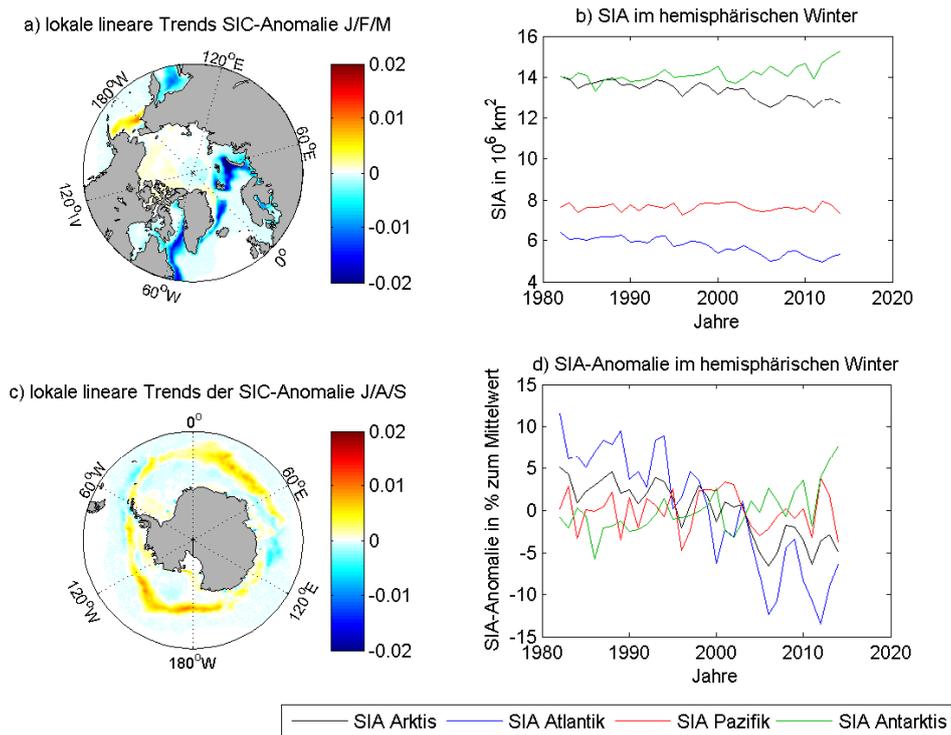


Abbildung 1: Steigung der lokalen linearen Trends der SIC in Arktis (a) und Antarktis (b), trendbehaftete Zeitreihen der SIA für Nord- und Südhemisphäre (c), sowie der SIA-Anomalie (d). Alle Zeitreihen beziehen sich auf den hemisphärischen Winter (D/J/F Nordhemisphäre, J/A/S Südhemisphäre) von 1982 bis 2014.

das Volumen des Eises zulässt. Es wäre also denkbar, dass der im Atlantik beobachtete Rückgang des Meereises im Pazifik (im Speziellen in der Beringsee) durch eine dünnere Eisdecke maskiert wird. Die in dieser Arbeit untersuchten Satellitendaten stellen für die Analyse des Eisvolumens leider keine ausreichende Informationsquelle dar.

Insgesamt fällt auf, dass die Variabilität im Atlantik und Pazifik, zumindest im Bezug auf die SIA, offenbar getrennt voneinander abläuft. Weder weisen sie denselben Trend auf, noch sind die Zeitreihen signifikant korreliert.

Erwähnenswert ist ebenfalls, dass die trendbehafteten Zeitreihen der SIA des Atlantiks, aber auch der gesamten Nordhemisphäre, stark mit dem AMO-Index korrelieren (Abbildung 2). Ein Zusammenhang zwischen Meereisfläche und Atlantischer Multidekadischer Variabilität ist plausibel, jedoch fällt auf, dass der Zusammenhang verschwindet, wenn man, wie im Folgenden, den linearen Trend aus den Zeitreihen der SIA entfernt (Korrelation von 0.02 statt zuvor -0.66). An dieser Stelle lohnt sich ein Vorgriff auf die Ergebnisse der EOF-Analyse, die gefundenen führenden PCs für eine nicht-trendbereinigte SIC (nicht gezeigt) weisen ebenfalls eine signifikante Korrelation mit der AMO auf (-0.5), die sich nach Abziehen des Trends nicht mehr reproduzieren lässt. Somit liegt die Vermutung nahe, dass der Trend im Meereis im untersuchten Zeitraum zu einem gewissen Grad Teil einer atlantischen Variabilität ist, welche auf längeren Zeitskalen agiert.

Im Folgenden wird der Trend dennoch wie angekündigt aus den Daten entfernt, um die interne Variabilität im Bereich von Jahren und wenigen Dekaden untersuchen zu können.

Auch in der Südhemisphäre besteht eine leichte räumliche Diskrepanz im Wert des linearen Trends der SIC (Abbildung 1, c), im Gegensatz zur Arktis lassen sich hier allerdings fast ausschließlich Regionen mit positivem Vorzeichen finden. Es wechseln sich dabei solche mit stärkerem Trend (Eiskante vor dem Ross-Meer) mit Regionen ab, in denen der Trend schwächer ausgeprägt und selten sogar negativ ist (Weddel-Meer). Die Zeitreihe der SIA in der Antarktis bildet ebenfalls einen Gegensatz zum Ergebnis der Nordhemisphäre und weist einen positiven Trend auf (Abbildung 1, b und d). Im Verlauf des untersuchten

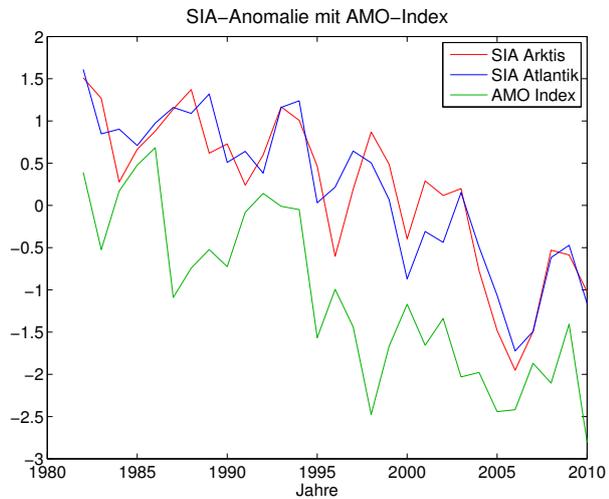


Abbildung 2: SIA für die gesamte Nordhemisphäre, für den atlantischen Teil sowie mit minus eins multiplizierte Zeitreihe des AMO-Indexes von 1982 bis 2010. Alle Zeitreihen sind mit der Standardabweichung normiert worden.

Zeitraums steigt die SIA von circa $14 * 10^6 km^2$ auf ungefähr $15 * 10^6 km^2$. Dieser ansteigende Trend steht im Kontrast zu einem im Rahmen der globalen Erwärmung vermuteten Rückgang des Meereises und wird in mehreren Untersuchungen auf erhöhten Niederschlag durch eine wärmere Atmosphäre im Bereich der Antarktis zurückgeführt. Dies führt zu mehr Schneefall über dem Meereis und entsprechend stärkerem Eis-Albedo Feedback, sowie zu Veränderungen im Wärme-Budget des oberflächennahen Wassers durch geringeren Salzgehalt (z.B. beschrieben durch *Liu et al.*, 2004). Auf eine Unterscheidung zwischen verschiedenen Regionen soll in der Südhemisphäre an dieser Stelle verzichtet werden, da die Antarktis nicht durch Landmassen in separate Regionen aufgetrennt wird, wie es in der Nordhemisphäre der Fall ist.

3.1 Arktis

3.1.1 EOF-Analysen

Die führenden beiden EOFs der SIC der gesamten Nordhemisphäre finden sich in Abbildung 3 (1. EOF) und 7 (2. EOF), wobei jeweils die Ergebnisse aus allen drei eingangs beschriebenen Datensätzen dargestellt wurden. Zusätzlich dazu sind die zugehörigen Zeitserien der PCs abgebildet. Hier wurden auch einige der relevanten Klimaindizes für den entsprechenden Zeitraum dargestellt um einen Eindruck von möglichen Zusam-

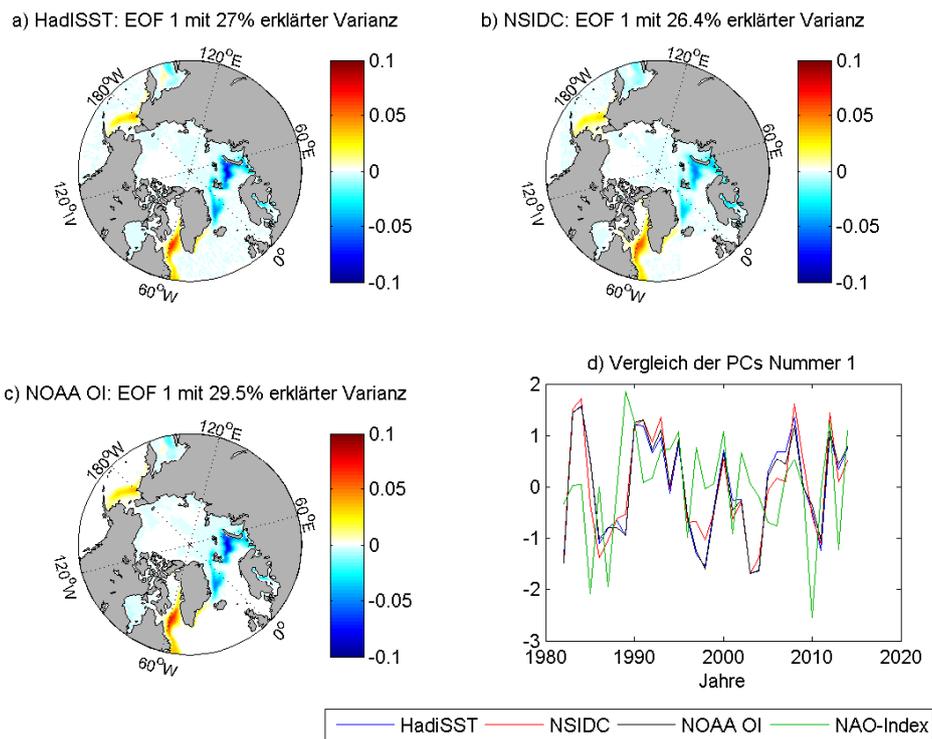


Abbildung 3: 1. EOF der SIC der gesamten Nordhemisphäre von 1982 bis 2014 D/J/F aus a) HadISST, b) NSIDC, c) NOAA OI Datensatz. Teil d): Zugehörige Zeitreihen der PCs sowie NAO-Index, normiert mit der Standardabweichung.

menhängen zwischen den PCs und bekannten Mechanismen zu gewinnen. Es fällt auf, dass in allen drei Datensätzen die erste EOF, die das dominanteste Muster der Meereisvariabilität darstellt, gleich ist. Es handelt sich hierbei um einen Dipol im Bereich der Eiskante im Nordatlantik, mit positiven Werten in der Labrador-See und negativen Werten östlich von Grönland und im Bereich der Barentssee. Dazu finden sich im pazifischen Sektor positive Werte in der Beringsee und negative im Ochotskischen Meer. Kleine Unterschiede im räumlichen Muster der ersten EOF finden sich lediglich im pazifischen Bereich und in der Intensität der Werte im Bereich der Barentssee, die insbesondere im NSIDC-Datensatz geringer ausfällt. Der Anteil der erklärten Variabilität reicht von 26.4 % (NSIDC) bis 29.5 % (NOAA). Auch die Zeitserien der PCs sind annähernd identisch mit der Einschränkung, dass die NSIDC-PC stellenweise abweichende Amplituden aufweist, beispielsweise zwischen 1985 und 1990 oder 1995 und 2000.

Das beschriebene räumliche Muster ist wohlbekannt und wurde schon in mehreren Untersuchungen als dominanter Mode in der winterlichen Meereiskonzentration nachgewiesen (z.B. *Deser et al.*, 2000; *Frankignoul et al.*, 2014; *Slonosky et al.*, 1997; *Singarayer and Bamber*, 2003). Als Antrieb dieses gegensätzlichen Verhaltens des Meereises in der Labrador-See sowie der Grönland- und Barentssee (gleichzeitige Zu- beziehungsweise Abnahme) wird die NAO vorgeschlagen (*Deser et al.*, 2000; *Fang and Wallace*, 1994).

Die exakte Methodik unterscheidet sich dabei in den verschiedenen Veröffentlichungen,

so konnte beispielweise von *Deser et al.* (2000) eine hohe Korrelation zwischen Eis-PC und NAO-Index desselben Winters gefunden werden, während andere Studien höhere Übereinstimmungen mit dem NAO-Index des Vorjahres offenbaren (*Partington et al.*, 2003; *Singarayer and Bamber*, 2003). Zusätzlich dazu zeigen lineare Regressionen der Felder des SLP auf die Eis-PC in der Regel eine der NAO ähnliche Signatur (*Deser et al.*, 2000). Im Folgenden sollen hier Korrelationen zwischen NSIDC-PC und atmosphärischen Parametern des Vorjahres sowie ohne Zeitversatz vorgestellt werden, beginnend mit Letzterem (Abbildung 4).

Das Ergebnis der NAO als treibender Kraft hinter der 1. EOF kann dabei grundsätzlich bestätigt werden, auch wenn auf den ersten Blick kein starker Zusammenhang zwischen NAO-Index und PCs deutlich wird (Abbildung 4, d). Der Korrelationskoeffizient (im Folgenden als r bezeichnet) schwankt von 0.2 (HadISST) bis 0.37 (NSIDC) und ist nur im NSIDC-Datensatz signifikant. Korrelationen mit dem Feld der SLP-Anomalien bestätigen, dass zwischen Druck und SIC-PC nur ein mäßiger Zusammenhang besteht. Dennoch stellt das Muster der SLP-Korrelation (Abbildung 4, b) mit einem negativen Zentrum im Bereich östlich von Grönland, sowie einem positiven Zentrum über dem Atlantik bei circa 40 Grad Nord eindeutig die NAO dar, wie sie beispielsweise durch *Hurrell* (1995) beschrieben wurde oder sich in den ERA-Interim Daten als führende EOF des SLPs im Atlantik zeigt (Anhang, Abbildung 19). Die schraffierten Bereiche, welche Orte mit signifikanter Korrelation anzeigen, decken sowohl Island als auch die Azoren ab, wobei sich die positiven Werte noch über weite Teile Nordafrikas bis nach Arabien erstrecken. Wesentlich stärkere Korrelationen bestehen zwischen der SIC-PC und den Zeitreihen der Lufttemperatur im Bereich der Barentssee ($r \approx 0.6$), der Labrador-See ($r \approx -0.6$) sowie über dem Atlantik vor der Ostküste der USA, erneut bei circa 40 Grad Nord. Dieses Muster ist wiederum eindeutig mit der Temperatur-Signatur der positiven NAO-Phase in Einklang zu bringen, mit Kaltluftadvektion im Bereich der Labrador-See hinter dem Islandtief und wärmeren Temperaturen östlich von Grönland beziehungsweise über weiten Teilen Eurasiens (*Hurrell*, 1996). Auch die SST im Bereich der Barents- sowie der Labrador-See korreliert stark positiv (negativ) mit der PC und bestätigt das Muster der NAO.

Eine EOF-Analyse der Lufttemperatur im atlantischen Sektor basierend auf den ERA-Interim Daten zeigt als dominantes Muster mit einer erklärten Variabilität von knapp 30 % einen Dipol mit warmen Temperaturen über Europa und der Barentssee, sowie kälteren Temperaturen über der Labrador-See und Grönland (Anhang, Abbildung 20). Dieses Muster erinnert stark an die bereits erwähnte Temperatur-Signatur der NAO, welche zum Vergleich in derselben Abbildung rechts dargestellt ist. Größere Unterschiede ergeben sich einzig im Bereich der Barentssee. Da die Zeitreihe der Temperatur-PC stark mit der führenden PC der SIC korreliert ist ($r \approx 0.8$), bestätigt sich hier noch einmal der ausgeprägte Zusammenhang zwischen Meereiskonzentration und der durch die NAO ver-

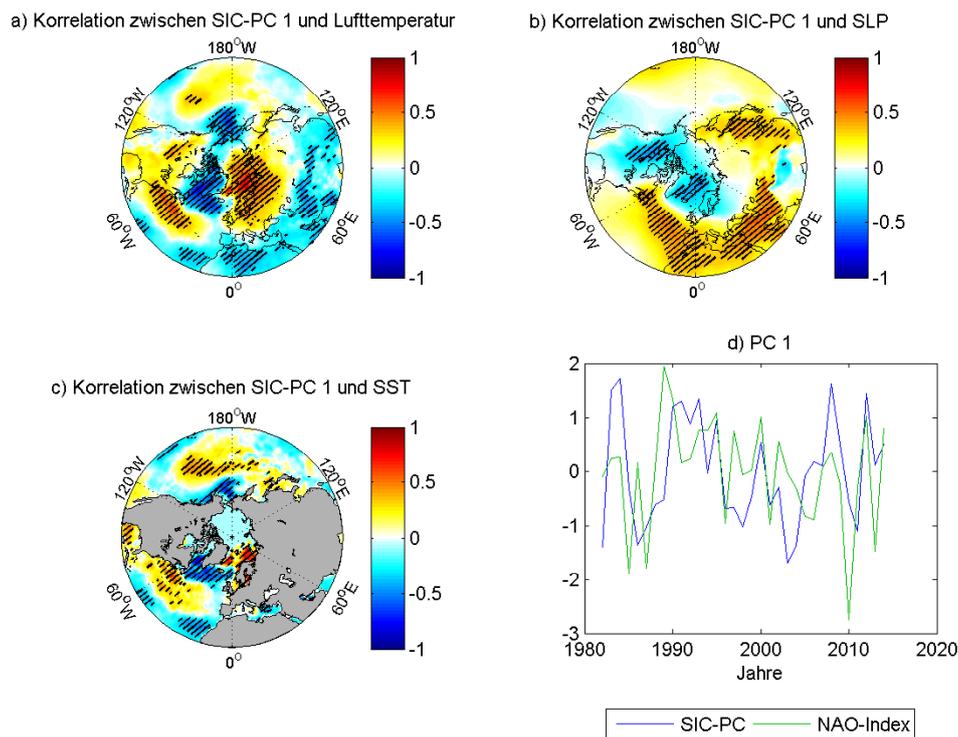


Abbildung 4: Korrelationskoeffizienten zwischen führender NSIDC-PC der SIC der gesamten Nordhemisphäre und a) Lufttemperatur, b) Bodendruck (SLP) sowie c) Meeresoberflächentemperatur (SST) des selben Jahres, von 1982 bis 2014. Schraffierte Bereiche zeigen signifikante Korrelationen an (Signifikanzniveau 95 %). Teil d): Zugehörige Zeitreihe der PC sowie NAO-Index, normiert mit der Standardabweichung.

ursachten Temperatur-Anomalien. An der eher schwachen Korrelation zwischen Druck und Meereis ändert sich zunächst auch bei einem Zeitversatz von einem Jahr wenig (Abbildung 5). Der Korrelationskoeffizient zwischen SIC-PC und NAO-Index des Vorjahres (Zeitreihen unten rechts) liegt sogar nur noch bei 0.32. Es fällt jedoch auf, dass sich die beiden Zentren der NAO, das Islandtief sowie das Azorenhoch, in der Korrelation mit dem Druckfeld jetzt deutlicher abheben (Abbildung 5, b). Auch hier bleibt die Stärke des Korrelationskoeffizienten aber weiterhin schwach. Die zuvor hohen Korrelationen im Feld der Lufttemperatur sowie der SST sind nicht mehr so ausgeprägt (Teil a und c der Abbildung).

Es fällt insgesamt auf, dass die Zeitreihen der SIC-PC sowohl mit als auch ohne Zeitversatz nur bedingt zum NAO-Index passen. Insbesondere zwischen den Jahren 2000 und 2010 weichen die Zeitreihen stark voneinander ab, während in den Jahren davor und danach, gerade für einen Zeitversatz von einem Jahr, eine Übereinstimmung sichtbar ist. Die Ergebnisse der zuvor vorgestellten Studien, die allesamt nicht über das Jahr 2000 hinaus laufen, lassen sich somit für den nach hinten verlängerten Untersuchungszeitraum nicht vollständig reproduzieren. Dies wird im Rahmen der Diskussion der Ergebnisse noch weiter ausgeführt.

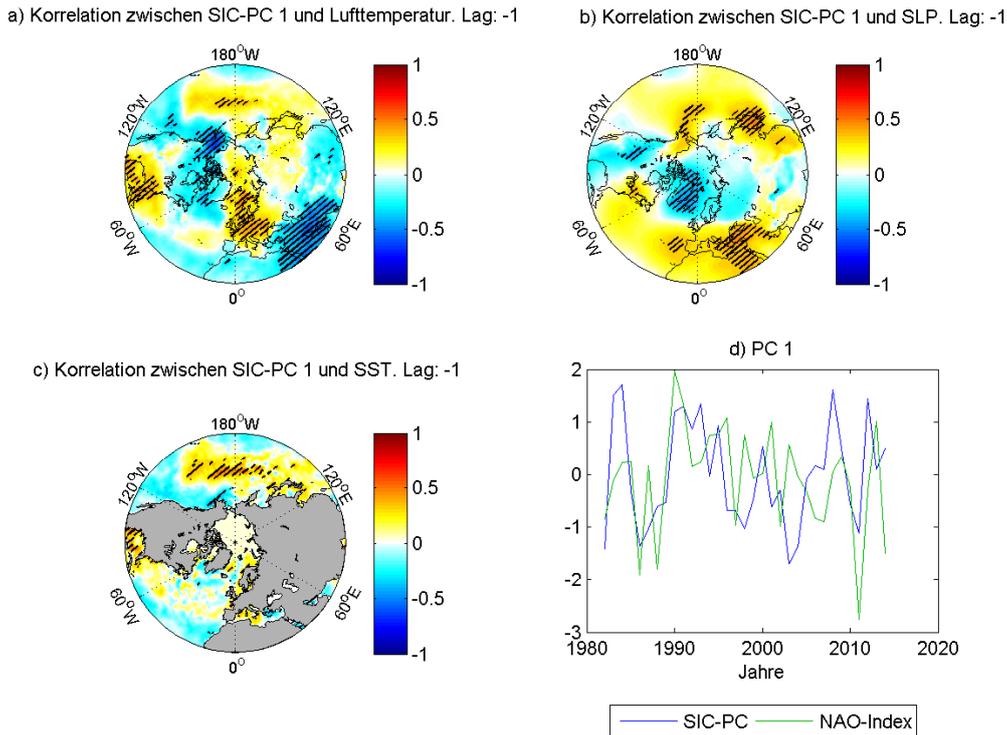


Abbildung 5: Wie Abbildung 4, aber mit ERA-Interim Daten und NAO-Index des Vorjahres.

Ein weiterer interessanter Punkt im Bezug auf eine zeitlich verschobene Korrelation ergibt sich aus Abbildung 6. Hier ist die führende SIC-PC zusammen mit dem AMO-Index des folgenden Jahres aufgetragen. Dabei zeigt sich ein starker, negativer Zusammenhang beider Zeitreihen ($r \approx -0.7$). Diese Beobachtung deckt sich mit den in der Einleitung beschriebenen Untersuchungen von *Deser and Blackmon* (1993), wonach eisreiche Winter in der Labrador-See (hier hat die 1. EOF ein positives Zentrum) niedrigen Meeresoberflächentemperaturen im Atlantik im Bereich von 40 Grad Nord um ein Jahr vorausgehen. Solche Zusammenhänge zwischen AMO und der führenden SIC-PC lassen sich nicht mehr finden, wenn die PC dem AMO-Index vorausgeht oder kein Zeitversatz besteht.

Beschränkt man die EOF-Analyse auf den atlantischen Sektor fällt sofort auf, dass sich kaum nennenswerten Veränderungen ergeben (Abbildung 21, Anhang). Sowohl das räumliche Muster als auch die PC ist fast identisch mit dem Ergebnis, das sich für die gesamte Nordhemisphäre ergab. Die PCs für den Atlantik und die Nordhemisphäre weisen untereinander eine datensatzabhängige Korrelation von bis zu 0.99 auf, während die pazifischen PCs nur eine Übereinstimmung von ungefähr 0.25 zu den Ergebnissen der gesamten Nordhemisphäre zeigen. Dies lässt den Schluss zu, dass die Variabilität der SIC in der Nordhemisphäre offenbar vom Atlantik dominiert wird. In diesem Kontext erscheint es realistisch, dass die NAO als Antrieb für den dominanten nordhemisphärischen Mode (1. EOF) in Frage kommt.

Die zweite, nordhemisphärische EOF weist im Gegensatz zum führenden Mode signifikante Unterschiede zwischen den drei verwendeten Datensätzen auf (Abbildung 7). Insbesondere die zweite EOF aus dem NSIDC-Datensatz weicht ab, da hier der pazifische Sektor stärker dominiert als in den anderen beiden Datensätzen. Grundsätzlich zeigen sich im Atlantik positive Werte bei Spitzbergen, die von negativen Werten östlich von Grönland und am östlichen Rand der Barentssee flankiert werden. Im Pazifik finden sich negative Werte im Ochotskischen Meer, die teilweise noch in die westliche Beringsee hineinreichen und im östlichen Teil von positiven Werten abgelöst werden. Die angesprochenen Unterschiede ergeben sich vor allem in den zugehörigen PCs.

Denn während die PCs der gesamten Nordhemisphäre aus HadISST- und NOAA-Datensatz gut zusammenpassen und erneut stark mit den entsprechenden zweiten PCs im Atlantik korrelieren ($r \approx 0.95$), weist im NSIDC-Datensatz die zweite, nordhemisphärische PC einen fast ebenso großen Wert ($r \approx 0.8$) mit der führenden PC aus dem Pazifik auf, die später vorgestellt wird. Die zweite, globale EOF stellt somit offenbar abhängig vom Datensatz eher den zweiten atlantischen Mode (HadISST und NOAA) oder den führenden pazifischen Mode (NSIDC) der Variabilität dar. Um diese genauer zu trennen, wird das Untersuchungsgebiet später erneut auf den atlantischen Sektor beschränkt. Dennoch soll hier zunächst die zweite EOF der gesamten Nordhemisphäre analysiert werden.

Der Grund dafür geht aus Abbildung 8 hervor. Dort sind die Korrelationen zwischen zweiter nordhemisphärischer PC aus dem HadISST-Datensatz und den Feldern von Temperatur-, SST- und Druckanomalien abgebildet. An dieser Stelle wurde für die Korrelations-Analysen die PC nicht wie zuvor aus dem NSIDC-Datensatz gewählt, da dieser von den anderen beiden signifikant abweicht und wie bereits angedeutet einfach einen Vorgriff auf die Analyse des pazifischen Sektors darstellt.

Das resultierende SLP-Pattern weist große Ähnlichkeiten mit der in Form der AO bekannten Signatur auf (*Thompson and Wallace, 1998*). Hierbei finden sich negative Werte im Bereich des Islandtiefs und der gesamten zentralen Arktis, sowie positive Werte im Atlantik auf Höhe der Azoren und über den Aleuten. Bestätigt wird dieses Ergebnis durch

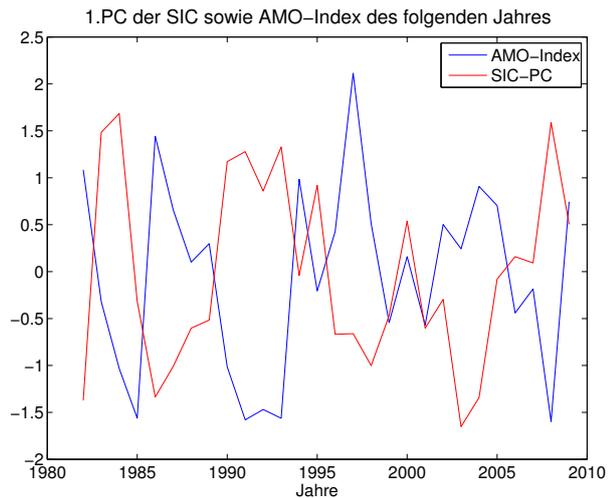


Abbildung 6: Führende SIC-PC aus dem NSIDC-Datensatz sowie AMO-Index des Folgejahres. Beide Zeitreihen wurden mit der Standardabweichung normiert.

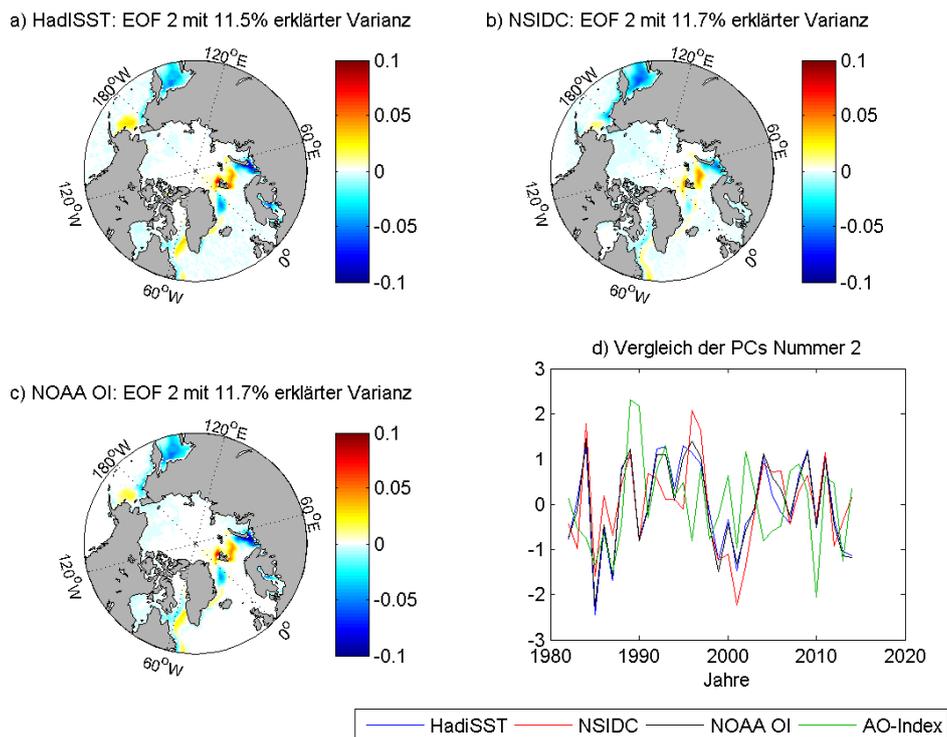


Abbildung 7: Teil a) bis c): Wie Abbildung 3, aber für die 2. EOF der gesamten Nordhemisphäre. Teil d): Zugehörige Zeitreihen der PCs sowie AO-Index, normiert mit der Standardabweichung.

die Korrelationen mit den Temperaturanomalien, welche in der Abbildung 8 Teil a zu sehen sind. Hierbei finden sich signifikante positive Übereinstimmungen über dem gesamten eurasischen Kontinent, sowie negative Werte im Bereich der Labrador-See beziehungsweise im äußersten Nordosten Kanadas. Dies passt zu dem bekannten Temperatur-Profil der positiven AO-Phase (*Thompson and Wallace, 1998*). Der gefundene Zusammenhang von zweiter EOF und AO wird zusätzlich dadurch bestätigt, dass zwischen AO-Index und PC-Zeitreihe eine signifikante Korrelation von circa 0.36 besteht. Für den NAO-Index fällt die Übereinstimmung sogar noch etwas stärker aus, die Muster im Druck- und auch im Temperaturfeld bekräftigen jedoch eher einen Bezug zur AO.

An dieser Stelle lohnt sich ein Blick auf die 2. EOF für den atlantischen Sektor (Anhang, Abbildung 22), hier ergeben sich in allen drei Datensätzen quasi identische Ergebnisse, die dem oben bereits beschriebenen Muster, natürlich begrenzt auf den atlantischen Part, sehr ähneln. Die zugehörigen Korrelationen zu den atmosphärischen Parametern (Anhang, Abbildung 24) zeigen hierbei erneut erhöhte Temperaturen über Eurasien sowie kältere Werte im Bereich der Labrador-See. Im SLP-Feld jedoch verbleiben lediglich das negative Zentrum über der zentralen Arktis sowie die positiven Werte im Bereich der Azoren, sodass eine Unterscheidung zwischen AO oder NAO schwierig wird. Dazu passt, dass die PC etwa gleichstark mit beiden Indices korreliert (NAO: $r=0.57$, AO: $r=0.53$). Eine Festlegung auf eines der beiden Zirkulationsmuster fällt daher für den atlantischen,

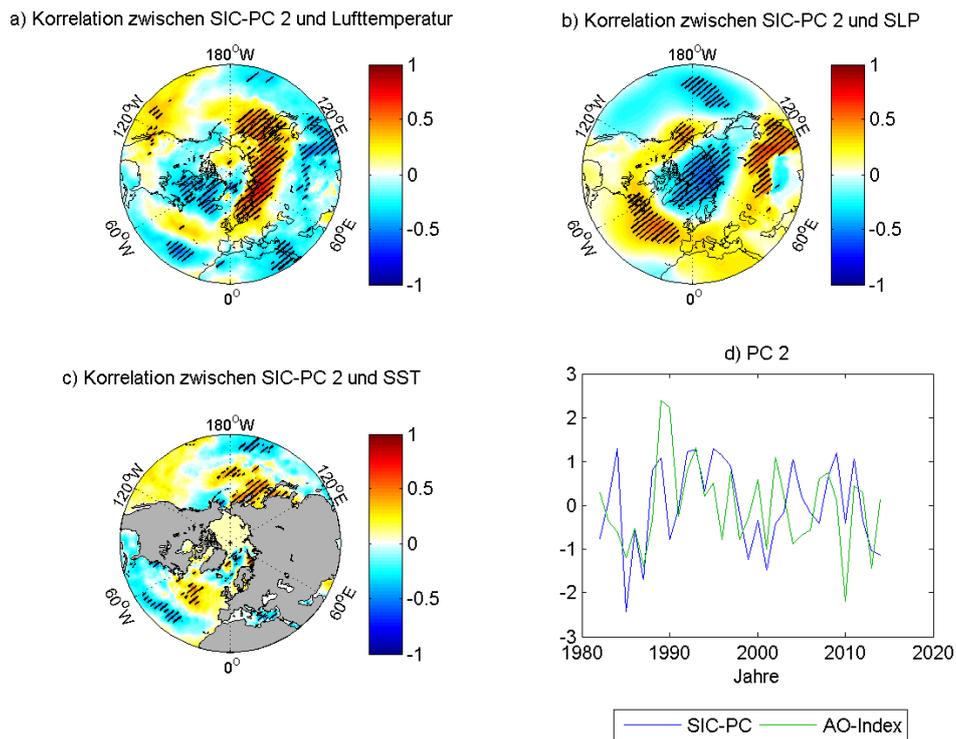


Abbildung 8: Teil a) bis c): Wie Abbildung 4 aber mit zweiter HadISST-PC der gesamten Nordhemisphäre. Teil d): Zugehörige Zeitreihe der PC sowie AO-Index, normiert mit der Standardabweichung.

zweiten Mode insgesamt schwer. Vergleichbare Ergebnisse anderer Studien sind für die zweite EOF schwerer zu finden, oft sind die Untersuchungen nur auf den führenden Mode beschränkt (z.B. *Deser et al.*, 2000) oder nicht saisonal getrennt, sodass als zweiter Mode die Meereisvariabilität im Sommer untersucht wird. Das gefundene Ergebnis konnte daher im Rahmen einer Literaturrecherche nicht bestätigt werden. Eine vergleichbare EOF findet sich zum Beispiel bei *Singarayer and Bamber* (2003), wird dort allerdings nicht tiefergehend analysiert, oder bei *Partington et al.* (2003), wo man allerdings davon ausgeht, dass es sich nur um ein Artefakt der EOF-Analyse handelt.

Der führende Mode im pazifischen Sektor ist in Abbildung 9 dargestellt. Es handelt sich hierbei um einen Dipol zwischen Beringsee und dem Ochotskischem Meer, der in den drei Datensätzen allerdings unterschiedlich ausgeprägt ist. Die erklärte Variabilität schwankt von 27.5 % (HadISST) bis 32.4 % (NSIDC), wobei der Mode diesmal in NSIDC- und NOAA-Datensatz dieselbe räumliche Struktur aufweist, während das Ergebnis im HadISST-Datensatz erkennbar abweicht. In Letzterem erstreckt sich das positive Zentrum fast über die komplette Beringsee, während der Bereich in den anderen beiden auf die östlich Hälfte beschränkt und auch deutlich schwächer ausgeprägt ist. Dafür sind die negativen Werte im Ochotskischen Meer deutlich stärker. Damit einhergehend finden sich auch Abweichungen in den PCs, während NSIDC- und NOAA-PC stark korrelieren ($r=0.98$) fällt die Übereinstimmung zur HadISST-PC deutlich geringer aus (0.6 bis 0.7).

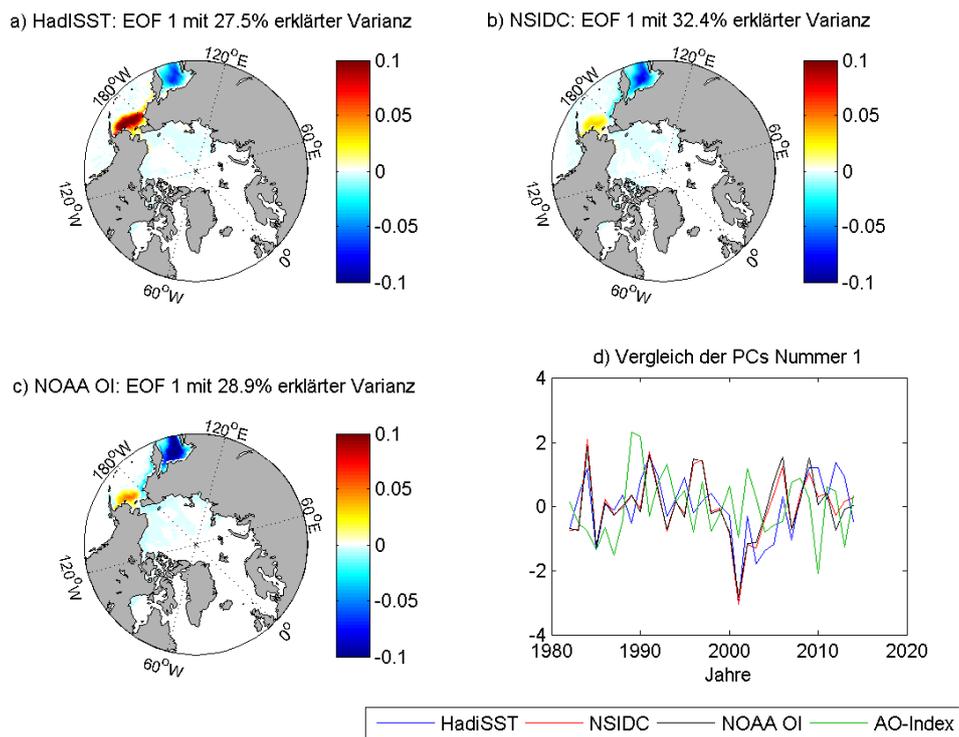


Abbildung 9: Teil a) bis c): Wie Abbildung 3, aber für den pazifischen Teil der Nordhemisphäre. Teil d): Zugehörige Zeitreihen der PCs sowie AO-Index, normiert mit der Standardabweichung.

Das Muster eines Dipols zwischen Beringsee und Ochotskischem Meer wurde in früheren Untersuchungen ebenfalls als führender Mode für die winterliche SIC im Pazifik ausgemacht (*Liu et al.*, 2007). Dort wurde ein Bezug zwischen pazifischem Meereis und AO gefunden, ein Zusammenhang zwischen SIC und AO lässt sich in dieser Arbeit allerdings nicht reproduzieren. Zwischen AO-Index und NSIDC-PC besteht keine signifikante Korrelation ($r = 0.05$) und die Korrelation mit den Temperatur-Anomalien (Anhang, Abbildung 25) spiegelt ebenfalls keine der AO zugeordnete Signatur wieder. Grund hierfür mag sein, dass bei *Liu et al.* (2007) die führende EOF stärkere Amplituden in der Beringsee als im Ochotskischen Meer aufweist und sich somit leicht von dem hier präsentierten Ergebnis unterscheidet. Auch reicht der Untersuchungszeitraum dort nur von 1979 bis 2002 und ist somit nicht so lang wie in der hier durchgeführten Analyse.

Es zeigt sich, dass mit dem führenden Mode des Meereises ein starker Temperaturgegensatz zwischen Ochotskischem Meer und der östlichen Beringsee sowohl in der SST als auch in der Lufttemperatur einhergeht (Anhang, Abbildung 25). Gleichzeitig herrscht im Bereich der Aleuten höherer Druck vor als gewöhnlich. Insgesamt erinnert die Temperatur-Signatur der ersten EOF, mit kälteren Werten im zentralen Nordpazifik, die von wärmeren Temperaturen umschlossen werden, leicht an die Pacific Decadel Oscillation (PDO) beziehungsweise El Niño, jedoch sind insbesondere die kalten Temperaturen im zentralen Nordpazifik nicht statistisch signifikant, sodass man nicht zweifelsfrei von

einem Zusammenhang ausgehen kann. Dies wird durch die kaum ausgeprägte Korrelation (Anhang, Abbildung 25, unten rechts) zwischen PDO-Index und PC-Zeitreihe ($r \approx -0.15$) bestätigt. Eine Korrelation zum SOI-Index fällt nur unwesentlich stärker aus ($r \approx -0.26$). Weitere Parameter wurden an dieser Stelle nicht in die Analyse miteinbezogen um den begrenzten Rahmen der Arbeit nicht zu überschreiten, sodass die Frage nach dem exakten Antrieb des Dipols offen bleiben muss.

3.1.2 SSA-Analyse

Nachdem mit der EOF-Analyse die dominanten räumlichen Muster der Meereisvariabilität in Form der EOFs ermittelt, und deren Ausprägung im Laufe der Zeit (PCs) untersucht wurde, soll die Arbeit nun mit der SSA-Analyse der SIA fortgesetzt werden. Das Ziel ist hierbei, den zeitlichen Verlauf der Fläche des Meereises auf periodische Grundmuster hin zu untersuchen. Solche periodischen Zu- und Abnahmen des Meereises durch interne Variabilität sollen dann nach Möglichkeit wieder in Bezug zur Atmosphäre gesetzt werden.

Auch die SSA-Analyse wurde sowohl für die gesamte Nordhemisphäre als auch für Atlantik und Pazifik getrennt durchgeführt, beginnend mit Ersterem. Die Ergebnisse sind in Abbildung 10 dargestellt. Hierbei wurde als Input die trendbereinigte Zeitreihe der SIA aus dem NSIDC-Datensatz gewählt, die Fensterlänge beträgt 15 Jahre, was nicht ganz der Hälfte der Länge der Zeitreihe entspricht. Die ersten beiden Eigenwerte stehen eindeutig heraus und erklären zusammen circa 35 % der Varianz (Abbildung 10, a). Wie der Monte Carlo Test (Anhang, Abbildung 28) bestätigt heben sie sich außerdem vom Rauschen ab, was für die Eigenwerte 3 und 4 nicht gilt. Beide Paare weisen eine Phasenverschiebung von circa $\pi/2$ auf und wurden daher jeweils zu einem Mode zusammengefasst. Die Original-Zeitreihe sowie die Rekonstruktionen der beiden Moden sind in Abbildung 10 (c) dargestellt. Der erste Mode weist hierbei eine Periodendauer von ungefähr fünf Jahren auf und passt sehr gut zur Originalzeitserie. Der zweite Mode besitzt mit sieben bis acht Jahren eine etwas längere Periodendauer, kann sich aber wie bereits erwähnt nicht vom Rauschen absetzen.

Mit fünf beziehungsweise acht Jahren Periodendauer spiegeln beide Moden eher hochfrequente Variabilität im Meereis wider. Dennoch gibt es, wie frühere modellgestützte Untersuchungen zeigen, auch signifikante multi-dekadische Variabilität im arktischen Meereis, die mit Schwankungen in der AMO verknüpft ist (*Park and Latif*, 2008). Die relativ kurze Fensterlänge von 15 Jahren, die durch den 33-jährigen Untersuchungszeitraum begrenzt wird, ist hier leider nicht ausreichend, um solche multi-dekadischen Ergebnisse zu finden. Korrelationen zwischen dem ersten Mode und den Feldern der Temperatur-, SLP-, SST- und SIC-Anomalien sind in Abbildung 11 dargestellt. Der zweite Mode wurde im Folgenden außer Acht gelassen, da er sich nicht vom Rauschen abhebt.

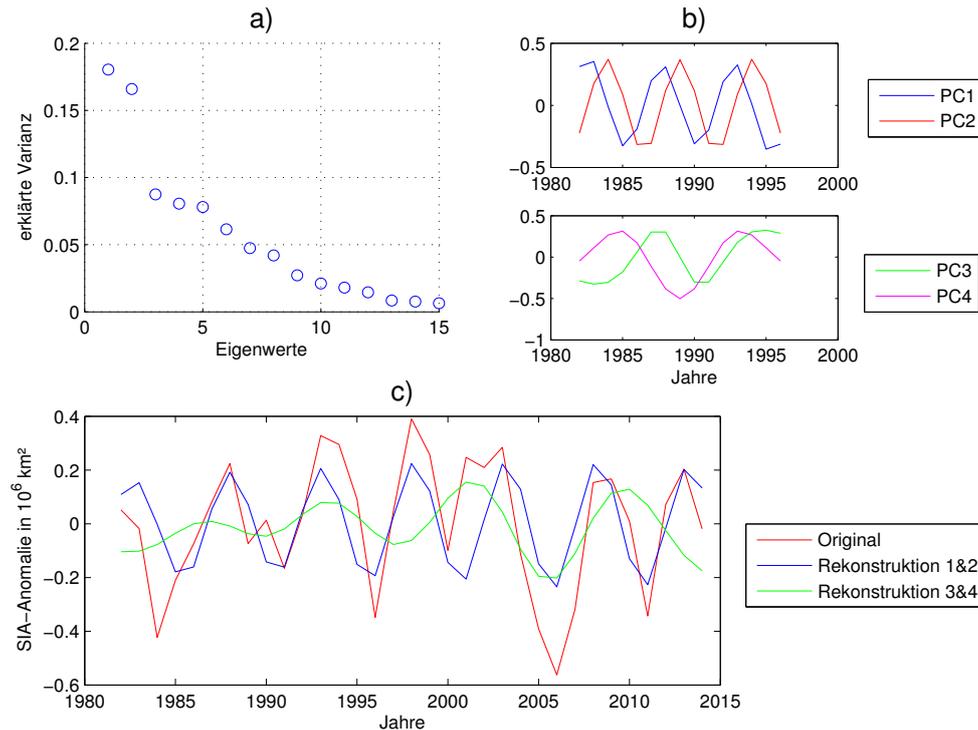


Abbildung 10: SSA-Analyse der trendbereinigten SIA von 1982 bis 2014 aus dem NSIDC-Datensatz für die Nordhemisphäre. Eigenwerte mit erklärter Variabilität (a), PCs (b), rekonstruierte Moden sowie Originalzeitserie (c).

Die Muster im Druckfeld geben zunächst keinen Aufschluss über Zusammenhänge zu bekannten Zirkulationsmustern, in den Temperaturfeldern lässt sich jedoch ein Schema erkennen, das der positiven Phase der AO zugeordnet werden kann. Hierbei befindet sich für gewöhnlich ein Zentrum wärmerer Temperaturen im Süden der USA, kältere Temperaturen im Bereich der Labrador-See und zuletzt ein Gebiet warmer Temperaturen über dem eurasischen Festland (*Thompson and Wallace, 1998*). Letzteres ist in den Korrelationen zwischen erstem Mode und Temperaturdaten eindeutig wiederzuerkennen, ebenso wie ein, wenn auch eher schwach ausgeprägtes, Zentrum kälterer Temperaturen über der Labrador-See. Die leichten Abweichungen vom erwarteten AO-Pattern könnten darauf zurückzuführen sein, dass noch andere Signale in den ersten Mode einfließen.

An dieser Stelle ist die Barentssee als Region explizit vorzuheben. Hier finden sich starke, negative Korrelationen mit den Temperatur-Anomalien, welche im Zuge der AO so nicht zu erwarten wären. Gleichzeitig finden sich hier auch signifikante Korrelationen zur SIC. Auch im Bezug auf den ersten Mode der EOF-Analyse der SIC tauchte immer wieder eine starke Verbindung zu den Temperaturen in der Barentssee auf, diese scheint eine wichtige Rolle für das arktische Meereis zu spielen. Dies wird sich im Folgenden noch deutlicher zeigen, wenn man das Untersuchungsgebiet für die SSA-Analyse auf den Atlantik einschränkt. Abschließend lässt sich an dieser Stelle noch bemerken, dass sich insgesamt genügend Übereinstimmungen finden, um die AO als treibende Kraft hinter

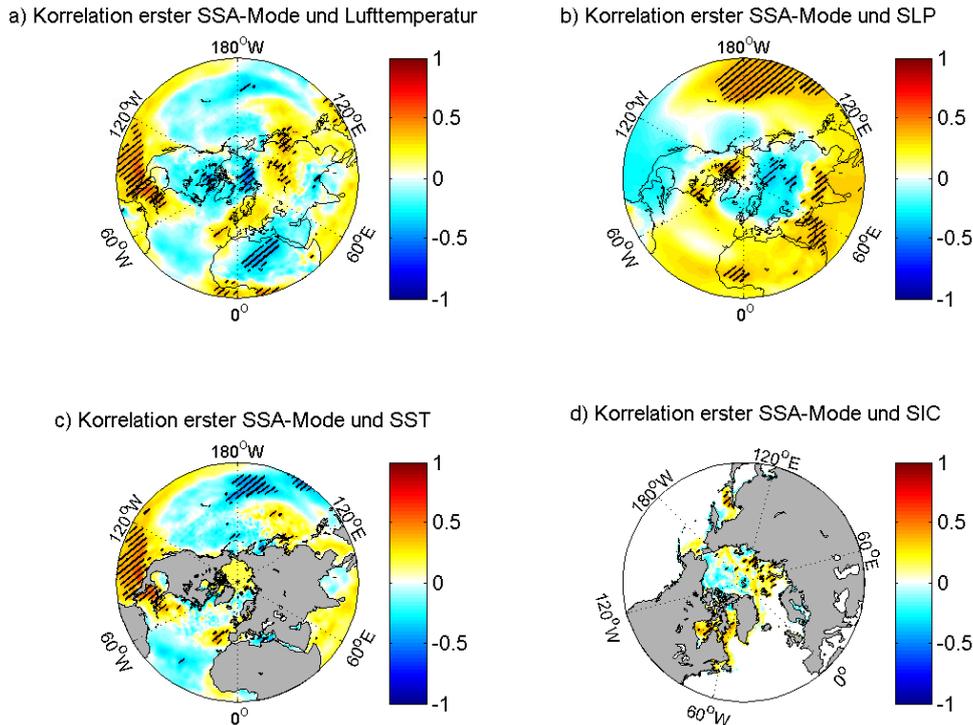


Abbildung 11: Korrelationskoeffizienten zwischen erstem Mode der SSA-Analyse der SIA der gesamten Nordhemisphäre von 1982 bis 2014, sowie a) der Lufttemperatur, b) dem Bodendruck (SLP), c) der Meeresoberflächentemperatur (SST) und d) der Sea-Ice Concentration aus dem NSIDC-Datensatz. Schraffierte Bereiche zeigen signifikante Korrelationen an (Signifikanzniveau 95 %).

dem ersten Mode der SIA zu vermuten. Dies deckt sich mit Untersuchungen von *Wang and Ikeda* (2000), welche im Rahmen von EOF-Analysen der Zeitreihen der SIA ebenfalls den führenden Mode mit der AO in Verbindung bringen konnten.

Beschränkt man das Untersuchungsgebiet wie angekündigt auf den Atlantik so heben sich nur die ersten beiden Eigenwerte deutlich ab (Abbildung 12). Diese erklären zusammen ungefähr 27 Prozent der Varianz der Zeitreihe und heben sich wie gefordert vom Rauschen ab (Monte Carlo Test, Anhang, Abbildung 29). Als Fensterlänge wurden erneut 15 Jahre gewählt. Die Periodendauer des ersten Modes, der sich aus den beiden ersten PCs rekonstruieren lässt, beträgt erneut circa fünf Jahre. Ein zweiter Mode wurde aus dem dritten und vierten Eigenwert rekonstruiert, dieser weist eine erheblich längere Periodendauer von 15 bis 20 Jahren auf. Allerdings ist auch dieser Mode, genau wie der zweite globale, nicht vom Rauschen abzugrenzen. Ein Erweitern der Fensterlänge auf 20 Jahre führt dabei zu keiner Änderung (nicht gezeigt).

Die Korrelationen zwischen erstem Mode und atmosphärischen Parametern (Anhang, Abbildung 26) liefern hier ein weniger klares Ergebnis als zuvor im Bezug auf die gesamte Arktis. Zwar ist das Gesamtbild im Bezug auf alle Parameter ähnlich, doch insbesondere der Zusammenhang zur Temperatur in Europa fällt wesentlich schwächer aus. Gleichzeitig tauchen wieder starke negative Korrelationen mit den Temperaturen in der Barentssee

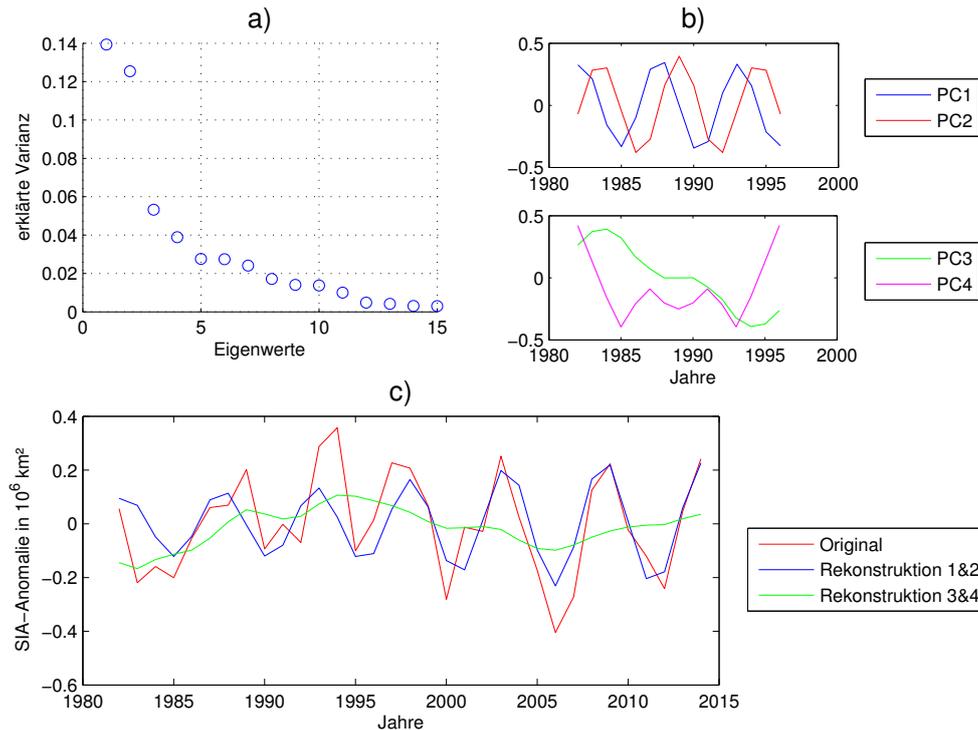


Abbildung 12: Wie Abbildung 10 aber für den atlantischen Sektor der Nordhemisphäre.

auf, die wie bereits beschrieben nicht direkt ins Schema der AO passen. Auch der Zusammenhang zwischen dem ersten Mode und den Zeitreihen der SIC ist im Bereich der Barents- und Karasee erneut am stärksten. Zusammen mit den fehlenden Korrelationen zur Temperatur über Europa wird es somit schwer den atlantischen ersten Mode durch die AO zu erklären. Analog zu den Ergebnissen der EOF-Analyse wäre die NAO als führender Einflussfaktor denkbar, doch auch dafür finden sich keine Hinweise in den Korrelations-Pattern. Insbesondere der Temperatur-Gegensatz von Labrador-See (und Barentssee) zum Europäischem Kontinent ist nicht signifikant.

Eine EOF-Analyse der Druckdaten im atlantischen Sektor (Anhang, Abbildung 23) liefert neben der NAO als führendem Mode ein zweites Muster, welches der von *Skeie* (2000) beschriebenen und durch *Chen et al.* (2013) als robustes Signal bestätigten Barents-Oszillation (BO) ähnelt. Die zugehörige PC-Zeitserie weist als einziger der in dieser Arbeit untersuchten Indizes eine statistisch signifikante Korrelation (-0.34) mit dem Mode auf. Zudem ähneln sich die Korrelationen zwischen SIC-Zeitreihen und BO-PC (Anhang, Abbildung 23, oben rechts), sowie den SIC-Zeitreihen und dem untersuchten Mode (Anhang, selbe Abbildung, unten rechts) stark. Es wäre somit denkbar, dass die BO durch den in Untersuchungen festgestellten verstärkten windgetriebenen Transport von warmem Atlantik-Wasser in die Barentssee (*Skeie*, 2000; *Chen et al.*, 2013) einen signifikanten Anteil an der Variabilität der Meereisausdehnung im Atlantik hat. Mit Sicherheit festhalten lässt sich nur, dass der führende atlantische Mode stark negativ mit den Temperaturen in der Barentssee korreliert und dort auch eine starke Verknüpfung zu den

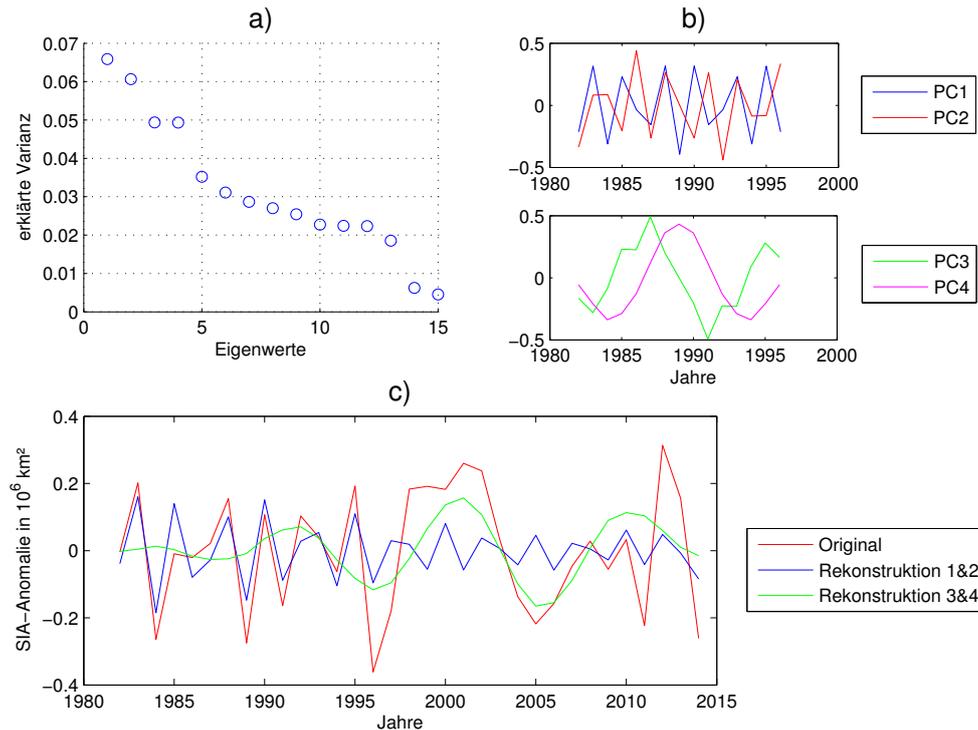


Abbildung 13: Wie Abbildung 10 aber für den pazifischen Sektor der Nordhemisphäre.

Zeitreihen der SIC besteht. Die SSA-Analyse für den Pazifik offenbart zwei Paare von Eigenwerten, die sowohl im Bezug auf die erklärte Varianz als auch auf die gewünschte Phasenverschiebung von $\pi/2$ gut zueinander passen (Abbildung 13). Es fällt sofort auf, dass die resultierenden Rekonstruktionen von erster und zweiter, sowie dritter und vierter PC sehr unterschiedliche Frequenzen aufweisen. So findet sich beim ersten rekonstruierten Mode eine Periodendauer von zwei bis drei Jahren, während es beim zweiten Mode ungefähr neun Jahre sind. Wie der Monte-Carlo Test zeigt (Abbildung 30, Anhang), heben sich allerdings beide (knapp) nicht vom Rauschen ab. Dennoch soll hier wenigstens der erste kurz analysiert werden. Die Periodendauer des ersten Modes von zwei bis drei Jahren legt die Vermutung nahe, dass es eine Verbindung zur El Niño Southern Oscillation (ENSO) geben könnte. Dies bestätigt eine statistisch signifikante Korrelation zwischen dem Southern-Oscillation Index (SOI) und dem ersten Mode von -0.41 (Abbildung 14). Zusätzlich dazu finden sich positive Korrelationen mit der SST beziehungsweise Lufttemperatur im äquatorialen Pazifik (Anhang, Abbildung 27) sowie mit dem Bodendruck im westlichen Pazifik, wie durch das eingangs beschriebene Bjerknes-Feedback erwartet. Berücksichtigt man weiterhin die negativen SST-Korrelationen im zentralen sowie westlichen tropischen Pazifik, so erkennt man, dass sich ein im Vorzeichen entgegengesetztes Muster zur Southern Oscillation ergibt.

3.2 Antarktis

3.2.1 EOF-Analyse

Die führenden EOFs der SIC der Südhemisphäre sind in Abbildung 15 dargestellt. Die Ergebnisse aus allen drei Datensätzen unterscheiden sich hierbei kaum, die erklärte Variabilität reicht von 20.1 bis 22.1 Prozent.

Es handelt sich um ein ringförmiges Muster im Bereich der winterlichen Eiskante vor der Küste der Antarktis, wobei das Vorzeichen insgesamt viermal wechselt. Positive Werte finden sich vor dem Weddel-See sowie zwischen Ross-See und Indik, negative in der Amundsen-See und im indischen Ozean. Die zugehörige Zeitreihe findet sich in Abbildung 18 unten rechts und weist eine Periodendauer von ungefähr fünf Jahren auf.

Das Muster des führenden räumlichen Modes ist bekannt und wird im Allgemeinen der Antarctic Circumpolar Wave (ACW) nach *Warren B. White* (1996) zugeordnet. Hierbei handelt es

sich um ein Schema interner Variabilität bei dem Anomalien in Druck, Temperatur und auch Eisausdehnung mit einer Periodendauer von circa acht bis zehn Jahren einmal um die Antarktis transportiert werden (*Warren B. White*, 1996). Den Antrieb für die ACW bildet der Antarctic Circumpolar Current (ACC), eine ringförmige Ozeanströmung, welche die gesamte Antarktis umschließt. Untersucht man die zur ersten EOF gehörige Zeitreihe lässt sich wie bereits erwähnt eine Periodendauer von ungefähr fünf Jahren feststellen. Dies passt zu der Periodendauer der ACW von acht bis zehn Jahren, da bei vier Regionen mit abwechselnden Vorzeichen eine Periode in der internen Variabilität nach einem halben Umlauf, also vier bis fünf Jahren, beendet ist.

Die Korrelationen zwischen der führenden PC und den atmosphärischen Parametern sind in Abbildung 18 dargestellt. Auch hier findet man weitere Belege dafür, dass es sich bei dem gefundenen Muster um die ACW handelt. Korrelationen mit der Temperatur und der SST decken sich nahezu perfekt mit dem Muster der EOF. Im Bodendruck gilt dies jedoch nur mit Einschränkungen. Ein mit der PC assoziierter Bereich von positiven Druck-Anomalien findet sich über der Amundsen-See, zwei Bereiche negativer Anomalien

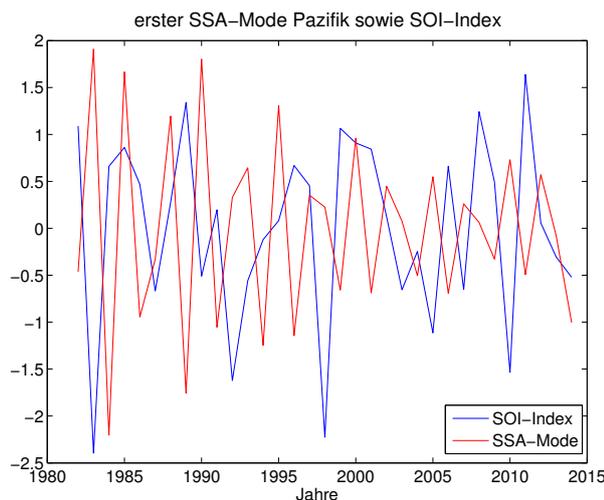


Abbildung 14: Erster Mode der SSA-Analyse der SIA für den Pazifik, sowie SOI-Index. Beide Zeitreihen wurden mit der Standardabweichung normiert.

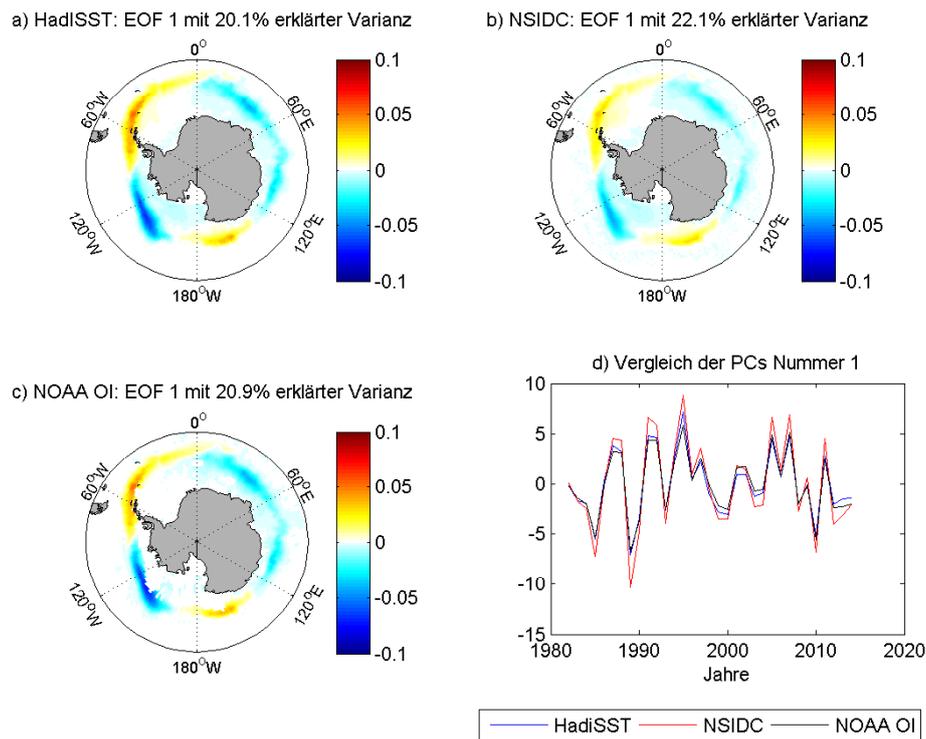


Abbildung 15: 1. EOF der SIC der gesamten Südhemisphäre von 1982 bis 2014 J/A/S aus a) HadISST, b) NSIDC, c) NOAA OI Datensatz. Teil d): Zugehörige Zeitreihen der PCs.

im Pazifik vor dem Ross-Meer bei Neuseeland beziehungsweise im südlichen Indik. Einen weiteren Bereich positiver Druck-Anomalien würde man nordöstlich vom Weddel-Meer erwarten, dieser ist jedoch nicht vorhanden. Dennoch lässt sich insgesamt feststellen, dass die Korrelations-Analysen das mit der ACW verbundene Muster bestätigen.

Als Hauptantrieb der ACW wird im Allgemeinen die El Niño Southern Oscillation (ENSO) vorgeschlagen (*Warren B. White, 1996*). Im Detail scheint vor allem der SST im südwestlichen Pazifik eine tragende Rolle bei der Entstehung der ACW zu zukommen, indem sich SST-Anomalien südöstlich ausbreiten und dann vom ACC weiter transportiert werden (*Peterson and White, 1998*). Dieses Ergebnis deckt sich grundsätzlich mit den in dieser Arbeit vorgenommenen Korrelations-Analysen, da die PC-Zeitreihe der führenden SIC-EOF signifikante positive Korrelationen mit der SST im südwestlichen Pazifik aufweist. Weiterhin wird diskutiert, ob die ACW über atmosphärische Telekonnektion in Form des Pacific-South-American Patterns (PSA) durch ENSO beeinflusst wird (*Cai and Baines, 2001*). Detailliertere Beschreibungen der Auswirkungen der ENSO auf die ACW sowie die Antarktis allgemein finden sich zum Beispiel in *Turner (2004)* oder *Yuan (2004)*. Neben den bereits vorgestellten Korrelations-Analysen wurden in der vorliegenden Arbeit noch Zusammenhänge zwischen der führenden PC-Zeitreihe und bekannten Klimaindizes überprüft.

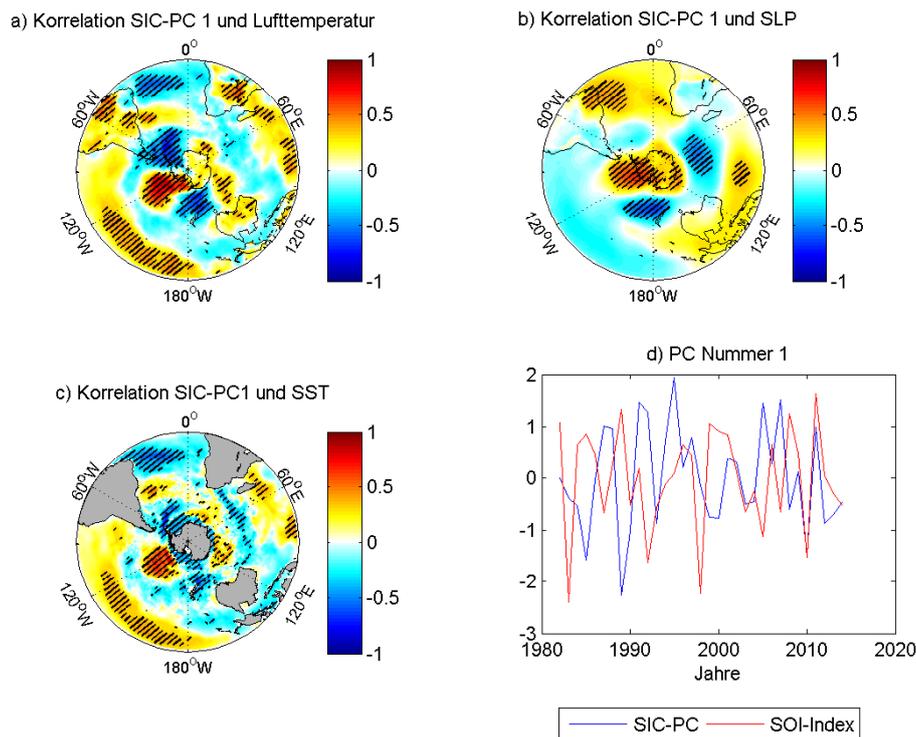


Abbildung 16: Korrelationskoeffizienten zwischen führender NSIDC-PC der SIC der gesamten Südhemisphäre von 1982 bis 2014, sowie a) der Lufttemperatur, b) dem Bodendruck (SLP) und c) der Meeresoberflächentemperatur (SST). Zugehörige Zeitreihen der PCs sowie SOI-Index (d), normiert mit der Standardabweichung.

Dabei zeigt sich allerdings nur eine schwache negative Korrelation zwischen erster PC und dem SOI, welche nicht statistisch signifikant ist ($r \approx -0.1$). Eine Verbindung der PC zum Antarctic-Oscillation Index wurde ebenfalls überprüft, der Korrelationskoeffizient beträgt allerdings nur -0.05 und offenbart somit keinen Zusammenhang beider Größen.

3.2.2 SSA-Analyse

Als letztes Ergebnis dieser Arbeit soll nun eine SSA-Analyse der SIA in der Antarktis präsentiert werden, diese ist in Abbildung 17 dargestellt. Als Input wurde analog zum vorherigen Vorgehen die trendbereinigte Zeitreihe der SIA aus dem NSIDC-Datensatz gewählt. Die resultierenden Eigenwerte finden sich in Abbildung 17 (a), neben den ersten beiden weisen auch der vierte und fünfte sowie der sechste und siebte eine ähnliche erklärte Varianz. Die Analyse wurde hier auf die ersten beiden Paare beschränkt, das erste erklärt dabei rund 30 Prozent Varianz, das zweite etwa 26 Prozent. Die zugehörigen PCs finden sich in Teil (b) der Abbildung. Beide Paare weisen die gewünschte Phasenverschiebung in den PCs auf und wurden entsprechend zu jeweils einem Mode zusammengefasst. Der Monte-Carlo Test offenbart, dass sich beide Moden nicht vollständig vom Rauschen abheben können (Abbildung 31, Anhang), der erste und zweite Eigenwert liegen aber zumindest nah an der Grenze. Von beiden Moden wurden Rekonstruktionen gebildet, diese

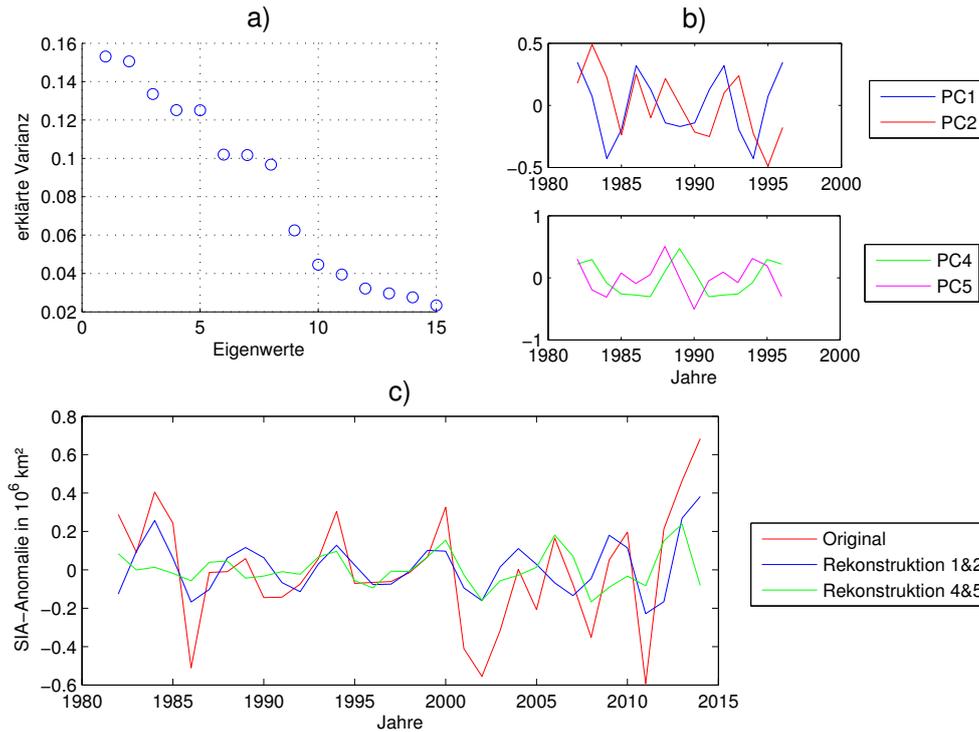


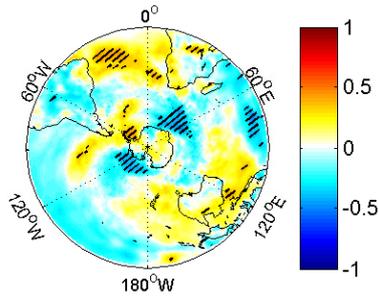
Abbildung 17: Wie Abbildung 10 aber für die Südhemisphäre.

finden sich, zusammen mit der Original-Zeitserie der SIA aus dem NSIDC-Datensatz, in Abbildung 17 (c). Während der zweite Mode eine Periodendauer von ungefähr sieben Jahren aufweist, beträgt diese beim ersten Mode circa fünf Jahre und passt somit sehr gut zu dem Ergebnis der EOF-Analyse beziehungsweise zur ACW.

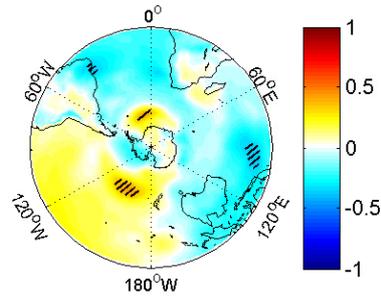
Ein Blick auf die Korrelationen zwischen erstem Mode und den Feldern von Temperatur, SST und SLP (Abbildung 18) offenbart Ähnlichkeiten zu dem Korrelations-Muster der führenden SIC-PC aus Abbildung 16, insbesondere im Bezug auf die Temperatur. Zentren signifikanter Temperatur-Korrelationen in der Amundsen-See, vor dem Weddel-See sowie im Indik beispielsweise finden sich in beiden Abbildungen wieder, jedoch mit vertauschtem Vorzeichen. Für die SST und den Druck weisen die Abbildungen einige Unstimmigkeiten auf. Im Druckfeld zeigt sich nur noch das Zentrum im Pazifik bei Neuseeland deutlich, die übrigen sind nicht mehr statistisch signifikant. Auch in der SST zeigen sich kaum ausgeprägte Regionen signifikanter Korrelation, abgesehen von einem Zentrum positiver Übereinstimmung vor der Atlantikküste Brasiliens.

Wie sich in Abbildung 18 (d) zeigt, korreliert der untersuchte Mode der SIA zudem lediglich im Bereich der Amundsen-See und im Indischen Ozean mit der SIC. Entlang der übrigen Eiskante finden sich keine stärkeren Korrelationen. Die Ergebnisse der EOF-beziehungsweise SSA-Analyse fallen somit leicht unterschiedlich aus. Dennoch stellen vermutlich beide die ACW dar, Hinweise dafür ergeben sich aus den ähnlichen Periodendauern von PC und rekonstruiertem Mode sowie den Temperatur-Korrelationen.

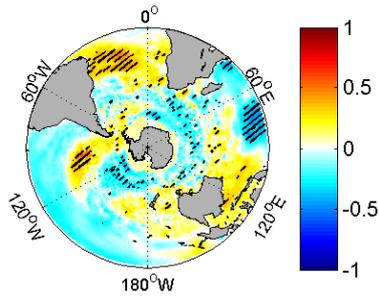
a) Korrelation erster SSA-Mode und Lufttemperatur



b) Korrelation erster SSA-Mode und SLP



c) Korrelation erster SSA-Mode und SST



d) Korrelation erster SSA-Mode und SIC

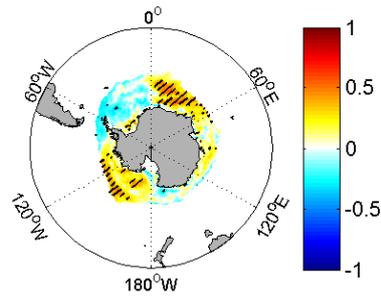


Abbildung 18: Wie Abbildung 11 aber für die Südhemisphäre.

Unterstützt wird diese Annahme durch eine statistisch signifikante Korrelation zwischen führender PC und erstem SSA-Mode von -0.42, auch eine Literaturrecherche zeigt, dass die ACW einen starken Einfluss auf die Ausdehnung des Meereises ausübt (*Warren B. White, 1996*).

4 Diskussion

Ziel dieser Arbeit war es die wichtigsten Muster in der winterlichen Meereisvariabilität zu extrahieren und deren Zusammenhang zu atmosphärischen Parametern zu untersuchen. Hierbei konnte zunächst festgestellt werden, dass die dominanten statistischen Muster in den drei verglichenen Datensätzen bis auf einige Ausnahmen sehr ähnlich sind. EOF-Analysen haben offenbart, dass der größte Einfluss auf das winterliche Meereis der Nordhemisphäre von der NAO ausgeübt wird.

Konkret ergibt sich als erster Mode der SIC das Muster eines Dipols zwischen Labrador-See und dem Nordatlantik östlich von Grönland. Dieses Muster kann durch eine Literaturrecherche bestätigt werden (beispielsweise *Deser et al.*, 2000). Der Bezug zur NAO ist hierbei vor allem in den Feldern der Lufttemperatur sichtbar, Korrelationen zwischen den PCs der SIC und dem NAO-Index fallen eher niedrig aus. Dies gilt sowohl für den NAO-Index des Vorjahres als auch ohne Zeitversatz, sodass die Ergebnisse früherer Veröffentlichungen (*Deser et al.*, 2000; *Singarayer and Bamber*, 2003; *Partington et al.*, 2003) nicht vollständig bestätigt werden konnten. Dabei fällt auf, dass die Zeitreihen von SIC-PC und NAO-Index bis in die späten 1990er Jahre gut zueinander passen. Abweichungen ergeben sich vor allem zwischen 2000 und 2010 (Abbildungen 4 und 5). In diesem Zeitraum wirken die Zeitreihen fast schon anti-korreliert. Da die Untersuchungen in den aufgeführten Veröffentlichungen nicht über das Jahr 2000 hinausreichen, kann dies die stärkeren Korrelationen im Vergleich zur vorliegenden Arbeit erklären. Der Grund für die fehlende Übereinstimmung zwischen 2000 und 2010 konnte im Rahmen dieser Arbeit allerdings nicht ermittelt werden. Die insgesamt eher niedrigen Korrelationen zum Druck könnten auch darauf hindeuten, dass neben der NAO noch andere Signale in den ersten Mode einfließen. Ein Bezug zwischen erster EOF und AMO beispielsweise konnte ebenfalls festgestellt werden, wobei die SIC-PC jedoch dem AMO-Index um ein Jahr voraus geht. Hier lässt sich das Ergebnis aus *Deser and Blackmon* (1993) für den aktuelleren Untersuchungszeitraum von 1982 bis 2014 bestätigen.

Ein weiteres Signal konnte in Form der 2. EOF der AO zugeordnet werden, dieses erklärt mit ungefähr 12 Prozent allerdings deutlich weniger Variabilität als das führende, mit der NAO assoziierte Signal mit circa 27 Prozent. Dies ist besonders interessant, da die AO eigentlich das für die gesamte Nordhemisphäre wichtigere Zirkulationsmuster darstellt, während die NAO im atlantischen Raum dominiert. Zusammen mit den Ergebnissen aus der Analyse der SIA ergibt sich hieraus der Schluss, dass die Variabilität im arktischen Meereis stark vom Atlantik dominiert wird. Sowohl die EOF als auch die SSA-Analysen

auf der Nordhemisphäre weisen stets einen engen Zusammenhang zwischen führendem atlantischen und gesamthemisphärischen Mode auf. Dass die Variabilität in Atlantik und Pazifik großteils getrennt voneinander abläuft, zeigt sich deutlich an den Zeitreihen der SIA, in denen das atlantische Meereis einen beträchtlichen Rückgang im Untersuchungszeitraum aufweist, während die pazifische SIA auf konstantem Niveau verbleibt.

Im Gegensatz zur EOF-Analyse der SIC offenbart der führende Mode der SSA-Analysen der SIA in der Nordhemisphäre einen Zusammenhang zur AO. Der gefundene Mode hebt sich hierbei vom Rauschen ab und weist eine Periodendauer von ungefähr fünf Jahren auf. Dieses Ergebnis deckt sich mit den Untersuchungen von *Wang and Ikeda* (2000), die ebenfalls die AO als treibende Kraft in der Variabilität der SIA ausgemacht haben. Dass hierbei nicht (analog zur EOF-Analyse) die NAO in Erscheinung tritt, könnte daran liegen, dass diese einen Dipol mit gleichzeitiger Zu- und Abnahme des Eises in verschiedenen Regionen antreibt, welcher sich somit in der gesamten Eisfläche (SIA) des Atlantiks weniger stark niederschlägt.

Im Gegensatz zu den Untersuchungen der gesamten Nordhemisphäre konnten Einschränkungen auf kleinere Bereiche nicht immer belastbare Resultate produzieren. So zeigt zwar die EOF-Analyse für den Atlantik wie bereits erwähnt dasselbe Ergebnis wie für die gesamte Arktis, im Pazifik und im Rahmen der SSA-Analyse beider Bereiche jedoch konnten keine zweifelsfreien (und falls doch keine statistisch signifikanten) Bezüge zwischen Meereis und Atmosphäre hergestellt werden. Insgesamt bleibt festzustellen, dass sowohl SIC als auch SIA sehr hohe Korrelationen mit den den Zirkulationsmustern zugeordneten bodennahen Temperaturen aufweisen, während die Korrelationen zum Bodendruck zwar ebenfalls signifikant aber weniger stark ausfallen. Ein starker Zusammenhang zwischen bodennahen Temperaturen und Meereis konnte schon in früheren Veröffentlichungen nachgewiesen werden (z.B. *Bengtsson et al.*, 2004; *Semenov et al.*, 2015), weswegen dieses Ergebnis nicht überrascht.

Im Bezug auf die Südhemisphäre konnte ein ansteigender Trend in der SIA festgestellt werden, welcher im Gegensatz zum Eisverlust in der Arktis steht, sich aber mit den Ergebnissen früherer Untersuchungen deckt. Ein Erklärungsvorschlag aus der Literatur durch erhöhten Niederschlag im Bereich der Antarktis wurde bereits vorgestellt. Sowohl die EOF- als auch die SSA-Analyse haben in der Antarktis ein ähnliches Ergebnis produziert, ein Muster von vier Anomalien alternierenden Vorzeichens in Temperatur, SST und Bodendruck, welche mit einer Periodendauer von acht bis zehn Jahren um die Antarktis transportiert werden. Dieses Muster kann vermutlich der Antarctic Circumpolar Wave nach *Warren B. White* (1996) zugeordnet werden, ein Zusammenhang zwischen dieser ACW und der Southern Oscillation konnte nicht zweifelsfrei nachgewiesen werden. Im Rahmen dieser Arbeit traten insgesamt auch einige Fragen auf, die nicht ausreichend beantwortet werden konnten, so war es wie bereits angedeutet beispielsweise nicht möglich einen statistisch relevanten Zusammenhang zwischen der führenden PC im Pazifik

und atmosphärischen Zirkulationsmustern zu finden. Auch ein Ergebnis früherer Veröffentlichungen in Form von starken Korrelationen zwischen führender nordhemisphärischer PC und NAO-Index konnte nicht bestätigt werden, was wie bereits ausgeführt aber vermutlich weniger an der Methodik als am abweichenden Untersuchungszeitraum liegt. Dennoch weist die Methodik auch gewisse Schwächen auf, so konnten beispielsweise *Frankignoul et al.* (2014) signifikante Zusammenhänge zwischen Meereis und atmosphärischen Parametern für einen festen Zeitversatz von einigen Wochen bis wenigen Monaten finden, eine Möglichkeit, welche die Analyse saisonaler Mittel nicht bietet. Weiterhin muss bedacht werden, dass bei EOF-Analysen lediglich statistische Muster gefunden werden, die nicht notwendigerweise eine physikalische Bedeutung haben müssen. So können sich auch mehrere Signale zu einem Mode vermischen, wodurch letztendlich nur geringe Korrelationen zu einzelnen Indizes erreicht werden würden.

Im Bezug auf die SSA-Analyse sollte erwähnt werden, dass nicht alle Analysen Ergebnisse hervorgebracht haben, die sich vom Rauschen abheben konnten. Auch hat der begrenzte Untersuchungszeitraum von 33 Jahren, welcher die Fensterlänge eingeschränkt hat, es nicht möglich gemacht an dieser Stelle Signale dekadischer Variabilität zu finden. Dennoch konnten in dieser Arbeit, insbesondere für die Nordhemisphäre insgesamt sowie für den atlantischen Sektor belastbare Ergebnisse gefunden werden.

Ansatzpunkte für weitere Forschungen liefert die Größe der SIA, welche im Rahmen von Modell-Untersuchungen um eine Analyse des Eisvolumens erweitert werden könnte. Hierbei könnte die beobachtete Diskrepanz zwischen den Trends in atlantischer und pazifischer Meereisausdehnung genauer untersucht werden. Die Analyse von Meereisdaten aus Klimamodellen würde es auch ermöglichen längere Zeiträume und somit dekadische Variabilität zu erfassen. Auch die Variabilität in den hier nicht untersuchten Jahreszeiten Frühling, Sommer und Herbst sowie gegebenenfalls für das gesamte Jahr bleibt zu untersuchen. Das Einschränken des Untersuchungsgebietes auf einzelne arktische Randmeere könnte zudem weitere Ergebnisse regionaler Natur liefern.

Eine Region, die im Rahmen dieser Arbeit mehrmals herausstach, ist die Barentssee. Diese zeigt immer wieder Charakteristika, welche nicht ganz zu den restlichen Ergebnissen passen, so zum Beispiel im Rahmen der SSA-Analyse der SIA des Atlantiks. Auch im Rahmen der ersten EOF der SIC fanden sich in der Barentssee starke negative Korrelationen zur Lufttemperatur, die nicht unmittelbar durch die Temperatur-Signatur der NAO (vergleiche Anhang, Abbildung 20, oben rechts) zu erklären sind. Eine Vielzahl von Untersuchungen beschäftigen sich bereits mit der Barentssee und ihrer Rolle für das Klima der gesamten Arktis (z.B. *Semenov*, 2008; *Semenov et al.*, 2009; *Smedsrud et al.*, 2013; *Bengtsson et al.*, 2004), auch eine tiefergehende Analyse der SIC-Variabilität in diesem Bereich wäre ein Ansatz für weitere Forschung.

Ganz allgemein dürfte es von nachhaltigem Interesse sein, die Mechanismen der Meereisvariabilität auch in Zukunft genau zu untersuchen, da im einundzwanzigsten Jahrhundert das Klima in der Arktis (sowie Antarktis) und das Meereis im Speziellen voraussichtlich großen Veränderungen durch die globale Erwärmung unterworfen sein wird (z.B. *Semenov et al.*, 2015, oder *Wettstein and Deser*, 2014).

Literaturverzeichnis

- Bengtsson, L., V. A. Semenov, and O. M. Johannessen (2004), The early twentieth-century warming in the arctic—a possible mechanism, *Journal of Climate*, *17*(20), 4045–4057, doi:10.1175/1520-0442(2004)017<4045:TETWIT>2.0.CO;2.
- Bjerknes, J. (1969), Atmospheric teleconnections from the equatorial pacific, *Monthly Weather Review*, *97*(3), 163–172, doi:10.1175/1520-0493(1969)097<0163:ATFTEP>2.3.CO;2.
- Cai, W., and P. G. Baines (2001), Forcing of the antarctic circumpolar wave by el niño-southern oscillation teleconnections, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *106*(C5), 9019–9038, doi:10.1029/2000JC000590.
- Cavalieri, D. J., C. L. Parkinson, P. Gloersen, and H. Zwally (1996), *updated yearly. Sea Ice Concentrations from Nimbus-7 SMMR and DMSP SSM/I-SSMIS Passive Microwave Data, Version 1. Boulder, Colorado USA. NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center. doi: http://dx.doi.org/10.5067/8GQ8LZQVL0VL. Date Accessed: 4.4.2016.*
- Chen, H. W., Q. Zhang, H. Körnich, and D. Chen (2013), A robust mode of climate variability in the arctic: The barents oscillation, *Geophysical Research Letters*, *40*(11), 2856–2861, doi:10.1002/grl.50551.
- Dee, D. P., et al. (2011), The era-interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *137*(656), 553–597, doi:10.1002/qj.828.
- Deser, C., and M. L. Blackmon (1993), Surface climate variations over the north atlantic ocean during winter: 1900–1989, *Journal of Climate*, *6*(9), 1743–1753, doi: 10.1175/1520-0442(1993)006<1743:SCVOTN>2.0.CO;2.
- Deser, C., J. E. Walsh, and M. S. Timlin (2000), Arctic sea ice variability in the context of recent atmospheric circulation trends, *Journal of Climate*, *13*(3), 617–633, doi: 10.1175/1520-0442(2000)013<0617:ASIVIT>2.0.CO;2.
- Fang, Z., and J. M. Wallace (1994), Arctic sea ice variability on a timescale of weeks and its relation to atmospheric forcing, *Journal of Climate*, *7*(12), 1897–1914, doi: 10.1175/1520-0442(1994)007<1897:ASIVOA>2.0.CO;2.

- Francis, J. A., and E. Hunter (2007), Drivers of declining sea ice in the arctic winter: A tale of two seas, *Geophysical Research Letters*, *34*(17), n/a–n/a, doi:10.1029/2007GL030995, 117503.
- Frankignoul, C., N. Sennéchaël, and P. Cauchy (2014), Observed atmospheric response to cold season sea ice variability in the arctic, *Journal of Climate*, *27*(3), 1243–1254, doi:10.1175/JCLI-D-13-00189.1.
- Ghil, M., et al. (2002), Advanced spectral methods for climatic time series, *Reviews of Geophysics*, *40*(1), 3–1–3–41, doi:10.1029/2000RG000092, 1003.
- Hans von Storch, F. W. Z. (1999), *Statistical Analysis in Climate Research*, Cambridge university press.
- Hurrell, J. W. (1995), Decadal trends in the north atlantic oscillation: Regional temperatures and precipitation, *Science*, *269*(5224), 676–679, doi:10.1126/science.269.5224.676.
- Hurrell, J. W. (1996), Influence of variations in extratropical wintertime teleconnections on northern hemisphere temperature, *Geophysical Research Letters*, *23*(6), 665–668, doi:10.1029/96GL00459.
- Liu, J., J. A. Curry, and D. G. Martinson (2004), Interpretation of recent antarctic sea ice variability, *Geophysical Research Letters*, *31*(2), n/a–n/a, doi:10.1029/2003GL018732, 102205.
- Liu, J., Z. Zhang, R. M. Horton, C. Wang, and X. Ren (2007), Variability of north pacific sea ice and east asia–north pacific winter climate, *Journal of Climate*, *20*(10), 1991–2001, doi:10.1175/JCLI4105.1.
- Park, W., and M. Latif (2008), Multidecadal and multicentennial variability of the meridional overturning circulation, *Geophysical Research Letters*, *35*(22), n/a–n/a, doi:10.1029/2008GL035779, 122703.
- Partington, K., T. Flynn, D. Lamb, C. Bertioia, and K. Dedrick (2003), Late twentieth century northern hemisphere sea-ice record from u.s. national ice center ice charts, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *108*(C11), n/a–n/a, doi:10.1029/2002JC001623, 3343.
- Peterson, R. G., and W. B. White (1998), Slow oceanic teleconnections linking the antarctic circumpolar wave with the tropical el niño-southern oscillation, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *103*(C11), 24,573–24,583, doi:10.1029/98JC01947.

- Rayner, N. A., D. E. Parker, E. B. Horton, C. K. Folland, L. V. Alexander, D. P. Rowell, E. C. Kent, and A. Kaplan (2003), Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *108*(D14), n/a–n/a, doi:10.1029/2002JD002670, 4407.
- Reynolds, R. W., N. A. Rayner, T. M. Smith, D. C. Stokes, and W. Wang (2002), An improved in situ and satellite sst analysis for climate, *Journal of Climate*, *15*(13), 1609–1625, doi:10.1175/1520-0442(2002)015<1609:AIISAS>2.0.CO;2.
- Schönwiese, C.-D. (2006), *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler*, Gebrueder Borntraeger.
- Semenov, V. A. (2008), Influence of oceanic inflow to the barents sea on climate variability in the arctic region, *Doklady Earth Sciences*, *418*(1), 91–94, doi:10.1134/S1028334X08010200.
- Semenov, V. A., W. Park, and M. Latif (2009), Barents sea inflow shutdown: A new mechanism for rapid climate changes, *Geophysical Research Letters*, *36*(14), n/a–n/a, doi:10.1029/2009GL038911, 114709.
- Semenov, V. A., T. Martin, L. K. Behrens, and M. Latif (2015), Arctic sea ice area in cmip3 and cmip5 climate model ensembles – variability and change, *The Cryosphere Discussions*, *9*, 1077–1131, doi:10.5194/tcd-9-1077-2015.
- Singarayer, J. S., and J. L. Bamber (2003), Eof analysis of three records of sea-ice concentration spanning the last 30 years, *Geophysical Research Letters*, *30*(5), n/a–n/a, doi:10.1029/2002GL016640, 1251.
- Skeie, P. (2000), Meridional flow variability over the nordic seas in the arctic oscillation framework, *Geophysical Research Letters*, *27*(16), 2569–2572, doi:10.1029/2000GL011529.
- Slonosky, V. C., L. A. Mysak, and J. Derome (1997), Linking arctic sea-ice and atmospheric circulation anomalies on interannual and decadal timescales, *Atmosphere-Ocean*, *35*(3), 333–366, doi:10.1080/07055900.1997.9649596.
- Smedsrud, L. H., et al. (2013), The role of the barents sea in the arctic climate system, *Reviews of Geophysics*, *51*(3), 415–449, doi:10.1002/rog.20017.
- Stroeve, J., M. M. Holland, W. Meier, T. Scambos, and M. Serreze (2007), Arctic sea ice decline: Faster than forecast, *Geophysical Research Letters*, *34*(9), n/a–n/a, doi:10.1029/2007GL029703, 109501.

- Stroeve, J. C., M. C. Serreze, M. M. Holland, J. E. Kay, J. Malanik, and A. P. Barrett (2012), The arctic's rapidly shrinking sea ice cover: a research synthesis, *Climatic Change*, *110*(3), 1005–1027, doi:10.1007/s10584-011-0101-1.
- Thompson, D. W. J., and J. M. Wallace (1998), The arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields, *Geophysical Research Letters*, *25*(9), 1297–1300, doi:10.1029/98GL00950.
- Turner, J. (2004), The el niño–southern oscillation and antarctica, *International Journal of Climatology*, *24*(1), 1–31, doi:10.1002/joc.965.
- Wang, J., and M. Ikeda (2000), Arctic oscillation and arctic sea-ice oscillation, *Geophysical Research Letters*, *27*(9), 1287–1290, doi:10.1029/1999GL002389.
- Warren B. White, R. G. P. (1996), An antarctic circumpolar wave in surface pressure, wind, temperature and sea-ice extent, *Nature*.
- Wettstein, J. J., and C. Deser (2014), Internal variability in projections of twenty-first-century arctic sea ice loss: Role of the large-scale atmospheric circulation, *Journal of Climate*, *27*(2), 527–550, doi:10.1175/JCLI-D-12-00839.1.
- Yuan, X. (2004), Enso-related impacts on antarctic sea ice: a synthesis of phenomenon and mechanisms, *Antarctic Science*, *16*, 415–425, doi:10.1017/S0954102004002238.

Anhang

zusätzliche EOF-Analysen

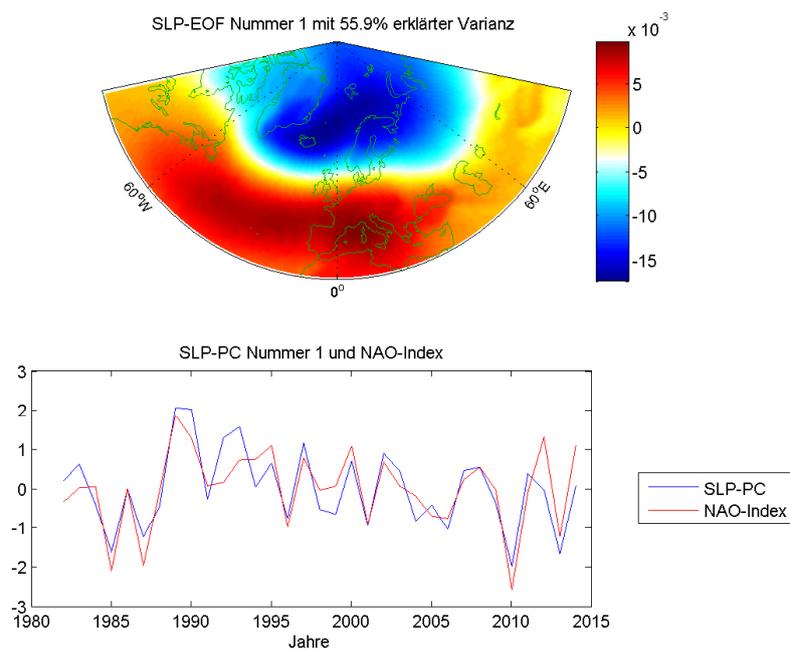


Abbildung 19: 1. EOF des SLP des atlantischen Sektors der Nordhemisphäre aus dem ERA-Interim Datensatz. Unten: Zugehörige PC sowie NAO-Index, normiert mit der Standardabweichung.

Temperatur-EOF Nummer 1 mit 29.4% erklärter Varianz Korrelation zwischen NAO-Index und Temperatur

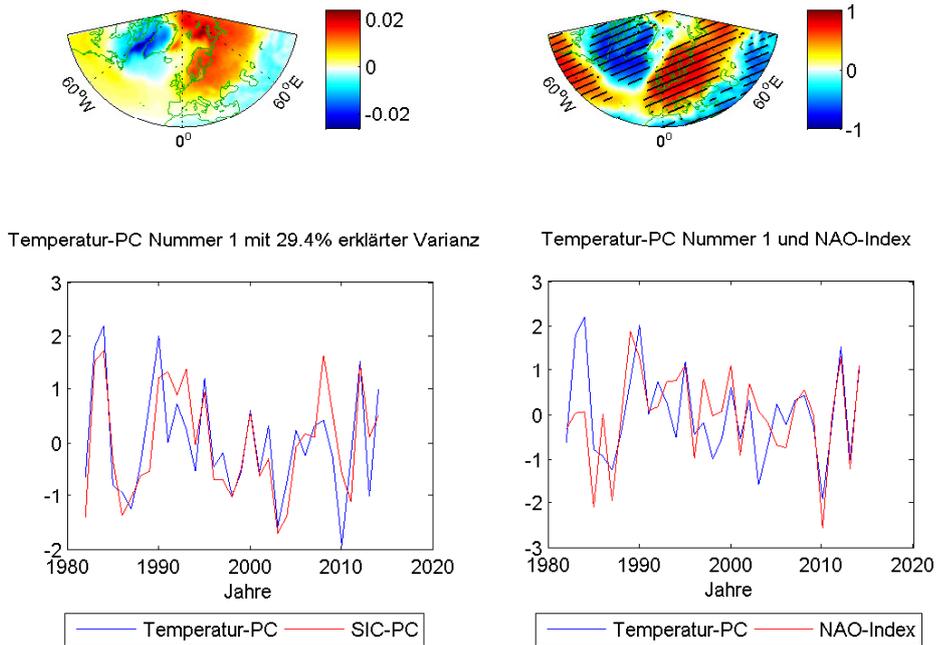


Abbildung 20: Links: 1.EOF der Lufttemperatur des atlantischen Sektors der Nordhemisphäre aus dem ERA-Interim Datensatz. Unten: Zugehörige PC sowie die erste PC der SIC der Nordhemisphäre. Rechts zum Vergleich: Korrelationen zwischen NAO-Index und Anomalien der Lufttemperatur aus dem ERA-Interim Datensatz, unten: NAO-Index mit der PC der ersten Temperatur-EOF.

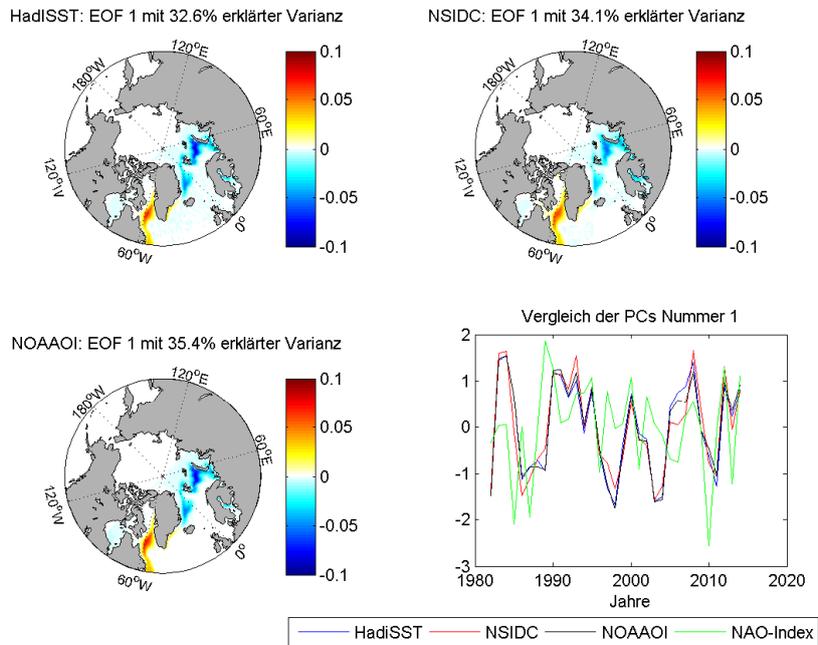


Abbildung 21: Wie Abbildung 3, aber für die 1. EOF des atlantischen Sektors der Nordhemisphäre.

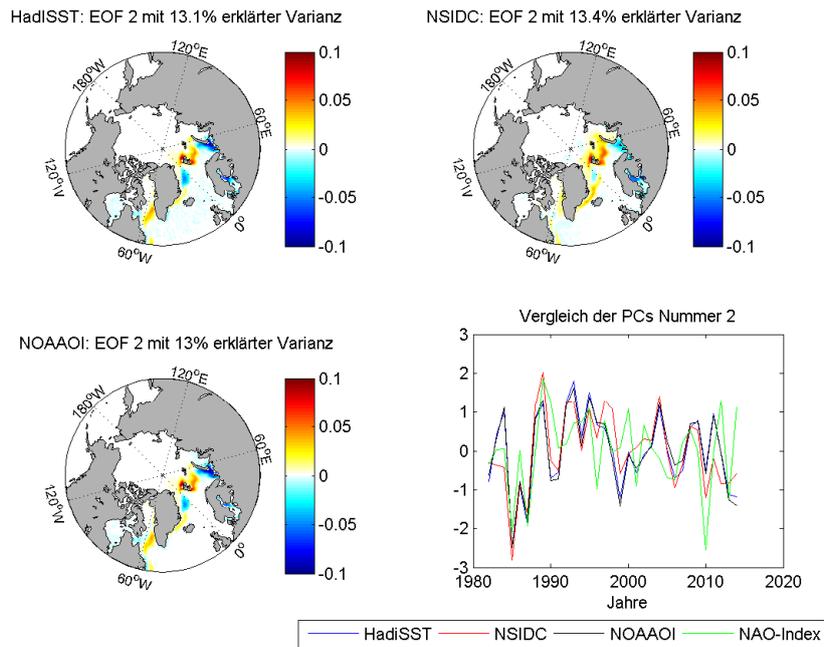


Abbildung 22: Wie Abbildung 3, aber für die 2. EOF des atlantischen Sektors der Nordhemisphäre.

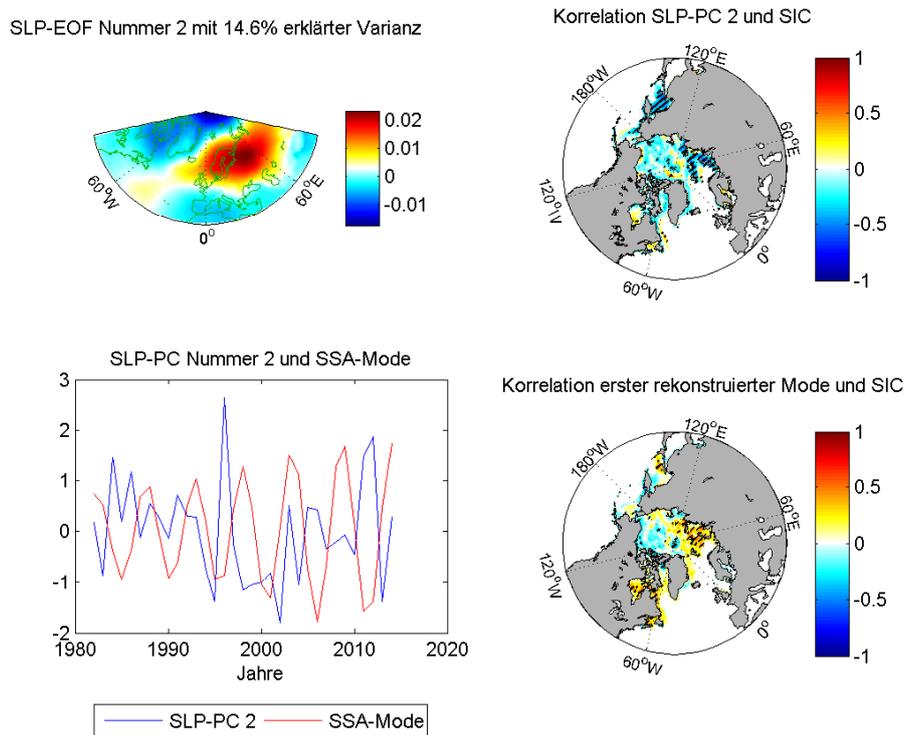


Abbildung 23: Links, oben: 2.EOF des SLP im Atlantik nördlich von 30 Grad Nord. Unten: zugehörige PC-Zeitreihe sowie der erste rekonstruierte Mode aus der SSA-Analyse der SIA für den Atlantik. Rechts: Korrelationen zwischen der SIC und (oben) der 2.SLP-PC, beziehungsweise dem rekonstruierten Mode (unten).

zusätzliche Korrelations-Analysen

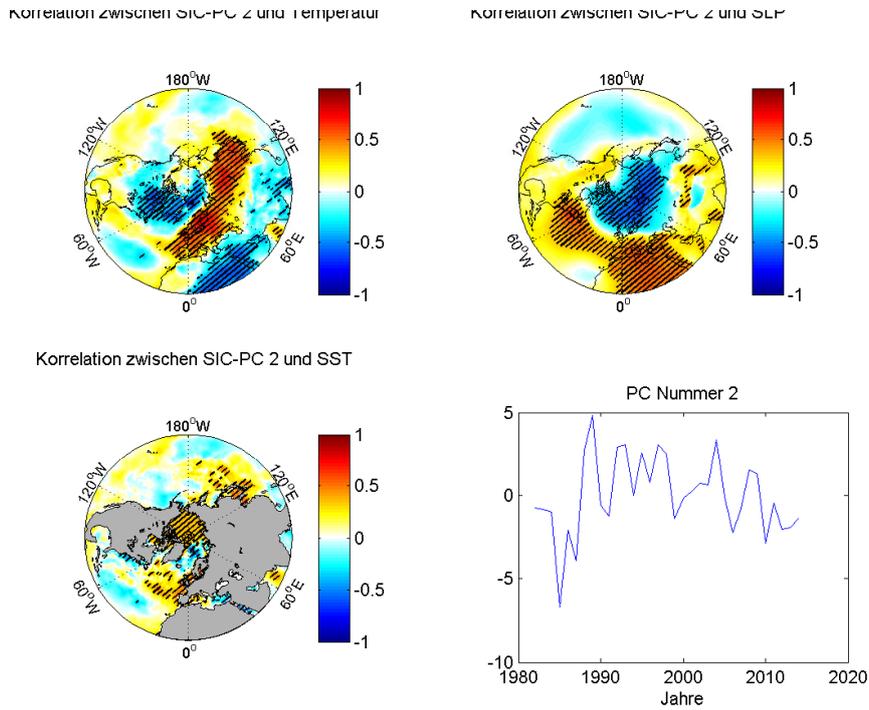


Abbildung 24: Teil a) bis c): Wie Abbildung 4 aber mit zweiter NSIDC-PC des atlantischen Sektors der Nordhemisphäre. Teil d): Zugehörige Zeitreihe der PC.

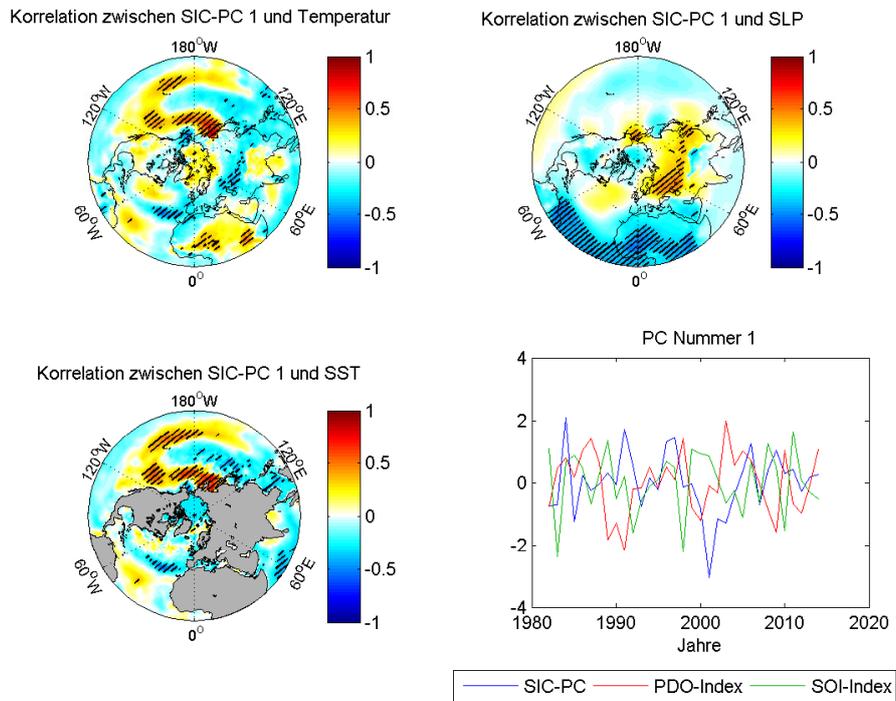
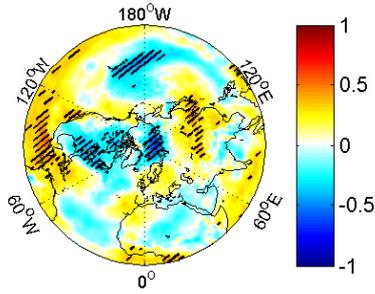
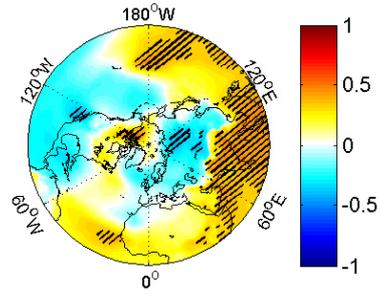


Abbildung 25: Teil a) bis c): Wie Abbildung 4 aber mit führender NSIDC-PC des pazifischen Sektors der Nordhemisphäre. Teil d): zugehörige Zeitreihe der PC sowie PDO- und SOI-Index, normiert mit der Standardabweichung.

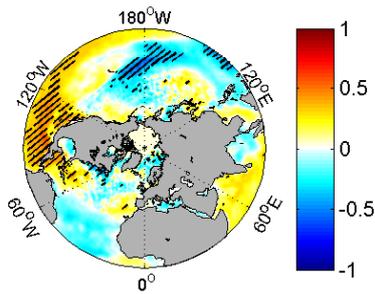
a) Korrelation erster SSA-Mode und Lufttemperatur



b) Korrelation erster SSA-Mode und SLP



c) Korrelation erster SSA-Mode und SST



d) Korrelation erster SSA-Mode und SIC

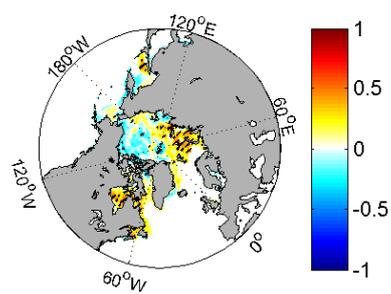
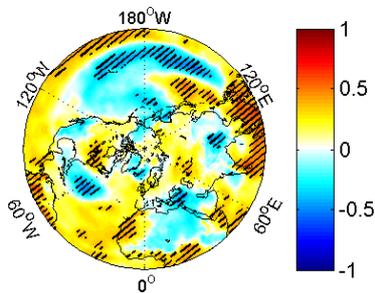
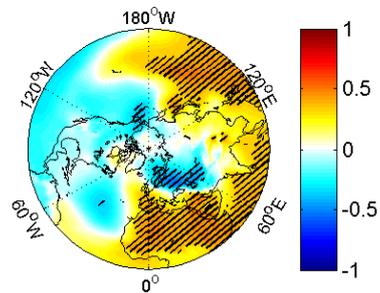


Abbildung 26: Wie Abbildung 11 aber für den atlantischen Sektor der Nordhemisphäre.

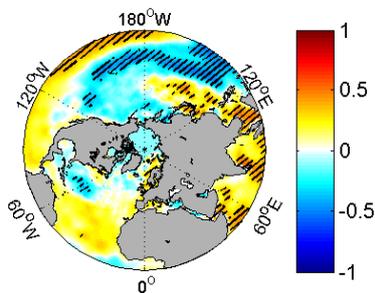
a) Korrelation erster SSA-Mode und Lufttemperatur



b) Korrelation erster SSA-Mode und SLP



c) Korrelation erster SSA-Mode und SST



d) Korrelation erster SSA-Mode und SIC

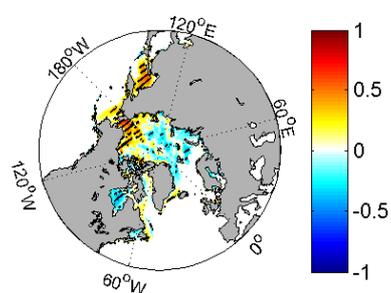


Abbildung 27: Wie Abbildung 11 aber für den pazifischen Sektor der Nordhemisphäre.

Monte-Carlo Tests

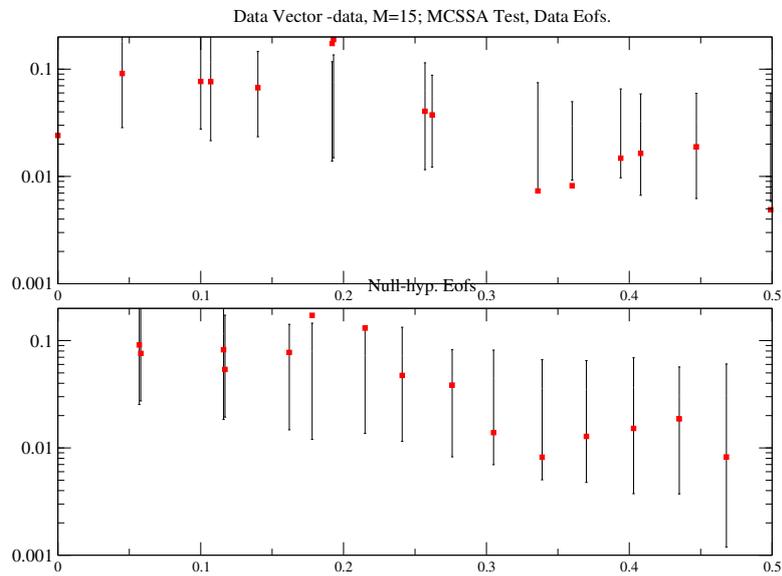


Abbildung 28: Monte-Carlo Test für die Eigenwerte der SSA-Analyse der SIA auf der Nordhalbkugel.

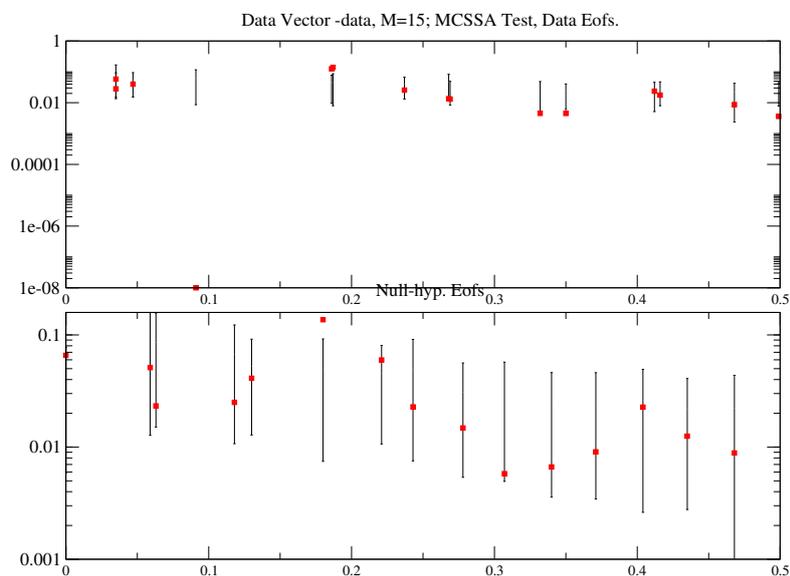


Abbildung 29: Monte-Carlo Test für die Eigenwerte der SSA-Analyse der SIA auf der Nordhalbkugel, beschränkt auf den atlantischen Sektor.

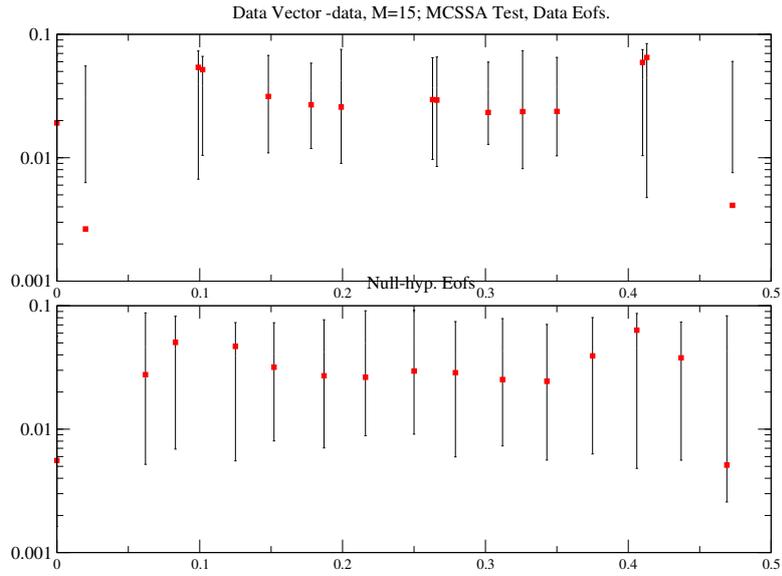


Abbildung 30: Monte-Carlo Test für die Eigenwerte der SSA-Analyse der SIA auf der Nordhalbkugel, beschränkt auf den pazifischen Sektor.

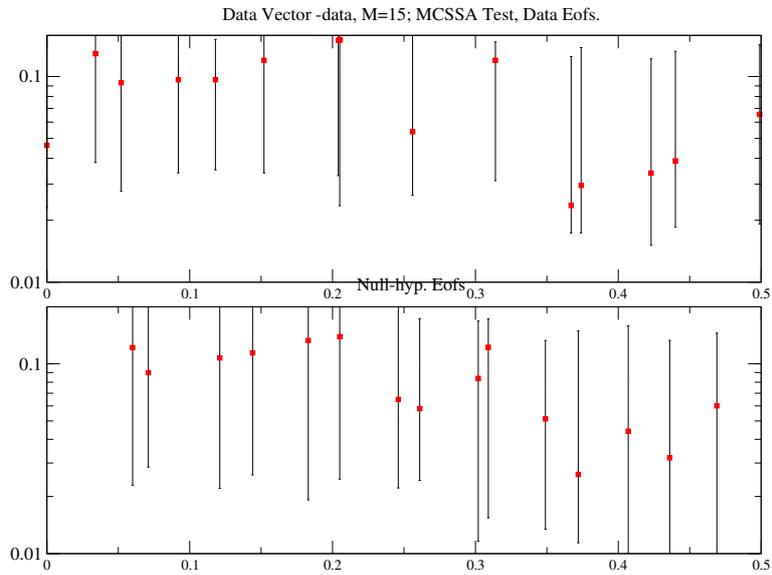


Abbildung 31: Monte-Carlo Test für die Eigenwerte der SSA-Analyse der SIA auf der Südhalbkugel.

Erklärung

Hiermit erkläre ich, Lars Aue, dass ich die Bachelorarbeit selbstständig und nur mit Hilfe der angegebenen Referenzen und Hilfsmittel angefertigt habe.

Die eingereichte schriftliche Version stimmt mit der auf dem elektronischen Speichermedium überein.

Weiter bestätige ich, dass ich diese Arbeit noch nicht für einen Abschluss an anderer Stelle eingereicht habe.

Kiel, den 21. Juli 2016

Lars Aue