

**Analyse von Wettermustern der Gegenwart und des  
letzten glazialen Maximums mit Empirischen  
Orthogonalen Funktionen**

Diplomarbeit  
von Katja Künemund

Institut für Geophysik und Meteorologie  
der Universität zu Köln

Oktober 2014

# Inhaltsverzeichnis

<b>Zusammenfassung</b>	<b>ii</b>
<b>Abstract</b>	<b>iii</b>
<b>1 Einleitung</b> .....	<b>1</b>
1.1 Eiszeitalter .....	1
1.2 Die allgemeine Zirkulation der Atmosphäre .....	8
1.3 Die Nordatlantische Oszillation (NAO) .....	10
<b>2 Daten</b> .....	<b>14</b>
2.1 EOF-Analyse der Gegenwart.....	14
2.2 EOF-Analyse des historischen Laufs.....	15
2.3 EOF-Analyse des LGMs.....	16
<b>3 Methoden</b> .....	<b>17</b>
3.1 Empirische Orthogonale Funktionen (EOFs) .....	17
3.2 Der NAO-Index .....	25
3.3 Der Korrelationskoeffizient .....	26
3.4 Diskussion der Methoden .....	27
<b>4 Ergebnisse</b> .....	<b>28</b>
4.1 Ergebnisse Reanalyse .....	28
4.2 Ergebnisse historischer Lauf.....	40
4.3 Ergebnisse der Analyse des letzten glazialen Maximums .....	46
<b>5 Zusammenfassung &amp; Diskussion</b> .....	<b>55</b>
<b>Literatur</b> .....	<b>59</b>

## Zusammenfassung

Im Rahmen des Sonderforschungsbereiches 806 (SFB806) der Universität zu Köln werden die klimatologischen Bedingungen untersucht, zu denen der Homo sapiens sapiens vor etwa 50000 Jahren von Afrika nach Europa wanderte. In dieser Arbeit werden mit Hilfe von Empirischen Orthogonalen Funktionen (EOFs) Wettermuster des letzten glazialen Maximums (LGM) und der Gegenwart über dem Nordatlantik analysiert und miteinander verglichen. Dabei werden die EOFs auf den reduzierten Druck auf Meeressniveau, auf die geopotentielle Höhe des 500 hPa-Niveaus, auf die 2m-Temperatur, auf die relative Feuchte und auf den Niederschlag angewandt. Die EOF-Analyse der Gegenwart wird zunächst für den Winter (DJF) der Jahre 1970 bis 1999 mit Reanalysedaten des National Center for Environmental Prediction (NCEP) durchgeführt. Das dominanteste Muster der EOF-Analyse des Druckes auf NN für die Gegenwart ist die Nordatlantische Oszillation (NAO). Diese erklärt 53% der Varianz und die Zeitreihe der Hauptkomponente (PC) des 1. EOFs korreliert mit dem stationsbasierten NAO-Index (NAOI) mit 0,93. Die EOF-Analyse der Gegenwart zeigt ebenfalls hohe Korrelationen zwischen dem stationsbasierten NAOI und den Zeitreihen der PCs des 1. EOFs der geopotentiellen Höhe des 500 hPa-Niveaus mit 0,91, der 2m-Temperatur mit 0,85, des Niederschlages mit 0,84 und der relativen Feuchte mit 0,81. Auch die sich ergebenden Anomalien der 1. EOFs jeglicher analysierter Größen zeigen einen guten Zusammenhang zur NAO. Die Anwendung der EOF-Analyse auf den historischen Lauf des Erdsystemmodells (MPI-ESM) des Max Planck Instituts für Meteorologie in Hamburg ergibt für den Druck auf NN mit einer Varianz von 48% ebenfalls die NAO als dominantestes Ereignis. Die Korrelation zwischen dem stationsbasierten NAOI und der Zeitreihe der PC des 1. EOFs beträgt für den Druck auf NN 0,89, für die 2m-Temperatur 0,80 und für den Niederschlag 0,83. Das dominanteste Muster für den Druck auf NN im LGM, bei welchem auch das MPI-ESM angewandt wurde, ergibt mit 36,2-prozentiger Varianz positive Anomalien über Island und Südgrönland und negative Anomalien über dem Nordatlantik. Das zweitdominanteste Muster für den Druck auf NN des LGM, welches 34,6% der Varianz erklärt, zeigt negative Anomalien über dem Nordatlantik in etwa 60° Nord und positive Anomalien über dem Nordatlantik bei etwa 30° Nord. Beim 1. EOF des Druckes auf NN im LGM wird deutlich, dass sich über dem grönländischen Eisschild meist ein Kältehoch entwickelt. Es konnte rechnerisch nachgewiesen werden, dass zwischen der Zeitreihe der PC des 2. EOFs und dem stationsbasierten NAOI mit -0,14 keinerlei Korrelation besteht. Der 2. EOF des Niederschlages im LGM zeigt keine Anomalien über Skandinavien, da Stürme vom Atlantik weiter südlich verliefen und zudem um das fennoskandische Eisschild herum abgelenkt wurden.

## Abstract

Within the frame of the project „collaborative Research Centre“ (or „Sonderforschungsbereich 806 (SFB806)“) at the university of cologne the project members consider the question on which climatological conditions the home sapiens sapiens went from Africa to Europe. Using the technique of Empirical Orthogonal Function analysis (EOF), main weather patterns over the North Atlantic of the present and the last glacial maximum (LGM) are analyzed in this work. For this purpose the EOF analysis is applied to the sea level pressure (slp), to the 500-hPa geopotential height, to the 2-m temperature, to the relative humidity, and to the precipitation. The EOF-analysis is implemented to the winter season (DJF) during the years 1970-1999 with reanalysis data of the National Center for Environmental Prediction (NCEP). The EOF analysis of sea level pressure of the present day climate implies that the most dominant weather pattern is the North Atlantic Oscillation (NAO), which explains 53% of the total variance and the time series of the principal component (PC) of the first EOF is correlated with the station based NAO index (NAOI). The correlation coefficient (corr) is 0.93. Also the EOF analysis of the other variables of the present shows high correlations between the time series of the station based NAOI and the time series of the PC of their first EOF. The corr for the 500-hPa geopotential height is 0.91, for the 2-m temperature 0.85, for the precipitation 0.84, and for the relative humidity 0.81. The anomalies of the first EOF of all the analysed variables are well connected with the NAO. The EOF analysis is also applied to the historical run of the Earth System Model (MPI-ESM) of the Max Planck Institute of Meteorology in Hamburg. Here, too, the predominant pattern of the slp is the NAO which explains 48% of the total variance. The corr between the time series of the station based NAOI and the time series of the PC of their first EOF for the slp is 0.89, for the 2-m temperature 0.8, and for the precipitation 0.83. The MPI-ESM is also used for the analysis of the LGM. The predominant pattern of the slp in the LGM shows positive anomalies over southern Greenland and Iceland and negative anomalies over the North Atlantic with explained variance of 36.2%. The second-strongest pattern of the slp during the LGM, which explains 34.6% of the total variance, shows positive anomalies over the North Atlantic in ca. 30°N and negative anomalies over the North Atlantic in ca. 60°N. As shown in the 1st EOF of slp it is most often formed a cold anticyclone over the ice shield in Greenland in the LGM. There is no coherence between the 2<sup>nd</sup> EOF of slp and the NAO because the corr of the time series of the station based NAOI and the time series of the PC is -0.14. The 2<sup>nd</sup> EOF of precipitation shows no anomalies over Scandinavia because storm tracks take place more southwards and were deflected by the Ice shield over Scandinavia in the LGM.

# 1 Einleitung

## 1.1 Eiszeitalter

Seit ihrer Entstehung erfährt die Erde große Temperaturschwankungen. Dabei gab es Zeiträume, in denen Teile der Erde vereist waren. Ein Zeitraum, indem Vereisung vorliegt, heißt Eiszeitalter (Schönwiese, 2008). Ein Eiszeitalter dauert einige Millionen Jahre an (Schönwiese, 2008). Während eines Eiszeitalters können beide geographische Pole, nur ein geographischer Pol, eine Hemisphäre oder sogar die ganze Erde vereist sein. Ist innerhalb einer Eiszeit nur ein geographischer Pol vereist, so spricht man von unipolarer Vereisung (Schönwiese, 2008). Bei der Vereisung der gesamten Erde spricht man von globaler Vereisung (Schönwiese, 2008).

Das erste Eiszeitalter fand vor etwa 2,3 Milliarden Jahren statt (Schönwiese, 2008). Dieses wird „Archaisches Eiszeitalter“ genannt (Schönwiese, 2008). Es wird vermutet, dass im Archaischen Eiszeitalter globale Vereisung vorlag (Schönwiese, 2008). Es folgte das Algonkische Eiszeitalter, in welchem wahrscheinlich eine hemisphärische Vereisung vorlag. Das Algonkische Eiszeitalter dauerte bis 570 Millionen Jahre vor heute an (Schönwiese, 2008). Etwa im Zeitraum zwischen 570 und 510 Millionen Jahren vor heute fanden das Eokambrische Eiszeitalter I und das Eokambrische Eiszeitalter II statt (Schönwiese, 2008). Beide Eokambrischen Eiszeitalter entsprachen vermutlich globaler Vereisung. Vor circa 510 bis 410 Millionen Jahren vor heute fand das Silur-Ordovizische Eiszeitalter statt, in welchem unipolare Vereisung vorlag (Schönwiese, 2008). Im Zeitraum zwischen 355 und 250 Millionen Jahren vor heute fand das Permokarbonische Eiszeitalter statt, in welchem ebenfalls unipolare Vereisung vorlag (Schönwiese, 2008). Es folgte vor etwa 2 bis 1,5 Millionen Jahren das bis heute herrschende Quartäre Eiszeitalter (Schönwiese, 2008).

Die Hauptursache für die Entstehung von Eis auf der Erde wird in der Kontinentalbewegung gesehen (Schönwiese, 2008). Im Folgenden wird die Entstehung von Eis bei unipolarer Vereisung und bei globaler Vereisung erklärt.

Im Zeitraum zwischen 510 Mio. Jahren und 410 Mio. Jahren vor heute fand das Silur-Ordovizische Eiszeitalter statt (Schönwiese, 2008). In diesem Eiszeitalter lag unipolare Vereisung am geographischen Südpol vor (Schönwiese, 2008). Die heutigen Kontinente Afrika, Südamerika, Antarktis und Australien sowie der Subkontinent Indien bildeten vor ungefähr 440 Mio. Jahren den zusammenhängenden Kontinent Gondwana (Schönwiese, 2008). Vor 570 bis 510 Mio. Jahren befand sich der geographische Südpol nördlich von

Afrika (Schönwiese, 2008). Gondwana bewegte sich innerhalb von mehreren Millionen Jahren in Richtung Norden, bis im Übergang vom Silur zum Ordovizium (etwa vor 430 Mio. Jahren) Nordafrika über dem Südpol lag (Schönwiese, 2008). Da nun Land über dem geographischen Südpol vorhanden war, konnten Niederschläge in Form von Schnee liegen bleiben. Als eine Schneedecke vorlag, kam es zur positiven Eis-Albedo-Rückkopplung (Schönwiese, 2008). Somit vereiste Nordafrika. Dies war der Beginn des Silur-Ordovizischen Eiszeitalters.

Im Kambrium (570 bis 510 Mio. Jahre vor heute) lag vermutlich eine globale Vereisung vor (Schönwiese, 2008). Es befanden sich große Landmassen in den Tropen und das dortige feucht-warme Klima führte zu größerer Aufnahme von Kohlendioxid (Schönwiese, 2008). Da Kohlendioxid ein natürliches Treibhausgas ist, wurde somit der Treibhauseffekt verringert (Schönwiese, 2008). Auch die Verwitterung von Gesteinen führte zur Aufnahme von Kohlendioxid und somit zu Temperaturabnahme (Schönwiese, 2008). Dabei sollen zunächst die Pole vereist sein (Schönwiese, 2008). Nach und nach froren dann auch die mittleren und niederen Breiten zu (Schönwiese, 2008).

Innerhalb eines Eiszeitalters kommen wärmere und kältere Abschnitte vor. Die wärmeren Abschnitte innerhalb eines Eiszeitalters werden Warmzeiten bzw. Interglaziale genannt (Schönwiese, 2008). Die kälteren Abschnitte innerhalb eines Eiszeitalters werden als Kaltzeiten bzw. Glaziale bezeichnet (Schönwiese, 2008). Das letzte Eiszeitalter ist das Quartär, welches vor 1,5 bis 2 Mio. Jahren begann und bis heute andauert (Schönwiese, 2008). Das Quartär unterteilt sich in das Pleistozän, welches zwischen 2 bis 1,5 Mio. Jahren und 11000 Jahren vor heute stattfand, und das Holozän, welches vor 11000 Jahren begann und bis heute andauert (Schönwiese, 2008). Das Pleistozän bestand aus mehreren Warm- und Kaltzeiten. Innerhalb des Pleistozäns ist die älteste die Eburon-Kaltzeit, gefolgt von der Waal-Warmzeit, der Menap-Kaltzeit, der Cromer-Warmzeit, der Elster-Kaltzeit, der Holstein-Warmzeit, der Saale-Kaltzeit, der Eem-Warmzeit und zuletzt der Würm-Kaltzeit (Murawski, 2004). Dabei sind die ältesten Warm- und Kaltzeiten, wie die Waal-Warmzeit und die Eburon-Kaltzeit, nicht klar definiert, da sie sich stets auf bestimmte Regionen beziehen und deren Datierung mit zunehmendem Alter unsicher werden (Schönwiese, 2008). Das Holozän enthält nur die Neo-Warmzeit (Schönwiese, 2008).

Die Hauptgründe für den Wechsel zwischen Kalt- und Warmzeiten innerhalb des Quartärs sind in der Veränderung der Erdumlaufbahn, der Veränderung der Erdachsenneigung und der Veränderung des Eintrittsdatums von Perihel und Aphel zu finden (Schönwiese, 2008). So

kam es aufgrund von Änderungen der terrestrischen Orbitalparameter zu regionalen und saisonalen Variationen der solaren Einstrahlung von bis zu  $60 \text{ W/m}^2$  (Kaspar et al. 2007). Nach Kaspar et al. (2007) war innerhalb der Eem-Warmzeit aufgrund der Orbitalparameter etwa vor 125000 Jahren die Strahlungsintensität der Sonne in der Nordhemisphäre deutlich höher als in der davorliegenden und der nachfolgenden Kaltzeit. So war Mitte Juni die Sonneneinstrahlung in  $65^\circ$  Nord um 11,7 % höher als heute (Kaspar et al., 2007). Dies entsprach vor 125000 Jahren  $531 \text{ W/m}^2$  und entspricht für die Gegenwart  $475 \text{ W/m}^2$  (Kaspar et al., 2007). Dies entspricht einer höheren Strahlungsintensität von  $56 \text{ W/m}^2$  in  $56^\circ$  Nord im Vergleich zu heute. Diese Änderungen der terrestrischen Orbitalparameter sollen in Verbindung mit der Eis-Albedo-Rückkopplung in eis- und schneebedeckten Gebieten den Wechsel von Kalt- und Warmzeiten hervorgerufen haben (Schönwiese, 2008).

Auch Vulkanismus wird ein Einfluss auf den Wechsel zwischen Kalt- und Warmzeiten zugeschrieben (Schönwiese, 2008). Dabei kann Vulkanismus sowohl erwärmend als auch abkühlend wirken. Bei Eisbedeckung gibt es auf der Erde keine Senken für Kohlendioxid (Schönwiese, 2008). Somit kann bei Eisbedeckung das durch einen Vulkanausbruch entstandene Kohlendioxid nicht durch die Flora aufgenommen werden (Schönwiese, 2008). Deshalb reichert sich das Kohlendioxid in der Troposphäre an. Ein höherer Kohlendioxidgehalt verstärkt den Treibhauseffekt und letztlich führt dies zu Erwärmung (Schönwiese, 2008). Bei explosivem Vulkanismus hingegen geraten Partikel und Gase bis in die Stratosphäre, so dass weniger Sonnenlicht in die Troposphäre gelangen kann (Schönwiese, 2008). Der explosive Vulkanismus kann sich deshalb abkühlend auswirken.

Eine Kaltzeit kann weiterhin in wärmere und kältere Epochen eingeteilt werden. Eine relativ warme Epoche innerhalb einer Kaltzeit wird Interstadial genannt (Schönwiese, 2008). Die relativ kalte Epoche innerhalb einer Kaltzeit heißt Stadial (Schönwiese, 2008).

Als Ursache für die Stadiale und Interstadiale innerhalb der Würm-Kaltzeit werden plötzliche Erwärmungen, die einige Jahrzehnte andauerten, und anschließende Abkühlungen, die einige Jahrhunderte lang stattfanden, in einem Rhythmus von 1500 bis 4000 Jahren gesehen. Diese Ereignisse werden als Dansgaard-Oeschger-Ereignisse (D/O-Ereignisse) bezeichnet (Schönwiese, 2008).

Die Ursache für die D/O-Ereignisse wird in einem längerfristigen Sonnenfleckenzyklus gesehen, welcher ebenfalls einer Periode zwischen 1500 und 4000 Jahren unterliegt (Schönwiese, 2008). Dabei sind Sonnenflecken relative Kältegebiete mit Durchmessern zwischen 10000 und 50000 Kilometern in der Photosphäre (Schönwiese, 2008). An den

Rändern der Sonnenflecken findet man Protuberanzen und Fackeln (Schönwiese, 2008). Protuberanzen sind schnelle, bewegte Ladungen, die sich aus der Photosphäre herausbewegen (Demtröder, 2010). Dabei unterscheidet man ruhende Protuberanzen, die bis zu mehrere Wochen in Form von leuchtenden Wolken bestehen können, und eruptive aufsteigende Protuberanzen, welche als leuchtende Bögen über den Sonnenflecken auftauchen und kurzlebig sind (Demtröder, 2010). Fackeln sind leuchtende Gaswolken, die nur am Rand eines Sonnenfleckens zu sehen sind und sowohl mit höherer Sonnenaktivität als auch mit Magnetfeldstörungen einhergehen (Demtröder, 2010). Sowohl die Protuberanzen als auch die Fackeln dominieren die Sonnenflecken, so dass die Sonne während des Bestehens eines Sonnenfleckens insgesamt mehr Strahlung abgibt (Schönwiese, 2008). Die Variationen in der Sonnenaktivität führen zu veränderten Temperaturen und Verdunstungsprozessen des Wassers im Nordatlantik. Die Verdunstungsprozesse wirken sich auf den Salzgehalt des Meerwassers aus. Variationen von Temperatur und Salzgehalt des Wassers führen zu Veränderungen der Dichte des Meerwassers (Ortlieb et al., 2013) und somit zu Veränderungen des Golfstroms, welcher in der Würm-Kaltzeit nur etwa bis  $55^\circ$  bzw.  $60^\circ$  Nord gereicht hat (Schönwiese, 2008). Dies führte zu 4 bis 6 Kelvin Temperaturunterschied in Regionen wie Grönland, Island und Nordwesteuropa (Schönwiese, 2008).

Am Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg wurde ebenfalls auf einen Zusammenhang zwischen Ozeanströmungen und der Abkühlung der Nordhemisphäre geschlossen. Mit Hilfe von Berechnungen mit dem Klimasystemmodell CLIMBER-2, welches am Potsdam Institut für Klimafolgenforschung entwickelt wurde, geht hervor, dass der Golfstrom im kältesten Stadal der Würm-Kaltzeit nur etwa bis  $45^\circ$  Nord gelangte, um daraufhin bereits wieder abzusinken (Claussen, 2001). Nach Berechnungen mit CLIMBER-2 sind  $3^\circ\text{C}$  Temperaturminderung der Nordhemisphäre in diesem Stadal auf den veränderten Golfstrom zurückzuführen (Claussen, 2001).

Die letzte Kaltzeit des Pleistozäns ist die Würm-Kaltzeit (Schönwiese, 2008). Das kälteste Stadal innerhalb der Würm-Kaltzeit fand vor etwa 18000 Jahren vor heute statt und wird als Letztes Glaziales Maximum (LGM) bezeichnet. Im LGM lag das größte Eisvorkommen während des Pleistozäns auf der Nordhalbkugel vor (Schönwiese, 2008). Das Eis erstreckte sich bis zum Norden der Vereinigten Staaten (etwa bis auf Höhe Chicagos) und bedeckte die skandinavischen Inseln, weite Teile von Großbritannien und die schleswig-holsteinische Ostküste (Diercke, 1991). In der Südhemisphäre waren nur Teile der südamerikanischen Westküste, Tibet und Teile von Australien vereist (Diercke, 1991). Laut Burroughs fand das LGM vor 25000 bis 18000 Jahren vor heute statt (Burroughs, 2005). Zudem ist bekannt, dass



der mittlere Meeresspiegel im LGM aufgrund der großen Eismassen in der Nordhemisphäre etwa 120 Meter tiefer lag als heute (Schönwiese, 2008).

Während des LGMs lag die Jahresmitteltemperatur der Nordhemisphäre ungefähr 4,5 Kelvin niedriger als heute (Schönwiese, 2008). In Deutschland war die Jahresmitteltemperatur sogar 12 bis 14 Kelvin niedriger als heute und in Grönland betrug der Temperaturunterschied im Jahresmittel ganze 20 Kelvin. So lag die mittlere Temperatur im Januar in Hamburg vermutlich bei  $-20^{\circ}\text{C}$  (Schönwiese, 2008). Heute beträgt die mittlere Temperatur für diesen Monat  $0^{\circ}\text{C}$  (Schönwiese, 2008). In Mitteleuropa lag Wasser im gefrorenen Zustand vor. Die Flüsse waren ausgetrocknet, die Böden waren bis in große Tiefen gefroren und es lagen viele Vergletscherungen vor (Behringer, 2007). Dennoch war das Leben für Menschen möglich. Die Sonneneinstrahlung war stark genug, um in Europa die Luft im Sommer auf bis zu  $20^{\circ}\text{C}$  zu erwärmen (Behringer, 2007). Das Schmelzwasser trug zum Wachstum von Kleinpflanzen bei (Behringer, 2007), so dass in Mitteleuropa Tundra herrschte, die wiederum Nahrung für Tiere bot. Der Mensch konnte somit u.a. Jagd auf Mammuts machen (Behringer, 2007). Aber auch Auerochsen, Elche, Hirsche und Wollnashörner waren vertreten (Behringer, 2007). Es kamen auch Raubtiere wie Höhlenbären, Löwen und Hyänen vor. In Südeuropa existierte im LGM borealer Nadelwald, sowie Laub- und Mischwald (Diercke, 1991). Im östlichen Südeuropa waren Steppen und Waldsteppen vertreten (Diercke, 1991).

Zudem ist bekannt, dass im LGM in Mitteleuropa der mittlere Jahresniederschlag 500 mm weniger betrug als in der heutigen Zeit (Schönwiese, 2008). Ein Grund für die niedrigeren Niederschläge in Mitteleuropa war der fennoskandische Eisschild, welcher mit 3300 Metern (Diercke, 1991) besonders hoch war. Stürme vom Atlantik wurden um den fennoskandischen Eisschild herum abgelenkt (Burroughs, 2005). Somit bewegten sich Wettersysteme um dieses Gebiet herum, weshalb die Stürme eher in Richtung Mittelmeer gelenkt wurden (Burroughs, 2005). Der meiste Schneefall fand auf den Südhängen der Alpen statt (Burroughs, 2005). Eine weitere aber weniger bedeutsame Ursache für die geringe Luftfeuchtigkeit war auch die niedrige Jahresmitteltemperatur der Nordhemisphäre. Denn je niedriger die Temperatur, desto weniger Energie ist vorhanden, um Wasser vom flüssigen in den gasförmigen Aggregatzustand zu überführen (Schönwiese, 2008). Die Packeisgrenzen variierten je nach Jahreszeit. Im Winter reichte die Packeisgrenze bis zu den Faröer Inseln (Burroughs, 2005). Im Sommer befand sich nur im Arktischen Ozean und über dem Westen der Framstraße Packeis (Burroughs, 2005). So konnten im Sommer Tiefs entstehen, die Schneefall über Nordeuropa brachten (Burroughs, 2005). Auf diese Weise konnten die Eisschilder über Skandinavien und Grönland weiter anwachsen.

In der Region zwischen Vlle und Eifel findet sich in den obersten Erdschichten viel Löß. Deswegen spricht man in diesem Gebiet auch von Bördelandschaften. Löß, ein stark quarzhaltiges, gelbes Sediment, welches zu etwa 10 bis 15 % aus Kalk besteht (Müller, 1982), wurde in der Würm-Kaltzeit als feinsten Sand durch den Wind in diese Gebiete geweht (Stiasny, 2013). Denn aufgrund der niedrigeren Jahresmitteltemperatur der Nordhemisphäre, die im Vergleich zu heute um 4,5 Kelvin niedriger war, waren viele Böden frei von Bewuchs, so dass die obersten Erdschichten durch Luftbewegung davongetragen wurden. Heute profitieren die Menschen davon. Da Lößböden sehr fruchtbar sind, wachsen u.a. Nutzpflanzen wie Weizen oder Zuckerrüben auf ihnen.

Es wird angenommen, dass der *Homo sapiens sapiens* Afrika vor etwa 50000 Jahren über Palästina verließ (Behringer, 2007). Von dort aus wanderte er nach Asien. Nach Europa breitete er sich wahrscheinlich vor etwa 40000 Jahren aus. Hierzu überquerte er die heutige Meerenge Bosporus (Haarmann, 2010), die in der Türkei zwischen Asien und Europa liegt. Dies war möglich, weil dort vor 40000 Jahren aufgrund des niedrigen Meeresspiegels eine breite Landbrücke vorhanden war (Behringer, 2007).

Das damalige Klima und typische damalige Wetterlagen in unseren Breiten zu erforschen ist auch Thema im Rahmen des Sonderforschungsbereiches 806 (SFB806) der Universität zu Köln, welcher im Jahr 2009 gegründet wurde. Dabei konzentriert man sich auf den Zeitraum zwischen dem LGM und heute ([www.sfb806.uni-koeln.de/index.php/about](http://www.sfb806.uni-koeln.de/index.php/about)). Dabei wird der Fragestellung nachgegangen, unter welchen Bedingungen der Mensch von Afrika nach Europa wanderte.

In dieser Arbeit wird die Technik der Hauptkomponentenanalyse bzw. die Empirischen Orthogonalen Funktionen (EOFs) (vgl. Unterkapitel 3.1) verwendet, um typische Wettermuster sowohl für das LGM als auch für das heutige Holozän zu erhalten. Ziel ist es, auf diese Weise die Unterschiede der Wettermuster zu erforschen.

Dabei wird zunächst im Unterkapitel 1.2 die allgemeine Zirkulation der Atmosphäre auf der Nordhalbkugel erklärt. Für das Wetter in den mittleren Breiten ist die Westdrift ausschlaggebend, weshalb im Unterkapitel 1.3 die Nordatlantische Oszillation beschrieben wird. Kapitel 2 beinhaltet die Beschreibung der Daten, die für die Analyse verwendet werden. In Kapitel 3 werden die Methoden behandelt. Dabei wird im Unterkapitel 3.1 die Herleitung der EOFs erklärt. Das Unterkapitel 3.2 handelt vom NAO-Index, da dieser bei der Analyse der Ergebnisse eine große Rolle spielt. Unterkapitel 3.3 beinhaltet die Beschreibung des zeitlichen Korrelationskoeffizienten, welcher bei der Analyse der Ergebnisse

Zusammenhänge deutlich macht. In Unterkapitel 3.4 wird diskutiert, welche Vor- und Nachteile zwischen dem stationsbasierten NAO-Index und der NAO-Analyse durch EOFs bestehen. Das Kapitel 4 enthält die Ergebnisse der EOF-Analyse. Hierbei handelt das Unterkapitel 4.1 von den Ergebnissen der EOF-Analyse der Gegenwart, in Unterkapitel 4.2 sind die Ergebnisse der EOF-Analyse des historischen Laufs des MPI-ESM dargestellt und das Unterkapitel 4.3 zeigt die Ergebnisse der EOF-Analyse des LGM. In Kapitel 5 werden die Ergebnisse zusammengefasst und diskutiert. Zuletzt folgt eine Auflistung der verwendeten Literatur.

## 1.2 Die allgemeine Zirkulation der Atmosphäre

In diesem Unterkapitel beschränkt sich die Beschreibung der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre (AZA) auf den Bereich der Nordhalbkugel.

Aufgrund der Kugelgestalt der Erde ist die Strahlungsintensität am Äquator höher als am Nordpol (Etling, 2008). Somit wird die Erdoberfläche am Äquator stärker erwärmt als am Nordpol. Folglich stellt sich Konvektion am Äquator ein. An der Erdoberfläche entsteht die sogenannte äquatoriale Tiefdruckrinne (Schönwiese, 2008). Aus diesem Grund muss Luft aus Norden in Richtung Äquator nachströmen. Aufgrund der Erdrotation wirkt die Corioliskraft rechtsablenkend auf den Wind. Somit stellen sich Nordostwinde ein, die Nordostpassate genannt werden. Da Ostwinde im System Erde-Atmosphäre negativen Drehimpuls besitzen und die Erde positiven Drehimpuls, gewinnt die Atmosphäre in den niedrigen Breiten durch Reibung Drehimpuls von der Erde (Kraus, 2004). Somit nimmt die Ostkomponente des Bodenwindes in Richtung der höheren Breiten aufgrund fortwährenden Drehimpulstransports immer mehr ab. Ab dem 30. Breitengrad ist der Drehimpulstransport von der Erde an die Atmosphäre maximal (Kraus, 2004). Somit stellen sich ab 30 Grad Nord Westwinde ein. Der Bereich mit vorherrschenden Westwinden zwischen 30 und 60 Grad Nord wird auch Westwindzone genannt (Schönwiese, 2008). Folglich entsteht eine Divergenzzone in 30 Grad Nord, so dass Luft von oben nachströmen muss. Deshalb entsteht in dieser Breite eine Hochdruckrinne, die auch subtropische Hochdruckrinne genannt wird. Aufgrund der absinkenden Luft in 30 Grad Nord, der aufsteigenden Luft im Äquatorbereich und dem am Boden herrschenden Nordwind strömt in der Höhe Luft vom Äquator in Richtung Norden und es entsteht eine geschlossene Zirkulationszelle zwischen Äquator und subtropischer Hochdruckrinne. Diese geschlossene meridionale Zirkulation wird auch als direkte Zirkulation bezeichnet (Etling, 2008). Sie wird Hadley-Zelle genannt (Etling, 2008). Die subtropische Hochdruckrinne entsteht auch aufgrund von Konfluenz in der oberen Troposphäre (Schönwiese, 2008). Da in der atmosphärischen Grenzschicht mit zunehmender Höhe die Reibungskraft zwischen Wind und Erdoberfläche abnimmt, nimmt dort die Windgeschwindigkeit mit der Höhe zu. In der oberen Troposphäre herrschen die höchsten Windgeschwindigkeiten. Konfluenz in der oberen Troposphäre führt zu Absinkbewegung der darunter liegenden Luftschichten und somit zu einem dynamischen Hochdruckgebiet (Schönwiese, 2008). Viele dynamische Hochdruckgebiete in etwa 30° Nord bilden dann den subtropischen Hochdruckgürtel (Schönwiese, 2008). Eines dieser vielen dynamischen Hochdruckgebiete ist beispielsweise das Azorenhoch.

Durch den Drehimpulstransport von den niedrigen zu den höheren Breiten und aufgrund von Baroklinität stellt sich bei letzteren ein Westwind ein. Dieser verstärkt sich mit der Höhe, da aufgrund eines südlich gerichteten Temperaturgradienten Baroklinität herrscht. Dies führt zu einem starken thermischen Wind. Dort, wo die stärkste Baroklinität herrscht, herrschen die höchsten Windgeschwindigkeiten. Dieser Bereich wird Strahlstrom genannt. Da diese Zone stärkster Baroklinität in den gemäßigten Breiten entlang der Polarfront zu finden ist, wird dieser Strahlstrom in der oberen Troposphäre bei etwa 60 Grad Nord auch Polarfrontstrahlstrom genannt (Schönwiese, 2008). Aufgrund von Diffusionen im Polarfrontstrahlstrom entstehen in diesem Bereich dynamische Tiefdruckgebiete. So entstehen beispielsweise über dem Nordatlantik häufig Tiefs, auch Islandtief genannt. Diese Tiefdruckgebiete bilden gemeinsam eine Tiefdruckrinne bei etwa 60 Grad Nord (Schönwiese, 2008). Diese wandernden Tiefs führen zu Abweichungen vom Westwind (Schönwiese, 2008). Da die Windstärke in der Westwindzone proportional zur dortigen Baroklinität ist, führt der größere Temperaturgegensatz zwischen Äquator und Nordpol im Nordwinter zu einer Verstärkung der Westdrift. Zudem verlagert sich dann die Polarfront in Richtung Süden (Liljequist, 1994). Ein meridionales Zirkulationssystem zwischen 30 und 60 Grad Nord, das sich im klimatologischen Mittel ergibt und nur schwach ausgeprägt ist, heißt Ferrell-Zelle (Kraus, 2004). Da also der Wärmetransport vom Äquator in die mittleren Breiten durch die Westdrift und somit indirekt geschieht, spricht man hier auch von indirekter Zirkulation.

Der Westwind gibt Drehimpuls an die feste Erde ab (Kraus, 2004). In der Westwindzone verliert somit der Wind in Richtung Norden blickend fortwährend Drehimpuls an die Erde. Ab der subpolaren Tiefdruckrinne erhält der Wind wieder eine Ostkomponente. Da sich am Nordpol aufgrund der niedrigen Temperaturen ein Kältehoch einstellt (Schönwiese, 2008), strömt bodennahe Luft vom Nordpol in Richtung Süden in die subpolare Tiefdruckrinne. Es entstehen Nordostwinde und wegen der höheren Corioliskraft in den höheren Breiten wird die Ostkomponente unterstützt. Das Absinken der Luft über dem Nordpol, die aufsteigende Luft in der subpolaren Tiefdruckrinne und der Bodenwind vom Pol in die Tiefdruckrinne führen zu einer weiteren direkten meridionalen Zirkulation, der polaren Zelle. Die polare Zelle ergibt sich im klimatologischen Mittel.

### 1.3 Die Nordatlantische Oszillation (NAO)

Die Nordatlantische Oszillation (NAO) „ [...] ist als meridionaler Meeresspiegel-Luftdruckgradient [...] definiert [...]“ (Schönwiese, 2008). Dieser Gradient liegt zwischen den klimatologischen Druckgebieten Islandtief und Azorenhoch und bestimmt sowohl die Geschwindigkeit als auch die Richtung der Westdrift über dem Nordatlantik (Lamb u. Pepler, 1987). Rogers (1984) fand heraus, dass die NAO auch in der mittleren Troposphäre nachweisbar ist (Lamb u. Pepler, 1987). Dies ergibt eine Analyse von Rogers (1984) der mittleren Höhe des 500hPa-Niveaus für den Winter in den Jahren 1947 bis 1979 (Lamb u. Pepler, 1987). Sie zeigt positive Anomalien der Höhe des 500hPa-Niveaus über den Azoren und negative Anomalien über Island (Lamb u. Pepler, 1987). Ist die NAO stark ausgeprägt, so verstärkt sich die Westdrift über dem östlichen Nordatlantik und Europa (Wanner et al., 2001) und verläuft weiter nördlich (Luo et al., 2006). Zudem wurde beobachtet, dass sich Islandtief und Azorenhoch verstärken, wenn diese sich in Richtung Norden verschieben (Mächel u. Kapala, 1998). Vor allem im Nordwinter sind die Effekte der NAO besonders deutlich (Ruprecht 2012). Starke und schwache Phasen der NAO wechseln sich in einem Rhythmus von zwei bis fünf Jahren ab (Mächel u. Kapala, 1998). Dieser Periode ist zudem ein 20- bis 30-Jahrestrend überlagert (Mächel u. Kapala, 1998). Eine Maßzahl für die Stärke der NAO ist der NAO-Index (NAOI), welcher aus der Differenz der normierten Luftdruckanomalien auf NN zwischen einer Station in Island und einer südlichen Station (z.B. in Portugal) berechnet wird (Kapitel 3.2). Ist der NAOI positiv, so ist die NAO stark ausgeprägt. Ist der NAOI negativ, so ist die NAO abgeschwächt.

In die Westdrift eingelagert ziehen Zyklonen vom Atlantik in Richtung Europa (Ruprecht, 2012). Bei starker NAO entstehen mehr Zyklonen als während einer schwachen NAO (Ruprecht, 2012) und deren Zugbahn verläuft weiter nördlich (Ruprecht, 2012). Somit ist eine starke NAO mit höheren Temperaturen in Nord- und Mitteleuropa (Lamb und Pepler, 1987; Schönwiese, 2008) und zugleich mit höheren Niederschlägen in diesen Regionen verbunden (Schönwiese, 2008). Laut Hurrell (1995) war der NAOI von 1989 bis 1993 positiv (Hurrell, 1995). Für diesen Zeitraum berechnete Hurrell die Kovarianzmatrix aus unnormierten Daten der Bodentemperaturen und Meeresoberflächentemperaturen für den Winter (Dezember bis März) (Hurrell, 1995). Das Ergebnis waren extrem niedrige Temperaturen in der Nähe von Grönland und über dem Mittelmeer sowie sehr hohe Temperaturen über Skandinavien und Nordeuropa (Hurrell, 1995). Hurrell (1995) untersuchte zudem den Feuchtigkeitstransport für den Winter der Jahre 1983, 1989, 1990, 1992 und 1993, in denen der NAOI positiv war (Hurrell, 1995). In Wintern mit positivem NAOI weitet sich der Feuchtigkeitstransport

nördlicher und östlicher aus als im langjährigen Mittel (Hurrell, 1995). Es wird mehr Feuchtigkeit nach Nordeuropa und Skandinavien transportiert (Hurrell, 1995). In Südeuropa, dem Mittelmeer und Nordafrika wird deutlich weniger Feuchtigkeit transportiert (Hurrell, 1995).

Da eine stärkere NAO mit einem kräftigen Islandtief verbunden ist, kommt es aufgrund seiner zyklonalen Rotation zu Advektion von arktischer Luft auf dessen Westseite. Folglich strömt kalte Luft aus der Arktis in Richtung Süden auf den nordwestlichen Atlantik und nach Nordostamerika (Mächel u. Kapala, 1998), so dass im Vergleich zum langjährigen Mittel deutlich kältere Temperaturen in Westgrönland (Lamb u. Pepler, 1987) und dem Osten der USA zu beobachten sind. Daraus folgt auch eine niedrigere Wasseroberflächentemperatur über dem Nordwestatlantik (Wanner et al., 2001). Gleichzeitig herrscht an der Vorderseite des Islandtiefs West- bis Südwestwind, der zu einer Erwärmung der Wasseroberfläche über dem Ostatlantik führt (Mächel u. Kapala, 1998).

Zudem stellten Burningham und French einen Zusammenhang zwischen der NAO und der Windrichtung fest. Die Stärke der NAO bestimmten sie unter Verwendung des NAOI, welcher aus der Differenz der normierten Druckanomalien auf NN zwischen den Stationen Gibraltar (Südspanien) und Reykjavik (Island) berechnet wurde (Burningham u. French, 2012). Der NAOI wurde dabei für verschiedene Kombinationen von Monaten berechnet wie DJF, DJFM, NDJF, NDJFM, ONDJF und ONDJFM. Die Winddaten stammten von 53 Stationen aus Schottland und England von Met Éireann und dem British Atmospheric Data Centre aus den Jahren 1949 bis 2011. Dabei korrelierte der NAOI im Winter negativ mit der Häufigkeit von Nordostwinden und positiv mit dem Auftreten von Südwestwinden (Burningham u. French, 2012). Die Korrelation zwischen dem NAOI und den Südwestwinden war dabei am stärksten (Burningham u. French, 2012). Im Winter 1995 war die NAO sehr schwach. Für diesen Zeitraum ergibt sich eine hohe Frequenz von Nordostwinden und eine starke Reduktion von Südwestwinden (Burningham u. French, 2012). In den Wintern Ende der 80er und Anfang der 90er Jahre, in denen die NAO stark war, kamen hingegen häufig Südwestwinde vor (Burningham u. French, 2012).

Donat et al. (2010) untersuchten den Zusammenhang zwischen dem NAOI und Stürmen sowie Starkwinden über Europa für den Zeitraum von 1961 bis 2000 für das Monatsmittel von Oktober bis März. Für die Berechnung des NAOI wurde der mittlere Druck auf NN und für die Sturmdaten die täglichen Maxima aus sechsständlichen Beobachtungen genutzt. Die Daten stammten dabei aus der Reanalyse des European Center Medium Range Weather

Forecast (ERA40) mit einer räumlichen Auflösung von  $1,125^{\circ}\text{lat} \times 1,125^{\circ}\text{lon}$ . Der NAOI war sowohl an Tagen mit Sturm als auch an Tagen mit Starkwind meist positiv (Donat et al., 2010). 40,5 % der Tage mit Starkwind fanden während leicht positiver NAO-Phase statt, 29,1 % während einer mittleren NAO und nur 7,7 % während einer leicht negativen NAO (Donat et al., 2010).

Analog zu Burningham und French (2012) lag an Tagen mit leicht positivem NAOI eine stärkere Westkomponente des Starkwindes vor (Donat et al., 2010). So betrug der Anteil der Westkomponente bei positivem NAOI 42,8 %. Die Ostkomponente hingegen betrug 0 %. Im Falle eines negativen NAOI betrug die Westkomponente nur 4,4 % und die Ostkomponente hingegen 63,6 % (Donat et al., 2010). Winterliche Stürme fanden zwischen 1961 und 2000 zu 38,8 % während positiver NAO-Phasen und nur 5,1 % während negativer NAO-Phasen statt (Donat et al., 2010). Auch während sehr starken NAO-Phasen kamen Stürme vor. Diese kamen zu 23,8 % vor und hatten ebenfalls eine deutliche Westkomponente, wobei bei starken positivem NAOI vor allem die Südwestkomponente mit 40 % besonders hoch war (Donat et al., 2010).

Ist der NAOI negativ, so ist die Druckverteilung nicht zwangsweise umgekehrt, sondern das Islandtief und das Azorenhoch sind weniger stark ausgeprägt (Wanner et al., 2001). Während eines negativen NAOI ist somit der Westwind über dem östlichen Nordatlantik schwächer (Wanner et al., 2001), verläuft südlicher und es entstehen weniger Zyklonen (Ruprecht, 2012). Folgerichtig ziehen die Zyklonen bei negativem NAOI in Richtung Südeuropa (Ruprecht, 2012). Somit gelangen wenige warme atlantische Luftmassen zu den skandinavischen Inseln und Mitteleuropa, so dass dort niedrigere Temperaturen beobachtet werden als im langjährigen Mittel (Wanner et al., 2001). Auch der Transport von Wasserdampf nach Nordeuropa ist während eines negativen NAOI schwächer. Folglich fällt in diesen Gebieten deutlich weniger Niederschlag als während eines positiven NAOI (Wanner et al., 2001). Ein negativer NAOI hat demnach trockene, kalte Winter in Nordeuropa zur Folge.

Eine schwache NAO beeinflusst ebenfalls die Witterung in Südeuropa und Nordafrika. Da die Zyklonen südlicher verlaufen, gelangt warme, feuchte Atlantikluft sogar bis in die nördlichen Teile Westafrikas. Demzufolge beschert eine schwache NAO Südeuropa und Nordwestafrika häufiger Regen (Wanner et al., 2001). Zudem fällt während einer schwachen NAO häufig Niederschlag über dem Mittelmeer und dem schwarzen Meer (Wanner et al., 2001).

Während einer negativen NAO-Phase verläuft der Polarjet in der oberen Troposphäre weiter südlich (Luo et al., 2006). Auch in der unteren Troposphäre wurden die höchsten



Windgeschwindigkeiten weiter südlich beobachtet (Luo et al., 2006). Weil das Islandtief während einer merklich verminderten NAO schwächer ist als im Langzeitmittel und aufgrund des südlicheren Verlaufs der Westdrift über dem Nordatlantik, wird auf der Westseite des Islandtiefs wenig bis gar keine Arktikluft in Richtung Süden advehiert. Folglich erfahren die westliche Region Grönlands (Lamb u. Pepler, 1987) und die Ostzone der Vereinigten Staaten in solchen Zeiten deutlich mildere Temperaturen.

Bei einer Untersuchung von Moses et al. von monatlich gemittelten Druckwerten auf NN für den Winter in den Jahren von 1873 bis 1980, wurden vereinzelt hohe Anomalien der Druckverteilung über dem Nordatlantik gefunden, in denen das Druckfeld umgekehrt war (Moses et al., 1987). Dabei zeigte sich hoher Druck über Island und tiefer Druck über den Azoren. Diese Umkehrung der Druckverteilung fand beispielsweise im Januar des Jahres 1963 statt (Moses et al., 1987). Ein negativer NAOI in Form einer umgekehrten Druckverteilung führte stets zu ungewöhnlich kalten Wintern in Europa und in geringem Maße auch zu kalten Wintern im Osten Nordamerikas (Moses et al., 1987).

## 2 Daten

Die EOF-Analysen in dieser Arbeit wurden für die Region im Längengradbereich zwischen 70° West und 40° Ost sowie im Breitengradbereich zwischen 25° Nord und 80° Nord vorgenommen. Diese umfassen somit den Nordatlantik, Nordafrika sowie Europa (Abbildung 2.1). Die EOF-Analysen werden auf den auf Meeresebene reduzierten Luftdruck, die 2-Meter-Temperatur, die relative Feuchte und den Niederschlag angewendet.

### 2.1 EOF-Analyse der Gegenwart

Für die EOF-Analyse der Hauptwettermuster der Gegenwart wurden die Saisonmittelwerte für den Druck auf NN in Pascal für die Monate Dezember, Januar und Februar (DJF) der Jahre 1970 bis 1999 aus sechsstündlichen Daten der Reanalyse I des National Centers for Environmental Prediction (NCEP) und des National Center for Atmospheric Research (NCAR) (Kalnay et al., 1996) berechnet. Das Gitter hat eine Auflösung von 2,5° sowohl in meridionaler als auch in zonaler Richtung. Insgesamt gehen in die EOF-Berechnung bzgl. des Druckes auf NN 23 Breitengrade und 45 Längengrade und somit 1035 Gitterpunkte ein. Der NAO-Index (NAOI) (Kapitel 3.2) für die Gegenwart wurde auch aus den Reanalysedaten von NCEP/NCAR berechnet. Hierfür dienten die WMO-Stationen 040130 (Stykkishólmur) mit den Ortskoordinaten 65°Nord und 22°West und 085360 (Lissabon) mit den Ortskoordinaten 38°Nord und 9°West und es wurde für jeden einzelnen Winter (DJF) ein Index berechnet. Aus dem für die Gegenwart (1970–1999) berechneten NAOI und der für denselben Zeitraum bestimmten Zeitreihe der Hauptkomponente wurde der zeitliche Korrelationskoeffizient (Kapitel 3.3) berechnet.

Ebenfalls aus der NCEP/NCAR Reanalyse stammen die Daten für die EOF-Analyse der geopotentiellen Höhe des 500hPa-Niveaus. Bei den Daten auf einem Gitter mit einer Auflösung von 2,5° sowohl in meridionaler als auch in zonaler Richtung handelt es sich um täglichen Mittelwerte der geopotentiellen Höhe des 500 hPa-Niveaus in Metern, aus denen für die EOF-Analyse saisonale Mittelwerte (DJF) berechnet wurden.

Die EOF-Analyse für die Temperatur der Gegenwart für die Winter von 1970 bis 1999 wurde aus täglichen Werten der mittleren Lufttemperatur in 2 Metern Höhe über dem Erdboden in der Einheit Kelvin ebenfalls mit Daten der Reanalyse 1 von NCEP/NCAR berechnet (Kalnay et al., 1996). Die 2m-Temperaturen befinden sich auf einem Gauss-Gitter, auf welchem der Abstand der Gitterpunkte entlang eines Breitengrades 1,875 Grad beträgt. In die EOF-

Berechnung der 2m-Temperatur gehen insgesamt 29 Breitengrade und 59 Längengrade ein, was 1711 Gitterpunkten entspricht.

Die EOF-Analyse der Feuchtigkeit für denselben Zeitraum stammt auch aus dem Projekt Reanalyse I von NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1996). Diese Daten sind monatliche Mittelwerte der relativen Feuchte in Prozent auf einem Gitter mit  $2,5^\circ$  Auflösung sowohl in meridionaler als auch zonaler Richtung (entspricht 1035 Gitterpunkten) im 1000 hPa-Niveau.

Die Daten für Niederschlag entsprechen monatlichen Mittelwerten des Niederschlagswassers in  $\text{kg/m}^2$  auf einem Gitter mit  $2,5^\circ$  Auflösung sowohl in meridionaler als auch in zonaler Richtung (entspricht 1035 Gitterpunkten) der NCEP/NCAR-Reanalyse I (Kalnay et al., 1996). Für die EOF-Analyse wurden diese monatlichen Mittelwerte des Niederschlages ebenfalls in saisonale Mittelwerte (DJF) umgewandelt.

## **2.2 EOF-Analyse des historischen Laufs**

Die EOF-Analyse für den Winter desselben Zeitraums (1970-1999) für den historischen Lauf wurde aus Daten des Erdsystemmodells (ESM) des Max Planck Instituts für Meteorologie (MPI-M) in Hamburg berechnet (Jungclaus et al., 2013). Das MPI-ESM verknüpft die Atmosphäre mit dem Ozean, indem zwischen ihnen der Austausch von den physikalischen Eigenschaften Energie und Impuls berücksichtigt wird. Ebenso wird der Austausch von Kohlenstoff und Wasser zwischen Atmosphäre und Ozean eingebracht. Das MPI-ESM berücksichtigt auch den Austausch von Wasser und Kohlenstoff sowohl zwischen Ozean und Atmosphäre als auch zwischen Land und Atmosphäre.

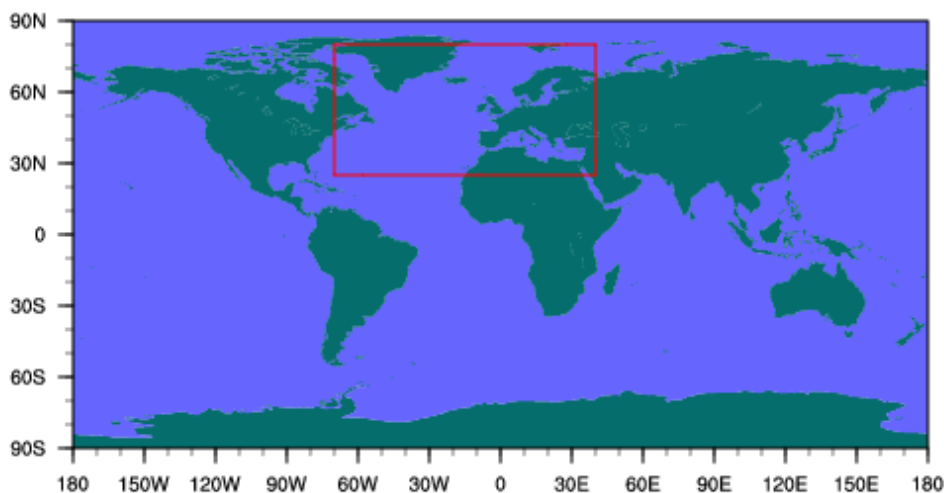
Dabei stammen sowohl die Daten für den Druck auf NN, als auch die der 2m-Temperatur und die des Niederschlagsflusses von einem Gauss-Gitter mit einer Auflösung von  $1,875^\circ$  in x-Richtung, so dass sich das Gitter der betrachteten Region aus 30 Breitengraden und 59 Längengraden und somit 1770 Gitterpunkten zusammensetzt.

Der Druck auf NN stammt aus 6-stündlichen Daten in der Einheit Pascal, die 2m-Temperatur stammt aus monatlichen Daten und hat die Einheit Kelvin und der Niederschlagsfluss stammt aus monatlichen Mittelwerten und hat die Einheit  $\text{kg/m}^2\text{s}$ .

Der NAOI für den historischen Lauf des MPI-ESM wurde für die Gitterpunkte bei Portugal ( $38,2^\circ\text{N } 9,4^\circ\text{W}$ ) und Stykkishólmur ( $64,4^\circ\text{N } 22,5^\circ\text{W}$ ) berechnet.

## 2.3 EOF-Analyse des LGMs

Die EOF-Analyse für den Druck auf NN und den Niederschlagsfluss für das LGM wurde aus Daten des MPI-ESM durchgeführt (Jungclaus et al., 2013). Bei allen Analysen lagen die Daten auf einem Gauss-Gitter vor, welches einen Gitterpunktabstand von  $1,875^\circ$  entlang jedes Breitengrades hat. In die Berechnung der EOFs gehen 30 Breitengrade und 59 Längengrade ein, was 1770 Gitterpunkten entspricht. Für die EOF-Analyse des Druckes auf NN werden 6-stündliche Werte in der Einheit Pascal, für die EOF-Analyse des Niederschlagsflusses werden monatliche Werte in der Einheit  $\text{kg/m}^2\text{s}$  verwendet.



**Abbildung 2.1** die Region, in welcher die EOF-Analyse stattfindet, ist rot eingrahmt

### 3 Methoden

#### 3.1 Empirische Orthogonale Funktionen (EOFs)

Die Hauptkomponentenanalyse (im englischen „Principal Components Analysis“ (PCA)) wird auch als EOF-Analyse bezeichnet (Empirische Orthogonale Funktionen) (Clarke, 2008).

Mit Hilfe dieser Methode wird der ursprüngliche Datensatz in ein orthogonales Koordinatensystem transformiert. Auf diese Weise erhält man Vektoren, die die größte räumliche Varianz der Daten beschreiben und zudem eine Zeitreihe, die die zeitliche Änderung des beschriebenen Musters erklärt. Somit lassen sich die Informationen großer Datensätze auf wenige EOFs reduzieren.

Die Bestimmung der EOFs wird im Folgenden dargestellt (Hannachi, 2004):

Es sei eine Datenmatrix  $X$  gegeben, die eine physikalische Zustandsgröße (z.B. den Luftdruck) für  $p$  Gitterpunkte und  $n$  Zeitpunkte enthält.

$$X = \begin{pmatrix} x_{11} & x_{12} & x_{13} & \cdots & x_{1p} \\ x_{21} & x_{22} & x_{23} & \cdots & x_{2p} \\ x_{31} & x_{32} & x_{33} & \cdots & x_{3p} \\ \vdots & \cdots & \cdots & \ddots & \vdots \\ x_{n1} & x_{n2} & x_{n3} & \cdots & x_{np} \end{pmatrix} \quad (3.1.1)$$

Dann entspricht das Langzeitmittel  $\bar{x}_j$  pro Gitterpunkt  $j$  gerade dem arithmetischen Mittel aller Elemente einer Spalte  $j$  mit

$$\bar{x}_j = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n x_{kj}, \text{ wobei } k \text{ dem Zeitindex entspricht mit } k \in \{1, 2, \dots, n\}. \quad (3.1.2)$$

Zur Bildung einer Anomalie matrix, die die zeitlichen Abweichungen pro Jahr für jeden Gitterpunkt enthalten soll, wird zunächst ein Vektor  $\bar{\vec{x}}$  gebildet, der das langjährige Mittel pro Gitterpunkt  $j$  enthält:

$$\bar{\vec{x}} = (\bar{x}_1 \quad \bar{x}_2 \quad \bar{x}_3 \quad \dots \quad \bar{x}_p), \quad (3.1.3)$$

mit dem Langzeitmittel  $\bar{x}_j$  pro Gitterpunkt  $j$  und  $j \in \{1, 2, 3, \dots, p-2, p-1, p\}$ .

Um diese Mittelwerte von der Datenmatrix subtrahieren zu können, muss aus dem Vektor  $\bar{x}$  eine Matrix konstruiert werden, deren Dimension mit der Ursprungsmatrix übereinstimmt. Dies erreicht man, indem der Vektor  $\bar{x}$  einfach jeder Zeile dieser neuen Matrix  $\bar{X}$  entspricht mit  $\bar{X} \in \mathbb{R}^{n \times p}$ :

$$\bar{X} = \left( \begin{array}{cccc} \bar{x}_1 & \bar{x}_2 & \bar{x}_3 & \cdots & \bar{x}_p \\ \bar{x}_1 & \bar{x}_2 & \bar{x}_3 & \cdots & \bar{x}_p \\ \vdots & \cdots & \cdots & \cdots & \vdots \\ \bar{x}_1 & \bar{x}_2 & \bar{x}_3 & \cdots & \bar{x}_p \end{array} \right) \left. \vphantom{\begin{array}{cccc} \bar{x}_1 & \bar{x}_2 & \bar{x}_3 & \cdots & \bar{x}_p \end{array}} \right\} n \text{ Zeilen} . \quad (3.1.4)$$

Nun kann die gemittelte Matrix  $\bar{X}$  von der Datenmatrix  $X$  abgezogen werden:

$$\hat{X} = X - \bar{X} \quad (3.1.5)$$

$$= \left( \begin{array}{cccc} x_{11} & x_{12} & x_{13} & \cdots & x_{1p} \\ x_{21} & x_{22} & x_{23} & \cdots & x_{2p} \\ x_{31} & x_{32} & x_{33} & \cdots & x_{3p} \\ \vdots & & & & \vdots \\ x_{n1} & x_{n2} & x_{n3} & \cdots & x_{np} \end{array} \right) - \left( \begin{array}{cccc} \bar{x}_1 & \bar{x}_2 & \bar{x}_3 & \cdots & \bar{x}_p \\ \bar{x}_1 & \bar{x}_2 & \bar{x}_3 & \cdots & \bar{x}_p \\ \vdots & \cdots & \cdots & \cdots & \vdots \\ \bar{x}_1 & \bar{x}_2 & \bar{x}_3 & \cdots & \bar{x}_p \end{array} \right)$$

$$= \left( \begin{array}{cccc} x_{11} - \bar{x}_1 & x_{12} - \bar{x}_2 & x_{13} - \bar{x}_3 & \cdots & x_{1p} - \bar{x}_p \\ x_{21} - \bar{x}_1 & x_{22} - \bar{x}_2 & x_{23} - \bar{x}_3 & \cdots & x_{2p} - \bar{x}_p \\ x_{31} - \bar{x}_1 & x_{32} - \bar{x}_2 & x_{33} - \bar{x}_3 & \cdots & x_{3p} - \bar{x}_p \\ \vdots & \cdots & \cdots & \cdots & \vdots \\ x_{n1} - \bar{x}_1 & x_{n2} - \bar{x}_2 & x_{n3} - \bar{x}_3 & \cdots & x_{np} - \bar{x}_p \end{array} \right)$$

$$= \left( \begin{array}{cccc} \hat{x}_{11} & \hat{x}_{12} & \hat{x}_{13} & \cdots & \hat{x}_{1p} \\ \hat{x}_{21} & \hat{x}_{22} & \hat{x}_{23} & \cdots & \hat{x}_{2p} \\ \hat{x}_{31} & \hat{x}_{32} & \hat{x}_{33} & \cdots & \hat{x}_{3p} \\ \vdots & \cdots & \vdots & \cdots & \vdots \\ \hat{x}_{n1} & \hat{x}_{n2} & \hat{x}_{n3} & \cdots & \hat{x}_{np} \end{array} \right)$$

Somit erhält man die Anomalie matrix  $\hat{X}$ , die für jede Zeit  $k$  und jeden Ort  $j$  die Abweichung vom Mittelwert enthält.

Da sich die Werte der zu betrachtenden Zustandsgröße aufgrund der Meridiankonvergenz an den geographischen Polen der Erde auf weniger Fläche beziehen und somit weniger stark ins Gewicht fallen, als die in den niedrigeren Breiten, wird die Anomalie­matrix mit dem Cosinus des Breitengrades gewichtet. Hierbei ist zu beachten, dass in einem späteren Rechenschritt diese Matrix mit ihrer Transponierten multipliziert wird. Damit in dieser Endmatrix nicht der Cosinus zum Quadrat auftaucht, wird die Anomalie­matrix konkret mit der Wurzel des Cosinus der Breite multipliziert. Bei dieser Vorgehensweise werden die Kovarianzwerte folgendermaßen aussehen:

$$x \cdot \sqrt[2]{\cos(\text{lat}(x))} \cdot y \cdot \sqrt[2]{\cos(\text{lat}(y))} = x \cdot y \cdot \sqrt[2]{\cos(\text{lat}(x))} \cdot \sqrt[2]{\cos(\text{lat}(y))}$$

Die Kovarianz eines Gitterpunktes mit sich selbst führt zur Standard-Cosinus-Wichtung:

$$x \cdot \sqrt[2]{\cos(\text{lat}(x))} \cdot x \cdot \sqrt[2]{\cos(\text{lat}(x))} = x^2 \cdot \cos(\text{lat}(x))$$

Die gewichtete Anomalie­matrix  $\hat{X}_w$  ist dann

$$\hat{X}_w = \hat{X} \cdot W,$$

wobei man hier von  $s$  verschiedenen Breitengraden ausgeht und somit für die Anomalie­matrix  $\hat{X}$  gilt:  $\hat{X} \in \mathbb{R}^{n \times s}$  und

$$W = \begin{pmatrix} \sqrt[2]{\cos \theta_1} & & & \\ & \sqrt[2]{\cos \theta_2} & & \\ & & \ddots & \\ & & & \sqrt[2]{\cos \theta_s} \end{pmatrix} \text{ mit } W = \text{Wichtungsmatrix und } W \in \mathbb{R}^{s \times s} \text{ und} \quad (3.1.6)$$

folglich für die gewichtete Anomalie­matrix  $\hat{X}_w \in \mathbb{R}^{n \times s}$ .

Dies muss hier so dargestellt werden, da es sich bei den  $p$  Gitterpunkten der ursprünglichen Anomalie­matrix um  $p = s \cdot t$  Gitterpunkte handelt, die aus  $s$  Breitengraden und  $t$  Längengraden besteht. In Wirklichkeit hat man also keine Matrix, sondern einen dreidimensionalen Array, bei welchem die erste Dimension den  $n$  Zeilen entspricht, die zweite Dimension  $s$  Breitengrade enthält und die dritte Dimension die  $t$  Längengrade wiedergibt.

Die gewünschten Vektoren sollen für jeden Gitterpunkt angeben, ob sich dort häufig viele positive oder negative Anomalien der physikalischen Größe finden lassen.

Hierzu wird zunächst die Kovarianzmatrix  $S$  gebildet, deren Nebendiagonalelemente die Korrelationen zwischen den Anomalien wiedergeben. Dann gilt:

$$S = \frac{1}{n} \hat{X}_W^T \cdot \hat{X}_W, \quad (3.1.7)$$

mit  $S$  = Kovarianzmatrix,  $\hat{X}_W$  = gewichtete Anomalie matrix,  $\hat{X}_W^T$  = transponierte gewichtete Anomalie matrix und  $n$  = Anzahl der Zeitschritte.

Folglich wird also die gewichtete Anomalie matrix mit ihrer Transponierten multipliziert und dann durch die Anzahl der Summanden (hier gleich der Zeitschritte) dividiert (Schulze, 2007). Die sich ergebende Kovarianzmatrix  $S$  ist eine symmetrische Matrix, d.h. es gilt für alle Elemente  $a_{ij} = a_{ji}$  mit  $i \neq j$ .

Die Nebendiagonalelemente entsprechen den Kovarianzen zwischen jedem Paar von Gitterpunkten (Hannachi, 2004). Dabei bedeuten positive Zahlen, dass die Anomalien miteinander positiv korrelieren. Dann liegen beide Anomalien oberhalb des Mittelwertes oder sie befinden sich beide darunter. Negative Werte zeigen an, dass die Anomalien weit voneinander entfernt liegen. Die Hauptdiagonalelemente entsprechen den Varianzen der Gitterpunkte mit sich selbst.

Multipliziert man sowohl von links als auch von rechts einen Vektor an die Matrix  $S$ , so ergibt dies einen Skalar  $\lambda$ . Dazu wählt man einen Vektor  $\vec{a} \in \mathbb{R}^p$  für den gilt:

$$\vec{a}^T \cdot \vec{a} = 1. \quad (3.1.8)$$

$$\text{Es gilt also: } \vec{a} \cdot S \cdot \vec{a}^T = \lambda \quad | \cdot \vec{a}^T \text{ von links} \quad (3.1.9)$$

$$\Leftrightarrow \vec{a}^T \cdot \vec{a} \cdot S \cdot \vec{a}^T = \vec{a}^T \cdot \lambda$$

$$\Leftrightarrow S \vec{a}^T = \vec{a}^T \lambda \quad (\text{da die Norm von } \vec{a} \text{ gleich Eins ist.})$$

$$\Leftrightarrow S \vec{a}^T = \lambda \vec{a}^T \quad (\text{weil kommutativ}) \quad (3.1.10)$$

Es ergibt sich somit ein Eigenwertproblem.

Der Skalar  $\lambda$  gibt die Varianz der Anomalien wieder, die durch den Eigenvektor  $\vec{a}$  beschrieben werden.

In Wirklichkeit kann es jedoch verschiedene Muster geben, die mit unterschiedlicher Häufigkeit vorkommen. Denn ist „[...]“ der Rang der Matrix  $k$ , so existieren auch  $k$



zusammengehörige Paare von Eigenwerten  $\lambda_i$  und Eigenvektoren  $\vec{e}_i$  [...]“ (Deutschländer, 2010). Deswegen wählt man Vektoren  $\vec{a}_i$  mit  $i \in \{1, 2, 3, \dots, p\}$  und

$$|\vec{a}_i| = 1 \forall i \in \{1, 2, 3, \dots, p\} \wedge \vec{a}_i^T \cdot \vec{a}_j = 0 \forall i, j \in \{1, 2, \dots, p\} \text{ mit } i \neq j.$$

Aus all diesen Vektoren wird eine Matrix A gebildet, deren Spalten aus den p Vektoren bestehen:

$$A = (\vec{a}_1^T \quad \vec{a}_2^T \quad \vec{a}_3^T \quad \vec{a}_4^T \quad \dots \quad \vec{a}_p^T) \text{ mit } A \in \mathbb{R}^{p \times p}. \quad (3.1.11)$$

Dann lautet die Gleichung nun

$$A \cdot S \cdot A^T = L \quad (3.1.12)$$

mit  $L \in \mathbb{R}^{p \times p}$ , wobei L eine Diagonalmatrix ist, deren Hauptdiagonalelemente den Eigenwerten  $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3, \dots, \lambda_p$  zu den Eigenvektoren  $\vec{a}_1, \vec{a}_2, \vec{a}_3, \dots, \vec{a}_p$  entsprechen.

Geht man davon aus, dass die Eigenwerte in der Diagonalmatrix so geordnet wurden, dass gilt:  $\lambda_1 > \lambda_2 > \lambda_3 > \dots > \lambda_p$ , d.h.  $\lambda_i > \lambda_j$  mit  $i < j \forall i, j \in \{1, \dots, p\}$ .

Dann erhält man nun p Eigenwerte und p Eigenvektoren. „Dabei zeigt der erste Eigenvektor  $e_1$  in die Richtung der größten gemeinsamen Variabilität des analysierten Datensatzes. Der Zweite ( $e_2$ ) weist entsprechend in die Richtung der zweitgrößten Varianz, wobei er jedoch der Beschränkung der Orthogonalität unterliegt. Die übrigen k-2 Eigenvektoren folgen diesem Muster.“ (Deutschländer, 2010).

Die Spur der Matrix L, d.h. die Summe aller Eigenwerte, ergibt die totale Varianz des Datensatzes. Dies entspricht der maximalen Abweichung vom Mittelwert:

$$\text{totale Varianz} = \text{sp}(L) = \sum_{i=1}^p \lambda_i.$$

Die erklärte Varianz eines Eigenvektors  $\vec{a}_i$  entspricht seinem zugehörigen Eigenwert  $\lambda_i$ . Ist die Varianz und somit der Eigenwert hoch, so ist eine physikalische Interpretation möglich, falls der Eigenvektor zusammen mit seiner (weiter unten erklärten) zeitlichen Veränderung einen Sinn ergibt. Je niedriger der Eigenwert ist, desto kleiner ist die Abweichung vom Mittelwert und folglich ist es dann umso wahrscheinlicher, dass der entsprechende Eigenvektor nur noch ein Rauschen wiedergibt.

Aus diesem Grund gibt es eine Filterungsmethode, mit der die Eigenwerte auf ihre Aussagekraft hin überprüft werden (Deutschländer, 2010). Diese nennt sich „Kaiser’s rule“. Hierbei ist die Varianz  $\lambda_j$  des Eigenvektors  $\vec{a}_j$  hoch genug genau dann, wenn gilt:

$$\lambda_j > \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \lambda_i \quad (3.1.13)$$

Bei der Angabe der Varianz wurde der prozentuale Anteil des Eigenwertes zur Summe aller Eigenwerte verwendet:

$$\text{Varianz in \%} = \frac{\lambda_j \cdot 100\%}{\sum_{i=1}^n \lambda_i} \quad (3.1.14)$$

Sind sich zwei Eigenwerte sehr ähnlich, so ist es schwierig, diese voneinander zu unterscheiden. In diesem Fall kann nicht klar gesagt werden, welcher der beiden dazugehörigen Eigenvektoren häufiger auftaucht.

Die folgende Methode ist eine Möglichkeit festzustellen, ob zwei Eigenwerte  $\lambda_k$  und  $\lambda_j$  weit genug voneinander entfernt liegen und ob die Muster der dazugehörigen EOFs unterscheidbar sind (Hannachi, 2004):

$$\Delta\lambda_k = \lambda_k \cdot \sqrt{\frac{2}{n}} \quad (3.1.15) \qquad \Delta\vec{a}_k = \frac{\Delta\lambda_k}{\lambda_j - \lambda_k} \cdot \vec{a}_j \quad (3.1.16)$$

mit  $n$  = Umfang der Stichprobe,  $\lambda_k$  = Eigenwert zum Eigenvektor  $\vec{a}_k$ ,  $\lambda_j$  = Eigenwert zum Eigenvektor  $\vec{a}_j$ , wobei  $\lambda_j$  am nächsten an  $\lambda_k$  liegt und  $\Delta\lambda_k$  = nötiger Mindestabstand zwischen den beiden Eigenwerten.

Somit unterscheiden sich  $\lambda_k$  und  $\lambda_j$  genügend voneinander, wenn ihr Abstand  $\Delta\lambda_k$  nicht unterschreitet.

Somit erhält man also ein bestimmtes Feld von dem bekannt ist, wie groß seine maximale Varianz ist. Zudem ist auch interessant, wie sich dieses Muster mit der Zeit ändert.

Diese Information gibt die Hauptkomponente (PC) wieder. Diese gibt die Amplitude des Eigenvektors mit der Zeit an (Jin-Yi Yu, o.J.).

Um dessen zeitlichen Verlauf zu bestimmen, wird der Eigenvektor mit der gewichteten Anomalie matrix  $X'_W$  multipliziert (Hannachi 2004). Dann ist der Vektor der Hauptkomponenten:

$$\vec{c}_i = \dot{X}_W \cdot \vec{a}_i \quad \text{mit } i \in \{1, 2, \dots, p\}. \quad (3.1.17)$$

Ist  $i = 1$ , dann wird die zeitliche Amplitude des ersten Eigenvektors  $\vec{a}_1$  ermittelt:

$$\begin{aligned} \vec{c}_1 &= \dot{X}_W \cdot \vec{a}_1 \\ \Leftrightarrow \begin{pmatrix} c_1 \\ c_2 \\ c_3 \\ \vdots \\ c_n \end{pmatrix} &= \begin{pmatrix} x_{W11} & x_{W12} & \cdots & x_{W1p} \\ x_{W21} & x_{W22} & \cdots & x_{W2p} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ x_{Wn1} & x_{Wn2} & \cdots & x_{np} \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} a_1 \\ a_2 \\ \vdots \\ a_p \end{pmatrix}. \end{aligned}$$

Somit ergibt  $c_1$  die Amplitude des Eigenvektors  $\vec{a}_1$  zum Zeitpunkt  $t = 1$ ,  $c_2$  ist die Auslenkung von  $\vec{a}_1$  zur Zeit  $t = 2$  u.s.w. bis zum letzten Zeitpunkt  $t = n$ , in welchem  $c_n$  die Amplitude wiedergibt.

Damit die Amplitude des Feldes im zeitlichen Mittel bei Null liegt, wird nach der Berechnung der Hauptkomponente von jedem einzelnen Element  $c_i$  der Mittelwert  $\bar{c}$  abgezogen mit

$$\bar{c} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n c_i$$

Dann errechnet sich der neue Vektor  $\vec{b}_1$  der Amplituden  $b_i$  folgendermaßen:

$$\vec{b}_1 = \begin{pmatrix} b_1 \\ b_2 \\ b_3 \\ \vdots \\ b_n \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} c_1 \\ c_2 \\ c_3 \\ \vdots \\ c_n \end{pmatrix} - \begin{pmatrix} \bar{c} \\ \bar{c} \\ \bar{c} \\ \vdots \\ \bar{c} \end{pmatrix}. \quad (3.1.18)$$

Für den Mittelwert  $\bar{b}$  aller Elemente  $b_i$  mit  $i \in \{1, 2, 3, \dots, n\}$  gilt:  $\bar{b} = 0$ .

Ist also zu einem Zeitpunkt  $i$  die Amplitude  $b_i = 0$ , so gibt jedes Element des Eigenvektors den Betrag und das Vorzeichen der Anomalie an einem bestimmten Ort zu dieser Zeit an. Gilt hingegen  $b_i > 0$ , dann werden die Anomalien verstärkt. Das bedeutet, dass positive Anomalien noch immer positiv sind und ihr Betrag größer ist, als durch den Eigenvektor  $\vec{a}_1$  dargestellt wird. Analog bleiben die negativen Anomalien negativ mit einer Erhöhung ihrer Beträge. Ist  $b_i < 0$ , dann wird das Muster abgeschwächt. Positive Anomalien bleiben zwar

positiv, sind jedoch vom Betrag her kleiner, als durch den Eigenvektor beschrieben. Ebenso sind die negativen Anomalien weiterhin negativ, doch auch deren Betrag sinkt.

So kann für jeden Eigenvektor  $\vec{a}_i$  eine dazugehörige Zeitreihe  $\vec{b}_i$  berechnet werden. Hierbei sind alle Hauptkomponenten  $\vec{b}_i$  mit  $i \in \{1, 2, \dots, p\}$  und  $i \neq j$  orthogonal zueinander (Jin-Yi Yu, o.J.).

### 3.2 Der NAO-Index

Der NAO-Index (NAOI) ist eine Maßzahl, mit deren Hilfe die Druckunterschiede zwischen dem Islandtief und dem Azorenhoch beschrieben werden. Dieser Index bestimmt die Stärke der Westwinddrift, welche das Wetter in unseren Breiten maßgeblich bestimmt.

Der stationsbasierte NAOI wird aus der Druckdifferenz zweier Wetterstationen gebildet. Hierzu wird stellvertretend für das Islandtief ein Messpunkt in Stykkishólmur (65°N 22°W, WMO-Stationsnr.: 040130) gewählt. Für das Subtropenhoch dient die Station in Lissabon (38°N 9°W, WMO-Station 085360) (Wahlweise kann man für die südliche Station auch die Hauptstadt Ponta Delgada vorziehen, die auf den Azoren selbst befindlich ist ([www.deutscher-wetterdienst.de/lexikon/download.php?file=NAO.pdf](http://www.deutscher-wetterdienst.de/lexikon/download.php?file=NAO.pdf))). Eine dritte Option stellt die Stadt Gibraltar in Südspanien dar.

Der NAOI kann sowohl für einzelne Tage, Monate und Jahre als auch saisonal berechnet werden (Hurrell, 2014).

Im Rahmen dieser Arbeit wird die Kalkulation des NAOI für den Nordwinter durchgeführt.

Seien die gemittelten Luftdruckwerte  $P_{ij}$  gegeben pro Saison  $i$  mit  $i \in \{1, 2, \dots, n\}$  und pro Ort  $j$  mit  $j \in \{1, 2\}$ , dann gilt:

Das Langzeitmittel  $\bar{P}_j$  pro Ort  $j$  beträgt

$$\bar{P}_j = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n P_{ij}$$

und  $j$  ist dabei fest gewählt. Die jährliche Anomalie pro Ort  $j$  zum Zeitpunkt  $i$  ist

$$P'_{ij} = P_{ij} - \bar{P}_j .$$

Dann wird für jeden Zeitpunkt  $i$  der NAOI  $N_i$  ermittelt mit

$$N_i = \frac{P'_{i1}}{\sigma_1} - \frac{P'_{i2}}{\sigma_2}$$

mit  $P'_{i1}$  = Anomalie am Ort 1 ( $\hat{=}$  Lissabon) zur Zeit  $i$ ,  $P'_{i2}$  = Anomalie am Ort 2 ( $\hat{=}$  Stykkishólmur) zur Zeit  $i$ ,  $\sigma_1$  = Standardabweichung der Anomalien am Ort 1 und  $\sigma_2$  =

Standardabweichung der Anomalien am Ort 2, wobei  $\sigma_j = \left( \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [P'_{ij}]^2 \right)^{\frac{1}{2}}$ .

### 3.3 Der Korrelationskoeffizient

Zwei verschiedene Zeitreihen korrelieren miteinander, wenn ihre Amplituden zur selben Zeit das gleiche Vorzeichen haben.

Bei der Berechnung der Korrelation nach Pearson zweier Zeitreihen  $X_i$  und  $Y_i$  mit  $i \in \{1, 2, 3, \dots, n\}$  sieht die Vorgehensweise folgendermaßen aus (Cleff, 2008):

$$corr = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left( \frac{[X_i - \bar{X}] \cdot [Y_i - \bar{Y}]}{\sigma_x \cdot \sigma_y} \right) \quad (3.3.1)$$

mit  $corr$  = Korrelationskoeffizient,  $N$  = Anzahl der Zeiten,  $\sigma_x$  = Standardabweichung der  $X_i$ ,  $\sigma_y$  = Standardabweichung der  $Y_i$ ,  $\bar{X}$  = Mittelwert der  $X_i$  und  $\bar{Y}$  = Mittelwert der  $Y_i$ .

Das Teilen durch die Standardabweichungen der beiden Zeitreihen normiert den Koeffizienten. Auf diese Weise erhält man eine Zahl zwischen -1 und +1.

Ist  $corr = 1$ , so stimmen die Richtungen der Amplituden beider Zeitreihen zu jedem Zeitpunkt überein. Die Zeitreihen sind dann positiv korreliert. Ist  $corr = -1$ , so zeigen die Vorzeichen beider Amplituden zu jedem Zeitpunkt in entgegengesetzte Richtungen. In einem solchen Fall werden die Zeitreihen als „negativ korreliert“ bezeichnet. Liegt der Koeffizient in der Nähe von Null, s. d.  $-0,2 < corr < 0,2$ , so sind die beiden Zeitreihen unkorreliert oder korrelieren nur wenig (Bücher et al., 2003).

### 3.4 Diskussion der Methoden

Die Nordatlantische Oszillation ist ausschlaggebend für das Wetter in unseren Breiten. Deren Stärke kann durch unterschiedliche Methoden bestimmt werden.

So gibt es den stationsbasierten NAO-Index, der zwischen zwei Wetterstationen berechnet wird. Ein Nachteil dieser Methode ist, dass stets angenommen wird, die Zentren der Druckgebiete seien immer an diesen festen Orten präsent. In Wirklichkeit jedoch bewegen sich die Druckzentren im Laufe des Jahres (Hurrell, 2013). Zudem werden die Druckwerte an den Messstationen durch kleinskalige Phänomene überlagert, die nicht durch die NAO verursacht wurden, welche ein Rauschen verursachen (Hurrell, 2013). Hier hat die EOF-Analyse einen erheblichen Vorteil: Anstatt zweier Punkte wird das gesamte NAO-Muster repräsentiert (Hurrell, 2013). Auf diese Weise wird die Veränderung der Lage der beiden Druckzentren berücksichtigt und auch die zusätzlichen kurzlebigen Ereignisse fallen nicht zu sehr in Gewicht.

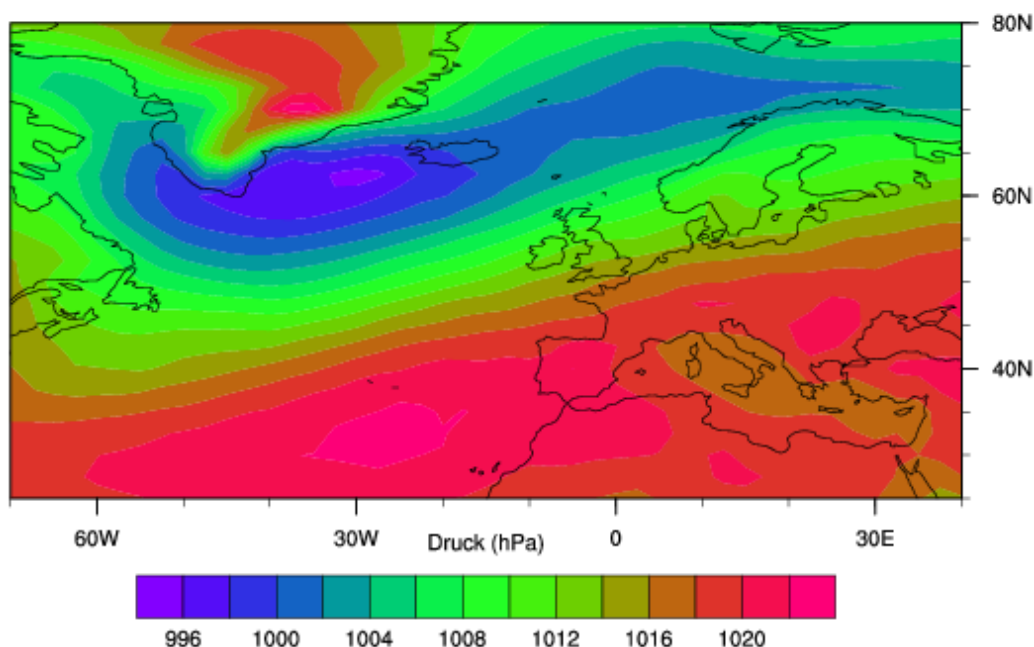
Ein weiterer Vorteil der EOF-Analyse besteht in der linearen Unabhängigkeit der EOFs, die aus der räumlichen Orthogonalität resultiert (Norris, 2001). Da die Hauptkomponenten orthogonal in der Zeit sind, sind auch die Zeitreihen linear unabhängig voneinander (Norris, 2001). Ebenfalls vorteilhaft ist, dass durch die Koordinatentransformation in die EOFs eine kleinere Anzahl an Variablen besteht, die viel der ursprünglichen Informationen enthält (Yu, o.J.). Da die Eigenwerte aufsteigend sortiert werden, gibt der EOF zum ersten Eigenwert das Muster mit der stärksten Abweichung vom Mittelwert an (Norris, 2001). Ein Nachteil der Hauptkomponentenanalyse ist, dass ein Muster trotz hoher Varianz nicht zwangsweise physikalisch interpretierbar sein muss (Norris, 2001). Liegen zwei Eigenwerte sehr nah beieinander, so ist deren Unterscheidung schwierig (Norris, 2001). Die Orthogonalitätsbedingung zweier EOFs birgt auch einen Nachteil. In der Natur sind verschiedene physikalische Muster in der Regel nicht orthogonal zueinander. Somit kann aufgrund dieser Bedingung ein EOF ohne physikalische Bedeutung sein (Hannachi, 2004).

## 4 Ergebnisse

### 4.1 Ergebnisse Reanalyse

In diesem Unterkapitel werden die Ergebnisse der EOF-Analyse der Reanalysedaten dargestellt.

Abbildung 4.1.1 zeigt das Langzeitmittel des Druckes auf Meeresebene für 30 Jahre zwischen 1970 und 1999 für den Nordatlantik und Europa. Im zeitlichen Mittel ist der Druck bei 60 Grad Nord tiefer als in den umliegenden Breitenbereichen. Der Grund hierfür ist die Baroklinität in dieser Breite (vgl. Kapitel 1.2), die zu dynamischen Tiefdruckgebieten führt.



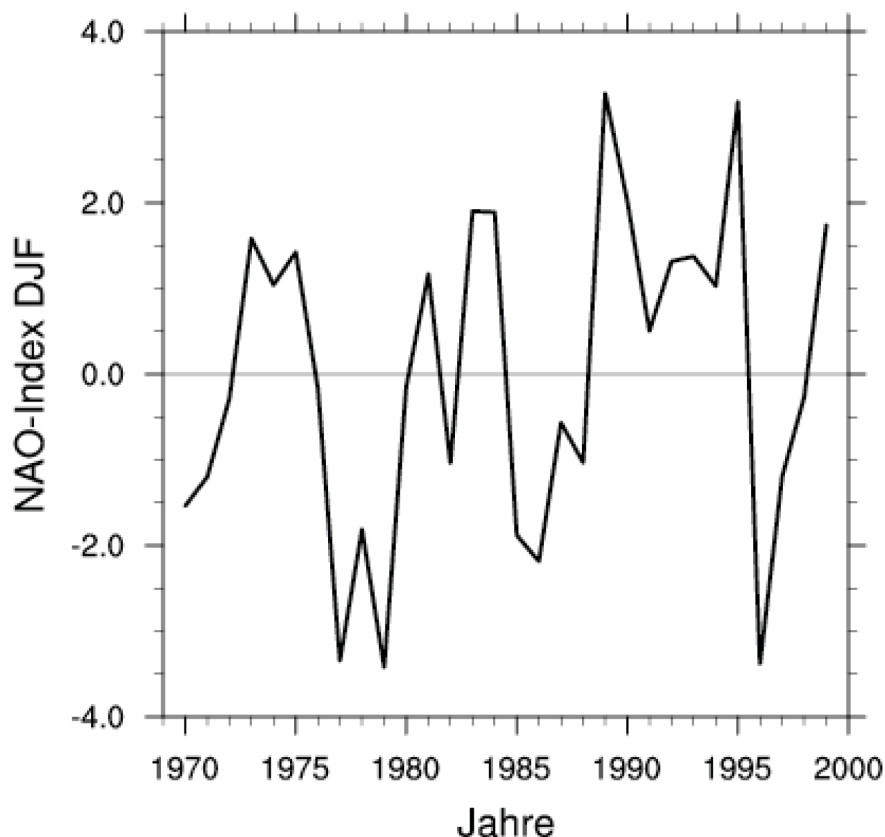
**Abbildung 4.1.1** mittlerer Druck auf NN für den Winter zwischen 1970 und 1999 in Hektopascal aus NCEP-Reanalysedaten

So sinkt der mittlere Luftdruck in diesem Bereich gebietsweise unter 1000 Hektopascal. Ebenfalls erkennbar ist der subtropische Hochdruckgürtel bei 30 Grad Nord. Die Druckunterschiede zwischen Island und den Azoren beschreiben die nordatlantische Oszillation. Abbildung 4.1.2 zeigt den berechneten NAO-Index (NAOI) (vgl. Kapitel 3.2) für den Zeitraum von 1970 bis 1999 für die Wintersaison bzgl. der Ortskoordinaten 65°N 22°W (nahe Stykkishólmur, WMO-Station: 040130) und 38°N 9°W (nahe Lissabon, WMO-Station: 085360).

In Abbildung 4.1.3 ist der erste EOF des Druckes auf NN zusammen mit der dazugehörigen Hauptkomponente dargestellt. Die Hauptkomponente gibt die zeitliche Amplitude des EOFs



wieder. Ein Vergleich der Zeitreihe der Hauptkomponente mit der Zeitreihe des NAO-Indexes zeigt, dass beide Zeitreihen gut übereinstimmen (Abbildung 4.1.4). Der errechnete zeitliche Korrelationskoeffizient (vgl. Kapitel 3.3) beträgt 0,93.

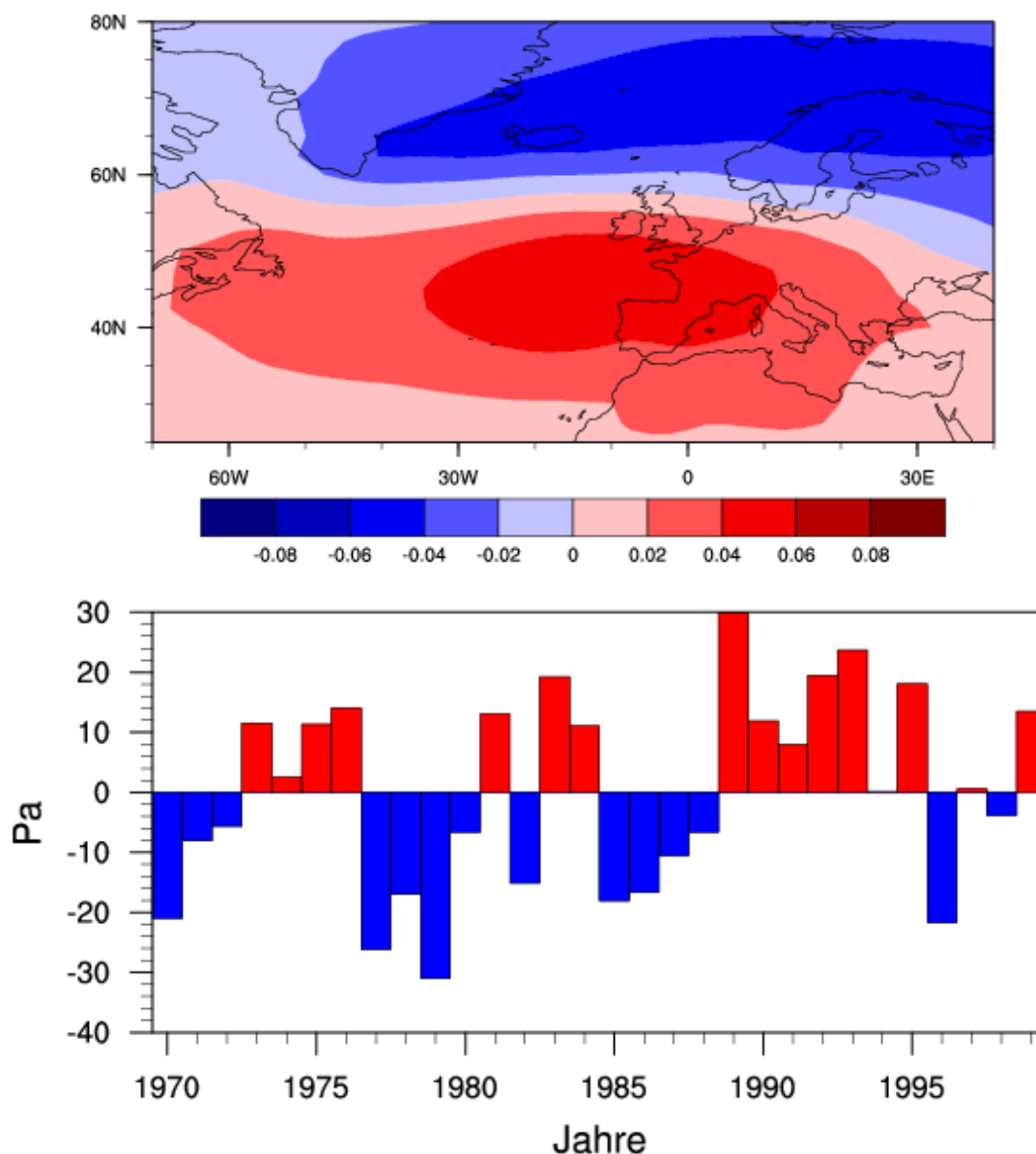


**Abbildung 4.1.2** stationsbasierter NAO-Index der Wintersaison für die Jahre 1970 bis 1999

Das durch den 1. EOF dargestellte Muster (Abbildung 4.1.3) zeigt über Island und über dem Nordmeer einen großen Bereich mit negativen Druckanomalien. Im Bereich der Azoren finden sich positive Anomalien. Aufgrund der guten Übereinstimmung zwischen der Hauptkomponente des 1. EOFs und der NAOI-Zeitreihe kann man darauf schließen, dass dieser erste EOF die NAO-Situation darstellt. Somit stehen die negativen Anomalien des ersten EOFs stellvertretend für das Islandtief und die positiven Anomalien für das Azorenhoch.

Das langjährige Wintermittel des Druckes auf NN von 1970 bis 1999 über den Azoren beträgt 1018,17 hPa und über Island 1008,41 hPa. Die mittlere Druckdifferenz beträgt somit 9,76 hPa. Im Winter 1979 ist die Hauptkomponente des EOFs stark negativ. Der gemittelte Luftdruck im Winter 1979 betrug auf den Azoren 1014,83 hPa und über Island 1007,42 hPa, was einer Druckdifferenz von 7,41 hPa entspricht. Die Luftdruckdifferenz zwischen den Azoren und Island war demnach im Winter 1979 niedriger als im langjährigen Mittel. Diese

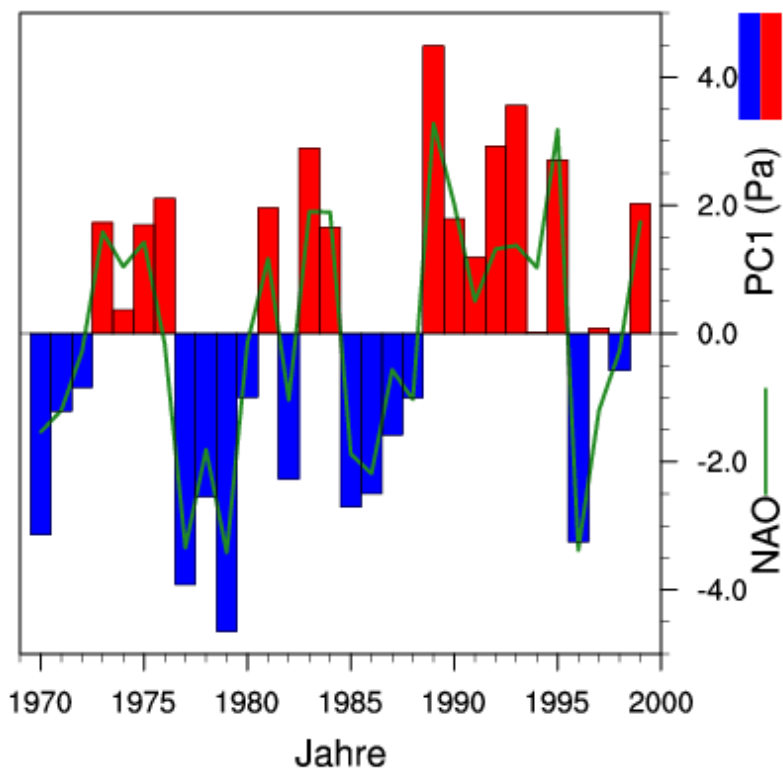
Zahlenwerte bestätigen, dass die negative Amplitude des EOFs im Winter 1979 mit einem negativen NAOI korreliert.



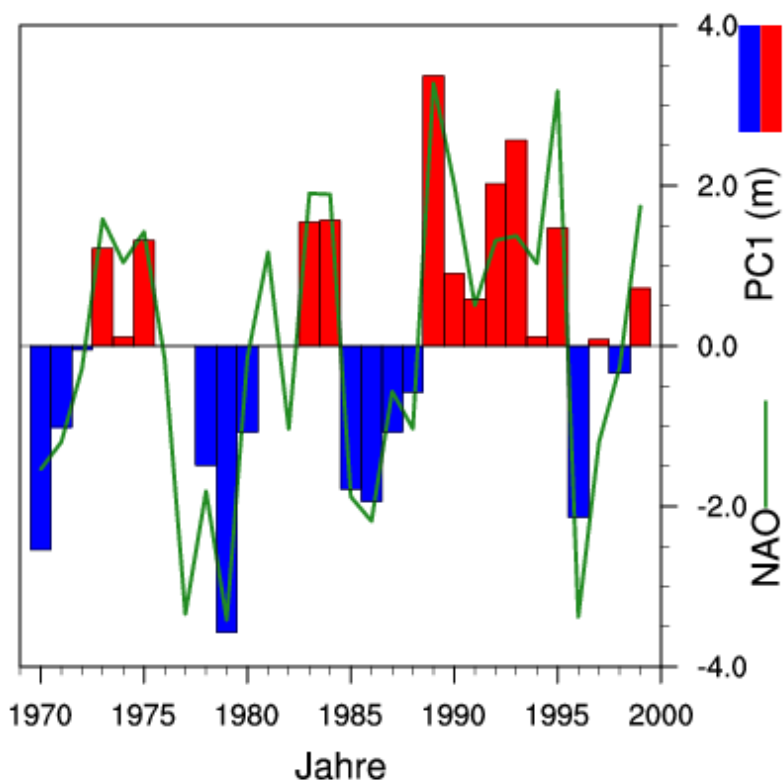
**Abbildung 4.1.3** oben: 1. EOF des Druckes auf NN der Wintersaison für die Jahre 1970 – 1999, Daten: NCEP Reanalyse  
unten: Hauptkomponente des 1. EOFs

In der Wintersaison 1989 ist die Auslenkung der Hauptkomponente des 1. EOFs des Druckes auf NN stark positiv, was sich in den entsprechenden Druckwerten widerspiegelt. Der mittlere Luftdruck auf NN betrug im Winter 1989 über den Azoren 1026,36 hPa und über Island 989,93 hPa, was einem starken Druckunterschied von 36,43 hPa entspricht. Somit ist die Differenz im Winter 1989 um 26,67 hPa größer als der mittlere Druckunterschied, was zu

einem stark positiven NAOI führt. Die NAO ist für 53% der Varianz des mittleren Druckes auf NN über dem Nordatlantik verantwortlich.

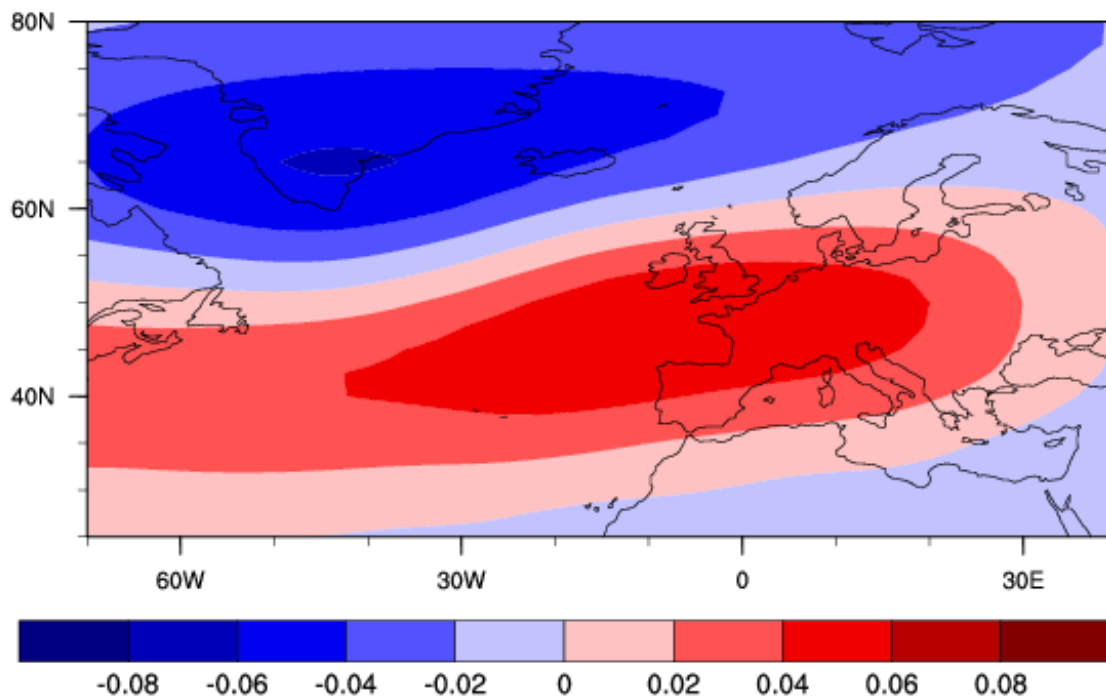


**Abbildung 4.1.4** Vergleich zwischen stationsbasiertem NAOI (grün) und der Hauptkomponente zum ersten Druck-EOF. Für den graphischen Vergleich wurde die Hauptkomponente durch Multiplikation mit 0,15 normiert. Beide Zeitreihen korrelieren mit 0,93 und beziehen sich auf die Wintersaison.



**Abbildung 4.1.5** graphischer Vergleich zwischen dem stationsbasierten NAOI (grün) und der Hauptkomponente des ersten Eigenvektors für die 500hPa-Höhe (Balken) für den Winter. Korrelation: 0,91

Ein ähnlicher zeitlicher Verlauf ergibt sich für die Hauptkomponente des 1. EOFs des Geopotentials der 500 hPa-Fläche (Abbildung 4.1.5) mit einer Korrelation von 0,91. Hierbei zeigt das Muster über den Azoren eine positive Anomalie und über Island eine negative Anomalie (Bild 4.1.6).

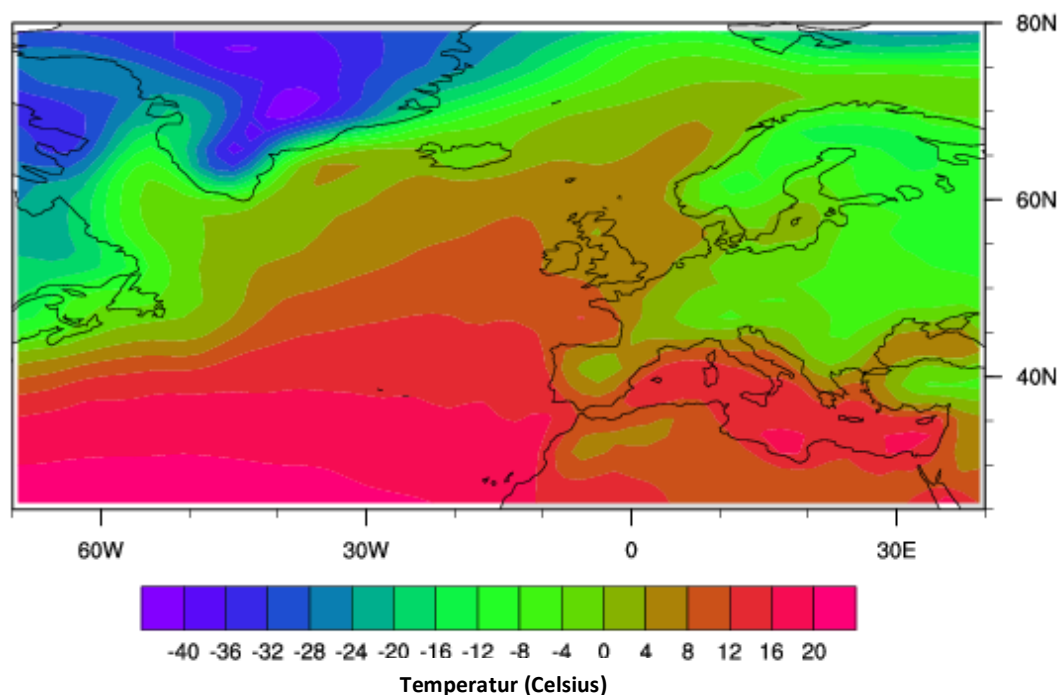


**Abbildung 4.1.6** 1. EOF des 500hPa-Niveaus für die Wintersaison in den Jahren 1970 - 1999

Die 500hPa-Fläche liegt über den Azoren demnach höher als über Island. Der Grund hierfür ist in den unterschiedlichen Luftmassen zu finden. In der Warmluft ist der vertikale Abstand isobarer Flächen größer als in Kaltluft (Schönwiese, 2008). Über den Azoren erreicht die mittlere Wintertemperatur von 1970 bis 1999 in zwei Metern Höhe über dem Erdboden 20°C, während sie über Island unter 0°C liegt (Abbildung 4.1.7).

Im langjährigen Wintermittel beträgt die Höhe der 500hPa-Fläche über den Azoren 5676,83 m. Über Island beträgt das Wintermittel 5219,75 m. Im Winter 1979 ist aufgrund des negativen NAO-Indexes über den Azoren eine niedrigere Niveaufläche als im langjährigen Mittel zu erwarten, da das Hoch in einem solchen Fall weniger stark ausgeprägt ist. Mit einer geopotentiellen Höhe von 5637,78 Metern zu diesem Zeitpunkt trifft dies zu. Über Island ist im Winter 1979 hingegen eine höhere Lage der 500hPa-Fläche zu erwarten. Im Winter 1979 befand sich diese in etwa 5302,81 Metern.

Analog sollte die 500hPa-Fläche im Falle eines positiven NAO-Indexes über Island niedriger sein als im mehrjährigen Mittel. Das 500hPa-Niveau lag während des positiven NAO-Indexes im Winter 1989 in 5121,6 m Höhe und somit niedriger als im langjährigen Wintermittel.



**Abbildung 4.1.7** mittlere Temperatur in 2 m Höhe über dem Erdboden für die Wintersaison im Zeitraum 1970 bis 1999

Im gleichen Winter ist die geopotentielle Höhe der 500hPa-Fläche über den Azoren 5717 Meter hoch. Diese liegt somit höher als im Durchschnitt, was im Falle eines positiven NAO-Index die Erwartung erfüllt.

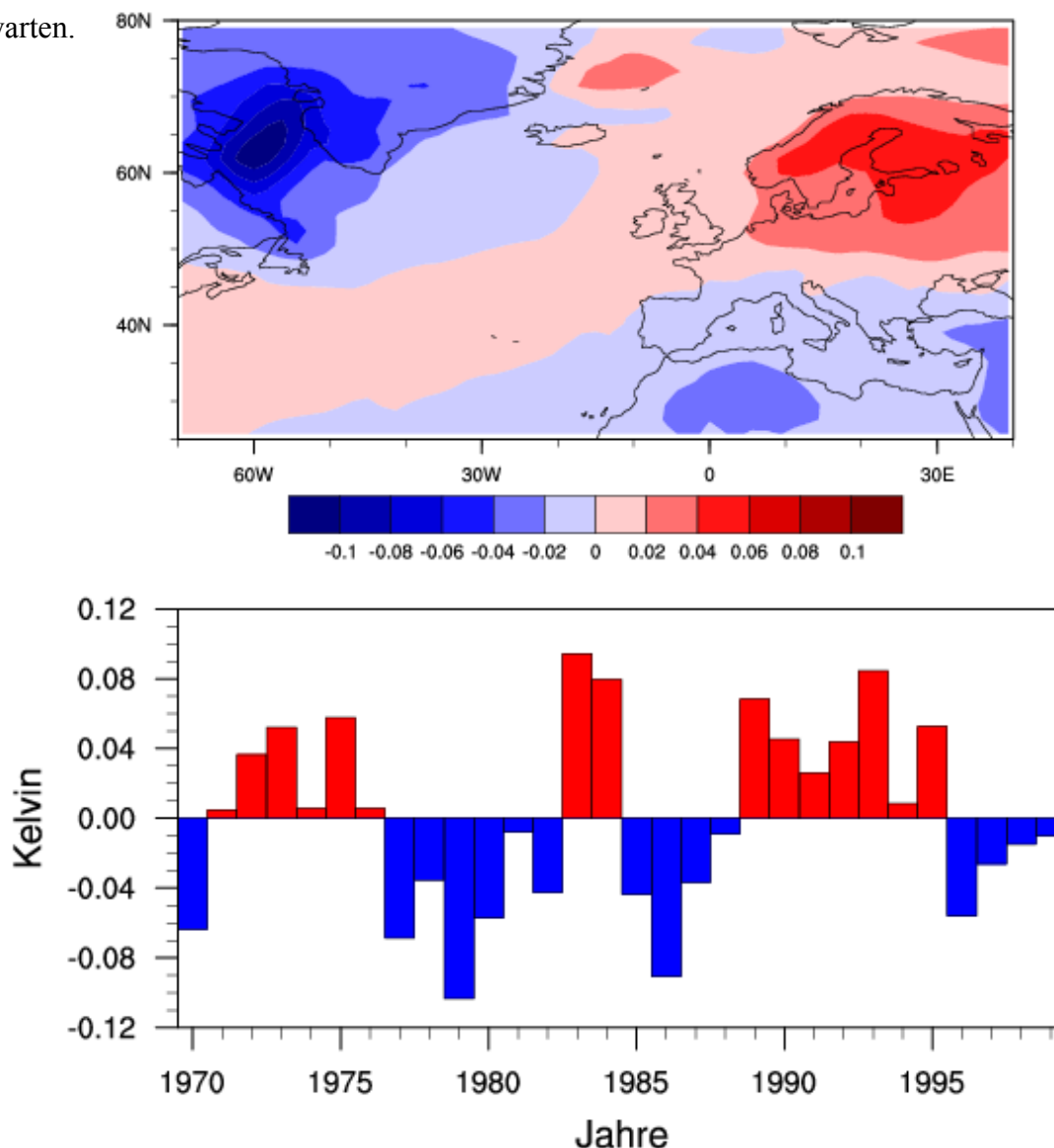
45,7 Prozent der Varianz der 500hPa-Höhe wird in dem 1. EOF wiedergegeben.

Das Muster des ersten EOFs der Temperaturanomalie in zwei Metern Höhe über dem Erdboden (Abbildung 4.1.8) zeigt westlich Islands eine negative Abweichung. Dies lässt sich durch die zyklonale Luftbewegung erklären. Bei positivem NAO-Index wird durch den Nordwind auf der Westseite des Islandtiefs verstärkt arktische Luft in Richtung Süden auf den Nordwestatlantik advektiert (vgl. Kapitel 1.3). Dagegen befindet sich über Skandinavien und etwas südlicher davon eine positive Temperaturanomalie. Auch dies ist bei einer Verstärkung der beiden Druckgebilde zu erwarten, da folglich verstärkt maritime Luftmassen nach Mittel- sowie Nordeuropa gelangen.

Für die Interpretation des EOFs ist die Betrachtung der dazugehörigen Hauptkomponente notwendig (Abbildung 4.1.9). Zwischen der NAOI-Zeitreihe und der Hauptkomponente des 1. EOFs der Temperatur herrscht eine Korrelation von 0,85. Der 1. EOF der Temperatur enthält 45,4 % der totalen Varianz.

Bei einem Vergleich des 1. EOFs der Temperatur zusammen mit der Zeitreihe kann auch hier eine Verstärkung des Musters im Winter 1989 sowie eine Abschwächung im Winter 1979 erkannt werden. Die mittlere Wintertemperatur innerhalb des dreißigjährigen Zeitraums in der schwedischen Stadt Strömsund ( $63,8^{\circ}\text{N}$   $16,875^{\circ}\text{O}$ ) in zwei Meter Höhe über dem Erdboden beträgt 264,96 Kelvin. Im positiven NAO-Winter 1989 ist die Temperatur mit 268,5 Kelvin deutlich höher als im langjährigen Mittel. Im Winter 1979 gab es dagegen eine niedrigere Lufttemperatur von 260 Kelvin.

Im Gegensatz zu den positiven Anomalien über Nordeuropa sind bei positivem NAO-Index über dem Nordwestatlantik negative Anomalien im Vergleich zum langjährigen Mittel zu erwarten.

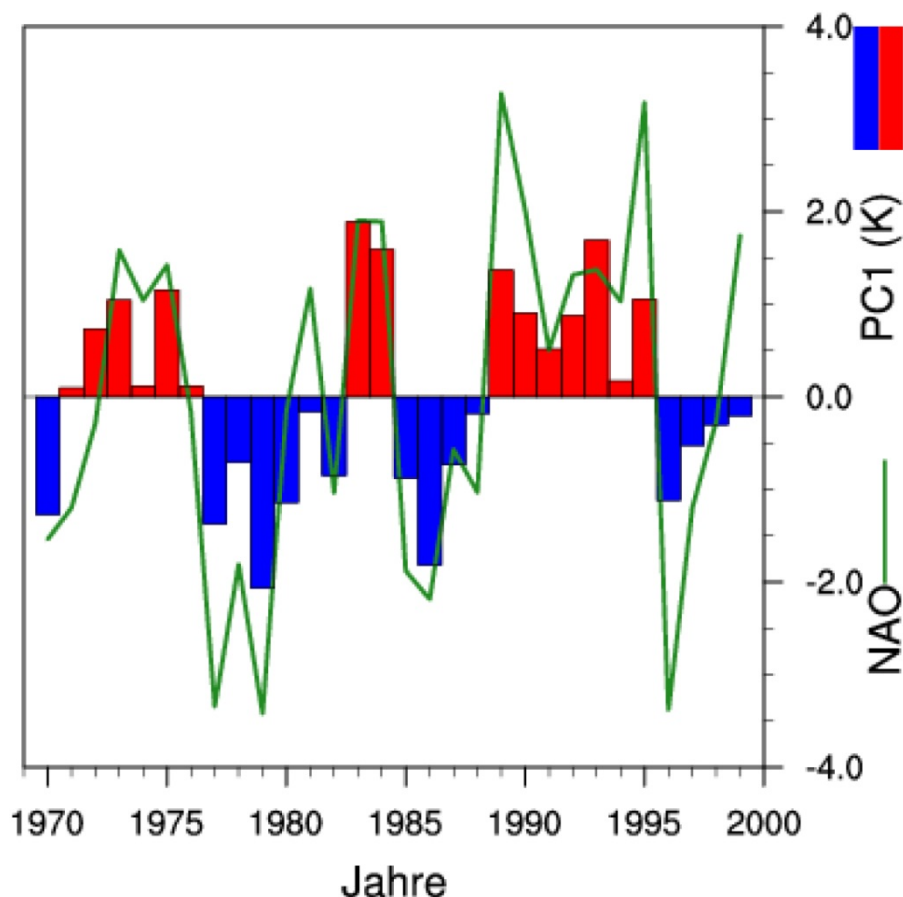


**Abbildung 4.1.8** oben: Anomalien der 2m-Temperatur im Winter des 1. EOFs für die Jahre 1970-1999

unten: Amplitude des 1. EOFs der Temperatur

Das langjährige Mittel für die Wintersaison beträgt in der Nähe der grönländischen Stadt Qeqertarsuaq ( $69,521^{\circ}\text{N}$   $50,625^{\circ}\text{W}$ ) 253,51 Kelvin. Während des positiven NAOI im Winter

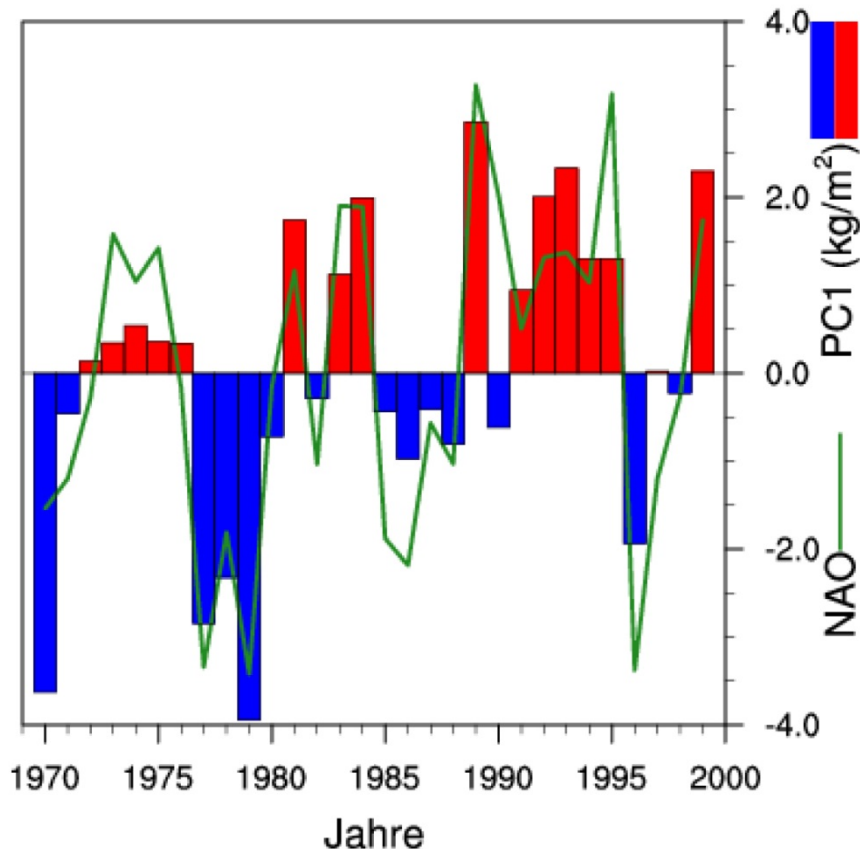
1989 lag die mittlere Temperatur in Qeqertarsuaq bei 249,15 Kelvin, was niedriger ist als der Mittelwert. Im Winter 1979 hingegen liegt die gemittelte Temperatur nahe Qeqertarsuaq bei 259,45 Kelvin.



**Abbildung 4.1.9** Vergleich der NAOI-Zeitreihe (grün) und der Hauptkomponente des 1. EOFs der Temperatur  
Die Hauptkomponente wurde normiert, indem sie mit 20 multipliziert wurde.  
Der zeitliche Korrelationskoeffizient beträgt 0,85.

Abbildung 4.1.10 zeigt den Vergleich zwischen der Hauptkomponente des 1. EOFs des Niederschlages und der Zeitreihe des stationsbasierten NAOI für den Winter der Jahre 1970 bis 1999. Auch hier wird eine hohe Korrelation von 0,84 erreicht. Somit verstärkt sich das durch den 1. EOF gegebene Muster (Abbildung 4.1.11) während eines positiven NAO-Indexes und schwächt sich während eines negativen NAO-Indexes ab.

Über Nordeuropa befindet sich eine positive Anomalie, da in Wintern mit positivem NAOI vermehrt feuchte Meeresluft nach Mittel- und Nordeuropa transportiert wird. So fällt im 30jährigen Mittel in der Nähe von Loch Ness (57,5°N 5°W) etwa 10,7 kg/m<sup>2</sup> Niederschlag in den Wintermonaten. Während des negativen NAOI im Winter 1979 fielen nur 9,2 kg/m<sup>2</sup> Niederschlag und während des positiven NAOI im Winter 1989 waren es 12,8 kg/m<sup>2</sup>.

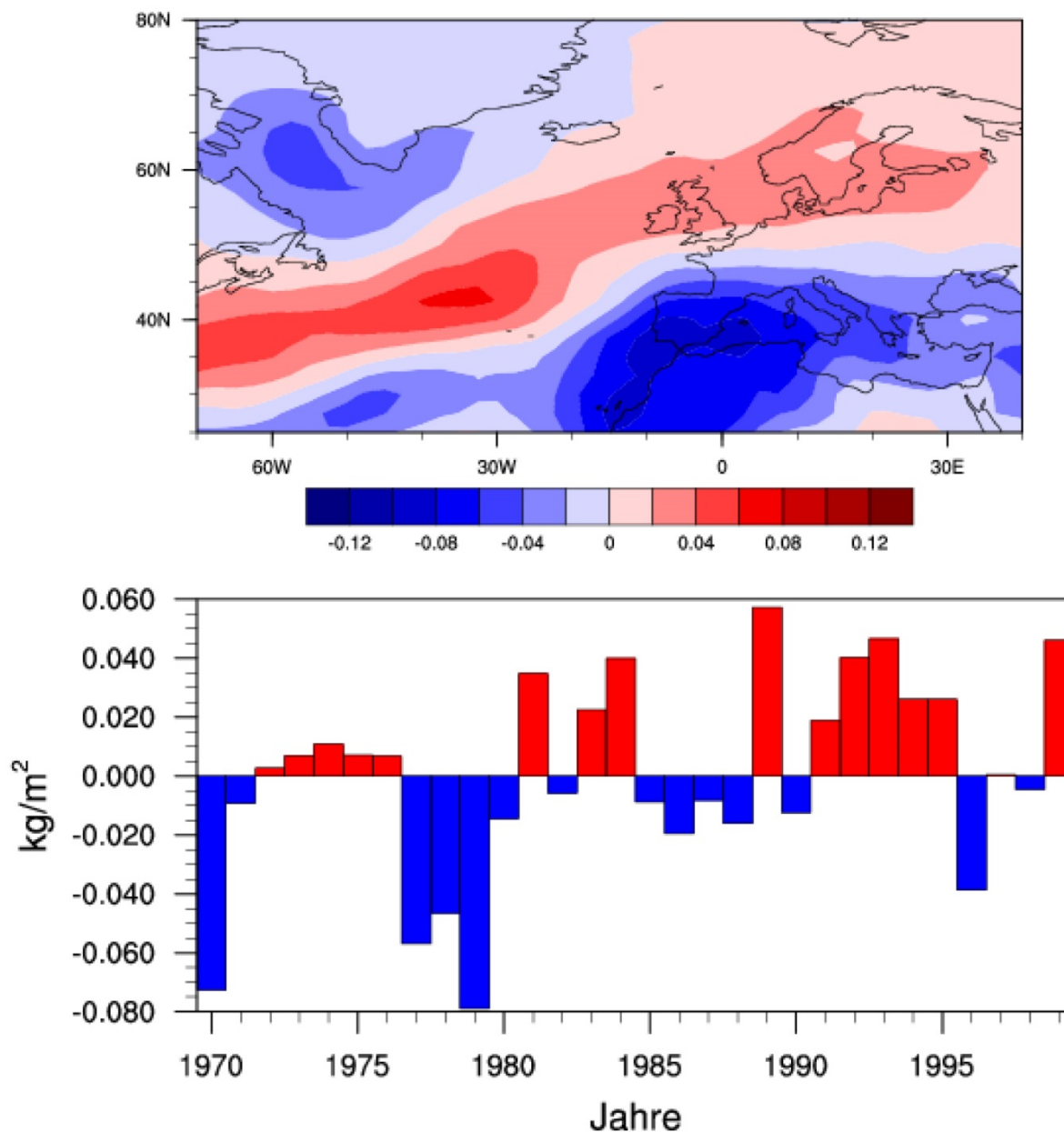


**Abbildung 4.1.10** Vergleich zwischen NAOI (grün) und Hauptkomponente des 1. EOFs des Niederschlages (Balken) für die Wintersaison von 1970-1999  
Für den graphischen Vergleich wurde die Hauptkomponente mit 50 multipliziert.

Über dem südlichen Europa zeigen sich für den Winter der Jahre 1970 bis 1999 negative Anomalien des Niederschlages. Dorthin wird in Wintern mit positivem NAOI meist keine wasserdampfreiche Luft advehiert. Ein Beispiel für Südeuropa ist hier ein Gitterpunkt in Südspanien nahe der Stadt Córdoba (37,5°N 5°W). Das winterliche Langzeitmittel für Niederschläge liegt hier bei 13,8 kg/m<sup>2</sup>. Während des positiven NAO-Indexes im Winter 1989 ergab die Reanalyse mit 12,91 kg/m<sup>2</sup> deutlich weniger Niederschlag als im winterlichen Langzeitmittel. Während des negativen NAO-Indexes im Winter 1979 war es deutlich mehr Niederschlag mit 16,8 kg/m<sup>2</sup>. Das Muster der Niederschlagsanomalien entspricht 26,4 % der totalen Varianz.

Wie bereits erwähnt, geschieht bei stark positiver NAO Kaltluftadvektion über dem Nordwestatlantik. Diese Luftmasse enthält nur wenig Feuchtigkeit, so dass sich somit die geringeren Niederschläge in dieser Region erklären lassen. Das zeigt auch der 1. EOF der relativen Feuchte im 1000hPa-Niveau für den Winter der Jahre 1970 bis 1999 (Abbildung 4.1.12). Demnach finden sich über Südwestgrönland und der Davisstraße negative Anomalien der relativen Luftfeuchtigkeit.

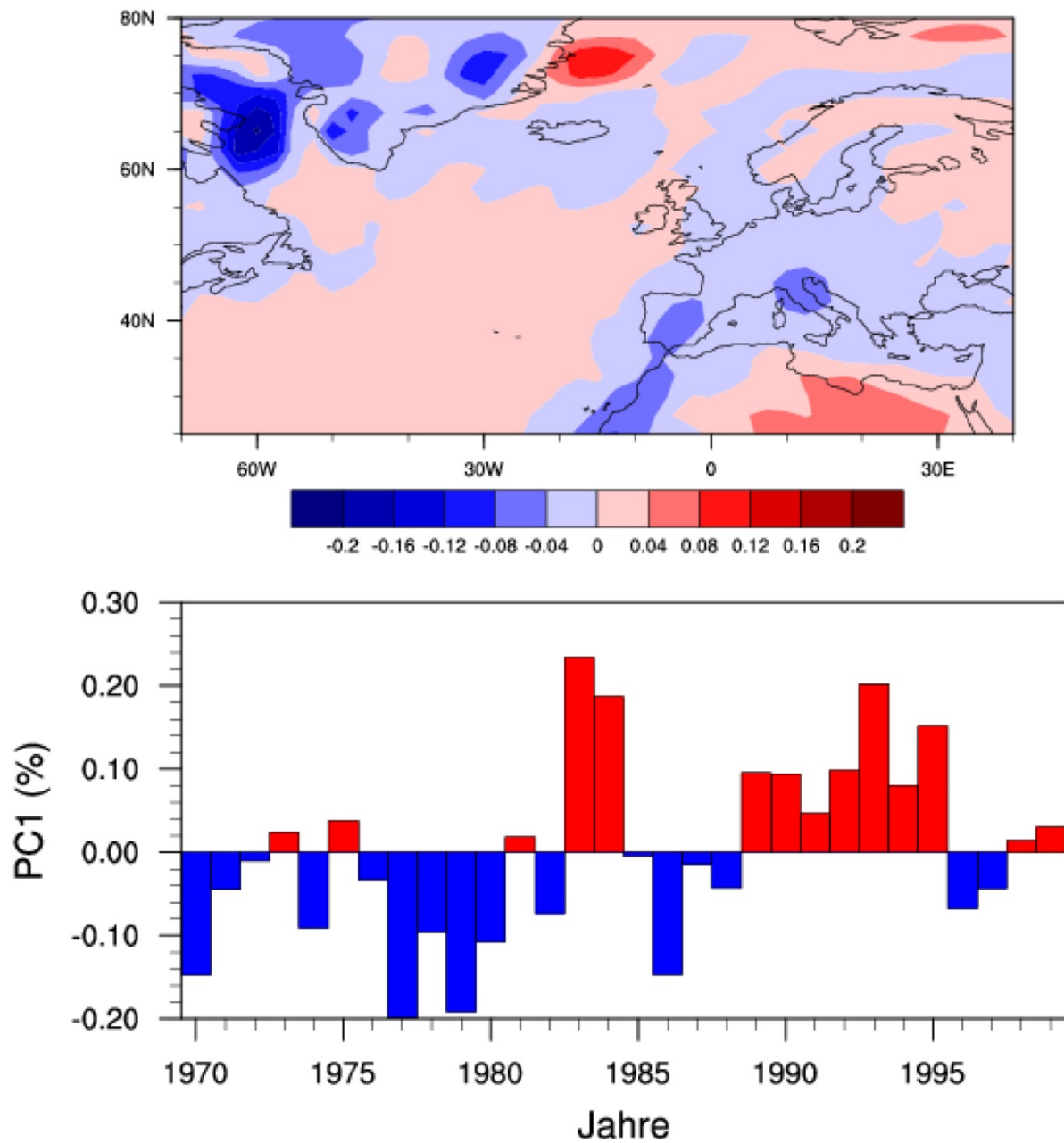




**Abbildung 4.1.11** oben: 1. EOF des Niederschlages der Wintersaison für den Zeitraum 1970-1999  
 unten: Hauptkomponente des 1. EOFs des Niederschlages

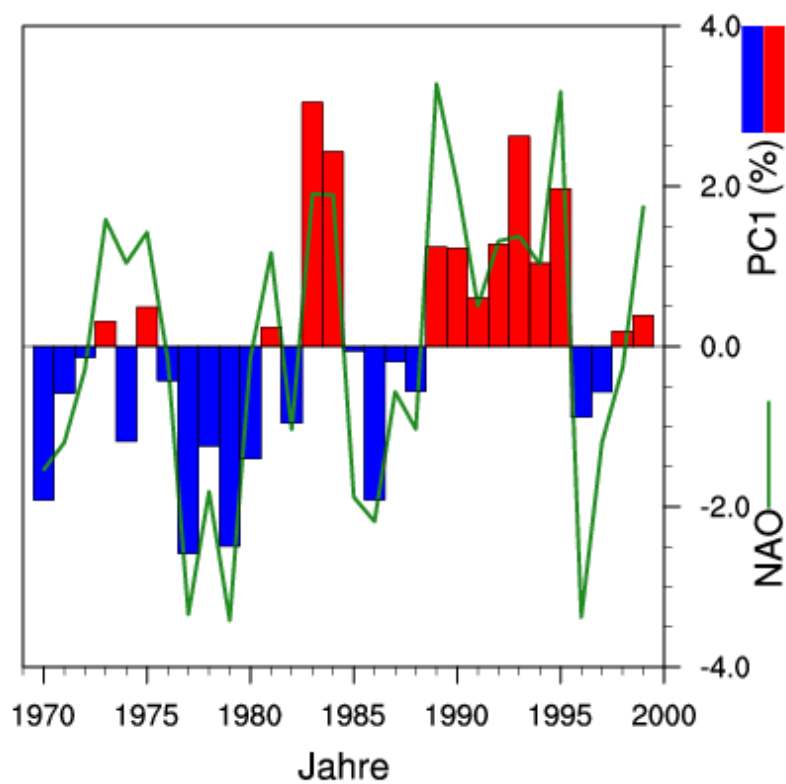
Auch hier herrscht ein gewisser Zusammenhang mit der Westwinddrift über dem Nordatlantik. Der Vergleich der dazugehörigen Hauptkomponente mit der Zeitreihe des NAO-Indexes (Abbildung 4.1.13) zeigt eine Korrelation von 0,81.

Während des negativen NAO-Indexes im Winter 1979 betrug die relative Feuchte in jenem Wintermittel über der Davisstraße (westlich Grönlands) 84%. Dies ist deutlich höher als das mehrjährige Wintermittel der Jahre 1970 bis 1999 mit 61%. Dies bedeutet, dass die Advektion trockener arktischer Luft in Wintern mit einem negativen NAO-Index weniger stark ausgeprägt ist.



**Abbildung 4.1.12** oben: 1. EOF der relativen Feuchte auf dem 1000 hPa-Niveau; Wintersaison; 1970-1999  
 unten: Hauptkomponente (PC) des ersten Eigenvektors der rel. Feuchte

Während des positiven NAO-Indexes im Winter 1989 betrug die mittlere relative Feuchte über der Davisstraße 59%. Der 1. EOF der relativen Feuchte für die Winter der Jahre 1970 bis 1999 erklärt 28,5 Prozent der Varianz.



**Abbildung 4.1.13** Vergleich zwischen dem NAOI (grün) und der Hauptkomponente des 1. Eigenvektors der relativen Feuchte (Balken)

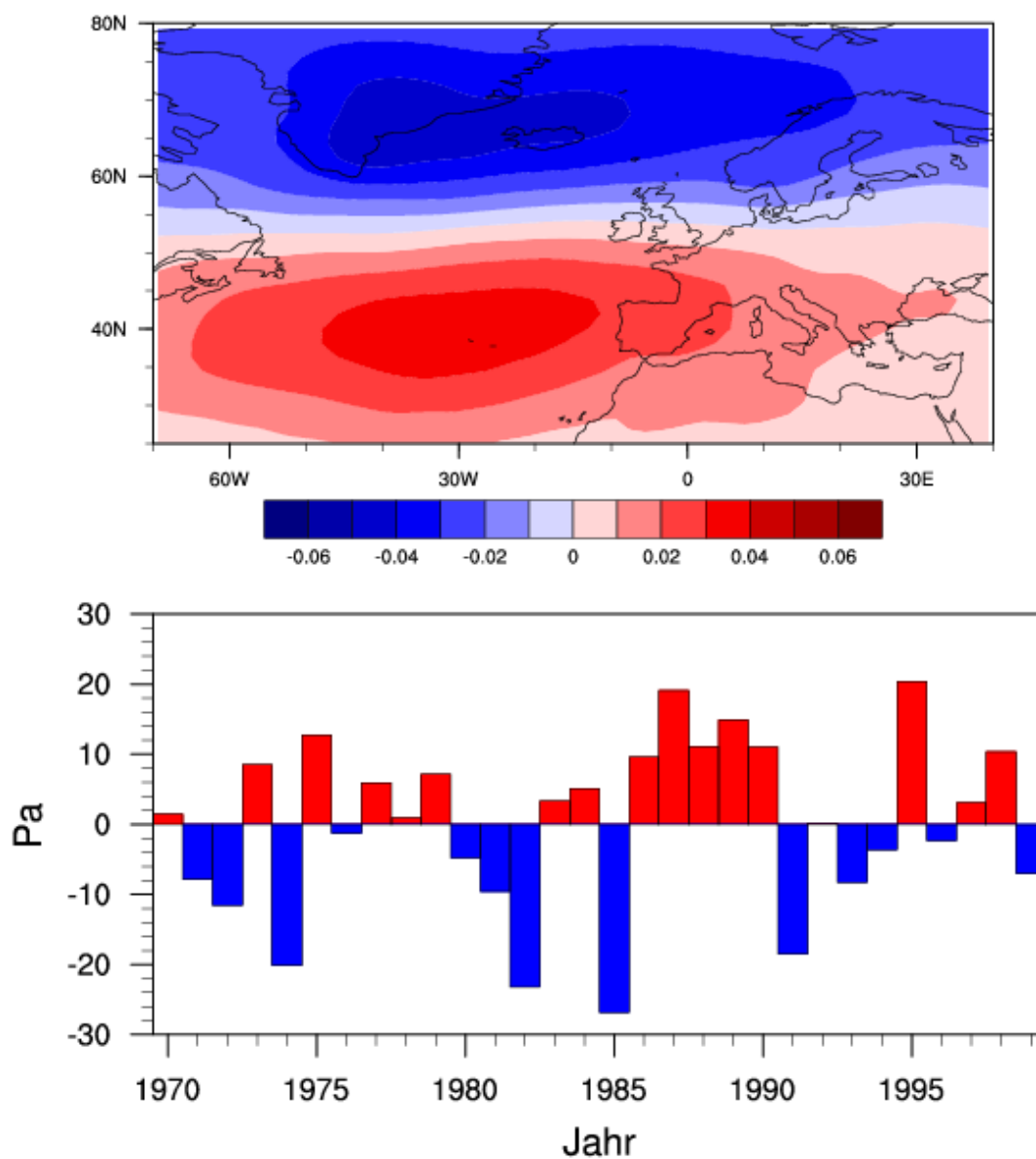
Für den graphischen Vergleich wurde das Balkendiagramm mit 13 multipliziert.

Korrelationskoeffizient: 0,81

## 4.2 Ergebnisse historischer Lauf

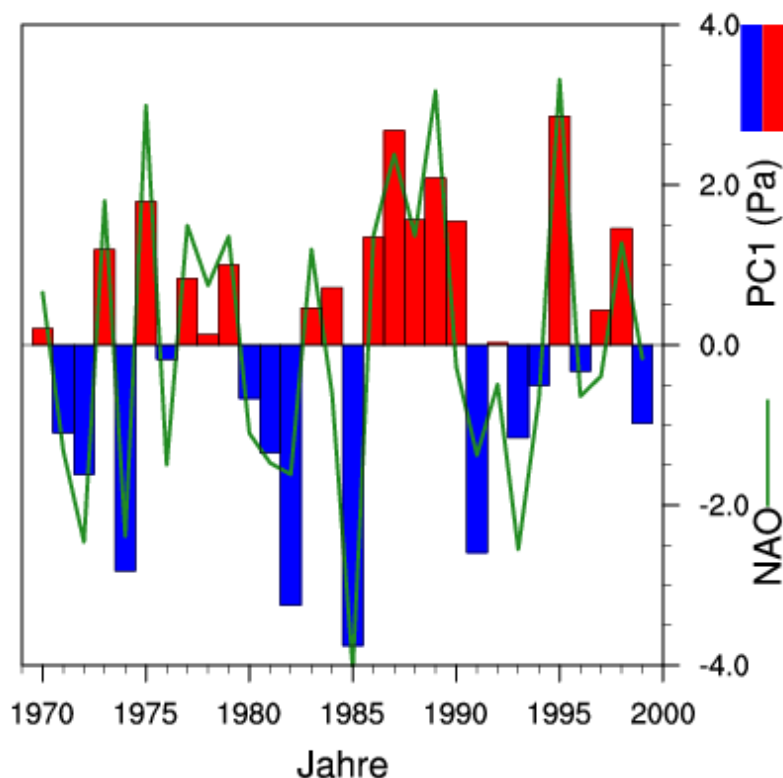
In diesem Unterkapitel werden die Ergebnisse der EOF-Analyse für den historischen Lauf des MPI-ESM vorgestellt.

Der obere Teil der Abbildung 4.2.1 zeigt den ersten EOF des Druckes auf NN für die Wintersaison der Jahre 1970 bis 1999. Über Island und Südgrönland befindet sich eine negative Druckanomalie. Über den Azoren ist eine positive Druckanomalie zu erkennen. Dieses Muster gleicht dem ersten EOF des Druckes der Reanalyse (vgl. Abbildung 4.1.3).



**Abbildung 4.2.1** oben: 1. EOF für den Druck auf NN von 1970-1999 für den Winter (MPI-ESM)  
 unten: Hauptkomponente für den 1. EOF des Druckes auf NN

Ein Vergleich zwischen der Zeitreihe des stationsbasierten NAO-Indexes und der Zeitreihe der Hauptkomponente des EOFs ist in Abbildung 4.2.2 graphisch dargestellt. Der stationsbasierte NAO-Index wurde aus Modelldaten von Gitterpunkten bei Portugal ( $38,2^{\circ}\text{N}$   $9,4^{\circ}\text{W}$ ) und Stykkishólmur ( $64,4^{\circ}\text{N}$   $22,5^{\circ}\text{W}$ ) berechnet. Die Zeitreihe des NAO-Indexes und die Zeitreihe der Hauptkomponente korrelieren mit einem Korrelationskoeffizienten von 0,89. Der historische Lauf gibt demnach gut die Nordatlantische Oszillation (NAO) wieder.



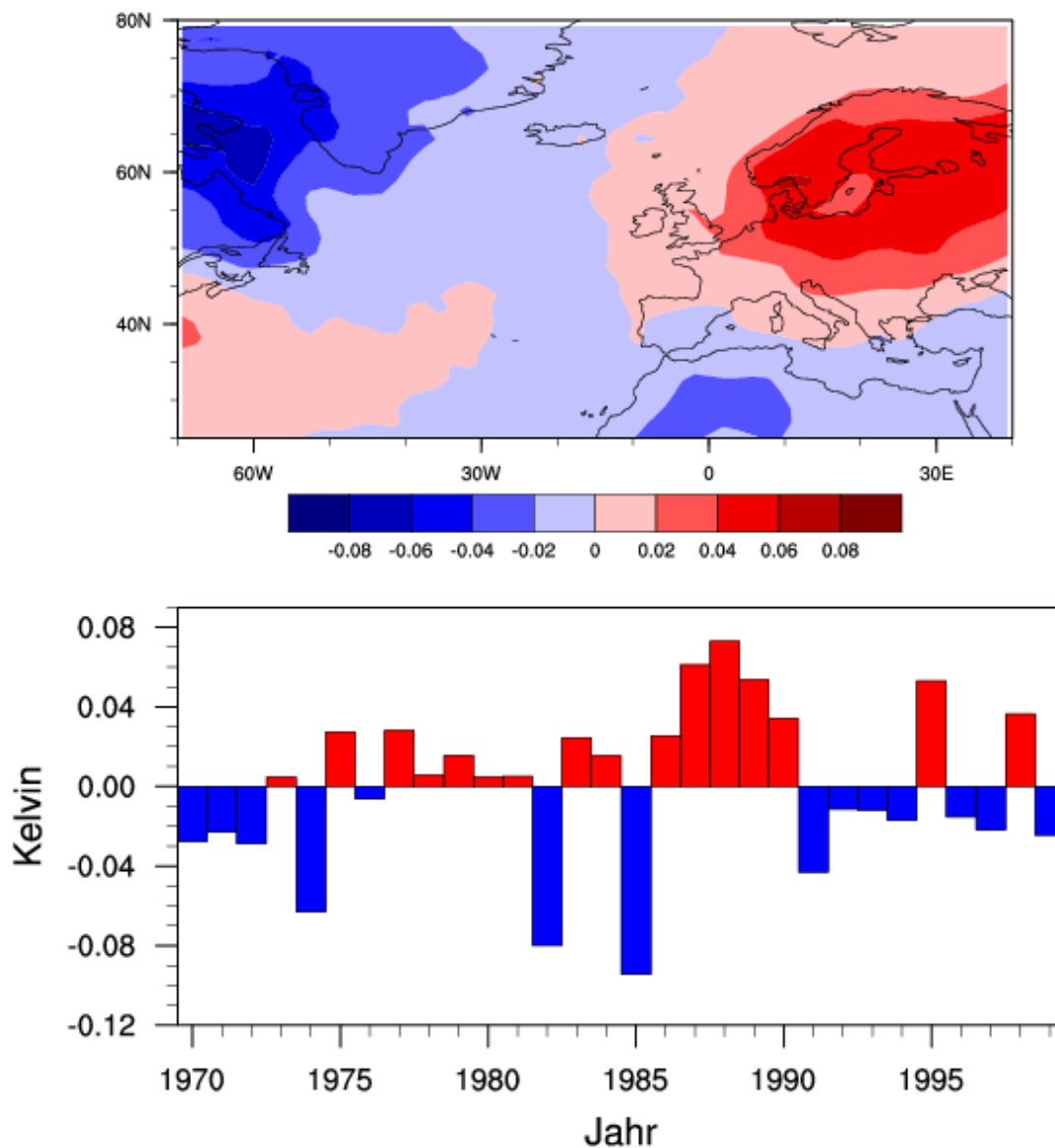
**Abbildung 4.2.2** Vergleich zwischen dem stationsbasierten NAO-Index (grün) und der Hauptkomponente des 1. EOFs des Druckes auf NN (Balken) für den historischen Lauf. Die zeitliche Korrelation beträgt 0,89. Für den graphischen Vergleich wurde die Zeitreihe der Hauptkomponente mit 0,14 multipliziert.

Die Standardabweichungen der Zeitreihen von den Hauptkomponenten des Druckes für die Reanalyse und den historischen Lauf stimmen in ihren Größenordnungen überein. Diese betragen für die Reanalyse 16 hPa und für den historischen Lauf 12 hPa. Die NAO entspricht 48 % der Varianz des Druckes auf NN.

Abbildung 4.2.3 zeigt den ersten EOF der Temperatur in 2 Metern Höhe über dem Erdboden. Über Nordosteuropa befindet sich eine positive Anomalie. Eine negative Anomalie hingegen ist über dem Nordwestatlantik zu finden. Der Vergleich zwischen der Zeitreihe des stationsbasierten NAO-Indexes und der Zeitreihe der Hauptkomponente ist in Abbildung

4.2.4 dargestellt. Der zeitliche Korrelationskoeffizient beträgt 0,80. Somit kann auf einen Zusammenhang zur NAO geschlossen werden.

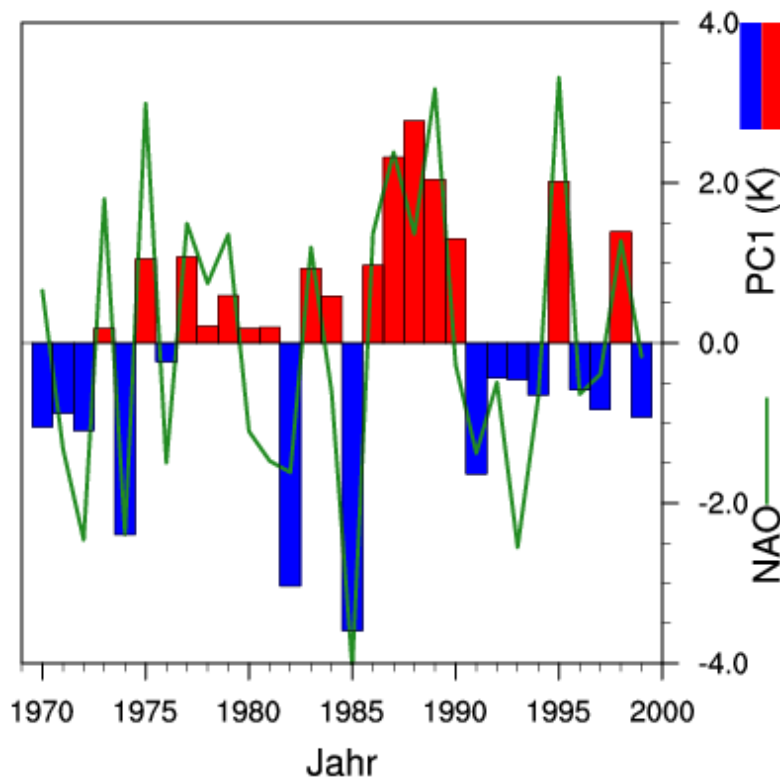
Ist die Hauptkomponente positiv, so ist der NAO-Index ebenfalls positiv und die Anomalien verstärken sich. Folglich findet Warmluftadvektion über Skandinavien und Kaltluftadvektion über dem westlichen Nordatlantik statt.



**Abbildung 4.2.3** oben: 1. EOF der Temperatur in 2m Höhe über dem Erdboden für den Winter von 1970-1999 für den historischen Lauf unten: Zeitreihe der Hauptkomponente des 1. EOFs der Temperatur

Bei negativer Hauptkomponente ist der NAO-Index negativ und somit auch die Westdrift schwächer, was das Herbeiführen wärmerer Subtropenluft erschwert. Folglich treten in diesen Zeiten niedrigere Temperaturen über Nordosteuropa auf. Zudem ist bei schwacher NAO die

Kaltluftadvektion im Bereich Südgrönlands schwächer. 34,5 % der Varianz entfallen auf diesen ersten EOF der Temperatur.



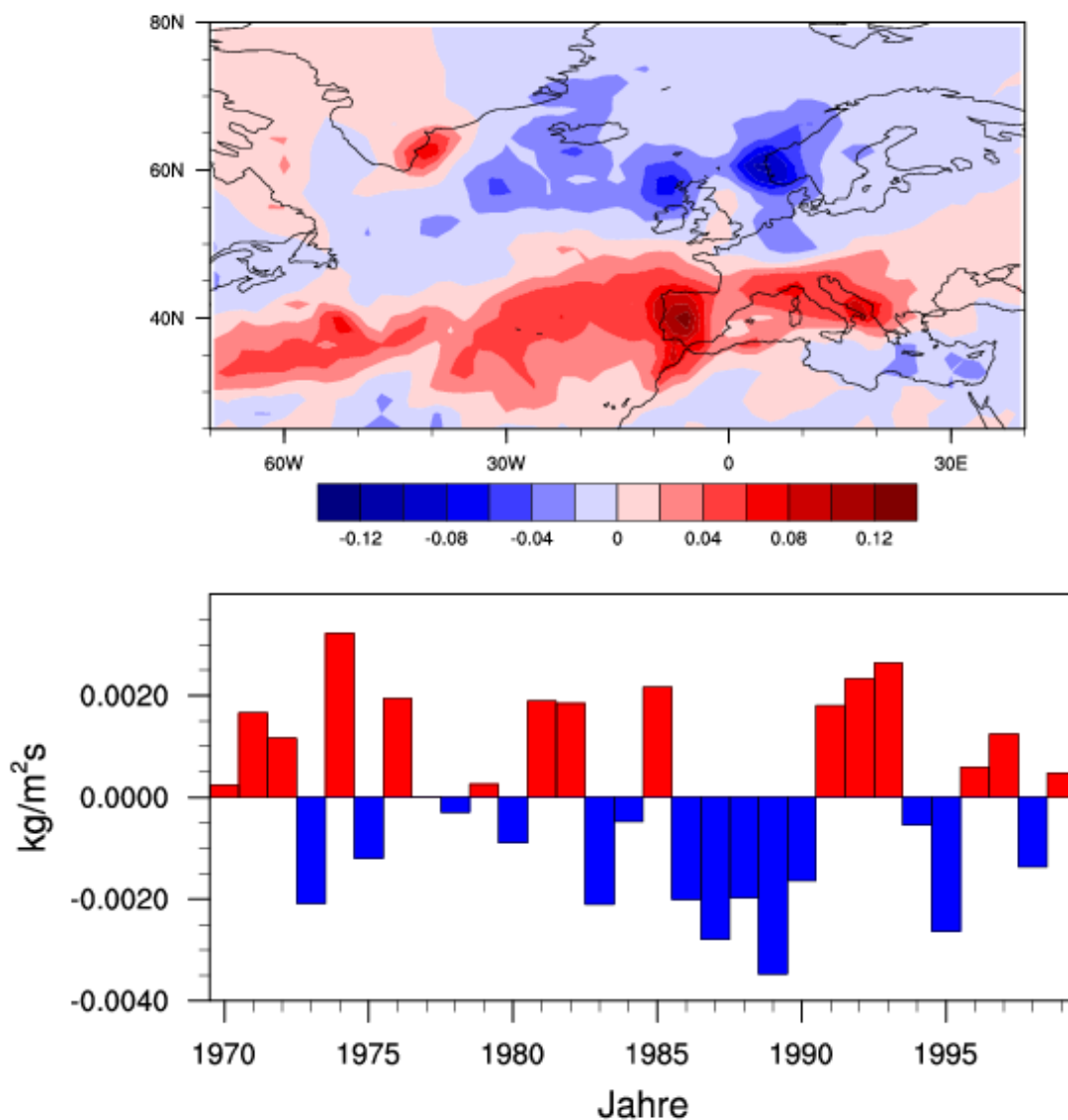
**Abbildung 4.2.4** Vergleich zwischen stationsbasiertem NAO-Index (grün) und der Zeitreihe der Hauptkomponente (PC1) des ersten Temperatur-EOFs für die 2m-Temperatur (Balken) für den historischen Lauf; Für den graphischen Vergleich wurde die Zeitreihe der Hauptkomponente mit „38“ multipliziert. Korrelationskoeffizient = 0,80

Der erste EOF des Niederschlagsflusses ist in der Abbildung 4.2.5 (oben) dargestellt. Für Südeuropa ergeben sich positive Anomalien und für Nordeuropa negative. Betrachtet man die Zeitreihe der Hauptkomponente dieses EOFs, so zeigt diese in Wintern mit positiven NAO-Index negative Werte. Das sich ergebende Muster schwächt sich in einer Saison mit negativer Hauptkomponente ab. Dies bedeutet, dass die Gebiete mit negativen Anomalien in diesen Zeiten weniger negativ sind, ihre Werte sich also vergrößern. Das heißt die Niederschläge in Gebieten mit negativen Anomalien sind in diesen Fällen stärker als im Mittel. Deswegen können in positiven NAO-Index-Jahren die negativen Auslenkungen der Hauptkomponente als eine Verstärkung des Niederschlagsflusses über Skandinavien interpretiert werden.

Auf der anderen Seite ist eine negative Hauptkomponente bzgl. der positiven Anomalien (u.a. über Spanien) als Abschwächung des Niederschlages zu deuten. Das bedeutet, dass eben zu solchen Zeiten in diesen Regionen eher geringere Niederschläge auftreten.

Betrachtet man den Fall eines negativen NAO-Indexes, so ergibt sich hier eine positive Auslenkung des Balkendiagramms. Dies kann wiederum für Nordeuropa als Abschwächung und für Südeuropa als Verstärkung der Niederschläge interpretiert werden.

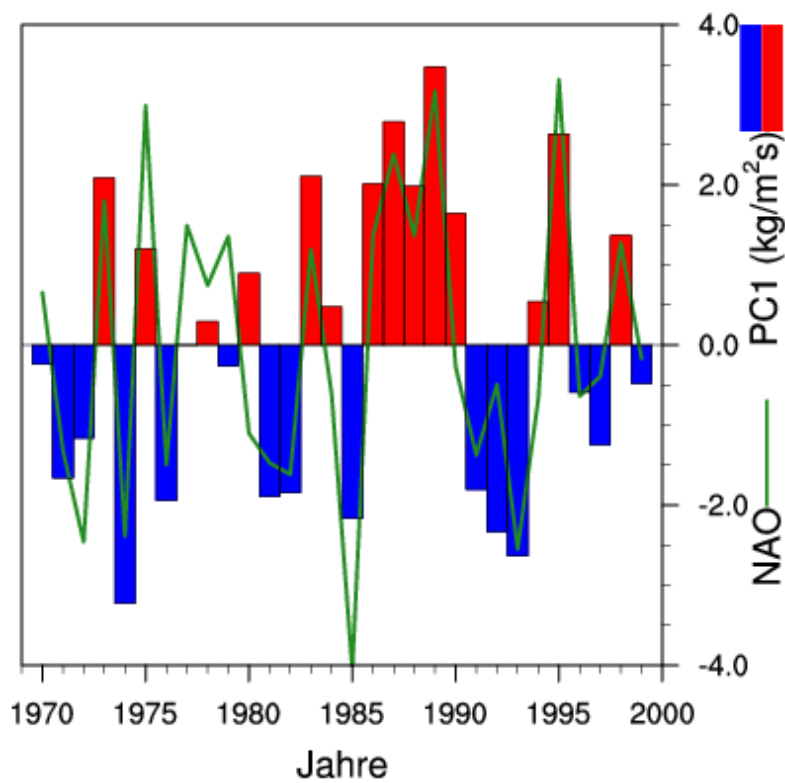
Zur Verdeutlichung, dass es auch beim ersten Eigenvektor der Niederschlagsflüsse einen Zusammenhang zur NAO gibt, wurde die Zeitreihe der Hauptkomponente mit „-1“ multipliziert, s. d. ein Vorzeichenwechsel stattfand (Bild 4.2.6).



**Abbildung 4.2.5** oben: 1. EOF des Niederschlagsflusses für den Winter von 1970-1999 für den historischen Lauf  
unten: Hauptkomponente des 1. EOFs des Niederschlages



Somit ergibt sich ein Korrelationskoeffizient der beiden Zeitreihen von 0,83.

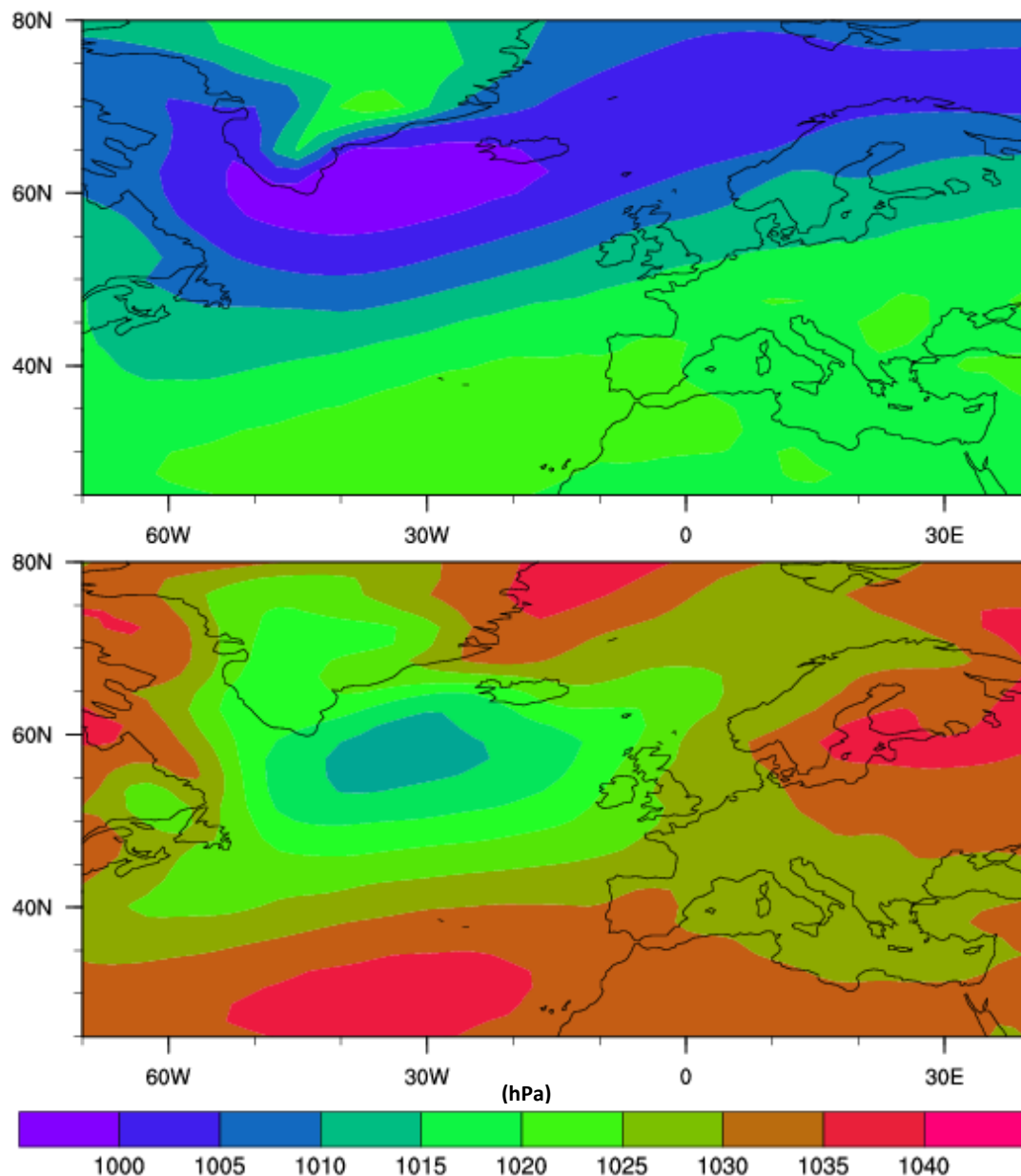


**Abbildung 4.2.6** Vergleich zwischen der Zeitreihe des stationsbasierten NAO-Indexes der Wintersaison (grün) und der Zeitreihe der Hauptkomponente des 1. EOFs des Niederschlagsflusses für den Winter (Balken). Die Zeitreihe der Hauptkomponente wurde mit „-1“ multipliziert, um den Zusammenhang zur NAO zu verdeutlichen. Zudem wurde diese mit „1000“ multipliziert, um die gleiche Größenordnung für den graphischen Vergleich zu erhalten. Der Korrelationskoeffizient beträgt 0,83.

### 4.3 Ergebnisse der Analyse des letzten glazialen Maximums

In diesem Unterkapitel werden die Ergebnisse gezeigt, die aus der EOF-Analyse des letzten glazialen Maximums hervorgehen. Dazu dienten Daten des Erdsystemmodells MPI-ESM.

Das untere Bild der Abbildung 4.3.1 zeigt den mittleren Luftdruck der Wintersaison über 30 Jahre während des letzten glazialen Maximums (LGM). Im langjährigen Mittel war der Druck über dem Nordatlantik häufig sehr niedrig.

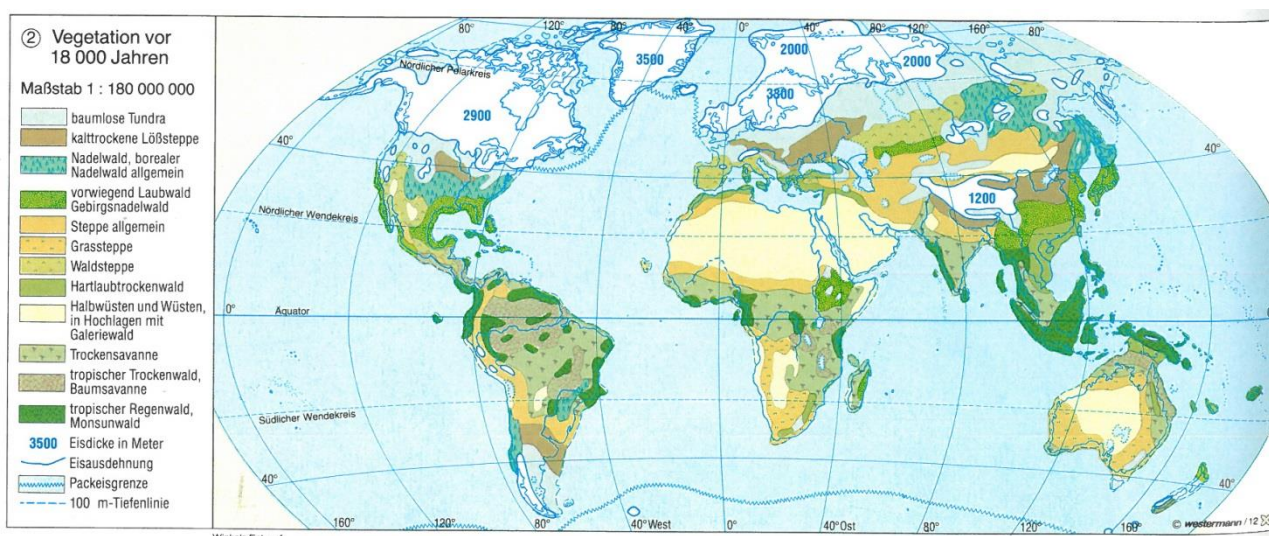


**Abbildung 4.3.1** oben: mittlerer Luftdruck auf NN für den Winter von 1970-1999 der NCEP-Reanalyse

unten: mittlerer Luftdruck auf NN für den Winter für 30 Jahre im lgm

Durch Hinzunahme der Abbildung 4.3.2, welche die vereisten Gebiete der Nordhemisphäre im LGM zeigt, ist ersichtlich, dass der tiefste mittlere Druck zwischen 50 und 60 Grad Nord über eisfreiem Gebiet zu finden ist.

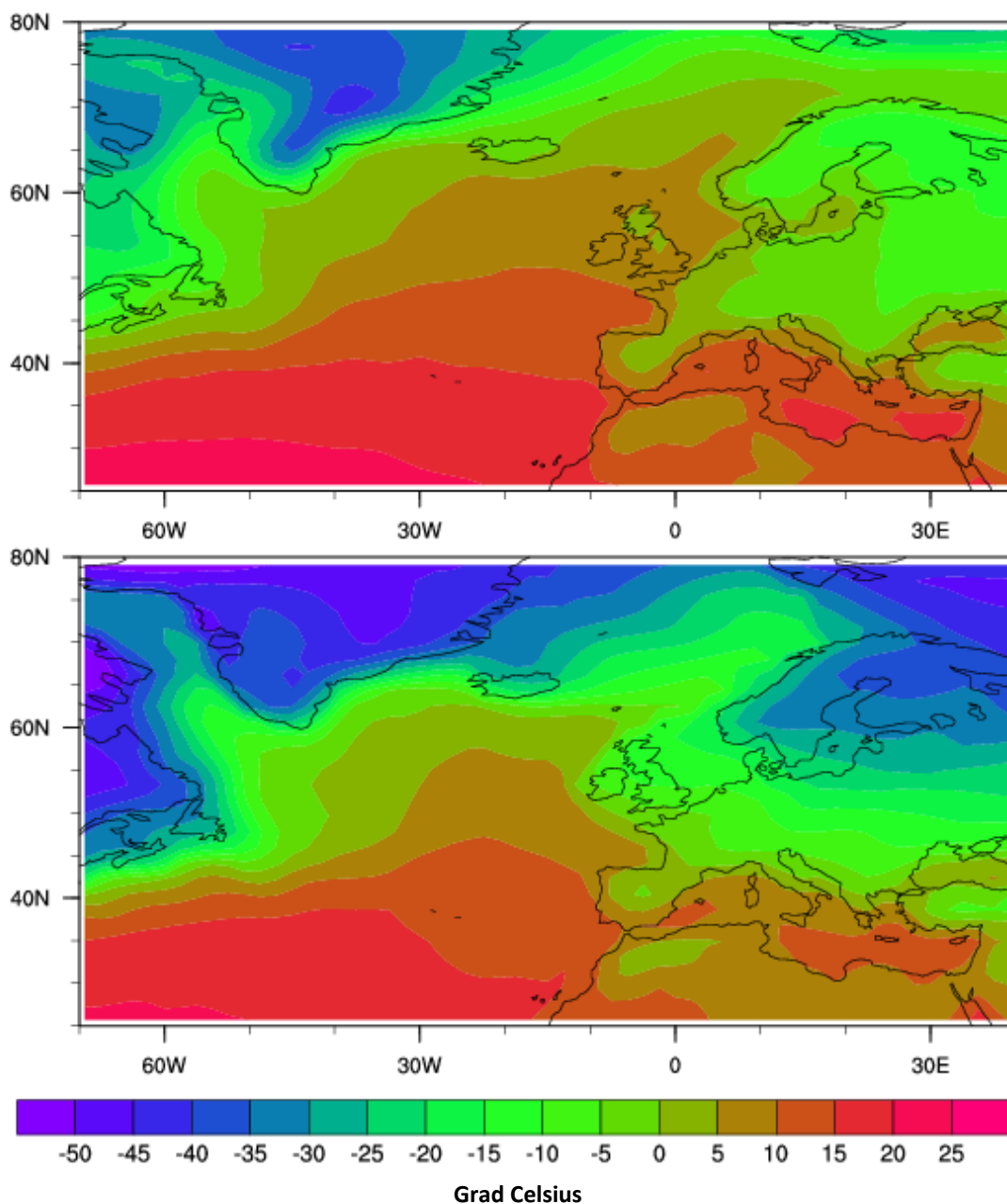
Aufgrund der Allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre und der starken Baroklinität findet sich bei 60 Grad Nord eine Tiefdruckrinne. Diese erstreckt sich jedoch weder bis aufs europäische Nordmeer noch bis auf den nördlichsten Westatlantik, da diese Gebiete während des LGM mit Eis bedeckt waren. Über den Eisflächen herrschte eine hohe Albedo, die bei Neuschnee mindestens 75 % beträgt (Schönwiese, 2008). Die starke Reflexion von Sonnenstrahlung führt somit über den Eisregionen zur einer Eis-Albedo-Rückkopplung (Schönwiese, a.a.O.). Diese Regionen kühlen besonders stark aus und es bildet sich ein Kältehoch aus.



**Abbildung 4.3.2** Quelle: Diercke Weltatlas, 1991, S.224, Vegetation vor 18000 Jahren

Eine weitere Besonderheit beim Vergleich des langjährigen Druckes zwischen der Reanalyse und dem LGM ist, dass der niedrigste Druck im LGM mit etwa 1010 hPa deutlich höher war als in der Gegenwart (ca. 995 hPa). Während des letzten glazialen Maximums herrschte generell höherer Druck auf NN. Dies ist auf den niedrigeren Meeresspiegel zur damaligen Zeit zurückzuführen, der „ungefähr 120 m tiefer als heute“ (Schönwiese, 2008) lag. Dies impliziert eine höhere Luftsäule über den Ozeanen was somit wiederum einen höheren hydrostatischen Druck zur Folge hatte. Bei Anwendung der hydrostatischen Grundgleichung unter der Annahme, dass der Höhenunterschied  $\Delta z = 120 \text{ m}$ , die mittlere Luftdichte  $\rho = 1,25 \text{ kg/m}^3$  und die Schwerebeschleunigung  $g = 9,81 \text{ m/s}^2$  beträgt, folgt im Mittel ein um etwa 14,7 hPa höherer Druck im letzten glazialen Maximum. Dieser Wert gibt ziemlich gut die Luftdruckunterschiede wieder, die beim Vergleich der Mittelwerte der Reanalyse und des LGMs anhand der Graphiken zu sehen sind.

Betrachtet man die langjährige mittlere Temperaturverteilung der Wintersaison im LGM (Abbildung 4.3.3), so fällt auf, dass die Temperaturen in den niedrigen Breiten sich um etwa 5 Kelvin von den heutigen unterscheiden. Je weiter man sich in Richtung Norden bewegt, desto größer werden die Temperaturunterschiede zwischen den beiden Epochen. So beträgt der Temperaturunterschied über Schweden beispielsweise 25 Kelvin.



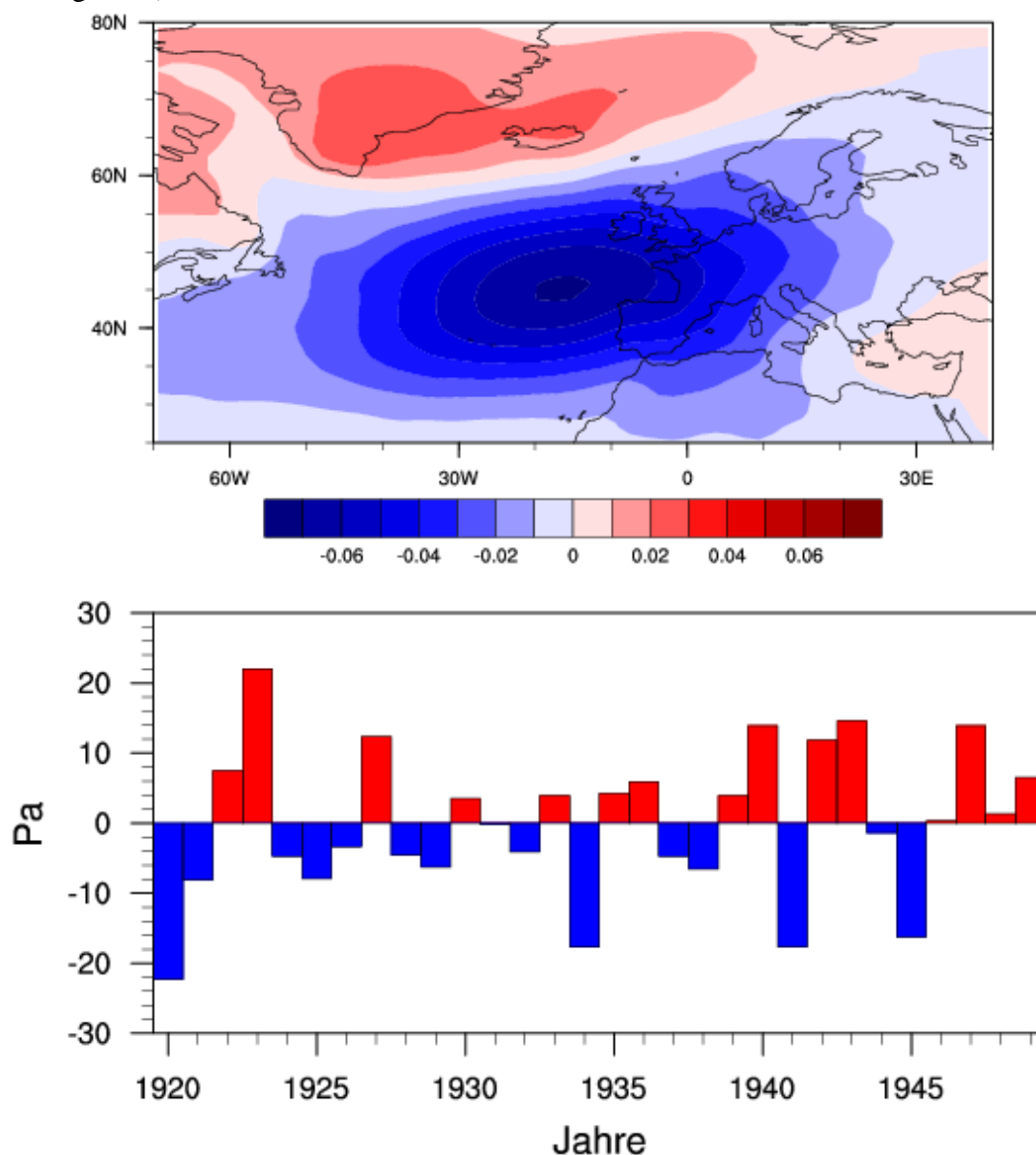
**Abbildung 4.3.3** oben: mittlere 2m-Temperatur über dem Erdboden für die Wintersaison von 1970-1999 (NCEP Daten)  
 unten: mittlere 2m-Temperatur ü. Grund für die Wintersaison über 30 Jahre im lgm

Obwohl die nordhemisphärische Mitteltemperatur nur um 4 bis 5 Kelvin (Schönwiese, 2008) kleiner war als heute, konnte aufgrund der Eis-Albedo-Rückkopplung ein extremer Temperaturgegensatz in den höheren Breiten entstehen. Somit herrschte im LGM ein größerer

Temperaturgradient zwischen Äquator und Nordpol als in der Gegenwart. Es wird vermutet, dass die zonale Zirkulation in den mittleren Breiten aufgrund erhöhter Baroklinität im LGM stärker war im Vergleich zur heutigen Zeit (Schönwiese, 2008).

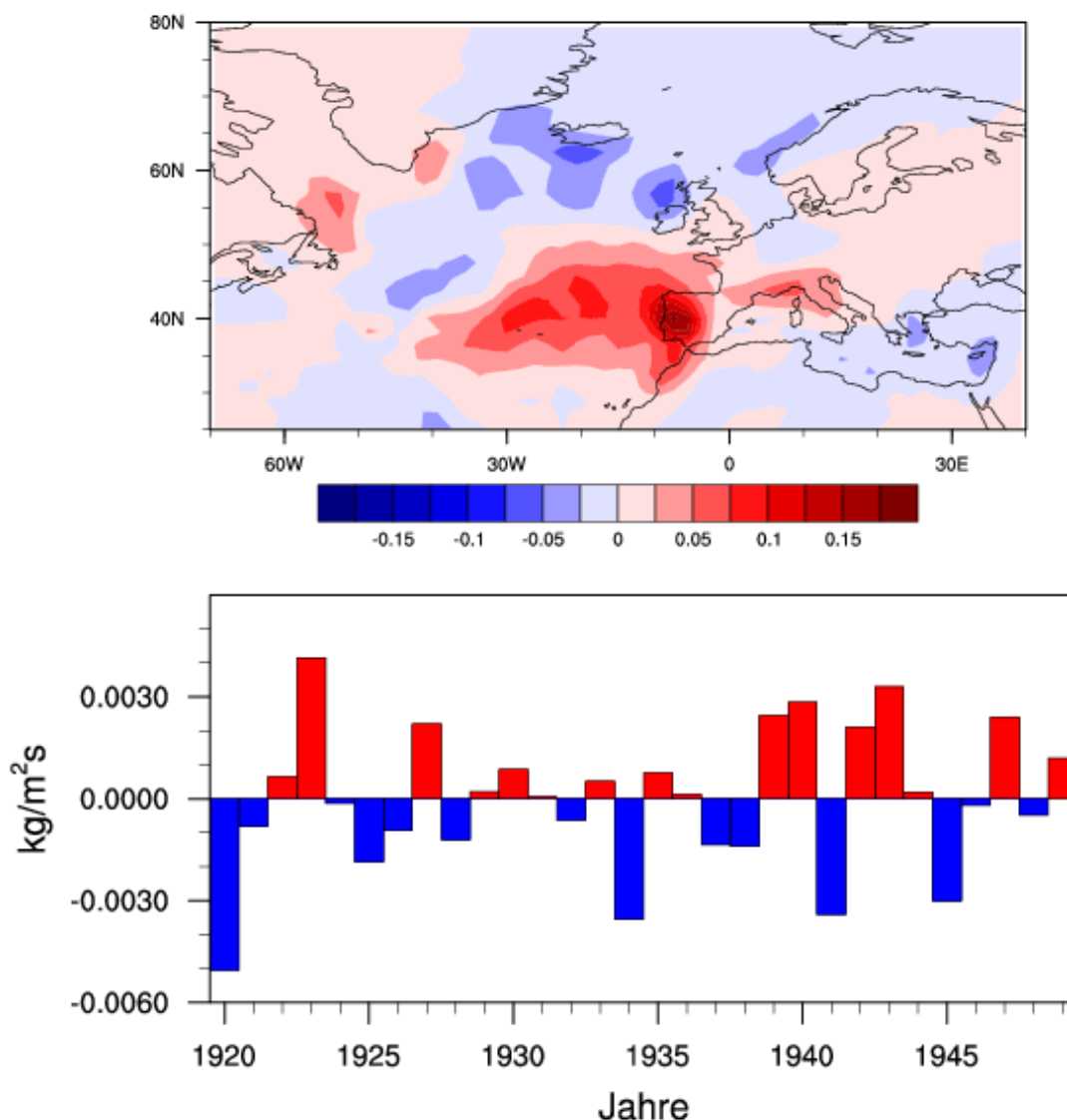
Die niedrigere globale Mitteltemperatur führte zudem zu einer Verschiebung der Hadleyzelle in Richtung Äquator (Schönwiese, 2008). Dies führte vermutlich zu einer Verkleinerung und Abschwächung der Hadley-Zelle (Schönwiese, 2008). Folglich befand sich weniger Feuchtigkeit in der Luft, so dass es weniger regnete. So waren Regenwälder wie sie heute anzutreffen sind wie in Brasilien, Venezuela, Peru und Kolumbien aber auch in Nigeria, Kamerun und Zentralafrika während des LGM stark zurückgegangen (vgl. Abbildung 4.3.2; Schönwiese, 2008).

Der 1. EOF für den Druck auf NN im LGM ergibt eine positive Druckanomalie über Südgrönland und Island sowie eine starke negative Anomalie über dem Nordatlantik (Abbildung 4.3.4).



**Abbildung 4.3.4** oben: Erster Eigenvektor für den Druck auf NN der Wintersaison im LGM über 30 Jahre  
unten: Hauptkomponente des ersten Eigenvektors des Druckes auf NN (Jahre fiktiv)

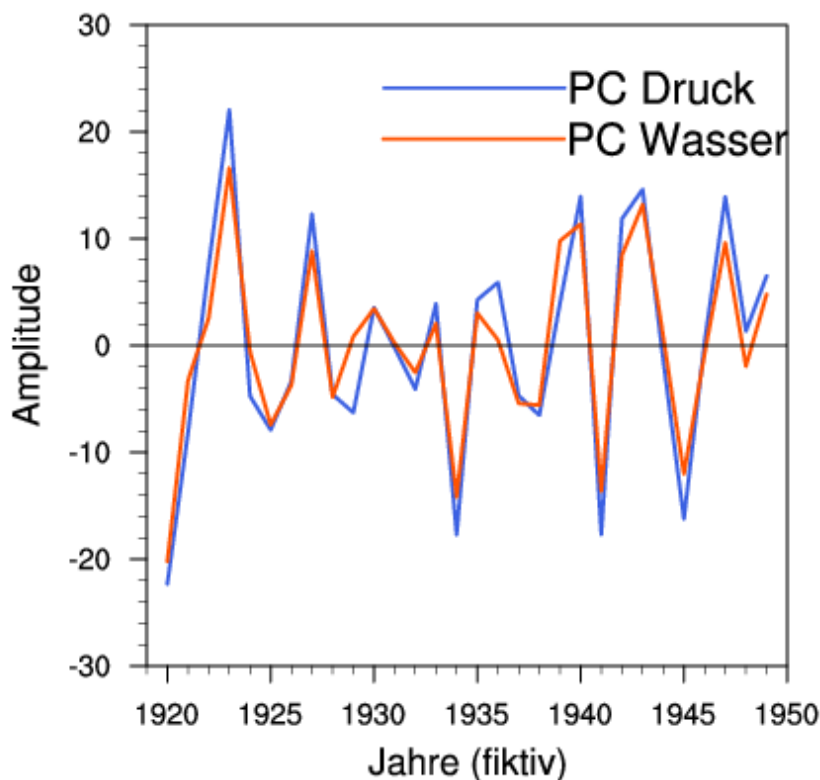
Ein Grund für positiven Anomalien bei etwa 70 Grad Nord könnte die Ausbildung eines Kältehochs über Island und Grönland aufgrund der Eis-Albedo-Rückkopplung gewesen sein (Schönwiese, 2008). Der 1. EOF des Druckes auf NN erklärt 36,2 % der Varianz.



**Abbildung 4.3.5** oben: 1. EOF des Niederschlagsflusses für die Wintersaison über 30 Jahre im Igm  
unten: Hauptkomponente des 1. EOFs des Niederschlages (Jahre fiktiv)

Abbildung 4.3.5 zeigt das erste EOF-Muster des Niederschlagsflusses. Das Muster zeigt positive Anomalien über den Azoren und Südeuropa. Negative Anomalien sind im Norden der britischen Inseln und über Island präsent. Dies ist zum einen auf den in diesem Breitenbereich gegebenen Ostwind zurückzuführen, der sich aufgrund der Druckverteilung (Abbildung 4.3.4) ergibt. Da dieser trockene Luft vom europäischen Festland advehierte, fanden über Island und Nordeuropa weniger Niederschläge statt. Zum anderen wurde aufgrund des Kältehochs über Island und Grönland trockene Arktikluft in die mittleren Breiten advehiert. Der 1. EOF des Niederschlages erklärt 23,4 % der Varianz. Der Zusammenhang zwischen dem ersten EOF des Druckes und dem ersten EOF des

Niederschlagses ist beim Vergleich der dazugehörigen Zeitreihen der Hauptkomponenten mit einer Korrelation von 0,96 gegeben (Abbildung 4.3.6).

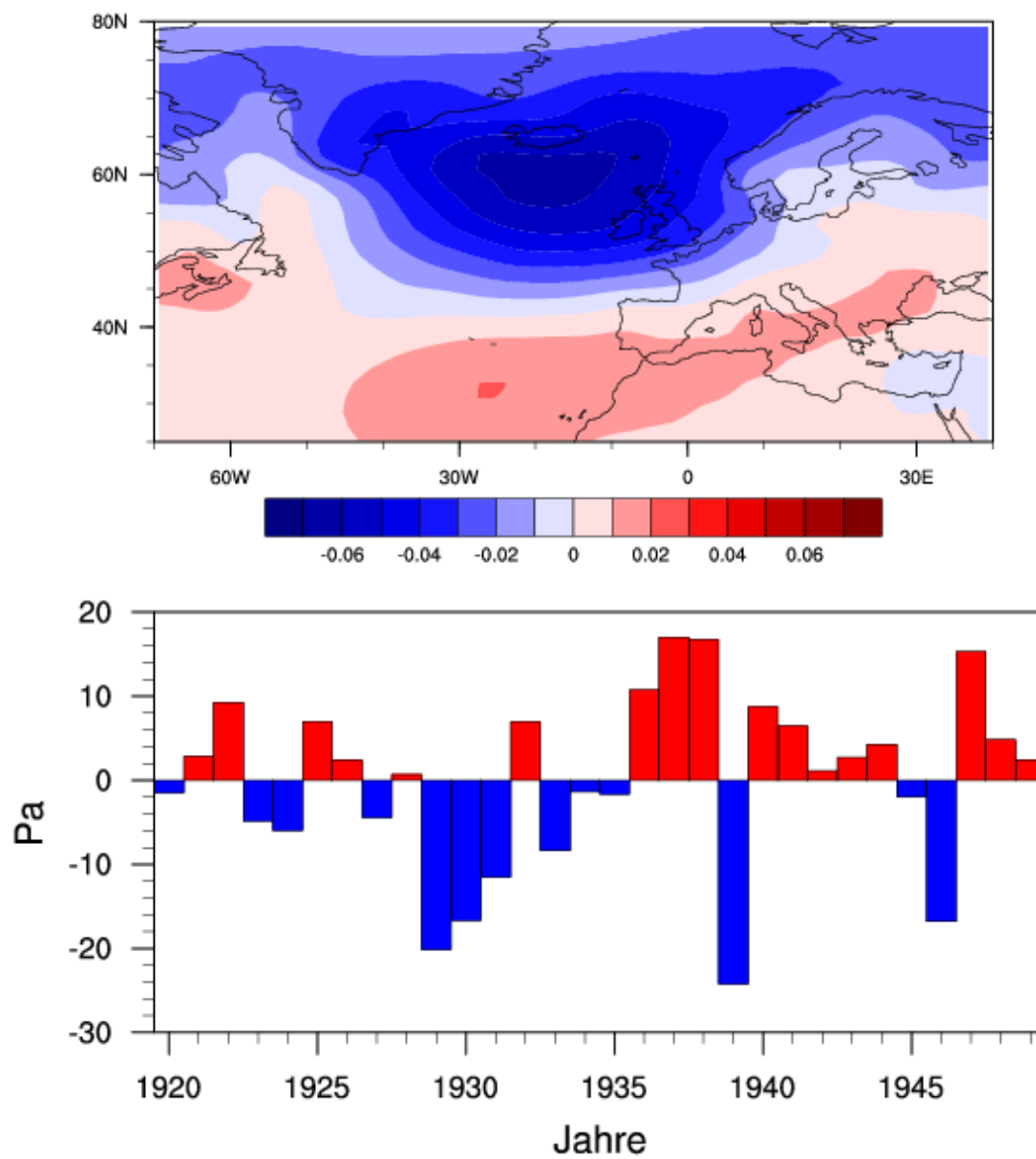


**Abbildung 4.3.6** Vergleich der Zeitreihe des ersten EOFs des Druckes auf NN (blau) mit der des ersten EOFs des Niederschlagsflusses (orange); zeitliche Korrelation: 0,96; die Jahreszahlen sind fiktiv, für den graphischen Vergleich wurde die Zeitreihe des Niederschlags-EOFs mit 4000 multipliziert.

Der 2. EOF des Druckes auf NN (Abbildung 4.3.7) hat eine ähnlich hohe Varianz wie der erste Eigenvektor. Der 2. EOF erklärt 34,6 % der Varianz. Somit treten der 1. EOF und der 2. EOF des Druckes auf NN etwa gleich häufig auf.

Der 2. EOF zeigt eine starke negative Anomalie über dem Nordatlantik und eine schwache positive Anomalie über dem Atlantik bei etwa 30 Grad Nord.

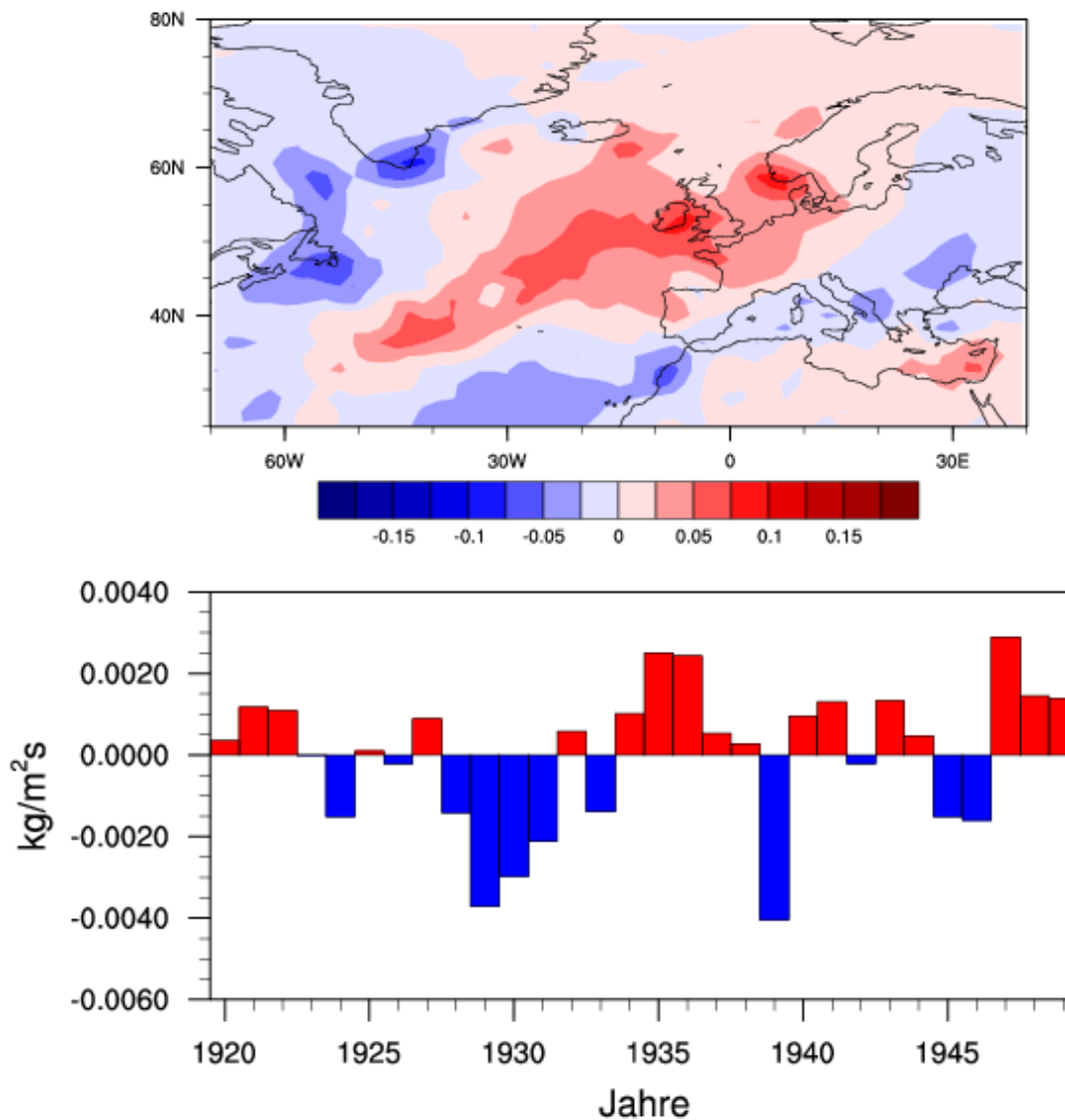
Betrachtet man zudem den zweiten Eigenvektor des Niederschlags (Abbildung 4.3.8), so finden sich positive Niederschlagsanomalien über dem Nordatlantik, den britischen Inseln bis hin zu Skandinavien. Das bedeutet, dass der Westwind über dem Atlantik in einem solchen Fall feuchte Meeresluft in diese Gebiete advehierte. Eine negative Anomalie hingegen zeigt sich über Südgrönland, Labrador und Neufundland. In Zusammenhang mit dem Muster des zweiten Druck-EOFs ist das zu erwarten, da sich diese Gebiete auf der Rückseite des Tiefs befinden und somit Advektion trockener Luft stattfindet.



**Abbildung 4.3.7** oben: 2. EOF des Druckes auf NN für den Winter über 30 Jahre des IgmS

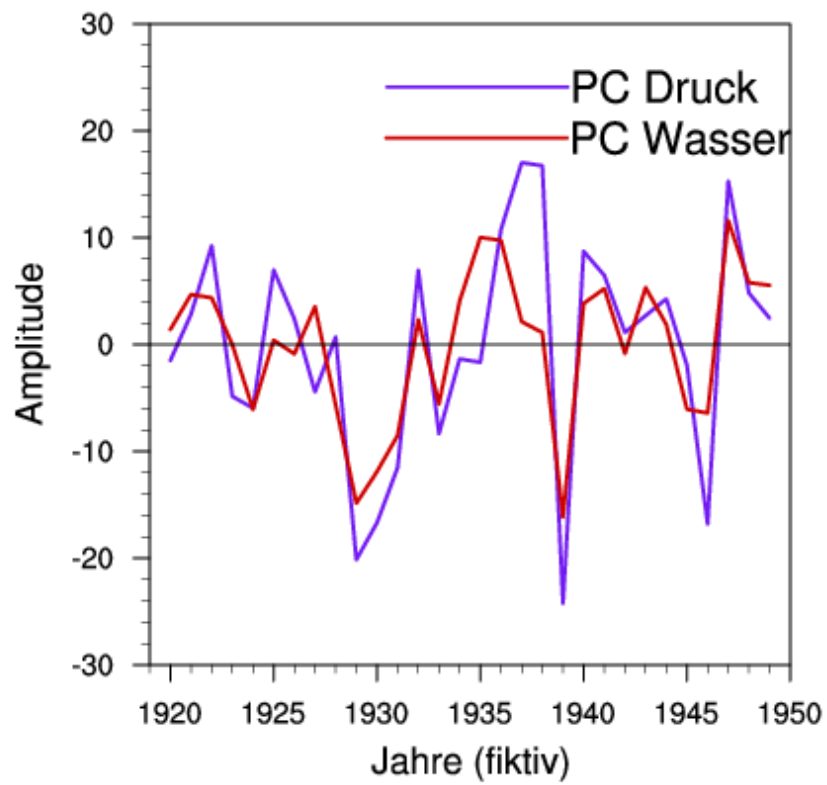
unten: Hauptkomponente des 2. EOFs (die Jahreszahlen sind fiktiv)





**Abbildung 4.3.8** oben: 2. EOF des Niederschlagsflusses für den Winter im Igm über 30 Jahre  
 unten: Hauptkomponente des 2. EOFs des Niederschlages (Jahre fiktiv)

Die Zeitreihe der Hauptkomponente des 2. EOFs des Druckes auf NN und die Zeitreihe des 2. EOFs des Niederschlagsflusses korrelieren mit 0,79 (Abbildung 4.3.9). Es muss erwähnt werden, dass der 2. EOF des Niederschlages nur 16 % der Varianz erklärt und somit nicht sehr dominant ist. Deshalb ist nicht sicher, dass dieses Muster physikalisch interpretiert werden kann.



**Abbildung 4.3.9** Die Amplituden des 2. EOFs des Druckes auf Meeresniveau (lilafarbige Kurve) und des 2. EOFs des Niederschlagsflusses (rote Kurve) korrelieren mit 0,79. Damit beide Zeitreihen die gleiche Größenordnung haben, wurde die Zeitreihe des Niederschlagsflusses zur Normierung mit der Zahl 4000 multipliziert.

## 5 Zusammenfassung und Diskussion

In dieser Arbeit werden mit Hilfe der EOF-Analyse Wettermuster von heute und dem letzten glazialen Maximum (LGM) miteinander verglichen. Diese Arbeit findet im Rahmen des Sonderforschungsbereiches 806 (SFB806) der Universität zu Köln statt. Das Projekt SFB806 geht der Frage nach, unter welchen Bedingungen der Mensch von Afrika nach Europa wanderte. Die EOF-Analyse wird auf den Nordatlantik im Bereich zwischen 25°N-80°N und 70°W-40°O angewandt.

Aus der EOF-Analyse von heute für die Wintersaison (DJF) über 30 Jahre von 1970 bis 1999, die mit Reanalysedaten des National Center for Environmental Prediction (NCEP) auf einem 2,5°lat x 2,5°lon-Gitter durchgeführt wurde, folgt die Nordatlantische Oszillation (NAO) als das dominanteste Ereignis. 53 % der Schwankungen des mittleren Luftdrucks auf NN gehen auf das Konto der NAO. Im Vergleich dazu ergibt die EOF-Analyse von Biau et al. für den Druck auf NN für den Winter im Zeitraum über 91 Jahre von 1899 bis 1989 mit Daten von NCEP für den Nordatlantik auf einem 5°lat x 5°lon-Gitter zwischen 15°N-85°N und 70°W-20°O bezüglich des 1. EOFs 41 % Varianz (Biau et al., 1999). Der niedrigere Wert für die Varianz ist auf den größeren Jahresbereich zurückzuführen, da ein größerer Stichprobenumfang die Varianz minimiert. Dies zeigt auch der Vergleich mit einer EOF-Analyse von Jung et al. für den Druck auf NN für die Monate Dezember bis März im Zeitraum über 20 Jahre von 1978–1997 mit NCEP-NCAR Reanalysedaten (Kalnay et al. 1996). Der 1. EOF erklärt 56 % der Varianz (Jung et al., 2002). Eigene Berechnungen für dieselben 20 Jahre für die Wintersaison ergeben 55 % Varianz. Daraus kann geschlossen werden, dass ein geringerer Stichprobenumfang die Varianz maximiert und aus diesem Grund unterschiedliche Varianzen berechnet wurden. Die NAO wird auch durch den 1. EOF der 500 hPa-Niveauhöhe bestätigt, welcher ebenfalls positive Anomalien über den Azoren und negative über Island wiedergibt. 45,7 % der Varianz der mittleren Höhe der 500 hPa-Fläche werden durch diesen 1. EOF wiedergegeben. Der Zusammenhang zur NAO wird auch durch den Vergleich der Zeitreihe der Hauptkomponente des 1. EOFs des Druckes auf NN mit der Zeitreihe des stationsbasierten NAO-Indexes, der aus den Luftdruckanomalien zwischen Stykkishólmur (WMO-Station: 040130) und Lissabon (WMO-Station: 085360) berechnet wurde, aufgrund einer zeitlichen Korrelation von 0,93 deutlich. Die Zeitreihe der Hauptkomponente des 1. EOFs der 500 hPa-Niveaufläche korreliert mit der Zeitreihe des stationsbasierten NAO-Indexes mit 0,91. Der 1. EOF der 2m-Temperatur über dem Erdboden gibt positive Anomalien über Skandinavien und negative Anomalien über dem

Nordwestatlantik wieder. Dieser EOF, der 45,4% der Variabilität der mittleren 2m-Temperatur enthält, gibt die mit der NAO verbundenen Warm- und Kaltluftadvektionen wieder. Dies zeigen auch die lokalen Korrelationen zwischen dem NAO-Index und den mittleren 2m-Temperaturanomalien im Zeitraum von Dezember bis März der Jahre 1978 bis 1997 von Jung et al. (Jung et al., 2002). Die 2m-Temperaturanomalien wurden sowohl aus Reanalysedaten von NCEP-NCAR als auch aus direkten Observationen (Jones und Moberg, 2003) weltweiter Stationen berechnet (Jung et al., 2002). Der NAO-Index wurde ebenfalls aus NCEP-NCAR Reanalysedaten zwischen zwei Stationen in Lissabon und Island als Differenz zwischen den normierten SLP-Zeitreihen berechnet (Jung et al., 2002). Positive Korrelationen zwischen dem NAO-Index und der 2m-Temperaturanomalie mit bis zu 70 % finden sich über Nordeuropa und negative Korrelationen von bis zu 60 % über dem Nordwestatlantik (Jung et al., 2002). Die Zeitreihe der Hauptkomponente des im Rahmen der Arbeit berechneten 1. EOFs der 2m-Temperatur ergibt im Vergleich mit der Zeitreihe des in dieser Arbeit berechneten stationsbasierten NAO-Indexes eine Korrelation von 0,85. Ebenfalls ein Hinweis auf einen Zusammenhang zur NAO ist die negative Anomalie über dem Nordwestatlantik des 1. EOFs der relativen Feuchte im 1000 hPa-Niveau. Die mit der NAO einhergehende Kaltluftadvektion über dem Nordwestatlantik impliziert trockenere Luft, da die Artikluft wenig Feuchtigkeit enthält. Ein Varianzanteil von 28,5 % der Anomalien der relativen Feuchte ist in dem 1. EOF der relativen Feuchte enthalten. Der 1. EOF des Niederschlages zeigt eine positive Anomalie über Skandinavien und den britischen Inseln sowie eine negative Anomalie über der iberischen Halbinsel und erklärt 26,4 % der totalen Varianz. Der Zusammenhang zur NAO wird durch eine Studie von Scaife et al. (2007) deutlich, bei der Korrelationen zwischen der NAO und der Frequenz extremer Regenfälle in Europa berechnet wurden. Mit extremen Regenfällen sind Tage gemeint, an denen 90 % des Tages Niederschlag stattfindet (Scaife et al., 2007). Diese Daten stammen von 130 Klimastationen (Wijngaard et al., 2003) und von 2187 Stationen aus der Sowjetunion (Groisman und Rankora, 2001). Die vom Betrag her größten positiven Korrelationen für die Wintersaison der Jahre 1901 bis 2000 befinden sich über Südsandinavien und betragen zwischen 25 und 55 % (Scaife et al., 2007). Die größten negativen Korrelationen befinden sich über Spanien und Portugal und erreichen Werte von 35 bis 55 % (Scaife et al., 2007).

Die EOF-Analyse wurde ebenfalls auf den historischen Lauf des Erdsystemmodells MPI-ESM des Max Planck Instituts für Meteorologie (MPI-M) in Hamburg angewendet. Für den Winter der Jahre 1970 bis 1999 ergibt der 1. EOF des Druckes auf NN auch dort als dominantestes Muster die NAO. 48 % der Varianz entfallen auf diesen 1. EOF. Das MPI-

ESM liefert im Vergleich zur Varianz des 1. EOFs der NCEP Reanalyse vergleichbare Ergebnisse. Ein Vergleich der Zeitreihen der Hauptkomponente des 1. EOFs des Druckes auf NN und der Zeitreihe des stationsbasierten NAO-Indexes jeweils aus MPI-ESM Daten ergibt eine zeitliche Korrelation von 0,89. Der 1. EOF der 2m-Temperatur für den historischen Lauf des MPI-ESM ergibt positive Anomalien über Nordeuropa und negative Anomalien über dem Nordwestatlantik. 34,5 % der Varianz entfallen auf diesen 1. EOF der Temperatur. Da die Zeitreihe seiner Hauptkomponente mit der Zeitreihe des stationsbasierten NAO-Indexes mit 0,80 korreliert und aufgrund des Musters der Temperaturanomalien, das mit dem Muster des 1. EOFs der 2m-Temperatur der Reanalyse vergleichbar ist, kann auf einen Zusammenhang zur NAO geschlossen werden. Der 1. EOF des Niederschlagsflusses für den historischen Lauf des MPI-ESM ergibt nach dem Vergleich mit der Zeitreihe der dazugehörigen Hauptkomponente, welche mit der Zeitreihe des stationsbasierten NAO-Indexes mit 0,83 korreliert, die in der NAO-Situation typischen Gegensätze der Niederschlagsanomalien zwischen Nord- und Südeuropa.

Der 1. EOF des Druckes auf NN des LGM aus Daten des MPI-ESM über 30 Jahre für den Winter ergibt als häufigste Wetterlage positive Anomalien über Grönland und Island sowie negative Anomalien über dem Atlantischen Ozean. 36,2% der Luftdruckanomalien auf NN sind in diesem 1. EOF enthalten. Während in der heutigen Zeit die NAO dominiert, befand sich hingegen im LGM laut EOF-Analyse meist ein Kältehoch über Island. Experimente mit Klimamodellen haben ebenfalls die Bildung großflächiger Antizyklonen über der Eisoberfläche ergeben (Clark et al., 1999).

Eine zum 1. EOF des Druckes auf NN ähnlich hohe Varianz von 34,6% entfällt auf den 2. EOF des Druckes auf NN. Dieser zeigt eine schwache positive Anomalie über dem mittleren Atlantik und eine starke negative Anomalie über dem Nordatlantik. Der Vergleich des 1. EOFs für den Druck auf NN der Reanalyse mit dem 2. EOF für den Druck auf NN im LGM zeigt, dass laut EOF-Analyse im LGM die negative Anomalie über dem Nordatlantik südlicher lag als in der heutigen Zeit.

Aufgrund der ähnlichen Wettermuster beim 1. EOF des Druckes auf NN der Reanalyse und des 2. EOFs im LGM ist ein Vergleich zwischen dem 1. EOF des Niederschlages der Reanalyse mit dem 2. EOF des Niederschlages im LGM sinnvoll. Der 1. EOF des Niederschlages der Reanalyse zeigt im Gegensatz zum 2. EOF des Niederschlages des LGM positive Anomalien über Skandinavien. Die Ursache liegt in dem 3300 Meter hohen

fennoskandischen Eisschild, welches Stürme in Richtung Mittelmeer lenkte (Burroughs, 2005). Somit fiel im Winter im LGM weniger Niederschlag über Skandinavien.

Der 1. EOF des Niederschlagsflusses im LGM gibt positive Anomalien über den Azoren, Portugal und Spanien wieder sowie an den Südhängen der Alpen. Dieses Muster zeigt, dass Winterstürme im LGM über Europa südlicher verliefen als heute (Burroughs, 2005). 23,4 % der Varianz des Niederschlagsflusses entfällt auf den 1. EOF.

Die Anwendung der EOF-Analyse auf die Daten der NCEP Reanalyse ergibt einen vergleichbaren Zusammenhang zwischen Druck-, 500hPa-, Temperatur-, Niederschlags- und Feuchtemuster des jeweils ersten EOFs. Die EOF-Analyse des historischen Laufs des MPI-ESM zeigt für den 1. EOF des Druckes auf NN vergleichbare Ergebnisse mit dem der NCEP-Reanalyse. Das MPI-ESM gibt somit die Variabilität über dem Nordatlantik gut wieder.

Die EOF-Analyse eignet sich gut, um dominante Wettermuster zu finden. Da in den ersten wenigen EOFs meist bereits ein Großteil der Varianz enthalten ist und sowohl die EOFs als auch die Hauptkomponenten orthogonal zueinander sind, eignet sich die EOF-Analyse weniger gut, um mehrere Wettermuster zu finden. Für diesen Zweck ist die Analyse durch rotierende orthogonale Funktionen (REOF) vermutlich besser geeignet (Hannachi, 2004), da dort nicht die meiste Varianz in dem 1. EOF vorhanden ist und die Zeitreihen der dazugehörigen Hauptkomponenten nicht der Orthogonalität unterliegen.

Innerhalb des Paleoclimate Modelling Intercomparison Project 3 (PMIP3) arbeiten Wissenschaftler aus elf Ländern an diversen Modellen. Das MPI-ESM ist eines dieser Modelle. Die EOF-Analyse könnte somit auch auf andere Modelle des PMIP3 angewandt werden.

## Literatur

**Behringer, W. (2007):** Kulturgeschichte des Klimas: von der Eiszeit bis zur globalen Erwärmung, CH Beck

**Biau, G., Zorita, E., von Storch, H., & Wackernagel, H. (1999):** Estimation of Precipitation by Kriging in the EOF Space of the Sea Level Pressure Field. *Journal of Climate*, 12(4), 1070-1085

**Bucher, B., Meier-Solfrián, W., Meyer U. & Schlick, S. (2003):** Statistik: Grundlagen, Beispiele und Anwendungen gelöst mit Excel; [eine Einführung in die Statistik für Fachhochschulen, Hochschulen und die höhere Berufsbildung]. A. Schär (Ed.). Compendio Bildungsmedien AG

**Burningham, H., & French, J. (2013):** Is the NAO winter index a reliable proxy for wind climate and storminess in northwest Europe?, *International Journal of Climatology*, 33(8), 2036-2049

**Burroughs, W. J. (2005):** Climate change in prehistory: The end of the reign of chaos, Cambridge University Press

**Clark, P. U., Alley, R. B., & Pollard, D. (1999):** Northern Hemisphere ice-sheet influences on global climate change. *Science*, 286(5442), 1104-1111

**Claussen, M. (2001):** Klimasystemmodellierung des Letzten Glazialen Maximums und des Holozäns, *Nova Acta Leopoldina NF*, 88(331), 53-60

**Cleff, T. (2008):** Deskriptive Statistik und moderne Datenanalyse. Eine computergestützte Einführung mit Excel, SPSS und STATA. Wiesbaden

**Demtröder, W. (2010):** Experimentalphysik 4 (Vol. 4), Springer Science & Business, 339

**Deuschländer, T. (2003):** Über Möglichkeiten und Grenzen der statistischen Langfristprognose (Doctoral dissertation, Freie Universität Berlin, Universitätsbibliothek)

**Diercke Weltatlas (1991):** Zahn, U., Westermann, Braunschweig

**Donat, M. G., Leckebusch, G. C., Pinto, J. G., & Ulbrich, U. (2010):** Examination of wind storms over Central Europe with respect to circulation weather types and NAO phases, *International Journal of Climatology*, 30(9), 1289-1300

**Etling, D. (2008):** Theoretische Meteorologie. Vieweg, Braunschweig, Wiesbaden.

**Groisman, P. Y., & Rankova, E. Y. (2001):** Precipitation trends over the Russian permafrost-free zone: removing the artifacts of pre-processing. *International Journal of Climatology*, 21(6), 657-678

**Haarmann, H. (2010):** Die Indoeuropäer. Herkunft, Sprachen, Kulturen, 19

**Hannachi, A. (2004):** A primer for EOF analysis of climate data. Departement of Meteorology, University of Reading. UK

**Hurrell, J. W. (1995):** Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science*, 269(5224), 676-679

**Hurrell, J. W. (2013):** NAO Introduction In: <http://www.cgd.ucar.edu/staff/jhurrell/naointro.html>

**Hurrell, J. W. (2014):** Hurrell North Atlantic Oscillation (NAO) Index (station-based), In: <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/hurrell-north-atlantic-oscillation-nao-index-station-based>



**Jung, T., Hilmer, M., Ruprecht, E., Kleppek, S., Gulev, S. K., & Zolina, O. (2003):** Characteristics of the recent eastward shift of interannual NAO variability. *Journal of Climate*, 16(20), 3371-3382

**Jones, P. D., & Moberg, A. (2003):** Hemispheric and large-scale surface air temperature variations: An extensive revision and an update to 2001. *Journal of Climate*, 16(2), 206-223

**Jungclaus, J. H., Fischer, N., Haak, H., Lohmann, K., Marotzke, J., Matei, D., ... & Storch, J. S. (2013):** Characteristics of the ocean simulations in the Max Planck Institute Ocean Model (MPIOM) the ocean component of the MPI-Earth system model. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 5(2), 422-446

**Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., ... & Joseph, D. (1996):** The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American meteorological Society*, 77(3), 437-471

**Kaspar, F., Spangehl, T., & Cubasch, U. (2007):** Northern hemisphere winter storm tracks of the Eemian interglacial and the last glacial inception, *Climate of the Past*, 3(2), 181-192

**Kraus, H. (2004):** *Die Atmosphäre der Erde: Eine Einführung in die Meteorologie*. Springer Verlag

**Lamb, P. J., & Pepler, R. A. (1987):** North Atlantic Oscillation: concept and an application. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 68(10), 1218-1225

**Liljequist, G. H., & Cihak, K. (1994):** *Allgemeine Meteorologie*, 3rd edition, vieweg, Braun-5 schweig/Wiesbaden

**Luo, D., Gong, T., & Diao, Y. (2007):** Dynamics of eddy-driven low-frequency dipole modes. Part III: Meridional displacement of westerly jet anomalies during two phases of NAO. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 64(9), 3232-3248

**Mächel, H., Kapala, A. (1998):** Variabilität der Nordatlantik-Oszillation im Zeitraum 1881-1995, Deutscher Wetterdienst – Annalen der Meteorologie 37, Band II: Klimadiagnose, Klimavariabilität (G), 371

**Moses, T., Kiladis, G. N., Diaz, H. F., & Barry, R. G. (1987):** Characteristics and frequency of reversals in mean sea level pressure in the north Atlantic sector and their relationship to long-term temperature trends. *Journal of Climatology*, 7(1), 13-30

**Müller, H. F. (1982):** Das moderne Lexikon, Landt-Mari, Band 11, Bertelsmann

**Murawski, H., & Meyer, W. (2004):** Geologisches Wörterbuch. F. Enke

**Norris, J. (2001):** EOF background, In: EOF background In: [http://meteora.ucsd.edu/~jnorris/sio209.sp01/EOF\\_background.pdf](http://meteora.ucsd.edu/~jnorris/sio209.sp01/EOF_background.pdf)

**Ortlieb, C. P., von Dresky, C., Gasser, I., & Günzel, S. (2013):** Stabilität des Golfstroms. In *Mathematische Modellierung* (pp. 149-158). Springer Fachmedien Wiesbaden

**Ruprecht, E. (2012):** Die nordatlantische Oszillation und ihr Einfluss auf das Klima in Europa, In: <http://www.geomar.de/entdecken/artikel/article/die-nordatlantische-oszillation-und-ihr-einfluss-auf-das-klima-in-europa/>

**Scaife, A. A., Folland, C. K., Alexander, L. V., Moberg, A., & Knight, J. R. (2008):** European climate extremes and the North Atlantic Oscillation. *Journal of Climate*, 21(1), 72-83

**Schönwiese, C. D. (2008):** Klimatologie, UTB

**Schulze, P. M. (2007):** Beschreibende Statistik. Oldenbourg Verlag

**Stiasny (2013):** Geo Rallye: Spurensuche zur Erdgeschichte, Universität Bonn: Steinmann Institut für Geologie, Mineralogie und Paläontologie, [http://www.georallye.uni-bonn.de/anlaufstellen2013\\_uebersicht](http://www.georallye.uni-bonn.de/anlaufstellen2013_uebersicht)

**Wanner, H., Brönnimann, S., Casty, C., Gyalistras, D., Luterbacher, J., Schmutz, C., ... & Xoplaki, E. (2001):** North Atlantic Oscillation–concepts and studies. *Surveys in geophysics*, 22(4), 321-381

**Wijngaard, J. B., Klein Tank, A. M. G., & Können, G. P. (2003):** Homogeneity of 20th century European daily temperature and precipitation series. *International Journal of Climatology*, 23(6), 679-692

**Yu, J.Y. (o.J.):** Part 4: Time Series II, In: <http://www.ess.uci.edu/~yu/class/ess210b/lecture.5.EOF.all.pdf>

## **Danksagung**

Zunächst bedanke ich mich bei Herrn Prof. Dr. Yaping Shao für das interessante Diplomarbeitsthema.

Ein besonderer Dank geht an Herrn Dr. Patrick Ludwig für seine Geduld und seine große Unterstützung.

Ebenfalls bedanken möchte ich mich bei Herrn Dr. Paul Chi Yan Tsui für seine Hilfe, die moralische Unterstützung und die angenehme Arbeitsatmosphäre.

Unterstützend wirkten zudem Erik Schaffernicht, Zahra Parsakhoo, Dr. Sabine Lennartz-Sassinek und Zhuoqun Li.

Ich danke meinen Eltern für die finanzielle Unterstützung.

Meinem Bruder Manfred danke ich von Herzen für seine moralische Unterstützung.

Hiermit versichere ich, dass ich die vorliegende Arbeit selbstständig verfasst und nur die angegebenen Quellen verwendet habe.

Katja Künemund