

### 3. Prozesse

In diesem Kapitel sollen die Prozesse, welche zu grossräumigen Klimaschwankungen beitragen, näher diskutiert werden (vgl. auch Fig. 2). Dabei geht es einerseits um die Vorgänge innerhalb des Klimasystems (Zirkulation der Atmosphäre und Ozeane), andererseits um Störungen von aussen (Vulkanausbrüche, Sonnenaktivität, anthropogene Emissionen). Die Prozesse welche zum ersten Bereich zählen werden hier eher summarisch abgehandelt, da sie Bestandteil der Vorlesung „Klimasysteme“ (Ch. Appenzeller) sind.

#### 3.1. Energetik des Klimasystems

Die Erde erhält ihre Energie hauptsächlich von der Sonne. Diese trifft ungleich verteilt auf der Erdoberfläche ein, indem die Tropen mehr Energie erhalten als die polaren Gegenden ( $E+$  in Fig. 11). Die Energie wird zu einem grossen Teil von den tropischen Ozeanen gespeichert. Das Klimasystem besorgt den Energieaustausch zwischen den Tropen und den polaren Gegenden, wozu Atmosphäre und Ozeane jeweils etwa gleich viel beitragen. In der Atmosphäre bildet sich über den Tropen die Hadley-Zelle aus, mit aufsteigender Luft in der sogenannten Innertropischen Konvergenzzone (ITCZ), Divergenz und polwärtiger Strömung in der oberen Troposphäre, einem absteigenden Ast in den Subtropen („Rossbreitenhochdruckgebiete“) und dem Zurückfliessen der Luft in Bodennähe als Passatwinde.

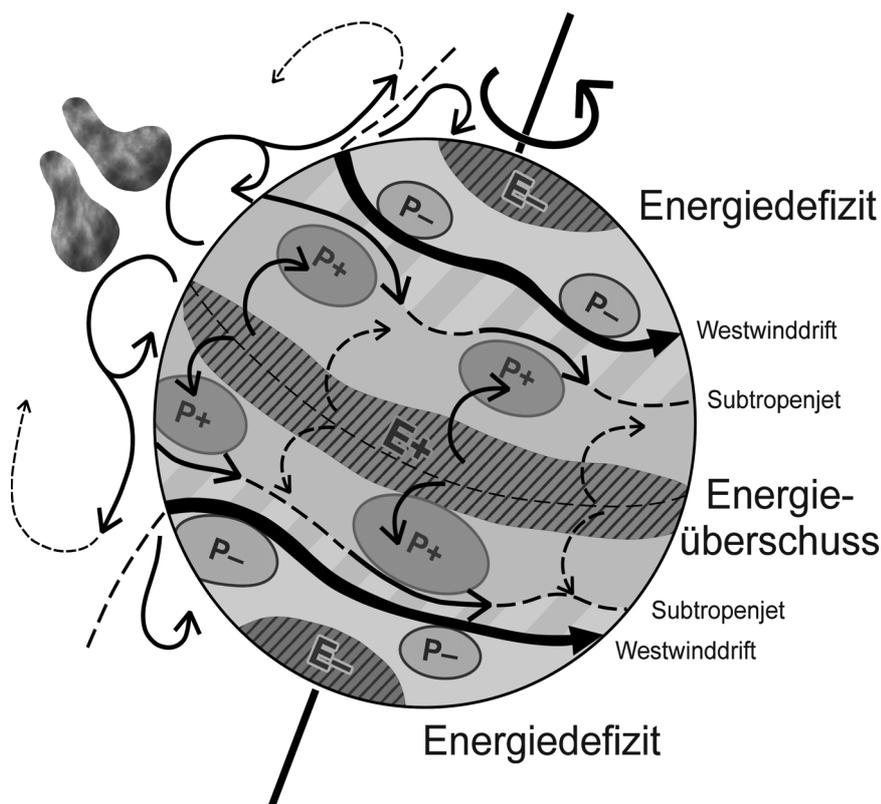


Fig. 11: Schema des Energieaustauschs in der Atmosphäre (aus Wanner et al., 2000).

Wegen der Rotation der Erde (Corioliskraft) kann der Austausch zwischen Äquator und Pol nicht mit einer meridionalen Zirkulation erreicht werden, da eine meridionale Strömung mit zunehmender Distanz vom Äquator in einen Westwind übergehen muss. Gleichzeitig würde eine streng zonale Westwindzirkulation in den Mittelbreiten jeglichen meridionalen Energieaustausch verhindern und ist daher nicht stabil. Das Klimasystem wählt deshalb eine „Misch-

form“ – eine Westwindzirkulation mit stark nord- und südwärts ausgreifenden baroklinen Wellen. Die Wellen werden durch Temperaturgegensätze und Hindernisse am Boden ausgelöst. Durch verschiedene Vorgänge im Zusammenhang mit in die Strömung eingebetteten Störungen (Tiefdruckgebieten) wie Reibung und Austausch am Boden, Turbulenz und Mischung, brechende Wellen, etc. kann Energie transportiert werden.

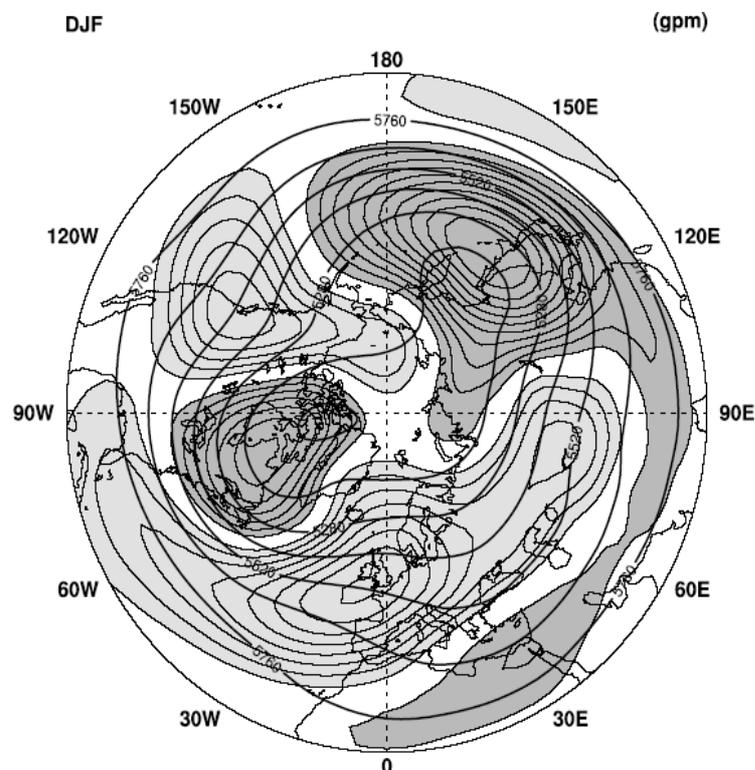
Das Westwindband ist im Allgemeinen im Winter, wenn die polaren Regionen gar keine Sonnenenergie erhalten, am stärksten (vgl. auch Kapitel 3.3).

### 3.2. Schwankungen der Zirkulation der nördlichen Aussertropen

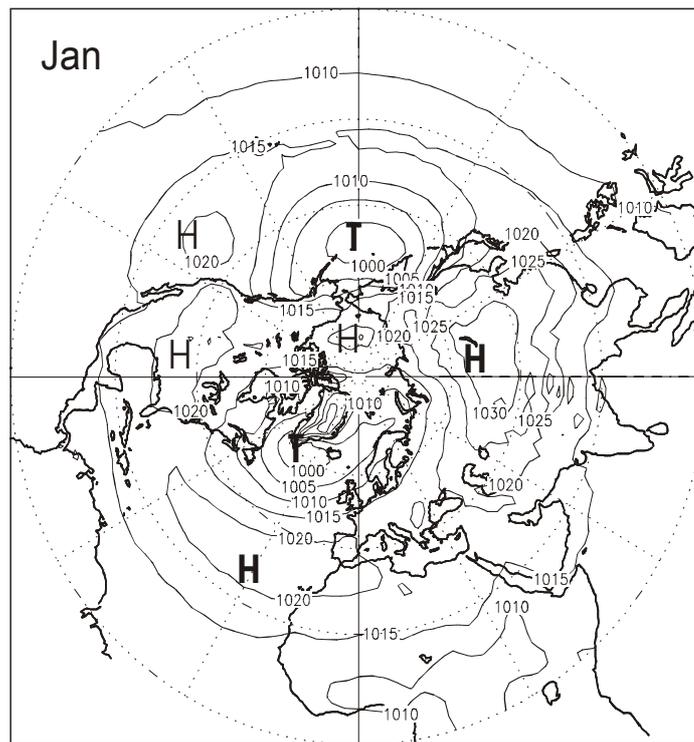
In diesem Kapitel werden die wichtigsten Mechanismen dargelegt, welche die grossräumige Klimavariabilität der (nördlichen) Aussertropen beeinflussen, insbesondere Änderungen der Lage der planetaren Wellen beziehungsweise der Aktionszentren im Bodendruckfeld. Als prominenteste Beispiele grossräumiger Variabilitätsmodi werden die Nordatlantische respektive Arktische Oszillation sowie das Pacific North American Pattern (PNA) vorgestellt. Am Schluss wird ein kurzer Blick auf die Südhemisphäre geworfen.

#### 3.2.1. Planetare Wellen und Aktionszentren

Die Lage der planetaren Wellen (oder Rossby Wellen) ist nicht beliebig, sondern wird durch die räumlichen Gegebenheiten (Land-See-Kontrast, Gebirge) teilweise verankert. Die wohl wichtigste Rolle spielen diesbezüglich die Rocky Mountains, welche ihrer Länge wegen zwangsläufig überströmt werden müssen. Eine ähnliche Rolle spielt das tibetische Plateau. Figur 12 zeigt die mittlere Druckverteilung auf 500 hPa im Winter (durchgezogene Linien).



**Fig. 12:** Mittlere 500 hPa-Druckfläche im Winter (Dezember bis Januar) über den nördlichen Aussertropen (durchgezogene Linien, in gpm). Hell- und dunkelgrau schraffierte Flächen zeigen die Abweichungen vom zonalen Mittel (aus Hurrell et al., 2003).



**Fig. 13:** Mittlere Bodendruckverteilung über der Nordhalbkugel im Januar (NCEP/NCAR, Wanner et al., 2000).

Deutlich zu sehen sind Wellentröge über der Hudson Bay (hinter den Rockies) und den Kurilen (hinter dem tibetischen Plateau) sowie Wellenrücken über der amerikanischen Westküste und der europäischen Atlantikküste. Die Wellenstruktur tritt noch deutlicher hervor, wenn an jedem Punkt die Abweichung vom zonalen Mittel dargestellt wird (hellgrau: positiv, dunkelgrau: negativ). Die Wellenstruktur und Wellenzahl kann unterschiedlich sein. In Fig. 12, also im gemittelten Feld, dominieren die Wellenzahlen zwei und drei, das heisst drei Wellen umspannen die Erde. Für einen beliebigen Zeitpunkt kann die Struktur aber natürlich auch anders aussehen, mit einem grösseren Beitrag höherer Wellenzahlen, und die Amplitude der Wellen kann sehr viel grösser sein.

Eingebettet in die Wellenstruktur sind quasi-permanente Druckgebilde im Bodenniveau, welche ihrer Bedeutung für das Klima wegen „Aktionszentren“ genannt werden. Zwischen planetaren Wellen und den Aktionszentren bestehen enge Beziehungen (Feedbacks). Das Islandtief zum Beispiel ist ein sehr häufig im Seegebiet von Island anzutreffendes Tiefdruckgebiet. Es wird durch den Leetrogeffekt der Rocky Mountains als Rossbywelle in der westlichen Grundströmung immer wieder neu angeregt. Lokale Prozesse am Ozean-Atmosphären-Interface (Wärme- und Feuchtefluss) spielen aber auch eine Rolle in der Entstehung der Aktionszentren. Im Fall des Islandtiefs ist das Aufeinandertreffen von kontinentaler Kaltluft und einer warmen Meeresströmung (Golfstrom respektive Nordatlantikdrift) von entscheidender Bedeutung. Die wichtigsten Aktionszentren sind neben dem Islandtief das Aleutentief, Azorenhoch, und Pazifikhoch. Figur 13 zeigt ein langjährig gemitteltes Bodendruckfeld für den Monat Januar. Deutlich treten hier die genannten Aktionszentren hervor. Planetare Wellen und Aktionszentren (vor allem die Tiefdruckgebiete) sind wie bereits erwähnt vor allem im Winter wirksam. Meist wird in Analysen grossräumiger Klimaschwankungen deshalb nur der Winter betrachtet. Dies gilt insbesondere für die Kopplung der Troposphäre mit der Stratosphäre (s. Kapitel. 3.3). Für den Druck am Boden geht man davon aus, dass im Sommer kleinräumigere Prozesse eine wichtigere Rolle spielen. Islandtief und Azorenhoch sind allerdings auch im Sommer die wetterbestimmenden Aktionszentren.

### 3.2.2. Teleconnections und Variabilitätsmodi

Aktionszentren können ihre Lage leicht verändern, vor allem aber kann ihre Stärke beträchtlich schwanken. Solche Schwankungen wirken sich stark auf das regionale Klima aus. Änderungen der Aktionszentren sind meist verknüpft mit Änderungen in der Struktur oder Stärke der planetaren Wellen. Wenn sich die Wellen verändern, wirkt sich dies nicht mehr nur regional, sondern grossräumig aus. Als Folge davon sind verschiedene Klimagrössen über weite Strecken positiv oder negativ miteinander korreliert. Diesen Effekt nennt man „Teleconnection“ oder Klimafernkopplung. Der Luftdruck in der Schweiz korreliert zum Beispiel stark negativ mit dem Druck über der Arktis, und die Temperatur in Grönland korreliert negativ mit der Temperatur in Norwegen. Bereits vor 250 Jahren wurden solche Fernkopplungen erkannt. Das Konzept der „Teleconnections“ ist ein primär statistisches; es impliziert noch keine zugrunde liegenden Prozesse.

Eine Analyse von Druckfeldern zeigt, dass die Änderungen der Wellenstruktur respektive der Aktionszentren nicht beliebig sind, sondern dass es bevorzugte Muster gibt. Diese nennt man Variabilitätsmuster oder Modi, die wichtigsten beiden Beispiele der nördlichen Ausser-tropen (NAO, PNA) werden in den nächsten Unterkapiteln diskutiert. Das Konzept der Variabilitätsmodi besteht darin, die Variabilität einer Zeitreihe von Feldern (z. B. Bodendruckfeld) aufzuteilen in verschiedene räumliche Muster, deren Stärke mit einem Indexwert gemessen werden kann. Dahinter steht entweder der Versuch, Prozesse in der Atmosphäre zu verstehen, oder einfach möglichst viel Variabilität mit einem Indexwert (und dazugehörigem Muster) ausdrücken zu können. Diese Zweideutigkeit führt oft zu Missverständnissen. Der Versuch, mit Hilfe von Variabilitätsmodi Prozesse wirklich zu verstehen ist auch deshalb schwierig weil sich oft unterschiedliche Prozesse in ähnlichen Korrelations- oder Regressionsmuster äussern. Das ist vor dem Hintergrund der Verankerung der planetaren Wellen verständlich: Obwohl die unterschiedlichen Mechanismen ganz woanders ansetzen, ähneln sich ihre Auswirkungen.

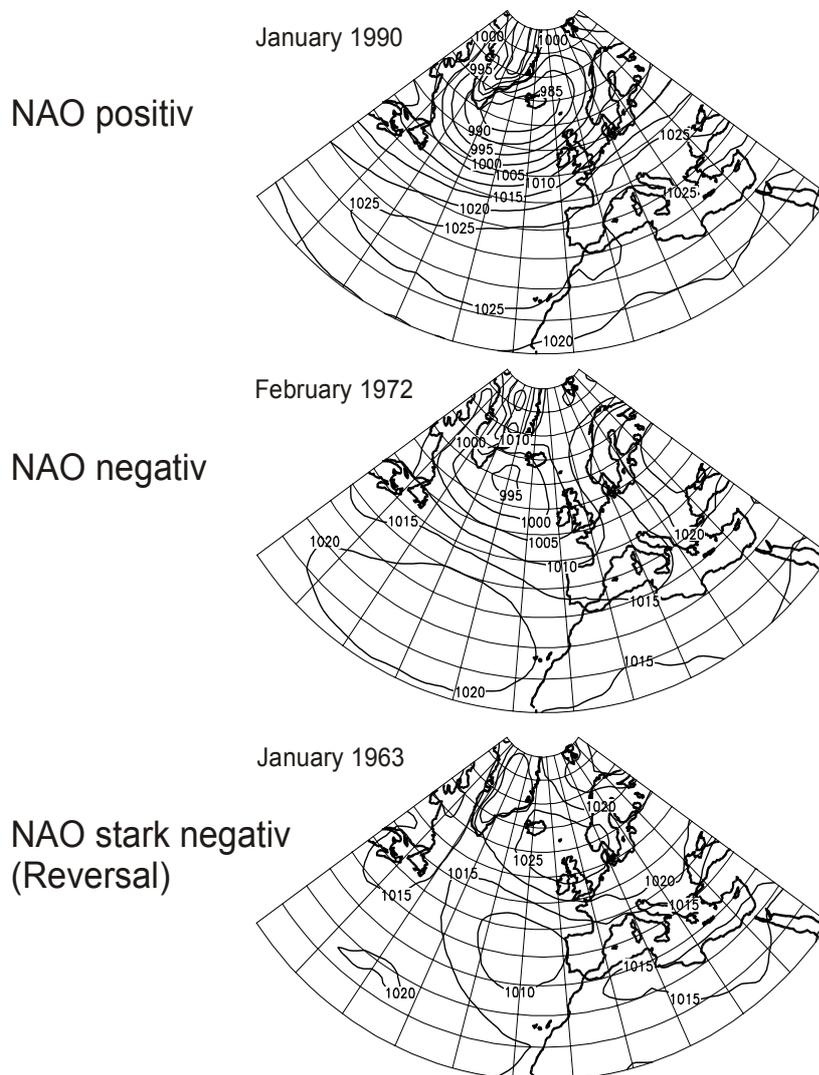
Zur Definition der Variabilitätsmodi gibt es verschiedene Ansätze. Eine Möglichkeit ist, basierend auf *a priori* Wissen über die Aktionszentren, deren Beziehung untereinander und deren Einfluss auf das regionale Klima einen Index zu definieren, der die gleichzeitige Schwankung mehrerer Aktionszentren misst (NAO oder PNA). Aktionszentren können dabei mit Hilfe von Punktkorrelationskarten bestimmt werden. Der Index ist somit festgelegt und das Muster dazu kann durch Korrelation oder Regression gewonnen werden. Ein zweiter Ansatz ist ein statistischer: Durch Hauptkomponentenanalysen (rotiert oder unrotiert) werden gleichzeitig Muster und ihre Zeitreihen gewonnen (AO resp. NAM) oder aus grundlegenden Überlegungen zur Zirkulation auf einer rotierenden Kugel als Veränderung in der zonal gemittelten Zonalströmung. Verschiedene weitere statistische oder physikalische Ansätze können verwendet werden, um Muster und ihre Zeitreihen zu gewinnen.

### 3.2.3. Nordatlantische / Arktische Oszillation

Die Nordatlantische Oszillation (NAO) ist wohl der „älteste“ Variabilitätsmodus. Bereits im 18. Jahrhundert war bekannt, dass die Temperatur in Grönland respektive Island negativ korreliert ist mit der Temperatur in Norwegen, und die Korrelationen zwischen den Aktionszentren im Bodendruckfeld wurden im ausgehenden 19. Jahrhundert untersucht. Der Begriff NAO wurde von Sir Gilbert Walker in den 1920er Jahren geprägt, allerdings erlebte die NAO-Forschung erst in den letzten zehn Jahren eine Hochblüte.

Die NAO ist das wohl wichtigste Variabilitätsmuster der Zirkulation der nördlichen Ausser-tropen. Die heute gebräuchlichste Definition (leider gibt es einige unterschiedliche Definitionen) basiert auf den Aktionszentren Islandtief und Azorenhoch. Ein Index (NAO-Index) wird

definiert als Differenz der standardisierten Druckanomalien von Ponta Delgada (Azoren) und Reykjavik (Island). Er misst somit die Stärke der Westströmung über dem Atlantik, welche das Klima in Europa massgeblich bestimmt. Ein positiver Index (zum Beispiel im Januar 1990, Fig. 14 oben) steht für stärkere West- oder Südwestströmung mit eher milden, feuchten Wintern in Mitteleuropa, ein negativer Index (zum Beispiel Februar 1972, Fig. 14 Mitte) steht für eine schwache zonale Zirkulation mit häufigeren Kaltlufteinbrüchen aus Nordosten und entsprechend kalten Wintern in Europa. Ein negativer Index bedeutet noch keine Druckumkehr, nur eine negative Abweichung vom Normalzustand (also schwaches Islandtief, schwaches Azorenhoch). Eine Druckumkehr („Reversal“, extrem negativer NAO Index) kann aber vorkommen. In diesem Fall (zum Beispiel Januar 1963, Fig. 14 unten) ist das Islandtief durch ein Hoch ersetzt und das Azorenhoch durch ein Tief. Reversals haben eine besonders starke Auswirkung auf das Klima in Europa.



**Fig. 14:** Bodendruckfeld über Europa im Januar 1990, Februar 1972 und Januar 1963 (aus Wanner et al., 2001).

Der Einfluss der NAO auf die Temperatur der nördlichen Aussertropen ist in Figur 15 dargestellt. Vor allem in Europa und dem nördlichen Eurasien sind hohe Werte des NAO verbunden mit warmen Temperaturen, während das Vorzeichen im südlichen Mittelmeerraum umgekehrt ist. Auch in Nordamerika ist eine Kopplung der Temperaturen mit dem NAO sichtbar. Die negative Temperaturkorrelation zwischen Grönland und Norwegen tritt klar hervor.

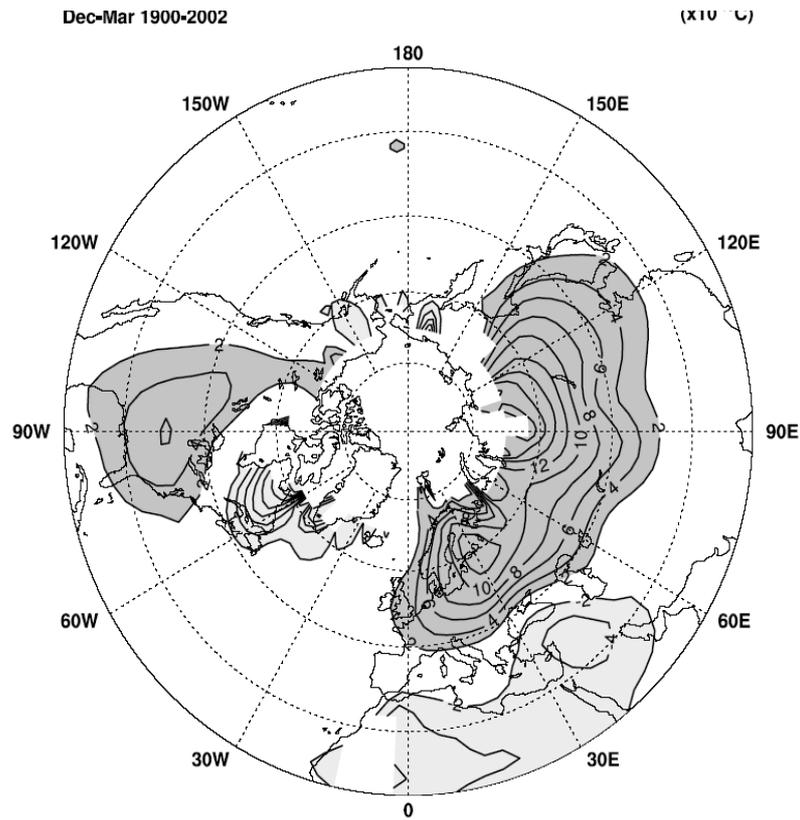


Fig. 15: Temperaturänderung (0.1 °C) pro Änderung des NAO-Indexes im Winter (aus Hurrell et al., 2001)

Der NAO-Index besteht durch seine Einfachheit: Durch nur zwei Druckreihen kann ein beträchtlicher Teil der Klimavariabilität im Raum Atlantik Europa erklärt werden. Es ist der einzige Variabilitätsmodus der (statistisch gesehen) in allen Kalendermonaten von Bedeutung ist. Allerdings gibt es eine Verlagerung der Aktionszentren im Jahresgang, welche im einfachen NAO-Index nicht berücksichtigt ist (vgl. Figur 16).

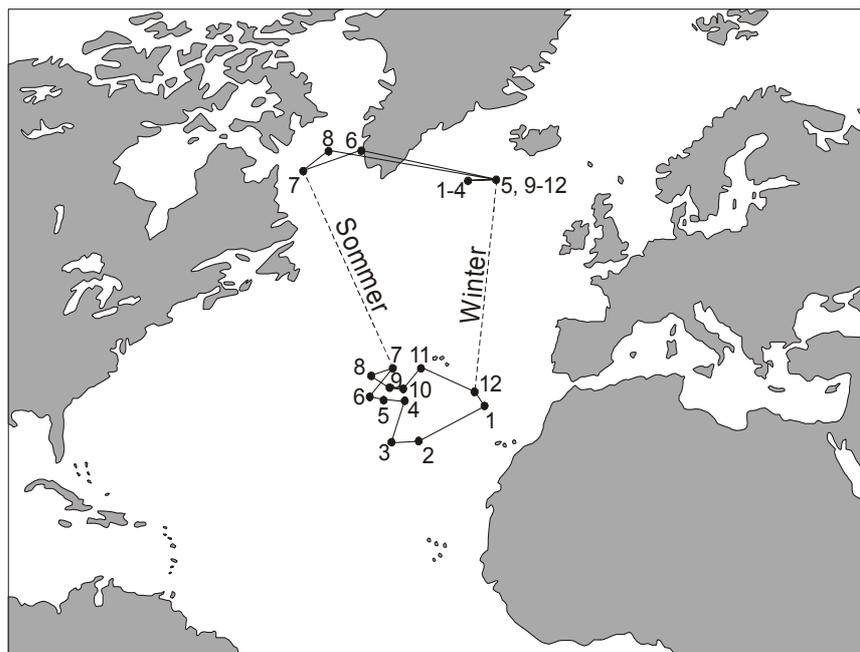


Fig. 16: Lage des Islandtiefs und des Azorenhochs im Jahresverlauf (Wanner et al., 2000, teilweise nach Hastenrath, 1995).

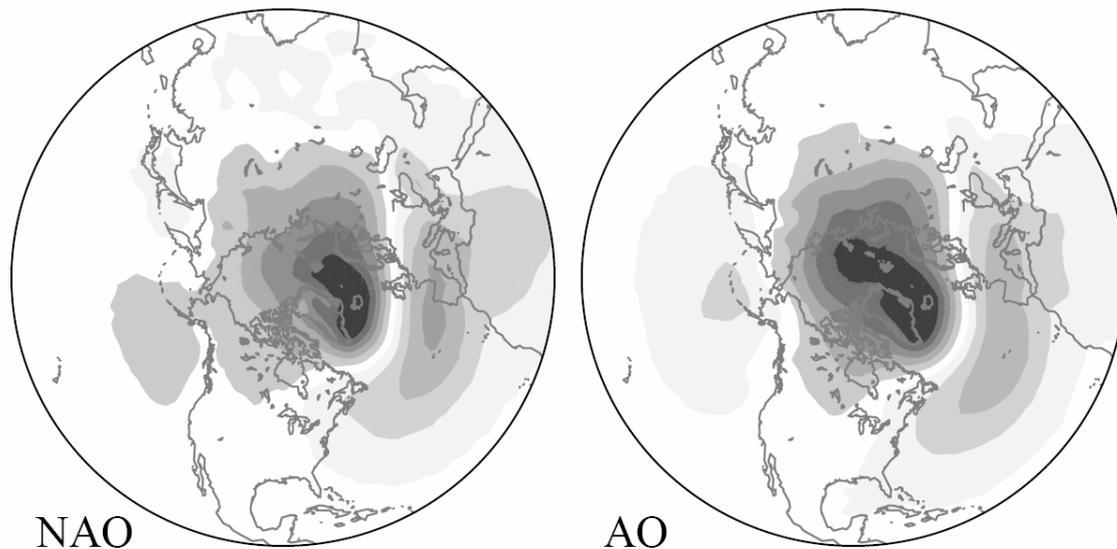


Fig. 17: Bodendruckanomalien in Abhängigkeit des NAO resp. AO (Kerr, 1999).

In den letzten Jahren hat ein anderes Variabilitätsmuster an Bedeutung gewonnen, die Arktische Oszillation (AO) oder Northern Hemispheric Annular Mode (NAM). Sie ist definiert als erste Hauptkomponente des Bodendruckfeldes nördlich von  $20^{\circ}$  N (auf monatlicher oder saisonaler Basis, nur für die Wintermonate). Die AO ist also ein primär statistisches Konstrukt. Die räumlichen Muster der beiden Variabilitätsmodi (NAO und AO) sind aber erstaunlich ähnlich: Figur 17 zeigt die entsprechenden Muster im Bodendruckfeld. Die Unterschiede sind einerseits im Pazifik zu suchen, wo die AO ein drittes Aktionszentrum hat (Aleutentief), vor allem aber in der Polarregion. Die Arktische Oszillation hat ein viel stärkeres Gewicht auf dem Bodendruck der Polargegend. Die AO hat eine leicht „ringförmige“ Struktur und wird deswegen auch „Annular Mode“ genannt. Per Definition erklärt sie mehr Varianz des Bodendruckfeldes als die NAO.

Der Ähnlichkeit zum Trotz stehen hinter den beiden Mustern verschiedene Auffassungen. Der NAO bezieht sich auf bekannte, definierte Aktionszentren und die Frage stellt sich, wie diese Aktionszentren beeinflusst werden. Naturgemäss werden deshalb Prozesse an der Erdoberfläche (Ozean-Atmosphärenkopplung, Meereis, Landoberfläche) als naheliegend betrachtet. Viele Arbeiten zur NAO analysieren den Einfluss der Meeresoberflächentemperaturen im Atlantik, der Eisbedeckung in der Arktis oder der eurasischen Schneedecke. Allerdings wird auch die Struktur der planetaren Wellen und der Polarwirbel in der Stratosphäre durchaus betrachtet. Die untersuchte Zeitskala ist oft im Bereich von Jahren bis Jahrzehnten. Entgegen ihrem Namen handelt es sich bei der NAO nicht um eine Oszillation, und anders als bei El Niño /Southern Oscillation (siehe Kapitel 3.4) ist kaum eine Bimodalität auszumachen. Figur 15 zeigt einen Überblick über die Prozesse mit welchen die NAO in Zusammenhang gebracht wird. Die AO ist in dieser Sichtweise einfach das statistische Konstrukt der NAO, welches zustande kommen muss weil der NAO das dominierende Muster der Nordhemisphäre ist.

Arbeiten zur Arktischen Oszillation, welche die arktische Region stärker betont, betrachten in der Regel den Polarwirbel (oft wird AO für das Bodenniveaus verwendet und NAM für die entsprechenden Definitionen auf höheren Schichten). Die meisten Erklärungsansätze der arktischen Oszillation beruhen auf der Kopplung zwischen Stratosphäre und Troposphäre, mit Konzepten wie der „Downward propagation“ (s. Kapitel 3.3). Das ist in Figur 16 angedeutet, welche ein konzeptionelles Bild der Arktischen Oszillation liefert. Die betrachtete Zeitskala ist oft kürzer: Hier stehen Wochen bis Jahre im Vordergrund. Der NAO ist in dieser Sichtweise die regionale Manifestation eines ursächlich hemisphärischen Phänomens.

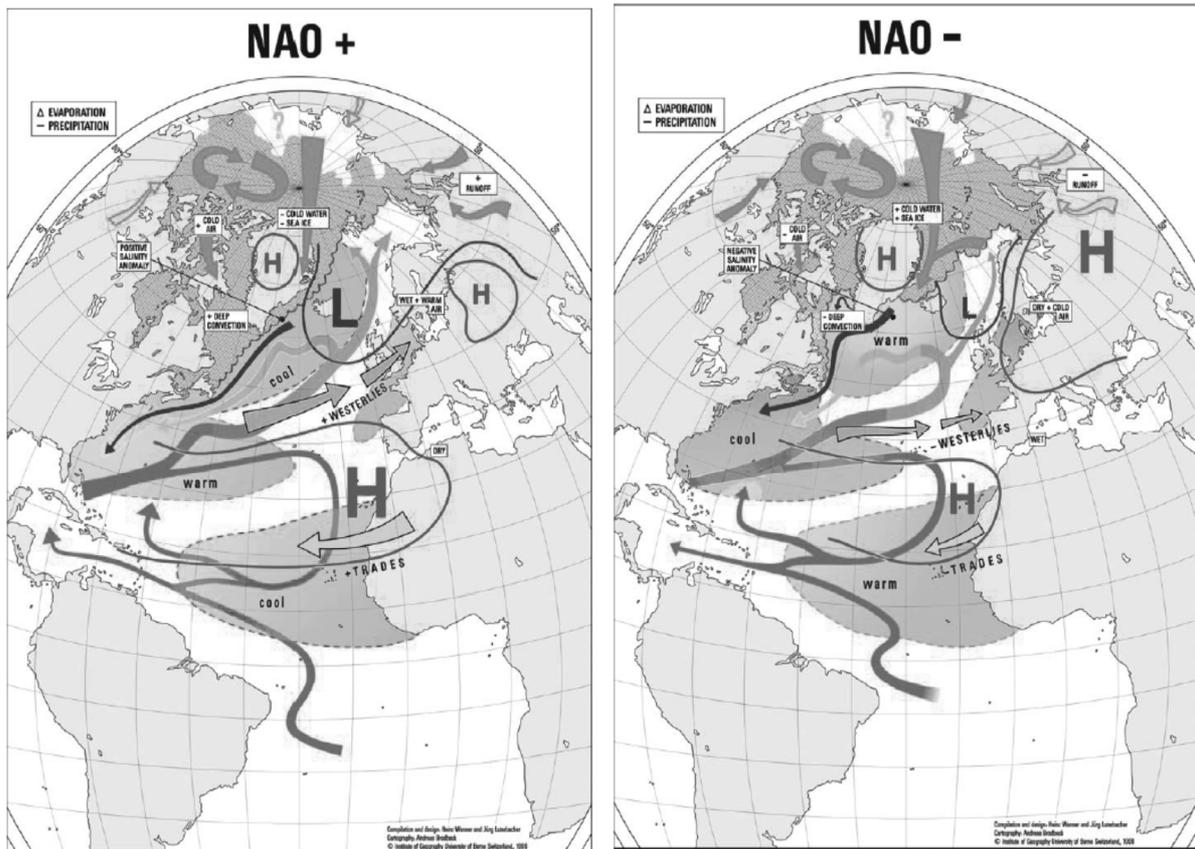


Fig. 18: Konzeptuelles Modell der positiven und negativen Phase der Nordatlantischen Oszillation (aus Wanner et al., 2000).

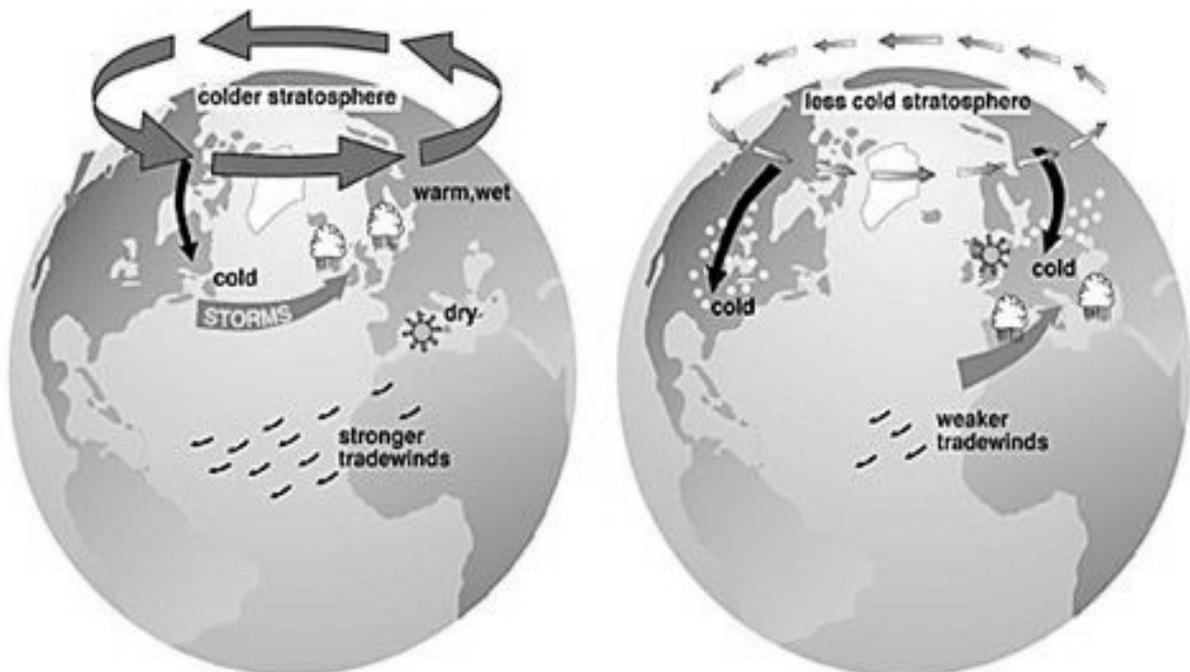
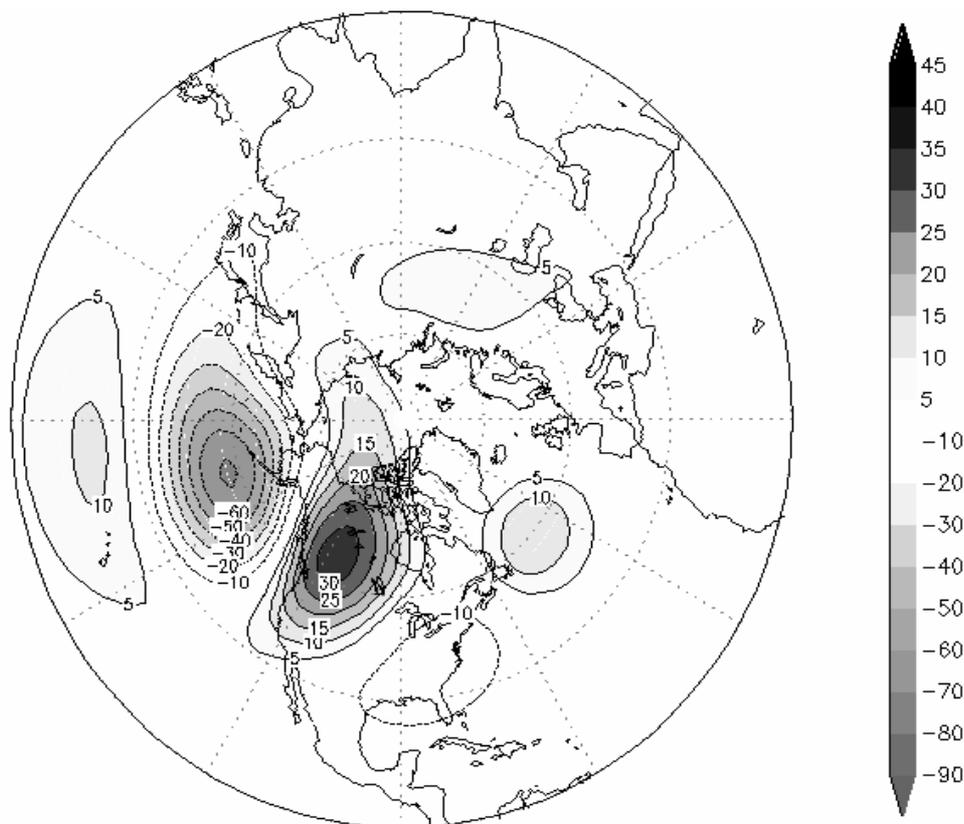


Fig. 19: Konzeptuelles Modell der positiven und negativen Phase der Arktischen Oszillation oder Northern Hemispheric Annular Mode (J. M. Wallace)

Die Frage ist offen, inwiefern es sich bei NAO und AO um das gleiche Phänomen handelt oder inwiefern hier nicht nur unterschiedliche Definitionen, sondern auch unterschiedliche Konzepte mit letztlich unterschiedlichen Prozessketten zusammenhängen. Vermutlich gibt es nicht einen einzigen Mechanismus, der diese Schwankungen erklärt. Das zeigt sich auch an der Tatsache, dass sich viele Forcingfaktoren statistisch gesehen in einem NAO-ähnlichen Muster äussern.

### 3.2.4. Pacific North-American Pattern

Das Pacific North-American Pattern (PNA) ist ähnlich wichtig wie die NAO und ist der dominante Modus der westlichen Hemisphäre. Die PNA ist definiert aufgrund der geopotentiellen Höhe der 500 hPa Druckfläche von vier „Aktionszentren“, welche zusammen einen Wellenzug darstellen (vgl. Figur 12). Das wichtigste Aktionszentrum ist dabei das Aleutentief. Eine alternative Definition der PNA basiert auf einer rotierten Hauptkomponentenanalyse (oft mit NAO als erster, PNA als zweiter Hauptkomponente). Das Ladungsmuster dieser zweiten Hauptkomponenten in der geopotentiellen Höhe auf 500 hPa ist in Figur 20 dargestellt. Die PNA beeinflusst vor allem das Klima über dem pazifisch-nordamerikanischen Sektor, mit hohen Temperaturen bei positivem PNA-Index über Kanada und Alaska, tiefen über dem Südosten der USA.



**Fig. 20:** Ladungsmuster der geopotentiellen Höhe der 500 hPa Fläche für die PNA (Quelle: NOAA).

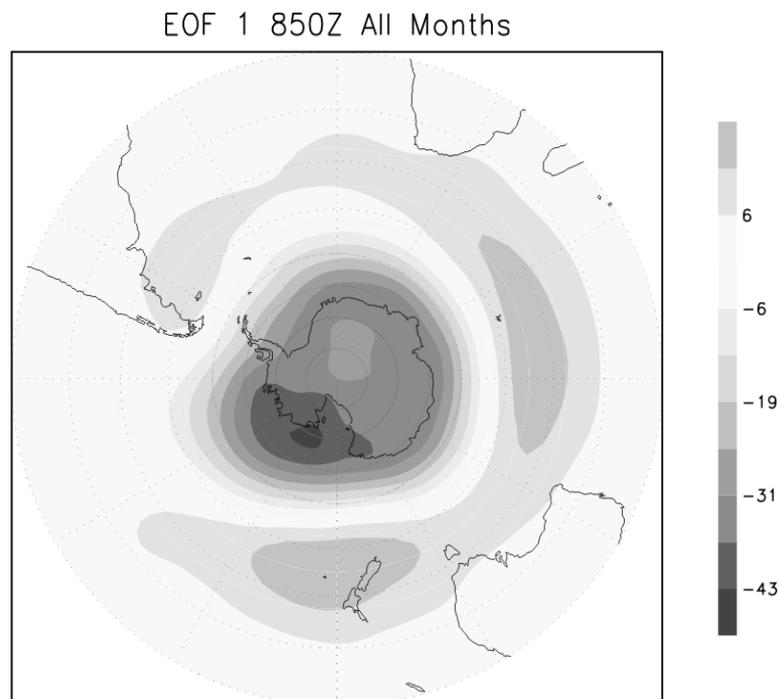
Die PNA ist abhängig von den Ozean-Atmosphären Prozessen im Nordpazifik (vgl. Kapitel 3.4), während der Bezug zum Polarwirbel schwach ist. Ein wichtiger Einfluss auf die PNA ist El Niño / Southern Oscillation (vgl. Kapitel 3.4).

Interessant ist die Beziehung zwischen PNA und NAO. Die beiden Indizes sind im Winter leicht negativ korreliert, weil Aleutentief und Islandtief im Spätwinter negativ korreliert sind (der Korrelationskoeffizient beträgt ungefähr 0.25, was signifikant ist, aber doch nicht besonders hoch). Das ist aus der Lage des Islandtiefs im Leetrog der Rockies verständlich. Allerdings überschätzen einige Modelle diese Korrelation, was interessante Fragen zu den grossräumigen Kopplungsmechanismen aufwirft.

### 3.2.5. Antarctic Oscillation oder Southern Hemispheric Annular Mode

In der Südhemisphäre ist die Situation im Hinblick auf grossräumige Klimaschwankungen grundsätzlich anders als in der Nordhemisphäre. Die planetaren Wellen sind viel weniger stark ausgeprägt als in der Nordhalbkugel und sind räumlich weniger gut verankert. Es fehlt das lange grosse Gebirge (wie die Rockies), es fehlt auch der zonale Land-Meer-Kontrast. Obwohl die Mechanismen grundsätzlich dieselben sind, ist die Aktivität planetarer Wellen sehr viel kleiner als in der Nordhemisphäre.

Der dominierende Variabilitätsmodus in der Südhemisphäre ist die Antarktische Oszillation oder Southern Hemispheric Annular Mode. Er ist definiert als erste Hauptkomponente des 850 hPa-Druckfeldes der südlichen Aussertropen (wegen der Höhe des antarktischen Eisschildes entspricht das hier ungefähr dem Bodendruck). Figur 21 zeigt eine Regression der 850 hPa-Druckfläche als Funktion der Antarktischen Oszillation. Im Vergleich zu Figur 17, wo dieselbe Definition für die Nordhemisphäre verwendet wurde, zeigen sich hier die erwähnten grossen Unterschiede. Wegen der fehlenden Gebirge und Land-Meer-Kontraste ist die Struktur fast zonal symmetrisch, also wirklich „annular“ (ringförmig). Das polare Aktionszentrum entspricht dem Polarwirbel, der in der Südhemisphäre viel stärker und ungestörter ist als im Norden. Trotzdem gibt es Schwankungen in der Antarktischen Oszillation, welche wiederum grosse Auswirkungen haben auf die Temperatur am Boden.



**Fig. 21:** Regression der geopotentiellen Höhe der 850 hPa Fläche für die Antarktische Oszillation (J. M. Wallace).