

Kapitel 2

Makroskalige Dynamik der polaren Stratosphäre

Die Temperaturverteilung der winterlichen polaren Stratosphäre hat entscheidenden Einfluß auf die Entstehung polarer Stratosphärenwolken und damit auf die Ozonzerstörung. Sie wird bestimmt durch die makroskalige stratosphärische Dynamik, d.h. durch die vorherrschenden Strukturen der Luftbewegung mit Größenordnungen im Bereich 10^3 bis 10^4 km. In diesem Kapitel werden die Grundlagen der makroskaligen Stratosphärendynamik sowie die dynamischen Unterschiede zwischen Nord- und Südhemisphäre erörtert.

2.1 Entstehung des Polarwirbels

Während der Polarnacht kühlt sich die Luft in Ermangelung solarer Einstrahlung über dem Winterpol in der Stratosphäre sehr stark ab, was zu einem großräumigem Absinken von Luftmassen führt. Dadurch bildet sich ein „Trichter“ über dem Winterpol, der als Polarwirbel bezeichnet wird. Eine Folge des Absinkens ist die adiabatische Kompression, die der Abkühlung und dem weiteren Absinken der Luftmassen entgegenwirkt.

Obwohl das Absinken der Luft im Polarwirbel zu einer adiabatischen Erwärmung führen müßte, befindet sich im Inneren des Polarwirbels ein ausgeprägtes Kältegebiet. Das kommt dadurch zustande, dass einerseits in der Polarnacht keine Solarstrahlung absorbiert wird, andererseits jedoch langwellige Strahlung der Atmosphäre entweicht. Bei der Netto-Strahlungsbilanz überwiegt so im polaren Winter die Abstrahlung gegenüber der Einstrahlung, es kommt zur Energieabgabe des Systems Atmosphäre. Insgesamt übertrifft die strahlungsbedingte Abkühlung die adiabatische Erwärmung beim Absinken, so dass sich die polare Stratosphäre weiter abkühlt. Dementsprechend handelt es sich beim Absinken im Polarwirbel um einen diabatischen Prozeß.

Die Stratosphäre ist daher im Winter in den Polarregionen deutlich kälter als in den niedrigen und mittleren Breiten. Dementsprechend bildet sich ein meridionaler Druckgradient $\bar{\nabla}p$. Da man in der Stratosphäre die Reibung vernachlässigen und davon ausgehen kann, dass die Luftbewegung nur durch die Druckkraft und die Corioliskraft bestimmt wird, handelt es sich bei der resultierenden Strömung um geostrophische Luftbewegung. Die zunächst als ruhend angenommene Luft wird in Richtung des Druckgradienten beschleunigt. Ist die Geschwindigkeit von Null verschieden, wird die Strömung aufgrund der nun wirkenden Corioliskraft abgelenkt, auf der Nordhemisphäre nach rechts bzw. auf der Südhemisphäre nach links. Die Geschwindigkeit erhält dadurch eine Komponente senkrecht zum Druckgefälle. Die Strömung wird weiter beschleunigt, bis sich ein Kräftegleichgewicht von Druckgradient- und Corioliskraft einstellt. Da die Corioliskraft immer senkrecht auf der Geschwindigkeit steht, folgt daraus, dass im Gleichgewichtszustand die Geschwindigkeit sowohl senkrecht zur Corioliskraft als auch senkrecht zur Druckgradientkraft steht (Abb.2.1).

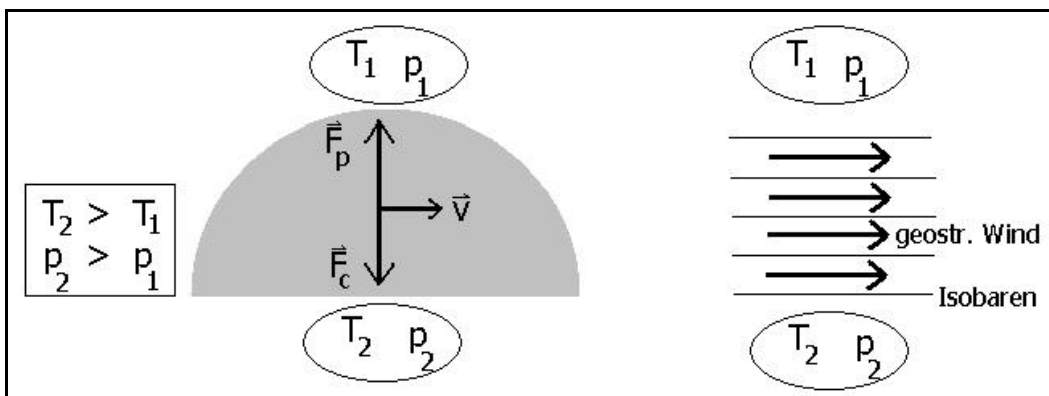


Abb.2.1: Entstehung des geostrophischen Windes. Es stellt sich ein Gleichgewicht ein zwischen der Druckgradientkraft \bar{F}_p und der Corioliskraft $\bar{F}_C = -\bar{F}_p$, die resultierende Strömung ist der geostrophische Wind \bar{v} ; er weht isobarenparallel.

Die resultierende Strömung, der geostrophische Wind, läuft daher parallel zu den Isobaren und wird beschrieben durch:

$$\bar{v}_g = \frac{1}{\mathbf{r}f} \times \bar{\nabla}p \quad [\text{Gl.2.1}]$$

mit der Dichte \mathbf{r} , dem Druckgradienten $\bar{\nabla}p$ und dem Coriolisparameter $f = 2\bar{\Omega} \sin \mathbf{j}$. Im Winter entsteht so bei etwa 60° geographischer Breite ein Starkwindband (engl.: *Jet Stream*), welches den Rand des polaren Wirbels darstellt. Während der Polarwirbel auf der Nordhalbkugel zyklonal umströmt wird, wird der südhemisphärische Polarwirbel antizyklonal umströmt. Aufgrund der starken zonalen Strömung sind die Luftmassen im Polarwirbel weitgehend von den Luftmassen der mittleren Breiten isoliert.

2.2 Beschreibung des Polarwirbels

In der polaren Stratosphäre kann man im Winter davon ausgehen, dass Transportprozesse mit Zeitskalen bis zu wenigen Tagen adiabatisch ablaufen. Die stratosphärische Luftbewegung kann daher näherungsweise auf isentropen Flächen beschrieben werden, die im folgenden Abschnitt definiert werden.

2.2.1 Potentielle Temperatur

In einem inkompressiblen, geschichteten fluiden Medium ist die Dichte ein Maß der Schichtung. Das inkompressible Medium ist stabil geschichtet, wenn die Dichte mit der Höhe abnimmt.

Die Atmosphäre besteht jedoch aus einem kompressiblen Gas, und weder die Temperatur noch die Dichte stellen ein relevantes Maß für die Schichtung dar. Statt dessen wird als Maß die potentielle Temperatur q benutzt. Es handelt sich hierbei um die Temperatur (Dichte), die ein Luftpaket hätte, wenn es adiabatisch, also ohne Entropieänderung, auf ein Referenz-Druckniveau gebracht wird. In der Meteorologie verwendet man als Referenz-Druckniveau den Normaldruck, so dass die potentielle Temperatur definiert ist als

$$q = T \cdot \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\frac{k-1}{k}} \quad [\text{Gl.2.2}]$$

wobei T die Temperatur, p der Druck in der Höhe, $p_0 = 1013 \text{ hPa}$ der Normaldruck und $k = c_p/c_v$ das Verhältnis der spezifischen Wärmen bei konstantem Druck bzw. Volumen ist.

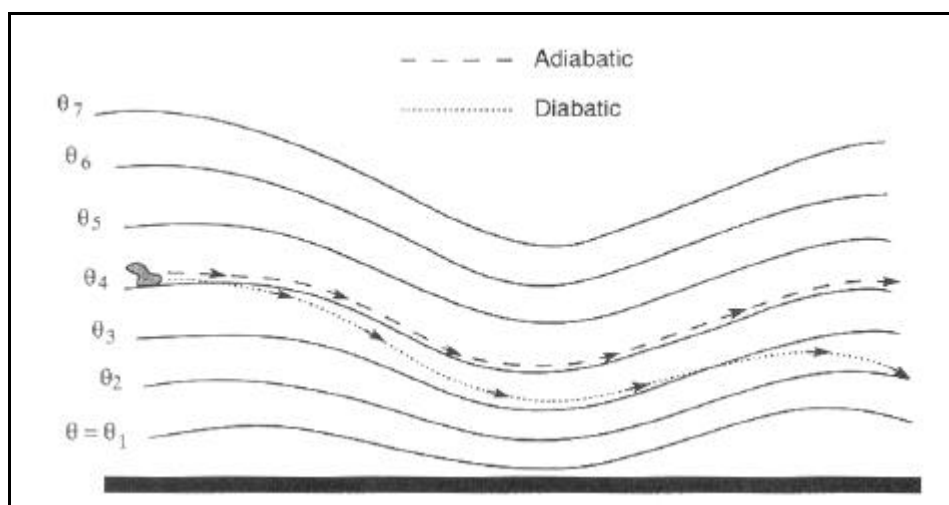


Abb.2.2: Graphische Darstellung adiabatischer bzw. diabatischer Prozesse entlang isentroper Flächen. (aus: Salby, 1996)

Wenn die Luft stabil geschichtet ist, nimmt die potentielle Temperatur nach oben hin monoton zu und kann daher die geometrische Höhe als Vertikalkomponente ersetzen. Die entsprechenden Koordinatenflächen sind Flächen konstanter potentieller Temperatur q (bzw. konstanter Entropie) und werden isentrope Flächen genannt.

Ist in einem solchen System die Vertikalgeschwindigkeit proportional zur Änderungsrate der potentiellen Temperatur, so ist sie mit einer Entropie-Änderung und daher mit diabatischen Vorgängen verbunden, was in Abb.2.2 dargestellt ist. Adiabatische Prozesse laufen dementsprechend auf isentropen Flächen ab, so dass die Betrachtung der makroskaligen stratosphärischen Bewegung in isentropen Koordinaten sinnvoll ist.

Die isentropen Flächen sind in der Stratosphäre über dem Winterpol nach oben gewölbt. Das folgt aus der Tatsache, dass ein Luftpaket mit niedrigerer absoluter Temperatur auf einer isentropen Fläche in größerer geopotentieller Höhe liegt als ein Luftpaket mit höherer absoluter Temperatur. Dieser Sachverhalt ist in Abb.2.3 graphisch dargestellt.

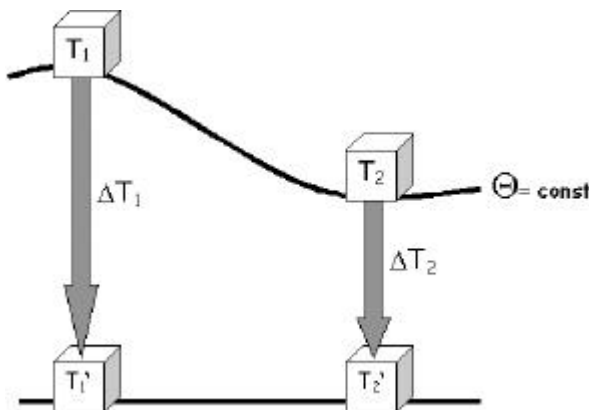


Abb.2.3: Temperaturverteilung bei gewölbten Isentropen. Die Luftpakete mit den Temperaturen T_1 und T_2 haben die gleiche potentielle Temperatur q . Wenn sie auf das Referenz-Druckniveau gebracht werden, erwärmen sie sich adiabatisch um ΔT_1 bzw. ΔT_2 . Dabei ist $\Delta T_1 > \Delta T_2$, weil das Luftpaket mit T_1 auf der gewölbten q -Fläche geopotentiell höher liegt. Da auf dem Referenz-Druckniveau $T_1' = T_2'$ gilt, muß auf der gewölbten isentropen Fläche $T_1 < T_2$ sein.

Das Kältegebiet über dem Winterpol hat daher zur Folge, dass aufgrund der Definition der potentiellen Temperatur eine isentrope Luftmasse geopotentiell höher liegt als in der Stratosphäre der mittleren Breiten.

2.2.2 Potentielle Vorticity

Der Polarwirbel bzw. der Wirbelrand läßt sich mit Hilfe der potentiellen Wirbelstärke definieren. Es hat sich durchgesetzt, für die Wirbelstärke horizontaler Strömungen die englische Bezeichnung „Vorticity“ zu verwenden, so dass man anstelle von potentieller Wirbelstärke von potentieller Vorticity (PV) spricht.

Das Maß für die Vorticity horizontaler Strömungen \bar{v} ist die vertikale Komponente des Rotors von \bar{v}

$$\begin{aligned} \mathbf{z} &= \text{rot}_z \bar{v} \\ &= \frac{\partial v_y}{\partial x} - \frac{\partial v_x}{\partial y} \\ &= \bar{\nabla}_h \times \bar{v}. \end{aligned} \quad [\text{Gl. 2.3}]$$

ζ weist in negative z-Richtung bei antizyklonaler Strömung (im Uhrzeigersinn), bzw. in positive z-Richtung bei zyklonaler Strömung (gegen den Uhrzeigersinn). Die Vorticity zeigt sich dabei entweder in gekrümmten Bewegungen oder in geradlinigen Bewegungen mit horizontaler Windscherung, oder in Kombination beider Möglichkeiten.

Bezogen auf das Inertialsystem Erde handelt es sich bei der hier beschriebenen Vorticity ζ zunächst nur um die relative Vorticity. Zur Beschreibung der absoluten Vorticity η ist noch der Anteil der Erdrotation einzubeziehen, der durch den Coriolis-Parameter $f = 2\bar{\Omega} \sin \mathbf{j}$ gegeben ist:

$$\begin{aligned} \mathbf{h} &= \mathbf{z} + f \\ &= \bar{\nabla}_h \times \bar{v} + 2\bar{\Omega} \sin \mathbf{j}. \end{aligned} \quad [\text{Gl. 2.4}]$$

Die Vorticity ist eine Erhaltungsgröße, so dass sich bei Abwesenheit äußerer Kräfte die Kontinuitätsgleichung formulieren läßt:

$$\frac{d\mathbf{h}}{dt} + \mathbf{h} \cdot \bar{\nabla}_h \cdot \bar{v} = 0 \quad [\text{Gl. 2.5}]$$

mit $\frac{d\mathbf{h}}{dt} = \frac{\partial \mathbf{h}}{\partial t} + \frac{\partial \mathbf{h}}{\partial x} v_x + \frac{\partial \mathbf{h}}{\partial y} v_y$.

Die potentielle Vorticity kombiniert die Erhaltung der Wirbelstärke und die Erhaltung der Masse. Die Bedeutung dessen ist in Abb. 2.4 dargestellt.

Unter der Bedingung der Reibungsfreiheit und der Adiabasie ist die potentielle Vorticity in der Atmosphäre eine materielle Erhaltungsgröße. Sie ist definiert durch

$$Q = \mathbf{h} \cdot \frac{\nabla \mathbf{q}}{\mathbf{r}} \quad (\text{PV nach Ertel, EPV}) \quad [\text{Gl. 2.6}]$$

wobei η die absolute Vorticity, \mathbf{r} die Dichte und \mathbf{q} die potentielle Temperatur sind.

Die Einheit der Ertel'schen potentiellen Vorticity ist

$$1 \text{ PVU („potential vorticity unit“) } = 10^{-6} \text{ Km}^2 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-1}.$$

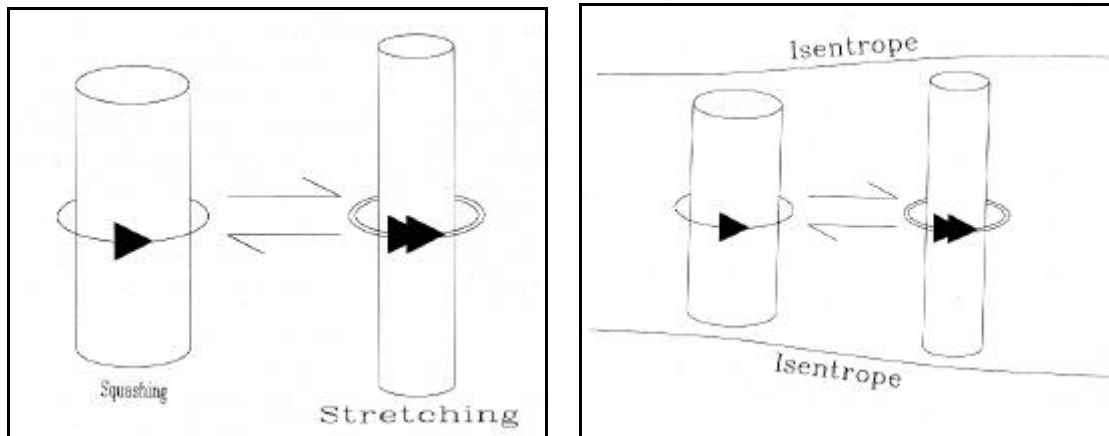


Abb.2.4: Streckung einer Luftsäule mit Erzeugung relativer Vorticity [links], potentielle Vorticity nach Ertel [rechts] (aus: James, 1994).

Die potentielle Vorticity ist geeignet, um den polaren Wirbel zu beschreiben. Der Polarwirbel hat eine größere Wirbelstärke, d.h. eine höhere potentielle Vorticity, als die umgebende Luft der mittleren Breiten.

2.2.3 Die Wirbelrandzone

Mit dem Absinken der Luftmassen innerhalb des Polarwirbels erfolgt auch der langsame vertikale Transport von stratosphärischen Spurenstoffen wie Ozon. Die vertikale Verschiebung des Volumenmischungsverhältnisses der Spurengase ist außerhalb des Wirbels durch die Aktivität planetarischer Wellen behindert, die eine meridionale Durchmischung der Luftmassen bewirken. Betrachtet man die absolute Höhe, so scheinen die Luftmassen innerhalb des Wirbels um etwa 2 bis 3 km gegenüber denen außerhalb des Wirbels nach unten verschoben (Schoeberl et al., 1992). Dadurch läßt sich der Wirbelrand über den Gradienten langlebiger Spurengase wie Lachgas (N_2O), Ozon (O_3), Methan (CH_4) oder Wasserdampf (H_2O) bestimmen (Schoeberl et al., 1992; Manney et al., 1999). Der Wirbelrand ist dabei keineswegs eindeutig begrenzt. Er hat vielmehr eine breite Randzone, die durchaus über einen Bereich der Größenordnung 10^1 bis 10^2 km ausgedehnt sein kann.

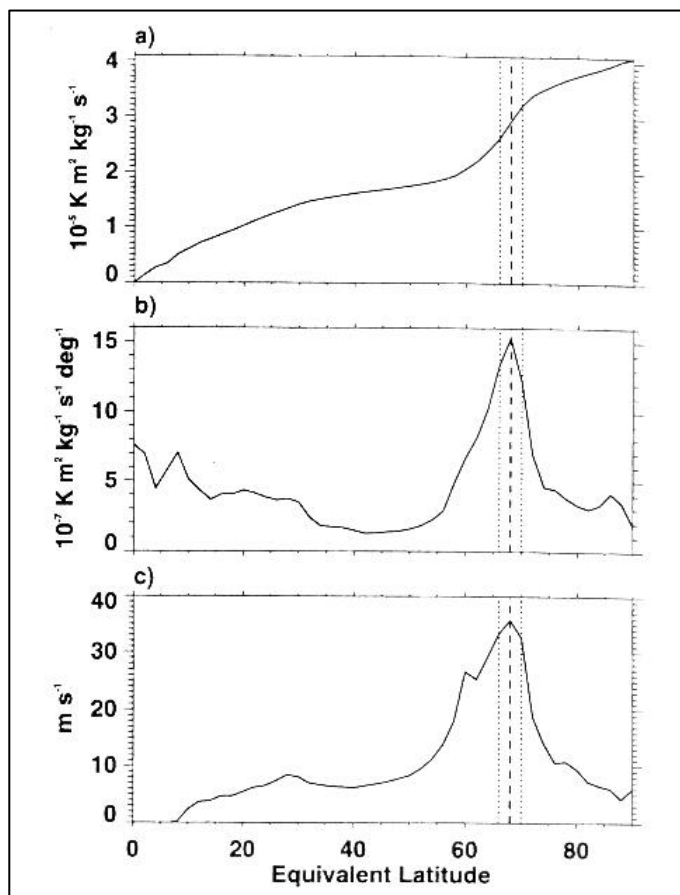
Abgesehen von den chemischen Charakteristika der Wirbelrandzone läßt sich diese auch über dynamische Komponenten lokalisieren (Manney et al., 1994; Tao und Tuck, 1994; Nash et al., 1996). Verschiedene Methoden greifen dabei auf die potentielle Vorticity oder den zonalen Wind zurück.

Als Beispiel für die dynamische Bestimmung der Wirbelrandzone ist die zonal gemittelte Vorticity-Verteilung entlang der äquivalenten Breite der Nordhemisphäre in Abb.2.5.a für den 1. Januar 1993 dargestellt (nach Nash et al., 1996). Die äquivalente Breite einer PV-Isolinie entspricht der geographischen Breite eines Kreises, der eine Fläche um den Pol umschließt, welche genauso groß ist wie die Fläche, die von einer PV-Isolinie umgeben

wird. Durch Verwendung dieser äquivalenten Koordinaten lassen sich Aussagen treffen, die unabhängig von einer Verschiebung des Polarwirbels vom Pol sind.

Die polaren Luftmassen haben, bedingt durch den Polarwirbel, eine deutlich höhere potentielle Vorticity als die Luftmassen der mittleren und niedrigen Breiten. Der Gradient der potentiellen Vorticity ist in Abb.2.5.b gezeigt. Es ist zu erkennen, dass die maximalen Werte des PV-Gradienten im Bereich des Wirbelrandes zu finden sind, der hier durch gestrichelte bzw. gepunktete Linien bei etwa 67° äquivalenter Breite gekennzeichnet ist. Es ist so möglich, den Wirbelrand über den Gradienten der potentiellen Vorticity zu definieren.

Abb.2.5: Potentielle Vorticity nach Ertel (EPV) [a], Gradient der EPV [b], gemittelte Windgeschwindigkeit entlang der EPV Isolinien [c]. Alle Parameter jeweils aufgetragen gegen die äquivalente Breite auf der 450 K Isentrope am 1.Jan.1993. Die gestrichelte Linie markiert den berechneten Wirbelrand, die gepunktete Linie die Randzone. (Nash et al., 1996)



Näherungsweise läßt sich der Wirbelrand auch über das Windmaximum bestimmen, wie in Abb.2.5.c dargestellt ist. Hierbei ist jedoch die Definition der Randzone deutlich schwieriger, da die meridionale Verteilung des zonal gemittelten Windes in ihrem Maximum sehr breit ist.

Im Rahmen dieser Arbeit wird die Wirbelrandzone auf den einzelnen isentropen Flächen jeweils anhand von höhenabhängigen PV-Werten identifiziert, die z.B. auf der 475 K Fläche 36 PVU und auf der 550 K Fläche 72 PVU entsprechen (Schulz, 2000).

2.3 Unterschiede nord- und südhemisphärischer Polarwirbel

Die Entstehung und Entwicklung des antarktischen Ozonlochs wurde im ersten Kapitel eingehend behandelt. Auch in der Arktis wird in manchen Jahren polarer Ozonabbau beobachtet, jedoch ist hier aufgrund der stärkeren dynamischen Aktivität in der Nordhemisphäre die jährliche Variabilität sehr viel größer. Der Unterschied zwischen nord- und südhemisphärischer Dynamik soll hier beschrieben werden.

In der Südhemisphäre kann sich der Polarwirbel ungestört entwickeln, die unter Abschnitt 2.1 beschriebenen Mechanismen laufen weitgehend unbeeinflusst ab. Form und Strömungsmuster des antarktischen Polarwirbels sind daher meistens stabil und werden nicht durch verstärkte Wellenaktivität in der Stratosphäre beeinträchtigt, der gesamte Wirbel ist zonal symmetrisch um den Pol verteilt. Diese typische Struktur des antarktischen Wirbels ist in Abb.2.6 zu erkennen.

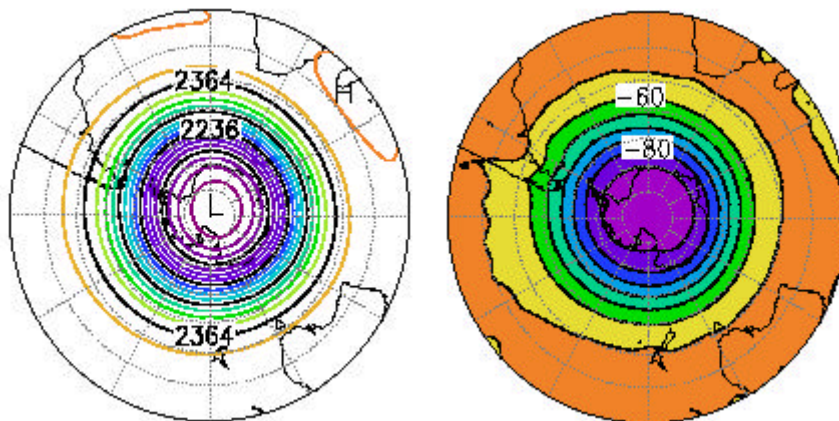


Abb.2.6: Südhemisphärisches Juli-Monatsmittel der geopotentiellen Höhe bei 30 hPa [in Dekametern, *links*] und der 30hPa-Temperatur [in °C, *rechts*], gemittelt aus NCEP/NCAR-Reanalysen über einen Zeitraum von 29 Jahren: 1968-1996. (aus: *Labitzke, 1999*)

Aufgrund dieser ungestörten Verhältnisse kann sich die Luft innerhalb des Wirbels sehr stark abkühlen. Der antarktische Polarwirbel weist daher in der Regel sehr tiefe Temperaturen auf, wobei die kritischen Temperaturen zur PSC-Partikelbildung in jedem Winter unterschritten werden. Den Isothermen in Abb.2.6 ist zu entnehmen, dass auch im langjährigen Monatsmittel ein Großteil des Polarwirbels Temperaturen unterhalb von -80°C aufweist bzw. sogar -85°C großflächig unterschritten werden.

Im Gegensatz dazu ist ein solch „kreisrunder“ Wirbel auf der Nordhalbkugel die Ausnahme. Zwar bildet sich auch über der Arktis durch Absinken und Strahlungskühlung ein Tiefdruckgebiet, dieses liegt jedoch im Mittel nicht zentral über dem Pol.

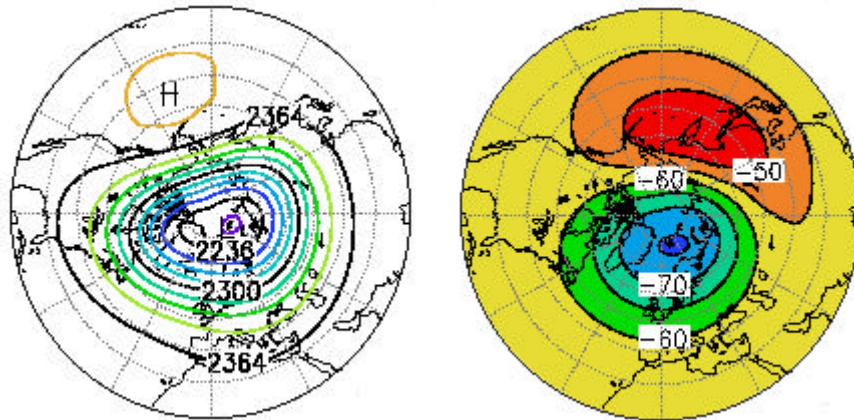


Abb.2.7: Nordhemisphärisches Januar-Monatsmittel der 30hPa-geopotentiellen Höhe [in Dekametern, *links*] und der 30hPa-Temperatur [in °C, *rechts*], gemittelt aus Analysen der FU Berlin über einen Zeitraum von 30 Jahren: Juli 1965- Juni 1995. (aus: Labitzke, 1999)

In den untersten Bereichen der Stratosphäre (100 hPa) ist das Kältegebiet umgeben von einem Wärmegürtel, der auf die winterlichen Strahlströme der oberen Troposphäre zurückzuführen ist. Die stärksten Strahlströme werden über dem Westpazifik angetroffen, wo sich dementsprechend die höchsten Temperaturen finden. Diese hohen Temperaturen sind die Ursache für das sogenannte Aläuten-Hoch in der nordhemisphärischen Stratosphäre. Dieses nach den Aläuten-Inseln im Nordpazifik benannte quasi-stationäre Hochdruckgebiet hat starke Auswirkungen auf die Dynamik der nördlichen Stratosphäre, da es eine Verschiebung des arktischen Polarwirbels in Richtung Europa verursacht. Als Folge davon liegt der Polarwirbel nicht mehr symmetrisch über dem Pol. Auch die Temperaturverteilung wird beeinflusst: Während das Aläuten-Hoch durch ein Wärmegebiet gekennzeichnet ist, ist das Kältegebiet des Polarwirbels nach Nordeuropa verschoben. Im Mittel liegt das Kältezentrum ebenso wie das Wirbelzentrum über Spitzbergen, wie in den Monatsmittelkarten von Abb.2.7 gezeigt wird.

Die Asymmetrie des arktischen Polarwirbels ist entscheidend für die gesamte Dynamik der Nordhemisphäre. Ein dem Aläuten-Hoch entsprechendes Hochdruckgebiet gibt es auf der Südhemisphäre nicht.

Aus dem Vergleich der Abbildungen 2.6 und 2.7 ist ersichtlich, dass der arktische Wirbel nicht so tief und kalt ist wie der antarktische Wirbel. Im Mittel werden in der Nordhemisphäre minimale Temperaturen von -75°C im Kältezentrum erreicht. In dieses Temperaturmittel fließen allerdings auch hohe Werte ein, die während sogenannter Stratosphärenenerwärmungen auftreten (s.Kap.2.5).

2.4 Planetarische Wellen

Während der antarktische Kontinent am Pol zentriert und ausschließlich von Wasser umgeben ist, weist die Topographie in der Nordhemisphäre eine andere Land-See-Verteilung auf. Die Nordpolarregion ist nicht nur von Atlantik und Pazifik, sondern auch von der eurasischen und der amerikanischen Landmasse umgeben. Aufgrund der unterschiedlichen Wärmekapazität von Wasser und Land kommt es bei dieser kontinentalen Verteilung zu Temperatur- und Druckunterschieden, die sich in der Atmosphäre in Form von planetarischen Wellen auswirken. Diese planetarischen Wellen breiten sich bis in die Stratosphäre aus, wo sie den Polarwirbel stören, so dass dieser instabil werden kann.

Die Transmission der oberen Atmosphäre nimmt mit der Wellenlänge zu, d.h. die obere Atmosphäre wirkt als Filter für kurze Wellen. Dadurch gelangen nur die planetarischen Wellen mit geringen Wellenzahlen in die Stratosphäre, während die durch barokline Instabilität und Topographie generierten kürzeren troposphärischen Wellen in Abhängigkeit von der vertikalen Verteilung des zonalen Windes reflektiert werden (Charney und Drazin, 1961). Folglich wird der Polarwirbel kaum durch Wellen mit höheren Wellenzahlen beeinflusst.

Die planetarischen Wellen in der Stratosphäre bewirken unter anderem, dass Luft aus den mittleren Breiten in das Polargebiet gelangt. Durch diesen Transport wärmerer Luftmassen wird der strahlungsbedingten Abkühlung des Polarwirbels entgegengewirkt. Wegen der orographischen Bedingungen ist die Aktivität der planetarischen Wellen in der Nordhemisphäre wesentlich größer als in der Südhemisphäre. Aufgrund der resultierenden Dynamik weist das Kältegebiet des arktischen Polarwirbels im Mittel nicht so tiefe Temperaturen auf wie das Kältegebiet des antarktischen Polarwirbels.

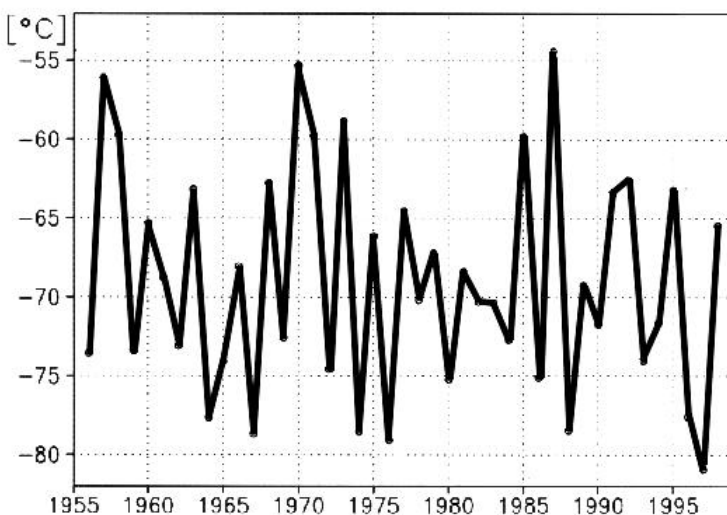


Abb.2.8: Zeitreihe der gemittelten 30hPa-Temperaturen im Januar und Februar am Nordpol in den Jahren 1956-1998 (aus Labitzke, 1999).

Die für die Entstehung von polaren Stratosphärenwolken notwendigen tiefen Temperaturen werden in der Arktis in manchen Wintern nur sehr kurzfristig und räumlich sehr begrenzt unterschritten (*Pawson et al., 1995*). Es ist zudem eine hohe Variabilität zwischen den einzelnen Wintern festzustellen, was anhand der gemittelten Nordpol-Temperaturen auf der 30 hPa Druckfläche zu sehen ist, die für Januar und Februar der Jahre 1956-1998 in Abb.2.8 dargestellt ist (aus *Labitzke, 1999*). Die große Variabilität ist vor allem auf plötzliche Stratosphärenerwärmungen zurückzuführen.

2.5 Stratosphärenerwärmungen

1952 von Richard Scherhag anhand hochreichender Radiosondenaufstiege entdeckt und seither auch als "Berliner Phänomen" bekannt, treten plötzliche Stratosphärenerwärmungen nahezu in jedem nordhemisphärischen Winter auf, im südhemisphärischen Winter nur sehr bedingt. Die Ursachen der Stratosphärenerwärmungen sind Zirkulationsstörungen durch planetarische Wellen. Diese werden unter anderem an den großen Gebirgszügen der Nordhemisphäre angeregt und breiten sich durch die Troposphäre bis in die Stratosphäre aus. Dort haben sie aufgrund der abnehmenden Luftdichte deutlich größere Amplituden. Lokale Instabilitäten führen zur Dissipation der Wellenenergie (*McIntyre und Palmer, 1983*), welche die Erwärmung der Stratosphäre zur Folge hat. Man unterscheidet in Abhängigkeit vom Ausmaß des Temperaturanstiegs und der Stabilität des Polarwirbels verschiedene Arten von Stratosphärenerwärmungen:

(a) „Minor Warmings“

Die kleinen Erwärmungen (engl.: *minor warmings*) sind durch einen plötzlichen Temperaturanstieg von mindestens 25 K innerhalb einer Woche in einer beliebigen stratosphärischen Schicht in einem beliebigen Gebiet der Winterhemisphäre gekennzeichnet. Auch diese kleinen Erwärmungen können sehr intensiv sein und den Temperaturgradienten umkehren, sie resultieren jedoch nicht in einer Zirkulationsumstellung bei 10 hPa oder darunter. Solche *minor warmings* treten in unterschiedlicher Stärke beinahe jeden nordhemisphärischen Winter auf, mitunter sogar mehrmals während eines Winters. Auch in der Südhemisphäre werden, wenn auch selten, *Minor Warmings* während des Winters beobachtet.

(b) „Canadian Warmings“

In der Nordhemisphäre gibt es zusätzlich eine spezielle Form der Stratosphärenerwärmung, die als kanadische Erwärmung (engl.: *canadian warming*) bezeichnet wird. Diese kanadischen Erwärmungen treten häufig im frühen Winter auf und

entstehen durch eine Verstärkung des Aläuten-Hochs, welches dabei polwärts verschoben wird. Dabei können sowohl der Temperaturgradient als auch vorübergehend die Windrichtung umgekehrt werden, aber der Polarwirbel bricht nicht zusammen.

(c) „Major Midwinter Warmings“

Die großen winterlichen Erwärmungen (engl.: *major midwinter warming*) sind neben der Erwärmung des Polargebiets und der entsprechenden Umkehr des Temperaturgradienten zwischen 60° und 90° geographischer Breite in oder unter dem 10hPa-Niveau auch durch einen Zusammenbruch des Polarwirbels charakterisiert. Der Zusammenbruch des Wirbels ist dadurch definiert, dass eine Zirkulationsumstellung von West- auf Ostwind zwischen 60° und 90° geographischer Breite im 10hPa-Niveau auftritt. Das Zentrum des Polarwirbels liegt dann entsprechend südlich des 65. bis 60. Breitenkreises, der Wirbel selbst kann dabei verschoben oder geteilt sein. Im Anschluß an die Erwärmung stellt sich der Polarwirbel wieder her. Über der Arktis ereignen sich große winterliche Erwärmungen maximal einmal im Winter, für gewöhnlich im Januar oder Februar. Über der Antarktis treten solche großen Stratosphärenenerwärmungen nicht auf, weil der südhemisphärische Wirbel sehr viel kälter und stabiler ist.

(d) „Final Warmings“

Im Frühjahr erfolgt die Umstellung von der winterlichen Westwindzirkulation zur sommerlichen Ostwindzirkulation im Zusammenhang mit der finalen Erwärmung (engl.: *final warming*). Die Charakteristika entsprechen in der Nordhemisphäre denen einer großen Erwärmung, nur dass sich der Polarwirbel nach seinem Zusammenbruch nicht regeneriert. Je nach dem Zeitpunkt ihres Auftretens spricht man von frühen und späten finalen Erwärmungen (engl.: *early final warming*, *late final warming*).

Die Umstellung der Winter- auf die Sommerzirkulation, also der Zeitpunkt des *final warming*, findet in der Südhemisphäre gegenüber der Nordhemisphäre im Mittel etwa zwei Monate später statt. Während der nordhemisphärische Polarwirbel oftmals schon im März zusammenbricht, bleibt der antarktische Wirbel meistens bis Ende Oktober stabil und auch kalt (Labitzke, 1999) und ermöglicht so eine längere Periode zum Ozonabbau.