

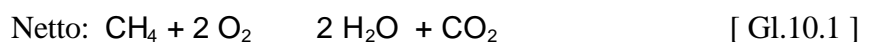
Kapitel 10

PSCs und stratosphärischer Wasserdampf

Die Bildung von PSCs auf der Mesoskala kann zwar einerseits durch eine lokale Temperaturniedrigung unter die NAT-Existenztemperatur $T < T_{NAT}$ erklärt werden. Andererseits ist es jedoch auch möglich, dass die NAT-Existenztemperatur lokal angehoben wird, so dass ebenfalls $T < T_{NAT}$ erfüllt ist. Diese lokale Anhebung von T_{NAT} ist gegeben, wenn das Wasserdampf-Mischungsverhältnis größer als die standardmäßig angenommenen $m_{H_2O} = 5$ ppmv ist. In diesem Kapitel wird gezeigt, dass diese Bedingungen insbesondere am Rand des Polarwirbels vorkommen und die Entstehung von PSCs in Sodankylä beeinflussen. Zunächst wird die Entstehung und globale Verteilung von Wasserdampf in der Stratosphäre erläutert. Anschließend wird die Verteilung von H_2O im Inneren des Polarwirbels im Zusammenhang mit dynamischen Prozessen veranschaulicht. Die dabei gewonnenen Erkenntnisse werden schließlich zur Auswertung von PSC-Beobachtungen aus Sodankylä und Ny-Ålesund herangezogen und die Ergebnisse anhand ausgewählter Fallstudien veranschaulicht.

10.1 Globale Verteilung von stratosphärischem Wasserdampf

Der Wasserdampfgehalt in der Stratosphäre ist um Größenordnungen geringer als in der Troposphäre. Das stratosphärische H_2O -Mischungsverhältnis liegt im Bereich von 1 - 10 ppmv. Die Hauptquelle von stratosphärischem Wasserdampf ist Methan. In der Stratosphäre oxidiert Methan in Reaktionen, bei denen u.a. OH und O(1D) beteiligt sind. Letztendlich lassen sich die Reaktionen zu einer Nettogleichung zusammenfassen, bei der pro Methanmolekül zwei Wassermoleküle entstehen:



(Abbas *et al.*, 1996). Etwa die Hälfte des stratosphärischen Wasserdampfs gelangt durch vertikalen Transport von H_2O aus der Troposphäre durch die tropische Tropopause in die

Stratosphäre (Seele und Hartogh, 2000). Dabei ist das H_2O -Mischungsverhältnis in der unteren tropischen Stratosphäre mit der Tropopausentemperatur korreliert (Mote et al., 1995; 1996), denn die Tropopause agiert als „Kältefalle“ (Remsberg et al., 1996), d.h. der größte Teil des Wasserdampfes friert an der Tropopause aus.

Die einzige globale Senke stratosphärischen Wasserdampfes ist die Photodissoziation in der oberen Stratosphäre bzw. Mesosphäre (Seele und Hartogh, 2000). Sieht man davon ab, kann Wasserdampf in der Stratosphäre als konservativer Tracer angesehen werden (Brasseur und Solomon, 1984). In den Polarregionen stellt die in Kapitel 3.5.2 beschriebene Dehydrierung durch die Sedimentation von PSC-Partikeln eine weitere Senke dar.

Die globale Verteilung des stratosphärischen Wasserdampfes wird, wie auch die Ozonverteilung, vom Transport entlang der globalen Zirkulation bestimmt. Die mittlere stratosphärische und mesosphärische H_2O -Verteilung im Januar ist in Abb.10.1 dargestellt, basierend auf Daten satellitengestützter Messungen des HALOE (Halogen Occultation Experiment). Über das farblich gekennzeichnete Wasserdampf-Mischungsverhältnis sind die Stromlinien der meridionalen Zirkulation gelegt.

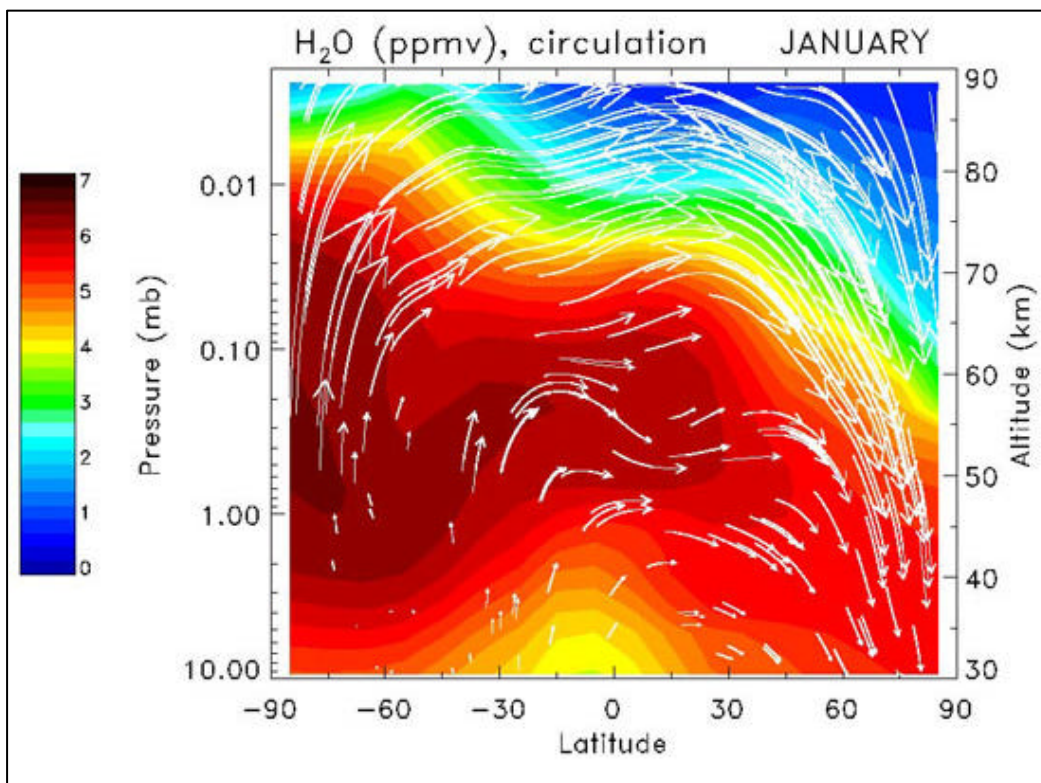


Abb.10.1: Zonal gemittelte stratosphärische und mesosphärische Wasserdampfverteilung im Januar, basierend auf HALOE-Daten [farbkodiert], mittlere Meridionalzirkulation [weiße Pfeile]. (Bildquelle:http://see.gsfc.nasa.gov/edu/SEES/strat/class/Chap_6/6_Js/6-11.jpg, Nov.2000)

Wird die Wasserdampfkonzentration der Polarregionen beider Hemisphären im Winter verglichen, so zeigt sich, dass diese im Mittel über der Antarktis ($m_{H_2O} \approx 3.5$ ppmv) geringer ist als über der Arktis ($m_{H_2O} \approx 5$ ppmv) (Fahey et al., 1990). Das ist allerdings nicht ausschließlich auf die stärkere Meridionalzirkulation zurückzuführen, sondern auch auf andere dynamische Prozesse wie den Monsun in den nordhemisphärischen Subtropen (Randel et al., 1998).

Obwohl in Abb.10.1 nur der Wasserdampf oberhalb von 10 hPa (≈ 30 km) gezeigt wird, kann man aufgrund der Meridionalzirkulation erkennen, dass in der unteren Stratosphäre die Wasserdampfkonzentration über dem Winterpol am größten ist. Die hohen H_2O -Konzentrationen der oberen Stratosphäre werden mit der Absinkbewegung im Polarwirbel nach unten transportiert (Aellig et al., 1996; Schiller et al., 1996). Die vertikale Verschiebung des Wasserdampfs im Polarwirbel um etwa 4 km während des Winters (Ovarlez und Ovarlez, 1994) führt zur Bildung eines H_2O -Gradienten zwischen der Luft im Inneren des Polarwirbels und der Luft mittlerer Breiten. Insbesondere im PSC-relevanten Höhenbereich von 15 bis 25 km ist das Wasserdampf-Mischungsverhältnis im Wirbel höher als außerhalb des Wirbels (Ovarlez, 1991; Aellig et al., 1996; Schiller et al., 1996).

In Abb.10.2 ist dieser Unterschied zwischen der H_2O -Konzentration der Luft des Polarwirbels und der mittleren Breiten deutlich zu sehen. Dargestellt ist das mittlere H_2O -Mischungsverhältnis, das mit dem satellitengetragenen MLS (*Microwave Limb Sounder*) ermittelt wurde, in einer Höhe von 530 K entlang der äquivalenten Breite für beide Hemisphären (Morrey und Harwood, 1998). Zudem ist die potentielle Vorticity aufgetragen, aus deren Gradient sich der Wirbelrand ermitteln lässt. Die gestrichelten und die gepunkteten Linien zeigen Messungen aus zwei Wintern in der Nordhemisphäre, während die durchgezogene Linie die Messungen einer Winters in der Südhemisphäre darstellen. Die dünnen Linien beschreiben die potentielle Vorticity, die dicken Linien repräsentieren das H_2O -Mischungsverhältnis.

Anhand von Abb.10.2 wird die meridionale Abhängigkeit des stratosphärischen Wasserdampfes deutlich. Bei Betrachtung der nordhemisphärischen Daten lässt sich das höhere Wasserdampf-Mischungsverhältnis innerhalb des Polarwirbels im Vergleich zu niedrigeren Werten außerhalb des Wirbels ausmachen, wobei der Unterschied im zonalen Mittel etwa $\Delta m_{H_2O} \approx 1$ ppmv beträgt. Die südhemisphärischen Daten zeigen im Gegensatz dazu einen niedrigeren H_2O -Gehalt im Wirbel als in den mittleren Breiten. Dieses geringe H_2O -Mischungsverhältnis im antarktischen Polarwirbel ist auf die vorangegangene Dehydrierung durch Sedimentation von PSC-Partikeln zurückzuführen (Morrey und Harwood, 1998).

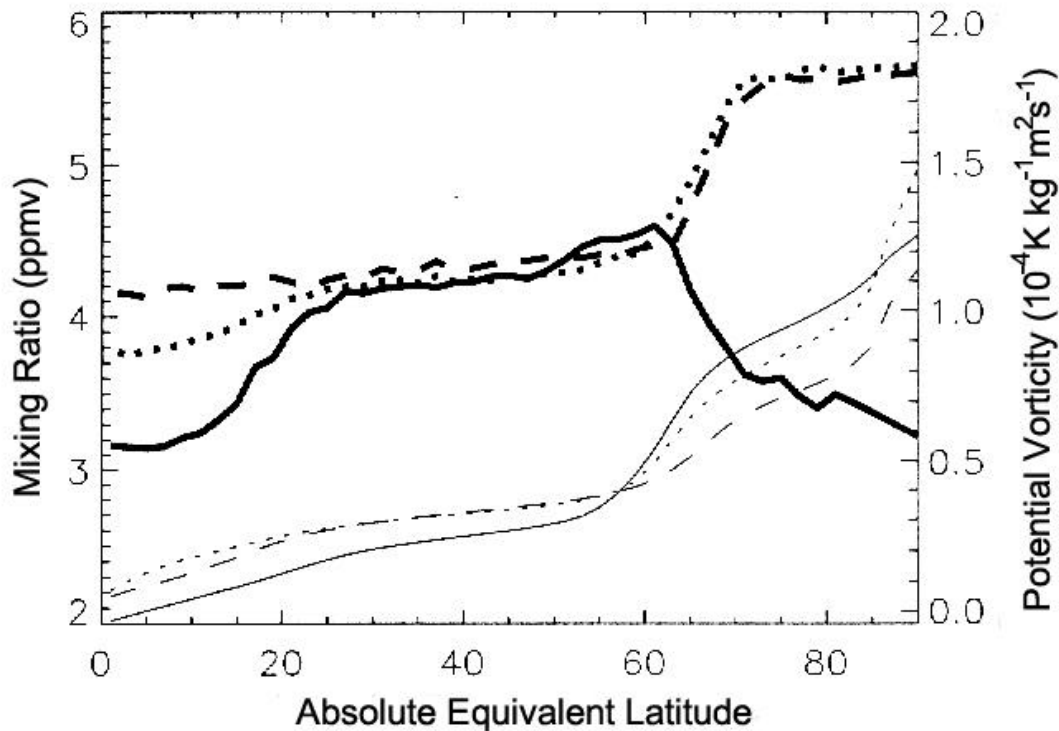


Abb.10.2: Zonales Mittel des MLS-Wasserdampf-Mischungsverhältnisses [*dicke Linien, linke Skala*] und der potentiellen Vorticity [*dünne Linien, rechte Skala*] bei $\Theta = 530$ K, für die Südhemisphäre vom 15.-24.Aug.1992 [*durchgezogene Linien*] und die Nordhemisphäre vom 15.-24.Feb.1992 [*gestrichelte Linien*] bzw. 15.-24.Feb.1993 [*gepunktete Linien*]. (Morrey und Harwood, 1998)

Der Dynamik entsprechend weist der Wasserdampf auch innerhalb des polaren Wirbels eine differentielle Verteilung auf. Maximale Konzentrationen ($m_{H_2O} \approx 7$ ppmv) stratosphärischen Wasserdampfes befinden sich aufgrund der Oxidation von Methan in der oberen Stratosphäre (bei 40 km). Dagegen ist die untere Stratosphäre (bei 20 km) mit globalen Werten von etwa $m_{H_2O} \approx 4$ ppmv trockener (Hofmann und Oltmans, 1992).

Vertikale Profile aus Messungen von stratosphärischem Wasserdampf in verschiedenen geographischen Breiten sind in Abb.10.3 dargestellt (nach Stowasser et al., 1999). Das Profil aus den mittleren Breiten weist in der gesamten unteren Stratosphäre bis 25 km Höhe ein Wasserdampf-Mischungsverhältnis kleiner als 5 ppmv auf. Die Meßdaten aus den polaren Breiten zeigen dagegen ein maximales H_2O -Mischungsverhältnis von $m_{H_2O} \approx 7$ ppmv im Polarwirbel bei etwa 25 km, was durch den Transport wasserdampfreicher Luft aus der oberen Stratosphäre zustande kommt.

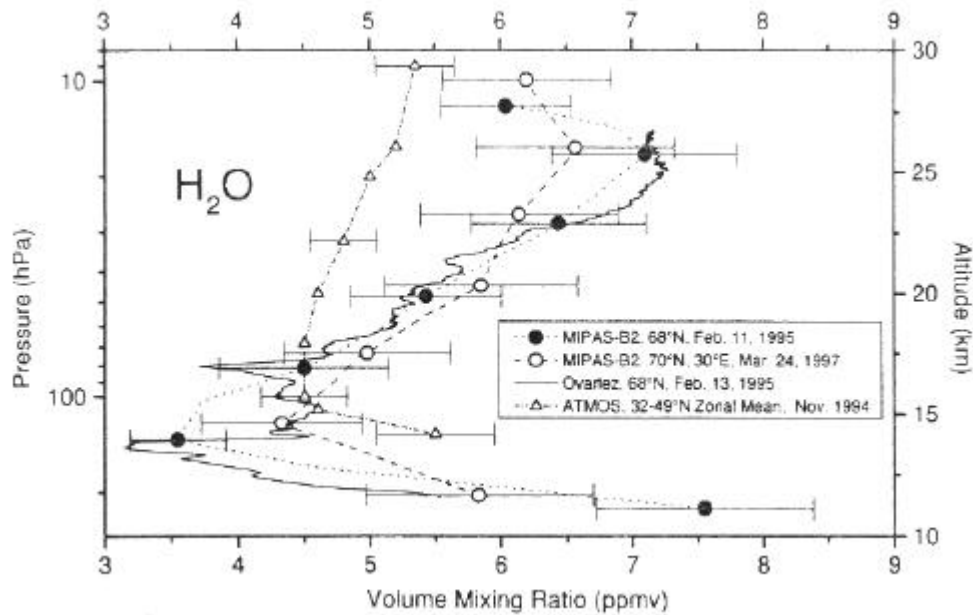


Abb.10.3: Vertikale Profile stratosphärischen Wasserdampfs, gemessen in verschiedenen geographischen Breiten mit verschiedenen Meßinstrumenten: bei 68° N am 11.Feb.1995 mit MIPAS-B [schwarze Punkte], bei 70° N am 24.März 1997 mit MIPAS-B [Kreise], bei 68° N am 13.Feb.1995 mit einem Frostpunkthygrometer [schwarze Linie] und zonal gemittelt von 32° bis 49° N im Nov.1994 mit ATMOS (*Atmospheric Trace Molecule Spectroscopy*) [Dreiecke].(aus Stowasser et al., 1999)

10.2 Verteilung von stratophärischem Wasserdampf im Polarwirbel

Aufgrund des diabatischen Absinkens von Luftmassen im Polarwirbel sind die Isolinien von langlebigen Spurengasen innerhalb des Wirbels etwa 3 bis 4 km gegenüber den Luftmassen der mittleren Breiten verschoben (Schoeberl et al., 1992). Das Absinken im polaren Wirbel erfolgt dabei nicht gleichmäßig, sondern weist eine ringförmige Struktur auf (Manney et al., 1994; 1999). Anhand einer Kombination aus Spurengasmessungen der Meßkampagnen AAOE (*Airborne Antarctic Ozone Experiment*) und AASE (*Airborne Arctic Stratosphere Expedition*), sowie Berechnungen von strahlungsbedingten Heizraten und Trajektorien zeigen Schoeberl et al. (1992), dass sich die Zone maximaler Absinkbewegung nicht im Zentrum des Wirbels, sondern im Bereich des *Jet Streams* befindet.

In Abb.10.4 sind die berechneten Vertikalgeschwindigkeiten der Absinkbewegung zusammen mit dem zonal gemittelten Wind für die Nordhemisphäre dargestellt. Maximales Absinken ist hier mit den maximalen zonal gemittelten Windgeschwindigkeiten korreliert.

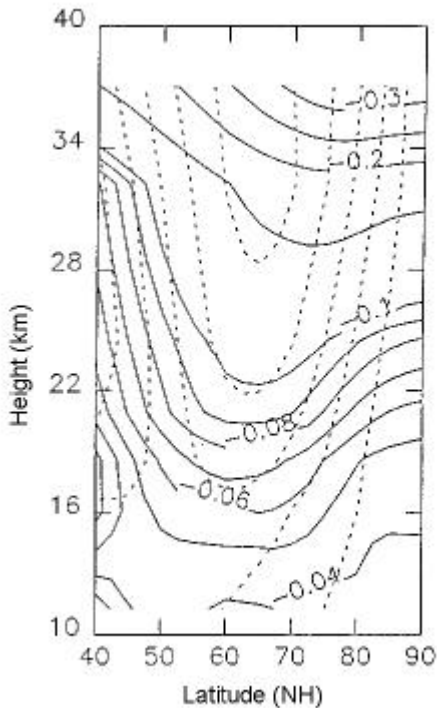
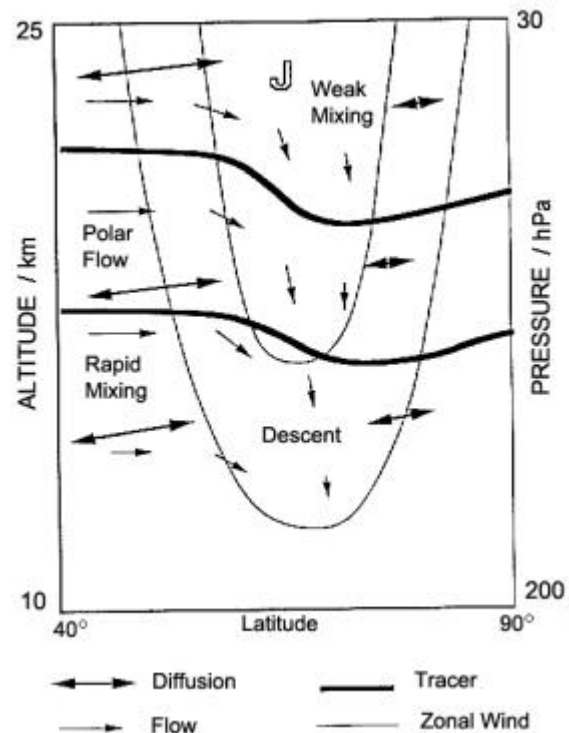


Abb.10.4: Die vertikale Geschwindigkeit \bar{v} in cm/s [schwarz], Abschätzung basierend auf Kühlraten, dazu zonal gemittelter Wind in m/s [gestrichelt] (Schoeberl et al., 1992).

Daraus ergibt sich für die Dynamik innerhalb des Wirbels folgendes Bild, dass in Abb.10.5 skizziert ist (Schoeberl et al., 1992). Entlang der Meridionalzirkulation werden Spurengase in der oberen Stratosphäre von den niedrigen in die hohen Breiten transportiert. Dort sinken sie aufgrund diabatischer Abkühlung ab, und zwar am stärksten in der Region des Wirbelrands. Diese lokale Abkühlung im Bereich des Strahlstroms resultiert aus der großen Abweichung der Temperaturen vom Strahlungsgleichgewicht, die sich in Zusammenhang mit dem

adiabatischen Absinken und der Erwärmung der Luftpakete zwischen dem Polarwirbel und der quasi-stationären Antizyklone ergibt (Pierce et al., 1994). In der Arktis erfolgt daher die stärkste diabatische Abkühlung zwischen dem Wirbel und der Antizyklone, das maximale Absinken ereignet sich im Bereich der Antizyklone (Manney et al., 1994). Daraus ergibt sich letztendlich ein ringförmiges Absinken der Spurengase am Wirbelrand (Manney et al., 1999). Für den Wasserdampf bedeutet das, dass sich die hohen H_2O -Mischungsverhältnisse der oberen Stratosphäre im Bereich des Wirbelrands in der unteren Stratosphäre ansammeln.

Abb.10.5: Schematisches Diagramm der Zirkulations- und Mischungsprozesse am Polarwirbel. Dargestellt sind die Strömungsrichtung [einfache Pfeile], Mischungsprozesse [Doppelpfeile], der zonale Wind [dünne Linien] und Tracer Isolinien [dicke Linien]. (nach Schoeberl et al., 1992)



Deutlich wird das anhand von Abb.10.6, die in polarstereographischer Ansicht die nordhemisphärischen Wasserdampf-Messungen des satellitengetragenen MLS (*Microwave Limb Sounder*) vom 11.Jan.1992 in einer Höhe von 1100 K (≈ 35 km) zeigt (*Lahoz et al., 1994*). Maximale H_2O -Mischungsverhältnisse sind hier ringförmig um den Pol angeordnet und liegen gerade auf der Innenseite des Wirbelrandes. Der Unterschied des Wasserdampf-Mischungsverhältnisses zwischen Wirbelrand und Wirbelzentrum beträgt etwa $\Delta m_{\text{H}_2\text{O}} \approx 1$ ppmv.

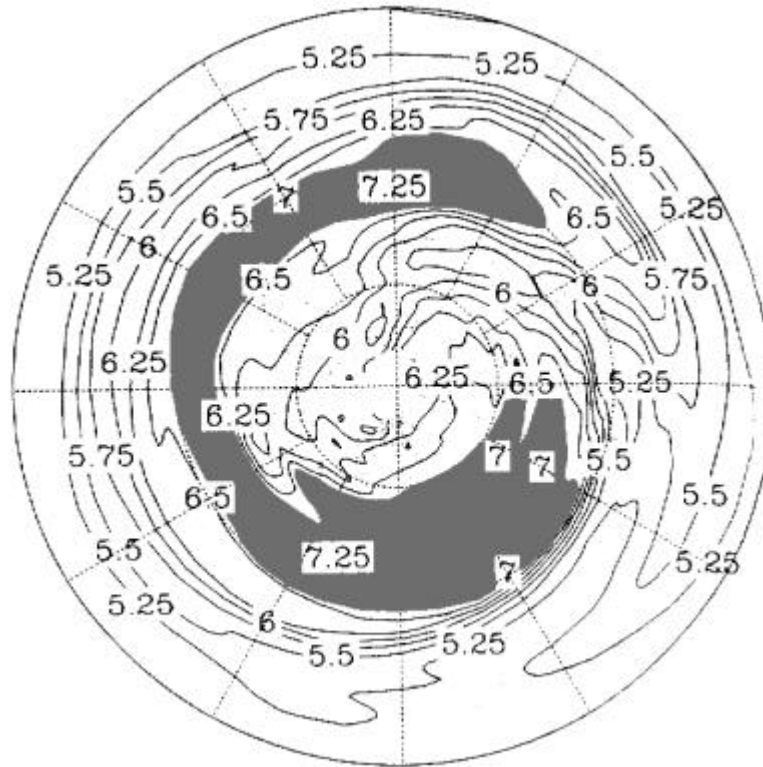


Abb.10.6: Wasserdampf-Mischungsverhältnis in ppmv, gemessen mit dem MLS bei 1100 K (≈ 35 km) am 11.Jan.1992. Die polarstereographische Ansicht reicht vom Äquator bis 90° N, der Greenwich Meridian weist nach rechts, die Datumsgrenze nach links. Die Isolinien zeigen das H_2O -Mischungsverhältnis in 0.25 ppmv -Schritten, grau schattiert sind die Bereiche, in denen das Wasserdampf-Mischungsverhältnis größer als 6.75 ppmv ist.

Die PSC-Messungen aus Ny-Ålesund und Sodankylä unterscheiden sich dahingehend, dass Ny-Ålesund im Zentrum des Polarwirbels liegt, während sich Sodankylä im Randbereich befindet. Dieser räumliche Unterschied bewirkt eine Differenz in der vorhandenen stratosphärischen Wasserdampfkonzentration, die mit dem oben beschriebenen ringförmigen Absinken innerhalb des Polarwirbels zusammenhängt. Aufgrund dieser Wirbelrand-Dynamik ist in Sodankylä (am Rand der Polarwirbels) eine höhere Wasserdampfkonzentration zu erwarten als in Ny-Ålesund (im Zentrum des Polarwirbels).

10.3 Keine Wassereis-PSCs im Wirbelzentrum

Ist weniger Wasserdampf als die üblicherweise angenommenen $m_{H_2O} = 5$ ppmv vorhanden, so ist der Eisgefrierpunkt zu niedrigeren Temperaturen verschoben. Wie aus dem vorangegangenen Abschnitt hervorgeht, werden maximale Wasserdampf-Mischungsverhältnisse m_{H_2O} im Bereich des Wirbelrandes erwartet. Während daher in Sodankylä ein höheres H_2O -Mischungsverhältnis angenommen werden kann, ist der stratosphärische Wasserdampf in Ny-Ålesund im Zentrum des Wirbels eher niedriger, denn hier erfolgt weniger starkes Absinken wasserdampfreicher Luft aus der oberen Stratosphäre.

In Ny-Ålesund wurden bislang keine PSCs vom Typ II beobachtet. An mehreren Tagen wurden von den Radiosonden in Ny-Ålesund Temperaturen gemessen, die unterhalb des Eisgefrierpunktes T_{Eis} (unter Annahme von $m_{H_2O} = 5$ ppmv) lagen. Obwohl Wassereis-PSCs nur sehr kurze Zeit brauchen, um zu entstehen, konnten in Ny-Ålesund jedoch auch an diesen Tagen keine PSCs vom Typ II beobachtet werden. Fallbeispiele aus dem Winter 1999/2000 sind der 28. Dez. 1999 und der 18. Jan. 2000, deren Temperaturprofile in Abb. 10.7 dargestellt sind.

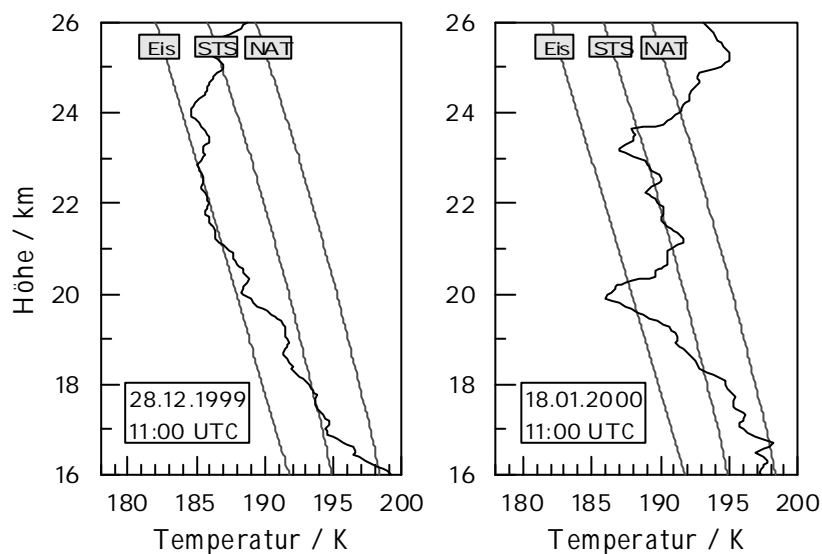


Abb.10.7: Temperaturprofile der Radiosondenmessungen vom 28. Dez. 1999 [links] und vom 18. Jan. 2000 [rechts], dazu die Existenztemperaturen von Eis, STS und NAT, jeweils unter der Annahme von 5 ppmv Wasserdampf.

Der Eisgefrierpunkt (mit $m_{H_2O} = 5$ ppmv) ist am 28. Dez. 1999 zwischen etwa 21 und 22.5 km unterschritten, wobei in diesem Fall möglicherweise die Unsicherheit der Radiosondentemperatur eine Rolle spielen kann (vgl. Kap. 8.4.1).

Mit dem Lidar wurde an diesem Tag eine PSC vom Typ I b mit dem Rückstreuverhältnis $R_{353} \approx 2.5$ bei einer Wellenlänge von $\lambda = 353 \text{ nm}$ in einer Höhe von etwa 20 bis 25 km detektiert.

Am 18.Jan.2000 ist zwischen etwa 19.6 und 20.3 km der Eisgefrierpunkt sehr viel deutlicher unterschritten. Die Vertikalprofile von Rückstreuverhältnis und Volumendepolarisation einer Einzelmessung am 18.Jan.2000 sind in Abb.10.8 dargestellt. Daraus ist zu entnehmen, dass in dem Höhenbereich mit $T < T_{Eis}$ eine PSC vom Typ I a detektiert wurde.

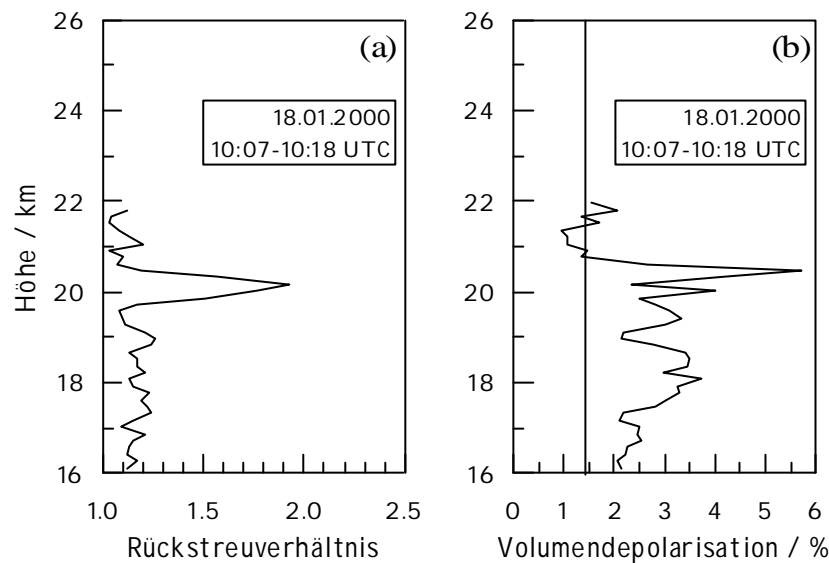


Abb.10.8: Vertikalprofil von Rückstreuverhältnis $R(532 \text{ nm})$ [a] und Volumendepolarisation [b] der Lidarmessung vom 18.Jan.2000, 10:07-10:18 UTC, in Ny-Ålesund.

Eine Folgerung aus diesen Beobachtungen ist, dass an diesen Tagen der Eisgefrierpunkt in Ny-Ålesund gar nicht unterschritten wurde. Das läßt sich erklären, wenn man davon ausgeht, dass der Eisgefrierpunkt aufgrund eines geringeren vorhandenen Wasserdampf-Mischungsverhältnisses zu niedrigeren Temperaturen verschoben ist (vgl.Kap.7.3). So würde beispielsweise am 28.Dez.1999 eine Verschiebung von T_{Eis} um $\Delta T_{Eis} = -0.4 \text{ K}$ ausreichen, damit die gemessene Temperatur den Eisgefrierpunkt nicht unterschreitet. Mit einem Wasserdampf-Mischungsverhältnis von $m_{H_2O} = 4.6 \text{ ppmv}$ wäre diese Bedingung erfüllt. Am 18.Jan.2000 wäre eine deutlich größere Differenz im H_2O -Mischungsverhältnis nötig, um T_{Eis} zu entsprechend tiefen Temperaturen zu verschieben. Der Eisgefrierpunkt müßte um $\Delta T_{Eis} = -1.4 \text{ K}$ niedriger sein, um nicht unterschritten zu werden. Folglich dürfte der vorhandene Wasserdampf ein Mischungsverhältnis von $m_{H_2O} = 3.6 \text{ ppmv}$ nicht überschreiten.

Auch in anderen Wintern wurden Fälle mit Differenzen dieser Größenordnung beobachtet. Auffällig ist, dass diese Fälle jeweils frühestens Mitte Januar auftreten, wobei

intensive PSC-Bildung vorangegangen ist. Es ist davon auszugehen, dass die vorangegangenen PSC-Ereignisse für das Entfernen stratosphärischem Wasserdampfs aus der Gasphase verantwortlich sind.

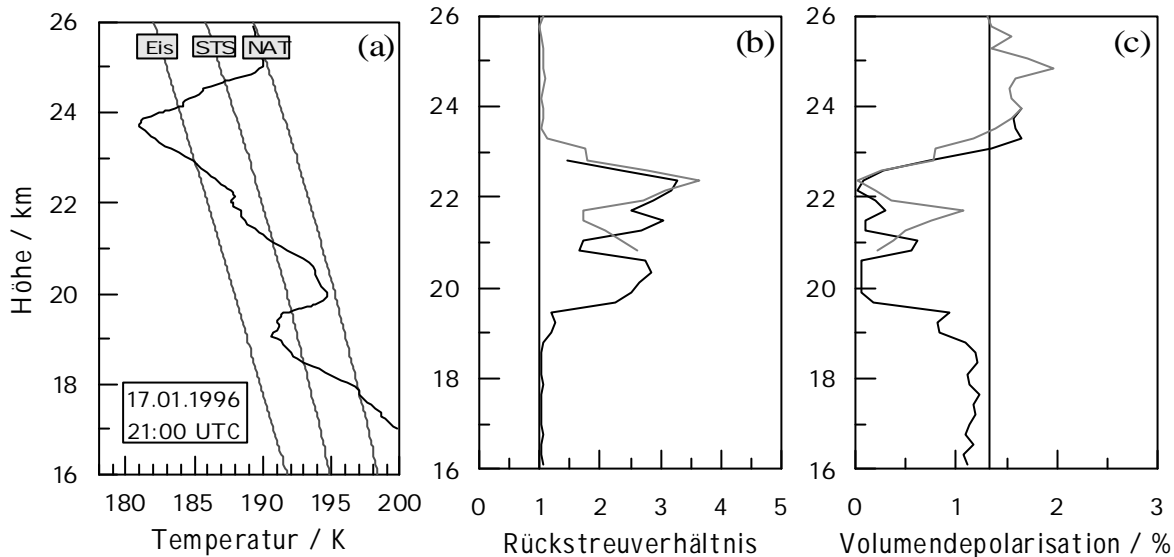


Abb.10.9: Temperaturprofil der Radiosondenmessung vom 17.Jan.1996, 21:00 UTC [a], Vertikalprofil von Rückstreuverhältnis $R(532\text{ nm})$ [b] und Volumendepolarisation [c] der Lidarmessung vom 17.Jan.1996, 23:29-23:39 UTC [schwarze Linie] und vom 18.Jan.1996, 00:32-00:41 UTC [graue Linie], jeweils in Ny-Ålesund.

Ein weiteres Beispiel ist der 17.Jan.1996, dessen Temperatur-, Rückstreu- und Volumendepolarisationsprofile in Abb.10.9 abgebildet sind. Während die Temperatur zwischen 23 und 24 km unter dem Eisgefrierpunkt (mit $m_{H_2O} = 5$ ppmv) liegt, werden PSCs erst unterhalb von 23 km gemessen. Aus Rückstreuverhältnis und Depolarisation läßt sich auf eine PSC aus flüssigen Tröpfchen schließen. Obwohl T_{Eis} (mit $m_{H_2O} = 5$ ppmv) unterschritten ist, wird keine Wassereis-PSC beobachtet. Die leicht erhöhte Volumendepolarisation läßt in der entsprechenden Höhe die Anwesenheit von Typ I a Partikeln vermuten. Es ist davon auszugehen, dass hier bereits die im Winter 1995/1996 beobachtete Dehydrierung der oberen PSC-Schichten stattgefunden hat (Vömel *et al.*, 1997), so dass oberhalb von 23 km der Wasserdampf deutlich reduziert ist. In Fällen von Dehydrierung in der Arktis wird z.T. auch am Wirbelrand in den dehydrierten Schichten nur noch ein Wasserdampf-Mischungsverhältnis von $m_{H_2O} = 2.5$ ppmv gemessen (Vömel *et al.*, 1997).

Während in Sodankylä bei Unterschreiten des Eisgefrierpunktes immer PSCs vom Typ II detektiert wurden, wurden in Ny-Ålesund bislang keine PSCs vom Typ II beobachtet. Die Ursachen für diesen Unterschied sind offenbar nicht in den vorliegenden Temperaturen zu suchen, denn T_{Eis} (mit $m_{H_2O} = 5$ ppmv) wird an beiden Stationen gleichermaßen

unterschritten. Daraus ist zu folgern, dass der Unterschied gerade beim Eisgefrierpunkt und seiner Abhängigkeit vom vorhandenen Wasserdampf liegt. Aufgrund der Absinkbewegungen am Wirbelrand ist in Sodankylä ein höheres H₂O-Mischungsverhältnis als in Ny-Ålesund zu erwarten, so dass die Entstehungsbedingungen für PSCs vom Typ II begünstigt sind. Im Gegensatz dazu erschwert das niedrigere Wasserdampf-Mischungsverhältnis die Entstehung von Wassereis-PSCs im Wirbelzentrum.

10.4 PSCs am Wirbelrand

Die Annahme, dass am Wirbelrand mehr stratosphärischer Wasserdampf zur Verfügung steht als im Wirbelzentrum, bildet die Grundlage zur Interpretation des folgenden Vergleichs der PSC-Ereignisse in Sodankylä und Ny-Ålesund.

Die Intention des direkten Vergleichs ist es, Unterschiede in der Häufigkeit des PSC-Auftretens zwischen Wirbelrand (Sodankylä) und Wirbelzentrum (Ny-Ålesund) zu finden. Dafür sind ausschließlich die Zeiträume geeignet, in denen sich beide Lidarsysteme im Meßeinsatz befanden, das sind die Winter 1996/97, 1997/98 und 1998/99. Zudem ist der Vergleich nur sinnvoll, wenn die meteorologischen Bedingungen die Existenz von PSCs ermöglichen. Aufgrund der Stratosphärenerwärmungen ist der Winter 1998/99 daher nicht geeignet (vgl. Kap. 5.3). Der Vergleichszeitraum ist somit auf die Winter 1996/97 und 1997/98 beschränkt.

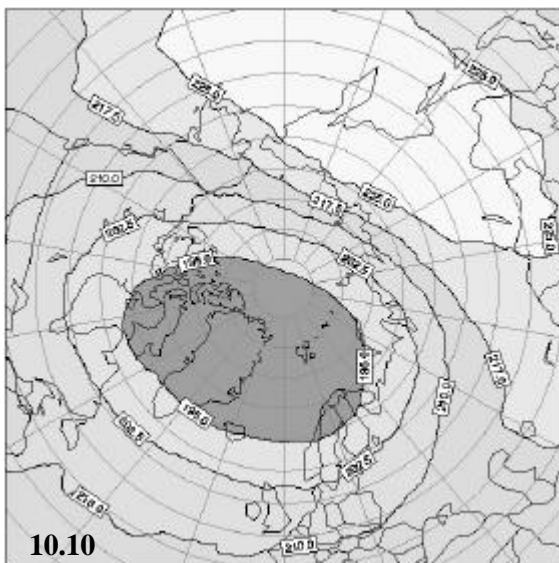
Zugrunde liegen die Lidarmessungen von PSCs und die Radiosondenmessungen der stratosphärischen Temperaturen an den Stationen Sodankylä und Ny-Ålesund. Für den direkten Vergleich wurden Fälle gesucht, bei denen die folgenden Voraussetzungen gegeben sind:

- **[a]** An beiden Stationen sind die synoptischen Temperaturen gleich, mit $T < T_{NAT}$.
- **[b]** An beiden Stationen wurde von der Radiosonde $T < T_{NAT}$ gemessen.
- **[c]** An beiden Stationen wurden Lidarmessungen durchgeführt.
- **[d]** Leewellen-Aktivität über Sodankylä kann ausgeschlossen werden.
- **[e]** Die Temperaturen entlang der Rückwärtstrajektorien sind für Sodankylä und Ny-Ålesund vergleichbar.

Es gibt 3 Fälle, bei denen diese Voraussetzungen erfüllt sind und dennoch Unterschiede bezüglich der PSC-Beobachtungen auftraten: den 12.Jan., 17.Jan. und 23.Jan.1997. Im folgenden werden die meteorologischen Bedingungen und PSC-Beobachtungen der einzelnen Fälle analysiert.

[a] Synoptische Temperaturen

Die Abbildungen 10.10 und 10.11 zeigen die synoptischen 30 hPa -Temperaturen des ECMWF-T106-Modells am 12. und 17.Jan.1997. In Abb.10.12 ist die synoptische Temperaturverteilung vom 23.Jan.1997 bei 20 hPa dargestellt, da diese Druckfläche dem Höhenbereich entspricht, in dem an diesen Tagen PSCs beobachtet wurden



An allen ausgewählten Tagen ist das Kältegebiet des Wirbels auf der jeweiligen Druckfläche in Richtung Europa verschoben. Die synoptischen 30hPa- bzw. 20hPa-Temperaturen in Sodankylä und Ny-Ålesund sind in allen Fällen gleich ($T < 195K$).

[b] Radiosonden-Temperaturen

Aus den Temperaturprofilen der Radiosondenmessungen in Abb.10.13 geht hervor, dass an den ausgewählten Terminen die stratosphärischen Temperaturen über Sodankylä und Ny-Ålesund ähnlich sind. Es ist jeweils T_{NAT} über einen Höhenbereich von mehreren Kilometern unterschritten.

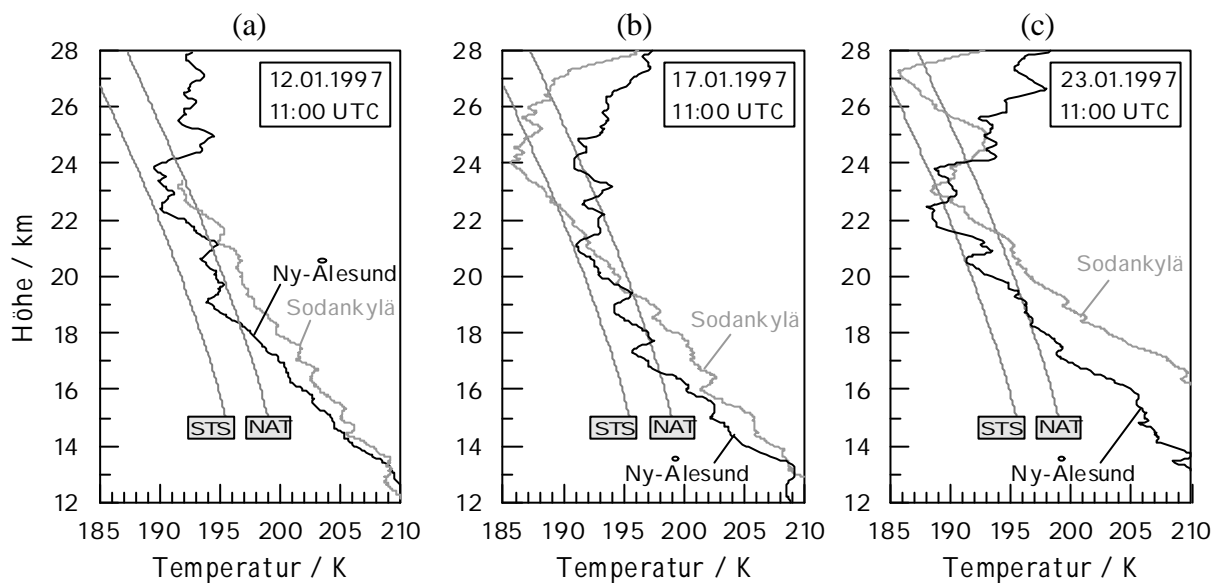


Abb.10.13: Temperaturprofile aus den Radiosondenmessungen in Sodankylä [graue Linien] und Ny-Ålesund [schwarze Linien], zusammen mit den Existenztemperaturen für NAT und STS, am 12.Jan.1997 [a], am 17.Jan.1997 [b] und am 23.Jan.1997 [c], jeweils 11:00 UTC.

Am 12.Jan.1997 weist das Temperaturprofil in Ny-Ålesund in der gesamten unteren Stratosphäre niedrigere Temperaturen als das Temperaturprofil in Sodankylä auf. Insbesondere im Höhenbereich von 21 bis 23 km, in dem eine PSC über Sodankylä detektiert wird, sind die Temperaturen in Ny-Ålesund niedriger. Es ist daher bemerkenswert, dass gleichzeitig in Ny-Ålesund keine PSC detektiert wird.

Am 17.Jan.1997 sind die Temperaturen oberhalb von etwa 21.3 km über Sodankylä niedriger, während der Höhenbereich darunter in Ny-Ålesund kälter ist. Die Untergrenze der in Sodankylä beobachteten PSC liegt bei etwa 21 km und damit in einer Höhe, in der die Temperaturen über Ny-Ålesund niedriger sind.

Auch am 23. Jan. 1997 sind die Temperaturen in der unteren Stratosphäre bis etwa 24 km über Ny-Ålesund beinahe durchgehend niedriger als über Sodankylä, zum Teil sogar deutlich unter T_{STS} . An diesem Tag wurde wiederum keine PSC in Ny-Ålesund beobachtet, während in Sodankylä oberhalb von 24 km PSCs vom Typ I a und oberhalb von 26 km sogar eine PSC-Schicht vom Typ II detektiert wurden.

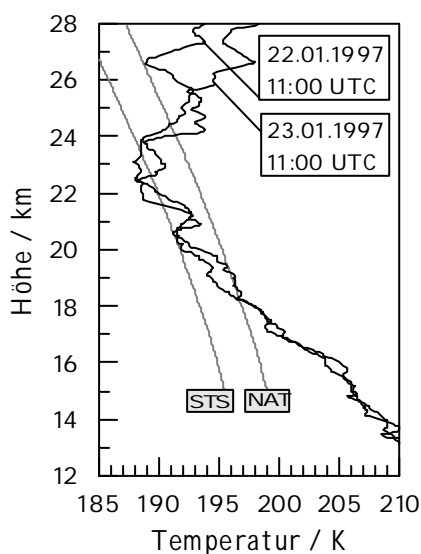
[c] Lidarmessungen

An den ausgewählten Terminen wurde mit beiden Lidarsystemen, in Sodankylä und Ny-Ålesund, gemessen. Die Meßzeiten sind Tabelle 10.1 zu entnehmen. Bei den Lidarmessungen wurden in Ny-Ålesund trotz der Temperaturen $T < T_{NAT}$ keine PSCs detektiert. Hingegen wurden an den Terminen in Sodankylä PSCs verschiedener Typen gemessen, die von *Wedekind (1997)* ausführlich dokumentiert und in Tabelle 10.1 aufgeführt sind.

Datum	Ny-Ålesund	Sodankylä	Sodankylä PSC-Höhe	PSC-Typ
12.01.1997	09:23-21:37	00:00-07:32	21.0-23.0, 25.0-25.5	I a
17.01.1997	00:00-08:08	00:00-05:53	21.5-24.0	I b
23.01.1997	00:00-02:45	00:00-06:01	24.0-27.0	I a + II

Tab.10.1: Meßzeiten der Lidarsysteme in Ny-Ålesund und Sodankylä, sowie Höhe und Typ der PSC-Ereignisse in Sodankylä an den ausgewählten Tagen.

Die Meßzeiten weichen zum Teil von den Zeiten des Radiosondenaufstieges ab. Die Aussage $T < T_{NAT}$ aus den Radiosondendaten kann aber dennoch für die Meßzeit angenommen werden, da die Temperaturen auch an den jeweils vorangegangenen und folgenden Tagen unter T_{NAT} lagen und das synoptische Kältegebiet des Wirbels keine



räumliche Dynamik aufwies. Als Beispiel sei hier die Messung am 23. Jan. 1997 zwischen 00:00 und 02:45 UTC in Ny-Ålesund aufgeführt, die genau zwischen den Radiosondenmessungen um 11:00 UTC am 22. und 23. Jan. 1997 erfolgte, die in Abb. 10.14 gezeigt sind.

Abb.10.14: Temperaturprofile über Ny-Ålesund, gemessen mit den Radiosonden am 22. und 23. Jan. 1997, jeweils 11:00 UTC, mit den Existenztemperaturen von NAT und STS.

Der Vergleich der PSC-Beobachtungen beider Stationen ergibt, dass Unterschiede im PSC-Auftreten offenbar trotz der gleichen Temperaturbedingungen bestehen. In Sodankylä treten bei gleichen synoptischen Temperaturbedingungen eher PSCs auf als über Ny-Ålesund.

[d] Stratosphärische Leewellen

Die Möglichkeit, dass die PSCs über Sodankylä aufgrund mesoskaliger Temperaturfluktuationen im Zusammenhang mit stratosphärischen Leewellen entstanden sind, kann in den betrachteten Fällen ausgeschlossen werden. Anhand der Leewellen-Statistik für den Januar 1997 (vgl. Kap.8, Abb.8.8) läßt sich ablesen, dass die Bedingungen zur Ausbreitung von stratosphärischen Leewellen an den ausgewählten Tagen nicht erfüllt sind. Zudem sind in den Temperaturprofilen aus Sodankylä keine Strukturen zu erkennen, die auf mesoskalige Wellenaktivität hindeuten.

Es ist festzuhalten, dass in Sodankylä und Ny-Ålesund vergleichbare Temperaturbedingungen vorlagen. Die unterschiedlichen PSC-Beobachtungen aus Sodankylä und Ny-Ålesund lassen sich nicht auf stratosphärische Leewellen zurückführen.

[e] Temperaturgeschichte

Es wäre denkbar, dass die Temperaturen zwar am Beobachtungsort identisch sind, die detektierten Luftpakete jedoch zuvor unterschiedliche Temperaturgeschichten erfahren haben. Diese Fragestellung wird im folgenden anhand von Rückwärtstrajektorien untersucht.

Die Berechnungen der Rückwärtstrajektorien beruhen auf den synoptischen Daten des ECMWF-Modells mit einer Auflösung von $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ und wurden vom Institut für Meteorologie der Freien Universität Berlin zur Verfügung gestellt. Auf verschiedenen isentropen Flächen wurden stündlich neben der geographischen Position auch die Temperatur bzw. die Differenz zur NAT-Existenztemperatur $[T - T_{NAT}]$ ermittelt. Hier werden nun die Rückwärtstrajektorien auf der 525 K -Fläche analysiert, die am Beobachtungsort einer Höhe von etwa 21.9 bis 22.5 km entsprechen. Damit wird am 12. und 17.Jan.1997 jeweils eine Höhe betrachtet, in der in Sodankylä eine PSC beobachtet wurde. Am 23.Jan.1997 liegt die 525 K -Fläche in Sodankylä bei 22.5 km, in Ny-Ålesund bei 22.0 km und damit in einer Höhe, in der die Temperatur in Sodankylä unter T_{NAT} nahe bei T_{STS} und in Ny-Ålesund sogar unter T_{STS} gemessen wird.

In den folgenden Abbildungen ist jeweils die Differenz zur NAT-Existenztemperatur für die letzten 24 Stunden vor Erreichen des Beobachtungsorts Sodankylä bzw. Ny-Ålesund gezeigt. Die geographische Position der detektierten Luftpakete entlang ihrer Trajektorie ist jeweils für die letzten 120 Stunden dargestellt.

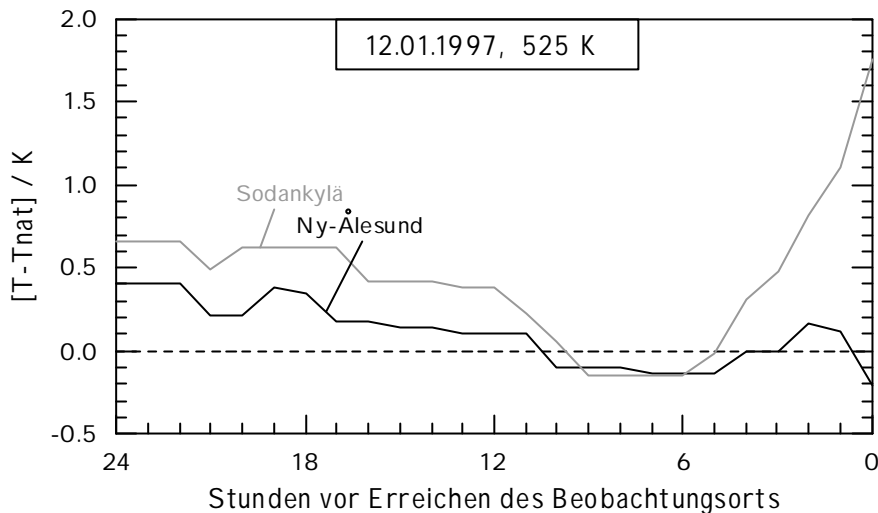


Abb.10.15: Temperaturdifferenz zur NAT-Existenztemperatur [gestrichelte Linie] entlang der Rückwärtstrajektorie auf der 525K-Fläche für Sodankylä [grau] und Ny-Ålesund [schwarz], Endpunkt am 12.Jan.1997, 12:00 UTC.

Aus Abb.10.15 ist ersichtlich, dass am **12.Jan.1997** T_{NAT} auf der Trajektorie nach Ny-Ålesund länger unterschritten ist als auf der Trajektorie nach Sodankylä. Zudem liegt die synoptische Temperatur beim Erreichen des Beobachtungsorts in Sodankylä deutlich über der NAT-Existenztemperatur, während sie in Ny-Ålesund darunter liegt. Die Untersuchung der Temperaturgeschichte spricht in diesem Fall also dafür, dass eine PSC eher über Ny-Ålesund als über Sodankylä auftreten sollte. Die PSC-Beobachtungen zeigen jedoch das Gegenteil.

Aus der geographischen Position der Luftpakete entlang der Trajektorie (Abb.10.16) geht hervor, dass die Sodankylä-Trajektorie entlang des Wirbelrandes verläuft. Auf der gezeigten 5-tägigen Rückwärtstrajektorie umrundet das Luftpaket den Wirbel ganz. Die Rückwärtstrajektorie aus Ny-Ålesund legt hingegen im gleichen Zeitraum eine deutlich geringere Strecke zurück und ist durch begrenzte Bewegungen im Wirbelzentrum gekennzeichnet.

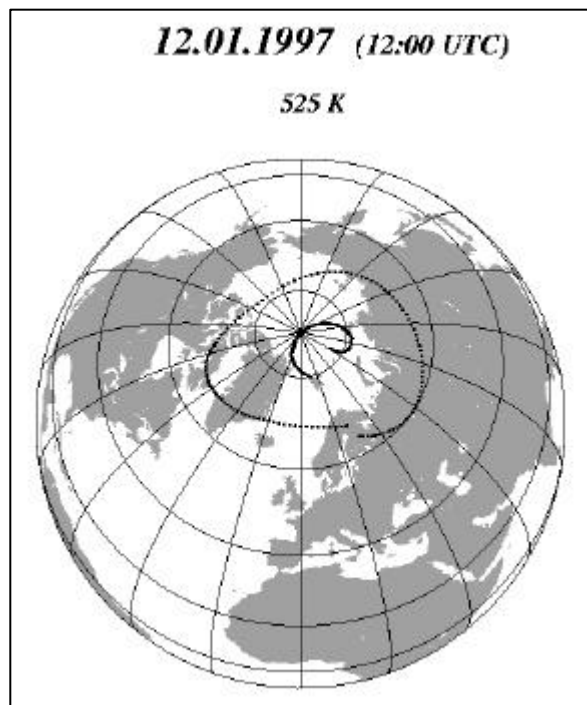


Abb.10.16: Geographische Position der Luftpakete entlang der 5-tägigen Rückwärtstrajektorien von Sodankylä und Ny-Ålesund am 12.Jan.1997, 12:00 UTC.

Die Temperaturdifferenz entlang der 525 K -Trajektorie am **17.Jan.1997** in Abb.10.17 zeigt, dass die NAT-Existenztemperatur vor Sodankylä deutlich tiefer und über einen längeren Zeitraum unterschritten war als vor Ny-Ålesund. Dadurch wird die Tatsache, dass an diesem Termin nur in Sodankylä eine PSC beobachtet wurde, plausibel erklärt.

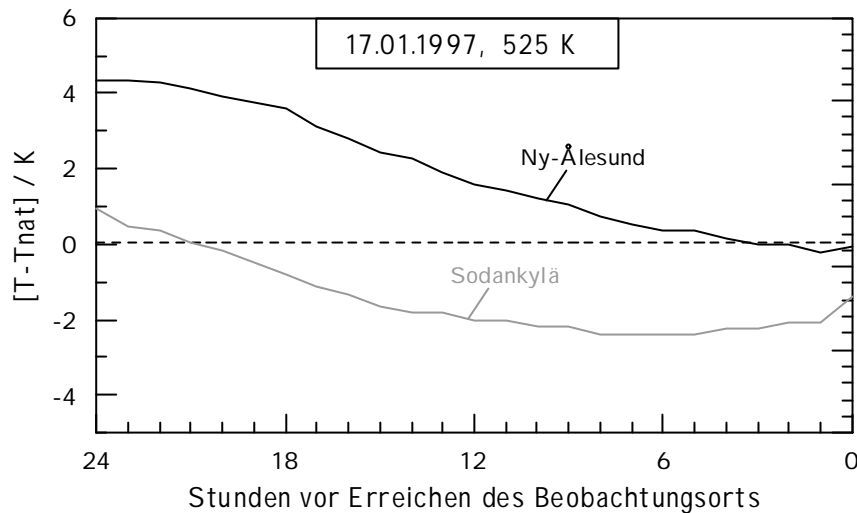


Abb.10.17: Temperaturdifferenz zur NAT-Existenztemperatur [gestrichelte Linie] entlang der Rückwärtstrajektorie auf der 525K-Fläche für Sodankylä [grau] und Ny-Ålesund [schwarz], Endpunkt am 17.Jan.1997, 12:00 UTC.

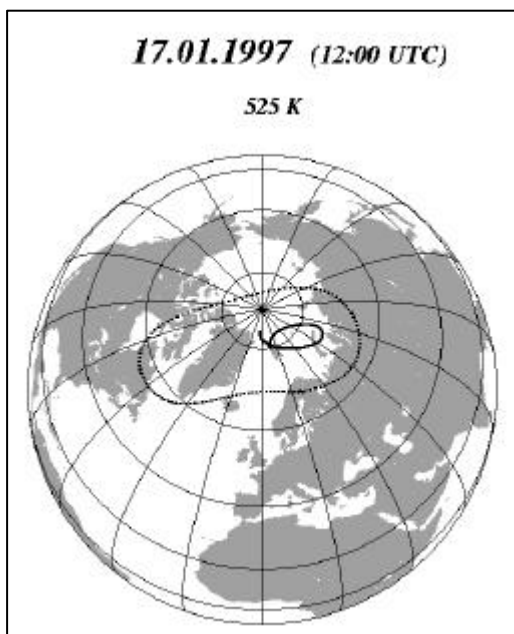


Abb.10.18: Geographische Position der Luftpakete entlang der 5-tägigen Rückwärtstrajektorien von Sodankylä und Ny-Ålesund am 17.Jan.1997, 12:00 UTC.

Anhand von Abb.10.18 ist festzustellen, dass die Rückwärtstrajektorie vor dem Erreichen von Sodankylä wiederum den Polarwirbel einmal entlang des Wirbelrandes umrundet hat. Dabei zeigt die Trajektorie aus Ny-Ålesund, dass das Luftpaket Ny-Ålesund von Norden aus erreicht hat. Das Luftpaket hat daher das Kältegebiet nur kurzzeitig durchlaufen, bevor es die Station erreichte (vgl. Abb.10.11). Die

Lage des Wirbels war in den 5 Tagen, die der Berechnung der Rückwärtstrajektorien zugrunde liegen, sehr stabil, denn beide Luftpakete hatten ihren jeweiligen Endpunkt wenige Tage zuvor schon einmal überquert.

Am **23.Jan.1997** liegt die Temperatur eines Luftpakets auf der 525K-Fläche vor Ny-Ålesund mehr als 12 Stunden unterhalb von T_{NAT} , während auf der Trajektorie nach Sodankylä T_{NAT} gerade erst vor Erreichen des Beobachtungsorts unterschritten wird (Abb.10.19). An diesem Termin wurde auf der 525 K -Fläche an keiner der beiden Stationen eine PSC beobachtet. In Sodankylä wurden jedoch zwischen 24 und 27 km PSCs vom Typ I a bzw. vom Typ II detektiert, obwohl zwischen 24 und 25.6 km die NAT-Existenztemperatur nicht unterschritten war.

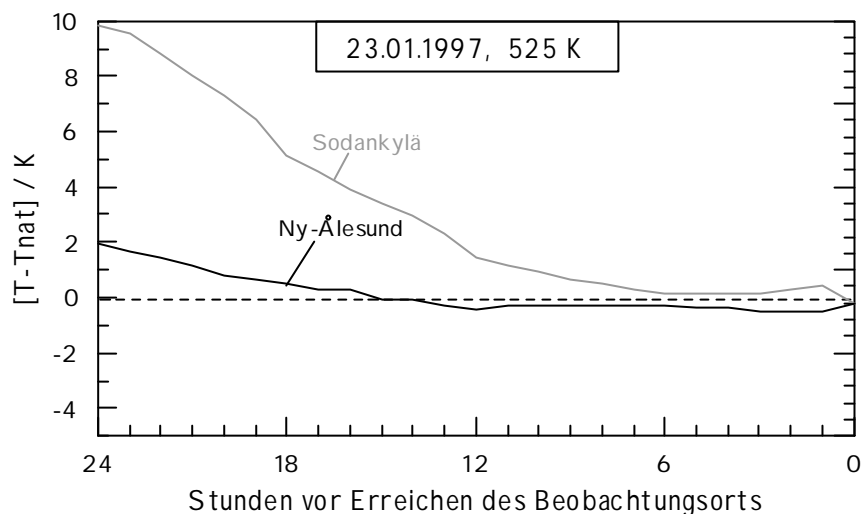


Abb.10.19: Temperaturdifferenz zur NAT-Existenztemperatur [gestrichelte Linie] entlang der Rückwärtstrajektorie auf der 525K-Fläche für Sodankylä [grau] und Ny-Ålesund [schwarz], Endpunkt am 23.Jan.1997, 12:00 UTC.

10.4.1 Ergebnisse des Vergleichs von Wirbelzentrum und Wirbelrand

Es wurden Fälle untersucht, bei denen an beiden Stationen Lidarmessungen durchgeführt wurden, jedoch nur in Sodankylä PSCs beobachtet wurden. An den ausgewählten Terminen, dem 12., dem 17. und dem 23.Jan.1997, waren die synoptischen Temperaturen in Sodankylä und Ny-Ålesund gleich mit $T < T_{NAT}$. Auch die Temperaturprofile der Radiosondenmessungen weisen vergleichbare stratosphärische Temperaturen auf. An den untersuchten Tagen konnte eine durch das skandinavische Gebirge hervorgerufene Leewellen-Aktivität ausgeschlossen werden. Der Unterschied der PSC-Beobachtungen beruht daher nicht auf Temperaturfluktuationen stratosphärischer Leewellen. Die unterschiedlichen PSC-Beobachtungen lassen sich für die einzelnen Fälle unterschiedlich erklären.

- **12.Jan.1997**

In Sodankylä wurden PSCs zwischen 21 und 23 km sowie zwischen 25 und 25.5 km detektiert. Die synoptische Temperaturverteilung weist an diesem Tag über Sodankylä und Ny-Ålesund die gleichen Werte auf. Die Radiosondenmessungen ergeben, dass die Temperatur zwischen 21 und 23 km über Ny-Ålesund geringer ist als über Sodankylä. Die Temperatur entlang der Rückwärtstrajektorien zeigt für die Station Ny-Ålesund einen längeren Zeitraum mit Temperaturen unter T_{NAT} . Aus diesen Gründen ist hier offensichtlich nicht die Temperatur Ursache der unterschiedlichen PSC-Beobachtungen. Der einzige Unterschied zwischen den beiden Stationen ist ihre Lage relativ zum polaren Wirbel. Die Luftmassen über Ny-Ålesund liegen im Wirbelzentrum, während die Luftmassen über Sodankylä zum Wirbelrand zählen, wie sich aus den Rückwärtstrajektorien in Abb.10.16 entnehmen lässt. In Kapitel 10.2 wurde erläutert, dass am Wirbelrand mehr Wasserdampf vorhanden ist als im Wirbelzentrum. Ein höheres Wasserdampf-Mischungsverhältnis erhöht die Wahrscheinlichkeit der PSC-Bildung, weil es die NAT-Existenztemperatur anhebt. Bei gleichen Temperaturbedingungen ist daher am Wirbelrand die Entstehung von PSCs begünstigt. Der Wirbelrand und damit die Region erhöhter Wasserdampfkonzentration am 12.Jan.1997 ist in Abb.10.20 für die 550 K -Fläche dargestellt.

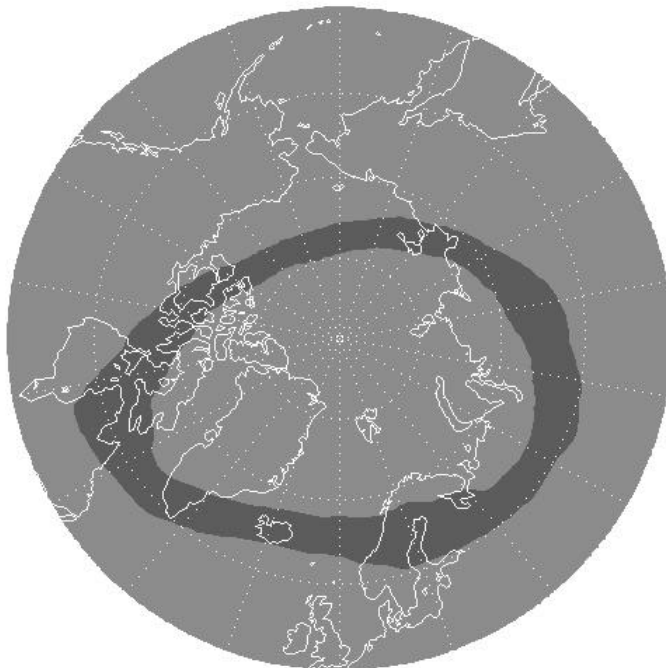


Abb.10.20: 500K-Fläche am 12.Jan.1997, dunkelgrau schattiert ist der Wirbelrand, d.h. hier PV-Werte von 60 bis 80 nach Lait bzw. etwa 46 bis 61 PVU nach Ertel.

Da bei dem untersuchten Fall die Temperaturbedingungen identisch sind, ist davon auszugehen, dass über Sodankylä aufgrund seiner Lage am Wirbelrand PSCs entstehen konnten, da mehr Wasserdampf zur Verfügung stand und so T_{STS} und T_{NAT} zu höheren Temperaturen verschoben waren.

Ebenso läßt sich argumentieren, dass der Wasserdampfgehalt im Wirbelzentrum geringer ist, so dass dort T_{STS} und T_{NAT} zu niedrigeren Temperaturen verschoben sind. Wie schon bei den Wassereis-PSCs kann das geringere Wasserdampf-Mischungsverhältnis die Abwesenheit von PSCs über Ny-Ålesund erklären.

Während im Wirbelzentrum die Bildung von PSCs aufgrund des geringeren Wasserdampfgehalts erschwert ist, wird die Entstehung und Existenz von PSCs am Wirbelrand durch hohe Wasserdampf-Mischungsverhältnisse begünstigt.

- **17.Jan.1997**

Die Untersuchung der 525 K -Fläche ist am 17.Jan.1997 besonders interessant, da es sich um die Höhe handelt, in der die Temperaturen der Radiosondenmessungen in Sodankylä und Ny-Ålesund annähernd gleich sind (zwischen T_{NAT} und T_{STS}). Zudem ist damit der untere Höhenbereich erfaßt, in dem in Sodankylä eine PSC detektiert wird. Auch die synoptischen 30 hPa -Temperaturen sind an beiden Stationen identisch. Die Analyse der Temperaturgeschichten hat allerdings gezeigt, dass die Luftmasse, in der über Sodankylä eine PSC detektiert wird, längere Zeit bei tieferen Temperaturen zugebracht hat als die analoge Luftmasse über Ny-Ålesund. Anhand der Trajektorien in Abb.10.18 ist zu erkennen, dass das Luftpaket, das über Sodankylä detektiert wurde, in der Randzone des Wirbels transportiert wurde. Damit gilt wiederum, dass in dieser Luftmasse mehr Wasserdampf vorhanden ist. Die über Ny-Ålesund detektierte Luftmasse wurde von Norden an die Station heran transportiert und hat damit nur für sehr kurze Zeit das Kältegebiet des Wirbels erfaßt.

Für die Station Ny-Ålesund ist eine solche Situation insbesondere dann gegeben, wenn der Polarwirbel eine gewisse Baroklinität aufweist, wenn also Druck- und Temperaturflächen nicht parallel verlaufen, d.h. wenn gilt

$$\bar{\nabla}p \times \bar{\nabla}T \neq 0. \quad [\text{Gl.10.2}]$$

Dieser Fall ist gerade am 17.Jan.1997 gegeben, was in Abb.10.21 zu sehen ist. Sowohl Sodankylä als auch Ny-Ålesund liegen im Kältegebiet des Wirbels. Das Strömungsmuster des Wirbels ist zum Temperaturfeld versetzt, was zur Folge hat, dass die Luftmassen am Rand des Wirbels über Grönland und dem Atlantik das Kältegebiet durchqueren. Die Luftmassen im Wirbelzentrum hingegen berühren das Kältegebiet nur im Bereich Spitzbergens und der Barents-See. Unter diesen Voraussetzungen ist die Bildung von PSCs im Zentrum des Polarwirbels kaum möglich, da die NAT-Existenztemperatur nicht ausreichend lange und nicht ausreichend tief unterschritten wird. Hingegen ist die PSC-Bildung am Rand des Polarwirbels unter diesen Bedingungen begünstigt.

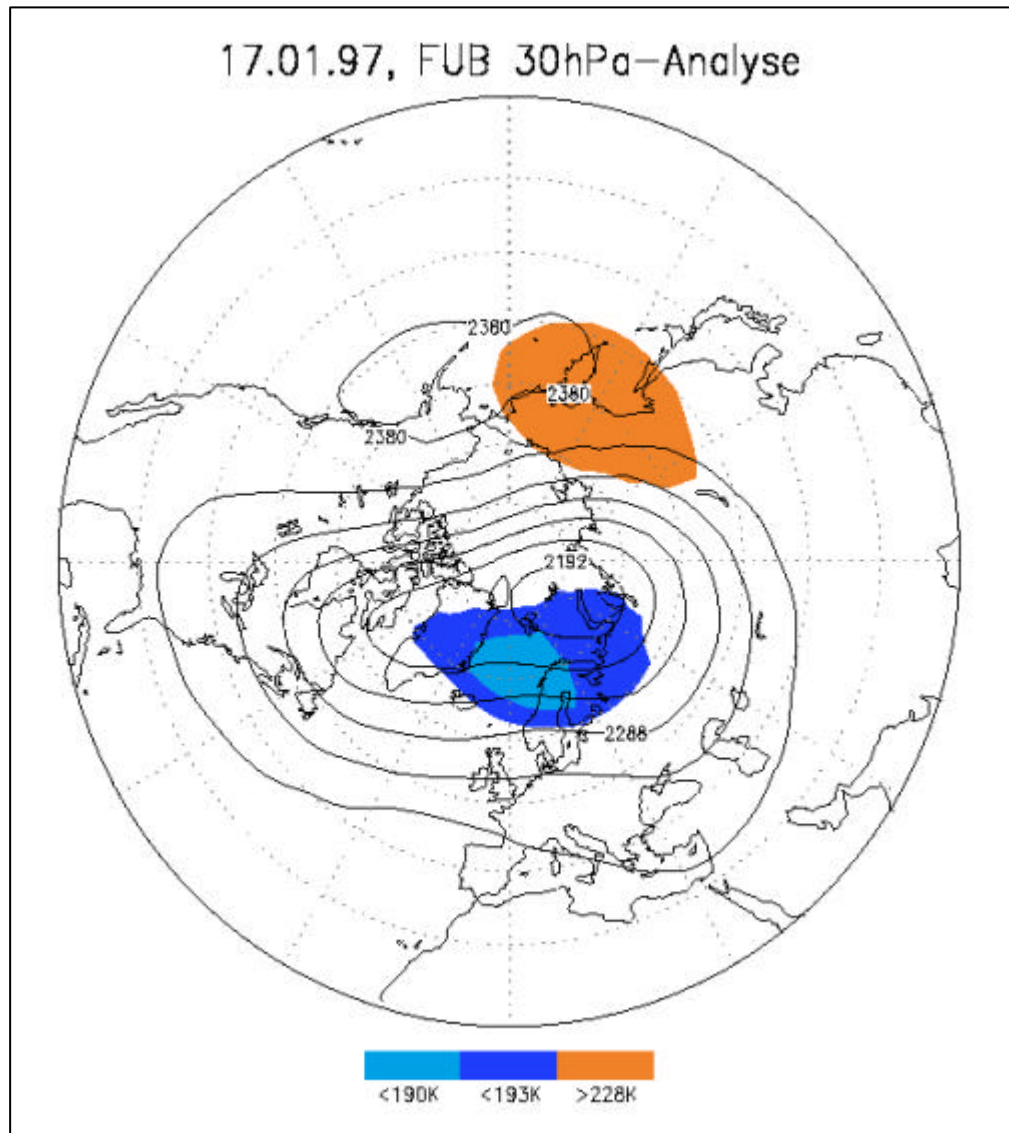


Abb.10.21: Geopotentielle Höhe [Konturen] und Temperatur [schattiert] auf der 30 hPa –Fläche am 17.Jan.1997, basierend auf der Analyse der FU Berlin (Inst. f. Meteorologie). Das Kältezentrum ist vom Wirbelzentrum verschoben, auch das Wärmezentrum stimmt nicht mit dem Zentrum des Hochdruckgebiets überein.

Bei starker Baroklinität des Polarwirbels sind die Bedingungen zur PSC-Bildung im Wirbelzentrum erschwert, während die Voraussetzungen zur PSC-Entstehung am Wirbelrand günstig sind.

In diesem Zusammenhang ist zu erwähnen, dass der Polarwirbel auf der Südhemisphäre wegen der geringeren dynamischen Aktivität selten baroklin ist. Statt dessen sind das antarktische Wirbel- und Kältezentrum zumeist symmetrisch am Pol angeordnet und entsprechend barotrop.

- **23.Jan.1997**

Die Temperaturen in der unteren Stratosphäre bis etwa 24 km sind über Ny-Ålesund weitgehend niedriger als über Sodankylä, zwischen 21.5 und 22.5 km liegen sie sogar deutlich unter T_{STS} . Nach der gängigen Theorie zur Entstehung verschiedener PSC-Partikel (vgl.Kap.3.4.1) bilden sich unterhalb von T_{STS} flüssige STS-Tröpfchen des PSC Typs I b. Im entsprechenden Höhenbereich wurde jedoch keine PSC detektiert. Für Ny-Ålesund ist hier, wie im Fall der Wassereis-PSCs in Kapitel 10.3, anzuführen, dass ein niedrigerer Wasserdampfgehalt $m_{H_2O} < 5 \text{ ppmv}$ die STS-Existenztemperatur zu tieferen Temperaturen verschoben hat, so dass die Temperaturbedingungen zur Partikelbildung nicht erfüllt waren.

Der gleiche Effekt gilt in diesem Fall auch für Sodankylä: hier ist zwischen 21.5 und 24 km T_{NAT} unterschritten, zum Teil sogar T_{STS} , jedoch wird in diesem Höhenbereich keine PSC beobachtet. In den Tagen zuvor wurden am Wirbelrand im skandinavischen Raum verschiedene Ereignisse des PSC Typs II beobachtet, beispielsweise am 9.Jan.1997 nahe Kiruna, Nordschweden, (Wirth *et al.*, 1999) und in Sodankylä am 22.Jan.1997 (vgl.Kap.8.4.2). Die Sedimentation von Eispartikeln des PSC Typs II führt zu einer Dehydrierung der PSC-Schichten (Vömel *et al.*, 1997). Im betrachteten Höhenbereich ist dadurch kaum Wasserdampf zur Kondensation vorhanden, die PSC-Partikelbildung am 23.Jan.1997 wird unterhalb von 24 km unterbunden.

Statt dessen werden allerdings in Sodankylä zwischen 24 und 27 km Höhe PSCs vom Typ I a und vom Typ II detektiert, obwohl die Temperaturen der Radiosondenmessung nicht ausreichend niedrig sind. Hier können mehrere Effekte die Partikelbildung unterstützen. Zum einen wirkt in dieser für PSCs sehr hohen Region die Rehydrierung aus der oberen Stratosphäre, so dass durch eine Anreicherung von Wasserdampf die Existenztemperaturen zu höheren Temperaturen verschoben werden. Zum anderen können hier mesoskalige Strukturen am Wirbelrand angeführt werden, die durch die Konturadvektions-Simulation sichtbar werden. Die Abbildung 10.22 zeigt die 7-tägige Konturadvektion der potentiellen Vorticity für den 23.Jan.1997 auf der 625 K –Fläche ($\approx 26.5 \text{ km}$). Im Bereich Finnlands sind verschiedene Luftmassen in Filamentstruktur durchmischt.

Aus dem direkten Vergleich der PSC-Beobachtungen in Sodankylä und Ny-Ålesund, sowie den Betrachtungen zu den in Sodankylä auftretenden bzw. in Ny-Ålesund nicht auftretenden Wassereis-PSCs (Kap.8.4 und Kap.10.3) lässt sich schließen, dass die Entstehung von PSCs am Rand des arktischen Wirbels gegenüber dem Wirbelzentrum begünstigt ist.

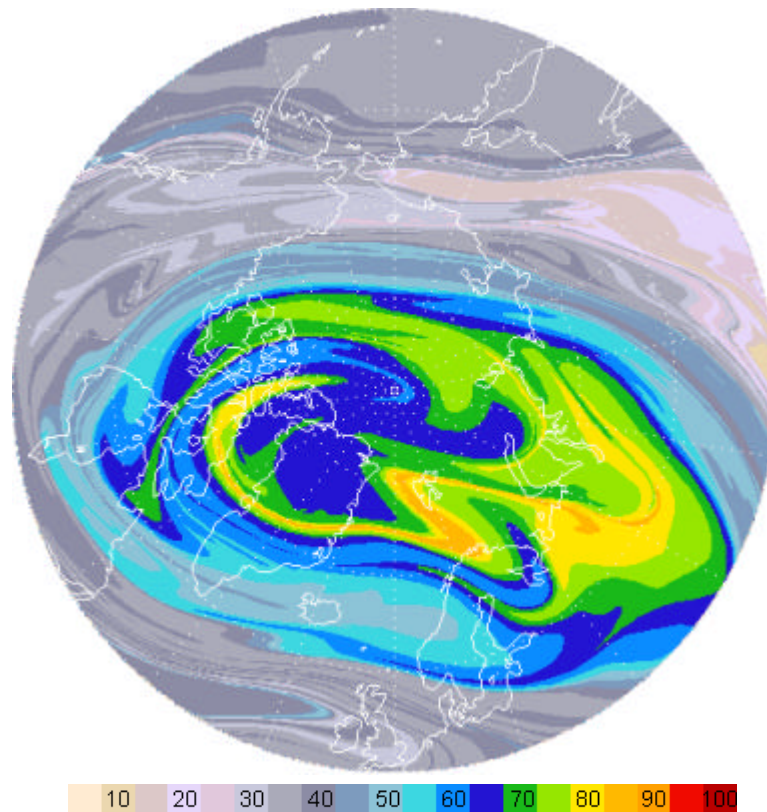


Abb.10.22: Konturadvektions-Simulation vom 16.01.1997 + 168 h auf der 625 K -Fläche, der Tracer ist die PV nach Lait.

10.5 Entwicklung von Wasserdampf und Temperaturen in der Stratosphäre

Wie in diesem Kapitel verdeutlicht wurde, ist das Wasserdampf-Mischungsverhältnis in der polaren Stratosphäre von großer Bedeutung für die Existenz polarer Stratosphärenwolken. Je mehr Wasserdampf vorhanden ist, desto eher können sich PSC-Partikel bilden.

In den letzten Jahrzehnten wurde eine Zunahme des stratosphärischen Wasserdampfes beobachtet (*Oltmans und Hofmann, 1995; Oltmans et al., 2000; Michelsen et al., 2000; Rosenlof et al., 2000; Smith et al., 2000*), wobei sich die Zunahme global auf 1% pro Jahr beläuft (*Rosenlof et al., 2000*).

Die über Boulder, Colorado, in den Jahren 1980 bis 2000 beobachtete Zunahme stratosphärischen Wasserdampfes ist in Abb.10.23 dargestellt (aus *Oltmans et al., 2000*). Eine Untersuchung, die zehn verschiedene Datensätze aus ballon- und satellitengetragenen Messungen kombiniert, zeigt diesen positiven Trend des stratosphärischen H₂O seit 1954 (*Rosenlof et al., 2000*). Eine Folgerung daraus ist, dass der stratosphärische Wasserdampf in den letzten 45 Jahren um etwa 2 ppmv zugenommen hat. Es sei an dieser Stelle daran erinnert, dass eine Differenz von $\Delta m_{H_2O} = 1$ ppmv eine

Erhöhung des Eisgefrierpunktes T_{Eis} um $\Delta T = 1 \text{ K}$ zur Folge hat. Abgesehen von diesem direkten Einfluß auf die PSC-Bildung hat der zunehmende Wasserdampf auch indirekte Auswirkungen auf die polaren Stratosphärenwolken.

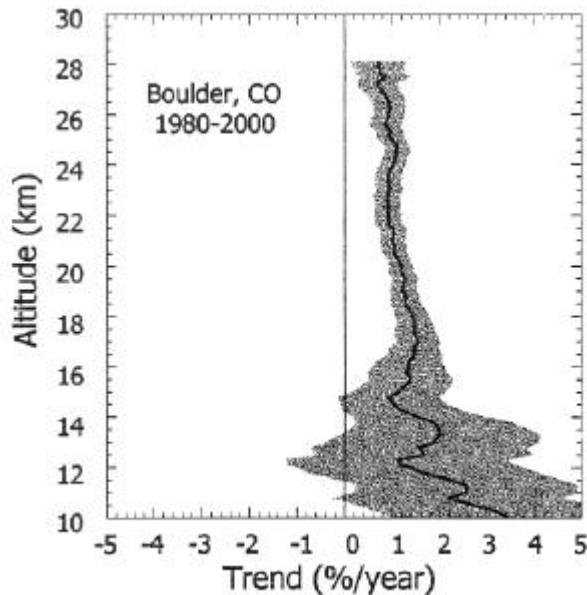
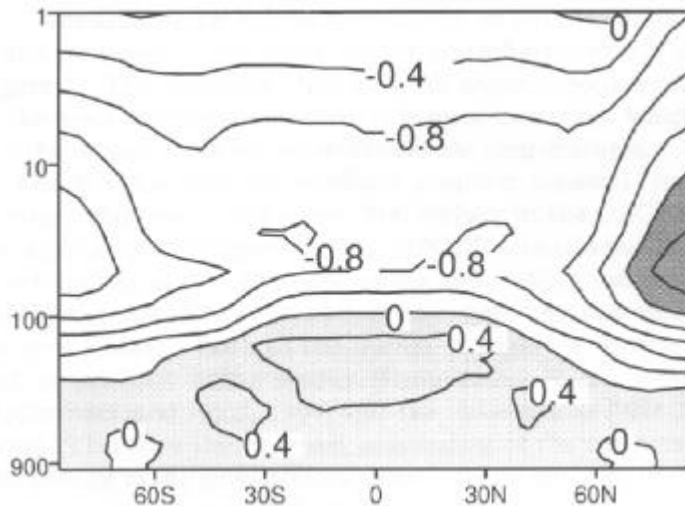


Abb.10.23: Prozentualer Trend der stratosphärischen H_2O -Vertikalprofile über Boulder, Colorado, während der Jahre 1980-2000, in 250 m –Auflösung [schwarz] mit 95% Vertrauensintervall [schattiert] (aus Oltmans et al., 2000).

Wasserdampf ist ein bedeutendes Treibhausgas, d.h. es absorbiert die infrarote Strahlung der Erde und strahlt selbst im Infraroten aus, was eine Erwärmung der Troposphäre zur Folge hat. In der Stratosphäre bewirken die Treibhausgase jedoch eine Strahlungskühlung (Shindell et al., 1998). Die Zunahme stratosphärischen Wasserdampfes ist daher mit einer Abkühlung der Stratosphäre verbunden, was beispielsweise das Ergebnis einer Modellrechnung in Abb.10.24 zeigt (nach Forster und Shine, 1999). Dafür wurde in einem globalen Zirkulationsmodell die Temperaturänderung bei Anstieg des stratosphärischen H_2O -Mischungsverhältnisses von $m_{\text{H}_2\text{O}} = 6.0$ auf 6.7 ppmv simuliert.

Abb.10.24: Die mit einem globalen Zirkulationsmodell simulierte Temperaturzunahme [in K] bei vorgegebener Erhöhung des Wasserdampfes um $\Delta m_{\text{H}_2\text{O}} = 0.7$ ppmv. hellgrau schattiert: Temperaturzunahme; dunkelgrau schattiert: Temperaturabnahme $\Delta T < -2 \text{ K}$ (aus Forster und Shine, 1999).



Wie aus Abb.10.24 zu entnehmen ist, hat der zusätzliche Wasserdampf eine Abkühlung der Stratosphäre zur Folge, die im Bereich des arktischen Polarwirbels mehr als $\Delta T = -2 \text{ K}$ beträgt. Niedrigere Temperaturen in der Stratosphäre haben aber wiederum Auswirkungen auf die PSC-Häufigkeit insbesondere in der Arktis, wo die Temperaturen derzeit noch nicht in jedem Winter tief genug für die PSC-Bildung sind. Die Zunahme stratosphärischen Wasserdampfes fördert so die PSC-Existenz einerseits durch Anheben der Existenztemperatur T_{Eis} bzw. T_{NAT} und andererseits durch Senken der Umgebungstemperatur.

Die Zunahme des Wasserdampfes hat mehrere Ursachen. Die wichtigste Quelle stratosphärischen Wasserdampfes ist die Oxidation von Methan. Methan, ebenfalls ein Treibhausgas, wird als Produkt verschiedener Faulprozesse in die Atmosphäre abgegeben. Die bedeutendsten Quellen sind anthropogenen Ursprungs (z.B. Reisanbau), und die beobachtete Methanzunahme ist mit der wachsenden Erdbevölkerung korreliert. Jedoch kann mit der steigenden Methanbeladung nur ein Teil der beobachteten H_2O -Zunahme erklärt werden (*Nedoluha, 1998; Rosenlof et al., 2000*).

Die zweite wichtige Quelle stratosphärischen Wasserdampfes ist der direkte Eintrag aus der Troposphäre in den Tropen (vgl. Kap.10.1). Hier ist auch die zweite wichtige Ursache für die Zunahme stratosphärischen Wasserdampfes zu suchen, nämlich der verstärkte Transport von Wasserdampf von der Troposphäre in die Stratosphäre. Die beobachteten stratosphärischen H_2O -Mischungsverhältnisse sind erklärbar unter der Annahme, dass die Tropopausentemperatur in den tropischen Regionen um 0.1 K pro Jahr zugenommen hat (*Nedoluha, 1998*).

Eine weitere Quelle stratosphärischen Wasserdampfes sind Emissionen des Luftverkehrs (*Danilin et al., 1998*). Bezüglich der stratosphärischen H_2O -Zunahme spielt der Luftverkehr z.Z. noch eine geringe Rolle (*Rosenlof et al., 2000*). Deutliche Auswirkungen können allerdings hervorgerufen werden, wenn es tatsächlich zum Einsatz einer Luftverkehrs-Flotte von Überschallflugzeugen kommt, deren Flughöhe oberhalb der Tropopause liegt.

Niedrigere Temperaturen im Bereich der polaren Stratosphäre werden nicht nur durch Wasserdampf und andere Treibhausgase hervorgerufen. Die Temperaturverteilung der Stratosphäre ist auf die Absorption solarer Strahlung durch Ozon zurückzuführen (vgl.Kap.1). Die Zerstörung der polaren Ozonschicht hat dementsprechend eine Abkühlung der Stratosphäre zur Folge (*Randel und Wu, 1999; Langematz, 2000*). Tatsächlich wird ein möglicher Trend zu niedrigeren Temperaturen in der Stratosphäre beobachtet (*Pawson und Naujokat, 1999*). Hier ergibt sich eine Rückkopplung, denn die niedrigeren Temperaturen begünstigen die Bildung von polaren Stratosphärenwolken, so dass verstärkt Chloraktivierung stattfindet und dadurch Ozon zerstört wird.

Zudem wird eine größere Persistenz der polaren Wirbel seit Mitte der 80er Jahre beobachtet, d.h. die Wirbel existieren über einen längeren Zeitraum in den Frühling hinein (*Waugh et al., 1999*). Diese Persistenz ist allerdings differenziert zu betrachten. Während in der Südhemisphäre das antarktische Ozonloch und die entsprechend tieferen Stratosphärentemperaturen für die größere Stabilität des Wirbels verantwortlich sind, spielen in der Nordhemisphäre dynamische Einflüsse durch Wellenaktivität eine zusätzliche wichtige Rolle (*Zhou et al., 2000*).

Die geschilderten Zusammenhänge lassen annehmen, dass der polare Ozonabbau auch in der Nordhemisphäre zukünftig drastisch zunehmen wird. Diese Prognose ist allerdings durch Beobachtungen bezüglich der stratosphärischen Chlorbeladung zu relativieren. Obwohl der Chlorgehalt in der Stratosphäre aufgrund der langen Lebensdauer der FCKW noch hoch ist, läßt sich eine Stagnation der Zunahme bzw. zum Teil sogar schon ein Rückgang der atmosphärischen FCKW-Beladung beobachten, was auf die Beschränkungen der FCKW-Produktion entsprechend den Vereinbarungen des Montrealer Protokolls von 1987 und dessen Folgeprotokollen zurückzuführen ist. Modellberechnungen prognostizieren, dass die stratosphärische Chlorbeladung bis zum Jahr 2050 auf Werte zurückgeht, die vor Auftreten des Ozonlochs vorlagen (*Engel und Schmidt, 1999*). Die Prognose beruht auf Messungen der 7 wichtigsten Chlor-Quellgase sowie auf der Annahme, dass die vom Montrealer Protokoll vorgegebenen und in Folgeprotokollen ausgeweiteten Einschränkungen eingehalten werden.

Wie das komplexe System des polaren Ozons auf diese Entwicklung reagiert, ist unklar. In jedem Fall wird in den nächsten Jahren der arktische Ozonabbau von der stratosphärischen Wasserdampf- und Temperaturentwicklung abhängen, die direkten Einfluß auf die Bildung polarer Stratosphärenwolken haben.