

Kapitel 8

Stratosphärische Leewellen

Stratosphärische Leewellen werden u.a. am skandinavischen Gebirgszug angeregt. Die Station Sodankylä befindet sich etwa 300 km östlich des Gebirges, und einige dort detektierte PSC-Ereignisse lassen sich mit stratosphärischen Leewellen in Verbindung bringen. In diesem Kapitel werden zunächst die atmosphärischen Voraussetzungen beschrieben, die eine Leewellen-Ausbreitung in die Stratosphäre ermöglichen. Im Anschluß werden die Ausbreitungsbedingungen für das skandinavische Gebirge spezifiziert. Die stratosphärische Temperaturverteilung, die sich in Folge einer Leewellen-Situationen über Skandinavien ergibt, läßt sich mit dem mesoskaligen Modell MM5 simulieren. Die Modell-Eigenschaften werden skizziert, und einige publizierte Beobachtungen leewellen-induzierter PSC-Ereignisse vorgestellt, die durch die Kombination von Messung und Modellierung erklärt werden konnten. Schließlich werden die in Sodankylä gemessenen PSCs vom Typ II analysiert und mit stratosphärischen Leewellen korreliert.

8.1 Theoretische Grundlagen der stratosphärischen Leewellen

Das Überströmen von Gebirgen und großen Gebirgsketten durch Luftmassen hat vielfältige Auswirkungen in der Atmosphäre. Während die großen Gebirgsketten, beispielsweise die Rocky Mountains oder die Anden, die planetarischen Rossby-Wellen anregen, können kleinere Gebirge Effekte auf der Mesoskala hervorrufen. Im troposphärischen Bereich handelt es sich dabei z.B. um orographisch induzierten Niederschlag und regionale Windsysteme. Es ist jedoch auch möglich, dass durch die Überströmung von Bergen interne Schwerewellen angeregt werden, die sich bis in die

Stratosphäre ausbreiten können. Sie entstehen dadurch, dass ein Luftpaket z.B. durch das Überströmen eines Hindernisses aus seiner Gleichgewichtslage gebracht wird und daraufhin Schwingungen um seine Gleichgewichtslage ausführt. Die rüctreibende Kraft wird dabei durch die Auftriebskraft des Luftpakets bestimmt, die sich aus dem Dichteunterschied zur Umgebungsluft ergibt. Voraussetzung dafür ist eine thermisch stabile Schichtung der Atmosphäre.

Die Schwingungen des Luftpakets werden als Schwereoszillation bezeichnet. Die Frequenz der angeregten Schwingung wird durch die sogenannte Brunt-Väisälä-Frequenz

$$N_{BV}^2 = \frac{g}{Q} \frac{\partial Q}{\partial z} \quad [\text{Gl.7.1}]$$

beschrieben, wobei g die Erdbeschleunigung, Q die potentielle Temperatur und z die Höhe ist. Die Brunt-Väisälä-Frequenz ist damit ein Maß für die Schwingungsfähigkeit der Atmosphäre, die bei stabiler Schichtung mit $N_{BV}^2 > 0$ gegeben ist.

Wenn man die horizontale Strömung berücksichtigt, gehen die Schwereoszillationen in Schwerewellen über. Die Schwerewellen können sich bis in die Stratosphäre ausbreiten, wobei die Wellenamplituden aufgrund der abnehmenden Dichte nach oben hin exponentiell zunehmen. Die Ausbreitung erfolgt nach der windabgewandten Seite (Lee) des Gebirges, aber auch entgegen der Strömungsrichtung. Die Beschreibung der Strömungsmuster von orographisch angeregten Leewellen wird dabei beliebig kompliziert. Abhängigkeiten ergeben sich durch die vertikale und horizontale Ausdehnung des orographischen Hindernisses (einzelner „gaussförmiger“ Berg oder ausgedehntes Gebirgsmassiv) und durch die höhenabhängige Variabilität der zugrundeliegenden Strömung. Tiefgreifende Überlegungen hierzu würden über den Rahmen dieser Arbeit hinaus gehen. Eingehende Beschreibungen der linearen Theorie der orographischen Schwerewellen, der Wellenausbreitung bei homogener und heterogener Anströmung eines Hindernisses und der zugehörigen Impulsbilanzen finden sich u.a. in *Queney (1948)*, *Scorer (1949)*, *Berkshire und Warren (1970)*, *Smith (1977)*, *Clark und Peltier (1977)*, *Leutbecher (1998)*.

In der Troposphäre kommt es im Lee von Gebirgen zu typischen Wolkenformationen, die Abb.8.1 zu entnehmen sind. Wenn die Feuchte entsprechend hoch ist, führt das Anheben der Luftpakete vor den Wellenbergen aufgrund adiabatischer Abkühlung zu Wolkenbildung. Das Absinken vor den Wellentälern hat die Auflösung der Wolken zur Folge. Die entstehende typische Wolkenstruktur wird als Leewolke bzw. meteorologisch als *Alto cumulus lenticularis* (linsenförmige Quellwolke) bezeichnet.

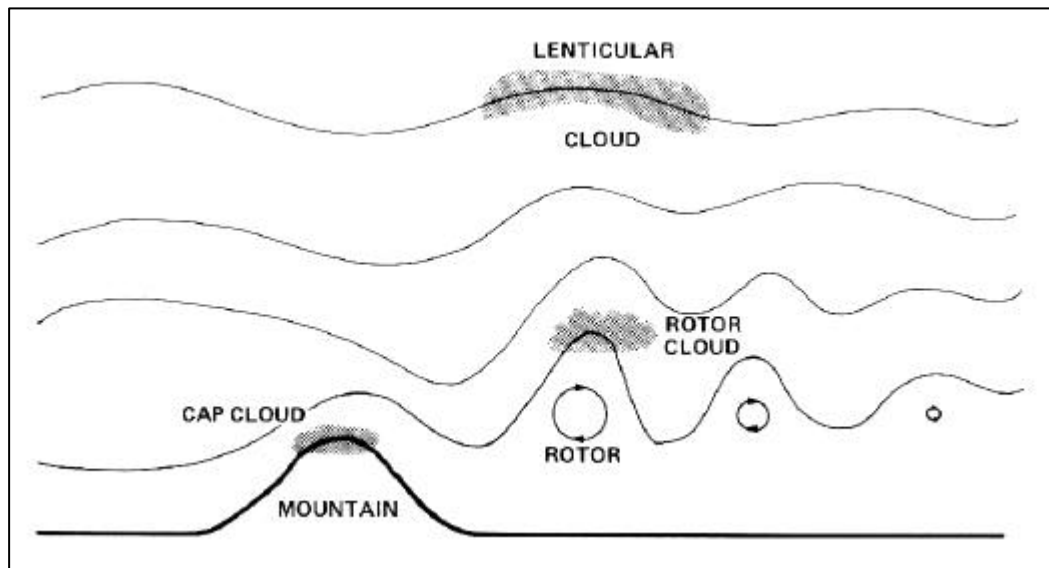


Abb.8.1: Bildung von Leewellen und den typischen troposphärischen Wolken im Lee eines überströmten Berges (aus *Beer, 1974*).

Bei der Ausbreitung der Leewellen in die Stratosphäre bewirken diese dort eine vertikale Verschiebung der isentropen Flächen. Dadurch treten mesoskalige Temperaturanomalien auf, die schließlich durch die adiabatische Abkühlung von Luftmassen unter die PSC-Existenztemperatur zur Entstehung von PSCs beitragen können. Die stratosphärischen Leewellen weisen typische Wellenlängen von $\lambda = 150\text{-}300$ km auf, wobei die Amplituden im Extremfall bis zu 1500 m groß sein können, so dass demzufolge die adiabatische Abkühlung $\Delta T = 15$ K betragen kann (*Carshaw et al., 1998 a*). Mit Hilfe von mesoskaligen Modellen lassen sich die Ausbreitungsregionen stratosphärischer Leewellen und deren typischen Wellenlängen ermitteln.

Die meteorologischen Bedingungen, die für die Ausbreitung von am skandinavischen Gebirge angeregten stratosphärischen Leewellen notwendig sind, wurden auf der Basis von langzeitlichen Radiosondenmessungen und linearer Wellentheorie von *Dörnbrack et al. (2001)* für ein mesoskaliges Modell parametrisiert. Ausgegangen wird dabei von einer Strömung über eine langgezogene Gebirgskette, die das Skandinavische Gebirge repräsentiert. Die Schichtung in der Troposphäre und Stratosphäre wird als stabil angenommen, weil sich nur dann Wellen ausbreiten können. Bei vorgegebener Orographie des Geländes wird dann die Energie, die in die vertikalen Oszillationen abgegeben wird, gerade durch die Größe der Geschwindigkeitskomponente bestimmt, die senkrecht zum Gebirgskamm steht. Somit ist das Windprofil die entscheidende Größe, die eine Wellenausbreitung ermöglichen kann. Die Kriterien, die für die Ausbreitung von Leewellen in die Stratosphäre erfüllt sein müssen, sind nach *Dörnbrack et al. (2001)* die folgenden:

- (1) Die horizontale Windgeschwindigkeit v_h bei 900hPa muß größer als ein Schwellenwert v_* sein: $v_h > v_*$.
- (2) Die Windrichtung \mathbf{J}_h bei 900hPa darf nicht mehr als ein Winkel \mathbf{DJ}_* von der Normalen des Gebirgszugs (in Skandinavien 300°) abweichen:
 $300^\circ - \mathbf{DJ}_* < \mathbf{J}_h < 300^\circ + \mathbf{DJ}_*$.

Wenn v_* groß und \mathbf{DJ}_* klein gehalten werden, wobei $v_* = 10\text{m/s}$ und $\mathbf{DJ}_* = 45^\circ$ geeignete Werte sind, sind damit zunächst die Voraussetzungen für die Anregung von Leewellen gegeben. Ist das letzte Kriterium erfüllt, transportieren die propagierenden Leewellen ihre Wellenenergie tatsächlich bis in die Stratosphäre, ohne dass große Energieverluste durch Wellenabsorption an kritischen Schichten auftreten.

- (3) Die Windrichtung $\mathbf{J}_h(p)$ in höheren Schichten ($p = 500, 300, 100$ und 50 hPa) darf nicht mehr als \mathbf{DJ}_* von der Windrichtung bei 900hPa abweichen:
 $\mathbf{J}_h(p) - \mathbf{J}_h(900 \text{ hPa}) < \mathbf{DJ}_*$.

Sind alle Kriterien erfüllt, können Leewellen im Bereich der Stratosphäre auftreten (Dörnbrack *et al.*, 2001; Dörnbrack und Leutbecher, 2001). Die Kriterien ermöglichen dabei allerdings nur eine Aussage über die Wahrscheinlichkeit stratosphärischer Leewellen-Aktivität. Prozesse, die die Wellenamplitude in der Stratosphäre kontrollieren, wie beispielsweise die thermische Stabilität der Tropopausenregion, werden nicht berücksichtigt.

8.2 Mesoskalige Modelle stratosphärischer Leewellen

Da auch die feine Auflösung des ECMWF-T106-Modells mit $1.125^\circ \times 1.125^\circ$ eine zu große Gitterweite hat, um mesoskalige Strukturen aufzulösen, werden für die Simulation orographisch angeregter Leewellen spezielle mesoskalige Modelle mit extrem geringer Gitterweite benötigt. Das im folgenden beschriebene und in Kapitel 8.4 zur Interpretation der PSC-Messungen herangezogene mesoskalige Modell MM5 hat eine horizontale Auflösung von $15 \text{ km} \times 15 \text{ km}$. Es wird am DLR (Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt) in Oberpfaffenhofen eingesetzt, um Vorhersagen der stratosphärischen Leewellen-Aktivität im skandinavischen Raum zu erstellen.

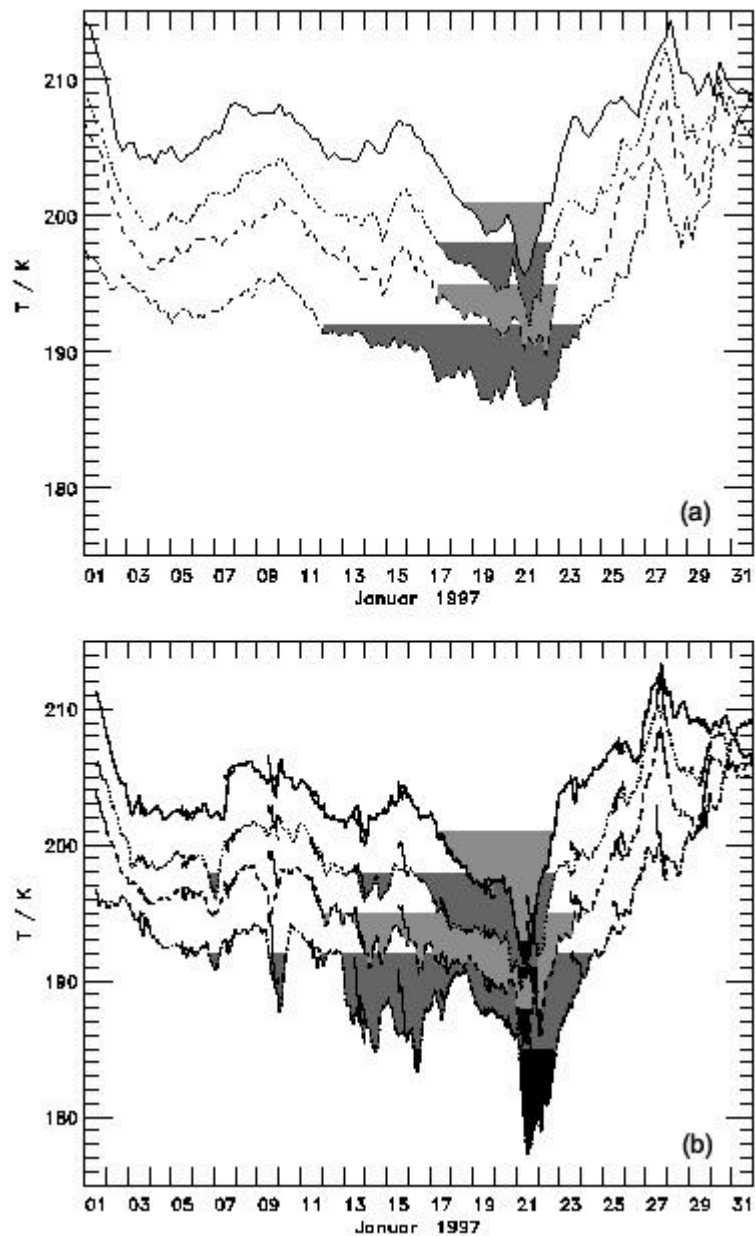


Abb.8.2: Vergleich zwischen synoptischen und mesoskaligen Minimum-Temperaturen über Skandinavien. [a] Synoptische Temperaturen des ECMWF-T106-Modells, zeitl. Auflösung 6 h und [b] mesoskalige Temperaturen des MM5, zeitl. Auflösung 30 s, jeweils in verschiedenen Höhen (100 hPa: durchgezogene Linie; 70 hPa: gepunktete Linie; 50 hPa: gestrichelte Linie; 30 hPa: Strich-Punkt-Linie). Schattiert sind Temperaturen $T < T_{NAT}$ (grau) bzw. $T < T_{Eis}$ (schwarz). (aus Dörnbrack et al., 2001)

Das Gebiet, das von dem Modell abgedeckt wird, erstreckt sich über 2745 km x 2745 km, mit dem Zentrum bei 65° N, 15° O. Eine lokale Verfeinerung des Gitters in einer Region von 1590 km x 1590 km überzieht dabei nahezu ganz Skandinavien. Das äußere Gitter hat eine Auflösung von 45 km x 45 km, das innere Gitter hat eine Gitterweite von 15 km. Die

Modell-Orographie wurde aus einem sehr fein aufgelösten Datensatz (30'') interpoliert. Die vertikale Auflösung beträgt etwa 0.6 km und insgesamt werden 52 Schichten bis zur oberen Modellgrenze bei 10 hPa verwendet. Die Anfangswerte für die mesoskalige Modellierung werden aus dem Global-Modell des ECMWF mit einer Auflösung von $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ entnommen.

Das Modell ist in der Lage, dreidimensionale mesoskalige Temperaturfelder zu simulieren, die eine gute Übereinstimmung mit den Temperaturdaten der Radiosondenmessungen aufweisen (*Dörnbrack et al., 1999; Wirth et al., 1999*).

In Abb.8.2 werden die Minimumtemperaturen des synoptisch-skaligen ECMWF-T106-Modells und des mesoskaligen MM5 verglichen. Dabei ist ersichtlich, dass die durch stratosphärische Leewellen verursachte mesoskalige Abkühlung um wenige Kelvin ausreichen kann, um die Temperatur unter T_{NAT} bzw. sogar unter T_{Eis} fallen zu lassen. Wie im nächsten Abschnitt gezeigt wird, ist es durch die mesoskalige Simulation stratosphärischer Leewellen möglich, einige PSC-Ereignisse zu erklären, die bei höheren synoptischen Temperaturen beobachtet wurden.

8.3 Leewellen-induzierte PSC-Ereignisse

Zwar sind stratosphärische Leewellen selbst nicht meßbar, jedoch die Effekte, die sie in der Atmosphäre auslösen. So sind Temperaturfluktuationen in der Stratosphäre auf orographisch angeregte Schwerewellen zurückzuführen (*Shutts et al., 1988; Bacmeister et al., 1990; Nastrom und Fritts, 1992*). In den polaren Breiten führen die Temperaturanomalien mitunter dazu, dass die NAT-Existenztemperatur oder sogar der Eisgefrierpunkt lokal unterschritten wird, was die Bildung von PSCs verursacht.

Mit Hilfe von mesoskaligen Modellen, wie z.B. dem oben beschriebenen MM5, konnten solche mesoskaligen PSC-Ereignisse mit stratosphärischen Leewellen in Verbindung gebracht werden. Ein Fall-Beispiel hierfür ist z.B. das PSC-Ereignis am 11.Dez.1991, das mit einem Lidar auf dem französischen Forschungsflugzeug *ARAT-Fokker-27* in 21 km Höhe mit einer Ausdehnung von 300 km östlich bis 300 km westlich von Kiruna, Schweden, gemessen wurde (*Godin et al., 1994*). Andere Fallbeispiele sind die mit Lidarsystemen auf den Forschungsflugzeugen *Transall* und *Falcon* detektierten PSC Typ II -Ereignisse am 15.Jan.1995 und am 9.Jan.1997, deren Existenz sich mit Hilfe der MM5-Simulation erklären ließ (*Carslaw et al., 1998 b; Wirth et al., 1999*). Eine weitere PSC vom Typ II, die auf die adiabatische Abkühlung in stratosphärischen Leewellen zurückzuführen ist, wurde am 22.Jan.1997 in Sodankylä gemessen (*Dörnbrack et al., 1999*). Diese Wassereis-PSC wird zusammen mit den anderen PSC Typ II Beobachtungen aus Sodankylä in Abschnitt 8.4 diskutiert.

Die Ursache orographisch angeregter stratosphärischer Schwerewellen muß nicht immer das Überströmen eines Gebirgszuges sein: auch das Überströmen des grönländischen Hochplateaus mit starken Fallwinden an der grönländischen Ostküste führt zu Schwerewellen, die sich in die Stratosphäre ausbreiten können. Die resultierende Verschiebung der isentropen Flächen mit der adiabatischen Abkühlung in einigen stratosphärischen Regionen kann auch hier zur Bildung von PSCs führen (Chan *et al.*, 1993), wobei Einflüsse auf die PSC-Ereignisse in Ny-Ålesund weitgehend ausgeschlossen werden können (Biele, 1998). Auch die Küste des antarktischen Kontinents wirkt als Auslöser für stratosphärische Schwerewellen. Dabei wird die vertikale Verschiebung der Isentropen genauso beobachtet (Bacmeister *et al.*, 1990) wie PCSs in der Küstenregion, die im Zusammenhang mit den stratosphärischen Schwerewellen zu betrachten sind (Cariolle *et al.*, 1989). Da jedoch in der Südhemisphäre bereits die synoptischen Temperaturen oft ausreichen, um die Entstehung des PSC Typs II zu ermöglichen, spielen stratosphärische Schwerewellen dort eine untergeordnete Rolle. In der wärmeren Arktis hingegen kann das vermehrte Auftreten von PSCs aufgrund von stratosphärischen Leewellen einen zusätzlichen Beitrag zum arktischen Ozonabbau bewirken (Carshaw *et al.*, 1998a). In diesem Zusammenhang spielt die Mikrophysik der Partikelbildung eine wichtige Rolle. Beim Durchströmen einer Leewelle ist aufgrund der schnellen Abkühlrate der Luftmasse eher die Möglichkeit gegeben, dass sich feste Partikel bilden, die dann bei Temperaturen unter T_{NAT} existieren können (Peter *et al.*, 1994; Meilinger *et al.*, 1995; Carshaw *et al.*, 1999). Dennoch wird die Entstehung des PSC Typs I von Temperaturen auf der synoptischen Skala dominiert. Lediglich ein geringer Anteil (< 6%) der PSCs vom Typ I in Skandinavien entsteht aufgrund mesoskaliger Temperaturfluktuationen durch stratosphärische Leewellen (Dörnbrack und Leutbecher, 2001).

Anders ist die Abhängigkeit der PSCs vom Typ II: auf synoptischer Skala sind Temperaturen unter dem Eisgefrierpunkt in der Arktis kaum vorhanden. Dementsprechend ist das Auftreten von Wassereis-PSCs auf der synoptischen Skala vernachlässigbar. Ihre Existenz wird im wesentlichen von mesoskaligen Temperaturfluktuationen, die durch stratosphärische Leewellen ausgelöst werden, bestimmt (Dörnbrack und Leutbecher, 2001). Die Bedeutung der stratosphärischen Leewellen für die Entstehung von Wassereis-PSCs wird bei der Interpretation der PSC Typ II – Ereignisse in Sodankylä im nächsten Absatz deutlich. Zu dieser Untersuchung wurden in Kooperation mit Herrn Andreas Dörnbrack (DLR) MM5-Simulationen zu den entsprechenden Daten erstellt.

8.4 PSC Typ II in Sodankylä und stratosphärische Leewellen

In jedem der Meßwinter 1996/1997, 1997/1998 und 1998/1999 wurde in Sodankylä jeweils ein PSC-Ereignis vom Typ II detektiert. In den folgenden Abschnitten sind die entsprechenden Lidarmessungen dokumentiert sowie die meteorologischen Bedingungen, bei denen sie auftraten. Die verwendeten Lidarparameter Rückstreuverhältnis R und Volumen-depolarisation d^{Vol} weisen dabei einen vernachlässigbaren Fehler auf (vgl. Kap.4.6.2). Die zur Auswertung herangezogenen Temperaturmessungen hingegen sind mit einer gewissen Unsicherheit behaftet, die im folgenden erläutert wird.

8.4.1 Unsicherheit der Temperaturmessungen

Die im Rahmen dieser Arbeit verwendeten Temperaturdaten der Stationen Sodankylä und Ny-Ålesund beruhen auf Radiosondenmessungen. Eine Radiosonde ist eine Kombination meteorologischer Meßgeräte, die an einem mit Helium gefüllten Ballon bis in Höhen von 35 km getragen wird und dabei die Meßdaten zum Boden funkt. Die gemessenen Parameter sind Druck, Temperatur und Feuchte. Über den mit einem Barometer ermittelten Luftdruck läßt sich mit der barometrischen Höhenformel die Höhe der Sonde berechnen. Die Feuchtigkeits-Werte gelten nur in der Troposphäre, da die Luftfeuchtigkeit in der Stratosphäre um Größenordnungen kleiner ist und mit der Meßgenauigkeit des Feuchtesensors nicht erfaßt wird. Der Temperatursensor hat eine Genauigkeit von $\Delta T = 0.2$ K. Ein größerer Fehler in den Temperaturdaten kann jedoch dadurch zustande kommen, dass die Sonde nicht direkt vertikal über ihrem Startpunkt mißt, sondern mit dem Wind horizontal fortgetragen wird. Die hier betrachteten Temperaturen sind daher mit einer Unsicherheit behaftet, die insbesondere im Bereich des Strahlstroms am Rand des Polarwirbels von Bedeutung ist.

8.4.2 PSC Typ II am 21./22. und 23.Jan.1997

Im Winter 1996/1997 wurde jeweils ein ausgeprägtes PSC Typ II –Ereignis am 21./22. und am 23. Jan.1997 detektiert. In Abb.8.3 sind die über eine Stunde gemittelten Vertikalprofile von Rückstreuverhältnis und Volumendepolarisation der Wassereis-PSC vom 21./22.Jan.1997 dargestellt. Anhand des hohen Rückstreuverhältnisses $R \gg 10$ und den hohen Werten der Volumendepolarisation ist die gemessene Stratosphärenwolke als PSC vom Typ II zu identifizieren. Diese Wassereis-PSC mit maximalem Rückstreuverhältnis $R_p \approx 30$ im parallelen und $R_s \approx 300$ im senkrechten Kanal trat in einer Höhe von etwa 22 bis 23 km auf und wurde zwischen 21:00 UTC am 21.Jan. und 04:00 UTC am 22.Jan.1997 beobachtet. Aufgrund der Wetterverhältnisse erfolgte hier eine Unterbrechung der Messung.

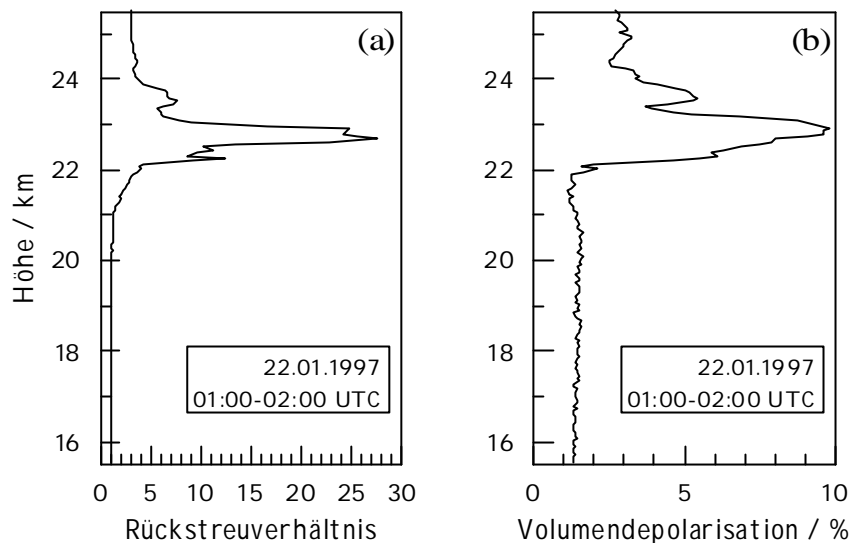


Abb.8.3: Rückstreuverhältnis [a] und Volumendepolarisation [b], jeweils über eine Stunde gemittelt, am 22.Jan.1997, 01:00-02:00 UTC, in Sodankylä.

Nach Fortsetzen der Messung in der frühen Abendstunden des 22.Jan. wurde schließlich zwischen 00:30 und 04:00 UTC am 23.Jan.1997 eine weitere PSC vom Typ II gemessen, die aber deutlich höher, zwischen etwa 25 und 27 km, auftrat.

Die in Sodankylä gemessenen Temperaturen während der Periode, in der die PSCs vom Typ II detektiert wurden, sind in Abb.8.4 gezeigt. Dargestellt sind die Vertikalprofile der Radiosondenmessungen vom 21.Jan., 23:00 UTC, bis 23.Jan., 11:00 UTC. Zusätzlich ist zu jedem Temperaturprofil T_{Eis} eingezeichnet. Es fällt auf, dass der Eisgefrierpunkt nur bei der Radiosondenmessungen am 22.Jan., 11:00 UTC, in einer Höhe von etwa 24 bis 27 km unterschritten wurde. Die gemessenen Temperaturen der anderen Radiosondenaufstiege sind durchweg zu warm, um die Existenz von Wassereis-Partikeln zu erklären.

Die erste PSC vom Typ II wurde zeitlich genau zwischen den beiden Radiosondenaufstiegen am 21.Jan., 23:00 UTC, und am 22.Jan., 11:00 UTC, detektiert. Die Temperaturprofile weisen zu beiden Terminen eine außergewöhnliche wellenartige Struktur in der Stratosphäre auf. Diese Struktur ist auf die ausgeprägte Aktivität stratosphärischer Leewellen zurückzuführen (Dörnbrack *et al.*, 1999), die lokale Temperaturminima hervorrufen. In diesem Fall stimmt der Höhenbereich des Temperaturminimums mit $T < T_{Eis}$ nicht mit dem Höhenbereich überein, in dem die PSC vom Typ II über Sodankylä beobachtet wurde. Diese Diskrepanz ist dadurch zu erklären, dass sich die ballongetragenen Radiosonden aufgrund hoher Windgeschwindigkeiten im Bereich des *Jet Streams* sehr weit horizontal von der Station Sodankylä entfernten (vgl.Kap.8.4.1). Bei einer Höhe von 25 km hatte sich der Ballon bereits 200 km vom Startpunkt entfernt.

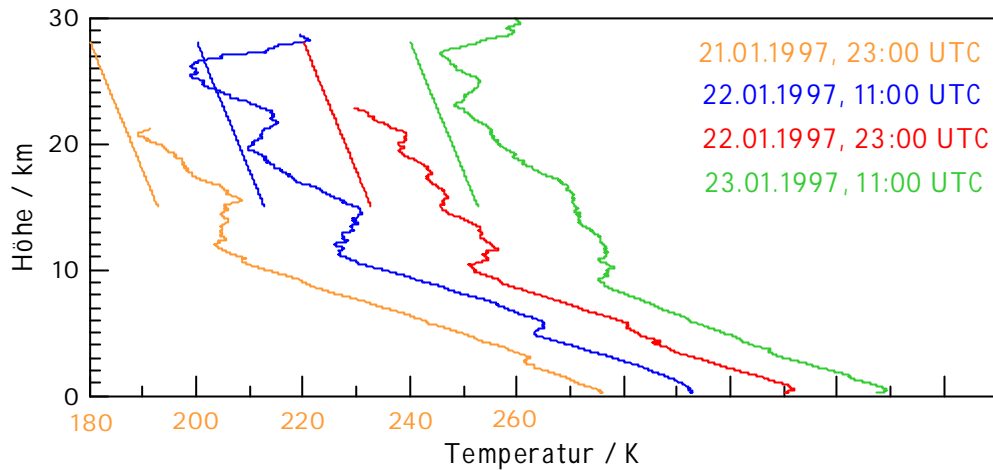


Abb.8.4: Temperaturprofile aus den Radiosondenmessungen sowie T_{Eis} für den 21.Jan.,23:00 UTC [orange], 22.Jan., 11:00 UTC [blau], 22.Jan.,23:00 UTC [rot], und 23.Jan., 11:00 UTC [grün]. Die Temperaturskala gilt für den 21.Jan., 23:00 UTC, die anderen Vertikalprofile sind jeweils um $DT=20K$ verschoben.

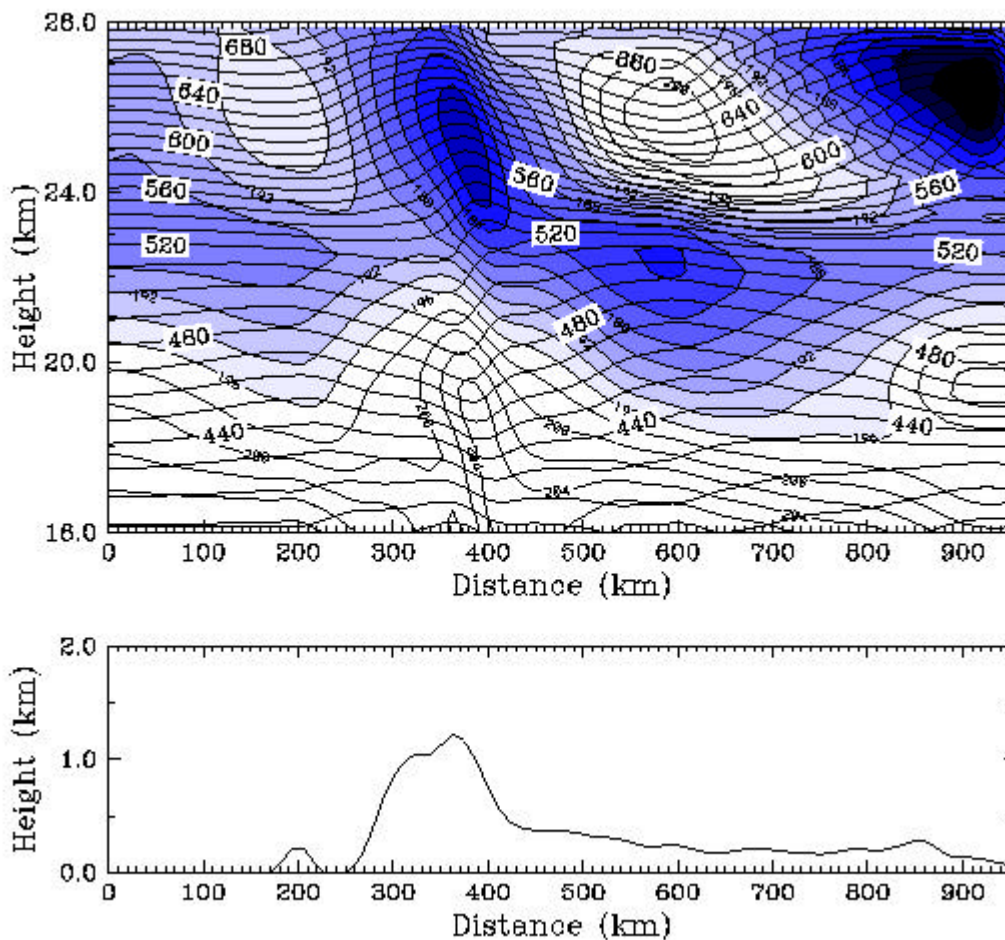


Abb.8.5: Simulierte Temperaturverteilung des MM5 am 22.Jan.1997, 00:00 UTC: vertikaler Schnitt entlang der Strömungsrichtung. oben: isentrope Flächen [schwarze Linien], Isothermen [farbkodiert]. unten: Topographie. Sodankylä befindet sich bei einer Distanz von ≈ 700 km, also ≈ 300 km hinter dem Gebirge.

Dadurch wurde mit der Radiosonde oberhalb von 25 km gerade das zweite große Kältegebiet detektiert, das sich durch stratosphärische Leewellen hinter dem skandinavischen Gebirge ausgebildet hat. Mit dem mesoskaligen Modell MM5 wurde die Temperaturverteilung für den skandinavischen Raum unter Berücksichtigung stratosphärischer Leewellen simuliert. Ein Vertikalschnitt, der parallel zur Strömungsrichtung verläuft, ist in Abb.8.5 dargestellt. Das zweite Kältegebiet, das sich in einer Entfernung von 500 km hinter dem Gebirge oberhalb von 25 km ausgebildet hat, ist durch extrem niedrige Temperaturen unter 180 K gekennzeichnet. Dieser Temperaturrekord wurde von der Radiosonde am 22.Jan.1997, 11:00 UTC erfaßt (Dörnbrack *et al.*, 1999).

Für die Entstehung der Wassereis-PSC, die in Sodankylä detektiert wurde, ist das Kältegebiet verantwortlich, das sich etwa 250 km hinter dem Gebirge in einer Höhe von 22 bis 23 km gebildet hat (Abb.8.5). Dieses Kältegebiet war so stark ausgeprägt, dass es sogar in der synoptischen Temperaturverteilung des ECMWF-T106-Modells in Abb.8.6 zu erkennen ist.

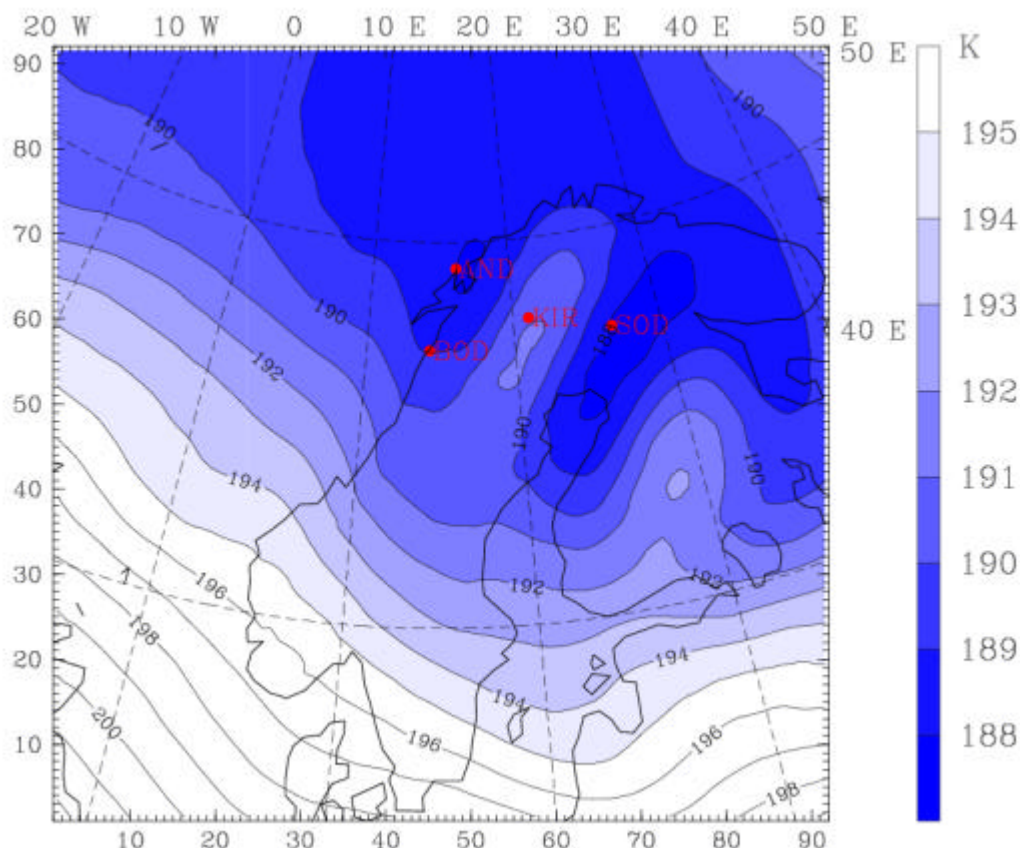


Abb.8.6: Synoptisch Temperaturverteilung über Skandinavien bei 30 hPa (≈ 23 km) am 22.Jan.1997, 00:00 UTC, berechnet mit dem ECMWF-T106-Modell (Auflösung $1.125^\circ \times 1.125^\circ$). Markiert sind die Stationen Sodankylä, Kiruna, Bødø und Andenes.

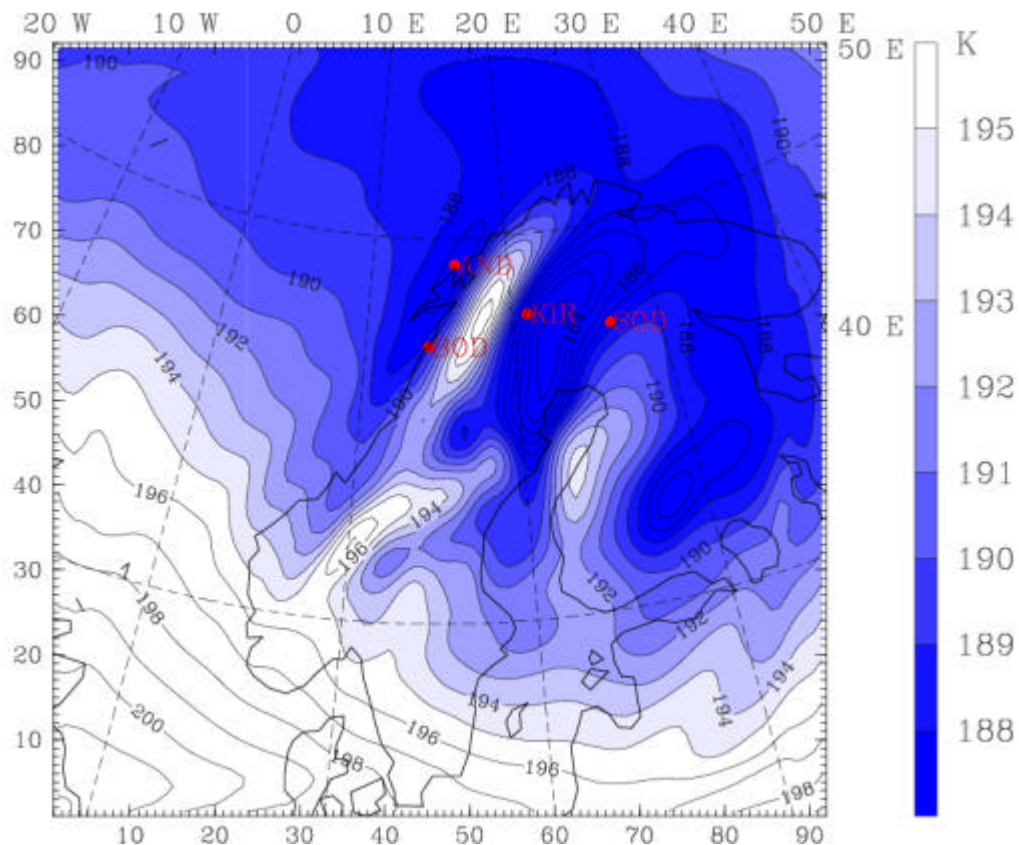


Abb.8.7: Mesoskalige Temperaturverteilung über Skandinavien bei 30 hPa (≈ 23 km) am 22.Jan.1997, 00:00 UTC, berechnet mit dem MM5. Markiert sind die Stationen Sodankylä, Kiruna, Bødø und Andenes.

Die Temperaturverteilung in 30 hPa, also in Höhe der Wassereis-PSC, ist zum Vergleich auch in der mesoskaligen Auflösung des MM5-Modells in Abb.8.7 dargestellt. Die Temperaturstrukturen lassen hier anschaulich Rückschlüsse auf die PSC-Entstehung im Zusammenhang mit stratosphärischen Leewellen zu.

Wie den in Abb.8.4 gezeigten Temperaturprofile zu entnehmen ist, treten bereits zum Radiosondenaufstieg am 22.Jan. um 23:00 UTC keine starken Temperaturfluktuationen mehr auf. Am 23.Jan. um 11:00 UTC sind sowohl die Radiosonden- als auch die synoptischen Temperaturen zu hoch, um die Existenz einer PSC vom Typ II erklären zu können.

Aufgrund der in Kapitel 8.1 vorgestellten Kriterien, die für die Ausbreitung von stratosphärischen Leewellen erfüllt sein müssen (*Dörnbrack und Leutbecher, 2001*), ergibt sich eine Wahrscheinlichkeit für stratosphärische Leewellen-Aktivität, die für den Januar 1997 in Abb.8.8 abzulesen ist (nach *Dörnbrack et al., 2001*). Da am 23.Jan.1997 keine ausreichend starke Anströmung des Gebirges erfolgte, ist davon auszugehen, dass an diesem Tag keine stratosphärische Leewellen-Aktivität auftrat.

Die PSC vom Typ II in Sodankylä am 23.Jan.1997 läßt sich daher nicht mit leewellenbedingten Temperaturfluktuationen erklären. Offenbar hat hier ein anderer Mechanismus zum Entstehen von Wassereis-Partikeln beigetragen, beispielsweise die in Kapitel 10 vorgestellte Anreicherung stratosphärischen Wasserdampfs.

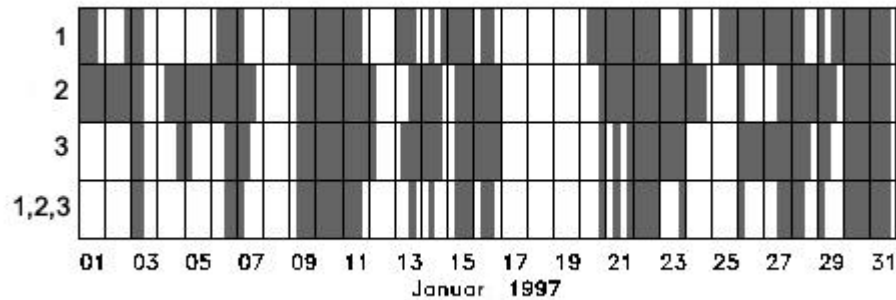


Abb.8.8: Wahrscheinliche stratosphärische Leewellen-Aktivität über Skandinavien im Januar 1997. In den Zeilen markiert sind jeweils die Perioden, in denen nach dem ECMWF-T106-Modell die o.g. Kriterien erfüllt sind, mit $J_h(900 \text{ hPa}) > 10 \text{ m/s}$ [1], $255^\circ < J_h(900 \text{ hPa}) < 345^\circ$ [2], $J_h(p) - J_h(900 \text{ hPa}) < 45^\circ$ für $p = 500, 300, 100$ und 50 hPa [3]. Die unterste Zeile zeigt so die Perioden, in denen alle Kriterien gleichzeitig und damit die Bedingungen zur Ausbreitung von Leewellen in die Stratosphäre erfüllt sind.(nach *Dörnbrack et al., 2001*)

8.4.3 PSC Typ II am 16. Dez. 1997

Im Winter 1997/1998 waren die stratosphärischen Temperaturen im Dezember ausreichend niedrig zur Bildung polarer Stratosphärenwolken (vgl.Kap.5.2). Insbesondere eine kurze Periode Mitte Dezember wies sehr tiefe Temperaturen über Sodankylä auf. Durch die meteorologischen Bedingungen in der Troposphäre beschränkt, wurden in dieser Periode Lidar-Messungen am 16. und am 18.Dez.1997 durchgeführt. Am 16.Dez.1997 wurde zwischen 04:00 und 06:30 UTC eine PSC vom Typ II in einer Höhe von etwa 21.5 bis 23.5 km detektiert. Die über eine Stunde gemittelten Vertikalprofile von Rückstreuung und Volumendepolarisation der PSC-Messung sind in Abb.8.9 dargestellt. In den Einzelmessungen wurde ein maximales Rückstreuverhältnis von $R_p \approx 60$ im parallelen und $R_s \approx 600$ im senkrechten Kanal gemessen. Die zeitliche Entwicklung der Rückstreuverhältnisse im parallel (R_p) und im senkrecht (R_s) polarisierten Kanal der Wassereis-PSC vom 16.Dez.1997 ist in Abb.8.10 dargestellt. Hierbei wird deutlich, dass es sich um ein Ereignis handelt, das nur für wenige Stunden über Sodankylä auftrat.

Das in Abb.8.9.c gezeigte Temperaturprofil der Radiosondenmessung am 16.Dez.1997, 11:00 UTC, weist wellenartige Strukturen auf. Diese Temperaturfluktuationen lassen sich wiederum mit stratosphärischen Leewellen in Verbindung bringen. Die Bedingungen für die Ausbreitung stratosphärischer Leewellen waren am 16.Dez.1997 erfüllt (Dörnbrack und Leutbecher, 2001).

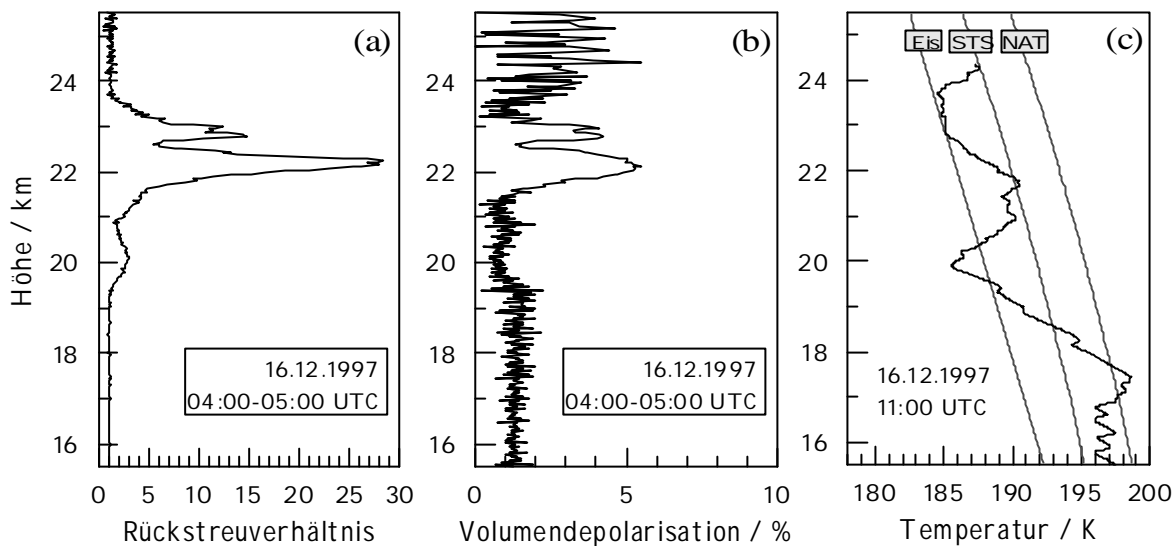


Abb.8.9: Rückstreuverhältnis [a] und Volumendepolarisation [b], jeweils über eine Stunde gemittelt, am 16.Dez.1997, 04:00-05:00 UTC, in Sodankylä. Dazu das Temperaturprofil der Radiosonde vom 16.Dez.1997, 11:00 UTC, mit den Existenztemperaturen für NAT, STS und Eis [c].

Die ECMWF-Analyse in Abb.8.11 weist zum Zeitpunkt der PSC-Messung für Sodankylä synoptische 30 hPa -Temperaturen von 187 K auf, die niedrigsten Temperaturen im skandinavischen Raum liegen bei 186 K. Bei 30 hPa beträgt jedoch $T_{Eis} = 185.5 K$ (vgl.Kap.7, Tab.7.1), so dass die Bildung von Wassereis-Partikeln nicht zu erklären ist. Im mesoskaligen MM5-Modell wird die lokale Abkühlung durch stratosphärische Leewellen berücksichtigt. Die resultierende Temperaturverteilung ist in Abb.8.12 dargestellt. Die räumliche Verteilung der Isothermen ist nun leicht verschoben, so dass über Sodankylä höhere Temperaturen (189 K) vorliegen. Allerdings befindet sich westlich von Sodankylä ein Temperaturminimum mit $T \leq 183 K$, das die Bildung von Wassereis-Partikeln erklärt. Die Existenz der am 16.Jan.1997 in Sodankylä gemessenen PSC vom Typ II läßt sich somit durch Temperaturfluktuationen begründen, die durch stratosphärische Leewellen hervorgerufen wurden.

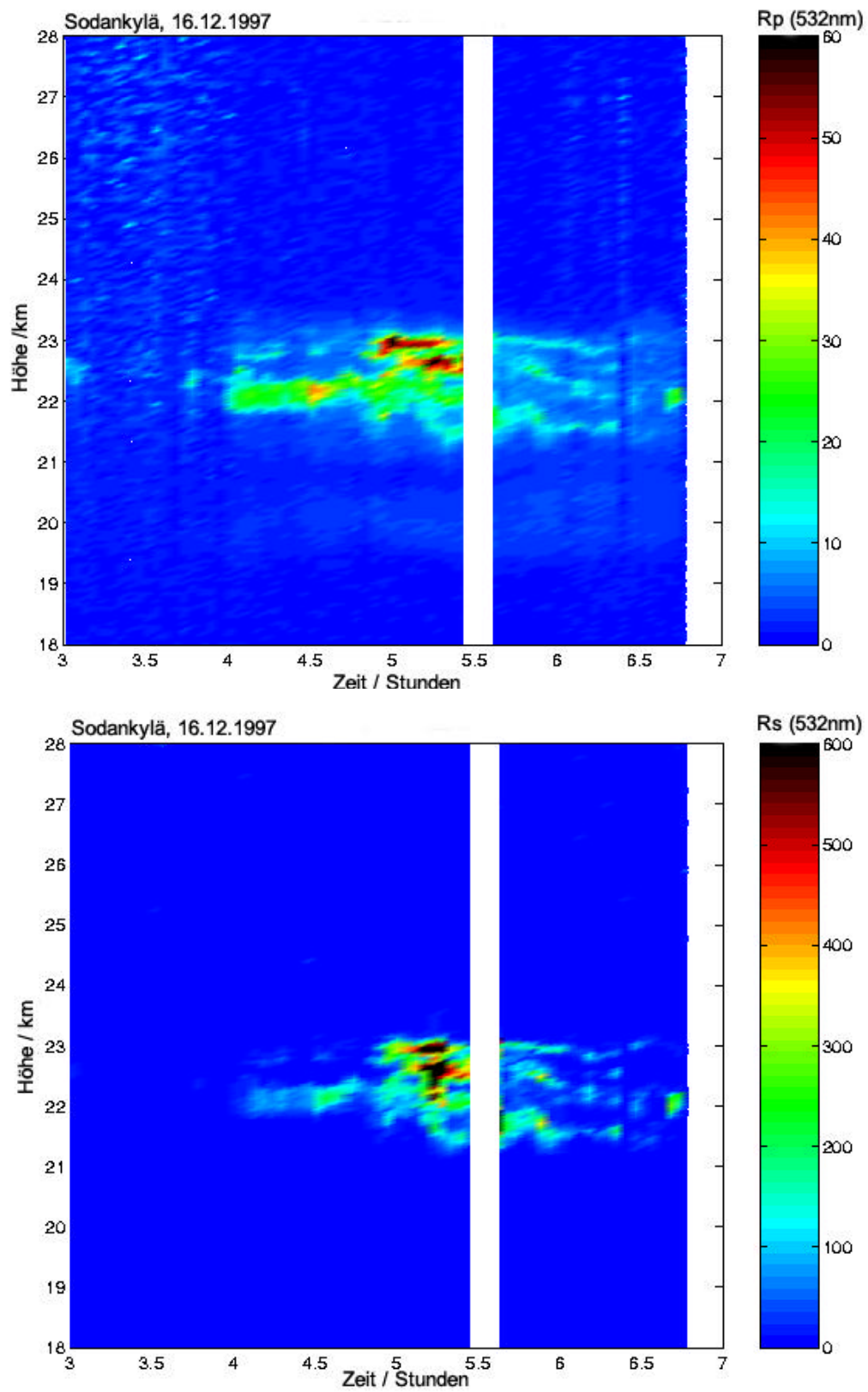


Abb.8.10: Zeitliche Entwicklung der Rückstreuverhältnisse im parallel [*oben*] und senkrecht [*unten*] polarisierten Kanal in Sodankylä am 16.Dez.1997, 03:00 bis 07:00 UTC.

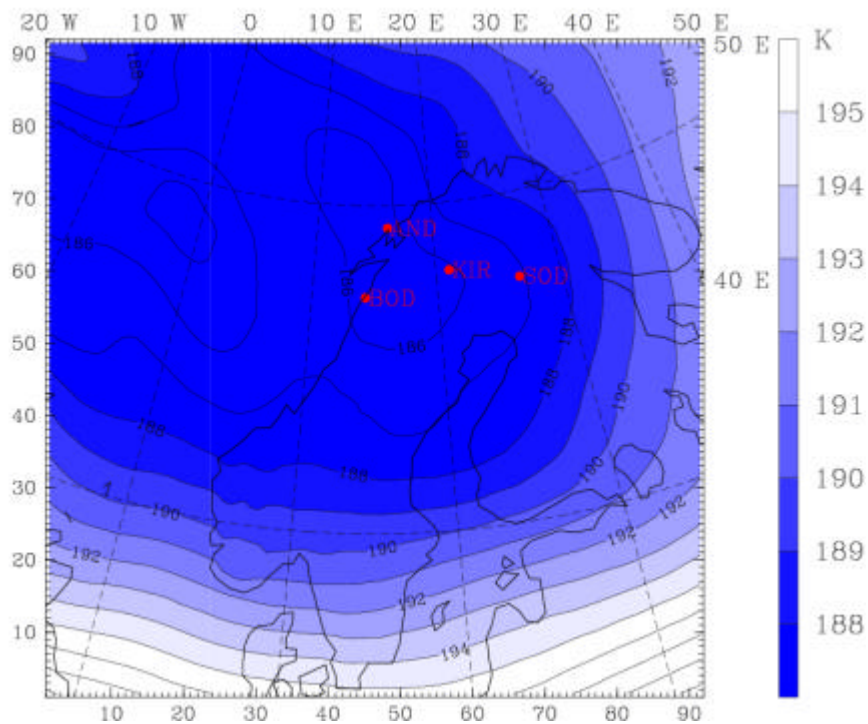


Abb.8.11: Synoptische Temperaturverteilung über Skandinavien bei 30 hPa (≈ 23 km) am 16.Dez.1997, 06:00 UTC, berechnet mit dem ECMWF-T106-Modell (Auflösung $1.125^\circ \times 1.125^\circ$). Markiert sind die Stationen Sodankylä, Kiruna, Bødø und Andenes.

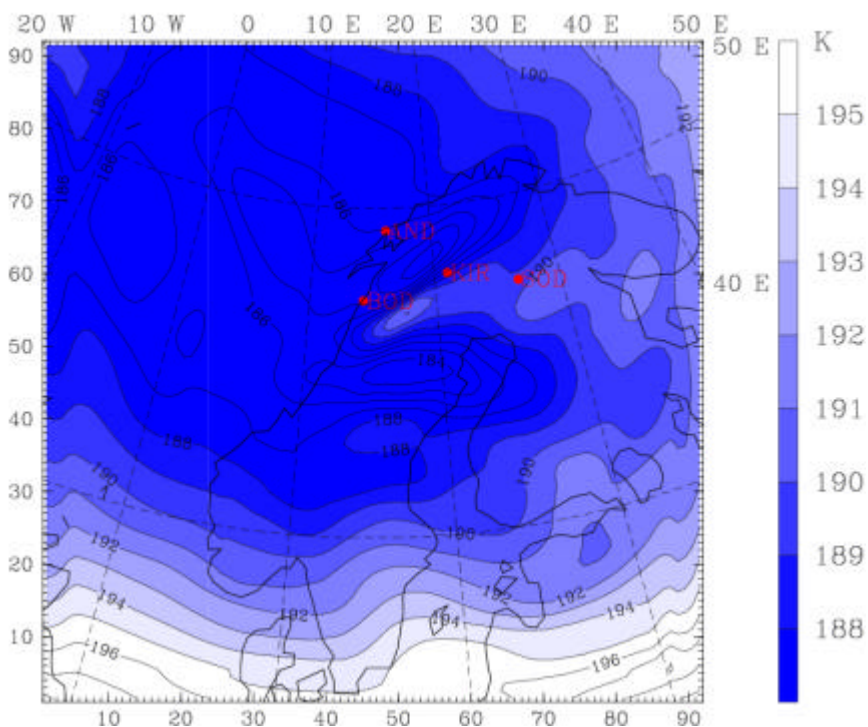


Abb.8.12: Mesoskalige Temperaturverteilung über Skandinavien bei 30 hPa (≈ 23 km) am 16.Dez.1997, 06:00 UTC, berechnet mit dem MM5. Markiert sind die Stationen Sodankylä, Kiruna, Bødø und Andenes.

8.4.4 PSC Typ II am 02.Dez.1998

Bereits am ersten Tag der Meßkampagne des Winters 1998/1999 konnte eine PSC vom Typ II über Sodankylä detektiert werden. Aufgrund der Wetterverhältnisse betrug die Meßdauer nur 15 Minuten, aber die Datenqualität dieser Stichprobe ist ausreichend gut, um das PSC-Ereignis als PSC vom Typ II zu identifizieren. Rückstreuverhältnis und Volumendepolarisation der Messung, jeweils gemittelt über 15 Minuten, sind in Abb.8.13 dargestellt.

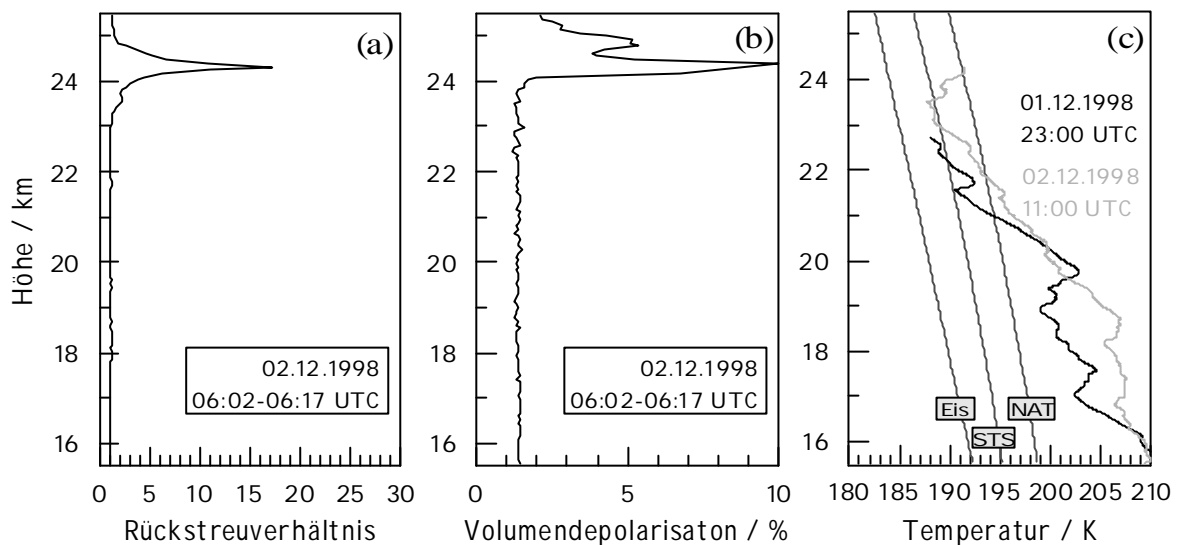


Abb.8.13: Rückstreuverhältnis [a] und Volumendepolarisation [b], jeweils über 15 Minuten gemittelt, am 02.Dez.1998, 06:02-06:17 UTC, in Sodankylä. Dazu die Temperaturprofile der Radiosonden vom 01.Dez.1998, 23:00 UTC, und 02.Dez.1998, 11:00 UTC, mit den Existenztemperaturen für NAT, STS und Eis [c].

Das maximale Rückstreuverhältnis dieser kurzen Meßperiode erreichte $R_p = 18$. Die PSC wurde zwischen 06:02 und 06:17 UTC am 02.Dez.1998 in einer Höhe von etwa 24 bis 24.5 km detektiert. Die Temperaturprofile der Radiosondenmessungen vom 01.Dez., 23:00 UTC, und vom 02.Dez.1998, 11:00 UTC, sind in Abb.8.13.c dargestellt. Beide Radiosonden flogen nicht hoch genug, um den gesamten Höhenbereich der detektierten PSC abzudecken. Die Temperatur der Radiosondenmessung am 02.Dez. um 11:00 UTC liegt jedoch im untersten Bereich der PSC bei 24 km deutlich über dem Eisgefrierpunkt. Am 01.und 02.Dez.1998 sind die Kriterien zur Ausbreitung von stratosphärischen Leewellen erfüllt (*Dörnbrack und Leutbecher, 2001*). Anhand der mesoskaligen Temperaturverteilung auf der 550 K –Fläche (≈ 24 km) in Abb.8.14 läßt sich erkennen, dass am 02.Dez.1998 Leewellen-Aktivität zu Temperaturfluktuationen in der Stratosphäre über Skandinavien führte. Bei Temperaturen unter 184 K konnten sich Wassereis-Partikel

bilden. Die detektierte PSC vom Typ II am 02.Dez.1998 steht damit im Zusammenhang mit der lokalen Abkühlung durch stratosphärische Leewellen.

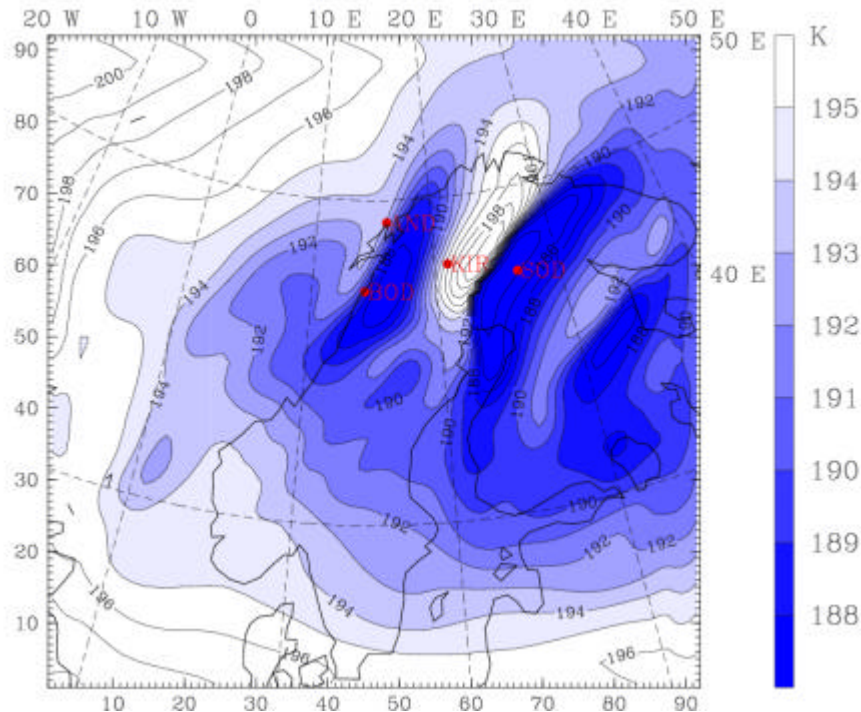


Abb.8.14: Mesoskalige Temperaturverteilung über Skandinavien bei 550 K (≈ 24 km) am 02.Dez.1998, 06:00 UTC, berechnet mit dem MM5. Markiert sind die Stationen Sodankylä, Kiruna, Bødø und Andenes.

Anhand der Beispiele wurde gezeigt, dass stratosphärische Leewellen und die von ihnen verursachte lokale Abkühlung für die Existenz von PSCs des Typs II in Sodankylä eine bedeutende Rolle spielen. Allerdings ist die Wassereis-PSC vom 23.Jan.1997, als aufgrund geringer Windgeschwindigkeit keine stratosphärischen Leewellen auftreten konnten, ein Indiz dafür, dass es zusätzliche Prozesse gibt, die die Entstehung von PSCs begünstigen. Solche anderen mesoskaligen Prozesse werden in den Kapiteln 9 und 10 vorgestellt.