

F.-J. LÜBKEN

3 Eisteilchen in 80–90 km Höhe: Indikatoren für die niedrigsten Temperaturen in der Erdatmosphäre

Ice particles at 80–90 km altitude: indicators for the lowest temperatures of the earth's atmosphere

Zusammenfassung

Die polare Sommermesopause ist die kälteste Stelle in der gesamten Erdatmosphäre. In diesen Höhen (etwa 85 km) treten Eiswolken auf, die man mit bloßem Auge sehen und mit bodengebundenen und satellitengestützten Methoden nachweisen kann. Diese Wolken sind empfindliche Indikatoren für sehr niedrige Temperaturen, während die Wasserdampfkonzentration von untergeordneter Bedeutung ist. Die Morphologie der Eiswolken, insbesondere ihre breitenabhängige und saisonale Verteilung, ist gut zur Überprüfung von Modellrechnungen geeignet.

1 Einleitung

Die Meteorologie im herkömmlichen Sinne beschäftigt sich vornehmlich mit physikalischen Prozessen in der Troposphäre (bis etwa 10–15 km), während die breit diskutierte Ozonproblematik in der darüber befindlichen Stratosphäre (bis etwa 50 km) stattfindet. Die Schicht zwischen dem Temperaturmaximum an der Oberkante der Stratosphäre und dem höher gelegenen Temperaturminimum, der sogenannten „Mesopause“, nennt man die „Mesosphäre“. Wie man Abb. 3-1 entnehmen kann, befindet sich dieses Temperaturminimum im Sommer in mittleren und polaren Breiten bei etwa 90 km und im Winter bei etwa 100 km. Außerdem fällt auf, dass die Mesopause im Sommer im Vergleich zum Winter deutlich kälter ist. Wie man heute weiß, ist die polare Sommermesopause die kälteste Stelle in der gesamten Erdatmosphäre und dies, obwohl hier permanenter Einfall von Sonnenstrahlung vorliegt. Der merkwürdige Jahresgang der Temperatur in der Mesosphäre („kalt“ im Sommer und „warm“ im Winter) ist bis heute im Detail nicht verstanden und Gegenstand aktueller Forschungen. Klar ist, dass dynamische Prozesse eine wesentliche Rolle spielen müssen, denn Strahlungsprozesse allein würden zu einem genau gegenteiligen Temperaturverlauf führen. Die sehr kalte Sommermesopause ist das Ergebnis von verschiedenartigen Beiträgen zur Energiebilanz der Atmosphäre, wobei die beteiligten physikalischen und chemischen Prozesse in vielfältiger Art miteinander wechselwirken.

In Abb. 3-1 sind auch Frostpunktttemperaturen T_f eingezeichnet, wobei Wasserdampfkonzentrationen aus dem Modell von KÖRNER und SONNEMANN (2001) verwendet wurden. Man sieht, dass die mittleren Temperaturen an der Sommermesopause unterhalb von T_f liegen, obwohl diese Schichten mit H_2O -Konzentrationen von etwa 1–3 ppm sehr trocken sind. Es sollte in diesen Höhen also zur Eisbildung kommen. In der Tat treten in diesen Höhen Wolken auf, die man mit bloßem Auge sehen und mit bodengebunde-

nen und satellitengestützten Methoden nachweisen kann. Als optisches Phänomen sind diese Wolken seit mehr als 100 Jahren als „leuchtende Nachtwolken“ bekannt und werden in der Fachliteratur nach dem englischen Fachausdruck als NLC („noctilucent clouds“) bezeichnet. Die Eisteilchen führen auf komplizierte Weise auch zu sehr starken Radar-Rückstreuerechos, den sogenannten PMSE („polar mesosphere summer echoes“). In diesem Beitrag sollen die vorhandenen Temperaturmessungen zusammenfassend dargestellt werden. Außerdem sollen die physikalischen Grundlagen von NLC und PMSE erläutert werden. Dabei geht es insbesondere um die Frage, wie man aus ihrer Präsenz Rückschlüsse auf die Hintergrundatmosphäre, insbesondere auf Temperaturen ziehen kann.

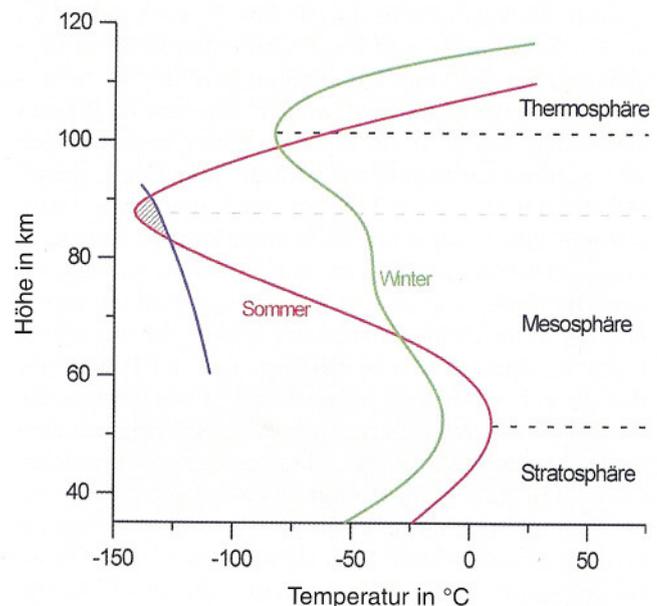


Abb. 3-1: Temperaturstruktur der oberen Atmosphäre in polaren Breiten für Sommer (rot) und Winter (grün). Die blaue Linie zeigt die Frostpunkttemperatur, wobei Wasserdampfkonzentrationen aus dem Modell von KÖRNER und SONNEMANN (2001) verwendet wurden. Im Sommer ist die Atmosphäre im Höhenbereich von etwa 82 bis 90 km übersättigt.

2 Temperaturmessungen in der oberen Atmosphäre

Es gibt im Wesentlichen zwei Methoden, Temperaturen in der oberen Atmosphäre zu bestimmen: 1. spektroskopisch aus dem absorbierten und/oder emittierten Licht von Spurengasen und 2. abgeleitet aus Dichtemessungen. Die erste Methode, bei der man die Temperaturabhängigkeit der spektralen Eigenschaften der beteiligten Atome oder Moleküle ausnutzt, wird in Fernerkundungsinstrumenten vom Boden und vom Satelliten verwendet.

So kann man z. B. vom Boden mit einem schmalbandigen Laser die Dopplerverbreiterung der Absorptionslinien von Kalium-Atomen messen. Diese Atome treten aufgrund des Verglühens von Meteoriten in geringen Konzentrationen (etwa 1 bis 1000 Atome pro cm^3) in Höhen von etwa 90 bis 110 km auf. Aufgrund der Schmalbandigkeit des zurückgestreuten Lichtes ist es möglich, geeignete spektrale Filter im Nachweiszweig zu verwenden, um sehr effektiv das störende Sonnenlicht abzublocken. Hiermit ist es möglich, diese Methode auch im Sommer in polaren Breiten, also bei Tageslichtbedingungen, einzusetzen. Andere optische Methoden scheitern im Sommer in polaren Breiten am hohen Hintergrundsignal der Sonne oder sind zumindest in der Genauigkeit stark eingeschränkt.

Die zweite Methode zur Temperaturbestimmung in der oberen Atmosphäre beruht darauf, dass man zunächst ein Höhenprofil der Massen- oder Teilchenzahl misst, und aus diesem unter der Annahme von hydrostatischem Gleichgewicht ein Temperaturprofil berechnet. Hydrostatisches Gleichgewicht ist in der oberen Atmosphäre praktisch immer vorhanden, da die Erdanziehung- und Druckgradientkraft im Vergleich zu den dynamisch bedingten Kräften um mehrere Größenordnungen überwiegen. Die am häufigsten eingesetzte Methode zur Dichtemessung in der oberen Atmosphäre verwendet sogenannte „fallende Kugeln“ (SCHMIDLIN 1991). Hierbei wird eine etwa 150 g schwere Plastikugel mit Hilfe einer kleinen Rakete in eine Höhe von etwa 110 km transportiert, dort auf einen Durchmesser von 1 m aufgeblasen und bei ihrem Fall durch die Atmosphäre vom Boden aus mit einem Bahnverfolgungsradar beobachtet. Aus der Trajektorie der Kugel wird die Abbremsung und daraus die Atmosphärendichte berechnet. Abb. 3-2 zeigt ein mit dieser Methode bestimmtes Temperaturprofil, welches am 22. Juli 2001 in Spitzbergen (78°N) gemessen wurde. Es sind auch zwei Profile der Frostpunktttemperaturen T_f eingezeichnet. Man sieht deutlich, dass die aktuelle Temperatur in Höhen von etwa 82 bis 91 km niedriger ist als T_f , d. h. in diesen Höhen kann es zur Eisbildung kommen. In der Tat wurde mit einem VHF-Radar genau in diesem Höhenbereich eine PMSE beobachtet (s. Abb. 3-2).

Im Laufe der letzten 15 Jahre wurden etwa 70 Temperaturprofile mit raketentragenen Methoden im

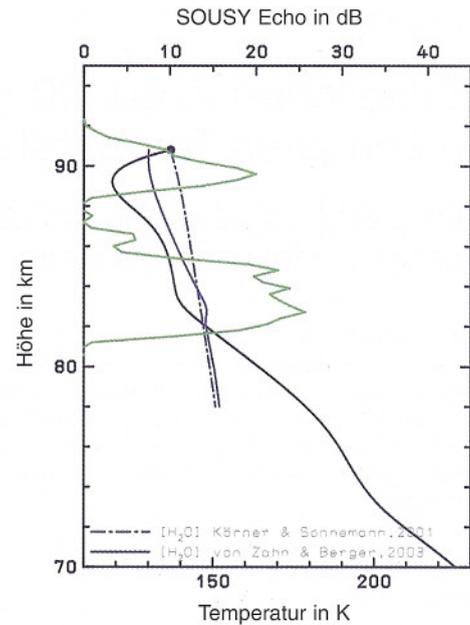


Abb. 3-2: Das mit einer fallenden Kugel gemessene Temperaturprofil in Spitzbergen (schwarz) und gleichzeitiger Nachweis einer PMSE (grün). Das PMSE-Profil wurde vom SOUSY VHF Radar gemessen (RÜSTER et al. 2001) und durch Mittelung im Zeitraum von ± 1 h um den Raketenstart berechnet. Die blauen Kurven geben Frostpunktttemperaturen an, wobei Wasserdampfkonzentrationen aus den Modellen von KÖRNER und SONNEMANN (2001) bzw. von VON ZAHN und BERGER (2003) verwendet wurden.

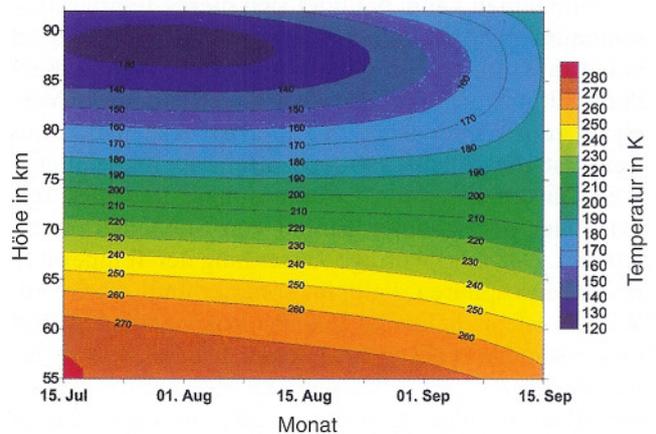


Abb. 3-3: Temperaturklimatologie in 78°N (Spitzbergen). Die zugrunde liegenden 24 Einzelprofile wurden mit fallenden Kugeln im Jahre 2001 gemessen (aus LÜBKEN und MÜLLEMANN 2003).

Sommer von der Andøya Rocket Range (69°N) gemessen, aus denen eine Klimatologie abgeleitet wurde (LÜBKEN 1999). Ähnliche Messungen mit fallenden Kugeln wurden 1998 zum ersten Mal in der Antarktis (68°S) und im Jahre 2001 von Longyearbyen auf Spitzbergen (78°N) durchgeführt (LÜBKEN et al. 1999; LÜBKEN und MÜLLEMANN 2003). In Abb. 3-3 ist die Temperaturklimatologie von Spitzbergen dargestellt, welche durch Glättung und Interpolation aus insgesamt 24 Einzelprofilen bestimmt wurde. Die sehr kalte Sommermesopause bei etwa 88 km mit Temperaturen unterhalb von 130 K ist deutlich erkennbar.

Zehn Grad weiter südlich (69° N) ist die Klimatologie sehr ähnlich, beruht jedoch auf mehr Einzelmessungen und erfasst einen größeren Teil des Jahres. Wir werden in einem späteren Abschnitt diese Temperaturstruktur mit gleichzeitigen NLC- und PMSE-Messungen vergleichen.

3 NLC und PMSE

Leuchtende Nachtwolken werden seit etwa 100 Jahren beobachtet (GADSDEN und SCHRÖDER 1989). Heute weiß man, dass es sich hierbei um Sonnenlicht handelt, welches in etwa 82–83 km an Eisteilchen mit einem Radius von etwa 20–80 nm gestreut wird. Da die gestreute Intensität sehr niedrig ist, kann man visuelle Beobachtungen nur im Dunkeln durchführen, d. h. der Beobachter muss sich südlich des Polarkreises befinden. Seit etwa 15 Jahren kann man NLC auch mit Lidars nachweisen, und zwar seit einiger Zeit auch bei Tageslichtbedingungen (HANSEN et al. 1989). Dies ermöglicht die Erforschung von NLC auch innerhalb des Polarkreises. Beim Lidarverfahren (lidar = light detection and ranging) wird Laserlicht in die Atmosphäre gesandt und aus den spektroskopischen Eigenschaften der rückgestreuten Photonen (Intensität, Wellenlängenabhängigkeit usw.) auf Eigenschaften der Streuzentren geschlossen. Die Höhe der Streuer ergibt sich aus der Laufzeit der Photonen. In Abb. 3-4 ist das rückgestreute Signal des RMR-Lidars in ALOMAR (69° N) gezeigt (ALOMAR = Arctic lidar observatory for middle atmosphere research). Man erkennt deutlich das mit der Höhe exponentiell abfallende Signal, was auf die abnehmende Luftdichte zurückzuführen ist. Im Höhenbereich von etwa 81–85 km ist die Rückstreuung stark erhöht, was durch die dort vorhandenen

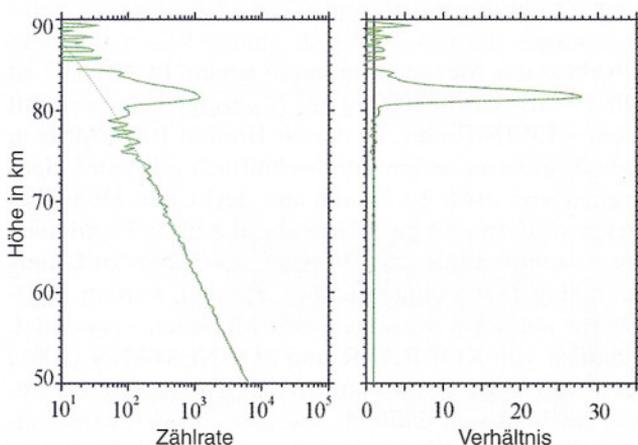


Abb. 3-4: Rückstreusignal eines Lidars bei einer Wellenlänge von 532 nm, beobachtet auf ALOMAR am 8. Juli 2002. Die Zählrate gibt die im Integrationszeitraum (20:30 - 22:00 UTC) pro Höhenkanal (150 m) nachgewiesenen Photonen an. Im rechten Bildabschnitt ist das Verhältnis zwischen den gemessenen Zählraten und dem aufgrund von Molekülstreuung erwarteten Signal dargestellt. Man erkennt deutlich die NLC in einem Höhenbereich von etwa 81–85 km.

Eisteilchen der NLC verursacht wird. Aus Messungen dieser Art bekommt man Informationen über die Morphologie der NLC, wie z. B. ihre Höhenverteilung und ihre zeitliche und saisonale Variation (FIEDLER et al. 2003; HÖFFNER et al. 2003). Mit Lidars kann man NLC-Teilchen mit einem Radius größer als etwa 20 nm nachweisen.

Bei den sogenannten PMSE („polar mesosphere summer echos“) handelt es sich um sehr starke Radarechos, die nur im Sommer in polaren, und seltener auch in mittleren Breiten aus der Mesopausenregion empfangen werden (RAPP und LÜBKEN 2004). Bei einem typischen VHF-Radar mit einer Frequenz von 50 MHz ($\lambda = 6$ m) liegen diese Echos um mehrere Größenordnungen über dem Rauschen. In Abb. 3-5 ist eine PMSE dargestellt, die am 5.–6. Juli 1999 mit dem ALWIN VHF Radar des ALOMAR Observatoriums detektiert wurde (HOFFMANN et al. 1999). Man erkennt, dass die Echos ungefähr aus dem Höhenbereich 81–90 km stammen und innerhalb dieses Bereiches stark variabel sind. Seit der ersten Entdeckung von PMSE rätselt man über den physikalischen Mechanismus, der die erforderlichen kleinskaligen Strukturen im Plasma erzeugen kann. Zur Rückstreuung der Radarstrahlen benötigt man nämlich Variationen im Brechungsindex mit einer räumlichen Ausdehnung von etwa $\lambda/2$, also etwa 3 m. In der oberen Atmosphäre ist der Brechungsindex durch freie Elektronen bestimmt, d. h. es müssen Strukturen im Plasma (Elektronen, Ionen, und geladene Aerosole) vorhanden sein mit einer räumlichen Ausdehnung von nur wenigen Metern. Da PMSE nur an der Sommermesopause auftreten, liegt die Vermutung nahe, dass der gesuchte Mechanismus im engen Zusammenhang mit Eisteilchen stehen muß. Wie wir heute wissen, reduziert die Anwesenheit von geladenen Eisteilchen durch elektrostatische Kräfte die Diffusivität von freien Elektronen, so dass kleinskalige Strukturen im Plasma erhalten bleiben und nicht sofort durch Dissipation

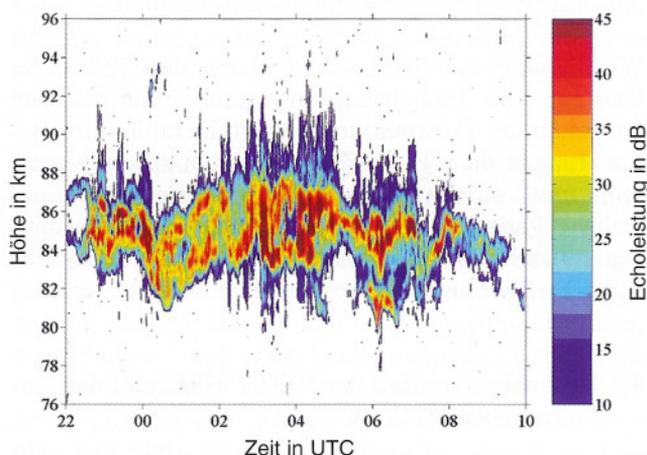


Abb. 3-5: PMSE gemessen mit dem ALWIN VHF-Radar des ALOMAR-Observatoriums in Nordnorwegen (69° N), Mittel über die Tage 5.–6. Juli 1999. Gezeigt ist das Verhältnis von Signal zu Rauschen in dB.

zerstört werden (RAPP und LÜBKEN 2003). Die eigentliche Ursache für die kleinen Strukturen im Plasma ist Neutralgasturbulenz, die aufgrund der hohen Stoßfrequenz auf das Plasma übertragen wird. Das Vorhandensein von PMSE beruht also auf einer komplexen Wechselwirkung von Plasmadiffusion und Turbulenz in der Anwesenheit von geladenen Eisteilchen, wobei diese Eisteilchen deutlich kleiner sein können als zum Nachweis mit Lidars (NLC) erforderlich ist.

In Abb. 3-6 ist die gleichzeitige Messung einer NLC mit einem Kalium-Lidar und einer PMSE mit einem VHF-Radar in der Nähe von Longyearbyen auf Spitzbergen dargestellt. Man erkennt deutlich, dass die NLC und die PMSE praktisch permanent vorhanden sind und dass die PMSE den Höhenbereich von etwa 82 bis 89 km einnimmt, während die NLC sich auf den unteren Teil dieses Bereiches beschränkt. Die Unterkanten von NLC und PMSE stimmen sehr gut überein. Ähnliche Messungen auf ALOMAR zeigen, dass dies auch in niedrigeren Breiten (69° N) typisch ist (VON ZAHN und BREMER 1999). Die Erklärung hierfür liegt darin, dass im gesamten PMSE-Bereich Eisteilchen vorhanden sind, die die Diffusivität der Elektronen einschränken und damit PMSE erzeugen. Die Eisteilchen sinken nach unten und wachsen dabei durch Kondensation und Koagulation. Schließlich erreichen sie Radien größer als etwa 20 nm und werden damit als NLC sichtbar. Bei etwa 82 km wird die Hintergrundatmosphäre so „warm“ (>150 K), dass die Frostpunktemperatur von H_2O überschritten wird, d. h. die Eisteilchen befinden sich in einem Gebiet mit Untersättigung und verdampfen (Sättigungsgrad S ist kleiner als 1). Da die Temperatur um etwa 6 K/km mit abnehmender Höhe ansteigt, verdampfen die Eisteilchen innerhalb eines kleinen Höhenbereiches. Ausgehend vom mittleren Temperaturprofil benötigt ein Teilchen mit einem Radius von 20 nm in 82 km Höhe noch einige Stunden bis zum vollständigen Verdampfen, während es in 81 km bereits nach wenigen Minuten verschwunden ist. Dies erklärt, warum die Unterkanten der NLC und der PMSE gut übereinstimmen.

Wichtig ist in diesem Zusammenhang, dass PMSE die Existenz von Eisteilchen und somit Temperaturen unterhalb des Frostpunktes anzeigt. Detailliertere Betrachtungen, die z. B. die Zeitkonstanten bei der Nukleation und Verdampfung der Eisteilchen sowie die natürliche Variation des Temperaturfeldes berücksichtigen, sollen hier nicht angestellt werden, da sie das oben skizzierte Bild nicht im Wesentlichen beeinflussen.

4 Saisonale Variation der NLC, PMSE, und der thermischen Struktur

NLC und PMSE sind also Indikatoren für die Präsenz von Eisteilchen, somit von Temperaturen unterhalb des Frostpunktes. Sie können daher indirekt Informationen über die saisonale Variation der thermischen

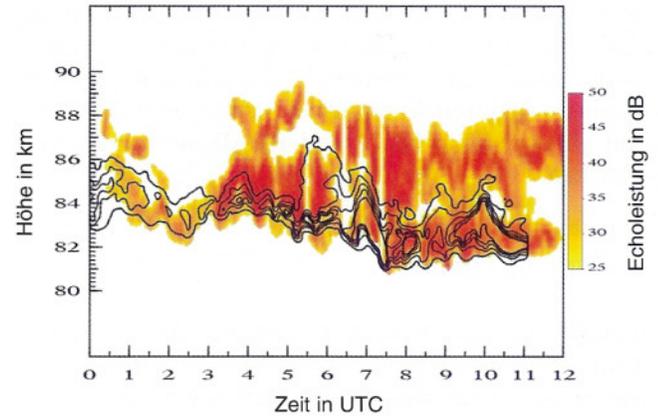


Abb. 3-6: Gleichzeitige Messung einer PMSE (farbig) und einer NLC (schwarze Konturlinien) auf Spitzbergen am 5.–6. August 2001, aus LÜBKEN et al. (2004).

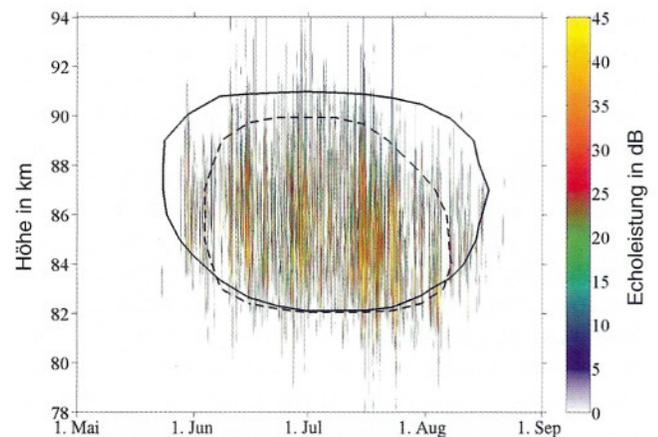


Abb. 3-7: Jahreszeitliche Variation der PMSE, gemessen mit dem ALWIN-Radar in Nordnorwegen (69° N) im Jahre 2000. Die schwarzen Isolinien markieren die Trennlinie zwischen Über- und Untersättigung (d. h. $S=1$), wobei H_2O -Konzentrationen aus den Modellen von KÖRNER und SONNEMANN (2001, durchgezogene Linie), bzw. von VON ZAHN und BERGER (2003, gestrichelte Linie) verwendet wurden.

Struktur der Mesopausenregion geben. In Abb. 3-7 ist die PMSE-Saison 2000 in 69° N gezeigt, gemessen mit dem ALWIN-Radar. In diesen Breiten tritt PMSE in den Sommermonaten durchschnittlich mit einer Häufigkeit von etwa 80 % auf und deckt den Höhenbereich von etwa 82 bis 90 km ab. In Abb. 3-7 sind auch zwei Isolinien für den Übergang von Über- zu Untersättigung ($S=1$) eingezeichnet. Hierbei wurden H_2O -Werte aus zwei verschiedenen Modellen verwendet, nämlich von KÖRNER und SONNEMANN (2001) bzw. von VON ZAHN und BERGER (2003). Letzteres zeichnet sich dadurch aus, dass die vertikale Umverteilung des Wasserdampfes durch den Transport von Eisteilchen berücksichtigt wird. Dies hat zur Folge, dass der Bereich um die Mesopause ausgetrocknet wird („freeze drying“), während das Verdampfen der Eisteilchen um 82–83 km zu einer Anreicherung von Wasserdampf führt. Man erkennt aus Abb. 3-7, dass die Isolinien von $S=1$ sehr gut mit dem Höhenbereich von PMSE übereinstimmen, d. h. das saisonale und höhenmäßige Auftreten von PMSE wird im Wesentlichen

durch die Temperatur, und weniger durch andere Größen (Wasserdampf, Kondensationskeime) bestimmt.

Der physikalische Grund hierfür liegt darin, dass der Sättigungsgrad (S) gemäß der Kirchhoff-Gleichung exponentiell von der Temperatur und nur linear von der Wasserdampfkonzentration abhängt. Dies bedeutet zum Beispiel, dass in der Mesosphäre eine Änderung der Temperatur um nur etwa 10 K zu einer Änderung von S um den Faktor 100 führt. Eisteilchen sind also empfindliche Indikatoren für niedrige Temperaturen. Die hier vorgestellte gute Übereinstimmung des Höhen- und Jahreszeitbereiches mit $S > 1$ und PMSE zeigt sich auch in anderen Breiten, wie z. B. in Spitzbergen. Dort sind PMSE im Sommer praktisch permanent vorhanden (RÜSTER et al. 2001).

Die sehr große Häufigkeit von PMSE deutet übrigens darauf hin, dass neben Eisteilchen auch Turbulenz genügend häufig vorhanden sein muß. Wegen der zeitlichen Verzögerung zwischen Neutralgasturbulenz und Plasmafluktuationen, die von der Größe der Eisteilchen abhängt, kann man die Häufigkeit von Turbulenz allerdings nur abschätzen. Bei einer PMSE-Häufigkeit von 100 % (typisch für Spitzbergen) ergeben sich Turbulenz-Häufigkeiten von 50–100 %. Man kann aus der Morphologie der PMSE also auch Aussagen über den dynamischen Zustand der Atmosphäre ableiten.

In Abb. 3-8 sind alle NLC-Messungen aus den Jahren 1997 bis 2003 gezeigt. Bezogen auf die gesamte Messzeit beträgt die Häufigkeit von NLC in der Hauptsaison etwa 40 %, also deutlich weniger als PMSE (etwa 80 %). Die mittlere Höhe der NLC beträgt 83,3 km und ihre mittlere Höhenausdehnung 1,2 km (FIEDLER et al. 2003). Diese Werte stimmen erstaunlich gut mit Messungen in anderen Breiten (z. B. Spitzbergen oder Antarktis) überein. Man erkennt aus Abb. 3-8 die gute Übereinstimmung der NLC mit der saisonalen

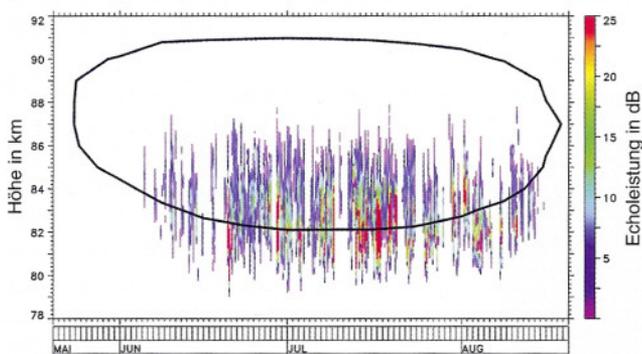


Abb. 3-8: Jahreszeitliche Variation der NLC aus den Jahren 1997 bis 2003, gemessen mit dem Lidar des IAP im ALOMAR-Observatoriums in Nordnorwegen (69° N). Dargestellt ist der Rückstreukoeffizient (BSC=Backscattercoefficient), ein Maß für die Intensität des zurück gestreuten Laserlichtes. Die schwarze Isolinie markiert die Trennlinie zwischen Über- und Untersättigung (d. h. $S=1$), wobei H_2O -Konzentrationen aus dem Modellen von KÖRNER und SONNEMANN (2001) verwendet wurde.

Variation der Übersättigung, wobei die NLC nur den unteren Teil des Bereiches mit $S > 1$ abdecken. Die NLC unterschreiten den Höhenbereich von $S > 1$ gelegentlich, was (wie bei den PMSE) vermutlich auf die Temperaturvariabilität, bzw. auf die Verzögerung beim Verdampfen der Eisteilchen zurückzuführen ist.

Man beobachtet NLC und PMSE übrigens auch in mittleren Breiten, wie z. B. in Kühlungsborn (ALPERS et al. 2000; ZECHA et al. 2003). Dies ist insofern erstaunlich, weil die mittleren Temperaturen an der Mesopause in diesen Breiten deutlich über der Frostpunkttemperatur liegen, d. h. hier sollten eigentlich keine Eisteilchen auftreten können. Die wahrscheinliche Erklärung liegt darin, dass die aktuelle Temperatur in der NLC- bzw. PMSE-Schicht deutlich unterhalb des mittleren Wertes liegen kann, was vermutlich auf dynamische Einflüsse, wie z. B. Schwerewellen, zurückzuführen ist.

5 Zusammenfassung und Aussichten

Wie gezeigt wurde, kann man aus der saisonalen Variation des Höhenbereiches der PMSE und NLC auf Übersättigung und damit auf eine Obergrenze für die Temperatur schließen. Die Verteilung von Wasserdampf ist dabei von untergeordneter Bedeutung. PMSE und NLC sind also empfindliche Indikatoren für sehr niedrige Temperaturen und sind damit zur Überprüfung von Modellrechnungen geeignet. Wenn das Modell nur um wenige Kelvin zu hohe Temperaturen berechnet, ergeben sich bereits deutliche Abweichungen von der tatsächlich vorhandenen Variation der PMSE/NLC mit der Höhe und/oder mit der Jahreszeit. PMSE und NLC können auch zur Einschätzung der Genauigkeit von neuen Temperatur-Messverfahren verwendet werden. Wenn dieses Verfahren in der Anwesenheit von PMSE oder NLC Temperaturen liefert, die nur um wenige Grad über dem Frostpunkt liegen, sind sie sehr wahrscheinlich fehlerhaft. Umgekehrt kann man aus dem Fehlen von PMSE nicht unbedingt darauf schließen, dass es in der Atmosphäre zu warm ist, denn neben Eisteilchen muß auch Neutralgasturbulenz vorhanden sein.

In naher Zukunft wird es darum gehen, das erst vor kurzem entwickelte vollständige PMSE-Verständnis anhand vorhandener und neuartiger Messungen zu verifizieren und für ein tieferes Verständnis der Hintergrundatmosphäre zu nutzen. Außerdem sollen in einem bevorstehenden Höhenforschungsprojekt zum ersten Mal die Nukleationskeime gemessen werden, die für die Eisbildung in der Mesopausenregion unerlässlich sind. Man geht aufgrund von Modellrechnungen über den Meteoriteneinfall davon aus, dass diese Teilchen existieren, aber ein experimenteller Nachweis steht noch aus. Von großem Interesse ist ferner die Ursache für die räumliche und zeitliche Variabilität von NLC und PMSE, die noch nicht hinreichend bekannt

sind. Man kann erwarten, dass man auch hieraus Aussagen über die Variabilität der atmosphärenphysikalischen Hintergrundparameter ableiten kann. NLC und PMSE werden also auch in Zukunft dazu dienen können, unser Verständnis über eine der am wenigsten erforschten Höhenschichten unserer Atmosphäre zu erweitern.

Danksagung

Einige Abbildungen wurden mit freundlicher Unterstützung durch Kollegen des IAP hergestellt. Die PMSE-Daten aus Spitzbergen wurden mit dem SOUSY-Radar des MPAe in Lindau gemessen. Wir bedanken uns für die finanzielle Unterstützung durch das BMBF, durch das Land Mecklenburg-Vorpommern und durch das DLR.

Literatur

- ALPERS, M., M. GERDING, J. HÖFFNER, U. VON ZAHN, 2000: NLC particle properties from a five-color observation at 54° N. *J. Geophys. Res.* **105**, 12235-12240.
- KÖRNER, U., G. SONNEMANN, 2001: Global three-dimensional modeling of the water vapor concentration of the mesosphere-mesopause region and implications with respect to the noctilucent cloud region. *J. Geophys. Res.* **106**, 9639-9651.
- FIEDLER, J., G. BAUMGARTEN, G. VON COSSART, 2003: Noctilucent Clouds above ALOMAR between 1997 and 2001: Occurrence and properties. *J. Geophys. Res.* **108**, D8.
- GADSDEN, M., W. SCHRÖDER, 1989: Noctilucent clouds. Springer-Verlag, New York, 165 S.
- HANSEN, G., M. SERWAZI, U. VON ZAHN, 1989: First detection of a noctilucent cloud by LIDAR. *Geophys. Res. Lett.* **16**, 1445-1448.
- HÖFFNER, J., C. FRICKE-BEGEMANN, F.-J. LÜBKEN, 2003: First observations of noctilucent clouds by lidar at Svalbard, 78° N. *Atmos. Chem. Phys.* **3**, 1101-1111.
- HOFFMANN, P., W. SINGER, J. BREMER, 1999: Mean seasonal and diurnal variations of PMSE and winds from 4 years of radar observations at ALOMAR. *Geophys. Res. Lett.* **26**, 1525-1528.
- LÜBKEN, F.-J., A. MÜLLEMANN, 2003: First in-situ temperature measurements in the summer mesosphere at very high latitudes (78°N). *J. Geophys. Res.* **108**, 8448, doi:10.1029/2002JD002414.
- LÜBKEN, F.-J., 1999: Thermal structure of the Arctic summer mesosphere. *J. Geophys. Res.* **104**, 9135-9149.
- LÜBKEN, F.-J., M. J. JARVIS, G. O. L. JONES, 1999: First in situ temperature measurements at the Antarctic summer mesopause. *Geophys. Res. Lett.* **26**, 3581-3584.
- LÜBKEN, F.-J., M. ZECHA, J. HÖFFNER, J. RÖTTGER, 2004: Temperatures, polar mesosphere summer echoes, and noctilucent clouds over Spitsbergen (78° N). *J. Geophys. Res.* **109**, D11203, doi:10.1029/2003JD004247.
- RAPP, M., F.-J. LÜBKEN, 2003: On the nature of PMSE: Electron diffusion in the vicinity of charged particles revisited. *J. Geophys. Res.* **108**, 8437, doi:10.1029/2002JD002857.
- RAPP, M., F.-J. LÜBKEN, 2004: Polar mesosphere summer echoes (PMSE): Review of observations and current understanding. *Atmos. Chem. Phys.* **4**, 2601-2633.
- RÜSTER, R., J. RÖTTGER, G. SCHMIDT, P. CZECHOWSKY, J. KLOSTERMEYER, 2001: Observations of Mesospheric Summer Echos at VHF in the Polar Cap Region. *Geophys. Res. Lett.* **28**, 1471-1474.
- SCHMIDLIN, F. J., 1991: The inflatable sphere: A technique for the accurate measurement of middle atmosphere temperatures. *J. Geophys. Res.* **96**, 22,673-22,682.
- VON ZAHN, U., J. BREMER, 1999: Simultaneous and common-volume observations of noctilucent clouds and polar mesosphere summer echoes. *Geophys. Res. Lett.* **26**, 1521-1524.
- VON ZAHN, U., U. BERGER, 2003: Persistent ice cloud in the midsummer upper mesosphere at high latitudes: Three-dimensional modelling and cloud interactions with ambient water vapor. *J. Geophys. Res.* **108**, 8451, doi:10.1029/2002JD002409.
- ZECHA, M. J. BREMER, R. LATTECK, W. SINGER, P. HOFFMANN, 2003: Properties of mid-latitude mesosphere summer echoes after three seasons of observations at 54° N. *J. Geophys. Res.* **108**, 8439, doi:10.1029/2002JD002442.