

5 Temperaturabhängigkeit der Ozonverlustraten

Die mittlerweile acht Jahre umfassende Zeitreihe von Matchanalysen stellt eine hervorragende Basis für weitere statistische Untersuchungen dar, um allgemeine Merkmale des chemischen Ozonverlustes zu finden bzw. zu überprüfen. In diesem Kapitel wird die Abhängigkeit der Ozonverlustraten von den stratosphärischen Temperaturen untersucht, wobei außer den in dieser Arbeit erzielten Ergebnissen auch vorhandene Daten anderer bisheriger Matchkampagnen verwendet wurden.

Die in der polaren Stratosphäre auftretenden niedrigen Temperaturen spielen eine Schlüsselrolle für das Zustandekommen des halogenkatalysierten Ozonabbaus. Dieser Zusammenhang setzt bei der Bildung polarer Stratosphärenwolken an. So nahm man zunächst an, daß die Chloraktivierung vorwiegend durch heterogene Reaktion an der Oberfläche fester PSCs stattfindet. Aus thermodynamischen Überlegungen ergeben sich bestimmte Schwellentemperaturen, unterhalb derer feste Kondensate wie NAT stabil existieren können. Die Temperaturabhängigkeit des Auftretens dieser Kondensate ist auch vielfach experimentell untersucht worden [z.B. Beyerle et al., 1994; Larsen et al., 1997; Biele, 1998]. Die Bildungsmechanismen fester Kondensate wie auch die Reaktionsgeschwindigkeiten für Reaktionen an deren Oberflächen sind jedoch noch weitgehend unklar [WMO, 1999].

Wie bereits in Abschnitt 2.2.7 beschrieben, zeigen neuere Laboruntersuchungen jedoch, daß die Geschwindigkeit der Mehrphasenreaktionen an flüssigen Aerosolen die der Reaktionen an festen Kondensaten deutlich übersteigen kann, sofern die Temperaturen niedrig genug sind [Ravishankara und Hanson, 1996]. Diese Reaktionen sind sehr temperaturabhängig, was hauptsächlich an der bei abnehmenden Temperaturen stark ansteigenden Löslichkeit der Reaktanden (vor allen Dingen HCl) liegt. Man nimmt deshalb mittlerweile an, daß es weniger die Temperaturschwellen für Phasenübergänge der PSCs sind, die für die Chloraktivierung von Bedeutung sind, als das Ansteigen der Reaktionsgeschwindigkeiten von Multiphasenreaktionen auf flüssigen Aerosolen (Sulfataerosole oder auch STS) bei tiefen Temperaturen [WMO, 1999].

Auch die Temperaturabhängigkeit des Auftretens von aktivem Chlor (ClO_x) ist experimentell untersucht worden. Toohey et al. [1993] zeigten für Flugzeugmessungen innerhalb des arktischen Polarwirbels im Winter 1991/92 mit Hilfe von Rückwärtstrajektorien, daß erhöhte ClO-Werte genau in denjenigen Luftpaketen auftraten, deren Temperatur in den beiden vorhergehenden Wochen 195 K (in einigen Fällen auch 198 K) unterschritten hatte. Vergleichbare Studien mit Flugzeug- und Satellitendaten kommen zu ähnlichen Ergebnissen [Schoeberl et al., 1993a, 1993b]. Auf der Südhemisphäre zeigten flugzeuggetragene Messungen in ca. 450 K isentroper Höhe bei Temperaturen unterhalb von 195 K einen starken Anstieg von ClO, begleitet von einem Rückgang der HCl-Konzentration, der offensichtlich unabhängig von

einem Anstieg der PSC-Oberflächen war [Kawa et al., 1997]. Dies wurde als Hinweis auf Chloraktivierung an kalten Sulfataerosolen gedeutet.

Abgesehen von dem qualitativen Zusammenhang zwischen chemischem Ozonverlust und dem Auftreten niedriger Temperaturen, wie er im vorhergehenden Abschnitt 4.4 beschrieben wird, lagen bisher jedoch keine direkten Messungen der Temperaturabhängigkeit des Ozonverlustes in der Stratosphäre vor.

5.1 Temperaturabhängigkeit in einzelnen Jahren

Für die folgende Untersuchung zur Abhängigkeit der Ozonverlustraten von der Temperaturgeschichte der Luftpakete wurden dieselben Daten verwendet, die die Grundlage für die in Abbildung 4.20 auf Seite 72 gezeigten Diagramme bilden, dabei jedoch nur die Daten der Winter 1994/95 bis 1999/2000, in denen eine aktive Koordinierung der Sondenstarts stattgefunden hatte. Für die einzelnen Matchereignisse wurden die jeweiligen minimalen Temperaturen T_{\min} in der 10-tägigen Temperaturgeschichte berechnet (siehe Abschnitt 3.4.3 für eine genaue Definition von T_{\min}). Die einzelnen Matchereignisse wurden nun nach ihren T_{\min} -Werten gruppiert, wobei jeweils Matche aus einem 2 K breiten T_{\min} -Bereich zusammengefaßt wurden. Für diese Gruppen wurden Ozonverlustraten pro Sonnenstunde \bar{L}_s bestimmt.

In Abbildung 5.1 auf der folgenden Seite 77 sind die Ozonverlustraten in Abhängigkeit von T_{\min} für die Winter 1995, 1996 und 1997 dargestellt. Für 1996 wurden nur Daten bis zum 15. Februar verwendet, da später durch Denitrifizierung die Lebensdauer des aktiven Chlors stark verlängert war [Rex et al., 1997b] und deshalb ein direkter Zusammenhang des Ozonverlustes mit niedrigen Temperaturen nicht mehr zu erwarten ist. Abbildung 5.2 auf Seite 78 zeigt dieselbe Analyse für die darauffolgenden Winter 1998, 1999 und 2000. Generell ist zu beobachten, daß die höchsten Ozonverlustraten bei denjenigen Luftpaketen mit den niedrigsten T_{\min} -Werten auftreten. Oberhalb von ca. 195 K ($-78,15^\circ\text{C}$) treten kaum noch signifikante Ozonverlustraten auf. Im T_{\min} -Bereich zwischen ca. 191 K ($-82,15^\circ\text{C}$) und 195 K ist nur in einigen Wintern hoher Ozonverlust zu sehen, während in anderen kein signifikanter Ozonabbau zu sehen ist. Für T_{\min} -Werte unterhalb von 191 K ist dagegen ausnahmslos in allen Wintern, in denen dieser Wert vorkommt, deutlich signifikanter Ozonverlust zu sehen.

Diese Ergebnisse deuten daraufhin, daß ein Unterschreiten von T_{NAT} in einem Luftpaket nicht notwendigerweise zu großen Ozonverlusten führt, sondern daß erst Temperaturen, die etwa 4 K darunter liegen, in jedem Fall deutlichen Ozonabbau auslösen. Allerdings sollte man sich auch hier vor Augen führen, daß die T_{\min} -Werte auf den synoptischskaligen Temperaturanalysen des EZMW beruhen, bei denen teilweise systematische Abweichungen von Meßdaten dokumentiert wurden. So zeigte Knudsen [1996] für die Winter 1994/95 und 1995/96 im Temperaturbereich um T_{NAT} systematisch positive Abweichungen der EZMW-Analysen gegenüber Radiosondenmessungen in der Größenordnung von 1-2 K, die jedoch nach einer Umstellung des Algorithmus am EZMW Ende Januar 1996 nicht mehr auftraten.

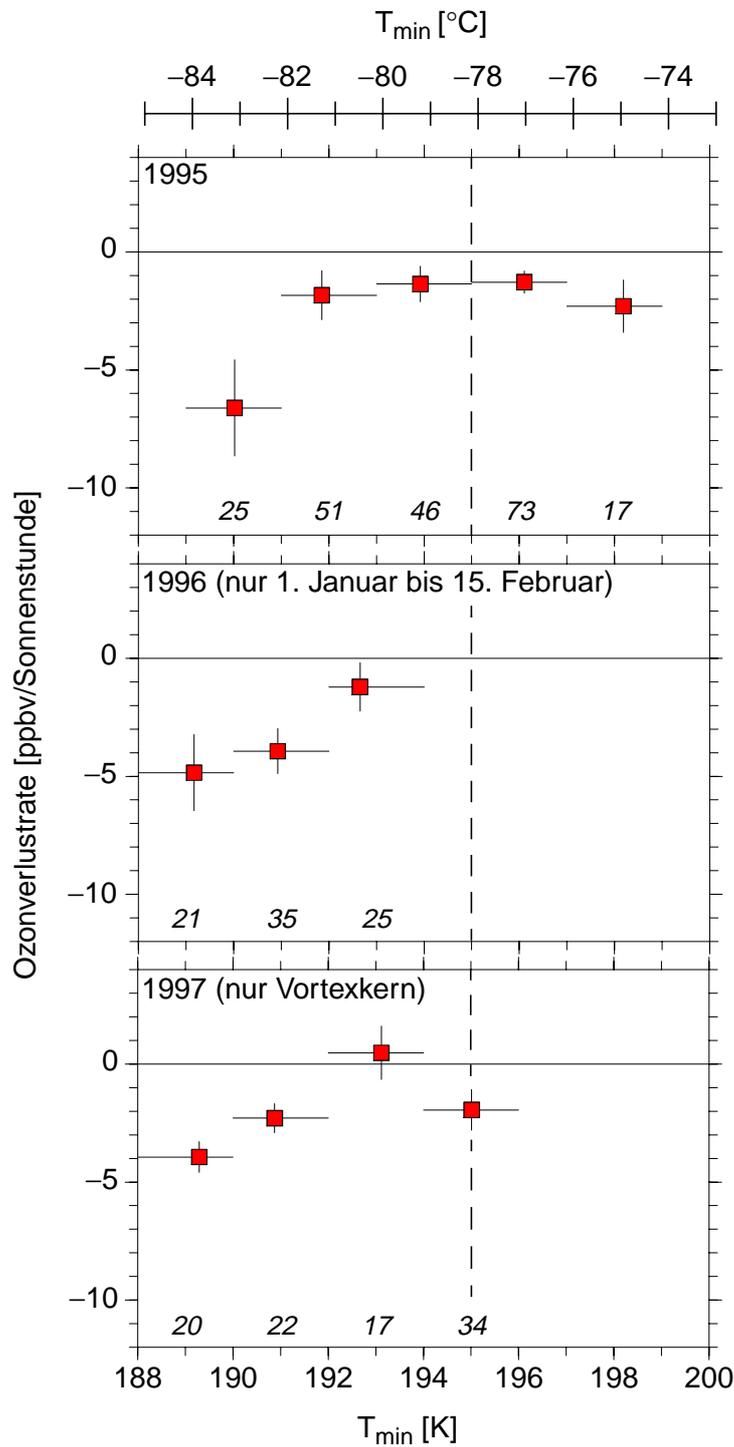


Abbildung 5.1: Ozonverlustraten pro Sonnenstunde in Abhängigkeit von T_{\min} . Für die Analyse wurden jeweils Matchereignisse aus einem 2 K breiten Temperaturbereich zusammengefaßt (gekennzeichnet durch die horizontalen Linien), deren Anzahl die kursiv gesetzten Zahlen angeben, und anschließend der Ozonverlust pro Sonnenstunde berechnet. Die horizontale Position der Datenpunkte gibt jeweils den Mittelwert der T_{\min} Werte an. Die vertikalen Fehlerbalken stellen den 1σ -Fehler der Regression dar. Als Anhaltspunkt für T_{NAT} ist eine gestrichelte Linie bei 195 K eingezeichnet.

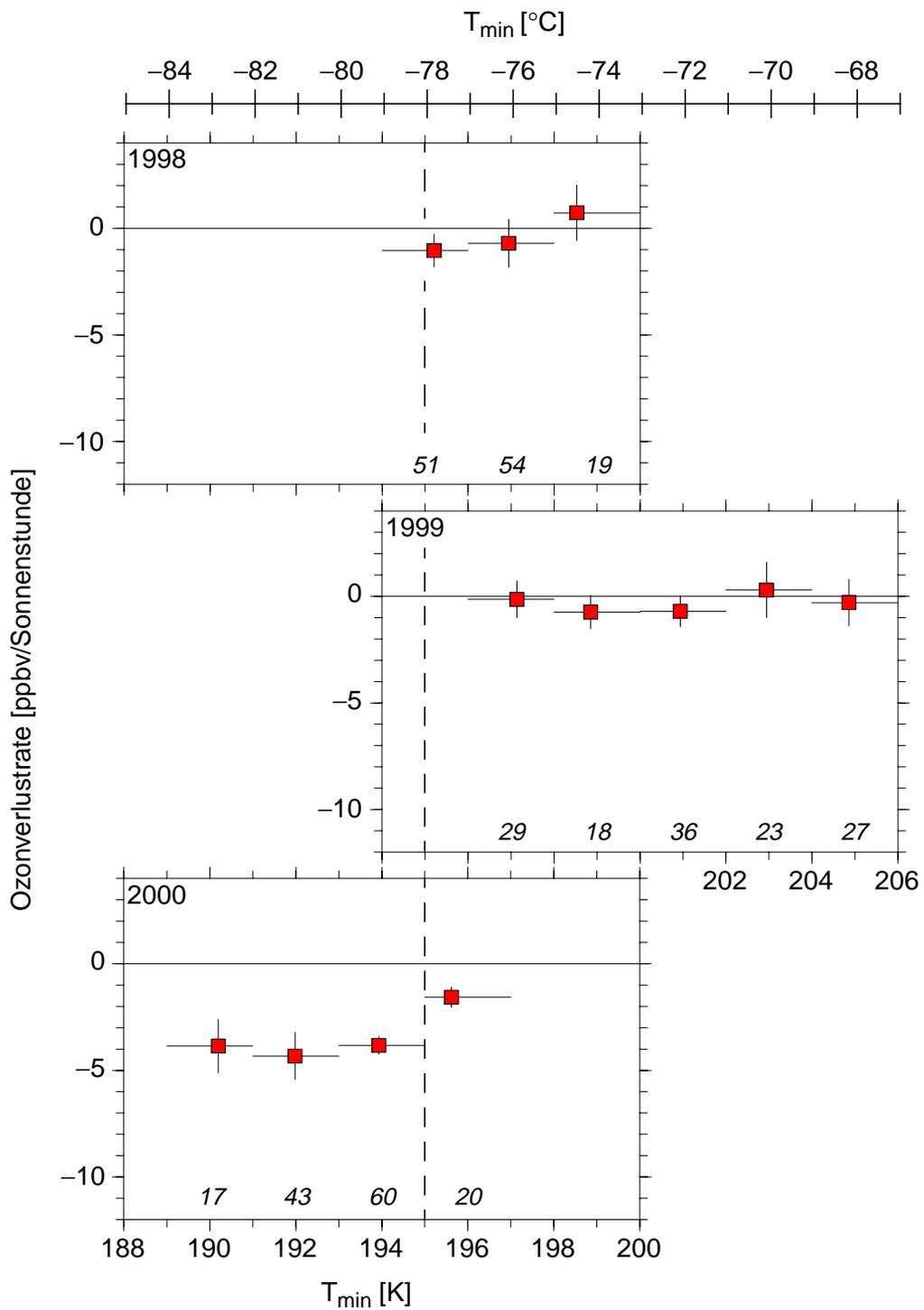


Abbildung 5.2: Wie Abbildung 5.1, jedoch für die darauffolgenden drei Jahre.

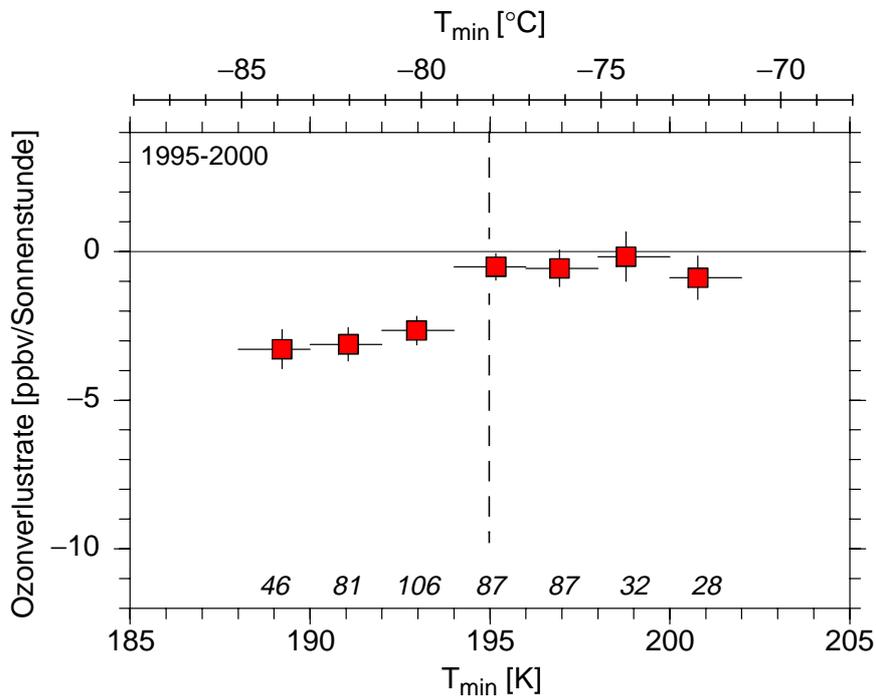


Abbildung 5.3: Ozonverlustraten für verschiedene T_{\min} Werte im Februar. Die Analyse enthält die Matche in 475 K des jeweiligen Februars aus den Jahren 1995 bis 2000. Die vertikale gestrichelte Linie wurde bei einem T_{\min} von 195 K gezogen, was etwa T_{NAT} in 475 K entspricht. Wie in den vorhergehenden Abbildungen 5.1 und 5.2 wurden jeweils die Daten aus einem 2 K breiten T_{\min} -Bereich zusammengefasst, der durch die horizontalen Linien gekennzeichnet ist. Die horizontale Position des Datenpunkts entspricht dem mittleren T_{\min} -Wert der beitragenden Matchereignisse, deren Anzahl durch die kursiv gedruckten Zahlen gegeben ist. Die vertikalen Fehlerbalken geben den 1σ -Fehler der Regression an.

5.2 Generelle Temperaturabhängigkeit

Für die folgende Analyse wurden die im vorhergehenden Abschnitt verwendeten Daten der verschiedenen Winter zusammengefasst und gemeinsam ausgewertet. In Abbildung 5.3 sind die Ozonverlustraten für Luftpakete mit gleichem T_{\min} Wert im Februar dargestellt. Die Analyse enthält Daten aus allen Wintern zwischen 1995 und 2000. Während bei denjenigen Luftpaketen, deren T_{\min} -Wert unterhalb von 194 K liegt, signifikanter Ozonabbau beobachtet werden kann, zeigen die Luftpakete mit T_{\min} Werten oberhalb von 194 K keinen signifikanten Ozonabbau. Die Ergebnisse zeigen damit die Existenz einer Temperaturschwelle bei ca. 194 K (etwa -79°C), die für den Ozonabbau von Bedeutung ist. Diese direkt aus den Ozondaten abgeleitete Temperaturschwelle entspricht vom Zahlenwert her derjenigen Temperaturschwelle, die in anderen Messungen für das Auftreten erhöhter ClO-Werte in vergleichbaren Höhen bestimmt wurde [z.B. Kawa et al., 1997].

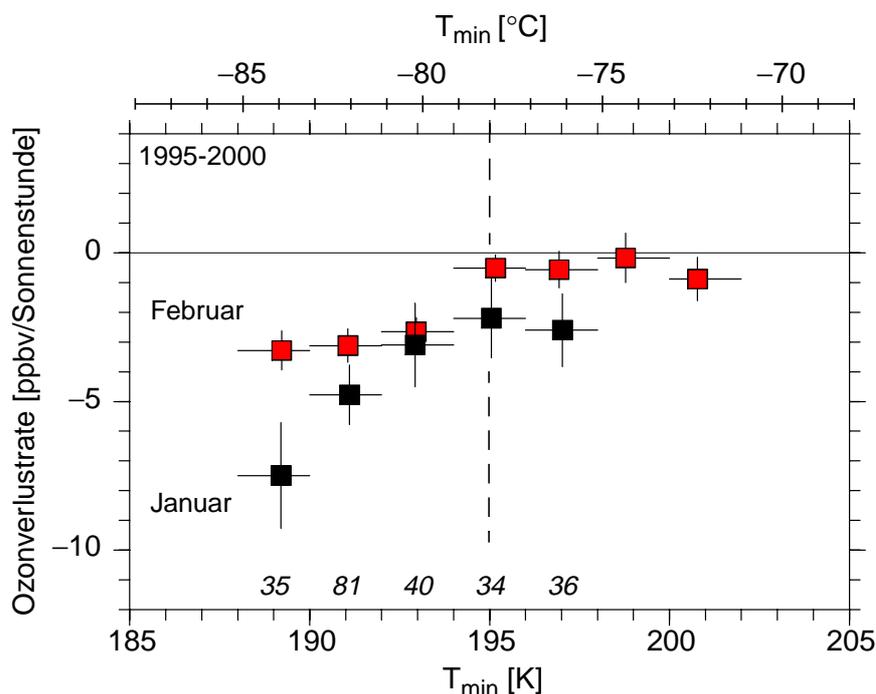


Abbildung 5.4: Ozonverlustraten für verschiedene T_{\min} Werte, Januar (schwarze Quadrate) und Februar (rote Quadrate) aus den Jahren 1995 bis 2000. Die kursiv gedruckten Zahlen am unteren Rand des Diagramms geben die jeweilige Anzahl der Matchereignisse an, die zu dem darüberliegenden Datenpunkt für Januar beitragen. Die Zahlen für Februar sind in Abbildung 5.3 aufgeführt. Alles weitere entspricht Abbildung 5.3.

Vergleicht man diese Ergebnisse für Februar mit den Daten für Januar (Abbildung 5.4), fällt auf, daß dort für vergleichbare T_{\min} Werte höhere Ozonverlustraten auftreten. Diese Abweichungen sind nicht signifikant bezüglich des 2σ -Fehlers, und nur für einige T_{\min} Werte signifikant bezüglich 1σ . Da sie aber einheitlich in eine Richtung tendieren, sollen kurz mögliche Ursachen diskutiert werden.

Die höheren Ozonverlustraten im Januar verglichen mit Februar für gleiche T_{\min} -Werte könnten z.B. durch eine längere Lebensdauer von ClO_x im Januar¹ erklärt werden. Diese kann einerseits dazu führen, daß im Januar höhere ClO_x Konzentrationen erreicht werden, die dann zu höheren Abbauraten pro Sonnenstunde führen. Andererseits könnte bei einer längeren Lebensdauer des aktivierten Chlors die Länge der Rückwärtstrajektorie von 10 Tagen zu kurz sein, um den gesamten Zeitraum abzudecken, in dem eine Chloraktivierung für den beobachteten Ozonverlust verantwortlich sein kann. Einige Luftpakete könnten deshalb erhöhte ClO_x Werte aufweisen, die auf eine vor dem T_{\min} -Zeitraum liegende Chloraktivierung zurückzuführen sind. Dieser Effekt könnte erklären, daß im Januar auch im T_{\min} -Bereich zwischen 196 K und 198 K etwas Ozonverlust beobachtet wurde. Da jedoch die Trajektorienge-

1. Die Lebensdauer von ClO_x wird im wesentlichen von der NO_x Konzentration bestimmt, die im Januar aufgrund des fehlenden Sonnenlichtes kleiner sein sollte (siehe Abschnitt 2.2.8).

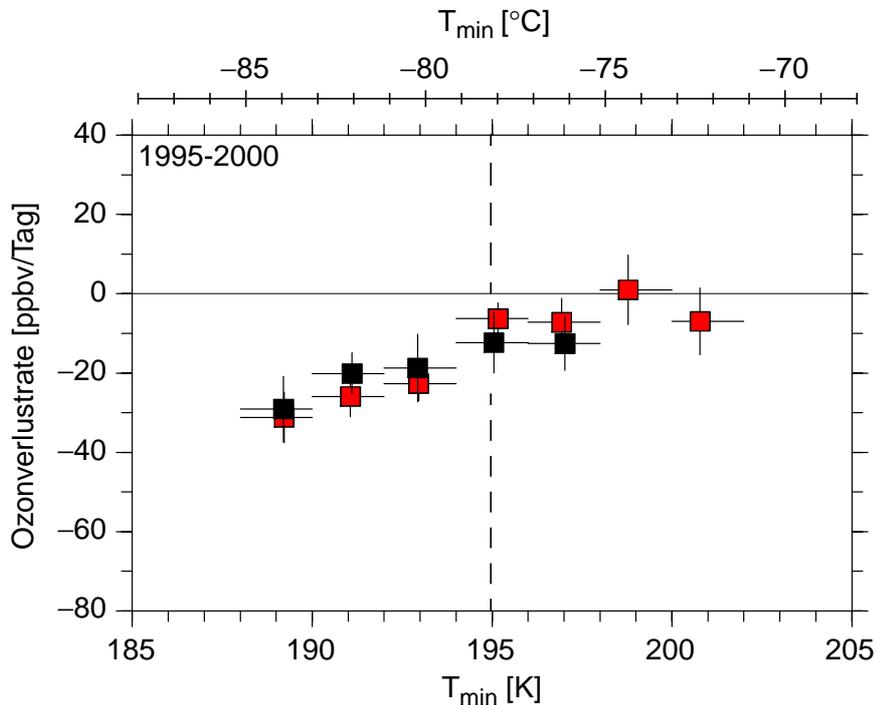


Abbildung 5.5: Wie Abbildung 5.4, aber Ozonverlustraten pro Tag (\bar{L}_t , siehe Text).

naugigkeit mit der Länge der Trajektorien stark abnimmt [Knudsen et al., 2000], wurde es nicht für sinnvoll erachtet, für die Analyse im Januar längere Trajektorien zu verwenden.

Um einen Eindruck zu bekommen, welchen Einfluß dieser Unterschied in den Ozonabbauraten zwischen Januar und Februar auf den tatsächlich stattfindenden Ozonverlust haben kann, wurden aus denselben Daten weiterhin die Ozonverlustraten pro Tag berechnet. Hier wurde allerdings anders vorgegangen als bei der Berechnung der über den Vortex gemittelten Abbauraten pro Tag für die einzelnen Jahre, die in Kapitel 4 beschrieben sind. Dort wurden, wie in Abschnitt 3.4.2 beschrieben, zunächst durch eine lineare Regression die über der Vortex gemittelten Ozonabbauraten pro Sonnenstunde bestimmt, und diese anschließend mit der mittleren Sonnenscheindauer im Polarwirbel multipliziert. Da diese Vorgehensweise hier nicht möglich ist, wurden die Abbauraten pro Tag \bar{L}_t hier direkt aus der linearen Regression von $\Delta\mu_{O_3}$ gegenüber der Flugzeit des Luftpaketes Δt bestimmt, d.h. statt für Gleichung (3-6) wurde die least square Lösung für die Gleichung

$$(\Delta\mu_{O_3})_i = \bar{L}_t \cdot (\Delta t)_i + e_i \quad (5-1)$$

bestimmt. Die so bestimmten Abbauraten sind in Abbildung 5.5 gezeigt.

Im Gegensatz zu den Abbauraten \bar{L}_s zeigen die Abbauraten \bar{L}_t keinen systematischen Unterschied zwischen Januar und Februar. Man kann dies dahingehend interpretieren, daß der

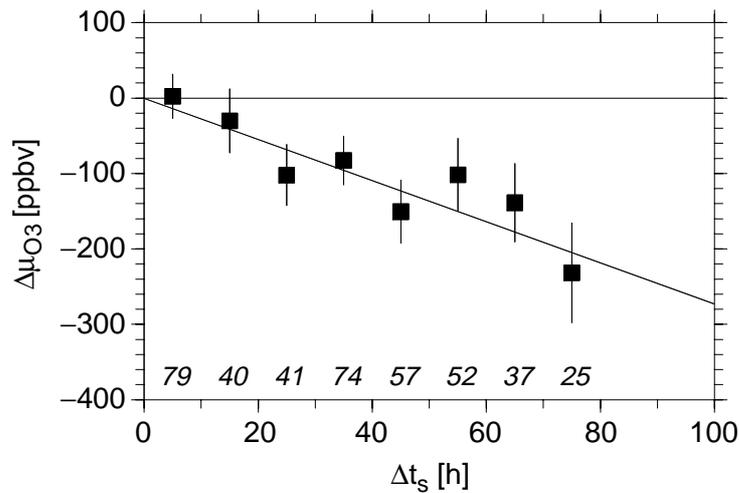


Abbildung 5.6: Änderung des Ozonmischungsverhältnisses gegenüber der Sonnenscheindauer Δt_s auf der Trajektorie. Die Analyse beinhaltet diejenigen Matche aus dem Januar und Februar der Jahre 1995 bis 2000, deren Minimumtemperatur T_{\min} unterhalb von 195 K liegt. Jeder eingezeichnete Datenpunkt enthält Matche mit $\Delta t_s \pm 5$ h. Die eingezeichnete Regressionsgerade ergibt für diese Auswahl von Matchen einen Ozonabbau von $-2,73 \pm 0,27$ ppbv/Sonnenstunde.

chemische Ozonverlust im Januar schneller abläuft als im Februar (beispielsweise weil sich aus den oben besprochenen Gründen, die letztendlich auf die geringere Sonneneinstrahlung zurückzuführen sind, höhere ClO_x -Konzentrationen bilden können); da der Ozonabbau jedoch sowohl im Januar als auch im Februar auf die Phasen beschränkt ist, während derer die Luftpakete der Sonneneinstrahlung ausgesetzt sind, führt dies insgesamt gesehen nicht zu einem höheren Ozonabbau, da die Sonneneinstrahlung im Januar im Mittel über kürzere Zeiträume erfolgt.

5.2.1 Ozonabbau nur im Sonnenlicht?

Aus den Daten in Abbildung 5.4 wurden nun diejenigen Matche ausgewählt, deren T_{\min} unterhalb von 195 K lag. In Abbildung 5.6 ist für diese Gruppe von Matchen die Änderung des Ozonmischungsverhältnisses $\Delta\mu_{\text{O}_3}$ gegenüber der Sonnenzeit Δt_s dargestellt. Die einfache Regression ergibt eine mittlere Ozonabbaurate von $-2,73 \pm 0,27$ ppbv/Sonnenstunde. Der hiermit zur Verfügung stehende große Datensatz von Matchereignissen, die Ozonverlust zeigen, wurde nun zur nochmaligen Überprüfung der Annahme, daß der chemische Ozonabbau nur unter dem Einfluß von Sonnenlicht stattfindet, genutzt. Dafür wurde eine bivariate Regression gemäß

$$\Delta\mu_{\text{O}_3} = L_s \cdot \Delta t_s + L_d \cdot \Delta t_d$$

berechnet. Dabei ist L_d analog zur Definition von L_s (Gleichung (3-4) auf Seite 42) das zeitliche Mittel der Ozonverlustrate während der Dunkelzeit Δt_d auf der Trajektorie. Für die mittlere

Ozonverlustrate im Sonnenlicht \bar{L}_s und die mittlere Ozonverlustrate in der Dunkelheit \bar{L}_d ergeben sich dabei die Werte

$$\bar{L}_s = -2,55 \pm 0,53 \text{ ppbv/h} \text{ und } \bar{L}_d = 0,10 \pm 0,25 \text{ ppbv/h.}$$

Dieses Ergebnis zeigt deutlich, daß der mit Match detektierte Ozonabbau ausschließlich unter dem Einfluß von Sonnenlicht stattfindet, was mit dem gegenwärtigen Verständnis des chemischen Ozonabbaus in der Stratosphäre konsistent ist. Diese Analyse wurde bisher nur für eine Untergruppen von Matches aus individuellen Jahren gemacht [Rex, 1997a], und war mit einer größeren statistischen Unsicherheit behaftet.

5.3 Möglicher Einfluß von Leewellen im Winter 1997/98

Abbildung 5.7 zeigt noch einmal die Ozonverlustraten im Jahr 1997/98 für verschiedene T_{\min} -Bereiche, wobei diesmal der vertikale Bereich auf 430 K bis 500 K ausgedehnt ist und die

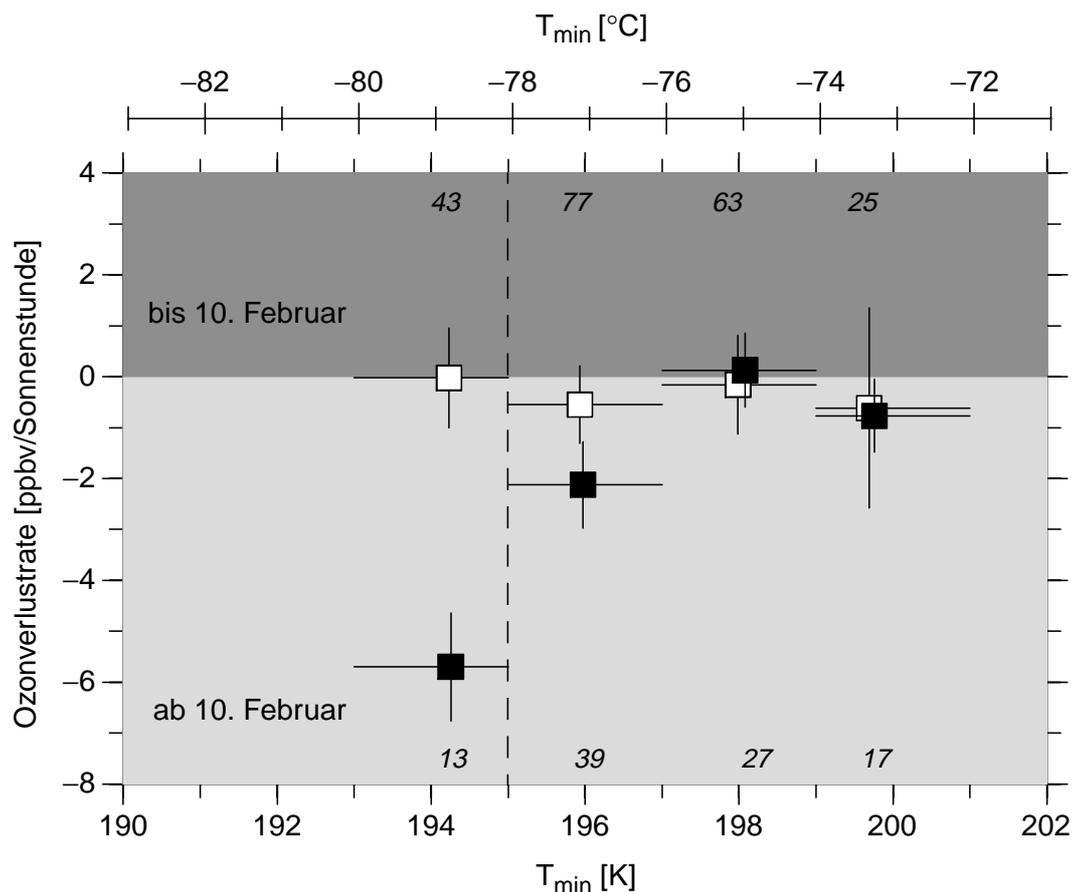


Abbildung 5.7: Winter 1997/98: Verlustraten für verschiedene T_{\min} . Der Höhenbereich umfaßt 430 K bis 500 K. Die kursiv gesetzten Zahlen geben die jeweilige Anzahl der Matchereignisse für die Datenpunkt an, dabei bezieht sich die obere Reihe auf die Daten vor dem 10.2. (weiße Quadrate), die untere Reihe auf die Daten nach dem 10.2. (schwarze Quadrate).

Kampagne in zwei Zeitabschnitte unterteilt wurde. Die ausgefüllten Quadrate enthalten Matchereignisse nach dem 10. Februar 1998, beruhen also auf denselben Daten wie Abbildung 4.15. Die nicht ausgefüllten Quadrate enthalten die Daten von Anfang Januar bis zum 10. Februar. Auffällig ist, daß für den niedrigsten T_{\min} -Bereich, der jeweils zwischen 193 K und 195 K (-80°C und -78°C) liegt, im zweiten Zeitraum signifikanter Ozonabbau zu sehen ist, während im ersten Zeitraum überhaupt kein Ozonverlust auftritt. Deshalb sollen im folgenden die jeweiligen in die Datenpunkte mit dem niedrigsten T_{\min} -Wert eingehenden Luftpakete genauer betrachtet werden. Dabei werden Argumente dafür gesammelt, daß der Ozonverlust im zweiten Zeitraum durch Leewellenaktivität über Skandinavien verstärkt wurde.

Der Datenpunkt für den früheren Zeitraum beruht auf 43 Matchereignissen, derjenige für den späteren Zeitraum auf 13 Matchereignissen. Im Mittel verbrachten die Luftpakete aus dem früheren Zeitraum 12 Stunden unterhalb von 195 K, von denen 6 Stunden zwischen den beiden Sondierungen lagen. Die 13 Luftpakete aus dem späteren Zeitraum verbrachten im Mittel 6 Stunden unterhalb von 195 K, von denen 5 Stunden zwischen den beiden Sondierungen lagen. Die Luftpakete beider Zeiträume erfuhren solche niedrigen Temperaturen also nur kurzzeitig, und teilweise zwischen den Match-Sondierungen.

Wie aus den Analysen in Abschnitt 5.1 hervorgeht, muß eine Minimumtemperatur zwischen 191 K und 195 K nicht notwendigerweise zu hohem Ozonverlust führen, so daß die Frage naheliegt, ob im späteren Zeitraum mesoskalische Temperaturfluktuationen eine Rolle gespielt haben könnten, die dazu führten, daß die reale Minimaltemperatur der Luftpakete unterhalb des T_{\min} -Wertes lag. Elf der 13 Luftpakete aus der späteren Periode erfuhren die Temperaturen unterhalb von 195 K zwischen dem 17. und dem 19. Februar über den skandinavischen Bergen, und zwar in einem Höhenbereich zwischen 480 K und 500 K. Dies fand jeweils entweder kurz vor der ersten Sondierung oder zwischen den beiden Sondierungen statt. Im Zeitraum davor (also bis zu zehn Tage vor der ersten Sondierung) lagen bei allen Trajektorien die Temperaturen oberhalb von 195 K.

Die Temperaturverteilung in 475 K für den 18. Februar ist in Abbildung 5.8 auf Seite 85 gezeigt. Man erkennt ein Kältegebiet über Skandinavien, das sich am Rand des Polarwirbels befindet. Um diesen Zeitpunkt gab es mehrere PSC-Beobachtungen. In der Nacht vom 16. auf den 17. Februar wurden mit einem Lidargerät PSCs über Andøya (Nordnorwegen) beobachtet [Hansen, 2000]. In Sodankylä (Finnland) wurden am 17. Februar zwischen 18,5 km und 19,5 km Höhe eine PSC-Schicht beobachtet, die aus festen Teilchen (PSC Ia, vgl. Abschnitt 2.2.6) bestand [Kivi, 2000]. Diese Höhe entspricht unter Berücksichtigung von Radiosondendaten in etwa einer potentiellen Temperatur von 440 K bis 465 K, liegt also etwas unterhalb der isentropen Höhe, in der der Ozonverlust beobachtet wurde. Allerdings kann die Beziehung zwischen der geometrischen Höhe und der potentiellen Temperatur unter dem Einfluß von Leewellen sehr variabel sein.

Ab dem 19. Februar wurden in Ny-Ålesund mit einem Mikrowellenradiometer erhöhte ClO-Werte gemessen [Klein et al., 2000]. In Abbildung 5.9 auf Seite 86 ist der Verlauf einer Trajek-

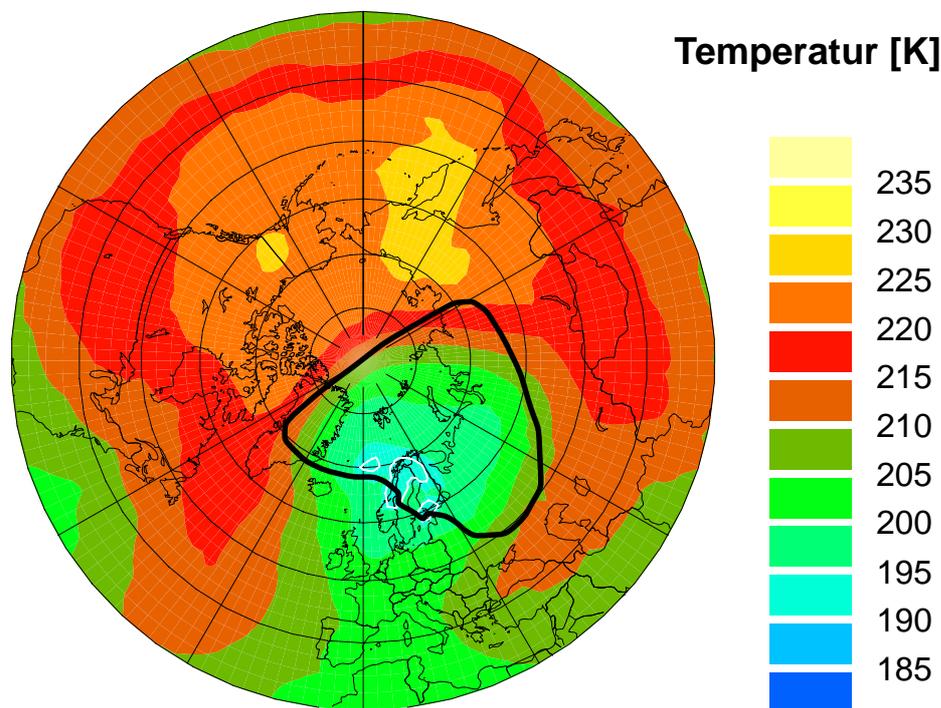


Abbildung 5.8: Temperaturverteilung in 475 K am 18. Februar 1998 nach den EZMW Analysen. Die fette schwarze Linie bezeichnet den Rand des Polarwirbels. Weiß umrandet sind die Gebiete, in denen die Temperatur unterhalb von T_{NAT} liegt.

torie zu sehen, die am 19.2.1998 um 12:00 UT (universal time = Greenwich-Zeit) in Ny-Ålesund im 475 K isentropen Niveau endet. Man erkennt, daß das entsprechende Luftpaket zwischen dem 16. und dem 17. Februar die skandinavischen Berggrücken überquert hatte. Auch dies ist ein weiterer Hinweis darauf, daß der hier beobachtete Ozonverlust durch Chloraktivierung verursacht wurde, die zwischen dem 16. und dem 19. Februar über Skandinavien stattfand.

In Abbildung 5.10 auf Seite 86 sind die Ergebnisse eines Leewellen-Vorhersagemodells (Mountain Wave Forecast Model, [Bacmeister et al., 1994]) für den 18. Februar 1998, 12:00 UT in 50 hPa zu sehen [Eckermann, 2000]. Das geographische Gebiet mit den niedrigsten synoptischen Temperaturen, das sich über Skandinavien befindet, fällt demnach mit einer hohen Schwerewellenaktivität zusammen. Die berechnete Amplitude der Temperaturabweichungen kann dabei an einigen Orten mehr als 8 K betragen. Während die Situation auch am 16., 17. und 19. Februar ähnlich ist, befindet sich das Kältegebiet in den Tagen vorher und nachher außerhalb derjenigen Zonen, in denen Leewellenaktivitäten zu erwarten sind. Die starke Leewellenaktivität in anderen geographischen Gebieten fällt mit synoptischen Temperaturen weit über 200 K zusammen, so daß es unwahrscheinlich ist, daß dort durch die Leewellen T_{NAT} unterschritten wurde. In der Summe deuten die Beobachtungen darauf hin, daß der Ozonabbau im Februar 1998 durch den Einfluß von Leewellen verstärkt wurde.

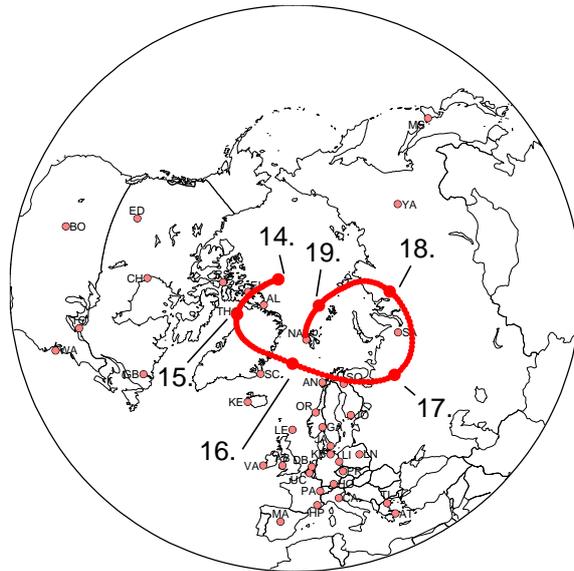


Abbildung 5.9: Trajektorie eines Luftpaketes, das sich am 19.2.1998 um 12:00 UT im 475 K Niveau über Ny-Ålesund befindet. Die fetten Punkte geben die Position der Trajektorie um 00:00 UT des entsprechenden Tages im Februar an.

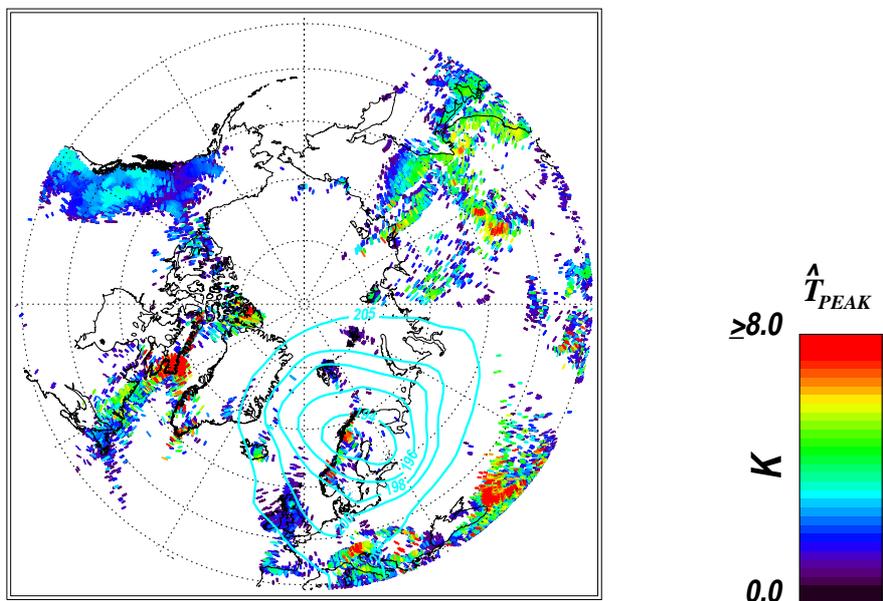


Abbildung 5.10: Berechnete maximale Amplituden der durch Leewellen verursachten Temperaturschwankungen am 18. Februar 1998 um 12:00 UT. Die Daten wurden von S. Eckermann [2000] mit einem Leewellen-Vorhersagemodell [Bacmeister et al., 1994] berechnet. Die hellblauen Konturen zeigen die synoptischen Temperaturen zum selben Zeitpunkt.