

4 Ozonverluste im Polarwirbel

In diesem Kapitel werden die Matchkampagnen und Auswertungen der Winter 1996/97, 1997/98 und 1998/99 nacheinander vorgestellt und die Ergebnisse in Zusammenhang mit der meteorologischen Situation des jeweiligen Winters und im Vergleich mit anderen Wintern betrachtet. Die hier gezeigten Auswertungen beschränken sich auf den Ozonabbau innerhalb des Polarwirbels. Die Zuordnung, ob ein Match innerhalb oder außerhalb des Polarwirbels stattgefunden hat, erfolgt über den mittleren nPV-Wert der zugehörigen Trajektorie. Liegt dieser Wert oberhalb einer definierten Schwelle, so wird der Match dem Polarwirbel zugeordnet. Dieser Schwellwert für den Rand des Polarwirbels wird in den einzelnen Wintern als zeitlich und gegenüber der potentiellen Temperatur konstanter Wert der normierten potentiellen Wirbelstärke definiert. Für die Winter 1996/97 und 1997/98 wurde der Wert von 36 s^{-1} aus früheren Kampagnen beibehalten. Für den Winter 1998/99 wurde die Wirbelgrenze bei 30 s^{-1} festgelegt (der Grund dafür wird in Abschnitt 4.3. erläutert). Auf den Ozonabbau außerhalb des so definierten Polarwirbels wird in Kapitel 6 gesondert eingegangen.

4.1 Winter 1996/97

4.1.1 Meteorologische Situation

Im Winter 1996/97 entwickelte sich der arktische Polarwirbel vergleichsweise spät, war dann aber sehr ausgeprägt, symmetrisch und kalt und bis Ende April stabil und ungestört [Coy et al., 1997, Naujokat und Pawson, 1997]. Das mit dem SLIMCAT Modell berechnete diabatische Absinken der Luftmassen im Polarwirbel zwischen Anfang November und Ende März fiel 1996/97 oberhalb von 425 K geringer aus als in den beiden vorhergehenden Jahren (Tabelle 4.1). Erst Mitte Januar fielen die stratosphärischen Temperaturen unterhalb die PSC-Existenzgrenze T_{NAT} . Die im Februar auftretenden großen Flächen mit Temperaturen unterhalb der T_{NAT} Grenze waren hauptsächlich im Wirbelzentrum zu finden. Abbildung 4.1 zeigt eine für den Februar typische Temperaturverteilung. Sowohl die niedrigsten Temperaturen als auch das Wirbelzentrum sind nur wenig vom geographischen Nordpol verschoben. Die Fläche, deren Temperatur unterhalb T_{NAT} lag, ist durch die durchgehende weiße Linie umrissen. Die durchgehende schwarze Linie gibt die 36 s^{-1} Isolinie nPV an und markiert damit den in der Auswertung verwendeten Wirbelrand.

Temperaturen unterhalb von T_{NAT} wurden in diesem Jahr bis Ende März beobachtet, was im Vergleich zu den früheren Jahren ungewöhnlich spät war. Über Eureka (Kanada) wurden bis zum 18. März polare Stratosphärenwolken gemessen und bis zum 20. März erhöhte ClO-

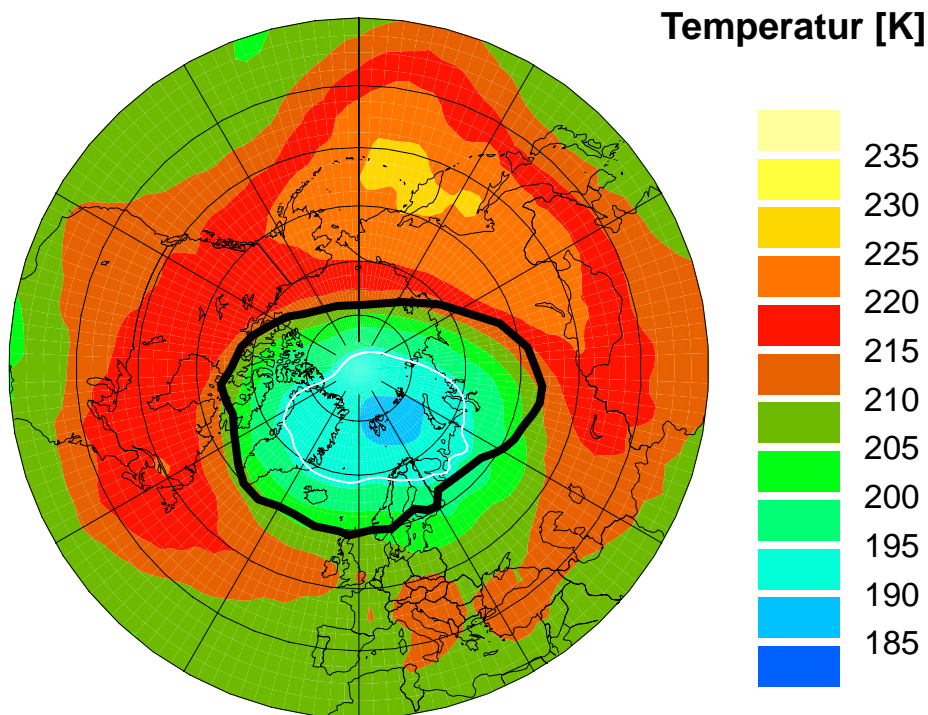


Abbildung 4.1: Temperaturverteilung auf dem 475 K isentropen Niveau am 25. Februar 1997 aus den EZMW Analysen. Die schwarze Linie markiert die 36 s^{-1} Isolinie der nPV, entsprechend dem in der Matchanalyse verwendeten Vortexrand. Die weiße Linie grenzt das Gebiet ein, in dem die Temperatur unterhalb von T_{NAT} liegt.

Θ_{end} [K]	1994/95	1995/96	1996/97
	$\Delta\Theta$ [K]	$\Delta\Theta$ [K]	$\Delta\Theta$ [K]
375	33	42	36
400	42	45	65
425	68	69	67
450	109	89	71
475	162	123	76
500	196	154	89
525	212	171	95
550	222	183	100

Tabelle 4.1: Diabatisches Absinken innerhalb des Polarwirbels aus den SLIMCAT Berechnungen für verschiedene isentrope Niveaus. Dabei gibt Θ_{end} die potentielle Temperatur an, die die betrachtete Luftschicht am 31. März des betrachteten Jahres hatte. $\Delta\Theta$ ist das zwischen Anfang November und Ende März aufintegrierte mittlere Absinken im Polarwirbel.

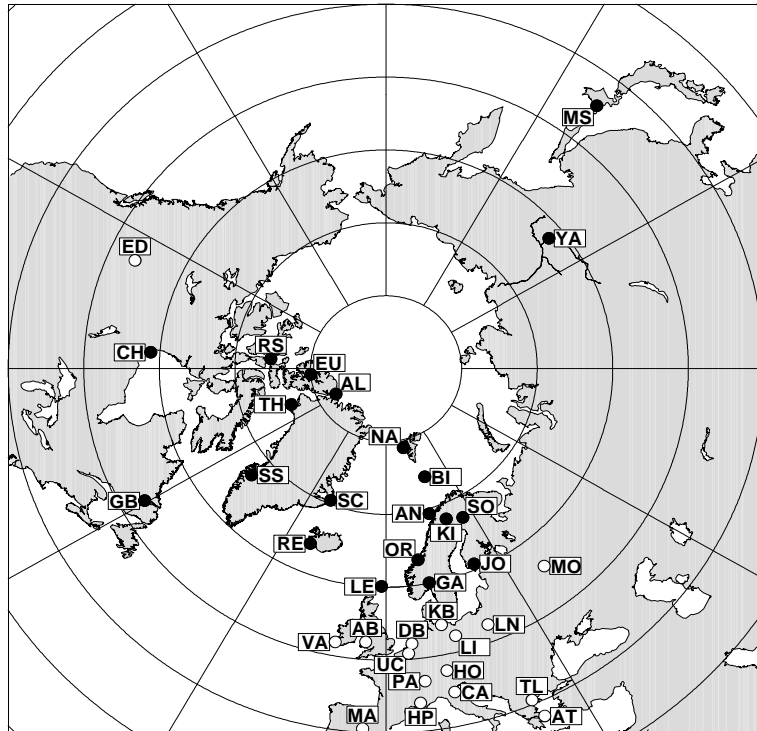


Abbildung 4.2: Karte der Ozonsondenstationen, die an der Matchkampagne 1996/97 teilgenommen haben. In der Auswertung des Ozonverlustes innerhalb des Polarwirbels wurden Daten derjenigen Stationen verwendet, die mit einem ausgefüllten Punkt gekennzeichnet sind.

Werte [Donovan et al., 1997]. Auch in Ny-Ålesund (Spitzbergen) wurden bis in den März hinein PSCs detektiert [Neuber, 2000].

In 1996/97 wurden sehr niedrige Ozonsäulendichten gemessen [Newman et al., 1997]. Daß dies zum Teil durch dynamische Prozesse verursacht wurde, legen die Ergebnisse eines dreidimensionalen chemischen Transportmodells nahe, bei denen das Ozon einmal als passiver Tracer, d.h. inertes Spurengas, fungierte und einmal chemisch aktiv integriert wurde. Der in dieser Studie errechnete chemische Ozonverlust lag zwischen 60 und 120 DU gegenüber einer dynamisch bedingten Reduktion von 70 DU bezüglich der klimatologischen Ozonsäulendichten Ende der 1970er Jahre [Lefèvre et al., 1998].

4.1.2 Die Meßkampagne

Die Matchkampagne des Winters 1996/97 fand zwischen dem 7. Januar und dem 11. April statt, und wurde von Jessica Steger koordiniert. An der Kampagne nahmen 36 Ozonsondenstationen teil, die in Abbildung 4.2 dargestellt sind. Eine Liste der genauen Namen und Positionen aller Stationen findet sich im Anhang auf den Seiten 103 und 104. Während dieser Kampagne wurden insgesamt 746 Sonden von diesen Stationen gestartet, wobei jedoch nur ein Teil dieser Sondierungen im Polarwirbel stattfand. Für die Bestimmung des Ozonabbaus

innerhalb des Polarwirbels wurden Daten der durch ausgefüllte Punkte gekennzeichneten Stationen verwendet.

In der Auswertung wurde der maximal zulässige Matchradius gegenüber dem in den anderen Wintern verwendeten Matchradius (siehe Abbildung 3.7 auf Seite 41) reduziert, und zwar auf 400 km allgemein bzw. 250 km am Vortexrand quer zur Bewegungsrichtung der Trajektorie. Dadurch konnte der statistische Fehler zwischen 450 K und 500 K um etwa 5% verringert werden.

4.1.3 Über den Wirbel gemittelte Ozonverluste

In Abbildung 4.3 A auf der folgenden Seite 50 ist die zeitliche Entwicklung der Ozonverlustraten pro Sonnenstunde im 475 ± 10 K isentropen Niveau dargestellt. Die Ozonverlustraten wurden jeweils für Gruppen von Matchereignissen aus einem Zeitraum von 14 Tagen berechnet. Um einen besseren Eindruck über den zeitlichen Verlauf des Ozonabbaus zu bekommen, ist alle sieben Tage ein Wert für die Ozonabbaurate berechnet. Jedes Matchereignis geht deshalb zweimal in die Analyse ein. Die ausgefüllte Fläche gibt A_{NAT} an, die Fläche in diesem Niveau der Nordhalbkugel, deren Temperatur nach den Analysen des EZMW unterhalb von T_{NAT} liegt¹. Diagramm B zeigt für jeden der Datenpunkte aus Diagramm A die mittlere Minimaltemperatur T_{min} (siehe Abschnitt 3.4.3) der einzelnen Matche. Erst ab Ende Januar sind genügend Daten für eine statistische Auswertung vorhanden. Die berechneten Abbauraten beginnen Ende Januar mit relativ niedrigen Werten um $-1,9 \pm 0,9$ ppbv/Sonnenstunde, und gehen Anfang Februar auf Werte zurück, die nicht signifikant von Null verschieden sind. Ab Mitte Februar steigen die Verlustraten wieder an und erreichen Anfang März maximale Werte von $-3,3 \pm 0,6$ ppbv/Sonnenstunde. Dies ist erheblich weniger als in vorhergehenden Jahren. In vergleichbaren Höhenbereichen wurden in den Wintern 1991/92 und 1994/95 maximale Verlustraten von -10 ± 1 ppbv/Sonnenstunde erreicht, und in 1995/96 -10 ± 3 ppbv/Sonnenstunde [Rex et al., 1997b; 1998; 1999]. Ab dem 10. März gehen die Verlustraten wieder auf Werte zurück, die mit Null verträglich sind, obwohl weiterhin nicht unerhebliche Flächen mit Temperaturen unterhalb von T_{NAT} existieren. Diese letzten Werte sind jedoch mit einer relativ großen statistischen Unsicherheit behaftet.

Betrachtet man nun den Ozonabbau pro Tag (Abbildung 4.4 auf Seite 51), bei der die Abbauraten \bar{L}_s mit der mittleren Sonnenscheindauer im Polarwirbel multipliziert wurden, so ergibt sich ein etwas anderes Bild. Die mittlere Sonnenscheindauer innerhalb des Polarwirbels steigt in Frühjahr an, so daß bei gleicher Abbaurate pro Sonnenstunde später im Jahr höhere Abbauraten pro Tag erreicht werden. Die maximale Rate mit -41 ± 7 ppbv/Tag wird Anfang März erreicht.

Aus Abbildung 4.3 B geht hervor, daß nur ein sehr kleiner Teil der Luftpakete, die in die Analyse des Verlustes Mitte bis Ende März eingehen, den Trajektorien nach wirklich Temperaturen unterhalb von T_{NAT} erfahren hat. Dies erklärt sich, wenn man die relative Verteilung der

1. Die Berechnung von T_{NAT} wird in Abschnitt 2.2.6 erläutert.

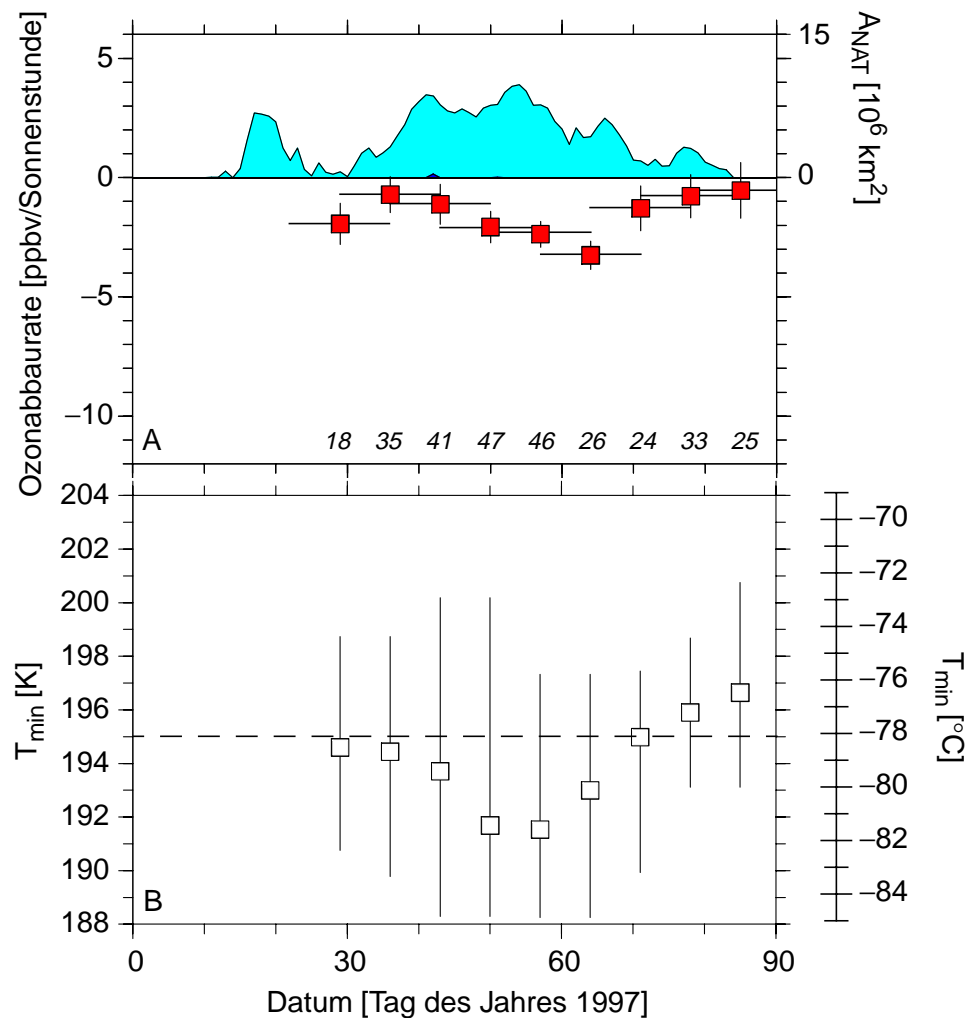


Abbildung 4.3: A: Ozonverlustraten \bar{L}_s innerhalb des Polarwirbels im 475 ± 10 K isentropen Niveau. Die Fehlerbalken bezeichnen 1σ . Die ausgefüllte Fläche A_{NAT} gibt die geographische Ausdehnung derjenigen Fläche in der Nordhemisphäre an, deren Temperatur nach den Analysen des EZMW unterhalb von T_{NAT} lag. Die kursiv gesetzten Zahlen geben jeweils die Anzahl der Matche an, die zu der Berechnung des darüberliegenden Datenpunktes beigetragen haben. B: Minimumtemperaturen (T_{min} , siehe Abschnitt 3.4.3) der zugehörigen Luftpakete. Die vertikale Position der Datenpunkte ist der Mittelwert der T_{min} -Werte, die vertikale Linie markiert den Bereich der vorkommenden T_{min} Werte. Die gestrichelte horizontale Linie bei 195 K ist als Anhaltspunkt für T_{NAT} eingezeichnet.

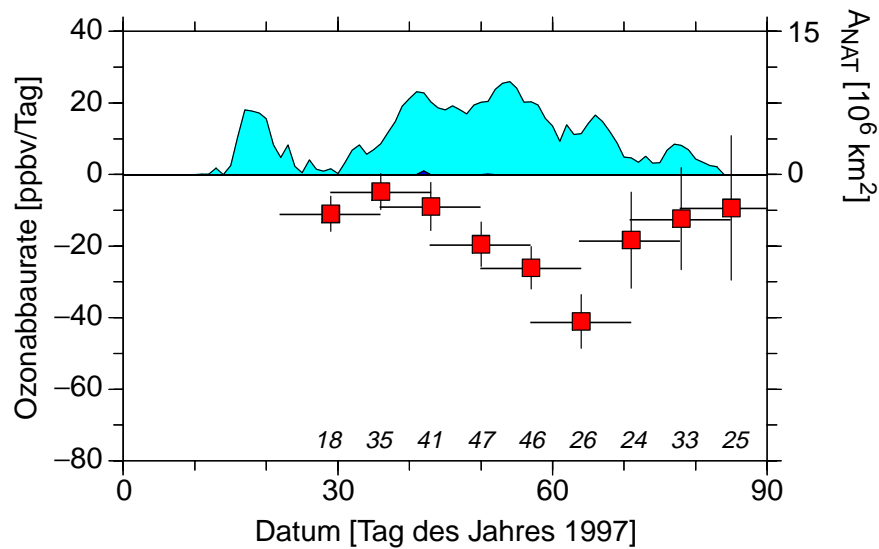


Abbildung 4.4: Ozonabbaurate \bar{L}_t in 475 ± 10 K. Ansonsten wie Abbildung 4.3 A.

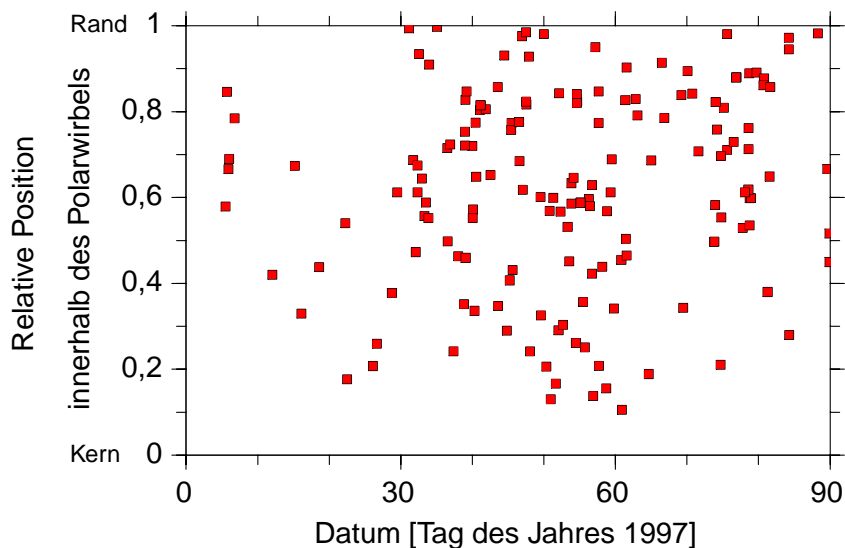


Abbildung 4.5: Position der einzelnen Matche aus Abbildung 4.3 relativ zum Polarwirbel. Die Zuordnung der Matche zur relativen Position innerhalb des Polarwirbels beruht auf der mittleren nPV der Trajektorie; dabei ist die Achse so skaliert, daß gleiche Abschnitte auf der Skala gleichen Flächenanteilen des Polarwirbels entsprechen. Der Zahlenwert 0 entspricht dem Wirbelzentrum (maximale nPV), 1 entspricht dem Wirbelrand (36 s^{-1}), und 0,3 beschreibt beispielsweise die nPV-Isolinie, die 30% der Wirbelfläche umschließt.

Einzelmatche im Polarwirbel betrachtet, die in Abbildung 4.5 auf Seite 51 gezeigt ist. Die in diese Analyse eingehenden Matche decken im Februar den gesamten Polarwirbel homogen ab, so daß die Ozonverlustraten in diesem Zeitraum als Wirbelmittel betrachtet werden können. Im März allerdings wird das Wirbelzentrum schlechter beprobt, so daß hier der äußere Bereich des Wirbels in den Verlustraten besser repräsentiert ist als der innere. Da aufgrund der generellen Temperaturverteilung im Wirbelzentrum mit höheren Ozonverlustraten zu rechnen ist als am Wirbelrand, wurde der mittlere Ozonverlust im Polarwirbel für diesen Zeitraum möglicherweise unterschätzt.

In Abbildung 4.6 A auf Seite 53 ist ein Höhen- Zeitschnitt der Ozonabbaurate pro Tag zu sehen. In diese Analyse gingen die Daten von 285 Ozonsonden ein und die vertikale Auflösung ist 20 K. Die durchgezogenen Linien stellen Isolinien für A_{NAT} dar. Die zugehörigen statistischen Fehler der Ozonabbauraten finden sich in Abbildung 4.6 B. Oberhalb von 425 K steigen die Ozonverlustraten ab Anfang Februar an und erreichen Maximalwerte zwischen -25 und -45 ppbv/Tag. Um den absoluten Ozonverlust in diesem Zeit- und Höhenbereich abzuschätzen, wurden aus den Ozonsondendaten mittlere geometrische Höhen für die isentropen Niveaus berechnet und die Ozonverlustraten mit Hilfe eines mittleren Dichteprofiles in Verlustraten für die Konzentration umgerechnet, die dann zunächst vertikal und dann zeitlich aufintegriert wurden. Der so berechnete integrierte Ozonverlust über den dargestellten Bereich beträgt 43 ± 9 DU. Obwohl die Matchanalyse nur einen eingeschränkten Zeit- und Höhenbereich abdeckt, ist dennoch (zumindest im Februar) ein Großteil des vertikalen Bereiches mit hohen A_{NAT} Werten erfaßt. Es ist deshalb wahrscheinlich, daß der detektierte chemische Ozonverlust von 43 ± 9 DU den überwiegenden Teil des gesamten Ozonverlustes darstellt. Allerdings ist durch die ungenügende Abdeckung der Wirbelmitte im März (s.o.) zu erwarten, daß der Gesamtozonverlust am Ende des Winters etwas unterschätzt wird. Der gesamte berechnete Ozonverlust paßt daher zu Ergebnissen von Müller et al. [1997], die für 1996/97 einen Gesamtverlust in der Ozonsäule von 50-70 DU angeben. Der von Knudsen et al. [1998a] errechnete Gesamtverlust liegt mit 92 DU allerdings höher, was sich aber teilweise mit unterschiedlichen verwendeten diabatischen Abkühlraten (siehe Abschnitt 4.1.5) begründen läßt.

4.1.4 Verteilung des Ozonverlustes im Polarwirbel

In Abbildung 4.7 A auf Seite 54 sind die Ozonverlustraten für verschiedene Bereiche des Polarwirbels berechnet. Die Analyse beinhaltet Matchereignisse zwischen dem 10. Februar und dem 10. März im Höhenbereich zwischen 450 und 500 K. Man erkennt deutlich zwei unterschiedliche Bereiche: Im inneren Teil des Polarwirbels gibt es relativ hohe Ozonverlustraten, die im Wirbelzentrum mehr als -6 ppbv/Sonnenstunde erreichen, während die Ozonverlustraten zum Rand hin sehr viel kleiner bis insignifikant klein werden. Die entsprechenden Luftpakete im Inneren des Polarwirbels haben ausnahmslos innerhalb von 10 Tagen vor der ersten Sondierung oder zwischen den beiden Sondierungen Temperaturen unterhalb von T_{NAT} erfahren, während Temperaturen der Luftpakete, die sich näher am Wirbelrand beweg-

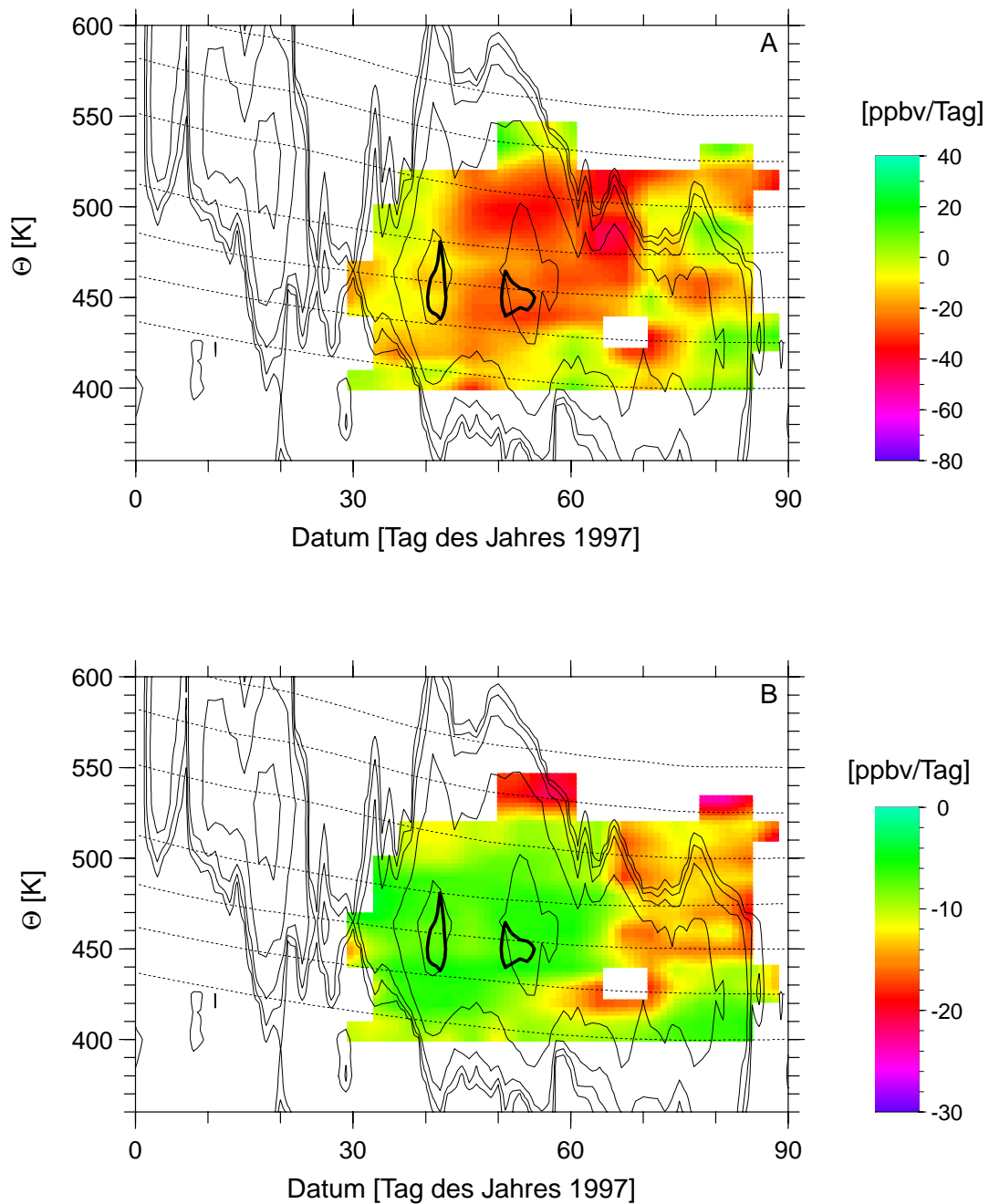


Abbildung 4.6: A: Ozonverlustraten \bar{L}_t als Funktion der Höhe und der Zeit. Die feinen schwarzen Linien sind die 0,3, 0,7, 1,5, 4,0 und 8,0 10^6 km Isolinien für A_{NAT} . Die fetten Linien sind die 0,3 10^6 km Isolinie für A_{Eis} . Die gestrichelten Linien geben das mittlere diabatische Absinken innerhalb des Polarwirbels aus den SLIMCAT-Simulationen an. B: Statistische Fehler (1σ) für die Ozonverlustraten aus Diagramm A. Alles andere entspricht Diagramm A.

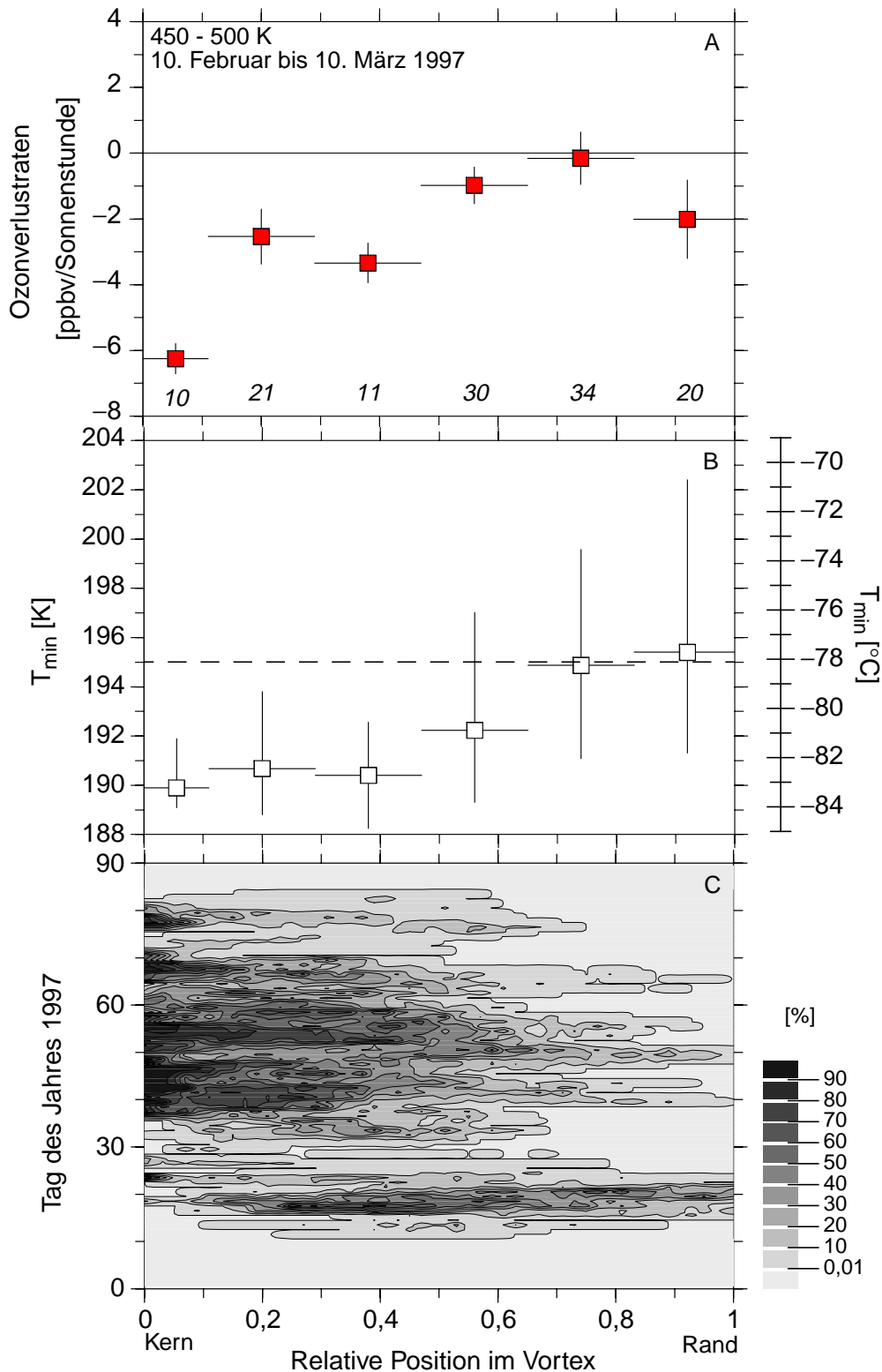


Abbildung 4.7: Relative Position (siehe Abbildung 4.5) des Ozonverlustes. A: Ozonverlustraten \bar{L}_s für verschiedene Bereiche des Polarwirbels mit 1σ -Fehler. B: T_{\min} -Werte (siehe Abschnitt 3.4.3) der jeweiligen Luftpakete. Die vertikale Position der Punkte gibt den mittleren T_{\min} Wert, während die vertikale Linie den Bereich der vorkommenden T_{\min} -Werte bezeichnet. C: Prozentualer Anteil der Fläche mit Temperaturen unterhalb von T_{NAT} nach EZMW-Analysen.

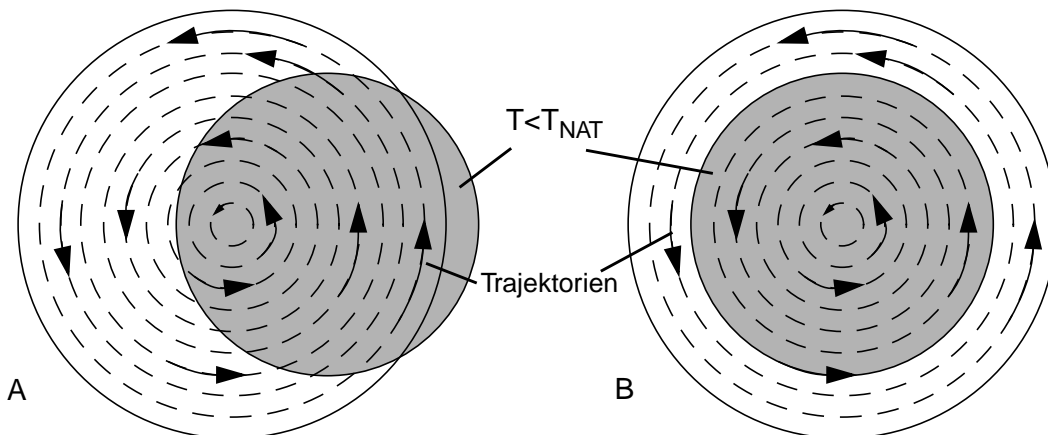


Abbildung 4.8: Schematische Darstellung des Polarwirbels mit einem Kältegebiet gleicher Größe in zwei verschiedenen meteorologischen Situationen. A: Barokline Situation: Alle Trajektorien durchlaufen das Kältegebiet. B: Äquivalent-barotrope Situation: Nur ein Teil der Trajektorien durchläuft das Kältegebiet.

ten, teilweise oberhalb von T_{NAT} blieben (Abbildung 4.7 B). Dies korrespondiert auch mit der generellen Temperaturverteilung im Polarwirbel, wie man in Diagramm C sieht. Hier ist für Januar bis März der jeweils prozentuale Anteil an der Wirbelfläche mit Temperaturen unterhalb von T_{NAT} gezeigt. Man erkennt, daß im Februar bis Anfang März das Wirbelzentrum fast vollständig von Temperaturen unterhalb von T_{NAT} beherrscht war, während die Temperaturen im äußeren Teil des Wirbels größtenteils oberhalb von T_{NAT} lagen.

Die Beobachtung, daß im Winter 1996/97 der Ozonabbau im Innern des Polarwirbels am größten war, paßt qualitativ zu von Müller et al. [1997] dokumentierten Spurengaskorrelationen, die auf höheren Ozonverlust im Wirbelzentrum hindeuten.

Insgesamt zeigen die Ergebnisse, daß der Ozonabbau 1996/97 geringer war als in den vorhergehenden, kalten Wintern 1994/95 und 1995/96 und auch als im Winter 1991/92. Der Grund für den vergleichsweise niedrigen chemischen Ozonabbau liegt offensichtlich nicht darin, daß sich weniger PSCs bilden konnten als in den Vorjahren (verglichen mit 1991/92 sind die Flächen mit $T < T_{\text{NAT}}$ in 1996/97 eher größer, vgl. Abschnitt 4.4), sondern in der Verteilung dieser niedrigen Temperaturen. Dadurch, daß das Kältegebiet sich im Zentrum des Polarwirbels befand, konnten sich nur dort flächendeckend polare Stratosphärenwolken bilden. Nur die Luftmassen mit großen PV-Werten im Inneren des Polarwirbels konnten dieses Gebiet passieren - was in Abbildung 4.8 schematisch illustriert wird - und Chloraktivierung erfahren. Dadurch blieb der Ozonverlust auf diesen Teil des Polarwirbels beschränkt. Es war also nur ein Teil des Polarwirbels von starkem Ozonabbau betroffen, so daß der über den Vortex gemittelte Ozonabbau moderat ausfiel.

Daß die Ozonsäulendichten am Ende des Winters trotzdem sehr niedrig waren, muß deshalb dynamisch bedingte Gründe haben. Das von SLIMCAT berechnete diabatische Absinken der Luft innerhalb des Polarwirbels (Tabelle 4.1) war geringer als in den Vorjahren, was auf einen

geringeren Meridionaltransport hindeutet. Die genaue Berechnung der diabatischen Absinkraten ist jedoch umstritten; so haben Knudsen et al. [1998a] unter Verwendung der gemessenen Ozonkonzentrationen für 1996/97 bis zu 80% höhere diabatische Abkühlraten berechnet als die in dieser Arbeit verwendeten Ergebnisse der SLIMCAT-Simulationen, bei denen klimatologische Ozonwerte verwendet werden, und zusätzliche eine globale Flußkorrektur vorgenommen wird.

Die Ergebnisse zeigen klar, daß die sehr niedrigen Ozonsäulendichten am Ende des Winters 1996/97 nicht durch einen im Vergleich mit den vorhergehenden Wintern besonders hohen chemischen Ozonverlust verursacht sind, was die eingangs erwähnten Modellergebnisse von Lefèvre et al. [1998] experimentell bestätigt. In diesem Winter, der in einigen Aspekten der winterlichen Situation in der Antarktis sehr ähnlich war (kalter, isolierten Vortex, der zentral am Pol liegt), hat offensichtlich das Zusammenspiel zwischen chemischem Ozonabbau und reduziertem Transport von Ozon in die untere, polare Stratosphäre zu den besonders niedrigen Ozonwerten geführt.

4.1.5 Vergleich mit anderen Ergebnissen

Goutail et al. [1997] berechneten die Ozonverluste in der Gesamtsäule für den Winter 1996/97 (für eine Darstellung der Methode siehe Abschnitt 3.2.3.). Diese Ergebnisse sind jedoch schlecht mit den Ergebnissen von Match vergleichbar, da sie die prozentuale Veränderung der Gesamtozonsäule beschreiben. Allerdings ergibt sich eine generelle Übereinstimmung des Zeitraumes, in dem Ozonverlust beobachtet wurde. So bestimmten Goutail et al., [1997] den stärksten Ozonabbau zwischen dem 1. Februar und dem 10. März.

Ein direkter Vergleich ist dagegen mit den Ergebnissen von Manney et al. [1997] möglich. Diese Ozonverlustraten wurden aus den Daten des Microwave Limb Sounder (MLS) auf dem Upper Atmosphere Research Satellite (UARS) berechnet. Die von Manney et al. [1997] angegebene Ozonverlustrate in 465 K beträgt $-1,3$ %/Tag zwischen dem 20. und dem 26. Februar 1997. Aus den Match Daten konnte für 465 ± 10 K im Zeitbereich zwischen dem 16. Februar und dem 2. März eine Verlustrate von -25 ± 6 ppbv/Tag bestimmt werden. Bei einem anfänglichen Mischungsverhältnis von 2,7 ppmv entspricht dies einer Ozonverlustrate von $-0,9 \pm 0,2$ %/Tag, also einer geringeren Abbaurate als der von Manney et al. [1997] angegebenen. Da die Ergebnisse jedoch innerhalb von 2σ übereinstimmen und die zugrundeliegenden Zeiträume etwas unterschiedlich sind, widersprechen sich die Ergebnisse nicht stark.

Knudsen et al. [1998a] berechneten den mittleren chemischen Ozonverlust im Vortex für 1997 auf verschiedenen isentropen Niveaus mit Hilfe von Ozonsondendaten. Vergleiche mit den Match-Ergebnissen waren auf 450 K und auf 475 K möglich. Knudsen et al. geben den integrierten Ozonverlust in 450 K mit $-1,1$ ppmv und auf 475 K mit $-1,2$ ppmv an, während sich in dieser Arbeit für den gleichen Zeitraum für beide Niveaus jeweils $-0,9 \pm 0,2$ ppmv ergeben. Die Abweichung von ca. 20% beruht vollständig auf den verwendeten unterschiedlichen diabatischen Absinkraten. Werden für die Berechnung von Knudsen et al. dieselben Absinkraten

verwendet wie in dieser Arbeit, so reduziert sich der akkumulierte Ozonverlust auf $-0,9$ ppmv in 450 K und $-1,0$ ppmv in 475 K [Knudsen, 1999].

Auch Sinnhuber et al. [1998] bestimmten den Ozonabbau für den Winter 1996/97. Der errechnete über den Polarwirbel gemittelte Ozonabbau in 475 K Höhe liegt bei -22 ppbv/Tag für Februar, -20 ppbv/Tag für März, und bei -15 ppbv/Tag im April, wobei jeweils über 20 Tage gemittelt wurde. Bei entsprechender zeitlicher Mittelung der Matchdaten ergibt sich bis Mitte März eine gute Übereinstimmung (Die Abbauraten betragen $-25,5 \pm 5,0$ ppbv/Tag im Februar und $-20,5 \pm 11,1$ im März); Ende März sind die mit Match bestimmten Abbauraten nicht mehr signifikant von Null verschieden (-2 ± 32 ppbv/Tag), aber aufgrund der großen statistischen Unsicherheit mit den von Sinnhuber et al. [1998] bestimmten Ozonabbauraten kompatibel. Die Abweichung im März läßt sich jedoch auch leicht mit einer unterschiedlichen Beprobung des Polarwirbels erklären; die von Sinnhuber et al. verwendeten Messungen fanden in Ny-Ålesund statt, wobei die potentielle Wirbelstärke der Luftmassen in 475 K oberhalb von 48 PVU lag. Dies entspricht im März im Mittel einem Wert von 0,5 für die in dieser Arbeit verwendete relative Position im Polarwirbel. Sinnhuber et al. beprobten also nur die inneren 50% des in dieser Arbeit definierten Polarwirbels, und damit den Teil, in dem zumindest bis Mitte März die höchsten Abbauraten gemessen wurden (Abbildung 4.7).

Ein weiterer Vergleich ist mit den Ergebnissen von Sasano et al. [2000] möglich, bei denen Messungen des Improved Limb Atmospheric Spectrometer (ILAS) auf dem Advanced Earth Observing Satellite (ADEOS) nach der Match Methode ausgewertet wurden. Die vertikale Auflösung der Ozonmessungen beträgt hier etwa 2 km, was in isentropen Koordinaten um 475 K einer Auflösung von 40 - 50 K entspricht. Die Trajektorien wurden aus den Daten des United Kingdom Meteorological Office (UKMO) berechnet, wobei zusätzlich die diabatischen Absinkraten von Knudsen et al. [1998a] verwendet wurden. Wie in dieser Arbeit wurden jeweils Matchereignisse aus einem Zeitraum von 14 Tagen zusammengefaßt, für die dann eine Abbaurate berechnet wurde. Im Höhenbereich zwischen 400 K und 500 K bestimmten Sasano et al. signifikante Ozonverluste, die im wesentlichen auf den Zeitbereich zwischen dem 14. Februar und dem 21. März des Jahres 1997 beschränkt sind und überwiegend zwischen 20 und 50 ppbv/Tag liegen. Die maximal auftretenden Ozonverlusten liegen bei -84 ± 17 ppbv/Tag in 450 K. Während der Zeitbereich, in dem signifikanter Ozonabbau beobachtet wurde, mit den Matchergebnissen verträglich ist, tendieren die Ozonabbauraten zu höheren Werten als die mit Match bestimmten. Eine mögliche Erklärung für diese Abweichung zwischen den Ergebnissen sind auch hier die von Knudsen et al. [1998a] berechneten diabatischen Absinkraten (siehe oben).

4.2 Winter 1997/98

4.2.1 Meteorologische Situation

Der Winter 1997/98 war der bis dahin wärmste Winter, in dem der Ozonverlust mit der Match Methode bestimmt wurde, und wurde bislang diesbezüglich nur durch den darauffolgenden Winter 1998/99 überboten, der in Abschnitt 4.3 behandelt wird. Diese höheren Temperaturen im Winter 1997/98 waren die Auswirkung von stärkerer dynamischer Aktivität als in den vorhergehenden Jahren [Pawson und Naujokat, 1999]. Die stratosphärischen Temperaturen fielen nur für kurze Zeiträume in kleinen geographischen Gebieten unter T_{NAT} . Außerdem war die Vortexfläche kleiner als in den vorangehenden Jahren, und der Winter war von einer Serie kleiner Stratosphärenwärmungen geprägt. Abbildung 4.9 zeigt für einige ausgewählte Tage die Verteilung der normierten potentiellen Wirbelstärke nach den EZMW-Analysen auf der 475 K isentropen Fläche.

Ende Dezember entwickelte sich die erste Stratosphärenwärmung, die dazu führte, daß der Polarwirbel fast den gesamten Januar hindurch schwach und von einer planetaren Welle 2

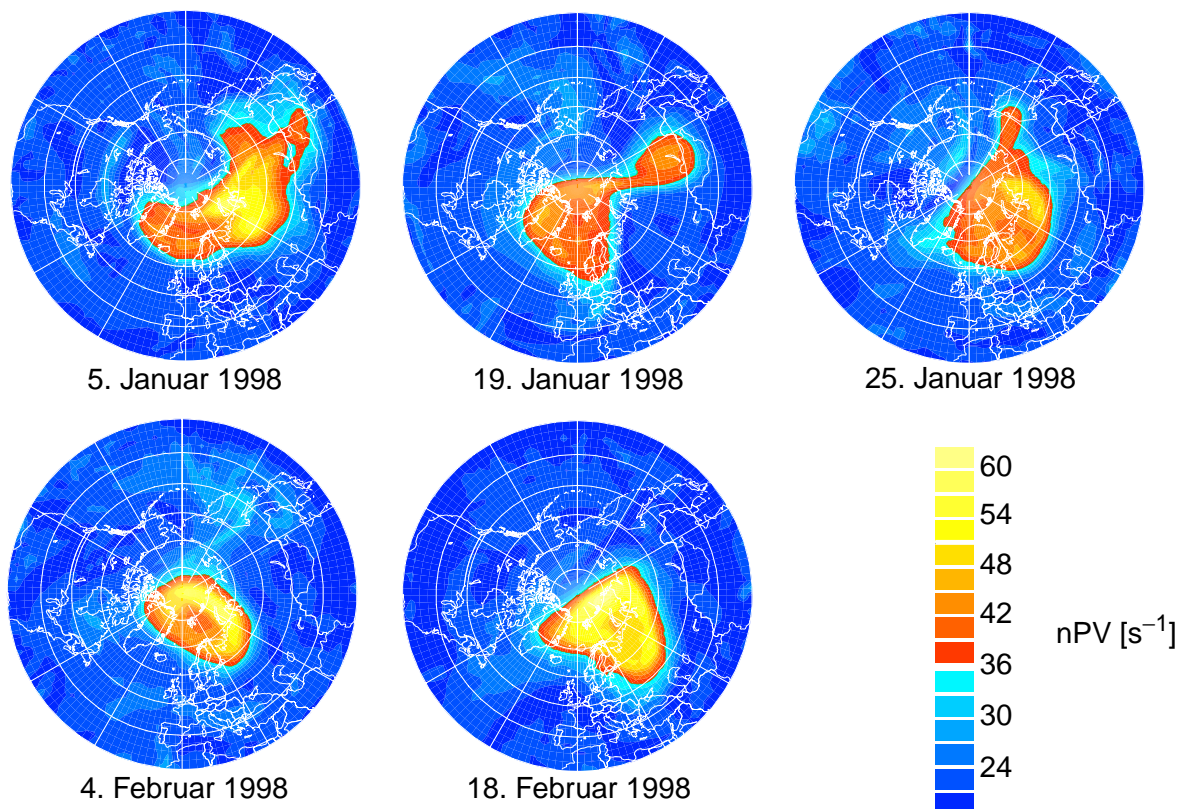


Abbildung 4.9: PV auf der 475 K isentropen Fläche aus den EZMW-Analysen. Die durchgehende weiße Linie umreißt die Fläche, in der die Temperatur unterhalb von T_{NAT} liegt. Der Übergang zwischen blau und rot entspricht der 36 s^{-1} -Isolinie der nPV und illustriert damit den für die Auswertung verwendeten Rand des Polarwirbels.

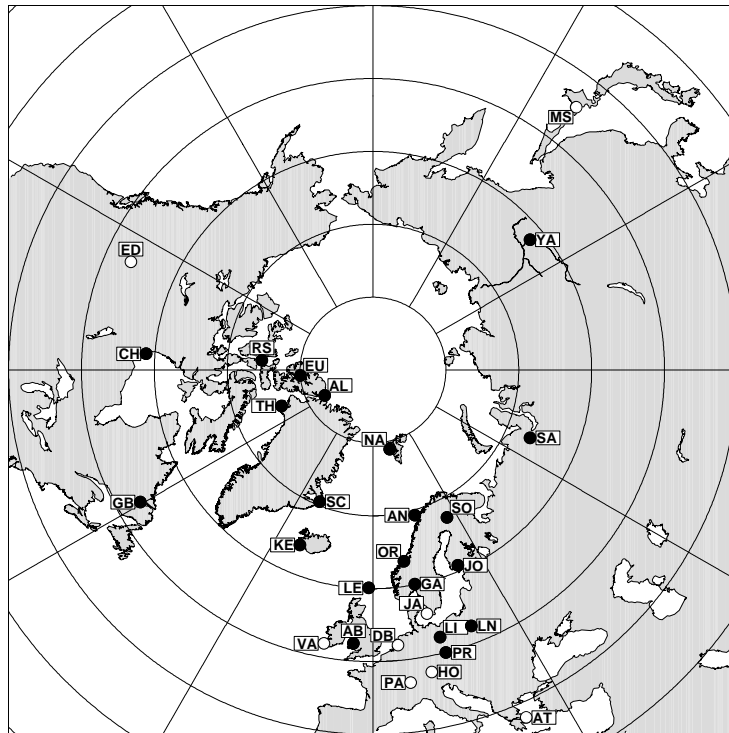


Abbildung 4.10: Ozonsondenstationen, die an der Kampagne im Winter 1997/98 teilgenommen haben. Diejenigen Stationen, deren Daten für die Bestimmung des Ozonverlustes innerhalb der Polarwirbels verwendet werden konnten, sind durch die ausgefüllten Punkte gekennzeichnet.

geprägt war [Naujokat, 2000]. Erst Ende Januar fielen die Temperaturen im Polarwirbel wieder für kurze Zeit unter T_{NAT} . Durch Leewellen induzierte polare Stratosphärenwolken wurden zwischen dem 22. und dem 26. Januar über Kiruna beobachtet, wobei die stärksten PSCs am 25. Januar in einem Höhenbereich zwischen 20 und 21 km (etwa 475 bis 500 K) auftraten [Behrendt et al., 2000]. Zwischen dem 24. und dem 26. Januar wurden auch in Sodankylä zwischen 20 und 23 km Höhe (entsprechend etwa 465 - 540 K) PSCs beobachtet [Kivi, 2000]. Anfang Februar erwärmte sich die Stratosphäre wieder. Erst nach Mitte Februar fielen die Temperaturen im Polarwirbel noch ein letztes Mal für einige Tage unter die T_{NAT} -Grenze, und auch diesmal konnten PSCs beobachtet werden. So wurde in der Nacht vom 16. auf den 17. Februar eine PSC-Schicht über Andøya beobachtet [Hansen, 2000] sowie am 17. Februar eine Schicht mit festen PSC-Teilchen über Sodankylä [Kivi, 2000]. Das *final warming* fand Anfang April statt [Naujokat, 2000].

4.2.2 Die Kampagne

Im Winter 1997/98 standen nur sehr wenige Ozonsonden für die Matchkampagne zur Verfügung, die im wesentlichen Restbestände der vorhergehenden Kampagne im Winter 1996/97 sowie national geförderte Sonden waren. Die Koordinierung der Ozonsondenstarts fand im Januar und Februar statt und war auf Sondierungen innerhalb des Polarwirbels beschränkt.

Insgesamt wurden in diesem Winter von den teilnehmenden Stationen aus 348 Sonden gestartet, von denen etwa 200 innerhalb des Polarwirbels messen konnten. An dieser Kampagne beteiligten sich 29 Stationen, die in Abbildung 4.10 dargestellt sind.

4.2.3 Ergebnisse

In Abbildung 4.11 A auf der folgenden Seite 61 sind die über den Vortex gemittelten Ozonverlustraten pro Tag für den Winter 1997/98 in einem Höhen- Zeitschnitt dargestellt. Die Abbildung 4.11 B enthält die zugehörigen statistischen Fehler. Durch die geringe Anzahl der Sonden ist die Anzahl der Matche (vor allem in den unteren isentropen Niveaus) niedriger als in den vorhergehenden Jahren. Für diese Abbildung wurde deshalb die zeitliche Auflösung auf ± 10 Tage verschlechtert, damit in allen Höhenschichten genügend Matche zur Verfügung standen. Im Januar tritt nur einer schmalen isentropen Höhenschicht um 475 K schwacher Ozonverlust auf (die Abbauraten unterhalb von 425 K sind aufgrund des hohen statistischen Fehlers nicht signifikant von Null verschieden). Ab Februar treten um das 490 K Niveau höhere Ozonverlustraten auf, die sich gegen Ende Februar weiter nach unten ausdehnen. Maximale Ozonverlustraten von -28 ± 8 ppbv/Tag werden gegen Ende Februar in 450 K und 490 K erreicht.

Der integrierte Ozonverlust, dessen Berechnung auf Seite 52 erklärt ist, beträgt für den dargestellten Bereich 13 ± 7 DU. Obwohl in dieser Analyse nicht der gesamte vertikale und zeitliche Bereich abgedeckt ist, in dem Ozonverlust erwartet werden könnte, ist dieser Wert für den integrierten Ozonverlust sehr klein. Im vorhergehenden Winter 1996/97 wurde ein akkumulierter Ozonverlust von 43 ± 9 DU beobachtet (siehe Seite 51), in den davorliegenden Jahren 1994/95 und 1995/96 jeweils 120-160 DU [Rex et al., 1999; Goutail et al., 1999, Müller et al., 1997].

Abbildung 4.12 auf Seite 62 zeigt die zeitliche Entwicklung der über den Vortex gemittelten Ozonverlustrate pro Sonnenstunde in 475 K. Bei dieser und den nachfolgenden Analysen wurden für die einzelnen Regressionen der Auswertung wieder Ensemble von Matchen aus einem 14 Tage umfassenden Zeitraum verwendet. Im Januar sind Ozonverlustraten von bis zu -10 ± 6 ppbv/Tag zu sehen. Dieser Ozonverlust ist zwar signifikant bezüglich des 1σ -Fehlers, jedoch nicht bezüglich 2σ . Die zugehörige Verteilung der Matche über den Polarwirbel ist in Abbildung 4.13 zu sehen. Bis auf die inneren 20% sind alle Bereiche des Polarwirbels zwischen Mitte Januar und Ende Februar relativ gleichmäßig abgedeckt, so daß angenommen werden kann, daß das Ergebnis repräsentativ für den Wirbel ist.

In höheren Niveaus des Polarwirbels ergibt sich bezüglich der Ozonverlustraten ein anderes Bild. Abbildung 4.14 A auf Seite 63 zeigt die Ozonverlustraten pro Sonnenstunde in 490 ± 10 K. Hier werden Mitte Februar deutlich signifikant von Null verschiedene Abbauraten von bis zu -26 ± 10 ppbv/Tag (Abbildung 4.14 B) erreicht. Dieser Unterschied zu den Verlustraten im 475 K Niveau ist zunächst irritierend, da die Flächen A_{NAT} in beiden Höhenschichten vergleichbar sind, und man deshalb ein ähnliches Ausmaß Chloraktivierung

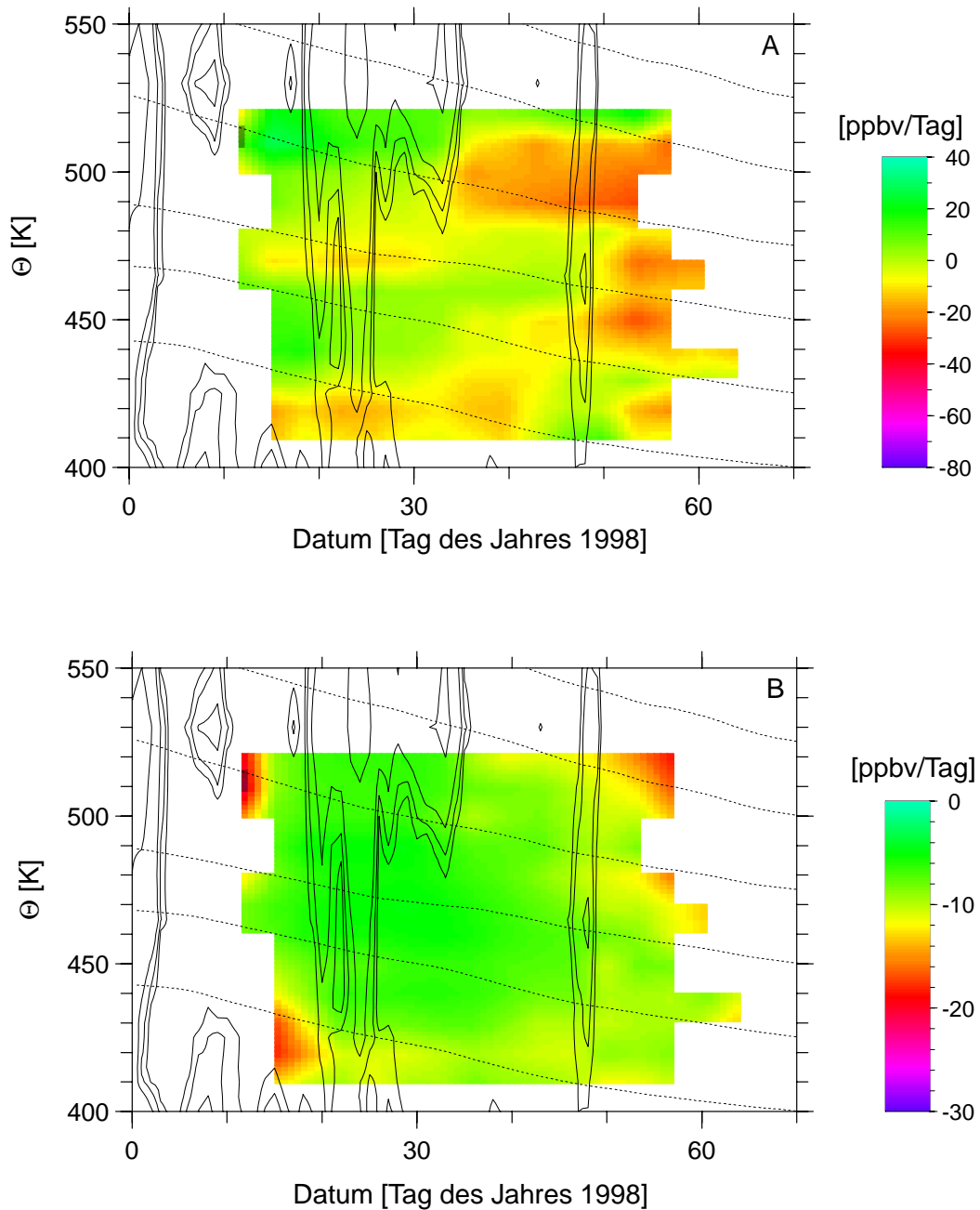


Abbildung 4.11: A: Ozonverlustraten pro Tag als Funktion der Höhe und der Zeit. Die feinen schwarzen Linien sind die $0,3, 0,7, 1,5, 4,0$ und $8,0 \cdot 10^6$ km Isolinien für A_{NAT} . Die gestrichelten Linien geben das mittlere diabatische Absinken innerhalb des Polarwirbels aus den SLIMCAT-Simulationen an. B: Statistische Fehler (1σ) für die Abbauraten in Diagramm A. Ansonsten wie Diagramm A.

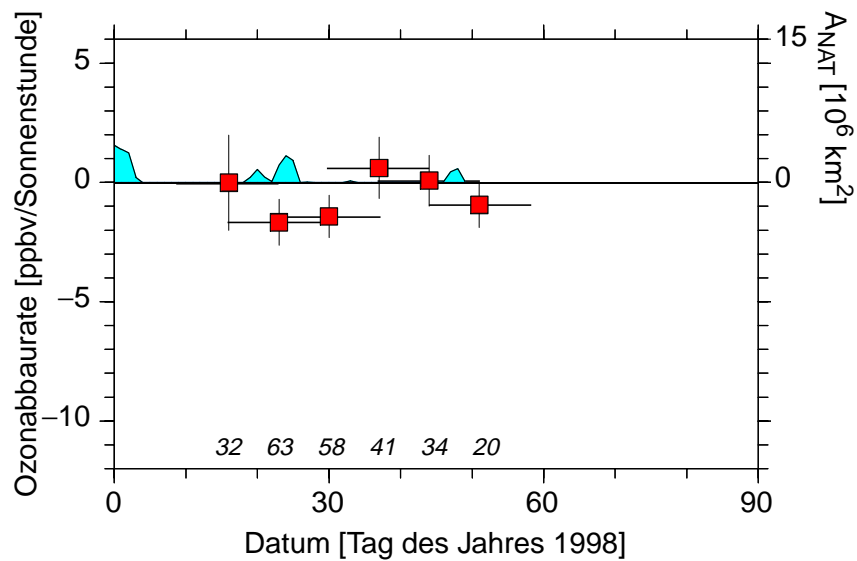


Abbildung 4.12: Ozonverlustraten für 1998 innerhalb des Polarwirbels im $475 \pm 10 \text{ K}$ isentropen Niveau. Die ausgefüllte Fläche A_{NAT} gibt die geographische Ausdehnung derjenigen Fläche in der Nordhemisphäre an, deren Temperatur nach den Analysen des EZMW unterhalb von T_{NAT} lag.

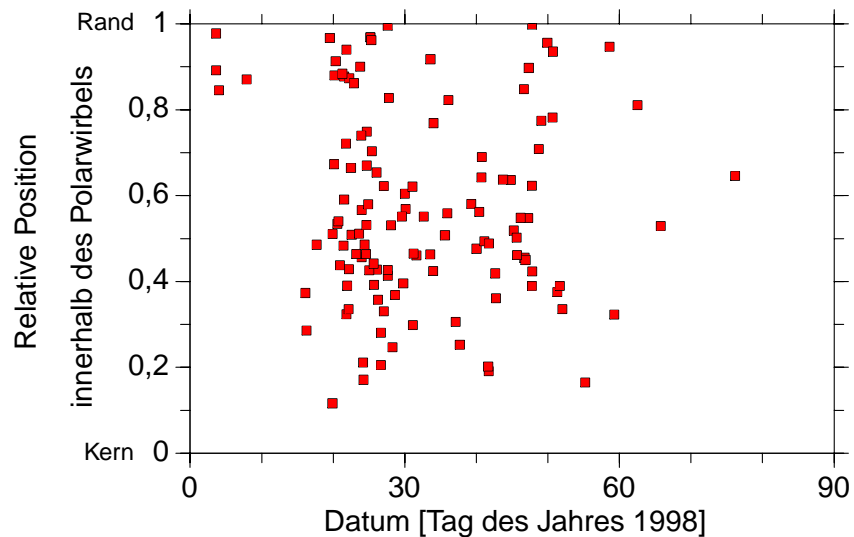


Abbildung 4.13: Relative Position der einzelnen Matchereignisse in 475 K , die die Grundlage für die in Abbildung 4.12 dargestellte Analyse bilden. Für die Definition der relativen Position siehe Abbildung 4.5.

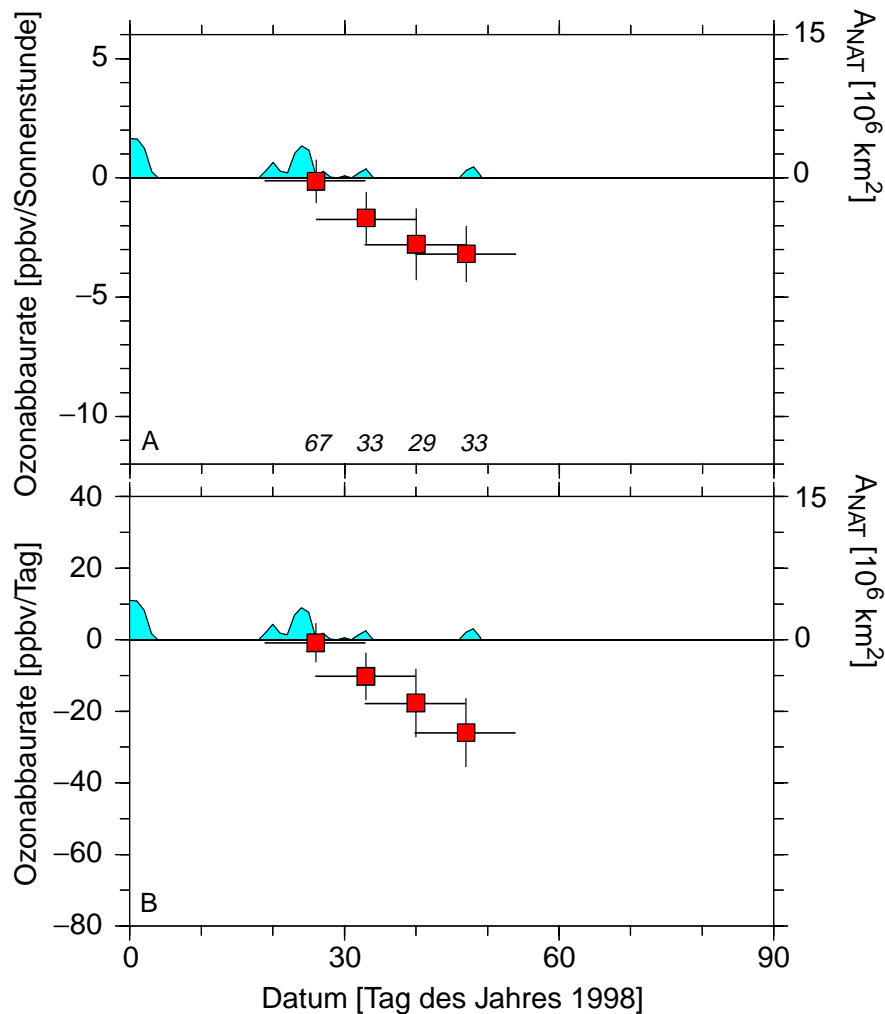


Abbildung 4.14: Ozonverlustraten für 1998 im 490 ± 10 K isentropen Niveau. A: Ozonverlustraten pro Sonnenstunde. B: Ozonverlustraten pro Tag. Alles andere wie in Abbildung 4.12.

erwarten sollte. Eine mögliche Erklärung für diesen Unterschied liefert der Höhen-Zeitschnitt in Abbildung 4.11 A. Berücksichtigt man das durch die gestrichelten Linien gekennzeichnete diabatische Absinken innerhalb des Polarwirbels und verfolgt die entsprechenden Luftschichten zurück, wird deutlich, daß die Luftschicht, die sich Mitte Februar in 490 K befindet, Ende Januar und Anfang Februar größere Flächen unterhalb von T_{NAT} beinhaltete als diejenige, die Mitte Februar auf 475 K abgesunken war. Die 490 K-Schicht könnte also in diesem Zeitraum mehr Chloraktivierung erfahren haben als die 475 K-Schicht, was dann der Grund für die unterschiedlichen Ozonabbauraten wäre.

Diese Erklärung scheint aber deshalb unwahrscheinlich, weil während der kalten Periode Ende Januar selbst in keinem der Niveaus starker Ozonabbau auftrat, sondern dieser erst im zeitlichen Zusammenhang mit der zweiten kalten Periode Mitte Februar auftritt. Die Ozonver-

lustraten im Februar um 490 K steigen scheinbar schon vor dem Absinken der Temperaturen an, doch kann dies auch mit der geringen zeitlichen Auflösung von 20 Tagen erklärt werden¹.

Eine bessere Erklärungsmöglichkeit bietet sich, wenn man sich anschaut, wo im Polarwirbel der Ozonabbau stattgefunden hat. Abbildung 4.15 A auf Seite 65 zeigt die Ozonverlustraten für verschiedene Bereiche des Polarwirbels, wobei die Matchereignisse zwischen dem 10. Februar und dem 10. März in einem Höhenbereich zwischen 430 K und 500 K verwendet wurden. Während im Innern des Polarwirbels kein signifikanter Ozonabbau auftritt, erreichen die Verlustraten zum Rand des Polarwirbels hin $-4,8 \pm 1,8$ ppbv/Sonnenstunde. Die zugehörigen Minimumtemperaturen T_{\min} (siehe Abbildung 4.15 B) liegen am Rand des Polarwirbels nur geringfügig niedriger als im Innern des Wirbels, allerdings wird am Rand im Gegensatz zum Wirbelzentrum in einigen Luftpaketen T_{NAT} unterschritten. Da aufgrund der geographischen Gegebenheiten der Rand des Polarwirbels häufig über gebirgigen Landmassen zu finden ist, können hier auch gehäuft orographisch induzierte Schwerewellen, sogenannte Leewellen (siehe Abschnitt 2.1.5) entstehen, die zu Temperaturfluktuationen und damit lokaler PSC-Bildung in eingegrenzten vertikalen Schichten führen können. Carslaw et al. [1998] zeigten mit Hilfe von Modellrechnungen, daß solche PSCs innerhalb kürzester Zeit zu einer fast vollständigen Chloraktivierung in den beteiligten Luftmassen führen können. Wie in Abschnitt 5.3 ausführlich diskutiert wird, ist der Einfluß von Leewellen auf den hier beobachtete Ozonverlust am Rand des Polarwirbels sehr wahrscheinlich.

4.2.4 Vergleich mit anderen Ergebnissen

Für den Winter 1997/98 gibt es nur wenige experimentelle Studien zum Ozonverlust.

Goutail et al. [2000] bestimmten eine Totalreduktion von 20% innerhalb des Polarwirbels, wobei die stärksten Ozonverluste im Februar auftraten. Obwohl dieses Ergebnis nicht quantitativ mit dem hier bestimmten Ozonverlust vergleichbar ist, zeigt sich doch eine generelle Übereinstimmung bezüglich des Zeitraums des stärksten Ozonverlustes.

Langer et al. [1999] leiteten chemische Ozonverluste aus Ozonmessungen mit einem Mikrowellenradiometer, die in Ny-Ålesund durchgeführt wurden, ab. Das Meßgerät besitzt eine vertikale Auflösung von 8 km. Das entspricht in 475 K etwa einer Auflösung von 150 K. Die angegebenen Vortexmittelwerte für die Ozonverlustraten in 475 K sind im Dezember und Anfang Februar nicht signifikant von Null verschieden und erreichen Ende Februar eine Verlustrate von -32 ± 10 ppbv/Tag bzw. -4 ± 1.25 ppbv/Sonnenstunde. Dies ist gut mit den für Ende Februar mit Match bestimmten Verlustraten in 450 K und 490 K kompatibel, so daß die Ergebnisse unter Berücksichtigung der unterschiedlichen vertikalen Auflösungen gut übereinstimmen.

1. Hier ist auch noch eine weitere Ungenauigkeit in der Zeitauflösung zu berücksichtigen: Die Zuordnung eines Matches zu einem bestimmten Datum erfolgt über den zeitlichen Mittelwert der beiden Sondierungen. Da der zeitliche Abstand der Sondierungen bis zu elf Tagen betragen kann, kann der Matchzeitraum bis zu 5,5 Tage aus dem angegebenen Zeitintervall herausragen.

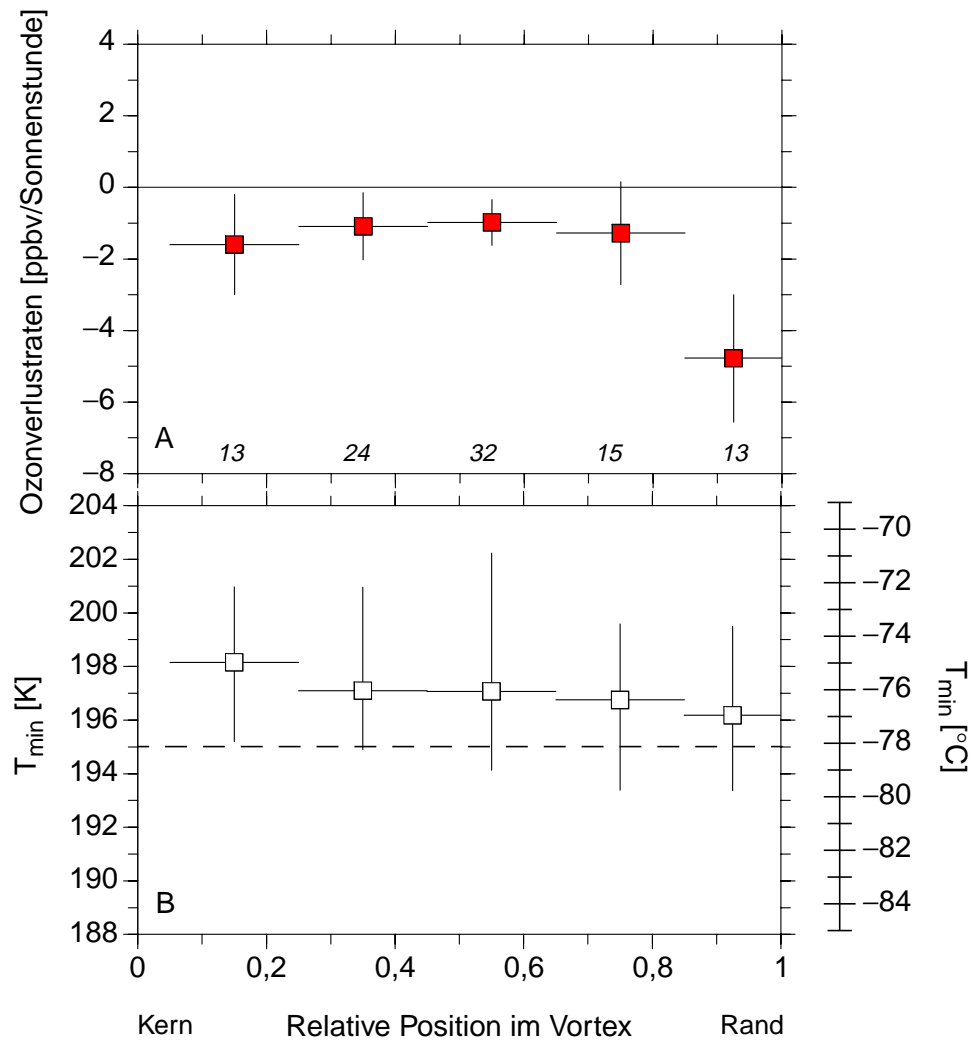


Abbildung 4.15: Ozonverlustraten zwischen dem 10. Februar und dem 10. März 1998 für verschiedene relative Positionen im Polarwirbel (Diagramm A) und die zugehörigen T_{\min} -Werte der Luftpakete (Diagramm B). Die Daten stammen aus dem Höhenbereich zwischen 430 K und 500 K. Auf der Skala der relativen Position im Polarwirbel entspricht 0 dem Wirbelkern und 1 dem Wirbelrand (36 s^{-1}). Gleiche Abschnitte auf der Skala entsprechen gleichen Flächenanteilen des Polarwirbels. Beispielsweise entspricht ein Wert von 0,3 derjenigen PV-Isolinie, die 30% der Wirbelfläche umschließt. T_{\min} ist die minimale Temperatur, die das Luftpaket im Matchzeitraum und den zehn vorhergehenden Tagen durchschritten hat (siehe Abschnitt 3.4.3). Die vertikalen Linien geben in Diagramm A den statistischen Fehler 1σ an, in Diagramm B den Bereich der vorkommenden T_{\min} Werte der einzelnen Luftpakete.

4.3 Winter 1998/99

4.3.1 Meteorologische Situation

Der Winter 1998/99 war der bisher wärmste mit Match untersuchte Winter. Nach einem relativ kalten Beginn des Winters, in dem schon Ende November Temperaturen unterhalb von T_{NAT} auftauchten, entwickelte sich Mitte Dezember eine Stratosphärenenerwärmung. Diese war die erste als *major warming* klassifizierte Stratosphärenenerwärmung seit dem Winter 1990/91, und erst die zweite schon im Dezember stattfindende große Stratosphärenenerwärmung in der 41 Jahre umfassenden Berliner Datenreihe [Naujokat, 2000]. Die Temperaturen in der polaren Stratosphäre fielen ab Mitte Januar langsam wieder, blieben jedoch noch bis in den Februar hinein deutlich oberhalb der T_{NAT} -Grenze. In der ersten Februarhälfte traten wieder Temperaturen unterhalb von T_{NAT} auf. Mitte Februar entwickelte sich jedoch eine weitere Stratosphärenenerwärmung, die die kalte Periode beendete. Trotz des schwach ausgeprägten Polarwirbels fand das *final warming* relativ spät, nämlich erst Anfang Mai statt [Naujokat, 2000].

Die einzigen Messungen polarer Stratosphärenwolken im Winter 1998/99 konnten am 2. Dezember über Sodankylä (Finnland) gemacht werden, wobei die PSCs in einer Höhenschicht zwischen 545 K und 590 K detektiert wurden [Kivi et al., 2000]. Dies liegt weit oberhalb des mit Match untersuchten Höhenbereiches. Visuell konnten polare Stratosphärenwolken am 1. und 2. Dezember in Kiruna (Schweden) beobachtet werden [Kirkwood, 2000]. Für die zweite kalte Phase im Februar sind keine Messungen von PSCs bekannt. An der Station Ny-Ålesund (Spitzbergen) konnten beispielsweise während des

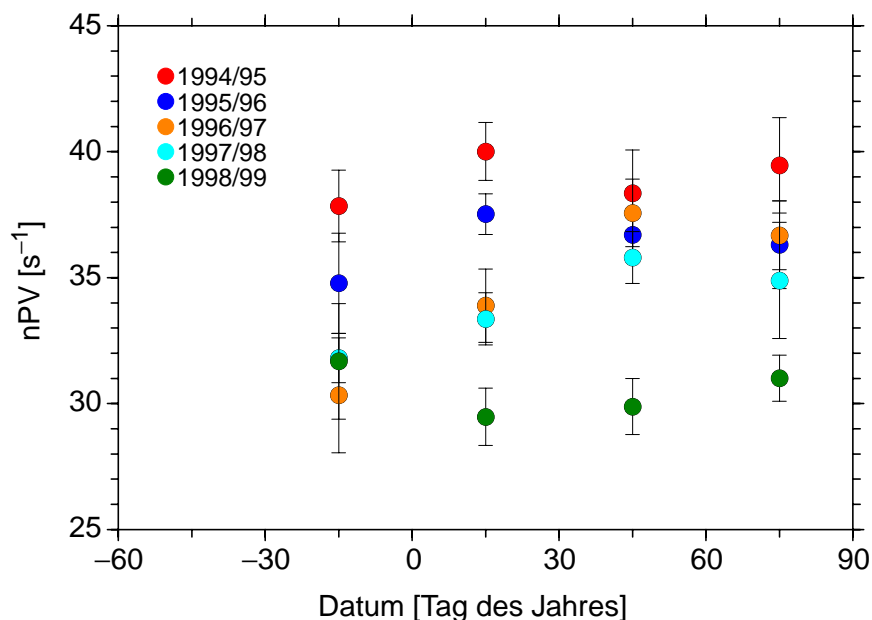


Abbildung 4.16: Normierte potentielle Wirbelstärke am maximalen nPV-Gradienten in 475 K für die verschiedenen Jahre. Die Fehlerbalken geben die einfache Standardabweichung an.

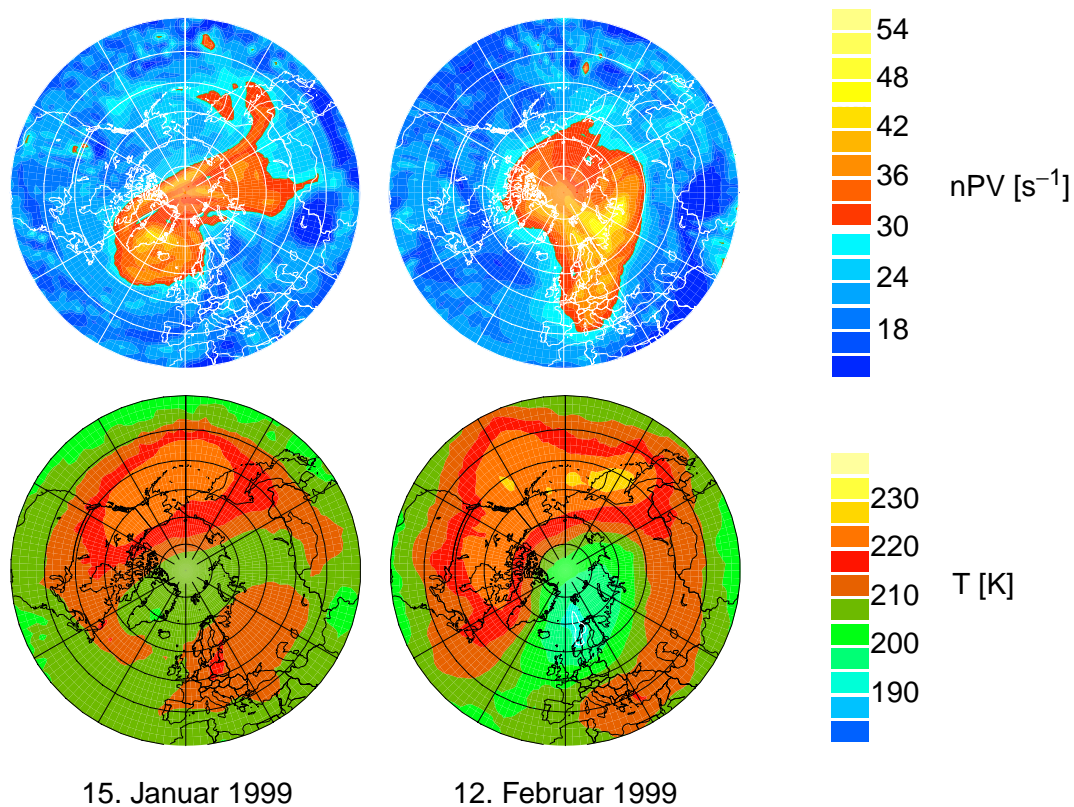


Abbildung 4.17: Normierte potentielle Wirbelstärke (obere Zeile) und Temperaturen der EZMW-Analysen auf der 475 K isentropen Fläche für zwei Tage im Winter 1998/99. Die weiße Linie umreißt diejenige Fläche, in der die Temperatur unerhalb von T_{NAT} liegt.

gesamten Winters 1998/99 trotz häufig durchgeführter Lidar-Messungen keine PSCs nachgewiesen werden [Neuber, 2000]. Dies schließt jedoch nicht aus, daß sich in diesem Zeitraum überhaupt PSCs bilden konnten.

Da der polare Vortex insgesamt sehr viel schwächer ausgeprägt als in den vorhergehenden Jahren war, wurde die sonst in allen Jahren einheitlich verwendete nPV-Wert von 36 s^{-1} für die Definition des Wirbelrands nicht übernommen. Auf dem 475 K Niveau wurde aus den Analysen des EZMW der maximale Gradient in der potentiellen Wirbelstärke in äquivalenter Breite analog zu dem von Nash et al. [1996] vorgeschlagenen Verfahren bestimmt. In Abbildung 4.16 ist die über jeweils einen Monat gemittelte zeitliche Entwicklung der normierten potentiellen Wirbelstärke am maximalen nPV-Gradienten in 475 K für die verschiedenen Jahre abgebildet. Die nPV am maximalen Gradienten in den ersten drei Monaten des Jahres 1999 liegt deutlich unterhalb der entsprechenden Werte für die vier vorhergehenden Jahre. Der Mittelwert der täglichen nPV-Werte am maximalen Gradienten im Januar und Februar 1999 lag bei $29,7 \pm 1,1 \text{ s}^{-1}$. Der für die Matchauswertung verwendete nPV-Wert für den Vortexrand, der in den vorhergehenden Jahren jeweils bei 36 s^{-1} lag, wurde für 1999 deshalb auf 30 s^{-1} reduziert.

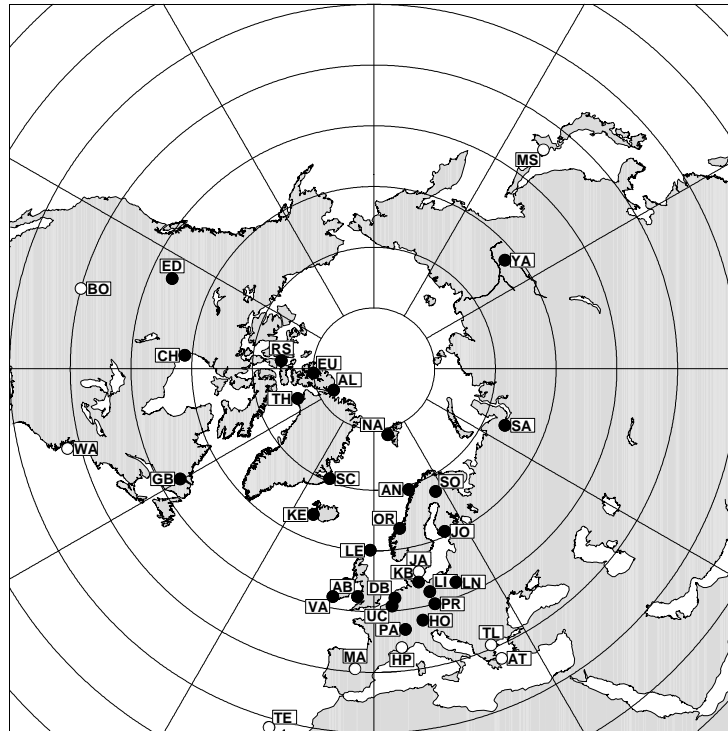


Abbildung 4.18: Ozonsondenstationen der Kampagne im Winter 1998/99. Die ausgefüllten Punkte kennzeichnen diejenigen Stationen, deren Daten für die Bestimmung des Ozonverlustes innerhalb des Polarwirbels verwendet werden konnten.

In Abbildung 4.17 auf der vorhergehenden Seite sind aus den EZMW-Analysen abgeleitete Karten der nPV und der Temperatur auf der 475 K Isentropen gezeigt. Die Skala der nPV ist hier gegenüber derjenigen von Abbildung 4.9 (Winter 1997/98) verschoben, so daß der für die Auswertung verwendete Wirbelrand, der diesmal durch die 30 s^{-1} Isolinie gegeben ist, wieder dem Übergang zwischen rot und blau entspricht. Es ist einmal der 15. Januar dargestellt, an dem ein deutlich gestörter Polarwirbel zu erkennen ist und die Temperaturen im Polargebiet größtenteils oberhalb von 203 K liegen. Der 12. Februar hingegen fällt in die kalte Phase, und es ist ein kleines Gebiet synoptischer Temperaturen unterhalb von T_{NAT} über Skandinavien zu erkennen.

4.3.2 Die Meßkampagne

Die Kampagne des Winters 1998/99 fand zwischen Dezember 1998 und Ende Februar 1999 statt. Die Ozonsondenstarts wurden dabei sowohl innerhalb als auch außerhalb des Polarwirbels koordiniert. In diesem Kapitel werden jedoch nur die Ergebnisse innerhalb des Polarwirbels diskutiert - eine Beschreibung der Ergebnisse außerhalb des Wirbels findet sich in Kapitel 6. Die an dieser Kampagne beteiligten Stationen sind in Abbildung 4.18 dargestellt.

4.3.3 Ergebnisse

In Abbildung 4.19 A auf der folgenden Seite 70 ist die zeitliche Entwicklung der Ozonverlustraten pro Tag sowie die geographische Ausdehnung der Temperaturen unterhalb von T_{NAT} für 475 ± 10 K zu sehen. Es tritt kein signifikanter Ozonverlust auf. Die einzige Periode, während der T_{NAT} auf diesem isentropen Niveau unterschritten wurde, liegt um den 10. Februar. Keines der Luftpakete, die in die Matchanalyse eingehen, hat jedoch in der zehntägigen Geschichte vor der ersten Sondierung oder zwischen den beiden Sondierungen T_{NAT} unterschritten (Abbildung 4.19 B). Die relativ kleine Fläche des Polarwirbels, in der es im Februar möglicherweise polare Stratosphärenwolken gegeben haben könnte, wurde also mit Match nicht direkt beprobt, so daß der Ozonabbau eventuell unterschätzt wurde. Wegen der geringen geographischen Ausdehnung des kalten Gebietes ist jedoch anzunehmen, daß der Effekt nicht sehr groß sein kann. Diese Annahme wird auch dadurch unterstützt, daß die einzelnen Matchereignisse im Februar die verschiedenen nPV-Bereiche des Polarwirbels sehr homogen abdecken (Abbildung 4.19 C). Die berechneten Ozonverlustraten können deshalb als repräsentativ für einen Großteil des Polarwirbels betrachtet werden.

Dieses Ergebnis unterscheidet sich deutlich von den mit Match erzielten Ergebnissen für alle vorhergehenden Winter. Einerseits bestätigt diese Beobachtung eindrücklich das momentane Verständnis des saisonalen, polaren Ozonabbaus, nach dem erst das Auftreten genügend niedriger Temperaturen den Anstoß für verstärkten katalytischen Ozonabbau geben kann. Andererseits stellt dieses Ergebnis als eine Art Nullabgleich auch eine Validierung der Matchmethode dar.

Wie im Winter 1996/97, in dem der chemische Ozonabbau von einem reduzierten Transport ozonreicher Luft nach Norden flankiert wurde und so extrem niedrige Ozonsäulendichten zustande kamen, arbeiteten auch im Winter 1998/99 die Dynamik und die Chemie zusammen in dieselbe Richtung - allerdings in diesem Fall in Richtung hoher Ozonsäulendichten. Der ausgebliebene chemische Ozonverlust im Winter 1998/99 und das vergleichsweise starke diabatische Absinken der Luftmassen im Polarwirbel führte zu Ozonmischungsverhältnissen, die für die neunziger Jahre ungewöhnlich hoch lagen. Im 475 K Niveau lag das gemittelte Ozonmischungsverhältnis aller Ozonsondierungen, die im Februar und März innerhalb des Polarwirbels messen konnten, bei $3,7 \pm 0,3$ ppmv (bzw. bei $3,8 \pm 0,3$ ppmv, wenn nur diejenigen Sondierungen mit normierten PV-Werten oberhalb von 36 s^{-1} berücksichtigt werden)¹. Dies ist deutlich höher als in den beiden vorhergehenden Jahren, in denen die über Februar und März gemittelten Mischungsverhältnisse im Wirbel bei $3,1 \pm 0,4$ ppmv (1997) und $3,0 \pm 0,3$ ppmv (1998) lagen.

1. Der Fehler gibt die einfache Standardabweichung an.

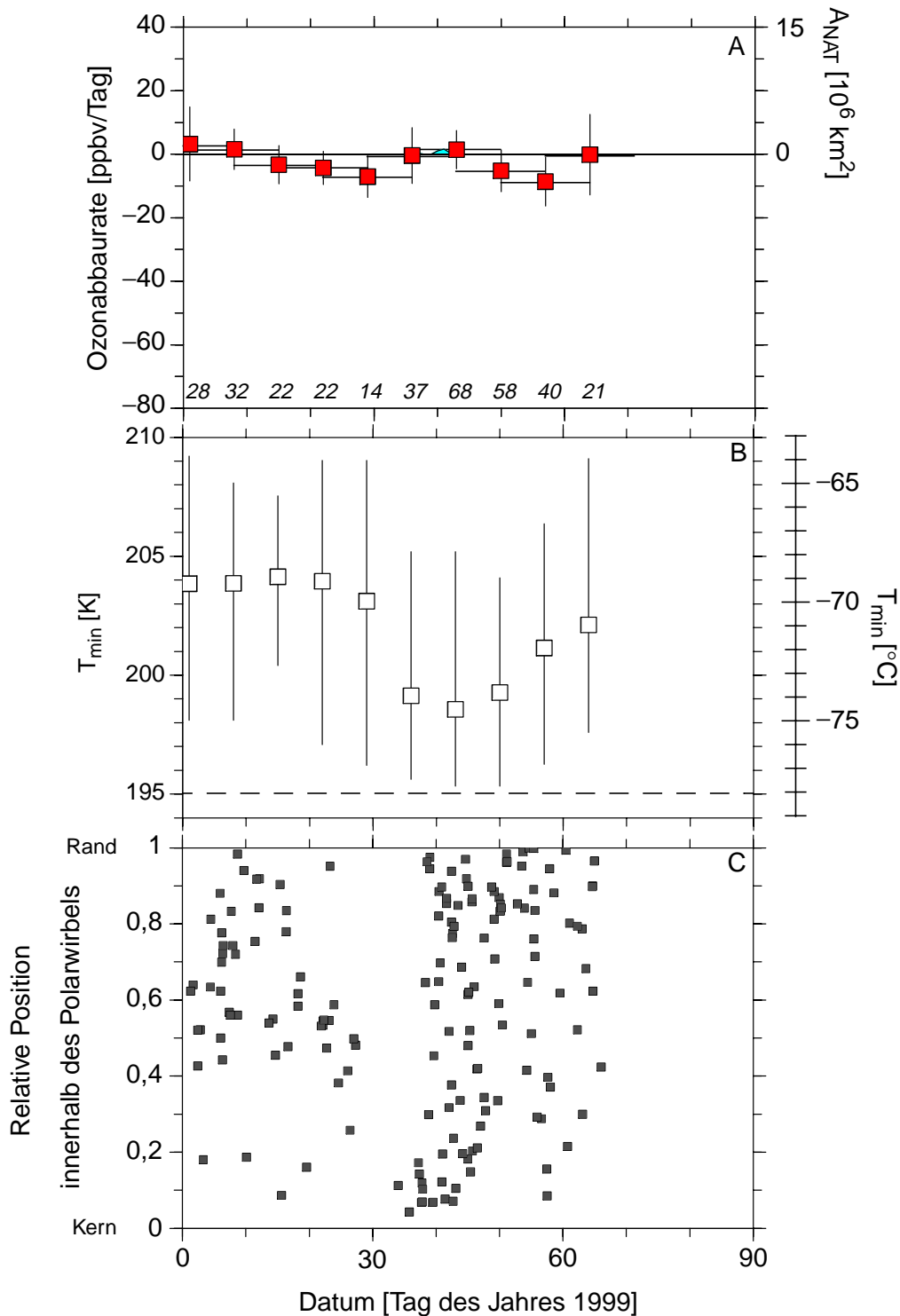


Abbildung 4.19: A: Ozonverlustrate pro Tag in $475 \pm 10 \text{ K}$. Jeder Punkt enthält Matchereignisse aus einem zeitlichen Bereich von ± 7 Tagen um das angegebene Datum, deren Anzahl kursiv am unteren Rand des Diagramms angegeben ist. Die vertikalen Linien bezeichnen die 1σ Fehler der Regressionsanalyse. B: T_{min} Werte der entsprechenden Luftpakete. Die vertikale Position der Symbole entspricht dem mittleren T_{min} der einzelnen Matchereignisse, die vertikale Linie gibt den Bereich der vorkommenden T_{min} Werte an. Die gestrichelte horizontale Linie zeigt etwa T_{NAT} . C: Relative Position der einzelnen Matchereignisse (siehe Abbildung 4.5 für eine Erklärung der relativen Position).

4.3.4 Vergleich mit anderen Ergebnissen

Rex et al. [2000] bestimmten den chemischen Ozonverlust innerhalb des Polarwirbels durch die zeitliche Entwicklung der mittleren Ozonsondenprofile unter Berücksichtigung des diabatischen Absinkens (siehe Abschnitt 3.2.1). Auch mit dieser Methode wurde zwischen Anfang Januar und Ende Februar in einem vertikalen Bereich zwischen 400 K und 500 K kein Ozonverlust im Polarwirbel beobachtet.

Vergleiche der O_3/CH_4 - Relation zwischen Februar/März 1999 und November 1998 aus den HALOE Daten innerhalb des Polarwirbels zeigen kaum Unterschiede, so daß auch diese Analyse auf geringen bis keinen chemischen Ozonverlust hindeutet [Müller et al., 2000].

Goutail et al. [2000] leiteten nach der in Abschnitt 3.2.3 beschriebenen Methode einen Ozonverlust von 5% der Gesamtsäule innerhalb des Polarwirbels zwischen Dezember 1998 und Ende Februar 1999 ab. Die mit derselben Methode bestimmten Ozonverluste der vorhergehenden fünf Jahre liegen zwischen 18% und 32%, d.h. der für den Winter 1998/99 abgeleitete Ozonverlust ist als sehr gering einzuordnen, was zu den in dieser Arbeit erzielten Ergebnissen paßt.

4.4 Vergleich der verschiedenen Jahre

In den vorhergehenden Abschnitten wurden die mit der Matchmethode erzielten Ergebnisse für die polaren Ozonverluste der Winter 1996/97, 1997/98 und 1998/99 vorgestellt. Schon in der Betrachtung dieser drei Jahre allein wurde die große interannuale Variabilität des chemischen Ozonverlustes deutlich. Auf diese Variabilität soll hier unter Einbeziehung der Ergebnisse vorhergehender und nachfolgender Jahre noch einmal eingegangen werden.

In Abbildung 4.20 auf der folgenden Seite 72 ist eine Übersicht der über den Polarwirbel gemittelten Ozonverlustraten pro Sonnenstunde auf dem 475 K isentropen Niveau für alle bisherigen Match Winter zu sehen¹. Die Ergebnisse für die Winter 1991/92 [von der Gathen et al., 1995; Rex et al., 1998] und 1993/94 [Herrmann, 2000] sind passive Matchanalysen, d.h. in den entsprechenden Wintern fand keine Koordinierung der Ozonsondenstarts statt, sondern die Analysen beruhen auf während des Winters zufällig entstandenen Matchereignissen. Die Kampagnen und Auswertungen der Jahre 1994/95 und 1995/96 sowie 1999/2000 sind in [Rex et al., 1997b; 1999; 2000] beschrieben.

Im Zeitraum zwischen 1990 und 2000 ist das Mischungsverhältnis des inorganischen Chlors in 55 km Höhe ca. von 2,7 ppbv auf 3,5 ppbv gestiegen [Anderson et al., 2000]. Nimmt man dies als Richtwert für die Entwicklung in der unteren Stratosphäre, so gab es in dem hier betrachteten Zeitraum also einen monotonen Anstieg der Chlormenge um ca. 30%. Eine Auswirkung dieser Chlorzunahme auf das Ausmaß des chemischen Ozonverlustes ist jedoch in

1. Die Daten des Winters 1994/95 stammen aus 475 ± 5 K, des Winters 1999/2000 aus 480 - 485 K, aller anderen Winter aus 475 ± 10 K. Als Vortexgrenze wurde im Winter 1998/99 30 s^{-1} gewählt, in allen anderen Wintern 36 s^{-1} .

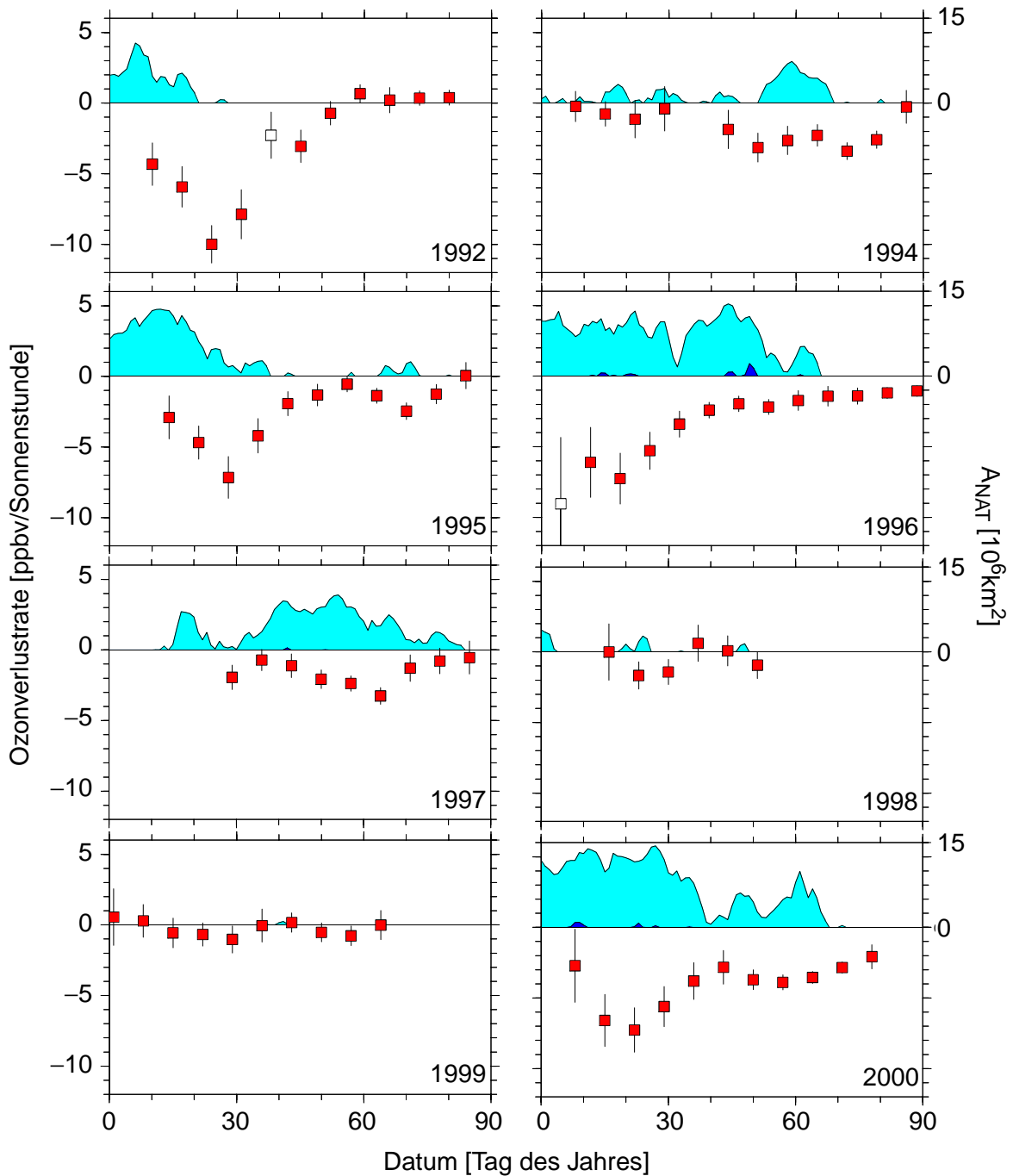


Abbildung 4.20: Zeitlicher Verlauf der Ozonverlustraten pro Sonnenstunde in 475 K für alle Winter, die bisher mit Match untersucht wurden. Die Datenpunkte geben die über den Polarwirbel gemittelten Ozonverlustraten pro Sonnenstunde mit einem 1σ -Fehler an, wobei jeder Punkt das Ergebnis einer linearen Regression ist, die Matchereignisse aus einem Bereich von ± 7 Tagen um das angegebene Datum enthält. Die ausgefüllten Flächen beschreiben die geographische Ausdehnung der Temperaturen unterhalb von T_{NAT} auf der Nordhalbkugel, die dunklere Abstufung innerhalb dieser Flächen ist die Ausdehnung von T_{Eis} .

den hier gezeigten Daten nicht zu erkennen. Die Ozonverlustraten für die verschiedenen Jahre zeigen vielmehr eine große Variabilität, aus der kein zeitlicher Trend ableitbar ist. Während in den kalten Wintern 1991/92, 1994/95, 1995/96 und 1999/2000 maximale Verlustraten zwischen -5 und -10 ppbv/h erreicht wurden, traten im wärmsten Winter 1998/99 trotz der hohen Chlorbelastung keine statistisch signifikanten Ozonverlustraten auf.

Wie in den vorhergehenden Abschnitten für die Winter 1996/97, 1997/98 und 1998/99 gezeigt wurde, läßt sich das unterschiedliche Ausmaß des Ozonverlustes statt dessen fast ausschließlich aus der Variabilität der meteorologischen Bedingungen erklären.

Die Ergebnisse zeigen einerseits deutlich, daß die momentane Chlorbelastung der Stratosphäre nicht zwangsläufig zu hohem chemischen Ozonverlust in der arktischen Stratosphäre führen muß, wie der Winter 1998/99 zeigt, sondern daß die aktuellen Temperaturen der entscheidende Parameter sind. Andererseits unterstützen sie die Annahme, daß sich ein Rückgang der Chlorkonzentration in der Stratosphäre nicht sofort in geringerem arktischen Ozonverlust äußern muß. Während der nächsten Jahrzehnte, in denen weiterhin mit einer relativ hohen Chlorkonzentration in der Stratosphäre zu rechnen ist [WMO, 1999], werden deshalb die meteorologischen Bedingungen den Ausschlag geben, ob es zu weiteren starken Ozonverlusten in der arktischen Stratosphäre kommt oder ob die Talsohle schon durchschritten ist.

Da offensichtlich die Temperaturen der limitierende Faktor für die Ozonzerstörung in der Arktis sind, soll der Zusammenhang zwischen den Temperaturen und dem Ozonverlust in den Matchdaten noch einmal genauer betrachtet werden.

Für alle Jahre gilt, daß jedem Zeitraum mit hohen Verlustraten eine relativ große geographische Ausdehnung der Flächen unterhalb T_{NAT} vorausgeht. Der Zusammenhang des Rückgangs der Ozonverlustraten mit kleiner werdenden geographischen Ausdehnungen der Temperaturen unterhalb von T_{NAT} ist nicht ganz so eindeutig. Wenn keine Temperaturen unter T_{NAT} mehr auftreten, geht der Ozonverlust in vielen Jahren innerhalb von maximal 14 Tagen auf nicht signifikant von Null verschiedene Werte zurück. Dies ist aber z.B. nicht der Fall für den Winter 1995/96; dies konnte damit erklärt werden, daß während der besonders kalten Periode das in großen Kondensaten eingefrorene HNO_3 aus der entsprechenden Luftschicht heraussedimentiert ist, was zu einer irreversiblen Denitrifizierung der Luftmassen geführt hat. Gegen Ende des Winters konnte deshalb das zur Bildung des Reservoirgases ClONO_2 notwendige NO_2 nicht in ausreichender Menge freigesetzt werden, was zu einer verzögerten Deaktivierung der Chlorradikale führte [Rex et al., 1997b]. Insgesamt spielt dieser Effekt in den arktischen Wintern bisher jedoch nur eine untergeordnete Rolle.

Aus den Beobachtungen des Ozonverlustes läßt sich also deutlich ableiten, daß tiefe Temperaturen notwendig sind, um chemischen Ozonabbau auszulösen. Wie tief diese Temperaturen genau sein müssen, bleibt bei dieser Betrachtung jedoch offen. Die hier jeweils gezeigte geographische Ausdehnung der Temperaturen unterhalb von T_{NAT} wurde ausgewählt, da sowohl Modellergebnisse als auch Messungen polarer Stratosphärenwolken oder erhöhter ClO -

Werte darauf hindeuten, daß T_{NAT} eine Art Grenztemperatur für den Ozonabbau darstellt. Eine große geographische Ausdehnung von Temperaturen unterhalb von T_{NAT} geht jedoch mit einer noch größeren Ausdehnung von beispielsweise Temperaturen unterhalb von $T_{\text{NAT}} + 3 \text{ K}$ einher¹, und korreliert auch stark mit der Ausdehnung der Flächen, deren Temperatur mindestens 3 K unterhalb von T_{NAT} liegt. Welche Temperatur hier genau von Bedeutung ist, kann aus den bisherigen Beobachtungen deshalb nicht abgeleitet werden. Eine direkte quantitative Bestimmung der Temperaturabhängigkeit von chemischem Ozonabbau aus den Daten der Matchkampagnen wird im folgenden Kapitel 5 beschrieben.

1. Der Wert von 3 K wurde hier exemplarisch gewählt.