

## 6 Match in mittleren Breiten

### 6.1 Ozonabbau in mittleren Breiten

In mittleren Breiten ist ein Rückgang des stratosphärischen Ozons bislang nur als statistischer Trend meßbar. Die natürliche Variabilität in der Ozonsäule in mittleren Breiten ist hoch, und wird durch unterschiedliche dynamische Vorgänge verursacht. Synoptische Schwankungen, die im Zeitraum von Tagen auftreten, können eine Variabilität von 30 % verursachen, die jahreszeitlichen Schwankungen liegen bei etwa 15 % gegenüber dem Jahresmittel [WMO, 1999]. Durch die QBO<sup>1</sup> (*Quasi-Biennial Oscillation*) werden im Mittel Fluktuationen von 2-4 % hervorgerufen. Weitere Schwankungen werden durch die ENSO<sup>2</sup> (*El Niño/ Southern Oscillation*), die NAO (*North Atlantic Oscillation*, s.u.) und den elfjährigen Sonnenfleckenzyklus verursacht. Um einen möglichen Trend in einer Zeitreihe sichtbar zu machen, werden deshalb statistische Modelle angewendet, in denen diese bekannten dynamischen Einflüsse berücksichtigt werden. Für den Bereich zwischen 50°N und 65°N und den Zeitraum von 1979 bis 1997 ergibt sich in der Ozonsäule im Sommer/Herbst ein Trend von  $-2,8 \pm 1,3$  %/Dekade und im Winter/Frühjahr ein Trend von  $-4,4 \pm 2,6$  %/Dekade. Diese Trends sind jedoch regional sehr unterschiedlich - so beträgt beispielsweise der Trend im Frühjahr über Europa etwa  $-7$  %/Dekade. Ein Großteil des beobachteten Trends resultiert, wie auch der polare Ozonabbau im Winter und Frühjahr, aus der unteren Stratosphäre [WMO, 1999]. Während jedoch die Ursachen für die starke saisonale Ozonabnahme an den Polen weitgehend verstanden und unumstritten sind, ist die Zuordnung des Trend in mittleren Breiten zu bestimmten Ursachen schwierig.

In den Jahren 1992 und 1993 wurden in mittleren Breiten besonders niedrige Ozonsäulendichten gemessen, was mit der Eruption des Mt. Pinatubo und der damit verbundenen stark erhöhten Aerosolbelastung der Stratosphäre in Verbindung gebracht wurde [WMO, 1999]. Ob diese Kopplung allerdings durch direkte chemische Effekte oder eher durch dynamisch Veränderungen hervorgerufen wurde, ist umstritten.

So konnten Solomon et al. [1996, 1998] den Verlauf des Ozonverlustes seit 1979 mit Hilfe eines 2D-Modells rekonstruieren und kommen zu dem Schluß, daß dieser durch die Zunahme der stratosphärischen Chlor- und Brombelastung unter Berücksichtigung der jeweiligen Aerosolverteilung erklärt werden kann. Danach führt insbesondere Chloraktivierung auf kalten

---

1. Siehe Fußnote auf Seite 12.

2. ENSO bezeichnet eine großräumige Variation sowohl der Meeresoberflächentemperaturen als auch der zonalen Luftdruckdifferenzen im tropischen Pazifik, die einen Einfluß auf die troposphärischen Zirkulationsmuster und damit auf planetare Wellen in der Stratosphäre hat. Die Periodenlänge schwankt zwischen zwei und fünf Jahren.

Aerosolen (bei 200 K bis 210 K) zu *in-situ* chemischem Ozonverlust in mittleren Breiten, der dadurch bei einer hohen Aerosolbelastung nach starken Vulkanausbrüchen ansteigt.

Neben der stratosphärischen Chemie beeinflussen die Vulkanaerosole jedoch auch die Strahlungseigenschaften und damit die Dynamik der Atmosphäre. Hadjinicolaou et al. [1997] konnten mit Hilfe des SLIMCAT Modells die niedrigen Ozonsäulenwerte in 1992/1993 simulieren, ohne direkte chemische Effekte der Vulkanaerosole zu berücksichtigen, und kommen zu dem Schluß, daß der Ozontrend in mittleren Breiten durch die interannuale Variabilität der Zirkulation und den Transport ozonarmer Luft aus den Polargebieten erklärt werden kann. Auch Chipperfield [1999] kommt mit Hilfe von SLIMCAT Simulationen zu dem Ergebnis, daß der direkte chemische Einfluß der Vulkanaerosole in 1992/1993 gegenüber dem dynamischen Einfluß nur einen geringen Anteil an der negativen Ozonanomalie in nördlichen mittleren Breiten hat.

Knudsen et al. [1998b] begründen einen Teil des Trends durch den Transport der durch chemischen Ozonabbau in Mitleidenschaft gezogenen Luft am Ende des Winters aus den Polargebieten in die mittleren Breiten.

Weitere Studien, in denen die Bedeutung der dynamischen Veränderungen hervorgehoben wird, stammen von Hood et al. [1997], die einen großen Teil des zonal gemittelten Ozontrends von 1979-1991 in mittleren Breiten auf eine Änderung des advektiven Transports zurückführen, und Steinbrecht et al. [1998], die ein Viertel des Ozontrends der letzten 30 Jahre über Hohenpeißenberg mit einem lokalen Trend in der Tropopausenhöhe erklären. In einer Studie von Appenzeller et al. [2000] konnte ein Viertel des lokalen negativen Ozontrends der letzten 30 Jahre über Arosa (Schweiz) auf einen Trend der NAO<sup>1</sup> zurückgeführt werden, und andererseits für Reykjavik (Island) gezeigt werden, daß hier erst unter Berücksichtigung der NAO ein negativer Ozontrend sichtbar wird, da der Trend in der NAO hier in Richtung höherer Ozonsäulendichten wirkt.

Wenig Einfluß scheint dagegen der Transport von prozessierter (also aktives Chlor enthaltender) Luft aus dem Polarwirbel in mittlere Breiten, wo dann *in-situ* chemischer Ozonverlust stattfinden könnte, zu haben [Norton und Chipperfield, 1995; WMO, 1999].

Es gibt bisher jedoch keinen experimentellen Nachweis für *in-situ* chemischen Ozonverlust in mittleren Breiten. Deshalb soll im folgenden der Frage nachgegangen werden, inwieweit ein solcher Ozonverlust in mittleren Breiten mit der Matchmethode detektiert werden kann. In den Wintern 1996/97 und 1998/99 war die Koordination der Ozonsondenstarts auf die mittleren Breiten ausgedehnt worden, so daß hier eine relativ hohe Anzahl von Matches außerhalb des Polarwirbels vorliegt, die der folgenden Auswertung zugrunde liegen. In diesen Jahren war die starke Aerosolbelastung der Stratosphäre durch den Ausbruch des Mt. Pinatubo schon wieder weitgehend abgeklungen [WMO, 1999]. Die folgenden Untersuchungen beziehen sich also auf den chemischen Ozonabbau in mittleren Breiten bei Hintergrundaerosol-Bedingun-

---

1. Die NAO beschreibt die Schwankung der Bodendruckdifferenz zwischen den Azoren und Island [Hurrell, 1995]. Diese wirkt sich über den Tropopausendruck auf das Gesamt Ozon aus.

gen, und sind daher nicht direkt mit den von Solomon et al., [1998] erzielten Ergebnissen vergleichbar.

## 6.2 Experimenteller Ansatz in mittleren Breiten

Die Match Methode ist ein statistischer Ansatz, der darauf beruht, Ensembles von Matchereignissen zu bestimmen, für die anschließend ein mittlerer Ozonabbau berechnet werden kann. Während innerhalb des Polarwirbels z.B. für einen bestimmten Zeit- und Höhenbereich der mittlere Ozonabbau im Polarwirbel bestimmt werden kann, ist es nicht sinnvoll, einen mittleren Ozonabbau in mittleren Breiten zu definieren, da hier mit großen regionalen Unterschieden zu rechnen ist. Statt dessen wurde analog zu der Analyse der Temperaturabhängigkeit der Ozonverlusten innerhalb des Polarwirbels vorgegangen, wie sie im vorherigen Kapitel 5 beschrieben ist. Wie dort wurden für alle Matchereignisse aus einem Höhenbereich (der hier auf  $475 \pm 25$  K ausgedehnt wurde) Rückwärtstrajektorien gerechnet, mit deren Hilfe dann die minimale Temperatur  $T_{\min}$  bestimmt wurde. Eine genaue Definition des Parameters  $T_{\min}$  findet sich in Abschnitt 3.4.3.

Aufgrund der höheren dynamischen Variabilität außerhalb des Polarwirbels ist hier mit einem stärkeren Einfluß von Mischungsprozessen zu rechnen als innerhalb des Polarwirbels. Da anzunehmen ist, daß dies bei längeren Flugzeiten der Luftpakete stärker zum tragen kommt als bei kürzeren, wurde die maximale Trajektorienlänge  $\Delta t_{\max}$ , die für die Auswertung innerhalb des Polarwirbels 264 Stunden (11 Tage) betrug, auf 150 Stunden (ca. 6 Tage) verkürzt. Im Winter 1998/99 zeigten die Matche, deren Flugzeit  $\Delta t$  oberhalb von 150 Stunden lag, im Mittel eine Ozonzunahme von 5%. Dies wurde als Hinweis auf mögliche Mischungsprozesse gewertet, so daß diese Matche aus der Auswertung ausgeschlossen wurden. Aus Konsistenzgründen wurden auch im Winter 1996/97 nur maximale Trajektorienlängen von 150 Stunden verwendet. Der Einfluß dieser Verringerung von  $\Delta t_{\max}$  wird in Abschnitt 6.3.3 dargelegt.

In beiden betrachteten Wintern ergibt sich eine hohe Korrelation zwischen den Ozonmeßwerten der ersten und der zweiten Sondierung. Der Korrelationskoeffizient beträgt für jeweils den gesamten in der Auswertung verwendeten Datensatz 0,74 für 1996/97 und 0,84 für 1998/99. Um auszuschließen, daß dies allein auf der Höhenvariation des Ozonmischungsverhältnisses beruht, wurden zusätzlich die Korrelationen für die Daten aus jeweils 10 K breiten Höhenbereichen berechnet. Für 1996/97 lagen in diesem Fall die berechneten Koeffizienten zwischen 0,51 und 0,67, für 1998/99 zwischen 0,65 und 0,82. Analog wurden auch die Daten aus eingeschränkten Zeitbereichen (jeweils 1 Monat) betrachtet, wobei sich vergleichbare Korrelationen ergaben. Daraus läßt sich ableiten, daß beispielsweise Trajektorien, die in Gebieten mit besonders geringen Ozonmischungsverhältnissen starteten, im Mittel auch in solchen endeten. Dies unterstützt die Annahme, man habe jeweils das gleiche Luftpaket beprobt.

## 6.3 Ergebnisse und ihre Einschränkungen

### 6.3.1 Winter 1996/97

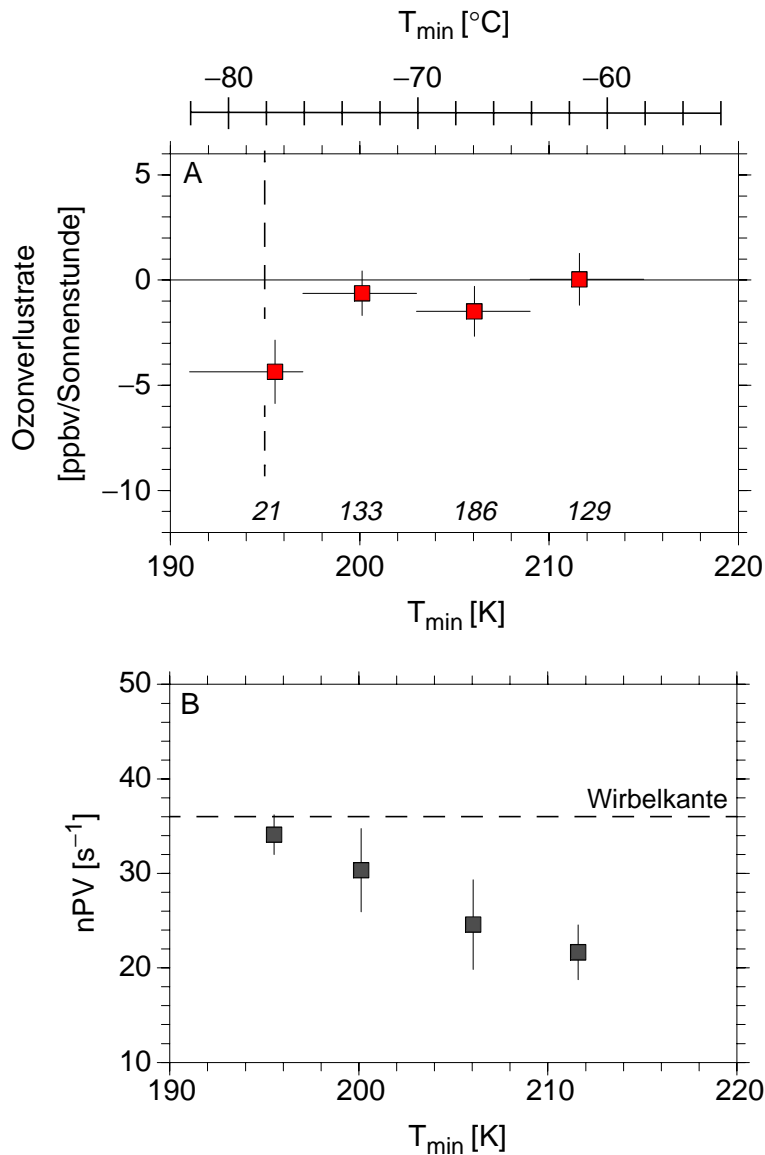
In Abbildung 6.1 A auf der folgenden Seite 91 sind die Ozonverlustraten für verschiedene minimale Temperaturen  $T_{\min}$  außerhalb des Polarwirbels für den Winter 1996/97 gezeigt. Während für die höheren  $T_{\min}$ -Werte kein deutlich signifikanter Ozonverlust zu sehen ist, zeigt der Datenpunkt mit den niedrigsten  $T_{\min}$ -Werten (191 K bis 197 K oder  $-82^{\circ}\text{C}$  bis  $-76^{\circ}\text{C}$ ) eine statistisch signifikante Ozonverlustrate von  $-4,4 \pm 1,5$  ppbv/Sonnenstunde. Da die minimalen Temperaturen, welche die zugehörigen Luftpakete erfahren haben, unterhalb oder knapp oberhalb von  $T_{\text{NAT}}$  liegen, liegt es nahe, daß in diesen Luftpaketen eine Chloraktivierung an polaren Stratosphärenwolken stattgefunden hat. Wie aus Abbildung 6.1 B hervorgeht, stammen die Luftpakete, in denen dieser Ozonabbau beobachtet wird, aus einem nPV-Bereich zwischen  $34 \text{ s}^{-1}$  und  $36 \text{ s}^{-1}$ , also aus der unmittelbaren Umgebung des Polarwirbels. Ob dieser Bereich dem Wirbel zugeschlagen wird oder nicht, hängt von der genauen Definition des Polarwirbels ab. In jedem Fall ist dieser Bereich nicht unabhängig vom Polarwirbel zu betrachten. Der hier beobachtete Ozonabbau gibt also einen Hinweis darauf, daß auch direkt außerhalb bzw. im Randbereich des Polarwirbels *in-situ* chemischer Ozonverlust auftritt. Die Temperaturabhängigkeit legt nahe, daß dieser Abbau auf denselben chemischen Prozessen beruht wie der Ozonverlust innerhalb des Polarwirbels. Da solche tiefen Temperaturen, die im Bereich von  $T_{\text{NAT}}$  liegen, jedoch sehr selten außerhalb des Polarwirbels auftreten, ist durch diese Prozesse kein großflächiger Ozonabbau in mittleren Breiten zu erwarten.

Der für die mittleren Breiten weitaus wichtigere Aspekt dieser Analyse ist deshalb die Beobachtung, daß in diesem Winter bei höheren Temperaturen  $T_{\min}$ , und damit auch in größerem Abstand zum Polarwirbel, kein deutlich signifikanter Ozonabbau auftritt. Ein durch Chloraktivierung an kalten Sulfataerosolen im Temperaturbereich oberhalb von ca. 197 K ( $-76^{\circ}\text{C}$ ) ausgelöster Ozonverlust ist hier mit Match also nicht detektierbar. Aufgrund des statistischen Fehlers läßt sich für diesen Temperaturbereich eine Obergrenze von ca.  $-3$  ppbv/Sonnenstunde für den chemischen Ozonabbau ableiten.

### 6.3.2 Winter 1998/99

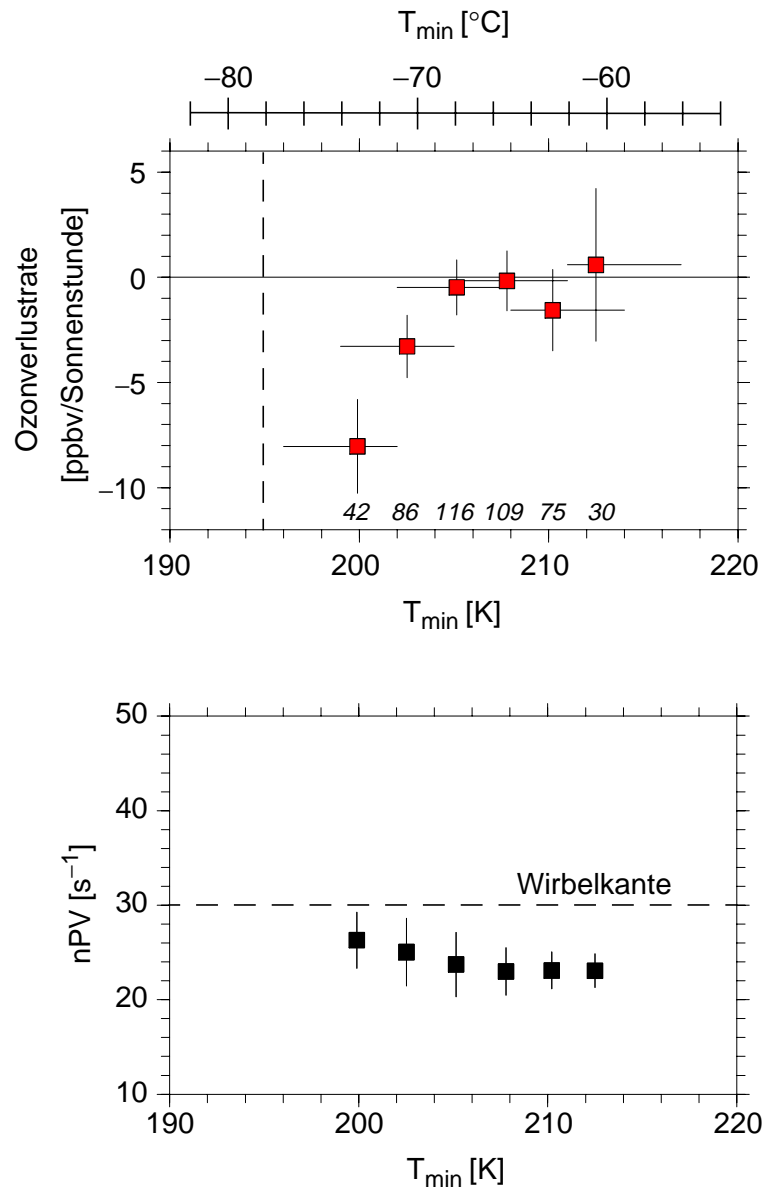
Auch im Winter 1998/99 wurden während der Matchkampagne Ozonsondenstarts außerhalb des Polarwirbels koordiniert. In Abbildung 6.2 A auf Seite 92 sind die aus den dabei erzielten Matches berechneten Ozonabbauraten für verschiedene  $T_{\min}$ -Werte gezeigt, in Abbildung 6.2 B sind (analog zu Abbildung 6.1 B für den Winter 1996/97) die zugehörigen nPV-Werte aufgetragen. Wie im Winter 1996/97 sind auch hier die Luftpakete mit den niedrigsten  $T_{\min}$  Werten im Mittel dichter am Polarwirbel zu finden als diejenigen mit den höheren  $T_{\min}$  Werten.

Die auffälligsten Merkmale in Abbildung 6.2 A sind einerseits, daß das Maximum der hier auftretenden Ozonabbauraten mit  $-8,0 \pm 2,2$  ppbv/Sonnenstunde sehr hoch ist (in keinem der



**Abbildung 6.1:** A: Winter 1996/97: Ozonverlustraten pro Sonnenstunde außerhalb des durch die  $36 \text{ s}^{-1}$  nPV-Isolinie begrenzten Polarwirbels. Die Matche stammen aus dem Höhenbereich zwischen 450 und 500 K. Die horizontale Position der Symbole gibt den mittleren  $T_{\min}$ -Wert der eingehenden Matche an, die horizontalen Linien markieren die 6 K breiten  $T_{\min}$ -Klassen. Die kursiv geschriebenen Zahlen am unteren Rand des Diagramms geben die jeweilige Anzahl der Matche an, die in dem entsprechenden Datenpunkt enthalten sind. Die vertikale gestrichelte Linie bei 195 K ist als Anhaltspunkt für  $T_{\text{NAT}}$  eingezeichnet.

B: Normierte potentielle Wirbelstärken für die Daten aus Diagramm A. Jeder Datenpunkt stellt jeweils den Mittelwert der nPV des entsprechenden Matchensembles dar. Die Fehlerbalken geben die einfache Standardabweichung an. Die horizontale Linie illustriert die Position der Wirbelkante bei  $36 \text{ s}^{-1}$ .



**Abbildung 6.2:** A: Winter 1998/99: Ozonverlustraten für verschiedene  $T_{\min}$  Werte für Matche außerhalb des Polarwirbels. Die Matche stammen aus dem Höhenbereich zwischen 450 K und 500 K. Kursiv ist jeweils die Anzahl der Einzelmatche angegeben.

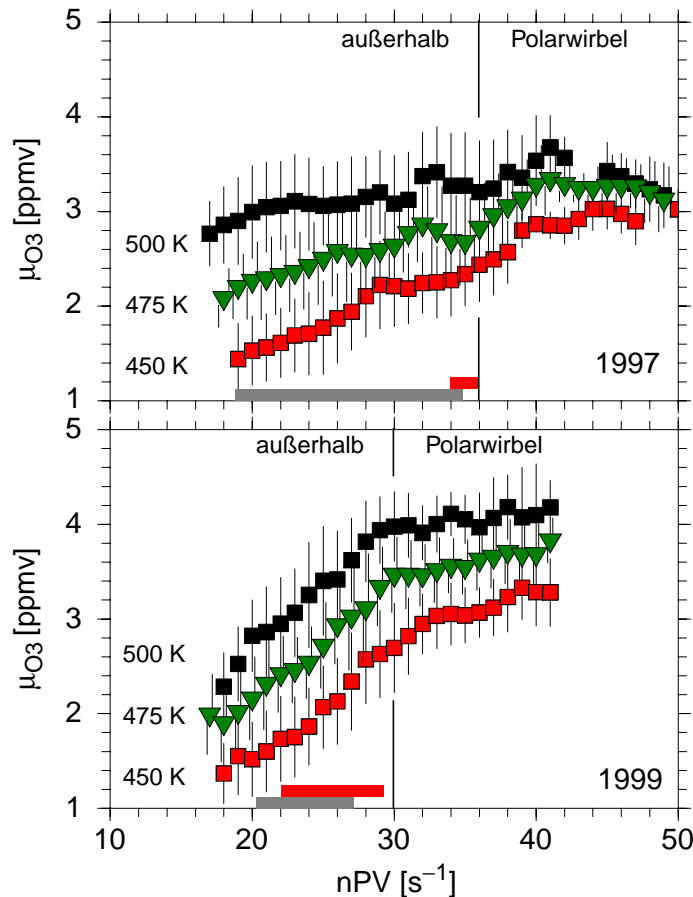
B: Normierte potentielle Wirbelstärken für die Daten aus Abbildung 6.2. Jeder Datenpunkt stellt jeweils den Mittelwert der nPV des entsprechenden Matchensembles dar. Die Fehlerbalken geben die einfache Standardabweichung an. Die horizontale Linie illustriert die Position der Wirbelkante bei  $30 \text{ s}^{-1}$ .

hier behandelten Winter 1996/97, 1997/98 und 1998/99 wurden innerhalb des Polarwirbels so hohe Ozonabbauraten bestimmt), andererseits, daß diese hohen Ozonabbauraten zwar in denjenigen Luftpaketen auftreten, die die niedrigsten Temperaturen erfahren haben, daß jedoch diese oberhalb von  $T_{\text{NAT}}$  liegen<sup>1</sup>. Die Trennung zwischen signifikanten und nicht signifikanten Abbauraten ergibt sich bei etwa 205 K ( $-68^{\circ}\text{C}$ ). Faßt man alle Matche, für die  $T_{\text{min}} > 205$  K ist, zusammen, errechnet sich eine gesamte mittlere Ozonabbaurate von  $0,2 \pm 1,3$  ppbv/Sonnenstunde, während eine Regression für alle Matche mit  $T_{\text{min}} < 205$  K eine Abbaurate von  $-5,0 \pm 1,3$  ppbv/Sonnenstunde ergibt. Falls sich diese Abbauraten als real herausstellen, kann der hier beobachtete Ozonabbau nicht mit denselben chemischen Mechanismen erklärt werden wie der Ozonabbau innerhalb des Polarwirbels. Es gibt allerdings einige Hinweise darauf, daß es sich hier um einen durch die Matchmethode verursachten Artefakt handelt, der mit den relativ großem horizontalen Ozongradienten im Winter 1998/99 zusammenhängt.

In Abbildung 6.3 auf Seite 94 sind die Volumenmischungsverhältnisse des von den Ozonsonden gemessenen Ozons im Januar und Februar für die verschiedenen nPV Bereiche gezeigt. Der Wert für die potentielle Wirbelstärke wurde dabei für jede Sondierung aus den Analysen des EZMW bestimmt. Man erkennt, daß im Januar und Februar 1999 die Änderung des Ozonmischungsverhältnisses mit der normierten potentiellen Wirbelstärke unterhalb von  $30 \text{ s}^{-1}$ , der in diesem Winter für Match verwendeten Wirbelgrenze, stark zunimmt (unteres Diagramm). Im Vergleich dazu ist der Gradient im Ozonmischungsverhältnis bezüglich der nPV außerhalb des Polarwirbels im Winter 1996/97 sehr viel schwächer (oberes Diagramm). Der in 1998/99 mit Match bestimmte Ozonverlust außerhalb des Polarwirbels stammt also aus einem Gebiet mit großen horizontalen Ozongradienten. Wenn in einem Match die beiden Sondierungen in Regionen mit unterschiedlicher nPV gemacht wurden, kann dies zu scheinbarem Ozonverlust führen. Dieser nPV-Unterschied ist deshalb möglich, weil der Matchradius, also der Abstand zwischen dem Endpunkt der Trajektorie und der Position der zweiten Sondierung, nicht verschwindet, sondern bis zu 400 km beträgt<sup>2</sup>.

Abbildung 6.4 zeigt, daß dieser Effekt existiert. Hier wurden Ozonverlustraten für Gruppen von Matchen mit unterschiedlichen nPV-Differenzen  $\Delta n\text{PV}$  zwischen den beiden Sondierungen berechnet. Während der nPV-Wert eines Matches jeweils aus der mittleren nPV der Trajektorie stammt, wurde hier für die einzelnen Sondierungen der nPV-Wert aus den Analysen des EZMW für die jeweilige Position der Sonde zum Meßzeitpunkt bestimmt. Die schwarzen Quadrate enthalten alle Matche mit einem  $T_{\text{min}}$  oberhalb von 205 K. Man erkennt eine leichte Abhängigkeit der berechneten Ozonverlustraten von der nPV-Differenz der Sonden, die allerdings nicht statistisch signifikant ist, da die Werte innerhalb der  $1\sigma$  Fehlergrenze übereinstimmen.

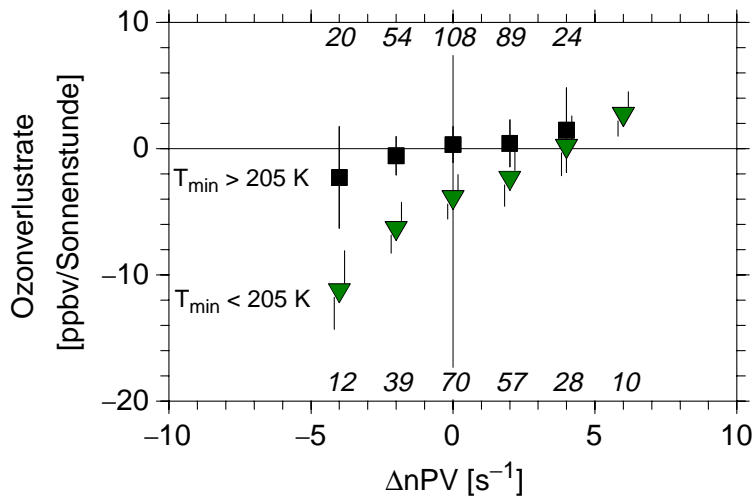
1.  $T_{\text{NAT}}$  variiert in den betrachteten Höhenbereich etwa zwischen 193,5 und 196 K bzw.  $-79,6^{\circ}\text{C}$  bis  $-77,1^{\circ}\text{C}$  (vgl. Abbildung 2.4 auf Seite 20).
2. Der Zahlenwert von 400 km ist jedoch nicht für den errechneten Ozonverlust verantwortlich; verringert man den Matchradius auf maximal 200 km, so ändert sich Abbildung 6.2 nur geringfügig - die Anzahl der Matche nimmt zwar deutlich ab, die errechneten neuen Ozonverlustraten liegen jedoch innerhalb der Fehlerbalken des ursprünglichen Diagramms.



**Abbildung 6.3:** Ozonmischungsverhältnis für drei verschiedene isentrope Niveaus in Abhängigkeit von der normierten potentiellen Wirbelstärke. Das obere Diagramm enthält die Daten der Ozonsondierungen im Januar und Februar 1997, das untere Diagramm diejenigen aus dem Januar und Februar 1999. Die vertikale Linie bezeichnet jeweils den Rand des Polarwirbels, wie er für die Matchauswertung des jeweiligen Jahres verwendet wurde. Der rote Balken am unteren Rand des Diagramms gibt jeweils den nPV-Bereich an, aus dem die Matche des  $T_{\min}$ -Bereichs mit signifikantem Ozonabbau aus den Abbildungen 6.1 A und 6.2 A stammen, der graue Balken den entsprechenden Bereich für die Matche aus dem  $T_{\min}$ -Bereich ohne Ozonabbau. Die Datenpunkte stellen ein gleitendes Mittel der jeweiligen Sondenmessungen über einen nPV-Bereich von je  $2 \text{ s}^{-1}$  dar, wobei die Fehlerbalken die einfache Standardabweichung angeben.

men. Diese Abhängigkeit ist jedoch zu erwarten, da die Matche aus nPV-Bereichen stammen, in denen der horizontale Ozongradient sehr groß ist (vgl. Abbildungen 6.3). Für ein  $\Delta nPV$  von  $0 \pm 2 \text{ s}^{-1}$  ergibt sich eine nicht signifikante Ozonverlustrate von  $0,3 \pm 1,4 \text{ ppbv/Sonnenstunde}$ . Diejenigen Matche, deren  $T_{\min}$  unterhalb von  $205 \text{ K}$  liegt (grüne Dreiecke), zeigen eine etwas stärkere Abhängigkeit von  $\Delta nPV$ . In diesem Fall ist allerdings für eine nPV-Abweichung von  $0 \pm 2 \text{ s}^{-1}$  die Ozonverlustrate mit  $-3,8 \pm 1,8$  statistisch signifikant von Null verschieden. Dieser Wert ist jedoch etwas niedriger als die Abbauraten von  $-5,0 \pm 1,3 \text{ ppbv/Sonnenstunde}$ , die sich, wie oben erwähnt, für den gesamten Datensatz mit  $T_{\min} < 205 \text{ K}$  ergeben. Offensichtlich





**Abbildung 6.4:** Winter 1998/99, außerhalb des Polarwirbels: Ozonverlustraten für verschieden nPV-Abweichungen zwischen den Sondierungen.  $\Delta nPV$  ist die Differenz zwischen der nPV der zweiten und der ersten Sondierung, d.h. für  $\Delta nPV > 0$ , hat die zweite Sondierung bei einer höheren normierten potentiellen Wirbelstärke stattgefunden als die erste. Jeder Datenpunkt enthält Matche aus einem  $\pm 2 \text{ s}^{-1}$  breiten Bereich um den angegebenen  $\Delta nPV$ -Wert. Jeder Match trägt daher zu zwei Datenpunkten bei. Die kursiv gedruckten Zahlen am unteren (oberen) Rand geben die Anzahl der der eingehenden Matche für die dreieckig (quadratisch) markierten Daten an.

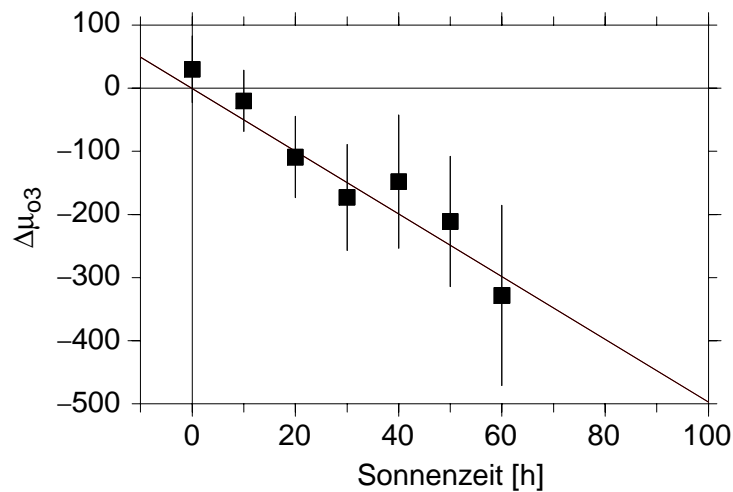
stammt ein Teil der hohen Abbauraten aus Abbildung 6.2 aus einem methodenbedingten Artefakt, und ist nicht auf chemischen Ozonabbau zurückzuführen. Es bleibt also noch zu klären, inwieweit die verbleibende Rate von  $-3,8 \pm 1,8$  auf realen chemischen Ozonverlust zurückzuführen ist.

Einen Hinweis darauf könnten die Ergebnisse einer bivariaten Regression geben, wie sie in Abschnitt 5.2.1 für die Matche innerhalb des Polarwirbels, die aufgrund ihrer Temperaturgeschichte Ozonabbau erwarten lassen, gemacht wurde. Für die Analyse im Polarwirbel standen allerdings wesentlich mehr Matche zur Verfügung als hier. In Abbildung 6.5 sind die Matche aus Abbildung 6.2, deren  $T_{\min}$  Wert unterhalb von 205 K liegt (dieselben also, die zu den grünen Dreiecken in Abbildung 6.4 beitragen) noch einmal dargestellt, diesmal die Änderung des Ozonmischungsverhältnisses  $\Delta\mu_{\text{O}_3}$  gegenüber der Zeit, während der das Luftpaket der Sonne ausgesetzt war. Dargestellt ist außerdem die Regressionsgerade, die zu einer Ozonverlustrate von  $-5,0 \pm 1,3$  ppbv/Sonnenstunde führt. Für diese Gruppe von insgesamt 115 Matchen ist es möglich, eine bivariate Regression zu berechnen:

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

Dabei ergibt sich

$$L_s = -5,2 \pm 3,4 \text{ ppbv/h} \text{ und } L_d = 0,2 \pm 2,6 \text{ ppbv/h.}$$

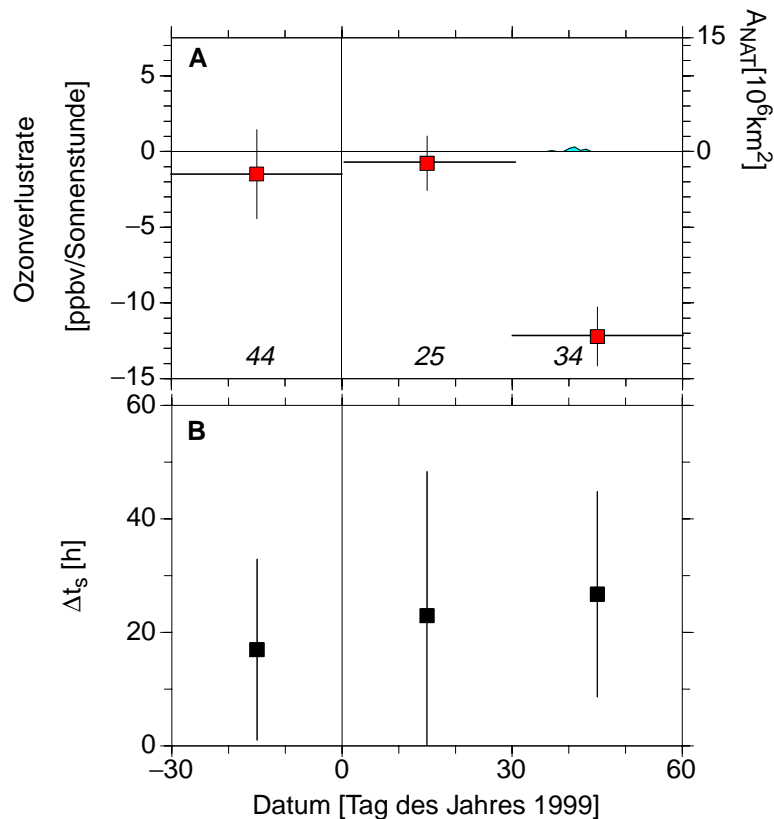


**Abbildung 6.5:** Änderung des Ozonmischungsverhältnisses gegenüber der Sonnenzeit für die Matche aus dem Winter 1998/99 im Höhenbereich zwischen 450 K und 500 K, deren  $T_{\min}$  unterhalb von 205 K liegt. Die Datenpunkte sind gleitende Mittel über  $\pm 10$  h. Die einfache Regression ergibt eine Ozonverlustrate von  $-5,0 \pm 1,3$  ppbv/Sonnenstunde. Eine bivariate Regression ergibt  $-5,2 \pm 3,4$  ppbv/h im Sonnenlicht und  $0,2 \pm 2,6$  ppbv/h in der Dunkelheit.

Der hier beobachtete Ozonverlust findet damit offensichtlich während der sonnenbeschienenen Zeit statt. Dies könnte ein Hinweis darauf sein, daß es sich hier nicht um einen bloßen Artefakt handelt. Berechnet man allerdings den Ozonverlust aus demselben Datensatz für verschiedene Zeiträume (Abbildung 6.6 A), so treten ausschließlich für den Februar signifikant von Null verschiedene Werte auf. Da die Sonnenscheindauer auf den Trajektorien im Februar im Mittel länger ist als im Dezember und Januar (Abbildung 6.6 B), könnte die Korrelation des Ozonverlustes mit der Sonnenscheindauer aus der bivariaten Regression auch ein Trugschluß sein. Ein lichtunabhängiger Mechanismus, der zu einer Reduktion des Ozons führt, aber nur im Februar auftritt, könnte in einer bivariaten Regression ebenfalls zu dem Ergebnis führen, daß die Ozonreduktion an Sonnenlicht geknüpft ist. Um dies Problem zu klären, läge es nahe, eine bivariate Regression allein für den Datensatz aus dem Februar zu rechnen; aufgrund der geringen Streuung der Sonnenzeit gegen die Dunkelzeit auf den Februartrajektorien ist dies jedoch leider nicht möglich.

Für Abbildung 6.6 wurde weiterhin der Einfluß der diabatischen Absinkraten untersucht (nicht abgebildet). Die Absinkraten wurden einmal mit dem Faktor 0,1 multipliziert, und einmal mit dem Faktor 2. In beiden Fällen änderte sich die berechnete Ozonabbaurate für alle Datenpunkte nur innerhalb des  $1 \sigma$  Fehlerbereichs. Es ist daher unwahrscheinlich, daß die Ozonverlustraten das Resultat fehlerhafter diabatischer Absinkraten sind.

Wenn es sich bei dem beobachteten Ozonverlust nicht um realen chemischen Ozonabbau handelt, bleibt als Erklärung noch eine horizontale Durchmischung der Luftmassen, etwa

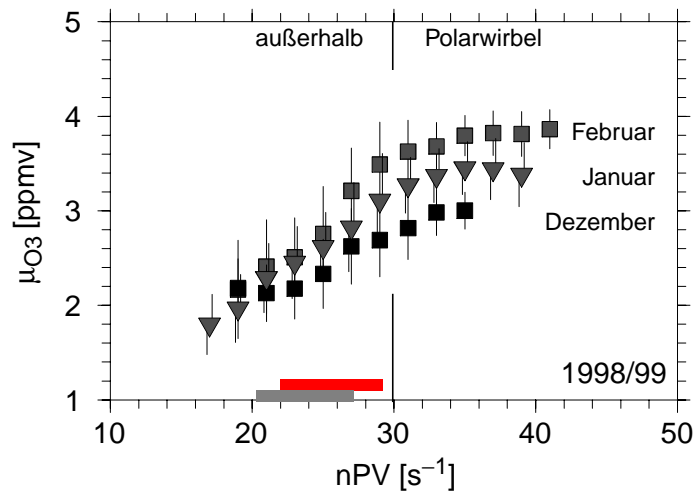


**Abbildung 6.6: A:** Ozonverlusten für verschiedene Zeiträume. Die Matche, deren  $T_{\min}$  unterhalb von 205 K liegt (d.h. derselbe Datensatz wie in Abbildung 6.5) wurde in Gruppen von 30-Tage-Zeiträumen eingeteilt, die durch die horizontalen Linien gekennzeichnet sind. Für diese Untergruppen wurde nun jeweils die Ozonverlustrate pro Sonnenstunde berechnet.

**B:** Sonnenscheindauern  $\Delta t_s$  auf den Trajektorien, wobei Mittelwerte für dieselben Untergruppen wie in Diagramm A gezeigt sind.

durch die Bildung von Filamenten. Durch die großen horizontalen Ozongradienten könnte sich das Ozonmischungsverhältnis durch Filamente, die sich aus einem Gebiet niedriger nPV in Bereiche höherer nPV bewegen, zu einer mittleren Abnahme des Ozonmischungsverhältnisses geführt haben. Bei einer mittleren Trajektorienlänge von  $53 \pm 35$  Stunden und einer mittleren Sonnenszeit von  $27 \pm 18$  Stunden im Februar für die Luftpakete mit  $T_{\min} < 205$  K müßte also im Mittel das Ozonmischungsverhältnis innerhalb von gut zwei Tagen durch die Filamente um 135 ppbv sinken, um eine scheinbare Ozonverlustrate von  $-5$  ppbv/Sonnenstunde zu erzeugen. Aus Abbildung 6.3 läßt sich abschätzen, daß in dem relevanten nPV-Bereich bereits ein Filament, das aus einem um  $4 \text{ s}^{-1}$  niedrigeren nPV-Bereich stammt, ein um 400 ppbv niedrigeres Ozonmischungsverhältnis als die Umgebung aufweisen sollte. Dies läßt die Möglichkeit, daß der beobachtete Ozonverlust nicht chemischen sondern dynamischen Ursprungs ist, durchaus realistisch erscheinen.

Einen Hinweis, warum dieser Mischungseffekt gerade im Februar verstärkt auftreten könnte, gibt die zeitliche Entwicklung des Ozongradienten. In Abbildung 6.7 ist analog zu Abbildung

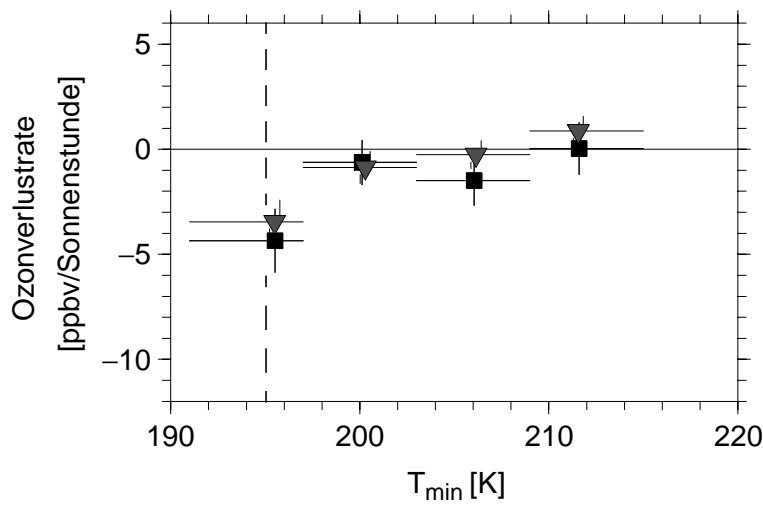


**Abbildung 6.7:** Ozonmischungsverhältnis im 475 K isentropen Niveau gegenüber der nPV für drei Monate im Winter 1998/99. Die Werte stellen gleitende Mittel über jeweils  $4 \text{ s}^{-1}$  dar. Alles andere wie in Abbildung 6.3.

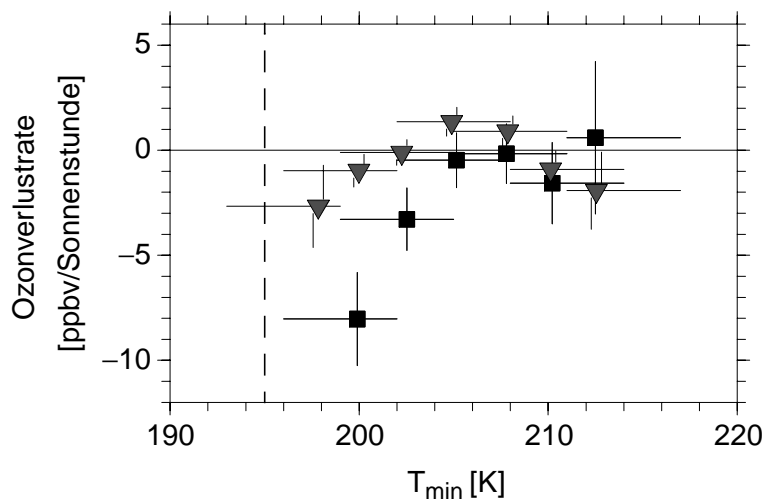
6.3 das gemessene Ozonmischungsverhältnis aller Sonden gegenüber der nPV aufgetragen, wobei diesmal das 475 K isentrope Niveau für drei verschiedene Zeiträume betrachtet wurde. Man erkennt, daß der Ozongradient gegenüber der nPV im Laufe des Winters ansteigt, und so im Februar stärker ist als im Dezember und Januar.

### 6.3.3 Einfluß der Trajektorienlänge

Wie bereits erwähnt, wurde für die Auswertung in mittleren Breiten die maximale Trajektorienlänge  $\Delta t_{\text{max}}$  auf 150 Stunden verkürzt, um die Auswirkungen von horizontaler Mischung auf die Ergebnisse zu verringern. Die Auswirkung auf das Ergebnis ist in den beiden betrachteten Wintern unterschiedlich. Die Abbildungen 6.8 und 6.9 zeigen jeweils die Ozonverlustraten gegenüber der Temperatur  $T_{\text{min}}$  einmal mit der maximalen Trajektorienlänge von 150 Stunden ( $\Delta t_{\text{max}} = 150 \text{ h}$ ), die in den vorangegangenen Abschnitten 6.3.1 und 6.3.2 verwendet wurde, und einmal mit einer maximalen Trajektorienlänge von 264 Stunden ( $\Delta t_{\text{max}} = 264 \text{ h}$ ), wie sie für die Bestimmung der Ozonverluste innerhalb des Polarwirbels (Kapitel 4 und 5) verwendet wurde. Im Winter 1996/97 (Abbildung 6.8) ist der Unterschied des Ergebnisses für die beiden Werte von  $\Delta t_{\text{max}}$  minimal - die bestimmten Verlustraten mit  $\Delta t_{\text{max}} = 264 \text{ h}$  liegen innerhalb der  $1\sigma$ -Fehler der Verlustraten mit  $\Delta t_{\text{max}} = 150 \text{ h}$ . Ganz anders dagegen im Winter 1998/99 (Abbildung 6.9) - hier verschwinden die mit  $\Delta t_{\text{max}} = 150 \text{ h}$  auftretenden großen Ozonverlustraten, wenn ein  $\Delta t_{\text{max}}$  von 264h zugelassen wird. Unabhängig davon, ob die für  $\Delta t_{\text{max}} = 150 \text{ h}$  bestimmten Ozonverlustraten chemischen oder dynamischen Ursprungs sind, was im vorhergehenden Abschnitt diskutiert wurde, deutet dies stark auf Trajektorienungenauigkeiten oder Mischungsprozesse hin, die besonders bei längeren Trajektorien bzw. Flugzeiten der Luftpakete in Erscheinung treten.



**Abbildung 6.8:** Winter 1996/97: Wie Abbildung 6.1, jedoch für zwei verschiedene maximale Trajektorienlängen der Matche. Die quadratischen Markierungen enthalten nur Matche, deren Sondierungen nicht mehr als 150 Stunden auseinanderliegen. In die Dreiecke gehen alle Matche bis zu einer maximalen Trajektorienlänge von 264 Stunden ein.



**Abbildung 6.9:** Winter 1998/99: Wie Abbildung 6.4, jedoch für zwei verschiedene maximale Trajektorienlängen der Matche. Die quadratischen Markierungen enthalten nur Matche, deren Sondierungen nicht mehr als 150 Stunden auseinanderliegen. In die Dreiecke gehen alle Matche bis zu einer maximalen Trajektorienlänge von 264 Stunden ein.

## 6.4 Diskussion

Die Ergebnisse für die beiden Winter 1996/97 und 1998/99 sind nicht konsistent.

In 1996/97 tritt nur Ozonabbau in der Nähe des Polarwirbels auf, der mit Temperaturen im Bereich von  $T_{\text{NAT}}$  verknüpft ist. Bei höheren Temperaturen ist jedoch kein statistisch signifikanter Ozonabbau zu sehen. Aus diesen Daten allein läßt sich für den chemischen Ozonabbau in mittleren Breiten außerhalb des Temperaturbereichs, in dem PSCs zu erwarten sind, eine Obergrenze von etwa 3 ppbv/Sonnenstunde ableiten.

Im Winter 1998/99 scheint dagegen schon bei Temperaturen oberhalb von  $T_{\text{NAT}}$  Ozonverlust aufzutreten. Aufgrund der hohen Ozongradienten bezüglich der potentiellen Wirbelstärke in 1998/99 könnte es sich dabei jedoch auch um einen dynamisch bedingten Effekt handeln. Für den Winter 1998/99 ist mit den Matchdaten aus den oben dargestellten Gründen nicht entscheidbar, ob außerhalb des Polarwirbels chemischer Ozonabbau aufgetreten ist oder nicht.

Insgesamt zeigt sich, daß die Matchmethode außerhalb des Polarwirbels nur eingeschränkt anwendbar ist. Einiges deutet darauf hin, daß hier, im Gegensatz zum Polarwirbel, die abgeleiteten Ergebnisse unter Umständen durch Mischungsprozesse deutlich verfälscht werden können.