

# STRATOSPHERISCHE OZON- UND UV-B-MESSUNGEN MIT EINEM BREWERSPEKTROPHOTOMETER AUF DEM HOHEN SONNBLICK

M. BREYCHA, Seewalchen, S. SIMIC, P. WEIHS,  
W. MIKIELEWICZ, G. RENGARAJAN, W. LAUBE, Wien

## Zusammenfassung

Im August 1993 wurde auf dem Bergobservatorium auf dem Hohen Sonnblick ein Brewer-Spektrophotometer zur kontinuierlichen Messung des stratosphärischen Ozons und der UV-B-Strahlung aufgestellt. Hier soll über das Verhalten des Gesamtozons in der Stratosphäre und der UV-B-Strahlung über Österreich in den letzten Jahren berichtet werden. Die natürlichen jahreszeitlichen Variationen des stratosphärischen Ozons in mittleren Breiten werden gezeigt, sowie die Veränderungen von Tag zu Tag und die tageszeitlichen Schwankungen des Gesamtozons. Die Reduktion der Ozonschicht, die vor allem in den Wintermonaten 1994 und 1995 zu beobachten war, wird analysiert und der Zusammenhang der UV-B-Bestrahlungsstärke mit der Ozonkonzentration wird dargestellt.

## 1. Einleitung

Die Sorge um die Reduktion der stratosphärischen Ozonschicht, welche auch in der nördlichen Hemisphäre in den letzten Jahren festgestellt wurde (z.B. DÜTSCH, 1993, WMO, 1995), hat das Bundesministerium für Umwelt und Jugend bewogen, eine Meßstelle zur Erfassung des stratosphärischen Ozons durch das Institut für Meteorologie und Physik der Universität für Bodenkultur einzurichten, um die Öffentlichkeit über den Zustand der Ozonschutzschicht in der Stratosphäre und der am Erdboden auftreffenden UV-Strahlung unterrichten zu können.

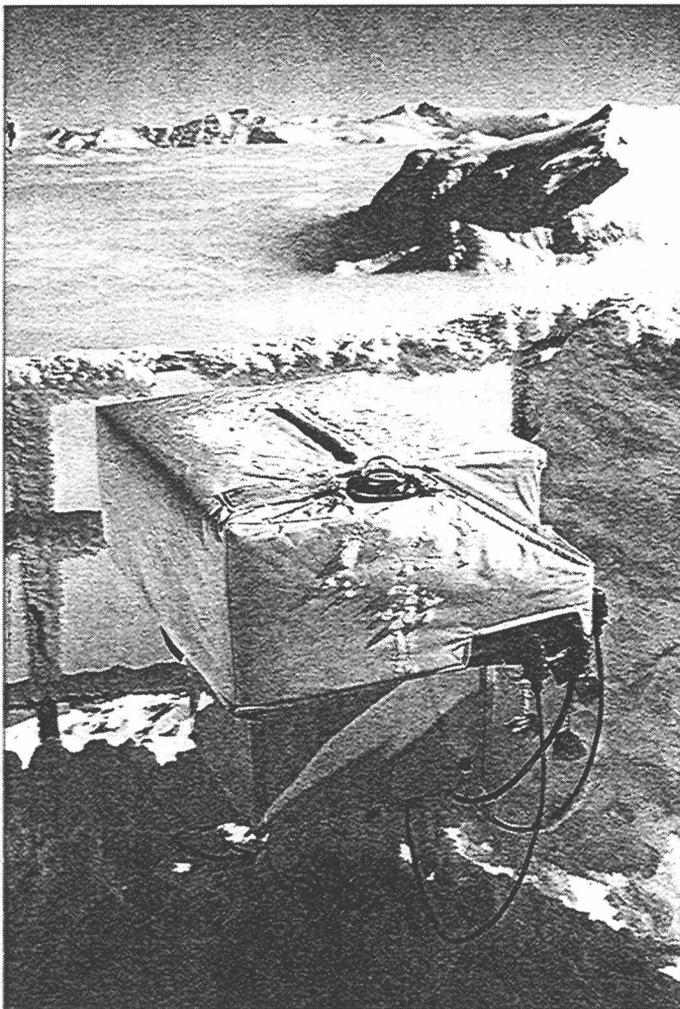
Im August 1993 wurde auf dem Hohen Sonnblick das Meßgerät zur kontinuierlichen Registrierung des Gesamtozons und der UV-B-Strahlung aufgestellt (DIRMHIRN und BREYCHA, 1994). Da das Meßprinzip auf der Erfassung der Absorption der Sonnenstrahlung durch die gesamte über dem Beobachtungspunkt liegende Atmosphärenschicht beruht, wurde für die Messung eine Stelle gewählt, die einerseits von industriellen Nahquellen unbeeinflusst ist und wo andererseits die nötige tägliche Instrumentenbetreuung gewährleistet ist. Das Gipfelobservatorium auf dem Hohen Sonnblick zeichnet sich auch durch das besondere Strahlungsklima aus (SAUBERER und DIRMHIRN, 1958), das für die Datenerfassung des stratosphärischen Ozons von Bedeutung ist: während des Winterhalbjahres ragen die Gipfel der Alpen meist über die Inversionen hinaus, im Sommer hingegen bilden sich um die Berggipfel oft Wolken. Da die Messung des stratosphärischen Gesamtozongehaltes und die Messung des Vertikalprofils ihre höchste Meßgenauigkeit bei ungestörtem Sonnenschein aufweisen, erweisen sich die Daten im Winterhalbjahr als ausführlicher belegt als jene des Sommerhalbjahres. Es treten jedoch gerade gegen Ende des Winters und im Frühjahr die größten Schwankungen des Ozongehaltes auf, und daher erscheint für diese Art von Messung eine Bergstation besser geeignet als eine Talstation.

## 2. Methode

Für die Bestimmung des stratosphärischen Ozons und der spektralen UV-Strahlung wurde ein weltweit eingesetztes Gerät, das Brewer-Spektrophotometer (BREWER, 1973; WARDLE et al., 1963; KERR et al., 1984) verwendet (Abbildung 2.1). Durch sein wetterfestes Gehäuse ist der Brewer für Einsätze in klimatisch extremen Gebieten bestens geeignet.

Dieses Gerät erlaubt es, in aufeinanderfolgenden Meßvorgängen folgende Aufnahmen software-gesteuert vollautomatisch durchzuführen:

- Dicke der Ozonschicht über dem Beobachtungsort
- Dicke der Schicht des SO<sub>2</sub>
- Dicke der Schicht des NO<sub>2</sub>
- Höhenverteilung des Ozons in der Stratosphäre
- spektraler Verlauf der UV-B-Strahlung



Das Meßgerät befindet sich auf einem Suntracker, welcher durch einen Kontrollrechner gesteuert die Sonne azimuthal verfolgt. Das Spektrophotometer besteht aus einem Monochromatorteil, einem modifizierten Ebert f/6 Spektrometer, einem Photomultiplier, einem Diffuser und zwei Eichlampen. Der Monochromator besitzt ein Beugungsgitter mit 1200 Linien pro mm und sechs Schlitzen, die die sechs gewählten Wellenlängen ausblenden. Einer dieser Ausgangsschlitze wird zur Wellenlängenkalibrierung gegen eine Quecksilberreferenzlinie benötigt. Die anderen fünf Schlitze, die in einem Spektralbereich zwischen 306 und 320 nm liegen, sind für die Messungen bestimmt. Über ein steuerbares Umlenkprisma kann einerseits die Strahlung im Zenit oder bei direkter Sonne gemessen werden, andererseits besteht die Möglichkeit, mit den internen Kalibrierlampen (Quecksilberlampe, Standardlampe zur Überwachung der spektralen Empfindlichkeit) zu messen.

Abbildung 2.1: Brewer-Spektrophotometer Nummer 093

Zur Bestimmung des stratosphärischen Gesamt Ozons wird die absolute Strahlungsintensität bei fünf verschiedenen Wellenlängen (306.3 nm, 310.1 nm, 313.5 nm, 316.8 nm, 320.1 nm) ab einer Sonnenhöhe von 15° gemessen. Die Bestrahlungsstärken werden von einem Photomultiplier durch ein Photonenpulzzählsystem registriert. Das stratosphärische Gesamt Ozon wird sowohl bei direkter Sonne als auch im Zenit gemessen.

Die Verhältnisse in der Atmosphäre während der Messungen spielen eine wichtige Rolle in der Genauigkeit des Meßvorganges. Um diese möglichen Fehlerquellen so gering wie möglich zu halten, werden nur Messungen akzeptiert, deren Standardabweichung bei einer Messung (fünf Wellenlängen) weniger als 2.5 DU (Dobson Units) beträgt. Ziehen bei der Messung Wolken rasch an der Sonne vorbei, so können die Wellenlängen verschiedene Werte liefern und man erhält eine höhere Standardabweichung und der Meßwert wird nicht als "gut" bezeichnet. Dies gilt sowohl für Messungen bei direkter Sonne als auch bei Messungen im Zenit. Die Zenitmessungen weisen jedoch eine höhere Ungenauigkeit auf, da deren Kalibrierung statistisch erfolgt, durch einen Vergleich bei quasi-simultanen direkten Sonnenbeobachtungen. Vor allem der Aerosolgehalt beeinflusst die Messungen im Zenit, während bei direkten Sonnenmessungen der Aerosolgehalt vernachlässigbar ist (Dahlback et al., 1994).

### 3. Ergebnisse

#### 3.1. Jahreszeitliche Verteilung des Ozons in mittleren Breiten

In mittleren Breiten haben langjährige Messungen gezeigt, daß ein ausgeprägter Jahresgang des Ozons existiert, mit Ozonmaxima im Spätwinter/Frühling und Minima im Herbst. In Abbildung 3.1.1 ist ein für mittlere Breiten typischer Jahresgang dargestellt. Österreich verfügt nicht über eine genügend lange Meßreihe, um Aussagen über langjährige Monatsmittelwerte machen zu können; daher wurde für die Darstellung und Interpretation eines in mittleren Breiten typischen Jahresganges auf die Meßreihe in Arosa (Schweiz) zurückgegriffen. Diese Station (46.78°N, 9.97°E) liegt - global gesehen - nahe genug (250 km Luftlinie), um ähnliche Werte vermuten zu lassen. Die durchschnittliche Abweichung der Monatsmittelwerte der beiden Stationen liegt bei 1.5%.

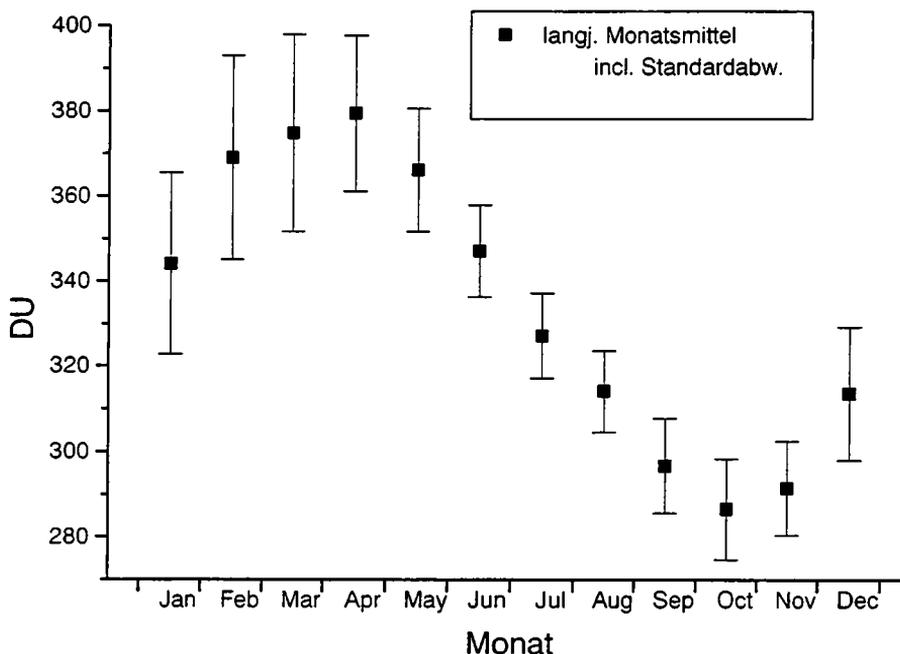


Abbildung 3.1.1: Jahresgang des Gesamtozons mit Standardabweichung für unsere Breiten  
Dargestellt sind die Monatsmittelwerte der Jahre 1926-78

Die gezeigten Monatsmittelwerte werden aus den Monatsmitteln der Jahre 1926-78 gebildet, also bevor eine signifikante Ozonreduktion in Europa zu beobachten war. Zusätzlich zu den Monatsmittelwerten sind die Standardabweichungen eingetragen. Die dargestellten Monatsmittelwerte und deren Standardabweichung beinhalten den Einfluß des 11jährigen Sonnenfleckenzklus (Dieser Einfluß beträgt zwischen Sonnenfleckenninimum und -maximum in etwa 1.5%, das sind 4.5 DU (WMO, 1995)) und den Einfluß der annähernd zweijährigen Schwingung (QBO). Die Magnitude der Ozon-QBO in unseren Breiten ist relativ gering; es werden Änderungen von 10-15 DU beobachtet (Gray und Pyle, 1989).

Die höchsten Gesamtozonwerte treten im Winter auf, mit einem Maximum im April mit 379 DU. Die niedrigsten Schichtdicken werden im Spätsommer und Herbst gemessen, mit einem Minimum im Oktober mit 287 DU. Dieser typische Jahresgang läßt sich anhand der globalen Zirkulationen erklären. Die stratosphärische Strömung verläuft im Winter auf der Nordhalbkugel vorwiegend in Richtung Pol und kann damit die ozonreiche äquatoriale Luft polwärts transportieren. Im Sommer wird vor allem die Südhalbkugel mit ozonreicher Luft versorgt. Dadurch tritt auf der Nordhalbkugel das Ozonmaximum im Spätwinter/Frühlingsbeginn und das Ozonminimum im Spätherbst ein.

Anhand der Standardabweichung läßt sich gut erkennen, daß die Streuung der Mittelwerte im Winter etwa doppelt so groß ist wie im herbstlichen Minimum. Dieser Effekt wird zum Pol hin verstärkt. Die Ursache liegt einerseits in den planetaren Wellen, deren Amplituden im Winter sehr hoch sind und die im Winter ihr Maximum erreichen, und andererseits in den kleinskaligen internen Schwerewellen. Planetare Wellen entstehen in der Troposphäre an Gebirgen oder in Folge sich unterschiedlicher erwärmender Land- und Meeresoberflächen. Schwerewellen werden ebenfalls beim Überströmen von Gebirgen, bei Windscherungen oder bei konvektiven Prozessen in der Troposphäre angeregt. Beide Wellentypen breiten sich in Abhängigkeit von der Zirkulation in der Stratosphäre aus, und damit erfolgen meridionale und vertikale Wärme- und Impulstransporte.

Andererseits ist für die hohen Variabilitäten im Spätwinter/Frühling das Auftreten der Frühjahrsstratosphärenenerwärmungen verantwortlich. Das sind jene Erwärmungen, mit denen die Umstellung des Temperaturgradienten und der Zirkulation zu sommerlichen Bedingungen verbunden ist. Im Mittel erfolgt die Umstellung auf der Nordhemisphäre im März. Der Zeitpunkt der Umstellung variiert jedoch beträchtlich und kann in einzelnen Jahren auch erst im Mai erfolgen.

### 3.2. Jahresgang der Monatsmittel von 1994 bis 1996

Bei der Betrachtung der Monatsmittel des Gesamtozons der letzten drei Jahre werden neben den langzeitigen dynamischen Vorgängen auch die in den letzten Jahren stark gestiegenen Einflüsse der chemischen Prozesse sichtbar. Pro Dekade wurden in den letzten 20 Jahren in unseren Breiten Ozonabnahmen in allen Jahreszeiten um im Mittel 3% beobachtet. Die Abnahme war in den Wintermonaten und im Frühling stärker (-4.5%) als im Sommer (-2%) (WMO, 1995).

In Abbildung 3.2.1 ist der Jahresgang der Monatsmittelwerte von 1994 bis 1996 dargestellt. Zusätzlich sind das langjährige Monatsmittel und dessen Standardabweichung eingetragen. Der für mittlere Breiten typische Jahresgang mit seinen saisonalen Unterschieden ist deutlich zu erkennen. Allerdings sind die Mittelwerte einiger Monate wesentlich niedriger als im langjährigen Vergleich. Nur in wenigen Monaten liegen die Ozonschichtdicken in der Standardabweichung des langjährigen Mittels. Hier kommt der bereits oben erwähnte Trend der Ozonabnahme durch anthropogene Einflüsse zu tragen.

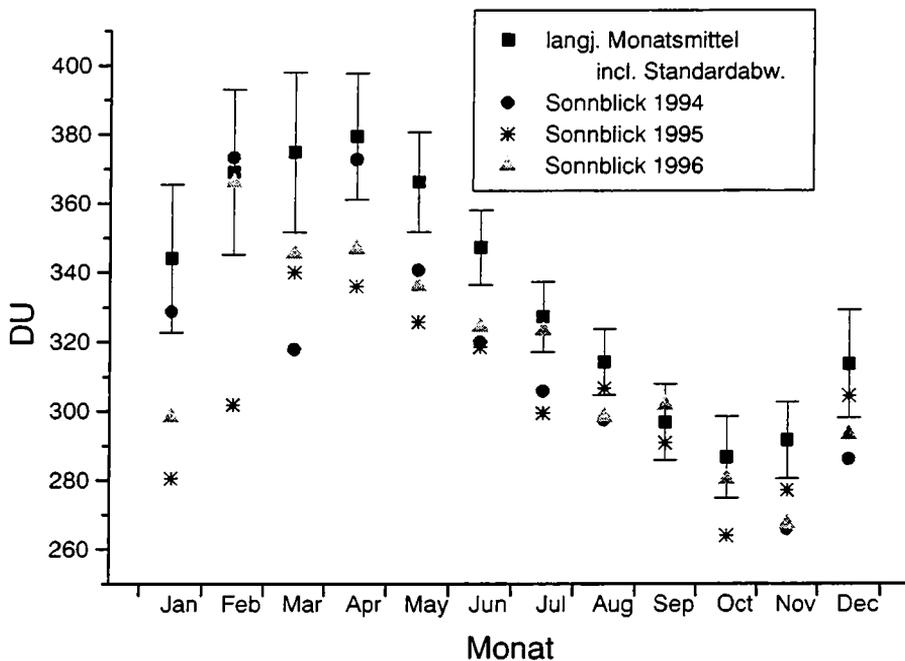


Abbildung 3.2.1: Darstellung des Jahresganges der Monatsmittelwerte 1994 bis 1996, die langjährigen Monatsmittel und deren Standardabweichungen.

Besonders markant ist der extrem niedrige Gesamtozonmonatsmittelwert im März 1994. Mit 318 DU liegt der Wert 15% unterhalb des Normalwertes. Eine Erklärung dafür kann in den Verhältnissen der Stratosphäre während der Winter- und Frühjahrsmonate 1994 gefunden werden.

Nach einem beobachteten "minor warming" (Stratosphärenenerwärmung) Ende Dezember 1993 und zu Beginn Jänner 1994 im Polargebiet, d.h. also nach einem kurzzeitigen Temperaturanstieg in der Stratosphäre, in dessen Verlauf der Polarwirbel und sein Kältegebiet in Richtung der europäischen Arktis verschoben wird, kühlt sich die Stratosphäre über den Polen im Februar wieder deutlich ab. Der polare Vortex wird geteilt, und es bilden sich zwei Tiefdruckzentren über Nordsibirien und Nordostkanada und eine extrem starke Hochdruckzelle über Südwesteuropa. Diese Hochdruckzelle mit ihren höheren Temperaturen korreliert positiv mit dem stratosphärischen Ozongehalt.

Im März bleibt der kalte polare Vortex erhalten, und sein Zentrum wird in die europäische Arktis verschoben. Die Ausläufer des polaren Wirbels gelangen bis Europa und es werden sehr niedrige Temperaturen in der Stratosphäre beobachtet. In diesem Monat werden auch die niedrigen Gesamtozonwerte gemessen. Der Einfluß des polaren Wirbels, in welchem zahlreiche chemische Reaktionen für einen Ozonabbau sorgen, kann demnach auch in Österreich registriert werden. Erst in der letzten Dekade im März erreicht die Warmluft das polare Gebiet, und der Wirbel teilt sich auf.

Ende März beginnen die Temperaturen in Westeuropa in der Stratosphäre langsam wieder zu steigen, ebenso wie die Ozonwerte.

Im November wird die kalte polare Luft Richtung Europa geschoben, mit seinem Zentrum über Skandinavien. Die Temperaturwerte in unseren Breiten in der Stratosphäre sind niedriger als gewöhnlich. Die niedrigen Ozonwerte zeigen die bereits bekannte positive Korrelation zwischen Temperatur und Ozongehalt. Ende November und zu Dezemberbeginn befindet sich wieder wärmere Luft über Westeuropa.

Im Dezember werden in der Stratosphäre extrem niedrige Temperaturen über den Polen gemessen; diese ermöglichen das Entstehen von polaren Eiswolken (PSCs). Das Zentrum des Vortex verlagert sich wieder in Richtung europäische Arktis. Die Ausläufer des starken polaren Vortex sind auch bei uns ab Mitte Dezember zu beobachten. Die Temperaturen liegen unter den langjährigen Mittelwerten, was sich erneut in den verminderten Ozondaten widerspiegelt.

Im Jänner 1995 ist eine Abnahme gegenüber dem langjährigen Mittel von -19% zu beobachten. Auch der Februar mit -18% zeigte eine Verdünnung der Ozonschicht. Erst in der zweiten Hälfte des Jahres ist eine Erholung der Ozonschicht zu beobachten. Lediglich die Langzeitabnahme kann gemessen werden.

Die starke Abnahme des Gesamtozons in der ersten Jahreshälfte wird durch eine Reihe von stratosphärischen dynamischen und chemischen Vorgängen hervorgerufen.

Im Jänner 1995 befindet sich das Zentrum des Polarwirbels über der sibirischen Arktis und zeigt extrem niedrige Temperaturen, so niedrig, daß die Bildung polarer Stratosphärenwolken möglich ist. In unseren Breiten überwiegt der Einfluß der kalten Temperaturen und des polaren Wirbels. Auch die niedrigen Ozonwerte, die durch die chemischen Abbau-mechanismen im polaren Wirbel entstehen, werden Richtung mittlere Breiten transportiert. Dadurch werden im Jänner/Februar in Österreich niedrige Ozonwerte gemessen.

Im März sinken die Temperaturen am Pol weiter ab, sodaß die Bildung von PSCs erneut möglich ist. Dies führt zu einem verstärkten Ozonabbau im polaren Gebiet. Der Vortex wird von einem starken Westwind umgeben. Mitte März wird der polare Vortex durch den Transport von sensibler Wärme durch eine planetare Welle aufgebrochen. Die kalte ozonarme Luft verlagert sich erneut Richtung Skandinavien. Nur ein geringer Teil der ozonarmen Luft wird bis Österreich transportiert.

In Jahr 1995 wird auch die Umstellung der annähernd zweijährigen Schwingung in die Westwindphase im Winter/Frühling beobachtet. Bei solchen Ereignissen zeigt sich, daß der Ozongehalt eine negative Abweichung von ca. 6% in mittleren Breiten vom langjährigen Mittelwert aufweist. Dieses Ereignis wird von den oben beschriebenen Verhältnissen der Stratosphäre in 30 hPa überlagert und erklärt damit die extrem niedrigen Werte in der ersten Jahreshälfte.

Auch im Jänner 1996 ist eine Abnahme gegenüber dem langjährigen Mittel von -13% zu beobachten, während im Februar das langjährige Monatsmittel erreicht wird. Dies ist einerseits mit den sehr niedrigen Temperaturen in der Troposphäre in Verbindung zu bringen, denn eine kalte Troposphäre ist mit einer warmen Stratosphäre verknüpft und jene zeigt eine positive Korrelation mit dem Ozongehalt. Zum anderen ist Österreich im Februar 1996 nicht in den Einflußbereich des polaren Vortex gelangt. Die Abnahme der stratosphärischen Ozonschicht zeigte im Winter 1995/96 keine so drastische Reduktion wie in den Jahren zuvor.

### 3.3 Tagesmittel im Jahresverlauf

Das veränderliche Ozon in den mittleren Breiten zeigt Variationen mit unterschiedlicher Raum- und Zeitskala. Diese natürlichen Variationen spiegeln Änderungen des stratosphärischen Wetters und Klimas wider. Neben den zuvor beschriebenen großräumigen Prozessen beeinflussen kleinräumigere meteorologische Vorgänge den stratosphärischen Ozongehalt. Meteorologisch gesehen ist der tägliche Gesamtozongehalt abhängig von der Temperatur in der Stratosphäre sowie von den Wettersystemen in der darunterliegenden Schicht. Der Ozongehalt der Nordhalbkugel ist also aufgrund natürlicher Prozesse großen Schwankungen unterworfen.

Die starken natürlichen Schwankungen, die vor allem in den Winter- und Frühjahrsmonaten auftreten, wurden bereits bei der Darstellung der Monatsmittelwerte festgestellt. Noch deutlicher werden diese Schwankungen bei der Betrachtung der Tagesmittelwerte während eines Jahres, denn bei der Betrachtung der täglichen Mittelwerte kommen auch die kleinskaligen meteorologischen Phänomene zum Ausdruck.

In Abbildung 3.3.1 sind die Tagesmittelwerte des Gesamtozons im Jahresverlauf dargestellt. In dieser Darstellung sind alle Tagesmittelwerte des Jahres 1994 eingetragen. An Tagen, an denen keine Messung bei direkter Sonne möglich gewesen ist, werden die Tagesmittel der Messungen im Zenit verwendet. Zusätzlich zu den Tagesmitteln sind die langjährigen Monatsmittel und deren Standardabweichungen abgebildet. Wie bereits aus den Standardabweichungen der Monatsmittel zu erkennen ist, sind die Schwankungen im Winter/Frühling am größten. Dieser Effekt spiegelt sich auch in den Tagesmitteln wider. Im Jahr 1994 sind in den Monaten Jänner, Februar, März und April große Schwankungen während weniger Tage zu beobachten. Die höchste Schwankung von Tag zu Tag im Jänner wird vom 12. auf den 13. gemessen, mit 52 DU. Im Februar, vom 14. zum 15., beträgt die höchste Schwankung 88 DU und stellt damit die höchste Schwankung während des Jahres 1994 dar. Mitte März wird eine Änderung von einem Tag zum anderen mit 79 DU gemessen, und im April gibt es einige Tage mit entsprechenden Variationen von 60 DU.

Die Ursachen für die hohen Variabilitäten in den Winter- und Frühjahrsmonaten sind die auftretenden Stratosphärenenerwärmungen, die Umstellung der Stratosphäre auf Sommerzirkulation und die kleinskaligen internen Schwerewellen.

Im Jänner werden über Europa einige kleine, lokale Stratosphärenenerwärmungen beobachtet. Im Februar hat sich dann eine großräumige Erwärmung über Europa aufgebaut, und deutlich positive Temperaturanomalien werden gemessen, die positiv mit dem stratosphärischen Ozongehalt korrelieren. Trotz der großen Von-Tag-zu-Tag-Schwankungen sind die erhöhten Ozonwerte doch deutlich zu beobachten. Die negativen Ozonabweichungen im März werden auch in den Tagesmittelwerten deutlich sichtbar. Zu dieser Zeit ist, wie bereits im vorigen Kapitel erläutert wurde, der polare Wirbel über Europa plaziert gewesen. Die negativen Temperaturanomalien korrelieren gut mit den niedrigen Von-Tag-zu-Tag-Ozonwerten in der zweiten Märzhälfte. Die Umstellung auf Sommerzirkulation, die im April erfolgt, ist wieder mit großen Tag-zu-Tag-Schwankungen verbunden.

Die Von-Tag-zu-Tag-Schwankungen nehmen über die Sommermonate ab. Die maximale Variation im August vom 10. auf den 11. beträgt nur mehr 15 DU. Im September beginnen die Schwankungen wieder zuzunehmen. Die tiefen Gesamtozonwerte im November in mittleren Breiten gehen parallel mit den tiefen Stratosphärentemperaturen, die in diesem Zeitraum gemessen werden. Über dem Nordpol jedoch ist Mitte November eine positive Temperaturanomalie im 30 hPa Niveau aufgetreten, die durch eine planetare Welle hervorgerufen wird.

## Tagesmittel im Jahresverlauf

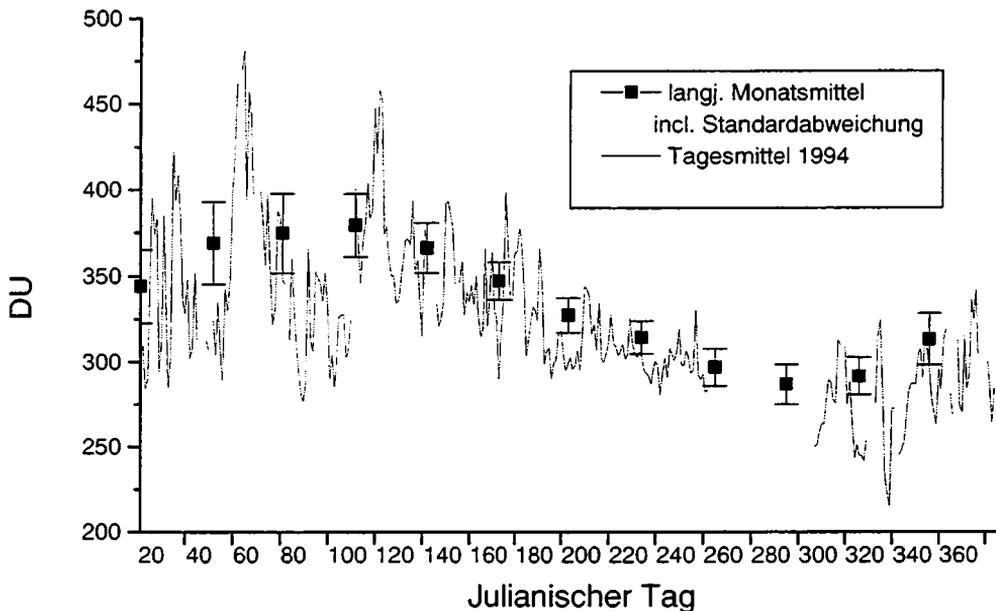


Abbildung 3.3.1: Tagesmittel im Jahresverlauf 1994 und die langjährigen Monatsmittelwerte mit deren Standardabweichungen.

Anfang Dezember entsprechen die Temperaturwerte im 30 hPa Niveau den langjährigen Beobachtungen, nehmen jedoch nach dem 20. Dezember wieder ab. Diese Abnahme der Temperatur zum Monatsende ist auch deutlich in den Ozondaten zu finden.

Doch trotz der zu beobachtenden Variationen, die von Tag zu Tag bis zu 80 DU und mehr betragen können, liegt der große Teil der Tagesmittelwerte unterhalb der langjährigen Werte und auch unterhalb der Standardabweichungen. Besonders auffällig sind die niedrigen Werte im März. Trotz der großen Schwankungen in diesem Monat wird der langjährige Monatsmittelwert an keinem Tag erreicht. Die dynamischen Vorgänge werden wieder von den chemischen Prozessen überlagert. Das heißt, daß der Effekt der Ozonreduktion von 4-5% pro Dekade in mittleren Breiten (WMO, 1995) hier zu beobachten ist.

Noch deutlicher wird der Einfluß der Ozonreduktion in mittleren Breiten bei Betrachtung des Jahresganges der Tagesmittel 1995 (Abbildung 3.3.2). Trotz der Von-Tag-zu-Tag-Variationen, die wie bereits im Jahr zuvor, vor allem in den Winter- und Frühlingsmonaten großen natürlichen Schwankungen unterliegen, liegen die meisten Tagesmittelwerte des Ozons unterhalb der Langzeitmonatsmittelwerte. Besonders auffällig sind die niedrigen Werte in den Wintermonaten. Der Grund dafür liegt in den herrschenden dynamischen und chemischen Verhältnissen der Stratosphäre, wie bereits eingehend in den vorigen Kapiteln diskutiert wurde.

Die Schwankungen von Tag zu Tag sind in diesem Jahr etwas stärker ausgeprägt als im Jahr zuvor. So werden im Jänner Schwankungen von bis zu 83 DU beobachtet. Im Februar gehen die Variationen auf bis zu 48 DU zurück, während im März die Von-Tag-zu-Tag-Schwankungen wieder zunehmen und auch die maximale Schwankung des Jahres mit 122 DU in diesem Monat zu finden ist.

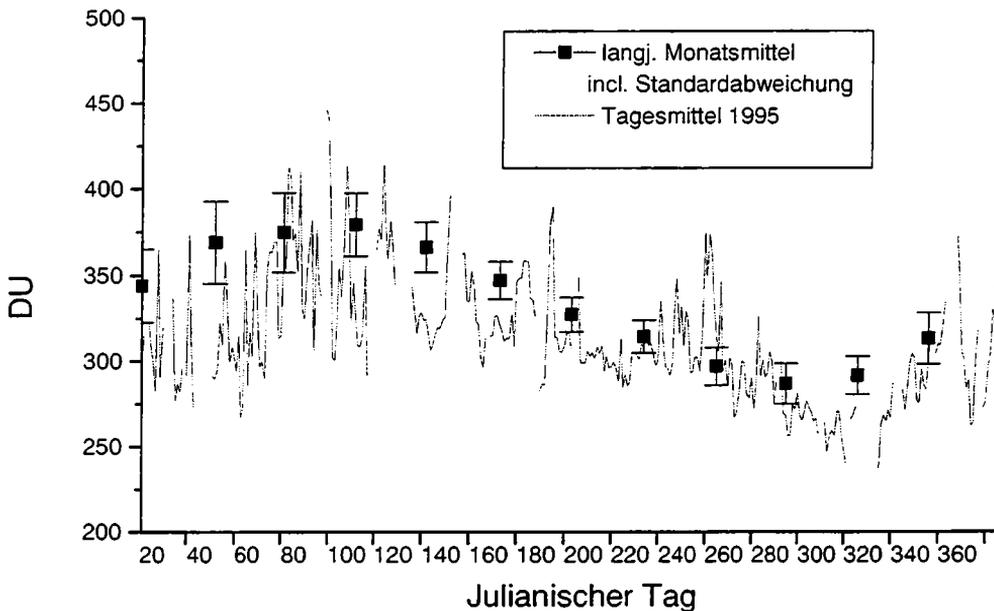


Abbildung 3.3.2: Darstellung der Tagesmittel im Jahresverlauf, der langjährigen Monatsmittel und deren Standardabweichungen.

Die beobachteten Schwankungen können wieder mit Hilfe der dynamischen stratosphärischen Verhältnisse erklärt werden. Die extrem niedrigen Tagesmittelwerte des Ozons um den 20. Jänner sind positiv korreliert mit den in diesem Zeitraum gemessenen sehr niedrigen Temperaturen in der Stratosphäre. Die beobachteten niedrigen Ozonwerte (Werte sinken bis auf 250 DU) liegen noch deutlich unter dem langjährigen Monatsmittelwert des Oktobers, dem Monat im Jahr, der die geringste Ozonschichtdicke (287 DU) aufweist. Die Stratosphäre zeigt sich im gesamten Monat Jänner im Vergleich zu den Langzeitbeobachtungen zu kalt. Die starken Schwankungen können mit einer stark entwickelten planetaren Höhenwelle, die für einen Nordwärtstransport von sensibler Wärme verantwortlich ist, in Verbindung gebracht werden.

Die Stratosphärenenerwärmung im Februar erreicht Österreich nicht, und daher bleibt die negative Temperaturanomale auch in diesem Monat über Österreich bestehen. Besonders die tiefen Temperaturen um den 12. Februar spiegeln sich deutlich in den niedrigen Ozonwerten wider, ebenso wie die niedrigen Ozonwerte in der letzten Märzhälfte positive Korrelationen mit den niedrigen Temperaturen zeigen. Die Umstellung zur Sommerzirkulation vollzieht sich langsam und ist erst Ende April abgeschlossen. Anfang April werden noch einmal niedrige Stratosphärentemperaturen gemessen, und wieder zeigt sich dies auch in den Ozonwerten, die bis auf 290 DU sinken.

Wie schon im Jahr 1994 beobachtet, nehmen die Schwankungen zum Sommer hin ab und beginnen ab Herbst wieder langsam zuzunehmen.

### 3.4 Tageszeitliche Veränderungen

Nicht nur in den Von-Tag-zu-Tag-Schwankungen zeigt sich die hohe Variabilität des stratosphärischen Ozons, sondern auch bei der Betrachtung der Schwankungen, die während eines Tages auftreten können. Wie schon bei den Monatsmitteln und den Tagesmitteln gut zu erkennen war, sind auch die höchsten tageszeitlichen Veränderungen während der Winter- und Frühjahrsmonate zu beobachten.

Das stratosphärische Ozon ist einer der wenigen meteorologischen Parameter, der keinen typischen Tagesgang besitzt. Diese Tatsache alleine würde eine zeitlich hoch aufgelöste Prognose äußerst schwierig machen. Die Ozonsituation während eines Tages kann sich an einem ruhigen Tag kaum ändern, oder aber an "stürmischen" Tagen hohe Standardabweichungen um 10 DU und höher erreichen.

Diese sehr kurzzeitigen Ozonschwankungen, die innerhalb einer Stunde großen Veränderungen unterworfen sein können, werden durch sehr kleinräumige Vorgänge in der Stratosphäre und der oberen Troposphäre verursacht.

An ozonruhigen Tagen ändert sich der stratosphärische Ozongehalt innerhalb eines Tages nur wenig (Abbildung 3.4.1). Die Standardabweichung des Ozongehalts im Verlauf eines Tages zum täglichen Mittelwert ist dementsprechend gering. Im gezeigten Beispiel beträgt sie 2.2 DU. An einzelnen Tagen kann die Abweichung aber noch unter diesem Wert liegen. Am dargestellten Tag sind 70 Einzelmessungen bei direkter Sonne durchgeführt worden, davon sind 64 Messungen eingetragen. Die restlichen sechs Messungen sind nicht dargestellt, da die Meßgenauigkeit dieser Einzelmessungen 2.5% überschritten hat. Der Tagesverlauf zeigt einen ausgeglichenen Verlauf der Ozonkonzentration, eine leichte Abnahme der Werte von Beginn der Messungen bis Sonnenuntergang ist zu beobachten. Daß diese Tatsache keineswegs ein übliches Erscheinungsbild ist, zeigt das nächste Beispiel.

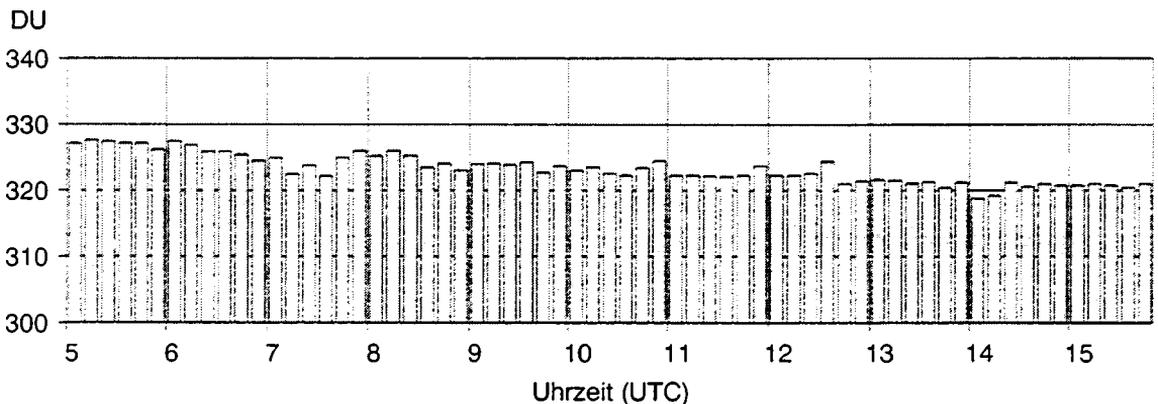


Abbildung 3.4.1: Tagesverlauf des stratosphärischen Ozons am 23. Mai 1995

In Abbildung 3.4.2 ist der Gesamtozongehalt des 1. März 1995 im Tagesverlauf abgebildet. An diesem Tag sind 46 Messungen bei direkter Sonne durchgeführt worden. An diesem Tag sind alle Einzelmessungen innerhalb der erlaubten Meßgenauigkeit, und daher sind alle Messungen eingetragen. Die Standardabweichung der Einzelmessungen zum Tagesmittelwert beträgt in diesem Fall 10.4 DU. Der Tagesgang zeigt einen Ozongehalt von 302 DU bei Beginn der Messung, bei einer Sonnenhöhe von 15°. Im Laufe des Tages ist ein stetiges Ansteigen des Gesamtozongehaltes zu beobachten. Bei der letzten Messung an diesem Tag wird bereits eine Ozonkonzentration von 335 DU gemessen.

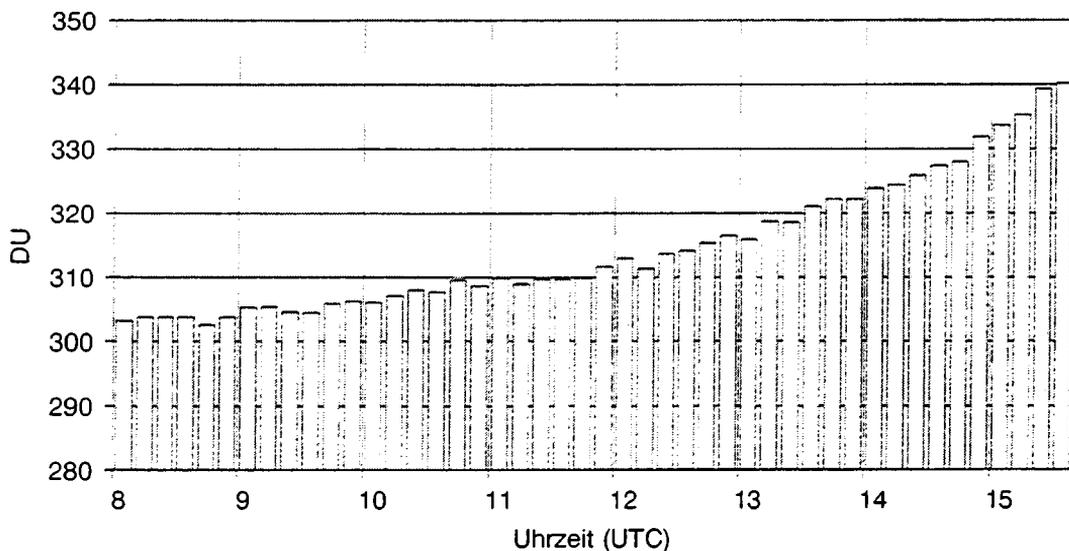


Abbildung 3.4.2: Tagesverlauf des Gesamtozongehaltes am 1. März 1995

Daß der stratosphärische Ozongehalt aber nicht immer einen ansteigenden oder abfallenden Tagesgang aufweist, wird in der nächsten Abbildung gezeigt (Abbildung 3.4.3). Es kann durchaus vorkommen, daß der Gesamtozongehalt während des Tages ansteigt und dann wieder abnimmt. In dieser Abbildung sind 41 von 42 Messungen dargestellt. Die Standardabweichung zum Tagesmittelwert beträgt 7.7 DU. Zu Meßbeginn (10 Uhr Ortszeit) wird ein Ozongehalt von 389 DU gemessen. Bis zur Mittagszeit um 13 Uhr steigt der Gesamtozongehalt auf 418 DU an und fällt am Nachmittag auf 390 DU ab. Die Zunahme des Ozongehaltes zwischen 11.30 und 13.00 Uhr Ortszeit beträgt 20 DU. Die Abnahme des Gesamtgehaltes um etwa denselben Betrag ist zwischen 13.00 und 14.00 Uhr Ortszeit zu beobachten. Das heißt also, daß sich der Ozongehalt an ozonstürmischen Tagen um 20 DU und mehr innerhalb einer Stunde ändern kann.

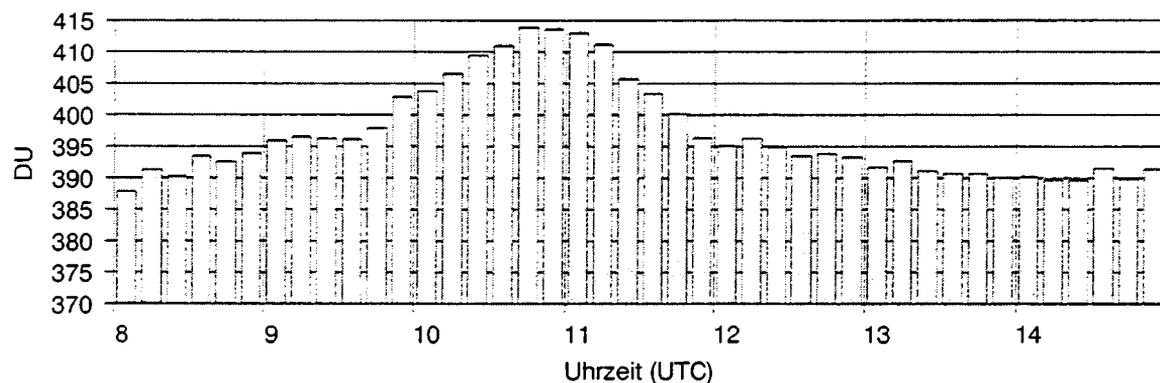


Abbildung 3.4.3: Tagesverlauf des Gesamtozongehaltes am 18. Februar 1994

Dies sind nur einige wenige Beispiele, die die hohe Variabilität des stratosphärischen Ozongehaltes im Verlauf eines Tages zeigen sollen. Hervorgerufen werden diese Schwankungen durch dynamische und konvektive Prozesse, wie z.B. durch Schwerewellen und Turbulenzen in der mittleren Atmosphäre. Schwerewellen entstehen in der Troposphäre, z.B. an orographischen Hindernissen, Fronten, Wirbelstürmen und Regionen mit Konvektion, und breiten sich in die mittlere Atmosphäre aus. Durch Turbulenzen werden Fluktuationen in Geschwindigkeit, Dichte, Druck und Temperatur erzeugt und es können Masse, Wärme und Impuls transportiert werden.

### 3.5 Jahrgang der UV-B-Strahlung

Die UV-B-Meßdaten mittels Brewer sind mit einer spektralen Ungenauigkeit in einer Größenordnung bis zu 10% erfaßt worden. Die Abbildung 3.5.1 zeigt die Tagessummen der Integralwerte von 290 nm bis 325 nm für die Jahre von 1994 bis 1996. Die Fehler des Integrals sind kleiner und liegen unter 5%. Die Abbildung zeigt, daß die solare Bestrahlungsstärke eine starke Abhängigkeit von der Sonnenhöhe aufweist. Abgesehen von der Sonnenhöhe bei wolkenlosem Himmel ist der stratosphärische Ozongehalt der bestimmende Faktor für die UV-B-Bestrahlungsstärke (siehe Abschnitt 3.6). In der Abbildung sind Tage bei allen Witterungsverhältnissen dargestellt. An wolkenlosen Tagen im Sommer ist die Einstrahlung viel stärker als im Winter. So beträgt der Anteil des Winterwertes am Sommerwert nur 14%.

Die Bewölkung vermindert merklich die UV-B-Bestrahlungsstärke, weil bei bewölktem Himmel durch zusätzliche Streuung und Absorption in den Wolken eine weitere Abschwächung der Strahlung erfolgt. Das quantitative Ausmaß der Abnahme der Bestrahlungsstärke hängt von der Dichte der Bewölkung ab. So kann im Sommer bei völlig bedecktem Himmel die UV-B-Bestrahlungsstärke auf den Winterwert reduziert werden.

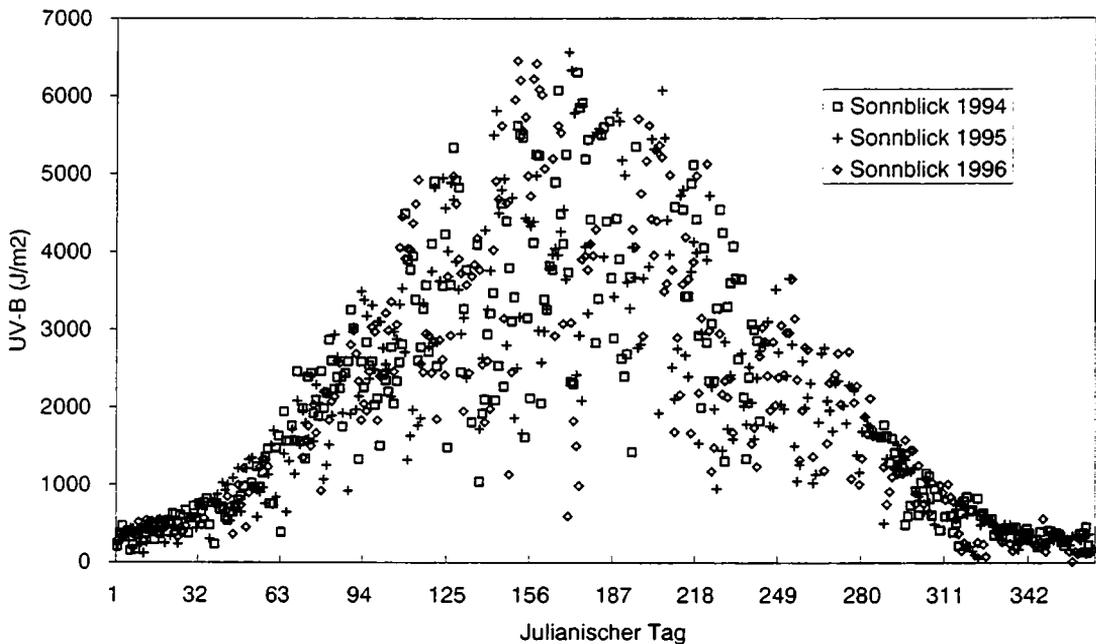


Abbildung 3.5.1: Jahrgang der Tagessummen der UV-B-Strahlung

### 3.6 Zusammenhang der UV-B-Bestrahlungsstärke mit der Ozonkonzentration

Die UV-B-Bestrahlungsstärke hängt bekanntlich exponentiell von der Ozonschichtdicke ab. Es wurden Messungen bei wolkenlosem Himmel vom Jahr 1996 als Funktion der Ozonschichtdicke untersucht. Für diese Studie wurden nur Daten bei einem Sonnenzenitwinkel von  $70^\circ$  und bei einer Wellenlänge gleich 305 nm herangezogen. Abbildung 3.6.1 zeigt die zu erwartende exponentielle Abhängigkeit von der Ozonschichtdicke, die parametrisiert in der Form

$$\text{Int305} = 5.86 * 0.98^\lambda$$

gegeben ist. Hierbei bedeutet Int305 die Bestrahlungsstärke bei 305 nm,  $\lambda$  ist die Wellenlänge in nm. Die starke Zunahme der UV Bestrahlungsstärke bei Ozonkonzentrationen unter 300 DU im Vergleich zu jener bei höheren Ozonwerten ergibt sich also aus dieser exponentiellen Abhängigkeit der Ozonsäule. Die gleiche Abnahme an stratosphärischem Ozon hat folglich viel drastischere Folgen bei bereits niedrigen Ozonwerten als bei höheren Werten.

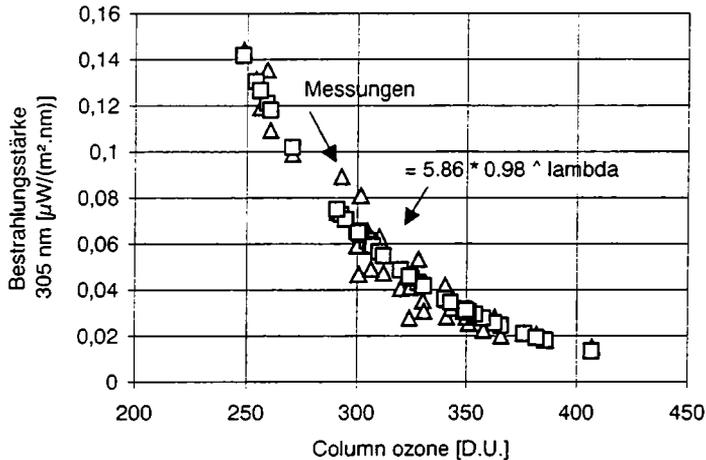


Abbildung 3.6.1: Abhängigkeit der UV-Bestrahlungsstärke bei 305 nm von der Ozonschichtdicke  
Sonnzenitwinkel = 70°

Die Abbildung 3.6.2 zeigt den Zusammenhang zwischen der Ozonschichtdicke und der Bestrahlungsstärke bei verschiedenen Wellenlängen (300 nm, 310 nm und 320 nm) und für einen konstanten Zenitdistanz-Bereich der Sonne von 70 Grad. Bei dieser Abbildung wurden die Meßwerte der UV-B-Bestrahlungsstärke und Ozonschichtdicke, die in der Graphik einen Punkt ergeben, so gewählt, daß sie zeitlich nicht weiter als 20 Minuten auseinander liegen; weiters wurden nur Messungen bei wolkenlosem Himmel berücksichtigt. Die Zenitdistanz von 70 Grad wird von der Sonne während des ganzen Jahres erreicht; dieser Umstand gestattet eine Beobachtung großer Variabilitätsspannen der Ozonschichtdicke, und diese lassen erkennen, daß an der langwelligen Grenze des UV-B die Ozonschichtdicke so gut wie keinen Einfluß mehr auf die Bestrahlungsstärke hat.

Hingegen ändert sich das UV-B bei einer Wellenlänge von 300 nm zwischen 240 und 420 DU um eine Größenordnung.

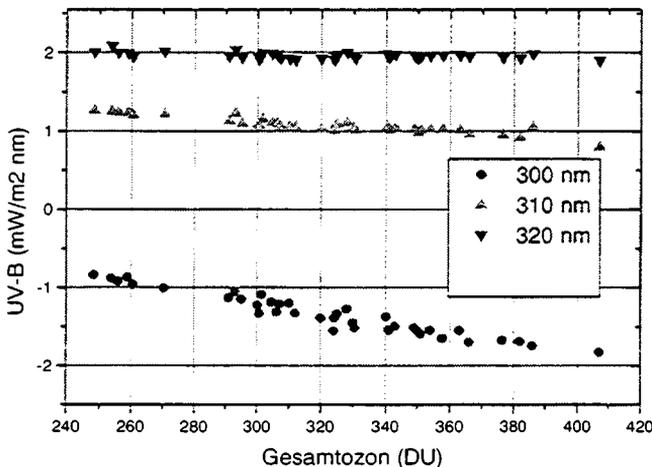


Abbildung 3.6.2:  
Zusammenhang zwischen Ozon-  
schichtdicke und der Bestra-  
hlungsstärke bei verschiedenen  
Wellenlängen bei einer Zenit-  
distanz von 70 Grad

### 3.7 Vergleich der Bestrahlungsstärke bei wolkenlosem Himmel im Sommer und im Winter

Andere Faktoren, welche die UV-Bestrahlungsstärke am Boden beeinflussen, sind neben der Ozonkonzentration auch die Trübung der Atmosphäre, die Reflexionseigenschaften des Bodens (Albedo) und die Bewölkung.

Wir betrachten im folgenden den Einfluß der Albedo und der Trübung. Im Sommer ist die Schneebedeckung in der Umgebung vom Sonnblick auf die Gletscher reduziert. Da Schnee eine hohe Albedo von ca. 0.9 (90% der ankommenden Strahlung wird zurückreflektiert) aufweist, ist eine viel höhere mittlere Albedo der Umgebung im Winter zu erwarten. Eine höhere Albedo führt generell durch Rückstreuung der am Boden reflektierten Bestrahlungsstärke zu einer Erhöhung der am Boden ankommenden Bestrahlungsstärke.

Generell werden in hochgelegenen alpinen Gegenden durch mehr Konvektion im Sommer mehr Partikel in der Luft beobachtet. Partikel streuen und absorbieren die ankommende Strahlung und führen zu einer Abschwächung der am Boden ankommenden Bestrahlungsstärke.

In Abbildung 3.7.1 ist die Bestrahlungsstärke bei wolkenlosem Himmel bei 320 nm für einen Sonnenzenitwinkel von 70° als Funktion der Ozonsäule im Winter und im Sommer dargestellt. Es wurde eine Regression durchgeführt, um den von der Ozonkonzentration unabhängigen Unterschied der UV Bestrahlungsstärke im Winter und im Sommer zu untersuchen. Der Unterschied zwischen den Regressionen ergibt eine bei 320 nm um ca. 13-21% und bei 305 nm eine ca. 7-10% höhere Bestrahlungsstärke im Winter. Dies ist aber nicht nur durch eine geringere Albedo und eine höhere Trübung im Sommer erklärbar, sondern auch durch die größere Entfernung der Erde von der Sonne im Sommer, die eine um 7% höhere Bestrahlungsstärke im Winter zur Folge hat.

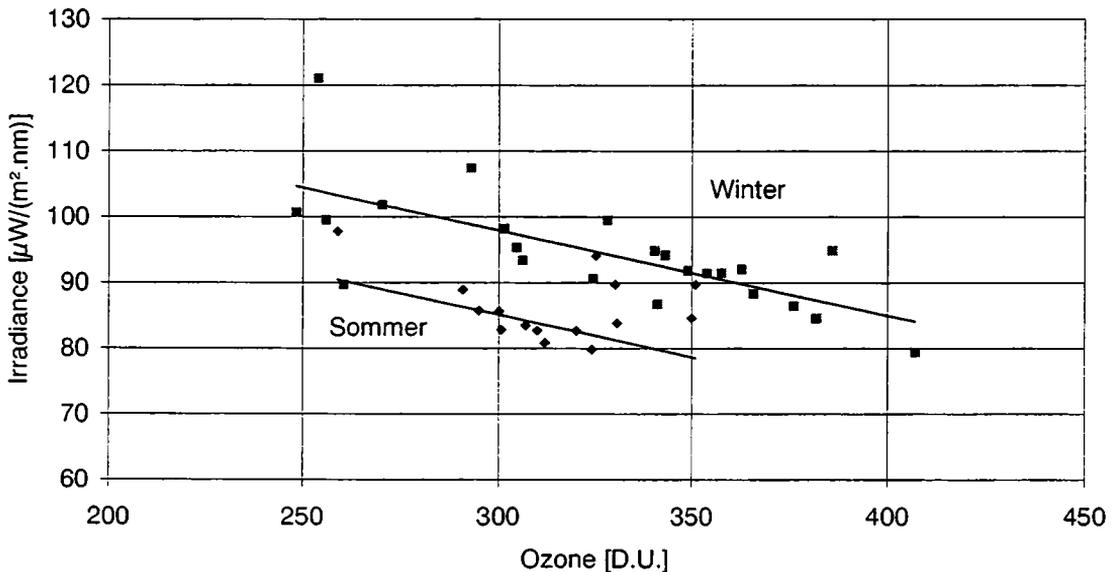


Abbildung 3.7.1: Vergleich der Bestrahlungsstärke bei 320 nm im Winter und im Sommer  
Der Zenitwinkel der Sonne ist 70°

### **Danksagung**

*Für die finanzielle Unterstützung dieses Projektes sind wir dem Bundesministerium für Umwelt und Familie zu Dank verpflichtet. Weiterer Dank gilt den Wetterwarten: den Herren Friedl Wallner, Hans Lindler, Lug Rasser, Toni Lackner, für die andauernde und verlässliche Betreuung des Gerätes, die das Vertrauen in die Daten für die Auswertung an dieser extremen Station ermöglichen, sowie Herrn Dipl.-Ing. Michael Mandl. Für die Überlassung der Daten von Arosa sind wir dem Schweizer Wetterdienst sehr zu Dank verpflichtet.*

### **Literatur**

- BREWER, A. W., 1973: A replacement for the Dobson spectrophotometer, Pure and Appl. Geophys., 106-108, 919.
- DAHLBACK, A., RAIROUX, P., STEIN, B., DEL GUASTA, M., KYRÖ, E., STEFANUTTI, L., LARSEN, N.; 1994: Effects of the stratospheric aerosols from the Pinatubo eruption on ozone measurements at Sodankylä 1991/92, Geophys. Res. Lett., in print.
- DIRMHIRN, I., BREYCHA, M., 1993: Kontinuierliche Messungen des stratosphärischen Ozons auf dem Hohen Sonnblick, Wetter und Leben, 45, 1-2, 87.
- DÜTSCH, H.U., 1993: Der heutige Stand der Ozonforschung, Wetter und Leben, Wien, 45, 3.
- GRAY, L. J., and PYLE, J. A., 1989: A two-dimensional Model of the Quasi-biennial oscillation of ozone, J. Atmos. Sci., 46, 2, 203.
- KERR, J. B., McELROY, C. T., WARDLE, D. J., OLAFSON, R. A., EVANS, W. F. J., 1984: The automates Brewer Spectrophotometer, Atmos. Ozone, Proc. Quadrennial Ozone Symposium, Chalkidike, Greece, 239.
- SAUBERER, F., und DIRMHIRN, I., 1958: Das Strahlungsklima, in Steinhauser, Eckel, Lauscher, Klimatographie von Österreich, Wien, 13.
- SCI-TEC, 1993: Brewer MKIV Spectrophotometer. Operational Manual.
- WARDLE, D. I., WALSHAW, C. D., WORMELL, T. W., 1963: A new instrument for atmospheric ozone, Nature, 199, 1177.
- WMO, 1992: WMO and the ozone issue, WMO No. 778.
- WMO, 1995: Scientific Assessment of ozone depletion: 1994, Report No. 37.

### **Anschrift der Verfasser:**

M. Breycha  
 Meteodata Wetteranalysen  
 Kraims 84, A-4863 Seewalchen

S. Simic, P. Weihs, W. Mikielewicz, G. Rengarajan, W. Laube  
 Institut für Meteorologie und Physik, Universität für Bodenkultur  
 Türkenschanzstr. 18, A-1180 Wien