

# **Untersuchungen zur Trenddetektion und zu hemisphärischen Unterschieden der spektralen UV-Bestrahlungsstärke**

Von der Fakultät für Mathematik und Physik  
der Gottfried Wilhelm Leibniz Universität Hannover  
zur Erlangung des Grades  
Doktorin der Naturwissenschaften  
Dr. rer. nat.  
genehmigte Dissertation  
von

Dipl.-Meteorologin Merle Glandorf,  
geboren am 12. März 1974 in Bremen

2007

Referent: Prof. Dr. Gunther Seckmeyer  
Korreferentin: Prof. Dr. Angelika Anders  
Tag der Promotion: 20. Juli 2007

## Zusammenfassung

Atmosphärisches Ozon absorbiert einen Großteil der für den Menschen überwiegend schädlichen solaren ultravioletten (UV) Strahlung. Aufgrund des seit Mitte der 80er Jahre des 20. Jahrhunderts festgestellten globalen Rückgangs des Gesamt ozons stellt sich die Frage, ob und inwiefern die UV-Strahlung am Boden seitdem zugenommen hat, wie es entsprechend der Ozonabnahme zu erwarten wäre, oder ob andere Einflussfaktoren zu einer anderen Entwicklung geführt haben.

In der vorliegenden Arbeit wird eine umfassende Trenduntersuchung von spektralen UV-B-Bestrahlungsstärken für eine Vielzahl an Wellenlängen und Sonnenzenitwinkeln durchgeführt. Dafür werden Messreihen der Stationen Thessaloniki (Griechenland) und Sodankylä (Finnland) auf mögliche Langzeitänderungen analysiert. Die Ergebnisse deuten auf einen Anstieg der UV-Bestrahlung im Zeitraum 1989 bis 2002 (Thessaloniki) bzw. 1990 bis 2001 (Sodankylä) hin, ein eindeutiger Nachweis kann jedoch nicht erbracht werden. Um zu untersuchen, wie lang Zeitreihen der UV-Bestrahlungsstärke sein müssen, um einen linearen Trend unzweifelhaft nachweisen zu können, wurde eine neue Methode entwickelt und in dieser Arbeit erfolgreich angewendet. Die Resultate zeigen, dass ein Anstieg der UV-Strahlung, der auf einem realistischen Ozonrückgang basiert, an den Stationen Thessaloniki und Sodankylä nach frühestens 12 bis 15 Jahren kontinuierlicher Messung detektiert werden kann. Für Sodankylä erweist sich der Wellenlängenbereich um 300 nm, für Thessaloniki das Intervall zwischen 310 und 315 nm als am geeignetsten für eine UV-B-Trenddetektion.

Variationen der Ozonsäule und der UV-Strahlung finden nicht nur auf der zeitlichen Skala statt, sondern treten auch räumlich auf. Satellitenmessungen der globalen Ozonverteilung zeigen, dass im Jahresmittel auf der Südhalbkugel durchschnittlich geringere Ozonwerte als auf der Nordhalbkugel vorliegen. Bei Bodenmessungen der UV-Strahlung in den mittleren Breiten beider Hemisphären wurden auf der Südhalbkugel bis zu 40 % höhere erythemwirksame Bestrahlungsstärken festgestellt. Diese Differenz ist jedoch zu groß, um sie allein unterschiedlichen Ozonsäulen zuzuschreiben.

In dieser Arbeit wird eine neu entwickelte Methode präsentiert, mit der die Anteile der einzelnen Einflussfaktoren an den Strahlungsunterschieden quantifiziert werden können. Sie wird erfolgreich auf UV-Messdaten der Stationen Garmisch-Partenkirchen (Deutschland) und Lauder (Neuseeland) angewandt. Das Ergebnis zeigt, dass Unterschiede im Bewölkungseinfluss den größten Anteil an den gemessenen UV-Differenzen einnehmen. Eine Ausweitung der Untersuchung auf größere Gebiete auf Nord- und Südhalbkugel zeigt die Repräsentativität dieses Resultats für Mitteleuropa und Neuseeland. Während bisherige Studien annahmen, dass hemisphärische UV-Strahlungsunterschiede hauptsächlich durch unterschiedliche Aerosolgehalte und den direkten Aerosoleffekt hervorgerufen werden, werden in dieser Arbeit Unterschiede im Bewölkungseinfluss als wesentliche Ursache identifiziert.

Schlagnworte: UV-Strahlung, Trendanalyse, hemisphärische Unterschiede

## Abstract

Large fractions of the harmful solar ultraviolet (UV) radiation are absorbed by atmospheric ozone. Since about 1985 the global amount of ozone decreases. That raises the question whether and to which extent the UV-radiation at the ground has increased since then or whether other effects have hindered such an effect.

This study presents a comprehensive trend analysis of UV irradiance for a wide range of wavelengths and solar zenith angles. Measurements from Thessaloniki (Greece) and Sodankylä (Finland) are analysed for possible long-term changes.

The analysed data from both stations indicate an increase in UV-B irradiance. An unambiguous trend, however, could not be detected, because the available data series are not long enough. In order to determine the necessary number of years, allowing for the identification of a significant trend, a new method was developed and applied successfully.

It is shown that after 12 to 15 years of continuous measurements a significant UV-B increase due to a realistic ozone decrease in Thessaloniki and Sodankylä can be identified. Furthermore, it was found that the most appropriate wavelengths for trend detection analyses differs with the location. The most suitable wavelengths are close to 300 nm for Sodankylä and between 310 and 315 nm for Thessaloniki.

Beside the temporal variations of ozone and UV radiation, also spatial variations have to be considered. Satellite-based measurements of the global ozone distribution show lower ozone columns in the southern hemisphere compared to the northern hemisphere on a yearly average base. Accordingly, ground-based measurements of UV radiation in mid-latitude regions on both hemispheres indicate higher values of erythemal UV in the southern hemisphere. The observed differences of up to 40 %, however, are much larger than what can be explained by the differences in total ozone.

A new method is presented which allows to divide the total UV difference into different portions, which then can be attributed to various influencing factors. This method is applied successfully on UV measurements from Garmisch-Partenkirchen (Germany) and Lauder (New Zealand).

The result shows that differences in the impact of clouds are responsible for the main fraction of the measured differences in UV radiation between Garmisch-Partenkirchen and Lauder. By extending the analysed area, this finding could be shown to be also representative for larger regions. In contrast to previous assumptions, which supposed that hemispheric differences in UV radiation are mainly caused by different atmospheric aerosol loading and the direct aerosol effect, this study identifies differences in cloud attenuation to be a further substantial factor.

Keywords: UV radiation, trend analysis, hemispherical differences



# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Einleitung</b>	<b>1</b>
<b>2</b>	<b>Grundlagen</b>	<b>6</b>
2.1	Grundlegende Strahlungsgrößen . . . . .	7
2.2	Photobiologische Wirkung von UV-Strahlung . . . . .	8
2.3	Einflussfaktoren auf die solare UV-Strahlung . . . . .	9
2.3.1	Sonnenzenitwinkel . . . . .	9
2.3.2	Ozon . . . . .	10
2.3.3	Wolken . . . . .	11
2.3.4	Aerosol . . . . .	12
2.3.5	Albedo . . . . .	12
2.3.6	Höhe des Messstandorts . . . . .	13
2.3.7	Extraterrestrische Sonnenstrahlung . . . . .	13
<b>3</b>	<b>Trenddetektion mit UV-Messdaten</b>	<b>15</b>
3.1	Messdaten . . . . .	15
3.1.1	Thessaloniki . . . . .	16
3.1.2	Sodankylä . . . . .	17
3.1.3	Aufbereitung der Messdaten . . . . .	17
3.2	Methoden . . . . .	21
3.2.1	Untersuchung zur Trenddetektion . . . . .	21
3.2.2	Untersuchung zur erforderlichen Zeitreihenlänge . . . . .	24
3.2.3	Untersuchung zum optimalen Wellenlängenbereich . . . . .	28
3.3	Ergebnisse . . . . .	28
3.3.1	Untersuchung zur Trenddetektion . . . . .	28
3.3.2	Untersuchung zur erforderlichen Länge der Zeitreihen . . . . .	41
3.3.3	Untersuchung zum optimalen Wellenlängenbereich . . . . .	44
3.4	Diskussion . . . . .	45
3.4.1	Untersuchung zur Trenddetektion . . . . .	45
3.4.2	Untersuchung zur erforderlichen Länge der Zeitreihen . . . . .	52
3.4.3	Untersuchung zum optimalen Wellenlängenbereich . . . . .	54
<b>4</b>	<b>Hemisphärische Unterschiede der UV-Strahlung</b>	<b>57</b>
4.1	Daten . . . . .	58
4.1.1	Europa . . . . .	58
4.1.2	Neuseeland . . . . .	59
4.1.3	Satellitendaten . . . . .	62

---

4.1.4	Aufbereitung der Daten . . . . .	62
4.2	Methoden . . . . .	71
4.2.1	Vergleich der UV-Bestrahlung in Garmisch-Partenkirchen und Lauder . . . . .	71
4.2.2	Vergleich größerer Gebiete (Mitteleuropa und Neuseeland) . . . . .	75
4.2.3	Vergleich größerer Gebiete mithilfe von Satellitendaten . . . . .	76
4.3	Ergebnisse . . . . .	76
4.3.1	Vergleich zweier Stationen (Garmisch-Partenkirchen und Lauder) . . . . .	77
4.3.2	Vergleich größerer Gebiete (Mitteleuropa und Neuseeland) . . . . .	80
4.3.3	Vergleich größerer Gebiete mithilfe von Satellitendaten . . . . .	82
4.4	Diskussion . . . . .	84
4.4.1	Vergleich zweier Stationen (Garmisch-Partenkirchen und Lauder) . . . . .	85
4.4.2	Vergleich größerer Gebiete (Mitteleuropa und Neuseeland) . . . . .	88
4.4.3	Vergleich größerer Gebiete mithilfe von Satellitendaten . . . . .	92
<b>5</b>	<b>Schlussbemerkungen und Ausblick</b>	<b>96</b>
5.1	Untersuchung zur Trenddetektion der spektralen UV-Bestrahlungsstärke . . . . .	96
5.2	Untersuchung hemisphärischer Unterschiede der erythemwirksamen UV- Strahlung . . . . .	99
	<b>Anhang A: Liste der Stationen in Europa und Neuseeland</b>	<b>101</b>
	<b>Anhang B: Liste der verwendeten Messdaten aus Europa</b>	<b>105</b>
	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>114</b>
	<b>Abbildungsverzeichnis</b>	<b>124</b>
	<b>Tabellenverzeichnis</b>	<b>126</b>
	<b>Abkürzungs- und Symbolverzeichnis</b>	<b>127</b>
	<b>Danksagung</b>	<b>129</b>

# 1 Einleitung

Seit der Entdeckung unerwartet niedriger Ozonwerte über der Antarktis Mitte der 80er Jahre des 20. Jahrhunderts ist die Diskussion um das so genannte „Ozonloch“ zunehmend Gegenstand des öffentlichen und politischen Interesses. Nicht nur über der Antarktis, sondern auch weltweit wurde seitdem eine Abnahme des Gesamtozons festgestellt (WMO, 2003). Besondere Relevanz gewinnt dieser Ozonrückgang durch seine Auswirkungen auf die am Erdboden ankommende ultraviolette (UV) Strahlung der Sonne. Ozon absorbiert einen Großteil der für den Menschen überwiegend schädlichen UV-Strahlung. In der Stratosphäre sorgt Ozon zusammen mit Sauerstoff dafür, dass praktisch die komplette eintreffende Sonnenstrahlung mit Wellenlängen unter 290 nm absorbiert wird. In diesen Bereich fällt auch die UV-C-Strahlung (100-280 nm), die damit die Troposphäre und die Erdoberfläche nicht erreicht. Ozon absorbiert wesentliche Anteile der UV-B-Strahlung (280-315 nm), während von der UV-A-Strahlung (315-380 nm) nur ein kleiner Bruchteil (weniger als 3%) absorbiert wird (KERR et al., 2003).

Der Zusammenhang zwischen einer Abnahme des Gesamtozons und einer Erhöhung der UV-, insbesondere der UV-B-Strahlung am Boden wurde in einer Vielzahl von Studien bestätigt, sowohl anhand von Messungen als auch mit Modellsimulationen (z. B. ZEREFOS, 2002; BARTLETT und WEBB, 2000; CASALE et al., 2000; CHO et al., 2000; HERMAN et al., 1999; MCKENZIE et al., 1999; BODHAINE et al., 1998; FIOLETOV et al., 1997). Die Wirkungen der UV-Strahlung auf biologische Organismen sind vielfältig und überwiegend schädigender Natur. Beim Menschen kann sie vor allem zu folgenden Schädigungen führen (STRAHLENSCHUTZKOMMISSION, 2002):

- Hautrötung (Sonnenbrand, Erythem),
- vorzeitige Hautalterung,
- Schädigung des Erbmaterials (DNS),
- Schwächung des Immunsystems,
- Augenerkrankungen (Katarakt),
- Hautkrebserkrankungen.

Die positiven Aspekte beschränken sich weitgehend auf den Beitrag der UV-B-Strahlung zur Vitamin D-Bildung beim Menschen und die Behandlung von Hautkrankheiten. Bei einer Abnahme der Ozonschicht ist allgemein zu erwarten, dass durch eine daraufhin erhöhte UV-Strahlung auch das Auftreten der schädlichen Wirkungen der UV-Strahlung zunimmt, sofern andere Einflussfaktoren unberücksichtigt bleiben.

## Langzeitänderungen der UV-Strahlung

Da die Menge der an der Erdoberfläche eintreffenden Strahlungsenergie jedoch nicht allein vom Ozongehalt der Atmosphäre abhängt, kann von einem Ozonrückgang nicht automatisch auf das UV-Strahlungsniveau am Boden geschlossen werden. Andere variable Faktoren wie das Reflexionsvermögen der Erdoberfläche, der Aerosolgehalt der Atmosphäre und die Bewölkung beeinflussen die UV-Strahlung ebenfalls. Daraus leitet sich die Frage ab, ob und inwiefern die UV-Strahlung am Boden in den letzten Jahrzehnten tatsächlich zugenommen hat, wie es entsprechend der Ozonabnahme zu erwarten wäre, und ob bzw. inwiefern parallel andere Veränderungen, zum Beispiel in der Bewölkung, zu einer anderen Entwicklung geführt haben.

In zahlreichen Studien wurden Untersuchungen zu zeitlichen Änderungen der UV-Strahlung durchgeführt (z. B. DEN OUTER et al., 2005; JOSEFSSON, 2005; TREPTE und WINKLER, 2004; ENGELSEN et al., 2004; WEATHERHEAD et al., 1997; HERMAN et al., 1996). Zumeist wurden dabei über die Wellenlänge integrierte Dosen untersucht. Entsprechende Routinemessungen der UV-Strahlung mit Breitbandinstrumenten finden an einigen Stationen seit den 70er Jahren des 20. Jahrhunderts statt. DEN OUTER et al. (2005) stellte in niederländischen Daten des Zeitraums 1979-2003 eine Zunahme der jährlichen UV-Dosis um 5-6 % pro Dekade fest. Für diesen Anstieg, so DEN OUTER et al. (2005), sei in einem hohen und signifikanten Maß der Ozonrückgang verantwortlich, gleichwohl könne nicht ausgeschlossen werden, dass auch Änderungen in der Bewölkung dazu beitragen. Die erythemwirksamen jährlichen UV-Dosen der schwedischen Station Norrköping wurden bei JOSEFSSON (2005) analysiert. Er stellte eine Zunahme der jährlichen UV-Dosis um etwa 0,5 % pro Jahr fest, bezogen auf den Zeitraum 1983-2003. Die parallele Untersuchung einer Zeitreihe der Globalstrahlung, die ebenfalls einen Anstieg aufweist, führte JOSEFSSON (2005) zu dem Schluss, dass in dem betrachteten Zeitraum die Variation der Bewölkung einen größeren Einfluss auf die UV-Strahlung ausübt als Variationen des Gesamt Ozons. WEATHERHEAD et al. (1997) untersuchten das Langzeitverhalten (Zeitraum 1974-1991) von Monatsmitteln der erythemwirksamen Tagesdosen an 14 Messorten in den USA. Bei einer Konzentration auf die Daten ab 1979 wurde ein mittlerer Anstieg der Monatsmittel der erythemwirksamen UV-Dosis von etwa 0,5 % pro Dekade berechnet. WEATHERHEAD et al. (1997) stellten eine Diskrepanz zwischen diesen Ergebnissen und dem aufgrund des Ozonrückgangs erwarteten größeren Anstieg fest, als Ursachen wurden eine Zunahme der troposphärischen Aerosole sowie Bewölkungseffekte vermutet.

Routinemessungen der spektralen UV-Bestrahlungsstärke starteten erst Ende der 80er Jahre des 20. Jahrhunderts an wenigen Stationen, die größte Anzahl der entsprechenden Zeitreihen beginnt in den 90er Jahren des 20. Jahrhunderts. Die Detektion möglicher Langzeitänderungen der spektralen UV-Bestrahlungsstärke wird durch die begrenzte Länge der Messreihen erschwert. Gegenüber Breitbandmessungen, bei denen das Instrument einen Messwert für den kompletten Wellenlängenbereich ausgibt, bieten spektrale Daten den Vorteil, dass auch kleinere Intervalle separat betrachtet werden können. Wenn die Wirkung der UV-Strahlung auf den Menschen im Mittelpunkt steht, sind insbesondere die UV-B-Wellenlängen von Interesse, da die Strahlung in diesem Bereich den größten

Beitrag zu der für den Menschen relevanten erythemwirksamen Dosis liefert (TEVINI, 1993).

Trenduntersuchungen zu möglichen Änderungen der spektralen Bestrahlungsstärke wurden zum Beispiel von GARANE et al. (2005), LAKKALA et al. (2003), AROLA et al. (2003), ZEREFOS (2002) und ZEREFOS et al. (1997) durchgeführt. ZEREFOS (2002) wies für die griechische Messstation Thessaloniki eine Zunahme der UV-Bestrahlungsstärke bei 305 nm um 2 % pro Jahr für wolkenlose Bedingungen nach. Es wurde jedoch festgestellt, dass die kurze Zeitreihenlänge nicht ausreicht, um verlässliche Schlüsse daraus zu ziehen (ZEREFOS, 2002). Zum gleichen Ergebnis kommt die Studie von AROLA et al. (2003), in der die Messreihen aus Thessaloniki und Sodankylä (Finnland) untersucht wurden, wobei die Einflussfaktoren auf kurzzeitige und langfristige UV-Änderungen im Mittelpunkt stehen. GARANE et al. (2005) detektierten nichtsignifikante Anstiege der spektralen UV-Bestrahlungsstärke zwischen 5 und 20 % pro Dekade bei fünf ausgewählten Wellenlängen an der Station Thessaloniki. LAKKALA et al. (2003) analysierte Monatsmittel der spektralen UV-Bestrahlungsstärke aus Sodankylä, signifikante Änderungen konnten dabei nicht nachgewiesen werden.

### **Hemisphärische Unterschiede der UV-Strahlung**

Variationen des Gesamtozons und der UV-Strahlung geschehen nicht nur auf der zeitlichen Skala, sondern auch räumlich. Die Verteilung des Gesamtozons variiert stark mit dem Breitengrad. Die höchsten Ozonwerte treten in den mittleren und hohen Breiten auf (WMO, 2003). Regionen mit geringem Gesamtozon finden sich vor allem in den Tropen sowie im Winter und Frühjahr in den Polargebieten (WMO, 2003). Zusätzlich treten Unterschiede zwischen den Hemisphären auf. Die globale Verteilung des Gesamtozons im Jahresmittel zeigt, dass auf der Südhalbkugel durchschnittlich geringere Ozonwerte als auf der Nordhalbkugel vorliegen (LABITZKE, 1999). Das Gesamtozon in den mittleren Breiten (35-60°) der Nordhemisphäre, gemittelt für die Periode 1997-2001, liegt etwa 3 % unter dem Wert, der im Zeitraum vor 1980 durchschnittlich auftrat (CHIPPERFIELD und RANDEL, 2003). Für die Südhemisphäre liegt der entsprechende Ozonwert hingegen etwa 6 % unter dem Mittelwert aus der Zeit vor 1980 (CHIPPERFIELD und RANDEL, 2003). Der Ozonrückgang verläuft demnach räumlich inhomogen. Auch in der jahreszeitlichen Betrachtung gibt es Differenzen. Im Vergleich zum Zeitraum vor 1980 treten in den mittleren Breiten der Nordhalbkugel im Winter und Frühjahr (etwa 4 % Abnahme) größere Ozonabnahmeraten auf als im Sommer und Herbst (etwa 2 % Abnahme; CHIPPERFIELD und RANDEL, 2003). Der Ozonrückgang in den mittleren Breiten der Südhalbkugel hingegen weist mit etwa 6 % Abnahme gegenüber dem Wert von vor 1980 keine wesentlichen saisonalen Variationen auf (CHIPPERFIELD und RANDEL, 2003).

Die beschriebenen räumlichen Unterschiede im Gesamtozon tragen auch zu räumlichen Unterschieden der UV-Strahlung bei. Messungen haben gezeigt, dass die UV-Strahlung an Stationen der Südhemisphäre höhere Werte annimmt (MCKENZIE et al., 2001b; SECKMEYER et al., 1997a, 1995b). Die Differenz ist dabei nicht allein unterschiedlichen Gesamtozonsäulen zuzuschreiben (MCKENZIE et al., 2006). Eine Fallstudie von

WICHERS (2003) lieferte den einen ersten Anhaltspunkt dafür, dass Wolken ein entscheidender Faktor bei hemisphärischen Unterschieden der UV-Strahlung sein könnten. Entsprechende Untersuchungen, die die UV-Abschwächung durch Bewölkung in größeren Gebieten anhand von bodengestützten Messungen vergleichen, existierten bisher nicht.

## Ziele

Die vorgestellten Studien zur Trenddetektion mit spektralen UV-Daten beschränkten sich in der Analyse auf einzelne Wellenlängen in Kombination mit wenigen Sonnenzenitwinkeln. Eine umfassende Untersuchung von spektralen UV-B-Bestrahlungsstärken für einen breiten Wellenlängenbereich und eine Vielzahl an Sonnenzenitwinkeln hinsichtlich Langzeitänderungen existierte bisher nicht. Ebenso fanden bisher keine Untersuchungen statt, die Aussagen darüber ermöglichen, wie lang Zeitreihen der spektralen UV-B-Bestrahlungsstärke in Europa sein müssten, um einen möglichen Trend eindeutig nachweisen zu können.

Damit bestehen für die vorliegende Arbeit folgende Ziele:

- Untersuchung von zwei Messreihen der spektralen UV-B-Bestrahlungsstärke aus Thessaloniki (Griechenland) und Sodankylä (Finnland) auf mögliche lineare Trends;
- Entwicklung einer Methode, mit der abgeschätzt werden kann, wie lang Messreihen der UV-B-Bestrahlungsstärke sein müssen, um einen linearen Trend eindeutig nachweisen zu können;
- Anwendung dieser neuen Methode auf die Zeitreihen von zwei Messstationen und Ermittlung der Anzahl der Jahre, die für eine UV-B-Trenddetektion an diesen Stationen erforderlich ist;
- Ermittlung des optimalen Wellenlängenbereichs für eine Trenddetektion.

Messungen der UV-Strahlung an Stationen in Deutschland und Neuseeland haben gezeigt, dass das Strahlungsniveau der südlichen Stationen gegenüber den Stationen auf der Nordhalbkugel deutlich erhöht ist. Bisher konnten jedoch keine eindeutigen Aussagen darüber getroffen werden, welche Einflussfaktoren mit welchem Anteil für diese Unterschiede verantwortlich sind.

Die Ziele dieser Arbeit bezüglich der hemisphärischen Unterschiede der UV-B-Strahlung sind daher folgende:

- die Quantifizierung der Einflussfaktoren, die die festgestellten hemisphärischen Unterschiede der UV-Strahlung hervorrufen;
- die Untersuchung, ob die daraus gewonnenen Ergebnisse auf größere Gebiete auf beiden Hemisphären übertragbar sind;
- die Analyse von satellitengestützten Messungen der UV-Strahlung hinsichtlich hemisphärischer Unterschiede;

- die Untersuchung, ob aus Satellitendaten abgeleitete Werte der UV-Dosis zur Mittagszeit und des Reflexionsgrads zur Überprüfung der in dieser Arbeit aus Bodendaten gewonnenen Erkenntnisse zu hemisphärischen Unterschieden genutzt werden können.

Die vorliegende Arbeit ist folgendermaßen aufgebaut:

Im Anschluss an die Einleitung in Kapitel 1 werden in Kapitel 2 grundlegende Strahlungsgrößen eingeführt und beschrieben. Verschiedene Faktoren, die die solare UV-Strahlung beeinflussen, werden vorgestellt und ihre Wirkung auf die UV-Strahlung dargestellt.

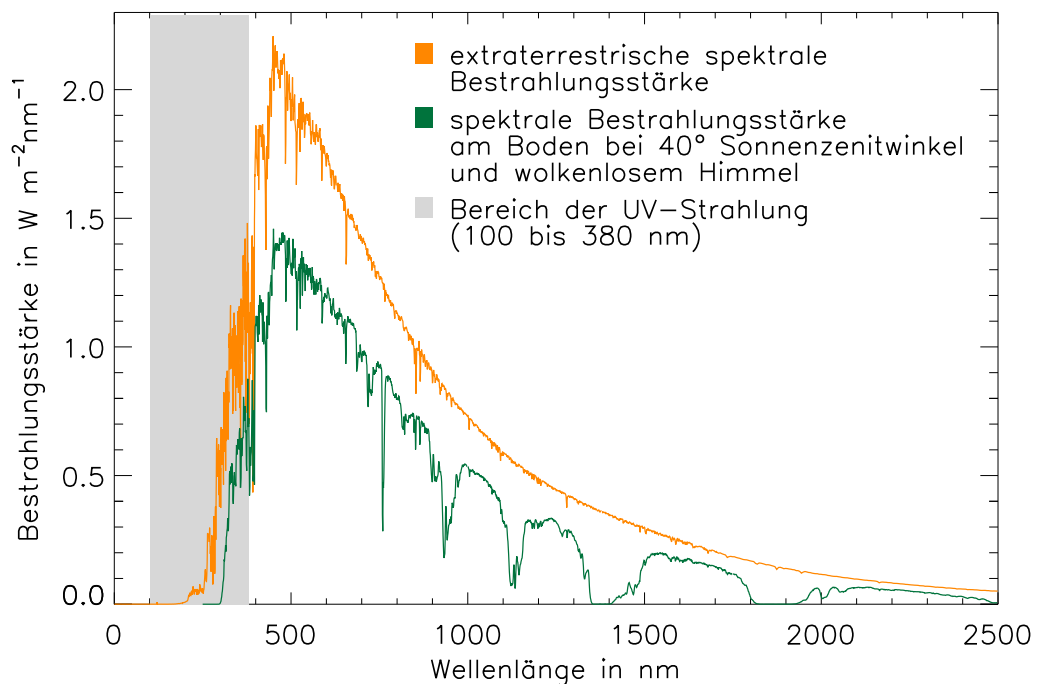
Kapitel 3 befasst sich mit der Untersuchung möglicher Langzeitänderungen der UV-B-Strahlung. Nach der Beschreibung der Methoden und verwendeten Daten werden die Ergebnisse vorgestellt. Eine kritische Diskussion der Ergebnisse beendet das Kapitel.

In Kapitel 4 erfolgt die Untersuchung von hemisphärischen Unterschieden der UV-Strahlung. Zunächst werden die UV-Unterschiede zwischen zwei Stationen auf der Nord- und Südhalbkugel analysiert. Anschließend wird die Untersuchung auf großräumigere Gebiete ausgedehnt, bevor die Ergebnisse abschließend diskutiert werden.

Kapitel 5 enthält zusammenfassende Schlussbemerkungen und -folgerungen, die sich aus dieser Arbeit ableiten lassen. Zudem wird ein Ausblick auf mögliche zukünftige Untersuchungen gegeben.

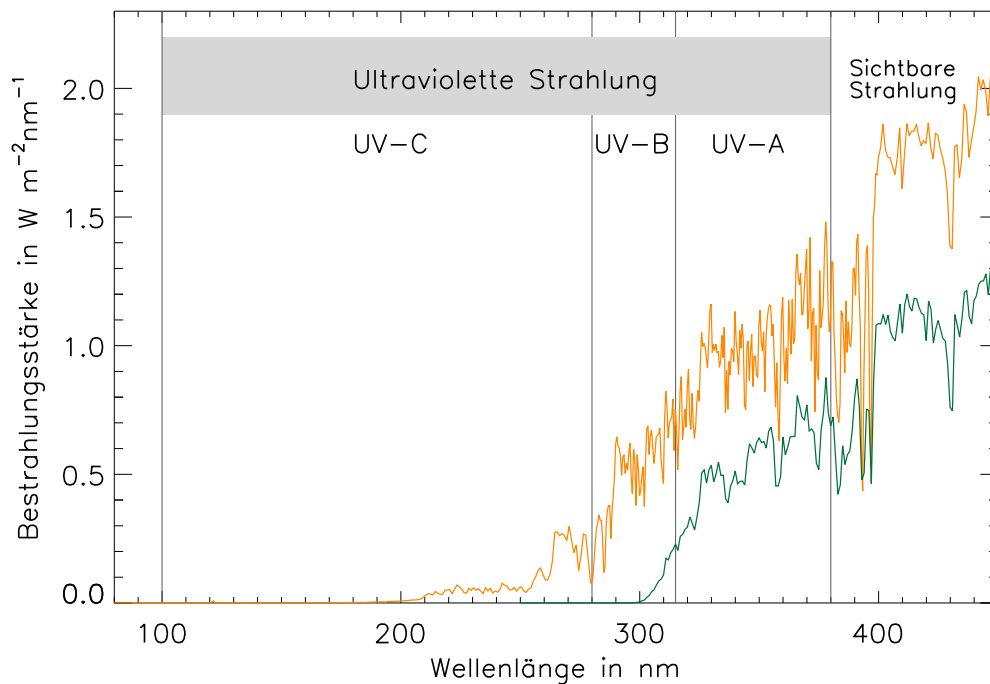
## 2 Grundlagen

Die UV-Strahlung ist Teil des elektromagnetischen Spektrums des Sonnenlichts. Mit Wellenlängen zwischen 100 und 380 nm stellt sie den kurzwelligen Anteil des Sonnenspektrums dar. Abbildung 2.1 zeigt die spektrale Verteilung der solaren Bestrahlungsstärke außerhalb der Atmosphäre sowie beispielhaft ein modelliertes Spektrum, wie es am Boden gemessen werden könnte. Das modellierte Spektrum repräsentiert die Bestrahlungsstärke am Boden bei wolkenlosem Himmel, einem Sonnenzenitwinkel von  $40^\circ$  und einer Ozonsäule von 320 DU und wurde mit dem Strahlungstransfermodell *uvspec* erzeugt (MAYER und KYLLING 2005; siehe Abschnitt 3.1.3). Der grau gefärbte Abschnitt markiert die Region der UV-Strahlung, deren Wellenlängenbereich in Abbildung 2.2



**Abbildung 2.1:** Die orange Kurve stellt die spektrale Verteilung der Bestrahlungsstärke außerhalb der Atmosphäre nach GUEYMARD (2004) dar. Die grüne Kurve repräsentiert ein mit dem Strahlungstransfermodell *uvspec* modelliertes Spektrum (siehe auch Text), wie es am Boden bei wolkenlosem Himmel gemessen werden könnte (Sonnenzenitwinkel:  $40^\circ$ , Ozonsäule: 320 DU). Die Differenz zwischen den beiden Kurven zeigt die Abschwächung der Sonnenstrahlung durch die Atmosphäre für diese Bedingungen an. Der UV-Bereich ist grau gekennzeichnet (siehe auch Abbildung 2.2).





**Abbildung 2.2:** Dieser Ausschnitt der Abbildung 2.1 stellt speziell den Wellenlängenbereich der ultravioletten Strahlung dar. Nähere Erläuterungen sind im Text zu finden.

vergrößert dargestellt ist. Sowohl in Abbildung 2.1 als auch in Abbildung 2.2 ist der Effekt der Abschwächung der solaren Bestrahlungsstärke durch die Atmosphäre an der Differenz beider Kurven deutlich erkennbar. Im UV-Bereich sind insbesondere die vollständige Absorption der UV-C-Strahlung und die wesentliche Reduzierung der UV-B-Strahlung durch die Atmosphäre sichtbar (Abbildung 2.2). Es muss betont werden, dass das Ausmaß der Abschwächung stark von den atmosphärischen Gegebenheiten sowie dem Stand der Sonne abhängt. Die hier gezeigte Reduktion der UV-Bestrahlungsstärke ist daher als exemplarisch für die genannten Bedingungen anzusehen.

Um einen Überblick über die mit dem Weg der Strahlung durch die Atmosphäre verbundenen Prozesse und Effekte zu geben, werden im Folgenden grundlegende Strahlungsgrößen eingeführt. Die verschiedenen Faktoren, die die UV-Einstrahlung am Boden beeinflussen, wie zum Beispiel Ozon und Aerosole, werden vorgestellt und ihre Wirkung auf die UV-Strahlung beschrieben. Anschließend wird die biologische Wirkung der UV-Strahlung näher betrachtet.

## 2.1 Grundlegende Strahlungsgrößen

Die strahlungsphysikalischen Größen, die für diese Arbeit von Bedeutung sind, werden hier als energetische Größen nach der Deutschen Industrie-Norm definiert (DIN, 1982).

Die Energie, die durch eine elektromagnetische Strahlung transportiert wird, heißt **Strahlungsenergie**  $Q$ , ihre Einheit ist das Joule (J).

Die Strahlungsenergie  $Q$ , die pro Zeiteinheit  $dt$  von elektromagnetischen Wellen transportiert wird, wird als **Strahlungsfluss**  $\Phi$  bezeichnet:

$$\Phi = \frac{dQ}{dt} \quad (2.1)$$

mit der Einheit Watt (W). Die **Strahlungsflussdichte**  $E$  ist die pro Zeiteinheit  $dt$  durch die Einheitsfläche  $dA$  aus allen Richtungen hindurchtretende Strahlungsenergie, die Einheit ist  $\text{Wm}^{-2}$ :

$$E = \frac{dQ}{dt dA} = \frac{d\Phi}{dA}. \quad (2.2)$$

Bei Messungen der einfallenden Strahlung wird anstatt des Begriffs Strahlungsflussdichte oft der Begriff Bestrahlungsstärke verwendet. Die **Bestrahlungsstärke**  $E_E$  ist dann definiert als der auf die Empfängerfläche  $A_E$  bezogene Strahlungsfluss  $\Phi_E$ . Die spektralen Eigenschaften der Strahlung können berücksichtigt werden, indem die Strahlungsgrößen auf die Wellenlänge  $\lambda$  bezogen werden. Die spektrale Bestrahlungsstärke  $E_\lambda$  beispielsweise ist folgendermaßen definiert:

$$E_\lambda = \frac{dE(\lambda)}{d\lambda}, \quad (2.3)$$

als Einheit wird  $\text{Wm}^{-2}\text{nm}^{-1}$  verwendet.

## 2.2 Photobiologische Wirkung von UV-Strahlung

Bei der Bestrahlung von biologischen Objekten, wie menschlicher Haut, Tieren oder Pflanzen, mit UV-Strahlung treten photobiologische Wirkungen auf, die hauptsächlich durch photochemische Reaktionen hervorgerufen werden. Die im vorigen Abschnitt eingeführten Strahlungsgrößen beschreiben die Strahlung selbst, sie können jedoch keinerlei Aussage über die biologische Effektivität treffen, da sie nicht berücksichtigen, wie biologische Objekte auf die Bestrahlung reagieren. Mithilfe von Wirkungsspektren, auch Wichtungsfunktionen genannt, welche die biologische Sensitivität spektral darstellen, kann die spektrale Bestrahlungsstärke in eine biologisch effektive Bestrahlungsstärke transferiert werden.

Die photobiologischen Wirkungen von solarer UV-Strahlung hängen daher hauptsächlich von folgenden Faktoren ab (DIN, 2000):

- Bestrahlungsstärke  $E_E$ ,
- Wirkungsspektrum  $s(\lambda)$ ,
- Dauer  $t$  des Bestrahlungsvorgangs.

Die **biologisch effektive Bestrahlungsstärke**  $E_{biol}$  berechnet sich damit wie folgt:

$$E_{biol}(t) = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} E_E(\lambda, t) s(\lambda) d\lambda. \quad (2.4)$$

Um die Dauer des Bestrahlungsvorgangs zu berücksichtigen, wird zusätzlich über die Zeit integriert:

$$H_{biol} = \int_{t_1}^{t_2} E_{biol}(t) dt. \quad (2.5)$$

Die resultierende Größe  $H_{biol}$  ist die **photobiologisch wirksame Bestrahlung**, auch **Dosis** genannt. Bei einer Tagesdosis zum Beispiel wird über 24 Stunden von  $t_1 = 0:00$  h bis  $t_2 = 24:00$  h integriert.

Wirkungsspektren existieren für eine Vielzahl von photobiologischen Vorgängen, zum Beispiel für die Entstehung von Hautrötungen (Sonnenbrand, Erythem), die Schädigung der Augenlinse (Katarakt) oder die Schädigung der DNS (Desoxyribonukleinsäure), des Genmaterials. In dieser Arbeit wird die Wichtungsfunktion für das UV-Erythem der menschlichen Haut verwendet. Sie ist nach MCKINLAY und DIFFEY (1987) definiert als:

$$s_{ery} = \begin{cases} 1 & \text{für } 250 \text{ nm} \leq \lambda < 298 \text{ nm} \\ 10^{-0,094(\lambda-298 \text{ nm})} & \text{für } 298 \text{ nm} \leq \lambda < 328 \text{ nm} \\ 10^{-0,015(\lambda-139 \text{ nm})} & \text{für } 328 \text{ nm} \leq \lambda < 400 \text{ nm}. \end{cases} \quad (2.6)$$

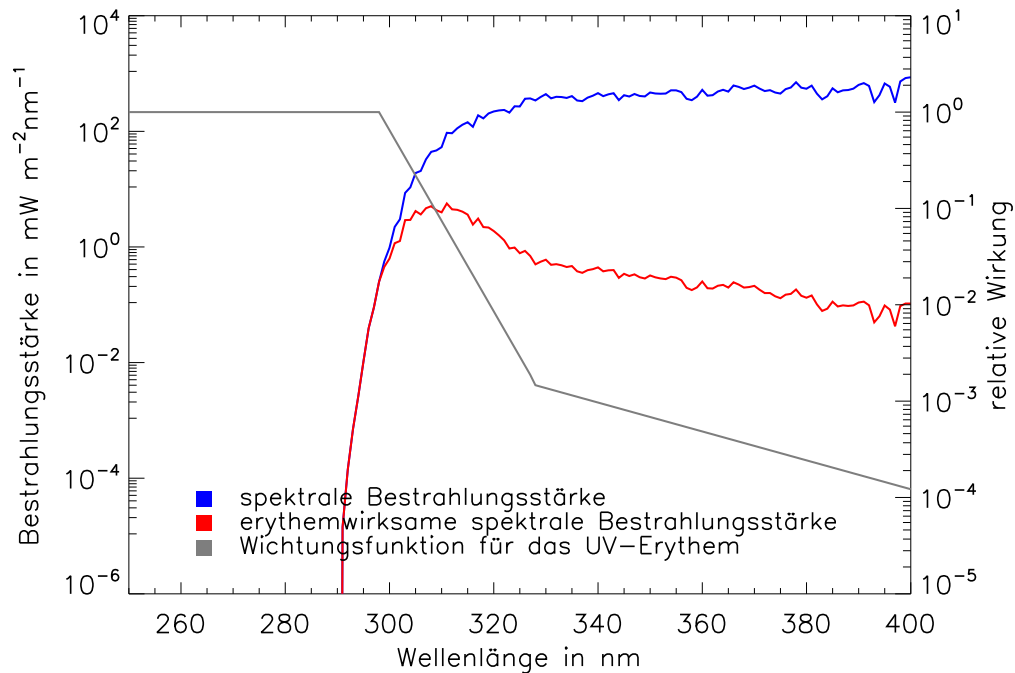
Abbildung 2.3 zeigt die Wichtungsfunktion für das UV-Erythem als graue Kurve. Wird die spektrale Bestrahlungsstärke (rote Kurve) mit der Wichtungsfunktion multipliziert, so ergibt sich die erythemwirksame spektrale Bestrahlungsstärke (blaue Kurve).

## 2.3 Einflussfaktoren auf die solare UV-Strahlung

Auf dem Weg zur Erde ist die Strahlungsenergie der Sonne vielfältigen Einflüssen ausgesetzt. Innerhalb der Atmosphäre sorgen Streuung und Absorption dafür, dass nur ein Teil der am Oberrand der Atmosphäre einfallenden Strahlungsenergie die Erdoberfläche erreicht. Auch andere Faktoren wie zum Beispiel die Bodenbeschaffenheit, die Jahreszeit oder die Höhe eines Messortes beeinflussen die Quantität der Strahlungsenergie, die an einem Messpunkt am Boden auftritt. Im Folgenden werden verschiedene Parameter und ihr Einfluss auf die UV-Strahlung dargestellt.

### 2.3.1 Sonnenzenitwinkel

Die wichtigste Einflussgröße auf die UV-Strahlung ist der Sonnenzenitwinkel, der Winkel zwischen Sonne und dem Himmelszenit (IQBAL, 1983). Allgemein gilt, dass die UV-Strahlung am Boden umso größer ist, je kleiner der Sonnenzenitwinkel ist, also je höher die Sonne steht. Jahreszeit, Tageszeit, geographische Länge und Breite sind Faktoren,



**Abbildung 2.3:** Die blaue Kurve zeigt ein modelliertes Spektrum der UV-Bestrahlungsstärke bei einem Sonnenzenitwinkel von  $50^\circ$  und einer Ozonsäule von 320 DU. Die graue Kurve repräsentiert die Wichtungsfunktion für das UV-Erythem der menschlichen Haut (Gleichung 2.6). Die rote Kurve stellt das Produkt aus blauer und grauer Kurve und damit die erythemwirksame spektrale Bestrahlungsstärke dar.

von denen der Sonnenzenitwinkel abhängt und die damit auch die UV-Bestrahlungsstärke beeinflussen. Die Zunahme der UV-Bestrahlung mit abnehmendem Sonnenzenitwinkel ist wellenlängenabhängig und umso größer, je kleiner die Wellenlänge ist. Gegenüber der sichtbaren Strahlung steigt die UV-Strahlung mit abnehmendem Sonnenzenitwinkel überproportional an (STRAHLENSCHUTZKOMMISSION, 2002).

### 2.3.2 Ozon

Mehr als 90 % des atmosphärischen Ozons konzentrieren sich in der Stratosphäre. Die Absorptionseigenschaften von Ozon sind stark wellenlängenabhängig. Während UV-A- und langwellige Strahlung von der Ozonschicht kaum absorbiert wird, findet im UV-B-Bereich eine partielle und im UV-C-Bereich eine vollständige Absorption statt (KERR et al., 2003). Stratosphärisches Ozon wird in einem Photosyntheseprozess mithilfe von kurzwelliger ultravioletter Sonnenstrahlung durch Aufspaltung von Sauerstoff-Molekülen und anschließender Reaktion der Sauerstoff-Atome mit Sauerstoff-Molekülen gebildet (z. B. ROEDEL, 1992).

Die restlichen etwa 10 % des atmosphärischen Ozons finden sich bodennah in der Troposphäre und absorbieren dort einen weiteren Teil der schädlichen UV-B-Strahlung, die

die stratosphärische Ozonschicht passiert hat. In Bezug auf den Kontakt mit Menschen, Pflanzen und Tieren hat das bodennahe Ozon selbst jedoch eine schädliche Wirkung. Ozon ist ein giftiges Gas, und erhöhte Konzentrationen in der bodennahen Luftschicht können beim Menschen zum Beispiel Reizungen der Schleimhäute, der Atemwege und des Lungengewebes hervorrufen. Die Bildung des troposphärischen Ozons erfolgt in verschiedenen chemischen Prozessen unter Beteiligung von Luftschadstoffen wie zum Beispiel Benzinverbrennungsprodukten. Die Produktion von bodennahem Ozon kann durch Maßnahmen zur Verringerung der relevanten Emissionen reduziert werden (KERR et al., 2003).

Seit den 80er Jahren des 20. Jahrhunderts ist die Menge des stratosphärischen Ozons weltweit zurückgegangen (KERR et al., 2003). In Folge dieser Entwicklung sind erhöhte UV-B-Strahlungsniveaus am Boden festgestellt worden. Als ein wesentlicher Faktor bei der Abnahme der Ozonschicht wurde die zunehmende anthropogene Emission bestimmter Chemikalien identifiziert, welche Ozon-abbauend wirken. Seit dem Beschluss des Montreal-Protokolls der Vereinten Nationen 1987 und den folgenden Nachträgen sind die Emissionen an Halogen-Quellen-Gasen global stetig reduziert worden. Bis sich diese Maßnahmen in einem Ende des Ozonrückgangs und danach einem nachhaltigen Wiederaufbau der Ozonschicht manifestieren, wird jedoch noch einige Zeit vergehen. Studien zufolge ist frühestens in der Mitte des 21. Jahrhunderts mit einer Erholung der stratosphärischen Ozonschicht zu rechnen (KERR et al., 2003).

### 2.3.3 Wolken

Das Vorhandensein von Wolken in der Atmosphäre führt im Allgemeinen zu einer Verringerung der UV-Strahlung am Boden. Einfallende Strahlung wird zum Teil schon am Oberrand der Wolke reflektiert, innerhalb der Wolke finden dann Absorptions- und Streuprozesse statt. Die Transmittanz von Wolken in Bezug auf die UV-Strahlung ist wellenlängenabhängig, die spektralen Eigenschaften hängen jedoch von der Wolkenart ab (KYLLING et al., 1997).

Trotz der allgemein UV-abschwächenden Wirkung von Wolken wurden die höchsten UV-Bestrahlungsstärken nicht bei wolkenlosem, sondern bei teilweise bewölktem Himmel gemessen. Diese Strahlungsüberhöhung am Boden entsteht, wenn neben der direkt einfallenden Strahlung zusätzlich von Wolken reflektierte Strahlung am Boden ankommt (SECKMEYER et al., 1995a).

Eine in diesem Zusammenhang wichtige Größe ist der **Wolkenmodifikationsfaktor**, der den Einfluss der Bewölkung auf eine atmosphärische Variable quantifiziert. In der vorliegenden Arbeit wird mithilfe dieses Parameters der Bewölkungseinfluss auf erythemwirksame UV-Strahlungsdosen untersucht (siehe Kapitel 4). Der Wolkenmodifikationsfaktor  $F$  ist dabei folgendermaßen definiert:

$$F = \frac{H_{\text{biol}(\text{gemessen})}}{H_{\text{biol}(\text{modelliert,wolkenlos})}}. \quad (2.7)$$

Im Zähler des Quotienten ist eine aus gemessenen Strahlungsdaten berechnete Dosis

$H_{biol(gemessen)}$  zu finden. Die Strahlungsdaten, zum Beispiel Spektren der UV-Bestrahlungsstärke, können sowohl bei bewölkten als auch bei wolkenlosen Situationen aufgenommen worden sein. Der Term  $H_{biol(modelliert,wolkenlos)}$  im Nenner repräsentiert eine für die gleichen atmosphärischen Bedingungen modellierte Dosis, jedoch für den wolkenlosen Fall. Da es allgemein eher schwierig ist, zu einer bei Bewölkung gemessenen Strahlungsgröße eine weitere Messung zu erhalten, bei der die gleichen atmosphärischen Konditionen, aber ohne Wolken, bestehen, wird die Strahlungsgröße im Nenner meist mithilfe eines Strahlungstransfermodells modelliert.

Im wolkenlosen Fall nimmt der Wolkenmodifikationsfaktor  $F$  idealerweise einen Wert ca. 1 an. Bei Bewölkungssituationen resultieren Werte kleiner 1, die umso geringer werden, je stärker die erythemwirksame Dosis durch Wolken abgeschwächt wird. Eine Ausnahme bilden hier Situationen mit durchbrochener Bewölkung, bei denen es durch Reflexionen zu Strahlungsüberhöhungen kommen kann (siehe oben), welche zu Wolkenmodifikationsfaktoren größer 1 führen.

### 2.3.4 Aerosol

Als Aerosol werden feste und flüssige Partikel bezeichnet, die sich in der Atmosphäre befinden, mit Ausnahme von Wolken-, Nebel- und Niederschlagsteilchen (LILJEQUIST und CEHAK, 1984).

Die in der Luft enthaltenen Aerosole reflektieren einen Teil der solaren Strahlung zurück ins Weltall, ein weiterer Teil der Sonnenstrahlung wird absorbiert. Dieser direkte Aerosoleffekt führt dazu, dass weniger Sonnenstrahlung auf der Erdoberfläche eintrifft. Aerosole können darüber hinaus als Kondensationskerne fungieren und somit zur Wolkenbildung beitragen. Sofern ausreichend Wasserdampf in der Atmosphäre zur Verfügung steht, kann ein vermehrter Gehalt an Aerosolen zu einer vermehrten Wolkenbildung führen. Dieser Vorgang wird als indirekter Aerosoleffekt bezeichnet. Er beeinflusst nicht nur die Menge der Wolken, sondern vergrößert auch ihre optische Dicke und verlängert ihre Lebensdauer. Sowohl direkter als auch indirekter Aerosoleffekt haben demnach ein vermindertes Strahlungsniveau am Erdboden zur Folge.

Neben der Reflexion und Absorption spielt die Streuung der Sonnenstrahlung durch Aerosole eine Rolle. Je mehr Aerosole in der Atmosphäre vorhanden sind, desto größer ist im Allgemeinen der Anteil der indirekten Strahlung an der Globalstrahlung. Die Einbringung von Aerosolen in die Atmosphäre erfolgt zum Beispiel durch Industrie-, Haushalts- und Verkehrsemissionen, aber auch durch Vulkanausbrüche und Sandstürme. Da sich Aerosolquellen primär in Bodennähe befinden, konzentrieren sich die meisten Aerosole auf die unteren Schichten der Troposphäre (LENOBLE, 1993).

### 2.3.5 Albedo

Der von einer Oberfläche reflektierte prozentuale Anteil der auftreffenden Bestrahlungsstärke wird als Reflexionsvermögen oder Albedo bezeichnet. Je größer die Bodenalbedo

ist, desto mehr einfallende Strahlung wird reflektiert. Diese reflektierte Strahlung kann wiederum in den darüberliegenden Luftmassen und an Wolken gestreut werden, wobei ein Teil erneut zum Boden gelangen und dort somit zu einer Erhöhung der UV-Strahlung am Boden führen kann (z. B. LILJEQUIST und CEHAK, 1984).

Die Bodenalbedo hängt von der Beschaffenheit der Erdoberfläche und der Sonnenhöhe ab und ist wellenlängenabhängig. Die meisten Oberflächen haben im UV-Bereich ein geringes Reflexionsvermögen. Eine Ausnahme bilden schneebedeckte Oberflächen, die zum Beispiel die auf einen Menschen einfallende UV-Dosis um ein Vielfaches erhöhen können (STRAHLENSCHUTZKOMMISSION, 2002). Ebenso verfügen Wasseroberflächen in Kombination mit tiefstehender Sonne über eine hohe Albedo im UV-Bereich (z. B. ROEDEL, 1992).

### 2.3.6 Höhe des Messstandorts

Allgemein lässt sich feststellen, dass mit zunehmender Höhe auch die UV-Strahlung stärker wird. Die Menge der Partikel in der Atmosphäre oberhalb des Beobachters, die die Sonnenstrahlung absorbieren oder streuen und damit abschwächen können, ist um so geringer, je höher der Messstandort liegt (z. B. PFEIFER et al., 2006)

Aufgrund der höheren Wahrscheinlichkeit einer Schneebedeckung und des Wechsels von Vegetation zu unbewachsenem Gestein steigt mit zunehmender Höhe zudem die Albedo an (PFEIFER et al., 2006). Diese kann zusätzlich zu einer Erhöhung der UV-Strahlung beitragen (siehe Abschnitt 2.3.5).

Der Höheneffekt hängt demnach von den Extinktionseigenschaften der Wolken, Aerosole und Luftmoleküle und des Ozons sowie von der Bodenalbedo ab. Wegen der großen Variabilität dieser Parameter variiert der Höheneffekt je nach Messort und Messzeitpunkt (SECKMEYER et al., 1997b; MCKENZIE et al., 2001a; PFEIFER et al., 2006).

### 2.3.7 Extraterrestrische Sonnenstrahlung

Die elliptische Form der Umlaufbahn der Erde um die Sonne bewirkt, dass der Abstand der beiden Himmelskörper einem jährlichen Gang unterliegt. Mit sich verändernder Distanz variiert auch der Weg, den die Solarstrahlung bis zum Oberrand der Erdatmosphäre zurücklegt. Am 3. Januar jeden Jahres erreicht die Erde den sonnennächsten Punkt ihrer Bahn (Perihel), die extraterrestrische Strahlung oberhalb der Atmosphäre erreicht dann Werte um  $1400 \text{ Wm}^{-2}$ . Der geringste extraterrestrische Strahlungswert wird jedes Jahr am 4. Juli, dem Tag des größten Sonnenabstands (Aphel), erreicht, er beträgt etwa  $1310 \text{ Wm}^{-2}$  und liegt damit ca. 6 % unter dem Maximalwert (HÄCKEL, 1999). Ausgehend von der jahreszeitlich variierenden extraterrestrischen Strahlung variiert, bei ansonsten identischen Bedingungen, auch die am Boden ankommende UV-Strahlung entsprechend.

Eine weitere Variation wird durch den Sonnenfleckenzyklus verursacht, der eine Periode von 11 Jahren hat. Dieser Effekt beeinflusst die Strahlung im Wellenlängenbereich ober-

halb von 300 nm jedoch nur gering (Änderungen  $\leq 0,2\%$ ; LEAN, 1991) und kann bei den Untersuchungen dieser Arbeit daher vernachlässigt werden.



# 3 Trenddetektion mit UV-Messdaten

In diesem Kapitel erfolgt die Analyse von europäischen Messreihen der spektralen UV-B-Bestrahlungsstärke hinsichtlich möglicher Langzeitänderungen.

Für die Zeitreihen der Stationen Thessaloniki (Griechenland) und Sodankylä (Finnland) wird untersucht, ob bzw. welche Änderungen in der spektralen UV-Bestrahlungsstärke nachweisbar sind. Anschließend wird analysiert, wie lang die Messreihen der spektralen Bestrahlungsstärke an diesen beiden Stationen sein müssten, um einen Trend der UV-Strahlung eindeutig nachweisen zu können. Um diese Untersuchung zu realisieren, wurde eigens eine neue Methode entwickelt, die ebenfalls in diesem Kapitel dargestellt wird. Letztlich wird der Frage nachgegangen, welcher Wellenlängenbereich optimal für Untersuchungen zu Langzeitänderungen der spektralen UV-Bestrahlungsstärke ist.

Ähnliche Untersuchungen anderer Autoren beschränkten sich zumeist auf einzelne Wellenlängen und Sonnenzenitwinkel (GARANE et al., 2005; LAKKALA et al., 2003; ZEREFOS, 2002). In der vorliegenden Arbeit wird erstmals eine umfassende Untersuchung des UV-B-Wellenlängenbereichs ab 300 nm sowie einer breiten Spanne an Sonnenzenitwinkeln durchgeführt.

Zu Beginn des Kapitels werden die Messdaten der beiden ausgewählten Stationen vorgestellt. Im Anschluss wird die neu entwickelte Methode, mit der die Messdaten analysiert werden, erläutert, bevor die Beschreibung der Ergebnisse erfolgt. Eine kritische Diskussion der Ergebnisse beendet das Kapitel.

## 3.1 Messdaten

Die Untersuchungen zur Trenddetektion werden mit spektralen UV-B-Daten der Stationen Thessaloniki (Griechenland) und Sodankylä (Finnland) durchgeführt. Diese beiden Stationen wurden ausgewählt, weil sie über zwei der längsten Messreihen der spektralen Bestrahlungsstärke innerhalb Europas verfügen und zudem verschiedene Klimazonen repräsentieren.

Die in der vorliegenden Arbeit verwendeten spektralen Daten der Stationen Thessaloniki und Sodankylä wurden aus der Europäischen UV-Datenbank (*European UV Database*, EUVDB<sup>1</sup>) extrahiert, die im Rahmen des europäischen Projekts EDUCE (*European Database for UV Climatology and Evaluation*) konzipiert und aufgebaut wurde (KERR et al., 2003). In dieser relationalen Datenbank sind mehr als 2,7 Millionen gemessene

---

<sup>1</sup><http://uv.fmi.fi/uvdb/index.html>

solare UV-Spektren von 37 Stationen aus Europa archiviert (Stand: Januar 2007), der Inhalt wird fortlaufend ergänzt. Für einige Stationen liegen zusätzlich Breitbandmessungen, Ozonmessungen und/oder Messungen des Bedeckungsgrads vor.

Im Folgenden werden die beiden Stationen sowie die relevanten dort verwendeten Messinstrumente vorgestellt, bevor eine Beschreibung der Maßnahmen zur Datenaufbereitung erfolgt.

### 3.1.1 Thessaloniki

Die Messungen der spektralen UV-Globalbestrahlungsstärke in Thessaloniki werden am *Laboratory for Atmospheric Physics* (LAP) an der Aristotle Universität durchgeführt. Thessaloniki ( $40,5^{\circ}$  N,  $26,6^{\circ}$  O, Stationshöhe: 80 m über NN) liegt in Nordgriechenland und ist klimatisch der warmgemäßigten Klimazone zuzuordnen.

Die spektrale Bestrahlungsstärke wird mit einem Spektralradiometer vom Typ Brewer MKII mit einem Einfach-Monochromator gemessen. Das Instrument umfasst als Messkopf einen Teflon-Diffusor mit einem Durchmesser von 35 mm, geschützt durch eine Quarzglaskuppel. Die Aufnahme der Messdaten geschieht in einem Wellenlängenbereich von 290 bis 330 nm mit einer Schrittweite von 0,5 nm (ZEREFOS et al., 1997).

Einmal pro Monat wird das Radiometer mithilfe einer 1000 W-Lampe, die den Standards des US-amerikanischen *National Institute of Standards and Technology* (NIST) entspricht, im Labor kalibriert. Die Stabilität des Instruments wird wöchentlich unter Zuhilfenahme einer 50 W-Lampe am Messplatz kontrolliert.

Zum Zweck der Qualitätssicherung wurde das Spektralradiometer mehrfach mit anderen Messinstrumenten verglichen, insbesondere mit einem ebenfalls in Thessaloniki stationierten Doppel-Monochromator-Brewer-Spektralradiometer, das seinerseits an verschiedenen Messinstrumentvergleichen teilgenommen hat (BAIS et al., 1996; ZEREFOS et al., 1998). Bei solchen Vergleichen, die meist in Form von Messkampagnen durchgeführt werden, messen alle teilnehmenden Instrumente unabhängig voneinander synchron nach einem festen Zeitplan dieselben Strahlungsgrößen. Nach Beendigung der Messungen werden die Übereinstimmungen und Abweichungen der gemessenen Strahlungsgrößen analysiert. Meist wird eines der teilnehmenden Instrumente, das die strengen Standards des *Network for the Detection of Atmospheric Composition Change* (NDACC; früher: *Network for the Detection of Stratospheric Change* (NDSC); MCKENZIE et al. (1997)) erfüllt, als Referenzgerät verwendet, so dass die anderen Teilnehmer über Vergleiche mit den Messungen des Referenzgeräts die Qualität ihrer Messdaten einschätzen können. Damit liefern Messgerätevergleiche Anhaltspunkte für mögliche Verbesserungen bezüglich Messung und Kalibration und tragen infolgedessen zur Qualitätssicherung bei (KERR et al., 2003).

### 3.1.2 Sodankylä

Im nordfinnischen Sodankylä (67,4° N, 26,6° O, Stationshöhe: 179 m über NN) werden die Messungen der spektralen Bestrahlungsstärke vom *Arctic Research Centre* des *Finish Meteorological Institute* (FMI) durchgeführt. Der Messort befindet sich in der subpolaren Klimazone. Zum Einsatz kommt hier ebenfalls ein Einfach-Monochromator-Spektralradiometer des Typs Brewer MKII. Die technischen Eigenschaften sowie der Messbereich entsprechen dem in Thessaloniki stationierten Instrument, das aus der gleichen Baureihe stammt.

Neben der monatlichen Kalibration mit einer den NIST-Standards entsprechenden 1000 W-Lampe im Labor werden einmal pro Woche die Stabilität und die spektrale Empfindlichkeit des Instruments kontrolliert. Dies geschieht abwechselnd am Messort und im Labor mithilfe einer 50 W-Lampe (LAKKALA et al., 2003).

Auch das Spektralradiometer aus Sodankylä hat zur Qualitätssicherung an mehreren Messgerätevergleichen teilgenommen (GRÖBNER et al., 2003; KJELDSTAD et al., 1997; KOSKELA, 1994).

### 3.1.3 Aufbereitung der Messdaten

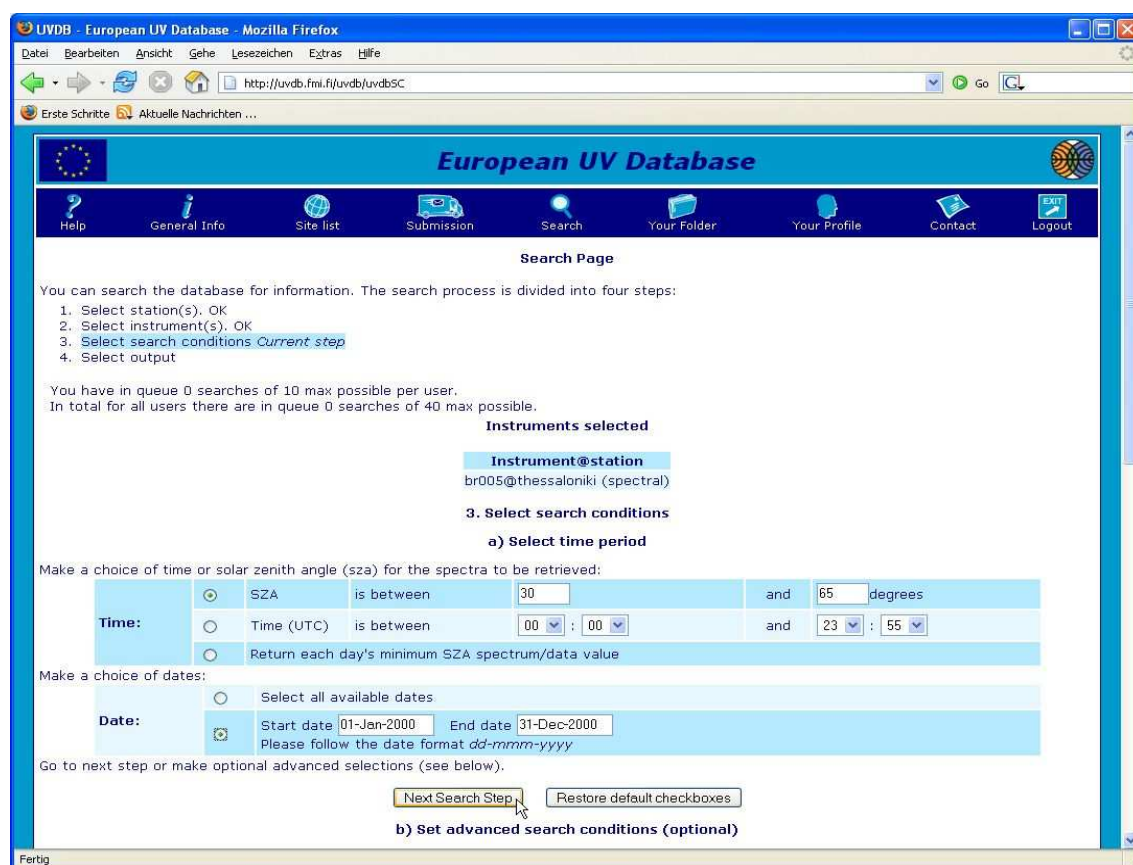
Zur weiteren Qualitätssicherung und um die vorgesehenen Analysen realisieren zu können, müssen die Datensätze bei bzw. nach der Extraktion aus der EUVDB einem umfangreichen Post-prozessing-Verfahren unterzogen werden. Die einzelnen Schritte werden im Folgenden beschrieben.

#### Extraktion der spektralen Daten

Die EUVDB bietet vielfältige Möglichkeiten, Daten nach bestimmten Merkmalen zu suchen und zu extrahieren (siehe Abbildungen 3.1 und 3.2). Für die vorliegende Arbeit wurden zunächst alle Spektren der oben genannten Spektralradiometer der Stationen Thessaloniki und Sodankylä zusammen mit ergänzenden Informationen wie Uhrzeit und Sonnenzenitwinkel zum Zeitpunkt der Messung herausgesucht und abgespeichert. Zusätzlich zu diesen Daten, bei denen keine Selektion nach atmosphärischen Bedingungen stattfand, wurden in einer zweiten Extraktion ausschließlich diejenigen Daten ausgewählt, die bei wolkenlosem Himmel aufgenommen wurden. Für solche Fälle bietet die EUVDB die Option, nach bestimmten atmosphärischen Konditionen zu suchen (siehe Abbildung 3.2). Die Identifizierung derjenigen Spektren, die bei wolkenlosem Himmel aufgenommen wurden, basiert auf Vergleichen zwischen gemessenen und modellierten Spektren für das jeweilige atmosphärische Szenarium.

#### Korrektur der Wellenlängenverschiebung

Um Daten der Bestrahlungsstärke bei einzelnen Wellenlängen untersuchen zu können, wie in Abschnitt 3.2.1 beschrieben, ist die Stabilität der gemessenen Wellenlängen entscheidend (AROLA et al., 2003). Die spektrale Bestrahlungsstärke variiert im Wellenlängenbereich zwischen 290 und 320 nm um mehrere Größenordnungen. Sobald bei einer



**Abbildung 3.1:** Suchmaske für Daten in der EUUVDB: Auswahl von Sonnenzenitwinkel oder Zeit sowie Datum der Messungen.

Messung eine auch nur geringfügige Abweichung von der gewünschten Wellenlänge auftritt, ändert sich entsprechend die gemessene Bestrahlungsstärke (siehe blaue Kurve in Abbildung 2.3). Diese so genannte Wellenlängenverschiebung kann mithilfe von Vergleichen des gemessenen Spektrums mit Fraunhofer-Linien, deren exakte Wellenlängen bekannt sind, erkannt und quantifiziert werden. Das gemessene Spektrum kann somit entsprechend korrigiert werden. Alle in dieser Arbeit vorhandenen Daten wurden nach der Extraktion aus der EUUVDB mithilfe des Programms *SHICrivm*<sup>2</sup>, welches von SLAPER et al. (1995) entwickelt wurde, auf mögliche Wellenlängenverschiebungen geprüft und gegebenenfalls korrigiert. Die verbleibende Unsicherheit in der Wellenlängengenauigkeit von bis zu 0,02 nm ist vernachlässigbar.

### Einfluss von Streulicht

Durch den Einfluss von Streulicht wird bei Messungen mit Einfach-Monochromator-Spektralradiometern eine Messunsicherheit verursacht, die insbesondere bei Wellenlängen unter 300 nm bedeutend wird (BAIS et al., 1996). Dies hat entscheidende Auswirkungen auf den Wellenlängenbereich, der zur Analyse herangezogen werden kann. In dieser Arbeit wird daher der Bereich ab 300 nm untersucht. Da mit zunehmender Wel-

<sup>2</sup><http://www.rivm.nl/shicrivm>

**b) Set advanced search conditions (optional)**

You can specify one or more further requirements for the data to be retrieved. The default values for the following options correspond to an "all-purpose" query of all reliable measurements for the requested instrument(s) and date/time selections. **NOTE:** the spectra to be retrieved has to satisfy all conditions set below, i.e. the most stringent condition will over-rule.

**Spectrum type and quality flag**

Make a choice of spectrum type and the quality flags for the spectra to be retrieved. For most of the instruments only spectrum type "global" is available. Quality flag refers to the master flag for wavelength scale errors, spectral shape errors and irradiance scale errors.

Spectrum Type:

Quality Flags (master flag)	
<input checked="" type="checkbox"/>	Green
<input checked="" type="checkbox"/>	Yellow
<input checked="" type="checkbox"/>	Red
<input checked="" type="checkbox"/>	Grey
<input type="checkbox"/>	Black

**Prevailing atmospheric condition**

Make a choice of prevailing atmospheric condition for the spectra to be retrieved according to CheckUVSpec tool by NILU and ShicRIVM tool by RIVM.

CheckUVSpec: see infobox for details	ShicRIVM: see infobox for details
<input type="checkbox"/> Too high radiation level (RED or BLACK)	<input type="checkbox"/> Extremely high (>2.0, BLACK)
<input type="checkbox"/> Enhanced radiation(YELLOW or GREEN)	<input type="checkbox"/> Very very high (>1.5, RED)
<input checked="" type="checkbox"/> Clear sky (GREEN)	<input type="checkbox"/> Very high (>1.25, YELLOW)
<input type="checkbox"/> Moving clouds (GREEN)	<input checked="" type="checkbox"/> Low or no clouds (>0.75, GREEN)
<input type="checkbox"/> Clouds (GREEN)	<input type="checkbox"/> Clouds (>0.25, GREEN)
<input type="checkbox"/> Too low radiation level (RED)	<input type="checkbox"/> Thick clouds (>0.1, GREEN)
<input type="checkbox"/> Too high solar zenith angle (>84 degrees, GREY))	<input type="checkbox"/> Very thick clouds (>0.05, YELLOW)
	<input type="checkbox"/> Very very thick clouds (>0.01, RED)
	<input type="checkbox"/> Extremely low (<0.01, BLACK)

Next Search Step    Restore default checkboxes

To go to the previous step press the BACK button of your browser

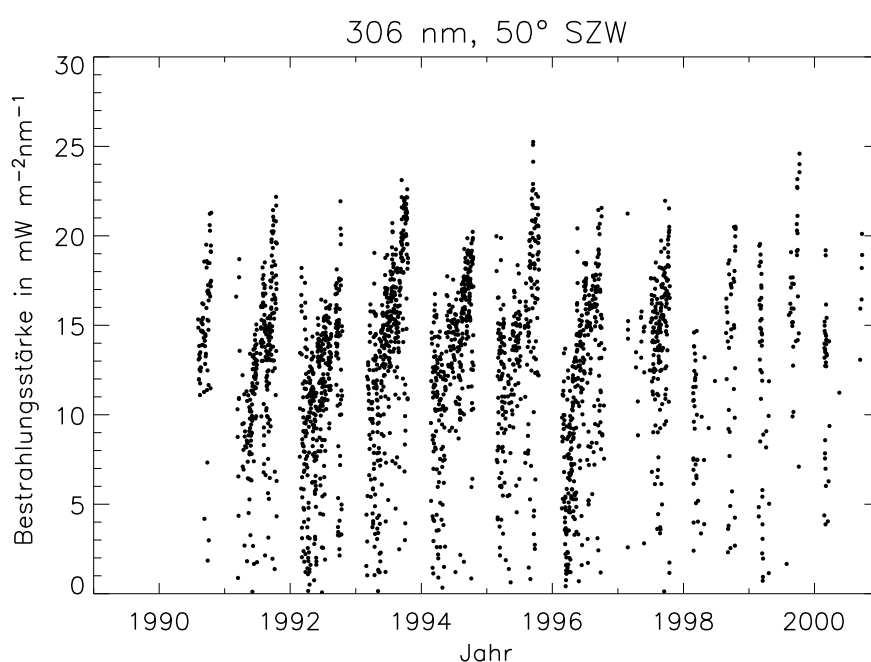
Copyright 2000 EDUCE. Contacts: for Scientific matters, for Database Administration.

**Abbildung 3.2:** Suchmaske für Daten in der EUVDB: Auswahl der atmosphärischen Bedingungen.

lenlänge der Einfluss des Ozons auf die UV-Strahlung abnimmt, wird als obere Grenze die Wellenlänge 315 nm gewählt.

### Berücksichtigung der jahreszeitlichen Schwankung der maximalen Sonnenhöhe

Hinsichtlich der Sonnenzenitwinkel wird für beide Stationen ein Maximalwert von  $65^\circ$  verwendet. Dieser Winkel entspricht annähernd der geringsten maximalen Sonnenhöhe im Monat Dezember an der Station Thessaloniki. Der Sonnenzenitwinkel  $65^\circ$  kann daher dort theoretisch an fast jedem Tag des Jahres per Messung erfasst werden. Bei größeren Sonnenzenitwinkeln würden sich zudem die gemessenen Absolutwerte der Bestrahlungsstärke deutlich verringern, vor allem, wenn bei Wellenlängen nahe 300 nm gemessen wird. Dies würde letztendlich aufgrund der Messunsicherheit keine sinnvolle Analyse mehr zulassen. Für die Station Sodankylä wird daher ebenfalls der Maximalwert  $65^\circ$  für die Sonnenzenitwinkel-Auswahl übernommen. Um die Untergrenze für die zu extrahierenden Sonnenzenitwinkel festzulegen, wurden die Datensätze einzeln gesichtet. Je kleiner der betrachtete Sonnenzenitwinkel ist, desto geringer ist im allgemeinen auch die Anzahl der vorhandenen Messwerte, da große Sonnenhöhen aufgrund des jahreszeitlichen Wechsels



**Abbildung 3.3:** Messwerte des spektralen Bestrahlungsstärke bei 306 nm und einem Sonnenzenitwinkel von 50° an der Station Thessaloniki.

nur in einigen Monaten erreicht werden. An der Station Thessaloniki wird die Anzahl der Daten bei Sonnenzenitwinkeln unter 30° deutlich weniger, an der Station Sodankylä liegt diese Grenze bei 44°. Daher werden für die Stationen Thessaloniki und Sodankylä Strahlungsdaten mit Sonnenzenitwinkeln zwischen 30° und 65° bzw. 44° bis 65° in 1°-Schritten herausgesucht, jeweils im Wellenlängenbereich von 300 bis 315 nm mit einer Schrittweite von 1 nm.

Daraus resultieren 576 (Thessaloniki) bzw. 352 (Sodankylä) neue Datensätze mit jeweils unterschiedlichen festen Kombinationen aus Sonnenzenitwinkel und Wellenlänge. Abbildung 3.3 zeigt als Beispiel die Datenreihe der spektralen Bestrahlungsstärke aus Thessaloniki mit einem konstanten Sonnenzenitwinkel von 50° und einer konstanten Wellenlänge von 306 nm. Die auffällige, an Streifen erinnernde Struktur der dargestellten Messdaten wird durch die jahreszeitliche Variation der auftretenden Sonnenzenitwinkel hervorgerufen. Der Sonnenzenitwinkel 50° beispielsweise wird in Thessaloniki von Anfang März bis Mitte Oktober erreicht. In der Winterzeit hingegen steht die Sonne zu tief, als dass Messwerte bei diesem Sonnenzenitwinkel aufgenommen werden könnten. In der Zeitreihe zeigen sich diese Unterbrechungen als Messlücken.

### Normierung der Sonnenzenitwinkel und des Sonne-Erde-Abstands

Messungen der UV-Bestrahlungsstärke erfolgen bei diskreten, über das Messgerät bestimmbaren Wellenlängen, sie orientieren sich selten an bestimmten Sonnenzenitwinkeln. Der Sonnenzenitwinkel wird in den meisten Fällen als Zusatzinformation über die Zeit und die geographischen Koordinaten berechnet und erfasst. Infolgedessen sind die zu den Messwerten gehörigen Sonnenzenitwinkel meist ungeradzahlig, mit mehreren Nach-

kommastellen. Für die hier angewandte Schrittweite von  $1^\circ$  wird daher folgendermaßen vorgegangen. Ein Sonnenzenitwinkel von beispielsweise  $\varphi = 62^\circ$  ist derart definiert, dass er alle Sonnenzenitwinkel mit  $61,5^\circ \leq \varphi < 62,5^\circ$  umfasst. Schon innerhalb dieses kleinen Intervalls von  $1^\circ$  macht sich die starke Abhängigkeit der UV-Bestrahlungsstärke vom Sonnenzenitwinkel bemerkbar. Selbst kleine Variationen des Sonnenzenitwinkels können die Analyse-Ergebnisse verfälschen (AROLA et al., 2003). Aus diesem Grund werden die Messdaten vor der weiteren Analyse auf ganzzahlige Sonnenzenitwinkel (im Beispiel:  $62,0^\circ$ ) normiert. Dazu wird für jeden Messwert berechnet, wie sich der Unterschied zwischen dem Sonnenzenitwinkel bei der Messung und dem ganzzahligen Sonnenzenitwinkel auf die UV-Bestrahlungsstärke auswirkt. Der resultierende Faktor dient anschließend zur Normierung der gemessenen UV-Bestrahlungsstärken.

Für die Berechnung der Faktoren werden Simulationen mit dem Strahlungstransfermodell *uvspec* durchgeführt. *uvspec* ist Teil des frei verfügbaren Pakets *libRadtran* (*library for Radiative transfer*)<sup>3</sup>, das neben dem Strahlungstransfermodell viele weitere nützliche Werkzeuge für Berechnungen zum Strahlungstransport durch die Atmosphäre enthält (MAYER und KYLLING, 2005). *uvspec* ist ein anerkanntes und etabliertes Modell und hat in der Vergangenheit in vielen Untersuchungen seine Qualität bewiesen, zum Beispiel bei MAYER et al. (1997), BERNHARD et al. (2003) und KYLLING et al. (2003). Für die Modellrechnungen in der vorliegenden Arbeit wurde die Version *libRadtran-0.99* verwendet.

Um den Einfluss des im Laufe des Jahres variierenden Erde-Sonne-Abstands zu eliminieren (siehe Abschnitt 2.3.7), werden alle Messdaten zusätzlich auf einen konstanten Sonne-Erde-Abstand normiert.

Insgesamt wurden für die Stationen Thessaloniki und Sodankylä alle verfügbaren Spektren der Jahre 1989 bis 2002, die die gewünschten Sonnenzenitwinkel aufweisen, aus der EUVDB extrahiert und anschließend untersucht. Tabelle 3.1 zeigt die Anzahl der Spektren, die in die vorliegende Studie einbezogen werden.

## 3.2 Methoden

### 3.2.1 Untersuchung zur Trenddetektion

Für die Untersuchung von Strahlungsmessdaten hinsichtlich möglicher Langzeitveränderungen werden in dieser Arbeit Zeitreihen der gemessenen UV-Bestrahlungsstärke verwendet, die jeweils eine konstante Wellenlänge und einen konstanten Sonnenzenitwinkel aufweisen. Vorteil der Betrachtung solcher Datenreihen ist die Vergleichbarkeit der einzelnen Messpunkte innerhalb der Reihe (LAKKALA et al., 2003; ZEREFOS, 2002). Durch die Verwendung eines jeweils konstanten Sonnenzenitwinkels sowie eine zusätzliche Normierung auf einen konstanten Sonne-Erde-Abstand können Variabilitäten innerhalb der

---

<sup>3</sup><http://www.libradtran.org>

Jahr	Anzahl Spektren			
	Thessaloniki		Sodankylä	
	alle Fälle	wolkenlose Fälle	alle Fälle	wolkenlose Fälle
1989	34	21	-	-
1990	520	295	2708	723
1991	1118	471	4921	1228
1992	1899	598	4520	1129
1993	5672	2663	4679	1095
1994	6139	2790	4864	1389
1995	5972	2829	5088	1272
1996	6509	2387	4812	1396
1997	5905	2661	5261	1434
1998	5449	2195	4341	1090
1999	6185	3194	5444	1651
2000	5686	3337	5376	1314
2001	5785	2542	5217	1590
2002	6796	2956	-	-
$\Sigma$	63669	28939	57231	15311

**Tabelle 3.1:** Anzahl der aus der EUVDB extrahierten Spektren, die für die Trenduntersuchungen dieser Arbeit genutzt werden.

Zeitreihe vollständig auf die atmosphärischen Bedingungen (Ozongehalt, Bewölkung, Aerosolgehalt, Albedo) zurückgeführt werden.

In dieser Arbeit wird jede einzelne Messreihe einer linearen Regressionsanalyse unterworfen. Die Regressionsanalyse (z. B. SACHS, 1969) ist ein geeignetes Instrument, um zeitliche Änderungen innerhalb von Messreihen zu untersuchen. Die Anwendung der linearen Regressionsanalyse zur Analyse von Strahlungsdaten ist ein etabliertes Verfahren und kommt zum Beispiel in den Studien von ABAKUMOVA et al. (1996), LIEPERT und KUKLA (1997), GILGEN et al. (1998), STANHILL (1998), AROLA et al. (2003), LAKKALA et al. (2003), POWER (2003), ENGELSEN et al. (2004), TREPTE und WINKLER (2004), CHE et al. (2005) und WILD et al. (2005a) zum Einsatz.

Mithilfe einer Residuenanalyse (z. B. SCHLITGEN und STREITBERG, 1994), die zu Beginn der Untersuchungen durchgeführt wurde, wird bestätigt, dass die Annahme eines linearen Trends angewendet werden kann. Die resultierenden Regressionsgeraden geben anschließend Aufschluss über mögliche Zu- oder Abnahmen der UV-Bestrahlungsstärke im betrachteten Zeitraum.

Um die Aussagekraft der berechneten Regressionsgeraden beurteilen zu können, ist es notwendig, Informationen über ihre statistische Signifikanz zu erhalten. Hinsichtlich der Wahl der Methode ist zu beachten, dass die Datenpunkte innerhalb der hier genutzten Messreihen mit konstanter Wellenlänge und Sonnenzenitwinkel nicht zeitlich äquidistant sind. Bei den Messungen der spektralen Bestrahlungsstärke kann es vorkommen, dass eine bestimmte Kombination aus Wellenlänge und Sonnenzenitwinkel zweimal am Tag aufgenommen wird, es ist aber auch möglich, dass sie an einem Tag nur einmal oder



gar nicht gemessen wird. Ursache dafür können unter anderem Messpläne sein, die zum Beispiel vorsehen, dass zu jeder vollen Stunde ein Spektrum gemessen wird. Zu den Sonnenzenitwinkeln, die in der Zeit zwischen den Messungen auftreten, liegen damit keine Messwerte vor. Des Weiteren werden die Bestrahlungsstärken der einzelnen Wellenlängen der Spektren bei den meisten Instrumenten nicht simultan, sondern sequenziell gemessen. Dies führt dazu, dass zwischen den Messungen bei kürzester und längster Wellenlänge mehrere Minuten, meist bis zu zehn Minuten liegen können (SECKMEYER et al., 2001). Während dieser Zeit ändert sich auch der Sonnenzenitwinkel, so dass einige Kombinationen aus Wellenlänge und Sonnenzenitwinkel aufgrund der zeitlichen Dauer des Messvorgangs nicht aufgenommen werden können. Zudem können Kalibrierungen, die Teilnahme an Messkampagnen sowie Wartungs- und Instandsetzungsarbeiten zu Unterbrechungen des Routinemesszyklus und somit zu Messlücken führen.

Übliche statistische Verfahren wie zum Beispiel Autokorrelation oder Spektralanalyse können auf die vorliegenden Datensätze nicht angewandt werden, da sie konstante Abstände zwischen den Datenpunkten voraussetzen (WILKS, 1995). Auch eine Interpolation der vorhandenen Messdaten mit dem Ziel der Generierung äquidistanter Datensätze ist aufgrund der tagesveränderlichen unbekanntenen Strahlungsbedingungen zwischen den Messungen nicht möglich. In dieser Arbeit wird daher der Test nach MANN (1945) angewendet, der geeignet ist, das Signifikanzniveau abzuschätzen, ohne dass eine Äquidistanz der Daten erforderlich ist. Die Methode beurteilt einen relativen Anstieg oder eine relative Abnahme in der Zeitreihe, gibt jedoch keine detaillierte Information über den zeitlichen Verlauf der Änderung. Es muss erwähnt werden, dass sich das mit der Methode bestimmte Signifikanzniveau auf die Existenz eines positiven oder negativen Gradienten bezieht und nicht die Stärke des erreichten Anstiegs oder der errechneten Abnahme bestätigt. RAPP (2000) beispielsweise wandte die Methode nach MANN (1945) bei Untersuchungen verschiedener Variablen, z. B. der Lufttemperatur und der Niederschlagshöhe, auf mögliche Trends an.

Der Testwert

$$P_S = \frac{\sum_{i=1}^{N-1} \sum_{j=i+1}^N \text{sgn}(y_j - y_i)}{0,5 N (N - 1)} = \frac{S}{0,5 N (N - 1)} \quad (3.1)$$

schließt die komplette Länge  $N$  der Messreihe ein.  $y_i$  und  $y_j$  repräsentieren die einzelnen Datenpunkte der Zeitreihe, die miteinander verglichen werden (MANN, 1945).  $S$  stellt eine Hilfsvariable dar. Die Summation wird für alle  $0,5 N(N - 1)$  Paare  $y_i$  und  $y_j$  mit  $i < j$  ausgeführt. Für  $N > 10$  ist der Testwert  $P_S$  näherungsweise normalverteilt mit dem Mittelwert  $\mu = 0$  und der Varianz  $\sigma^2 = (4N + 10)/(9N^2 - 9)$ . Der standardisierte Testwert  $P$  wird dann definiert als

$$P = \frac{P_S - \mu}{\sigma} = \frac{S}{\sqrt{\frac{1}{18} N (N - 1) (2N + 5)}}. \quad (3.2)$$

Mithilfe einer Umrechnungstabelle (z. B. RAPP, 2000) kann der numerische Wert  $P$  anschließend in ein Signifikanzniveau übertragen werden.

### 3.2.2 Untersuchung zur erforderlichen Zeitreihenlänge

Zusätzlich zu der im vorigen Abschnitt beschriebenen Trendanalyse soll untersucht werden, wie viele Jahre kontinuierlicher Messungen eine Zeitreihe der spektralen UV-B-Bestrahlungsstärke umfassen muss, um in ihr einen Anstieg einer bestimmten Größenordnung feststellen zu können.

WEATHERHEAD et al. (1998) untersuchten ebenfalls die Möglichkeiten der Detektion von Trends und erstellten eine allgemeine statistische Studie dazu. Ihre Ergebnisse zeigen eine Abschätzung der Anzahl der Jahre, die zum Nachweis eines Trends (eines beliebigen geophysikalischen Parameters) erforderlich ist, in Abhängigkeit von der Autokorrelation des Rauschens der Zeitreihe sowie der Standardabweichung des Rauschens. LUBIN und JENSEN (1995) berechneten, wie viel Zeit von Beginn des Ozonabbaus bis zu einer bestimmten Zunahme derjenigen Strahlungsdosis, die Hautkrebs hervorruft, vergeht. Die abgeleiteten Zeitintervalle hängen dabei von der Standardabweichung der von Wolken verursachten jährlichen Variabilität ab.

Die Anwendung der erwähnten Verfahren ist jedoch auf Datenreihen mit zeitlich äquidistanten Datenpunkten beschränkt. Für die Analyse der hier vorliegenden Zeitreihen, die dieses Kriterium nicht erfüllen, müssen damit andere Verfahren eingesetzt werden.

Im Rahmen dieser Arbeit wurde deshalb eine neue Methode entwickelt und angewendet, mit der die für eine Trenddetektion benötigte Zeitreihenlänge abgeschätzt werden kann. Diese Methode, die im Folgenden vorgestellt wird, nutzt dafür eine Kombination aus vorhandener Messreihe sowie Modellrechnungen. Sie arbeitet mit der künstlichen Verlängerung von Zeitreihen und basiert auf den Datenreihen der spektralen Bestrahlungsstärken mit jeweils konstanter Wellenlänge und konstantem Sonnenzenitwinkel sowie ihren jeweiligen Variabilitäten.

Es wird dabei angenommen, dass die Zeitreihe die natürliche Variabilität der UV-Bestrahlungsstärke, welche Ozon-, Albedo-, Aerosol- und Wolkeneinflüsse inkludiert, adäquat widerspiegelt und dass die Variabilität repräsentativ für zukünftige Bedingungen ist und dementsprechend konstant bleibt. Ferner wird vorausgesetzt, dass der Einfluss anderer Faktoren als Ozon zeitlich unverändert bleibt.

Um die für eine Trendanalyse erforderliche Zeitreihenlänge zu bestimmen, wird zunächst die Original-Zeitreihe trendbereinigt. Anschließend wird der Zeitreihe ein künstlicher Trend aufgeprägt, der einen UV-Strahlungsanstieg infolge einer Ozonabnahme repräsentiert. Die neue Datenreihe wird mit einer linearen Regression analysiert. Sobald die Signifikanz des dabei errechneten UV-Anstiegs das 1%-Niveau erreicht, wird die Zeitreihe als ausreichend lang für eine Trenddetektion angesehen.

Die folgende Liste gibt einen Überblick über die einzelnen Schritte der Methode, die im Anschluss näher erläutert werden.

1. Ein möglicher vorhandener linearer Trend in der gemessenen Zeitreihe wird aus dieser entfernt.
2. Ein künstlicher positiver Trend wird auf die trendbereinigte Zeitreihe aufgeprägt.

Dieser künstliche Trend entspricht einem Anstieg der UV-Strahlung, der durch eine realistische Abnahme der Ozonschicht hervorgerufen wird.

3. Die Zeitreihe mit dem aufgeprägten Trend wird einer linearen Regressionsanalyse unterworfen.
4. Die Signifikanz des Gradienten der resultierenden Regressionsgeraden wird bestimmt.
5. Die Länge einer Zeitreihe wird als ausreichend für eine Trenddetektion betrachtet, wenn der Gradient der Regressionsgeraden ein Signifikanzniveau  $\leq 1\%$  aufweist:
  - a) Signifikanzniveau  $\leq 1\% \implies$  Die Zeitreihe ist lang genug
  - b) Signifikanzniveau  $> 1\% \implies$  Die Länge der Zeitreihe ist nicht ausreichend für eine Trenddetektion. Sie wird daher verlängert, indem die Originalsequenz an die Zeitreihe angehängt wird und das Verfahren erneut mit Punkt 2 fortgesetzt wird.

### Schritt 1: Elimination eines möglichen linearen Trends

Um die Zeitreihe später versatzfrei verlängern zu können, ist es nötig, dass die Zeitreihe eine Länge von  $n$  ganzen Jahren hat. Zu diesem Zweck wird jede Messreihe, wenn erforderlich, um einige Monate am Beginn der Zeitreihe gekürzt. Der Grund für die Kürzung am Beginn der Zeitreihe ist zum einen, dass die zur Verfügung stehenden Daten zumeist im Dezember enden, jedoch nicht im Januar anfangen, so dass die Kürzung ganze Datenjahre hervorbringt, und zum anderen die Tatsache, dass die zeitliche Dichte der Messungen zu Beginn der Messreihen deutlich geringer ist als nach einigen Jahren Messbetrieb.

Anschließend wird ein eventuell vorhandener linearer Trend aus der Zeitreihe entfernt, um mit einer trendfreien Messreihe die Basis für das Aufprägen eines künstlichen Trends zu gewinnen. Ohne die Eliminierung eines möglichen Gradienten aus der Zeitreihe wäre es später schwierig, die Effekte des aufgeprägten Trends von denen eines möglichen impliziten Trends zu separieren.

Die Trendbereinigung erfolgt mithilfe einer linearen Regression. Die Ordinatenwerte  $\hat{y}_i$  der resultierenden Regressionsgeraden werden von den  $y$ -Werten der originalen Messreihe  $y_i$  subtrahiert und somit die Residuen errechnet:  $r_i = y_i - \hat{y}_i$ . Als Ergebnis der darauf folgenden Addition der Residuen  $r_i$  zu dem Mittelwert der Messreihe  $\bar{y}$  entstehen modifizierte Ordinatenwerte  $y_{i_{mod}} = \bar{y} + r_i$ , die eine Zeitreihensequenz ohne inkludiertem linearem Trend beschreiben.

### Schritt 2: Aufprägung eines künstlichen Trends

Nach der Trendbereinigung wird die Zeitreihe in einzelne Jahre aufgespalten, und ein künstlicher Trend, der einem bestimmten Ozonrückgang entspricht, wird der Zeitreihe aufgeprägt. Diese Aufprägung geschieht per Multiplikation der Bestrahlungsstärken der einzelnen Jahre mit Faktoren, die einen UV-Anstieg aufgrund einer vorgegebenen Ozonverminderung repräsentieren.

Die Bestrahlungsstärken  $E_i$  des ersten Jahres der Zeitreihe bleiben unverändert. Ab dem zweiten Jahr werden alle Messwerte des Jahres mit dem jeweiligen Faktor  $a_n$  multipliziert:

$$\begin{aligned} \text{Jahr 1 : } E_{i_1}^* &= E_i \cdot a_1 ; & a_1 &= 1 \\ \text{Jahr 2 : } E_{i_2}^* &= E_i \cdot a_2 \\ \vdots & \vdots \\ \text{Jahr n : } E_{i_n}^* &= E_i \cdot a_n. \end{aligned} \tag{3.3}$$

$E_i^*$  stellt die modifizierte Bestrahlungsstärke dar, die den aufgeprägten Trend inkludiert.

Für die Berechnung der Faktoren  $a_n$  werden Simulationen mit dem Strahlungstransfermodell *uvspec* durchgeführt. Als Ausgangspunkt der Modellrechnungen werden eine wolkenlose Situation sowie für die Ozonsäule ein realistischer Startwert und eine realistische Abnahmerate angenommen.

Die Faktoren  $a_n$  werden aus Quotienten von jeweils zwei Modellsimulationen berechnet:

$$a_{n,\lambda,\varphi} = \frac{E(O_n, \lambda, \varphi)}{E(O_1, \lambda, \varphi)}. \tag{3.4}$$

$E$  ist dabei eine Funktion der Ozonsäule  $O$ , der Wellenlänge  $\lambda$  und des Sonnenzenitwinkels  $\varphi$ .

Für die Anzahl der Jahre  $n$  wird ein Bereich von 1 bis 100 gewählt, was eine Verlängerung der einzelnen Zeitreihen auf maximal 100 Jahre ermöglicht. In den Modellrechnungen nimmt die Ozonsäule  $O$  im ersten Jahr den Startwert  $O_1$  an und danach mit zunehmender Anzahl an Jahren  $n$  ab.

Um eine gleichmäßige Abnahme des Modelleingabeparameters Ozon zu erreichen, wird die Ozonsäule mit jedem Jahr um einen konstanten Prozentsatz reduziert. Dieser Prozentsatz  $x$  wird mithilfe der vorgegebenen prozentualen Abnahmerate  $b$  pro Dekade<sup>4</sup> folgendermaßen berechnet:

$$x = 1 - e^{0,1 \cdot \ln(1-b)}. \tag{3.5}$$

Für die Berechnung der Faktoren  $a_{n,\lambda,\varphi}$  in Gleichung 3.4 ist noch folgende Verknüpfung des Prozentials  $x$  mit der Ozonsäule  $O$  erforderlich:

$$O_n = O_0 \cdot (1 - x)^n. \tag{3.6}$$

Als Ausgangspunkt für die Modellrechnungen zu den Zeitreihen der beiden Stationen wurde eine Ozonsäule von 322 DU (Thessaloniki; ZEREFOS 2002) bzw. 326 DU (Sodankylä; AROLA et al. 2003) angenommen. Für die Station Sodankylä wurden überdies Simulationen für die verschiedenen Jahreszeiten durchgeführt, mit Ozonsäulen von 373 DU (Frühling), 318 DU (Sommer) und 285 DU (Herbst; AROLA et al. 2003). Diese Anfangswerte werden in den Modellrechnungen sukzessive reduziert. Dabei wird für Thessaloniki eine Abnahmerate der Ozonsäule von 4,5% pro Dekade verwendet, die den dortigen mittleren Ozonrückgang der Jahre 1990 bis 1998 repräsentiert (ZEREFOS, 2002). Für die arktische Region bei 65°N und damit auch Sodankylä geben BOJKOV

<sup>4</sup>Der Begriff Dekade wird in dieser Arbeit als Synonym für einen Zeitraum von 10 Jahren verwendet.

et al. (1999) eine mittlere Ozonverminderung von 5,7% pro Dekade an, die auf Beobachtungen der Jahre 1979 bis 1997 beruht. Die saisonalen Ozonabnahmeraten für Sodankylä erreichen Werte von 7,7% pro Dekade im Frühjahr, 2,5% pro Dekade im Sommer und 3,6% pro Dekade im Herbst (BOJKOV et al., 1999). Ein mögliches Winterszenarium für Sodankylä wird nicht berücksichtigt, da die Datenmenge im Winter aufgrund der Polarnacht von Anfang Dezember bis Mitte Januar zu gering ist.

### Schritt 3: Lineare Regressionsanalyse

Die in den vergangenen Arbeitsschritten modifizierte Zeitreihe wird mithilfe einer linearen Regression analysiert.

### Schritt 4: Berechnung des Signifikanzniveaus

Die aus Schritt 3 resultierende Steigung der Regressionsgeraden wird auf ihre Signifikanz hin überprüft. Dabei kommt das Verfahren nach MANN (1945) zum Einsatz (siehe Abschnitt 3.2.1).

### Schritt 5: Entscheidung, ob Länge der untersuchten Zeitreihe ausreicht; ggf. Verlängerung der Zeitreihe

Abhängig von dem in Schritt 4 berechneten Signifikanzniveau wird die Länge der untersuchten Zeitreihe als ausreichend bzw. nicht ausreichend für eine Trenddetektion eingestuft. Die Zeitreihenlänge ist ausreichend, wenn das Signifikanzniveau  $\leq 1\%$  beträgt, der aufgeprägte positive Trend also mit einer hohen Sicherheit in der Zeitreihe detektierbar ist. Sobald das Signifikanzniveau diesen Wert übersteigt, wird die Zeitreihe als ungeeignet für den Nachweis eines Trends von der Stärke des aufgeprägten Anstiegs betrachtet.

Im Falle eines Signifikanzniveaus  $> 1\%$  wird die Untersuchung erweitert. Um herauszufinden, welche Länge die Zeitreihe der UV-Bestrahlungsstärken haben müsste, um einen UV-Anstieg aufgrund eines vorgegebenen Ozonrückgangs mit hoher Sicherheit detektieren zu können, wird die Zeitreihe verlängert und erneut daraufhin analysiert, ob eine Trendbestimmung nun mit höherer Sicherheit möglich ist.

Das Verlängern der Zeitreihe geschieht folgendermaßen: Die Datenreihe, die als Produkt nach Schritt 1 entstanden ist, wird kopiert und an sich selbst angehängt. Umfasst die Original-Zeitreihe beispielsweise 10 Jahre, so entsteht mit dieser Erweiterung eine Sequenz von 20 Jahren. Dieser verlängerten Reihe wird erneut ein künstlicher Trend aufgeprägt, es wird eine lineare Regressionsanalyse durchgeführt und das Signifikanzniveau berechnet.

Solange das am Ende resultierende Signifikanzniveau größer als 1% ist, wird die Zeitreihe immer weiter verlängert. Erst wenn das Signifikanzniveau diesen Wert unterschreitet, wird die Zeitreihe als ausreichend lang für eine Trenddetektion betrachtet. Die dann erreichte Länge wird damit als benötigte Anzahl an Jahren für eine verlässliche Trendbestimmung betrachtet.

Abbildung 3.4 zeigt den Prozess der Zeitreihenverlängerung am Beispiel einer Zeitreihe

aus Thessaloniki (Wellenlänge: 304 nm, Sonnenzenitwinkel:  $63^\circ$ ). Das obere Bild stellt die trendbereinigte Original-Zeitreihe dar. Im mittleren Bild wurde die Zeitreihe viermal verlängert, und das untere Bild enthält die verlängerte Zeitreihe mit aufgeprägtem künstlichem Trend.

### 3.2.3 Untersuchung zum optimalen Wellenlängenbereich

Mit der im vorigen Abschnitt beschriebenen Methode wird die für einen zuverlässigen Trendnachweis benötigte Zeitreihenlänge bestimmt, dies geschieht für alle vorhandenen Datensätze mit bestimmten Kombinationen aus Wellenlänge und Sonnenzenitwinkel. Zusätzlich zu den Resultaten über die erforderliche Anzahl an Jahren können aus dieser Messdatenanalyse auch Hinweise auf die optimale Wellenlänge zur Trenddetektion abgeleitet werden. Dabei wird diejenige Wellenlänge, bei der die geringste Anzahl an Jahren für eine Trendbestimmung im UV-Bereich auftritt, als optimal für eine Trenduntersuchung betrachtet.

## 3.3 Ergebnisse

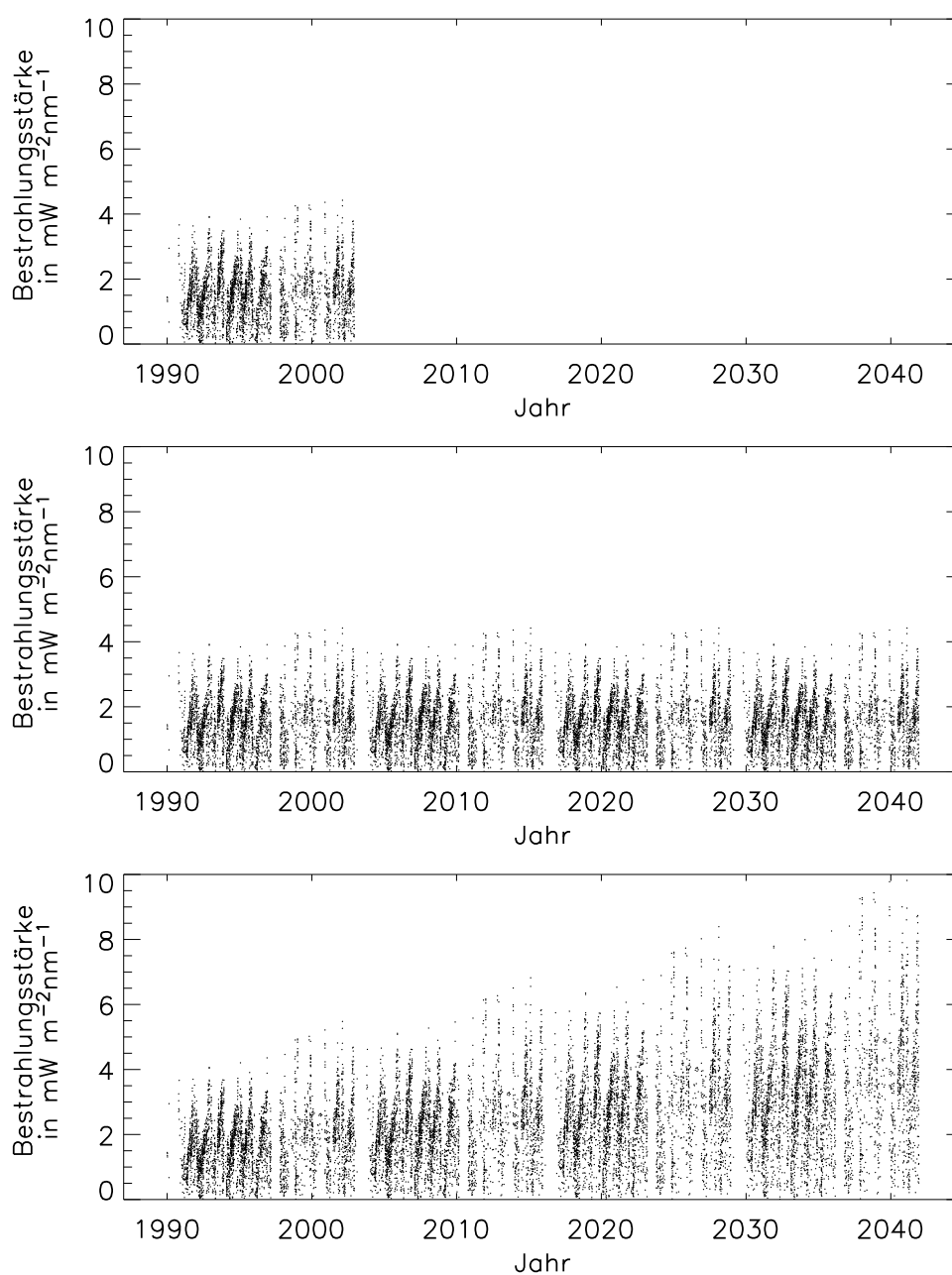
In diesem Abschnitt werden die Ergebnisse der Trenduntersuchungen dargestellt. Es wird geprüft, ob in den Messreihen der spektralen UV-B-Bestrahlungsstärke der Stationen Thessaloniki und Sodankylä eine Langzeitveränderung nachgewiesen werden kann. Anschließend wird untersucht, wie lang die Messreihen der beiden Stationen sein müssten, um einen Aufwärtstrend eindeutig detektieren zu können. Die Definition des für eine Trenddetektion optimalen Wellenlängenbereichs vervollständigt diesen Abschnitt.

Sämtliche Untersuchungen werden zuerst mit den kompletten Zeitreihen der UV-Bestrahlungsstärke durchgeführt, welche alle Bewölkungszustände von wolkenlos bis bedeckt beinhalten. Da Wolken die UV-Strahlung wesentlich beeinflussen und die Bewölkung (Wolkenart und Bedeckungsgrad) selber möglicherweise ebenfalls einer Langzeitänderung unterliegt, werden zusätzlich Messreihen analysiert, die ausschließlich bei wolkenlosen Konditionen aufgenommen wurden.

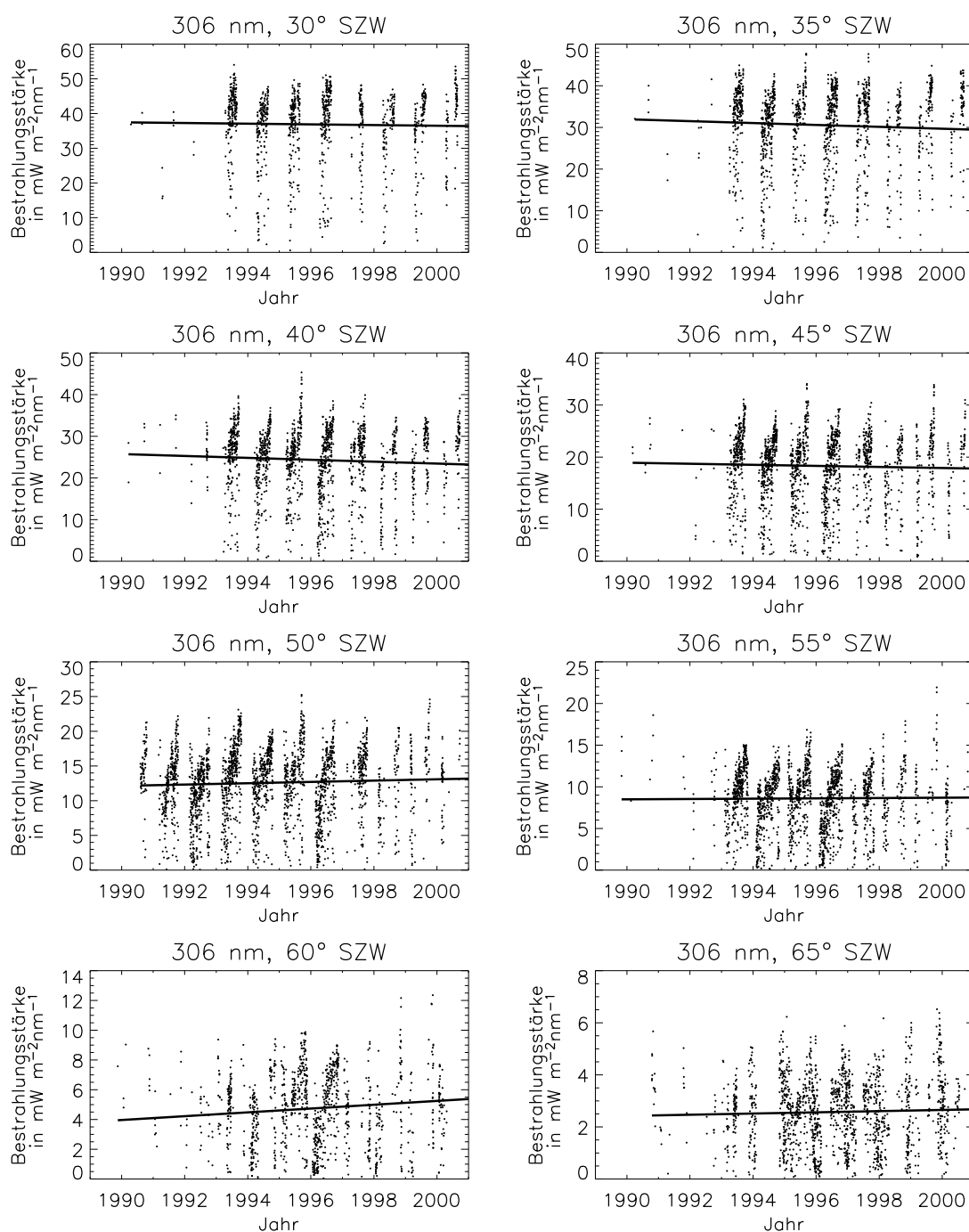
### 3.3.1 Untersuchung zur Trenddetektion

Zu Beginn werden aus den gemessenen Spektren der UV-B-Bestrahlungsstärke, die aus der EUVDB abgerufen werden, Untermengen mit jeweils konstanter Kombination aus Wellenlänge und Sonnenzenitwinkel extrahiert (siehe auch Abschnitt 3.1.3).

Die Abbildungen 3.5 und 3.6 zeigen einen Auszug aus den Datensätzen der Station Thessaloniki. Dargestellt sind gemessene Werte der UV-Bestrahlungsstärke. Die Wellenlänge in Abbildung 3.5 bleibt konstant bei 306 nm, während die Sonnenzenitwinkel Werte zwischen  $30^\circ$  und  $65^\circ$  annehmen. Es ist zu sehen, dass die Regressionsgeraden kein einheitliches Bild liefern. Betrag und Vorzeichen der Regressionsgeraden variieren

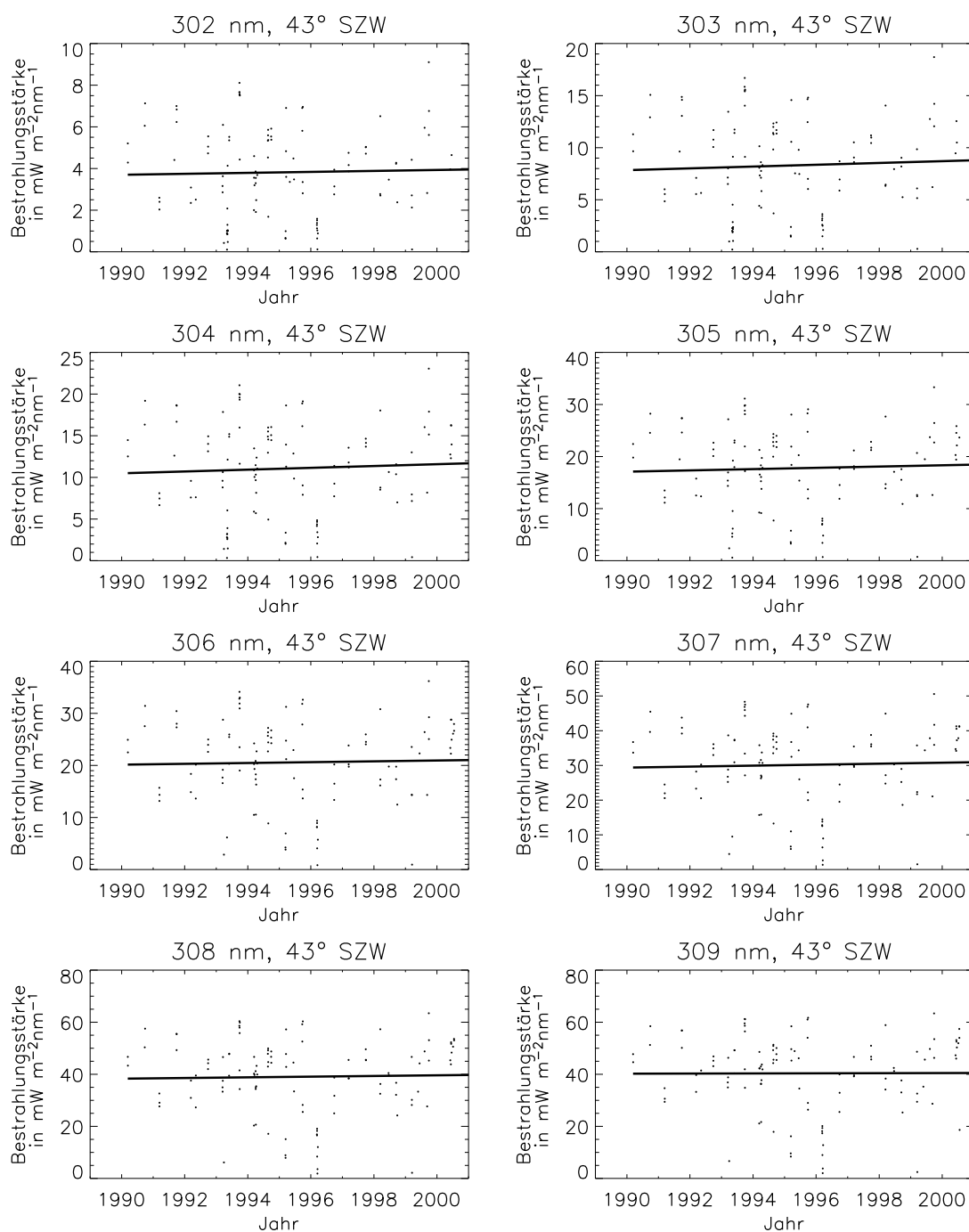


**Abbildung 3.4:** Das Verfahren der Zeitreihenverlängerung: das obere Bild zeigt den ursprünglichen, trendbereinigten Datensatz (Thessaloniki, 304 nm,  $63^\circ$  Sonnenzenitwinkel). Auf dem mittleren Bild ist die Zeitreihe von 13 auf 52 Jahre verlängert, indem die anfänglichen Daten mehrfach angehängt wurden. Das untere Bild zeigt die verlängerte Datenreihe nach der Multiplikation mit Faktoren, die einem Anstieg der UV-Bestrahlungsstärke infolge einer Ozonabnahme von 4,5 % pro Dekade entsprechen.



**Abbildung 3.5:** Spektrale Bestrahlungsstärken bei unterschiedlichen Sonnenzenitwinkeln und konstanter Wellenlänge 306 nm an der Station Thessaloniki. Jeder Datenpunkt repräsentiert eine Messung mit der bestimmten Kombination aus Wellenlänge und Sonnenzenitwinkel. Die durchgezogenen Linien stellen die Regressionsgeraden dar. Es ist zu beachten, dass die Wertebereiche der Ordinaten aufgrund der starken Abhängigkeit der UV-Bestrahlungsstärke vom Sonnenzenitwinkel variieren.





**Abbildung 3.6:** Spektrale Bestrahlungsstärken bei unterschiedlichen Wellenlängen und konstantem Sonnenzenitwinkel von  $43^\circ$ . Jeder Datenpunkt repräsentiert eine Messung mit der bestimmten Kombination aus Wellenlänge und Sonnenzenitwinkel. Die durchgezogenen Linien stellen die Regressionsgeraden dar. Es ist zu beachten, dass die Wertebereiche der Ordinaten aufgrund der starken Abhängigkeit der UV-Bestrahlungsstärke von der Wellenlänge variieren (siehe dazu auch Abbildung 2.2).

mit den unterschiedlichen Sonnenzenitwinkeln. Während bei den Sonnenzenitwinkeln  $30^\circ$ ,  $35^\circ$ ,  $40^\circ$  und  $45^\circ$  die Bestrahlungsstärke mit Raten zwischen 2,7 % und 8,9 % pro Dekade abnimmt, ist bei  $50^\circ$ ,  $55^\circ$ ,  $63^\circ$  und  $65^\circ$  ein Anstieg mit Gradienten zwischen 2,3 % und 13,5 % pro Dekade und bei  $60^\circ$  ein starker Anstieg der Regressionsgeraden mit 32,4 % pro Dekade zu beobachten.

Abbildung 3.6 zeigt ein ähnlich uneinheitliches Bild. Bei einem konstanten Sonnenzenitwinkel von  $43^\circ$  und Wellenlängen von 302 nm bis 310 nm weisen zwar alle Regressionsgeraden einen positiven Gradienten auf, jedoch variiert dieser zwischen 0,6 % pro Dekade bei 309 nm und 11,0 % pro Dekade bei 303 nm.

Die Abbildungen 3.5 und 3.6 zeigen nur einen kleinen Teil der vorhandenen Datensätze. Die dort deutlich erkennbare Variabilität der Daten ist jedoch repräsentativ auch für Messreihen mit anderen Kombinationen aus Sonnenzenitwinkel und Wellenlänge

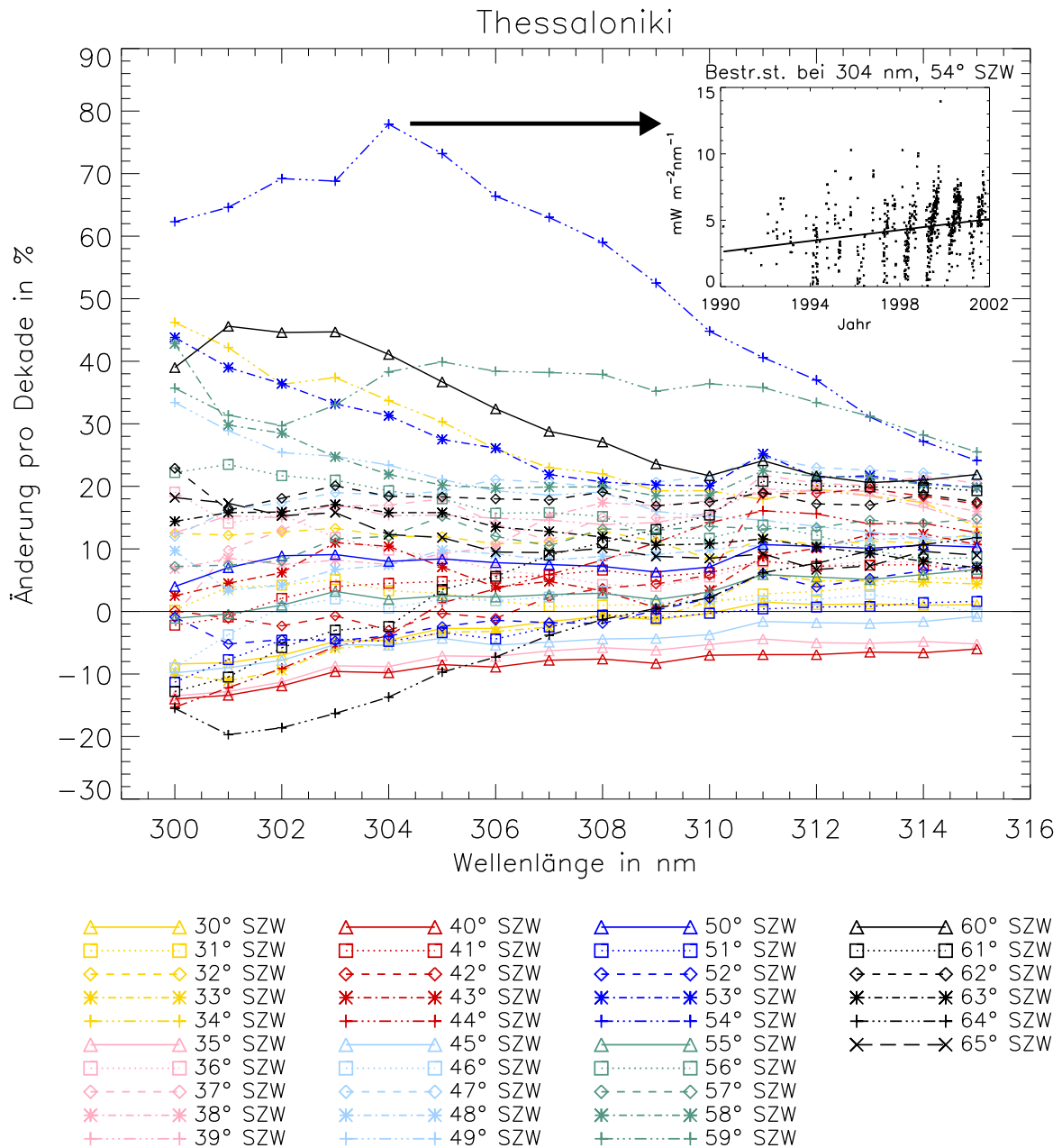
Im Vergleich von Abbildung 3.5 und Abbildung 3.6 ist außerdem erkennbar, wie unterschiedlich der Umfang der einzelnen extrahierten Datensätze sein kann. In Abbildung 3.5 sind bei allen dort gezeigten Datenreihen deutlich mehr Messpunkte enthalten als in der vergleichbaren Abbildung 3.6. Die Erklärung dafür ist, dass die in Abbildung 3.5 dargestellten Sonnenzenitwinkel laut Messplan des Spektralradiometers in Thessaloniki bevorzugt gemessen werden. Der Sonnenzenitwinkel von  $43^\circ$  in Abbildung 3.6 zählt nicht zu diesen bevorzugt gemessenen Sonnenzenitwinkeln, so dass hier deutlich weniger Datenpunkte mit den gewünschten Kombinationen existieren.

Abbildung 3.7 fasst die berechneten Änderungen der Bestrahlungsstärke pro Dekade für alle Datensätze der Station Thessaloniki zusammen. Jeder einzelne Datenpunkt in dem Diagramm repräsentiert die Zu- bzw. Abnahme der UV-Bestrahlungsstärke bei der jeweiligen Kombination aus konstantem Sonnenzenitwinkel und konstanter Wellenlänge. Die Gradienten der Änderungen reichen von  $-20\%$  pro Dekade bis hin zu fast  $80\%$  pro Dekade, die Mehrzahl befindet sich im positiven Bereich. Die zu dem höchsten Wert gehörende Datenreihe ist zur Verdeutlichung als kleines Diagramm in die Abbildung eingefügt.

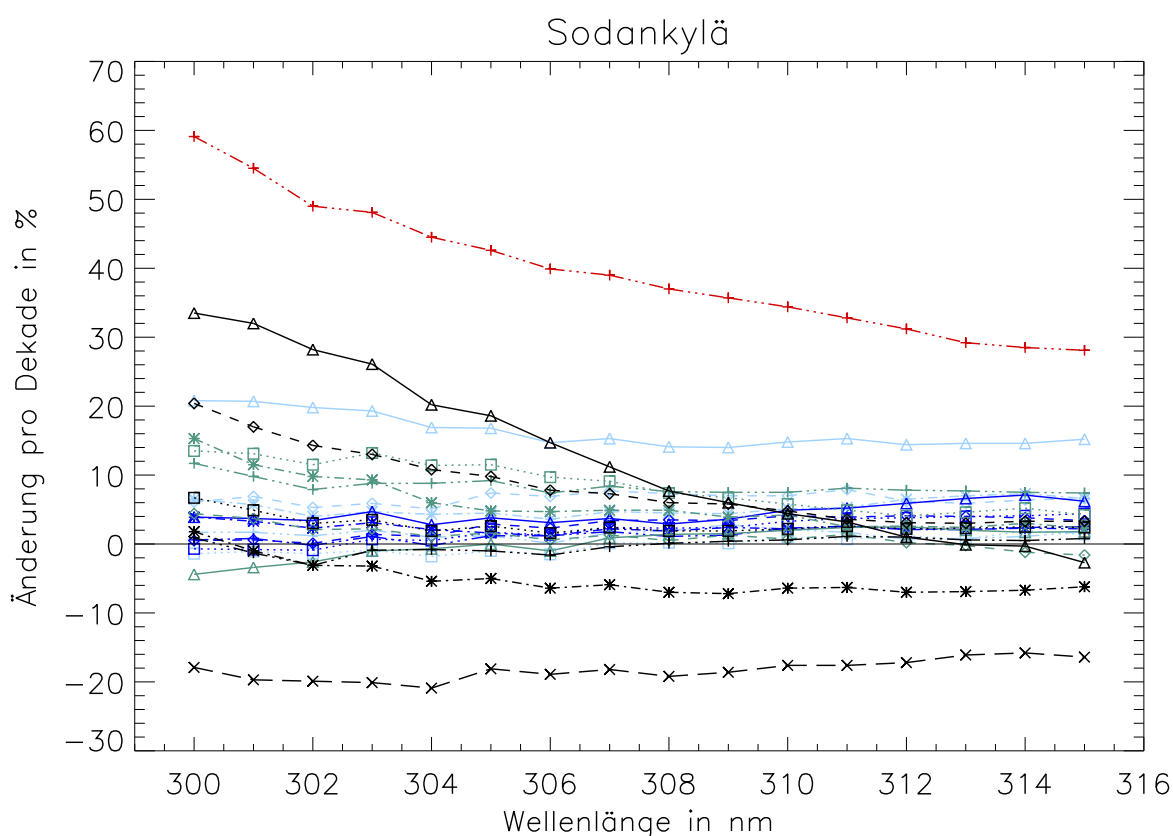
Die Streubreite der berechneten Gradienten wird zu größeren Wellenlängen hin geringer. Während bei einigen Sonnenzenitwinkeln die Gradienten mit zunehmender Wellenlänge ansteigen, ist bei anderen Sonnenzenitwinkeln eine Abnahme der Gradienten zu höheren Wellenlängen hin zu beobachten. Dabei lässt sich keine Regelmäßigkeit oder Ordnung hinsichtlich der untersuchten Sonnenzenitwinkel erkennen.

Die Datenreihe, die zu dem Maximalwert der dargestellten Gradienten in Abbildung 3.7 gehört, deutet darauf hin, dass hier die inhomogene Verteilung der Messdaten über die Zeit zusammen mit einer Häufung von höheren Bestrahlungsstärken gegen Ende der Messreihe einen deutlichen Anstieg der Regressionsgerade hervorruft.

Dieselbe Untersuchung wird für die Messdaten der Station Sodankylä durchgeführt, die Ergebnisse sind in Abbildung 3.8 dargestellt. Die Legende aus Abbildung 3.7 ist auch für dieses Diagramm gültig, jedoch wird für Sodankylä ein geringerer Sonnenzenitwinkelbereich als für Thessaloniki betrachtet (siehe Abschnitt 3.1.3).



**Abbildung 3.7:** Prozentuale Änderung der Bestrahlungsstärke pro Dekade als Funktion der Wellenlänge für die Station Thessaloniki. Die Ergebnisse basieren auf den Datensätzen, die sämtliche Bewölkungssituationen beinhalten. Unterschiedliche Symbole und Linienarten kennzeichnen verschiedene Sonnenzenitwinkel (SZW; siehe Legende). Der höchste Wert repräsentiert einen Sonnenzenitwinkel von 54°.



**Abbildung 3.8:** Prozentuale Änderung der Bestrahlungsstärke pro Dekade als Funktion der Wellenlänge für die Station Sodankylä. Die Ergebnisse basieren auf den Datensätzen, die sämtliche Bewölkungssituationen beinhalten. Unterschiedliche Symbole und Linienarten kennzeichnen verschiedene Sonnenzenitwinkel (siehe Legende in Abb. 3.7).

Die ermittelten Gradienten der Änderung der UV-Bestrahlungsstärke reichen von ca.  $-20\%$  pro Dekade bis zu ca.  $60\%$  pro Dekade. Die Mehrzahl befindet sich im Intervall zwischen etwa  $-10\%$  pro Dekade und  $20\%$  pro Dekade und dort wiederum überwiegend im Bereich positiver Werte. Ähnlich wie bei den Ergebnissen für Thessaloniki nimmt die Variation der Änderungen zu größeren Wellenlängen hin ab. Eine regelmäßige Anordnung bezüglich der einzelnen Sonnenzenitwinkel ist auch für die Station Sodankylä nicht erkennbar. Bei den meisten Sonnenzenitwinkeln ist mit zunehmender Wellenlänge bis ca.  $307\text{ nm}$  eine leichte Verringerung der Gradientenwerte bzw. ein gleich bleibendes Niveau zu beobachten. Bei einzelnen Sonnenzenitwinkeln ist auch ein Anstieg feststellbar. Ab etwa  $308\text{ nm}$  verhalten sich die Werte bei nahezu allen Sonnenzenitwinkeln wellenlängenunabhängig. Im Vergleich zu Abbildung 3.7 erscheint der Datenverlauf zudem „glatter“, die Datenpunkte weisen eine geringere Variabilität zwischen den Wellenlängen auf.

Die bisherigen Untersuchungen wurden mit den kompletten Zeitreihen der UV-Bestrahlungsstärke durchgeführt, die alle Wetterbedingungen umfassen. Zum Vergleich werden in einem zweiten Schritt der Einflussfaktor Bewölkung eliminiert und diejenigen UV-Strahlungsdaten untersucht, die ausschließlich bei wolkenlosem Himmel aufgenommen

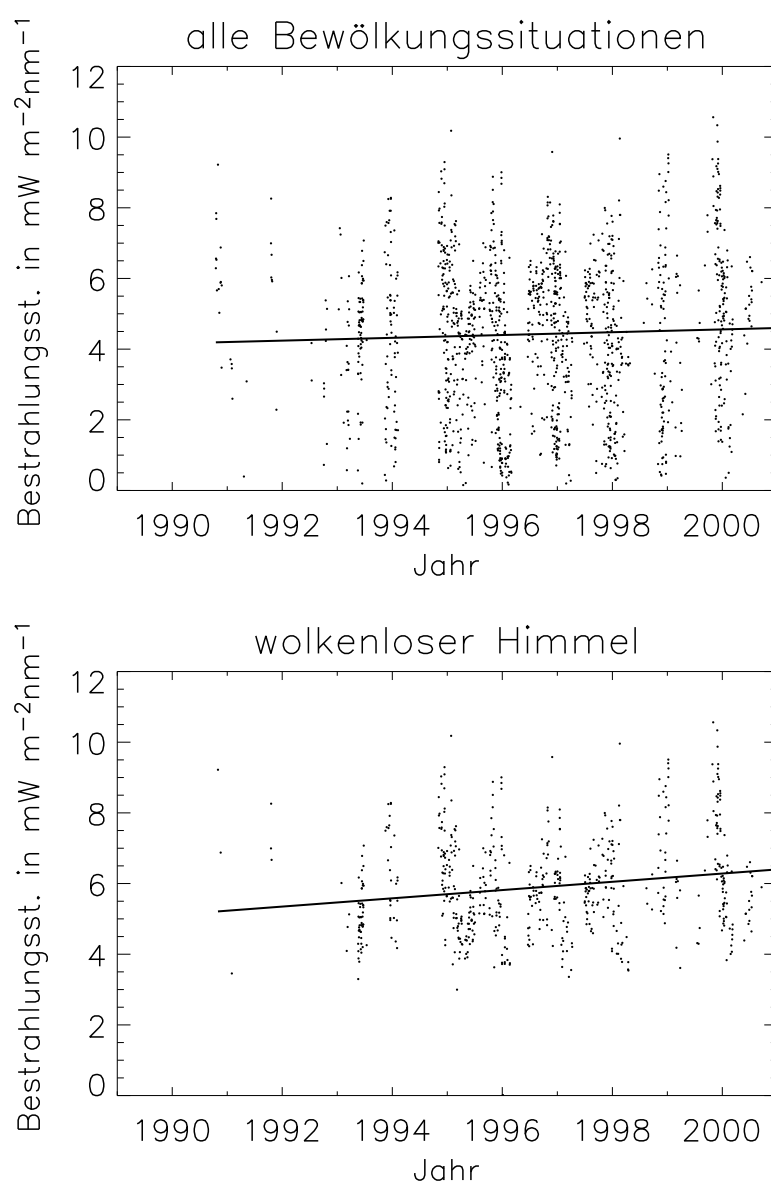
wurden.

Dabei ist zu erwarten, dass die Variation der Messwerte in diesen Zeitreihen geringer ist als bei den Zeitreihen, die alle Bewölkungssituationen beinhalten. Mit der Betrachtung von ausschließlich bei wolkenlosem Himmel aufgenommenen Messwerten ist jedoch auch eine deutliche Reduzierung der vorhandenen Daten verbunden. Aus Tabelle 3.1 geht hervor, dass sich die insgesamt zur Verfügung stehenden Daten mit der Beschränkung auf wolkenlose Fälle von 63669 auf 28939 Spektren (Thessaloniki) bzw. von 57231 auf 15311 Spektren (Sodankylä) reduzieren. Dies entspricht einer Verminderung auf ca. 45 % (Thessaloniki) bzw. 27 % (Sodankylä) der Gesamtspektrenanzahl. Abbildung 3.9 zeigt exemplarisch an einer Messreihe aus Thessaloniki den Vergleich von Bewölkung beinhaltendem und wolkenlosem Datensatz.

In Abbildung 3.10 sind die berechneten Änderungen der Bestrahlungsstärke pro Dekade für die bei wolkenlosen Bedingungen aufgenommenen Messdaten der Station Thessaloniki dargestellt. Die unterschiedlichen Symbole und Linienarten sind den einzelnen Sonnenzenitwinkeln entsprechend der Legende in Abbildung 3.7 zugeordnet. Die Anordnung der einzelnen Sonnenzenitwinkel ist hier ebenfalls wieder unregelmäßig ohne erkennbares Muster. Wie auch bei den Daten, die Bewölkung mit einschließen (Abbildung 3.7), variieren die berechneten Gradienten bei niedrigeren Wellenlängen deutlich stärker als bei größeren Wellenlängen. Die Gradienten nehmen bei 300 nm Werten zwischen ca.  $-20\%$  und  $+50\%$  pro Dekade ein. Dieser Wertebereich stimmt in etwa mit dem entsprechenden Bereich der Gradienten in Abbildung 3.7 überein. Zu größeren Wellenlängen hin reduziert sich die Variation bei den wolkenlosen Daten (Abbildung 3.10) jedoch stärker als bei den Bewölkung inkludierenden Daten. So beschränken sich die für die wolkenlosen Datensätze berechneten Gradienten bei 315 nm auf einen engen Bereich von ca.  $0\%$  bis  $10\%$  Änderung pro Dekade. Dabei steigen die Gradienten einiger Sonnenzenitwinkel zu größeren Wellenlängen hin an, während die Gradienten anderer Sonnenzenitwinkel mit zunehmender Wellenlänge kleiner werden.

Auch für die Station Sodankylä wird die Analyse für die Datensätze der bei wolkenlosen Bedingungen aufgenommenen Messungen wiederholt, die Ergebnisse sind in Abbildung 3.11 dargestellt. Die einzelnen Sonnenzenitwinkel sind den unterschiedlichen Symbolen und Linienarten gemäß der Legende in Abbildung 3.7 zugeordnet. Wiederum ist hinsichtlich der Sonnenzenitwinkel keine regelmäßige Anordnung erkennbar. Ähnlich wie bei den vorherigen Abbildungen nimmt die Streubreite der Gradienten zu größeren Wellenlängen hin ab, von ca.  $-10\%$  bis  $35\%$  pro Dekade bei 300 nm bis zu einem Intervall zwischen ca.  $-5\%$  und  $5\%$  pro Dekade bei 315 nm. Damit befinden sich die für wolkenlose Daten berechneten Gradienten im Vergleich zu denjenigen der Datensätzen aus Sodankylä, die Bewölkung beinhalten (siehe Abbildung 3.8), enger zusammen. Dies gilt ebenso für den Vergleich mit den wolkenlosen Daten der Station Thessaloniki (siehe Abbildung 3.10).

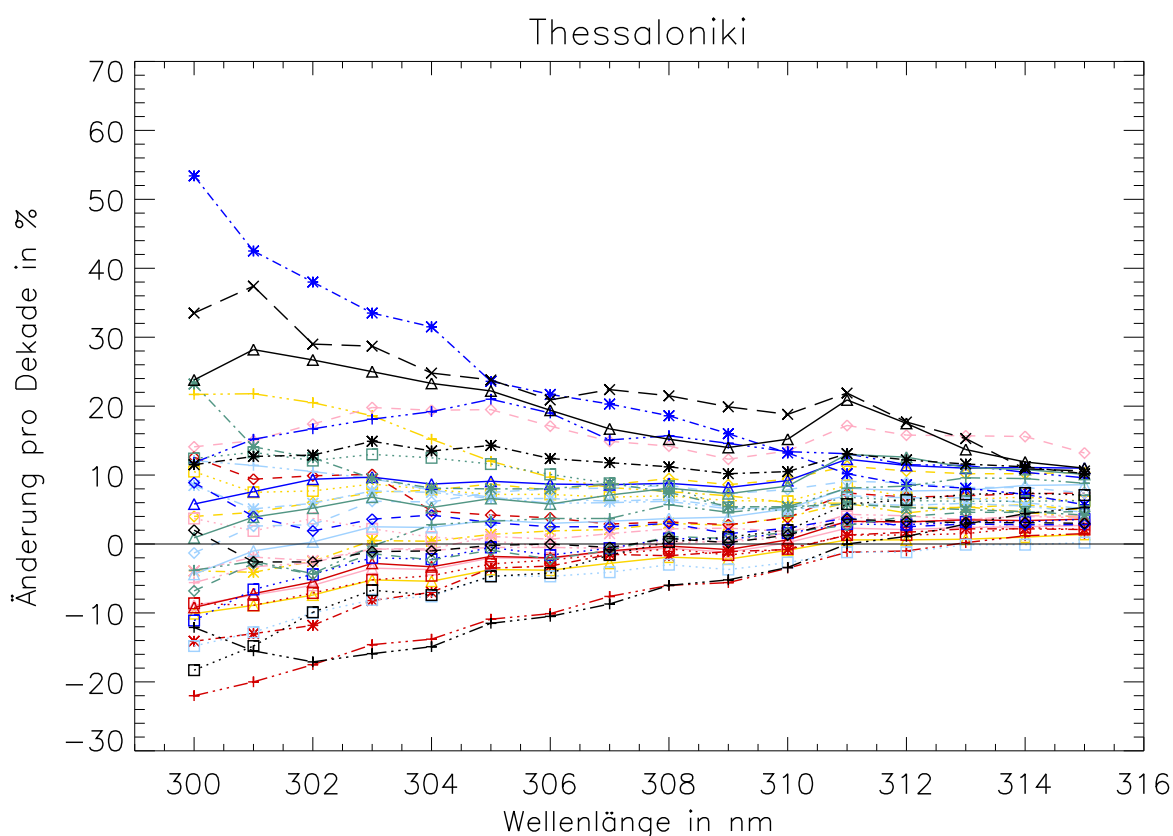
Eine Wellenlängenabhängigkeit ist insbesondere bei Wellenlängen ab 310 nm nur geringfügig vorhanden. Anders jedoch als beim bewölkten Fall sind bei den wolkenlosen Datensätzen auch Sonnenzenitwinkel zu erkennen, deren Gradienten mit zunehmender Wellenlänge ansteigen. Des Weiteren existieren hier etwa gleich viele positive und negati-



**Abbildung 3.9:** UV-Bestrahlungsstärken bei einem Sonnenzenitwinkel von  $65^\circ$  und einer Wellenlänge von 307 nm, Station Thessaloniki. Das obere Bild beinhaltet alle verfügbaren Messungen, unabhängig von der Bewölkungssituation, das untere Bild zeigt die Teilmenge der bei wolkenlosem Himmel aufgenommenen Messungen.

ve Gradienten, wohingegen in Abbildung 3.8 (Daten inklusive Bewölkung) die Mehrzahl der berechneten Änderungen ein positives Vorzeichen hat.

Nach der Berechnung der Gradienten für alle Datensätze aus Thessaloniki und Sotankylä muss untersucht werden, welche Aussagekraft sie haben. Die Methode zur Bestimmung des Signifikanzniveaus nach MANN (1945) (siehe Abschnitt 3.2.1) liefert Informationen über einen relativen Anstieg oder eine relative Abnahme innerhalb der Zeitreihe, bestätigt jedoch nicht die Größenordnung des jeweiligen Gradienten. Die Re-

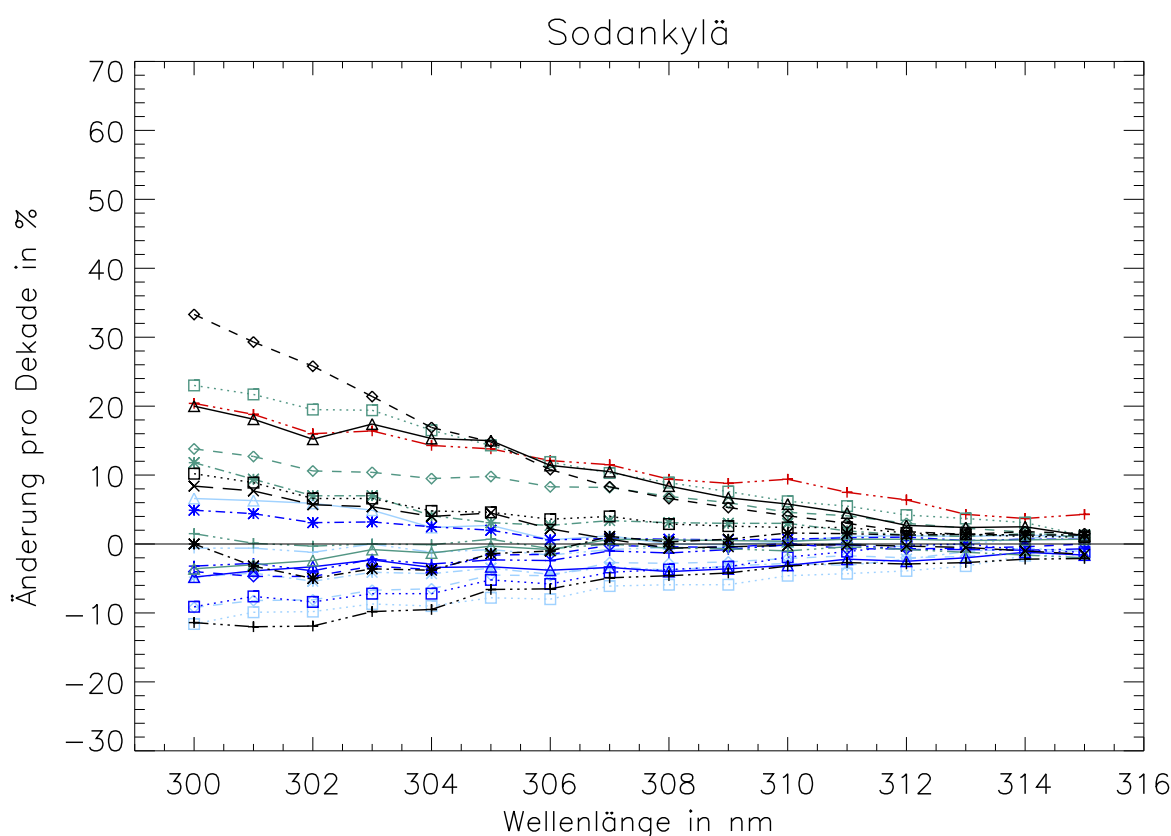


**Abbildung 3.10:** Prozentuale Änderung der Bestrahlungsstärke pro Dekade als Funktion der Wellenlänge für die Station Thessaloniki. Die Ergebnisse basieren auf Messungen, die bei wolkenlosem Himmel aufgenommen wurden. Unterschiedliche Symbole und Linienarten kennzeichnen verschiedene Sonnenzenitwinkel (siehe Legende in Abb. 3.7).

sultate sind daher in einem Histogramm dargestellt, das die Anzahl der signifikanten Anstiege und Abnahmen wiedergibt.

Die Ergebnisse für die Station Thessaloniki sind in Abbildung 3.12 dargestellt. Bei jeder einzelnen Zeitreihe wird geprüft, ob die berechnete Regressionsgerade (deren Gradienten in den Abbildungen 3.7 und 3.11 dargestellt sind) ein bestimmtes Signifikanzniveau unterschreitet. Für jede Regressionsgerade, die mit einer geringen Irrtumswahrscheinlichkeit verbunden ist, wird der Balken bei der entsprechenden Wellenlänge im Histogramm um eins verlängert. Wenn die Regressionsgerade einen Anstieg zeigt (positiver Gradient), erfolgt eine Erhöhung in die positive Richtung, wenn die Regressionsgerade abnimmt, wird der Balken in die negative Richtung verlängert. Da für die Station Thessaloniki Sonnenzenitwinkel von  $30$  bis  $65^\circ$  untersucht wurden, ist der Wert  $36$  der maximal mögliche Umfang jedes Balkens. Je geringer die Balkenlänge ist, desto weniger Zeitreihen existieren, deren Regressionsgeraden das Kriterium der geforderten geringen Irrtumswahrscheinlichkeit erfüllen.

In Abbildung 3.12 sind ausschließlich diejenigen Zeitreihen berücksichtigt, deren Regressionsgeraden ein Signifikanzniveau von  $\leq 1\%$  aufweisen. Alle Balken befinden sich über-

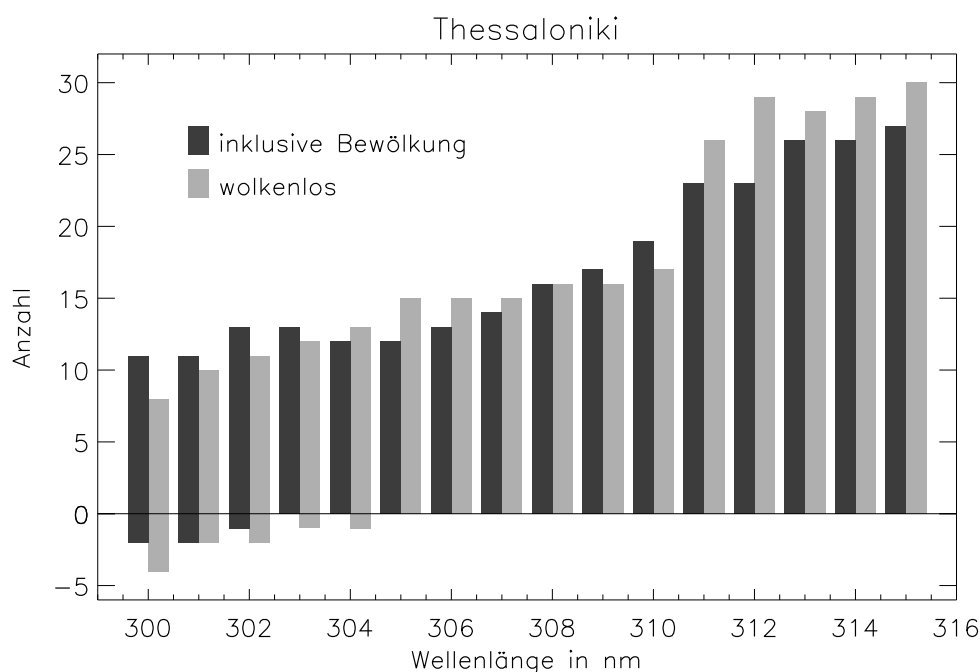


**Abbildung 3.11:** Prozentuale Änderung der Bestrahlungsstärke pro Dekade als Funktion der Wellenlänge für die Station Sodankylä. Die Ergebnisse basieren auf Messungen, die bei wolkenlosem Himmel aufgenommen wurden. Unterschiedliche Symbole und Linienarten kennzeichnen verschiedene Sonnenzenitwinkel (siehe Legende in Abb. 3.7). Die Skalierung der Ordinate ist identisch mit jener der Abbildungen 3.7, 3.8 und 3.10, um den Vergleich zu erleichtern.

wiegend, bei Wellenlängen ab 305 nm sogar ausschließlich im positiven Bereich. Zwischen den Balkenlängen und -positionen der Daten inklusive Bewölkung und den wolkenlosen Daten gibt es nur geringe Unterschiede. Insgesamt steigt die Anzahl der als signifikant getesteten Regressionsgeraden mit positivem Gradienten zu größeren Wellenlängen hin an. Von den Regressionsgeraden der vorhandenen 36 Zeitreihen pro Wellenlänge (mit Sonnenzenitwinkeln von  $30^\circ$  bis  $65^\circ$ ) werden minimal zwölf (entspricht 33 %) als signifikant getestet, sowohl bei den Datensätzen inklusive Bewölkung (hier bei 304 und 305 nm) als auch bei den wolkenlosen Datensätzen (bei 300 und 301 nm). Die größte Anzahl wird bei der Wellenlänge 315 nm erreicht, für die Daten inklusive Bewölkung sind es dort 27 (entspricht 75 %) und für die wolkenlosen Daten 30 Regressionsgeraden (entspricht 83 %), die eine Irrtumswahrscheinlichkeit  $\leq 1\%$  haben.

Die Gradienten der UV-Zeitreihen aus Sodankylä (siehe Abbildungen 3.8 und 3.11) werden ebenfalls einer Signifikanzermittlung unterzogen. Die Ergebnisse sind in Abbildung 3.13 dargestellt. Dunkle Balken repräsentieren die Datensätze, die Bewölkung beinhalten, helle Balken kennzeichnen bei wolkenlosem Himmel aufgenommene Daten-



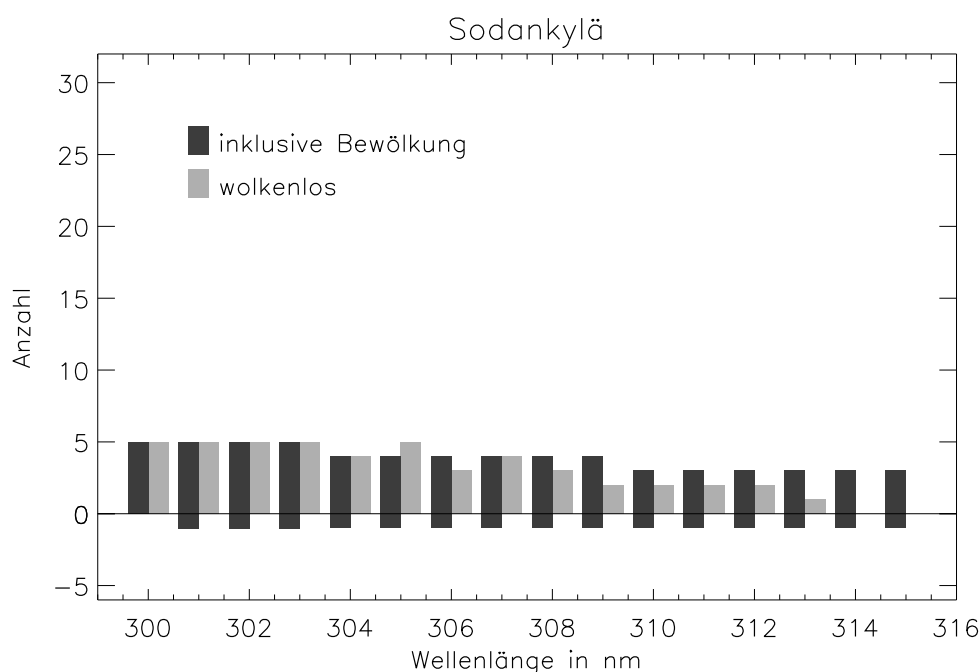


**Abbildung 3.12:** Dargestellt ist die Anzahl der getesteten Zeitreihen aus Thessaloniki, die eine signifikante (Signifikanzniveau: 1%) Zunahme bzw. Abnahme der spektralen UV-Bestrahlungsstärke aufweisen, in Abhängigkeit von der Wellenlänge. Die dunklen Balken beziehen sich auf die Datensätze, die alle Bewölkungssituationen beinhalten, die hellen Balken auf die bei wolkenlosem Himmel gemessenen Daten.

reihen. Es sind nur diejenigen Messreihen einbezogen, deren Regressionsgeraden ein Signifikanzniveau von  $\leq 5\%$  erreichen.

Das 1%-Kriterium, das für die Datensätze aus Thessaloniki zur Anwendung kam, wird nur von sehr wenigen Messreihen der Station Sodankylä erfüllt. Um trotzdem Aussagen über die Wellenlängenabhängigkeit oder unterschiedliches Verhalten der wolkenlosen und der Bewölkung berücksichtigenden Daten treffen zu können, wurde das erforderliche Signifikanzniveau auf  $\leq 5\%$  heraufgesetzt. Bei der Betrachtung der Ergebnisse für Sodankylä, insbesondere beim direkten Vergleich mit den Resultaten für Thessaloniki, ist daher zu beachten, dass die Irrtumswahrscheinlichkeit größer ist als bei den Ergebnissen für die griechische Station.

Die dunklen Balken in Abbildung 3.13 befinden sich überwiegend, die hellen Balken ausschließlich im positiven Bereich. Zu größeren Wellenlängen hin ist zu beobachten, dass die Anzahl der signifikanten Änderungen abnimmt. Diese Abnahme ist bei den Datensätzen, die Bewölkung berücksichtigen, weniger ausgeprägt als bei den wolkenlosen Messdaten, von denen bei 314 nm und 315 nm kein Gradient die geforderte Irrtumswahrscheinlichkeit unterschreitet. Pro Wellenlänge werden 22 Datensätze mit Sonnenzenitwinkeln zwischen  $44^\circ$  und  $65^\circ$  untersucht. Von den dazugehörigen Regressionsgeraden werden für Datensätze inklusive Bewölkung maximal sechs (bei Wellenlängen von 301 nm bis 303 nm) als signifikant getestet, dies entspricht 27%. Für wolkenlose Daten beträgt der Maxi-



**Abbildung 3.13:** Dargestellt ist die Anzahl der getesteten Zeitreihen aus Sodankylä, die eine signifikante (Signifikanzniveau: 5%) Zunahme bzw. Abnahme der spektralen UV-Bestrahlungsstärke aufweisen, in Abhängigkeit von der Wellenlänge. Die dunklen Balken beziehen sich auf die Datensätze, die alle Bewölkungssituationen beinhalten, die hellen Balken auf die bei wolkenlosem Himmel gemessenen Daten. Die Skalierung der Ordinate ist identisch mit derjenigen in Abbildung 3.12, um einen direkten Vergleich zu erleichtern.

malwert fünf (entspricht 23 %) und wird im Intervall von 300 nm bis 303 nm sowie bei 305 nm erreicht. Die geringste Anzahl an signifikanten Regressionsgeraden beträgt für die Bewölkungs-Datensätze vier (entspricht 18 %; bei 310 nm bis 315 nm) sowie null für die bei wolkenlosem Himmel aufgenommenen Daten (bei 314 nm und 315 nm).

Im Vergleich zu den Ergebnissen der Station Thessaloniki fällt zuerst die prozentual deutlich geringere Anzahl an signifikant getesteten Änderungen der UV-Bestrahlungsstärke auf. Dabei ist zu beachten, dass für die Daten aus Sodankylä eine höhere Irrtumswahrscheinlichkeit gilt. Bei Anwendung des 1 %-Signifikanzniveau-Kriteriums nicht nur auf die Thessaloniki-, sondern auch auf die Sodankylä-Daten wäre der Unterschied in der prozentualen Anzahl der signifikant getesteten UV-Änderungen zwischen den beiden Stationen noch größer.

Während der Anteil der signifikanten Änderungen bei der Station Thessaloniki zu größeren Wellenlängen hin größer wird, ist bei den Ergebnissen für Sodankylä ein gegenteiliges Verhalten zu beobachten. Dieses gilt sowohl für die Messreihen, die bewölktem Himmel berücksichtigen als auch für die bei wolkenlosem Himmel gemessenen Daten.

### 3.3.2 Untersuchung zur erforderlichen Länge der Zeitreihen

Die vorgestellten Ergebnisse der Trendanalyse der Datensätze aus Thessaloniki und Sodankylä sind aussagekräftig bezüglich des zeitlichen Verhaltens der UV-Bestrahlungsstärke, jedoch lassen sie offen, ob die signifikant getesteten Änderungen der UV-Bestrahlungsstärken auf Änderungen der Ozonsäule oder auf anderen Faktoren beruhen.

Da zudem nicht alle vorhandenen Regressionsgeraden das geforderte Signifikanzniveau erreichen, ist überdies anzunehmen, dass gerade bei den nichtsignifikanten Gradienten die Längen der Zeitreihen nicht ausreichen, um eine eindeutige Zu- oder Abnahme nachzuweisen. Es bleibt offen, wie lang die Zeitreihen bei den berechneten Regressionsgeraden sein müssten, damit die Gradienten als signifikant getestet würden.

In den folgenden Betrachtungen werden beide genannten Aspekte berücksichtigt. Es wird abgeschätzt, wie lang Zeitreihen der spektralen UV-B-Bestrahlungsstärke an den Stationen Thessaloniki und Sodankylä sein müssten, damit ein Anstieg einer bestimmten Größenordnung nachgewiesen werden kann. Dies geschieht unter Einbeziehung des direkten Zusammenhangs zwischen Ozonsäule und UV-Strahlung. Dafür wird die in Abschnitt 3.2.2 beschriebene, für diese Studie neu entwickelte Methoden für beide Stationen und für alle untersuchten Kombinationen aus Wellenlänge und Sonnenzenitwinkel angewandt.

Der Abschätzung der benötigten Zeitreihenlängen werden verschiedene Szenarien der Ozonabnahme zugrunde gelegt. Bei der Anwendung der Methode wird angenommen, dass alle weiteren Faktoren, die die UV-Strahlung beeinflussen, keinen zeitlichen Änderungen unterworfen sind. Der resultierende Anstieg der UV-Bestrahlungsstärke kann damit vollständig auf das jeweilige Ozon-Szenarium zurückgeführt werden. Auch die letztlich resultierende Anzahl an Jahren kontinuierlicher Messungen, die eine Zeitreihe der spektralen UV-B-Bestrahlungsstärke umfassen muss, um in ihr einen Anstieg feststellen zu können, bezieht sich jeweils auf den vorgegebenen Ozontrend (GLANDORF et al., 2005).

Für jede Station werden zunächst zwei Szenarien untersucht, jeweils eines mit einer realistischen Ozonabnahme und eines mit einem fiktiven Ozontrend von  $-1,0\%$  pro Dekade. Um zusätzlich Informationen darüber zu erhalten, wie sich die jahreszeitlichen Variationen des Ozontrends auf die benötigte Zeitreihenlänge auswirken, werden anschließend exemplarisch für die Station Sodankylä jahreszeitliche Szenarien untersucht (siehe Tabelle 3.2).

Abbildung 3.14 zeigt die Ergebnisse der Untersuchung, wie lang Zeitreihen der UV-Bestrahlungsstärke der Stationen Thessaloniki und Sodankylä sein müssten, um einen positiven Trend aufgrund der jeweils zugrunde liegenden Ozonabnahme feststellen zu können.

Neben den Resultaten für die Datensätze, die Bewölkungssituationen beinhalten, sind auch die Ergebnisse, die auf wolkenlosen Messungen basieren, dargestellt. Es wird hier noch einmal daran erinnert, dass die angewandte Methode auf der Annahme beruht, dass die natürliche Variabilität der ursprünglichen Zeitreihe repräsentativ, auch für die

Station	Zeitraum	Änderung Gesamt ozon
Thessaloniki	ganzes Jahr	-4,5 % pro Dekade
	ganzes Jahr	-1,0 % pro Dekade (fiktiv)
Sodankylä	ganzes Jahr	-5,7 % pro Dekade
	ganzes Jahr	-1,0 % pro Dekade (fiktiv)
	Frühling	-7,7 % pro Dekade
	Sommer	-2,5 % pro Dekade
	Herbst	-3,6 % pro Dekade

**Tabelle 3.2:** Angenommene Ozonabnahmeraten für die Abschätzung der für einen Trendnachweis erforderlichen Zeitreihenlänge (ZEREFOS, 2002; BOJKOV et al., 1999, siehe auch Abschnitt 3.2.2).

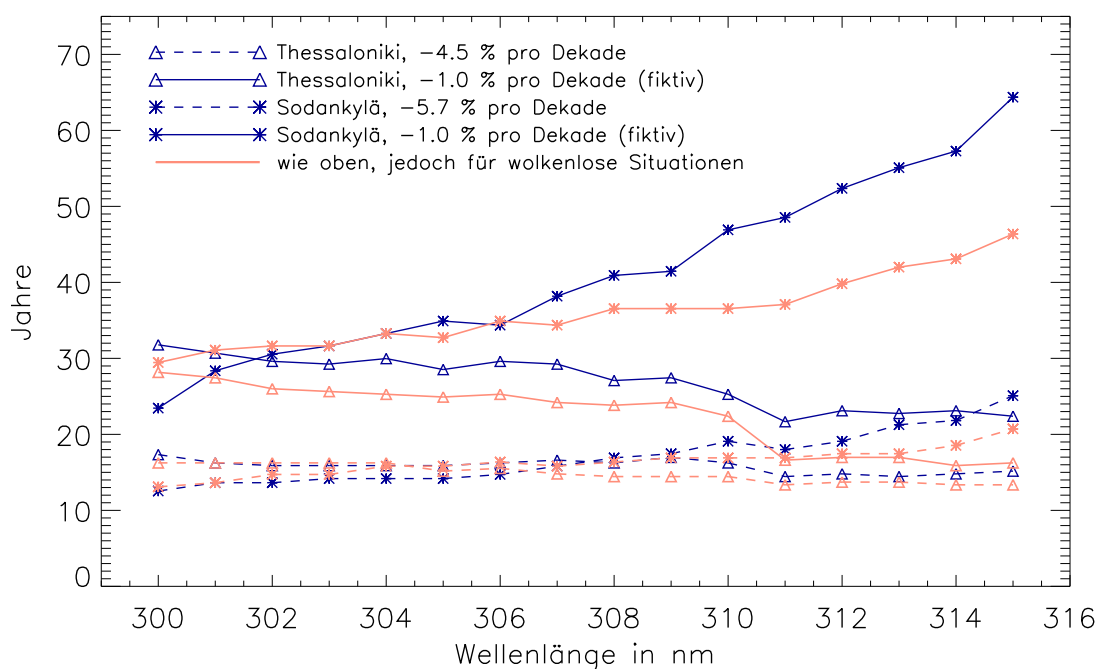
zukünftige Entwicklung, ist und dass der Einfluss anderer Faktoren als Ozon auf die UV-Strahlung konstant bleibt.

Pro Wellenlänge und Szenarium wurden jeweils 36 (Thessaloniki) bzw. 22 (Sodankylä) Datensätze mit Sonnenzenitwinkeln zwischen  $30^\circ$  und  $65^\circ$  (Thessaloniki) bzw.  $44^\circ$  und  $65^\circ$  (Sodankylä) untersucht. Für jede dieser Messreihen resultiert eine Anzahl an Jahren, die die benötigte Zeitreihenlänge wiedergibt. Der Übersichtlichkeit halber werden die Ergebnisse für jede Wellenlänge über den kompletten Sonnenzenitwinkelbereich gemittelt, so dass für jedes Szenarium und jede Wellenlänge eine mittlere Anzahl an Jahren dargestellt ist (siehe Abbildung 3.14).

Ein Ozontrend von  $-4,5\%$  pro Dekade an der Station Thessaloniki kann bei Messreihen inklusive Bewölkung nach frühestens 15 Jahren im Wellenlängenbereich von 311 nm bis 313 nm festgestellt werden. Es besteht jedoch kaum Wellenlängenabhängigkeit, so dass auch bei den anderen Wellenlängen eine Trenddetektion in Zeitreihen mit einer Länge unter 20 Jahren möglich ist. Für die Station Sodankylä mit einem Ozonrückgang von  $5,7\%$  pro Dekade ist ein Ansteigen der benötigten Zeitreihenlänge zu größeren Wellenlängen hin zu beobachten. Ein Anstieg der UV-Strahlung würde hier zuerst nach ca. 12 Jahren bei einer Wellenlänge von 300 nm nachgewiesen werden können.

Eine geringere Ozonabnahmerate führt dazu, dass sich die benötigte Anzahl an Jahren kontinuierlicher Messungen erhöht. Die Trennung zwischen dem Signal des UV-Anstiegs und dem Rauschen der Zeitreihe wird dann schwieriger. Bei einer Verminderung der Ozonsäule um  $1,0\%$  pro Dekade würde ein Anstieg der UV-Strahlung in Thessaloniki frühestens nach 22 Jahren bei einer Wellenlänge von 311 nm detektiert werden können. Die erforderliche Anzahl an Jahren nimmt dabei von 300 nm bis 311 nm ab, im Bereich von 311 bis 315 nm bleibt sie annähernd konstant. Für die Station Sodankylä ergibt sich ein anderes Bild, hier steigt die benötigte Zeitreihenlänge mit zunehmender Wellenlänge an. Eine Ozonabnahme von  $1\%$  pro Dekade könnte hier nach frühestens 23 Jahren bei einer Wellenlänge von 300 nm nachgewiesen werden. Diese Ergebnisse beziehen sich alle auf die Datensätze, die auch Bewölkungssituationen beinhalten.

Wenn ausschließlich die Daten betrachtet werden, die bei wolkenlosen Bedingungen ge-



**Abbildung 3.14:** Für die Stationen Thessaloniki und Sodankylä ist die Zeitreihenlänge dargestellt, die erforderlich ist, um einen Anstieg der UV-Bestrahlungsstärke detektieren zu können. Die Anzahl der Jahre gibt für jede Wellenlänge den Mittelwert für alle untersuchten Sonnenzenitwinkel wieder. Unterschiedliche Symbole und Linienarten repräsentieren verschiedene Szenarien mit unterschiedlichen Ozonabnahmeraten (siehe Legende).

messen wurden, vermindert sich in der Mehrzahl der Fälle die zur Trenddetektion erforderliche Zeitreihenlänge. In Abbildung 3.14 ist zu erkennen, dass die Ergebnisse der Berechnungen mit dem Szenarium  $-4,5\%$  Ozonsäule pro Dekade dicht beieinander liegen, wobei die Resultate für die wolkenlosen Datensätze diejenigen der Bewölkungs-Daten leicht unterschreiten. Der Graph, der das  $-1,0\%$  Ozontrend-Szenarium (wolkenlos) für Thessaloniki darstellt, verdeutlicht, dass hier ein UV-Trend etwa drei bis fünf Jahre eher als beim bewölkten Fall detektiert werden könnte.

Die Ergebnisse für die Station Sodankylä zeigen ebenfalls, dass bei wolkenlosen Datensätzen weniger Jahre zum Trendnachweis in UV-Daten benötigt werden als bei Messreihen, die Bewölkungssituationen beinhalten. Allerdings zeigt sich bei beiden Ozonabnahme-Szenarien eine Abweichung bei Wellenlängen von 300 nm bis 307 nm. In diesem Bereich ist eine längere Zeitreihendauer zur UV-Trenddetektion erforderlich, wenn wolkenlose anstatt Bewölkung berücksichtigenden Datensätzen zugrunde gelegt werden

Die Ergebnisse der jahreszeitlichen Szenarien für Sodankylä sind in Abbildung 3.15 dargestellt. Zum Vergleich sind zusätzlich die Ergebnisse der Analyse der kompletten Jahre mit einem Ozonrückgang von  $5,7\%$  pro Dekade eingetragen. Für die jahreszeitlichen Untersuchungen wurden neue Datensätze generiert, die Teilmengen der kompletten Zeitreihen (mit jeweils bestimmten Kombinationen aus Wellenlänge und Sonnenzenitwinkel)

darstellen und jeweils ausschließlich die Messdaten der entsprechenden Monate enthalten. Um zum Beispiel Ergebnisse für das Frühjahrsszenarium mit einem angenommenen Ozonrückgang von 7,7 % pro Dekade zu erhalten, werden ausschließlich Messdaten der Monate März bis Mai verwendet.

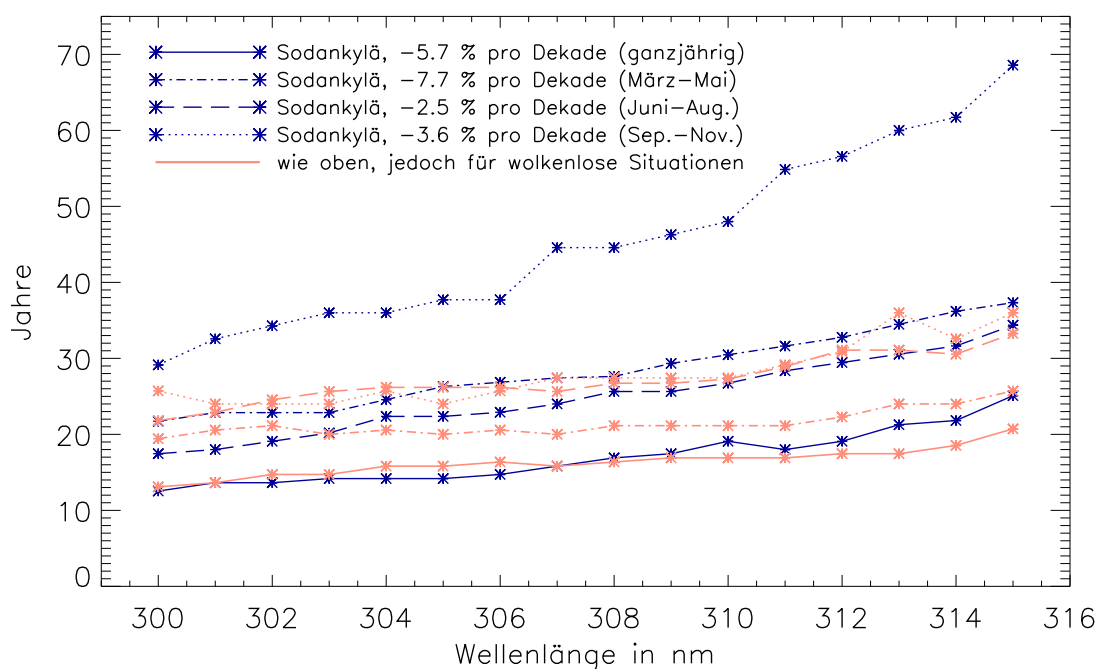
Bei sämtlichen Szenarien zeigt sich folgendes: je größer die Wellenlänge, desto länger muss eine Zeitreihe der UV-Bestrahlungsstärke sein, damit ein Trend in ihr nachgewiesen werden kann. Dies gilt sowohl für die Datensätze, die Bewölkung beinhalten, als auch für die Datensätze, die ausschließlich aus wolkenlosen Messungen bestehen. Eine Ozonabnahme und der damit verbundene Anstieg der UV-Strahlung ließen sich somit bei allen jahreszeitlichen Datensätzen zuerst bei Wellenlängen von 300 nm oder leicht darüber feststellen. Werden die Ergebnisse der Analyse der Frühjahrs- und Herbst-Messungen (März bis Mai bzw. September bis November) betrachtet, so ist die erforderliche Zeitreihenlänge für die wolkenlosen Datensätze geringer als für die Bewölkungs-Datensätze. Davon abweichend zeigt sich bei den Sommer-Messdaten (Juni bis August), dass hier längere Zeitreihen benötigt werden, um einen UV-Trend festzustellen, wenn wolkenlose Datensätze statt Zeitreihen inklusive Bewölkung untersucht werden.

Für die Frühjahrsmonate wäre ein Anstieg der UV-Bestrahlungsstärke aufgrund eines Ozonrückgangs von 7,7 % pro Dekade frühestens nach ca. 22 Jahren (Datensätze einschließlich Bewölkung) bzw. nach 19 Jahren (Datensätze wolkenlos) kontinuierlicher Messung nachweisbar, jeweils bei einer Wellenlänge von 300 nm. Wird das Sommer-Szenarium betrachtet, ergeben sich ca. 17 Jahre für die Datenreihen inklusive Bewölkung und ca. 22 Jahre für Messungen bei wolkenlosem Himmel, wiederum jeweils bei 300 nm. Die minimale erforderliche Zeitreihenlänge beträgt für die Herbstmonate ca. 29 Jahre (bei 300 nm) für die Datensätze, die Bewölkung beinhalten, und 24 Jahre (bei 301 nm bis 303 nm und 305 nm) für die bei wolkenlosem Himmel aufgenommenen Messreihen. Verglichen mit den Ergebnissen des Ganzjahresszenariums wird bei allen jahreszeitlichen Szenarien eine größere Anzahl an Jahren für eine Trenddetektion benötigt. Dies gilt auch für die Frühjahrs-Datensätze, obwohl hier mit  $-7,7\%$  pro Dekade eine vom Betrag her höhere Ozonabnahmerate als bei den Ganzjahres-Messreihen (Ozonverminderung von  $5,7\%$  pro Dekade) zugrunde liegt.

### 3.3.3 Untersuchung zum optimalen Wellenlängenbereich

Ein interessanter Unterschied zwischen den Ergebnissen für die beiden Stationen besteht darin, dass bei der Station Thessaloniki die für eine Trenddetektion erforderliche Zeitreihenlänge mit zunehmender Wellenlänge leicht abnimmt, während bei den Szenarien für Sodankylä ein gegenteiliger Effekt zu beobachten ist. An der finnischen Station werden für den Nachweis eines bestimmten UV-Anstiegs umso mehr Jahre an kontinuierlicher Messung benötigt, je größer die untersuchte Wellenlänge im Intervall 300 nm bis 315 nm ist.

Für einen erfolgreichen Nachweis eines ozoninduzierten Trends in der UV-Strahlung kann derjenige Bereich, in dem die geringste Zeitreihenlänge erforderlich ist, als der optimale Wellenlängenbereich für eine UV-Trenddetektion angesehen werden. Während die Er-



**Abbildung 3.15:** Für die Station Sodankylä ist die für eine Trendbestimmung erforderliche Zeitreihenlänge für verschiedene jahreszeitliche Szenarien dargestellt. Die Anzahl der Jahre gibt für jede Wellenlänge den Mittelwert für alle untersuchten Sonnenzenitwinkel wieder. Verschiedene Jahreszeiten werden durch unterschiedliche Symbole und Linienarten repräsentiert (siehe Legende).

gebnisse der angenommenen realistischen Ganzjahres-Ozontrends von  $-4,5$  (Thessaloniki) und  $-5,7\%$  (Sodankylä) pro Dekade nur einen geringen Wellenlängenbezug zeigen, ist die Wellenlängenabhängigkeit besonders bei den fiktiven Ozonszenarien mit einer Ozonabnahme von  $1,0\%$  pro Dekade sowie den jahreszeitlichen Szenarien für Sodankylä stärker ausgeprägt. Aus den vorgestellten Ergebnissen lässt sich damit ableiten, dass Wellenlängen um  $300\text{ nm}$  für Trenduntersuchungen an der Station Sodankylä geeigneter sind als größere Wellenlängen um  $315\text{ nm}$ . Für die Station Thessaloniki hingegen scheinen kleinere Wellenlängen weniger geeignet für einen Trendnachweis zu sein als größere Wellenlängen um  $315\text{ nm}$ . Dies gilt sowohl für Datensätze, die Bewölkung beinhalten, als auch für bei wolkenlosen Bedingungen aufgenommene Messreihen.

## 3.4 Diskussion

### 3.4.1 Untersuchung zur Trenddetektion

Abbildung 3.5 zeigt eine Teilmenge der Messdaten aus Thessaloniki. Es ist zu sehen, dass die Regressionsgeraden der Zeitreihen aus Thessaloniki unregelmäßig variieren, ihre

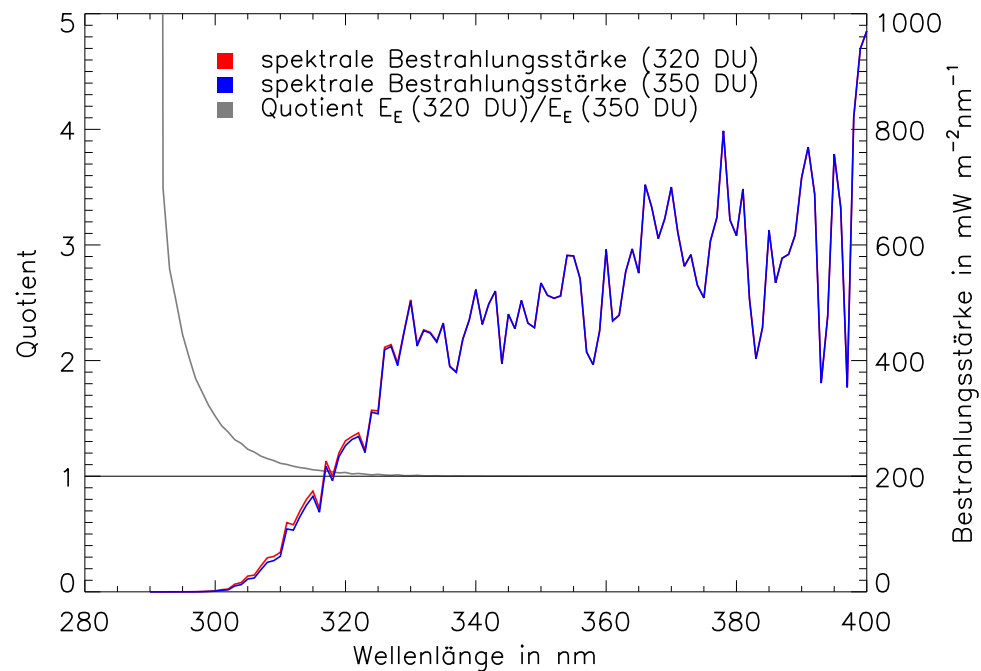
Steigungen nehmen Werte zwischen  $-8,9\%$  und  $32,4\%$  pro Dekade an. Dieser erste Eindruck der Unregelmäßigkeit wird bestätigt von Abbildung 3.7, in der die kompletten Ergebnisse der Analyse für die Station Thessaloniki zusammengefasst sind. Sowohl bei kleineren als auch bei größeren Sonnenzenitwinkeln finden sich genauso positive wie auch negative Gradienten. In Abbildung 3.6 wird zudem deutlich, dass die Gradienten der berechneten Regressionsgeraden nicht nur unter benachbarten Sonnenzenitwinkeln, sondern auch von einer Wellenlänge zur nächsten variieren. Das Ausmaß der Variation zwischen benachbarten Wellenlängen bleibt jedoch geringer als zwischen benachbarten Sonnenzenitwinkeln.

Für die Verteilung der Datenpunkte bei den einzelnen Wellenlängen (siehe Abbildungen 3.7 und 3.8) allerdings kann keine einfache Erklärung gegeben werden. Bei einer Wellenlänge von 306 nm beispielsweise repräsentiert ein Symbol bei über 20% Änderung pro Dekade einen Sonnenzenitwinkel von  $61^\circ$ , während ein anderer Datenpunkt nahe 5% pro Dekade einem Sonnenzenitwinkel von  $64^\circ$  entspricht. Beide genannten Anstiege erfüllen das Signifikanzkriterium. Die Ursachen für diese kontrastierenden Werte zwischen zwei benachbarten Sonnenzenitwinkeln sind unbekannt. Obwohl beide Gradienten als signifikant getestet werden, gibt es keinen atmosphärischen Effekt, der diese Abweichung, die nicht nur bei den zwei genannten, sondern auch bei anderen nahe beieinander liegenden Sonnenzenitwinkeln auftritt, erklären könnte. Wenn es tatsächlich einen Trend in der UV-Bestrahlungsstärke gäbe, dann würde auf jeden Fall erwartet, dass sich dieser unabhängig vom Sonnenzenitwinkel in den Datensätzen nachweisen ließe. Es wäre zudem anzunehmen, dass ein möglicher Trend nicht von einem Sonnenzenitwinkel zum nächsten deutliche Variationen zeigt. Für eine endgültige Feststellung, ob ein Trend vorliegt oder nicht, sind Signifikanztests allein nicht ausreichend, vielmehr muss das Ergebnis einer Trendanalyse auch mit physikalischen Gesetzmäßigkeiten begründet werden können.

Sowohl die Ergebnisse der Trendanalyse für die Station Thessaloniki (Abbildung 3.7) als auch die Resultate für die Station Sodankylä (Abbildung 3.8) zeigen, dass für die Mehrheit der untersuchten Datensätze eine Zunahme der Bestrahlungsstärke mit der Zeit berechnet wird. Die Variabilität der berechneten Änderungen pro Dekade nimmt mit abnehmender Wellenlänge zu, was auf den Einfluss des Ozons zurückzuführen ist. Unterschiedliche Sonnenzenitwinkel sind mit unterschiedlich langen Wegen der Strahlung durch die Atmosphäre verbunden. Je länger der Weg der Strahlung durch die Atmosphäre ist, desto mehr Strahlung kann in der Atmosphäre absorbiert werden (siehe Abbildung 3.17). Bei der hier untersuchten UV-B-Strahlung spielt die Absorption durch Ozon in der Stratosphäre eine wesentliche Rolle. Im Gegensatz zu den anderen Faktoren, die die UV-Strahlung beeinflussen, wie zum Beispiel Aerosole und Albedo, weist der Einfluss des Ozons im untersuchten Intervall von 300 bis 315 nm eine starke Wellenlängenabhängigkeit auf. Der Einfluss des Ozons auf die UV-Strahlung wird zu größeren Wellenlängen hin geringer, daher wirken sich bei größeren Wellenlängen (hier: um 315 nm) die unterschiedlich langen Wege der UV-Strahlung durch die Atmosphäre sowie die natürlichen Schwankungen des Ozongehalts weniger stark aus als bei niedrigeren Wellenlängen (hier: um 300 nm).

Abbildung 3.16 zeigt diesen Sachverhalt anhand von zwei modellierten Spektren, denen



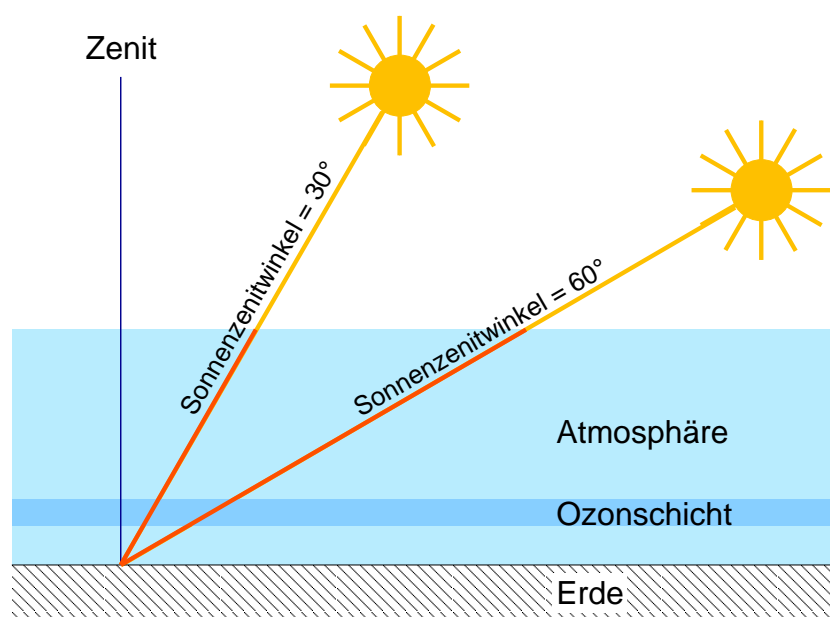


**Abbildung 3.16:** Zwei modellierte Spektren der UV-Bestrahlungsstärke, denen unterschiedliche Werte für das Gesamtozon zugrundeliegen, die übrigen Eingabeparameter sind identisch. Die rote Kurve zeigt ein Spektrum bei einer Ozonsäule von 320 DU. Ab einer Wellenlänge von etwa 325 nm wird es fast vollständig von dem blauen Spektrum (Ozonsäule: 350 DU) überdeckt. Die graue Kurve stellt den Quotienten aus beiden Spektren dar und verdeutlicht, dass Ozonänderungen die UV-Bestrahlungsstärke bei Wellenlängen größer als 325 nm kaum mehr beeinflusst.

unterschiedliche Ozonsäulen bei ansonsten identischen Eingabeparametern zugrunde liegen. Der Quotient aus beiden Spektren (graue Kurve) stellt dar, dass die prozentuale Änderung der UV-B-Strahlung aufgrund der Änderung der Ozonsäule im Wellenlängenbereich 300 bis 315 nm deutlich größer ist als bei größeren Wellenlängen. Für die Datenpunkte in den Abbildungen 3.7 und 3.8 bedeutet dies, dass sich die natürliche Variabilität des Ozongehalts in der Atmosphäre bei kleineren Wellenlängen deutlich stärker auf die Variabilität der UV-Bestrahlungsstärke und somit auch auf die Variabilität der berechneten Regressionsgeraden auswirkt als es bei Wellenlängen um 315 nm der Fall ist. Dies erklärt somit die Abnahme der Variabilität der Gradienten zu höheren Wellenlängen hin.

Im Vergleich zu den Ergebnissen der Untersuchungen der kompletten Zeitreihen weisen die für die wolkenlosen Datensätze berechneten Änderungen pro Dekade eine geringere Variabilität auf (siehe Abbildungen 3.10 und 3.11). Die Ursache hierfür liegt darin, dass die bei wolkenlosen Bedingungen aufgenommenen Messdaten eine geringere Streubreite aufweisen, wie auch Abbildung 3.9 zeigt.

Durch eine Konzentration auf wolkenlose Situationen wird die Anzahl der zur entspre-



**Abbildung 3.17:** Unterschiedlich lange Wege der Sonnenstrahlung durch die Atmosphäre bei unterschiedlichen Sonnenzenitwinkeln (schematische Zeichnung, der Strahlungsweg durch die Atmosphäre ist orangefarben gekennzeichnet). Je größer der Sonnenzenitwinkel, desto länger ist der Weg der Sonnenstrahlung durch die Atmosphäre und entsprechend auch durch die Ozonschicht. Bei größeren Sonnenzenitwinkeln erfährt die Sonnenstrahlung daher eine stärkere Abschwächung durch Absorption, Streuung und Reflexion in der Atmosphäre als bei kleineren Sonnenzenitwinkeln.

chenden Messdaten deutlich reduziert. Obwohl damit weniger Datenpunkte zur Verfügung stehen, werden bei der Signifikanzberechnung ähnliche Resultate erzielt wie bei den Bewölkungs-Datensätze (mit Ausnahme der Ergebnisse für Sodankylä bei Wellenlängen ab 310 nm). Die geringere Streuung der bei wolkenlosen Bedingungen aufgenommenen Messwerte kompensiert offenbar die Reduktion der Anzahl der Datenpunkte.

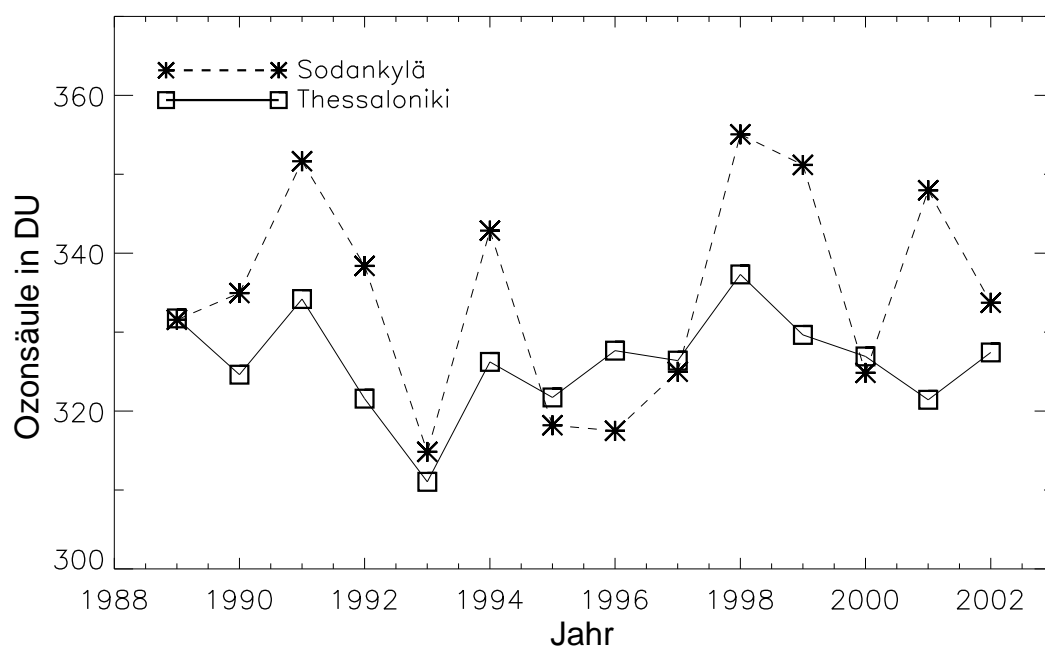
Der hohe Anteil an signifikant getesteten positiven Änderungen an der Station Thessaloniki (siehe Abbildung 3.12) weist auf einen Anstieg der UV-Bestrahlungsstärke hin. Dies stimmt mit den Ergebnissen von GARANE et al. (2005) überein, in deren Studie gemessene UV-Bestrahlungsstärken aus Thessaloniki evaluiert wurden. GARANE et al. (2005) berechneten Änderungen der spektralen Bestrahlungsstärke im Bereich zwischen ca.  $-6$  bis  $+20\%$  (bewölkte Situationen) bzw. zwischen ca.  $-1$  und  $+17\%$  (klarer Himmel) bei einzelnen Wellenlängen von 305 bis 350 nm. Bei der Station Sodankylä (siehe Abbildung 3.13) befindet sich die Mehrzahl der signifikant getesteten Gradienten im positiven Bereich, jedoch ist der Anteil der Datensätze, deren Gradienten das Signifikanzkriterium erfüllen, an der Gesamtzahl der untersuchten Datensätze deutlich geringer. Dennoch deutet auch dieses Ergebnis auf einen Anstieg der UV-Strahlung hin. Dies ist für die Datensätze, die Bewölkung beinhalten, ausgeprägter als für die wolkenlosen Messreihen, da erstere eine höhere Anzahl an signifikant getesteten Zu- bzw. Abnahmen aufweisen.

In den Abschnitten 3.1.3 und 3.2.1 wurde beschrieben, welche Prozesse eine inhomogene

Verteilung der Datenpunkte über das untersuchte Zeitintervall hervorrufen können. Wie sich solche Inhomogenitäten in der Verteilung der Messwerte innerhalb der Zeitreihe auswirken können, zeigt Abbildung 3.7. Die Zeitreihe der spektralen Bestrahlungsstärke mit einer Wellenlänge von 304 nm und einem Sonnenzenitwinkel von  $54^\circ$ , die als kleines Diagramm abgebildet ist, weist einen starken Anstieg von fast 80 % pro Dekade auf. Dieser überdurchschnittliche und unrealistische Wert hängt vermutlich mit der hohen zeitlichen Dichte der Messwerte gegen Ende sowie der geringen Anzahl an Messpunkten zu Beginn des Zeitintervalls in Verbindung mit den gemessenen Absolutwerten zusammen. Durch die hohe Messwertdichte in den späteren Jahren spielt dieser Zeitraum bei der Berechnung der Regressionsgeraden eine größere Rolle als die ersten Jahre mit nur wenigen Messwerten. Vermutlich ergäbe sich ein anderes Bild, wenn auch schon zu Beginn der Zeitreihe ähnlich viele Messungen wie am Ende aufgenommen worden wären. Zudem ist es denkbar, dass allein zwei wolkenarme Sommer gegen Ende der Messreihe (bei der genannten Zeitreihe weisen die Datenpunkte der Jahre 1999 und 2000 darauf hin), in denen viele Messwerte gewonnen werden konnten, zu einem steilen Anstieg der Regressionsgerade führen können, wenn gleichzeitig in früheren Jahren nur eine geringe Anzahl an Messdaten, möglicherweise hauptsächlich bei bewölktem Wetter, aufgenommen wurde.

Die in dieser Arbeit untersuchten Datensätze erwiesen sich als nicht geeignet, daraus Datenreihen mit äquidistanten Datenpunkten, wie beispielsweise Monatsmittel zu generieren. Entsprechende Ansätze wurden für diese Arbeit getestet, lieferten jedoch keine befriedigenden Ergebnisse. In den meisten Fällen werden meteorologische Parameter entweder zu festen Zeiten (z. B. Temperatur) oder kontinuierlich (z. B. Globalstrahlung) gemessen werden, so dass eine Mittelbildung aufgrund einer gleichmäßig vorhandenen Datenbasis problemlos erfolgen kann. Die Spektren hingegen, aus denen die hier verwendeten Daten mit konstanter Kombination aus Wellenlänge und Sonnenzenitwinkel extrahiert wurden, wurden nicht gezielt für diesen weiteren Verwendungszweck aufgenommen. Mit welcher Häufigkeit und zu welchen Jahreszeiten die UV-Bestrahlungsstärken vorliegen, hängt demzufolge stark von den jeweiligen Messplänen ab. Da an jedem Tag maximal zwei Messwerte mit einer bestimmten Wellenlänge-Sonnenzenitwinkelkombination aufgenommen werden können (siehe dazu auch Abschnitt 3.2.1), bedeutet dies für den einzelnen Monat, dass zwischen null und 62 Datenpunkte vorliegen können. Je nachdem, ob saisonale Häufungen auftreten, machen sich zusätzlich Effekte wie jahreszeitliche Änderungen der Ozonsäule oder der Bewölkung in den vorhandenen Messdaten bemerkbar. Die letztlich resultierende inhomogene Verteilung der einzelnen Datenpunkte nicht nur auf die verschiedenen Monate, sondern auch auf die verschiedenen Jahre, mündet daher in Mittelwerte, die aufgrund der stark divergierenden Datenbasis nicht repräsentativ und damit nicht vergleichbar sind. Insgesamt wären homogenere Messreihen, mit denen eine Mittelbildung möglich ist, sehr erstrebenswert. Erreicht werden könnte dies durch eine exakte Abstimmung der Messpläne an den einzelnen Stationen. Da die Extraktion von Daten mit bestimmten Kombinationen aus Wellenlänge und Sonnenzenitwinkel jedoch kein primäres Ziel der Routinemessungen ist, kann dieser Punkt als nicht durchsetzbar eingeschätzt werden.

Ein gleichmäßigeres Auftreten von für Studien dieser Art verwendbaren Messungen

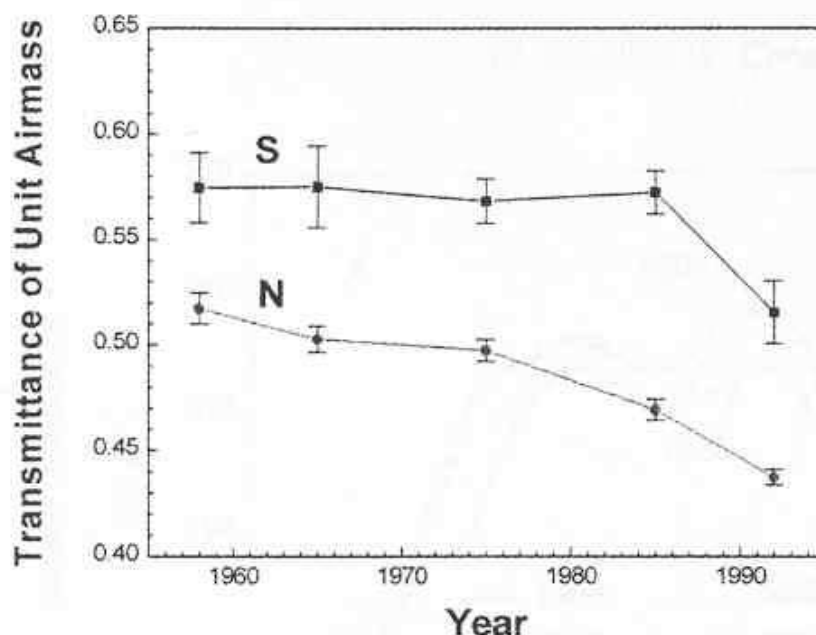


**Abbildung 3.18:** Jahresmittelwerte des Gesamtozons für Thessaloniki und Sodankylä im Zeitraum 1989 bis 2002.

könnte auch erreicht werden, wenn die Analyse-Intervalle für die Wellenlängen und Sonnenzenitwinkel größer gewählt würden. Beispielsweise könnten alle Messwerte mit der Kombination aus einer Wellenlänge zwischen 301 bis 303 nm und einem Sonnenzenitwinkel zwischen 60 und 62° extrahiert werden statt die Kombination auf eine Wellenlänge von 302 nm und einen Sonnenzenitwinkel von 61° einzuschränken. Damit müssten jedoch umfangreiche Korrekturmaßnahmen einhergehen, um die durch die Lockerung der Auswahlkriterien eingeführten Unsicherheiten wieder zu entfernen. Ein weiterer Aspekt, der homogen verteilte Daten, die eine Mittelbildung zulassen, erstrebenswert macht, ist die dann gegebene Anwendbarkeit von üblichen Methoden zur Signifikanzbestimmung (siehe auch Abschnitt 3.2.1).

Ozon ist einer der dominierenden Faktoren bei Langzeitänderungen der solaren UV-Bestrahlungsstärke (ZEREFOS, 2002). Abbildung 3.18 zeigt jährliche Mittel des Gesamtozons für die Stationen Thessaloniki und Sodankylä im Zeitraum 1989 bis 2002. Es ist ersichtlich, dass in beiden Zeitreihen weder ein klarer Anstieg noch eine klare Abnahme beobachtbar ist. Aus diesem Grund kann praktisch ausgeschlossen werden, dass mögliche Anstiege der UV-Strahlung in diesem Zeitraum allein durch einen Rückgang der Ozonsäule hervorgerufen werden.

Obwohl bei der vorliegenden Untersuchung der Zeitreihen aus Thessaloniki und Sodankylä signifikante positive Gradienten detektiert werden, kann kein eindeutiger Aufwärtstrend der spektralen UV-Strahlung konstatiert werden. Dies bedeutet nicht, dass keine zeitliche Entwicklung in den Datenreihen enthalten ist, vielmehr ist ein möglicher inhärenter Trend mit der hier angewendeten Methode nicht unzweifelhaft nachweisbar. Hätten die spektralen Messungen der UV-Bestrahlungsstärke schon zu einem deutlich



**Abbildung 3.19:** Zeitreihen der optischen Durchlässigkeit der Atmosphäre in der Nord- und Südhemisphäre, in der Abbildung mit N und S gekennzeichnet, für den Zeitraum 1958 bis 1992 (aus STANHILL und COHEN, 2001, mit freundlicher Genehmigung des Elsevier Verlags).

früheren Zeitpunkt als tatsächlich geschehen begonnen, zum Beispiel direkt nach der ersten Hypothese des stratosphärischen Ozonabbaus durch Fluorchlorkohlenwasserstoffe in den 70er Jahren des 20. Jahrhunderts (MOLINA und ROWLAND, 1974), so hätte erwartet werden können, dass das Ergebnis der Trendanalyse eindeutiger ausgefallen wäre, wie auch die in den folgenden Abschnitten diskutierten Ergebnisse zeigen.

Möglicherweise wird die Trenddetektion in Strahlungsdaten aus Europa erschwert durch zeitliche Änderungen der Globalstrahlung. In aktuellen Studien ist insbesondere der Effekt des so genannten „Global Dimming“ in der Diskussion. Ein Rückgang der an der Erdoberfläche eintreffenden Globalstrahlung wurde zum Beispiel von STANHILL (2005), XIA (2004), POWER (2003), TREPTE und WINKLER (2001), STANHILL und COHEN (2001), LIEPERT und KUKLA (1997) und ABAKUMOVA et al. (1996) berichtet. Die genannten Studien beziehen sich hauptsächlich auf Stationen und Regionen, die sich auf der Nordhalbkugel befinden. Als Ursache einer Abnahme der Globalstrahlung werden der direkte und der indirekte Aerosoleffekt und damit eine Zunahme der Bewölkung angenommen, welche die Trübung der Atmosphäre erhöhen. Abbildung 3.19 zeigt den zeitlichen Verlauf der optischen Durchlässigkeit der Atmosphäre für die Nord- und Südhalbkugel. Die atmosphärische Transmittanz der Nordhemisphäre hat seit 1958 kontinuierlich abgenommen, während sie in der Südhemisphäre erst in den letzten Jahren der Beobachtung einen Rückgang zeigt (STANHILL und COHEN, 2001).

Es ist zu beachten, dass bei Untersuchungen der Globalstrahlung stets über die Wellen-

längen integrierte Quantitäten betrachtet werden, das Verhalten des UV-Anteils wird nicht separat evaluiert. Wenn die oben genannten angenommenen Ursachen für die detektierte Abnahme der Globalstrahlung zutreffen, ist zu erwarten, dass auch in dem Anteil, den die UV-Strahlung zur Globalstrahlung beisteuert, ein Rückgang resultieren würde. Ein solcher Rückgang würde auch die Suche nach Trends in der UV-Bestrahlungsstärke beeinflussen. Selbst wenn eine Abnahme der Ozonsäule im untersuchten Zeitraum existieren würde, könnten Aerosoleffekte und vermehrte Bewölkung einem Anstieg der UV-Strahlung entgegenstehen.

WILD et al. (2005a) hingegen berichten in ihrer Studie, dass sich der Effekt des „Global Dimming“ in Europa in vielen Messreihen nur bis ca. Ende der 80er Jahre des 20. Jahrhunderts abzeichne. Nach diesem Zeitpunkt dauere diese Abnahme der an der Erdoberfläche eintreffenden Sonnenstrahlung nicht mehr fort, stattdessen sei ein weit verbreiteter Anstieg in den 90er Jahren des 20. Jahrhunderts zu beobachten. WILD et al. (2005a) stellen fest, dass die Umkehr von Rückgang zu Anstieg der Sonnenstrahlung in Europa mit einer ähnlichen Entwicklung der Lichtdurchlässigkeit der Atmosphäre einhergehe. Dort sei die Tendenz zu sehen, dass die atmosphärische Transmission bis zu den frühen 80er Jahren des 20. Jahrhunderts abgenommen und danach wieder zugenommen habe. Als mögliche Ursache der aktuellen Entwicklung wird eine Abnahme des Aerosolgehalts in der Atmosphäre aufgrund von effektiveren Luftreinigungsmaßnahmen in Betracht gezogen. Wie bereits oben begründet, würde ein derartiger Anstieg der am Boden eintreffenden Globalstrahlung auch einen Anstieg der UV-Strahlung erwarten lassen. Dies würde bedeuten, dass die in der vorliegenden Arbeit untersuchten Messreihen der UV-Bestrahlungsstärke, welche zu großen Anteilen in den 90er Jahren des 20. Jahrhunderts aufgenommen wurden, möglicherweise einen immanenten Aufwärtstrend aufweisen. Die unabhängig voneinander erzielten Ergebnisse von WILD et al. (2005a) und der vorliegenden Arbeit deuten damit übereinstimmend auf einen Anstieg der UV-Strahlung hin.

### 3.4.2 Untersuchung zur erforderlichen Länge der Zeitreihen

Die Ergebnisse zeigen, dass ein Anstieg der UV-Bestrahlungsstärke aufgrund eines bestimmten realistischen Ozonrückgangs frühestens nach 15 Jahren (Thessaloniki) bzw. 12 Jahren (Sodankylä) kontinuierlicher Messungen detektierbar ist. Werden die Ozonabnahmeraten verringert, so erhöht sich erwartungsgemäß die Anzahl der Jahre, die erforderlich ist, um einen UV-Anstieg nachweisen zu können (siehe Abbildung 3.14).

Die Analyse der ausschließlich bei wolkenlosen Bedingungen aufgenommenen Daten zeigt, dass im Vergleich zu den Bewölkung beinhaltenden Datensätzen eine geringere Zeitreihenlänge zur Trenddetektion ausreicht. Lediglich einzelne Ergebnisse für Sodankylä weichen davon ab, zum Beispiel in Abbildung 3.14 im Wellenlängenbereich zwischen 300 und 307 nm bei dem Szenarium mit einer Ozonabnahme von 5,7% pro Dekade. Diese Abweichung ist unerwartet, da die Variabilität der wolkenlosen Datenreihen im Allgemeinen geringer ist als bei den kompletten Zeitreihen, die Bewölkungssituationen berücksichtigen, wie Abbildung 3.9 zeigt. Um dies näher zu beleuchten, wurden die

Quotienten  $q$  der Standardabweichungen

$$q = \frac{\sigma_{\text{Datenreihen inklusive Bewölkung}}}{\sigma_{\text{Datenreihen wolkenlos}}} \quad (3.7)$$

für beide Stationen untersucht (hier nicht gezeigt). Der Quotient zeigt jedoch keine Unterschiede zwischen den Daten aus Thessaloniki und denen aus Sodankylä. Die erste Annahme, dass in den geschilderten abweichenden Fällen die Variabilität der wolkenlosen Datensätze im Vergleich zur Variabilität der Bewölkungsdatensätze möglicherweise besonders hoch sei, konnte damit nicht bestätigt werden. Stattdessen wird angenommen, dass die in einigen Fällen sehr geringe Anzahl an Messwerten für wolkenlose Situationen in Sodankylä dazu führt, dass die benötigte Zeitreihenlänge ansteigt. Die in Abschnitt 3.4.1 beschriebene Kompensation der geringeren Datendichte durch die geringere Streuung der Messwerte hinsichtlich der Trendbestimmung scheint dann nicht mehr stattzufinden. Letztlich bedarf es damit in diesen einzelnen Fällen für einen Trendnachweis in wolkenlosen Daten eine größere Anzahl an Jahren als wenn Daten mit Bewölkungseinfluss betrachtet würden, welche zwar eine höhere Variabilität, aber auch eine größere Messdichte aufweisen.

Bei der Untersuchung der saisonalen Szenarien ergeben sich für alle untersuchten Jahreszeiten größere erforderliche Zeitreihenlängen als bei den Ganzjahresdaten, selbst bei dem Frühjahrsszenarium mit der höchsten Ozonabnahmerate von 7,7 % pro Dekade. Daraus lässt sich ableiten, dass für die Bestimmung der benötigten Anzahl an Jahren nicht nur der Betrag des Ozonrückgangs, sondern auch die Dichte der analysierten Datensätze entscheidend ist. Eine ganzjährige Ozonverminderung von 5,7 % pro Dekade lässt sich eher in einer UV-Zeitreihe nachweisen als ein Ozonrückgang von 7,7 % pro Dekade in UV-Messungen, die im Frühjahr stattfinden. Zu diesem Verhalten trägt hier zusätzlich die höhere natürliche Variabilität des Gesamt Ozons insbesondere in den Frühjahrsmonaten bei (WMO, 2003), welche die Variabilität auch der UV-Messreihen erhöht und somit längere Messreihen erforderlich macht.

Ein ähnliches Verhalten ist zwischen den einzelnen jahreszeitlichen Ergebnissen erkennbar. Obwohl der für die Herbstmonate zugrunde gelegte Ozontrend größer ist als die Ozonabnahme des Sommerszenariums, werden für die Herbstdaten deutlich mehr Jahre für einen UV-Trendnachweis benötigt als für die Sommer-Datensätze. Verglichen mit dem Herbstzeitraum ist in den Sommermonaten eine höhere Datendichte vorhanden, in Verbindung mit einer geringeren natürlichen Ozonvariabilität. Die beschriebenen Unterschiede werden dadurch erklärt.

Die untersuchten Messreihen der Station Sodankylä wurden im Zeitraum 1990 bis 2001 aufgenommen (siehe Tabelle 3.1) und umfassen somit 12 Jahre. Die Ergebnisse der Zeitreihenverlängerung zeigen, dass ein Anstieg der UV-Strahlung in Sodankylä aufgrund eines Ozonrückgangs von 5,7 % pro Dekade frühestmöglich nach 12 Jahren nachweisbar ist. Wenn es folglich eine Ozonabnahme der genannten Stärke in dem untersuchten Zeitraum gegeben hätte, hätte sie in den Ergebnissen in Abschnitt 3.3.1 eindeutig erkennbar sein sollen, vorausgesetzt, dass das Instrument ein stabiles Messverhalten über den vollständigen Zeitraum aufweist.

Bei der für die Zeitreihenverlängerung angewandten Methode wird angenommen, dass der Ozontrend über den vollständigen untersuchten Zeitraum konstant bleibt. Des Weiteren wird vorausgesetzt, dass sich die Variabilität der weiteren Faktoren wie Aerosole, Albedo und Wolken, die die UV-Strahlung beeinflussen, ebenfalls nicht verändert. Beide Annahmen geben nicht die komplexen Verhaltensweisen atmosphärischer Parameter wieder. Es ist äußerst unwahrscheinlich, dass Änderungen im Gesamtozon linear verlaufen (siehe auch Abbildung 3.18).

Ähnlich wie bei Änderungen des Gesamtozons ist es fraglich, ob zeitliche Änderungen der UV-Bestrahlungsstärke exakt linear verlaufen. Obwohl die lineare Regression eine geeignete Methode ist, um zeitliche Änderungen innerhalb der Messreihen zu untersuchen (siehe Abschnitt 3.2.1), ist sie unter Umständen nicht in Lage, mögliche zukünftige Änderungen in der spektralen UV-Bestrahlungsstärke umfassend nachzuvollziehen. Darüber hinaus ist es fraglich, ob die Variabilität der ursprünglichen Zeitreihe repräsentativ für zukünftige Bedingungen ist. Die genannten approximationsinduzierten Unsicherheitsfaktoren würden daher hinsichtlich der Anzahl der Jahre, die für die Detektion eines signifikanten Anstiegs der UV-Strahlung erforderlich sind, zu einer Verlängerung führen.

Für die Aufprägung des künstlichen Trends auf die Datenreihen wurden mit dem Strahlungstransfermodell *uvspec* Faktoren berechnet, die auf den angenommenen Ozonabnahmeraten beruhen. Während die Eingabeparameter Wellenlänge und Sonnenzenitwinkel den jeweiligen Datensätzen angepasst wurden, wurden für die Variablen Albedo, Tag des Jahres (und damit der Sonne-Erde-Abstand) und Wolkenbedeckung Werte angenommen, die in allen Simulationen unverändert blieben. Da diese Konstanz die realen veränderlichen Bedingungen nicht wiedergeben kann, ist diese Näherung ebenfalls Unsicherheiten unterworfen.

### 3.4.3 Untersuchung zum optimalen Wellenlängenbereich

Eine Trenddetektion kann nur erfolgreich sein, wenn ein Wellenlängenbereich betrachtet wird, in dem die Messunsicherheit kleiner ist als die Änderung der UV-Bestrahlungsstärke. BERNHARD und SECKMEYER (1999) vergleichen in ihrer Studie die heutzutage geringste erreichbare Unsicherheit bei spektralen Messungen mit UV-Änderungen, die durch eine Änderung des Gesamtozons hervorgerufen werden. Bei einer angenommenen Ozonänderung von 1% ist die entsprechende prozentuale Änderung der globalen spektralen UV-Bestrahlungsstärke nur in einem kleinen Bereich um 293 bis 295 nm größer als die Messunsicherheit (BERNHARD und SECKMEYER, 1999). Eine Änderung der UV-Bestrahlungsstärke aufgrund einer 3%igen Änderung der Ozonsäule wäre im Wellenlängenbereich von 295 bis 305 nm nachweisbar. Es muss betont werden, dass diese Ergebnisse auf strikten Voraussetzungen bezüglich der Messunsicherheit basieren (BERNHARD und SECKMEYER, 1999). Es gibt nur wenige Messinstrumente, die die zugrunde gelegten Spezifikationen erfüllen, es sind zumeist Spektralradiometer mit Doppelmonochromatoren.

Routinemessungen der UV-Bestrahlungsstärke von Instrumenten, die die bei BERN-



HARD und SECKMEYER (1999) genannte Messgenauigkeit aufweisen, existieren an einigen Stationen. Sie boten jedoch keine Option, da ihre Zeitreihenlängen nicht an die hier untersuchten heranreichen. Die Messunsicherheiten der in Thessaloniki und Sodankylä eingesetzten Spektralradiometer für die Langzeitmessungen der UV-Strahlung übersteigen die in der Studie von BERNHARD und SECKMEYER (1999) angenommenen strikten Annahmen, weswegen die dort erzielten Resultate nicht unmittelbar übertragbar sind. Insbesondere sind Messungen mit Einfach-Monochromator-Instrumenten wegen des Einflusses von Streulicht erst ab einer minimalen Wellenlänge von 300 nm sinnvoll (BAIS et al., 1996). Spektralradiometer mit Doppelmonochromatoren unterdrücken das Streulicht effektiver, so dass verwendbare Messungen bis hinunter zu 295 nm möglich sind.

In der vorliegenden Arbeit kann diejenige Wellenlänge, bei der die geringste Zeitreihenlänge erforderlich ist, als optimal für Trenduntersuchungen betrachtet werden. Bei dieser Wellenlänge bzw. diesem Wellenlängenbereich können mögliche Trends zuerst detektiert werden, während Anstiege oder Abnahmen in anderen Wellenlängenbereichen erst später sichtbar werden, weil sie dort weniger Auswirkung zeigen.

Die Ergebnisse zeigen, dass niedrige Wellenlängen nahe 300 nm für eine UV-Trenduntersuchung mit Daten aus Sodankylä am besten geeignet sind. Für Daten aus Thessaloniki scheinen sie jedoch weniger zweckmäßig zu sein, da die minimale erforderliche Zeitreihenlänge bei Wellenlängen um 315 nm auftritt. Möglicherweise trägt der Streulichteinfluss zu diesem Ergebnis bei. Mit zunehmender Wellenlänge verliert der Einfluss des Streulichts an Bedeutung, so dass die größere Messunsicherheit der Messdaten bei kleineren Wellenlängen dazu beitragen könnte, dass die Detektion eines UV-Trends erschwert wird. Dem gegenüber steht jedoch, dass das Ausmaß, in dem Streulicht die Messungen beeinflusst, stark von dem verwendeten Instrumententyp abhängt und in Thessaloniki ein Spektralradiometer des gleichen Typs wie in Sodankylä eingesetzt wird. Da für Sodankylä kürzere Wellenlängen gut für die Identifizierung von Langzeitveränderungen der UV-Bestrahlungsstärke geeignet sind, ist es unwahrscheinlich, dass beim gleichen Instrumententyp in Thessaloniki ausschließlich der Streulichteinfluss zu einem gegenteiligen Resultat führt.

Vielmehr ist anzunehmen, dass Unterschiede im Ozoneinfluss auftreten. Wenn Ozon der dominierende beeinflussende Faktor ist, ist zu erwarten, dass die Betrachtung kleinerer Wellenlängen für einen Trendnachweis am sinnvollsten ist (wie es für Sodankylä der Fall ist), weil der Einfluss des Ozons auf die UV-Strahlung unter 305 nm am bedeutsamsten ist. Für die Messdaten aus Thessaloniki scheint der Faktor Ozon daher einen geringeren Stellenwert bezüglich Langzeitänderungen zu haben. Diese Folgerung befindet sich im Einklang mit den Ergebnissen von AROLA et al. (2003). In ihrer Studie wurde untersucht, in welchem Umfang verschiedene Faktoren zu kurzzeitigen und langfristigen Änderungen der spektralen UV-Bestrahlungsstärke beitragen. Betrachtet wurden dabei die beiden auch hier im Mittelpunkt stehenden Stationen Thessaloniki und Sodankylä. AROLA et al. (2003) fanden heraus, dass Ozonänderungen an der Station Sodankylä eine deutlich größere Amplitude in der UV-Langzeitvariabilität verursachen als in Thessaloniki. Eine Betrachtung der Standardabweichungen der in der vorliegenden Arbeit analysierten Daten zeigt, dass diese für Sodankylä höhere Werte als für die Station Thessaloniki annehmen, besonders im niedrigeren Wellenlängenbereich, der stärker

durch Ozon beeinflusst wird. Da die Standardabweichung als Maß für die Variabilität betrachtet werden kann, führen die hier durchgeführten Analysen zum selben Resultat wie die Studie von AROLA et al. (2003).

## 4 Hemisphärische Unterschiede der UV-Strahlung

Im zweiten Teil dieser Arbeit werden hemisphärische Unterschiede der UV-Strahlung untersucht. Unterschiede im Strahlungsniveau zwischen Nord- und Südhemisphäre werden zuerst anhand von zwei Stationen in Deutschland und Neuseeland analysiert. Anschließend wird die Studie auf größere Gebiete beider Hemisphären, Mitteleuropa (Nordhalbkugel) und Neuseeland (Südhalbkugel) ausgeweitet.

Vergleiche von spektraleradiometrischen Messungen der UV-Strahlung an Standorten in Deutschland (z. B. Neuherberg,  $48,2^\circ$  N) und Neuseeland (Lauder,  $45,04^\circ$  S) haben erhöhte Strahlungsniveaus an der südlichen Station gezeigt, welche nicht allein der Breitengraddifferenz (im genannten Beispiel ca.  $3^\circ$ ) oder den verschiedenen Stationshöhen über NN zugeschrieben werden können (MCKENZIE et al., 2001b; SECKMEYER et al., 1997a, 1995b; SECKMEYER und MCKENZIE, 1992). Im Sommer 1990/1991 wurden an der Station Lauder biologisch gewichtete Bestrahlungsstärken gemessen, welche diejenigen an der Station Neuherberg um etwa den Faktor 2 übertrafen (SECKMEYER und MCKENZIE, 1992). Die Ursache dafür waren hauptsächlich Unterschiede im stratosphärischen und troposphärischen Ozon zwischen den beiden Messorten. SECKMEYER et al. (1995b) beschreiben, dass erythemwirksame Bestrahlungsstärken in den mittleren Breitengraden der Südhalbkugel Beträge erreichen, die die entsprechenden Werte aus den mittleren Breiten der Nordhemisphäre um bis zu 40 % übersteigen.

Aktuelle Studien zeigen, dass die detektierten Unterschiede in der UV-Strahlung zwischen Stationen, die in unterschiedlichen Hemisphären liegen, nicht vollständig durch Differenzen in der Ozonsäule erklärt werden können (z. B. MCKENZIE et al., 2006). Es wird vermutet, dass zwischen Nord- und Südhalbkugel signifikante Unterschiede im Wolkeneinfluss auf die UV-Strahlung auftreten (z. B. STANHILL und COHEN, 2001). MCKENZIE et al. (2003) fanden heraus, dass Unterschiede in der Ozonsäule und dem Aerosolgehalt den größten Beitrag zu Unterschieden in der maximalen UV-Dosis zwischen  $45^\circ$  N und  $45^\circ$  S liefern. Der Wolkeneinfluss konnte dabei jedoch nicht betrachtet werden, da hauptsächlich bei wolkenlosem Himmel aufgenommene Daten analysiert wurden. In Abschnitt 4.2.1 wird eine neue Methode vorgestellt, die es ermöglicht, die Anteile der verschiedenen Einflussparameter auf die beobachteten hemisphärischen Unterschiede der UV-Strahlung zu separieren und zu quantifizieren (SECKMEYER et al., 2007). Es werden die Messdaten von zwei Stationen, eine auf der Nord- und eine auf der Südhalbkugel, untersucht.

Die Ergebnisse aus der Untersuchung der UV-Daten dieser beiden Stationen dienen als Ausgangspunkt, um zu überprüfen, ob bzw. inwiefern die detektierten Unterschiede auch

für größere Gebiete auf Nord- bzw. Südhalbkugel Gültigkeit besitzen. Dabei wird insbesondere der unterschiedliche Einfluss der Bewölkung auf die UV-Strahlung betrachtet und anhand von so genannten Wolkenmodifikationsfaktoren untersucht.

Sämtliche Untersuchungen beziehen sich auf die Sommermonate der jeweiligen Hemisphären, da zu dieser Jahreszeit die höchste solare Strahlungsexposition auftritt. Der größte Anteil der jährlichen erythemwirksamen Jahresdosis entfällt auf die Sommermonate. An der niederländischen Station Bilthoven beispielsweise fielen in den Monaten Mai bis August insgesamt etwa 66 % der jährlichen erythemwirksamen Dosis an (Untersuchungszeitraum: 1994-2003; DEN OUTER et al., 2005). Zudem führen übermäßige UV-Expositionen in Freizeit und Urlaub, denen sich der Mensch überwiegend in den Sommermonaten aussetzt, dazu, dass diese Jahreszeit am relevantesten ist, wenn erythemwirksame Strahlungsdosen und damit der Einfluss der UV-Strahlung auf den Menschen im Mittelpunkt stehen (siehe auch Abschnitt 2.2). Für das Gebiet Europa werden daher die Monate Mai bis August und für Neuseeland die Monate November bis Februar näher betrachtet.

Im ersten Abschnitt dieses Kapitels werden die verwendeten Daten vorgestellt. Abschnitt 4.2 enthält eine Darstellung der Methoden, mit denen die UV-Daten auf mögliche hemisphärische Strahlungsunterschiede untersucht werden. Dabei werden neben Bodenmessungen zusätzlich auch Satellitendaten verwendet. In Abschnitt 4.3 werden die gewonnenen Ergebnisse dargestellt, bevor das Kapitel mit einer kritischen Diskussion der Resultate endet.

## 4.1 Daten

Für die Untersuchung von hemisphärischen Unterschieden der UV-Strahlung werden Daten von einer Vielzahl an Stationen in Europa und Neuseeland analysiert. Im Folgenden werden die Datenquellen beschrieben, bevor in Abschnitt 4.1.4 eine Darstellung der nötigen Maßnahmen zur Datenaufbereitung erfolgt.

### 4.1.1 Europa

#### 4.1.1.1 Garmisch-Partenkirchen

In einem ersten Schritt werden UV-Daten von jeweils einer Station in Mitteleuropa und in Neuseeland verglichen. Als europäische Station wurde dabei Garmisch-Partenkirchen im Süden Deutschlands ausgewählt. Die Messungen der spektralen UV-Bestrahlungsstärke werden am dortigen *Fraunhofer-Institut für Atmosphärische Umweltforschung* (IFU) durchgeführt. Garmisch-Partenkirchen ( $47,48^\circ\text{N}$ ,  $11,07^\circ\text{O}$ , Stationshöhe: 730 m über NN) liegt am Nordrand der Alpen. Der Gesichtskreis um die Station wird in einigen Richtungen durch Berge eingeschränkt, welche sich bis zu  $20^\circ$  über den Horizont erstrecken (SECKMEYER et al., 1998). Die entsprechend cosinusgewichtete Fläche des Himmels, die durch Berge verdeckt ist, beträgt jedoch nur 3,8 %, was sich hauptsächlich

auf den diffusen Anteil der Globalstrahlung auswirkt. Die resultierende Unsicherheit bezüglich der hier untersuchten Strahlungsgröße, der erythemwirksamen Tagesdosis im Sommer, ist gering und kann daher vernachlässigt werden.

Die spektrale Bestrahlungsstärke wird mit einem Spektralradiometer vom Typ Bentham DTM 300 gemessen, wesentlicher Bestandteil ist ein Doppelmonochromator. Maßnahmen zur Qualitätssicherung und -kontrolle werden regelmäßig durchgeführt (MAYER et al., 1997). Das Instrument erfüllt die strikten Standards und Maßgaben des NDACC und der WMO (BERNHARD und SECKMEYER, 1999; SECKMEYER et al., 1998). Es hat zudem an mehreren Messgerätevergleichen teilgenommen (BAIS et al., 2001; SECKMEYER et al., 1998, 1995b, 1994).

#### 4.1.1.2 Weitere Stationen in Europa

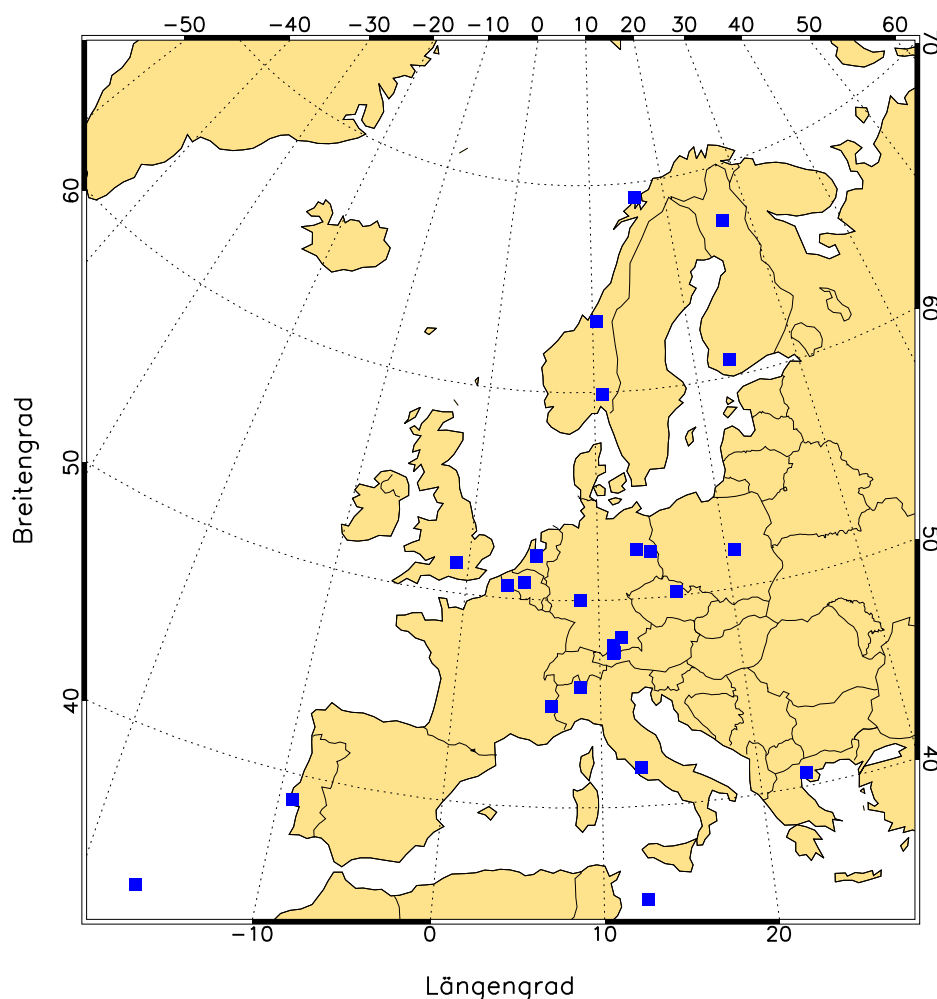
Für den großräumigen Vergleich werden zusätzlich zu den UV-Daten der Station Garmisch-Partenkirchen Messdaten von weiteren Stationen in Europa hinzugezogen. Insgesamt werden so Messdaten von 27 europäischen Stationen betrachtet. Abbildung 4.1 zeigt die Standorte der einzelnen Messstationen. Eine Tabelle mit einer Auflistung der einzelnen Messorte und ihrer geographischen Koordinaten ist in Anhang 5.2 zu finden. An den einzelnen Stationen werden Spektralradiometer unterschiedlichen Typs für die UV-Routinemessungen eingesetzt. Allen Stationen ist gemeinsam, dass es vielfältige Maßnahmen zur Qualitätskontrolle und Qualitätssicherung gibt. Für alle europäischen Stationen liegen Messreihen der spektralen Bestrahlungsstärke vor. Sämtliche in dieser Arbeit verwendeten Spektren wurden aus der bereits in Abschnitt 3.1.3 erwähnten Datenbank EUVDB extrahiert.

### 4.1.2 Neuseeland

#### 4.1.2.1 Lauder

Der Ort Lauder ( $45,04^{\circ}\text{S}$ ,  $169,68^{\circ}\text{O}$ , Stationshöhe: 370 m über NN) liegt auf der Südinsel Neuseelands, östlich der so genannten Südalpen, eines sich in Nord-Süd-Richtung erstreckenden Gebirgszugs. Die Messungen der spektralen UV-Bestrahlungsstärke werden vom *National Institute of Water and Atmospheric Research* (NIWA) durchgeführt. Als Messinstrument kommt ein Spektralradiometer vom Typ Bentham M300BA/2 mit einem Doppelmonochromator zum Einsatz.

Qualitätssicherungsmaßnahmen werden regelmäßig durchgeführt, ebenso wie Qualitätskontrollen. Wie auch das Spektralradiometer aus Garmisch-Partenkirchen erfüllt das Messinstrument aus Lauder die Standards des NDACC und der WMO (MCKENZIE et al., 1993). Bei der Teilnahme an mehreren Messgerätevergleichen hat das Spektralradiometer wiederholt gute Übereinstimmungen mit den anderen teilnehmenden Instrumenten gezeigt und damit die hohe Qualität bewiesen (MCKENZIE et al., 1993; SECKMEYER et al., 1995b).

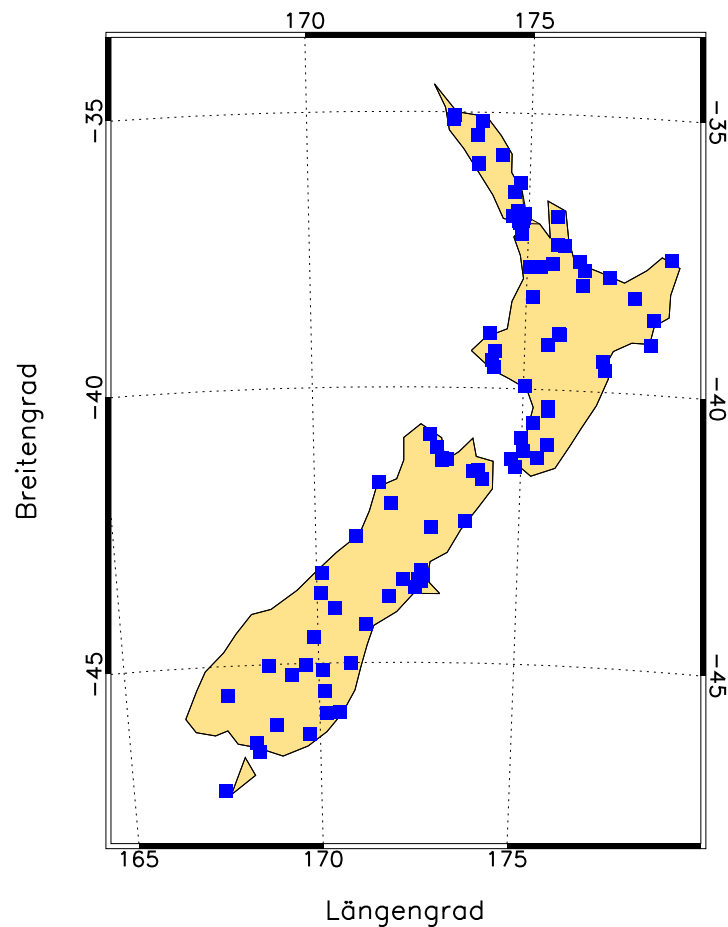


**Abbildung 4.1:** Geographische Lage der Messstationen in Europa. Die dunklen Quadrate stellen die Orte dar, an denen die in dieser Arbeit verwendeten Messdaten aufgenommen wurden.

#### 4.1.2.2 Weitere Stationen in Neuseeland

Da Lauder die einzige Station in Neuseeland ist, an der bodengestützte Routinemessungen der spektralen UV-Bestrahlungsstärke vorgenommen werden, wird für den großräumigen Vergleich auf ein Netzwerk von Breitbandmessgeräten zurückgegriffen. Dieses Netzwerk verfügt über eine hohe räumliche Abdeckung. Die resultierenden Datenprodukte sind im so genannten *UV-Atlas*<sup>1</sup> des NIWA archiviert (BODEKER und MCKENZIE, 1996). Die im UV-Atlas enthaltenen Karten und Zeitreihen werden aus Modellsimulationen gewonnen, bei denen, je nach Produkt, folgende Eingabeparameter verwendet werden: Bodenmessungen (von Temperatur, Druck, Breitbandstrahlung und Feuchte), Modellberechnungen (12-stündiges Druckfeld) und Satelliten-Daten (Ozonsäule). Für die Orte, an denen Breitbandmessungen stattfinden, werden Zeitreihen angeboten, unter

<sup>1</sup><http://www.niwascience.co.nz/services/uvozone/atlas>



**Abbildung 4.2:** Geographische Lage der Messstationen in Neuseeland. Die dunklen Quadrate stellen die Orte dar, an denen die in dieser Arbeit verwendeten Daten vorliegen.

anderem der erythemwirksamen UV-Dosis für wolkenlose Konditionen (Clear-sky erythemal UV), der abgeschätzten tatsächlichen erythemwirksamen UV-Dosis (Estimated true erythemal UV) sowie der Wolkenmodifikationsfaktoren. Die an den einzelnen Stationen mit Breitbandinstrumenten aufgenommenen Strahlungsmessdaten werden dabei zur Berechnung der abgeschätzten tatsächlichen erythemwirksamen UV-Dosis genutzt. Die Verfahren zur Erzeugung der Zeitreihen sind bei BODEKER und MCKENZIE (1996) beschrieben.

Für die vorliegende Arbeit werden Daten von 101 Stationen aus Neuseeland verwendet. Abbildung 4.2 zeigt die Lage der Stationen in Neuseeland. Die einzelnen Messorte sowie ihre geographischen Koordinaten sind in Anhang 5.2 aufgelistet.

### 4.1.3 Satellitendaten

Satelliten können Daten auch für Gebiete liefern, in denen keine Bodenmessungen stattfinden und somit für eine großflächige Datenverfügbarkeit und hohe räumliche Abdeckung sorgen.

Die Satellitendaten, die zum Vergleich mit den aus Bodendaten erhaltenen Ergebnissen verwendet werden, stammen von dem *Total Ozone Mapping Spectrometer* (TOMS), mit dem unter anderem Informationen über den Ozongehalt der Erdatmosphäre gewonnen werden. TOMS ist ein multispektrales Instrument, mit dem die von der Erdoberfläche bzw. Wolken zurückgestreute UV-Strahlung gemessen wird. Für die Bestimmung der Gesamtozonsäule werden drei Wellenlängenpaare mit Wellenlängen zwischen 308,6 und 360 nm analysiert, die jeweils dicht beieinander liegen. Die Strahlung bei den zwei Wellenlängen jedes Paares wird dabei in unterschiedlichem Ausmaß von Ozon absorbiert. Aus diesen Differenzen lässt sich anschließend der Gesamtozongehalt der Atmosphäre ermitteln (LENOBLE, 1993).

TOMS-Instrumente kamen seit 1978 auf insgesamt vier Satelliten zum Einsatz. In dieser Arbeit werden diejenigen Daten verwendet, die mit dem Spektrometer auf dem Satelliten *Earth Probe* gewonnen wurden. Dieser Satellit wurde im Juli 1996 in seine Umlaufbahn geschickt und in Betrieb genommen. Von TOMS gemessene Daten sind bis Ende 2005 verfügbar, aktuelle Messungen werden von dem Nachfolgeinstrument *Ozone Monitoring Instrument* (OMI) durchgeführt. Zwei der TOMS-Datenprodukte, die erythemgewichtete Bestrahlungsstärke zur Mittagszeit sowie die Reflektivität, werden in dieser Arbeit näher betrachtet.

Die erythemgewichteten Bestrahlungsstärken zur jeweils lokalen Mittagszeit werden mit einem Strahlungstransfermodell berechnet (HERMAN et al., 1996; UDELHOFEN et al., 1999). Der TOMS-Algorithmus verwendet dafür unter anderem Ozondaten und die Werte des Reflexionsvermögens. Die Reflektivitätswerte werden aus Strahldichte-Messungen im UV-A-Bereich bei einer Wellenlänge von 360 nm abgeleitet. Da der Reflexionsgrad im ultravioletten Bereich sowohl für Land- als auch für Wasseroberflächen zwischen 2% und 8% beträgt, sofern weder Schnee- noch Eisbedeckung vorliegen, weisen höhere Werte auf das Vorhandensein von Wolken, Dunst oder Aerosolen hin (HERMAN et al., 2001). Details zum Algorithmus, mit dem die TOMS-Datenprodukte berechnet werden, sind bei MCPETERS et al. (1998) zu finden.

Sämtliche Daten liegen in einer globalen und täglichen Verteilung auf einem Gitter vor, wobei die Abstände in x-Richtung (entlang der Breitengrade)  $1,25^\circ$  und die Abstände in y-Richtung (entlang der Längengrade)  $1^\circ$  betragen.

### 4.1.4 Aufbereitung der Daten

Aufgrund der unterschiedlichen Datenquellen liegen nicht alle Daten unmittelbar in vergleichbarer Form vor. Im Folgenden werden daher die Maßnahmen beschrieben, die zur Herstellung von vergleichbaren Strahlungsgrößen erforderlich sind.



Die Datenaufbereitung, die für den Vergleich der UV-Daten der beiden einzelnen Stationen Garmisch-Partenkirchen und Lauder (siehe Abschnitt 4.3.1) nötig ist, ist ausführlich bei WICHERS (2003) beschrieben. Daher werden hier ausschließlich die Maßnahmen beschrieben, die erforderlich sind, um den großräumigen Vergleich (siehe Abschnitt 4.3.2) durchzuführen.

#### 4.1.4.1 Betrachteter Zeitraum

Bei dem Einzelvergleich der beiden Stationen werden die Sommermonate Mai bis August der Jahre 1996, 1997 und 1998 (Garmisch-Partenkirchen) bzw. November bis Januar der Jahre 1996/97, 1997/98 und 1998/99 (Lauder) untersucht. Diese drei Jahre bzw. Sommer sind die einzigen, zu denen ausreichend Messdaten beider Stationen vorliegen.

Für den Vergleich großräumiger Gebiete werden von den europäischen Stationen alle verfügbaren Daten ab August 1996 verwendet, da ab diesem Zeitpunkt Ozondaten des TOMS-Instruments vorliegen. Die TOMS-Ozondaten werden als Modelleingabeparameter für die Berechnung der Wolkenmodifikationsfaktoren benötigt. Da zur Berechnung auch die Bodenmessungen der europäischen Stationen Verwendung finden, wird für sie ebenfalls der Untersuchungszeitraum ab August 1996 gewählt. Entsprechend werden für die Südhalbkugel UV-Atlas-Daten ab November 1995 herangezogen.

Bei den TOMS-Satellitendaten werden Daten aus vollständigen Sommern betrachtet, das heißt, dass jeweils Werte für alle vier Sommermonate vorliegen müssen. Da die TOMS-Daten, wie bereits erwähnt, erst ab August 1996 vorliegen, werden für Europa jeweils die Monate Mai bis August der Jahre 1997 bis 2003 und für Neuseeland jeweils die Monate November bis Februar der Jahre 1996/1997 bis 2003/2004 untersucht.

#### 4.1.4.2 Europa

Aus den Messdaten der europäischen Stationen werden später erythemwirksame Tagesdosen (siehe Gleichungen 2.5 und 2.6) berechnet, die zur Bestimmung der Wolkenmodifikationsfaktoren benötigt werden. Bevor diese jedoch aus den aus der EUVDB extrahierten Spektren berechnet werden können, sind umfangreiche Vorarbeiten notwendig. Sie werden im folgenden beschrieben.

#### Auswahl der geeigneten Tage und Monate

Da es an allen Messstationen hin und wieder zu Unterbrechungen der Routinemessungen kommt (vgl. Abschnitt 3.2.1), sind nicht alle Messtage und Messmonate geeignet, daraus hinreichend genaue erythemwirksame Tagesdosen bzw. Monatsmittel der erythemwirksamen Tagesdosis zu berechnen.

Bisherige Studien verwenden unterschiedliche Kriterien für die Auswahl von entsprechend geeigneten Tagen und Monaten. BAIS et al. (2003) beispielsweise setzten für die Berechnung einer Tagesdosis voraus, dass die gemessenen Spektren mit einem maximalen Abstand von 2,5 Stunden gleichmäßig über den Tag verteilt vorliegen. WICHERS

(2003) verwendete ein ähnliches Kriterium, jedoch mit einem maximalen Abstand von einer Stunde zwischen zwei Spektren. Bei MCKENZIE et al. (2000) wurde eine Tagesdosis gebildet, wenn mindestens 10 Spektren pro Tag vorliegen. In einer späteren Studie präsentierten MCKENZIE et al. (2001b) verbesserte Kriterien, die die Auswahl der Spektren einschränken. Monatsmittelwerte von Strahlungsdosen wurden von MCKENZIE et al. (2001b) nur dann berechnet, wenn mindestens 11 Tageswerte innerhalb dieses Monats vorliegen. Jeweils fünf Spektren müssen vor und nach Sonnenhöchststand vorliegen, mindestens ein Spektrum muss beim Sonnenhöchststand  $\pm 1^\circ$  aufgenommen worden sein, mindestens drei Spektren innerhalb des Sonnenhöchststands  $\pm 5^\circ$  und mindestens fünf Spektren innerhalb des Sonnenhöchststands  $\pm 15^\circ$ , damit eine Tagesdosis berechnet wird (MCKENZIE et al., 2001b). BAIS et al. (2003) hingegen wendeten ein strikteres Kriterium an und setzten eine Anzahl von mindestens 20 vorhandenen Tagesdosen zur Monatsmittelbildung voraus.

Im Spannungsfeld zwischen den Zielen

- a) möglichst viele Tage und Monate in die Analysen einzubeziehen und
- b) möglichst genaue und verlässliche Ergebnisse zu erhalten,

erfolgte für diese Arbeit eine genaue Prüfung der möglichen Kriterien. Dafür wurden verschiedene Kriterien in Sensitivitätstests auf die Messdaten eines Monats angewendet, der über eine optimale Datenabdeckung verfügt (Ergebnisse hier nicht gezeigt). Die Entscheidung fiel letztlich zugunsten von folgenden Auswahlkriterien, mit denen sowohl eine hohe Anzahl an Messtagen und -monaten einbezogen wird als auch eine präzise Berechnung der Dosen und Monatsmittel erreicht wird.

In dieser Arbeit werden folgende Voraussetzungen für die Bildung von Tagesdosen und Monatsmittel von Tagesdosen festgesetzt:

- eine Tagesdosis wird gebildet, wenn zwischen Sonnenauf- und -untergang am jeweiligen Ort kontinuierlich Spektren mit einem maximalen Abstand untereinander von drei Stunden vorhanden sind.
- Ein Monatsmittelwert der Tagesdosen wird gebildet, wenn mindestens 20 Tage pro Monat vorliegen, die dem Tageskriterium genügen.

Messmonate, die diese Kriterien nicht erfüllen, werden aus der weiteren Analyse ausgeschlossen.

Zur Qualitätssicherung werden sämtliche nach diesen Kriterien ausgewählte Spektren schließlich mit dem Programm SHICrvm (siehe Abschnitt 3.1.3) wellenlängenkoriert.

### **Ergänzung von Spektren mit $\lambda_{max} < 400$ nm**

Zur Berechnung von erythemwirksamen Tagesdosen aus spektralen Daten ist es erforderlich, dass die Spektren den Wellenlängenbereich von 250 nm bis 400 nm umfassen, wie die Wichtungsfunktion in Gleichung 2.6 zeigt. Die meisten Spektralradiometer messen jedoch erst ab einer Wellenlänge von etwa 280 bis 290 nm. Auch die maximale Wellenlänge erreicht zum Teil nicht die erforderlichen 400 nm, sie variiert je nach Instrumententyp

zwischen 325 und 550 nm.

Die Unsicherheit, die entsteht, wenn die Wichtung und Integration erst ab 280 oder 290 nm anstatt ab 250 nm durchgeführt wird, ist vernachlässigbar, da in diesem Wellenlängenbereich praktisch keine Sonnenstrahlung den Erdboden erreicht (siehe Abbildung 2.2). Eine Abweichung von der oberen Wellenlängengrenze von 400 nm bei der Integration führt hingegen zu signifikanten Fehlern (vgl. Abbildung 2.3). Während bei den Instrumenten, die über 400 nm hinaus messen, der Teil des Spektrums, der über 400 nm hinausgeht, einfach weggelassen werden kann, stellt sich die Situation bei den Spektren, deren maximale Wellenlänge kleiner als 400 nm ist, schwieriger dar. Um auch aus diesen Spektren realistische erythemwirksame Dosen berechnen zu können, ist ein Algorithmus erforderlich, mit dem eine Extrapolation über die maximale gemessene Wellenlänge hinaus durchgeführt werden kann.

Für diese Extrapolation existieren verschiedene Methoden, bei denen die Dosis in dem Wellenlängenbereich, der nicht gemessen wird, stets mithilfe von Modellrechnungen abgeschätzt wird. BAIS et al. (1996) wenden ein Verfahren an, das jedoch ausschließlich für maximale Wellenlängen von 365 nm oder größer gut funktioniert.

Um zugunsten der Repräsentativität möglichst viele Messtationen mit einbeziehen zu können, sollen in der vorliegenden Arbeit jedoch auch Messspektren einbezogen werden, deren maximale Wellenlänge kleiner als 365 nm ist. Daher wird hier eine Methode präsentiert, die im Vergleich zur Methode von (BAIS, 2003) genauere Resultate auch bei  $\lambda_{max} < 365$  nm liefert. Sie basiert auf einem Vorschlag von BERNHARD (2003). Ähnlich wie bei der Methode von BAIS et al. (1996) beruht die Abschätzung der Dosis in dem nicht gemessenen Wellenlängenbereich zwischen  $\lambda_{max}$  und 400 nm auf folgender Annahme:

$$\frac{H_{ery,mess}(\lambda_1 \rightarrow \lambda_{max})}{H_{ery,mod}(\lambda_1 \rightarrow \lambda_{max})} = \frac{H_{ery,mess}(\lambda_{max} \rightarrow 400 \text{ nm})}{H_{ery,mod}(\lambda_{max} \rightarrow 400 \text{ nm})}. \quad (4.1)$$

$\lambda_1$  bezeichnet hier die Wellenlänge, die 10 nm kleiner als die Wellenlänge  $\lambda_{max}$  ist. Die Formulierung  $\lambda_1 \rightarrow \lambda_{max}$  beschreibt das Intervall von  $\lambda_1$  bis  $\lambda_{max}$ .  $H_{ery,mess}$  stellt die gemessene,  $H_{ery,mod}$  die modellierte erythemwirksame Dosis dar. Umformung von Gleichung 4.1 ergibt:

$$H_{ery,mess}(\lambda_{max} \rightarrow 400 \text{ nm}) = H_{ery,mess}(\lambda_1 \rightarrow \lambda_{max}) \cdot \frac{H_{ery,mod}(\lambda_{max} \rightarrow 400 \text{ nm})}{H_{ery,mod}(\lambda_1 \rightarrow \lambda_{max})}. \quad (4.2)$$

Die unbekannte Dosis  $H_{ery,mess}$  in dem nicht gemessenen Wellenlängenbereich von  $\lambda_{max}$  bis 400 nm wird somit mithilfe der gemessenen Dosis  $H_{ery,mess}(\lambda_1 \rightarrow \lambda_{max})$  und einem Quotienten aus zwei modellierten Dosen bestimmt werden.

Für die erythemgewichtete Dosis des gesamten Wellenlängenbereichs von 290 bis 400 nm gilt schließlich:

$$H_{ery,mess}(290 \text{ nm} \rightarrow 400 \text{ nm}) = H_{ery,mess}(290 \text{ nm} \rightarrow \lambda_{max}) + H_{ery,mess}(\lambda_{max} \rightarrow 400 \text{ nm}). \quad (4.3)$$

Die Berechnung der modellierten Terme in Gleichung 4.2 erfolgt mit dem Strahlungstransfermodell *uvspec* (siehe Abschnitt 3.2.2). Um realistische Eingabeparameter zu

erhalten, wird dabei auf Satelliten- und Bodenmessungen zurückgegriffen. Die jeweils anzupassenden Variablen des Modellinputs sind in Tabelle 4.1 dargestellt.

Die beschriebene Prozedur wird auf alle Spektren mit  $\lambda_{max} < 400$  nm angewendet, die innerhalb der ausgewählten Tage und Monate gemessen wurden. Bei 16 Stationen, deren Instrumente nicht bis 400 nm messen, resultieren insgesamt 227957 Spektren, die erst nach einer Extrapolation zur Berechnung von erythemwirksamen Tagesdosen verwendet werden können. Pro gemessenem Spektrum müssen zwei Spektren modelliert werden, um die benötigten erythemwirksamen Dosen aus Gleichung 4.2 zu erhalten.

Da sich die atmosphärischen Bedingungen, unter denen die Spektren gemessen werden, oft nur geringfügig unterscheiden, kann in vielen Fällen auf identische modellierte Dosen zurückgegriffen werden, ohne damit nennenswerte Unsicherheiten einzuführen. Wird beispielsweise ein Spektrum bei einer Ozonsäule von 367 DU aufgenommen und ein zweites Spektrum bei ansonsten vergleichbaren Bedingungen bei einer Ozonsäule von 368 DU gemessen, so kann für beide Spektren auf dieselbe Eingabedatei bzw. dasselbe dazugehörige modellierte Spektrum zugegriffen. Damit sind statt zwei Modellläufen nur noch einer erforderlich. Durch eine Gruppierung der Eingabeparameter zu Wertebereichen wird die Anzahl der benötigten Modellläufe signifikant reduziert.

Aus diesen Gründen wird eine Nachschlagetabelle, eine so genannte Look-up-Tabelle implementiert. Diese Look-up-Tabelle besteht aus einer Matrix, in der Eingabedateien für das Strahlungstransfermodell gespeichert sind, die jeweils unterschiedliche Kombinationen von verschiedenen UV-beeinflussenden Faktoren beinhalten. Folgende Parameter variieren in den Eingabedateien: Tag des Jahres, Gesamtozon, Sonnenzenitwinkel und Höhe der Messstation über NN. Die verbleibenden Parameter werden auf konstante Werte gesetzt.

Wenn nun die erythemwirksame Dosis eines gemessenen Spektrums mit  $\lambda_{max} < 400$  nm entsprechend der oben beschriebenen Methode extrapoliert werden soll, wird in der Look-up-Tabelle zunächst automatisch nach derjenigen Eingabedatei gesucht, deren Parameter die Charakteristika des gemessenen Spektrums am besten wiedergibt. Anschließend wird geprüft, ob zu der Eingabedatei schon ein entsprechendes Spektrum modelliert wurde. Falls ja, wird dieses für die Berechnung der Modelldosis verwendet, falls nicht, so wird die Modellsimulation durchgeführt.

Tabelle 4.1 fasst die verwendeten Intervalle sowie die Schrittweiten der berücksichtigten Parameter zusammen.

Insgesamt resultieren ca. 14 Millionen Modelleingabedateien, die in der Look-up-Tabelle archiviert sind. Obwohl dies ein Vielfaches der Anzahl der Spektren ist, die ergänzt werden müssen, ergibt sich in der Summe eine Zeitersparnis, da die Erstellung von Eingabedateien deutlich weniger Rechenzeit als die Modellierung eines Spektrums erfordert, zumal sie automatisiert erfolgt. Für die vorliegende Arbeit wurden letztlich von den insgesamt ca. 14 Millionen möglichen Spektren der Look-up-Tabelle nur 16478, das entspricht etwa 0,1 % tatsächlich modelliert. Wäre stattdessen jedes einzelne Spektrum mit  $\lambda_{max} < 400$  nm einzeln nachmodelliert worden, so wäre die fast 14-fache Anzahl an Modellsimulationen notwendig gewesen. Dies zeigt eindrucksvoll die Ersparnis des Einsatzes

Parameter	Intervall	Schrittweite	Abstufungen
Tag des Jahres	Mai bis August	1 Monat (verwendet wird jeweils Wert zur Monatsmitte)	4
Ozon	200–600 DU	5 DU	81
Sonnenzenitwinkel	10–84°	1° (10–30°) 0,5° (30–50°) 0,2° (50–84°)	231
Stationshöhe über NN	0–1000 m	500 m	3
Wellenlängenbereich	von 310–320 nm bis 380–400 nm	Teilintervalle für den Modell-Term im Nenner von Gleichung 4.2: 310–320 nm 311–321 nm ⋮ 320–330 nm 350–360 nm ⋮ 370–380 nm Teilintervalle für den Modell-Term im Zähler von Gleichung 4.2: 320–400 nm 321–400 nm ⋮ 330–400 nm 360–400 nm ⋮ 380–400 nm	64

**Tabelle 4.1:** Intervalle und Schrittweiten der in der Look-up-Tabelle enthaltenen Variablen.

der Look-up-Tabelle.

Die Intervalle der Parameter in der Look-up-Tabelle sind dabei folgendermaßen gewählt:

- Tag des Jahres: Da ausschließlich Sommermonate untersucht wurden, werden Werte für die Monate Mai bis August verwendet.
- Ozon: Es wird ein Intervall der in Europa am häufigsten vorkommenden Werte gewählt.
- Sonnenzenitwinkel: Das Intervall wird so gewählt, dass der minimale Sonnenzenitwinkel der südlichsten untersuchten europäischen Station darin enthalten ist. Bei Werten, die über der oberen Intervallgrenze von  $84^\circ$  liegen, beeinflusst die Sphärizität der Erde die Modellergebnisse beträchtlich (MAYER et al., 1997), zudem sind die UV-Dosen, die bei Sonnenzenitwinkeln größer  $84^\circ$  gemessen werden, vernachlässigbar gegenüber der Tagesdosis (VERDEBOUT, 2000). Die Zuordnung der gemessenen Spektren zu den Sonnenzenitwinkeln der Look-up-Tabelle erfolgt auf der Basis des Winkels, der bei der Messung bei 310 nm bestand, da bei dieser Wellenlänge der größten Beitrag zur erythemwirksamen Dosis geleistet wird (siehe Abbildung 2.3).
- Stationshöhe über NN: Der Höhenbereich wird so gewählt, dass die Stationen, deren Instrumente eine maximale Wellenlänge von unter 400 nm haben, damit abgedeckt werden.
- Wellenlängenbereich: Ausschlaggebend für die Wahl der Wellenlängenintervalle waren die individuellen maximalen gemessenen Wellenlängen der an den Stationen vorhandenen Messinstrumente.

Die Schrittweiten wurden mithilfe von Sensitivitätstests ermittelt und so gewählt, dass der Fehler, der aus der Verwendung der Look-up-Tabelle anstatt einer individuellen Modellierung für jedes einzelne Messspektrum resultiert, bei der Berechnung der modellierten Dosen maximal 5% beträgt. Der durchschnittliche Fehler liegt jedoch weit unter diesem Wert.

### **Berechnung von Tagesdosen bei wolkenlosen Bedingungen**

Für die spätere Berechnung der Wolkenmodifikationsfaktoren werden erythemwirksame Tagesdosen für wolkenlose Situationen benötigt. Dafür werden Modellrechnungen durchgeführt, wobei eine Beschränkung auf diejenigen Monate erfolgt, die über ausreichend Messwerte verfügen (siehe Abschnitt 4.1.4.2). Für jeden Tag dieser Monate werden mit dem Strahlungstransfermodell *uvspec* mehrere Spektren erzeugt, aus denen anschließend die erythemgewichteten Tagesdosen berechnet werden.

Um eine gleichmäßige Verteilung über den Tag zu erreichen, werden Spektren im Sonnenzenitwinkelbereich zwischen  $84^\circ$  und dem jeweils minimalen Sonnenzenitwinkel berechnet, wobei der Abstand zwischen den Spektren jeweils  $4^\circ$  beträgt. Der Anteil der Strahlung, der von Sonnenzenitwinkeln größer  $84^\circ$  herrührt, kann vernachlässigt werden (siehe Abschnitt 4.1.4.2). Beträgt der minimale Sonnenzenitwinkel beispielsweise  $63,4^\circ$  so werden sieben Spektren mit den Sonnenzenitwinkeln  $84^\circ$ ,  $80^\circ$ ,  $76^\circ$ ,  $72^\circ$ ,  $68^\circ$ ,  $64^\circ$  und

63,4° berechnet. Die übrigen Modelleingabeparameter werden wie folgt gewählt: Der Tag des Jahres wird genau angepasst, ebenso die Stationshöhe über NN. Für Aerosole und Albedo werden konstante Werte gewählt. Für das Ozon werden die entsprechenden Tageswerte des TOMS-Instruments verwendet. Die einzelnen Spektren werden mit der Wirkungsfunktion für das Erythem gewichtet und über die Zeit integriert. Aus den resultierenden erythemwirksamen Tagesdosen (wolkenlos) werden schließlich Monatsmittelwerte berechnet.

#### 4.1.4.3 Neuseeland

Im Vergleich der spektralen Strahlungsmessungen an der Bodenstation Lauder mit den Daten des UV-Atlas, ebenfalls für die Station Lauder, zeigt sich eine systematische Abweichung. Diese äußert sich in einer Verschiebung der Absolutwerte, sowohl bei den erythemwirksamen Dosen als auch bei den Wolkenmodifikationsfaktoren. Die UV-Atlas-Daten der erythemwirksamen Dosen sind systematisch niedriger als die mit dem Spektralradiometer gemessenen (MCKENZIE, 2004). Die absoluten Werte aus dem UV-Atlas können daher nicht direkt mit den aus Bodenmessungen gewonnenen Ergebnissen für Lauder verglichen werden. Innerhalb der UV-Atlas-Daten ist jedoch aufgrund von Qualitätskontrollmaßnahmen die Vergleichbarkeit gewährleistet (WENZEL und SCHERER, 2003).

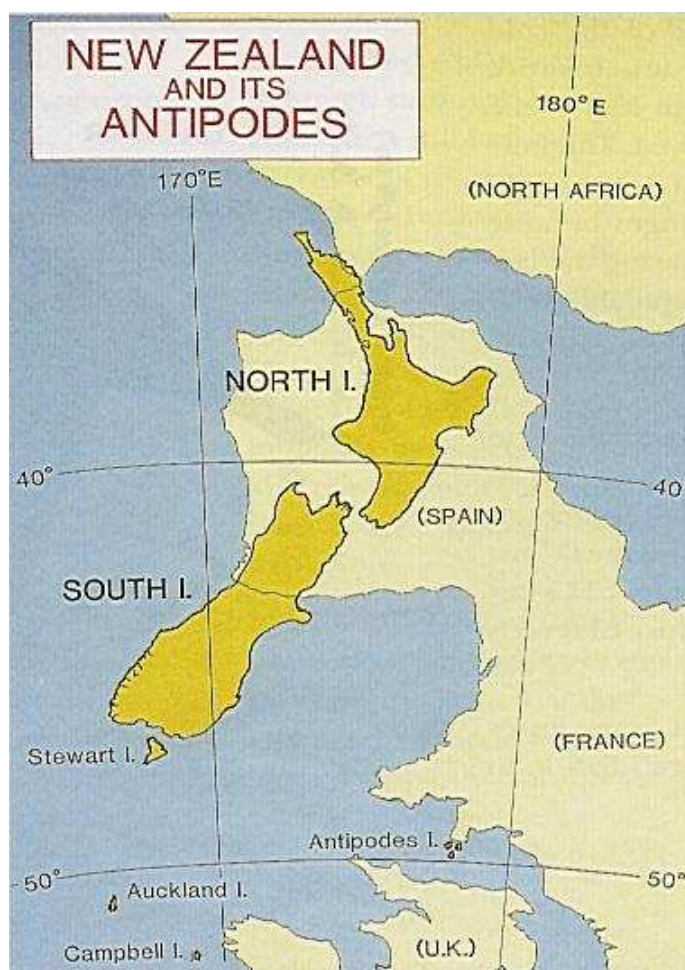
Um eine Vergleichbarkeit zwischen den spektralen Strahlungsmessdaten und den UV-Atlas-Daten herzustellen, wird die erwähnte Absolutwert-Verschiebung über eine Normierung eliminiert. Dazu werden sämtliche Ergebnisse aus den Daten des UV-Atlas mit dem Faktor 1,025 normiert, der die Differenz zwischen den UV-Atlas-Daten und den am Boden gemessenen Strahlungsdaten für die Station Lauder wiedergibt.

#### 4.1.4.4 Satellitendaten

Die TOMS-Satellitendaten liegen auf einem Koordinatennetz parallel zu den Längen- und Breitengraden auf den Schnittpunkten der Gitterlinien vor. Die einzelnen Werte beziehen sich nicht exakt auf den jeweiligen Gitterpunkt, sondern zeigen ein Flächenmittel der umgebenden Region an.

Bei der Untersuchung der Satellitendaten werden größere Gebiete in Europa und Neuseeland und damit Flächenmittel über mehrere Gitterkästchen betrachtet. Da diese Kästchen zu den Polen hin deutlich an Fläche abnehmen, wurde ein entsprechender Wichtungsfaktor eingeführt, der den größeren Kästchen entsprechend mehr Gewicht bei der Mittelbildung verleiht.

Für Neuseeland wird das Gebiet der Südinsel betrachtet. Es werden alle Gitterkästchen mit einbezogen, in denen sich ein Landanteil der Südinsel befindet. Wenn Kästchen teils über See und teils über Land liegen, so gehen diese lediglich mit dem prozentualen Landanteil gewichtet in den später berechneten Flächenmittelwert ein.



**Abbildung 4.3:** Die Umrisse von Neuseeland (dunkelgelb) sowie die entsprechenden Antipoden (hellgelb), die in Südwest-Europa liegen (MCKENZIE 2006; mit freundlicher Genehmigung von R. L. McKenzie).

In Europa wird eine Fläche betrachtet, die derjenigen der neuseeländischen Südinsel entspricht. Da die Antipode der Südinsel Neuseelands überwiegend Meer umfasst (siehe Abbildung 4.3), wird die Fläche Neuseelands entlang der Breitengrade in Europa verschoben. Um nicht nur Messwerte über Spanien, sondern über einen größeren Bereich in Europa einzubeziehen, wird diese Verschiebung mehrfach wiederholt, wobei jedes Mal das entsprechende Flächenmittel bestimmt wird. Aus den resultierenden Einzelergebnissen wird schließlich ein Mittel berechnet. Land- und Seeanteile in Europa werden nicht separat berücksichtigt; stattdessen wird die Gewichtung der Neuseeland-Gitterkästchen übernommen, um damit Vergleichbarkeit der untersuchten Gebiete zu gewährleisten.



## 4.2 Methoden

In diesem Abschnitt wird zu Beginn das Verfahren beschrieben, mit dem der Vergleich der zwei Messstationen Garmisch-Partenkirchen und Lauder hinsichtlich der UV-Strahlung realisiert wird. Anschließend wird eine Methode vorgestellt, mit der überprüft werden kann, ob die erzielten Einzelergebnisse repräsentativ für größere Gebiete sind. Zuletzt erfolgt eine Beschreibung, wie die Satellitendaten für die Untersuchung großräumiger Unterschiede der UV-Strahlung genutzt werden.

### 4.2.1 Vergleich der UV-Bestrahlung in Garmisch-Partenkirchen und Lauder

Bei dem Vergleich der spektralen UV-Bestrahlungsstärken der Stationen Garmisch-Partenkirchen und Lauder soll zunächst untersucht werden, welche Absolutunterschiede in Monatsmittelwerten der erythemgewichteten Tagesdosis bestehen. Dafür werden die gemessenen Spektren entsprechend gewichtet und integriert (siehe Abschnitt 2.2). In einem zweiten Schritt wird anschließend analysiert, in welchem Ausmaß die einzelnen Einflussfaktoren wie z. B. Ozon, Aerosole und Wolken zu den detektierten Unterschieden beitragen.

Teile dieser Analysen wurden bereits in ähnlicher Weise von WICHERS (2003) durchgeführt. Die damals verwendeten spektralen Daten aus Lauder beinhalteten jedoch einen Fehler, der aufgrund einer fehlerhaften Kalibration des Messinstruments entstand, wie sich im Nachhinein herausstellte (MCKENZIE, 2004). Dies machte eine umfangreiche Aufarbeitung der bei WICHERS (2003) durchgeführten Untersuchungen notwendig, da die Ergebnisse des Vergleichs zweier Stationen als Ausgangsbasis für den anschließenden Vergleich großräumiger Gebiete dienen und entsprechend verlässlich sein müssen.

Die Methode, mit der quantifiziert wird, welche Anteile der UV-Strahlungsunterschiede auf die verschiedenen Einflussfaktoren zurückgeführt werden können, berücksichtigt folgende Parameter: Gesamt Ozon, Sonnenzenitwinkel, Aerosole (aerosol-optische Dicke), die Höhe der Messstation über NN und den Sonne-Erde-Abstand. Der Einfluss von Schneebedeckung kann ausgeschlossen werden, da eine Konzentration auf die Sommermonate erfolgt und nicht speziell Bergstationen betrachtet werden. Auf den Bergen nahe Garmisch-Partenkirchen kann zwar auch im Sommer noch Schnee liegen, der prozentuale Anteil der möglichen schneebedeckten Flächen an der Gesamtfläche ist jedoch so gering, dass er für die Albedo nicht von Bedeutung ist (WICHERS, 2003). Der Modelleingabeparameter Albedo kann deswegen an beiden Stationen als konstant angenommen werden.

Der Einfluss des Faktors Bewölkung auf die UV-Strahlungsunterschieden zwischen den beiden Stationen wird auf indirektem Weg quantifiziert. Da Menge und Art der Wolken in Strahlungstransfermodellen bisher nicht verlässlich parametrisiert werden können (KERR et al., 2003), werden zuerst die Anteile aller anderen Einflussparameter quantifiziert, anschließend kann der verbleibende Anteil der Bewölkung zugeordnet werden.

Allgemein gilt

$$\frac{E_A(\lambda)}{M_A(\lambda)} = f \cdot \frac{E_B(\lambda)}{M_B(\lambda)}, \quad (4.4)$$

$E_A(\lambda)$  und  $E_B(\lambda)$  sind dabei gemessene spektrale Bestrahlungsstärken, während  $M_A(\lambda)$  und  $M_B(\lambda)$  die entsprechenden modellierten Bestrahlungsstärken repräsentieren. Die Indizes A und B bezeichnen zwei verschiedene Messungen oder, wie hier, Messstationen. Studien zeigen, dass gemessene und modellierte Spektren der UV-Bestrahlungsstärke für wolkenlose Situationen eine gute Übereinstimmung aufweisen, vorausgesetzt, dass die wichtigsten Einflussparameter Sonnenzenitwinkel, Ozonsäule und Aerosole korrekt parametrisiert werden (MAYER et al., 1997). Im wolkenlosen Fall gilt damit  $f \approx 1$  und

$$E_B(\lambda) = E_A(\lambda) \cdot \frac{M_B(\lambda)}{M_A(\lambda)}. \quad (4.5)$$

Die an Station B gemessene Bestrahlungsstärke  $E_B$  kann demnach mithilfe der an Station A gemessenen Bestrahlungsstärke  $E_A$  sowie den beiden modellierten Bestrahlungsstärken  $M_A$  und  $M_B$  abgeschätzt werden. Der besseren Übersichtlichkeit halber wird die Wellenlängenabhängigkeit der spektralen Größen ab der folgenden Gleichung nicht mehr explizit aufgeführt.

Für den folgenden Zwischenschritt wird nun angenommen, dass alle Eingabeparameter des Modellwerts  $M_A$  durch die Eingabeparameter der Station B ersetzt werden, so dass  $M_A = M_B$  gilt. Die vorige Gleichung ändert sich damit in

$$E_A = E_A \cdot \frac{M_B}{M_B}, \quad (4.6)$$

was trivial, aber hinsichtlich der folgenden Schritte eine hilfreiche Darstellung ist.

Für eine detailliertere Darstellung werden die Indizes erweitert und zum Beispiel  $E_A$  durch  $E_{AAAAA}$  und  $M_B$  durch  $M_{BBBBB}$  ersetzt. Die fünf Indizes entsprechen dabei den folgenden fünf wichtigsten Parametern, die die UV-Strahlung beeinflussen: Höhe der Messstation über NN, Messtag, Sonnenzenitwinkel, Gesamt ozon und aerosol-optische Dicke.

Wenn nun einer der Parameter, beispielsweise die Stationshöhe, in einem der Modellläufe für Station B ( $M_B$  im Divisor der Gleichung 4.6) durch die Stationshöhe der Station A ersetzt wird, ändert sich infolgedessen offensichtlich auch die linke Seite der Gleichung. Der neue Term erhält die Bezeichnung  $E^*$ . Das Sternchen symbolisiert, dass es sich hier nicht mehr um einen echten Messwert, sondern eine berechnete Größe handelt:

$$E_{BAAAA}^* = E_{AAAAA} \cdot \frac{M_{BBBBB}}{M_{ABBBB}}. \quad (4.7)$$

Diese Gleichung kann folgendermaßen beschrieben werden: die modellierte Bestrahlungsstärke  $M_{ABBBB}$  ist leicht modifiziert gegenüber dem Modellwert  $M_{BBBBB}$ , bei dem alle Eingabeparameter von der Station B stammen. Der erste Index repräsentiert die Höhe des Messortes über NN, die Modellrechnungen  $M_{BBBBB}$  und  $M_{ABBBB}$  unterscheiden sich nur durch eine unterschiedliche Stationshöhe. Angenommen, die Station A liegt niedriger

als die Station B, dann ist zu erwarten, dass an Station B eine höhere Bestrahlungsstärke auftritt, sofern die anderen Einflussparameter identisch sind (siehe auch Abschnitt 2.3.6):  $M_{BBBBB} > M_{ABBBB}$ . Der Quotient in Gleichung 4.7 nimmt damit einen Wert größer 1 an. Folglich ist  $E^*$  größer als  $E_{AAAAA}$  und nähert sich dem Wert von  $E_{BBBBB}$ , welcher aufgrund der größeren Stationshöhe größer als  $E_{AAAAA}$  sein sollte, an.  $E^*$  wird daher mit den Indizes  $BAAAA$  markiert.

Im zweiten Schritt wird der nächste Eingabeparameter ersetzt, der den Sonne-Erde-Abstand repräsentiert:

$$E_{BBAAA}^* = E_{AAAAA} \cdot \frac{M_{BBBBB}}{M_{AABBB}}. \quad (4.8)$$

Diese Prozedur wird fortgesetzt, bis alle Eingabevariablen ersetzt sind. Mit jedem Schritt nähert sich die Bestrahlungsstärke  $E^*$  sukzessive an den Wert  $E_{BBBBB}$  an. Wenn alle Eingabeparameter ersetzt sind, kann die verbleibende Differenz zwischen  $E_{BBBBB}^*$  und  $E_{BBBBB}$  dem unterschiedlichen Bewölkungseinfluss an den beiden Stationen A und B zugeschrieben werden, da alle anderen wichtigen Einflussgrößen parametrisiert sind. Der Quotient  $\frac{E_{BBBBB}^*}{E_{BBBBB}}$  ist identisch mit dem Quotienten der Wolkenmodifikationsfaktoren

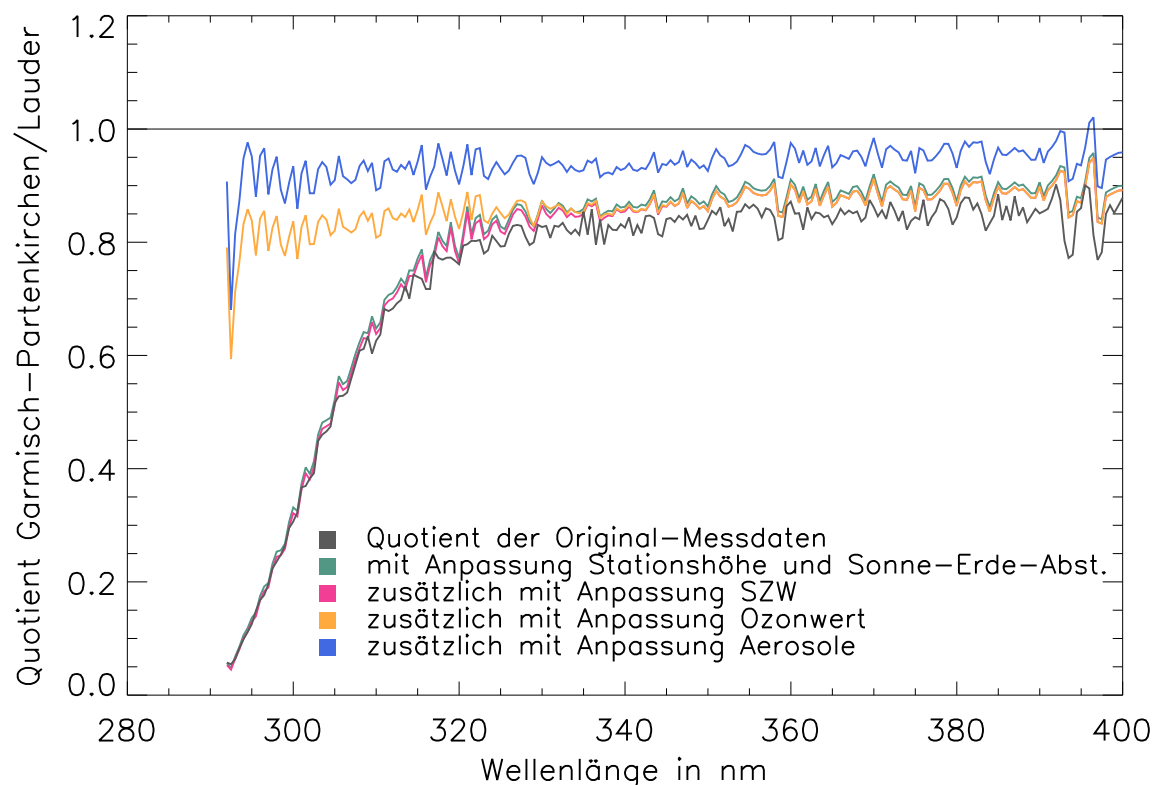
beider Stationen  $\frac{F_A}{F_B}$ . Die Wolkenmodifikationsfaktoren  $F_A$  und  $F_B$  stellen dabei den Bewölkungseinfluss an den Stationen A und B dar (siehe auch Abschnitt 2.3.3):

$$F_A = \frac{E_A}{M_A} \quad \text{und} \quad F_B = \frac{E_B}{M_B}. \quad (4.9)$$

$E_A$  und  $E_B$  sind gemessene Bestrahlungsstärken und  $M_A$  und  $M_B$  die für wolkenlose Bedingungen modellierten Bestrahlungsstärken.

Eine Beschreibung der vorgestellten Methode findet sich auch bei WICHERS (2003). Dort wird auch eine Abschätzung der Unsicherheiten der Methode (Unsicherheiten in Modelleingabeparametern, Modellrechnungen und Messdaten). Sie resultiert in einer Summe von maximal 5 % (WICHERS, 2003).

Abbildung 4.4 zeigt beispielhaft die Vorgehensweise der Methode anhand von zwei Spektren der UV-Bestrahlungsstärke. Die schwarze Linie repräsentiert den Quotienten der beiden gemessenen Spektren aus Garmisch-Partenkirchen und Lauder, die hier die Stationen A und B darstellen:  $\frac{E_{AAAAA}}{E_{BBBBB}}$ . Um die an den beiden Stationen unterschiedlichen Einflüsse der Stationshöhe und des Sonne-Erde-Abstands zu eliminieren und somit die grüne Linie in Abbildung 4.4 zu erreichen, wird  $E_{BBAAA}^*$  anhand von Gleichung 4.8 berechnet. Die grüne Linie stellt damit den Quotienten  $\frac{E_{BBAAA}^*}{E_{BBBBB}}$  dar. Da die beiden Spektren zwar an vergleichbaren Tagen, jedoch nicht bei exakt demselben Sonnenzenitwinkel gemessen wurden, wird im nächsten Iterationsschritt dieser Unterschied beseitigt. Dafür wird äquivalent zum vorigen Schritt die Größe  $E_{BBBAA}^*$  berechnet. Der resultierende Quotient  $\frac{E_{BBBAA}^*}{E_{BBBBB}}$  wird durch die rote Linie in Abbildung 4.4 angezeigt. Die gelbe Linie



**Abbildung 4.4:** Quotienten der spektralen Bestrahlungsstärke. Grundlage sind zwei Spektren aus Garmisch-Partenkirchen (10. August 1997) und Lauder (10. Februar 1998). Es ist deutlich zu sehen, dass sich der Quotient der Original-Messdaten aus Garmisch-Partenkirchen und Lauder (schwarze Linie) mit jeder Anpassung der atmosphärischen Parameter weiter dem Quotienten eins nähert. Nach der Anpassung der Variablen Stationshöhe, Sonne-Erde-Abstand, Sonnenzenitwinkel, Ozon und Aerosol verbleibt eine Restdifferenz zwischen dem fortgeschrittensten Quotienten (blaue Linie) und eins, die auf Bewölkungseinflüsse und die Unsicherheit der Methode zurückgeführt werden kann.

symbolisiert die Korrektur hinsichtlich der Unterschiede in der Ozonsäule. Die blaue Linie schließlich zeigt die fortgeschrittenste Annäherung  $\frac{E_{BBBBB}^*}{E_{BBBBB}}$  an. Die verbleibende Differenz zwischen dem Quotienten und eins wird von Bewölkung und der Unsicherheit der Methode hervorgerufen.

Es muss betont werden, dass die Kombination der verschiedenen Faktoren, die die UV-Strahlung beeinflussen, kein exakt lineares System darstellt. Dies bedeutet zum Beispiel, dass der Effekt von ausschließlich Ozon plus der Effekt von ausschließlich Aerosolen sich geringfügig von dem gemeinsamen gleichzeitigen Effekt von beiden Variablen, Ozon und Aerosolen, auf die UV-Strahlung unterscheidet. Sensitivitätsstudien (hier nicht gezeigt) belegen, dass dieser Effekt jedoch nur schwach ausgeprägt ist, so dass er für die folgenden Untersuchungen vernachlässigt und Linearität angenommen werden kann (GLANDORF et al., 2005).

Durch die Annahme der Linearität kann die Methode schrittweise auf alle im Untersuchungszeitraum gemessenen Spektren der zwei Stationen angewendet werden. Nach jedem Schritt, mit dem ein weiterer Eingabeparameter ersetzt wird, werden zunächst spektrale Tagesdosen und anschließend Monatsmittel berechnet. Die Bildung von Mittelwerten für die einzelnen Tage und Monate hat den Vorteil, dass damit kurzfristige Schwankungen der Bestrahlungsstärke eliminiert werden und somit repräsentative und vergleichbare Werte resultieren. Letztendlich werden die spektralen Monatsmittel mit der Erythem-Wirkungsfunktion gewichtet (siehe Gleichung 2.6).

#### 4.2.2 Vergleich größerer Gebiete (Mitteleuropa und Neuseeland)

Um zu überprüfen, ob die bei der Untersuchung von zwei Stationen erzielten Resultate auch für größere Gebiete Gültigkeit haben oder lediglich lokale Besonderheiten der betrachteten Stationen widerspiegeln, ist eine großräumigere Betrachtung erforderlich. Zur Ausweitung auf größere Gebiete werden in dieser Arbeit daher Werte der UV-Strahlung aus Mitteleuropa und Neuseeland untersucht.

Da in Neuseeland außerhalb von Lauder keine Routinemessungen der spektralen Bestrahlungsstärke vorgenommen werden, werden nicht-spektrale integrierte erythemgewichtete Dosen der UV-Strahlung genutzt, die an einer Vielzahl von Bodenstationen vorliegen (vgl. UV-Atlas, Abschnitt 4.1.2). Die Verwendung von Dosen schließt zwar aus, dass mit der in Abschnitt 4.2.1 vorgestellten Methode die Anteile aller einzelnen Einflussfaktoren an UV-Strahlungsunterschieden separiert und quantifiziert werden können, der wichtigen Frage nach den Unterschieden im Bewölkungseinfluss jedoch kann dennoch nachgegangen werden, wie in dieser Arbeit und zum Beispiel bei DEN OUTER et al. (2005) gezeigt wird. DEN OUTER et al. (2005) evaluierten die Differenz zwischen aus Messungen in Bilthoven berechneten und für wolkenlose Fälle modellierten Strahlungsdosen. Untersucht wurden dabei die unterschiedliche Auswirkungen auf erythemwirksame Tagesdosen und Dosen der Globalstrahlung. Nach dem gleichen Prinzip werden auch die Untersuchungen in der vorliegenden Arbeit durchgeführt. Zu diesem Zweck erfolgt eine Analyse der Wolkenmodifikationsfaktoren.

Für das Gebiet Mitteleuropa werden, um Vergleiche mit den neuseeländischen Ergebnissen zu ermöglichen, ebenfalls Wolkenmodifikationsfaktoren auf Basis von Monatsmitteln der wellenlängenintegrierten erythemgewichteten Tagesdosis berechnet. Als Datengrundlage dienen hier Bodenmessungen der spektralen Bestrahlungsstärke von einer Vielzahl an Stationen.

Die resultierenden Wolkenmodifikationsfaktoren für Stationen in Mitteleuropa und Neuseeland werden daraufhin mit den nach Abschnitt 4.2.1 berechneten entsprechenden Werten für Garmisch-Partenkirchen und Lauder verglichen. Damit werden Aussagen hinsichtlich des Untersuchungsziels ermöglicht, inwiefern die Ergebnisse des Vergleichs der UV-Strahlung der zwei Einzelstationen für größere Gebiete repräsentativ sind.

### 4.2.3 Vergleich größerer Gebiete mithilfe von Satellitendaten

Um einen Vergleich zu den aus anderen Datenquellen berechneten Ergebnissen zu erhalten, werden die Unterschiede im Niveau der UV-Strahlung zwischen Mitteleuropa und Neuseeland zusätzlich mithilfe von Satellitendaten untersucht. Zu diesem Zweck werden Daten der erythemgewichteten Bestrahlungsstärke und Daten der planetaren Reflektivität aus satellitengestützten Messungen betrachtet.

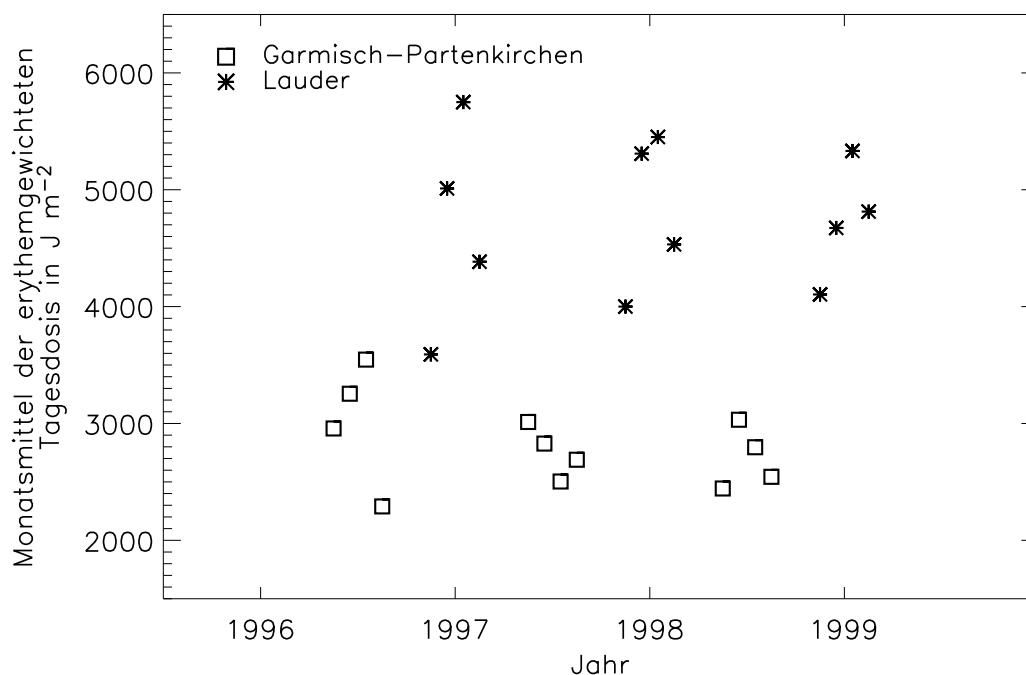
Bei der Analyse von Satellitendaten muss beachtet werden, dass bei der Ableitung von atmosphärischen Größen aus den satellitengestützten Messungen zahlreiche Unsicherheiten auftreten können (MCPETERS et al., 1998). Fehler können beispielsweise bei der Messung der Strahldichte vom Satelliten aus auftreten, die derjenige Parameter ist, aus dem über Algorithmen (u. a. Strahlungstransfermodelle) alle weiteren Variablen bestimmt werden. Auch diese Algorithmen können Unsicherheiten beinhalten, da die Möglichkeiten der Parametrisierung physikalischer Prozesse in der Atmosphäre, die die Basis von mathematischen Modellen darstellen, begrenzt sind (MCKENZIE et al., 2001b). Des Weiteren können auch die Messwerte, die als Eingabeparameter in die Strahlungstransfermodelle eingehen, fehlerhaft sein. Ein direkter Vergleich von Satellitenmessungen und bodengestützten Messungen ist daher nicht ratsam. Eine Umrechnung zum Zweck eines direkten Vergleichs würde die Voraussetzung von Annahmen erfordern und weitere Unsicherheiten einführen, so dass in dieser Arbeit ein Vergleich von Relationen erfolgt.

Die aus satellitengestützten Messungen vorhandene Strahlungsgröße ist die erythemwirksame Strahlungsdosis zur Mittagszeit. Wird auf der Basis dieses Mittagswertes eine erythemgewichtete Tagesdosis ermittelt, so beträgt nach MARTIN et al. (2000) der Fehler gegenüber der tatsächlichen Tagesdosis etwa 20%. Diese Unsicherheit verringert sich jedoch auf weniger als 5%, wenn Monatsmittelwerte berechnet werden (MARTIN et al., 2000). Aus den verwendeten Satellitendaten der erythemwirksamen Dosen zur Mittagszeit werden daher Monatsmittel gebildet, welche als vergleichbares Maß für die Monatsmittel der erythemwirksamen Tagesdosis fungieren können.

Die Reflektivitätsdaten werden aus der Sonnenstrahlung, die von der Erde zum Satelliten zurückgeworfen wird, bestimmt (siehe Abschnitt 4.1.3). Die Strahlung kann dabei sowohl von der Erdoberfläche als auch von der Oberseite der Wolken reflektiert werden. Die Unterschiede in diesem rückgestreuten Signal ermöglichen es, die Regionen, in denen Bewölkung existiert, zu identifizieren (HERMAN et al., 2001). In der vorliegenden Arbeit werden Werte der Reflektivität für die beiden untersuchten Gebiete Europa und Neuseeland verwendet, die einen Vergleich mit den vorher aus Bodenmessungen berechneten Wolkenmodifikationsfaktoren ermöglichen.

## 4.3 Ergebnisse

In diesem Abschnitt werden die Ergebnisse der Untersuchung hemisphärischer Unterschiede dargestellt. Dies geschieht zunächst für die beiden Stationen Garmisch-Partenkirchen und Lauder und anschließend großräumig für die Gebiete Mitteleuropa und



**Abbildung 4.5:** Monatsmittel der erythemgewichteten Tagesdosis der Stationen Garmisch-Partenkirchen und Lauder für die Sommermonate der Jahre 1996 bis 1998/99.

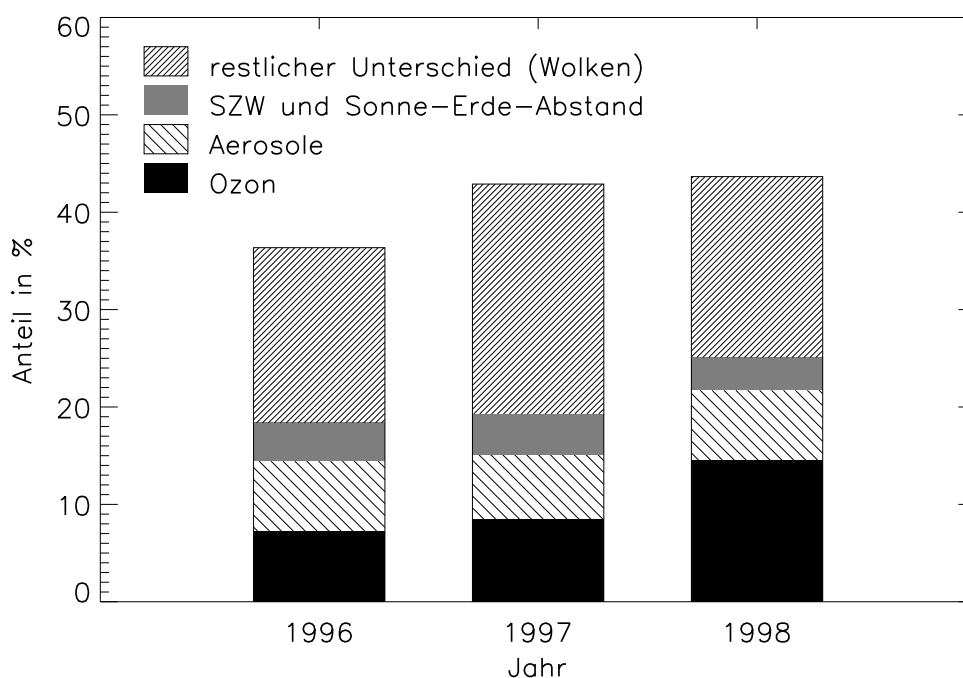
Neuseeland, wobei auf boden- und satellitengestützte Messungen zurückgegriffen wird.

### 4.3.1 Vergleich zweier Stationen (Garmisch-Partenkirchen und Lauder)

Abbildung 4.5 stellt Monatsmittel der erythemgewichteten Tagesdosis für die beiden Stationen Garmisch-Partenkirchen und Lauder dar. Es wird deutlich, dass die Messwerte aus Lauder durchweg höher liegen als die Werte aus Garmisch-Partenkirchen. In Garmisch-Partenkirchen erreicht die mittlere erythemwirksame Tagesdosis im untersuchten Zeitraum Werte zwischen ca.  $2290 \text{ Jm}^{-2}$  und  $3550 \text{ Jm}^{-2}$ , für Lauder resultieren Dosen zwischen ca.  $3590 \text{ Jm}^{-2}$  und  $5750 \text{ Jm}^{-2}$ . Die mittlere Differenz beträgt ca.  $1920 \text{ Jm}^{-2}$ . Die Quotienten korrespondierender Monate zeigen Gesamtabweichungen von 21,0% (Mai 1996/November 1996) bis 55,6% (Juli 1997/Januar 1998).

Mithilfe der in Abschnitt 4.2.1 beschriebenen Methode wird nun quantifiziert, welche Einflussfaktoren wieviel zu den detektierten Unterschieden beitragen. Die Anteile können den einzelnen Parametern wie folgt zugeordnet werden:

- Aerosol: 5,6 bis 8,5 Prozentpunkte,
- Ozon:  $-0,4$  bis 16,9 Prozentpunkte (negativer Wert: der mittlere Ozoneinfluss in Garmisch-Partenkirchen im Mai 1996 war geringer als im November 1996 in Lauder),



**Abbildung 4.6:** Die Säulen des Histogramms repräsentieren die mittleren Gesamtabweichungen zwischen den erythemwirksamen Dosen in Garmisch-Partenkirchen und Lauder in den Sommermonaten der Jahre 1996 bis 1998 (Garmisch-Partenkirchen) bzw. 1996 bis 1999 (Lauder). Die einzelnen Anteile innerhalb der Säulen stellen die prozentualen Beiträge der verschiedenen Einflussparameter an der Gesamtabweichung dar (siehe Legende; nach SECKMEYER et al., 2007).

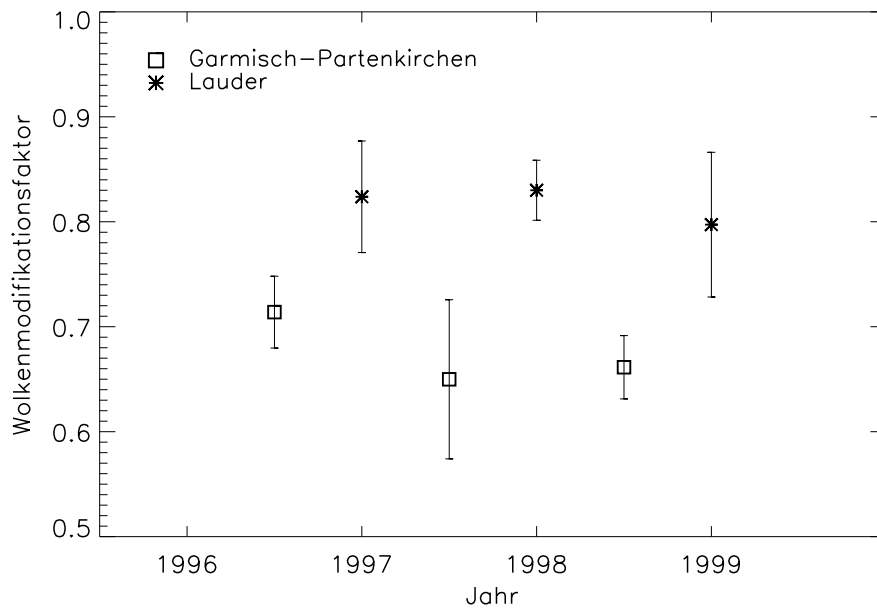
- Sonnenzenitwinkel: 0,6 bis 2,6 Prozentpunkte,
- Sonne-Erde-Abstand und Höhe der Station über NN: 0,2 bis 4,5 Prozentpunkte,
- verbleibender Restanteil: 5,3 bis 35,5 Prozentpunkte.

Der verbleibende Restanteil kann dem Bewölkungseinfluss sowie der Unsicherheit der Methode zugeschrieben werden. Die Ergebnisse machen deutlich, dass Unterschiede im Wolkeneinfluss den größten Beitrag hinsichtlich der Gesamtdifferenz leisten. Abbildung 4.6 zeigt die Strahlungsunterschiede zwischen den Stationen Garmisch-Partenkirchen und Lauder als jährlich gemittelte Werte der untersuchten Monatspaare. Die Einflüsse der verschiedenen Variablen sind als Anteile innerhalb der Histogrammsäulen dargestellt. Es ist erkennbar, dass der verbleibende Restanteil, der auf Bewölkungseffekte zurückzuführen ist, jeweils den größten Anteil innerhalb der Säulen einnimmt.

Die vorstehenden Analyseergebnisse sagen aus, dass die höhere UV-Strahlung in Lauder im Vergleich zu Garmisch-Partenkirchen zum wesentlichen Teil durch Unterschiede in der Bewölkung hervorgerufen wird. In Lauder wird die UV-Strahlung demnach in geringerem Maße von Wolken abgeschwächt als es in Garmisch-Partenkirchen der Fall ist.

Diese relative Aussage gibt jedoch keine Auskunft darüber, wie stark die UV-Bestrahlung



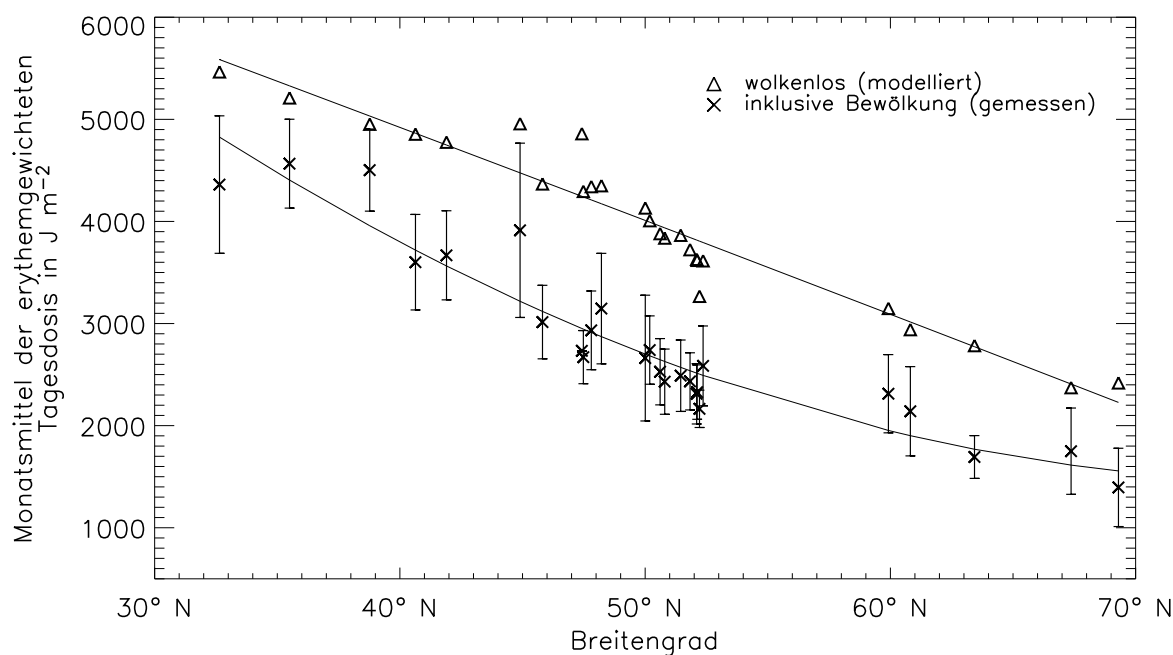


**Abbildung 4.7:** Mittlere Wolkenmodifikationsfaktoren der Stationen Garmisch-Partenkirchen und Lauder für die Sommermonate (Garmisch-Partenkirchen: Mai bis August, Lauder: November bis Februar) der Jahre 1996 bis 1998/99. Die Standardabweichungen der Mittelwerte sind durch Balken dargestellt.

durch Bewölkung an den beiden Stationen abgeschwächt wird. Eine solche Quantifizierung des absoluten Wolkeneinflusses wird erst durch die Analyse von Wolkenmodifikationsfaktoren (siehe Gleichung 4.9) ermöglicht.

Die Berechnung der hier verwendeten Wolkenmodifikationsfaktoren für Garmisch-Partenkirchen erfolgte bereits bei WICHERS (2003). Sie nehmen Werte zwischen 0,56 bis 0,76 an, die Bewölkung reduziert demnach die erythemgewichtete und monatlich gemittelte Tagesdosis um 24 bis 44 %. Die entsprechenden Ergebnisse für die Station Lauder zeigen nach der Berücksichtigung der Datenkorrektur (siehe Abschnitt 4.2.1) eine Verminderung der erythemwirksamen Tagesdosis durch Wolken um 8 bis 30 % (Wolkenmodifikationsfaktoren von 0,70 bis 0,92). Abbildung 4.7 stellt die Wolkenmodifikationsfaktoren beider Stationen als Mittelwerte der untersuchten Sommer dar. Die Wolkenmodifikationsfaktoren an der Station Garmisch-Partenkirchen nehmen durchweg deutlich niedrigere Werte an als an der Station Lauder. In den untersuchten Jahren erfährt die erythemwirksame UV-Strahlung an der deutschen Station eine offensichtlich stärkere Reduzierung durch Bewölkung als an der neuseeländischen Station.

Dieses Ergebnis gibt ausschließlich die unterschiedlichen Strahlungsbedingungen zwischen den zwei untersuchten Stationen wieder. Von diesem Resultat allein kann nicht automatisch darauf geschlossen werden, dass bei Vergleichen anderer Stationen auf Nord- und Südhalbkugel ebenfalls die südliche Station stets höhere UV-Dosen sowie eine geringere UV-Abschwächung durch Bewölkung erfährt. Insbesondere in Garmisch-Parten-



**Abbildung 4.8:** Monatsmittel der erythemgewichteten Tagesdosis für wolkenlose und bewölkte Bedingungen an den untersuchten europäischen Stationen. Die Symbole bezeichnen jeweils mittlere Werte für die einzelnen Stationen. Es wurden alle zur Verfügung stehenden Messmonate zwischen August 1996 und August 2003 einbezogen, die eine ausreichende Datenabdeckung aufwiesen (siehe Abschnitt 4.1.4.2 und Anhang 5.2). Die Ausgleichslinien wurden mit einem Polynom zweiter Ordnung berechnet. Die Standardabweichungen der Mittelwerte an den einzelnen Stationen sind durch Balken dargestellt.

kirchen besteht die Möglichkeit, dass lokale Effekte durch die Nähe der Alpen eine große Rolle spielen und so für Bedingungen sorgen, die sich in anderen Gebieten Europas nicht wiederfinden.

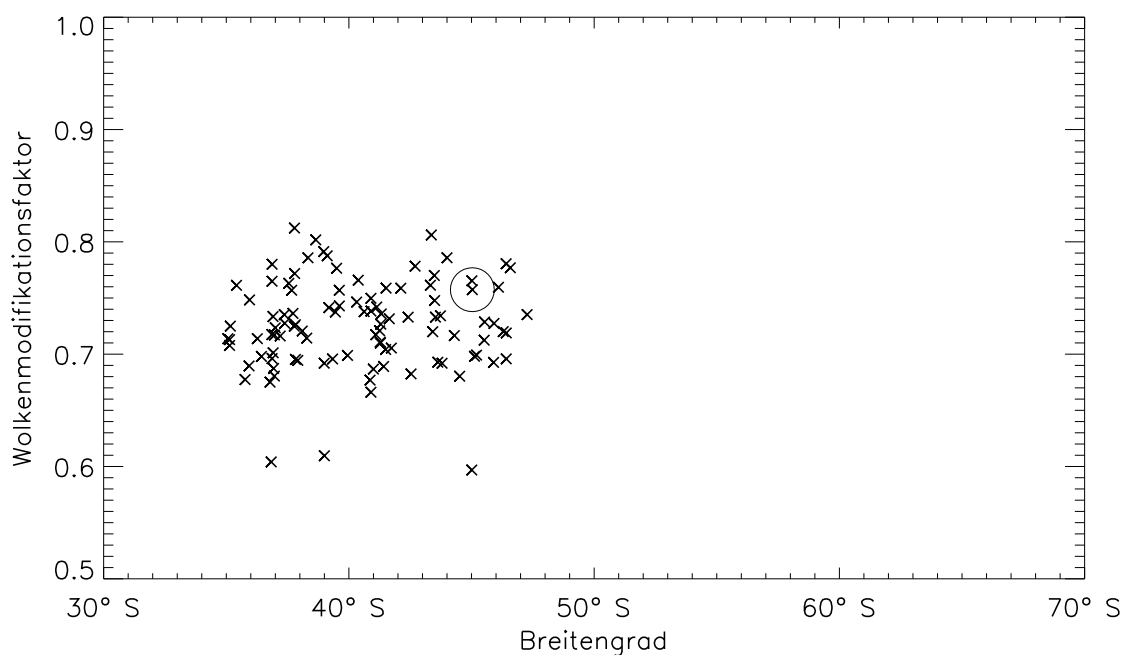
Um zu klären, ob die Ergebnisse des UV-Vergleichs von Garmisch-Partenkirchen und Lauder lediglich lokale Gegebenheiten widerspiegeln, ist es unerlässlich, die Untersuchung auf größerer Gebiete auszudehnen. Im nächsten Abschnitt werden daher Wolkenmodifikationsfaktoren auch von anderen Stationen in Europa und Neuseeland betrachtet.

### 4.3.2 Vergleich größerer Gebiete (Mitteleuropa und Neuseeland)

In Abbildung 4.8 sind Monatsmittel der erythemgewichteten Tagesdosis für wolkenlose als auch bewölkte Bedingungen dargestellt. Die Werte für wolkenlose Situationen liegen durchweg höher als die aus Messdaten berechneten Mittelwerte, die alle Bewölkungsbedingungen repräsentieren. Sowohl für wolkenlose als auch bewölkte Fälle nehmen die Dosen zu höheren Breitengraden hin ab.

Die gezeigten erythemwirksamen Dosen stellen die Basis für die Berechnung der Wol-





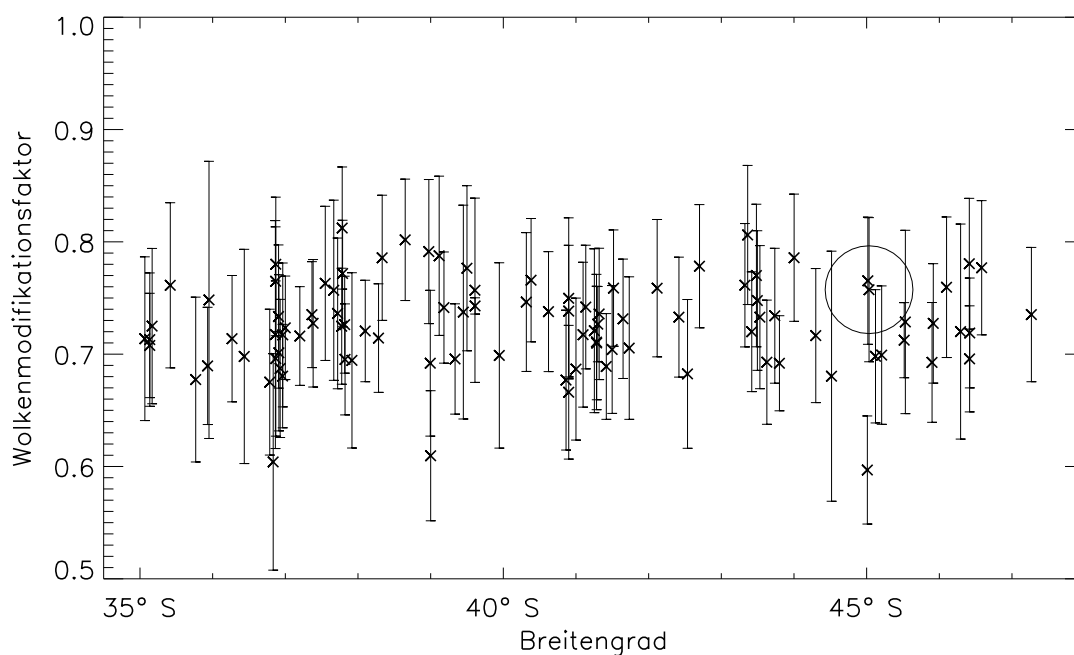
**Abbildung 4.10:** Wolkenmodifikationsfaktoren für die untersuchten Stationen in Neuseeland, berechnet aus Monatsmitteln (Sommermonate) der erythemgewichteten Tagesdosis für wolkenlose und bewölkte Bedingungen. Alle Werte wurden unter Verwendung der Bodennmessdaten der Station Lauder normiert. Die einzelnen Symbole repräsentieren mittlere Wolkenmodifikationsfaktoren für die verschiedenen Stationen. Das mit einem Kreis markierte Symbol bezeichnet den mittleren Wolkenmodifikationsfaktor der Station Lauder. Die Standardabweichungen an den einzelnen Stationen sind aus Gründen der Übersichtlichkeit in Abbildung 4.11 dargestellt. Zur besseren Vergleichbarkeit ist die Skalierung der Abzisse identisch mit jener in Abbildung 4.9.

schen etwa 0,65 und 0,8. Wie in Abschnitt 4.1.4.3 beschrieben, wurden sämtliche Werte normiert, der Normierungsfaktor beträgt etwa 1,025. Eine Breitengradabhängigkeit der Wolkenmodifikationsfaktoren ist nicht feststellbar. Im Vergleich zu den europäischen Werten muss jedoch beachtet werden, dass der betrachtete Breitengradbereich in Neuseeland nur etwa 17 Breitengrade beträgt, gegenüber fast 40 Breitengraden in Europa.

### 4.3.3 Vergleich größerer Gebiete mithilfe von Satellitendaten

Für die Untersuchung der großräumigen UV-Strahlungsunterschiede zwischen Mitteleuropa und Neuseeland werden zusätzlich Satellitendaten analysiert.

Abbildung 4.12 zeigt über sieben Jahre gemittelte Monatsmittel der erythemgewichteten Strahlung zur Mittagszeit in den Sommermonaten in Neuseeland. Wie in Abschnitt 4.2.3 beschrieben, erfolgt eine Konzentration auf die Südinsel. Es ist eine Breitengradabhängigkeit erkennbar, im Norden der Südinsel werden zumeist höhere Strahlungswerte gemessen als am südlichen Teil der Insel. Das Intervall der vorliegenden Mittelwerte reicht



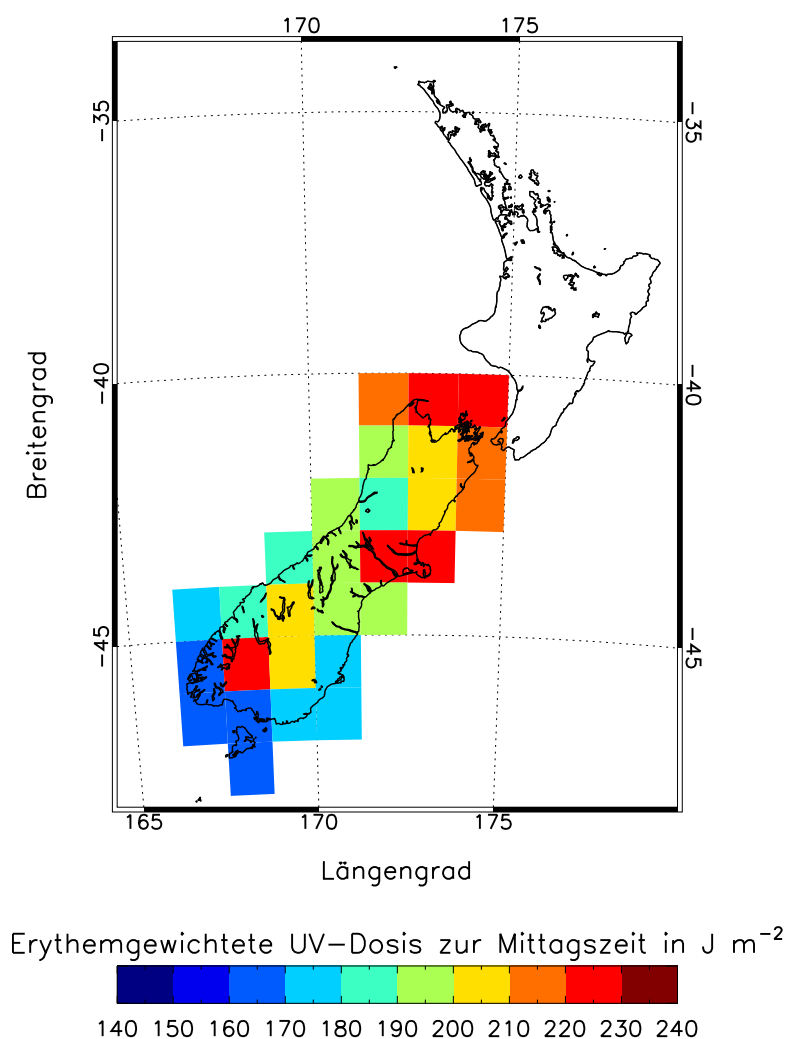
**Abbildung 4.11:** Wie Abbildung 4.10, jedoch mit verkürztem Abzissenbereich, um die Standardabweichungen an den einzelnen Stationen übersichtlich als Balken darzustellen.

von  $150 \text{ Jm}^{-2}$  bis  $230 \text{ Jm}^{-2}$ , der Flächenmittelwert für die gesamte Südinsel beträgt  $196,1 \text{ Jm}^{-2}$ .

Zum Vergleich sind in Abbildung 4.13 die entsprechenden europäischen Strahlungswerte dargestellt. Die über sieben Jahre gemittelten Mittelwerte der Sommermonate der erythemgewichteten Mittagsdosis nehmen Werte zwischen  $140 \text{ Jm}^{-2}$  und  $220 \text{ Jm}^{-2}$  an. Auffällig ist die Breitengradabhängigkeit, je größer der Breitengrad, desto geringer ist der Mittelwert der erythemwirksamen Dosis. Mit einem resultierenden Flächenmittelwert von  $181,8 \text{ Jm}^{-2}$  liegt der Wert für Europa etwa  $14 \text{ Jm}^{-2}$  (7,3 %) unter dem Mittelwert für den äquivalenten Bereich auf der Südhalbkugel.

Zusätzlich zu den erythemgewichteten UV-Dosen zur Mittagszeit werden aus Satellitenmessungen gewonnene Daten des Reflexionsvermögens untersucht. Die über sieben Sommer gemittelten Reflexionsgrade der Südinsel Neuseelands sind in Abbildung 4.14 dargestellt. Das Reflexionsvermögen nimmt Werte zwischen etwa 20 % und 40 % an, wobei die Werte tendenziell größer werden, je südlicher die betrachtete Region liegt. Der Flächenmittelwert beträgt 33,0 %.

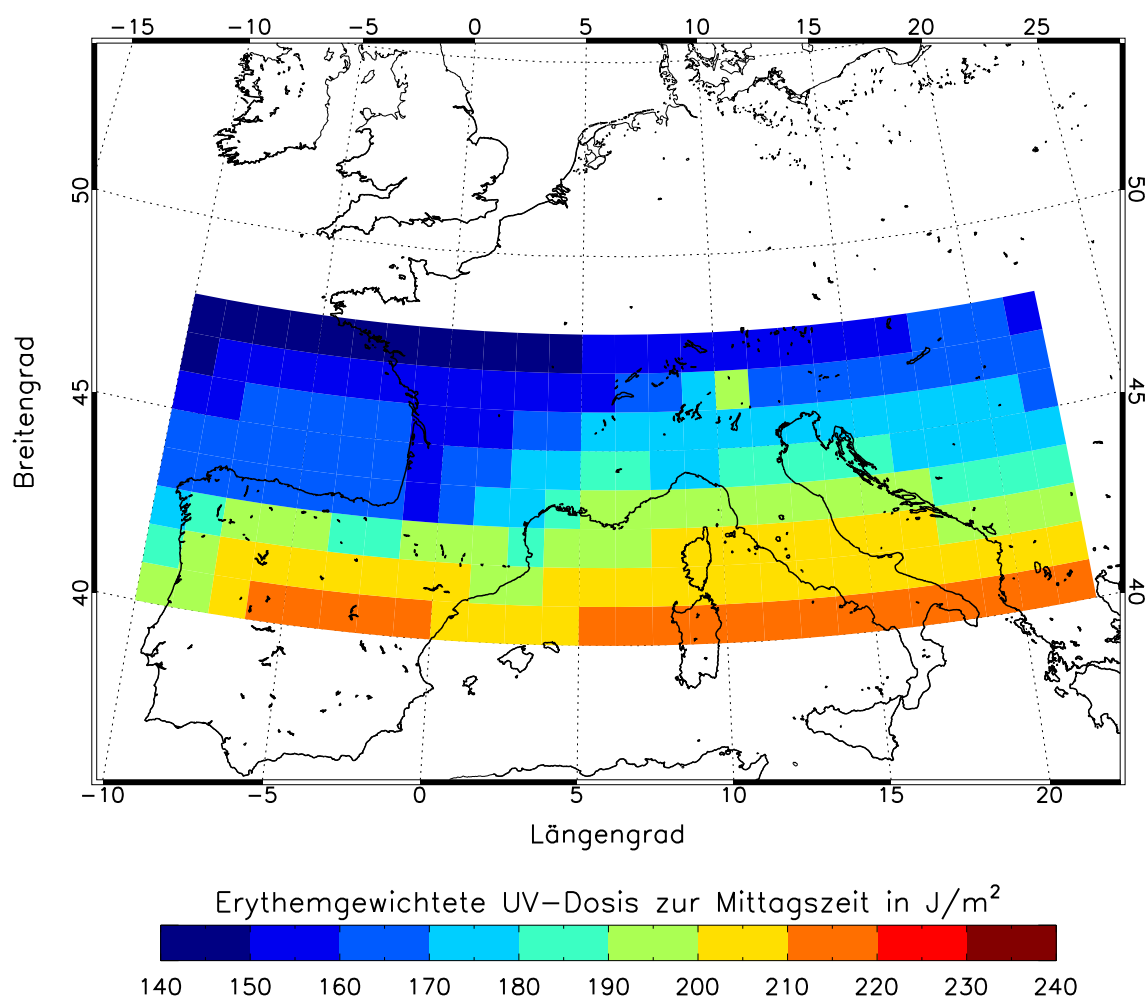
Abbildung 4.15 zeigt die Reflexionsgrade für Europa. Die Werte befinden sich zwischen 10 % und 40 % und nehmen zu höheren Breitengraden hin zu. Ein Maximum ist im Bereich der Alpen zu beobachten, vermutlich ausgelöst durch auch noch in den Sommermonaten vorhandene Schneebedeckung. Für das betrachtete Gebiet in Europa ergibt sich ein Flächenmittelwert von 22,1 % und damit ein um 10,9 Prozentpunkte geringerer Wert als für die Südinsel Neuseelands.



**Abbildung 4.12:** Monatsmittel der erythemwirksamen UV-Dosis zur Mittagszeit auf der Südinsel Neuseelands. Die Daten stellen Mittelwerte der Sommermonate (jeweils November bis Februar) über sieben Jahre von 1996 bis 2003 dar.

## 4.4 Diskussion

Im Folgenden werden die Ergebnisse zur Untersuchung hemisphärischer Unterschiede im UV-Strahlungsniveau diskutiert. Zunächst werden die Ergebnisse des Vergleichs der Stationen Garmisch-Partenkirchen und Lauder behandelt. Im Anschluss erfolgt die Diskussion der aus Bodenmessungen und Satellitendaten gewonnenen Resultate für großräumige Gebiete in Mitteleuropa und Neuseeland.

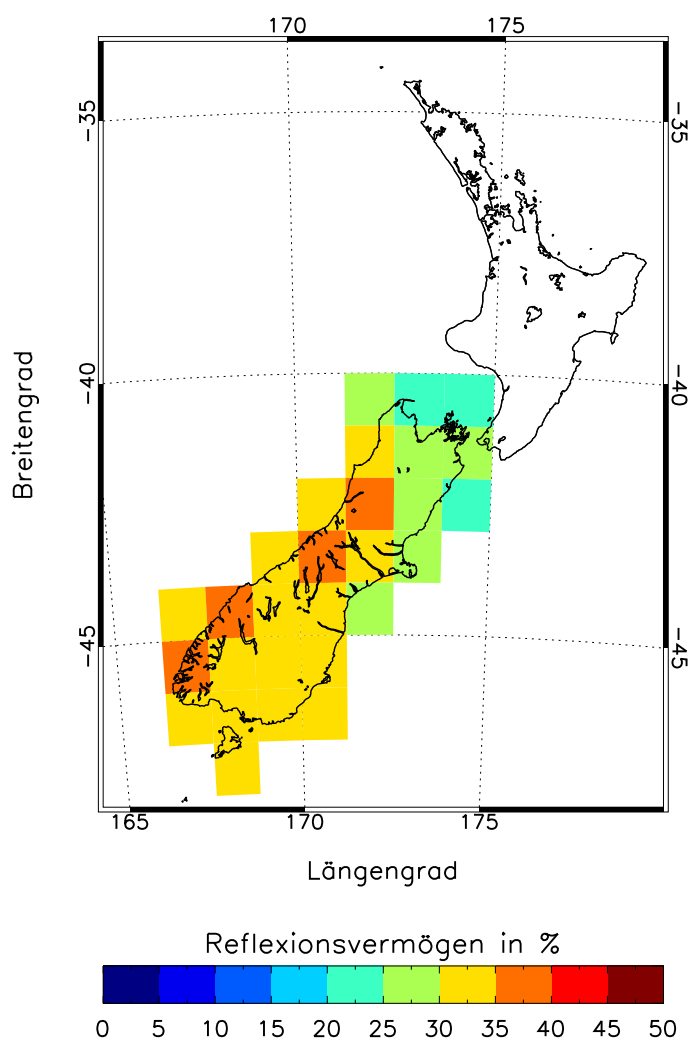


**Abbildung 4.13:** Monatsmittel der erythemwirksamen UV-Dosis zur Mittagszeit in dem der Südinsel Neuseelands äquivalenten Breitengradbereich in Europa. Es ist eine deutliche Breitengradabhängigkeit erkennbar. Die Daten stellen Mittelwerte der Sommermonate (jeweils Mai bis August) über sieben Jahre von 1997 bis 2003 dar.

#### 4.4.1 Vergleich zweier Stationen (Garmisch-Partenkirchen und Lauder)

Die Monatsmittelwerte der erythemgewichteten Tagesdosis erreichen an der Station Lauder deutlich höhere Werte als an in Garmisch-Partenkirchen (vgl. Abbildung 4.5). Mit einer mittleren Differenz von 41,0 % für die Sommermonate der Jahre 1996 bis 1998/99 bestätigt diese Arbeit die Resultate von MCKENZIE et al. (2001b) sowie SECKMEYER et al. (1997a, 1995b), die übereinstimmend von ähnlich großen Unterschieden bei Tagesdosen der erythemwirksamen UV-Strahlung an beiden Stationen berichten. SECKMEYER et al. (1995b) stellten bei Messungen eine im Mittel 40 % höhere Einstrahlung in Lauder gegenüber Garmisch-Partenkirchen fest.

Die Ergebnisse des UV-Strahlungsvergleichs zwischen den Stationen Garmisch-Parten-

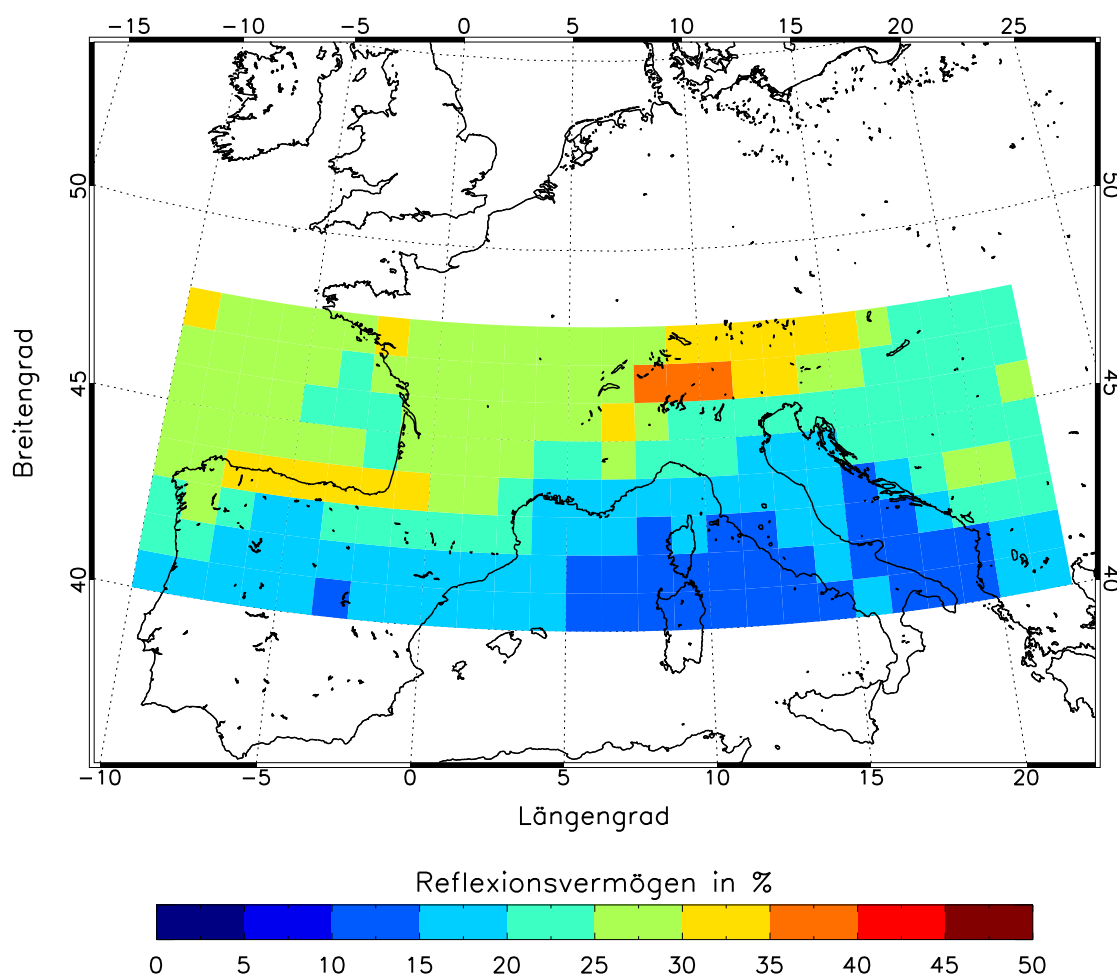


**Abbildung 4.14:** Monatsmittel des Reflexionsgrads in Prozent in Neuseeland. Die Daten stellen Mittelwerte der Sommermonate (jeweils November bis Februar) über sieben Jahre von 1996 bis 2003 dar.

kirchen und Lauder identifizieren die Bewölkung als denjenigen Einflussfaktor, der den größten Anteil an den vorhandenen Strahlungsunterschieden verursacht (vgl. WICHERS, 2003). Dies ist ein Ergebnis, das den bisherigen Vermutungen entgegensteht. Bisher wurde angenommen, dass hauptsächlich die Faktoren Ozon und Aerosol zu den hemisphärischen Unterschieden beitragen (z. B. MCKENZIE et al., 2001b; MADRONICH, 1992; SECKMEYER und MCKENZIE, 1992). Im folgenden Abschnitt 4.4.2, in dem gezeigt wird, dass das Resultat auch auf großräumige Gebiete übertragbar ist, wird dieser Aspekt näher diskutiert.

Bezüglich des Aerosols ist dabei insbesondere die Einfachstreueralbedo, die die Absorption der Strahlung durch Aerosole charakterisiert, ein entscheidender Faktor (VAN WEELE et al., 2000). In Lauder ist die Einfachstreueralbedo wenig relevant, da die aerosoloptischen Dicken sehr gering sind (LILEY, 2006), an Stationen auf der Nordhalbkugel





**Abbildung 4.15:** Monatsmittel des Reflexionsgrads in dem der Südinsel Neuseelands äquivalenten Breitengradbereich in Europa. Die Daten stellen Mittelwerte der Sommermonate (jeweils Mai bis August) über sieben Jahre von 1997 bis 2003 dar.

jedoch ist sie aufgrund eines größeren Aerosolaufkommens (siehe auch Abschnitte 2.3.4 und 4.4.2) bedeutsam. Bei den für die Berechnung der Ergebnisse erforderlichen Modellsimulationen würde eine ungenaue Angabe des Parameters Einfachstreueralbedo möglicherweise dazu führen, dass der Aerosol-Anteil an den Strahlungsunterschieden zwischen den zwei Stationen zugunsten des Wolken-Anteils unterschätzt wird. In den Modellberechnungen für Garmisch-Partenkirchen wird für die Einfachstreueralbedo ein Wert von 0,95 angenommen. Dieser Wert basiert auf Messungen von HÄNEL (1988) und wird von Messungen an der nahegelegenen Station Hohenpeißenberg bestätigt (DEUTSCHER WETTERDIENST, 2006). Zusätzlich belegt eine Sensitivitätsstudie (Ergebnisse hier nicht gezeigt), dass die Einfachstreueralbedo einen völlig unrealistischen Wert von unter 0,65 annehmen müsste, um den Unterschied, der durch Bewölkung verursacht wird, vollständig durch Aerosoleinflüsse erklären zu können. Damit kann ausgeschlossen werden, dass der Beitrag des Aerosols an den Strahlungsunterschieden zwischen den untersuchten Stationen wesentlich unterschätzt wird. Die Größenordnung des detektierten Bewölkungs-

anteils an den UV-Unterschieden wird damit bestätigt.

Die Aussage, dass Bewölkungsunterschiede wesentlich zu UV-Strahlungsunterschieden zwischen den beiden Stationen beitragen, führt zu der Vermutung, dass Bewölkung in Garmisch-Partenkirchen die UV-Strahlung stärker abschwächt als in Lauder.

Die Analyse der Wolkenmodifikationsfaktoren beider Stationen bestätigt diese Vermutung. Mit Abschwächungsraten von im Mittel 32,5% gegenüber den wolkenlosen Tagen wird die UV-Strahlung an der deutschen Station deutlich stärker durch Bewölkung reduziert als es an der neuseeländischen Station der Fall ist (mittlere Abschwächung: 18,3%). Dies ist ein Hinweis darauf, dass Menge und Gattung bzw. Art der Wolken eine signifikante Rolle hinsichtlich der hemisphärischen Unterschiede der UV-Strahlung spielen.

#### 4.4.2 Vergleich größerer Gebiete (Mitteleuropa und Neuseeland)

Aus der Abbildung 4.9 kann gefolgert werden, dass der mittlere Wolkenmodifikationsfaktor der Station Garmisch-Partenkirchen als repräsentativ für Mittel- und Nordeuropa mit Breitengraden  $\geq 47^\circ$  N angesehen werden kann. Mittel- und Nordeuropa stellen demnach bezüglich der Abschwächung der UV-Strahlung durch Bewölkung in den Sommermonaten ein weitgehend homogenes Gebiet dar. Äquivalentes folgt aus Abbildung 4.10 für Lauder. Der für Lauder berechnete mittlere Wolkenmodifikationsfaktor kann als typisch für alle weiteren neuseeländischen Stationen angesehen werden.

Die höheren Wolkenmodifikationsfaktoren der südeuropäischen Stationen in Abbildung 4.9 spiegeln wider, dass die Wolkenbedeckung im Mittelmeerraum im Sommer im Mittel deutlich geringer ist als im nördlicheren Europa. Diese Beobachtung ist synoptisch erklärbar: In diesen Breiten herrscht im Sommer überwiegend Hochdruckeinfluss vor, womit eine vertikale Absinkbewegung der Luftmassen einhergeht. Damit tritt auch weniger Bewölkung auf.

Insgesamt ist bei den Ergebnissen zu beachten, dass an allen Stationen in Neuseeland und an fast allen Stationen in Europa eine große Anzahl an Monatsmittelwerten einbezogen werden konnte. Eine Ausnahme bilden hier lediglich die europäischen Standorte Lindenberg und Offenbach, für die jeweils in zwei bzw. drei Monaten ausreichend Messdaten vorlagen. Da den wenigen Stationen mit nur wenigen Messmonaten jedoch eine Vielzahl von Stationen mit zehn oder mehr Monatswerten gegenüberstehen, beeinflusst dies nicht die Relevanz der Resultate.

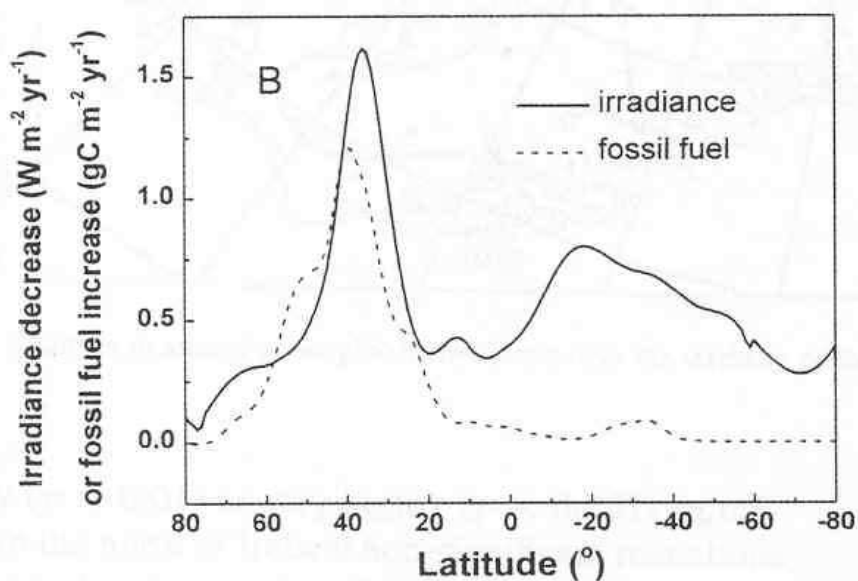
Hinsichtlich der Abschwächung der UV-Strahlung durch Wolken haben sich damit sowohl die Station Garmisch-Partenkirchen als auch die Station Lauder in den durchgeführten Untersuchungen als repräsentativ für Mitteleuropa bzw. Neuseeland erwiesen.

Die aus dem vorherigen direkten Vergleich der beiden Stationen Garmisch-Partenkirchen und Lauder resultierenden Differenzen können somit auf die hier betrachteten größeren Regionen übertragen werden. Die vorliegende Arbeit erbringt somit den Nachweis, dass signifikante Unterschiede im Umfang der wolkenverursachten Reduktion der UV-

Strahlung zwischen Mitteleuropa und Neuseeland existieren. MCKENZIE (1991) stellte fest, dass die hemisphärische Asymmetrie in der UV-Strahlung ein größeres Ausmaß einnimmt, als von den Unterschieden im Sonne-Erde-Abstand und der Ozonklimatologie zu erwarten wäre. Mit der vorliegenden Arbeit wird gezeigt, dass wesentliche Anteile der Asymmetrie auf den unterschiedlichen Bewölkungseinfluss zurückzuführen sind und dass der Einfluss der Bewölkung auf die erythemwirksame UV-Strahlung in Mitteleuropa höher ist als in Neuseeland.

Welche Ursachen aber führen zu diesen Unterschieden im Bewölkungseinfluss auf die UV-Strahlung? Eine mögliche Ursache ist der unterschiedliche Aerosolgehalt in Nord- und Südhemisphäre. Die Atmosphäre der Nordhemisphäre weist eine stärkere Trübung auf als die Atmosphäre der Südhemisphäre (siehe Abbildung 3.19). Verantwortlich dafür ist ein höherer Aerosolgehalt, der hauptsächlich auf vermehrte anthropogen verursachte Emissionen aufgrund einer höheren Bevölkerungsdichte der Nordhemisphäre und damit verbundenen Emissionsquellen aus Industrie und Verkehr zurückgeführt werden kann (siehe gestrichelte Kurve in Abbildung 4.16; STANHILL und COHEN, 2001). Über den direkten und den indirekten Aerosoleffekt (siehe Abschnitt 2.3.4) haben höhere Aerosolkonzentrationen ein vermindertes Strahlungsniveau am Erdboden zur Folge. Die durchgezogene Kurve in Abbildung 4.16 zeigt an, dass die maximale Abnahmerate der Bestrahlungsstärke auf der Nordhemisphäre, dem Bereich mit dem größten Verbrauch an fossilen Brennstoffen, der größten industriellen Aktivität und der größten Bevölkerungszahl zu finden ist. Auf der Südhemisphäre nimmt die Abschwächung der Bestrahlungsstärke weit geringere Werte an. Damit ist zu erwarten, dass dieser Unterschied auch zu den hemisphärischen Differenzen im Wolkeneinfluss beiträgt (siehe Abschnitt 2.3.4).

Der in Abschnitt 3.4.1 beschriebene Effekt des „Global dimming“ wirkt sich auch auf die Untersuchung hemisphärischer Unterschiede aus. Die Zunahme der atmosphärischen Trübung bis etwa Ende der 90er Jahre des 20. Jahrhunderts und der damit einhergehende Rückgang der am Erdboden eintreffenden Globalstrahlung weist räumliche Variationen auf. STANHILL und MORESHET (1992) sowie STANHILL und COHEN (2001) beobachteten eine größere Verminderung der Globalstrahlung auf der Nordhemisphäre als auf der Südhemisphäre. Abbildung 3.19 zeigt, dass der Rückgang der Transmittanz auf der Nordhemisphäre gegenüber der Südhemisphäre beschleunigt geschieht, lediglich die Messungen der letzten zwei betrachteten Jahre weisen einen stärkeren Rückgang auch in der Südhemisphäre auf (STANHILL und COHEN, 2001). Die wahrscheinlichsten Ursachen dafür, der direkte und indirekte Aerosoleffekt, können in Konsequenz auch dazu führen, dass die existierenden hemisphärischen Unterschiede in der UV-Strahlung sich noch verstärken. Ein Nachlassen des „Global dimming“ und eine mögliche Umkehr in ein „Global brightening“ mit wieder zunehmender Globalstrahlung, wie es von WILD et al. (2005a) berichtet wird, könnte hingegen dazu führen, dass die UV-Strahlungsunterschiede zwischen Nord- und Südhemisphäre geringer werden. WILD et al. (2005b) sehen die Ursache für eine Zunahme der atmosphärischen Transmission in einer Abnahme des Aerosolgehalts in der Atmosphäre aufgrund von effektiveren Luftreinhaltungsmaßnahmen. Da Aerosolemissionen und Luftverschmutzung in der Nordhemisphäre in größerem Umfang eine Rolle spielen als in der Südhemisphäre, wäre zu erwarten, dass ein Rückgang der Aerosolbelastung der Atmosphäre auf der Nordhemisphäre einen stärkeren Effekt verursacht als auf der

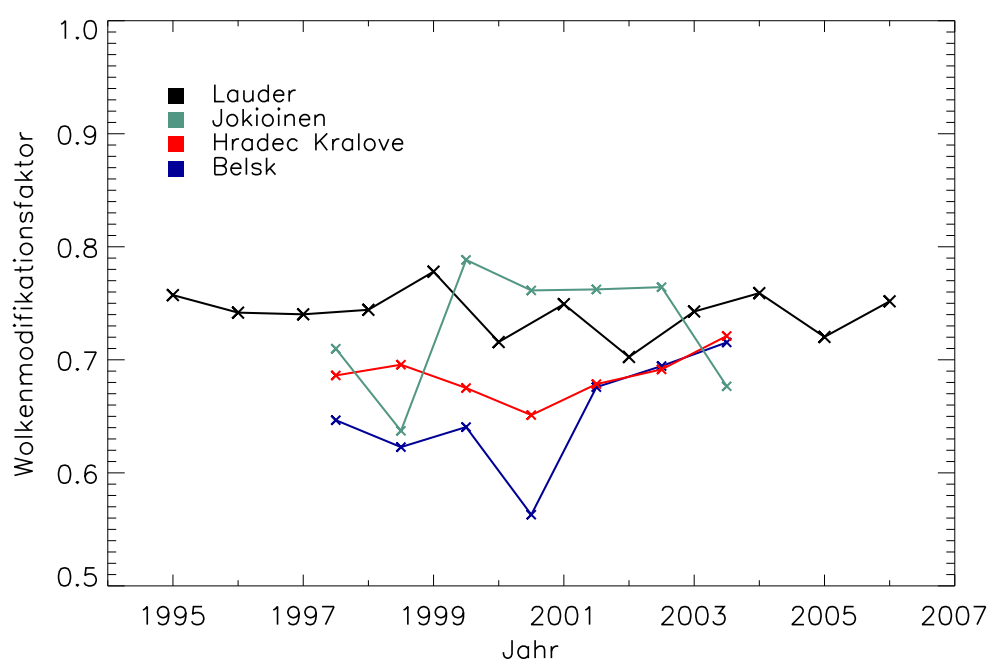


**Abbildung 4.16:** Rückgang der Bestrahlungsstärke sowie anthropogen verursachte Emissionen aus dem Verbrauch fossiler Brennstoffe in Abhängigkeit vom Breitengrad (aus STANHILL und COHEN, 2001, mit freundlicher Genehmigung des Elsevier Verlags). Die Strahlungsdaten stellen Mittelwerte der Jahre 1958 bis 1992 dar, die Daten der Emissionen der fossilen Brennstoffe sind über den Zeitraum 1960 bis 1990 gemittelt.

Südhälfte. Die UV-Strahlungsniveaus von Nord- und Südhemisphäre würden sich in diesem Fall annähern. Aufschluss darüber könnte eine Reanalyse zu einem späteren Zeitpunkt bringen.

Abbildung 4.17 zeigt den zeitlichen Verlauf der Wolkenmodifikationsfaktoren an der neuseeländischen Station Lauder und den europäischen Stationen Jokioinen, Hradec Kralove und Belsk. Es sind jeweils über die Sommermonate eines Jahres gemittelte Wolkenmodifikationsfaktoren dargestellt. Die drei europäischen Stationen wurden ausgewählt, weil sie über die beste Datenabdeckung im untersuchten Zeitraum (vgl. Abschnitt 4.1.4.1) verfügen. Die Wolkenmodifikationsfaktoren in Lauder zeigen einen konstanten zeitlichen Verlauf ohne eine deutliche Auf- oder Abwärtsentwicklung. Dies gilt auch für die Werte aus Jokioinen, wenngleich diese stärkere Schwankungen aufweisen. Hingegen zeigen die Wolkenmodifikationsfaktoren aus Hradec Kralove und Belsk einen Anstieg im untersuchten Zeitraum, wobei diese an der Station Belsk stärker ausfällt. Ein Anstieg der Wolkenmodifikationsfaktoren bedeutet, dass die Abschwächung der erythemwirksamen UV-Bestrahlungsstärke durch Wolken abnimmt. Für den Fall, dass dieser im Zeitraum 1997 bis 2003 beobachtete Verlauf Teil einer langfristigen Entwicklung wäre, würde dies darauf hinweisen, dass sich der Wolkeneinfluss auf die UV-Strahlung in Europa demjenigen in Neuseeland annähert. Damit könnte ein Anstieg der Wolkenmodifikationsfaktoren in Europa zudem ein Indiz für das oben beschriebene „Global brightening“ sein.

Des Weiteren würde ein zurückgehender Wolkeneinfluss auf die UV-Bestrahlungsstärke in Europa dazu führen, dass, bei ansonsten gleich bleibendem Atmosphärenzustand,



**Abbildung 4.17:** Zeitlicher Verlauf der Wolkenmodifikationsfaktoren der Stationen Lauder, Jokioinen, Hradec Kralove und Belsk. Dargestellt sind über die Sommermonate eines Jahres gemittelte Werte. Die Skalierung der Ordinate ist identisch mit jener in den Abbildungen 4.9 bis 4.11.

die UV-Bestrahlungsstärke am Boden ansteigt. Dies würde mit den Ergebnissen des ersten Teils dieser Arbeit übereinstimmen, die auf einen zeitlichen Anstieg der UV-Bestrahlungsstärke an zwei europäischen Stationen hindeuten.

Es muss hierzu jedoch abschließend festgehalten werden, dass die zur Untersuchung zugängliche Datenmenge insbesondere für die gezeigten drei europäischen Stationen gering ist, so dass längerfristige Entwicklungen nicht eindeutig abgeleitet werden können. Um definitive Aussagen über die zeitliche Veränderungen der Wolkenmodifikationsfaktoren treffen zu können, wären daher Untersuchungen über einen längeren Zeitraum erforderlich.

Zusammenfassend konnte mit den durchgeführten Analysen gezeigt werden, dass die UV-Strahlung in Garmisch-Partenkirchen in größerem Umfang durch Bewölkung abgeschwächt wird als die UV-Strahlung in Lauder und dass diese Unterschiede repräsentativ für die Gebiete Mitteleuropa und Neuseeland sind. Demnach werden hemisphärische Unterschiede der UV-Strahlung zwischen diesen Regionen zu einem wesentlichen Anteil von Bewölkungsunterschieden verursacht.

### 4.4.3 Vergleich größerer Gebiete mithilfe von Satellitendaten

Bei dem aus Satellitenmessungen abgeleiteten Monatsmittel der erythemwirksamen Dosis zur Mittagszeit liegt der Wert der europäischen Region etwa 7,3 % unter dem Mittelwert für die Südinsel Neuseelands (siehe Abschnitt 4.3.3).

Werden breitengradnormierte Daten aus Bodenmessungen in Garmisch-Partenkirchen und Lauder verglichen, so ergibt sich eine durchschnittliche Differenz von etwa 38,8 % in Monatsmitteln der erythemgewichteten Tagesdosis, wobei der höhere Wert in Lauder gemessen wurde. Andere Studien, die ebenfalls Bodenmessungen untersuchen, berichten von ähnlichen Ergebnissen. Ein Vergleich von SECKMEYER et al. (1995b) von Monatsmitteln der erythemwirksamen Tagesdosis einzelner Jahre im Zeitraum 1991 bis 1994 zeigt Abweichungen von ca. 30 % zwischen den Stationen Garmisch-Partenkirchen und Lauder sowie Differenzen von ca. 22 % zwischen den Stationen Garmisch-Partenkirchen und Melbourne (Australien, 37,8° S), jeweils bezogen auf die Sommermonate.

Das Verhältnis der Satellitenwerte von Mitteleuropa und der neuseeländischen Südinsel zueinander zeigt demnach eine deutlich geringere Differenz als der Vergleich der aus Bodenmessdaten berechneten Werte für Garmisch-Partenkirchen und Lauder. Dies ist kein Widerspruch, da zu beachten ist, dass die aus bodengestützten Messungen berechnete Relation ausschließlich auf den Daten von zwei Stationen basiert. Es ist unklar, wie repräsentativ diese Relation für andere Stationen in Mitteleuropa und Neuseeland ist. Möglicherweise sind ähnliche Werte wie die am Boden gemessenen auch in den Satellitendaten enthalten, werden jedoch aufgrund der Flächenmittelung nicht sichtbar.

Die Untersuchung des TOMS-Reflektivitätsgrads zeigt, dass der Flächenmittelwert für die betrachtete Region in Europa etwa 32,9 % geringer ist als der entsprechende Wert für Neuseeland (siehe Abbildungen 4.15 und 4.14). Allgemein gilt, sofern Schnee und Eisbedeckung ausgeschlossen werden kann, dass hohe Reflexionsgrade auf das Vorhandensein

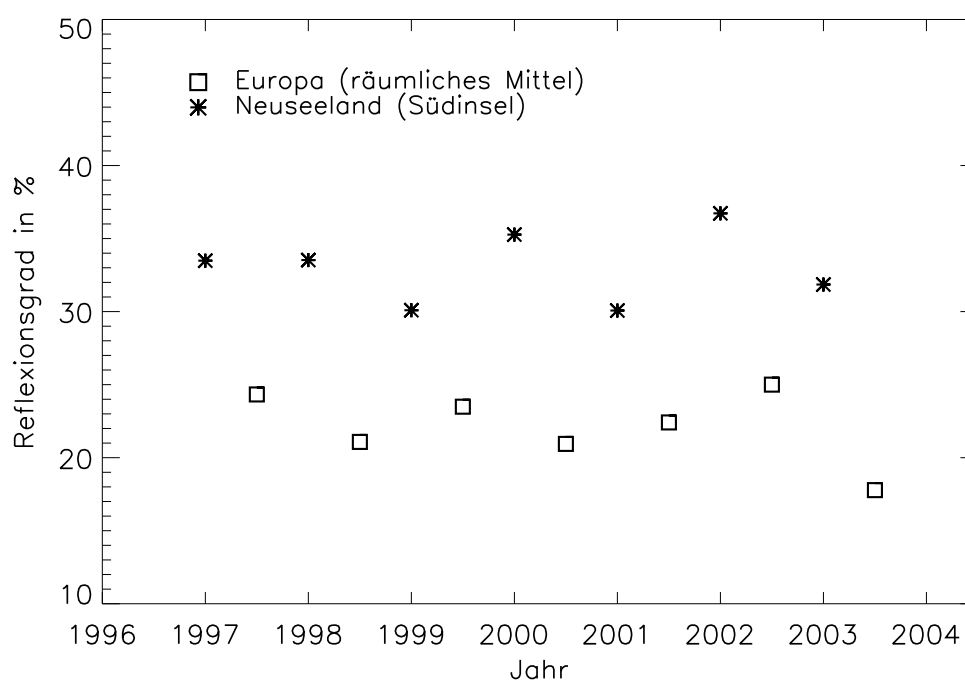
von Wolken, Dunst oder Aerosolen hinweisen. Der höhere Mittelwert des betrachteten neuseeländischen Gebiets könnte daher durch ein erhöhtes Aufkommen von Wolken bzw. Aerosolen gegenüber Mitteleuropa hervorgerufen werden. Andererseits könnten verminderte Werte der Einfachstreueralbedo in Mitteleuropa zu Unterschieden im Reflexionsgrad führen (siehe Abschnitt 4.4.1). Eine geringere Einfachstreueralbedo in Mitteleuropa würde die Absorption erhöhen und damit den Reflexionsgrad verringern, ohne dass damit etwas über das Wolkenaufkommen ausgesagt würde. Der aus der Untersuchung resultierende Unterschied des Reflexionsgrads zwischen Europa und Neuseeland ist mit 32,9 % jedoch zu groß, um vollständig durch einen Einfachstreueralbedo-Effekt erklärt werden zu können.

Diese Differenz von fast 33 % ist ein unerwartetes Ergebnis. Es widerspricht den Resultaten aus den Analysen der Wolkenmodifikationsfaktoren. Diese lieferten Hinweise dafür, dass die Abschwächung der UV-Strahlung durch Bewölkung in Europa größer ist als in Neuseeland, was, wie in Abschnitt 4.3.1 beschrieben, ein höheres Wolkenaufkommen in Europa gegenüber Neuseeland bedeutet. Des Weiteren zeigen zahlreiche Studien, dass die Menge der Aerosole in der Atmosphäre der Südhalbkugel und damit auch Neuseeland deutlich geringer ist als in Europa (z. B. DUBOVİK et al., 2001; HOLBEN et al., 2001; HIGURASHI et al., 2000), was ein weiteres Indiz für ein erhöhtes Wolkenaufkommen in Europa darstellt (vgl. Abschnitt 2.3.4).

HERMAN et al. (2001) berechneten aus TOMS-Daten ein zonales Jahresmittel des mittleren Reflexionsgrads von ca. 30 %, jedoch nicht differenziert nach Nord- und Südhemisphäre. Dieser Wert zeigt eine gute Übereinstimmung mit dem in dieser Arbeit für Neuseeland berechneten Reflexionsvermögen, wobei beachtet werden muss, dass HERMAN et al. (2001) über einen größeren Längengradbereich mitteln und die Bedingungen in einzelnen Teilgebieten durchaus von dem großräumigen Mittelwert abweichen können.

Im Gegensatz zur Fläche der Südinself Neuseelands, bei der ausschließlich Landanteile in das Flächenmittel eingehen (bei den Küstengitterkästchen erfolgt eine Gewichtung mit dem Landanteil), beinhaltet die in Europa betrachtete Fläche auch Meeranteile (siehe auch Abschnitt 4.1.4.4). ROSSOW et al. (1993) haben in einer Untersuchung innerhalb des *International Satellite Cloud Climatology Project* (ISCCP) herausgefunden, dass die Bewölkungsmenge über dem Meer im globalen Mittel etwa 23 % größer ist als über Landflächen. Wenn sich dieses Verhalten auch in dem europäischen Gebiet wieder fände, würde dies bedeuten, dass der Mittelwert für die Landflächen Europas einen noch geringeren Wert annähme, so dass der Unterschied zum neuseeländischen Resultat noch vergrößert würde. Allerdings ist der von ROSSOW et al. (1993) beschriebene Effekt über europäischem Gebiet in Abbildung 4.15 nicht eindeutig erkennbar. Während im Mittelmeerraum geringere Reflexionsgrade als über Land gemessen werden, zeigt die Biskaya keine gegenüber der Landfläche reduzierten Reflexionsgrade. Insofern kann angenommen werden, dass die Wasserflächen in Europa die Differenz der Reflexionsgradwerte nicht wesentlich beeinflussen.

Sowohl eine zeitliche Änderung des Reflexionsgrads als auch eine besondere räumliche Exponiertheit der Südinself Neuseelands hinsichtlich des Reflexionsvermögens können als Ursache für das unerwartete Ergebnis ausgeschlossen werden. Abbildung 4.18 zeigt

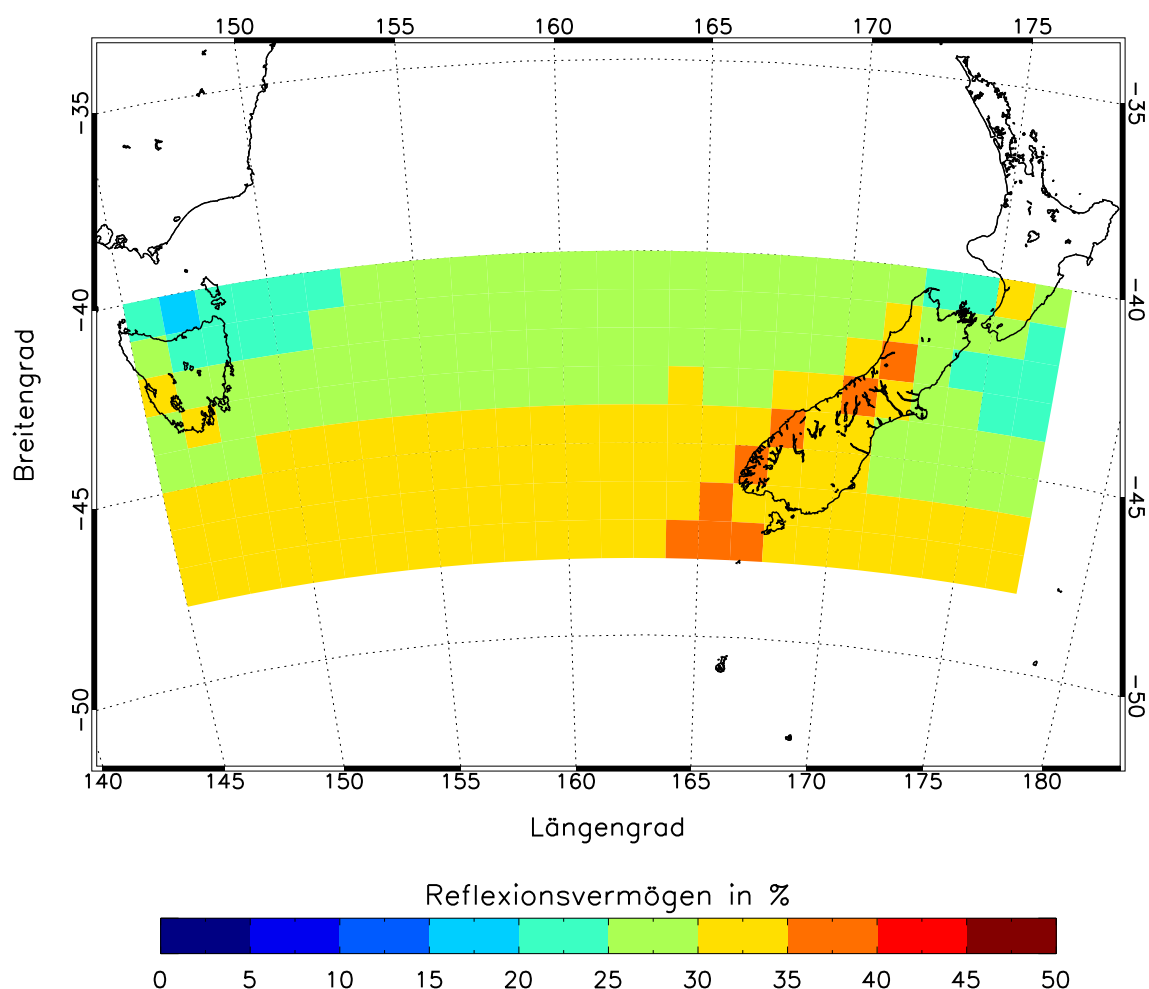


**Abbildung 4.18:** Jährliche Monatsmittelwerte des Reflektivitätsvermögens in den Sommermonaten der Südinsel Neuseelands und eines äquivalenten Gebiets in Europa. Das Reflexionsvermögen wurde für die Wellenlänge 360 nm ermittelt (siehe Abschnitt 4.1.3).

den zeitlichen Verlauf der Flächenmittel für Mitteleuropa und die Südinsel Neuseelands. Seit Beginn der Reflexionsgradmessungen mit dem TOMS-Instrument auf dem Earth Probe-Satelliten ist kein Trend erkennbar. Das Vorhandensein höherer Werte für Neuseeland und niedrigerer Werte für Europa ist in jedem Sommer wiederzufinden. In Abbildung 4.19 wird ein größeres Gebiet auf der Südhalbkugel betrachtet. Es ist erkennbar, dass die Reflexionsgrade in Neuseeland teilweise etwas höhere Werte als in der Umgebung annehmen. Im Vergleich zum europäischen Gebiet (siehe Abbildung 4.15) treten jedoch in der ganzen Umgebung Neuseelands im Mittel höhere Reflexionsvermögen auf. Es handelt sich demnach nicht nur um einen lokalen Effekt.

MCKENZIE et al. (1998) untersuchten, inwiefern von Satellitenmessungen abgeleitete Daten des Wolkenbedeckungsgrads mit der UV-Strahlung am Boden korrelieren. Obwohl die Wolkenbedeckungen, die vom Satelliten stammen, gut mit denen am Boden beobachteten Bedeckungsgraden übereinstimmen, lässt sich der Einfluss der Bewölkung auf die UV-Strahlung daraus nicht ausreichend abschätzen. Die Messung des Bedeckungsgrads allein reicht demnach nicht aus, um die Auswirkungen von Wolken auf die am Boden eintreffende UV-Strahlung zu parametrisieren. Vielmehr müssen auch Informationen darüber vorliegen, ob die Sonne von Wolken verdeckt ist, außerdem sind Abschätzungen der wolkenoptischen Dicke wichtig. Die Untersuchung von SCHWANDER et al. (2002) kommt zum gleichen Ergebnis. Bei der Berechnung von spektralen Wolkenmodifikationsfaktoren in Abhängigkeit vom Bedeckungsgrad resultieren starke Variationen, die wesentlich von den gewählten Parametrisierungen und der Angabe, ob die Sonne direkt sichtbar ist, abhängen. Nach MCKENZIE et al. (1998) sind bodengestützte Messungen mit Py-





**Abbildung 4.19:** Monatsmittel des Reflexionsgrads in einem Bereich zwischen der Südinsel Neuseelands und Tasmanien. Die Daten stellen Mittelwerte der Sommermonate (jeweils Mai bis August) über sieben Jahre von 1997 bis 2003 dar.

ranometern besser geeignet, um die Abschwächung der UV-Strahlung durch Bewölkung zu untersuchen als auf Satellitenmessungen basierende Daten des Bedeckungsgrads. Die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit führen ebenfalls zu dieser Schlussfolgerung.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass die auf Satellitenmessungen basierenden Daten der erythemwirksamen Dosis zur Mittagszeit die Ergebnisse, die in den vorigen Abschnitten hinsichtlich der hemisphärischen Unterschiede gewonnen wurden, bestätigen. Bezüglich der aus Satellitenmessungen abgeleiteten Reflexionsgrade hingegen ergibt sich ein unerwartetes und widersprüchliches Resultat, bei dem eine befriedigende Erklärung noch aussteht.

# 5 Schlussbemerkungen und Ausblick

In der vorliegenden Arbeit wurden Untersuchungen zur Trenddetektion und zu hemisphärischen Unterschieden der spektralen UV-Bestrahlungsstärke durchgeführt. Die Trendanalyse fokussierte sich auf Messreihen der spektralen Bestrahlungsstärke, die an zwei europäische Stationen aufgenommen wurden. Hinsichtlich der hemisphärischen Unterschiede der UV-Strahlung wurden Messergebnisse aus Europa und Neuseeland untersucht, zuerst anhand zweier Stationen und anschließend auf großräumiger Skala. Dabei wurden sowohl Daten aus Boden- als auch aus Satellitenmessungen verwendet. Im Folgenden werden die Ergebnisse beider Teilbereiche zusammengefasst und Schlussfolgerungen gezogen. Ein Ausblick auf mögliche zukünftige Forschung schließt dieses Kapitel ab.

## 5.1 Untersuchung zur Trenddetektion der spektralen UV-Bestrahlungsstärke

Ein Ziel dieser Arbeit war es, zwei der längsten Messreihen der spektralen UV-Bestrahlungsstärke aus Europa auf mögliche Langzeitänderungen zu untersuchen. Die Zeitreihen der Stationen Thessaloniki (Griechenland) und Sodankylä (Finnland) qualifizierten sich neben der Länge des Zeitraums der kontinuierlich durchgeführten Routinemessungen vor allem durch ihre Qualitätsmerkmale. Die Methode, aus den ursprünglichen Datenreihen Teilsätze mit jeweils konstanter Kombination von Wellenlänge und Sonnenzenitwinkel zu extrahieren, ist besonders geeignet, um vergleichbare Daten zu erhalten. Während in bisherigen Studien, die ebenfalls diese Datenselektion anwandten, ausschließlich einige wenige dieser Kombinationen betrachtet wurden, wurde in der vorliegenden Arbeit erstmals eine umfassende Anzahl an Kombinationen und damit Datensätzen untersucht. Für die Stationen Thessaloniki und Sodankylä wurden jeweils mehrere hundert Datensätze extrahiert. Um auch wolkenlose Situationen untersuchen zu können, existiert zusätzlich noch einmal die gleiche Anzahl an Datensätzen mit ausschließlich bei wolkenlosem Himmel aufgenommenen Strahlungsmessdaten.

Die Ergebnisse zeigen, dass sowohl für Thessaloniki als auch Sodankylä die Mehrheit der berechneten Regressionsgeraden einen Anstieg der UV-Bestrahlungsstärke aufweist. Nicht alle ermittelten Gradienten erfüllen jedoch das gewählte Signifikanzkriterium. Werden ausschließlich die signifikant getesteten Regressionsgeraden berücksichtigt, zeigt sich, dass auch hier eine überwiegende Anzahl positiver Gradienten detektiert wurde, insbesondere für die Station Thessaloniki.

Dabei zeigte sich, dass bei unterschiedlichen Wellenlängen und Sonnenzenitwinkeln unterschiedliche Gradienten, sowohl positive als auch negative, als signifikant getestet wurden. Es gibt keinen atmosphärischen Effekt, der diese Unterschiede, die auch bei nahe beieinander liegenden Sonnenzenitwinkeln und Wellenlängen auftreten, erklären könnte. Eine endgültige Feststellung, ob ein Trend vorliegt oder nicht, kann nicht allein auf der Basis von Signifikanztests getroffen werden, sondern muss vielmehr auch mit physikalischen Gesetzmäßigkeiten begründet werden können. Damit sind Hinweise auf einen Anstieg der spektralen UV-Bestrahlungsstärke an den beiden untersuchten Stationen gegeben, ein eindeutiger Aufwärtstrend kann jedoch nicht nachgewiesen werden.

Es muss betont werden, dass dies kein Nachweis dafür ist, dass kein Trend in den untersuchten Zeitreihen vorhanden ist, vielmehr muss festgestellt werden, dass ein möglicher vorhandener Trend mit der in dieser Studie angewendeten Methode nicht eindeutig detektierbar ist.

Das in den 90er Jahren des 20. Jahrhunderts publizierte Phänomen des „Global dimming“, einer zunehmenden atmosphärischen Trübung, wird möglicherweise bei zukünftigen Untersuchungen zu Langzeitänderungen eine noch größere Rolle spielen als bisher. Für die Detektierbarkeit möglicher Trends wird dabei entscheidend sein, ob bzw. inwiefern sich die Tendenz einer Abnahme der an der Erdoberfläche eintreffenden Globalstrahlung fortsetzt oder ob eine Umkehr des Effektes, eine Erhöhung der Lichtdurchlässigkeit der Atmosphäre, ein so genanntes „Global brightening“ einsetzt.

Ebenso hängen die Chancen zukünftiger Trenddetektionen im UV-Bereich stark von der Entwicklung der stratosphärischen Ozonschicht ab. Die Einhaltung des Montrealer Protokolls vorausgesetzt, wäre eine Erholung der Ozonschicht etwa Mitte des 21. Jahrhunderts zu erwarten (CHIPPERFIELD und RANDEL, 2003). In dem Montrealer Protokoll ist unter anderem festgelegt, dass sich die beteiligten Staaten dazu verpflichten, Maßnahmen zu ergreifen, die einen fortschreitenden Abbau der Ozonschicht verhindern sollen. Eventuelle Vulkanausbrüche in den nächsten Dekaden könnten die erwartete Zunahme des stratosphärischen Ozons weiter verzögern. Die fortschreitende Industrialisierung so genannter Schwellenländer wie China, Indien und Brasilien hingegen wird voraussichtlich zu einer Erhöhung der atmosphärischen CO<sub>2</sub>-Konzentration führen. Dies wiederum könnte eine Abkühlung der Stratosphäre, insbesondere in niedrigen Breitengraden, hervorrufen, welche die stratosphärische Ozonzunahme eher beschleunigen würde (CHIPPERFIELD und RANDEL, 2003).

Für zukünftige Untersuchungen zu Langzeitänderungen der UV-Strahlung ist es nützlich, Informationen darüber zu haben, nach welchem Zeitraum Änderungen eines bestimmten Ausmaßes detektierbar sind. In dieser Arbeit wurde eine neue Methode präsentiert, die unter der Annahme eines linearen Trends die Bestimmung der Zeitreihenlänge, die für eine zuverlässige Trenddetektion in UV-Zeitreihen erforderlich ist, ermöglicht. Mithilfe dieser Methode können zudem Aussagen über den optimalen Wellenlängenbereich bei Trenduntersuchungen gemacht werden. In der vorliegenden Arbeit wurde die Methode erfolgreich auf Messreihen der spektralen UV-Bestrahlungsstärke der Stationen Thessaloniki und Sodankylä angewandt. Die Ergebnisse zeigen, dass auf der Basis eines angenommenen realistischen Ozonrückgangs ein Anstieg der UV-Strahlung nach frühe-

stens 12 bis 15 Jahren kontinuierlicher Messung nachgewiesen werden kann. Aufgrund dieses Ergebnisses wäre es von Interesse, die in der vorliegenden Arbeit durchgeführten Analysen in einigen Jahren, wenn die Messreihen eine größere Anzahl an Jahren umfassen, erneut durchzuführen. Entsprechende zukünftige Ozonabnahmeraten vorausgesetzt, könnte damit zu einem späteren Zeitpunkt möglicherweise ein eindeutiger UV-Trend nachgewiesen werden. Dabei muss jedoch in Betracht gezogen werden, dass der Ansatz eines linearen Trends gegebenenfalls nicht in der Lage ist, mögliche zukünftige Änderungen der spektralen UV-Bestrahlungsstärke umfassend wiederzugeben. Eventuelle Langzeitänderungen, die nicht linear verlaufen, könnten daher zu einer Verlängerung des Zeitraums führen, der für eine eindeutige Trenddetektion erforderlich ist.

Für Untersuchungen zu Langzeitveränderungen zeigt sich an der Station Sodankylä der Wellenlängenbereich um 300 nm als erfolgversprechend, während für die Station Thessaloniki diejenigen Wellenlängen am meisten geeignet scheinen, die sich am oberen Ende des untersuchten Intervalls zwischen 310 und 315 nm befinden. Da sich Ozonänderungen umso stärker auswirken, je kleiner die Wellenlänge ist, ist dieses Ergebnis für Thessaloniki unerwartet, die Betrachtung der Standardabweichung liefert jedoch eine Erklärung. Ebenso stimmen die Ergebnisse mit den Resultaten der Studie von AROLA et al. (2003) überein, in der herausgefunden wurde, dass Ozonänderungen an der Station Sodankylä eine deutlich größere Amplitude in der Langzeitvariabilität verursachen als in Thessaloniki.

Für die vorliegende Arbeit wurden die bestmöglichen zur Verfügung stehenden Datensätze untersucht. Zusammenfassend kann gefolgert werden, dass längere Zeitreihen als die hier untersuchten die Möglichkeiten einer Trenddetektion verbessern und die Verlässlichkeit der erzielten Resultate erhöhen würden. Dabei ist es essentiell, Zeitreihen qualitativ hochwertiger Messungen der spektralen UV-Bestrahlungsstärke zu betrachten. Datenreihen, die von Instrumenten mit einer hohen Messgenauigkeit erfasst werden, sind dabei von besonderem Interesse, da bei diesen auch der Wellenlängenbereich von 295 bis 300 nm, in dem das Ozon eine größere Rolle als bei größeren Wellenlängen spielt, betrachtet werden könnte. Solche Messungen unter 300 nm können nur von Instrumenten geleistet werden, die äußerst wenig Streulicht zulassen. Gegenwärtig sind ausschließlich Messgeräte mit Doppelmonochromatoren in der Lage, diese Anforderung zu erfüllen. Die in der vorliegenden Arbeit vorgestellten Methoden könnten in zukünftigen Studien auf weitere Messreihen an weiteren Standorten angewendet werden. Am Institut für Meteorologie und Klimatologie der Leibniz Universität Hannover haben entsprechende fortführende Untersuchungen bereits begonnen (SMOLSKAIA, 2007). Insbesondere um die Übertragbarkeit und Repräsentativität der Ergebnisse der vorliegenden Arbeit zu überprüfen, wäre eine Ausdehnung der Analysen zu möglichen Änderungen in der spektralen Bestrahlungsstärke wünschenswert. Als Konsequenz ist festzustellen, dass die Fortführung von qualitativ hochwertigen Langzeitmessungen der spektralen UV-Bestrahlungsstärke der einzige Weg und die Basis dafür ist, signifikante und konsistente Änderungen der UV-Strahlung aufgrund von Ozonänderungen nachweisen zu können.

## 5.2 Untersuchung hemisphärischer Unterschiede der erythemwirksamen UV-Strahlung

In früheren Studien wurde von signifikanten Unterschieden im UV-Strahlungsniveau zwischen vergleichbaren Stationen auf der Nordhalbkugel und der Südhalbkugel berichtet, mit höheren Strahlungswerten auf der Südhemisphäre. Ziel dieser Arbeit war, die Anteile der verschiedenen Einflussfaktoren an den UV-Unterschieden zu quantifizieren und zu untersuchen, ob die punktuell an einzelnen Stationen nachgewiesenen Differenzen repräsentativ auch für größere Gebiete auf beiden Hemisphären sind. Ausgangspunkt war ein Vergleich der Stationen Garmisch-Partenkirchen (Deutschland) und Lauder (Neuseeland). Ein wichtiges Ergebnis dieses Vergleichs war, dass ein wesentlicher Anteil an den Unterschieden im Strahlungsniveau durch unterschiedlichen Bewölkungseinfluss hervorgerufen wird. Dabei ist der Einfluss der Wolken an der Station Lauder deutlich geringer als an der Station Garmisch-Partenkirchen.

Während bisherige Studien sich zumeist auf den Vergleich einzelner Stationen beschränkten, wurden in dieser Arbeit für jede Hemisphäre Messwerte aus größeren Regionen daraufhin analysiert, ob die gefundenen Unterschiede sich auch dort wieder finden lassen. Unabhängig voneinander wurden dabei die Wolkenmodifikationsfaktoren aus bodengestützten Spektralmessungen für Europa sowie die Wolkenmodifikationsfaktoren des UV-Atlas für Neuseeland bestimmt. Im Anschluss erfolgte die Prüfung, ob und inwieweit diese mit den für Garmisch-Partenkirchen und Lauder errechneten Werten korrespondieren. Ergebnis ist, dass das Ausmaß der Abschwächung der UV-Strahlung durch Bewölkung in Garmisch-Partenkirchen für den Breitengradbereich  $\geq 47^\circ$  N repräsentativ ist. Für Neuseeland resultiert, dass der Wolkenmodifikationsfaktor der Station Lauder als repräsentativ für alle weiteren neuseeländischen Stationen angesehen werden kann. Damit konnte erfolgreich nachgewiesen werden, dass die detektierten Differenzen in der Wolkenabschwächung der UV-Strahlung repräsentativ für die untersuchten Gebiete Mittel- und Nordeuropa und Neuseeland sind. Der Einfluss der Bewölkung auf die erythemwirksame UV-Strahlung in Mitteleuropa ist somit größer als in Neuseeland.

Der unterschiedliche Aerosolgehalt in der Atmosphäre der beiden Erdhalbkugeln ist eine mögliche Erklärung für die nachgewiesenen Unterschiede. Eine höhere Bevölkerungsdichte auf der Nordhalbkugel und damit verbundene Emissionsquellen in Industrie und Verkehr bewirken einen erhöhten Eintrag von anthropogen verursachten Aerosolen in die Atmosphäre. In der Folge können der direkte und der indirekte Aerosoleffekt zu einer vermehrten Reflexion der einfallenden Sonnenstrahlung sowie zu vermehrter Wolkenbildung und Erhöhung der optischen Dicke der Wolken führen. Beides wirkt reduzierend auf die am Boden ankommende Sonnenstrahlung.

Neben den unterschiedlichen Absolutwerten im Aerosolgehalt der Atmosphäre auf Nord- und Südhalbkugel, die sich unter anderem in der Trübung der Atmosphäre manifestieren, spielt möglicherweise auch die Entwicklung dieser atmosphärischen Trübung in den vergangenen Jahren eine Rolle bezüglich der hemisphärischen Unterschiede. Das Phänomen des „Global dimming“ verläuft nicht global konstant, sondern zeigt räumliche Variationen. Der berichtete Rückgang der Globalstrahlung hat damit nicht nur Auswir-

kungen auf die zeitliche Entwicklung der UV-Strahlung (siehe Abschnitt 5.1), sondern induziert auch neue räumliche Unterschiede, welche die hemisphärischen Unterschiede verstärken oder möglicherweise erst hervorrufen können. Hingegen würde eine Zunahme der Globalstrahlung am Boden, das so genannte „Global brightening“ zu einer Verringerung der bestehenden Differenzen führen. Ansteigende Wolkenmodifikationsfaktoren in Europa, wie sie für den UV-Bereich in dieser Arbeit gezeigt wurden, können ein Indiz für eine zunehmende Strahlungsmenge sein. Sie stimmen zudem mit den Ergebnissen der Trendanalyse überein, die Hinweise auf einen Anstieg der UV-B-Bestrahlungsstärke am Boden liefern. Für die zukünftige Tendenz wird die weitere Entwicklung der am Boden eintreffenden Globalstrahlung daher eine entscheidende Rolle spielen.

Die Analyse von TOMS-Satellitendaten der erythemwirksamen Dosis zur Mittagszeit in den Gebieten Mitteleuropa und Neuseeland (Südinself) bestätigt die an einzelnen Bodenstationen gemessenen höheren Strahlungsniveaus an den südlichen Stationen. Im Bezug auf die Algorithmen, mit denen die Absolutdifferenzen aus Satellitendaten berechnet werden, besteht jedoch noch Entwicklungspotenzial. Die Untersuchung von TOMS-Satellitendaten des Reflexionsvermögens, das als Maß für den Bedeckungsgrad angesehen werden kann, ergibt hingegen ein gegensätzliches Bild zu den für die Bodenstationen berechneten Wolkenmodifikationsfaktoren. Hier sind weitere Untersuchungen erforderlich, insbesondere hinsichtlich der Fragen,

- a) inwieweit die vom Satelliten aus ermittelten Reflexionswerte tatsächlich den Bedeckungsgrad und die Wolkensituation wiedergeben und
- b) inwieweit der Wolkenbedeckungsgrad tatsächlich ein Maß für die Abschwächung der UV-Strahlung durch Wolken sein kann, unter Einbeziehung der Art der Wolken.

Mit dem Ziel, die Charakterisierung der hemisphärischen Unterschiede im UV-Strahlungsklima auf größere Gebiete auszudehnen, wäre es für zukünftige Untersuchungen sinnvoll, weitere qualitativ hochwertige Bodenmessungen an weiteren Stationen auf Nord- und Südhalbkugel einzubeziehen. Satellitendaten verfügen zwar über eine hohe räumliche Auflösung, gleichzeitig beinhalten die aus Satellitenmessungen abgeleiteten UV-Strahlungsgrößen noch viele Unsicherheiten. Bei der Untersuchung hemisphärischer Differenzen kann daher auf kontinuierliche bodengestützte Langzeitmessungen der UV-Bestrahlungsstärke nicht verzichtet werden. Für einen umfassenden und repräsentativen Vergleich der Strahlungsklimate von Nord- und Südhalbkugel ist die Existenz solcher Langzeitmessungen mit hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung essentiell.

Da die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit darauf schließen lassen, dass Differenzen im Bewölkungseinfluss auf die UV-Strahlung einen großen Anteil an den berichteten hemisphärischen Unterschieden haben, würde eine mögliche zukünftige Untersuchung von Wolkendaten eine lohnenswerte Ergänzung darstellen. Mögliche zukünftige Studien könnten dabei eine Analyse von Wolkencharakteristika in beiden Hemisphären beinhalten, mit dem Ziel, die Merkmale zu bestimmen, welche die berichteten Unterschiede des Wolkeneinflusses auf die UV-Strahlung hervorrufen.

# Anhang A: Liste der Stationen in Europa und Neuseeland

Für die Untersuchung der hemisphärischen Unterschiede in Kapitel 4 wurden Daten folgender Stationen in Europa und Neuseeland ausgewertet (siehe Abbildungen 4.1 und 4.2).

Station	Breitengrad	Längengrad	Höhe über NN
Andøya (Norwegen)	69,3° N	16,0° O	380 m
Belsk (Polen)	51,83° N	20,78° O	180 m
Bilthoven (Niederlande)	52,1208° N	5,1964° O	9 m
Briançon (Frankreich)	44,90° N	6,65° O	1310 m
De Bilt (Niederlande)	52,10° N	5,18° O	17 m
Funchal (Portugal)	32,644° N	16,887° W	58 m
Garmisch-Partenkirchen (Deutschland)	47,48° N	11,07° O	730 m
Hohenpeißenberg (Deutschland)	47,8040° N	11,0180° O	980 m
Hradec Kralove (Tschechien)	50,188° N	15,833° O	285 m
Ispra (Italien)	45,8140° N	8,6270° O	214 m
Jokioinen (Finnland)	60,8140° N	23,4990° O	107 m
Lampedusa (Italien)	35,5° N	12,6° O	50 m
Lindenberg (Deutschland)	52,2167° N	14,1167° O	121 m
Lissabon (Portugal)	38,77° N	9,15° W	100 m
Neuherberg (Deutschland)	48,217° N	11,583° O	493 m
Østerås (Norwegen)	59,92° N	10,75° O	50 m
Offenbach (Deutschland)	50,0005° N	8,651° O	124 m
Potsdam (Deutschland)	52,3633° N	13,0767° O	107 m
Reading (Großbritannien)	51,45° N	0,93° W	66 m
Rom (Italien)	41,90° N	12,5166° O	60 m
Sodankylä (Finnland)	67,3675° N	26,6330° O	179 m
Thessaloniki (Griechenland)	40,634° N	22,956° O	80 m
Trondheim (Norwegen)	63,43° N	10,47° O	20 m
Uccle (Belgien)	50,7986° N	4,3581° O	105 m
Villeneuve d'Ascq (Frankreich)	50,61° N	3,14° O	70 m
Zugspitze (Deutschland)	47,42° N	10,98° O	2965 m

**Tabelle 5.1:** Liste der Messstationen in Europa mit ihren geographischen Koordinaten und den Stationshöhen über NN

Station	Breitengrad	Längengrad	Höhe über NN
Appleby EWS	41,283° S	173,100° O	17 m
Appleby 2 EWS	41,319° S	173,095° O	18 m
Auckland Aero	37,000° S	174,800° O	33 m
Auckland Reg. Council, Henderson	36,863° S	174,632° O	23 m
Auckland Reg. Council, North Shore	36,786° S	174,736° O	20 m
Auckland Reg. Council, Onehunga	36,929° S	174,802° O	5 m
Auckland Reg. Council, Wiri	36,965° S	174,870° O	18 m
Awatere Valley, Dashwood EWS	41,648° S	174,074° O	78 m
Balclutha, Telford EWS	46,293° S	169,732° O	11 m
Baring Head	41,417° S	174,867° O	79 m
Blenheim Aero AWS	41,517° S	173,850° O	35 m
Blenheim Research EWS	41,498° S	173,963° O	4 m
Christchurch Aero	43,483° S	172,533° O	37 m
Christchurch, Kyle St EWS	43,531° S	172,607° O	6 m
Clyde EWS	45,207° S	169,313° O	171 m
Darfield EWS	43,496° S	172,150° O	190 m
Dargaville EWS	35,950° S	173,833° O	15 m
Dargaville 2 EWS	35,931° S	173,853° O	66 m
Dunedin Aero AWS	45,917° S	170,183° O	1 m
Dunedin, Musselburgh EWS	45,900° S	170,517° O	2 m
East Taratahi AWS	41,000° S	175,617° O	91 m
Franz Josef EWS	43,363° S	170,133° O	93 m
Gisborne AWS	38,650° S	177,983° O	5 m
Gore EDR	46,100° S	168,883° O	123 m
Hanmer Forest EWS	42,535° S	172,850° O	355 m
Havera AWS	39,612° S	174,292° O	98 m
Hicks Bay AWS	37,550° S	178,300° O	46 m
Hokitika AWS	42,700° S	170,983° O	38 m
Invercargill Aero AWS	46,419° S	168,329° O	0 m
Invercargill Aero 2 AWS	46,413° S	168,317° O	1 m
Invercargill Aero 2 EWS	46,417° S	168,333° O	0 m
Kaikohe EDR	35,417° S	173,817° O	204 m
Kaikoura AWS	42,417° S	173,683° O	105 m
Kainga	43,419° S	172,655° O	3 m
Kaitaia EWS	35,135° S	173,262° O	85 m
Kaitaia Aero EWS	35,067° S	173,283° O	80 m
Kaitaia Observatory	35,135° S	173,262° O	85 m
Kerikeri EWS	35,167° S	173,917° O	79 m
Khyber Pass, Auckland Reg. Council	36,869° S	174,770° O	78 m
Lake Tekapo EWS	44,002° S	170,443° O	762 m
Lauder EWS	45,033° S	169,683° O	370 m
Leigh 2	36,267° S	174,800° O	27 m
Levin AWS	40,622° S	175,257° O	14 m
Lincoln, Broadfield EWS	43,627° S	172,470° O	18 m
Lincoln Rd, Auckland Reg. Council	36,869° S	174,629° O	25 m
Mahia AWS	39,117° S	177,950° O	136 m



Manapouri Aero AWS	45,533° S	167,633° O	209 m
Mangere EWS	36,963° S	174,775° O	5 m
Martinborough EWS	41,253° S	175,389° O	30 m
Middlemarch EWS	45,517° S	170,133° O	198 m
Motu AWS	38,283° S	177,517° O	488 m
Motueka, Riwaka EWS	41,098° S	172,972° O	8 m
Mt. Cook EWS	43,736° S	170,096° O	765 m
Mt Ruapehu, Chateau EWS	39,183° S	175,533° O	1097 m
Musick Pt. Ews, Auckland Reg. Council	36,833° S	174,900° O	18 m
Napier Aero AWS	39,450° S	176,850° O	3 m
Nelson AWS	41,300° S	173,217° O	4 m
New Plymouth AWS	39,000° S	174,167° O	30 m
Normanby EDR	39,500° S	174,250° O	122 m
Paeroa AWS	37,367° S	175,683° O	18 m
Pakuranga, Auckland Reg. Council	36,907° S	174,893° O	15 m
Palmerston North AWS	40,317° S	175,600° O	39 m
Palmerston North EWS	40,382° S	175,609° O	34 m
Paraparaumu EWS	40,900° S	174,983° O	5 m
Paraparaumu Aero	40,900° S	174,983° O	5 m
Paraparaumu Aero AWS	40,900° S	174,983° O	5 m
Penrose, Arc	36,912° S	174,817° O	30 m
Pukekohe EWS	37,200° S	174,850° O	82 m
Queenstown AWS	45,017° S	168,733° O	354 m
Ranfurlly EWS	45,122° S	170,100° O	450 m
Rangiora EWS	43,325° S	172,612° O	12 m
Reefton EWS	42,117° S	171,867° O	198 m
Rotorua Aero AWS	38,100° S	176,300° O	283 m
Ruakura EWS	37,783° S	175,317° O	40 m
Ruakura 2 EWS	37,776° S	175,305° O	45 m
South West Cape AWS	47,267° S	167,450° O	101 m
Stratford EWS	39,336° S	174,305° O	300 m
Takaka EWS	40,863° S	172,805° O	20 m
Tara Hills EDR	44,517° S	169,900° O	488 m
Tauranga Aero AWS	37,667° S	176,200° O	4 m
Te Kuiti EWS	38,333° S	175,153° O	61 m
Te Puke EDR	37,817° S	176,317° O	91 m
Te Puke EWS	37,822° S	176,324° O	91 m
Timaru Aero AWS	44,300° S	171,233° O	26 m
Tiwai Point EWS	46,583° S	168,383° O	5 m
Toenepi EWS	37,720° S	175,587° O	48 m
Turangi EWS	38,995° S	175,812° O	375 m
Turangi 2 EWS	38,975° S	175,791° O	350 m
Waihi, Barry Road EWS	37,383° S	175,833° O	114 m
Wallaceville EWS	41,135° S	175,052° O	56 m
Wanganui, Spriggens Park EWS	39,945° S	175,046° O	15 m
Warkworth EWS	36,435° S	174,667° O	72 m
Wellington, Kelburn	41,285° S	174,768° O	125 m
Westport Aero AWS	41,733° S	171,567° O	3 m

Whakatane Aero AWS	37,917° S	176,917° O	7 m
Whakatu EWS	39,610° S	176,912° O	5 m
Whangarei Aero AWS	35,767° S	174,367° O	37 m
Whatawhata 2 EWS	37,788° S	175,069° O	123 m
Whitianga Aero AWS	36,867° S	175,667° O	5 m
Winchmore EWS	43,800° S	171,800° O	160 m
Windsor EWS	45,010° S	170,823° O	81 m

**Tabelle 5.2:** Liste der Messstationen in Neuseeland mit ihren geographischen Koordinaten und den Stationshöhen über NN.

## Anhang B: Liste der verwendeten Messdaten aus Europa

Die folgende Tabelle listet auf, welche Messmonate der europäischen Stationen für die Berechnung der Durchschnittswerte der Monatsmittel der erythemgewichteten Tagesdosis (siehe Abschnitte 4.1.1 und 4.1.4.2 sowie Abbildung 4.9) verwendet wurden (Spalte 1). Zudem ist aufgelistet, wie viele (Spalte 2) und welche (Spalte 3) Messtage in den jeweiligen Monaten für die Berechnung von Tagesdosen als geeignet identifiziert wurden. Die jeweilige Anzahl der Spektren ist in Spalte 4 enthalten.

Station bzw. Monat	n	Daten der geeigneten Tage	Anzahl Spektren
Andøya			7104
Mai 2000	27	1-4, 6-28	1822
Mai 1998	28	1-5, 7-29	1874
Juni 2000	24	1-21, 28-30	1740
Juni 1998	23	2-22, 29-30	1668
Belsk			20468
Mai 1997	29	1-18, 20-29, 31	1091
Mai 1998	27	1-27	1032
Mai 1999	23	1-21, 30-31	838
Mai 2001	31	1-31	857
Mai 2002	30	1-17, 19-31	855
Mai 2003	29	1-21, 23-30	818
Juni 1998	21	10-30	848
Juni 1999	30	1-30	1187
Juni 2001	28	1-11, 13-23, 25-30	756
Juni 2002	30	1-30	850
Juli 1997	31	1-31	1186
Juli 1998	31	1-31	1214
Juli 1999	31	1-31	1205
Juli 2000	31	1-31	825
Juli 2002	27	2-3, 7-30	754
Juli 2003	30	1-20, 22-31	832
August 1996	24	1-20, 22-25	785
August 1997	31	1-31	1076
August 1998	31	1-31	1089
August 1999	31	1-31	1121
August 2002	27	2-28	724
August 2003	20	2-21	525

Bilthoven			42401
Mai 1997	26	1-11, 13-21, 24-26, 28, 30-31	1953
Mai 1998	30	1-6, 8-31	2271
Mai 1999	28	4-31	2136
Mai 2000	28	1-3, 5-25, 27-30	2073
Mai 2001	30	1-7, 9-31	2246
Juni 1998	28	1-8, 10-23, 25-30	2210
Juni 1999	26	1, 4-13, 15-28, 30	2088
Juni 2001	22	1-14, 23-30	1747
Juni 2002	26	1-10, 15-30	2060
Juli 1998	28	1-7, 11-31	2170
Juli 1999	29	1-6, 8-12, 14-31	2211
Juli 2000	31	1-31	2383
Juli 2001	31	1-31	2346
Juli 2002	30	1-4, 6-31	2319
August 1996	29	1-7, 9-30	1960
August 1997	28	1, 5-31	1932
August 1999	30	1-30	2098
August 2000	30	2-31	2093
August 2001	29	1-8, 10-30	2020
August 2002	30	1-13, 15-31	2085
Briançon (Instrument Jobin-Yvon)			4393
Mai 2000	29	1-9, 12-31	774
Mai 2002	27	1-2, 4-10, 12-16, 18-22, 24-31	772
Juni 2000	27	1-4, 6-19, 21-29	797
Juni 2002	20	1-2, 4-7, 11, 13-14, 16-23, 27, 29-30	610
Juli 2002	24	1-14, 20-23, 25-30	697
August 2000	28	1-13, 15, 18-31	743
De Bilt			13933
Mai 1998	31	1-31	685
Mai 1999	29	1-18, 21-31	690
Mai 2000	30	1-19, 21-31	616
Mai 2001	27	1-20, 25-31	548
Mai 2002	31	1-31	632
Juni 1998	30	1-30	685
Juni 1999	30	1-30	733
Juni 2000	30	1-30	618
Juni 2001	30	1-30	634
Juni 2002	30	1-30	634
Juli 1998	31	1-31	681
Juli 1999	28	1-5, 9-31	684
Juli 2000	31	1-31	647
Juli 2001	31	1-31	642
Juli 2002	29	1-29	607
August 1996	31	1-31	608
August 1997	23	9-31	511
August 1998	31	1-31	636

August 1999	31	1-31	694
August 2000	31	1-31	578
August 2001	31	1-31	585
August 2002	31	1-31	585
Funchal			11654
Mai 1997	30	1-14, 16-31	463
Mai 1998	29	1-11, 13-20, 22-31	453
Mai 1999	30	1-9, 11-31	511
Mai 2000	27	1-3, 5-23, 27-31	454
Mai 2001	31	1-31	510
Mai 2002	31	1-31	508
Juni 1997	29	1-20, 22-30	440
Juni 1998	30	1-30	489
Juni 1999	26	1-8, 11-22, 24-25, 27-30	449
Juni 2000	30	1-30	494
Juni 2001	29	1-19, 21-30	479
Juni 2002	30	1-30	499
Juli 1997	29	1-11, 13-28, 30-31	435
Juli 1998	29	1-27, 29, 31	446
Juli 1999	29	1-2, 4-25, 27-31	500
Juli 2000	30	1, 3-31	459
Juli 2001	28	1-9, 11, 13-20, 22-31	451
Juli 2002	30	1-3, 5-31	487
August 1996	31	1-31	425
August 1997	26	3-11, 13-15, 17-30	360
August 1998	30	1-19, 21-31	453
August 1999	31	1-31	484
August 2000	30	1-22, 24-31	461
August 2001	31	1-31	487
August 2002	30	1-23, 25-31	457
Garmisch-Partenkirchen			20278
Mai 1997	20	1-11, 17-20, 27-31	1639
Mai 1998	24	1-4, 7-26	1967
Juni 1997	27	1-10, 12-19, 21, 23-30	2737
Juni 1998	24	5-15, 17-21, 23-29	2023
Juli 1997	29	1-28, 30	2736
Juli 1998	28	1-5, 7-14, 16-28, 30-31	3015
August 1996	28	1-10, 12-13, 15-22, 24-31	1768
August 1997	23	1-2, 4-10, 12, 14-17, 19, 22-25, 28-31	1762
August 1998	30	1-10, 12-31	2631
Hohenpeißenberg			9294
Mai 1997	30	1-15, 17-31	711
Mai 1998	31	1-31	728
Juni 1997	20	1, 3, 5-9, 13-18, 20, 25-30	507
Juni 1998	24	3-9, 12-21, 24-30	605
Juli 1997	29	1-2, 4-7, 9-31	711
Juli 1998	29	1-6, 8-19, 21-31	727
August 1996	26	1-7, 9-23, 25, 29-31	597

August 1998	23	1-4, 7, 13-29, 31	526
Hradec Kralove			6713
Mai 1997	24	7-28, 30-31	276
Mai 1998	29	1-10, 12-30	274
Mai 2000	29	1-26, 29-31	275
Mai 2001	25	1-25	236
Mai 2002	26	1, 3-16, 18-24, 28-31	247
Mai 2003	25	1-4, 6, 8, 13-31	238
Juni 1997	23	1-10, 12-15, 21-29	268
Juni 1998	27	1-16, 19-21, 23-30	273
Juni 1999	27	1-3, 5-8, 10-11, 13-30	295
Juni 2000	26	1-11, 13-14, 16-20, 23-30	274
Juni 2001	27	3-22, 24-30	299
Juni 2002	26	1-13, 15-18, 20-21, 24-30	288
Juni 2003	21	1-6, 15-24, 26-30	225
Juli 1997	29	1-13, 15-19, 21-31	301
Juli 1998	27	1-6, 8-11, 13-20, 22-23, 25-31	264
Juli 1999	29	1-5, 7-14, 16-31	303
Juli 2000	30	1-3, 5-31	305
Juli 2001	28	1-16, 18-28, 30	292
Juli 2002	26	1-9, 11-12, 14, 18-31	270
Juli 2003	28	2-21, 23-26, 28-31	292
August 1996	24	1-8, 10, 13-18, 20-23, 25-27, 30-31	273
August 1997	22	1-4, 6-9, 12, 14-17, 19-24, 26-27, 30	193
August 1998	22	1, 3, 5-6, 9-11, 15-19, 21-26, 28-31	181
August 1999	26	1-6, 8-10, 14-27, 29-31	214
August 2002	21	2-3, 5-11, 14, 17-26, 29	183
August 2003	21	1, 6-11, 14-17, 19-20, 22, 24-30	174
Ispra			46057
Mai 1997	23	1-8, 13-21, 23-25, 29-31	2153
Mai 1998	31	1-31	1568
Mai 1999	26	1-20, 26-31	1332
Mai 2000	31	1-31	2075
Mai 2001	31	1-31	1740
Mai 2002	29	1-2, 5-31	1875
Juni 1997	30	1-30	2975
Juni 1998	30	1-30	1533
Juni 1999	30	1-30	1659
Juni 2000	24	1-22, 29-30	1529
Juni 2001	27	1-5, 9-30	1613
Juni 2002	27	1-11, 15-30	1814
Juli 1997	28	1-13, 15-22, 25-31	2769
Juli 1998	23	1-2, 8-28	1180
Juli 1999	31	1-31	1668
Juli 2000	31	1-31	1816
Juli 2001	26	1-26	1523
Juli 2002	31	1-31	2070
August 1996	31	1-31	2578

August 1997	31	1-31	2694
August 1998	31	1-31	1457
August 1999	31	1-31	1468
August 2000	29	1-27, 30-31	1568
August 2001	25	3-8, 11-17, 20-31	1496
August 2002	31	1-31	1904
Jokioinen			15374
Mai 1997	30	1-26, 28-31	710
Mai 1998	28	1-26, 30-31	669
Mai 1999	29	1-18, 20-30	681
Mai 2000	25	2-8, 11-28	589
Mai 2001	28	1-3, 5-7, 9-28, 30-31	661
Mai 2003	27	1-18, 20-24, 27-29, 31	655
Juni 1998	26	1-14, 19-30	667
Juni 1999	24	1-4, 7-20, 25-30	606
Juni 2001	25	1-9, 15-30	652
Juni 2002	23	1-9, 11-13, 18-23, 25-29	597
Juni 2003	23	2-7, 9-14, 19-28, 30	605
Juli 1998	30	1-11, 13-31	756
Juli 1999	31	1-31	767
Juli 2000	26	1-8, 10-12, 14-24, 27-28, 30-31	634
Juli 2001	25	1-9, 11-12, 15-17, 20-28, 30-31	612
Juli 2002	29	2-10, 12-31	747
Juli 2003	29	2-5, 7-31	727
August 1997	30	2-31	643
August 1998	28	1-3, 7-31	574
August 1999	27	1-17, 21-29, 31	542
August 2000	29	1-23, 25-30	596
August 2001	30	1-14, 16-31	617
August 2002	25	1-7, 10-18, 20, 23-28, 30-31	520
August 2003	27	1-3, 5, 8-12, 14-31	547
Lampedusa			4205
Mai 1999	25	1-3, 5, 7-9, 11-15, 18, 20-31	588
Mai 2000	28	1-20, 22, 25-31	332
Mai 2002	25	1-6, 8-21, 23, 26, 28, 30-31	279
Juni 1999	28	1-14, 17-30	750
Juni 2000	28	1-21, 23-27, 29-30	351
Juli 1999	22	1-5, 7-11, 14-19, 24-26, 29-31	449
Juli 2000	24	2-5, 7-18, 20, 22-23, 25-27, 29-30	314
Juli 2002	30	1-30	383
August 1998	21	2-9, 11-16, 23, 25-26, 28-31	213
August 2001	24	1-21, 23-25	250
August 2002	25	1-11, 13-26	296
Lindenberg			1103
August 1996	26	1-20, 22-24, 26-28	609
August 1997	22	3, 11-31	494
Lissabon			5463
Mai 2001	29	1-6, 8-15, 17-31	459

Mai 2002	30	1-17, 19-31	468
Juni 2000	29	2-30	456
Juni 2001	27	1-22, 26-30	421
Juni 2002	30	1-30	467
Juli 2000	28	4-31	429
Juli 2001	30	1-8, 10-31	463
Juli 2002	24	1, 6, 9-11, 13-31	368
August 2000	29	1-29	425
August 2001	30	1-28, 30-31	450
August 2002	31	1-31	459
August 1990	25	1-2, 4, 8, 11-31	598
Neuherberg			57418
Mai 2000	31	1-31	4255
Mai 2001	30	1-17, 19-31	4100
Mai 2002	31	1-31	4289
Mai 2003	29	1-22, 24-29, 31	3986
Juni 2000	30	1-30	4345
Juni 2001	30	1-30	4363
Juni 2002	30	1-30	4369
Juni 2003	30	1-30	4369
Juli 2000	30	1-17, 19-31	4216
Juli 2001	30	1-25, 27-31	4223
Juli 2002	30	1-18, 20-31	4198
August 2000	31	1-31	3997
August 2001	31	1-31	3957
August 2002	26	1-20, 22-25, 28-29	2761
Østerås			16341
Mai 2001	27	1-5, 7, 9-13, 15-30	2372
Mai 2002	27	1-18, 21-26, 28, 30-31	2359
Juni 2001	24	1-4, 6-8, 10-14, 17-27, 30	2255
Juni 2002	29	1-7, 9-30	2759
Juli 1999	20	1, 3-7, 9-11, 13-14, 21-29	1505
Juli 2001	28	1-7, 9-13, 16-31	2565
August 2001	31	1-31	2526
Offenbach			11753
Mai 2000	31	1-31	4288
Juni 2000	30	1-30	4329
Juli 2000	22	1-22	3136
Potsdam (Instrument Brewer 118)			4661
Mai 1999	30	1-18, 20-31	486
Mai 2000	24	1-4, 12-31	351
Mai 2001	20	1-11, 18-23, 29-31	296
Juni 2000	30	1-30	468
Juli 1999	22	1-7, 10-15, 17-18, 24-27, 29-31	330
Juli 2000	29	1-13, 15-27, 29-31	439
Juli 2001	29	3-31	420
August 1996	31	1-31	634
August 1999	27	1, 4-29	374



August 2000	31	1-31	431
August 2001	31	1-31	432
Reading			2582
Mai 1997	31	1-31	412
Juni 1997	29	1-29	428
Juni 1998	20	4-15, 20-27	266
Juli 2000	20	1-11, 23-31	264
Juli 2001	20	1, 7-16, 19, 23-30	257
Juli 1997	27	2-9, 11-14, 17-31	356
Juli 1999	28	1-10, 12, 14-30	359
August 1999	21	1-9, 20-31	240
Rom			14604
Mai 1997	25	1-17, 20, 24-30	1114
Mai 1998	28	1-3, 6-10, 12-31	1112
Mai 1999	26	1, 4-8, 11-27, 29-31	884
Juni 1997	27	4-30	1180
Juni 1998	23	1-8, 11-14, 16, 19-22, 25-30	886
Juni 1999	28	1-17, 19-22, 24-30	985
Juni 2001	23	4-13, 15-20, 24-30	1003
Juni 2002	20	6, 10, 12-21, 23-30	572
Juli 1997	27	1-2, 5-13, 15-30	1287
Juli 1998	26	1-10, 12-19, 21, 25-31	937
Juli 1999	27	1-27	869
Juli 2002	31	1-31	871
August 1997	30	2-31	1138
August 1998	27	1-27	940
August 2002	30	1-27, 29-31	826
Sodankylä			10112
Mai 1997	31	1-31	784
Mai 1998	28	1-2, 5-27, 29-31	714
Mai 1999	29	1-27, 30-31	762
Juni 1997	29	1-17, 19-30	803
Juni 1999	24	1-18, 25-30	691
Juli 1997	25	1-9, 12-24, 29-31	661
Juli 1999	29	1-2, 4-6, 8-31	792
Juli 2000	29	1-15, 18-31	838
Juli 2001	27	1-4, 7-15, 18-31	741
August 1997	29	1-13, 15-22, 24-31	636
August 1998	28	1-5, 8-28, 30-31	639
August 1999	29	1-15, 18-31	723
August 2000	29	1-6, 9-31	738
August 2001	23	1-2, 5-6, 8-11, 16-24, 26-31	590
Thessaloniki (Instrument Brewer 005)			10997
Mai 1997	30	1-13, 15-31	680
Mai 1998	20	1-2, 5-6, 9, 12-15, 18, 20-28, 31	545
Mai 1999	25	1-2, 4-7, 13-31	723
Juni 1997	21	1-2, 4, 7-11, 13-25	475
Juni 1999	22	1, 4-11, 13-16, 19-21, 24-27, 29-30	650

Juni 2000	25	2-17, 20, 22-29	763
Juni 2002	27	1-7, 10-13, 15-30	804
Juli 1997	21	1, 3-4, 7-8, 10-11, 13-18, 22-23, 26-31	511
Juli 2000	22	1-8, 11-21, 26, 30-31	664
Juli 2001	27	1-9, 11-16, 18-19, 21-22, 24-31	777
Juli 2002	26	1-3, 5-18, 22-30	760
August 1997	29	2-17, 19-31	702
August 1999	21	1-9, 14, 18-19, 22-26, 28-31	535
August 2000	30	1-12, 14-31	826
August 2001	30	1, 3-31	796
August 2002	30	2-31	786
Thessaloniki (Instrument Brewer 087)			10918
Mai 1998	23	1-4, 6, 9-11, 13-14, 17-18, 20-28, 30-31	678
Mai 2000	21	1-7, 11, 13-17, 19-20, 23-24, 27-28, 30-31	616
Mai 2001	26	1-2, 4, 7-8, 11-31	763
Juni 1998	27	1, 3, 5-29	835
Juni 1999	28	1-21, 23-27, 29-30	882
Juni 2000	24	1-2, 5-18, 20, 23-27, 29-30	725
Juni 2002	20	4-7, 10-13, 15-17, 22-30	575
Juli 1998	20	4-10, 13-14, 21-31	587
Juli 1999	30	1-27, 29-31	905
Juli 2000	20	1-10, 12-17, 20-22, 27	605
Juli 2002	22	1-13, 15-17, 22, 27-31	616
August 1998	28	1-11, 13-21, 24-31	755
August 1999	30	1-15, 17-31	857
August 2001	31	1-31	830
August 2002	25	1-20, 22-26	689
Trondheim			18782
Mai 1998	31	1-31	3229
Juni 1998	30	1-30	3470
Juni 1999	28	1-14, 16, 18-30	3247
Juli 1998	30	1-20, 22-31	3307
Juli 1999	28	1-2, 6-31	3046
August 1999	26	1-26	2483
Uccle			7309
Mai 2001	29	1-19, 21-30	1070
Mai 2002	22	1-5, 8, 10-12, 14-20, 23, 25-26, 29-31	773
Juni 2001	23	1-4, 6-8, 10-11, 13, 16-19, 22-30	805
Juni 2002	29	2-30	1057
Juli 2001	29	1-14, 17-31	1086
Juli 2002	26	1-14, 19-21, 23-31	885
August 2001	23	1-4, 6-7, 9, 12-15, 17-19, 22-28, 30-31	680
August 2002	28	1-4, 6-7, 9-11, 13-31	953
Villeneuve d'Ascq			4065
Mai 1999	23	1-3, 6-18, 20-26	605
Mai 2002	30	1-23, 25-31	753
Juni 2002	28	1-13, 15-23, 25-30	759
Juli 2002	25	3-6, 9-13, 15-28, 30-31	747

Juli 2003	21	1-8, 11, 19-20, 22-31	547
August 2002	24	1-2, 6-22, 27-31	654
Zugspitze			9588
Mai 1997	28	4-31	1316
Juni 1997	29	1-22, 24-30	1363
Juli 1997	31	1-31	1457
Juli 1998	28	1-2, 6-31	1316
August 1996	30	1-6, 8-31	1410
August 1997	30	1-30	1410
August 1998	28	1-11, 14-25, 27-31	1316
$\Sigma$			387570

**Tabelle 5.3:** Die Tabelle stellt, nach Stationen sortiert, dar, welche Messmonate der europäischen Stationen für die Berechnung der Durchschnittswerte der Monatsmittel der erythemgewichteten Tagesdosis (siehe Abschnitt 4.1.4.2 und Abbildung 4.9) verwendet wurden. Zudem ist aufgelistet, welche Messtage für die Berechnung von Tagesdosen als geeignet identifiziert wurden.

# Literaturverzeichnis

- Abakumova, G. M., E. M. Feigelson, V. Russak, V. V. Stadnik, 1996:** Evaluation of Long-Term Changes in Radiation, Cloudiness, and Surface Temperature on the Territory of the Former Soviet Union. – *J. Climate*, **9**, **6**, 1319–1327.
- Arola, A., K. Lakkala, A. Bais, J. Kaurola, C. Meleti, P. Taalas, 2003:** Factors affecting short- and long-term changes of spectral UV irradiance at two European stations. – *J. Geophys. Res.*, **108**, **D17**, 4549, doi: 10.1029/2003JD003447.
- Bais, A., 2003:** Persönliche Mitteilung.
- Bais, A., A. Kazantzidis, K. Tourpali, 2003:** *Climatological UV maps over Europe from ground based and satellite measurements.* – Techn. Ber., Laboratory of Atmospheric Physics, Aristotle University of Thessaloniki, Thessaloniki.
- Bais, A. F., B. G. Gardiner, H. Slaper, M. Blumthaler, G. Bernhard, R. McKenzie, A. R. Webb, G. Seckmeyer, B. Kjeldstad, T. Koskela, P. J. Kirsch, J. Gröbner, J. B. Kerr, S. Kazadzis, K. Leszczynski, D. Wardle, W. Josefsson, C. Brogniez, D. Gillotay, H. Reinen, P. Weihs, T. Svenoe, P. Eriksen, F. Kuik, A. Redondas, 2001:** SUSPEN intercomparison of ultraviolet spectroradiometers. – *J. Geophys. Res.*, **D12**, **106**, 12509–12526.
- Bais, A. F., C. S. Zerefos, C. T. McElroy, 1996:** Solar UVB measurements with the double- and single-monochromator Brewer Ozone Spectrophotometer. – *Geophys. Res. Lett.*, **23**, **8**, 833–836.
- Bartlett, L. M., A. R. Webb, 2000:** Changes in ultraviolet radiation in the 1990s: Spectral measurements from Reading, England. – *J. Geophys. Res.*, **105**, 4889–4893.
- Bernhard, G., 2003:** Persönliche Mitteilung.
- Bernhard, G., C. R. Booth, R. D. McPeters, 2003:** Calculation of total column ozone from global UV spectra at high latitudes. – *J. Geophys. Res.*, **108**, **D17**, doi:10.1029/2003JD003450.
- Bernhard, G., G. Seckmeyer, 1999:** Uncertainty of measurements of spectral solar UV irradiance. – *J. Geophys. Res.*, **104**, **D12**, 14321–14345.
- Bodeker, G. E., R. L. McKenzie, 1996:** An Algorithm for Inferring Surface UV Irradiance Including Cloud Effects. – *J. Appl. Meteor.*, **35**, **10**, 1860–1877.

- Bodhaine, B. A., E. G. Dutton, R. L. McKenzie, P. V. Johnston, 1998:** Calibrating broadband UV instruments: Ozone and solar zenith angle dependence. – *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **15**, 916–926.
- Bojkov, R. D., R. D. Hudson, L. Bishop, V. Fioletov, J. M. R. III, R. S. Stolarski, O. Uchino, C. S. Zerefos, 1999:** *Ozone Variability and Trends*, World Meteorological Organization, Geneva, Geneva, Kap. 4. – S. 4.1–4.55.
- Casale, G. R., D. Meloni, S. Miano, S. Palmieri, A. M. Siani, F. Cappellani, 2000:** Solar UV-B irradiance and total ozone in Italy: Fluctuations and trends. – *J. Geophys. Res.*, **105**, 4895–4901.
- Che, H. Z., G. Y. Shi, X. Y. Zhang, R. Arimoto, J. Q. Zhao, L. Xu, B. Wang, Z. H. Chen, 2005:** Analysis of 40 years of solar radiation data from China, 1961–2000. – *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L06803, doi: 10.1029/2004GL022322.
- Chipperfield, M. P., W. J. Randel, 2003:** *Global Ozone: Past and Future, Chapter 4 in Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2002. Global Ozone Research and Monitoring Project*, World Meteorological Organization, Geneva, Kap. 5. – Nr. Report No. 47.
- Cho, H.-K., J. Kim, J. Lee, S.-K. Baek, 2000:** Stratospheric ozone and surface UV radiation research and monitoring in Korea. – In: *Atmospheric Ozone, Proc. Quadrennial Ozone Symp., Sapporo, Japan*, R. D. Boykov, K. Shibasaki, Hrsg., NAS-DA/EORC, Tokio, S. 287–288.
- Deutscher Wetterdienst, 2006:** *Jahresbericht 2005 – Meteorologische Observatorien: Hohenpeißenberg, Lindenberg*. – Deutscher Wetterdienst, Forschung und Entwicklung, Offenbach am Main, 71 S.
- DIN, 1982:** Strahlungsphysik im optischen Bereich und Lichttechnik: Größen, Formelzeichen und Einheiten der Strahlungsphysik. – DIN 5031, Teil 1, Deutsches Institut für Normung e. V.
- DIN, 2000:** Strahlungsphysik im optischen Bereich und Lichttechnik: Photobiologisch wirksame Strahlung; Größen, Kurzzeichen und Wirkungsspektren. – DIN 5031, Teil 10, Deutsches Institut für Normung e. V.
- Dubovik, O., B. Holben, T. F. Eck, A. Smirnov, Y. J. Kaufman, M. D. King, D. Tanre, I. Slutsker, 2001:** Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations. – *J. Atmos. Sci.*, **59**, 590–608.
- Engelsen, O., G. H. Hansen, T. Svenoe, 2004:** Long-term (1936–2003) ultraviolet and photosynthetically active radiation doses at a north Norwegian location in spring on the basis of total ozone and cloud cover. – *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L12103, doi: 10.1029/2003GL019241.
- Fioletov, V. E., J. B. Kerr, D. I. Wardle, 1997:** The relationship between total ozone and spectral UV irradiance from Brewer observations and its use for derivation of total ozone from UV measurements. – *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 2997–3000.

- Garane, K., A. Bais, K. Tourpali, C. Meleti, C. Zerefos, S. Kazadzis, 2005:** Variability of spectral UV irradiance at Thessaloniki, Greece, from 15 years measurements. – In: *Ultraviolet Ground- and Space-based Measurements, Models, and Effects V. Proceedings of SPIE*, J. R. S. G. Bernhard, J. R. Herman, W. Gao, Hrsg., SPIE, Bellingham, WA, doi: 10.1117/12.619793.
- Gilgen, H., M. Wild, A. Ohmura, 1998:** Means and Trends of Shortwave Irradiance at the Surface Estimated from Global Energy Balance Archive Data. – *J. Climate*, **11**, 2042–2061.
- Glandorf, M., A. Arola, A. Bais, G. Seckmeyer, 2005:** Possibilities to detect trends in spectral UV irradiance. – *Theor. Appl. Climatol.*, **81**, 33–44.
- Gröbner, J., S. Kazadzis, J. Schreder, T. Cabot, P. Görts, B. Johnsen, W. Josefsson, J. Karhu, B. Kjeldstad, T. Koskela, A. Siani, A. R. Webb, 2003:** Report of Site visits: Round 2003. – QASUME Project Report, Nr. EUR 20992, European Commission.
- Gueymard, C., 2004:** The Sun's total and spectral irradiance for solar energy applications and solar radiation models. – *Solar Energy*, **76**, **4**, 423–453.
- Häckel, H., 1999:** *Meteorologie*. – Verlag Eugen Ulmer, Stuttgart, 448 S.
- Hänel, G., 1988:** Single scattering albedo, asymmetry parameter, apparent refractive index, and apparent soot content of dry atmospheric particles. – *Appl. Opt.*, **27**, **11**, 2287–2295.
- Herman, J. R., P. K. Barthia, J. Ziemke, Z. Ahmad, D. Larko, 1996:** UV-B increases (1979-1992) from decreases in total ozone. – *Geophys. Res. Lett.*, **23**, **16**, 2117–2120.
- Herman, J. R., E. Celarier, D. Larko, 2001:** UV 380 nm reflectivity of the Earth's surface, clouds and aerosols. – *J. Geophys. Res.*, **106**, **D6**, 5335–5352, doi: 10.1029/2000JD900584.
- Herman, J. R., R. L. McKenzie (Lead Authors), S. B. Diaz, J. B. Kerr, S. Madronich, G. Seckmeyer, 1999:** *Ultraviolet radiation at the Earth's surface, Chapter 9 in Scientific Assessment of Ozone Depletion: 1998. Global Ozone Research and Monitoring Project*, World Meteorological Organization, Geneva. – Nr. Report No. 44.
- Higurashi, A., T. Nakajima, B. N. Holben, A. Smirnov, R. Frouin, B. Chatenet, 2000:** A study of global aerosol optical climatology with two channel AVHRR remote sensing. – *J. Clim.*, **13**, 2011–2027.
- Holben, B. N., D. Tanre, A. Smirnov, T. F. Eck, I. Slutsker, N. Abuhassan, W. W. Newcomb, J. Schafer, B. Chatenet, F. Lavenue, Y. J. Kaufman, J. van de Castle, A. Setzer, B. Markham, D. Clark, R. Frouin, R. Halthore, A. Karnieli, N. T. O'Neill, C. Pietras, R. T. Pinker, K. Voss, G. Zibordi,**

- 2001:** An emerging ground-based aerosol climatology: Aerosol Optical Depth from AERONET. – *J. Geophys. Res.*, **106**, 12067–12097.
- Iqbal, M., 1983:** *An introduction to solar radiation*. – Academic Press, Toronto, Kanada, 390 S.
- Josefsson, W., 2005:** UV-radiation 1983-2003 measured at Norrköping, Sweden. – *Theor. Appl. Climatol.*, doi: 10.1007/s00704-005-0160-1.
- Kerr, J. B., G. Seckmeyer (Lead Authors), A. F. Bais, G. Bernhard, M. Blumthaler, S. B. Diaz, N. Krotkov, D. Lubin, R. L. McKenzie, A. A. Sabziparvar, J. Verdebout, 2003:** *Surface ultraviolet radiation: Past and Future, Chapter 5 in Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2002. Global Ozone Research and Monitoring Project*, World Meteorological Organization, Geneva, Kap. 5. – Nr. Report No. 47.
- Kjeldstad, B., B. Johnsen, T. Koskela, Hrsg., 1997:** *The Nordic Intercomparison of Ultraviolet and Total Ozone Instruments at Izaña, October 1996. Final Report*. – Meteorological Publications No. 36, Finnish Meteorological Institute.
- Koskela, T., Hrsg., 1994:** *The Nordic Intercomparison of Ultraviolet and Total Ozone Instruments at Izaña from 24 October to 5 November 1993. Final Report*. – Meteorological Publications No. 27, Finnish Meteorological Institute.
- Kylling, A., A. Albold, G. Seckmeyer, 1997:** Transmittance of a cloud is wavelength-dependent in the UV-range: Physical interpretation. – *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 4, 397–400.
- Kylling, A., A. R. Webb, A. F. Bais, M. Blumthaler, G.-P. Gobbi, R. Schmitt, S. Thiel, F. Barnaba, W. Junkermann, A. Kazantzidis, P. Kelly, R. Kift, G. L. Liberti, M. Misslbeck, B. Schallhart, J. Schreder, C. Topaloglu, S. Kazadzis, J. Rimmer, 2003:** Actinic flux determination from measurements of irradiance. – *J. Geophys. Res.*, doi:10.1029/2002JD003236.
- Labitzke, K. G., 1999:** *Die Stratosphäre: Phänomene, Geschichte, Relevanz*. – Springer Verlag, 177 S.
- Lakkala, K., E. Kyrö, T. Turunen, 2003:** Spectral UV Measurements at Sodankylä during 1990-2001. – *J. Geophys. Res.*, **108**, D19, 4621, doi: 10.1029/2002JD003300.
- Lean, J., 1991:** Variations in the Sun's radiative output. – *Reviews of Geophysics*, **29**, 4, 505–535.
- Lenoble, J., 1993:** *Atmospheric radiative transfer*. – A. Deepak Publishing, Hampton, Virginia, USA, 532 S.
- Liepert, B. G., G. J. Kukla, 1997:** Decline in Global Solar Radiation with Increased Horizontal Visibility in Germany between 1964 and 1990. – *J. Climate*, **10**, 9, 2391–2401.

- Liley, J. B., 2006: Global dimming, clouds and aerosols. – NIWA UV Workshop „UV Radiation and its Effects: an update“; NIWA, Neuseeland.
- Liljequist, G. H., K. Cihak, 1984: *Allgemeine Meteorologie*. – Springer Verlag, Berlin, 396 S.
- Lubin, D., E. H. Jensen, 1995: Effects of clouds and stratospheric ozone depletion on ultraviolet radiation trends. – *Nature*, **377**, 6551, 710–713.
- Madronich, S., 1992: Implications of recent total atmospheric ozone measurements for biologically active ultraviolet radiation reaching the Earth’s surface. – *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 1, 37–40.
- Mann, H. B., 1945: Nonparametric test against trends. – *Econometrica*, **13**, 245–259.
- Martin, T. J., B. G. Gardiner, G. Seckmeyer, 2000: Uncertainties in satellite-derived estimates of surface UV doses. – *J. Geophys. Res.*, **105**, D22, 27005–27011.
- Mayer, B., A. Kylling, 2005: Technical note: The libRadtran software package for radiative transfer calculations – description and examples of use. – *Atmos. Chem. Phys.*, **5**, 1855–1877.
- Mayer, B., G. Seckmeyer, A. Kylling, 1997: Systematic long-term comparison of spectral UV measurements and UVSPEC modeling results. – *J. Geophys. Res.*, **102**, D7, 8755–8767.
- McKenzie, R., G. Bodeker, G. Scott, J. Slusser, K. Lantz, 2006: Geographical differences in erythemally-weighted UV measured at mid-latitude USDA sites. – *Photochem. Photobiol. Sci.*, **5**, 343–352.
- McKenzie, R., B. Connor, G. Bodeker, 1999: Increased Summertime UV Radiation in New Zealand in Response to Ozone Loss. – *Science*, **285**, 1709–1711.
- McKenzie, R., P. Johnston, G. Seckmeyer, 1997: *Solar Ultraviolet Radiation. Modelling, Measurements and Effects*, C. Zerefos, A. Bais, Ed., Kap. UV spectroradiometry in the network for the detection of stratospheric change (NDSC). – S. 279–287.
- McKenzie, R., D. Smale, G. Bodeker, H. Claude, 2003: Ozone profile differences between Europe and New Zealand: Effects on surface UV irradiance and its estimation from satellite sensors. – *J. Geophys. Res.*, **108**, D6, doi:10.1029/2002JD002770.
- McKenzie, R. L., 1991: Application of a simple model to calculate latitudinal and hemispheric differences in ultraviolet radiation. – *Weather and Climate*, 3–14.
- McKenzie, R. L., 2004: Persönliche Mitteilung.
- McKenzie, R. L., 2006: Persönliche Mitteilung.



- McKenzie, R. L., P. V. Johnston, D. Smale, B. A. Bodhaine, S. Madronich, 2001a:** Altitude effects on UV spectral irradiance deduced from measurements at Lauder, New Zealand, and at Mauna Loa Observatory, Hawaii. – *J. Geophys. Res.*, **106**, D19, 22845–22860.
- McKenzie, R. L., M. Kotkamp, G. Seckmeyer, R. Erb, C. R. Roy, H. P. Gies, S. J. Toomey, 1993:** First southern hemisphere intercomparison of measured solar UV spectra. – *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 20, 2223–2226.
- McKenzie, R. L., K. J. Paulin, G. E. Bodecker, J. B. Liley, A. P. Sturman, 1998:** Cloud cover measured by satellite and from the ground: relationship to UV radiation at the surface. – *Int. J. Remote Sensing*, **19**, 15, 2969–2985.
- McKenzie, R. L., G. Seckmeyer, A. Bais, J. Kerr, S. Madronich, 2000:** Satellite retrievals of UV compared with ground-based measurements at Northern and Southern mid-latitudes. – In: *Proceedings of the SPARC 2000 2nd General Assembly of the SPARC/WCRP project*, World Meteorological Organisation, Mar del Plata, Argentina.
- McKenzie, R. L., G. Seckmeyer, A. F. Bais, J. B. Kerr, S. Madronich, 2001b:** Satellite retrievals of erythemal UV dose compared with ground-based measurements at northern and southern midlatitudes. – *J. Geophys. Res.*, **106**, D20, 24051–24062.
- McKinlay, A. F., B. L. Diffey, 1987:** A reference action spectrum for ultraviolet induced erythema in human skin. – *CIE Research Note, CIE Journal*, **6**, 1, 17–22.
- McPeters, R. D., P. K. Barthia, A. J. Krueger, J. R. Herman, C. G. Welle-meyer, C. J. Seftor, C. Jaross, O. Torres, L. Moy, G. Labow, W. Byerly, S. L. Taylor, T. Swissler, R. P. Cebula, 1998:** *Earth Probe Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) Data Products User's Guide*. – Techn. Ber. 1998-206895, NASA.
- Molina, M. J., F. S. Rowland, 1974:** Stratospheric sink for chlorofluoromethanes – chlorine atomic catalysed destruction of ozone. – *Nature*, **249**, 810–812.
- den Outer, P. N., H. Slaper, R. Tax, 2005:** UV radiation in the Netherlands: Assessing long-term variability and trends in relation to ozone and clouds. – *J. Geophys. Res.*, **110**, D02203, doi: 10.1029/2004JD004824.
- Pfeifer, M. T., P. Koepke, J. Reuder, 2006:** Effects of altitude and aerosol on UV radiation. – *J. Geophys. Res.*, **111**, D01203, doi: 10.1029/2005JD006444.
- Power, H. C., 2003:** Trends in solar radiation over Germany and an assessment of the role of aerosols and sunshine duration. – *Theor. Appl. Climatol.*, **76**, 1-2, 47–63.
- Rapp, J., 2000:** Konzeption, Problematik und Ergebnisse klimatologischer Trendanalysen für Europa und Deutschland. – *Berichte des Deutschen Wetterdienstes*, **212**, 145.

- Roedel, W., 1992: *Physik unserer Umwelt: Die Atmosphäre*. – Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, 457 S.
- Rossow, W. B., A. W. Walker, L. C. Garder, 1993: Comparison of ISCCP and Other Cloud Amounts. – *J. Climate*, **6**, **12**, 2394–2418.
- Sachs, L., 1969: *Statistische Auswertungsmethoden*. – Springer Verlag, Berlin, 677 S.
- Schlittgen, R., B. H. J. Streitberg, 1994: *Zeitreihenanalyse*. – R. Oldenbourg Verlag, München, Wien, 571 S.
- Schwander, H., P. Koepke, A. Kaifel, G. Seckmeyer, 2002: Modification of spectral UV irradiance by clouds. – *J. Geophys. Res.*, **107**, **D16**, doi: 10.1029/2001JD001297.
- Seckmeyer, G., A. Albold, B. Mayer, 1997a: Methods to derive geographical differences of UV irradiances. – *NATO ASI Series*, **I 52**, 155–164.
- Seckmeyer, G., A. Bais, G. Bernhard, M. Blumthaler, C. R. Booth, P. Disterhoft, P. Eriksen, R. L. McKenzie, M. Miyauchi, C. Roy, 2001: Instruments to measure solar ultraviolet radiation, Part 1: Spectral instruments. – 30 S., WMO TD No. 1066.
- Seckmeyer, G., G. Bernhard, B. Mayer, R. Erb, 1995a: High-accuracy spectroradiometry of solar ultraviolet radiation. – *Metrologia*, **32**, 697–700.
- Seckmeyer, G., M. Glandorf, R. L. McKenzie, P. Johnston, D. Henriques, A. R. Webb, A. M. Siani, A. Bais, B. Kjeldstad, C. Brogniez, J. Lenoble, A. de la Casiniere, T. Koskela, J. Kaurola, F. Carvalho, C. Wichers, J. Groebner, H. Slaper, P. N. den Outer, U. Feister, P. Werle, S. Simic, D. Pissulla, 2007: Europe's darker atmosphere in the UV-B. – zur Begutachtung eingereicht.
- Seckmeyer, G., B. Mayer, G. Bernhard, 1998: *The 1997 Status of Solar UV Spectroradiometry in Germany: Results from the National Intercomparison of UV Spectroradiometers, Garmisch-Partenkirchen, Germany*. – Schriftenreihe des Fraunhofer-Instituts Atmosphärische Umweltforschung, Band 55-1998, Shaker Verlag.
- Seckmeyer, G., B. Mayer, G. Bernhard, R. Erb, A. Albold, H. Jäger, W. R. Stockwell, 1997b: New Maximum UV Irradiance Levels observed in Central Europe. – *Atmospheric Environment*, **31**, **18**, 2971–2976.
- Seckmeyer, G., B. Mayer, G. Bernhard, R. L. McKenzie, P. V. Johnston, M. Kotkamp, C. R. Booth, T. Lucas, T. Mestechkina, C. R. Roy, H. P. Gies, D. Tomlinson, 1995b: Geographical differences in the UV measured by intercompared spectroradiometers. – *Geophysical Research Letters*, **22**, **14**, 1889–1892.
- Seckmeyer, G., R. L. McKenzie, 1992: Increased ultraviolet radiation in New Zealand (45 deg S) relative to Germany (48 deg N). – *Nature*, **359**, 135–137.

- Seckmeyer, G., S. Thiel, M. Blumthaler, P. Fabian, S. Gerber, A. Gugg-Helminger, D.-P. Häder, M. Huber, C. Kettner, U. Köhler, P. Köpke, H. Maier, J. Schäfer, P. Suppan, E. Tamm, E. Thomalla, 1994: Intercomparison of spectral-UV-radiation measurement systems. – *Appl. Opt.*, 7805–7812.
- Slaper, H., H. A. J. M. Reinen, M. Blumthaler, M. Huber, F. Kuik, 1995: Comparing ground-level spectrally resolved solar UV measurements using various instruments: A technique resolving effects of wavelength shift and slit width. – *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 20, 2721–2724.
- Smolskaia, I., 2007: Persönliche Mitteilung.
- Stanhill, G., 1998: Long-term trends in, and spatial variation of, solar irradiances in England. – *Int. J. Climatol.*, **18**, 1015–1030.
- Stanhill, G., 2005: Global dimming: A new aspect of climate change. – *Weather*, **60**, 1, 11–14.
- Stanhill, G., S. Cohen, 2001: Global dimming: a review of the evidence for a widespread and significant reduction in global radiation with discussion of its probable causes and possible agricultural consequences. – *Agric. For. Meteorol.*, **107**, 255–278.
- Stanhill, G., S. Moreshet, 1992: Global radiation climate changes: the World Network. – *Clim. Change*, **21**, 57–75.
- Strahlenschutzkommission, Hrsg., 2002: *Schutz des Menschen vor solarer UV-Strahlung - Empfehlungen und Stellungnahmen der Strahlenschutzkommission 1995-1997*. – Nr. 4, Geschäftsstelle der Strahlenschutzkommission, Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit, 94 S.
- Tevini, M., Hrsg., 1993: *UV-B radiation and ozone depletion: effects on humans, animals, plants, microorganisms, and materials*. – Lewis Publishers, Boca Raton, Ann Arbor, London, Tokyo, 247 S.
- Trepte, S., P. Winkler, 2001: Langfristige Abnahme der Globalstrahlung. – In: *Klimastatusbericht DWD 2000*, S. 161–165.
- Trepte, S., P. Winkler, 2004: Reconstruction of erythemal UV irradiance and dose at Hohenpeissenberg (1968-2001) considering trends of total ozone, cloudiness and turbidity. – *Theor. Appl. Climatol.*, **77**, 159–171, doi 10.1007/s00704-004-0034-y.
- Udelhofen, P. M., P. Gies, C. Roy, W. J. Randel, 1999: Surface UV radiation over Australia, 1979-1992: Effects of ozone and cloud cover changes on variation of UV radiation. – *J. Geophys. Res.*, **104**, D16, 19135–19159.
- Verdebout, J., 2000: A method to generate surface UV radiation maps over Europe using GOME, Meteosat, and ancillary geophysical data. – *J. Geophys. Res.*, **105**, D4, 5049–5058.

- Weatherhead, E. C., G. C. Reinsel, G. C. Tiao, X. Meng, D. Choi, W. Cheang, T. Keller, J. DeLuisi, D. J. Wuebbles, J. B. Kerr, A. J. Miller, S. J. Oltmans, J. E. Frederick, 1998: Factors affecting the detection of trends: Statistical considerations and applications to environmental data. – *J. Geophys. Res.*, **103**, D14, 17149–17161.
- Weatherhead, E. C., G. C. Tiao, G. C. Reinsel, J. E. Frederick, J. J. DeLuisi, D. Choi, W. Tam, 1997: Analysis of long-term behavior of ultraviolet radiation measured by Robertson-Berger meters at 14 sites in the United States. – *J. Geophys. Res.*, **102**, D7, 8737–8754.
- van Weele, M., T. J. Martin, M. Blumthaler, C. Brogniez, P. N. den Outer, O. Engelsen, J. Lenoble, B. Mayer, G. Pfister, A. Ruggaber, B. Walravens, P. Weihs, B. G. Gardiner, D. Gillotay, D. Haferl, A. Kylling, G. Seckmeyer, W. M. F. Wauben, 2000: From model intercomparison toward benchmark UV spectra for six real atmospheric cases. – *J. Geophys. Res.*, **105**, D4, 4915–4925.
- Wenzel, A., C. Scherer, 2003: Comparison of UV Atlas and Measured UV data. – Working report, National Institute of Water and Atmospheric Research, Lauder, Neuseeland, 27 S.
- Wichers, C., 2003: *Untersuchung hemisphärischer Unterschiede der spektralen UV-Bestrahlungsstärke*. – Diplomarbeit, Institut für Meteorologie und Klimatologie der Universität Hannover, 106 S.
- Wild, M., H. Gilgen, A. Roesch, A. Ohmura, C. N. Long, E. G. Dutton, B. Forgan, A. Kallis, V. Russak, A. Tsvetkov, 2005a: From Dimming to Brightening: Decadal Changes in Solar Radiation at Earth's Surface. – *Science*, **308**, 847–850.
- Wild, M., A. Ohmura, A. Roesch, H. Gilgen, 2005b: Decadal changes in surface radiative fluxes. – *Geophysical Research Abstracts*, **7**, 04980.
- Wilks, D., 1995: *Statistical Methods in the Atmospheric Science*. – Academic Press, 467 S.
- WMO, 2003: *Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2002*. – Global Ozone Research and Monitoring Project – Report No. 47, Geneva, 498 S.
- Xia, X., 2004: Significant Decline in Solar Radiation Over China: Causes and Implications. – In: *American Geophysical Union, Spring Meeting 2004*.
- Zerefos, C., C. Meleti, D. Balis, K. Tourpali, A. F. Bais, 1998: Quasi-biennial and longer-term changes in clear sky UV-B solar irradiance. – *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 23, 4345–4348.
- Zerefos, C. S., 2002: Long-term ozone and UV Variations at Thessaloniki, Greece. – *Physics and Chemistry of the Earth*, **27**, 455–460.

Zerefos, C. S., D. S. Balis, A. F. Bais, D. Gillotay, P. C. Simon, B. Mayer, G. Seckmeyer, 1997: Variability of UV-B at four stations in Europe. – *Geophys. Res. Lett.*, **24**, **11**, 1363–1366.

# Abbildungsverzeichnis

2.1	Extraterrestrisches und exemplarisches terrestrisches Spektrum der Sonnenstrahlung . . . . .	6
2.2	Extraterrestrisches und exemplarisches terrestrisches Spektrum der Sonnenstrahlung (UV-Bereich) . . . . .	7
2.3	Wichtungsfunktion für das UV-Erythem . . . . .	10
3.1	Suchmaske für Daten in der EUVDB: Auswahl von Sonnenzenitwinkel oder Zeit sowie Datum der Messungen. . . . .	18
3.2	Suchmaske für Daten in der EUVDB: Auswahl der atmosphärischen Bedingungen. . . . .	19
3.3	Spektrale Bestrahlungsstärke in Thessaloniki (306 nm, 50° Sonnenzenitwinkel) . . . . .	20
3.4	Das Verfahren der Zeitreihenverlängerung . . . . .	29
3.5	Spektrale Bestrahlungsstärke in Thessaloniki (306 nm, variierende Sonnenzenitwinkel) . . . . .	30
3.6	Spektrale Bestrahlungsstärke in Thessaloniki (43° Sonnenzenitwinkel, variierende Wellenlängen) . . . . .	31
3.7	Prozentuale Änderung der Bestrahlungsstärke pro Dekade als Funktion der Wellenlänge für die Station Thessaloniki. . . . .	33
3.8	Prozentuale Änderung der Bestrahlungsstärke pro Dekade als Funktion der Wellenlänge für die Station Sodankylä. . . . .	34
3.9	Reduktion der Datenmenge bei einer Beschränkung auf wolkenlose Situationen . . . . .	36
3.10	Prozentuale Änderung der Bestrahlungsstärke pro Dekade als Funktion der Wellenlänge für die Station Thessaloniki (wolkenlose Situationen). . . . .	37
3.11	Prozentuale Änderung der Bestrahlungsstärke pro Dekade als Funktion der Wellenlänge für die Station Sodankylä (wolkenlose Situationen). . . . .	38
3.12	Anzahl der signifikanten Gradienten (Thessaloniki) . . . . .	39
3.13	Anzahl der signifikanten Gradienten (Sodankylä) . . . . .	40
3.14	Für eine Trenddetektion erforderliche Zeitreihenlänge (Thessaloniki und Sodankylä, Ganzjahresszenarien) . . . . .	43
3.15	Für eine Trenddetektion erforderliche Zeitreihenlänge (Sodankylä, saisonale Szenarien) . . . . .	45
3.16	Quotient der Bestrahlungsstärke zweier Spektren, denen unterschiedlichen Ozonsäulen zugrundeliegen . . . . .	47
3.17	Wege der Sonnenstrahlung durch die Atmosphäre bei unterschiedlichen Sonnenzenitwinkeln . . . . .	48

---

3.18	Jahresmittelwerte des Gesamtozons für Thessaloniki und Sodankylä im Zeitraum 1989 bis 2002. . . . .	50
3.19	Optische Durchlässigkeit der Atmosphäre in Nord- und Südhemisphäre .	51
4.1	Lage der Messstationen in Europa . . . . .	60
4.2	Lage der Messstationen in Neuseeland . . . . .	61
4.3	Neuseeland und die entsprechenden Antipoden . . . . .	70
4.4	Quotienten der spektralen Bestrahlungsstärke zweier Spektren aus Garmisch-Partenkirchen und Lauder . . . . .	74
4.5	Monatsmittel der erythemgewichteten Tagesdosis der Stationen Garmisch-Partenkirchen und Lauder . . . . .	77
4.6	Histogramm zu Unterschieden der erythemwirksamen Dosen in Garmisch-Partenkirchen und Lauder . . . . .	78
4.7	Mittlere Wolkenmodifikationsfaktoren der Stationen Garmisch-Partenkirchen und Lauder für die Sommermonate . . . . .	79
4.8	Monatsmittelwerte der erythemgewichteten Tagesdosis für Europa . . . .	80
4.9	Wolkenmodifikationsfaktoren für die europäischen Stationen . . . . .	81
4.10	Wolkenmodifikationsfaktoren für die Stationen in Neuseeland . . . . .	82
4.11	Wolkenmodifikationsfaktoren für die Stationen in Neuseeland, mit Standardabweichung . . . . .	83
4.12	Monatsmittel der erythemwirksamen UV-Dosis zur Mittagszeit auf der Südinsel Neuseelands . . . . .	84
4.13	Monatsmittel der erythemwirksamen UV-Dosis zur Mittagszeit in Europa	85
4.14	Monatsmittel des Reflexionsgrads in Prozent in Neuseeland . . . . .	86
4.15	Monatsmittel des Reflexionsgrads in Prozent in Europa . . . . .	87
4.16	Rückgang der Bestrahlungsstärke und anthropogen verursachte Emissionen in Abhängigkeit des Breitengrads . . . . .	90
4.17	Zeitlicher Verlauf der Wolkenmodifikationsfaktoren einzelner Stationen .	91
4.18	Jährliche Monatsmittelwerte des Reflektivitätsvermögen der Sommermonate für Neuseeland und Europa . . . . .	94
4.19	Monatsmittel des Reflexionsgrads in einem Bereich zwischen der Südinsel Neuseelands und Tasmanien . . . . .	95

# Tabellenverzeichnis

3.1	Anzahl der aus der EUVDB extrahierten Spektren . . . . .	22
3.2	Angenommene Ozonabnahmeraten . . . . .	42
4.1	Intervalle und Schrittweiten der in der Look-up-Tabelle enthaltenen Variablen. . . . .	67
5.1	Liste der Messstationen in Europa mit ihren geographischen Koordinaten und den Stationshöhen über NN . . . . .	101
5.2	Liste der Messstationen in Neuseeland mit ihren geographischen Koordinaten und den Stationshöhen über NN. . . . .	104
5.3	Einbezogene Messmonate und -tage der europäischen Stationen . . . . .	113



# Abkürzungs- und Symbolverzeichnis

## Abkürzung Erklärung

---

DU	Dobson Unit
EDUCE	European Database for UV Climatology and Evaluation
EUVDB	European UV Database
FMI	Finnish Meteorological Institute
IFU	Fraunhofer-Institut für Atmosphärische Umweltforschung
ISCCP	International Satellite Cloud Climatology Project
LAP	Laboratory for Atmospheric Physics
libRadtran	library for Radiative transfer
NDACC	Network for the Detection of Atmospheric Composition Change
NDSC	Network for the Detection of Stratospheric Change
NIST	National Institute of Standards and Technology
NIWA	National Institute of Water and Atmospheric Research
NN	Normal Null
OMI	Ozone Monitoring Instrument
SZW	Sonnenzenitwinkel
TOMS	Total Ozone Mapping Spectrometer
USA	United States of America
UV	ultraviolett
WMO	World Meteorological Organisation

## Symbol Erklärung

---

### Lateinische Symbole

$a$	Faktor
$A$	Fläche
$b$	prozentuale Abnahmerate
$E$	Strahlungsflussdichte
$E_A$	spektrale Bestrahlungsstärke (gemessen) an der Station A
$E_B$	spektrale Bestrahlungsstärke (gemessen) an der Station B
$E_{biol}$	biologisch effektive Bestrahlungsstärke
$E_E$	Bestrahlungsstärke
$E^*$	modifizierte Bestrahlungsstärke
$H_{biol}$	biologisch wirksame Bestrahlung
$H_{ery,mess}$	erythemwirksame Dosis (gemessen)
$H_{ery,mod}$	erythemwirksame Dosis (modelliert)

---

$i, j$	Laufindizes
$M_A$	spektrale Bestrahlungsstärke (modelliert) an der Station A
$M_B$	spektrale Bestrahlungsstärke (modelliert) an der Station B
$N$	Länge einer Messreihe
$n$	Anzahl
$O$	Ozonsäule
$P$	standardisierter Testwert
$P_S$	Testwert
$Q$	Strahlungsenergie
$q$	Quotient
$r$	Residuum
$S$	Hilfsvariable
$s$	Wichtungsfunktion, auch Wirkungsspektrum
$s_{ery}$	Wichtungsfunktion für das UV-Erythem der menschlichen Haut
$t$	Zeit
$x$	Prozentual
$y$	Ordinatenwert
$\bar{y}$	Mittelwert der Größe $y$
$\hat{y}$	Ordinatenwert der Regressionsgerade

**Griechische Symbole**

$\lambda$	Wellenlänge
$\lambda_{max}$	maximale gemessene Wellenlänge
$\mu$	Mittelwert
$\Phi$	Strahlungsfluss
$\varphi$	Sonnenzenitwinkel
$\sigma$	Standardabweichung
$\sigma^2$	Varianz

# Danksagung

Viele Menschen haben mich in den letzten Jahren unterstützt und damit zur Fertigstellung dieser Arbeit beigetragen. Dafür möchte ich mich bedanken.

Mein großer Dank geht an Herrn Prof. Dr. Gunther Seckmeyer für seine Betreuung und für die Chance, in seiner Arbeitsgruppe eine Doktorarbeit anzufertigen. Unsere gemeinsamen Diskussionen und seine hilfreichen Anregungen haben wesentlich zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen.

Frau Prof. Dr. Angelika Anders von Ahlfthen danke ich herzlich für die Übernahme des Korreferats der Doktorarbeit.

Bei Herrn Dr. Antti Arola vom Finnischen Meteorologischen Institut, Kuopio, Herrn Prof. Dr. Alkiviadis Bais vom Labor für Atmosphärenphysik, Universität Thessaloniki, sowie Herrn Prof. Dr. Richard McKenzie vom NIWA, Lauder, bedanke ich mich für viele wertvolle Hinweise sowie konstruktives Feedback zu meiner Arbeit.

Stellvertretend für viele weitere Personen, auf deren Arbeits- und Messergebnisse ich aufbauen konnte, geht mein Dank an Herrn Dr. Jussi Kaurola vom Finnischen Meteorologischen Institut, Helsinki, der maßgeblich am Aufbau der Europäischen UV-Strahlungsdatenbank beteiligt war.

Bei folgenden Personen bedanke ich mich für das zur Verfügung stellen von spektralen Messdaten der UV-Bestrahlungsstärke: Herrn Dr. Marc Allaart (Station De Bilt), Herrn Prof. Dr. Alkiviadis Bais (Thessaloniki), Frau Dr. Colette Brogniez (Villeneuve d'Ascq), Herrn Dr. Uwe Feister (Hohenpeißenberg, Lindenberg und Potsdam), Herrn Dr. Didier Gillotay (Uccle), Herrn Dr. Julian Gröbner (Ispra), Herrn Diamantino Henriques (Funchal und Lissabon), Herrn Dr. Michal Janouch (Hradec Kralove), Herrn Dr. Janusz Jaroslowski (Belsk), Herrn Dr. Bjørn Johnsen (Østerås), Frau Prof. Dr. Berit Kjeldstad (Trondheim), Herrn Dr. Tapani Koskela (Jokioinen), Herrn Dr. Arve Kylling (Andøya), Herrn Prof. Dr. Esko Kyrö (Sodankylä), Frau Prof. Dr. Jacqueline Lenoble (Briançon), Herrn Dr. Alcide di Sarra (Lampedusa), Herrn Prof. Dr. Gunther Seckmeyer (Garmisch-Partenkirchen und Zugspitze), Frau Dr. Anna Maria Siani (Rom), Herrn Dr. Harry Slaper (Bilthoven), Herrn Dr. Manfred Steinmetz (Neuherberg und Offenbach) und Frau Dr. Ann Webb (Reading).

Dem NASA/GSFC TOMS Ozone Processing Team (OPT) danke ich für die Bereitstellung der Satellitendaten.

Ein Dankeschön geht auch an meine jetzigen und ehemaligen Kolleginnen und Kollegen am Institut für Meteorologie und Klimatologie, die für eine angenehme Arbeitsatmosphäre sorgten. Insbesondere die Mitglieder der Arbeitsgruppe Strahlung und Ferner-

kundung, und hier besonders Frau Dr. Sigrid Wuttke sowie Herr Darius Pissulla, konnten bei aufkommenden Fragen und Problemen so manches Mal mit Rat und Tat weiterhelfen. Bei den beiden genannten sowie Herrn Dr. Michael Schröter bedanke ich mich zudem für das aufmerksame Korrekturlesen.

Des Rückhalts meiner Eltern konnte ich mir jederzeit sicher sein – ein großes Dankeschön dafür! Zu guter Letzt geht mein größter Dank an meinen Freund Herrn Dr. Michael Schröter für seine fortwährende und liebevolle Unterstützung in allen Lebenslagen!

## Lebenslauf

### Merle Glandorf

geboren am 12.03.1974 in Bremen

### Bildungsweg

Juli 2007	Abschluss der Promotion zum Dr. rer. nat.
Aug. 2000 - Feb. 2007	wissenschaftliche Mitarbeiterin am Institut für Meteorologie und Klimatologie (IMUK), Leibniz Universität Hannover
Feb. 2003 - Dez. 2006	Verwaltungsangestellte im Koordinationsbüro „Bachelor- und Masterstrukturen in der Lehramtsausbildung“ der Leibniz Universität Hannover
Jan. 2000 - Juli 2000	wissenschaftliche Hilfskraft am IMUK
Okt. 1993 - Dez. 1999	Studium der Meteorologie an der Universität Hannover, Abschluss: Diplom-Meteorologin
1986 - 1993	Gymnasium Graf-Friedrich-Schule Diepholz, Abschluss: Abitur
1980 - 1986	Grundschule/Orientierungsstufe Wagenfeld

### Wissenschaftliche Veröffentlichungen:

**Glandorf, M., A. Arola, A. Bais, G. Seckmeyer, 2005:** Possibilities to detect trends in spectral UV irradiance. – *Theor. Appl. Climatol.*, **81**, S. 33-44.

**Seckmeyer, G., T. Ali, A. Bais, M. Glandorf, J. Kaurola, T. Koskela, P. den Outer, N. Siljamo, H. Slaper, S. Wuttke, 2004:** Using the European Database for Ultraviolet Radiation. – *Proceedings Quadrennial Ozone Symposium*, Kos, Greece, S. 269

**Seckmeyer, G., M. Glandorf, R. L. McKenzie, P. Johnston, D. Henriques, A. R. Webb, A. M. Siani, A. Bais, B. Kjeldstad, C. Brogniez, J. Lenoble, A. de la Casiniere, T. Koskela, J. Kaurola, F. Carvalho, C. Wichers, J. Groebner, H. Slaper, P. N. den Outer, U. Feister, P. Werle, S. Simic, D. Pissulla, 2007:** Europe's darker atmosphere in the UV-B. – zur Begutachtung eingereicht.

**Seckmeyer, G., D. Pissulla, M. Glandorf, D. Henriques, B. Johnsen, A. R. Webb, A. M. Siani, A. Bais, B. Kjeldstad, C. Brogniez, J. Lenoble, B. Gardiner, P. Kirsch, T. Koskela, J. Kaurola, B. Uhlmann, H. Slaper, P. N. den Outer, M. Janouch, P. Werle, J. Gröbner, B. Mayer, A. de la Casiniere, S. Simic, F. Carvalho, 2007:** Variability of UV irradiance in Europe. – zur Begutachtung eingereicht.

**Wode, C., M. Glandorf, M. Hofmann, R. Roth, 1998:** Lokalskalige Grenzschichtphänomene in polaren Meereisgebieten: Datenübersicht und exemplarische Ergebnisse von In-Situ-Messungen mit der Hubschrauberschleppsonde HELIPOD. – *Annalen der Meteorologie*, **37(2)**, S. 461.