

Zur Variation von Absolut- und Relativwerten der UV-Globalstrahlung

K. Dehne

1. Einleitung

Die Tagungsbände von photobiologischen Konferenzen sind häufig auch eine Fundgrube für grundlegende Arbeiten über die solare UV-Strahlung (siehe z.B. ^{1),2)}), so daß man nicht nur auf ein großes Interesse, sondern auch auf ein gewisses Grundwissen in der photobiologisch orientierten Fachwelt schließen darf.

Ziel dieses Vortrags ist es, als Beitrag für die Planung von UV-abhängigen Experimenten und für die Deutung einschlägiger Ergebnisse noch einmal die typische Variabilität der solaren UV-Strahlung in Erinnerung zu bringen. Hierzu gehört vor allem auch die Abhängigkeit vom effektiven Spektralintervall und – speziell im UV-B-Bereich – von dessen Flankenform. Die Flankenverläufe, die bei jedem Meßgerät mehr oder weniger stark von der idealen Sprungfunktion abweichen, sind besonders zu beachten, wenn es sich um photobiologische Wirkungen handelt, die stark wellenlängenabhängig sind.

Die Ausführungen beziehen sich überwiegend auf die UV-Globalstrahlung, also die solare Strahlung, die aus dem Halbraum auf einer horizontalen Fläche empfangen wird; durch die direkte oder indirekte Darstellung des Anteils an der gesamten Globalstrahlung soll aufgezeigt werden, inwieweit die Kenntnis der vielerorts für klimatologische und solarenergetische Belange gemessenen Globalstrahlung Rückschlüsse auf die UV-Strahlung und deren spektrale Komponenten erlaubt.

Die Mehrzahl der vorgestellten Ergebnisse ist mit Hilfe von Modellrechnungen gewonnen worden. Angesichts verbesserter Ausgangsdaten (z.B. extraterrestrisches Sonnenspektrum) und wachsender Erfahrung im Parametrisieren von atmosphärischen Variablen sowie erhöhter Leistungsfähigkeit der Rechner ist diese Methode zur Bestimmung typischer oder klimatologischer Daten von zunehmender Vielseitigkeit und Zuverlässigkeit. Jahres- und Tagesgänge wurden für das Beispiel der geographischen Breite $\varphi = 48^\circ\text{N}$ berechnet, so daß die Werte näherungsweise die Verhältnisse am Tagungsort repräsentieren. Zuverlässige Meßdaten, vor allem im UV-B-Bereich, sind nur von wenigen Stationen und über relativ kurze Zeiträume verfügbar, da die Meßtechnik immer noch sehr kosten- und wartungsintensiv ist. Einfachere Geräte in Meßnetzen liefern im allgemeinen nur gerätespezifische Relativwerte, die Vergleiche zwischen Meßstationen und Zeitpunkten ermöglichen. Die repräsentierten Meßdaten beschränken sich deshalb nur auf ein Meßbeispiel.

2. Variation der extraterrestrischen Sonnenstrahlung

Nach dem extraterrestrischen Sonnenspektrum

der Weltorganisation für Meteorologie (WMO) von 1981 (siehe z.B. ³⁾), das für den mittleren Abstand Erde-Sonne angegeben wird und eine Solarkonstante von $1367 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ergibt, beträgt der UV-Anteil an der extraterrestrischen Sonnenstrahlung für den:

Gesamt-UV-Bereich ($\lambda \leq 400 \text{ nm}$): 8,0 %
 UV-A-Bereich ($315 < \lambda \leq 400 \text{ nm}$): 6,1 %
 UV-B-Bereich ($280 < \lambda \leq 315 \text{ nm}$): 1,3 %

Die Unsicherheit der extraterrestrischen UV-Bestrahlungsstärken für $\lambda \geq 300 \text{ nm}$ liegt unter 4 %⁴⁾.

Die Elliptizität der Erdbahn um die Sonne bedingt für alle Spektralbereiche eine jahreszeitliche Variation innerhalb von $\pm 3,3 \%$; die aktuelle Abweichung von den tabellierten mittleren Werten des Sonnenspektrums läßt sich einfach berechnen.

Sonnenfleckenzyklus und Rotationszyklus der Sonne liefern eine zusätzliche Variation, die mit abnehmender Wellenlänge λ ansteigt. Nach Beobachtungen im Sonnenzyklus 21 beträgt sie bei $\lambda = 300 \text{ nm}$ für beide Effekte weniger als je 1 %⁵⁾.

3. Variation der UV-Strahlung durch atmosphärische Schwächungsprozesse

3.1. Für den wolkenlosen Fall

Die UV-Strahlung, die die wolkenlose Atmosphäre durchdringt und die Erdoberfläche erreicht, hat im wesentlichen drei Schwächungsprozesse erfahren, die mehr oder weniger stark wellenlängenabhängig sind: die Molekülstreuung, die Streuung und Absorption durch Aerosole sowie die Ozonabsorption. Die Schwächung der direkten (also unabgelenkten) Sonnenstrahlung von I_0 (extraterr.) auf I läßt sich einfach berechnen durch:

$$I/I_0 = \exp. \{-m \cdot \frac{p}{p_0} + \delta_A + \delta_O\}, \quad (\text{Gl. 1}),$$

wobei die optischen Dicken δ_i die jeweiligen auf den senkrechten Weg durch die Atmosphäre integrierten Schwächungskoeffizienten und die optische Luftmasse $m \approx 1/\cos\zeta$ die Abhängigkeit vom Sonnenzenitwinkel ζ repräsentiert.

Abb. 1 zeigt den spektralen Verlauf der optischen Dicken im Wellenlängenbereich zwischen 300 nm und 400 nm für die Standard-Atmosphäre 1968 nach ELTERMAN⁶⁾. Im logarithmischen Maßstab erscheint die Variation als Steigung von δ_A und δ_M (bezogen auf Normaldruck p_0) als gering bzw. mäßig im Vergleich zu δ_O ; die Schwächung durch Ozonabsorption dominiert im UV-B-Bereich, sie übersteigt die Schwächung durch Molekülstreuung für $\lambda < 310 \text{ nm}$ und liefert (bei $\zeta = 0$) Transmissionsgrade von etwa $3 \cdot 10^{-2}$ und $3 \cdot 10^{-5}$ für $\lambda = 300 \text{ nm}$ und 290 nm . Da in unseren Breiten $\zeta > 20^\circ$ und

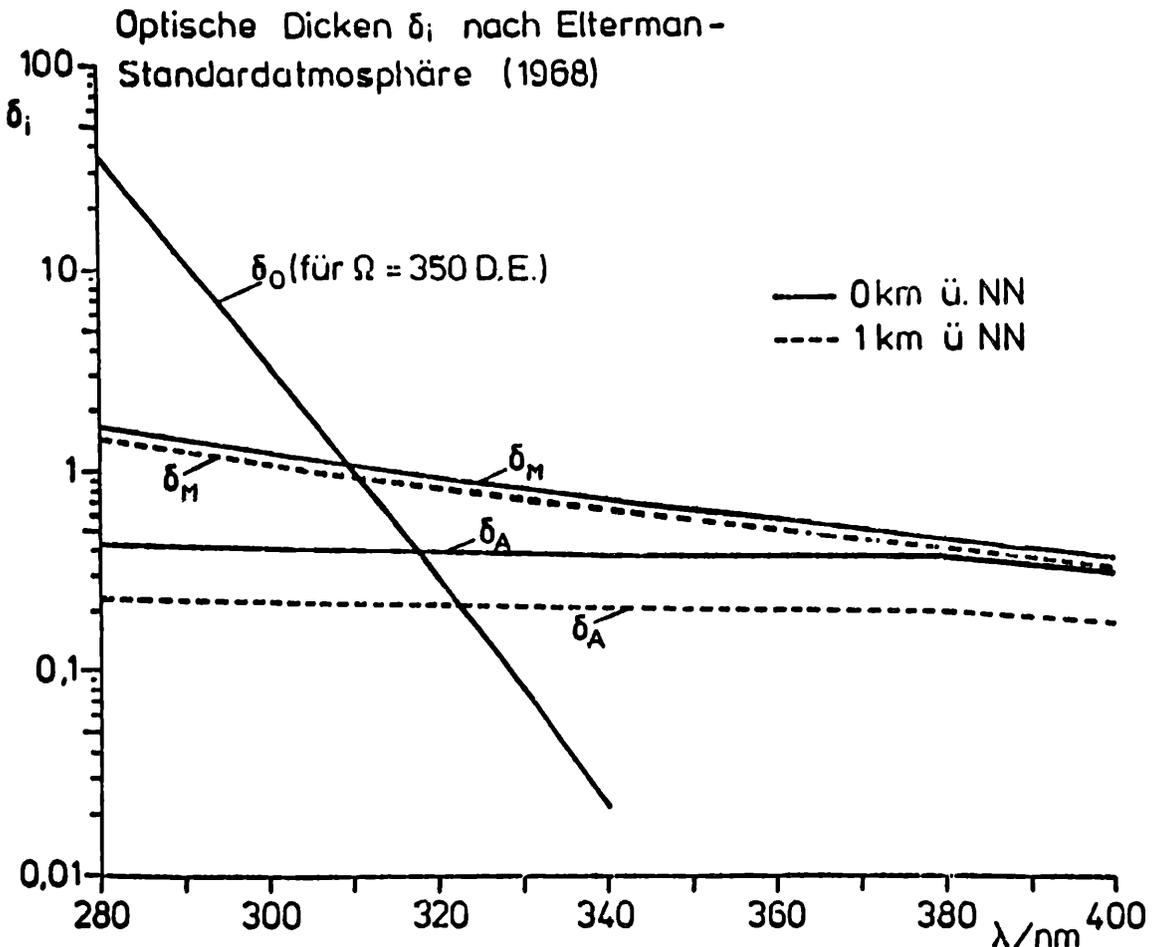


Abbildung 1

Spektrale Abhängigkeit der optischen Dicken für Ozon (δ_o), Aerosole (δ_A) und Moleküle (δ_M) aus⁶⁾. Für Stationshöhen von 0 und 1 km ü.NN.

$1/\cos \zeta$ mit wachsendem ζ nichtlinear ansteigt, wird die direkte UV-Sonnenstrahlung hier tatsächlich noch stärker geschwächt.

Ein Teil der gestreuten direkten Sonnenstrahlung erreicht die Erdoberfläche als diffuse (gestreute) Sonnenstrahlung, und zwar – in sehr grober Näherung – 50 % der Molekülstreustrahlung und deutlich mehr als 50 % der Aerosolstreustrahlung (zunehmend mit der Aerosolgröße). Die Globalstrahlung G übersteigt definitionsgemäß um diesen Betrag der diffusen Sonnenstrahlung D die horizontale Komponente der direkten Sonnenstrahlung:

$$G = I \cdot \cos \zeta + D.$$

Vereinfacht man den Aufbau der Atmosphäre durch die Annahme, daß die Ozonschicht in der Stratosphäre (≈ 20 km), die Moleküle in der Troposphäre und das Aerosol im unteren Teil der Troposphäre konzentriert sind, und berücksichtigt man die zeitliche und räumliche Variation des atmosphärischen Ozongehalts (z.B.^{7),8)}, so kann man bereits aus den Angaben in diesem Abschnitt 3.1. in erster grober Näherung auf die Werte der solaren Einstrahlung im UV-Bereich zurückschließen.

3.1.1. Zur Variation durch atmosphärisches Aerosol

Größenverteilung, komplexer Brechungsindex und Partikelkonzentration (mit Höhenprofil) des Aerosols bestimmen die Strahlungsschwächung. Von der Größenverteilung hängt es u.a. auch ab, ob die optische Dicke des Aerosols mit abnehmenden Wel-

lenlängen zunimmt (z.B. bei der Prozentverteilung: $\delta_A \sim \lambda^{-1.3}$) oder abnimmt (z.B. bei „Haze L“, s.⁹⁾). Veränderungen der Aerosol-Absorption, beschrieben durch den Imaginärteil des Brechungsindex, schwächen die UV-Globalstrahlung empfindlicher als Konzentrationserhöhungen.

Insgesamt liegt für Sonnenzenitwinkel $\zeta = 0^\circ$ der Schwächungseffekt für die UV-Globalstrahlung unter 10 % oder 25 %, je nachdem, ob man stark absorbierendes Industrie-Aerosol ausschließt oder nicht ausschließt. Die spektralen Unterschiede im Bereich 300 nm - 400 nm sind gering (wenige Prozent), nehmen jedoch bei größeren Einfallswinkeln ($\zeta \geq 70^\circ$) zu (siehe z.B.¹⁰⁾).

3.1.2. Zur Variation durch atmosphärisches Ozon

Die Variation der UV-Strahlung durch Änderung des atmosphärischen Ozongehalts ist angesichts der möglichen Auswirkungen auf die Biosphäre besonders häufig berechnet worden (siehe z.B.^{11),12),13)}). Abb. 2 zeigt nochmals nach Modellberechnungen¹⁴⁾ für fünf Wellenlängen und Sonnenzenitwinkel $\zeta = 0^\circ$ die Zunahme von Globalstrahlung G , diffuser Sonnenstrahlung D und direkter Sonnenstrahlung I , wenn der Gesamtzongehalt $\Omega = 400$ D.E. (1 Dobson-Einheit = 10^{-3} cm STP) bis zu 50 % verringert wird. Man findet bei einer Ozonabnahme von 25 % für die Wellenlängen 307,5 nm und 297,5 nm eine Zunahme der spektralen Bestrahlungsstärke

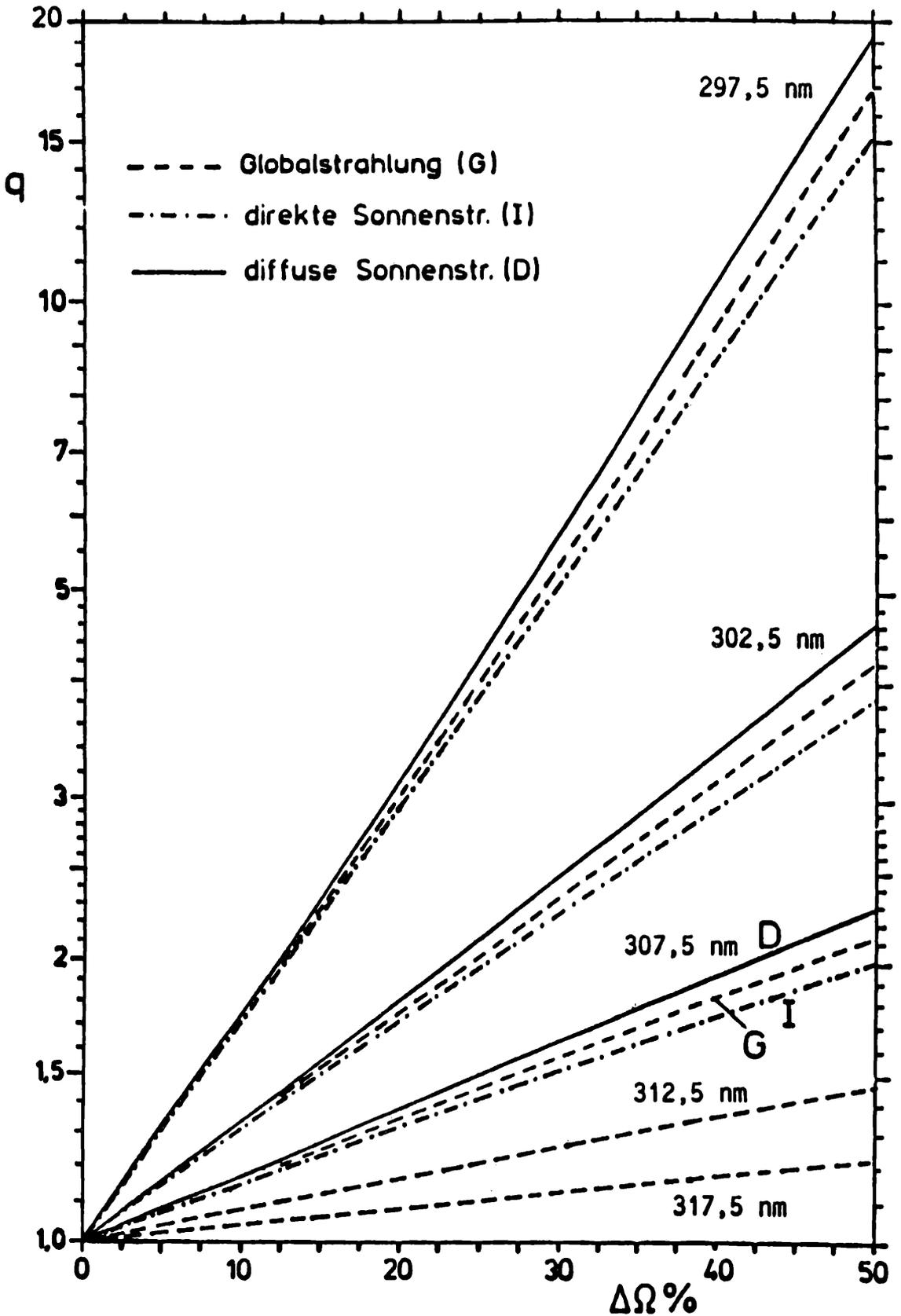


Abbildung 2

Zuwachsfaktoren der spektralen Globalstrahlung sowie der direkten und diffusen Sonnenstrahlung für vier Wellenlängen des UV-B-Bereichs im Falle der Abnahme des Gesamtozongehalts bis zu 50 %. Nach Strahlungsmodellwerten aus¹⁴⁾ für eine aerosolarme, wolkenlose Atmosphäre, Sonnenzenitwinkel $\zeta = 0^\circ$ und einen Ausgangswert des Ozongehalts von $\Omega = 400$ D.E.

von G um den Faktor 1,5 bzw. 2 bzw. 4; dies bedeutet, daß der prozentuale Zuwachs an Globalstrahlung aus der prozentualen Ozonabnahme durch

Verdopplung, Vervielfachung bzw. Verzwölfachung abgeschätzt werden kann. Versteht man die genannten Wellenlängen als Wirkungsschwerpunkt

te λ_s , die sich bei Faltung von Wirkungsfunktion und Spektrum ergeben, so erhält man z.B. im Falle der Erythemschwellenwirkung ($\lambda_s = 307,5$ nm im Sommer) die „Prozent-Verdoppelungs-Regel“. Zum empfindlicheren Nachweis von Ozonschwankungen andererseits sind Geräte mit noch kleineren Schwerpunktswellenlängen zu empfehlen.

Der Schwächungseffekt, wie in Abb. 2 dargestellt, wird im Falle ansteigender Sonnenzenitwinkel ζ weiter verstärkt. Dies ergibt sich für die direkte Sonnenstrahlung I aus Gleichung (1):

$$\ln [I(\lambda, \Omega_2)/I(\lambda, \Omega_1)] = -\beta(\lambda) \cdot \Omega_1 \cdot [(\Omega_2 - \Omega_1)/\Omega_1] / \cos \zeta \quad \text{(Gl. 2)}$$

wenn man gleichzeitig die optische Dicke $\delta_0(\lambda) = \beta(\lambda) \cdot \Omega$ durch den Ozon-Absorptionskoeffizienten ausdrückt.

Mit Hilfe von Gl. (2) kann man die I-Ergebnisse in Abb.2 von $\Omega_1 = 400$ D.E. auch auf andere Bezugs-ozongehalte umrechnen, wobei die relative Ozon-änderung $(\Omega_2 - \Omega_1)/\Omega_1$ bereits vorgegeben ist. Für Ozongehalte unter 400 D.E. z.B. ergeben sich danach kleinere prozentuale Strahlungsänderungen.

Für genauere Berechnungen der Schwächung durch Ozonabsorption sind nicht nur der atmosphärische Gesamtzongehalt, sondern auch das Höhenprofil von Lufttemperatur und Ozonkonzentration erforderlich. Letzteres erweist sich als besonders wichtig, da die Absorptionskoeffizienten des anwachsenden troposphärischen Ozons diejenigen des stratosphärischen Ozons deutlich übersteigen^{15),16)}.

3.1.3. Zur Höhenabhängigkeit

Die Abhängigkeit der spektralen UV-B-Globalstrahlung von der Stationshöhe (ü.N.N.) zeigt (Abb. 3) für eine Modellatmosphäre mit geringer Aerosolbelastung und einem Gesamtzongehalt von 318 D.E.¹⁷⁾. Es ist der Zuwachsfaktor der Globalstrahlung beim Aufstieg von 0 m auf 1 km, 2 km und 3 km dargestellt. Die jeweiligen Kurvenpaare

spreizen sich zunehmend mit abnehmender Wellenlänge und zunehmenden Zenitwinkel auf. Bei $\lambda = 307,5$ nm liegt der Faktor für 1 km zwischen 1.13 ($\zeta = 30^\circ$) und 1.17 ($\zeta = 60^\circ$), für 3 km zwischen 1,33 und 1,46. Diese Werte sind vergleichbar mit der Zuwachsrate von ca. 14 % je km, die in den Bergstationen bei Innsbruck¹⁸⁾ und bei Garmisch¹⁹⁾ gemessen wurde.

Mit ansteigender Wellenlänge (und folglich abnehmender Molekülstreuung) gehen die Höhenzuwachsrate auf Werte unter 10 % je km zurück, wie nebenstehende Tabelle der Zuwachsfaktoren $f(h)$ für $\lambda = 340$ nm und 360 nm zeigt.

λ/nm	$\zeta = 30^\circ$			$\zeta = 60^\circ$		
	$f(1)$	$f(2)$	$f(3)$	$f(1)$	$f(2)$	$f(3)$
340	1,08	1,14	1,19	1,12	1,20	1,28
360	1,07	1,11	1,15	1,10	1,17	1,24

Im Falle von Inversionslagen, die eine stärkere Anreicherung von Aerosolen in den unteren Luftschichten bedeuten, oder von bodennahen, starken Aerosolquellen sind höhere Zuwachsraten zu erwarten.

3.1.4. Zur Abhängigkeit von der Bodenbede

Die Albedo natürlicher Bodenflächen nimmt im UV-Bereich im allgemeinen zu kürzeren Wellenlängen ab und liegt im UV-B-Bereich für Grünflächen und Ackerböden unter 5 %. Legt man das gleiche Rechenmodell einer aerosolarmen Atmosphäre¹⁷⁾ zugrunde, wie in Abschnitt 3.1.3., so ergeben sich bei Albedowerten für Lambert-Rückstreuung von 0,1 (helle Steine), 0,3 (heller Sand) und 0,8 (Neuschnee) im Spektralbereich zwischen 297,5 nm und 360 nm albedo-bedingte Erhöhungen der spektralen Globalstrahlung um 3 bis 4 %, 9 bis 13 % bzw. 27 bis 45 %. Die Maximalwerte liegen in einem breiten Maximum zwischen 312 und 330 nm.

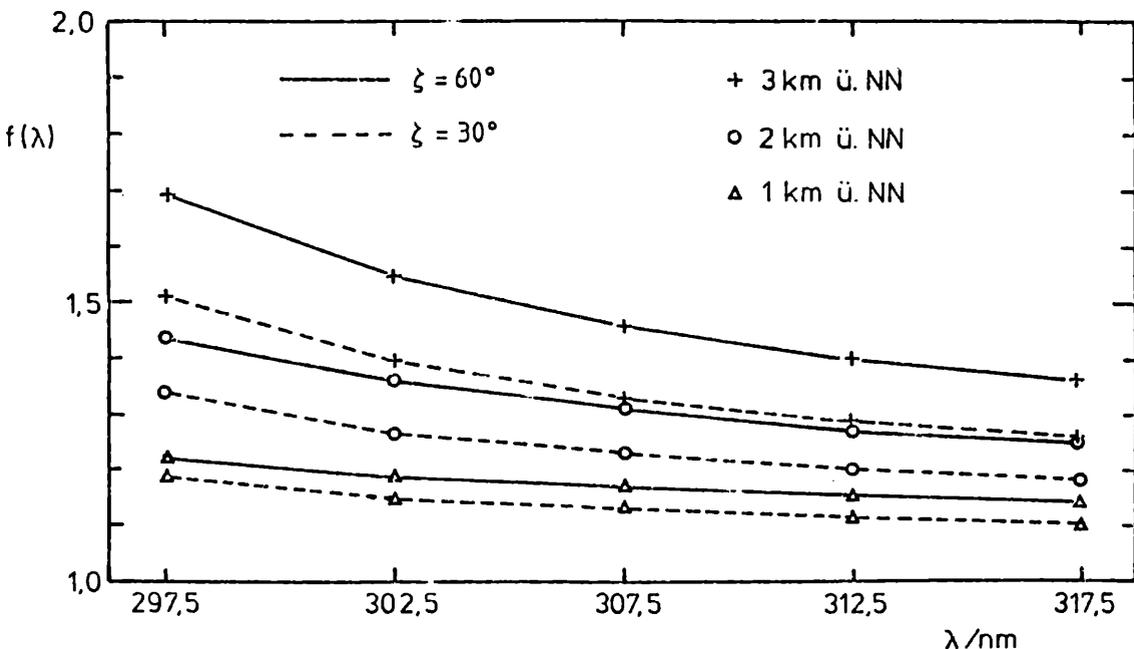


Abbildung 3

Zuwachsfaktoren $f(\lambda)$ für die spektrale Globalstrahlung im UV-B-Bereich bei Verlegung der Meßstation von 0 km ü. NN auf 1 km, 2 km und 3 km ü. NN. Nach Strahlungsmodellaten aus¹⁷⁾ für Sonnenzenitwinkel 60° und 30° sowie eine wolkenlose, aerosolarne Atmosphäre mit einem Gesamtzongehalt von 318 D.E.

Die Ergebnisse sind praktisch unabhängig vom Sonnenzenitwinkel. Zunehmender Aerosolgehalt sollte den Albedo-Effekt weiter abschwächen. Abgesehen von Schneelagen liefert also die Albedo des Bodens nur eine geringfügige Verstärkung der UV-Globalstrahlung.

3.2. Für den bewölkten Fall

Bei *bedecktem* Himmel liefern die Streu- und Absorptionsprozesse im Wolkenvolumen eine zusätzliche Schwächung der UV-Globalstrahlung, die mit der optischen Dicke der Wolken ansteigt.

Das Verhältnis $R(\delta_w)$ der spektralen UV-Globalbestrahlungsstärken mit und ohne homogene Stratus-Bewölkung, berechnet nach einem einfachen Wolken-Modell für zehn optische Dicken δ_w , zeigt Abb. 4 (aus²⁰). Die δ_w sind durch Integration der Wolkentröpfchen-Schwächungskoeffizienten bei konstantem Konzentrationsprofil über die Wolkendichte bestimmt worden; die Koeffizienten wurden dabei als wellenlängenunabhängig angenommen. Man erhält z.B. $R(10) \approx 0,6$ und $R(50) \approx 0,2$ für $\lambda \geq 300$ nm; für $\lambda < 300$ nm erkennt man eine deutliche Abnahme der R-Werte mit zunehmender Ozonabsorption. Eine bemerkenswerte Variation von R mit dem Sonnenzenitwinkel ergibt sich nicht.

Größere R-Werte erhält man, wenn man statt der zu $\rho_B = 0,05$ angenommenen Albedo (Vegetationsflächen) höhere Werte (z.B. für Sand und Schnee) in Rechnung stellt. Mit der Wolkenalbedo ρ_w , die für dicke, wasserreiche Wolkenschichten auf 0,8 ansteigen kann, errechnet man eine albedo-bedingte Globalstrahlungserhöhung den Faktor $f = \rho_w \cdot \rho_w / (1 - \rho_B \cdot \rho_w)$.

Der Effekt von Wolkenbedeckung auf den UV-Anteil an der Globalstrahlung oder auf das entsprechende Verhältnis $V(\delta_w)$ der Transmissionsgrade von UV-Globalstrahlung und Globalstrahlung ist nach Modellrechnungen in²¹) in erster Linie abhängig von der Wolkenschichtdicke. Für $\rho_B = 0$ (näherungsweise also für Flächen mit insgesamt niedriger

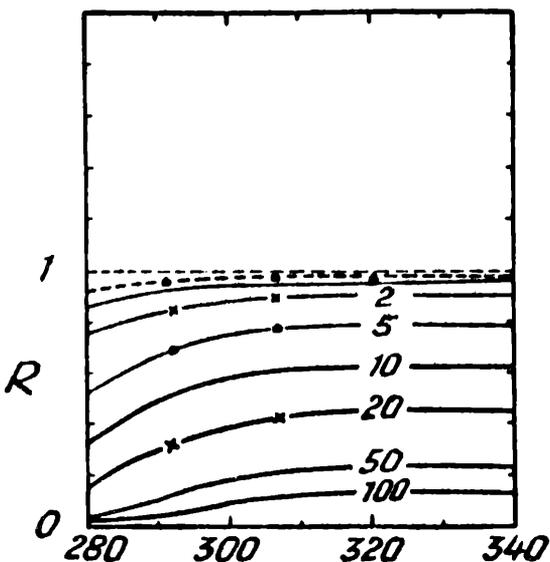


Abbildung 4

Relative spektrale Globalstrahlung $R(\lambda)$ bei stratusbedecktem Himmel (bezogen auf den wolkenlosen Fall) für den UV-Bereich 280 nm bis 340 nm, aus²⁰. Nach Modellberechnung für acht Wolkenschichten mit optischen Dicken bis $\delta_w = 100$ und einem Gesamt ozongehalt von 320 D.E.; Sonnenzenitwinkel $\zeta = 0^\circ$.

Albedo, wie z.B. unbewachsene Erde) zeigt Abb. 5 aus²¹), daß z.B. bei kleinen Sonnenzenitwinkeln die $V(\delta_w = 15)$ -Werte die „wolkenlosen“ $V(\delta_w = 0)$ -Werte um etwa 10-30 % übersteigen, mit ansteigender Tendenz für zunehmende ζ . Dieser Effekt tritt bei Wellenlängen auf, für die die Ozonabsorption noch nicht zu stark und die Molekülstreuung immer noch deutlich von der des sichtbaren Bereichs abgehoben ist, also – gemäß Abb. 5 – im Bereich von 300 nm bis mindestens 330 nm. Setzt man Bodenalbedo-Werte ein, die im UV-Bereich um ein Vielfaches niedriger sind als für den gesamten Solarbereich, so wird die Globalstrahlung mehr begünstigt und der beschriebene Wolkenbedeckungseffekt abgebaut.

Im Falle des teilbedeckten Himmels erreicht auch Strahlung von Wolkenseitenflächen die Erdoberfläche. Zur Globalstrahlung liefern die von der Sonne angestrahlten hellen Wolkenflächen höhere Beiträge als die dahinter liegenden blauen Himmelssegmente. Zur UV-Globalstrahlung dagegen sind diese Beiträge geringer, da die Wolken Anteile der intensiven Molekülstreuung des Himmels abschatten. Für die UV-B-Strahlung bei etwa 300 nm können sich Reflex und Schatten in ihrer Wirkung aufheben²³). Insgesamt ergibt sich damit eine bewölkungsbedingte Absenkung des UV-Anteils an der Globalstrahlung.

Die bisherigen Arbeiten zur Klärung des Zusammenhangs von Bewölkung und UV-Strahlung (speziell: UV-B-Strahlung) sind nur Mosaiksteine; es bedarf noch vieler weiterer Untersuchungen, vor allem durch Messungen, um abgesicherte Ergebnisse für die Anwendungen bereitstellen zu können.

Abb. 6 zeigt eine Zusammenstellung von derzeit bekannten Kurven der relativen UV-B-Globalstrahlung in Abhängigkeit vom Wolkenbedeckungsgrad. Die Punktwolke repräsentiert die australischen Einzelmeßergebnisse, aus denen die Paltridge-Kurve²⁴) abgeleitet wurde; die Verteilung der Punkte legt nahe, daß man bei Auftrennung in Bedeckungsgrade für verschiedene Wolkenarten mehrere Kurven erhalten würde.

Die Büttner-Gerade wird in amerikanischen UV-B-Studien (siehe z.B.²⁵) benutzt. Sie liefert für $N = 8$ (bedeckt) mit 0,44 den höchsten Wert, für $N < 6$ die niedrigsten Werte. Die Kurve von Josefsson, die unter der Paltridge-Kurve liegt, wird in einer schwedischen UV-B-Studie²⁶) verwandt. Die Kurve für die relative Globalstrahlung von Hamburg²⁷) soll einen Vergleich zwischen UV-Globalstrahlung und Globalstrahlung ermöglichen; wenn man die Büttner-Gerade ausschließt, liegen die Abweichungen für $N < 7$ innerhalb 10 %.

4. Variation mit Tages- und Jahreszeit für den wolkenlosen Fall

Die tageszeitliche und jahreszeitliche Variation der UV-Strahlung ist wesentlich durch den Gang der Sonnenhöhe bestimmt. Bei der jahreszeitlichen Variation muß man zusätzlich noch die Variation des atmosphärischen Ozongehalts berücksichtigen. In feinere Rechnungen geht auch die jahreszeitliche Schwankung der Bodenalbedo sowie die tageszeitliche Variation des Aerosolgehalts ein. Die im folgenden vorgestellten Ergebnisse für wolkenlosen Himmel sind mit Hilfe eines vielseitigen, modernen Rechenmodells für solare spektrale Bestrahlungsstärken von C.G. JUSTUS und M.V. PARIS²⁸) ge-

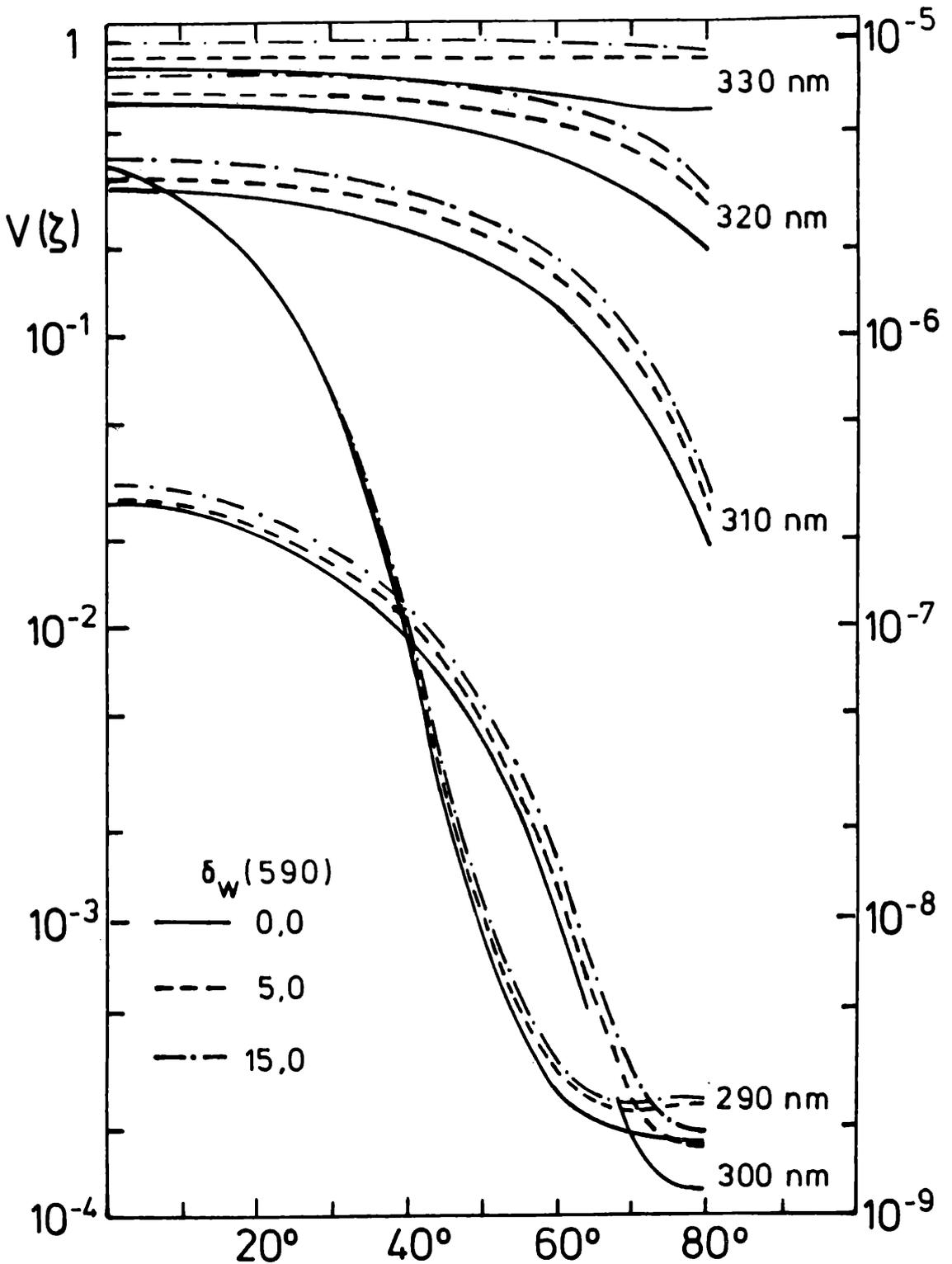


Abbildung 5

Verhältnis $V(\delta_w)$ der atmosphärischen Transmissionsgrade für die spektrale UV-Globalstrahlung und die Globalstrahlung, in Abhängigkeit vom Sonnenzenitwinkel, für wolkenlose Atmosphäre und zwei Modell-Schichtwolken mit den optischen Dicken $\delta_w = 5$ und 15 sowie für fünf Wellenlängen; aus²¹⁾. Nach Modellberechnung²¹⁾, für aerosolareme Atmosphäre mit Gesamtzongehalt 318 D.E. sowie eine Bodenbedo von 0.0. Die rechte Skala gilt für die Kurven mit $\lambda = 290$ nm.

wonnen worden. Die spektrale Schrittweite beträgt 5 nm. Für Bodenbedo und Aerosoltyp wurden jahreszeitlich feste Werte angenommen.

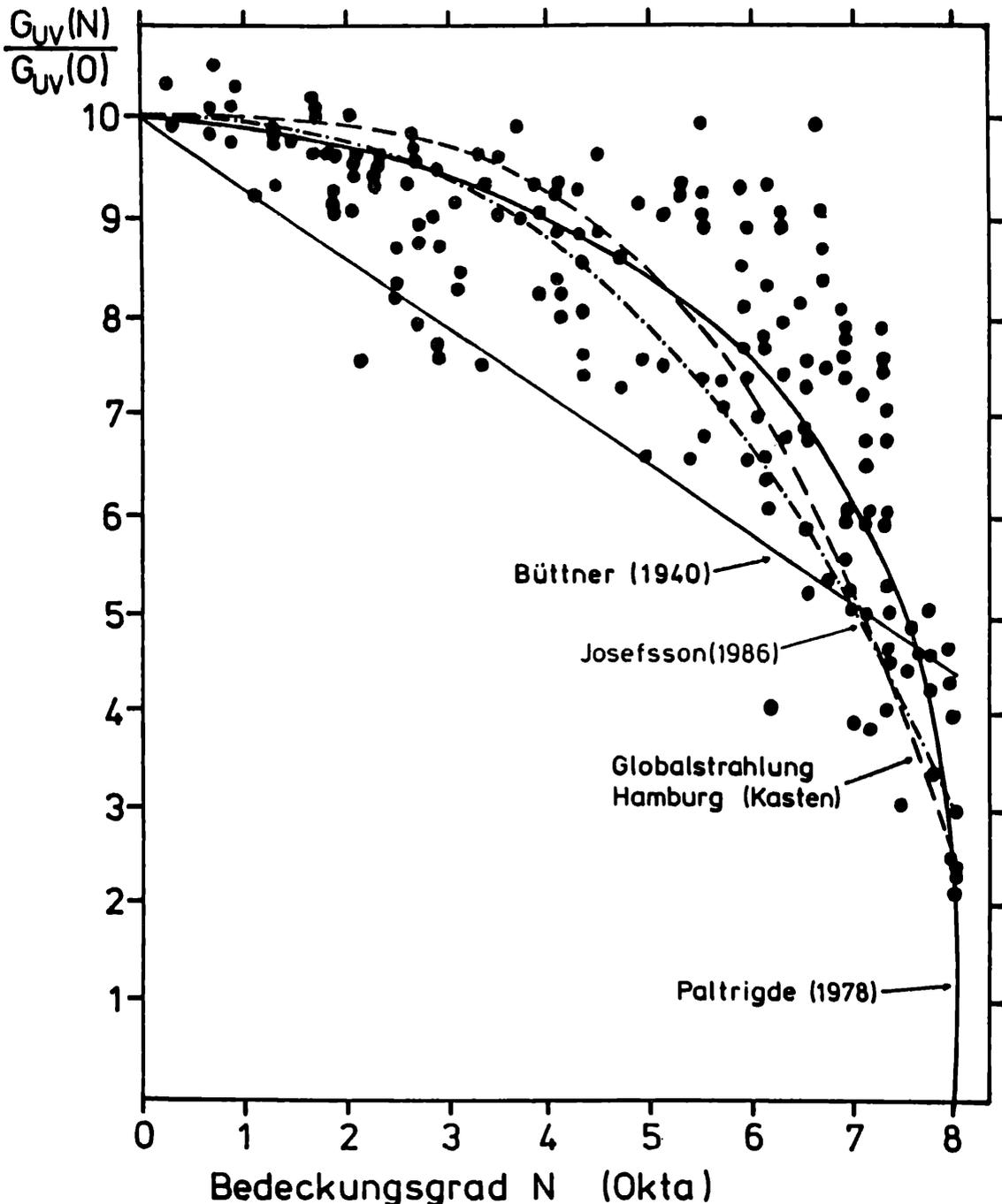


Abbildung 6

Relative UV-Globalstrahlung (bezogen auf den wolkenlosen Fall) in Abhängigkeit vom Wolkenbedeckungsgrad N. Zusammenstellung von drei klimatologisch ausgewerteten UV-Kurven; die Punktwolke repräsentiert die Datenbasis der Paltridge-Kurve. Zum Vergleich: entsprechende Kurve für die Hamburger Globalstrahlung.

4.1. UV-Globalstrahlung $G(\text{UV})$ im Gesamtbereich 290 nm ... 400 nm

4.1.1. Jahresgang des UV-Anteils an der Globalstrahlung

Für den 15. Tag jeden Monats und einen Ort auf der geographischen Breite $\varphi = 48^\circ\text{N}$ wurden die prozentualen Anteile der Tagessummen berechnet, wobei die Monatsmittelwerte vom Ozongehalt des Meteorologischen Observatoriums Hohenpeißenberg ($\varphi = 47,8^\circ\text{N}$) benutzt und Albedo-Modellwerte für Vegetationsflächen eingesetzt wurden. Der Aerosolgehalt wurde einmal als gering ($\delta_A(500\text{ nm}) = 0,1$), einmal als mittelmäßig ($\delta_A(500\text{ nm}) = 0,27$; siehe auch Elterman-Standard-Atmosphäre, 1968⁶⁾) angenommen; der Aerosol-

Modelltyp ist „ländlich“ und erfüllt die Potenzverteilung ($\delta_A(\lambda) \sim \lambda^{-1,3}$). Das Ergebnis ist in Abb. 7 dargestellt. Die jahreszeitliche Variation des Anteils von etwa 5 % im Januar und 5,6 % im Juli bedeutet eine relative Schwankung von etwa 12 %. Der Einfluß der unterschiedlichen Aerosolgehalte auf den UV-Anteil ist gering, die relative Abweichung ist unter 1 %. Dagegen liefert eine Erweiterung des Wellenlängenbereichs auf 402,5 nm bereits um etwa 5,5 Relativprozente größere Werte.

Die Absolutwerte von $G(\text{UV})$ für den Fall $\delta_A = 0,27$ sind in der 1. Spalte von Tab. 2 enthalten.

Hamburger Meßwerte²⁹⁾ (siehe auch³⁰⁾) decken sich in erster Näherung mit dem Ergebnis in Abb. 7, aus dem man folgende Schlüsse ziehen kann:

Tagessummenverhältnis der Gesamt-UV-Globalstrahlung G(UV) zur Globalstrahlung G am 15. Tag jedes Monats für 48°N

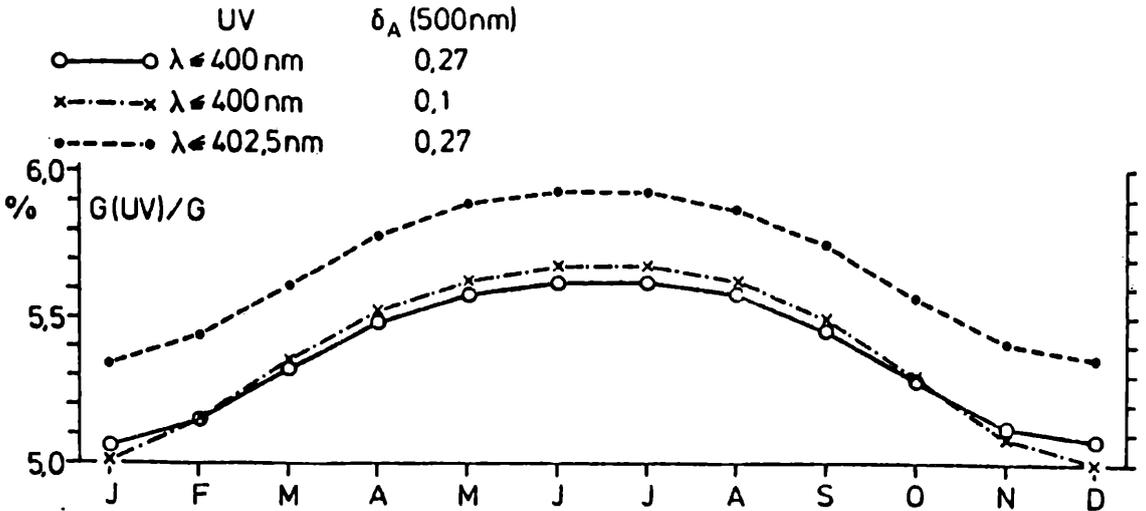


Abbildung 7

Nach Modellberechnung²⁸⁾ für eine wolkenlose Atmosphäre mit geringem ($\delta_A = 0.1$) und mittlerem ($\delta_A = 0.27$) Aerosolgehalt und 2 cm Wasser (Äquivalentmenge) sowie Ozongehaltsmittelwerten des Met. Obs. Hohenpeißenberg.

- a) Die Messung der Gesamt-UV-Globalstrahlung (oder auch der UV-A-Strahlung) ist nur dann sinnvoll, wenn die Berechnung aus der Globalstrahlung zu ungenau ist; die Berechnungsunsicherheit liegt, unter Einschluß eines 3 %-Globalstrahlungsfehlers, bei etwa 10 %, wobei die Änderung der Verhältnismerte bei Bewölkung in erster Näherung miteifaßt sein sollte.
- b) Die zur Messung eingesetzten Radiometer sollten eine Meßunsicherheit <10 % und eindeutig spezifizierete Grenzen der spektralen Empfindlichkeit besitzen.

4.1.2. Tagesgang von UV-Globalstrahlung (und diffuser Sonnenstrahlung)

Die Tagesgänge der UV - Globalbestrahlungsstärke

G(UV) wurden für den 15. Tag jeden Monats in Form von Halbstunden - Mittelwerten berechnet. Es wurde das Aerosolmodell $\delta_A(500 \text{ nm}) = 0.27$ zugrunde gelegt; alle anderen Modellvariablen wurden wie unter 4.1.1. gewählt. Das Ergebnis ist in Tab. 1 niedergelegt und für die 1. Tageshälfte und das 1. Halbjahr in Abb. 8 dargestellt. Um den relativ hohen Anteil an diffuser Sonnenstrahlung D(UV) in G(UV) zu veranschaulichen, sind in Abb. 8 auch die entsprechenden D(UV)-Tagesgänge eingetragen.

Der D(UV)-Anteil der Mittagswerte liegt für Januar und Juni bei 86 % bzw. 54 %. Das Verhältnis der G(UV)-Mittagswerte von Juni und Januar beträgt 3,6, das entsprechende für D(UV) 2,3. Für die Globalstrahlung findet man an einem wolkenlosen Junitag, je nach Trübung, nur einen D-Anteil von etwa 10 bis 20 %.

Tabelle 1

Vormittagsgang der Halbstunden-Mittenswerte der UV-Globalbestrahlungsstärke G(UV) für den wolkenlosen 15. Tag jeden Monats und Orte in 48°N.

Nach Modellberechnung²⁸⁾, für optische Dicke des Aerosols $\delta_A = 0.27$ ($\lambda = 500 \text{ nm}$), 2 cm Wasser (Äquivalentmenge) und Ozongehaltsmittelwerte vom Met. Obs. Hohenpeißenberg.

Halbstunden-Mitte (WOZ)	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
11.45	15.6	24.3	35.3	46.5	53.8	56.9	55.9	50.7	41.0	29.2	18.6	13.7
11.15	15.0	23.4	34.3	45.6	53.0	56.0	55.1	49.9	40.2	28.3	17.8	13.1
10.45	13.8	22.0	32.6	43.9	51.2	54.3	53.4	48.1	38.4	26.7	16.5	11.9
10.15	11.9	19.8	30.1	41.2	48.6	51.8	50.8	45.4	35.8	24.4	14.6	10.2
9.45	9.76	17.1	27.0	37.9	45.3	48.5	47.5	42.1	32.5	21.4	12.1	8.19
9.15	7.33	13.9	23.2	33.8	41.3	44.6	43.5	38.0	28.5	17.9	9.48	5.93
8.45	4.79	10.5	19.2	29.3	36.8	40.1	39.0	33.4	24.2	14.2	6.64	3.56
8.15	2.28	7.97	14.8	24.5	31.8	35.2	34.0	28.4	19.4	10.3	3.82	1.26
7.45	0.14	4.00	10.5	19.4	26.5	30.0	28.7	23.2	14.7	6.66	1.19	
7.15		1.15	6.58	14.5	21.2	24.7	23.4	18.0	10.1	3.29		
6.45			3.10	9.86	16.1	19.3	18.2	13.0	6.07	0.45		
6.15			0.28	5.79	11.4	14.4	13.3	8.52	2.55			
5.45				2.37	7.17	9.95	8.90	4.68				
5.15					3.67	6.11	5.19	1.51				
4.45					0.85	2.94	2.12					
4.15						0.05						

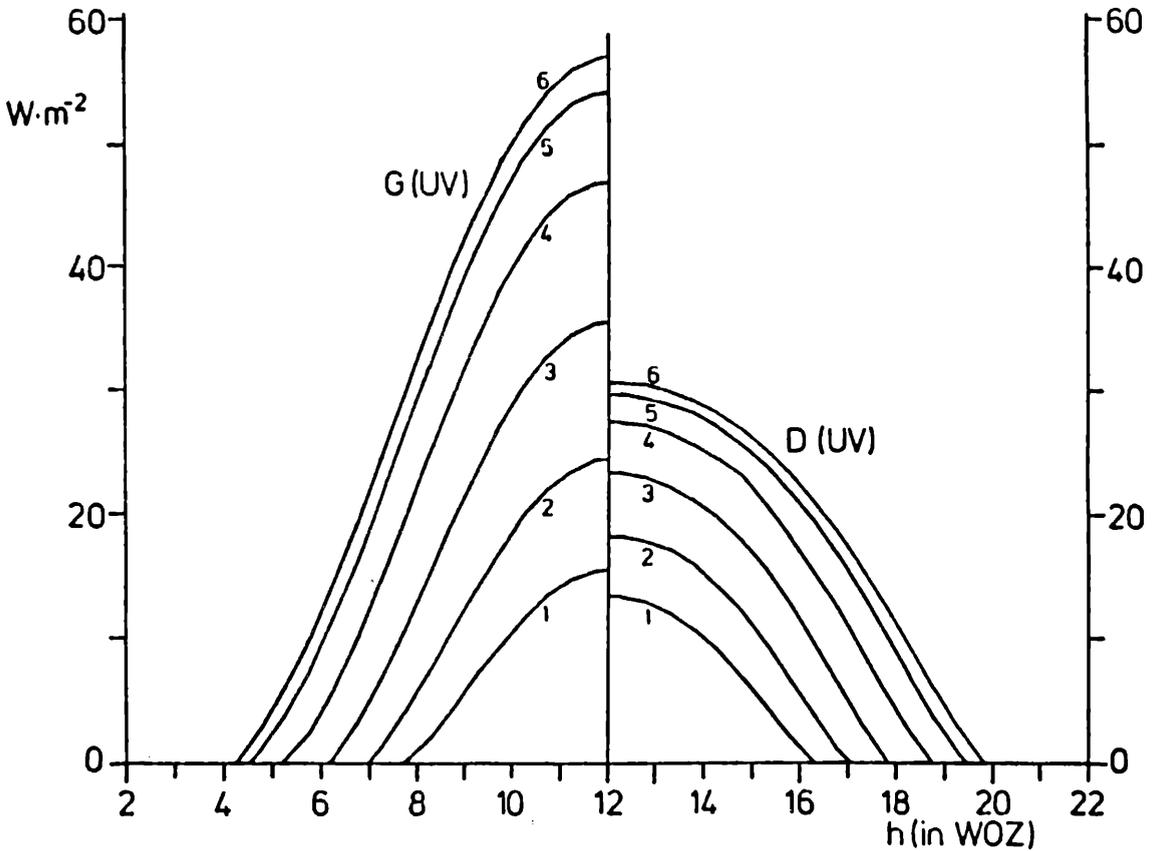


Abbildung 8

Halbtagesgang der UV-Globalstrahlung $G(\text{UV})$ und der diffusen UV-Sonnenstrahlung für die wolkenlosen 15. Tage der ersten sechs Monate. Modellberechnung mit Annahmen wie für Abb. 7 ($\delta_A = 0.27$).

4.2. UV-Globalstrahlung $G(\Delta\text{UV})$ in spektralen Unterbereichen

Wie in 4.1. wurden für den 15. Tag jeden Monats und die geographische Breite $\varphi = 48^\circ\text{N}$ sowie unter den Modell-Annahmen gemäß 4.1.1. die Tagessummen der Globalstrahlung in 7 UV-Unterbereichen berechnet. Die untere Grenzwellenlänge der Spektralintervalle ist stets 290 nm, so daß durch fortschreitende Verkürzung der oberen Grenze der zunehmende Einfluß der Ozonabsorption im UV-B dargestellt werden kann. Ergebnisse für Zwischenintervalle kann man durch Subtraktion der Intervalle berechnen.

Die Ergebnisse sind in Tab. 2 dargestellt als Tagessummen in $\text{Wh}\cdot\text{m}^{-2}$ und als prozentualer Anteil $P(\Delta\text{UV})$ an der UV-Globalstrahlung $G(\text{UV})$ sowie als prozentuale Abweichung der $P(\Delta\text{UV})$ von dem zugehörigen $P(\Delta\text{UV})$ -Wert für Juli.

Die stetige Intervallverkürzung um 20 nm führt beim Übergang vom $\Delta\text{UV}(290-340)$ auf $\Delta\text{UV}(290-320)$ zu einem starken Sprung, der im Januar eine Abnahme auf etwa 10 %, im Juli auf etwa 20 % bedeutet. Der Anteil $P(290-315) \approx P(\text{UV-B})$ beträgt im Januar etwa 0,5 %, im Juli etwa 2,0 %; für das kürzeste Intervall $\Delta(290-307.5)$ lauten die entsprechenden Anteile $6 \cdot 10^{-3} \%$ und 0,3 %.

Abb. 9 zeigt die auf das Juli-Maximum bezogenen Abweichungen von $P(\Delta\text{UV})$. (Tabellenwerte unter c)). Man erkennt die Sonderstellung des UV-B-Bereichs in den abgesetzten Gruppen der Jahresgänge wieder. Eine Abnahme um 50 %, 90 % oder 95 % bedeutet eine Variation um den Faktor 2 bzw. 10 bzw. 50. Die Unsymmetrie der Kurven ergibt sich aus der Monateinteilung, die nicht „sonnen-

stand-symmetrisch“ ist, sowie aus dem Ozongehaltsminimum im Herbst.

Den Anteil der $G(\Delta\text{UV})$ an der Globalstrahlung G , kann man aus $G(\Delta\text{UV})/G(\text{UV}) \cdot G(\text{UV})/G = P(\Delta\text{UV}) \cdot G(\text{UV})/G$ berechnen. Man erhält z.B. für die UV-B-Globalstrahlung am 15. Juli: $G(\text{UV-B})/G = 1,94 \cdot 10^{-2} \cdot 5,63 \cdot 10^{-2} = 0,11 \%$, wobei die Zahlenwerte der Abb. 7 und Tab. 2 entnommen sind.

Die Möglichkeit, über die Messung von G und ein bekanntes $G(\Delta\text{UV})/G$ -Verhältnis auf $G(\Delta\text{UV})$ zu schließen, kann für die Spektralbereiche, die ein starkes Übergewicht an langwelligen UV-A besitzen, als praktikabel angenommen werden, etwa wie im Falle von $G(\text{UV})$ in Abschnitt 4.1.1. Eventuell ist eine Erhöhung der Fehlertoleranz notwendig. Mit der Verschiebung zu kurzwelligen Bereichen mit stark zunehmender Molekülstreuung wird die Frage nach einer UV-Bereich typischen Strahlungsschwächung durch Wolken (siehe Abschnitt 3.2.) akut, die noch nicht hinreichend geklärt ist.

Für den UV-B-Bereich wäre diese Möglichkeit der UV-Daten-Ableitung nicht nur mit der Klärung der Bewölkungsschwächung verbunden, sondern erfordert auch die Kenntnis des aktuellen Ozongehalts, also die Nähe einer Ozonmeßstation (<200 km). Vorausgesetzt ist dabei, daß Nomogramme für $P(\Delta\text{UV})$ und Ozongehaltswerte erstellt werden.

5. Zur Abhängigkeit der spektralen UV-Meßwerte von der Flankenlage

In diesem Abschnitt soll an einem Beispiel demonstriert werden, wie im UV-B-Bereich die Meßergebnisse durch die Flankenlage der Meßkanäle

Tabelle 2

Jahresgang der absoluten und relativen Tagessummen der Globalstrahlung in acht UV-Bereichen. Rechenmodell und Modellannahmen wie in Tab. 1.

a) Absolutwerte $G(\Delta UV)$ in $Wh \cdot m^{-2}$

b) Prozentualer Anteil P von $G(\Delta UV)$ an $G(UV) = G(290-400)$ vom gleichen Tag

c) Prozentuale Abweichung des P -Werts vom Juli- P -Wert des gleichen UV-Bereichs.

(Die Anzahl der angegebenen Stellen entspricht lediglich der Rechengenauigkeit)

UV-Bereich:		290-400	290-380	290-360	290-340	290-320	290-315	290-312,5	290-307,5
15. Jan.	a)	80,51	56,23	32,94	14,01	1,23	0,39	0,11	0,006
	b)	100	69,84	40,91	17,40	1,53	0,48	0,14	0,01
	c)	0	-1,98	-6,43	-18,46	-62,32	-75,26	-86,79	-96,30
15. Feb.	a)	143,03	100,07	59,10	26,01	2,88	1,02	0,36	0,03
	b)	100	69,96	41,32	18,18	2,01	0,71	0,25	0,02
	c)	0	-1,81	-5,49	-14,81	-50,49	-63,40	-76,42	-92,59
15. März	a)	236,89	166,58	99,54	45,40	6,18	2,46	1,04	0,15
	b)	100	70,32	42,02	19,17	2,61	1,04	0,44	0,06
	c)	0	-1,31	-3,89	-10,17	-35,71	-46,39	-58,49	-77,78
15. April	a)	354,80	250,87	151,55	71,14	11,25	4,86	2,32	0,43
	b)	100	70,71	42,71	20,05	3,17	1,37	0,65	0,12
	c)	0	-0,76	-2,31	-6,04	-21,92	-29,38	-38,68	-55,56
15. Mai	a)	449,16	319,05	194,48	93,38	16,47	7,56	3,91	0,88
	b)	100	71,03	43,30	20,79	3,67	1,68	0,87	0,20
	c)	0	-0,31	-0,96	-2,58	-9,61	-13,40	-17,92	-25,93
15. Juni	a)	495,73	352,88	216,02	104,81	19,41	9,16	4,90	1,19
	b)	100	71,18	43,58	21,14	3,92	1,85	0,99	0,24
	c)	0	-0,10	-0,32	-0,94	-3,45	-4,64	-6,60	-11,11
15. Juli	a)	479,75	341,83	209,73	102,37	19,47	9,32	5,08	1,29
	b)	100	71,25	43,72	21,34	4,06	1,94	1,06	0,27
	c)	0	0	0	0	0	0	0	0
15. Aug.	a)	405,23	288,47	176,79	86,12	16,22	7,72	4,18	1,04
	b)	100	71,19	43,63	21,25	4,00	1,91	1,03	0,26
	c)	0	-0,08	-0,21	-0,42	-1,48	-1,55	-2,83	-3,70
15. Sept.	a)	293,77	208,56	127,23	61,33	10,96	5,06	2,63	0,60
	b)	100	70,99	43,31	20,88	3,73	1,72	0,90	0,20
	c)	0	-0,36	-0,94	-2,16	-8,13	-11,34	-15,09	-25,93
15. Okt.	a)	183,06	129,33	78,12	36,65	5,69	2,42	1,13	0,20
	b)	100	70,65	42,67	20,02	3,11	1,32	0,62	0,11
	c)	0	-0,84	-2,40	-6,19	-23,40	-31,96	-41,51	-59,26
15. Nov.	a)	100,75	70,82	42,20	18,93	2,26	0,83	0,23	0,03
	b)	100	70,29	41,89	18,79	2,24	0,82	0,23	0,03
	c)	0	-1,35	-4,19	-11,95	-44,83	-57,73	-78,30	-88,89
15. Dez.	a)	67,70	47,39	27,86	11,92	1,06	0,34	00,10	0,006
	b)	100	70,00	41,15	17,61	1,57	0,50	0,15	0,01
	c)	0	-1,75	-5,88	-17,48	-61,33	-74,23	-85,85	-96,30

bestimmt werden. Es wird angenommen, daß eine bestimmte photobiologische Wirkung bei 300 nm ihr Maximum besitzt; die Wirkungsfunktion $W(\lambda)$ klingt zur langwelligen Seite exponentiell ab, wobei für die Steilheit der langwelligen Flanke sieben Fälle durch Angabe von Halbwertsbreite (HW), Zehntelwertsbreite (ZW) und Hundertstelwertbreite (hW) spezifiziert sind (siehe Abb. 10). Bestimmt man die zugehörigen wirkungsbezogenen Globalstrahlungen aus modellierten spektralen Tagessummen für die Monatsmitten in 48°N (siehe Angaben in 4.1.2.), so erhält man jeweils als Jahresgang die Kurven im linken Teil der Abb. 10. Die beiden Randkurven G und A, die der größten bzw. kleinsten Steilheit der Flanke entsprechen, unterscheiden sich im Juli um den Faktor 10, im Januar um den Faktor 500. Wenn man also eine Wirkung gemäß A mit den Strahlungswerten vergleicht, die ein auf 300 nm eingestelltes Spektralradiometer mit einer Transmissionsfunktion gemäß G mißt, so ist eine Korrelation völlig unmöglich. Entsprechendes gilt beim Vertauschen von A und G, oder in abge-

schwächerer Form nach Einsetzen anderer Flanken-Typen solange, bis die Flankengleichheit für Meßgerät und Wirkungsfunktion eine exakte Zuordnung erlaubt. Besitzt das Radiometer eine Flanke B (Steigung der Erythemwirkungsfunktion), so liegen die Juli- und Januarabweichungen, bezogen auf Flanke A, immerhin noch beim Faktor 1,5 bzw. 1,9.

Vom UV-B-Globalstrahlungsspektrum mit seiner Variation im Tages- und Jahresablauf können nur dann zuverlässige Werte für photobiologische Wirkungen ausgewertet werden, wenn man wirkungsbezogene Energien berechnet oder Spektralradiometer einsetzt, deren spektrale Empfindlichkeit an die photobiologische Wirkungsfunktion angepaßt sind. Nur für Wirkungen, deren Wellenlängenabhängigkeit gering ist, sollten „reine“ Energiewerte von Interesse sein.

Das obige Beispiel verdeutlicht auch, warum solare UV-B-Meßwerte verschiedener Radiometer häufig nicht vergleichbar sind und der Meßaufwand für präzise Messungen sehr hoch ist (siehe z.B. ³²⁾). Die

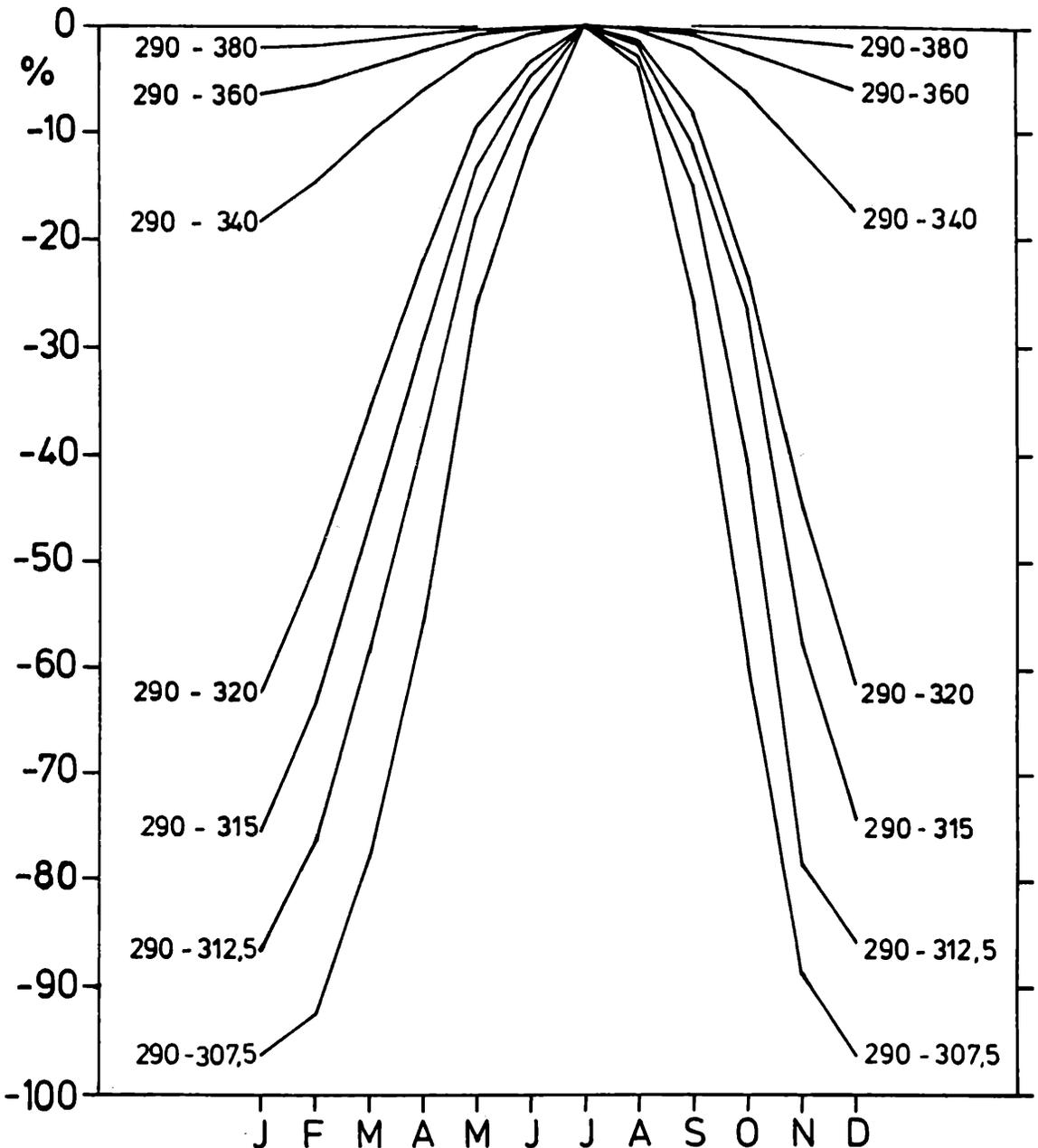


Abbildung 9

Jahresgang der prozentualen Abnahme des Anteils $P(\Delta UV) = G(\Delta UV)/G(UV)$, bezogen auf die Juliwerte (Maxima). Nach Rechenmodell²⁸⁾ und mit Annahmen wie für Abb. 8.

spektrale Empfindlichkeit der langwelligen Flanke von UV-B-Meßgeräten für solare Strahlung muß über drei oder mehr Größenordnungen spezifiziert sein, um die Eignung des Geräts für bestimmte Meßaufgaben feststellen zu können.

6. Meßwerte des Jahresganges des Anteils der erythemwirksamen Globalstrahlung an der Globalstrahlung

Mit einem UV-B-Radiometer, das am Meteorologischen Observatorium Hamburg zur Messung der erythemwirksamen Globalstrahlung G_{er} entwickelt wurde, sind in Hamburg als auch an der Ozonestation Meteorologisches Observatorium Hohenpeißenberg seit mehreren bzw. einem Jahr Dauerregistrierungen durchgeführt worden. Abb. 11 zeigt die abgeleiteten Jahresgänge der Tagessummenverhältnisse G_{er}/G für beide Stationen im Jahr 1987. Die Werte variieren zwischen etwa $0,3 \cdot 10^{-4}$

im Dezember und $1 \cdot 10^{-4}$ im Juli, also etwa um den Faktor 3. Der Anteil an erythemwirksamer Globalstrahlung im Juli ist damit nur 1/10 des entsprechenden Werts für die UV-B-Energie.

Die Fluktuationen der Tagesgänge beider Stationen laufen teils gleichsinnig, teils gegenläufig. Dies sollte vor allem an Ozongehaltsunterschieden liegen, denn der Abstand beider Stationen beträgt etwa sechs Breitengrade. Im Mai 1987 z.B. ergab sich für die Hamburger UV-Werte eine wesentlich bessere Korrelation mit den Ozonwerten von Århus (Distanz: 2,6 Breitengrade). Als Ursache für die Fluktuationen sind neben den Ozongehaltsvariationen auch Schwächungseffekte durch Bewölkung anzunehmen. Ein erster Schritt zur Untersuchung von nicht ozon-bedingten Fluktuationen zeigt Abb. 12 am Beispiel des Jahresganges der Anteilwerte für die Mittagsstunde 11-12 (WOZ). Der Jahresgang variiert zwischen $0,3 \cdot 10^{-4}$ und $1,3 \cdot 10^{-4}$ und zeigt

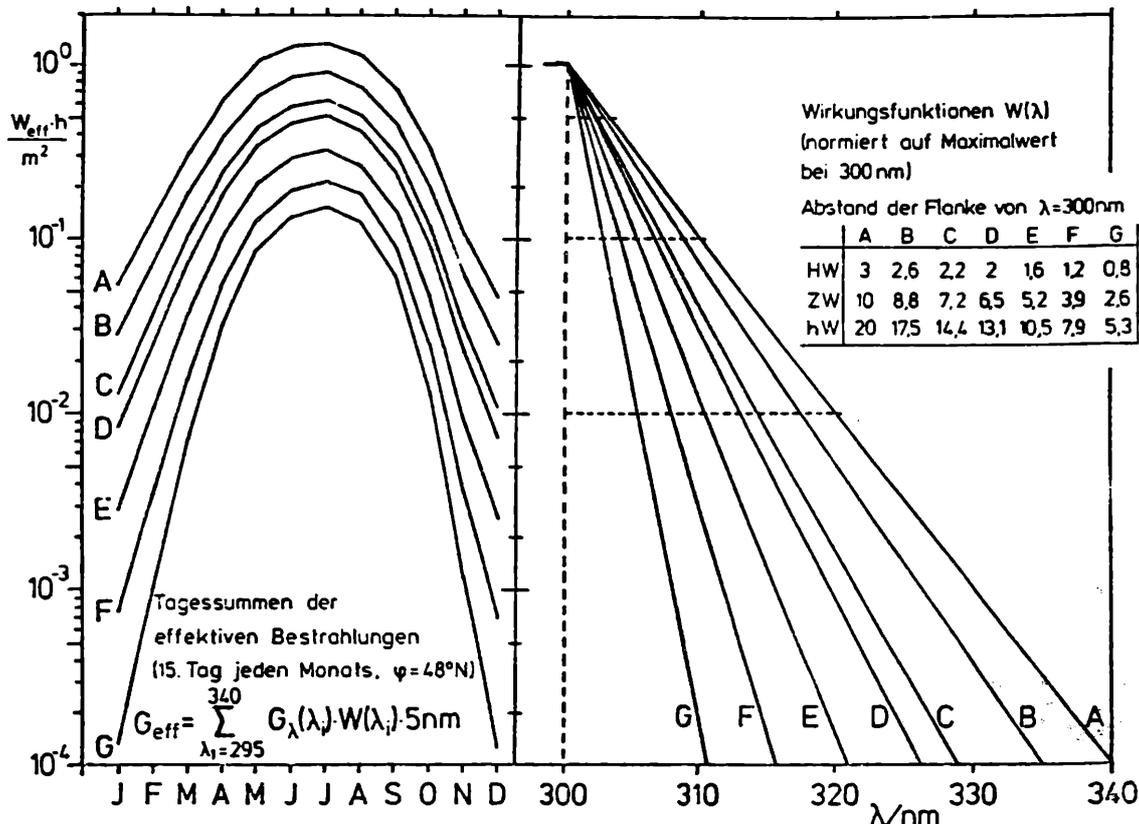


Abbildung 10

rechts: Schematisierte relative Wirkungs- bzw. Filterfunktionen A bis G, bezogen auf das Maximum bei 300 nm, mit unterschiedlichen Steigungen der exponentiell abfallenden langwelligen Flanken.

links: Jahrgang der Tagessummen der wirkungsbezogenen Globalstrahlung, berechnet aus den nebenstehenden relativen Wirkungsfunktionen und den spektralen Globalstrahlungswerten $G_\lambda(\text{UV})$ für den 15. Tag jeden Monats und Orte in 48°N (nach Rechenmodell²⁸) wie in Abb. 8).

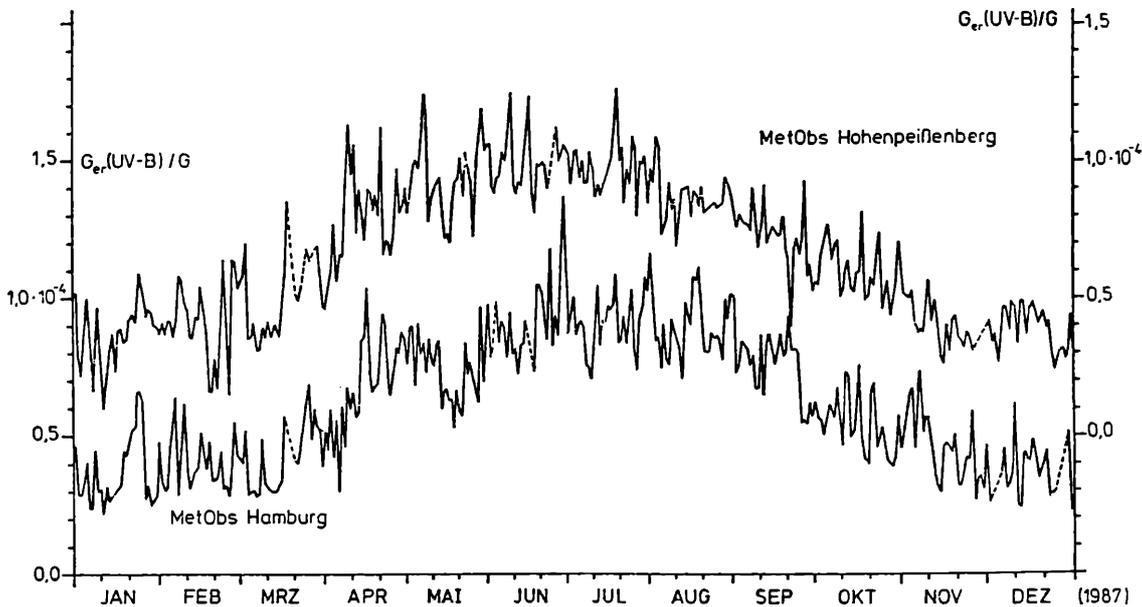


Abbildung 11

Jahrgang der Verhältnisse der Tagessummen von erythemwirksamer Globalstrahlung $G_{er}(\text{UV-B})$ und Globalstrahlung G , gemessen 1987 am Met. Obs. Hamburg (linke Skala) und am Met. Obs. Hohenpeißenberg (obere Kurve und rechte Skala).

besonders starke Fluktuationen im Frühjahr und u.a. einen auffälligen Einbruch Anfang August. Teilt man nun diese Anteilwerte G_{er}/G durch den Transmissions-Term für Ozonabsorption $\exp\{-\delta_0 \cdot m\} \approx \exp\{-\beta(\lambda) \cdot \Omega / \cos \zeta\}$

(siehe Abschnitt 3.1.2., Gl. [2]) und setzt für Ω die aktuellen Hohenpeißenberger Ozongehaltswerte und für $\beta(\lambda)$ vereinfachend als Festwert $\beta(\lambda_s = 307,5 \text{ nm}) = 3,5 \text{ cm}^{-1}$ ein, so erhält man die obere Kurve der ozonreduzierten $(G_{er}(\text{UV-B})/G)_{red}$.

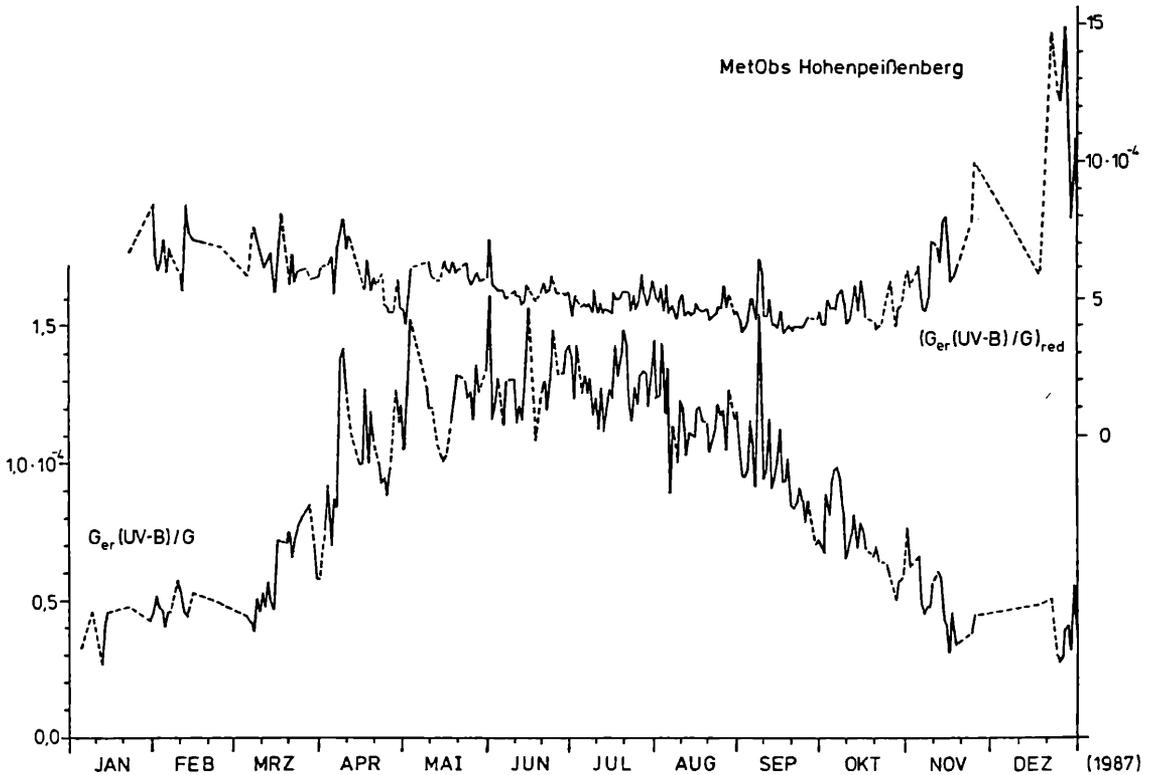


Abbildung 12

Untere Kurve: Jahresgang der $G_{er}(UV-B)/G$ -Verhältnisse der Stundensummen 11 bis 12 Uhr WOZ, gemessen 1987 am Met. Obs. Hohenpeißenberg (linke Skala).

Obere Kurve: Jahresgang der $G_{er}(UV-B)/G$ -Werte (rechte Skala), berechnet aus der unteren Kurve nach einfacher Reduktion des Ozonschwächungseffekts, unter Verwendung der Ozongehalt-Meßwerte vom Met. Obs. Hohenpeißenberg.

Diese Kurve variiert abfallend vom Frühjahr zum Herbst nur noch zwischen den Relativwerten 6 und 4; auch die Fluktuationen sind deutlich verkleinert und betragen im Sommer nur noch $\pm 10\%$. Die größeren Anstiege zwischen November und März sollten sich zumindest teilweise durch eine verbesserte „Ozonkorrektur“ (z.B. exakte Luftmassenberechnung, Einsetzen einer zeitlich variablen Schwerpunkt-Wellenlänge $\lambda_s > 307,5$ nm) abbauen lassen. Zur Klärung der verbleibenden Schwankungen können dann die zugehörigen Wolken- und Trübungsverhältnisse usw. herangezogen werden.

7. Schlußbemerkung

Für die photobiologischen Anwendungen sollte nicht nur die UV-Globalstrahlung, also die solare Strahlung auf die horizontale Ebene, sondern auch die Strahlung auf geneigte Ebenen („hemispherical solar radiation“), insbesondere auf die vertikale Ebene, von Interesse sein. Um Modell-Abschätzungen zu prüfen, haben am Meteorologischen Observatorium Hamburg seit Herbst 1988 Messungen der erythemwirksamen solaren Halbraumstrahlung auf die vertikale Ebene begonnen.

Literatur

- 1) CALKINS, J. (Ed.) (1982): The role of solar ultraviolet radiation in marine ecosystems. New York: Plenum Press.
- 2) URBACH, F. (Ed.) (1969): The biologic effects of ultraviolet radiation. Oxford: Pergamon Press.
- 3) DEHNE, K. u. F. KASTEN (1983): Lichtforschung 5, Nr. 2, 85-87.

4) ZEREFOS, C.S. u. A. GHAZI (Ed.) (1985): Atmospheric Ozone (Proceedings of the Quadrennial Ozone Symposium in Halkidiki, Greece, 3.-7. Sept. 1984), Dordrecht: Reidel Publishing Company.

5) LEAN, J. (1987): Journal of Geophysical Research, 92, D1, 863.

6) ELTERMAN, L. (1968): UV, Visible and IR Attenuation for Altitudes to 50 km, 1968. AFCRL-68-0135, April 1968. Environmental Research Papers, No. 285. Air Force Cambridge Research Laboratories Bedford, Mass.

7) DÜTSCH, H.D. (1974): Canadian Journal of Chemistry, 52, 1491-1504.

8) REPAPIS, C.C. et al. (1980): Twenty years of total ozone observations for the world (1957-1977). Academy of Athens, Research Centre for Atmospheric Physics and Climatology, Publ. No. 2, Athens.

9) HALPERN, P. u. K.L. COULSON (1976): Journal of Applied Meteorology 15, 464-469.

10) HALPERN, P., DAVE, J.V. u. N. BRASLAU (1974): Science 186, 1204-1208.

11) BENER, P. (1972): Approximate values of intensity of natural ultraviolet radiation for different amounts of atmospheric ozone. Contract-No. DAJA 37-68-C-1017. European Research Office, U.S. Army, London.

12) SCHULZE, R. (1977): UV-Strahlenklima; in: KIEFER, J. (Ed.): Ultraviolette Strahlen (S. 17-46), Berlin, New York: de Gruyter.

13) GERSTL., S.A.W.; A. ZARDECKI u. H.L. WISER (1983): UV-B-Handbook Vol. 1, Los Alamos National Laboratory. (Draft Sept. 1983).

- 14) DAVE, J.V. u. P. HALPERN (1976):**
Atmospheric Environment 10, 547-555.
- 15) EVANS, W.J.I. et.al. (1987):**
Stratospheric ozone science in Canada: An agenda for research and monitoring. Internal Report ARD-87-3 (Seite 43), Atmospheric Environment Service, Downsview, Ontario.
- 16) KAROL, I.L. u. E.V. POZANOV (1984):**
Meteorologiya i Gidrologiya, No. 1, 107-108.
- 17) BRASLAU, N. u. J.V. DAVE (1973):**
Effect of aerosols on the transfer of solar energy through realistic model atmosphere. Part III: Ground level fluxes in the biologically active bands 0,2850-0,3700 microns. RC 4308, IBM Watson Research Center, Yorktown Heights, New York.
- 18) AMBACH, W. u. REHWALD, W. (1983):**
Radiation and Environmental Biophysics 21, 295-303.
- 19) REITER, R., MUNZERT, K. u. R. SLADKOVICH (1982):**
Archiv für Meteorologie, Geophysik u. Bioklimatologie, Ser. B. 30, 1-28.
- 20) NACK, L. u. A.E.S. GREEN (1974):**
Applied Optics 13, 2405-2415.
- 21) SPINHIRNE, J.D. u. A.E.S. GREEN (1978):**
Atmospheric Environment 12, 2449-2454.
- 22) IQBAL, M. (1983):**
An introduction to solar radiation. (S. 154 ff). Toronto: Academic Press.
- 23) DEHNE, K. (1977):**
In: BOLLE, H.-J. (Ed.): Proceedings of the Symposium on Radiation in the Atmosphere in Garmisch-Partenkirchen FRG, 19.-28. Aug. 1976. p. 615-618. Princeton: Science Press.
- 24) PALTRIDGE, G.W. u. BARTON, I.J. (1978):**
Erythemal ultraviolet radiation distribution over Australia – the calculations, detailed results and input data. Division of Atmospheric Physics, Technical Paper No. 33, CSIRO, Australia.
- 25) MO, T. u. A.E.S. GREEN (1974):**
Photochemistry and Photobiology, 20, 483-496.
- 26) JOSEFSSON, W. (1986):**
Solar ultraviolet radiation in Sweden. SMHI-RMK No. 53. Swedish Meteorological and Hydrological Institute, Norrköping.
- 27) KASTEN, F. u. G. CZEPLAK (1980):**
Solar Energy 24, S. 177-189.
- 28) JUSTUS, C.G. u. M.V. PARIS (1987):**
Modeling solar spectral irradiance and radiance at the bottom and top of a cloudless atmosphere. Georgia Institute of Technology, Atlanta.
- 29) SCHULZE, R. u. K. GRÄFE:**
In²⁾, S. 359-573, 364 ff.
- 30) NAGARAJA RAO, C.R. et.al. (1984):**
Tellus 368, 286-293.
- 31) DIN 5031 Teil 10**
- 32) DEHNE, K. (1982):**
In: BAUER, H. et.al. (Ed.): Biological effects of UV-B-radiation, Proceedings of a workshop held in Munich-Neuherberg, May, 25.-27., 1982. S. 18-27. Gesellschaft für Strahlen- und Umweltforschung, München.
- 33) DEHNE, K. (1977):**
In: WMO (Ed.): Papers presented at the WMO Technical Conference on Instruments and Methods of Observation (TECIMO), Hamburg, 27.-30. July 1977. WMO-No. 480, S. 173-178, Genf.

Dr. K. Dehne
Deutscher Wetterdienst
Meteorologisches Observatorium Hamburg
Postfach 650150
2000 Hamburg

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Laufener Spezialbeiträge und Laufener Seminarbeiträge \(LSB\)](#)

Jahr/Year: 1988

Band/Volume: [3_1988](#)

Autor(en)/Author(s): Dehne K.

Artikel/Article: [Zur Variation von Absolut- und Relativwerten der UV-Globalstrahlung 13-26](#)