

# **Der Einfluss des Klimawandels auf die Häufigkeit von Hautkrebserkrankungen**

Dissertation  
zur Erlangung des Doktorgrades  
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultäten  
der Georg-August-Universität zu Göttingen

vorgelegt von

**Jobst Augustin**

aus Buxtehude

Göttingen 2009

D 7

Referent: Prof. Dr. M. Kappas

Korreferent: Prof. Dr. G. Gerold

Tag der mündlichen Prüfung: 27.10.2009

*„Überall geht ein früheres Ahnen dem späteren Wissen voraus“*

*Alexander v. Humboldt, Kosmos*

## Vorwort

Die vorliegende Forschungsarbeit befasst sich mit dem Einfluss des Klimawandels auf die Häufigkeit von Hautkrebserkrankungen und wurde am Geographischen Institut der Georg-August-Universität im Rahmen meiner Tätigkeit als wissenschaftlicher Mitarbeiter angefertigt.

Die Idee zur Bearbeitung dieses Themas kam mir im Jahre 2005 während meiner Tätigkeit am Universitätsklinikum Hamburg-Eppendorf. Meine Motivation zur Erstellung dieser Arbeit resultierte in erster Linie aus dem Umstand, dass die Häufung von Hautkrebserkrankungen meist nur mit dem „Ozonloch“ in Verbindung gebracht wird, nicht aber mit dem Klimawandel. So ist es das primäre Ziel dieser Arbeit, auch den Einfluss klimatischer Veränderungen in die Thematik zu integrieren.

Für die Betreuung und Begleitung dieser Arbeit möchte ich mich bei Prof. Dr. M. Kappas herzlich bedanken. Für die Bereitschaft zur Übernahme des Korreferats dieser Arbeit bedanke ich mich herzlich bei Prof. Dr. G. Gerold.

Für die Bereitstellung der Strahlungs- und meteorologischen Daten möchte ich mich bei Jean Verdebout (Joint Research Centers, Ispra) und dem Deutschen Wetterdienst bedanken. Ebenso geht mein Dank an Prof. Dr. Andreas Matzarakis (Meteorologisches Institut der Universität Freiburg) für die Möglichkeit das Modell RayMan zu nutzen, sowie dem CVderm für die Nutzung der SPSS-Statistik Software. Daniel Karthe gilt mein Dank für den Gedankenaustausch und den wertvollen Diskussionen.

Zusätzlich gilt mein Dank den Mitarbeitern des CVderm, vor allem Prof. Dr. M. Augustin, für die Beratung bei medizinischen Fragestellungen sowie Prof. Dr. C. Stick vom Institut für medizinische Klimatologie der Universität Kiel, für seine wertvollen Anregungen. Dr. Stefan Erasmi und insbesondere Daniel Langhans möchte ich für die Unterstützung im Bereich GIS und Fernerkundung danken. Daniel Karthe, Tobias Timmler und Ellen Anwander gilt mein Dank für die kritische Durchsicht des Manuskriptes.

Ein besonderer Dank gilt meinen Eltern, die mich jederzeit während des Studiums und der Promotionsphase unterstützt haben. Gleiches gilt für meine Lebensgefährtin Ellen, ohne deren Verständnis die Umsetzung dieser Arbeit nicht möglich gewesen wäre.

Jobst Augustin

Göttingen, im August 2009

# Inhaltsverzeichnis

<b>VORWORT</b> .....	<b>IV</b>
<b>INHALTSVERZEICHNIS</b> .....	<b>V</b>
<b>ABBILDUNGSVERZEICHNIS</b> .....	<b>IX</b>
<b>TABELLENVERZEICHNIS</b> .....	<b>XVIII</b>
<b>1.0 EINLEITUNG</b> .....	<b>1</b>
<b>2.0 DAS KLIMA</b> .....	<b>6</b>
2.1 <i>Die Klimatologische Grundlagen</i> .....	6
2.1.1 Die atmosphärische Zirkulation .....	6
2.1.2 Der Klimawandel .....	11
2.2 <i>Der Einfluss der Sonne</i> .....	17
2.2.1 Die astrophysikalischen Grundlagen .....	17
2.2.2 Die solaren Aktivitäten der Sonne .....	18
2.2.3 Die Sonnenvariabilität und das Klima .....	20
2.2.4 Der Sonnengang .....	24
2.3 <i>Die Spurenstoffe in der Atmosphäre und ihr Einfluss auf den Ozonkreislauf</i> .....	29
2.3.1 Die Chemie der Stratosphäre .....	30
2.3.2 Der Ozonkreislauf und seine chemischen Mechanismen .....	33
2.3.2.1 Die Reaktionen in der reinen Sauerstoffatmosphäre .....	34
2.3.2.2 Die katalytische Ozonchemie .....	35
2.4 <i>Die Dynamik der Stratosphäre und Troposphäre als Einflussfaktor der Ozonverteilung</i> .....	45
2.4.1 Die Dynamik der Stratosphäre als Einflussfaktor auf die Ozonverteilung .....	45
2.4.1.1 Die allgemeine stratosphärische Dynamik .....	46
2.4.1.2 Die Brewer-Dobson Zirkulation .....	47
2.4.1.3 Die Quasi-Biennial Oscillation (QBO) .....	48

2.4.1.4	Der Polarwirbel.....	53
2.4.1.5	Die Polaren Stratosphärenwolken .....	56
2.4.2	Die Dynamik der Troposphäre als Einflussfaktor für die Ozonverteilung .....	60
2.4.2.1	Die Stratosphären-Troposphärenkompensation (STE).....	61
2.4.2.2	Die Nordatlantik Oszillation .....	62
2.4.2.3	Der Arktische Oszillations Index .....	64
2.4.2.4	Die Bedeutung von (Groß-) Wetterlagen .....	65
2.5	<i>Die Entwicklung der Ozonkonzentration unter dem Einfluss des Klimawandels.</i>	70
2.5.1	Beispiele für die Wechselwirkung von Klima und Ozon.....	71
2.5.2	Die Entwicklung der Ozonkonzentration in der Zukunft .....	78
2.6	<i>Die Aerosole und die Bewölkung als strahlungsbeeinflussende Faktoren</i> .....	83
2.6.1	Die Aerosole .....	83
2.6.2	Die Bewölkung.....	87
2.6.2.1	Der Einfluss der Bewölkung auf die Strahlung .....	88
2.6.2.2	Die Veränderung der Bewölkung.....	91

<b>3.0</b>	<b>DIE ULTRAVIOLETTE STRAHLUNG UND IHRE HUMANBIOLOGISCHE WIRKUNG .....</b>	<b>95</b>
3.1	<i>Die UV-Strahlung und ihre beeinflussenden Parameter</i> .....	95
3.1.1	Die Grundlagen der elektromagnetischen Strahlung .....	95
3.1.2	Die Eigenschaften der UV-Strahlung .....	97
3.1.2.1	Die Abhängigkeit der UV-Strahlung vom Sonnenstand .....	100
3.1.2.2	Die Abhängigkeit der UV-Strahlung von Ozon .....	101
3.1.2.3	Die Abhängigkeit der UV-Strahlung von Aerosolen .....	103
3.1.2.4	Die Abhängigkeit der UV-Strahlung von der Bewölkung .....	105
3.1.2.5	Die Abhängigkeit der UV-Strahlung von der Höhe über NN und der Albedo.....	108
3.1.3	Die Veränderung der UV-Strahlung .....	110
3.2	<i>Die UV-Strahlung und ihre Wirkung auf die menschliche Haut</i> .....	117
3.3	<i>Die Epidemiologie des Hautkrebses</i> .....	122
3.3.1	Die Epidemiologie der nichtmelanozytären Hautkrebse .....	123
3.3.1.1	Die Epidemiologie des Basalzellkarzinoms/Basalioms.....	123
3.3.1.2	Die Epidemiologie des Plattenepithelkarzinoms/Spinalioms .....	124
3.3.2	Die Epidemiologie des malignen Melanoms .....	126
3.3.3	Die UV-Exposition als Einflussfaktor für die Hautkrebsinzidenz .....	128

3.3.3.1	Die UV-Messungen durch die Personendosimetrie .....	132
3.3.3.2	Die Bedeutung thermophysiologischer Bedingungen für das Expositionsverhalten .....	138
3.3.3.3	Die Möglichkeit der Quantifizierung des Hautkrebsrisikos .....	143
3.3.3.4	Die prognostizierten Trends zur Hautkrebsinzidenz.....	145
<b>4.0</b>	<b>DAS METHODISCHE VORGEHEN .....</b>	<b>149</b>
4.1	<i>Die Datengrundlage und Datenaufbereitung der UV-Daten.....</i>	149
4.1.1	Die Grundlagen der Fernerkundung zur Messung der UV-Strahlung.....	149
4.1.2	Die Daten der erythemwirksamen UV-Tagesdosis des JRC .....	152
4.1.3	Die Datenvalidierung der UV-Daten .....	156
4.2	<i>Die Datengrundlage und Datenaufbereitung der Klima-/ Wetterdaten.....</i>	158
<b>5.0</b>	<b>DIE STATISTISCHE AUSWERTUNG DER DATEN.....</b>	<b>162</b>
5.1	<i>Die Entwicklung der erythemwirksamen UV-Tagesdosis in Europa.....</i>	162
5.1.1	Die Analyse deskriptiv statistischer Maße und Trends anhand von Zeitreihen.....	163
5.1.1.1	Die Ergebnisse zur deskriptiven Statistik und Trendanalyse.....	164
5.1.1.2	Fazit: Die deskriptive Statistik und Trendanalyse.....	173
5.1.2	Die Analyse von Extremwerten der Zeitreihen .....	174
5.1.2.1	Die Ergebnisse zu Extremwerten und Überschreitungshäufigkeiten.....	175
5.1.2.2	Fazit: Die Extremwerte der Zeitreihen.....	182
5.2	<i>Die Veränderung der thermophysiologischen Bedingungen durch den Klimawandel .....</i>	184
5.2.1	Die Berechnung der Physiologisch Äquivalenten Temperatur (PET) .....	184
5.2.2	Die deskriptive Statistik zur Veränderung relevanter meteorologischer Parameter .....	188
5.2.2.1	Die deskriptive Statistik meteorologischer Expositionsfaktoren .....	188
5.2.2.2	Die meteorologischen Expositionsfaktoren unter räumlichen Gesichtspunkten.....	199
5.2.2.3	Fazit: Die deskriptive Statistik der meteorologischen Expositionsfaktoren .....	207
5.3	<i>Die Entwicklung eines Index zur Quantifizierung meteorologisch-physiolo- gischer Expositionsbedingungen .....</i>	210

5.4	<i>Die Gegenüberstellung von MPE und UV-Strahlung zur qualitativen Ableitung des natürlichen potentiellen Hautkrebsrisikos</i> .....	216
5.4.1	Die räumliche Analyse und Trends von MPE und UV-Strahlung .....	216
5.4.2	Die Kartierung des natürlichen potentiellen Risikos von Hautkrebs- erkrankungen .....	226
5.4.3	Das Vorkommen und die Häufigkeit von Ozonniedrigereignissen und Ozonminilöchern am Beispiel Potsdam.....	230
5.4.4	Fazit: Die Gegenüberstellung von MPE, UV-Strahlung und LOE .....	234
<b>6.0</b>	<b>DIE ANPASSUNG AN DEN KLIMAWANDEL – LÖSUNGSANSÄTZE IN DER KLIMAFORSCHUNG</b> .....	<b>239</b>
6.1	<i>Das Konzept der Anpassung</i> .....	240
6.2	<i>Die Schritte zur Entwicklung eines Anpassungskonzeptes am Beispiel Gesundheit</i> .....	241
6.3	<i>Der Klimawandel und Hautkrebskrankungen – Skizzierung einer möglichen Anpassungsstrategie für Deutschland</i> .....	247
<b>7.0</b>	<b>DISKUSSION UND BEWERTUNG DER ERGEBNISSE</b> .....	<b>255</b>
<b>8.0</b>	<b>ZUSAMMENFASSUNG</b> .....	<b>264</b>
	<b>LITERATURVERZEICHNIS</b> .....	<b>267</b>
	<b>GLOSSAR</b> .....	<b>287</b>
	<b>ANHANG</b> .....	<b>299</b>



## Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1:	Kausalitätsmodell zum Einfluss des Klimas auf die Inzidenz/Prävalenz von Hautkrebserkrankungen.....	3
Abbildung 2:	Mittlere Temperaturschichtung der Atmosphäre mit Höhenangaben.....	7
Abbildung 3:	Vereinfachte, schematische Darstellung der atmosphärischen Zirkulation .....	9
Abbildung 4:	Beobachtete und modellierte Entwicklung der CO <sub>2</sub> -Konzentration zwischen 1850 und 2100 .....	13
Abbildung 5:	Verlauf der jährlich gemittelten, globalen Temperaturanomalie .....	15
Abbildung 6:	Beobachtete und modellierte globale jährliche Erdmitteltemperatur in Erdbodennähe .....	15
Abbildung 7:	Geschätzte klimawirksame Kräfte zwischen 1850 und 2000 .....	16
Abbildung 8:	Sonnenfleckenrelativzahl 1500 – 1992 sowie 30-jährig geglättete Datenreihe .....	20
Abbildung 9:	Gegenüberstellung der effektiven Solarkonstante mit der Entwicklung der Treibhausgase Methan (CH <sub>4</sub> ) und Kohlendioxid (CO <sub>2</sub> ).....	21
Abbildung 10:	Gegenüberstellung von effektiver Solarkonstante und rekonstruierter Anomalie der Jahresmitteltemperatur für Europa .....	22
Abbildung 11:	Korrelation zwischen dem 10,7 cm Radiofluss und Stratosphärenparametern .....	23
Abbildung 12:	Tageslänge, Sonnenhöhe und extraterrestrische Sonnenstrahlung der Nordhemisphäre während Sommer- bzw. Wintersolstitium in Abhängigkeit von der geographischen Breite .....	25
Abbildung 13:	Sonnenstandsdiagramm für Westerland, Sylt.....	26
Abbildung 14:	Mittagshöhe als Funktion der Zeitgleichung und Jahresverlauf der Kulminationszeit der Sonne für Westerland, Sylt.....	27
Abbildung 15:	Verweilzeit atmosphärischer Spurenstoffe.....	32
Abbildung 16:	Vertikalverteilung ausgewählter physikalischer Parameter der Atmosphäre .....	33
Abbildung 17:	Schematischer Aufbau des HO <sub>x</sub> -Zyklus .....	37
Abbildung 18:	Schematischer Aufbau des NO <sub>x</sub> -Zyklus .....	40
Abbildung 19:	Schematischer Aufbau des Cl <sub>x</sub> -Zyklus.....	41

Abbildung 20:	Vertikalverteilung der Verbrauchsgeschwindigkeit von $O_x$ .....	43
Abbildung 21:	Globale Transportprozesse und stratosphärische Dynamik .....	47
Abbildung 22:	Monatliche gemittelte zonale Windgeschwindigkeit in Abhängigkeit von Höhe und Richtung.....	49
Abbildung 23:	Korrelation zwischen dem solaren 10,7 cm Flux und der 30 hPa Höhe im Februar aus NCEP/NCAR Reanalysen .....	51
Abbildung 24:	Gemittelter Zonalwind im Januar für Jahre mit westlicher QBO minus Jahre mit östlicher QBO .....	52
Abbildung 25:	Dreidimensionale Illustration der Temperatur in Kelvin und Windgeschwindigkeit des Polarwirbels.....	56
Abbildung 26:	Die Ozonkonzentration in Abhängigkeit von der Höhe in der Arktis und der Antarktis .....	59
Abbildung 27:	Vertikale und horizontale Zirkulation in der Troposphäre und Stratosphäre für Hoch- und Tiefdruckgebiete.....	61
Abbildung 28:	Ozonkonzentration bei veränderter Tropopausenhöhe .....	62
Abbildung 29:	Wintermittel des Ozonpartialdrucks in 15 – 20 km Höhe gegenübergestellt dem nordatlantischen Oszillation Index .....	63
Abbildung 30:	Zeitreihe des AO und des Polar-Eurasia Index gegenübergestellt der Temperatur, Tropopausenhöhe und Ozonkonzentration am Hohenpeißenberg .....	65
Abbildung 31:	Dezennienhäufigkeit ausgewählter Wetterlagen im Sommer für das 20. Jahrhundert .....	67
Abbildung 32:	Dezennienmittelwerte der Lufttemperatur im Sommer für einzelne Großwetterlagen .....	68
Abbildung 33:	Schematische Darstellung des Zusammenhanges zwischen Klima und Ozon .....	71
Abbildung 34:	Zeitreihe der globalen jährlichen Temperaturanomalie für das 50 hPa-Niveau auf Grundlage von REF1 CCM Simulationen und Beobachtungen .....	72
Abbildung 35:	Zeitreihe der globalen jährlichen Temperaturanomalie auf dem 50 hPa-Niveau auf Grundlage von REF2 CCM Simulationen .....	73
Abbildung 36:	Häufigkeit der notwendigen meteorologischen Bedingungen zur Bildung von PSC-Teilchen in den Wintermonaten über der Station Sodankylä in Nordfinnland .....	74

Abbildung 37:	Raumzeitliche Entwicklung der Ozonkonzentration vom 16. – 19. Januar 2006 .....	77
Abbildung 38:	Beobachtetes Vorkommen von PSC zwischen dem 16. – 19. Januar 2006 .....	78
Abbildung 39:	Von 11 CCM's modellierte Ozonanomalie bis 2100.....	79
Abbildung 40:	Zeitlicher Verlauf der berechneten Single Scattering Albedo (SSA) am Hohenpeißenberg .....	87
Abbildung 41:	Einfluss der Wolken auf den Strahlungshaushalt.....	88
Abbildung 42:	Wolkenmodifikationsfaktor in Abhängigkeit vom Bedeckungsgrad .....	91
Abbildung 43:	Monatsmittelwerte der relativen Zunahme von Cirrusbewölkung zwischen 1953 – 2000 am Hohenpeißenberg.....	92
Abbildung 44:	Mittlerer monatlicher CMF im Jahresgang für ausgewählte Stationen in Bayern unter zwei CO <sub>2</sub> -Szenarien .....	93
Abbildung 45:	Erythem-Wirkungsspektrum und gewichtete spektrale UV- Strahlungsflussdichte in Abhängigkeit von der solaren Bestrahlungs- stärke sowie Spektrale erythemgewichtete UV-Strahlungsflussdichte für drei Sonnenzenitwinkel.....	99
Abbildung 46:	Globalstrahlung im Tagesgang bei vier Wellenlängen, jeweils normiert auf den Wert bei Sonnenhöchststand.....	100
Abbildung 47:	Berechnete Werte der spektralen Globalbestrahlungsstärke für wolkenlosen Himmel bei verschiedenen Wellenlängen im UV-Bereich für eine Sonnenhöhe von 40° und für Ozonsäulen von 280 und 380 DU.....	102
Abbildung 48:	UVI in Abhängigkeit vom Ozongehalt und Sonnenzenitwinkel für ein wolkenfreien Himmel, in Meereshöhe und mittlerer Trübung und bewachsenem Boden .....	102
Abbildung 49:	Reduktion des UV-Index gegenüber einem Fall mit minimalem Hintergrundaerosol für wolkenlose Bedingungen in Meereshöhe als Funktion der optischen Dicke des Aerosols bei 550 nm Wellenlänge...	104
Abbildung 50:	Tagesgang der spektralen Bestrahlungsstärke bei 320 nm für einen fast wolkenfreien Tag und einem Tag mit durchbrochener Bewölkung .....	106
Abbildung 51:	Mittlere relative Schwächung der UV-Strahlung im Vergleich zum wolkenlosen Fall bei verschiedenen Cirrusbedeckungen zwischen 1990 – 1998.....	106

Abbildung 52:	Beispiel für den Einfluss von Wolken auf die erythemwirksame UV-Tagesdosis über West- und Mitteleuropa.....	107
Abbildung 53:	Spektrale Transmission von verschiedenen Modellatmosphären. ....	109
Abbildung 54:	Zunahme der UV-Strahlung über Europa auf Grundlage von Modellberechnungen zwischen 1980 und 2001 .....	111
Abbildung 55:	Mittlere Tagesexposition der UV-Strahlung für das 1x CO <sub>2</sub> - und 2x CO <sub>2</sub> - Szenario für Würzburg und Hohenpeißenberg .....	112
Abbildung 56:	Prognose zur Entwicklung der effektiven UV-Strahlung im Jahre 2020 ohne dem Einfluss des Klimawandels .....	113
Abbildung 57:	Prognose zur Entwicklung der effektiven UV-Strahlung im Jahre 2020 mit dem Einfluss des Klimawandels .....	114
Abbildung 58:	Qualitative Abschätzung zum Einfluss des Klimawandels auf die UV-Strahlung.....	115
Abbildung 59:	Aufbau der menschlichen Haut mit Eindringtiefe der ultravioletten Strahlung in Abhängigkeit der Wellenlänge.....	117
Abbildung 60:	Wirkungsspektren der UV-Strahlung für ausgewählte biologische Prozesse .....	121
Abbildung 61:	Trend der Inzidenz des Basalioms im Saarland zwischen 1970 und 1997 .....	124
Abbildung 62:	Trend der Inzidenz des Spinalioms im Saarland zwischen 1970 und 1997 .....	125
Abbildung 63:	Inzidenz und Mortalität des malignen Melanoms der Haut zwischen 1970 und 2000 im Saarland.....	127
Abbildung 64:	Gegenüberstellung der Inzidenzraten von Basaliom, Spinaliom und Melanom in Beziehung zur UV-Strahlung in 10 US-Städten .....	129
Abbildung 65:	Urlaub in Übersee britischer Bürger im Zeitraum 1971 – 1998 und Hautkrebsinzidenz in England und Wales im Zeitraum von 1980 – 1992 .....	132
Abbildung 66:	Mittlere solare UV-Exposition an Werk- und Wochenendtagen für die 37. (a) und 38. (b) Kalenderwoche 2003 .....	134
Abbildung 67:	Meteorologische Situation während der 37. und 38. Kalenderwoche 2003.....	135
Abbildung 68:	Mittlere tägliche Urlaubsexposition im Vergleich zu mittleren arbeitstäglichen UV-Expositionen von im Freien beschäftigten Arbeitnehmern.....	136

Abbildung 69:	UVI-Verteilung auf dem Körper eines stehenden Mannes mit Blick nach Süden am Schneefernhaus um 13:15h.....	137
Abbildung 70:	Zunahme der Hautkrebsinzidenz in De Bilt mit und ohne Einfluss des Klimawandels.....	146
Abbildung 71:	Extra Fälle von Hautkrebs unter Einfluss des Klimawandels in Europa pro 1.000.000 Einwohner .....	147
Abbildung 72:	Gescannter Streifen von GOME auf dem ERS-2 Satelliten .....	151
Abbildung 73:	Struktur des verwendeten Algorithmus zur Modellierung der UV-Klimatologie in Europa .....	154
Abbildung 74:	Übersicht der UV-Stationen mit dem DGM GTOPO30 .....	156
Abbildung 75:	Vergleich der modellierten und gemessenen erythemwirksamen UV-Tagesdosis in Ispra .....	157
Abbildung 76:	Übersicht der DWD-Stationen mit dem GTOPO30 .....	159
Abbildung 77:	Methodenflussdiagramm.....	160
Abbildung 78:	Zeitreihe (1984 – 2003) des arithmetischen Mittels (DJF) der erythemwirksamen UV-Tagesdosis für alle Stationen .....	164
Abbildung 79:	Zeitreihe (1984 – 2003) des arithmetischen Mittels (MAM) der erythemwirksamen UV-Tagesdosis für alle Stationen .....	165
Abbildung 80:	Zeitreihe (1984 – 2003) des arithmetischen Mittels (JJA) der erythemwirksamen UV-Tagesdosis für alle Stationen. ....	166
Abbildung 81:	Zeitreihe (1984 – 2003) des arithmetischen Mittels (SON) der erythemwirksamen UV-Tagesdosis für alle Stationen .....	167
Abbildung 82:	Zeitreihe (1984 – 2003) des arithmetischen Mittels der erythemwirksamen UV-Tagesdosis für alle Stationen .....	168
Abbildung 83:	Trend (1984 – 2003) (DJF) der erythemwirksamen UV-Tagesdosis für Mallorca, Toledo, Faro und Westerland.....	169
Abbildung 84:	Trend (1984 – 2003) (MAM) der erythemwirksamen UV-Tagesdosis für Faro, Mallorca, Orléans und Elba .....	170
Abbildung 85:	Trend (1984 – 2003) (JJA) der erythemwirksamen UV-Tagesdosis für Orléans, Potsdam, Toledo und Zürich .....	171
Abbildung 86:	Trend (1984 – 2003) (SON) der erythemwirksamen UV-Tagesdosis für Kreta und Zürich.....	172
Abbildung 87:	Trend (1984 – 2003) der erythemwirksamen UV-Tagesdosis für Potsdam, Toledo, Faro und Mallorca.....	172

Abbildung 88:	Zeitreihe (MAM) (1984 – 2003) der 95 %- und 99 %-Perzentile für die Stationen Westerland, Potsdam, Orléans und Zürich.....	175
Abbildung 89:	Zeitreihe (MAM) (1984 – 2003) der 95 %- und 99 %-Perzentile für die Stationen Faro, Toledo, Mallorca und Elba .....	176
Abbildung 90:	Zeitreihe (JJA) (1984 – 2003) der 95 %- und 99 %-Perzentile für die Stationen Westerland, Potsdam, Orléans und Zürich.....	177
Abbildung 91:	Zeitreihe (JJA) (1984 – 2003) der 95 %- und 99 %-Perzentile für die Stationen Faro, Toledo, Mallorca und Elba .....	178
Abbildung 92:	Anzahl der Überschreitungen der mittleren 95 %- und 99 %-Perzentile (MAM) (1984 – 2003) für die Stationen Westerland, Potsdam, Orléans und Zürich .....	179
Abbildung 93:	Anzahl der Überschreitungen der mittleren 95 %- und 99 %-Perzentile (MAM) (1984 – 2003) für die Stationen Faro, Toledo, Mallorca und Elba .....	180
Abbildung 94:	Anzahl der Überschreitungen der mittleren 95 %- und 99 %-Perzentile (JJA) (1984 – 2003) für die Stationen Westerland, Potsdam, Orléans und Zürich .....	181
Abbildung 95:	Anzahl der Überschreitungen der mittleren 95 %- und 99 %-Perzentile (JJA) (1984 – 2003) für die Stationen Faro, Toledo, Mallorca und Elba .....	182
Abbildung 96:	Benutzeroberfläche von RayMan am Beispiel Augsburg .....	186
Abbildung 97:	Arithmetisches Monatsmittel, langjähriges Mittel (1971 – 2000), Abweichung vom langjährigen Mittel sowie Trend der Abweichung vom langjährigen Mittel der PET im Monat März.....	189
Abbildung 98:	Anzahl bzw. Häufigkeit der Tage, in denen PET innerhalb des Temperaturintervalls $\geq 18\text{ °C}$ und $\leq 26\text{ °C}$ im Monat März liegt .....	190
Abbildung 99:	Mittlerer Bedeckungsgrad, langjähriges Mittel (1971 – 2000) des Bedeckungsgrades, Abweichung vom langjährigen Mittel und Trend der Abweichung vom langjährigen Mittel im Monat März .....	190
Abbildung 100:	Anzahl der Tage mit $\leq 3/8$ -Bewölkung im Monat März.....	191
Abbildung 101:	Arithmetisches Monatsmittel, langjähriges Mittel (1971 – 2000), Abweichung vom langjährigen Mittel sowie Trend der Abweichung vom langjährigen Mittel der PET im Monat Mai.....	192
Abbildung 102:	Anzahl bzw. Häufigkeit der Tage, in denen PET innerhalb des Temperaturintervalls $\text{PET} \geq 20\text{ °C}$ und $\leq 28\text{ °C}$ im Monat Mai liegt.....	193

Abbildung 103:	Mittlerer Bedeckungsgrad, langjähriges Mittel (1971 – 2000) des Bedeckungsgrades, Abweichung vom langjährigen Mittel und Trend der Abweichung vom langjährigen Mittel im Monat Mai.....	194
Abbildung 104:	Anzahl der Tage mit $\leq 3/8$ -Bewölkung im Monat Mai.....	195
Abbildung 105:	Anzahl der Tage mit einem Niederschlag $< 0,2$ mm im Monat Mai.....	195
Abbildung 106:	Arithmetisches Monatsmittel, langjähriges Mittel (1971 – 2000), Abweichung vom langjährigen Mittel sowie Trend der Abweichung vom langjährigen Mittel der PET im Monat Juli.....	196
Abbildung 107:	Anzahl bzw. Häufigkeit der Tage, in denen PET innerhalb des Temperaturintervalls $PET \geq 22$ °C und $\leq 31$ °C im Monat Juli liegt.....	197
Abbildung 108:	Mittlerer Bedeckungsgrad, langjähriges Mittel (1971 – 2000) des Bedeckungsgrades, Abweichung vom langjährigen Mittel und Trend der Abweichung vom langjährigen Mittel im Monat Juli .....	198
Abbildung 109:	Anzahl der Tage mit $\leq 3/8$ -Bewölkung im Monat Juli.....	198
Abbildung 110:	Anzahl der Tage mit einem Niederschlag $< 0,2$ mm im Monat Juli .....	199
Abbildung 111:	Arithmetisches Mittel (1961 – 2008) der PET für den Monat März .....	200
Abbildung 112:	Arithmetisches Mittel (1961 – 2008) des Bedeckungsgrades für den Monat März in Achtel .....	201
Abbildung 113:	Trend des mittleren Bedeckungsgrades für den Monat März (1961 – 2008) .....	201
Abbildung 114:	Arithmetisches Mittel (1961 – 2008) der PET für den Monat Mai.....	202
Abbildung 115:	Trend der mittleren PET für den Monat Mai (1961 – 2008).....	203
Abbildung 116:	Arithmetisches Mittel (1961 – 2008) des Bedeckungsgrades für den Monat Mai.....	204
Abbildung 117:	Trend des mittleren Bedeckungsgrades für den Monat Mai (1961 – 2008) .....	204
Abbildung 118:	Arithmetisches Mittel (1961 – 2008) der PET für den Monat Juli.....	205
Abbildung 119:	Trend der mittleren PET für den Monat Juli (1961 – 2008).....	205
Abbildung 120:	Arithmetisches Mittel (1961 – 2008) des Bedeckungsgrades für den Monat Juli .....	206
Abbildung 121:	Trend des mittleren Bedeckungsgrades für den Monat Juli (1961 – 2008) .....	207
Abbildung 122:	Übersichtsmodell zur Entwicklung des MPE.....	213
Abbildung 123:	Veranschaulichung des MPE (Index) für den Beispielszeitraum 01.07. – 31.07.2003 in Würzburg.....	214

Abbildung 124:	Arithmetisches Mittel (1961 – 2008) des MPE für den Monat März .....	217
Abbildung 125:	Trend (1961 – 2008) des MPE für den Monat März .....	217
Abbildung 126:	Arithmetisches Mittel (1984 – 2003) der erythemwirksamen UV-Tagesdosis für den Monat März .....	218
Abbildung 127:	Arithmetisches Tagesmittel (1984 – 2003) des Variationskoeffizienten der erythemwirksamen UV-Tagesdosis für den Monat März .....	219
Abbildung 128:	Trend (1984 – 2003) der erythemwirksamen UV-Tagesdosis für den Monat März .....	219
Abbildung 129:	Arithmetisches Mittel (1961 – 2008) des MPE für den Monat Mai .....	220
Abbildung 130:	Trend (1961 – 2008) des MPE für den Monat .....	221
Abbildung 131:	Arithmetisches Mittel (1984 – 2003) der erythemwirksamen UV-Tagesdosis für den Monat Mai .....	221
Abbildung 132:	Arithmetisches Mittel (1984 – 2003) des Variationskoeffizienten der erythemwirksamen UV-Tagesdosis für den Monat Mai .....	222
Abbildung 133:	Trend (1984 – 2003) der erythemwirksamen UV-Tagesdosis für den Monat Mai .....	223
Abbildung 134:	Arithmetisches Mittel (1984 – 2003) des MPE für den Monat Juli .....	223
Abbildung 135:	Trend (1984 – 2003) des MPE für den Monat Juli .....	224
Abbildung 136:	Arithmetisches Mittel (1984 – 2003) der erythemwirksamen UV-Tagesdosis für den Monat Juli .....	225
Abbildung 137:	Arithmetisches Mittel (1984 – 2003) des Variationskoeffizienten der erythemwirksamen UV-Tagesdosis für den Monat Juli .....	225
Abbildung 138:	Trend (1984 – 2003) der erythemwirksamen UV-Tagesdosis für den Monat Juli .....	226
Abbildung 139:	Entscheidungsbaum für die Risikokartierung für den Beispielmonat März .....	228
Abbildung 140:	Veränderung (1984 – 2003) vom MPE und der erythemwirksamen UV-Tagesdosis im März .....	229
Abbildung 141:	Veränderung (1984 – 2003) vom MPE und der erythemwirksamen UV-Tagesdosis im Mai .....	229
Abbildung 142:	Veränderung (1984 – 2003) vom MPE und der erythemwirksamen UV-Tagesdosis im Juli .....	230
Abbildung 143:	Häufigkeitsverteilung von Ozonniedrigereignissen im Beobachtungszeitraum (1984 – 2003) nach Jahren und Monaten .....	231



Abbildung 144: Jahresverlauf der mittleren Ozonkonzentration mit Standard- abweichung sowie das mittlere Ozonminimum mit LOE-Schwelle (1984 – 2003) für Potsdam .....	232
Abbildung 145: Verlauf und Monatsmittel (1984 – 1990) der Ozonkonzentration und der erythemwirksamen UV-Strahlung vom 03.02.1990 – 10.02.1990 in Potsdam.....	233
Abbildung 146: Anpassungsmodell Klimawandel und Hautkrebs .....	250

## Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Solare UV-Energie in ausgewählten Wellenlängenspektren gemittelt für Sonnenfleckenminimumbedingungen .....	19
Tabelle 2: Grobklassifikation atmosphärischer Aerosole .....	84
Tabelle 3: Extinktion und optische Dicke verschiedener Wolkentypen .....	90
Tabelle 4: Einteilung der optischen Strahlung.....	97
Tabelle 5: Hauttypen nach Fitzpatrick mit Bezeichnung und Beschreibung sowie Angabe der MED.....	120
Tabelle 6: Beispiele von PET-Werten unter verschiedenen „Klimaszenarien“ .....	142
Tabelle 7: Zuordnung von PET-Schwellenwerten zum thermischen Empfinden und physiologischer Belastungsstufe .....	142
Tabelle 8: UV-Stationen mit Positions- und Höhenangabe .....	155
Tabelle 9: DWD-Stationen mit Positions- und Höhenangabe .....	159
Tabelle 10: Übersicht der verwendeten DWD-Parameter .....	160
Tabelle 11: Klassenbildung zur Entwicklung des MPE .....	211
Tabelle 12: Übersicht zur Veränderung des MPE in Abhängigkeit der meteoro- logischen Faktoren.....	215

## 1.0 Einleitung

Der Klimawandel hat in den letzten Jahren großes Aufsehen in der Öffentlichkeit erfahren. Unabhängig von der Ursache (anthropogen/geogen) bezweifelt mittlerweile kaum jemand mehr, dass sich das Klima verändert. Dies liegt auch daran, dass die Menschen einen Teil dieser Veränderungen inzwischen direkt wahrnehmen können. Ein Beispiel hierfür sind die heißen Sommer der letzten Jahre oder auch der besonders milde Winter 2007/2008. Zwar liegt dieser Einschätzung eine gewisse Subjektivität zugrunde, doch kann dies auch wissenschaftlich belegt werden, denn die zehn wärmsten Sommer der letzten 100 Jahre wurden in den letzten drei Jahrzehnten registriert. Bemerkenswert an der öffentlichen Diskussion bezüglich des Klimawandels ist, dass scheinbar nur die Extremereignisse (z.B. Sturmereignisse) mit hohen materiellen Schäden im Interesse stehen. Hingegen werden die weniger „spektakulären“ Folgen klimatischer Veränderungen kaum beachtet, obwohl sie in ihren Auswirkungen keineswegs zu vernachlässigen sind – im Gegenteil. Gemeint ist hier in erster Linie der Einfluss eines sich verändernden Klimas auf die Gesundheit des Menschen. Dieser Einfluss ist sehr vielfältig und lässt sich in direkte und indirekte Auswirkungen gliedern. Zu den direkten Auswirkungen zählen beispielsweise die Verletzungen oder die psychischen Folgen nach Extremwetterereignissen oder auch hitzebedingte Erkrankungen/Todesfälle durch thermische Belastungen. Beispielsweise wurden während der Hitzewelle im August 2003 allein in Frankreich fast 15.000 Tote registriert – eine Zahl, die die Dimension solcher Ereignisse verdeutlicht. Zu den indirekten Auswirkungen zählen unter anderem eine Zunahme vektorbasierter Erkrankungen (Borreliose, FSME, Leishmaniosis, Malaria, etc.), oder Allergien, die sich durch eine Veränderung des Pollenfluges verstärken können. Zu den indirekten Auswirkungen gehört auch eine Veränderung der Hautkrebsinzidenz, wobei noch deutlich wird, dass hierbei auch direkte Wirkungswege eine Rolle spielen.

Der Hautkrebs zählt weltweit zu den häufigsten Krebserkrankungen und kann bei zu spätem Erkennen bzw. medizinischer Behandlung zu ernsthaften Konsequenzen führen. Von allen Menschen die im Jahre 1930 geboren wurden, entwickelt einer von 1500 während seines Lebens ein malignes Melanom (MM). Von den Personen, die im Jahre 2000 geboren wurden, entwickelt bereits einer von 75 ein malignes Melanom. Die Erkrankungshäufigkeit ist demzufolge um das 20fache gestiegen. Im Kontext des Klimawandels nimmt der Hautkrebs eine besondere Rolle ein, da er seit Beginn der 80er Jahre zunächst immer nur mit dem Ozonloch und der damit verbundenen Zunahme der

UV-Strahlung in Verbindung gebracht worden ist. Durch den verminderten Eintrag von Fluorchlorkohlenwasserstoffen (FCKWs) wird versucht, den stratosphärischen Ozonabbau zu reduzieren und damit auch (bei zu hoher Dosis) die für den Menschen gesundheitsschädigende UV-Strahlung zu reduzieren. Wie sich in den folgenden Ausführungen noch zeigen wird, haben aber auch klimatische Veränderungen Einfluss auf die Ozonkonzentration und UV-strahlungsbeeinflussende Faktoren (z.B. Bewölkung), so dass das Thema Hautkrebs *unabhängig* vom Ozonloch nach wie vor eine sehr hohe Aktualität besitzt.

Um die teilweise sehr komplexen Zusammenhänge – vor allem im Bereich Klima und Ozon – darzustellen, wurde ein Kausalmodell (*Abbildung 1*) entwickelt. Dieses Modell zeigt vereinfacht die Wirkungswege zwischen klimatischen Faktoren, Ozon, UV-Strahlung (als Risikofaktor für Hautkrebs) und dem menschlichen Verhalten sowie der damit bedingten Entstehung von Hautkrebs. Der erste Teil dieser Arbeit basiert in seinem Aufbau im Wesentlichen auf dem Modell. Zur besseren Übersicht wird zu Beginn jedes Kapitels der jeweils thematisierte Ausschnitt des Modells abgebildet. Die Kernfaktoren werden hier hervorgehoben. Am Ende des Kapitels werden die wichtigsten Aussagen im Hinblick auf die Ausgangsthematik kurz zusammengefasst. Dies soll dem Leser das Verständnis für die folgenden Kapitel vereinfachen bzw. die Zusammenhänge herausstellen. Alle unterstrichenen Begriffe sind in einem Glossar am Ende der Arbeit erläutert.

Ausgangspunkt des Modells ist das Klima, welches sich, bedingt durch den solaren Zyklus bzw. den Sonnengang, in der Dynamik der Stratosphäre und Troposphäre äußert (Kapitel 2.2 – 2.4). Diese Dynamik ist ein wesentlicher „Verteilungsmechanismus“ für das Ozon und andere Gase in der Atmosphäre und kann mittels dynamischer Vorgänge (z.B. Brewer-Dobson Zirkulation) beschrieben werden. Hinzu kommen weitere Faktoren wie die Polaren Stratosphärenwolken (PSC) und der Polarwirbel in der Stratosphäre sowie die Quasi-Biennale Oszillation (QBO), die Nordatlantik Oszillation (NAO), Arktische Oszillation (AO) und die Großwetterlagen in der Troposphäre. Mittels dieser Faktoren kann die (stratosphärische-) Ozonkonzentration bzw. Ozonverteilung weitgehend beschrieben werden. Zwar gilt das Ozon als wichtigster Faktor hinsichtlich der Intensität der UV-Strahlung, doch sind auch Aerosole und Wasserdampf bzw. die Bewölkung zu berücksichtigen (Kapitel 2.6). Wie noch deutlich wird, haben die Wolken einen besonders hohen Einfluss auf die UV-Strahlung. In Kapitel 3.0 wird die UV-Strahlung in Abhängigkeit

von meteorologischen Faktoren sowie ihre Wirkung auf die menschliche Haut beschrieben.

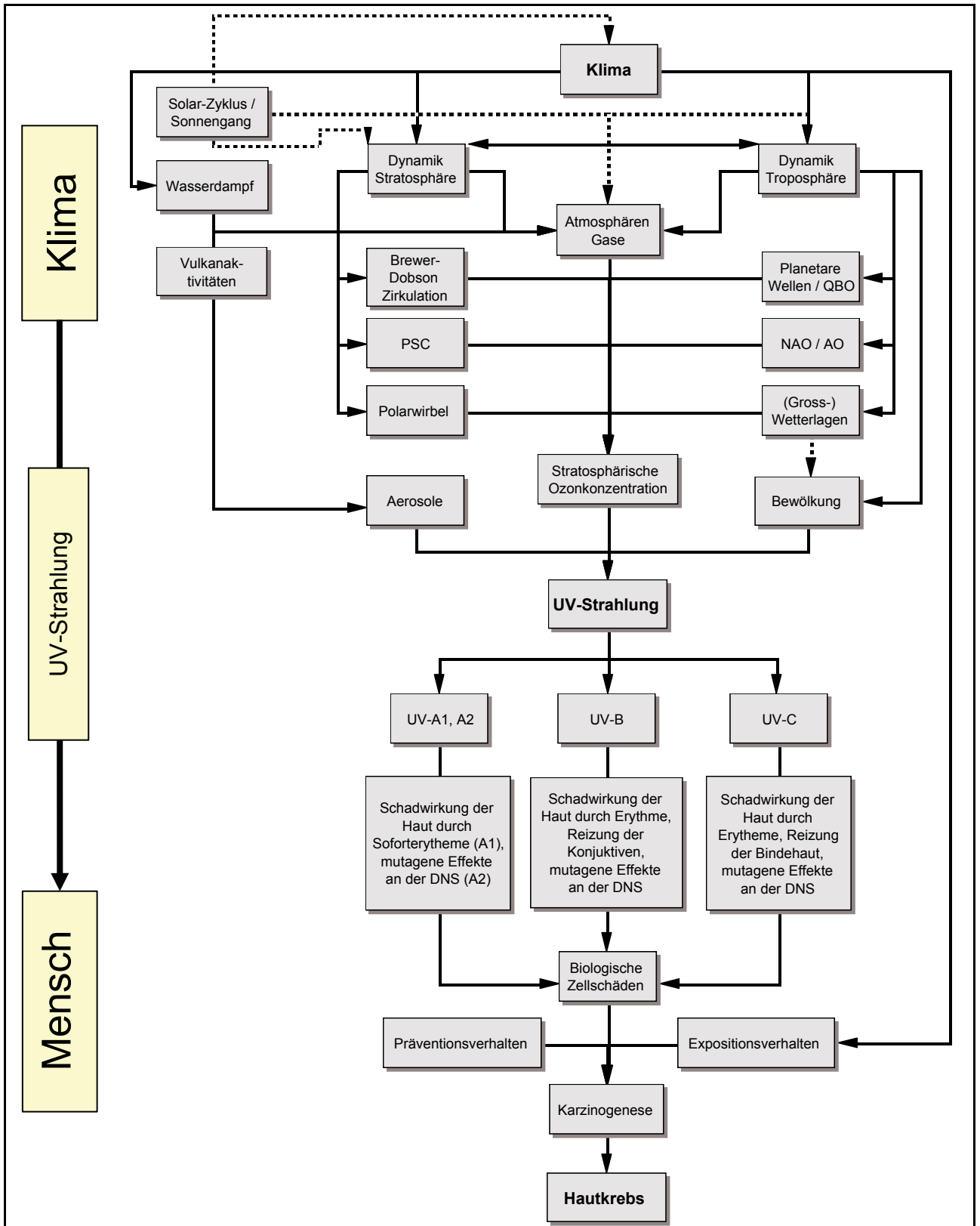


Abbildung 1: Kausalitätsmodell zum Einfluss des Klimas auf die Inzidenz/Prävalenz von Hautkrebskrankungen. Entwurf: J. AUGUSTIN, 2009.

Die Epidemiologie des Hautkrebses fällt auch in dieses Kapitel, da die UV-Strahlung als Hauptrisikofaktor für Hautkrebs angesehen wird.

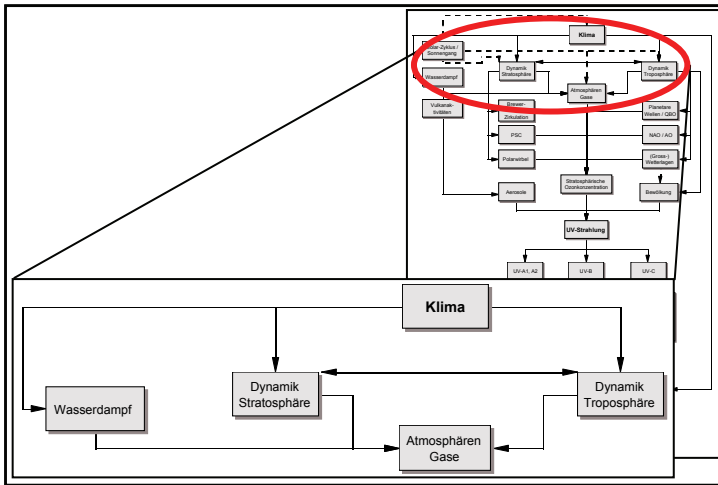
Ein wichtiger Aspekt im Modell ist die direkte Verknüpfung zwischen dem Klima und der menschlichen Exposition (Expositionsverhalten). Damit zeigt das Modell sowohl direkt (Expositionsverhalten), als auch indirekt (UV-Strahlung) am Beispiel Hautkrebs den Einfluss des Klimas auf den Menschen auf. In diesem Kontext nimmt die Geographie als (multidisziplinäre) wissenschaftliche Disziplin eine besondere Rolle ein, auf die am Ende der Arbeit nochmals eingegangen wird.

Diese Arbeit dient dazu, eine Risikoabschätzung in Bereich Hautkrebserkrankungen unter einem sich wandelnden Klima bereit zu stellen. Sie soll den Entscheidungsprozess („Decision Support“) stützen und auch das notwendige Grundlagenwissen zur Entscheidungsfindung („Capacity Building“) im Bereich Klimawandel und Hautkrebserkrankungen bereitstellen. Die Arbeit ist in Anlehnung an das Kausalitätsmodell so aufgebaut, dass die klimatologischen Zusammenhänge zusammen mit den anthropogenen Faktoren (humanbiologische Wirkung der UV-Strahlung, thermisches Verhalten) sowie den dann folgenden Analysen zur Veränderung der UV-Strahlung und expositionsbeeinflussenden Faktoren gemeinsam in das Anpassungskonzept am Ende der Arbeit einfließen.

Im ersten Teil dieser Arbeit werden die Wirkungswege und Zusammenhänge zwischen einem sich verändernden Klima und einer sich dadurch möglicherweise verändernden Hautkrebsprävalenz qualitativ und differenziert analysiert. Dies ist von grundsätzlicher Notwendigkeit, da bislang in der Literatur nur einzelne Aspekte betrachtet wurden, kaum aber die kausalen Zusammenhänge aller Faktoren. Insofern werden die ersten Kapitel nicht als Grundlagenteil der Arbeit angesehen, sondern als Teil in dem die kausalen Zusammenhänge in Anlehnung an das entwickelte Modell zusammengeführt und aufgezeigt werden. Zur vollständigen Abhandlung dieser Thematik ist ein multidisziplinärer Ansatz im Rahmen dieser Arbeit unerlässlich. Im zweiten Teil dieser Arbeit wird zunächst die Veränderung der erythemwirksamen UV-Strahlung (Tagesdosis) in Europa näher beleuchtet. Durch die großräumige Betrachtung der erythemwirksamen UV-Tagesdosis auf europäischer Ebene zeigen sich besonders gut die räumlichen Differenzen bzw. Strahlungsmuster. In diesem Zusammenhang werden auch die Extremwerte der Strahlung untersucht und diskutiert. In einem weiteren Kapitel werden neben der erythemwirksamen UV-Tagesdosis die expositionsbeeinflussenden meteorologischen Faktoren in Deutschland analysiert und der Strahlung gegenübergestellt. Dazu wird ein Index

entwickelt, der die Expositionswahrscheinlichkeit gegenüber UV-Strahlung unter räumlichen Gesichtspunkten beschreibt. Die Veränderung der UV-Strahlung in Deutschland sowie die Veränderung des Index können gemeinsam verwendet werden, um eine regionale Aussage über das natürliche potentielle Hautkrebsrisiko ableiten zu können. In diesem Kontext werden auch Ozonniedrigereignisse bzw. Ozonminilöcher berücksichtigt. Im letzten Teil dieser Arbeit wird das Thema Anpassung für den Bereich Klimawandel und Hautkrebserkrankungen diskutiert und damit die Thematik inhaltlich abgeschlossen. In diesem Rahmen werden auch die Ansätze des „Decision Supports“ und „Capacity Buildings“ angesprochen. Mit einer Diskussion und Bewertung der Ergebnisse endet diese Arbeit.

## 2.0 Das Klima



Für ein besseres Verständnis der nächsten Kapitel werden zunächst die notwendigen klimatologische Grundlagen – insbesondere die atmosphärische Zirkulation – beschrieben. Die Einbettung des Kapitels in die Gesamthematik zeigt der obige Ausschnitt des Kausalmodells.

### 2.1 Die Klimatologische Grundlagen

Die atmosphärische Zirkulation ist die Grundlage für die Ausbildung von Klimazonen, Witterungs- und Wettergeschehnissen und beeinflusst auch die Ozonkonzentration und UV-Strahlung (siehe Kapitel 2.4).

#### 2.1.1 Die atmosphärische Zirkulation

Zum Verständnis der nächsten Kapitel ist der vertikale Aufbau der Atmosphäre von Bedeutung, der anhand der *Abbildung 2* erläutert wird. Die *Abbildung* zeigt die Stockwerksgliederung der Atmosphäre, unterteilt in Troposphäre, Stratosphäre, Mesosphäre und Thermosphäre. Diese werden getrennt durch die Tropopause, Stratopause und Mesopause. Die Bezeichnungen der Sphären gehen auf das jeweilige meteorologische Verhalten der Schichtungen zurück. Troposphäre bedeutet beispielsweise im übertragenen Sinne „wetterwirksame Schicht“, da sich hier alle für das Wetter relevanten Prozesse abspielen. Zu erwähnen ist, dass die Höhenangaben gemittelt sind, da diese – je nach geographischer Breite – variieren. Die Einteilung der Schichten analog der Höhe orientiert sich am Temperaturverlauf. Bis zur Tropopause setzt eine



höhenbedingte Abnahme der Temperatur ein, bevor in ca. 12 km Höhe ein isothermer Temperaturverlauf (keine Temperaturveränderung mit der Höhe) eintritt.

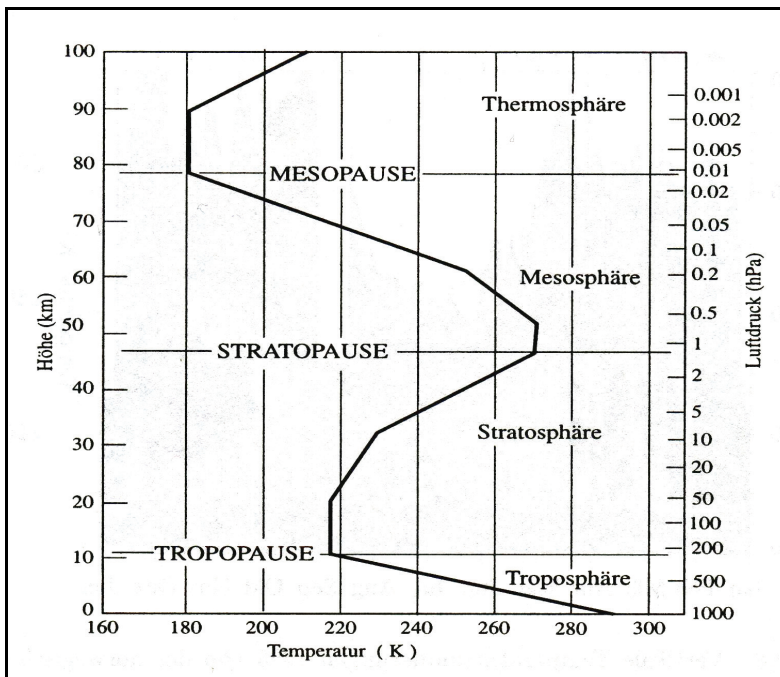


Abbildung 2: Mittlere Temperaturschichtung der Atmosphäre mit Höhenangaben in hPa. Quelle: V. STORCH et al., 1999.

Bedeutend ist der Temperaturanstieg zwischen 20 und 50 km, der auf die Absorption von UV-Strahlung durch Ozon zurückzuführen ist. Die Absorption beschreibt einen wellenlängenabhängigen Prozess, bei dem Energie (hier kurzwellige Strahlung) durch einen Stoß auf ein benachbartes Materieteilchen übertragen wird, der zu einer Geschwindigkeitserhöhung führt. Die auftreffende Strahlung setzt damit die Elektronen eines Materieteilchens in einen angeregten Zustand. Dies führt zu einer Erwärmung, da Strahlungsenergie in Wärmeenergie umgewandelt wird (vgl. HÄCKEL, 1999). Gleiches passiert durch das Ozon, das die kurzwellige Strahlung absorbiert und somit eine Erwärmung bedingt (vgl. MCCORMACK et al., 2007). Diese Temperaturumkehr in der Tropopause wird auch (Temperatur-) Inversion genannt und ist bedeutsam für den Austausch von Luftmassen zwischen der Troposphäre und Stratosphäre. Neben der Tropopause kommen Inversionen auch in anderen Höhenschichten vor.

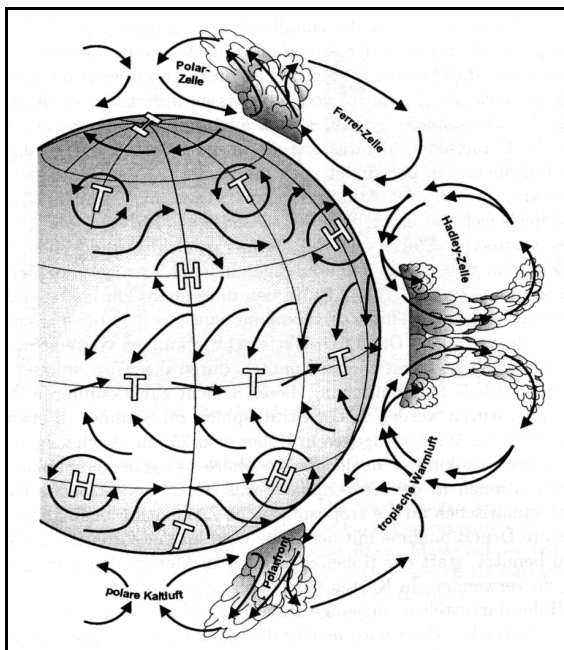
Die Voraussetzung einer Zirkulation der Atmosphäre ist in der nicht einheitlichen Energiebilanz der Erde zu finden, denn nach v. STORCH et al. (1999) erfolgt der Antrieb der atmosphärischen Zirkulation hauptsächlich durch das Ungleichgewicht von Energiezu- und abfuhr. Dieser Prozess unterliegt einer Gesetzmäßigkeit, die im 18. Jahrhundert von Johann Heinrich Lambert entdeckt wurde. Das „Lambertsche Gesetz“ besagt, dass die freigesetzte Energie eines Strahlungsbündels von dem Einfallswinkel abhängt, mit dem es

auf eine Fläche trifft. Die Energie eines mit  $90^\circ$  einfallenden Strahlungsbündels verteilt sich demnach auf eine kleinere Fläche, als wenn das gleiche Bündel mit einem Winkel von  $45^\circ$  einfällt. Die Energie pro Flächeneinheit steigt demnach mit zunehmendem Einfallswinkel an. Betrachtet man den Strahlungseinfall der Sonne auf die Erde nimmt nach dem Lambertschen Gesetz der Energieumsatz vom Äquator zu den hohen Breiten ab, da sich der Einfallswinkel mit zunehmender geographischer Breite verkleinert und sich damit auch die zugeführte Energie verringert. Die Konsequenz dieser Gesetzmäßigkeit ist ein Energiegefälle vom Äquator zu den Polen.

Das unterschiedliche Energieniveau auf der Erdoberfläche hat zur Folge, dass die isobaren Flächen (Flächen gleichen Luftdrucks) in den niederen Breiten einen größeren Abstand zueinander haben als in den hohen Breiten. Der Grund hierfür besteht darin, dass der Luftdruck in warmer Luft mit der Höhe langsamer abnimmt als in kalter Luft. Jahreszeitabhängig liegt deshalb beispielsweise auch die Höhe der Tropopause am Äquator bei ca. 17 km und an den Polen bei 6 – 8 km (vgl. SCHÖNWIESE, 1994). In den niederen Breiten bilden sich tropische und in den hohen Breiten polare Luftmassen aus. Die unterschiedlichen Luftmassen streben einen Temperatúrausgleich an, der jedoch nicht kontinuierlich verläuft, sondern eher durch einen „Sprung“, d.h. durch eine relativ schmale Zone in der sich die unterschiedlichen Energieniveaus der Luftmassen ausgleichen, beschrieben wird. Diese Zone wird Frontalzone genannt. Die Frontalzone variiert je nach Jahreszeit in ihrer Lage, befindet sich dabei aber immer zwischen  $30^\circ$  und  $70^\circ$  nördlicher Breite. In Hinblick auf die Luftschichtung und Temperatur kann zwischen Baroklinität und Barotropie unterschieden werden. Baroklinität herrscht vor, wenn die Flächen gleichen Luftdrucks nicht parallel zu denen mit gleicher Temperatur liegen, sich diese also schneiden. Horizontale Strömungen werden begünstigt und dynamische Instabilitäten in der Atmosphäre sind die Folge. Die Barotropie beschreibt den entgegengesetzten Fall. Druckflächen (Isobaren) und Temperaturflächen (Isothermen) laufen parallel zueinander. Horizontale Strömungen und eine stabile Schichtung sind die Folge. Baroklinität und Barotropie sind wichtige Faktoren in der Dynamik und damit auch für die Ozonverteilung der Atmosphäre. Neben den jahreszeitlichen Einflüssen, bestimmen auch orographische Einflüsse (vor allem Gebirgsketten) die Lage der Frontalzone. Meridional (Nord-Süd) verlaufende Gebirgszüge (z.B. Ural, Rocky Mountains) können Auslöser für ein starkes Mäandrieren der Frontalzone sein.

Unter der Annahme dass die Erde ein sich nicht drehender Körper ist, gäbe es aufgrund des Luftdruck- und Energiegefälles eine "Ausgleichsbewegung" des Windes in

meridionaler Richtung vom Äquator zu den Polen (in der Höhe) und wieder zurück (auf dem Erdboden). Aufgrund dieser Bewegungsvorgänge würde sich daher ein thermisches Hochdruckgebiet in den Polargebieten und ein thermisches Tiefdruckgebiet in den niederen Breiten ausbilden. Das thermische Tief in den niederen Breiten wird als äquatoriale Tiefdruckrinne oder innertropische Konvergenzzone (ITC) bezeichnet. Da die Erde aber ein rotierender Körper ist, entsteht somit erst die eigentliche Dynamik bzw. Zirkulation der Atmosphäre. Der Luftmassenaustausch zwischen den Polen und den äquatorialen Bereichen unterliegt aufgrund der Erdrotation maßgeblich der so genannten Corioliskraft. Die Corioliskraft ist keine Kraft im eigentlichen Sinne, sondern eine durch die Erdrotation bedingte „Scheinkraft“. Diese bewirkt, dass der bislang recht einfache Luftmassenaustausch komplexer wird. Luftmassen auf der Nordhemisphäre werden jetzt durch die Corioliskraft nach rechts und auf der Südhemisphäre nach links abgelenkt. Dies ist auch in der *Abbildung 3* ersichtlich, die die atmosphärische Zirkulation in vereinfachter Form schematisch abbildet. Am Äquator ist die ITC, bzw. äquatoriale Tiefdruckrinne ersichtlich, an der die vom Nordost- und Südostpassat herbeigeführten Luftmassen aufsteigen und im subtropischen Hochdruckgürtel wieder absinken.



*Abbildung 3: Vereinfachte, schematische Darstellung der atmosphärischen Zirkulation. Quelle: v. STORCH et al., 1999.*

Das dafür verantwortliche Zirkulationsmuster wird auch als Hadley-Zelle bzw. Passatzirkulation bezeichnet und ist wesentlicher Bestandteil der Ozondynamik in der Atmosphäre. Der subtropische Hochdruckgürtel hat für das Wetter bzw. Witterungsgeschehen insofern eine Bedeutung, da hier das für (Süd-) Europa bedeutende Azorenhoch entsteht, das sich auch auf Deutschland auswirkt. Nördlich des subtropischen

Hochdruckgürtels liegt die planetare Westwindzone bzw. die Frontalzone. Die Westwindzone ist letztlich die Konsequenz aus den durch die Corioliskraft nach Osten (Nordhemisphäre) umgelenkten Luftmassen. Die Westwindzone umzieht dabei in einer mäandrierenden Bewegung (planetare Wellen) von West nach Ost die Erde. Da sich die Corioliskraft mit zunehmender geographischer Breite verstärkt und somit an unterschiedlichen Stellen verschieden stark auf ein Druckgebilde wirkt, scheren die Tiefdruckgebiete aus der mäandrierenden Westwindzone im Mittel eher nach Norden und die Hochdruckgebiete eher nach Süden aus. Die Westwindzone, die subpolare Tiefdruckrinne (z.B. Islandtief) und der subtropische Hochdruckgürtel (z.B. Azorenhoch) prägen das Klima Mitteleuropas.

Da im Kapitel 2.4.2.1 die Stratosphären-Tropopausenkompensation (STE) als Einflussfaktor der Ozonverteilung beschrieben wird, werden an dieser Stelle zum besseren Grundlagenverständnis noch die Begriffe Konvergenz und Divergenz erläutert. Ohne im Einzelnen auf die Entstehung von Tiefdruck- (Zyklone) oder Hochdruckgebiete (Antizyklone) einzugehen, nehmen Konvergenz und Divergenz bei den Druckgebilden eine besondere Rolle ein. Verlagern sich Luftmassen (z.B. thermisch bedingt) wird am Ausgangspunkt Luft entnommen (Massenverlust) und an anderer Stelle hinzugefügt (Massengewinn). Wo Luft entnommen wird, nimmt der Druck zunächst ab. Grundsätzlich kann dies thermische (z.B. thermisches Tief) oder dynamische Ursachen (z.B. dynamisches Tief) haben, wobei beide voneinander zu trennen sind. Neben der Divergenz kommt es an anderer Stelle automatisch zu einer Konvergenz (Massengewinn). Zum Beispiel bewirkt eine Divergenz im Falle eines dynamischen Tiefs eine Ausgleichsbewegung, so dass Luft aus den darüber und darunter liegenden Schichten angesogen wird. Diese Prozesse spielen sich im Mittel in Höhen von etwa 10 km ab, wirken sich aber auf die gesamte Atmosphäre aus. Von Bedeutung ist, dass das Ansaugen der Luft aus den darüber liegenden Schichten ein Absinken der Tropopause verursacht. Gleichzeitig kommt es am Boden zur Ausbildung einer Konvergenz, da hier Luft von allen Seiten angesaugt wird. Durch den Einfluss der Corioliskraft wird die Luft beim Einströmen in das Druckzentrum abgelenkt. Es entsteht eine Wirbelbewegung (zyklonal rechts herum, antizyklonal links herum). Divergenz und Konvergenz in Kombination mit der Corioliskraft sind notwendig, um dynamische Hoch- und Tiefdruckgebiete entstehen zu lassen. Gesetzt den Fall dass in höheren Schichten eine Konvergenz (Hoch) besteht, kommt es zu einer Hebung der Tropopause und gleichzeitig zu einer Divergenz am Boden (vgl. HÄCKEL, 1999; SCHÖNWIESE, 1994).

Um beispielsweise den Einfluss des Klimawandels auf die stratosphärische Ozonkonzentration verstehen zu können, bedarf es einer detaillierteren Betrachtung der Dynamik von Troposphäre und Stratosphäre sowie deren gegenseitiger Beeinflussung. Bevor darauf näher eingegangen wird, wird aber noch ein „State of the Art“ zum Klimawandel gegeben werden.

### **2.1.2 Der Klimawandel**

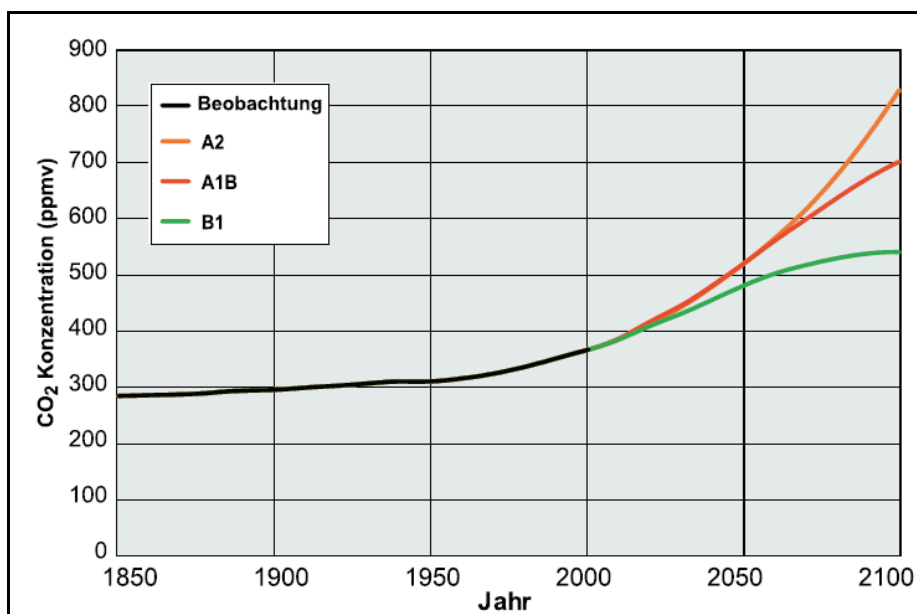
Im Jahre 2006 wurde in manchen Medien unter dem Thema Klimawandel von einer zuvor noch nicht da gewesenen Ausdehnung des Ozonloches über der Antarktis berichtet. Aus physikalischer Sicht ist dies nicht korrekt. Von der Entstehung her hat der Klimawandel nichts mit dem „Ozonloch“ zu tun, denn der Klimawandel basiert auf den durch Treibhausgasen beruhenden Treibhauseffekt und das Ozonloch auf der Ozonzerstörung durch den Eintrag von ozonzerstörenden Gasen, wie beispielsweise Fluorchlorkohlenwasserstoffen (FCKWs), in die Atmosphäre. Obwohl zwischen den Ausdrücken differenziert werden sollte, gibt es Zusammenhänge zwischen beiden Prozessen, die in Kapitel 2.5 noch genauer erläutert werden. Korrekterweise müsste man nach THIEL (1999) von „Global Change“ sprechen, möchte man beide Prozesse mit einem Wort beschreiben. Allerdings fallen unter den „Global Change“-Begriff auch Prozesse wie der Landschaftswandel oder die schwindende Artenvielfalt, weshalb er in diesem Zusammenhang zu unpräzise ist. Im Rahmen dieser Arbeit wird daher konventionell vom (stratosphärischen) Ozonabbau und dem Klimawandel gesprochen.

Das Klima unterliegt seit der Entstehung der Erde Veränderungen und einer ausgeprägten Variabilität in Raum und Zeit. Die inzwischen relativ gut nachweisbaren Warm- und Kaltzeiten der Vergangenheit sind ein Beleg für diese Variabilität. Die historischen Schwankungen des Klimas basieren auf zahlreichen Prozessen. Die Prozesse lassen sich in terrestrische und extraterrestrische gliedern, wobei unter den terrestrischen beispielsweise die Kontinentaldrift, die Orogenese (Gebirgsbildung), der Vulkanismus, die Veränderung von Bewölkung und Albedo (Verhältnis von Einstrahlung zu Ausstrahlung in Abhängigkeit der Oberfläche) oder die veränderte Zirkulation des Ozeans fallen. Zu den extraterrestrischen Einflüssen zählt beispielsweise die Veränderung der Solarkonstante oder die Variabilität der Erdumlaufbahn um die Sonne (z.B. Milankowitch-Zyklus). Zu all diesen sich überlagernden und gegenseitig beeinflussenden Prozessen ist seit etwa 100 Jahren – einhergehend mit der Industrialisierung – der anthropogene Einfluss auf das Klima dazugekommen.

Ist von dem anthropogenen Einfluss auf das Klima die Rede, so ist der vom Menschen verursachte Treibhauseffekt gemeint. „Vom Menschen verursacht“ ist insofern hervorzuheben, da es auch einen natürlichen Treibhauseffekt gibt, der erst das Leben auf der Erde ermöglicht. Der natürliche Treibhauseffekt beruht vor allem auf dem Vorhandensein von Wasserdampf in der Atmosphäre, ohne den die Temperatur auf der Erdoberfläche etwa  $-18\text{ °C}$  betrüge. In Form von Wasserdampf gilt Wasser in der Atmosphäre somit als natürliches Treibhausgas und bewirkt 62 % des Treibhauseffektes. Der Treibhauseffekt entsteht, indem kurzwellige solare Strahlung in die Atmosphäre eindringt und von der Erdoberfläche absorbiert wird, d.h. Strahlungsenergie in Wärmeenergie umgewandelt wird. Fortan emittiert die Erde nicht kurzwellige, sondern auch langwellige Strahlung. Diese kann aufgrund ihrer veränderten Wellenlänge die Atmosphäre nicht ungehindert verlassen, da sie von Wasserdampf und atmosphärischen Spurengasen wie  $\text{CO}_2$  (22 %),  $\text{N}_2\text{O}$  (4 %),  $\text{O}_3$  (7 %) (SCHÖNWIESE, 1994) oder  $\text{CH}_4$  (18 %) (HÄCKEL, 1999) absorbiert wird. Die Konsequenz ist, dass sich die Temperatur in den Luftschichten bzw. in der Atmosphäre erhöht, da die Strahlungsenergie in Wärmeenergie umgewandelt wird. Dies ist grundsätzlich ein natürlicher Prozess. Erst der verstärkte Eintrag dieser Gase durch den Menschen verursacht den so genannten anthropogenen Treibhauseffekt.  $\text{CO}_2$  ist dabei ein sehr wirksames Treibhausgas, das eindrucksvoll am Beispiel der Venus gezeigt werden kann. Nach HÄCKEL (1999) enthält die Atmosphäre der Venus über 95 %  $\text{CO}_2$  und bewirkt damit einen so großen Treibhauseffekt, dass die Oberflächentemperatur über  $460\text{ °C}$  beträgt. Der Effekt auf der Venus ist sicherlich ein Extrem, macht aber die potentielle Wirkung dieses Gases deutlich.

In der *Abbildung 4* ist die atmosphärische  $\text{CO}_2$ -Konzentration der Erde dargestellt. Die Abbildung zeigt die beobachtete  $\text{CO}_2$ -Konzentration zwischen 1850 und 2000 sowie den berechneten Anstieg auf Basis der SRES-Szenarien (SRES = Second Report on Emission Szenarios) bis 2100. Die SRES-Szenarien lassen sich nach Bevölkerungswachstum, soziale- und ökonomische Entwicklung, technologische Veränderungen, Nutzung von Ressourcen und Umweltmanagement in vier Hauptgruppen (A1, A2, B1, B2) gliedern. Grundsätzlich sind die A-Szenarien eher ökonomisch, die B-Szenarien eher umweltorientiert; die 1er-Szenarien global und die 2er-Szenarien eher regional orientiert. Die A1-Szenarien basieren auf der Annahme einer weiter stark wachsenden Wirtschaft und Weltbevölkerung bis etwa 2050, einer schnellen Einführung neuer und effizienter Technologien sowie einer zunehmenden Globalisierung (Entwicklungsdisparitäten gleichen sich aus). Die Szenarien lassen sich zusätzlich nach der Nutzung von Energiequellen unterteilen: A1FI (intensive Nutzung fossiler Energieträger), A1T (starke

Nutzung nicht-fossiler Energieträger), A1B (Mischung aus fossilen und nicht-fossilen Energieträgern). Das A2-Szenario geht von einer weiter wachsenden Weltbevölkerung bis etwa 2050 und einem entsprechend steigenden Energieverbrauch aus, wobei der technologische Fortschritt bzw. Wandel nur langsam einsetzt und auch regional begrenzt ist. Wie das A1-Szenario geht auch das B1-Szenario von einer wachsenden Weltbevölkerung mit entsprechendem Rohstoffverbrauch aus, allerdings wird die Energie nicht mehr überwiegend aus fossilen Rohstoffen, sondern aus einem Energiemix gewonnen. Zudem tritt global die Dienstleistungs- und Informationsökonomie mit einer verstärkten Einführung sauberer und ressourcenschonender Technologien in den Vordergrund. Das B2-Szenario orientiert sich prinzipiell am A2-Szenario, setzt aber auf eine geringere Zunahme der Weltbevölkerung, eine mäßigeren Wirtschaftsentwicklung sowie einen weniger schnell einsetzenden technologischen Wandel als im A1- und B1-Szenario (MEEHL et al., 2007). Die *Abbildung 4* zeigt, dass die CO<sub>2</sub>-Konzentration in der Atmosphäre mit der Industrialisierung stark angestiegen ist, dies gilt vor allem für die Mitte des 20. Jahrhunderts. Je nach Szenario, ist eine in der Ausprägung unterschiedlich starke Zunahme des CO<sub>2</sub> im 21. Jahrhundert erkennbar. Entsprechend der Annahme im A2-Szenario, fällt diese besonders hoch aus.



*Abbildung 4: Beobachtete und modellierte (nach IPCC-Szenarien) Entwicklung der CO<sub>2</sub>-Konzentration zwischen 1850 und 2100. Quelle: MPI, 2006.*

Nach FEICHTER et al. (2007) betrug die vorindustrielle CO<sub>2</sub>-Konzentration 280 ppmv (ppmv = Parts per Million als Volumenmischungsverhältnis). Bis ins Jahr 2006 ist sie auf 378 ppmv angestiegen und wird je nach Szenario mit ca. 550 bis über 800 ppmv für 2100 berechnet. Die Methankonzentration (CH<sub>4</sub>) stieg im selben Zeitraum von 0,7 auf 1,78

ppmv, das N<sub>2</sub>O von 0,27 auf 0,32 ppmv. Im Vergleich zum CO<sub>2</sub> erscheint diese Zunahme relativ gering, allerdings handelt es sich bei Methan um ein sehr wirksames Treibhausgas. Methan ist im Vergleich zum CO<sub>2</sub> (ca. 120 Jahre Lebensdauer) um den Faktor 25 wirksamer, hat aber eine wesentlich geringere Lebensdauer (ca. 10 – 15 Jahre) in der Atmosphäre.

Entsprechend den Szenarien in *Abbildung 4* wird deutlich, wie sich die CO<sub>2</sub>-Konzentration in der Zukunft entwickeln kann. Der bisherige Verlauf der CO<sub>2</sub>-Konzentration war nach SCHÖNWIESE (1994) ein unzweifelhafter Beleg dafür, dass der stark ansteigende Eintrag des Treibhausgases anthropogen bedingt sein muss. Diese Annahme wird inzwischen kaum noch bestritten. Der zeitliche Verlauf der CO<sub>2</sub>-Konzentration kann gut in Zusammenhang mit dem in *Abbildung 5* erkennbaren Temperaturverlauf gebracht werden. Obwohl dem CO<sub>2</sub> Eintrag die Hauptrolle zugeschrieben wird, sei nochmals erwähnt, dass das Gas nicht die alleinige Ursache für eine Temperaturerwärmung ist, sondern weitere Gase wie Methan oder Stickoxide beachtet werden müssen.

Die *Abbildung 5* zeigt den Verlauf der jährlich gemittelten, globalen Temperaturanomalie (linke Ordinate) sowie die geschätzte globale Mitteltemperatur (rechte Ordinate). Die Daten entstammen einer Reanalyse des HadCRUT3-Modells. Das Modell wurde am Hadley-Centre (U.K.) entwickelt. Beim Modell handelt um ein globales, gekoppeltes Klimamodell, d.h. es wird ein Atmosphärenmodell mit einem Ozeanmodell gekoppelt. Die Auflösung des Modells beträgt 0,5°; die Reanalyse wird bis 1850 berechnet. Bei Reanalysen handelt es sich prinzipiell um Modellierungen der Vergangenheit, um etwa die Validität des Modells mit Beobachtungen prüfen zu können, oder um vollständige Datenreihen zu erhalten. Die schwarzen Punkte zeigen die jährlichen Mittelwerte, die dünne graue Linie den geglätteten Verlauf der Temperatur. Die eingefügten farblichen Geraden kennzeichnen die Temperaturentwicklung einzelner Zeitperioden. Dabei ist deutlich der zunehmende Anstieg der globalen Jahresmitteltemperatur zu erkennen, was vor allem für die kurzen Perioden (25, 50 Jahre) gilt. Die *Abbildung 5* zeigt – wie auch der Anstieg der CO<sub>2</sub>-Konzentration in *Abbildung 4* – einen deutlichen Anstieg seit der Industrialisierung und belegt den Zusammenhang zwischen dem Eintrag von Treibhausgasen und einer steigenden Temperatur.



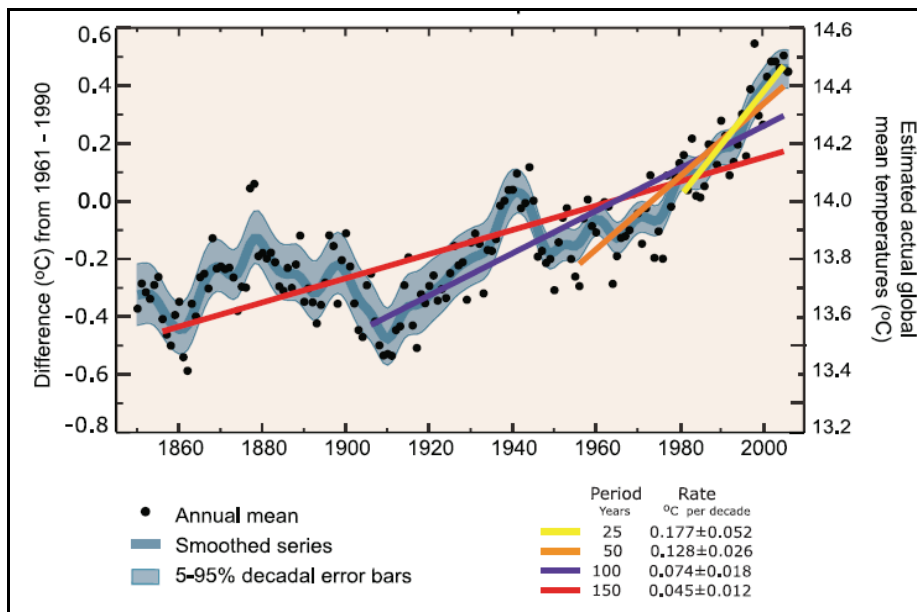


Abbildung 5: Verlauf der jährlich gemittelten, globalen Temperaturanomalie (1850 – 2010) (HadCRUT3).  
Quelle: JNCC, 2008.

Entsprechend der steigenden Emissionen von Treibhausgasen wird sich die Erdmitteltemperatur je nach Emissionsszenario bis zum Ende des Jahrhunderts verändern. Abgesehen von regionalen Ausnahmen kann global von einer Temperaturzunahme ausgegangen werden.

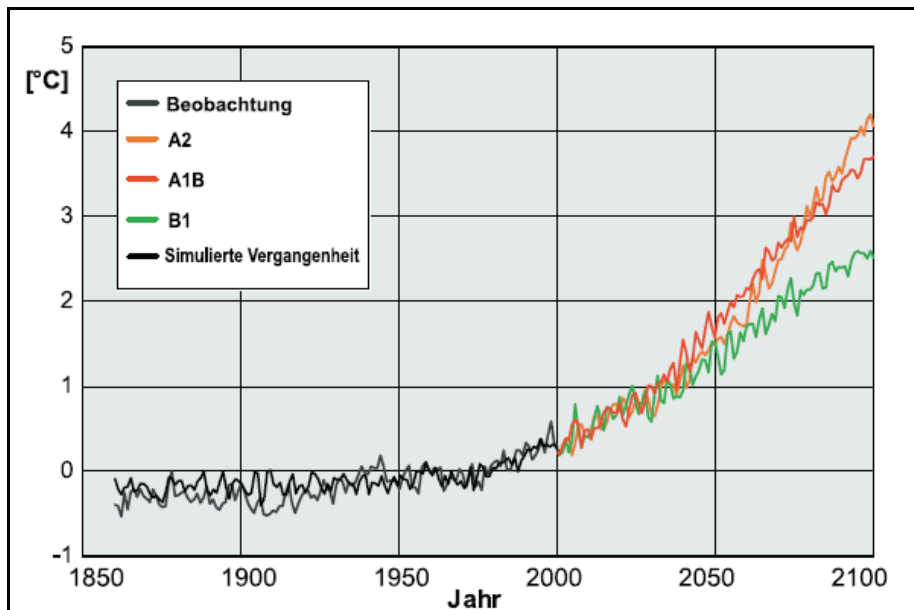
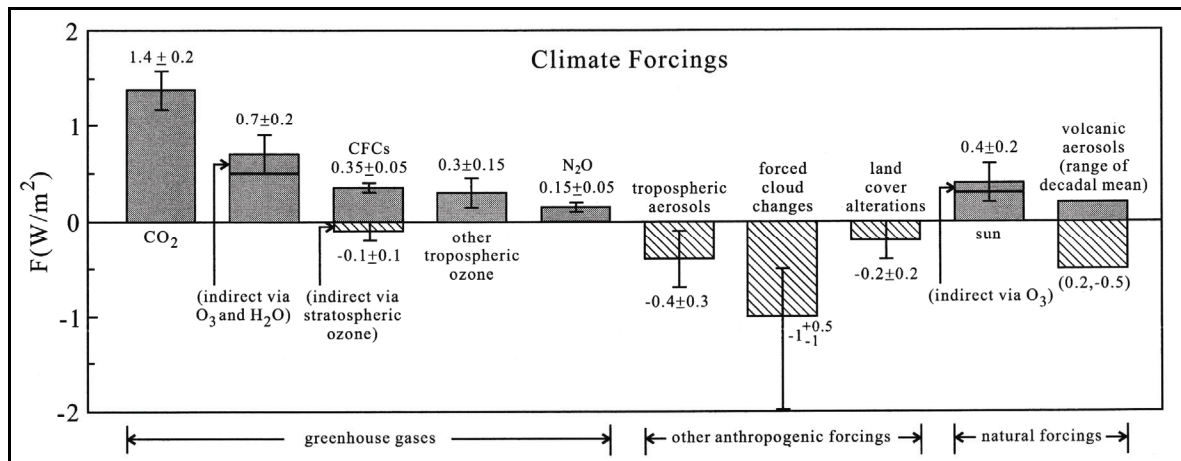


Abbildung 6: Beobachtete und modellierte (nach IPCC-Szenarien) globale jährliche Erdmitteltemperatur in Erdbodennähe in °C. Referenzzeitraum 1961 – 1990. Quelle: MPI, 2006.

Die Abbildung 6 zeigt den nach ausgewählten IPCC-Szenarien modellierten Temperaturverlauf (globale jährliche Erdmitteltemperatur) bis ins Jahr 2100. Je nach Szenario wurden für das Jahr 2100 Temperaturen zwischen 2,5 °C und 4,1 °C (positive Anomalie) im Vergleich zum langjährigen Mittel (1961 – 1990) berechnet. Verglichen mit

der *Abbildung 4* wird der enge Zusammenhang der modellierten Temperatur mit dem  $\text{CO}_2$ -Anstieg deutlich. Auch wenn der Grund für die Temperaturerhöhung nicht alleine im  $\text{CO}_2$ -Eintrag zu suchen ist, so nimmt das Treibhausgas eine zentrale Rolle hinsichtlich des Temperaturanstieges ein.

Zum Abschluss dieses Kapitels und zur Überleitung zum nächsten Kapitel zeigt die *Abbildung 7* die Climate Forcings ( $\text{W/m}^2$ ) nach Schätzungen von HANSEN (2000).



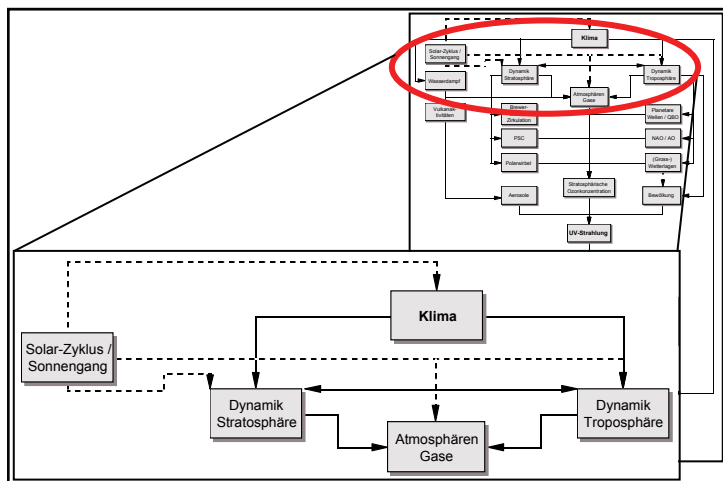
*Abbildung 7: Geschätzte klimawirksame Kräfte zwischen 1850 und 2000. Quelle: HANSEN, 2000.*

Der Begriff „Climate Forcings“ beschreibt Kräfte, die das Klimasystem in ein neues Gleichgewicht „zwingen“. Aufgeteilt ist die *Abbildung 7* in Treibhausgase und andere anthropogene Kräfte sowie natürliche Einflüsse (Sonne oder Vulkanismus). Zudem zeigt die Y-Achse den Beitrag zur Energiebilanz. Deutlich wird, dass den Treibhausgasen direkt oder indirekt sowie den anderen anthropogenen Einflüsse (v.a.  $\text{CO}_2$ ) eine starke Bedeutung als Climate Forcings zukommt. Es wird ebenfalls deutlich, dass der Einfluss der Sonne keineswegs zu vernachlässigen ist. Zwar ist er deutlich kleiner als der Einfluss der Treibhausgase (in Summe), doch wird sich im nächsten Kapitel zeigen, welche klimawirksamen Prozesse die Sonne beeinflussen kann.

### Kernaussagen: Das Klima

- Trennung zwischen Klimawandel (Treibhauseffekt) und Ozonloch (Eintrag von ozonzerstörenden Substanzen)
- Je nach Szenario unterschiedlich stark prognostizierter  $\text{CO}_2$ -Anstieg (von 550 bis 800 ppmv) der Treibhausgase bis 2100
- Je nach Szenario prognostizierter Anstieg der Erdmitteltemperatur zwischen  $2,5\text{ }^\circ\text{C}$  und  $4,1\text{ }^\circ\text{C}$  bis 2100

## 2.2 Der Einfluss der Sonne



In diesem Kapitel werden die Einflüsse der Sonne auf das Klimasystem näher behandelt. Dabei werden zunächst physikalische Grundlagen betrachtet, die beispielsweise für das Verstehen von Sonnenfleckenzyklen notwendig sind. Anschließend werden die klimawirksamen Prozesse in der Atmosphäre bzw. Stratosphäre dargestellt, die von der solaren Strahlung beeinflusst werden. Auf die Wechselwirkungen dieser Prozesse untereinander wird in Kapitel 2.4 eingegangen.

Zum Abschluss wird der tägliche bzw. jährlich wiederkehrende Verlauf der Sonne in Bezug zur Erde erläutert, der vor allem im Zusammenhang mit der UV-Exposition der Menschen von Bedeutung ist.

### 2.2.1 Die astrophysikalischen Grundlagen

Ohne die Sonne wäre jegliches Leben auf der Erde nicht möglich. Aber nicht nur das biologische Leben, sondern auch das heutige Klima bzw. die atmosphärisch-ozeanische Zirkulation unterliegt in der Ausprägung und Dynamik im Wesentlichen der Sonne. Die Sonne ist ein Gasball, in dessen Inneren Kernfusionsprozesse sehr große Energiemengen freisetzen. Die erzeugte Energie wird durch Konvektionsprozesse zur sichtbaren Sonnenoberfläche (Photosphäre) transportiert. Die der Erde zugeführte Energiemenge beträgt  $1370 \text{ W/m}^2$  und wird auch als extraterrestrische Strahlung bzw. als Solarkonstante bezeichnet. Das Strahlungsspektrum der Sonne wird nach HÄCKEL (1999) in drei Wellenlängenbereiche unterteilt. Das Ultraviolett (UV  $0,1 - 0,38 \mu\text{m}$ ) transportiert ca. 7 % der Sonnenenergie, der sichtbare Bereich ( $0,38 - 0,78 \mu\text{m}$ ) 46 % sowie das Infrarot ( $< 0,78 \mu\text{m}$ ) 47 %. Lange war es umstritten, ob die Solarkonstante zeitlich wirklich konstant ist. Inzwischen hat es sich erwiesen, dass diese um etwa  $\pm 0,1 \%$  schwankt, was mit der

Anzahl der Sonnenflecken in Zusammenhang gebracht wird (vgl. SCHÖNWIESE, 1994). Diese Schwankung erscheint zwar sehr niedrig, jedoch zeigte HÄCKEL (1999), dass eine Zunahme der Strahlungsleistung von nur 1 % zu einem weltweiten Temperaturanstieg von 2 °C führen würde.

## 2.2.2 Die solaren Aktivitäten der Sonne

Die Aktivitäten der Sonne (z.B. Sonnenflecken und Eruptionen) haben ihren Ursprung im Magnetfeld der Sonne, das vor allem in der aus Rotations- und Konvektionsprozessen zur Verfügung stehenden Energie besteht (vgl. HOYT und SCHATTEN, 1997). Die Bewegungen führen zu elektrischen Strömen, die Magnetfelder hervorrufen, die ihrerseits wieder elektrische Ströme produzieren. Dieser Effekt wird nach MATTHES (2003) auch als Dynamoeffekt bezeichnet. Diese Prozesse sind allerdings noch nicht in letzter Konsequenz erforscht. Die physikalischen Prozesse variieren in ihrer Intensität. In Zeiten starker Aktivitäten wird die Sonnenenergie in unterschiedlicher Form – beispielsweise durch beschleunigte Teilchen, große Bewegungen von Masse sowie in unterschiedlichen Spektralbereichen emittierte Strahlung von Gamma-Strahlung bis hin zu Radiowellen – abgegeben (STIX, 2004). Die Aktivitäten werden je nach Entstehung auch als Sonnenflecken, Fackeln, Plages, Protuberanzen, Filamente oder Sonneneruptionen bezeichnet. In diesem Zusammenhang sind die Sonnenflecken von besonderer Bedeutung, da die bedeutendste Intensitätsschwankung der solaren Strahlung auf dem 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus basiert. Dieser Zyklus wird auch – nach seinem Entdecker Heinrich Schwabe – als Schwabe-Zyklus bezeichnet. Schwabe entdeckte im Jahre 1843 diese Schwankung, die damals zunächst nur wenig Aufmerksamkeit erregte. Dies änderte sich, als Schwabe seine Ergebnisse zu den Sonnenfleckendaten 1851 in Alexander von Humboldts Werk „Kosmos“ veröffentlichte.

Obwohl dem Sonnenfleckenzyklus eine 11-jährige Wiederkehr zugeschrieben wird, ist dies nicht ganz korrekt, da in einem Abstand von 8 – 17 Jahren eine maximale bzw. minimale Anzahl von Sonnenflecken auftritt (MATTHES, 2003). Um der Aktivität der Sonnenflecken eine Berechnungsgrundlage zu geben, wurde vom damaligen Direktor des Zürcher Sonnenobservatoriums Johann Rudolf Wolf im Jahre 1849 die Sonnenfleckenrelativzahl (R) entwickelt. R berechnet sich nach:

$$R = k(10g + f). \quad (1)$$

R steht für die Sonnenfleckenrelativzahl, k für den Korrekturfaktor der optischen Ausrüstung, g für die Anzahl der Regionen und f für die Anzahl der Flecken. Der Wichtungsfaktor 10 für die Regionen geht daraus hervor, dass Wolf erkannte, dass Regionen mit zahlreichen Flecken (bis zu 80) eine größere Bedeutung haben als Regionen, in denen kleine individuelle Flecke auftreten (vgl. HEß, 2002). Sonnenflecke haben einen Durchmesser von ca.  $10^4$  bis  $10^5$  Kilometer und zeichnen sich durch einen dunkleren Kern (Umbra) und einen weniger dunklen Hof (Penumbra) aus, wobei ihre Temperatur ca. 2500 K niedriger ist als in den umliegenden Photosphärengebieten. Diese vergleichsweise geringe Temperatur erklärt sich durch die Folge der starken Magnetfelder im Inneren der Sonnenflecken. Wichtig ist in diesem Zusammenhang, dass Sonnenflecken oftmals periodisch in Gruppen auftreten und dann eine längere Lebensdauer (bis zu 100 Tage) aufweisen (vgl. MATTHES, 2003).

Im Zusammenhang von solaren Zyklen und klimatischen Veränderungen ist interessant, dass die der Erde zugeführte Energie einer – je nach Spektrum – unterschiedlichen Variabilität unterliegen. Beträgt die Variabilität der Solarkonstante noch 0,1 % zwischen dem Sonnenfleckenmaximum und -minimum, so sind es im UV-Bereich bis zu 50 % (LABITZKE, 1999). In der *Tabelle 1* ist die Variabilität exemplarisch für ein Sonnenmaximum und -minimum im UV-Bereich ersichtlich. TSI steht hier für „total solar irradiance“, d.h. der totalen solaren Einstrahlung, was im Vorfeld als Solarkonstante bezeichnet wurde.

Wellenlängen-Band (nm)	Min (W/m <sup>2</sup> )	Max (W/m <sup>2</sup> )	Max-Min	Max-Min (W/m <sup>2</sup> )	% der TSI-Änderung (Max-Min)/1,34*100
200 – 250	2,037	2,113	1,0369	0,075	5,6
250 – 300	13,251	13,348	1,0074	0,098	7,3
300 – 350	41,076	41,172	1,0023	0,096	7,2
350 – 400	54,737	54,881	1,0026	0,144	10,7
200 – 300	15,228	15,461	1,0113	0,173	12,9
300 – 400	95,813	96,053	1,0025	0,240	17,9
200 – 400	111,01	111,514	1,0037	0,413	30,8

*Tabelle 1: Solare UV-Energie in ausgewählten Wellenlängenspektren gemittelt für Sonnenfleckenminimumbedingungen im September 1986 (MIN) und Sonnenfleckenmaximumbedingungen (MAX) im November 1989. Zusätzlich ist die Energie der einzelnen Spektren als Teil der Energieänderung der totalen solaren Ausstrahlung (TSI = 1,34 W/m<sup>2</sup>) für den gleichen Zeitraum aus Rekonstruktionen angegeben. Quelle: modifiziert nach MATTHES, 2003.*

Deutlich wird in der *Tabelle 1* die Variabilität des Einstrahlungswertes je nach Wellenlängenband bzw. Spektrum für Sonnenfleckenmaximum und -minimum, sowie die prozentuale Änderung zur Solarkonstante. Die Angaben bestätigen grundsätzlich LABITZKE (1999) und sind hinsichtlich der Tatsache, dass die UV-Strahlung für die Ozonproduktion und damit einhergehend für die Erwärmung sowie für die Dynamik und damit Ozonverteilung in der Stratosphäre verantwortlich ist, von großer Bedeutung.

Im Folgenden wird an Beispielen der grundlegende Einfluss einer sich verändernden Solarkonstante auf meteorologische bzw. klimatische Parameter gezeigt.

### 2.2.3 Die Sonnenvariabilität und das Klima

Wie bereits am Beispiel des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus deutlich wurde, unterliegt die Sonnevariabilität unterschiedlichen Zyklen bzw. Zeitskalen. Neben dem 11-jährigen Zyklus gibt es u.a. den 27-tägigen Rotationszyklus, den magnetischen 22-jährigen Hale-Zyklus, und den 88-jährigen Gleisberg-Zyklus. Eine gute historische Übersicht zu diesen Zyklen findet sich in HOYT und SCHATTEN (1997). Nicht zu vergessen ist die mit der zeitlichen Variabilität einhergehende Variabilität der Wellenlängen, die auf allen Zeitskalen für kürzere Wellenlängen zunimmt. Dies lässt sich mit der Zunahme der Variabilität der Phänomene in der Sonnenatmosphäre für größere Höhen erklären (vgl. MATTHES, 2003).

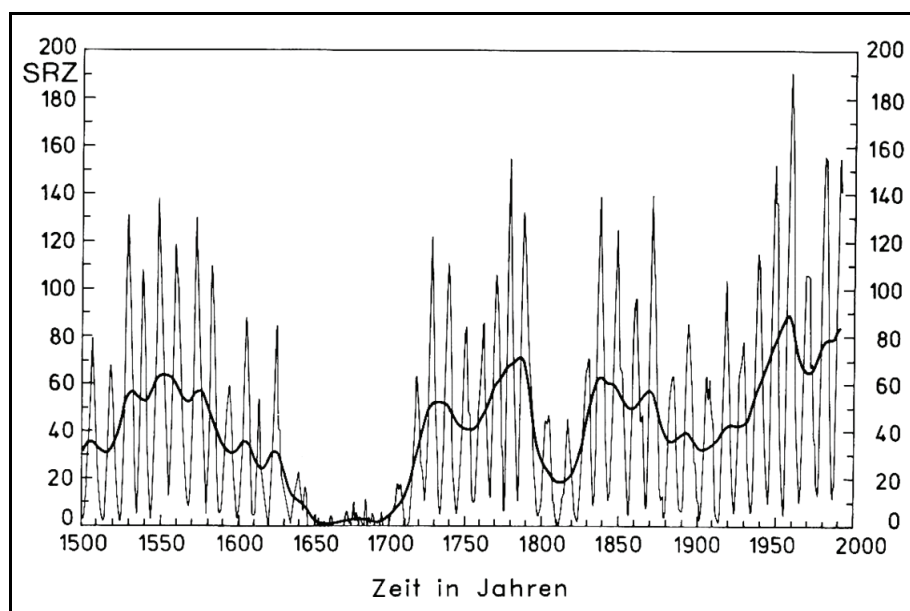
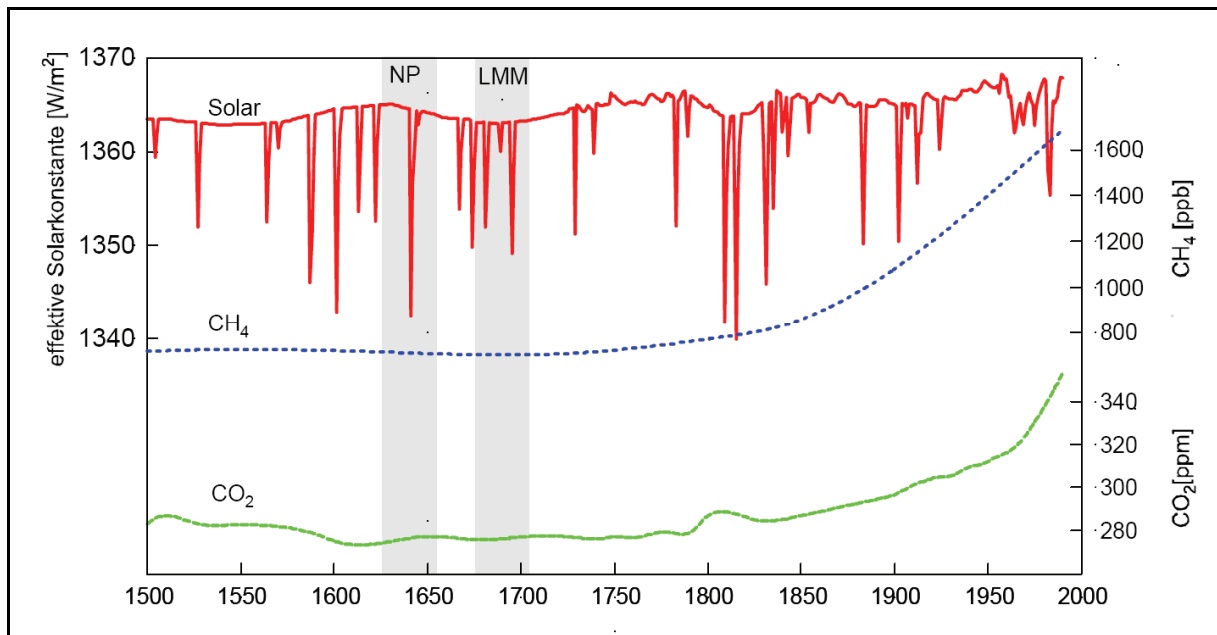


Abbildung 8: Sonnenfleckenrelativzahl 1500 – 1992 sowie 30-jährig geglättete Datenreihe. Quelle: SCHÖNWIESE, 1994.

Die *Abbildung 8* zeigt den Verlauf der Sonnenfleckenrelativzahl für die letzten 500 Jahre. Ein guter Zusammenhang zwischen der Sonnenvariabilität und dem Klima fällt insbesondere für das Maunder-Minimum auf, da das Fehlen von Sonnenflecken (solares

Minimum) (ca. 1650-1700) mit der „kleinen Eiszeit“ in Europa einhergeht. Nach HOYT und SCHATTEN (1997) wird vermutet, dass das solare Maximum im 12. Jahrhundert (nicht in der *Abbildung 8* ersichtlich) mit der mittelalterlichen Warmzeit (Besiedlung Grönlands, engl. Greenland = „grünes Land“) zusammenfällt. In der *Abbildung 9* wird die Zunahme der Treibhausgase der Solarkonstante gegenübergestellt. Die kurzfristigen Schwankungen (Sonnenflecken) der Solarkonstante sind gut zu erkennen, wohingegen der Anstieg der Treibhausgase (hier CH<sub>4</sub>, CO<sub>2</sub>) seit Mitte des 19. Jahrhunderts kontinuierlich zunimmt.



*Abbildung 9: Gegenüberstellung der effektiven Solarkonstante mit der Entwicklung der Treibhausgase Methan (CH<sub>4</sub>) und Kohlendioxid (CO<sub>2</sub>). NP steht für Normalperiode und LMM für Late-Maunder-Minimum. Quelle: MÜLLER, 2004.*

Die der *Abbildung 9* zugrunde liegenden Daten stammen aus einer Reanalyse des ECHO-G Modells, das eine Kopplung des atmosphärischen Globalmodells ECHAM-4 des Max-Planck-Instituts für Meteorologie und dem globalen Ozean-Modell HOPE-4 ist (MÜLLER, 2003). An diesem Beispiel wird deutlich, dass es eine natürliche Beeinflussung des Klimas durch die solare Variabilität gibt, die sich mit den anthropogenen Einflüssen überlagert. Nach LEAN et al. (1995) sind 50 % der beobachteten Erderwärmung seit 1860 und ca. 30 % nach 1970 auf den solaren Antrieb zurückzuführen, allerdings hat der Einfluss der Treibhausgase so stark zugenommen, dass sie als Hauptverursacher des Klimawandels angesehen werden können.

In der *Abbildung 10* ist der simulierte Temperaturverlauf der Solarkonstante zwischen 1550 und 2000 gegenübergestellt. Je nach Modellauf (C01, A01, C02) gibt es zwar kleine Unterschiede im simulierten Temperaturverlauf, doch werden die grundsätzlichen Zusammenhänge zwischen der Solarkonstante bzw. der Sonnenfleckenrelativzahl und

dem Temperaturverlauf ersichtlich. Beispielsweise wird das Maunder-Minimum (LMM) dargestellt, ebenso die Kältephase Mitte des 19. Jahrhunderts. Im 20. Jahrhundert ist der zunehmende Einfluss der Treibhausgase erkennbar, der die solaren Schwankungen überlagert.

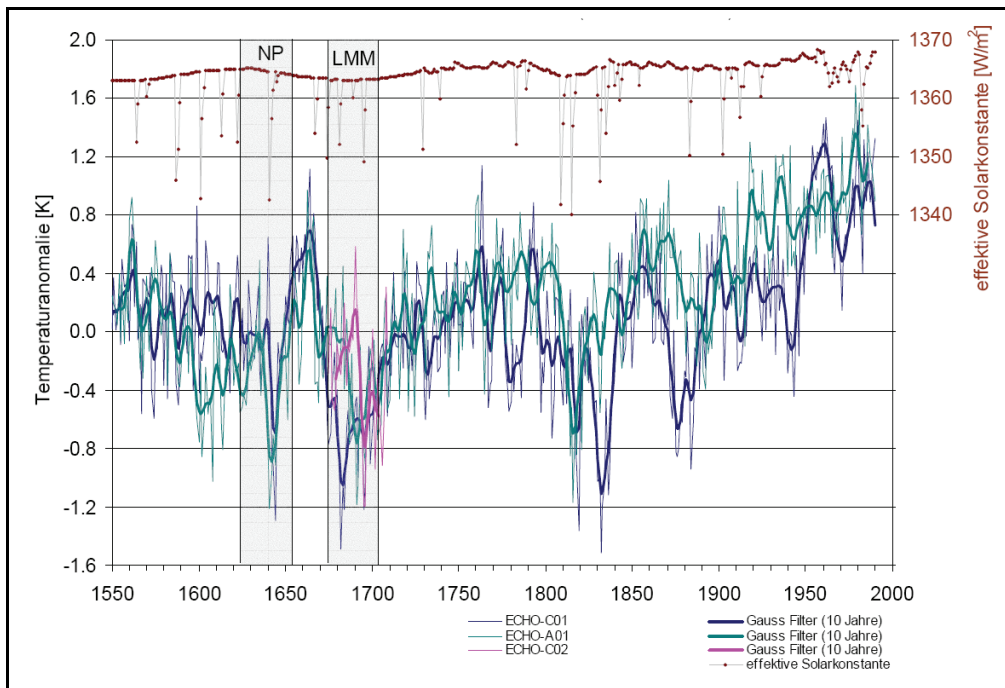


Abbildung 10: Gegenüberstellung von effektiver Solarkonstante und rekonstruierter Anomalie der Jahresmitteltemperatur für Europa. Quelle: MÜLLER, 2003.

Im Kontext dieser Arbeit ist zunächst weniger der Zusammenhang von solarer Aktivität bzw. Sonnenflecken und Temperatur von Bedeutung, sondern die indirekt eintretenden Auswirkungen einer sich verändernden solaren Aktivität. Dabei ist die solare Variabilität bzw. der Sonnenfleckenzyklus relevant, da dieser nachweisliche Änderungen der UV-Strahlung bedingt und damit die chemische, thermische und dynamische Struktur der mittleren Atmosphäre (Mesosphäre, Stratosphäre) beeinflusst (vgl. FORSTER et al., 2007). In der *Abbildung 11* sind Jahresmittel der Korrelationen zwischen dem 10,7 cm Radiofluss (engl. „Flux“) und Stratosphärenparametern abgebildet. Bei Flux handelt es sich um ein Kürzel, das die Radiostrahlung der Sonne bezeichnet. Die Angabe basiert auf der Fluxindizes (SRI) der international vereinbarten Wellenlänge von 10,7 cm (2800 MHz) und wird als Indikator für die Aktivität der Sonne verwendet. Dieses Maß ist weitaus verlässlicher als die oft sprunghafte Sonnenfleckenrelativzahl (R). Je höher der Flux, desto höher ist auch die Sonnenaktivität (vgl. HEß, 2002).



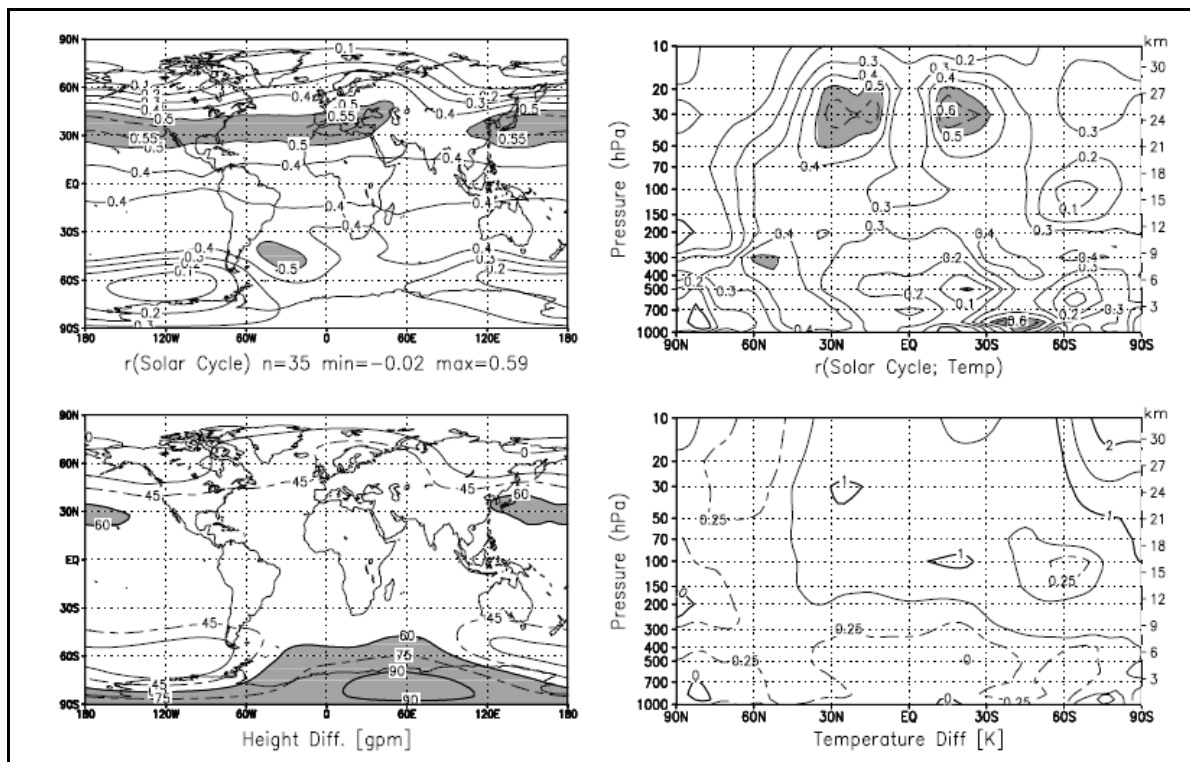


Abbildung 11: Korrelation zwischen dem 10,7 cm Radiofluss und Stratosphärenparametern. Oben links: Jahresmittel zwischen dem 10,7 cm Radiofluss und der geopotentiellen Höhe in 30 hPa aus NCEP/NCAR-Reanalysen (1968 – 2002). Grau unterlegte Flächen = Korrelationen > 0,5. Unten links: Differenz der 30-hPa Höhe zwischen Sonnenfleckenmaximum und -minimum (Isolinienabstand 30 gpm, Differenzen > 60 gpm sind grau unterlegt). Oben rechts: Jahresmittel der Korrelation zwischen dem 10,7 cm Radiofluss und der Temperatur von 1000 bis 10 hPa für die NCEP/NCAR-Reanalysen (1968 – 2002). Korrelationen > 0,5 sind grau unterlegt. Unten rechts: Temperaturdifferenz zwischen Sonnenfleckenmaximum und -minimum. Quelle: MATTHES, 2003.

Ende der 1980er Jahre konnte ein Zusammenhang zwischen dem 10,7 cm Radiofluss als Maß für den 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus und den meteorologischen Parametern wie Temperatur und Geopotential (geopotentiellen Höhe) in der nordhemisphärischen Stratosphäre (untere und mittlere) nachgewiesen werden (vgl. MATTHES, 2003; LABITZKE et al., 2005). Diese Ergebnisse sind mit den NCEP/NCAR-Reanalysen auf die Südhemisphäre ausgedehnt worden. Ergebnisse dieser Reanalysen sind in der *Abbildung 11* zu erkennen. Oben links ist die Korrelation zwischen dem 10,7 cm Radiofluss und der geopotentiellen Höhe in 30 hPa zu sehen. Die geopotentielle Höhe gibt beispielsweise die Höhe einer Druckfläche an. Das Geopotential bzw. die geopotentielle Höhe wird in der Meteorologie angewandt, um sich von dem Einfluss der Gravitationsbeschleunigung der Erde, d.h. von der geometrischen Höhe und der geographischen Breite unabhängig, zu machen und somit genauere (Höhen-) Aussagen zu erzielen. Bezogen auf die *Abbildung* (oben links) bedeutet das eine positive Korrelation (v.a. in den Subtropen,  $\pm 30^\circ$ ) zwischen dem 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus und der geopotentiellen Höhe in 30 hPa (entspricht ca. 24 km). Während des Sonnenfleckenmaximums findet man demnach größere geopotentielle Höhen im Vergleich zum Sonnenfleckenminimum. In Bezug zur *Abbildung*

11 oben rechts sind entsprechend die Differenzen (gpm = „geopotentielles Meter“) in der Abbildung unten links abgebildet. Dieser Zustand ist im Nordsommer am deutlichsten ausgeprägt und wandert von einer Sommerhemisphäre (Nord-Süd) zur anderen. Oben rechts wird in der *Abbildung 11* der vertikale Temperaturentwurf bzw. das Temperatursignal zwischen 1000 hPa (~Erdoberfläche) und 10 hPa (~ 35 km) gezeigt. Die Korrelationen (Sonnenfleckenzyklus und Temperatur) sind bezogen auf das Jahresmittel durchgehend positiv, insbesondere für die untere Stratosphäre (ca. 30 hPa)  $\pm 30^\circ$ . Aus der Abbildung unten links ist in Bezug auf die obere rechte Abbildung erkennbar, dass es im Sonnenfleckenmaximum im Vergleich zum Sonnenfleckenminimum bis zu 1,2 K auf 100 hPa Niveau wärmer ist. Diese korrelierten Zusammenhänge zwischen dem solaren Zyklus und Parametern der unteren Stratosphäre konnten auch für die obere Stratosphäre anhand des subtropischen mittleren Zonalwindes in 1 hPa und der 11-jährig variierenden UV-Strahlung sowie anhand von Ozon, Temperatur und Wind nachgewiesen werden (vgl. MATTHES, 2003). In den folgenden Kapiteln wird auf einzelne Zusammenhänge (z.B. Einfluss auf die Quasi-Biennale Oszillation, Ozonproduktion, Polarwirbel) noch genauer eingegangen.

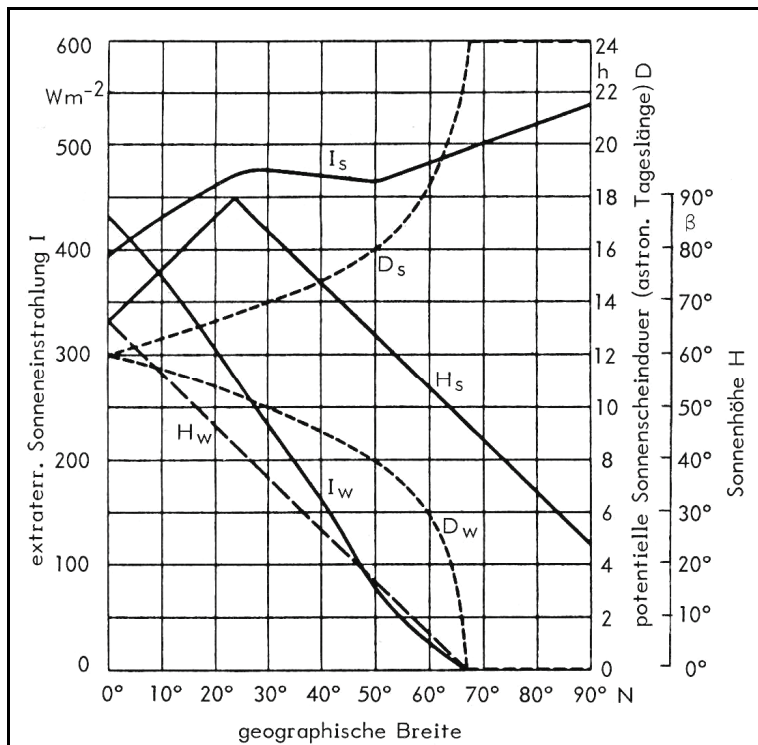
Um das Kapitel 2.2 zum Einfluss der Sonne abzuschließen, werden die astronomischen Grundlagen im Jahresverlauf hinsichtlich geographischer Gegebenheiten erläutert. Dies ist wichtig in Hinblick auf das Freizeitverhalten bzw. für die Sonnenexposition von Menschen unter raumzeitlichen Gesichtspunkten. So ist insbesondere der Zeitpunkt des Sonnenaufenthaltes von großer Bedeutung, da die Wellenlängenintensität der UV-Strahlung am Mittag (Höchststand der Sonne) überproportional höher ist als nachmittags und damit indirekt eine Zeitabhängigkeit vorliegt.

#### **2.2.4 Der Sonnengang**

Eine sehr wichtige Größe hinsichtlich der Strahlungsintensität ist der Sonnenstand bzw. die Sonnenhöhe. So schreibt IQBAL (1986), dass die wichtigste Größe zur Charakterisierung der UV-Strahlung die Sonnenhöhe ist, da die spektrale Bestrahlungsstärke mit zunehmender Sonnenhöhe stark zunimmt. Nach SECKMEYER (1999) ändert sich die spektrale Bestrahlungsstärke in Abhängigkeit von der Sonnenhöhe mit der Tages- und Jahreszeit und der geographischen Länge und Breite. Je nach Standort des Beobachters auf der Erdoberfläche ergibt sich somit aufgrund der Rotation der Erde um ihre eigene Achse sowie durch ihre Bahn um die Sonne eine abhängige Position der Sonne am Himmel. Diese wird nach SANDMANN (2002) durch den Zenitwinkel

( $\theta$ ) (Winkel zwischen Sonnenmittelpunkt und Zenit) sowie durch den Azimutwinkel ( $\alpha$ ) (Winkel zwischen Sonnenmittelpunkt und geographischer Nordrichtung) festgelegt. Dabei nimmt der Zenitwinkel Werte zwischen  $0^\circ$  (Zenit) bis  $90^\circ$  (Horizont) an, der Azimutwinkel entsprechend Werte zwischen  $0^\circ$  und  $360^\circ$ . In der Literatur wird neben der Darstellung des Zenitwinkels parallel dazu auch der Sonnenhöhenwinkel ( $h$ ) (Winkel zwischen dem Sonnenmittelpunkt und dem Horizont) verwendet. Dabei gilt der Sonnenhöhenwinkel ( $h$ ) =  $90^\circ - \theta$ .

In der *Abbildung 12* zeigt SCHÖNWIESE (1994) den Zusammenhang zwischen der Tageslänge ( $D$ ), der Sonnenhöhe ( $H$ ) und der extraterrestrischen Einstrahlung ( $I$ ) in Abhängigkeit von der geographischen Breite (Nordhemisphäre) während der Sommer- und Wintersolstitium (Zeitpunkt, an dem die Sonne die maximale nördliche oder südliche Deklination erreicht).



*Abbildung 12: Tageslänge (D), Sonnenhöhe (H) und extraterrestrische Sonnenstrahlung (I) der Nordhemisphäre während Sommer- (Index S) bzw. Wintersolstitium (Index W) in Abhängigkeit von der geographischen Breite. Quelle: SCHÖNWIESE, 1994.*

Zu erkennen ist die jahreszeitliche Abhängigkeit der Sonnenhöhe zur Tageslänge und solaren Einstrahlungsenergie. Beispielsweise nimmt die Einstrahlungsenergie mit nördlicher Breite zu, obwohl die Sonnenhöhe abnimmt, was auf die sommerliche Tageslänge in den Polargebieten zurückzuführen ist.

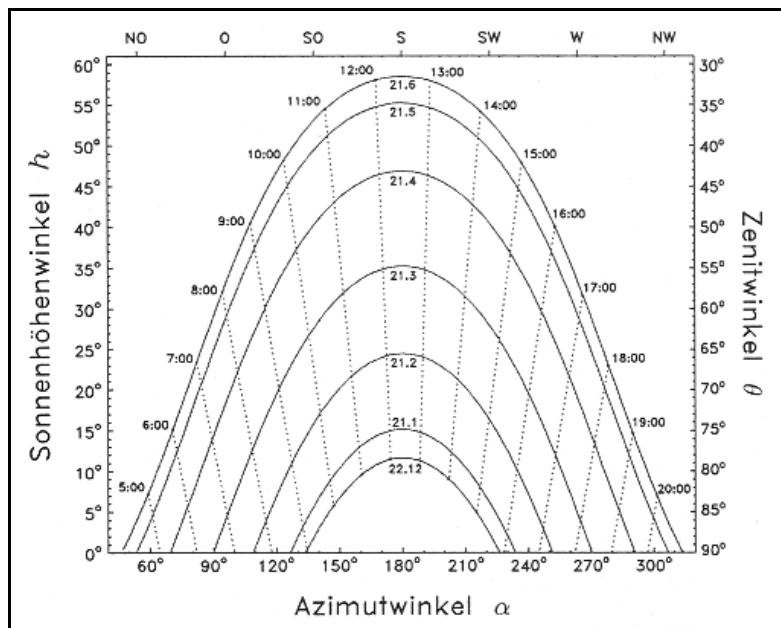


Abbildung 13: Sonnenstandsdiagramm für Westerland, Sylt. Zeitangaben in MEZ. Quelle: SANDMANN, 2002.

SANDMANN (2002) hat eine Reihe von Untersuchungen in Westerland (Sylt) durchgeführt, aus der auch das Sonnenstandsdiagramm (Abbildung 13) stammt. Dabei sind der Azimutwinkel sowie der Sonnenhöhenwinkel zusammen mit dem Zenitwinkel aufgetragen. Die Veränderung dieser Winkel wird in Kapitel 3.2 von Bedeutung sein, wenn es um die Strahlungsexposition und UV-biologische Wirkung geht. Für ausgewählte Tage ist der Sonnenverlauf zu entsprechenden Uhrzeiten abzulesen. Betrachtet man den Tag der Sommersonnenwende (21.06.), so ist Sonnenaufgang um ca. 4:00h bei einem Azimutwinkel von ca. 45° (Nordosten) und Sonnenuntergang um ca. 21:00h bei einem Azimutwinkel von ca. 315° (Nordwesten). Zwischen 12:00h und 13:00h MEZ erreicht die Sonne ihren höchsten Sonnenstand mit einem Sonnenhöhenwinkel von ca. 58° bzw. Zenitwinkel von ca. 32°. Die Zeit des Sonnenhöchststandes wird nach SANDMANN (2002) als Kulminationszeit bezeichnet. Der Grund dafür, dass für Westerland ein Zeitfenster von 1 Stunde für den Sonnenhöchststand angegeben wird, ist nach Angaben des Autors der, dass innerhalb einer Zeitzone die mittlere Sonnenzeit eines einzigen Meridians auch für alle anderen Meridiane gilt. Die mittlere Sonnenzeit definiert sich nach BÄR (2009) daher über eine mit gleichmäßiger Geschwindigkeit (und damit frei von Schwankungen der Tageslänge) auf einer Kreisbahn am Himmelsäquator bewegende fiktive Sonne. Innerhalb der mitteleuropäischen Zeitzone ist dies die mittlere Sonnenzeit des 15. östlichen Längengrades, was etwa der geographischen Länge von Görlitz entspricht. Entsprechend hat die Sonne auch nur exakt an diesem Ort bzw. auf dieser Länge um 12:00h ihren höchsten Stand. Insofern wird die mittlere Sonnenzeit für Orte westlich des Längengrades in einem Zeitfenster angegeben oder muss entsprechend berechnet werden. Die mittlere

Sonnenzeit wurde nach BÄR (2009) eingeführt, weil die „wahre“ Sonnenzeit (Tageslänge definiert nach Sonnenauf- und Sonnenuntergang am Horizont) im Jahresverlauf nicht gleichmäßig verläuft. Hintergrund ist die Schiefe der Ekliptik und der ungleiche Umlauf der Erde um die Sonne. So entsteht eine Differenz zwischen „wahrer“ und mittlerer Sonnenzeit, die als Zeitgleichung bezeichnet wird. Eine detaillierte Untersuchung wurde von STICK (2007) durchgeführt, die auch auf das Problem Mittagszeit im Hinblick auf die Sonnenexposition der Menschen aufmerksam macht. Dermatologen empfehlen die Sonne mittags zu vermeiden, was hinsichtlich des Schutzes der Haut vor der Sonne präzisiert werden müsste. Der Sonnenhöchststand kann innerhalb Europas sehr unterschiedlich sein, was auf die Umstellung der Uhr auf mitteleuropäische Sommerzeit, auf die geographische Länge des Ortes sowie auf die Zeitgleichung (im Sommer maximal –6,5 min.) zurückzuführen ist. In Summe erreicht die maximale Verspätung des Sonnenhöchststandes gegenüber der gesetzlichen Zeit an der spanischen Atlantikküste etwa 2h 40 min (vgl. STICK, 2007).

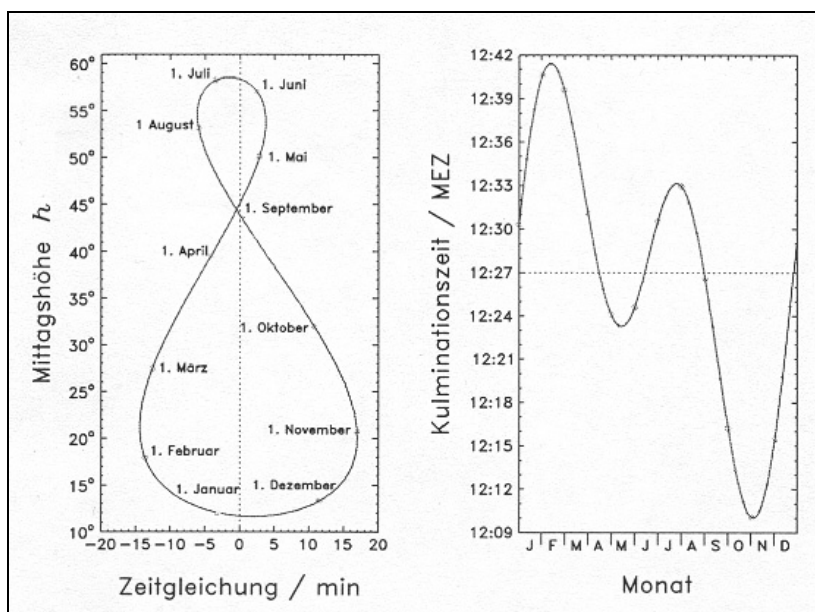


Abbildung 14: Mittagshöhe als Funktion der Zeitgleichung und Jahresverlauf der Kulminationszeit der Sonne für Westerland, Sylt. Quelle: SANDMANN, 2002.

In der *Abbildung 14* ist die Mittagshöhe (max. Sonnenhöhenwinkel) als Funktion der Zeitgleichung (rechts) und der Jahresverlauf der Kulminationszeit der Sonne (links) für Westerland, Sylt abgebildet. Deutlich wird die Schwankung der Mittagshöhe bzw. des maximalen Sonnenhöhenwinkels in Bezug zur Uhr- und Jahreszeit. Zwischen November und Februar liegt eine Zeitdifferenz von ca. 30 Minuten vor. In der rechten Abbildung ist der Jahresverlauf der Kulminationszeit sichtbar. Die Zeit des Sonnenhöchststandes (MEZ) wird dabei für Sylt mit 12:27h angegeben.

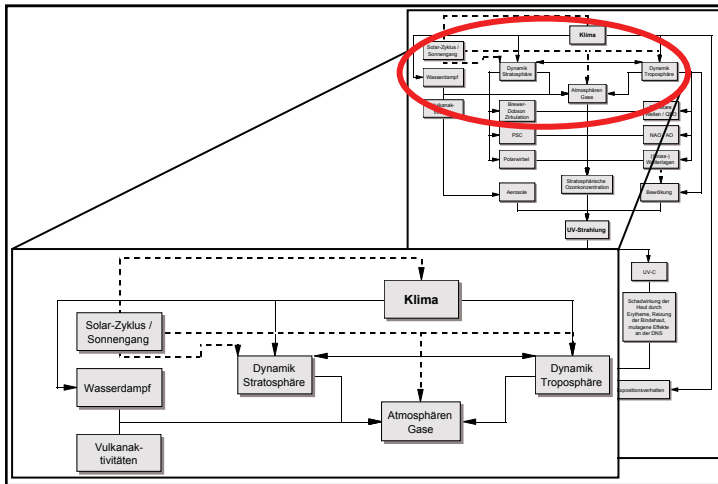
Das Kapitel nennt Grundlagen in Hinblick auf die Quelle der UV-Strahlung – der Sonne – die wichtig sind, wenn es um den Einfluss des Klimawandels auf Hautkrebserkrankungen geht. Die großskaligen Einflüsse (z.B. Variabilität der Solarkonstante) bewirken Veränderungen in der Atmosphäre, die sich in der Ozonbildung bzw. Ozonverteilung bemerkbar machen können und somit wiederum das Auftreten und die Wirkung der UV-Strahlung auf den Menschen mitbestimmen.

Bevor auf die Dynamik der Stratosphäre und Troposphäre eingegangen wird, wird im nächsten Kapitel Grundlegendes zu atmosphärischen Gasen erläutert. Diese haben Einfluss auf die Bildung bzw. Zerstörung von Ozon und sind in diesem Kontext nicht zu vernachlässigen.

#### **Kernaussagen: Die Sonne**

- Einfluss von Sonnenflecken(-zyklen) bedeutsam in Hinblick auf die Energiezufuhr für die Erde bzw. Solarkonstante
- Hohe Variabilität der Energiezufuhr zwischen Sonnenfleckenmaximum und -minimum in Abhängigkeit von der Wellenlänge (z.B. 50 % im UV-Bereich)
- Einfluss des Sonnenfleckenzyklus auf die chemische, thermische und dynamische Struktur der mittleren Atmosphäre sowie auf die UV-Strahlung (z.B. Sonnenfleckenmaximum bis zu 1,2 K wärmer auf 100 hPa Niveau)
- Tagesgang der Sonne wichtig für die Intensität der UV-Strahlungsintensität

## 2.3 Die Spurenstoffe in der Atmosphäre und ihr Einfluss auf den Ozonkreislauf



Neben den Hauptkomponenten Stickstoff (ca. 78 %) und Sauerstoff (ca. 21 %) setzt sich die Atmosphäre aus zahlreichen Spurenstoffen (Spurengasen und Aerosole) zusammen. Die Spurenstoffe stammen aus natürlichen (Vulkanismus), aber auch aus anthropogenen (z.B. Landwirtschaft) Quellen und können in gasförmiger, fester oder flüssiger Phase vorkommen. Zu den Spurengasen zählen beispielsweise  $O_3$  (Ozon),  $H_2O$  (Wasserdampf), Methan ( $CH_4$ ) oder Fluorchlorkohlenwasserstoffe (FCKWs). Nach JUNGE (1987) wurden seit den 1980er Jahren zahlreiche Erkenntnisse über die komplexen und photochemisch initiierten Zusammenhänge der zahlreichen Spurengase in der Atmosphäre gewonnen, die durch von Radikalen getragene homogene und heterogene Reaktionen ablaufen.

Hinsichtlich ihrer Bedeutung unterscheidet der Autor zwischen Kreisläufen einzelner Spurengase und den kombinierten Kreisläufen wichtiger Schlüsselemente, die in der Atmosphäre mit jeweils mehreren Verbindungen in Gas- und Teilchenform vorhanden sind. Zu den Kreisläufen zählen:

- der Schwefelkreislauf,
- der Stickstoffkreislauf,
- der stratosphärische und der troposphärische Ozonhaushalt,
- der Kohlenstoffkreislauf,
- der Kreislauf der halogenhaltigen Kohlenwasserstoffe und
- der Kreislauf der Aerosole.

Im Kapitel 2.2.2 wurde angedeutet, dass der Ozonkreislauf dem Einfluss des solaren Zyklus unterliegt. In diesem Kapitel werden die ozonbildenden und die ozonzerstörenden Prozesse erläutert, bei denen Spurengase eine wichtige Rolle einnehmen. Aufgrund der hohen Komplexität dieser Zusammenhänge kann dies nur stark vereinfacht geschehen. Vorweg ist zu erwähnen, dass Ozonverluste nicht nur durch chemische Prozesse (z.B. katalytischer HO<sub>x</sub>-Zyklus) eintreten. Auch dynamische Prozesse (z.B. Streamer) können Ozonverluste hervorrufen. In Anlehnung an die *Abbildung 1* (Kausalitätsmodell) sei nochmals auf den Zusammenhang bzw. die Bedeutung des Ozonkreislaufes für die UV-Strahlung hingewiesen. In diesem Kapitel stehen nur die chemischen Prozesse im Vordergrund. In den noch folgenden Kapiteln 2.4 und 2.5 wird das Ozon dann hinsichtlich Verteilung, Vorkommen und Entwicklung näher beschrieben.

Ist die Bedeutung des Ozons im Rahmen der UV-Strahlung von Interesse, nimmt vor allem das stratosphärische Ozon eine wichtige Rolle ein. Zwar ist Ozon auch in der Troposphäre vorhanden, doch ist dieses hinsichtlich der UV-Absorption zu vernachlässigen. Insofern sind in erster Linie chemische Prozesse in der Stratosphäre zu betrachten, wenn es um die Frage geht, inwieweit klimatische Veränderungen die Ozonkonzentration beeinflussen. Jedoch wird noch deutlich, dass es Austauschprozesse zwischen den Sphären gibt, so dass beide Sphären nicht gänzlich getrennt voneinander betrachtet werden können.

### **2.3.1 Die Chemie der Stratosphäre**

In der Troposphäre und Stratosphäre laufen die chemischen Reaktionen prinzipiell gleich ab, allerdings gibt es einige wichtige Unterschiede zwischen beiden Sphären.

Im Gegensatz zur Troposphäre hat die Stratosphäre nach MÖLLER (2003) und ZELLNER (2000):

- eine deutlich geringere Dichte;
- eine geringere Anzahl chemischer Komponenten, bzw. reaktiver primärer Spurengase;
- eine Ozonschicht, die die kurzwellige Strahlung absorbiert und dabei Wärmeenergie freisetzt (was zu einer Inversion führt);
- eine sehr geringe Wasserdampfkonzentration;
- keine flüssigen Tropfen und
- (je nach Höhe) sehr niedrige Temperaturen.



Neben den aufgelisteten Punkten unterscheiden sich beide Sphären vor allem durch ihre Dynamik. Wie im Kapitel 2.1 gezeigt, kommt es bedingt durch den Strahlungseinfluss zu konvektiven Prozessen. Diese Prozesse betreffen in erster Linie die Troposphäre, da die Luft – bedingt durch ihre Erwärmung vom Erdboden – aufsteigt. Die Wolkenbildung unterliegt prinzipiell diesem Prozess. Insofern gibt es in der Troposphäre sowohl eine horizontale (Wind) als auch eine vertikale (Konvektion) Richtungskomponente, die für die Durchmischung von Luftmassen verantwortlich ist. In der Stratosphäre ist dies anders, da sie – im Gegensatz zur Troposphäre – ihre Wärmeenergie nicht vom Erdboden, sondern nur von „oben“ durch die Strahlungsabsorption vom Ozon bekommt. Das bedeutet eine deutlich stabilere Schichtung, denn der Luftmassenaustausch verläuft überwiegend horizontal.

Die Temperatur wird in der Stratosphäre im Gegensatz zur Troposphäre nur durch diabatische Strahlungsprozesse bestimmt; Ozon bewirkt eine UV-Absorption und trägt zur Erwärmung bei, Kohlendioxid durch die IR-Absorption zur Abkühlung. Damit ist die solare Strahlung auch die einzige Triebkraft für chemische und dynamische Prozesse (vgl. MÖLLER, 2003). In Kapitel 2.5.1 wird allerdings noch deutlich, dass die Stratosphärentemperatur einer Änderung im Rahmen des Klimawandels unterliegt.

Im Gegensatz zur Troposphäre können die Verhältnisse in der Stratosphäre als relativ konstant bzw. stabil angesehen werden, denn obwohl ein (langsamer) Stoffaustausch mit der Troposphäre besteht, können nur langlebige, reaktionsträge Stoffkomponenten aus der Troposphäre in die Stratosphäre eingebracht werden. Dieser für die Atmosphärenchemie wichtige Stoffaustausch wird als Stratosphären-Troposphären-Austausch (STE) bezeichnet. Nur Substanzen mit einer Verweilzeit von über einem Jahr können in die Stratosphäre eingebracht und dort chemisch abgebaut werden, was in den meisten Fällen unter einer Störung des Ozonkreislaufes geschieht (MÖLLER, 2003). In der *Abbildung 15* ist die Verweilzeit atmosphärischer Spurenstoffe erkennbar. Der Balken A gibt die interhemisphärische Mischungszeit, der Balken B die STE-Zeit an. Die Verweilzeit ist stark ortsabhängig, da mit ihr die Ablagerungs- und Reaktionsbedingungen variieren. Beispielsweise hat Ozon in der oberen Tropopause eine Verweilzeit von 2 – 3 Monaten, in Bodennähe von nur ein paar Tagen. Die Verweilzeit hat großen Einfluss darauf, welche Stoffe in die Stratosphäre gelangen und welche nicht. Insofern bestimmen die aus der Troposphäre eingetragenen Stoffe (neben den „natürlichen Stoffvorkommen“) die chemischen Prozesse in der Stratosphäre.

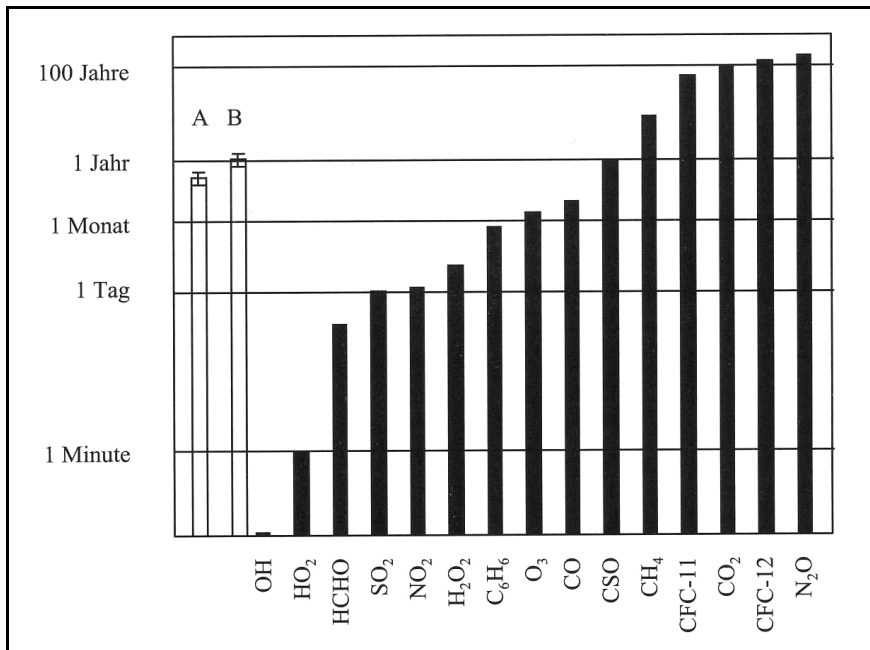


Abbildung 15: Verweilzeit atmosphärischer Spurenstoffe. A = interhemisphärische Mischungszeit, B = STE-Zeit. Quelle: MÖLLER, 2003.

Die chemische Zusammensetzung der Stratosphäre hinsichtlich der Hauptgase ist konstant. Bei den Hauptgasen handelt es sich um N<sub>2</sub>, O<sub>2</sub>, Ar und CO<sub>2</sub>. Alle anderen Spurengase zeigen dagegen eine Variabilität bzw. Abhängigkeit zur Höhe. Dies gilt insbesondere für die Radikale OH und HO<sub>2</sub>. Die aus der Troposphäre eingetragenen Spurengase (N<sub>2</sub>O, H<sub>2</sub>O, CH<sub>4</sub>, CO) haben das größte Mischungsverhältnis in der unteren Stratosphäre, was in der *Abbildung 16* (molekulare Diffusion, Eddy-Diffusion) zu erkennen ist. Aufgrund des photochemischen Abbaus nimmt das Mischungsverhältnis nach oben hin ab. Der Begriff Diffusion beschreibt prinzipiell den Ausbreitungsprozess eines Stoffes in einem fluiden Medium. Die Durchmischung erfolgt in erster Linie durch die zirkulationsbedingte Luftströmung der Atmosphäre. Darüber hinaus werden Spurengase durch turbulente Mischungsprozesse dispergiert, wobei die Turbulenz durch die natürliche Variabilität der Luftströmung bedingt ist. Fluktuation der Windgeschwindigkeit und die begleitenden Scheerkräfte erzeugen dabei Turbulenzballen (sogenannte Eddies), die ein Luftpaket über eine gewisse Entfernung transportieren und mit der Umgebungsluft vermischen.

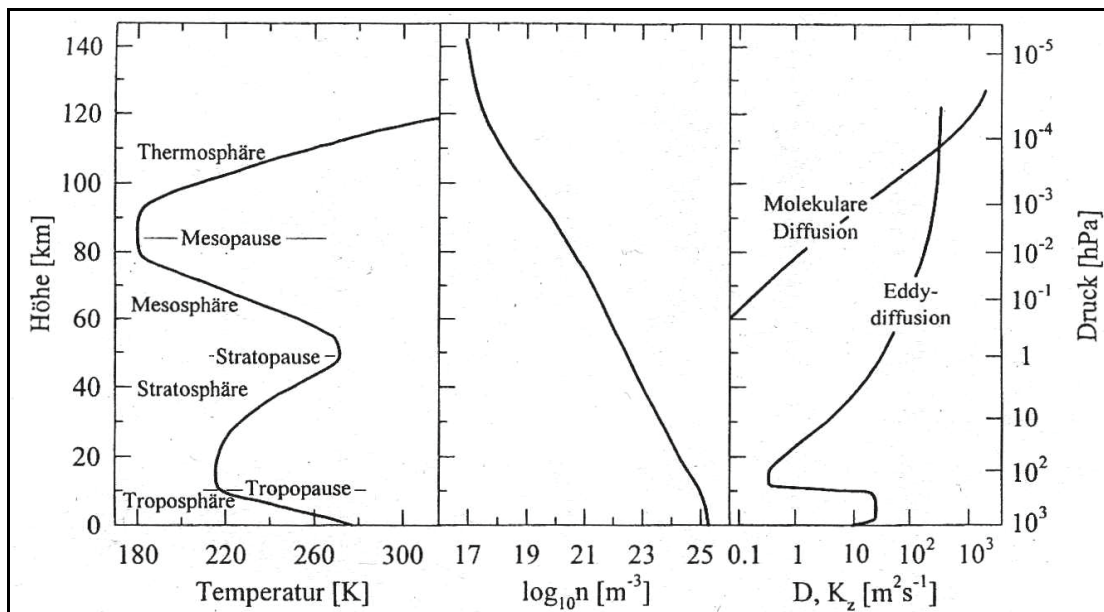


Abbildung 16: Vertikalverteilung ausgewählter physikalischer Parameter der Atmosphäre. Links: Temperaturverlauf und Gliederung der atmosphärischen Regionen; Mitte: Gesamtkonzentration der Luftmoleküle; Rechts: Eddy- und molekulare Diffusionskoeffizienten. Quelle: ZELLNER, 2000.

Die turbulente Durchmischung kann genauso behandelt werden wie die molekulare Diffusion und wird daher als Eddy-Diffusion bezeichnet. Im Gegensatz zur molekularen Diffusion ist die Eddy-Diffusion nicht von der Masse des zu transportierenden Teilchens und dem Gesamtdruck abhängig, sondern nur eine Eigenschaft des turbulenten Verhaltens des Transportmediums. Die Spurengase O<sub>2</sub>, NO, NO<sub>2</sub>, HNO<sub>3</sub>, HCl, ClO und ClONO<sub>2</sub> haben das größte Mischungsverhältnis nicht in der unteren Stratosphäre, da sie entweder direkt photochemisch oder in chemischen Reaktionen in der Stratosphäre gebildet werden (vgl. ZELLNER, 2000). In der *Abbildung 16* ist aber erkennbar, dass die vertikale Durchmischung in der Troposphäre relativ schnell (3 – 4 Wochen) stattfindet, beim Übergang in die Stratosphäre jedoch nur noch langsam voranschreitet. Im Kapitel 2.4 werden die dynamischen Prozesse noch genauer beschrieben, denn neben der solaren Strahlung (photochemische Reaktionen) tragen sie wesentlich zur Bildung chemischer Reaktionen sowie zur Stoffverteilung in der Stratosphäre bei. Im folgenden Abschnitt werden zunächst die Grundlagen des Ozonkreislaufs erläutert.

### 2.3.2 Der Ozonkreislauf und seine chemischen Mechanismen

Einen wesentlichen Schritt in der Stratosphären- bzw. Ozonchemie hat Chapman 1930 am Anfang des 20. Jahrhunderts durch die Entdeckung der O<sub>2</sub>-Photolyse und O<sub>3</sub>-Bildung gemacht. Eine höhere Aufmerksamkeit wurde Bates und Nicolet 1950 durch den katalytischen O<sub>3</sub>-Abbau zugeteilt, wobei Crutzen 1971 sowie Stolarski und Cicerone 1974 erstmals auf den anthropogenen Einfluss auf die Ozonchemie hinwiesen. Molina und

Rowland benannten zum ersten Mal 1974 den Einfluss von FCKWs auf Ozon. Heute ist die Wissenschaft auf diesem Gebiet weit fortgeschritten und weiß, dass die dominierenden freien Radikale in der Stratosphäre H, O, OH, HO<sub>2</sub>, NO und NO<sub>2</sub> sind. Diese werden aus den Vorläufersubstanzen H<sub>2</sub>O, O<sub>2</sub>, O<sub>3</sub>, N<sub>2</sub> und N<sub>2</sub>O gebildet und haben neben den aus organischen Chlorfluorbromverbindungen freigesetzten Atomen von Cl und Br eine hohe Bedeutung für den Ozonabbau (vgl. MÖLLER, 2003).

### 2.3.2.1 Die Reaktionen in der reinen Sauerstoffatmosphäre

Zur Spaltung von molekularem Sauerstoff (O<sub>2</sub>) durch die Photodissoziation bzw. Photolyse ist Energie notwendig, die von der Sonne in Form von ultravioletter Strahlung geliefert wird. Die Spaltung erzeugt zwei Sauerstoffatome, die sich sehr schnell wieder mit molekularem Sauerstoff verbinden und somit Ozon entstehen lassen. Da der größte Anteil des Sauerstoffs in der Atmosphäre als O<sub>2</sub> vorhanden ist, muss es auch Vorgänge geben, die O<sub>3</sub> wieder in O<sub>2</sub> verwandeln. Der erste Vorschlag hierzu wurde von Chapman im Jahre 1930 gemacht.

Die Bildung und der Abbau können in einer reinen Sauerstoffatmosphäre mit 4 Reaktionen (Chapman-Zyklus) beschrieben werden:



(M = Stosspartner,  $h\nu$  = UV-Strahlung/Photonen)

In der Gleichung 2 wird molekularer Sauerstoff durch die Absorption der UV-Strahlung mit einer Wellenlänge  $\leq 242$  nm gespalten, so dass zwei einzelne Sauerstoffatome entstehen. Die Wellenlänge ist wichtig, da bei einer Wellenlänge  $> 242$  nm nicht genug Energie zur Verfügung steht, um das Sauerstoffmolekül zu spalten. Diese reagieren mit O<sub>2</sub> und bilden das Ozon O<sub>3</sub>. Die Reaktion ist die einzige in der Atmosphäre, bei der Ozon gebildet wird (SOKOLIK, 2007). Der Abbauprozess verläuft praktisch in entgegengesetzter Richtung, wobei für die Ozonzerstörung eine Wellenlänge  $\leq 850$  nm notwendig ist. Da die Reaktionen wellenlängenabhängig sind, sind sie prinzipiell auch von der Höhe abhängig.

Darüber hinaus ist die Ozonproduktion und Ozonzerstörung von der Temperatur abhängig. Niedrigere stratosphärische Temperaturen führen zu einer Verlangsamung einiger Gasphasenreaktionen, die Ozon abbauen; jedoch intensiviert sich die Ozonzerstörung in der polaren unteren Stratosphäre durch die verstärkte Aktivierung von Halogenverbindungen auf Polare Stratosphärenwolken (PSCs) (DAMERIS et al., 2007). Die beschriebenen Gleichungen werden deutlich komplexer, wenn Spurengase berücksichtigt werden. Anhand von Beispielen wird dies im Folgenden vereinfacht dargestellt.

### 2.3.2.2 Die katalytische Ozonchemie

Etwa 40 Jahre lang wurde angenommen, dass der Chapman-Zyklus den Ozonkreislauf in der Stratosphäre erklären könne, allerdings spielen weitere kleine Bestandteile eine wichtige Rolle bei der Zerstörung von stratosphärischem Ozon durch katalytische Reaktionskreisläufe (vgl. GRAEDEL und CRUTZEN, 1994). Aufgrund der Bildung freier Radikale (v.a. OH, NO und Cl), die chemisch bzw. photochemisch aus Spurengasen wie H<sub>2</sub>O, N<sub>2</sub>O oder FCKW entstehen, wird die Ozonkonzentration durch katalytische Zyklen abgesenkt. Wäre dies nicht der Fall, verdopple sich die globale Ozonkonzentration alle zwei Wochen, denn Ozon wird fünfmal schneller produziert, als nach dem Chapman-Zyklus zerstört wird (vgl. WAYNE, 1991). Dabei betreffen die Reaktionen nicht nur das Ozon direkt, sondern laufen auch zwischen den Katalysatoren selbst ab. Die katalytischen Zyklen wurden, wie bereits erwähnt, von Bates und Nicolet Mitte des 20. Jahrhunderts entdeckt und erweitern die einzige ozonverbrauchende Reaktion (5) im Chapman-Zyklus. Die Zyklen können zusammengefasst werden als:



X und XO stehen für Radikale, die die Umwandlung von O<sub>3</sub> nach O<sub>2</sub> katalysieren. Zur Absenkung der Ozonkonzentration ist es erforderlich, dass der Katalysator eine ausreichend schnelle Reaktion mit Ozon (6) eingeht und die Kette so lange durchlaufen wird, bis der Katalysator in einer anderen Reaktion verbraucht wird. Die Häufigkeit des Durchlaufens der Reaktionen wird als Kettenlänge bezeichnet. Je häufiger der Zyklus durchlaufen wird, desto schädlicher kann dies sein, da mehr Ozon abgebaut wird. Alle

Katalysatoren haben dabei ihre eigenen Quell- und Verbrauchsmechanismen, wobei ihre Konzentration bzw. Effizienz in der Ozonzerstörung von der Konzentration ihrer Vorläufer (H<sub>2</sub>O, N<sub>2</sub>O, FCKW) und dem Höhenbereich abhängig sind (vgl. ZELLNER, 2000). Die Höhenabhängigkeit ist vor allem in der Veränderung der Wellenlänge und der damit vorhandenen Energie begründet (je kürzer die Wellenlänge, desto höher die Energie). Photolysen mit einer Wellenlänge < 200 nm sind nur oberhalb der Stratosphäre bzw. Stratopause möglich. Wellenlängen < 250 nm dringen bis etwa 40 km in die Atmosphäre ein und haben somit eine Relevanz für die Stratosphäre (~15 – 50 km). Wellenlängen mit 300 nm betreffen auch die Tropopause und können auch hier eine Photolyse einleiten (vgl. MÖLLER, 2003). Die wichtigsten Katalysatoren in der Stratosphäre sind nach GRAEDEL und CRUTZEN (1994) Hydroxylradikale (X = H und OH; HO<sub>x</sub>), Stickstoffradikale (X = NO; NO<sub>x</sub>) und Chlorradikale (X = Cl; Cl<sub>x</sub>). Nahezu alle Katalysezyklen können höhere lokale O<sub>x</sub>-Abbauraten aufweisen, die die des Chapman-Zyklus deutlich übersteigen und somit zum globalen Ozonabbau führen. O<sub>x</sub> bedeutet „ungerader Sauerstoff“, wobei dabei nach ZELLNER (2000) die Summe aus Sauerstoffatomen und Ozon verstanden wird.

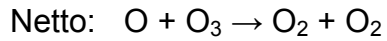
### **Der HO<sub>x</sub>-Zyklus:**

Der Katalysator HO<sub>x</sub> (OH, HO<sub>2</sub>) basiert auf den stratosphärischen Hauptquellprozessen von O-Atomen mit H<sub>2</sub>O, CH<sub>4</sub> und H<sub>2</sub>. Trotz der geringen Mengen H<sub>2</sub>O in der Stratosphäre können ausreichende Mengen produziert werden, um von grundlegender Bedeutung zu sein (GRAEDEL und CRUTZEN, 1994). Folgende Reaktionen beschreiben den Quellprozess:



Der relative Beitrag der Reaktionen wird durch das Mischungsverhältnis der Quellgase bestimmt, wobei H<sub>2</sub>O den Hauptanteil einnimmt.

X und XO in den Reaktionen 6 und 7 können ersetzt werden durch H bzw. OH, das bedeutet:



Die Reaktionen 12 und 13 entsprechen nach ZELLNER (2000) dem konventionellen Katalysezyklus mit Beteiligung von O und O<sub>3</sub>. Dieser Zyklus ist wichtig für den Ozonabbau in der mittleren Stratosphäre. Der HO<sub>x</sub>-Zyklus ist im Detail wesentlich komplizierter und soll an dieser Stelle nicht weiter verfolgt werden. Die *Abbildung 17* zeigt die Gasphasenreaktion von HO<sub>x</sub> in der globalen Stratosphäre mit Angaben zu den Konzentrationen und Flüssen. Die Abbildung zeigt die Quellprozesse (9, 10), sowie die weiteren chemischen Reaktion im HO<sub>x</sub>-Zyklus.

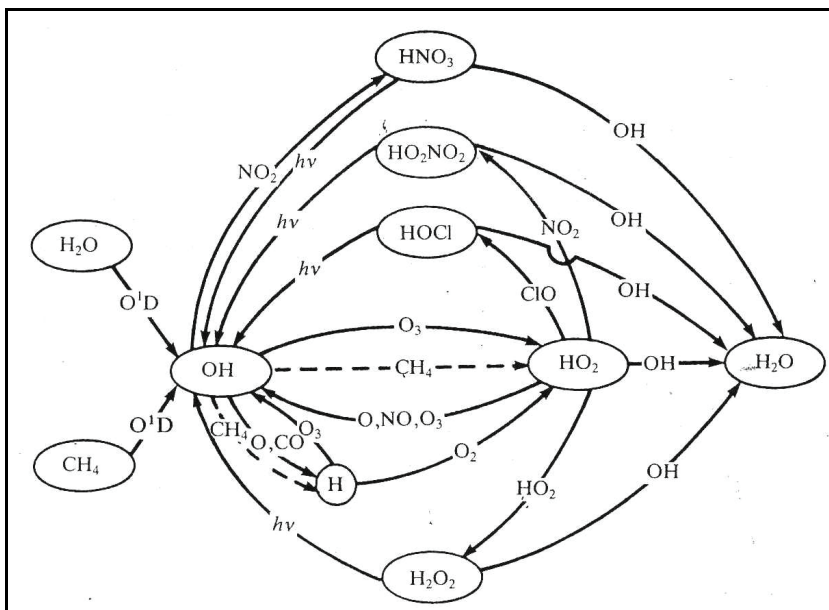


Abbildung 17: Schematischer Aufbau des HO<sub>x</sub>-Zyklus. Quelle: WAYNE, 1991.

In der *Abbildung 17* ist zu erkennen, dass Methan (CH<sub>4</sub>) einen Einfluss auf OH ausübt. Dies ist ein wichtiger Aspekt, da die globale Methanemission stark ansteigt, Methan zudem eine relativ lange Lebensdauer hat und somit bis in die Stratosphäre transportiert werden kann. Der Einfluss des Methans ist folgender:



Durch die Oxidation von Methan entsteht nach Gleichung 16 Wasserdampf (H<sub>2</sub>O) und Kohlendioxid (CO<sub>2</sub>). Nach MÖLLER (2003) wird in 50 und 70 km Höhe ein Maximum an H<sub>2</sub>O gefunden, das nur der Methanoxidation zugeschrieben werden kann. Zwar kann Wasserdampf durch Konvektion aus der Troposphäre oder eine Tropopausenfaltung in die Stratosphäre transportiert werden, allerdings in eher geringerem Maße. In den letzten 50 Jahren hat nach KLEY (2001) die Wasserdampfkonzentration in der Stratosphäre zugenommen, wobei etwa 50 % davon auf die Methan-Oxidation zurückzuführen ist. STENKE et al. (2009) gehen von 30 % aus. Der zunehmende Wasserdampfgehalt führt dazu, dass die Konzentration von OH zunimmt, einen verstärkten katalytischen Ozonabbau durch den HO<sub>x</sub>-Zyklus bedingt und zu einer verringerten regionalen Ozonkonzentration führt.

### **Der NO<sub>x</sub>-Zyklus:**

Im Gegensatz zum HO<sub>x</sub>-Zyklus basiert der NO<sub>x</sub>-Zyklus nicht auf dem Hydroxylradikal (OH) sondern auf den Stickoxidradikalen NO<sub>x</sub>. Die wesentliche NO<sub>x</sub>-Quelle in der Stratosphäre ist die Reaktion von O-Atomen mit N<sub>2</sub>O (Lachgas). Als Quellreaktion gilt:



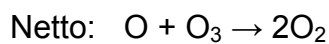
Als N<sub>2</sub>O-Quellen sind in erster Linie mikrobiologische Prozesse in (stark gedüngten) Böden zu nennen.



In der Troposphäre ist  $\text{N}_2\text{O}$  sehr reaktionsträge, hat aber eine lange Lebensdauer (150 Jahre), so dass es in die Stratosphäre eingetragen werden kann und durch verschiedene Prozesse unter dem Einfluss von UV-Strahlung zersetzt wird:



Die direkte Photolyse (18) von  $\text{N}_2\text{O}$  ist ein wichtiger Verlustprozess von O, führt aber nicht zur Bildung von NO. Im Unterschied zu den  $\text{HO}_x$ -Abbauzyklen von  $\text{O}_3$  existiert für  $\text{NO}_x$  nur ein einziger Abbauzyklus:



Dieser Zyklus ist unterhalb von 30 km unbedeutend, da dort nicht mehr genug Strahlungsenergie zur Verfügung steht, um die Photolyse von  $\text{N}_2\text{O}$  zu aktivieren. Die Kettenlänge dieses Zyklus beträgt 80, d.h. der Zyklus kann 80-mal durchlaufen werden, bevor das  $\text{N}_2\text{O}$  aus der Kette von anderen Reaktionen entfernt wird. Der Zusammenhang zwischen  $\text{NO}_x$  und  $\text{O}_x$  in der Stratosphäre ist sehr komplex und variiert mit der Höhe und Region. Wichtig zu erwähnen ist, dass dieser Katalysator andere Katalysatoren ( $\text{HO}_x$ ,  $\text{ClO}_x$  und  $\text{BrO}_x$ ) beeinflusst, da NO und  $\text{NO}_2$  als freie Radikale schnelle Reaktionen mit den genannten Katalysatoren eingehen können. Die *Abbildung 18* zeigt zusammenfassend den Aufbau des  $\text{NO}_x$ -Zyklus.

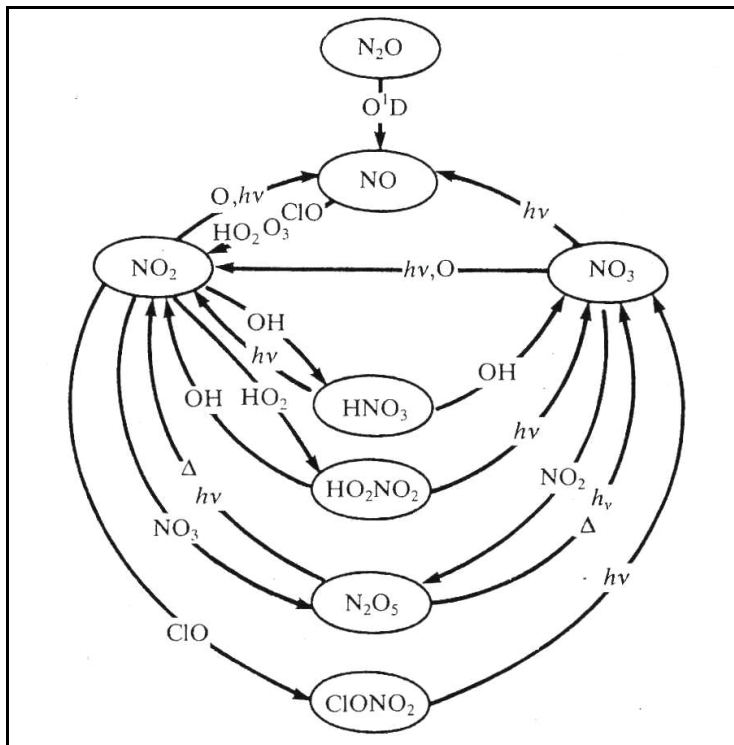
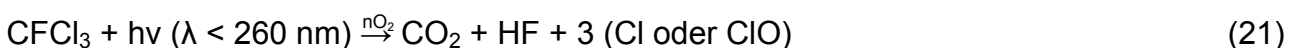


Abbildung 18: Schematischer Aufbau des NO<sub>x</sub>-Zyklus. Quelle: WAYNE, 1991.

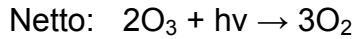
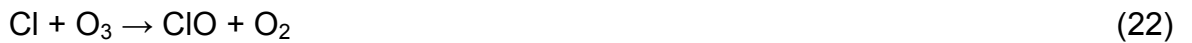
### Der CL<sub>x</sub>-Zyklus:

Als dritter wichtiger Zyklus in der Stratosphärenchemie wird der Cl<sub>x</sub>-Zyklus beschrieben, der von ZELLNER (2000) aufgrund seiner Ähnlichkeit mit dem BrO<sub>x</sub>-Zyklus zusammengefasst wird. Beide haben im Gegensatz zu den bereits genannten Katalysatoren halogenierte organische Verbindungen als Quellgase und eine effektivere ozonzerstörende Wirkung als die HO<sub>x</sub>- und NO<sub>x</sub>-Radikale.

Zu den Quellgasen des Cl<sub>x</sub>-Zyklus gehört unter anderem CH<sub>3</sub>Cl (Methylchlorid), CHF<sub>2</sub>Cl (HFCKW-22), CFCl<sub>3</sub> (FCKW-11) oder auch CF<sub>2</sub>Cl<sub>2</sub> (FCKW-12). Die FCKWs sind sehr stabil, da sie nicht durch die Reaktionen mit Hydroxylradikalen (HO<sub>x</sub>) oder einem anderen Oxidanten aufgebrochen werden können. Die genannten Fluorchlorkohlenwasserstoffgase (CFCl<sub>3</sub>, CF<sub>2</sub>Cl<sub>2</sub>) sind aufgrund ihrer Stabilität für die stratosphärische Ozonschicht von besonderer Bedeutung. Sind diese anthropogenen Emissionen in einer Höhe von 20 – 25 km angelangt, hat die UV-Strahlung genug Energie, um die Verbindung aufzubrechen und dadurch Chloratome und Chlormonoxidmoleküle freizusetzen (vgl. GRAEDEL UND CRUTZEN, 1994). Zudem wird Fluor bzw. Hydrogenfluorid (HF) freigesetzt und dem Prozess der Ozonzerstörung entzogen. Am Beispiel von CFCl<sub>3</sub> lässt sich die Reaktion beschreiben:



Die freigesetzten Chlor (Cl) oder Chlormonoxidradikale (ClO) leiten den katalytischen Ozonzerstörungskreislauf ein:



Der dargestellte Zyklus ist für die Ozonzerstörung der Wesentliche. Das Chlor kann dabei bis zu 100.000 Zyklen durchlaufen, bevor es aus der Kette von anderen Reaktionen entfernt wird. Somit ist Chlor ein äußerst wirksames ozonzerstörendes Gas. Die *Abbildung 19* zeigt den schematischen Aufbau des Cl<sub>x</sub>-Zyklus. Teile der beschriebenen Reaktionen lassen sich in dieser Abbildung wieder finden.

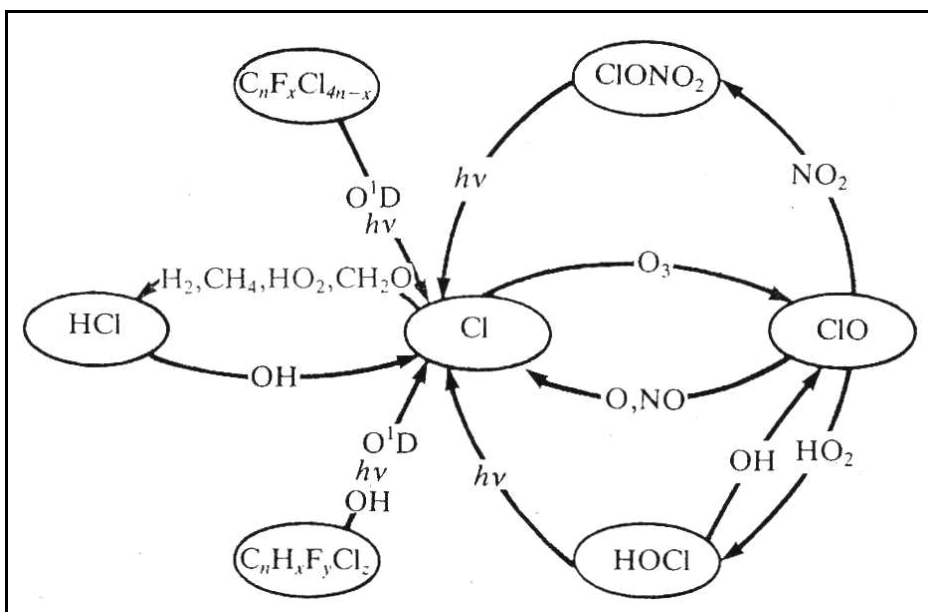
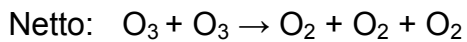


Abbildung 19: Schematischer Aufbau des Cl<sub>x</sub>-Zyklus. Quelle: WAYNE, 1991.

Da der Eintrag der FCKWs reglementiert worden ist (z.B. Montrealer Protokoll), hat Brom in den letzten Jahren hinsichtlich der Ozonzerstörung an Bedeutung gewonnen. Zudem ist Brom – wie bereits erwähnt – in seiner Eigenschaft als ozonzerstörendes Gas sehr effektiv, da es durch den Einfluss von Strahlung im Vergleich zum Chlor leichter aus dem Reservoir Bromnitrat (BrONO<sub>2</sub>) in eine aktive Form umgewandelt wird. Interessant ist, dass sich Brom- und Chlorkradikale gegenseitig stützen und in Synergie zum Ozonabbau beitragen können. Diese Reaktion verläuft nach WAYNE (1991) wie folgt:



In dem Zyklus reagiert BrO und ClO zu Br- und Cl-Atomen (und O<sub>2</sub>), die wiederum mit O<sub>3</sub> reagieren und den katalytischen Zyklus schließen. Es gibt mehrere Br-Zyklen, die zum Ozonabbau beitragen können. Normalerweise besitzt Brom eine eher geringe Lebensdauer und kann so nicht immer ozonzerstörend wirken. Jedoch hat beispielsweise das Bromoform (CHBr<sub>3</sub>) eine Lebensdauer von 2 – 3 Wochen und kann somit in höhere Stockwerke der Troposphäre und Stratosphäre vordringen und – im Gegensatz zu anderen Bromformen – deutlich zum Ozonabbau beitragen. Als Brom-Quellen kommen natürliche und anthropogene Quellen in Frage. Nach HARDER (1999) stammen 50 % aller Bromverbindungen aus natürlichen Quellen. Das CHBr<sub>3</sub> kommt größtenteils aus den obersten Schichten der Ozeane und wird durch Makroalgen (insbesondere Braunalgen) gebildet. Untersuchungen haben jedoch ergeben, dass die Menge des anorganischen Broms in der unteren Stratosphäre nicht mit der Summe aus den langlebigen organischen Verbindungen und den bekannten anthropogenen Quellen (z.B. Aufbereitung von Wasser für Kühl-, Bade- und Trinkzwecke) erklärt werden kann (IFM-GEOMAR, 2009). Insofern muss es noch weitere (bislang unbekannt) Quellen geben.

Die gezeigten Ausführungen können nur einen Eindruck von den ozonabbauenden Mechanismen geben. Die chemischen Reaktionen zwischen den Gasen sind zu vielfältig und komplex, um sie in diesem Rahmen vollständig aufzuzeigen. Die *Abbildung 20* vergleicht abschließend die beschriebenen Katalysezyklen hinsichtlich ihrer O<sub>x</sub>-Abbauraten. Zu erkennen ist, die beschriebene Höhenabhängigkeit der O<sub>x</sub>-Abbauraten. Die Kurve „O<sub>x</sub>“ beschreibt den Chapman-Zyklus und verdeutlicht zugleich, die zum HO<sub>x</sub>-, NO<sub>x</sub>-, ClO<sub>x</sub>- und BrO<sub>x</sub>-Zyklus geringere O<sub>x</sub>-Zerstörung, obwohl sie sich mit der Höhe (ab ca. 35 km) dem HO<sub>x</sub> angleicht.

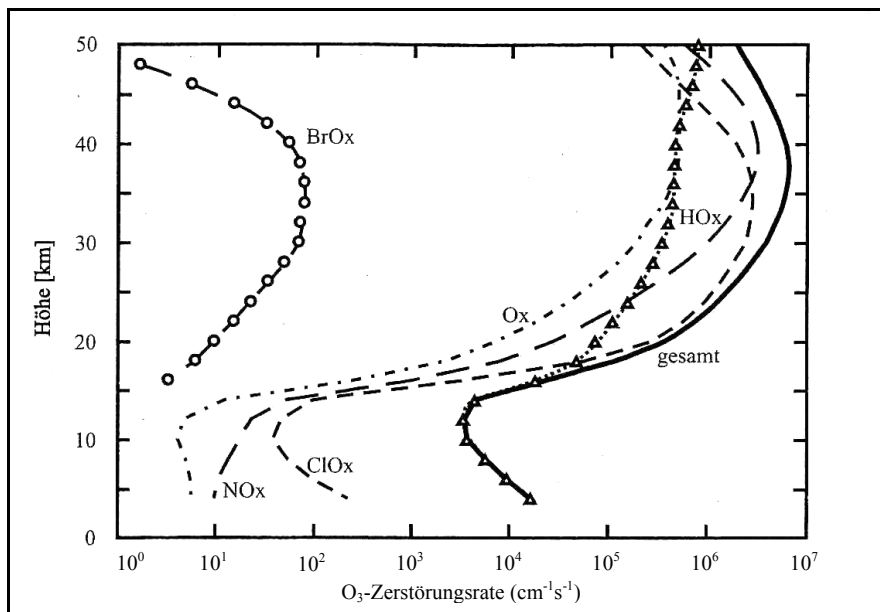


Abbildung 20: Vertikalverteilung der Verbrauchsgeschwindigkeit von  $O_x$ . Quelle: ZELLNER, 2000.

Die Wirkung von  $O_x$  und  $NO_x$  ist in geringen Höhen sehr niedrig. Interessant ist die deutliche Wirkung von  $HO_x$  in geringen Höhen. Nach ZELLNER (2000) liegt die Begründung darin, dass  $HO_x$  Ozon auch zerstören kann, wenn keine Sauerstoffatome beteiligt sind:



Somit bekommt dieser Zyklus auch in Höhen Bedeutung, in denen die Konzentration an Sauerstoffatomen so klein ist, dass ihre Reaktion vollständig vernachlässigt werden kann.

Im Folgenden wird als Maß für die Konzentration von Ozon häufig die Einheit Dobson Units (DU) verwendet. Die Maßeinheit beschreibt die auf Bodendruck gebrachte Gesamtozonmenge. Nach WALLASCH und BEILKE (1999) entspricht 1 Dobson Unit 1 mm Ozon bei Normaldruck oder  $2,69 \times 10^{20}$  Ozonmoleküle pro Quadratmeter. Das bedeutet, dass eine mittlere Schichtdicke von 300 DU bei Normaldruck nur 3 mm dick wäre, obwohl sie in der Stratosphäre vertikal eine Ausdehnung von einigen Kilometern hat.

## **Kernaussagen: Die Spurenstoffe in der Atmosphäre und ihr Einfluss auf den Ozonkreislauf**

- Prinzipiell gleiche chemische Reaktionen in Stratosphäre und Troposphäre, allerdings grundlegende Unterschiede in chemischen, physikalischen und dynamischen Eigenschaften beider Sphären
- Bedeutende Rolle der UV-Strahlung für Chemismus (Ozonkreislauf) und Dynamik (z.B. Austauschprozesse) der Stratosphäre
- Ozonkreislauf der reinen Sauerstoffatmosphäre basiert prinzipiell auf dem Chapman-Zyklus, der diesen jedoch nicht vollständig erklärt
- Einfluss von Spurengasen verkompliziert die Reaktionen deutlich (katalytische Reaktionskreisläufe), vervollständigt aber den „realitätsnahen“ Ozonhaushalt
- Wichtigste Katalysatoren in der Stratosphäre sind die Hydroxyl- ( $\text{H}$ ,  $\text{OH}$ ,  $\text{HO}_x$ ) Stickstoff- ( $\text{NO}$ ,  $\text{NO}_x$ ) und Chlornradikale ( $\text{Cl}$ ,  $\text{Cl}_x$ ), welche unterschiedlich stark den Ozonkreislauf bzw. die stratosphärische Ozonkonzentration beeinflussen
- Zunehmende Bedeutung der Ozonzerstörung durch das (kurzlebige, aber in der Ozonzerstörung effektive) Brom, aufgrund der Reglementierung von FCKWs und damit abnehmende Konzentration in der Atmosphäre



#### 2.4.1.1 Die allgemeine stratosphärische Dynamik

Wie in Kapitel 2.3.1 erwähnt, handelt es sich bei der Stratosphäre im Gegensatz zur Troposphäre um eine relativ stabil geschichtete Sphäre – begründet unter anderem in der Absorption kurzwelliger Strahlung durch die Ozonschicht, welche zur Erwärmung und Stabilität der Schichtung führt. Weitere Gründe sind vor allem die fehlende Bodenreibung sowie der höhenbedingt geringere Einfluss von Temperaturschwankungen an der Erdoberfläche. Beides macht einen wesentlichen Beitrag zur vertikalen Luftbewegungen in der Troposphäre aus. Trotz dieser Tatsache ist die Stratosphäre keineswegs frei von gewissen Schwankungen, die im Folgenden erläutert werden.

Die *Abbildung 21* verdeutlicht die grundlegenden Mechanismen (Winter- und Sommerhemisphäre) in der Stratosphäre anhand der Transportprozesse. Dabei sind zwei wesentliche Prozesse erkennbar, die gleichzeitig auch die Dynamik der Stratosphäre widerspiegeln. Zum einen der meridionale Luftmassenaustausch, die Brewer-Dobson Zirkulation (hier schematisch als „Surf-Zone“ bezeichnet) und zum anderen der Polarwirbel („Polar Vortex“) in der Winterhemisphäre. Es findet damit – in Anlehnung an die Hadley-Zirkulation (siehe Kapitel 2.1) – ein Austausch in meridionaler Richtung statt, d.h. am Äquator steigt Luft bis in die Stratosphäre auf, wird nach Norden bzw. Süden transportiert und sinkt nach ihrer Abkühlung an den Polen wieder ab (vor allem in der Winterhemisphäre). Wichtig ist die jahreszeitliche Abhängigkeit der Prozesse, denn nur in der Winterhemisphäre findet ein ausgeprägter Transport in Richtung Pol statt. In der Sommerhemisphäre ist dieser schwach ausgeprägt, jedoch findet ein Austausch zwischen der Stratosphäre und Troposphäre zu dieser Zeit statt.



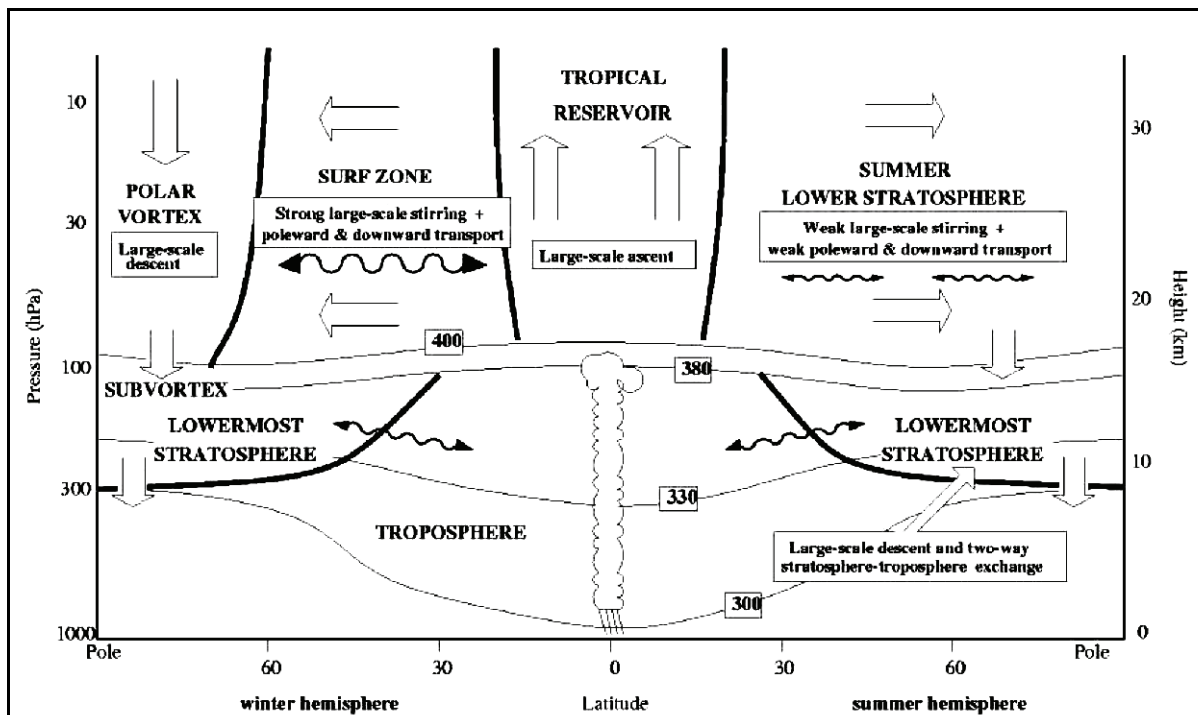


Abbildung 21: Globale Transportprozesse und stratosphärische Dynamik. Quelle: WMO, 1998.

Dies ist stark vereinfacht, doch ist die grundsätzliche Kenntnis des meridionalen Transports in einer Höhe von ca. 20 – 30 km von großer Bedeutung für die globale Ozonverteilung.

#### 2.4.1.2 Die Brewer-Dobson Zirkulation

Mitte des 20. Jahrhunderts wurde mittels globaler Wasserdampfmessungen eine qualitative Beschreibung des stratosphärischen Massentransportes durch A. Brewer vorgenommen. Brewer erklärte die beobachtete Trockenheit der Stratosphäre mit der Kondensation des Wasserdampfes beim Aufsteigen der Luft aus der Troposphäre in die Stratosphäre. Für die Kondensation ausschlaggebend sind die sehr niedrigen Temperaturen der Tropopause, die die Luft durchschreiten muss. Jedoch sind nur die Temperaturen der tropischen Tropopause kalt genug, um die niedrige Wasserdampfkonzentration der Stratosphäre zu erklären, während anhand Temperaturverteilung der Tropopause die Konzentration des Wasserdampfes der mittleren und hohen Breiten höher ausfallen müsste. Aufgrund seiner Messungen und thermodynamischer Überlegungen führte er die geringen Wasserdampfkonzentrationen in der Stratosphäre auf einen Transport durch die sehr kalte tropische Tropopause zurück. A. Brewers Theorie nach konnte dies nur durch einen vertikalen Aufstieg der Luft in den Tropen, einen polwärts gerichteten horizontalen Transport und der Massenhaltung wegen absinkender Luft in den mittleren und hohen Breiten passieren. G. Dobson erkannte, dass

aufgrund der stärkeren Sonneneinstrahlung mehr Ozon in der tropischen Stratosphäre produziert wird, die höchsten Konzentrationen aber in den hohen Breiten zu finden sind. Aus beiden Überlegungen wurde die Brewer-Dobson Zirkulation entwickelt, die letztlich den Transport von Luftmassen in der Stratosphäre von den niedrigeren tropischen Breiten in die hohen Breiten beschreibt (vgl. HAASE, 2004; KRÜGER, 2002). Nach BRÖNNIMANN (2005) ist der Begriff Brewer-Dobson Zirkulation nur dann anzuwenden, wenn es sich um den vertikalen und meridionalen Ozontransport handelt, da die Zirkulation durch die residuelle Meridionalzirkulation beschrieben wird. Da in diesem Kontext die Bedeutung des Ozons im Mittelpunkt steht, soll die Bezeichnung Brewer-Dobson Zirkulation trotzdem beibehalten werden.

Der Transport des Ozons verhilft dem in niederen Breiten produzierten Ozon zu einer längeren Lebensdauer, denn diese ist in den polaren Breiten aufgrund der geringeren Photolyse deutlich länger als in den tropischen Breiten. Somit ist auch das Gesamt Ozon in den mittleren bzw. hohen Breiten höher und die Ozonschicht entsprechend dicker. In der *Abbildung 21* ist die Brewer-Dobson Zirkulation in ihren Grundzügen erkennbar. Dabei wird deutlich, dass die im Rahmen der Brewer-Dobson Zirkulation aufsteigenden tropischen Luftmassen von den mittleren Breiten nahezu isoliert sind und auch als „Tropical Pipe“ bezeichnet werden. Der meridionale Transport dieser tropischen Luftmassen wird durch planetare Wellen beeinflusst. Dies betrifft nach HAASE (2004) aber vornehmlich nur die Wintermonate, da Westwinde in der polaren Stratosphäre nur im Winter beobachtet werden und sich somit die Wellen im Sommer nicht höher als in die Tropopause ausbreiten können. Der Einfluss planetarer Wellen auf den Ozontransport in polare Gebiete ist wichtig (z.B. Einfluss auf die Bildung von PSCs), betrifft in erster Linie aber die Troposphäre bzw. Tropopause sowie die untere Stratosphäre und wird daher im Kapitel 2.4.2 näher betrachtet.

#### 2.4.1.3 Die Quasi-Biennial Oscillation (QBO)

Mit Hinblick auf die atmosphärische Dynamik nimmt die Quasi-Biennial Oscillation (QBO) eine bedeutende Rolle ein. Bei der QBO handelt es sich um eine etwa zweijährige Oszillation, die erstmals von Wissenschaftlern vor mehr als 100 Jahren innerhalb langer Datenreihen (z.B. Temperatur, Schneebedeckung) an verschiedenen Orten entdeckt wurde. Die Erkenntnisse um dieses Phänomen verdichteten sich im Zusammenhang mit der Auswertung pazifischer Atomtests, was zum Konzept von zwei übereinander liegenden, quasi-permanenten, erdumspannenden Windregimen führte. Die Windregime

bestanden aus den Krakatau-Ostwinden in 25 – 30 km Höhe und den Bersonen-Westwinden in etwa 20 km Höhe, als ein Bestandteil der allgemeinen Zirkulation der tropischen Stratosphäre. Die Übergangszone zwischen beiden Windregimen variiert zeitlich mit der Höhe. Mit Hilfe eines Radiosonden-Messnetzes ist eine regelmäßige Umkehr der Zonalströmung und ihr Schwingungscharakter in einer Periode von etwa 26 Monaten erkannt worden. Heute weiß man, dass die Schwankung zwischen 20 und 36 Monaten variiert und im Mittel alle 28 Monate (Quasi-Biennial) eintritt (HEAPS et al., 2007). Diese Schwankungen können sehr unterschiedliche Auswirkungen auf zahlreiche weitere Prozesse haben. Somit wurde die QBO Mittelpunkt vieler Untersuchungen. Die QBO kann einen deutlichen Effekt auf den Polarwirbel der winterlichen Stratosphäre haben, aber auch auf die Modulation von Winden, Temperaturen, außertropischen Wellen und der Meridionalzirkulation, was beispielsweise die Verteilung von Spurengasen (inkl. Ozon) in der Stratosphäre oder auch troposphärische Zirkulationsindizes (z.B. Nordatlantik Oszillation, NAO) beeinflusst (vgl. NAUJOKAT, 2005; SOUKHAREV, 1997; ZEREFOS, 2002).

Die Schwankungsmuster der QBO sind sehr regelmäßig, die neue Phase erscheint zuerst in der oberen Stratosphäre und sinkt dann langsam abwärts, bevor sie nach neun Monaten die untere Stratosphäre erreicht; währenddessen findet in der oberen Stratosphäre die neue Phase statt.

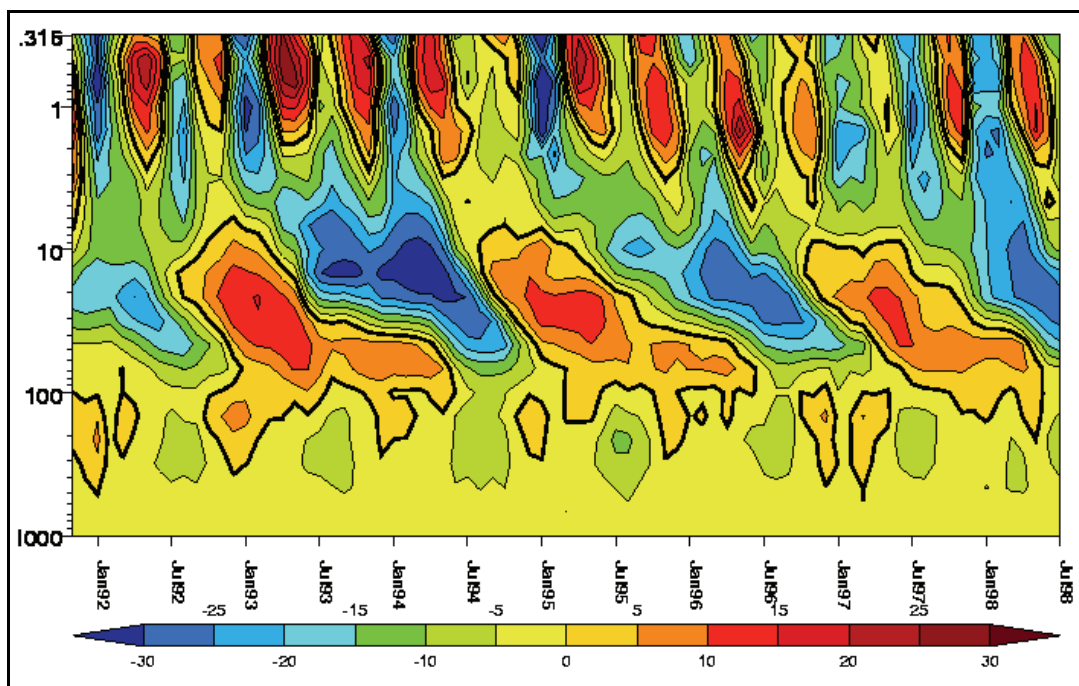
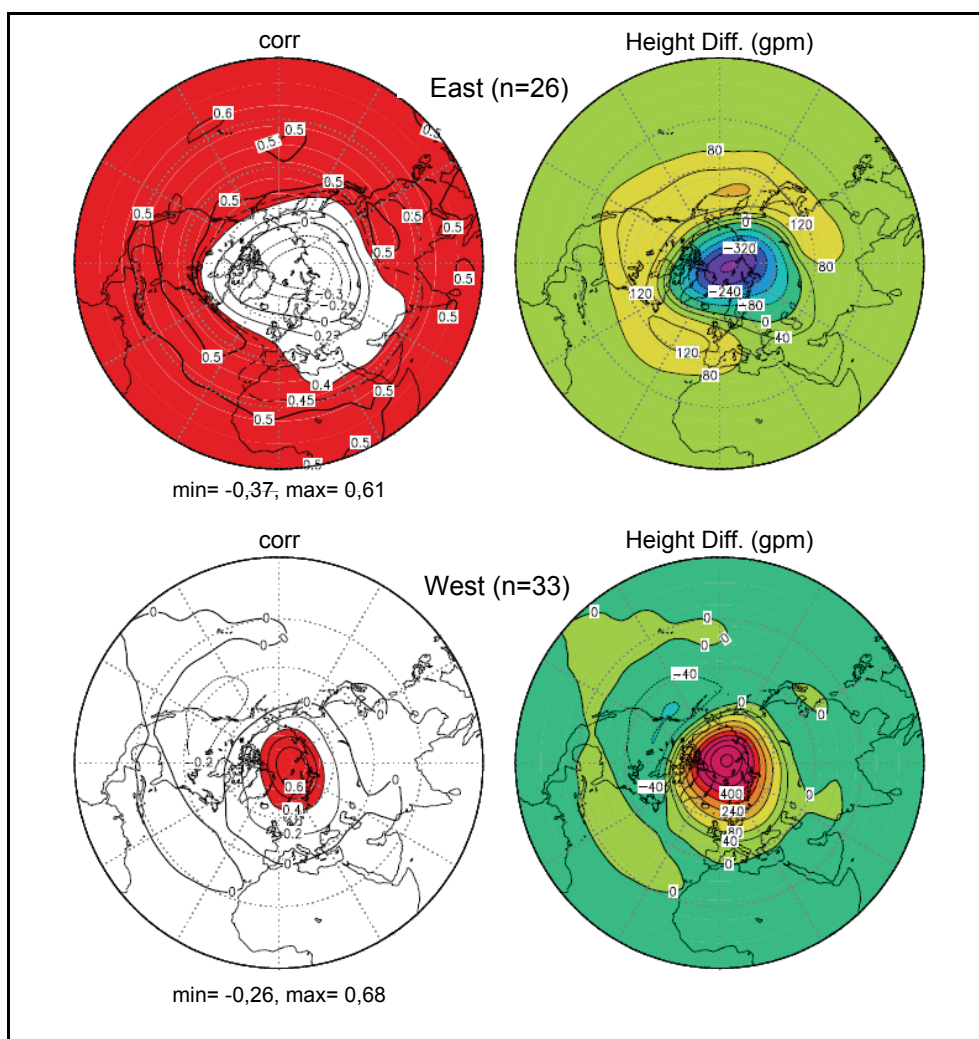


Abbildung 22: Monatliche gemittelte zonale Windgeschwindigkeit (m/s) in Abhängigkeit von Höhe (hPa; Y-Achse) und Richtung. Quelle: HEAPS et al., 2007.

Die *Abbildung 22* zeigt den monatlichen Verlauf einer QBO über 6 Jahre hinweg. Dargestellt ist die (richtungsabhängige) mittlere zonale Windgeschwindigkeit in m/s am

Äquator (N 1°25'). Östliche Strömungen sind gelb bis blau, westliche Strömungen orange bis rot gekennzeichnet. In der *Abbildung 22* sind die für eine QBO charakteristischen Muster (zwischen 10 und 100 hPa) erkennbar. Deutlich ist die „quasi-biennial“ wechselnde Richtung der Strömung erkennbar. Die Ost- und Westwindphasen bewegen sich mit der Zeit langsam abwärts, wobei sich die Westwinde in der unteren Stratosphäre schneller und regelmäßiger setzen als die Ostwinde, obwohl die Westwindphasen als solches länger dauern. Die mittlere Absinkgeschwindigkeit beträgt nach LABITZKE (1999) im Mittel 1 km/Monat. Zudem lässt sich in der *Abbildung 22* erkennen, dass die maximalen zonalen Windgeschwindigkeiten in den Ostphasen (> 30 m/s) stärker sind als in den Westphasen (< 25 m/s). Das Muster über 3 hPa wird als Semi-Annual Oscillation (SAO) bezeichnet. Es sei erwähnt, dass J.R. Holton und R.S. Lindzen im Jahre 1972 zunächst davon ausgegangen sind, dass die SAO Bedingung für die Entstehung der QBO ist, was sich aber in Laufe der Zeit als zumindest nicht notwendig herausgestellt hat (vgl. HEAPS et al., 2007). Nach NAUJOKAT (2005) wird die QBO durch die Wechselwirkungen zwischen dem Grundstrom und sich vertikal ausbreitenden tropischen Wellen (in der Troposphäre) verursacht, wobei die wesentlichen Impulsquellen planetarische Kelvin-Wellen, Rossby-Schwerewellen und vor allem hochfrequente, durch Konvektion verursachte, Schwerewellen sind. HEAPS et al. (2007) differenzieren noch weiter, indem sie die Kelvin-Wellen für die Westwindphasen und die Rossby-Wellen für die Ostwindphasen in Betracht ziehen, was die QBO entstehen lässt. Hier drin liegt auch der wesentliche Unterschied der Kelvin- und Rossbywelle. Die Wellen haben zudem unterschiedliche horizontale und vertikale Wellenlängen und Phasengeschwindigkeiten. Sie dringen aus der Troposphäre in die Stratosphäre vor und lagern dort ihren Ost- und Westimpuls ab, was die Induzierung der QBO bedeutet. Die tropische QBO kann in der unteren Stratosphäre als Wellenleiter für die aufwärts und äquatorwärts vordringenden planetarischen Wellen der hohen Breiten im Winter dienen. Die QBO ist auf äquatoriale Bereiche bzw. die Tropen beschränkt, da hier die Corioliskraft sehr klein ist. Andernfalls würde sich nach BRÖNNIMANN (2005) eine meridionale Zirkulationszelle herausbilden. Trotz dieser beschränkten Ausdehnung hat sie wichtige Auswirkungen auf die Zirkulation bzw. der Ausprägung des Winters in der arktischen Stratosphäre. Nach LABITZKE (1999) breiten sich planetarische Wellen in der Stratosphäre unterschiedlich aus, je nach dem ob Ost- oder Westwinde vorzufinden sind. Demnach ist der winterliche Polarwirbel bei tropischen Westwinden kalt und stark, bei tropischen Ostwinden warm und schwach. Diese zunächst theoretische Überlegung konnte erst anhand längerer Datenreihen nachgewiesen werden. In ihren Untersuchungen hat die Autorin die Anzahl der Sonnenflecken hinzugezogen und der theoretische Ansatz

(kalte Phase = Westphase, warme Phase = Ostphase) bestätigte sich, was allerdings nur auf das Sonnenfleckenminimum zutrifft. Es zeigt sich, dass die Anzahl der Sonnenflecken die QBO deutlich beeinflussten und somit auch Effekte auf die Ausprägung des Polarwirbels haben kann. Die *Abbildung 23*, in der der 10,7 cm Flux (11-jähriger Sonnenfleckenzyklus) der 30-hPa Höhe im Februar gegenübergestellt wird, verdeutlicht diesen Zusammenhang. In den linken Nordhemisphären (oben = Ostphase, unten = Westphase) ist die Korrelation dargestellt, wobei ein Korrelationskoeffizient  $> 0,4$  farblich unterlegt ist. Die rechten Abbildungen zeigen die Höhendifferenz (30 hPa) zwischen dem solaren Minimum und Maximum in geopotentiellen Metern.



*Abbildung 23: Korrelation zwischen dem solaren 10,7 cm Flux (11-jähriger Sonnenfleckenzyklus) und der 30 hPa Höhe im Februar aus NCEP/NCAR Reanalysen.  $n$  = die Anzahl der Jahre in der QBO-Ostphase (oben) und in der QBO- Westphase (unten). Links: Korrelationskoeffizient, Rechts: Höhendifferenz zwischen solaren Maximum und Minimum in geopotentiellen Metern. Quelle: LABITZKE et al., 2005.*

Die Korrelationsmuster der beiden QBO-Phasen unterscheiden sich sehr deutlich voneinander. Während der Westphase (Februar) ist die Korrelation über der Arktis deutlich positiv (0,68), was nach LABITZKE et al. (2005) auf eine Intensivierung der Brewer-Dobson Zirkulation in Zusammenhang mit einen „Major Midwinter Warming“ (MMW) hinweist.

Dabei ist die Höhendifferenz mit einem Wert von 400 gpm ebenfalls positiv, d.h., der Polarwirbel ist während des solaren Maximums (Westphase) 400 gpm höher als während des Minimums. In der Ostphase ist dieses Muster nahezu entgegengesetzt, d.h., eine positive Korrelation in den mittleren und tropischen, eine negative Korrelation in den polaren Breiten mit einem negativen Wert ( $-320$  gpm). Es zeigt sich, dass es über der Arktis einen statistischen Zusammenhang zwischen der Sonnenaktivität, der QBO-Phase, der geopotentiellen Höhe und der Ausprägung des Polarwirbels gibt.

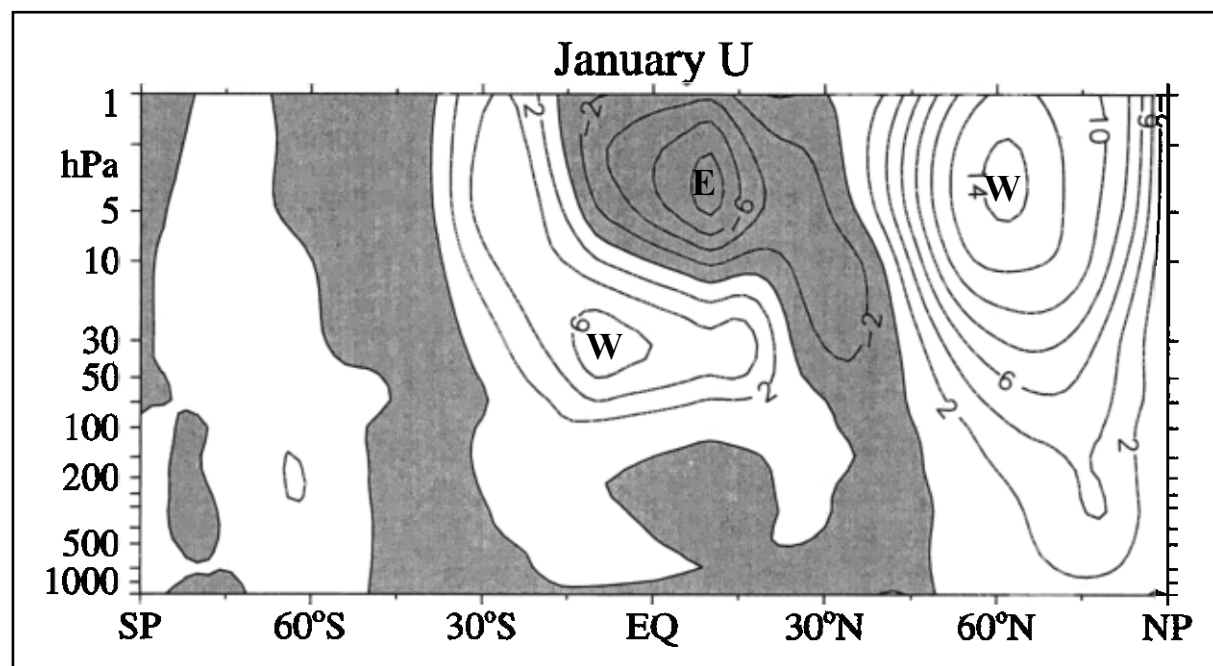


Abbildung 24: Gemittelter Zonalwind ( $U$ ) im Januar für Jahre mit westlicher QBO minus Jahre mit östlicher QBO (1964 – 1990). Quelle: bearbeitet nach BALDWIN et al., 2001.

Die Auswirkung der QBO auf den Polarwirbel ist in der *Abbildung 24* detaillierter aufgezeigt. Die Abbildung zeigt den zonalen Wind in einem meridionalen Schnitt. Die Werte der Isolinien geben die Stärke des Zonalwindes an (negativ östlich). Dabei ist der Zusammenhang zwischen der westlichen QBO und der starken Ausprägung des Polarwirbels erkennbar; für BRÖNNIMANN (2005) ein weiterer Beweis, dass sich die QBO auf die Stärke des Polarwirbels auswirkt. Die westliche QBO-Phase über den äquatorialen Breiten hat vor allem einen ausgeprägten Polarwirbel in der oberen Stratosphäre zur Folge, wobei sich die Anomalien bis auf die Troposphäre ausdehnen können. Die Tatsache, dass die Anomalien soweit in die Troposphäre reichen macht deutlich, dass auch planetare Wellen bzw. Bodendruckfelder durch die QBO beeinflusst werden.

#### 2.4.1.4 Der Polarwirbel

Vereinfacht gesagt ist der Polarwirbel ein um die Pole verlaufender Wind. Dieser ist am Südpol stärker ausgeprägt als am Nordpol. Der Grund hierfür ist in den orographischen Gegebenheiten der Erde zu suchen. Grundsätzlich sind alle Druckgebilde auf der Südhemisphäre stabiler als auf der Nordhemisphäre, da weniger Landmassen (Bodenreibung) einen störenden Einfluss haben. Auf der Nordhemisphäre erschwert die Reibung der ausgedehnteren Landmassen und Gebirgsketten (Rocky Mountains, Ural, Himalaya, etc.) eine lang anhaltende und hohe Stabilität von Druckgebilden. So ist auch der antarktische Polarwirbel stabiler und zeitlich beständiger als der Arktische – eine wichtige Beschaffenheit hinsichtlich der Ausbildung des Ozonlochs und der Verbreitung ozonarmer Luft in die mittleren Breiten. Bevor an dieser Stelle auf die Entstehung eines Polarwirbels eingegangen wird, wird zuvor die Stratosphärenenerwärmung angesprochen, denn die Ausprägung des Polarwirbels ist in starkem Maße von der Stratosphärentemperatur abhängig.

In nahezu jedem nordhemisphärischen Winter tritt eine plötzliche Stratosphärenenerwärmung auf, die aufgrund ihrer Entdeckung (1952) von R. Scherhag über Berlin auch als „Berliner Phänomen“ bezeichnet wird. Die Ursachen dieser plötzlichen Stratosphärenerwärmungen sind nach MÜLLER (2001) Zirkulationsstörungen aufgrund planetarer Wellen, die sich bedingt durch orographische Einflüsse durch die Troposphäre bis in die Stratosphäre ausbreiten können. Dabei führen lokale Instabilitäten zur Dissipation (z.B. Umwandlung von Reibungsenergie in thermische Energie) der Wellenenergie. Eine Erwärmung ist die Folge. In Abhängigkeit vom Ausmaß des Temperaturanstiegs und der Stabilität des Polarwirbels werden vier verschiedene Arten von Stratosphärenerwärmungen unterschieden (vgl. LABITZKE, 1999; MÜLLER, 2001):

**Major Midwinter Warmings:** Major Midwinter Warmings sind Erwärmungen im Januar und Februar, die neben der Erwärmung des Polargebietes und einer Umkehr des Temperaturgradienten zwischen 60° und 90° N (in oder unter dem 10 hPa-Niveau) zum Zusammenbruch des Polarwirbels führen. Der Zusammenbruch definiert sich dadurch, dass eine Zirkulationsumstellung von West- auf Ostwind zwischen 60° und 90° N im 10 hPa-Niveau eintritt. Allerdings kommt es zu einer Regeneration des Polarwirbels. Erwärmungen solcher Art treten nur über der Arktis auf, da der Wirbel über der Anarktis kälter und stabiler ist.

**Minor Warmings:** Minor Warmings sind kleine, aber intensive Erwärmungen im nordhemisphärischen Winter, die den Temperaturgradienten umkehren können, aber nicht zu einer Umstellung der Zirkulation (10 hPa-Niveau) führen können. Nach LABITZKE (2005) können solche Erwärmungen auch im Südwinter auftreten.

**Canadian Warmings:** Canadian Warmings treten im frühen Winter auf und entstehen durch die Verschiebung des Alëuten-Hochs gen Nordpol. Sowohl Windrichtung, als auch Temperaturgradient können sich umkehren, doch kommt es nicht zum Zusammenbruch des Polarwirbels.

**Final Warmings:** Als Final Warming wird eine Erwärmung bezeichnet, die im Frühjahr auftritt, wenn die Umstellung der winterlichen Westwindzirkulation zur sommerlichen Ostwindzirkulation eintritt. Wichtig bei dieser Erwärmung ist, dass der Polarwirbel zusammenbricht und sich im Gegensatz zu den Major Midwinter Warmings nicht wieder regeneriert. Der Eintritt der Final Warmings ist sehr unterschiedlich und kann zwischen Nord- und Südhemisphäre um zwei Monate variieren.

Die Entstehung des Polarwirbels beginnt mit dem Eintreten der Polarnacht, da sich die Luft aufgrund geringer solarer Einstrahlung über den Winterpolen in der Stratosphäre großräumig abkühlt. Der sich dadurch über den Polen bildende „Trichter“ wird als Polarwirbel bezeichnet. Über den ganzen Winter hinweg findet ein polwärts und abwärts gerichteter Transport von der oberen in die untere und mittlere Stratosphäre statt. Das Absinken variiert über die Jahre, je stärker es aber ist, desto wärmer ist der Winter (mehr Kompressionswärme) (vgl. KRÜGER, 2002). Beim Absinken der Luftmassen kommt es zur adiabatischen Kompression mit folgender Erwärmung (Kompressionswärme). Trotz dessen befindet sich im Inneren des Wirbels ein Kältegebiet, das zum einen seine Ursache darin hat, dass in der Polarnacht keine Strahlung absorbiert wird und zum anderen langwellige Strahlung in die Atmosphäre entweichen kann. Im Polarwinter überwiegt in der Strahlungsbilanz somit die Ausstrahlung gegenüber der Einstrahlung, was zu einer beständigen Abkühlung der polaren Stratosphäre führt. Im Gegensatz zu den mittleren und niederen Breiten ist die Stratosphäre der hohen Breiten deutlich kälter, was einen ausgeprägten meridionalen Druckgradienten bedingt. Diese sehr geringen Temperaturen sind wichtig für die Bildung Polarer Stratosphärenwolken (PSCs) bzw. für die allgemeinen ozonzerstörenden Prozesse. Je geringer die Absinkprozesse sind, desto höher ist die Ozonzerstörung, da kältere Luft vorhanden ist. Damit hat der Polarwirbel einen entscheidenden Einfluss auf die Ozonzerstörung und ihren Verlauf innerhalb eines Jahres.



Das alleinige „Einströmen“ von Luftmassen bewirkt allerdings noch keine Wirbelbildung. Hierzu bedarf es der Corioliskraft (vgl. Kapitel 2.1). Da in der Stratosphäre der Einfluss der Bodenreibung vernachlässigt werden kann, sind Corioliskraft und Druckkraft die wesentlichen Einflussfaktoren für Luftströmungen. Aufgrund dieser Tatsache handelt es sich bei den resultierenden Strömungen um geostrophische Strömungen (Isobarenparallel). Eine geostrophische Strömung ist das Gleichgewicht zwischen der Corioliskraft und der Druckkraft bzw. dem Druckgradienten. Durch die alleinige Beeinflussung der Corioliskraft und des Druckgradienten ist der Wirbel besonders stabil, da die Bodenreibung – im Gegensatz zu Druckgebilden in der Troposphäre – keinen Einfluss einnimmt. Als Resultierende des geostrophischen Windes entsteht bei etwa 60° nördlicher Breite ein Starkwindband (Jet Stream oder „Polarnacht-Jet“), das den Polarwirbel bzw. den äußeren Rand des Polarwirbels darstellt und den Pol auf der Nordhemisphäre zyklonal, d.h. gegen den Uhrzeigersinn, (Südhemisphäre antizyklonal) umströmt. Die Stabilität des Wirbels hat eine gewisse „Isolation“ des Wirbels gegenüber anderen Luftmassen zur Folge, was auch eine verlängerte Ozonzerstörung bis in den Frühling bedeuten kann. Ein ganz zentraler Aspekt ist dabei, dass sich beim Zusammenbruch des Wirbels im Frühjahr diese ozonarmen Luftmassen in Richtung mittlere Breiten bzw. Äquator ausbreiten können. Dies kann sich bis in den Sommer hineinziehen, da die Luft nur langsam zwischen beiden Zonen ausgetauscht und vom Äquator nur wenig Ozon „nachgeliefert“ wird (vgl. MÄDER, 2004). Im Kapitel 2.5 wird diese Thematik nochmals aufgegriffen.

Die *Abbildung 25* zeigt eine dreidimensionale Illustration der Temperatur (oben) und der Windgeschwindigkeit (unten) im 100 hPa-Niveau für ein Polarwirbel in der Südhemisphäre. Dabei ist die beschriebene Temperaturzunahme mit abnehmender Höhe innerhalb des Polarwirbels zu erkennen (oben) sowie die damit einhergehende Windgeschwindigkeit. Die Stärke des Polarwirbels kann – wie auch bei anderen Wirbelfeldern (z.B. Zyklone) – durch die „potentielle Vorticity“ (PV) definiert werden, wobei die PV die Erhaltung der Wirbelstärke und die Erhaltung der Masse miteinander kombiniert. In der Wissenschaft wird zur Vereinfachung zwischen dem Kernbereich und dem Randbereich des Wirbels unterschieden (vgl. MÜLLER, 2001). Die PV des Polarwirbels liegt wesentlich höher gegenüber der Umgebung, wobei sich die Grenze zwischen dem Wirbel bzw. Wirbelrand und der Umgebung nur schwer bestimmen lässt. Daher wird der Wirbelrand aufgrund des größten PV-Gradienten definiert, der sich über ein großes Gebiet erstrecken kann. Wesentlicher bestimmender Faktor für die Lebensdauer des Polarwirbels ist letztlich die Temperatur. Die Temperatur ist

insbesondere durch Wellenbewegungen bedingt. Wichtig ist, dass weder die Position des Polarwirbels noch seine Form im Außenbereich konstant sind. Entsprechend den Druckverhältnissen und der Temperatur der Atmosphäre unterliegen Position und Form einer Dynamik.

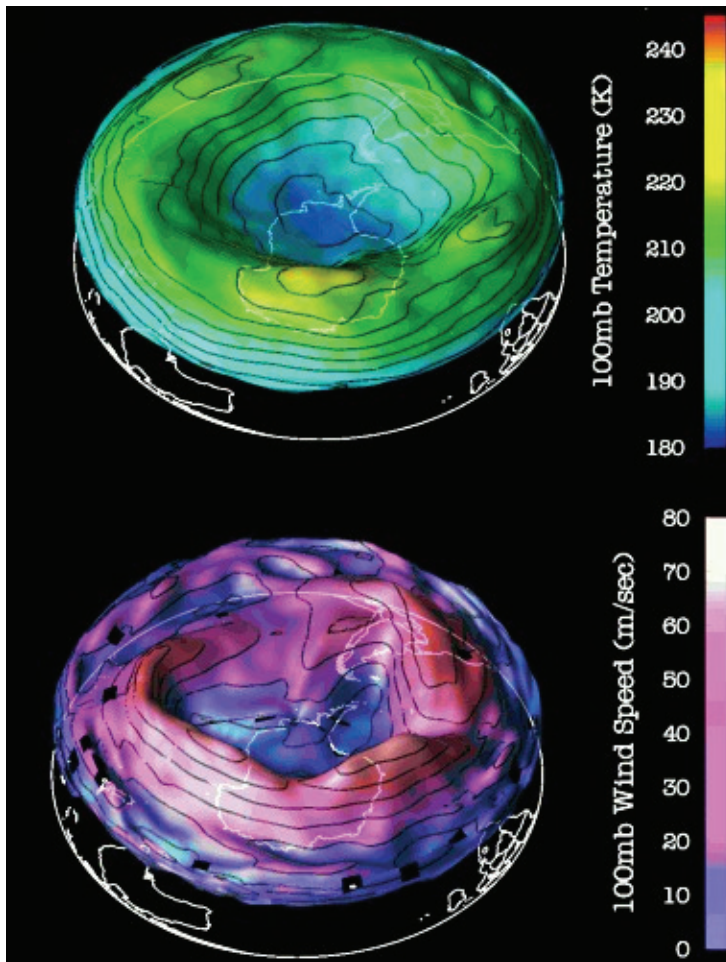


Abbildung 25: Dreidimensionale Illustration der Temperatur in Kelvin (oben) und Windgeschwindigkeit in m/s (unten) des Polarwirbels. Quelle: UHEREK, 2004.

#### 2.4.1.5 Die Polaren Stratosphärenwolken

Neben den bisherigen Ausführungen werden in diesem Unterkapitel auch die polaren stratosphärischen Wolken thematisiert, da sie zum stratosphärischen Ozonabbau beitragen und im Zusammenhang mit der Ausprägung des polaren Wirbels stehen.

Das Auftreten von Polaren Stratosphärenwolken (PSCs) in einem Höhenbereich von 15 – 25 km ist charakteristisch für den antarktischen Winter. Da für die Bildung von PSCs Aerosole notwendig sind, werden diese an dieser Stelle im Vorgriff kurz erläutert. In Kapitel 2.6.1 werden die Aerosole nochmals ausführlicher in Hinblick auf ihre Klima- bzw. Strahlungswirksamkeit beschrieben. „Aerosol“ bezeichnet das Gemisch von festen und/oder flüssigen Partikeln und Luft. Genau genommen sind die Begriffe „Aerosol“ und

„Partikel“ in ihrer Anwendung zu trennen, da „Aerosol“ ein Gemisch und „Partikel“ nur die eigentlichen Bestandteile (in dem Gemisch) beschreibt. Einfachheitshalber soll jedoch auf diese Differenzierung im Rahmen dieser Arbeit verzichtet werden. MÖLLER (2003) beschreibt mit Aerosol ein Kollektiv von Partikeln in einem Gas. Aerosole haben eine bedeutende Rolle für den Wasserhaushalt und das Klima, denn ohne sie könnten sich beispielsweise keine Wolkenkondensationskerne ausbilden, an denen sich Tröpfchen bilden und als Niederschlag ausfallen. Der größte Teil des atmosphärischen Aerosols stammt aus primären Quellen wie Mineralstaub, Seesalz, Vulkanismus oder natürlichen Verbrennungsprozessen. Ein zunehmend anwachsender Bestandteil stammt aus anthropogenen Quellen (Industrie, Verkehr, Landwirtschaft, etc.). Aerosole (natürlich/anthropogen) haben einen wichtigen Anteil an chemischen Prozessen in der Atmosphäre (Kapitel 2.3).

Zur Bildung von PSCs Sulfataerosole notwendig, denn PSCs bilden sich, wenn Wasser und Salpetersäure auf bestehenden Sulfataerosolen kondensieren. Dieser Prozess ist stark von der Temperatur abhängig. So liegt nach MÜLLER (2001) die Wahrscheinlichkeit für die Beobachtung von PSCs bei 10 %, sofern die Temperatur oberhalb von 196 K liegt. Zwischen 193 und 185 K erhöht sie sich auf 45 % und bei Temperaturen unterhalb von 185 K auf über 90 %. Der Eisgefrierpunkt ist grundsätzlich vom Luftdruck abhängig, weshalb er sich in der Stratosphäre deutlich unter 273,15 K (0 °C) befindet. Die Koexistenztemperatur für Wassereis in der Stratosphäre liegt nach MÜLLER (2001) zwischen 170 und 250 K, womit der Eisgefrierpunkt in einer Höhe von 30 hPa bei etwa 185 K liegt. Damit kann begründet werden, dass PSCs auch oberhalb des Gefrierpunktes existieren und somit keine Wasserwolken im eigentlichen Sinne sein können. In ihrer Temperaturabhängigkeit liegt auch die Verbindung zum Polarwirbel, denn erst mit einem ausgeprägten Polarwirbel können PSCs entstehen. Dies ist auch der Grund dafür, dass PSCs regelmäßig in der Antarktis vorkommen (regelmäßig starker Winterpolarwirbel), aber nicht immer in der Arktis, da hier weniger häufig ein ausgeprägter Polarwirbel und damit sehr kalte Temperaturen eintreten.

Durch die Kondensation von Wasser und Salpetersäure auf den Sulfataerosolen kommt es zur Bildung flüssiger Lösungströpfchen, die bei entsprechend niedriger Temperatur zu Eis- oder Salpetersäurehydratpartikel gefrieren. In der Anwesenheit von Oberflächen (Aerosolpartikel) verlaufen chemische Reaktionen aber anders, was den Ozonabbau durch PSCs an feste Oberflächen bindet.

An den Oberflächen finden nach MÖLLER (2003) Umsetzungen statt, die die Gase HCl und ClONO<sub>2</sub> zu leicht photolysierbaren Gasen umwandeln, was in den Gleichungen 32, 33, 34 zu erkennen ist (s steht für die feste Phase):



Tritt nach dem Polarwinter die Sonne wieder in Erscheinung, wird das molekulare Chlor (Cl<sub>2</sub>) durch die UV-Strahlung (hv) in Chlorradikale photolysiert:



Auf diesem Wege wird der katalytische O<sub>3</sub>-Abbauzyklus (Gleichung 22) anregt, wobei es zusätzlich zur Verdampfung der PSCs kommt und HCl freigesetzt wird, das dann mit OH zu Cl gebildet wird (*siehe auch Abbildung 19*). In der weiterführenden Literatur zur Entstehung von PSCs werden die Wolken typisiert, da dies beispielsweise für die Modellierung ihrer Entstehungsprozesse notwendig ist. Dabei wird zwischen PSC Typ I a, PSC Typ I b und PSC Typ II unterschieden. Die Typisierung erfolgt aufgrund der chemischen Zusammensetzung und der Temperaturabhängigkeit. Gleiches gilt für die Denoxifizierung und Denitrifizierung. Beides sind Prozesse, die zur Ozonzerstörung beitragen bzw. die katalytische Ozonzerstörung verstärken und bis ins polare Frühjahr hinein verlängern.

Das „Ozonloch“ ist letztlich ein Ergebnis sich überlagernder physikalischer und chemischer Vorgänge, in denen die PSCs einen hohen Anteil am Ozonabbau haben. Ihre Wirkung tritt sehr „plötzlich“ ein, wenn aufgrund der eintretenden Sonnenstrahlung (nach der Polarnacht) die Photolyse von Cl einsetzt und Chlorradikale umwandelt, was sich bis ins späte Frühjahr hinziehen kann. Im Frühjahr sind die Luftmassen einstrahlungsbedingt soweit erwärmt, dass sich die PSCs auflösen und die aktiven Chlorverbindungen wieder in

Reservoirsubstanzen passiviert werden (WEISSER, 2003). Da fortan (bis zur Neubildung im Winter) die PSCs keine Rolle spielen, finden die Prozesse der Gasphasenchemie „alleine“ statt.

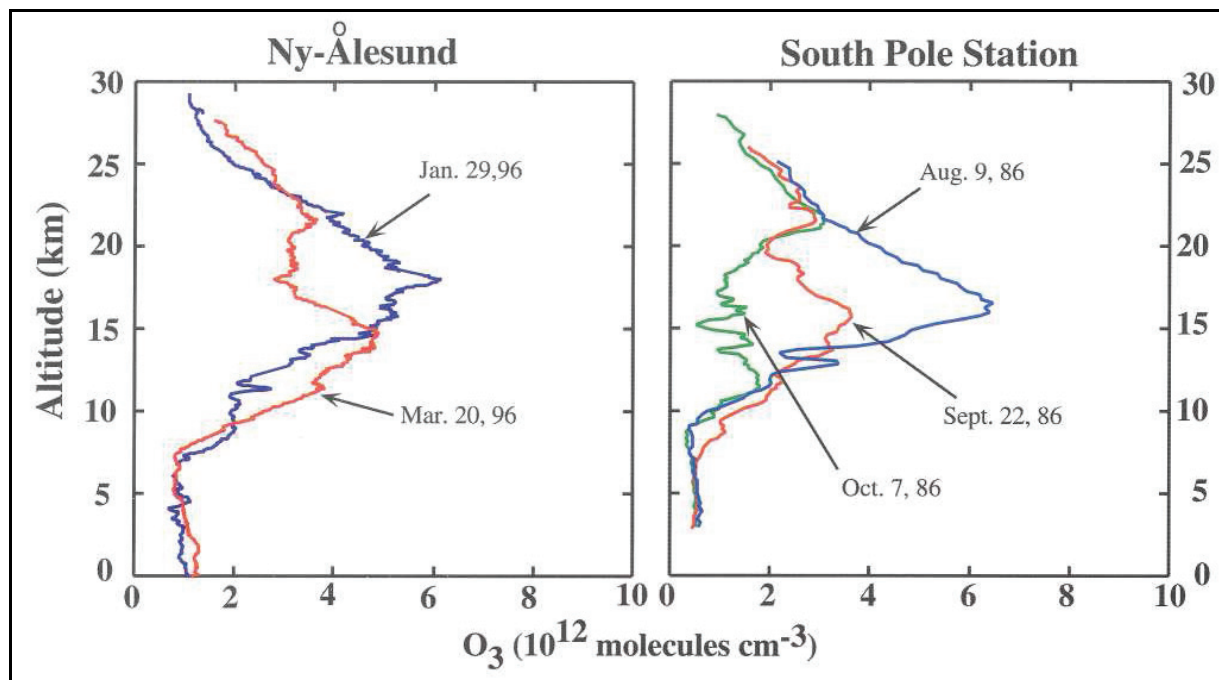


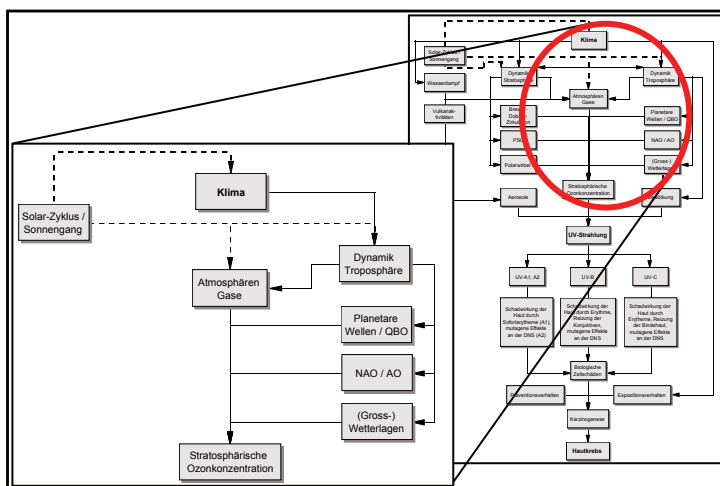
Abbildung 26: Die Ozonkonzentration in Abhängigkeit von der Höhe in der Arktis (links) und der Antarktis (rechts). Blaue Kurven = Ozonkonzentration vor dem Abbau im polaren Frühjahr; Rote Kurven = Ozonabbau; Grüne Kurve Ozonkonzentration im Frühjahr. Die Einzelmessungen können als repräsentativ für den chemischen Ozonabbau in der Stratosphäre angesehen werden. Quelle: WEISSER, 2003.

In der *Abbildung 26* ist die „repräsentative“ Ozonkonzentration im Frühjahr in der Arktis und Antarktis zu erkennen. Erkennbar ist, dass der Ozonabbau in der Antarktis stärker ist als in der Arktis und sich vor allem bis in das Frühjahr hinzieht. Nach WEISSER (2003) ist aufgrund des stabileren Polarwirbels die Chloraktivierung in der extrem kalten Stratosphäre der Antarktis häufig gesättigt, was eine genaue Kenntnis der PSC-Typen und ihrer Einflüsse weniger wichtig macht. In der wärmeren Arktis ist dies anders, da der instabilere Polarwirbel einen höheren Einfluss auf die Temperaturverteilung hat und somit die PSCs eine große Bedeutung hinsichtlich der Chloraktivierung bzw. Ozonabbau bekommen. Zudem kann das vermehrte Auftreten von stratosphärischen Leewellen die Bildung von PSCs begünstigen, (MÜLLER, 2003) bzw. teilweise erst ermöglichen. Als stratosphärische Leewellen werden Schwerewellen bezeichnet, die durch das Überströmen von Gebirgszügen angeregt werden und bis in die Stratosphäre vordringen können. Dadurch werden Luftpakete vertikal verschoben und kühlen sich adiabatisch ab. Die Abkühlung kann in Extremfällen bis zu 15 K betragen, was die lokale Entstehungstemperatur von PSC-Partikeln unterschreitet und sich somit kleinräumige PSCs ausbilden können. Aufgrund des höheren Temperaturniveaus (nach DAMERIS et al.,

(2007) ca. 10 K unterschied in der unteren Stratosphäre) zwischen der Arktis und Antarktis sind die Leewellen für die Ausbildung von PSCs in der Arktis von größerer Bedeutung als in der Antarktis.

Im Kapitel 2.5 werden die hier beschriebenen Faktoren zusammengefasst und hinsichtlich ihrer Auswirkungen auf das Ozon qualitativ bewertet. Dabei wird gezeigt, dass nicht nur die polaren Breiten vom Ozonabbau bzw. von ozonarmen Luftmassen betroffen sind, sondern dass dies temporär auch auf die mittleren Breiten (Mitteleuropa) zutreffen kann. Zudem wird der Einfluss des Klimawandels auf die beschriebenen Prozesse diskutiert. Zunächst wird in Kapitel 2.4.2 jedoch noch auf die Dynamik der Troposphäre als Einflussfaktor für die Ozonverteilung eingegangen.

## 2.4.2 Die Dynamik der Troposphäre als Einflussfaktor für die Ozonverteilung



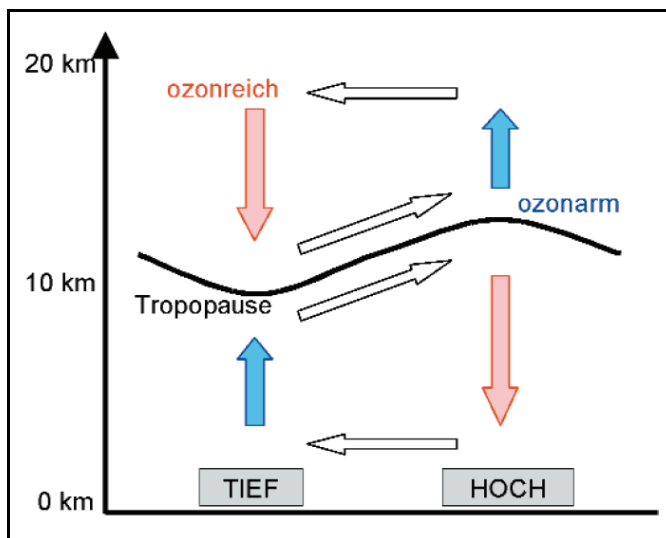
Das Kapitel 2.1 zeigte den Stockwerksaufbau und die grundlegenden Zirkulationsmuster der Atmosphäre. In den darauf folgenden Kapiteln wurde deutlich, dass die Stratosphäre kein entkoppelter Teil der Atmosphäre ist, sondern in Wechselwirkung mit der Mesosphäre, vor allem aber mit der Troposphäre steht. Die Stratosphären-Troposphären-Kompensation STE (Kapitel 2.4.2.1) oder auch die Impulse der planetaren Wellen aus der Troposphäre, welche die Dynamik der Stratosphäre beeinflussen, können als Beispiele hierfür angeführt werden.

Die ozonzerstörenden Prozesse laufen im Wesentlichen, abgesehen von der Reaktion mit anderen chemischen Substanzen, bedingt durch photochemische Prozesse in Abhängigkeit von der Temperatur (je kälter, desto langsamer die Ozonreubildung) in der Stratosphäre ab. Troposphärische Mechanismen können diese Prozesse mit beeinflussen.

Die folgenden drei Beispiele sind Mechanismen, die ihren Ursprung ebenfalls in der Troposphäre haben, die untere Stratosphäre aber mit beeinflussen und damit auch die Ozonverteilung mit gestalten. Dazu gehören die Stratosphären-Troposphärenkompensation (STE), die Nordatlantik Oszillation (NAO) sowie die Großwetterlagen.

#### 2.4.2.1 Die Stratosphären-Troposphärenkompensation (STE)

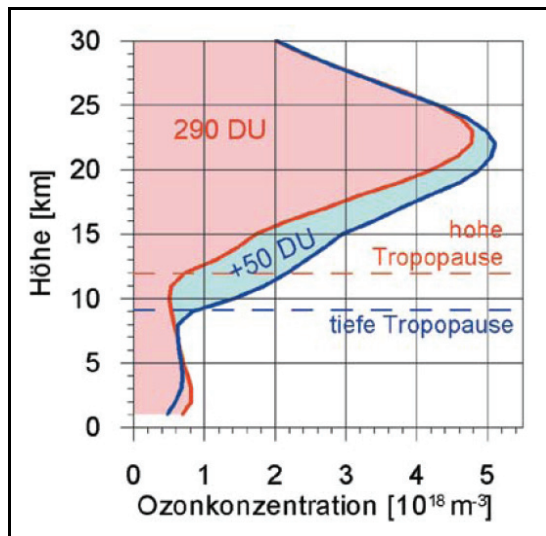
Dobson haben bereits Anfang des letzten Jahrhunderts beobachtet, dass sich zyklonale (Tiefdruckgebiet) und antizyklonale (Hochdruckgebiet) Druckgebilde in der Troposphäre auch auf die Ozonschicht der unteren Stratosphäre auswirken. Die Untersuchungen der Autoren zeigen, dass die Dicke der Ozonschicht (Gesamtozon) über einem Hochdruckgebiet 10 – 20 % geringer ist als über einem Tiefdruckgebiet. Zur Verdeutlichung zeigt die *Abbildung 27* schematisch die Lage der Tropopause über einem Hoch und einem Tief – die niedrigere Tropopause über dem Tief und die entsprechend höhere Tropopause über dem Hoch, was sich mit den unterschiedlichen Druckverhältnissen in der Troposphäre erklären lässt (siehe Kapitel 2.1.1 Konvergenz/Divergenz). Die Pfeile in der Abbildung veranschaulichen den Luftmassentransport. In der Troposphäre steigt die Luft im Tiefdruckgebiet auf, während sie im Hochdruckgebiet absinkt.



*Abbildung 27: Vertikale und horizontale Zirkulation in der Troposphäre und Stratosphäre für Hoch- und Tiefdruckgebiete. Quelle: STEINBRECHT et al., 2002.*

In der unteren Stratosphäre verläuft dieser Vorgang entgegengesetzt. Über dem Tief sinkt ozonreiche Luft nach unten, während ozonarme Luft über dem Hoch aufsteigt. Aufgrund

der exponentiellen Abnahme der Luftdichte mit der Höhe verstärken sich diese Unterschiede mit erheblichen Auswirkungen auf die Ozonkonzentration (*Abbildung 28*).



*Abbildung 28: Ozonkonzentration bei veränderter Tropopausenhöhe. Quelle: STEINBRECHT et al., 2002.*

Die *Abbildung 28* zeigt die Ozonkonzentration bzw. die Anzahl der Ozonmoleküle pro Kubikmeter bei veränderter Tropopausenhöhe. Beim Absinken wird die Luft komprimiert, und es befinden sich mehr Ozonmoleküle im gleichen Volumen, so dass die Konzentration steigen lässt. Beim Aufsteigen der Luft verhält es sich umgekehrt. Eine Tropopausenverschiebung von einem Kilometer entspricht etwa einer Veränderung der Ozonkonzentration von etwa 17 Dobson-Einheiten. Nebenbei führen diese Vertikalbewegungen zu einer adiabatischen Abkühlung der unteren Stratosphäre über einem Hochdruckgebiet und zu einer troposphärischen Erwärmung über einem Tiefdruckgebiet. Entsprechend umgekehrt verhält es sich bei entgegengesetzter Bewegung. Die Gegenläufigkeit von troposphärischer und stratosphärischer Temperatur wird auch als „Stratosphären-Troposphärenkompensation“ bezeichnet (vgl. STEINBRECHT et al., 2002).

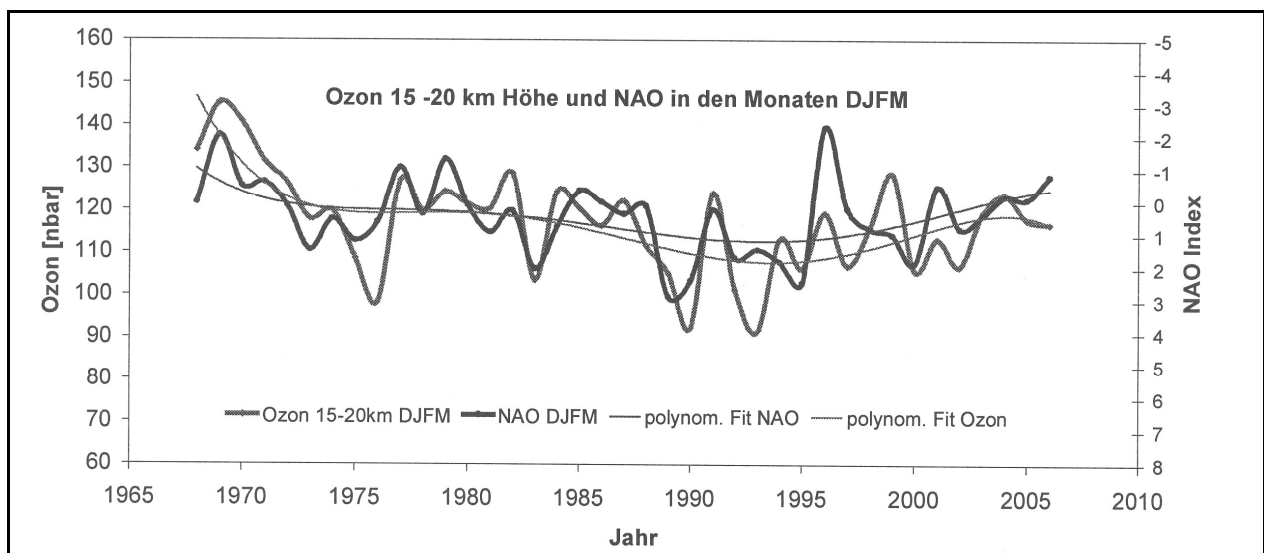
#### 2.4.2.2 Die Nordatlantik Oszillation

Druckgebilde bzw. Druckverhältnisse in der Atmosphäre können durch Zirkulationsindizes (auch Telekonnektionen genannt) veranschaulicht werden, wobei diese die Grundmuster bzw. Variabilitätsmuster der atmosphärischen Zirkulation beschreiben. Die Nordatlantik Oszillation (NAO) ist ein oft verwendeter Index, der das Luftdruckverhältnis (Bodendruck) zwischen den Azoren (Azorenhoch) und Island (Islandtief), aus dem die troposphärische Westwindzirkulation hervorgeht, beschreibt. Der NAO bzw. die Westwindzirkulation beeinflusst maßgeblich das Wetter (Hoch- und Tiefdruckgebiete) in Mitteleuropa und ist



damit gleichzeitig auch für die Temperatur oder die Tropopausenhöhe mitverantwortlich. Ein positiver Index steht für eine große Druckdifferenz („High-Index-Lage“) zwischen den Azoren und Island mit einer starken zonalen Zirkulation. Das heißt, dass sich die Westwindzirkulation nach Norden verlagert was feucht-milde Winter für Mitteleuropa bedeutet. Eine Erhöhung der Tropopause mit einhergehendem Ozonverlust kann aufgrund der Temperaturzunahme die Folge sein. Bei einem schwachen Index (geringe Druckdifferenz) ist die zonale Zirkulation geschwächt und die Westwindzirkulation verlagert sich mehr nach Süden. Häufigere Kaltluftausbrüche aus dem Norden machen sich im Winter in Mitteleuropa bemerkbar.

Wie im Kapitel 2.4.2.1 deutlich wurde, hat die Lage von Hoch- und Tiefdruckgebieten einen Einfluss auf die Ozonverteilung, was den Zusammenhang zwischen dem Ozon und der Tropopausenhöhe aufzeigt. Die *Abbildung 29* verdeutlicht, warum der NAO in diesem Zusammenhang wichtig ist, denn nach CLAUDE et al. (2006a) kann ein Index der aus dem Druckfeld der Troposphäre abgeleitet ist, auch Ozonänderungen in der unteren Stratosphäre (in diesem Falle für Europa) gut erklären. In der *Abbildung 29* ist das Wintermittel (DJFM) des Ozonpartialdrucks zwischen 15 und 20 km Höhe dem Index des NAO als Zeitreihe gegenübergestellt. Die Abbildung zeigt die gute Übereinstimmung zwischen dem NAO und der Veränderung der Ozonschicht (Ozonpartialdruck).



*Abbildung 29: Wintermittel des Ozonpartialdrucks in 15 – 20 km Höhe gegenübergestellt dem nordatlantischen Oszillation Index. Quelle: CLAUDE et al., 2006.*

Zudem wird der NAO bzw. die AO mit der Ausprägung des Polarwirbels in Verbindung gebracht, denn positive Indexphasen stehen für eine zonale Zirkulation, die gleichzeitig eine starke Ausprägung des Polarwirbels bedingt und die Bildung von PSCs begünstigt (vgl. WEBER et al., 2003). So fällt nach HARTMANN et al. (2000) ein ausgeprägtes Islandtief

sehr häufig mit einem stark ausgeprägten Polarwirbel zusammen, wobei hierbei eine gegenseitige Beeinflussung besteht. Auch nach BLESSING et al. (2005) besteht ein signifikanter Zusammenhang zwischen der NAO und dem Polarwirbel. Es ist festgestellt worden, dass die Stärke des Polarwirbels die Dauer der NAO beeinflusst.

Obwohl der NAO häufig zur Beschreibung zirkulatorischer Muster verwendet wird, ist der Index oftmals in der Diskussion. Kritiker argumentieren, dass die Orte der Beschreibung (meist Island und die Azoren) nicht standardisiert sind. Manche Untersuchungen beschreiben die Druckdifferenz zwischen Island und Portugal (Festland) oder Spanien anstatt der Azoren. Die Vergleichbarkeit ist somit erschwert.

#### 2.4.2.3 Der Arktische Oszillations Index

Der Arktische Oszillations Index (AO) beschreibt ähnlich wie der NAO das Luftdruckverhältnis bzw. den Luftmassenaustausch zwischen den Breiten auf der Nordhemisphäre. Das räumliche Muster beider Indizes ähnelt sich, wobei das NAO-Signal stärker durch den Atlantik geprägt ist (Zirkulation, Eis-Dynamik). Der AO gibt das zonale Muster großräumiger und deutlicher wieder, allerdings wirkt der Einfluss des Atlantiks nur modifizierend (vgl. WANNER et al., 2001). Wie auch beim NAO zeigt ein hoher Index eine überwiegend zonale (West-Ost) Luftmassenbewegungen. Entsprechend beschreibt ein niedriger Index eher meridionale (Nord-Süd) Bewegungen der Luft. Die *Abbildung 30* veranschaulicht den Zusammenhang zwischen dem AO, dem Polar-Eurasia Index, der Temperatur, der Tropopausenhöhe und der Ozonkonzentration im Februar der Jahre 1967 bis 2003 am Hohenpeißenberg. Der Polar-Eurasia Index ist ein dem AO und NAO ähnlicher Zirkulationsindex. Die Abbildung zeigt den Zusammenhang zwischen einer positiven AO (warme Luftmassen in Mitteleuropa), der entsprechenden Temperaturzunahme mit einer Tropopausenhebung und einer Abnahme der Ozonkonzentration. An dem Beispiel wird deutlich, dass sich Zirkulationsmuster der Troposphäre indirekt auf die Ozonverteilung bzw. Konzentration in Mitteleuropa auswirken können.

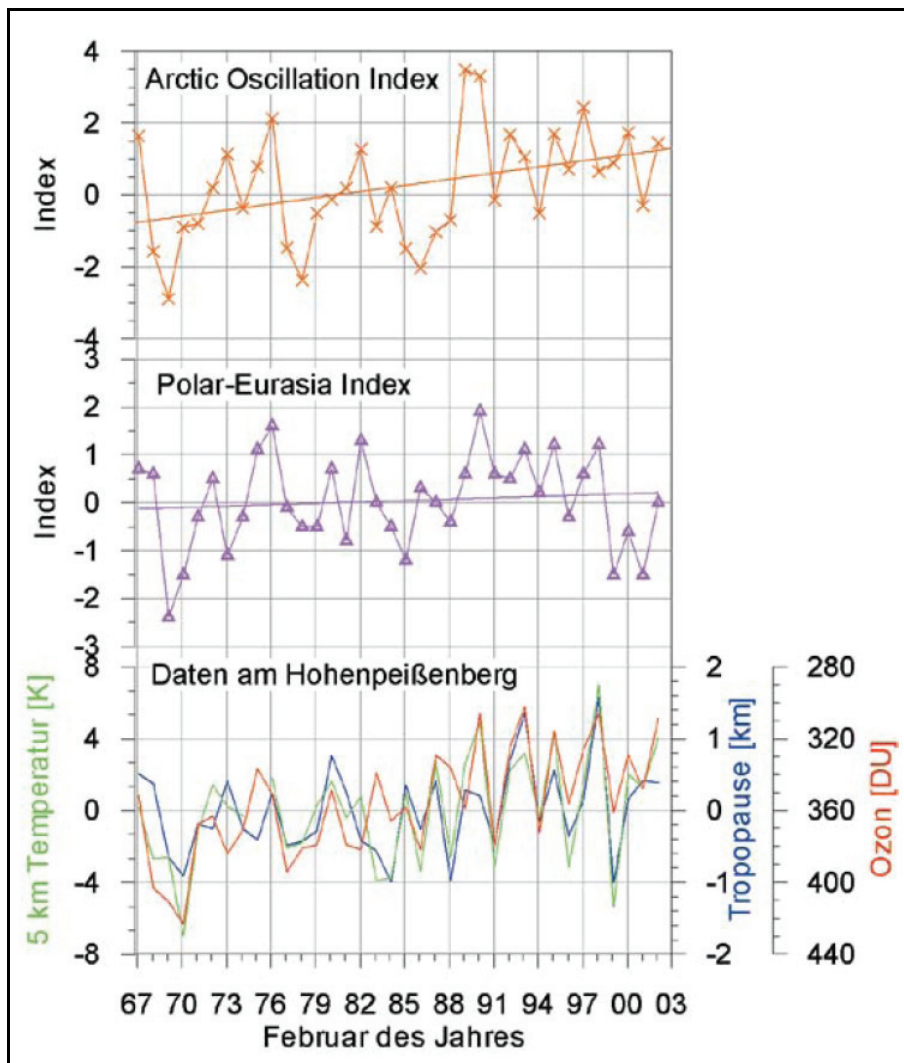


Abbildung 30: Zeitreihe des AO und des Polar-Eurasia Index gegenübergestellt der Temperatur (K), Tropopausenhöhe (km) und Ozonkonzentration (DU) am Hohenpeißenberg. Quelle: STEINBRECHT et al., 2002.

Somit bleibt festzuhalten, dass nicht alleine die stratosphärische Zirkulation die Ozonverteilung bedingt, sondern auch die troposphärische Zirkulation einen Teil dazu beiträgt. Unter dem Gesichtspunkt des Klimawandels ist dies ein wichtiger Aspekt, der in Kapitel 2.5 nochmals aufgegriffen und näher diskutiert wird.

#### 2.4.2.4 Die Bedeutung von (Groß-) Wetterlagen

Wetterlagen sind im Kontext dieser Arbeit aus zweierlei Gründen von Bedeutung. Zum einen können diese die Ozonschicht (beispielsweise durch die erwähnte Tropopausenhebung) beeinflussen, zum anderen beschreiben sie den Transport von Luftmassen nach Europa. Dieser Luftmassentransport ist wichtig, da somit auch ozonarme Luftmassen (Streamer) nach Europa gelangen können, die zu hohen Strahlungsanomalien führen.

Ein weiterer Grund besteht darin, dass Wetterlagen beispielsweise die Bewölkung und damit die „Strahlungsdurchlässigkeit“ auf die Erdoberfläche lenken. So ist eine Zunahme von Hochdruckwetterlagen mit Wolkenauflösung und entsprechendem Sonnenschein verbunden, was hinsichtlich des Expositionsverhaltens der Menschen („schönes Wetter“) von Relevanz sein kann. CLAUDE et al. (2006b) machen zudem auf den Zusammenhang von sonnenscheinreichen Hochdrucklagen und einer dünnen Ozonschicht aufmerksam, was schematisch in der *Abbildung 27* erkennbar ist. Insofern können Wetterlagen indirekt die Dicke der Ozonschicht beeinflussen, was für die mittleren Breiten von hoher Bedeutung ist.

### **Die Wetterlagenklassifikation:**

Wetterlagen werden durch großräumige Mechanismen gelenkt. Zu diesen zählen Zirkulationsmuster bzw. Zirkulationsformen wie der NAO oder der AO, die wiederum durch die allgemeine atmosphärische Zirkulation gelenkt werden. Es lässt sich zwischen der zonalen, der gemischten und der meridionalen Zirkulation unterscheiden. In diese Zirkulationsformen lassen sich auch Großwetterlagen und Großwettertypen eingliedern (nach Hess und Brezowsky). Bei den Großwetterlagen handelt es sich prinzipiell um ähnliche Wettersituationen in einer Region, die über mehrere Tage oder Wochen andauert. Die Druckgebilde bewegen sich in der Zeit in meridionaler (West-Ost, Ost-West), zonaler (Nord-Süd, Süd-Nord) oder in einer Richtung „dazwischen“ (gemischte Zirkulation). Entsprechend ihrer Eigenschaften lassen sich die Großwetterlagen in zyklonale (Z) oder antizyklonale (A) unterscheiden. So steht WA beispielsweise für Westlage, antizyklonal; SEZ für Südost, zyklonal. Je nach Richtung werden die Großwetterlagen noch in Großwettertypen klassifiziert bzw. zusammengefasst. So sind beispielsweise unter dem Großwettertyp „West“, die zyklonale, antizyklonale und südliche Westlage zusammengefasst. Europa wird von 29 verschiedenen Großwetterlagen beeinflusst, die je nach Herkunft der Luftmassen unterschiedliche Folgen für das Wetter haben können (vgl. GERSTENGARBE, 2005).

## Die Veränderung der Wetterlagen und mögliche Konsequenzen:

KÖPKE (2003) hat in einer Untersuchung zur UV-Strahlung in Bayern festgestellt, dass es zu einem Rückgang der Bewölkung gekommen ist, der sich seiner Meinung nach auf die Wetterlagen zurückzuführen lässt. Hintergrund ist hierbei, dass die Häufigkeit von feuchten Westlagen abgenommen hat und dafür trockene Ostlagen zugenommen haben. Dementsprechend verringert sich die Bewölkung, was in Bayern zu einer erhöhten Einstrahlung geführt haben könnte. Hierbei ist allerdings anzumerken, dass die Art der Bewölkung eine nicht unwesentliche Rolle einnimmt (siehe Kapitel 3.1.2.4). Die *Abbildungen 31* und *32* zeigen die Entwicklung ausgewählter Wetterlagen und deren Einfluss auf die Sommertemperatur in Karlsruhe. In der *Abbildung 31* ist u.a. der Rückgang der Westlage zyklonal (WZ) erkennbar, die im Normalfall feuchte atlantische Luft nach Mitteleuropa fördert. Auch die HM (Hoch Mitteleuropa) sowie die NWA (Nordwestlage, antizyklonal) haben im Laufe des Jahrhunderts abgenommen. Eindeutig zugenommen hat die Hochdruckbrücke Mitteleuropa (HM), bei der über ganz Mitteleuropa ein ausgedehntes Hochdruckgebiet liegt (vgl. GERSTENGARBE, 2005). Interessant dazu ist die *Abbildung 32*. Hier ist erkennbar, dass es zu einer generellen Häufung von Hochdrucklagen gekommen ist. Zu diesen zählen unter anderem das Hoch Mitteleuropa (HM), die Hochdruckbrücke Mitteleuropa (BM) und die antizyklonale Nordwestlage (NWA).

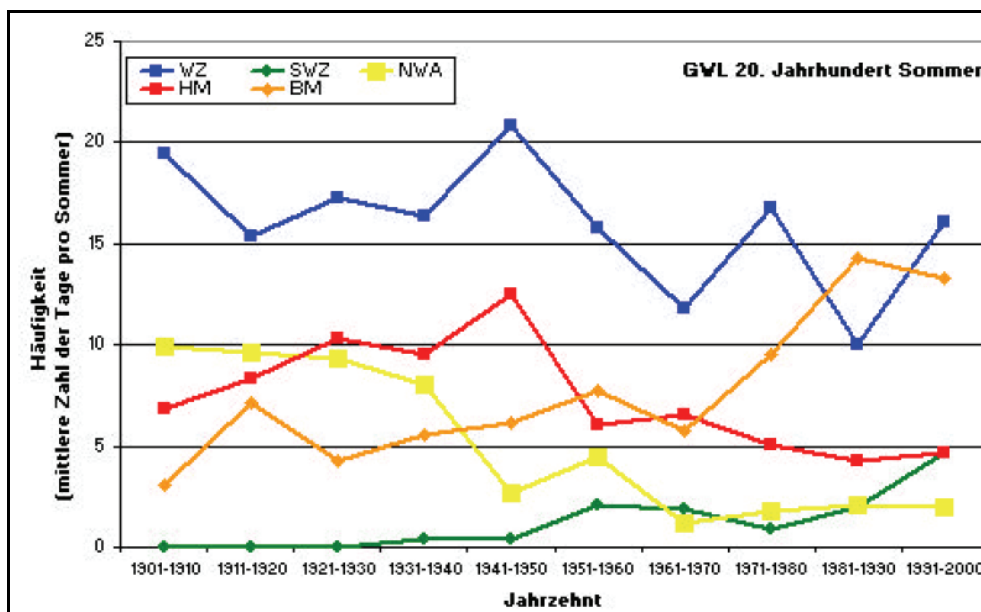


Abbildung 31: Dezennienhäufigkeit ausgewählter Wetterlagen im Sommer für das 20. Jahrhundert. Quelle: BISSOLLI, 2001.

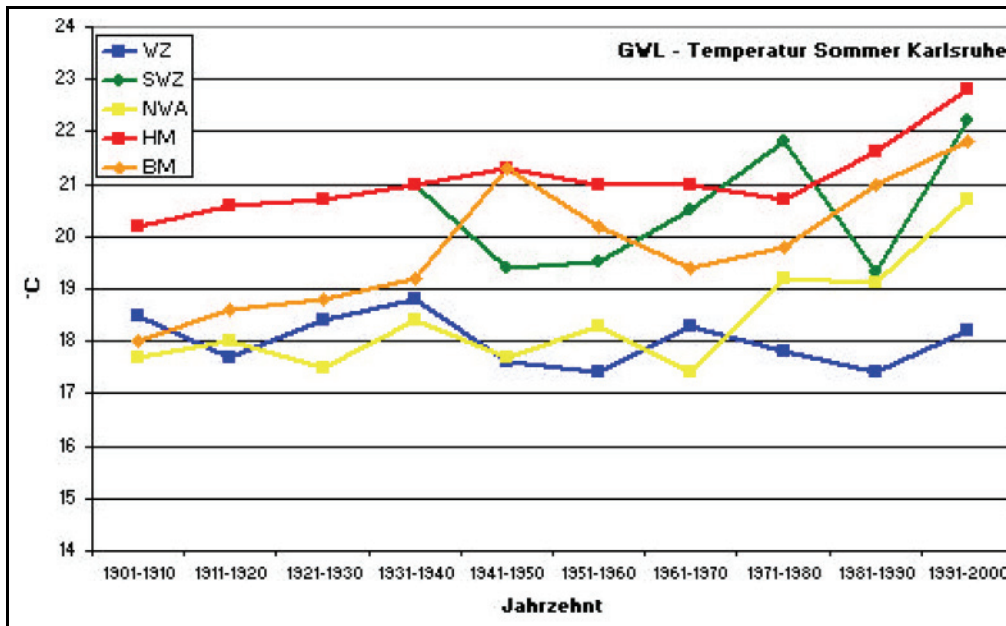


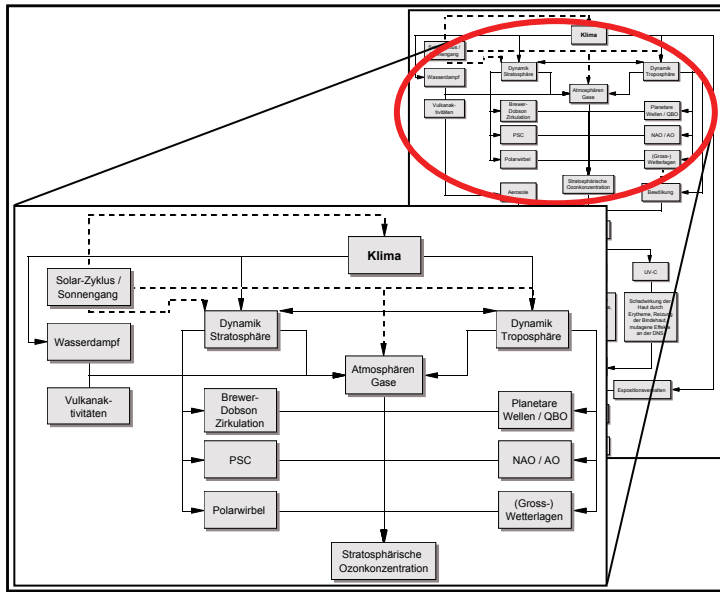
Abbildung 32: Dezennienmittelwerte (Tageswerte) der Lufttemperatur im Sommer für einzelne Großwetterlagen. Quelle: BISSOLLI, 2001.

Die Abbildungen haben anhand von Beispielen exemplarisch den Zusammenhang zwischen den Großwetterlagen und der Temperatur aufgezeigt. Dabei wurde auch deutlich, dass trotz der großen Variabilität von Großwetterlagen gewisse Tendenzen zu beobachten sind. Inwieweit sich diese Tendenzen bzw. Trends fortsetzen, müssen weitere Untersuchungen zeigen. Das häufigere Auftreten von Hochdruckwetterlagen zusammen mit einem Temperaturanstieg kann die Strahlungsexposition der Menschen erhöhen, da ein vermehrter Aufenthalt im Freien wahrscheinlicher wird. An dieser Stelle muss jedoch erwähnt werden, dass dies ein stark vereinfachtes „Szenario“ ist, da noch andere Faktoren (die Herkunft der Luftmassen, die Art der Bewölkung, etc.) eine Rolle spielen. So ist ein Temperaturanstieg auch nicht zwangsweise an Hochdruckwetterlagen gebunden, da diese physikalisch zwar eine Wolkenauflösung bedeuten, nicht aber automatisch eine Temperaturerhöhung.

## **Kernaussagen: Die Dynamik der Stratosphäre und Troposphäre als Einflussfaktor für die Ozonverteilung**

- Stabilere Schichtung der Stratosphäre im Gegensatz zur Troposphäre mit Folge eines stärker ausgeprägten meridionalen Luftmassenaustausches (Brewer-Dobson-Zirkulation) als grundlegender Verteilungsmechanismus für Ozon
- Beeinflussung der Quasi-Biennial Oscillation (QBO = zwei übereinanderliegende, quasi-permanente, erdumspannende Windregime) durch die Brewer-Dobson-Zirkulation
- Einfluss der QBO auf den Polarwirbel der winterlichen Stratosphäre, aber auch auf die Verteilung von Spurengasen oder troposphärische Zirkulationsindizes (z.B. NAO, AO)
- Stratosphärentemperatur wichtig für die Ausprägung des Polarwirbels und der Stärke des Ozonabbaus im Polarwirbel sowie für die Bildung von Polaren Stratosphärenwolken (PSC), die zum Ozonabbau beitragen
- Zusammenbruch des Polarwirbels durch steigende Temperaturen im Frühjahr, was mit Transport sehr ozonarmer Luftmassen nach Europa verbunden sein kann.
- Herkunft ozonarmer Luftmassen auch aus den äquatorialen Breiten (Streamer) durch atmosphärische Dynamik möglich
- Temperatur und Dicke der Ozonschicht sowie Ozonkonzentration in der Stratosphäre unter anderem beeinflusst durch Druckverhältnisse (Hoch- und Tiefdruckgebiete) in der Troposphäre
- Erwärmung der Troposphäre bewirkt Abkühlung der Stratosphäre
- Hochdruckgebiete in der Troposphäre bewirken Abnahme der Ozonkonzentration in der Stratosphäre
- Temporärer Einfluss troposphärischer Zirkulationsindizes (NAO, AO) und Großwetterlagen auf die Ozonkonzentration und auch auf den Polarwirbel (ausgeprägtes Islandtief fällt z.B. oft mit starkem Polarwirbel zusammen)
- Ozonkonzentration grundsätzlich durch chemische, wie auch durch dynamische Prozesse beeinflusst

## 2.5 Die Entwicklung der Ozonkonzentration unter dem Einfluss des Klimawandels



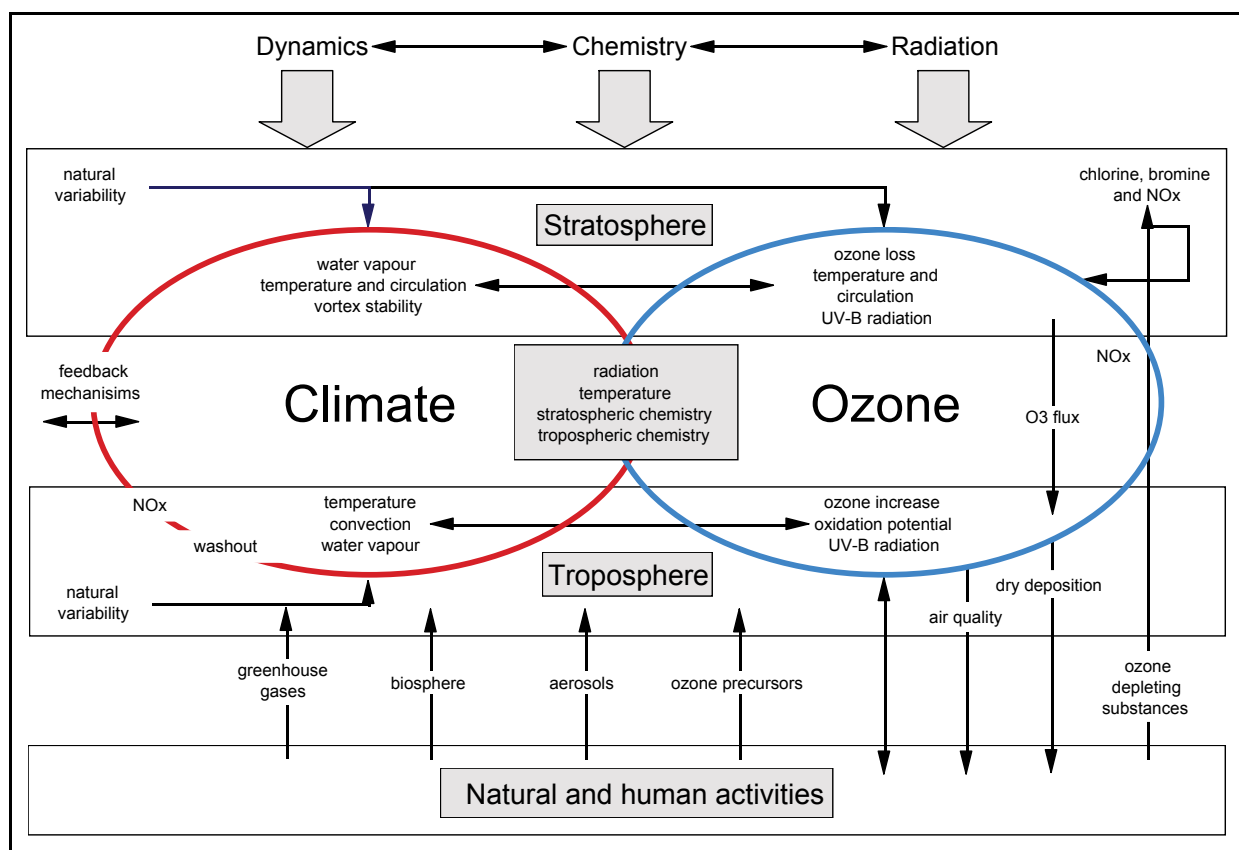
Im Kapitel 2.1 wird die Entwicklung des Klimas anhand von Modellrechnungen diskutiert. Spricht man von einer Klimaveränderung, so ist bei genauer Betrachtung die Veränderung einzelner meteorologischer Parameter gemeint. In den Kapiteln 2.2 – 2.4 wird der Zusammenhang zwischen dem Ozon und Parametern wie solarer Strahlung, Temperatur, Luftdruck und Tropopausenhöhe deutlich. Einhergehend mit einer Klimaänderung werden somit auch die das Ozon beeinflussenden Parameter verändert. Der Zusammenhang zwischen dem Klimawandel und dem Ozon wird erst in den letzten Jahren verstärkt diskutiert, da der Ozonabbau zuvor eher nur in Verbindung mit dem Eintrag von Fluorchlorkohlenwasserstoffen thematisiert worden ist. Es zeichnet sich ab, dass sich die Ozonschicht aufgrund des verminderten Eintrags ozonzerstörender Gase langsam erholt, allerdings kurzfristig geringe Ozonkonzentrationen (Low-Ozone Events, Mini-holes) verstärkt auftreten. Zudem wird deutlich, dass eine veränderte atmosphärische Dynamik (z.B. Streamer) die Ozonverteilung beeinflusst (am Beispiel der Größe, Lage und Geschlossenheit des Polarwirbels wird dies in Kapitel 2.4.1.4 bereits ersichtlich) und möglicherweise auch die Regeneration der Ozonschicht verzögert.

Dieses Kapitel erläutert den Zusammenhang bzw. die Wechselwirkungen zwischen dem Klimawandel und dem Ozon und stellt die Entwicklung des Ozons nach heutigem Stand der Wissenschaft dar.



## 2.5.1 Beispiele für die Wechselwirkung von Klima und Ozon

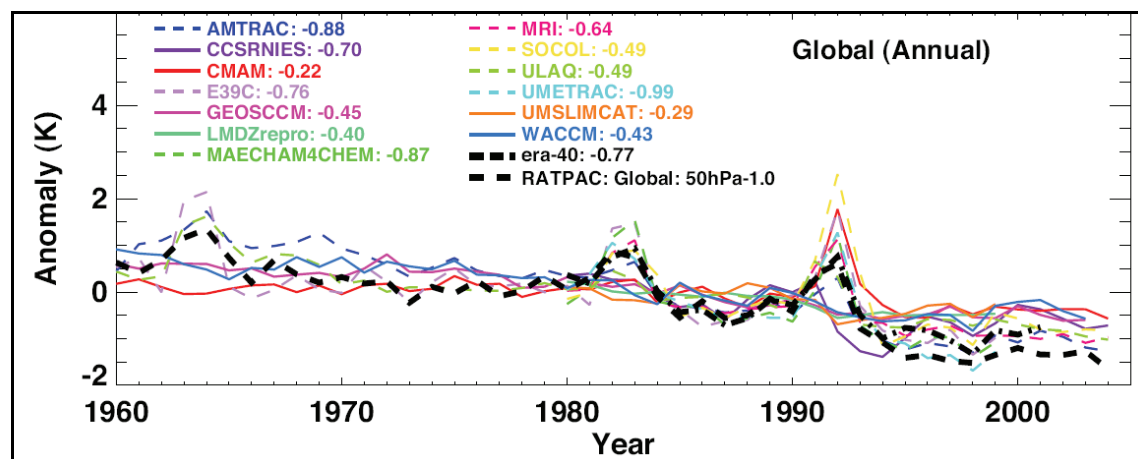
Die *Abbildung 33* gibt einen Überblick über die Zusammenhänge zwischen Klima und Ozon. Dabei resultieren die wesentlichen Wechselwirkungen aus der Dynamik, der Chemie und der Strahlung. Die Komplexität der Zusammenhänge ist gut erkennbar, eine Bilanz hinsichtlich der Ozonzerstörung und Ozonproduktion ist bislang allerdings nur ansatzweise möglich. So führen manche Prozesse zu einer Verlangsamung der Ozonregeneration, andere beschleunigen diese. Die Dynamik der Atmosphäre überlagert diese Prozesse insofern, da sie das Ozon in der Atmosphäre verteilt und beispielsweise ozonarme Luftmassen aus den polaren oder äquatorialen Breiten (Streamer) nach Mitteleuropa fördert. Vorweg sei gesagt, dass eine eindeutige Antwort auf die Frage, ob der Klimawandel die Ozonzerstörung verstärkt, an dieser Stelle nicht gegeben werden kann. Stattdessen werden die wesentlichen Prozesse aufgezeigt und aktuelle Forschungsergebnisse diesbezüglich vorgestellt.



*Abbildung 33: Schematische Darstellung des Zusammenhanges zwischen Klima und Ozon. Quelle: modifiziert nach MCKENZIE et al., 2006.*

Im Folgenden wird beschrieben, wie klimatische Einflüsse in Wechselwirkung mit dem Ozon stehen können. Im Vordergrund sind dabei die beobachtete Abkühlung der Stratosphäre, der Einfluss von Wasserdampf und Treibhausgasen sowie der Polarwirbel und die PSCs.

In der *Abbildung 34* ist die Entwicklung der Abweichung der mittleren Stratosphärentemperatur (global) im 50 hPa-Niveau seit 1960 zu erkennen. Bei den Daten handelt es sich um Reanalysen von CCM's (Chemistry-Climate Models) mit einem Referenzzeitraum von 1980 – 1989 und um beobachtete Daten (RATPAC). Es zeigt sich eine langfristige Abnahme der Stratosphärentemperatur, unterbrochen von Vulkanereignissen (z.B. Pinatubo, 1991), die in ihrem Temperatureinfluss in den Berechnungen allerdings etwas überschätzt werden (BALDWIN und DAMERIS, 2006).

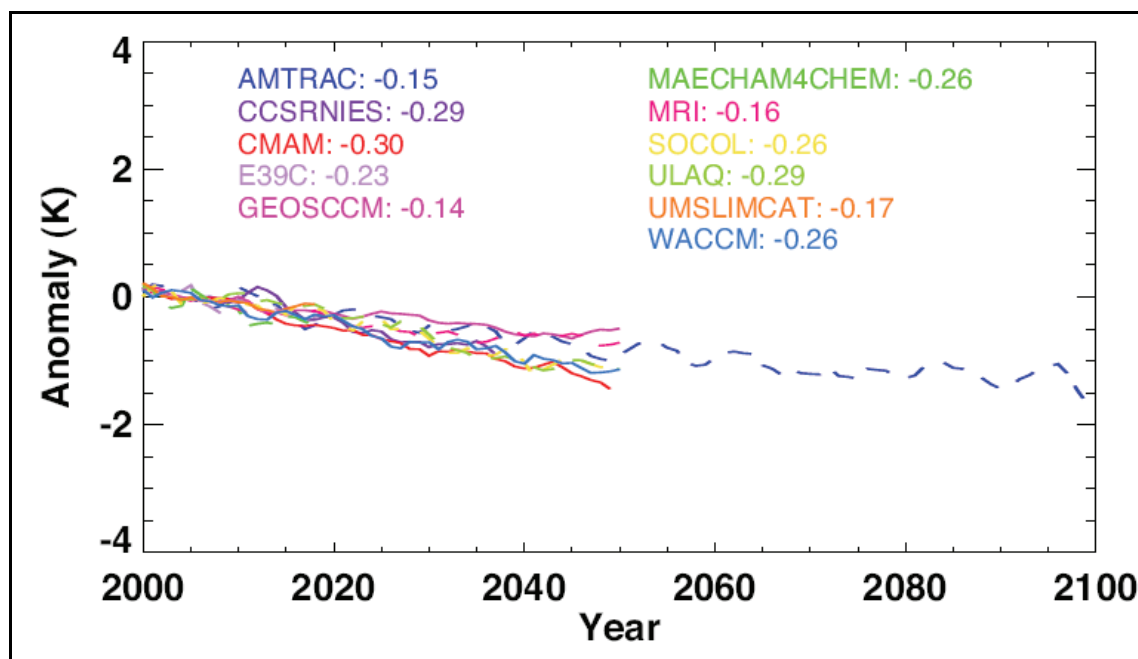


*Abbildung 34: Zeitreihe der globalen jährlichen Temperaturanomalie (K) für das 50 hPa-Niveau auf Grundlage von REF1(20. Jahrhundert) CCM Simulationen und Beobachtungen (ECWMF- und ERA-40 Reanalysen und Radiosondenbeobachtungen, RATPAC). Quelle: BALDWIN und DAMERIS, 2006.*

Die Abkühlung der Stratosphäre hat mehrere Ursachen. Zum einen spielt die Hebung der Tropopause eine Rolle, die auf der klimatisch bedingten Erwärmung der Troposphäre basiert. Im Gegenzug zur Troposphärenenerwärmung tritt eine Stratosphärenabkühlung ein, die sich gut mit dem Verlauf des Temperaturgradienten der Atmosphäre erklären lässt. Zum anderen tritt eine Abkühlung durch den Ozonabbau während der letzten Jahrzehnte ein, da weniger kurzwellige Strahlung durch Ozon absorbiert und damit automatisch weniger Wärmeenergie durch die Absorption freigesetzt wird. Ein dritter und wichtiger Aspekt liegt im Eintrag von Treibhausgasen, da die Treibhausgase die Strahlungsbilanz der Troposphäre und Stratosphäre beeinflussen. In der Troposphäre absorbieren sie die ausgehende langwellige bzw. infrarote Strahlung (IR), die zur Erwärmung führt (Treibhauseffekt). In der Stratosphäre ist dies allerdings nicht so, denn der verstärkte Eintrag von Treibhausgasen führt zu einer Abkühlung, da sie mehr langwellige Strahlung emittieren als absorbieren.

OINAS et al. (2001) gehen insgesamt von einer Abkühlung von 2 K für die letzten Dekaden in 30 – 60 km Höhe aus. Die mittlere globale Abkühlung bewegt sich nach etwas präziseren Angaben von BALDWIN und DAMERIS (2006) in einer Größenordnung von 0,5 K pro Dekade bezogen auf einen Zeitraum von 1979 – 2005, wobei Einzelereignisse

(Abbildung 34) den Trend kurzzeitig unterbrechen. Der größte Anteil der Abkühlung wird dem stratosphärischen Ozonverlust zugerechnet. Die Entwicklung der Abkühlung für die nächsten Dekaden ist wichtig, um die Ergebnisse in die Ozonprognosen einfließen lassen zu können. Die *Abbildung 35* zeigt den von AOGCM's (Coupled Ocean-Atmospheric General Circulation Model) und CCM's modellierten Verlauf für das A1B-Szenario. Je nach Modell und verwendetem Szenario konnte eine weitere Abkühlung von 0,14 K bis 0,30 K pro Dekade für das 50hPa-Niveau berechnet werden.



*Abbildung 35: Zeitreihe der globalen jährlichen Temperaturanomalie auf dem 50 hPa-Niveau auf Grundlage von REF2 (21. Jahrhundert) CCM Simulationen. Die Berechnungen basieren auf dem A1B-Szenario des IPCC, 2001. Quelle: BALDWIN und DAMERIS, 2006.*

Erwähnt werden muss aber, dass dies ein globaler Mittelwert ist, der räumlichen Schwankungen (geographische Länge und Breite, Höhe) unterliegt. Nach REX et al. (2004) kann für jedes Kelvin Abkühlung der arktischen Winterstratosphäre eine Abnahme der Ozonkonzentration um 15 DU beobachtet werden; ein dreimal höherer Wert, als von Modellen berechnet. Diese Stratosphärenabkühlung verlangsamt die Gasphasenchemie, so dass die photochemischen Prozesse langsamer ablaufen und die Ozonzerstörung verringert wird. Dies trifft allerdings nicht auf die polare Stratosphäre zu, denn hier begünstigt die Temperaturabnahme die Bildung von PSCs und somit auch die Zunahme der Ozonzerstörung in Arktis und Antarktis (vgl. CLAUDE et al., 2006b).

In Anlehnung an die *Abbildung 35* zeigt die *Abbildung 36* die Häufigkeit der meteorologischen Bedingungen für die Bildung von PSCs über der Station Sodankylä (Nordfinnland). Zu erkennen ist die Zunahme dieser vor allem im Februar. Im Jahr 2005 ist an 80 % aller Tage die Bildung von PSCs möglich. Diese Entwicklung ist nach DAMERIS et

al. (2007) vermutlich auf die langfristige Abnahme der mittleren Temperatur in der unteren Stratosphäre als Folge des Treibhauseffektes zurückzuführen.

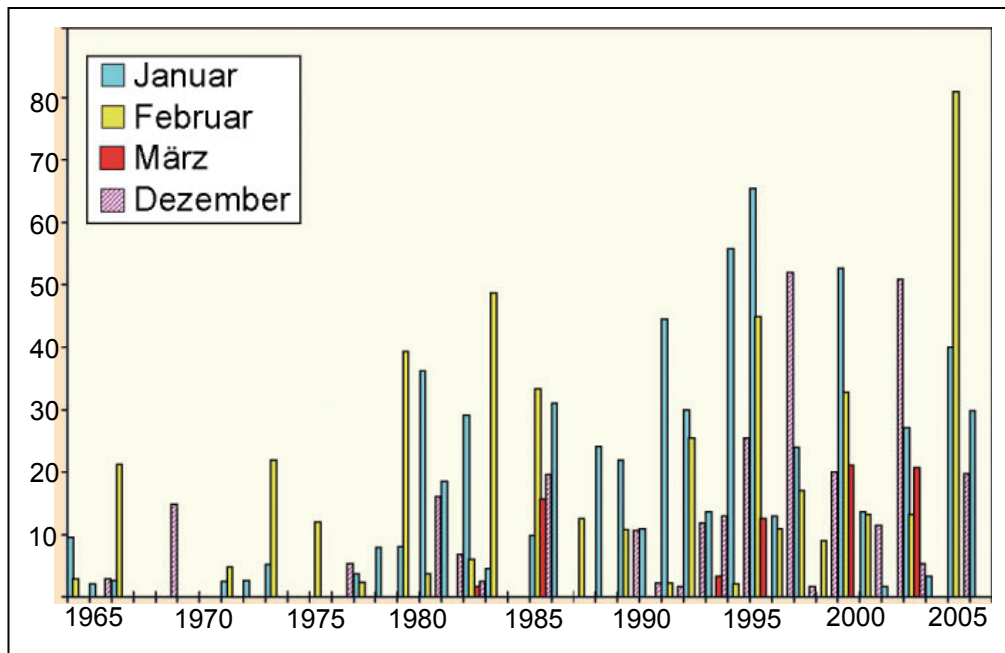


Abbildung 36: Häufigkeit der notwendigen meteorologischen Bedingungen zur Bildung von PSC-Teilchen in den Wintermonaten über der Station Sodankylä in Nordfinnland. Quelle: modifiziert nach DAMERIS et al., 2007.

Sollte der Treibhauseffekt nicht gedämpft werden können, steigt nach Meinung des Autors das Potential für eine Stabilisierung des Polarwirbels und damit verbunden eine häufigere Bildung von PSCs und verstärkter Ozonabbau in der Arktis. Dieser Umstand ist für Europa von Bedeutung, da mit der Auflösung des Polarwirbels im Frühjahr polare Luftmassen nach Europa gelangen können. Nimmt die Ozonzerstörung während der Wintermonate aufgrund der PSCs zu, so steigt auch die Wahrscheinlichkeit, dass Europa zunehmend von Ozonniedrigereignissen (LOEs) bzw. Ozonminilöchern (OMs) betroffen ist, die ihren Ursprung in der Arktis haben. Aber auch PSCs an sich können in Extremfällen im Mittelmeerraum vorkommen. Dieser Umstand wurde von KECKHUT et al. (2007) zum ersten Mal im Januar 2006 beobachtet. Zum Zeitpunkt (major midwinter warming) dieser Beobachtung war der Polarwirbel in seiner Ausprägung und Lage gestört, so dass sich in Verbindung mit einer sehr kalten Stratosphäre die PSC ausbilden konnte. Inwieweit dies eine Ausnahme bleibt, lässt sich nicht beantworten, zumal die Konsequenz einer einzelnen PSC gering ist. Der Vorgang macht aber deutlich, wie weit sich PSCs räumlich ausbreiten können. PSCs können auch im Zusammenhang mit LOEs und OMs eine Rolle spielen. LOEs bzw. OMs sind für die klimatisch bedingte Variabilität des Ozons und folglich der UV-Strahlung in den mittleren Breiten der Nordhemisphäre von besonderer Bedeutung.

LOEs und OMs sind starke Ozonverluste über eine im Vergleich zum „Ozonloch“ eher kleine Fläche. Der Schwellenwert, nach dem solche Ereignisse definiert werden, ist nicht einheitlich festgelegt, zumal dieser auch in Abhängigkeit von den natürlichen saisonalen Ozonschwankungen steht. So können beispielsweise 220 DU im Oktober als schwaches Ereignis, im März als starkes Ereignis definiert werden. Insofern ist bei der Festlegung des Schwellenwertes nach JAMES (1998) die jahreszeitliche Variabilität zu berücksichtigen. Dennoch werden seitens vieler Autoren Richtwerte definiert. KRÜGER (2008) gibt als Richtwert für OMs 200 DU an; für LOEs liegt der Schwellenwert etwas oberhalb der 200 DU. BOJKOV und BALIS (2001) definieren ein OM mit einem festen Schwellenwert von 220 DU bei einer Größe von 500.000 km<sup>2</sup>. Die verschiedenen Schwellenwerte sind im Falle eines Vergleichs von Untersuchungen (z.B. REID et al., (2000) und JAMES, (1998)) zu berücksichtigen.

Die durchschnittliche Dauer von Ozonminilöchern liegt nach STENKE und GREWE (2003) bei etwa 3 Tagen; nach SEMANE et al. (2002) bis zu 5 Tage. Insbesondere im Frühjahr treten LOEs bzw. OMs häufig auf, da zum einen die Atmosphäre zu dieser Zeit eine hohe Dynamik besitzt und zum anderen die Differenz der Ozonkonzentration zwischen den subtropischen Luftmassen und denen in den höheren Breiten am größten ist (JAMES, 1998). Die Begriffsfindung „Ozone mini-holes“ geht auf NEWMAN et al. (1988) zurück, um diese Ereignisse vom antarktischen Ozonloch unterscheiden zu können. Der wesentliche Prozess, der zur Ausbildung von OMs führt, ist die Advektion warmer, subtropischer Luft in der Tropopause im Zusammenhang mit dem Brechen von Wellen. Häufig spielt die Advektion polarer, ozonarmer Luftmassen eine ebenso bedeutende Rolle (Verschiebung des stratosphärischen Polarwirbels (KRÜGER, 2008)), die zu den regional niedrigen Ozonwerten beiträgt (BRÖNNIMANN und HOOD, 2003). Stark ausgeprägte OMs werden häufig mit stark gestörten Zirkulationsmustern in der Stratosphäre beobachtet, wobei OMs besonders häufig während einer stratosphärischen Erwärmung beobachtet werden konnten. Solche Erwärmungen führen meist im Frühjahr zur Instabilität des Polarwirbels, was ein starkes Abweichen seiner eigentlichen Position um den Pol bedeuten kann. Üblicherweise verlagert sich seine Position in Richtung Nordost-Europa oder Sibirien, manchmal auch gen Kanada (vgl. JAMES et al., 2000). Diese Abweichungen können beträchtlich sein, so dass die ozonarmen Luftmassen im Inneren des Polarwirbels entsprechend in Richtung Süden transportiert werden. Oftmals ist die Luft im Polarwirbel trotz seiner Verlagerung noch so kalt, dass PSCs gebildet werden können, was das Auftreten von PSCs in den mittleren Breiten erklärt. Wichtig ist, dass LOEs und OMs überwiegend direkt aufgrund dynamischer Prozesse entstehen (nach RIEDER et al., 2009

insbesondere in Europa) und sehr selten indirekt durch chemische Ozonverluste. Damit ist gemeint, dass zwar chemische Ozonverluste die Ursache für ozonarme Luftmassen sein können, der Transport, der zur Ausbildung eines LOEs bzw. OMs führt, aber dynamisch verläuft. Die Häufigkeit der OM-Ereignisse hat in den letzten zwei Dekaden über dem europäisch-atlantischen Sektor zugenommen (BRÖNNIMANN und HOOD, 2004; STENKE und GREWE, 2003). Dies ist in erster Linie auf eine lokale Veränderung der atmosphärischen Dynamik (beispielsweise aufgrund der NAO) oder auf einen veränderten stratosphärischen Transport mit daraus resultierenden geringen Ozonwerten (z.B. Luftmassen aus Polarwirbel oder niederen Breiten) zurückzuführen (vgl. BRÖNNIMANN und HOOD, 2004; REID et al., 2000). Hinsichtlich des Zusammenhangs mit der NAO konnten ORSOLINI und LIMPASUVAN (2001) zeigen, dass die Häufigkeit der OMs mit der Phase des NAO zusammenhängt. Befindet sich der NAO in einer positiven Phase, so nimmt auch die Häufigkeit von OMs über dem europäisch-atlantischen Sektor zu. Im Januar 2006 ist ein LOE aufgetreten, das für Mitteleuropa von Bedeutung war. Im Folgenden wird dieses Ereignis als Beispiel erläutert, um zu zeigen, wie solch ein LOE entstehen kann. Dabei wird deutlich, dass sich dynamische und chemische Prozesse auch überlagern können.

#### **Das Low Ozone Event im Januar 2006:**

Während des LOEs im Januar 2006 wurden extrem niedrige Ozonwerte von 177 DU über England beobachtet. Das Ereignis geht auf zwei Prozesse zurück. Zum einen auf eine Antizyklone (Hochdruckgebiet) in der oberen Troposphäre bzw. unteren Stratosphäre und der damit verbundenen Hebung der Tropopause, die für einen höheren ozonarmen Anteil externer troposphärischer Luft sorgte. Zum anderen kam es zur Verlagerung des Polarwirbels (und damit den ozonarmen Luftmassen im Inneren des Polarwirbels) nach Mitteleuropa aufgrund eines Minor Stratospheric Warming Mitte Januar, der am 21. Januar in ein Major Stratospheric Warming überging und dem Vorhandensein von PSCs, die den chemischen Ozonabbau beeinflusst haben. Das heißt, dass es im 10 hPa-Niveau zwischen 60° N und dem Pol zu einem umgekehrten Temperaturgradienten (Temperaturzunahme) gekommen ist. Beide Prozesse überlagerten sich in der Zeit vom 15. – 20. Januar 2006. Die *Abbildung 37* zeigt die raumzeitliche Entwicklung der Ozonkonzentration zwischen dem 16. Januar und dem 19. Januar 2006, die zum LOE führte. Zu erkennen ist die Entwicklung der Ozonkonzentration innerhalb von vier Tagen. Sind am 16. Januar noch zwei Regionen mit geringen Ozonkonzentrationen (< 300 DU) erkennbar (Island, Skandinavien), was zunächst auf zwei Prozesse hinweist, so ist es am

18. und 19. Januar nur noch eine Region, dafür aber mit sehr niedrigen Werten ( $< 200$  DU). Das Zentrum lag über England und Nordfrankreich, wo Werte von 177 DU gemessen wurden. Anhand der geopotentiellen Höhe und dem PV konnte nachgewiesen werden, dass die Position des Polarwirbels etwa gleich der der niedrigsten Ozonkonzentration ist (vgl. KEIL et al., 2007).

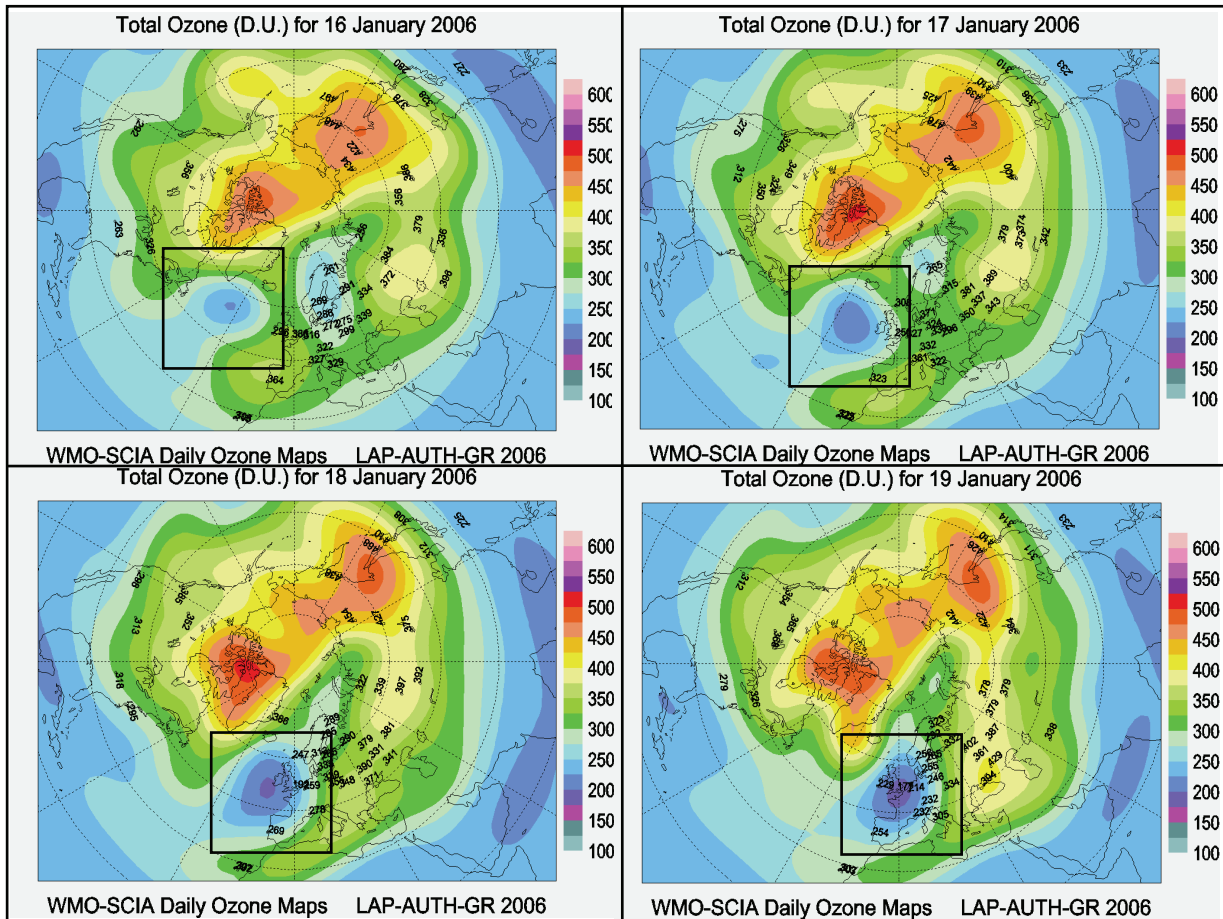


Abbildung 37: Raumzeitliche Entwicklung der Ozonkonzentration (DU) vom 16. – 19. Januar 2006. Quelle: WMO, 2008.

Die *Abbildung 38* zeigt das Vorhandensein von PSCs während des gleichen Zeitraumes. Im Vergleich mit der *Abbildung 37* ist gut erkennbar, dass das Auftreten der PSCs räumlich mit dem Polarwirbel übereinstimmt, was einerseits ein Hinweis auf das Vorhandensein des Polarwirbels ist, andererseits – trotz der stratosphärischen Erwärmung – noch auf sehr geringe Temperaturen im Inneren des Wirbels hindeutet. Am 18. Januar wurde über den Britischen Inseln Werte von 195 K gemessen (vgl. KEIL et al., 2007). Es ist davon auszugehen, dass das Vorkommen der PSCs zu den niedrigen Ozonwerten beigetragen hat. In Kapitel 5.4.3 wird anhand eines weiteren Beispiels ein LOE-Ereignis auch im Hinblick auf die Strahlungsveränderung diskutiert.

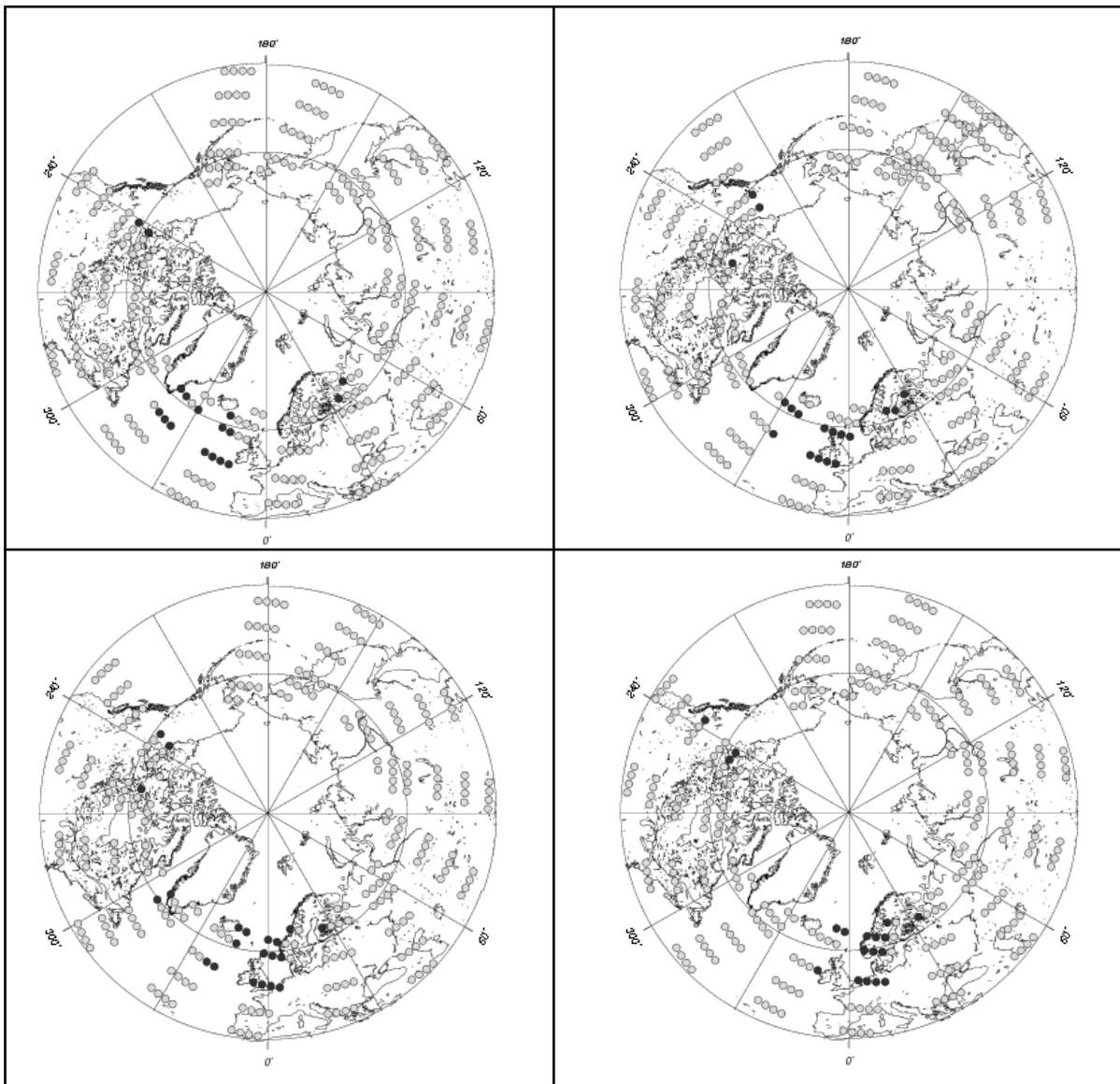


Abbildung 38: Beobachtetes Vorkommen von PSC (schwarzer Punkt) zwischen dem 16. – 19. Januar 2006. (links oben, 16.1.; rechts oben 17.1.; links unten 18.1.; rechts unten, 19.1. Quelle: IUP-Bremen, 2008.

## 2.5.2 Die Entwicklung der Ozonkonzentration in der Zukunft

Die vorhergehenden Kapitel haben gezeigt, dass die Prozesse die den Ozonkreislauf bzw. die Ozonerstörung und die Ozonverteilung steuern, aufgrund ihrer gegenseitigen Beeinflussung sehr vielfältig und komplex sind. Diese Tatsache ist aber auch auf den Klimawandel zurückzuführen, denn erst im letzten Jahrzehnt wurde aufgrund der chemischen, dynamischen und strahlungsphysikalischen Rückkopplungen deutlich, dass der Ozonhaushalt deutlich enger mit dem Treibhauseffekt in Verbindung steht als bislang angenommen (vgl. SHINDELL und GREWE, 2002; HARTMANN et al., 2000). So konnte nach WINKLER (2003) beispielsweise 30 % des stratosphärischen Ozonverlustes auf den langfristigen Anstieg der Tropopause zurückgeführt und zudem eine (globale) Zunahme von Streamern modelliert werden – beides Faktoren klimatischer Veränderungen.



EYRING et al. (2007) haben in einer Untersuchung 11 gekoppelte Chemistry-Climate Modelle (CCM) verglichen, die das stratosphärische Ozon bis 2100 simulieren (Abbildung 39). Die Simulationsläufe wurden unter der Annahme einer fortlaufenden Abkühlung der Stratosphäre über die nächsten 50 Jahre (0,25 K/Jahrzehnt auf dem 50-hPa Niveau) sowie unter Berücksichtigung des A1B-Szenarios (SRES) durchgeführt.

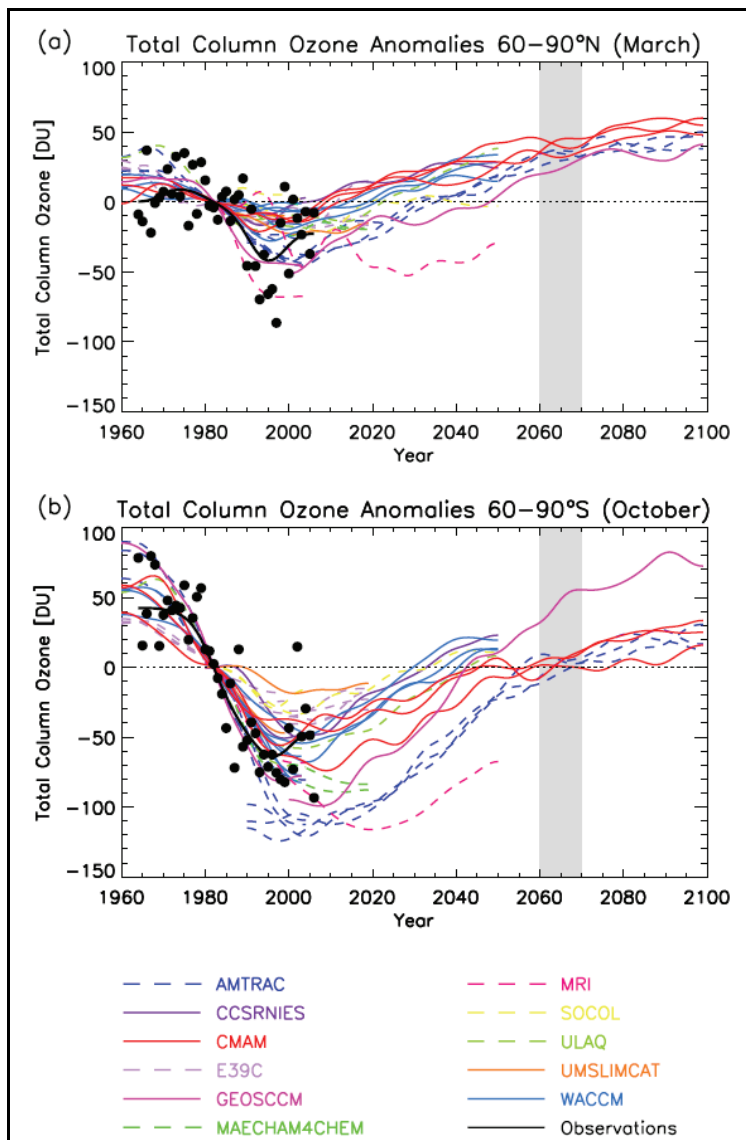


Abbildung 39: Von 11 CCM's modellierte (farbige Linien) Ozonanomalie bis 2100. a) März 60 – 90°N, b) Oktober 60 – 90°S. Referenzzeitraum ist das Mittel der Jahre 1980 – 1984. Grauer Balken zeigt den Zeitraum, in dem die Ozonwerte von vor 1980 erreicht werden. Quelle: EYRING et al., 2007.

Neben der Temperaturentwicklung wurde auch der zunehmende Wasserdampf in der Atmosphäre berücksichtigt, da dieser die Bildung von Hydroxyradikalen ( $\text{HO}_x$ ) begünstigt, die den Ozonabbau in der Stratosphäre sowie die Bildung von PSCs verstärken. So konnte in Modellsimulationen festgestellt werden, dass eine Zunahme von 1 ppmv Wasserdampf in der Stratosphäre zu einer Zunahme von  $\text{HO}_x$  zwischen 5 – 10 % in der unteren Stratosphäre führt (BALDWIN und DAMERIS, 2006). Unter der Annahme einer weiteren Stratosphärenabkühlung aufgrund des fortlaufenden Eintrags von

Treibhausgasen, der Zunahme von Wasserdampf und der Abnahme ozonzerstörender Substanzen (seit den 1980er Jahren) ist mit einer Regeneration des stratosphärischen Ozons auf Werte von vor 1980 zwischen den Jahren 2035 und 2050 zu rechnen. Es gibt jedoch deutliche Unterschiede zwischen den Hemisphären, die nach WAUGH et al. (2009) in der Diskussion um den Einfluss des Klimawandels auf die Regeneration des stratosphärischen Ozons berücksichtigt werden müssen. Nach Untersuchungen der Autoren erholt sich das stratosphärische Ozon beispielweise in den mittleren Breiten der Nordhemisphäre bis etwa 2040 (Referenzwert 1960), in den Tropen aber erst bis zum Ende des 21. Jahrhunderts. Übereinstimmend zeigen die Ergebnisse zahlreicher Untersuchungen eine Erholung der stratosphärischen Ozonkonzentration, obwohl diese nach Aussagen der Autoren mit großer Vorsicht zu betrachten sind. Grund sind Unsicherheiten, die direkt in den Modellen, in Rückkopplungen der Atmosphärenchemie im Zusammenhang mit dem Klima oder auch in der Beeinflussung des stratosphärischen Ozons durch die atmosphärische Dynamik liegen. Hinzu kommen Wechselwirkungen zwischen den Treibhausgasen, der solaren Strahlung und dem Ozon, die die Prognosen bis 2100 erschweren (vgl. EYRING et al., 2007; MCKENZIE et al., 2006). Auch sei hier auf die Tatsache hingewiesen, dass nicht nur das Klima die Ozonkonzentration beeinflusst, sondern dies auch andersherum der Fall ist, wenn es nämlich zur Erwärmung durch die Absorption von Strahlung durch Ozon kommt. Zudem muss daran erinnert werden, dass das stratosphärische Ozon auch durch dynamische Prozesse (z.B. NAO) beeinflusst wird, die wiederum dem Klimawandel unterliegen und somit allein die Betrachtung der Veränderung von (chemischen) Prozessen in der Stratosphäre nicht ausreicht. Eine interessante Untersuchung haben JIANG et al. (2007) durchgeführt. Die Autoren haben die Veränderung der Brewer-Dobson Zirkulation unter sich verändernden CO<sub>2</sub>-Konzentrationen untersucht und festgestellt, dass sich die Zirkulation bei doppeltem CO<sub>2</sub> verstärkt. Die Folge ist eine Ozonzunahme von 7 DU in den hohen Breiten der Nordhemisphäre und 3,5 DU in der Südhemisphäre sowie eine Abnahme in den niederen bzw. äquatorialen Breiten. Dieser Prozess könnte die Regeneration des Ozons in den hohen Breiten positiv beeinflussen.

Inwieweit die Erholung der Ozonschicht bereits eingesetzt hat, kann letztlich nicht beantwortet werden, da – wie gesehen – eine Vielzahl von Einflüssen diese Prozesse lenken. So wird der beobachtete Anstieg der Ozonkonzentration kontrovers diskutiert, da ihn manche der Erholung der Ozonschicht zuschreiben, andere ihn auf die sich ändernde Sonnenaktivität oder auf die sich ändernden dynamischen Vorgänge in der Atmosphäre zurückführen. Auch von CLAUDE et al. (2006b) wurde die Frage der Nachhaltigkeit dieses

Prozesses aufgeworfen, da der beobachtete Anstieg der Ozonkonzentration über dem meteorologischen Observatorium Hohenpeißenberg bereits in der Vergangenheit großen Schwankungen (z.B. durch Vulkanaktivitäten) unterlag. Zudem weisen die Autoren auf den Klimawandel hin, der sich sowohl positiv als auch negativ auf das Ozon auswirken kann. Inwieweit sich der Klimawandel auf die Erholung der Ozonschicht auswirkt, beschreiben DAMERIS et al. (2007). Dabei gehen die Autoren von einer schnelleren Erholung des stratosphärischen Ozons durch den Klimawandel im globalen Mittel aus, da sich bei verringerten Temperaturen in der mittleren und oberen Stratosphäre die Ozon abbauenden Gasphasenreaktionen verlangsamen und die Ozonkonzentration dort zunimmt. Dies trifft allerdings nicht auf die polare Stratosphäre zu, die zwar unter globaler Betrachtung eine untergeordnete Rolle spielt, wie aber am Beispiel der LOE über den Britischen Inseln deutlich wurde, für Europa eine große Bedeutung hat. Zudem ist eine verzögerte Regeneration der antarktischen Ozonschicht aufgrund der Stratosphärenabkühlung durch den Treibhauseffekt denkbar (DAMERIS, 2005). Auf diese Möglichkeit hat auch WEISSER (2003) hingewiesen, da seiner Meinung nach die abnehmende Stratosphärentemperatur die Stabilität und Andauer des Polarwirbels dahingehend beeinflusst, dass mehr PSCs entstehen, die den Ozonabbau fördern und damit die Regeneration des polaren stratosphärischen Ozons verzögern.

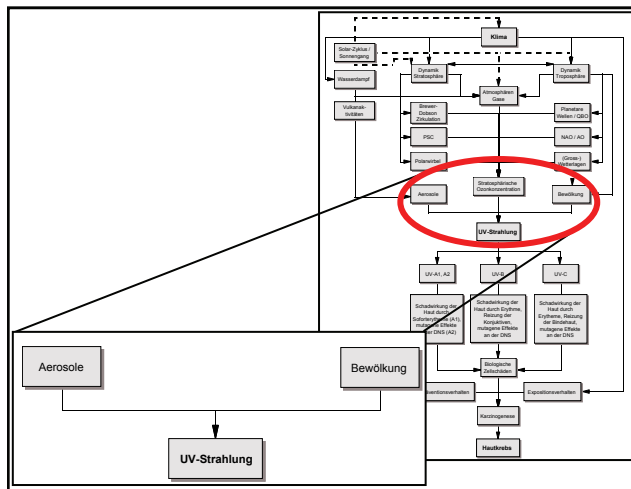
Letztlich sind die Einflüsse des Klimawandels auf die Ozonkonzentration noch unzureichend erforscht, zumal die Auswirkungen lokal entgegengesetzt sein können. Beispielsweise sehen HU und FU (2009) einen positiven Effekt im Klimawandel, der die Ausprägung des antarktischen Polarwirbels reduziert, das Vorkommen von PSCs verringert und somit den stratosphärischen Ozonabbau (Ozonloch) in der Antarktis senkt. In wieweit dies wirklich zutrifft, kann an dieser Stelle nicht beurteilt werden.

Unumstritten ist jedoch, dass in der Zukunft vermutlich weniger das „Ozonloch“ eine Rolle spielen wird, sondern eher lokale, temporäre Ereignisse wie das Auftreten von Streamern, LOEs, OMs, (RIEDER, H.E.; STAEHELIN, J.; MAEDER, J.A. (2009) PSCs oder Hochdruckwetterlagen in Verbindung mit ozonarmen Luftmassen. LI et al. (2009) betonen, dass Veränderungen der atmosphärischen Dynamik (z.B. Brewer-Dobson Zirkulation) und damit die Ozonverteilung in Zukunft eine immer größere Rolle einnehmen wird. Von zunehmender Bedeutung wird auch der Einfluss des Wasserdampfes sein (STENKE, 2005; SHINDELL und GREWE, 2002), da dieser den HOx-Zyklus fördert. Unabhängig von der Ursache, ist jedoch auch in Zukunft von einer ausgedünnten Ozonschicht und hoher UV-Strahlung auszugehen (CLAUDE et al., 2006b).

## **Kernaussagen: Die Entwicklung der Ozonkonzentration unter dem Einfluss des Klimawandels**

- Abkühlung der Stratosphäre durch Hebung der Tropopause (Erwärmung der Troposphäre durch klimatische Änderungen) und verstärkter Abbau von Ozon während der letzten Jahrzehnte (weniger Absorption von Strahlung)
- Aufgrund der Abkühlung begünstigende Bedingungen zur Ausbildung vom Polarwirbel und Polaren Stratosphärenwolken (PSC) mit Förderung des Ozonabbaus in polaren Regionen
- Bedeutung einer zunehmenden Wasserdampfkonzentration für den Ozonkreislauf (verstärkter Ozonabbau durch HO<sub>x</sub>-Zyklus)
- Zunahme von Streamer und damit Transport ozonarmer Luftmassen in die mittleren Breiten (verstärktes Auftreten von LOEs und OMs)
- Verstärkung der Brewer-Dobson Zirkulation und damit Zunahme der Ozonkonzentration in den hohen Breiten (Abnahme in den niederen bzw. äquatorialen) bei einem wachsenden CO<sub>2</sub>-Gehalt
- Regeneration des stratosphärischen Ozons vermutlich Mitte des 21. Jahrhunderts; unterliegt jedoch regionalen Unterschieden
- Unsicherheit bei der Auswirkung von Treibhausgasen und Klimawandel auf den Ozonkreislauf; verzögerte Regeneration des stratosphärischen Ozons wird vermutet
- Unsicherheit bei den Einflüssen veränderter dynamischer Prozesse (z.B. NAO) auf die Ozonverteilung
- Zukünftige Bedeutung betrifft weniger das „Ozonloch“, sondern eher lokale, temporäre Ereignisse (OM, LOEs) oder Hochdruckwetterlagen in Verbindung mit ozonarmen Luftmassen

## 2.6 Die Aerosole und die Bewölkung als strahlungsbeeinflussende Faktoren



Aerosole und vor allem Wolken sind wichtige strahlungsbeeinflussende Faktoren. Grundlegende Eigenschaften von Aerosolen und Wolken werden in den Kapiteln 2.6.1 und 2.6.2 aufgezeigt, bevor in Kapitel 3.0 speziell ihre Wirkung auf die UV-Strahlung diskutiert wird.

### 2.6.1 Die Aerosole

„Aerosol“ bedeutet wörtlich „in der Luft gelöst“ und bezeichnet das Gemisch aus Partikeln und dem suspendierenden Medium Luft. Aerosol ist in der Regel ein Sammelbegriff für die festen und flüssigen Stoffe, die sich in der Atmosphäre aufhalten. Den Aerosolen kommt im irdischen Geschehen eine universelle Bedeutung zu, da sie einen sehr wichtigen Einfluss auf die Absorption, Emittierung und Streuung von Strahlung und auf alle dem Wasserkreislauf verbundenen Erscheinungen wie Wetter und Klima, Strahlungs- und Wärmehaushalt sowie der Verwitterung haben. Vor allem die Wechselwirkung zwischen den Aerosolen und dem Klima ist Gegenstand zahlreicher wissenschaftlicher Untersuchungen, denn die Aerosole können – je nach Partikeleigenschaften – sowohl zu einer Erwärmung als auch zu einer Abkühlung führen. Zudem haben sie einen wesentlichen Einfluss auf die Wolkenbildung, da die Partikel als Wolkenkondensationskerne dienen und sich somit indirekt auf das Klima auswirken können. Die direkten und indirekten Einflüsse der Aerosole auf das Klima sowie ihre stofflichen Zusammensetzungen und den damit verbundenen Auswirkungen auf die Atmosphärenchemie beispielsweise, sind bislang nur unzureichend verstanden (vgl. SCHNELLE-KREIS et al., 2007). Bevor das Absorptionsverhalten diskutiert wird, werden grundlegende Eigenschaften der Aerosole kurz beschrieben.

Die physikalischen Eigenschaften von Aerosolen sind im Wesentlichen von den Eigenschaften und der Zusammensetzung der Partikel abhängig. Wichtig ist dabei die Partikelgröße, denn sie beeinflusst sowohl die Absorptionseigenschaften als auch die Verweildauer der Partikel in der Luft. Da nur die wenigsten Partikel exakt kugelförmig sind, beschreibt man ihre Größe mit dem „Äquivalenzradius“. Dieser gibt den Radius einer Kugel an, die den gleichen Luftwiderstand wie das entsprechende Partikel hat. Bei bestimmten Partikeln (Spuremetalle, Metallverbindungen) verwendet man den „Massendurchmesser“. Dieser gibt den Schwerpunktdurchmesser an, unterhalb und oberhalb dessen sich jeweils 50 % der Masse der Substanz befinden (vgl. WINKLER, 2000). Die Größe der atmosphärischen Aerosole erstreckt sich über mehrere Zehnerpotenzen. Die Klassifikation wurde von Junge 1963 und von Whitby und Sverdrup 1971 festgelegt (Tabelle 2).

Radiusbereich in $\mu\text{m}$	Klassifikation nach Junge (1961)	Klassifikation nach Whitby und Sverdrup (1971)
< 0,01	Ultrafeine Partikel	Ultrafine mode
0,01 – 0,1	Aitkenpartikel	Nucleation mode
0,1 – 1	Große Partikel	Accumulation mode
> 1	Riesepartikel	Coarse mode

Tabelle 2: Grobklassifikation atmosphärischer Aerosole. Quelle: WINKLER, 2000.

Die Partikel können je nach Herkunft einen Durchmesser zwischen 0.001  $\mu\text{m}$  und 100  $\mu\text{m}$  annehmen und auch in ihrer Anzahl pro Kubikzentimeter mehrere Größenordnungen einnehmen. Die Zusammensetzung der Partikel ist entsprechend ihrer Herkunft sehr unterschiedlich. Grundsätzlich kann zwischen organischen (Pollen, Bakterien, kleine Insekten) und anorganischen (Ruß, Mineralstaub, Salz, Asche, etc.) unterschieden werden. Je nach ihrer Herkunft unterscheiden GRAEDEL und CRUTZEN (1994) zwischen Primär- und Sekundärpartikel. Primärpartikel werden direkt – beispielsweise durch Wind – aufgewirbelt und in die Atmosphäre eingetragen. Als Primärpartikel werden solche bezeichnet, die durch Nukleation oder das Zusammenwachsen von gasförmigen Molekülen (Gas-Partikel-Umwandlung) entstehen, wie es oftmals bei anthropogenen Emissionen geschieht. Die Herkunft bzw. die Quelle der Partikel kann organisch oder anorganisch sein. Unter globaler Betrachtung sind die aus natürlichen Prozessen stammenden Partikel die mengenmäßig bedeutendste Quelle. Dazu gehören die Seesalzpartikel (Meer) und die mineralischen Partikel (Bodenerosion). Die anthropogenen Quellen sind in erster Linie dem Verkehr, der Industrie und der Energieversorgung zuzuordnen. Die eingetragenen Partikel können je nach Eigenschaft und damit Verweildauer in der Atmosphäre sehr weit transportiert werden. Beobachten lässt sich dies

anhand von Satellitenbildern, die beispielsweise den Transport mineralischer Partikel aus Nordafrika nach Südeuropa oder Südamerika zeigen. Die Verweildauer der Partikel ist von der Partikeldeposition und damit in erster Linie von den Eigenschaften der Partikel abhängig. Unterschieden wird nach GRAEDEL und CRUTZEN (1994) zwischen der trockenen und der nassen Deposition, wobei diese Unterscheidung nach MÖLLER (2003) ungünstig ist, da sie mit den Zuständen assoziiert wird. So kann es nach Meinung des Autors auch bei einem Niederschlagsereignis zur trockenen Deposition kommen. In dieser Arbeit wird jedoch weiterhin die Unterscheidung von GRAEDEL und CRUTZEN (1994) verwendet, in der die trockene Deposition als ein Prozess bezeichnet wird, bei dem ein Partikel mit einer Oberfläche in Berührung kommt und dort verbleibt. Die Depositionsrate bzw. -geschwindigkeit ist vor allem von der Partikelgröße abhängig. Partikel mit einer Größe von etwa 1  $\mu\text{m}$  und größer können dem Impuls der Luft nicht mehr folgen und unterliegen der Gravitation. Hingegen verhalten sich kleinere Partikel eher wie Gase und folgen den Luftbewegungen, so dass sich ihre Depositionsgeschwindigkeit erhöht. Bei der nassen Deposition treten Wechselwirkungen zwischen gasförmigen Molekülen, Partikeln und Wassertröpfchen auf. Dabei ist jedes Partikel einer gewissen Wahrscheinlichkeit ausgesetzt, dass es von einem Regentropfen eingefangen wird, wobei Partikel so klein sein können, dass sie dem Tropfen zuvor ausweichen. Die Partikeleigenschaften im Zusammenhang mit der trockenen und nassen Deposition bestimmen im Wesentlichen die Verweildauer der Partikel in der Atmosphäre, wobei die Größe eines Partikels auch Einfluss auf seine Lebensdauer hat. Nach FEICHTER et al. (2007) haben sehr kleine Partikel eine nur geringe Lebensdauer (Stunden), da sie der Brownschen Bewegung unterliegen und dazu tendieren, sich zu vereinigen, wenn sie miteinander oder größeren Partikeln kollidieren. Eine etwa ähnliche Lebensdauer zeigen Partikel  $> 10 \mu\text{m}$ , die aufgrund ihrer Schwerkraft sedimentieren. Partikel in einem Größenbereich von 0,1 bis 1  $\mu\text{m}$  haben die längste Verweildauer und können in der unteren Troposphäre wenige Tage, in der oberen Troposphäre bis zu vier Wochen und in der Stratosphäre ein bis drei Jahre verweilen. Die lange Verweildauer in der Stratosphäre ergibt sich durch die fehlende nasse Deposition. Hier sinken die Partikel nur aufgrund der Schwerkraft ab. Ein Sonderfall sind Russpartikel, die auch in der Troposphäre nicht durch die nasse Deposition ausgewaschen werden. Russ hat hygrophobe Eigenschaften, d.h. die Partikel verbinden sich nicht mit Wasser und haben dadurch eine relativ lange Verweildauer in der Atmosphäre, was einen besonders starken Einfluss auf den Strahlungshaushalt hat.

Grundsätzlich wird nach STIFTER (2002) bei der Strahlungswirkung von Aerosolen bzw. Partikeln zwischen den direkten und indirekten Effekten unterschieden. Bei den direkten

Effekten handelt es sich um die von den Partikeln selbst verursachte erhöhte Streuung oder Absorption, die zu einer Abkühlung oder Erwärmung bzw. Änderung der Strahlungsbilanz führen kann. Die Abkühlung tritt ein, wenn es zu einer erhöhten planetaren Albedo durch Streuung (z.B. Sulfataerosole), d.h. zu einer verminderten Energieaufnahme (Abkühlung) kommt. Dieses Phänomen kann immer wieder nach Vulkanausbrüchen beobachtet werden, wenn die bodennahe Temperatur aufgrund des geringeren Strahlungseinfall abnimmt. Dieser Effekt wird auch als „Anti-Treibhauseffekt“ bezeichnet, ist in seiner globalen Wirkung allerdings umstritten. Eine Erwärmung tritt dann ein, wenn es zu einer verstärkten Absorption kommt (z.B. Russpartikel), die die umgebenden Luftschichten erwärmt. Eine Erwärmung oder Abkühlung der Temperatur durch Aerosole ist in erster Linie von den Partikeleigenschaften abhängig und wird auch als negativer bzw. positiver Strahlungsantrieb bezeichnet.

Bei dem indirekten Effekt wird nach STIFTER (2002) zwischen dem „Twomey“- und „Albrecht“- Effekt unterschieden. Ersterer beschreibt die Tatsache, dass die Wolken die Strahlung aufgrund von mehreren aber kleineren Tröpfchen stärker reflektieren, wobei die Partikel in ihrer Funktion als Kondensationskerne für die Tröpfchenbildung verantwortlich sind. Der „Albrecht“- Effekt beschreibt die verminderte Niederschlagswahrscheinlichkeit, da sich das gleiche Wasservolumen auf mehr Kondensationskerne verteilt und sich die Tröpfchengröße verringert. Inwieweit Wolken die Strahlung beeinflussen wird in Kapitel 2.6.2.1 erläutert.

Ein Parameter, der eine Aussage über eine Erwärmung oder Abkühlung erlaubt, ist das so genannte „Single Scattering Albedo“ (SSA). Das SSA umschreibt das Verhältnis von Streuung zu Extinktion, wobei die Extinktion die Summe aus Streuung und Absorption darstellt. Die *Abbildung 40* zeigt den Strahlungsantrieb und das SSA zwischen den Jahren 1999 und 2005 am Hohenpeißenberg. Zu erkennen ist der zunehmende SSA zusammen mit einem zunehmend negativen Strahlungsantrieb, der eine Abkühlung bewirkt. Obwohl die *Abbildung 40* einen Trend zu einer Abkühlung aufzeigt, haben KAMINSKI und HOFMANN (2005) die zukünftige Aerosolwirkung auf die Temperatur offen gelassen, da Streuung oder Absorption – vereinfacht gesagt Abkühlung oder Erwärmung – von den emittierten Aerosolen abhängt. Insofern kommt es stark darauf an, welche Art von Partikeln in der Zukunft verstärkt emittiert werden, bzw. welche Art von Partikeln weniger (z.B. durch moderne Filtertechniken) ausgestoßen wird.



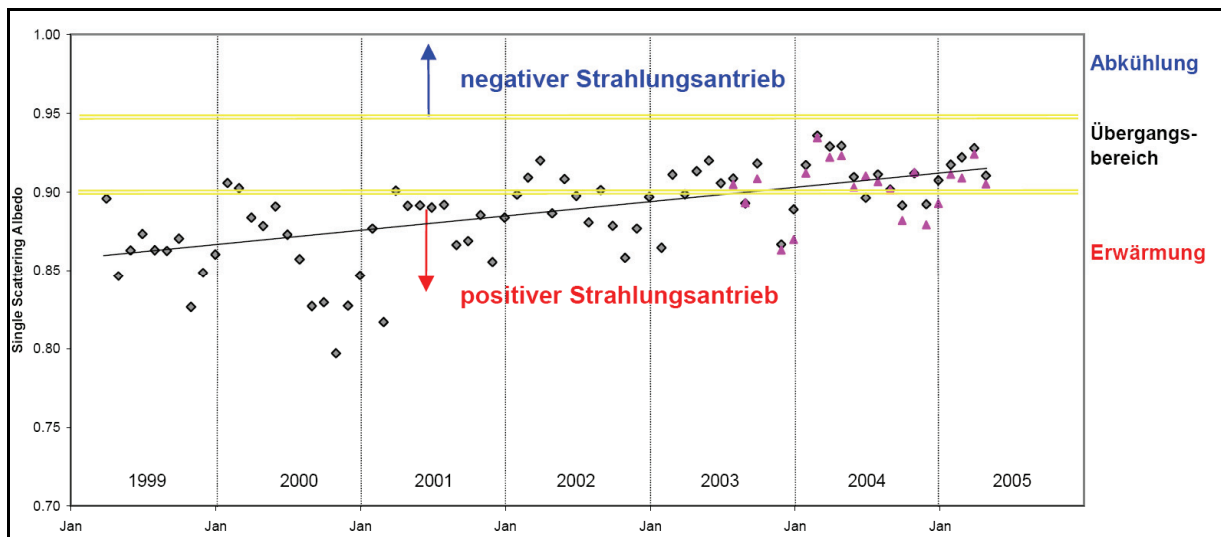


Abbildung 40: Zeitlicher Verlauf der berechneten Single Scattering Albedo (SSA) am Hohenpeißenberg. Rauten stehen für SSA-Werte, bei denen der Absorptionsterm aus korrigierten Aethalometer-Messwerten berechnet wurde, bei Dreiecken in magenta wurden die Messwerte des Multi Angle Absorption Photometers verwendet. Quelle: KAMINSKI und HOFMANN, 2005.

Unter globalen Gesichtspunkten ist daher eine Aussage über eine aerosolbedingte Temperaturänderung schwierig, da die Partikeleigenschaften und die jeweilige Verweildauer regional schwer zu berücksichtigen sind. FEICHTER (2003) schreibt den Aerosolen im Mittel aber eine abkühlende Wirkung der Erdoberfläche zu. Inwieweit Aerosole eine Veränderung der UV-Strahlung bedingen, wird im Kapitel 3.1.2.3 erläutert.

## 2.6.2 Die Bewölkung

Aufgrund ihrer starken Wirkung auf den Strahlungshaushalt der Erde haben Wolken im Klimageschehen eine große Bedeutung. Das Auftreten von Wolken ist in Häufigkeit, Höhe und Art abhängig von der Dynamik der Atmosphäre und dem Sättigungsgrad der Luft (vgl. RASCHKE und QUANTE, 2002). Das Vorhandensein von Wasserdampf (und Kondensationskernen) ist damit eine Grundvoraussetzung für die Bildung von Wolken. Hinsichtlich einer Temperaturerhöhung im Rahmen des Klimawandels stellt sich die Frage, ob dadurch auch der Wasserdampfgehalt in der Atmosphäre ansteigt und damit in Folge die Bewölkung zunimmt. Zur Beantwortung der Frage muss differenziert werden, da die Wasserdampfverteilung global nicht homogen ist, sondern der Landmassenverteilung sowie der atmosphärischen Dynamik unterliegt. Zusammenfassend kann aber von einer Zunahme der Feuchtigkeit in der unteren Troposphäre ausgegangen werden, was allerdings nicht für die obere Troposphäre zutrifft. Eine Zunahme des Wasserdampfes ist auch in der Stratosphäre für die letzte Hälfte des 20. Jahrhunderts zu verzeichnen, wobei hier die Oxidation des aus der Troposphäre eingebrachten Methans eine Hauptquelle für

Wasserdampf darstellt. Allerdings ist die Zunahme nicht alleine auf das Methan zurückzuführen. Es werden beispielsweise auch indirekte Mechanismen, wie Vulkaneruptionen oder Aerosole der Biomassenverbrennung in Betracht gezogen (FORSTER et al., 2007).

### 2.6.2.1 Der Einfluss der Bewölkung auf die Strahlung

Nach SCHWANDER (1999) ist die Bewölkung neben dem Sonnenwinkel der dominierende Einfluss auf die (UV-) Strahlung. Dabei haben Wolken in Abhängigkeit vom Wolkentyp vereinfacht gesagt, einerseits eine kühlende Wirkung, indem sie die kurzwellige solare Strahlung reflektieren (v.a. Cumulus). Andererseits verhindern sie, dass die langwellige Strahlung frei in die Atmosphäre gelangt und wenden somit ein Auskühlen der Atmosphäre (v.a. Cirren) ab. Im ersteren Fall können sie aufgrund ihrer hohen Albedo die solare Strahlungsenergie auf der Erdoberfläche regional um bis zu 60 % verringern (vgl. RASCHKE und QUANTE, 2002). Die *Abbildung 41* zeigt die Wirkung der Wolken auf den Strahlungshaushalt als zonale Jahresmittelwerte. Dabei ist der Energieverlust der kurzwelligen solaren Strahlung zu erkennen, die Energierückhaltung der langwelligen Strahlung und die Strahlungsbilanz.

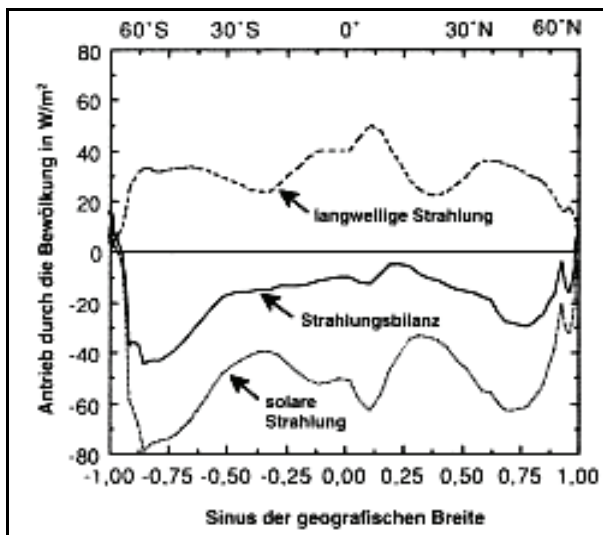


Abbildung 41: Einfluss der Wolken auf den Strahlungshaushalt (zonale Jahresmittelwerte aus Satellitendaten (ERBE)). Quelle: RASCHKE und QUANTE, 2002.

Nach BAIS und LUBIN (2006) führt ein Bewölkungsrückgang von 1 %/Dekade zu einer Strahlungserhöhung von 0,6 %/Dekade und einer Zunahme von wolkenfreien Tagen von 0,8 %/Dekade. Die so genannte optische Dicke (Maß der Passierbarkeit elektromagnetischer Wellen durch ein Medium) der Wolke ist eine entscheidende Größe, die den Strahlungsfluss beeinflusst. Die optische Dicke wird nach THIEL (1999) sowohl

durch makrophysikalische als auch durch mikrophysikalische Wolkenparameter bestimmt. Zu den makrophysikalischen Parametern zählt die Wolkenhöhe (Wolkenuntergrenze), die Gesamtbedeckung (Anteil der bewölkten Himmelsfläche zur gesamten Himmelsfläche in Achteln), der Gesamtbedeckungsgrad (Anteil der bewölkten Himmelsfläche zur gesamten Himmelsfläche als Zahl zwischen 0 (wolkenlos) und 1 (bedeckt) und der Wolkentyp mit entsprechender Teilbedeckung (-grad). Die Wolkenhöhe ist ein wichtiger Faktor für die optische Dicke, da der Wasserdampfgehalt der Atmosphäre mit zunehmender Höhe abnimmt. Daher kommt es auch weniger zur Kondensation bzw. Bildung von Wolken. Wie beispielsweise eine Untersuchung von TSELIODIS et al. (1992) gezeigt hat, nimmt die optische Dicke mit steigender Wolkentemperatur zu, sofern die Wolkentemperatur (und damit Wolkenhöhe) weniger als  $-10\text{ °C}$  beträgt. Sie nimmt jedoch ab, wenn die Wolkentemperatur über  $-2\text{ °C}$  liegt. Zudem wurde in der Untersuchung deutlich, dass die optische Dicke von der geographischen Breite, der Jahreszeit und regionalen Gegebenheiten (kontinental, maritim) abhängig ist. Die makroskopischen Wolkenparameter werden durch Beobachtung gewonnen und beschreiben quantitativ und qualitativ den bewölkten Zustand des Himmels.

Zu den mikroskopischen Wolkenparametern zählt nach THIEL (1999) der Tröpfchenradius, der effektive Tröpfchenradius (Radius, der mit der Strahlung tatsächlich wechselwirkenden Fläche des Tropfens), der Modenradius (Tropfenradius bei maximaler Anzahl der Tropfen), der Flüssigwassergehalt (aufsummierter Wassergehalt einer Wolke) und der Flüssigwasserweg einer Wolke (zurückgelegte Weg durch eine Schicht mit einem bestimmten Wassergehalt). Die Bestimmung der optischen Dicke ist schwierig, was sich unter anderem auf die hohe zeitliche Variabilität von Bewölkung zurückführen lässt. Die optische Dicke kann aus Satellitenmessungen abgeleitet werden, die aber einer Unsicherheit von 30 – 40 % unterliegen. Aus diesem Grunde wird die optische Dicke in den meisten Fällen aus der beobachteten Wolkenart geschätzt. In Kombination mit klimatologischen Werten für die geometrische Dicke, Tropfenspektrum und Flüssigwassergehalt können mit Hilfe von Mie-Rechnungen – unter Annahme von kugelförmigen Tropfen – für verschiedene Wolkenarten Werte der optischen Dicke ermittelt werden. Für Eiswolken (Cirren), für die keine kugelförmige Tropfenform zutrifft, wird die optische Dicke mit einem Ray-Tracing Verfahren ermittelt (vgl. SCHWANDER 1999). In der *Tabelle 3* sind verschiedene Wolkentypen, ihre Höhe, vertikale Erstreckung, Extinktion und optische Dicke bei 550 nm erkennbar. Dabei wird die Veränderung der Extinktion ( $\sigma$ ) und optischen Dicke ( $\tau$ ) je nach Wolkentyp deutlich. In der Regel haben Cirren eine geringere optische Dicke und damit auch eine geringere Extinktion als

Cumulus- und Nimbuswolken. Dies geht auch aus den Messungen bzw. Berechnungen von REUDER et al. (1998) hervor, die in der *Tabelle 3* dargestellt werden.

Wolken-typ	Cirrus	Cirro-cumulus	Cirro-stratus	Alto-cumulus	Alto-stratus	Nimbo-stratus	Strato-cumul.	Stratus	Cumulus (mediocr.)	Cumulus-nimbus
h (km)	8	8	7	4	4	1	1	0,7	1,2	1,2
z (km)	1	0,3	2	0,5	0,5	2	0,5	0,4	0,8	4
$\sigma$ (1/km)	0,72	0,72	0,72	27,0	47,4	79,0	37,5	59,5	72	9,9/62,3
$\tau$	0,70	0,20	1,40	13,50	23,70	158,0	18,80	23,80	57,60	288,80

*Tabelle 3: Extinktion ( $\sigma$ ) und optische Dicke ( $\tau$ ) verschiedener Wolkentypen. Quelle: modifiziert nach REUDER et al., 1998.*

Der Einfluss der Bewölkung gehört zur Transmission, wird aber nach SCHWANDER (1999) auch einzeln mit einem Quotienten, dem so genannten Wolkenmodifikationsfaktor ( $\mu$ ) (CMF) beschrieben:

$$\mu = \frac{E(\lambda)_w}{E(\lambda)_k} \quad (38)$$

Dabei ist  $E(\lambda)_w$  die einfallende Strahlung bei Bewölkung und  $E(\lambda)_k$  die am Boden ankommende Strahlung ohne jeglichen Einfluss von Wolken, d.h. bei wolkenfreier Atmosphäre. Der Wolkenmodifikationsfaktor ( $\mu$ ) ist in erster Linie abhängig von der Art der Bewölkung und vom Bedeckungsgrad (siehe *Abbildung 42*). Die Abbildung zeigt zusammengefasst Untersuchungsergebnisse von Staiger (1998), Diffey (1984), Joseffson (1986), Schmetz (1981) sowie Blumenthaler und Ambach (1994). Dabei wurden die meisten Ergebnisse durch Messungen erzielt. Es wird deutlich, dass der Wolkenmodifikationsfaktor ( $\mu$ ) mit zunehmendem Bedeckungsgrad abnimmt. Das gilt vor allem für tiefe Wolken (z.B. Stratocumulus). Sowohl bei mittelhohen (z.B. Altocumulus) als auch bei tiefen Wolken ist eine Abnahme ab einer 3/8 Bewölkung besonders deutlich. Im Verhältnis zur Abnahme von  $\mu$  bei den tiefen und mittelhohen Wolken, ist die Abnahme bei hohen Wolken (Cirren) deutlich geringer. Die im Vergleich zu den hohen Wolken größere optische Dicke der mittelhohen und tiefen Wolken ist dafür ein entscheidender Faktor. Anzumerken ist an dieser Stelle, dass die Strahlungsdurchlässigkeit einer Wolke von der Wellenlänge abhängig ist, was unter anderem eine Untersuchung von KYLLING et al. (1997) gezeigt hat. Der Grund dafür liegt darin, dass die Strahlung von der Wolke wieder nach oben reflektiert wird, um dann von der wellenlängenabhängigen Rayleigh-Streuung

wieder nach unten gerichtet zu werden. Prinzipiell nimmt die Strahlungsdurchlässigkeit bzw. Transmittanz mit zunehmender Wellenlänge leicht ab.

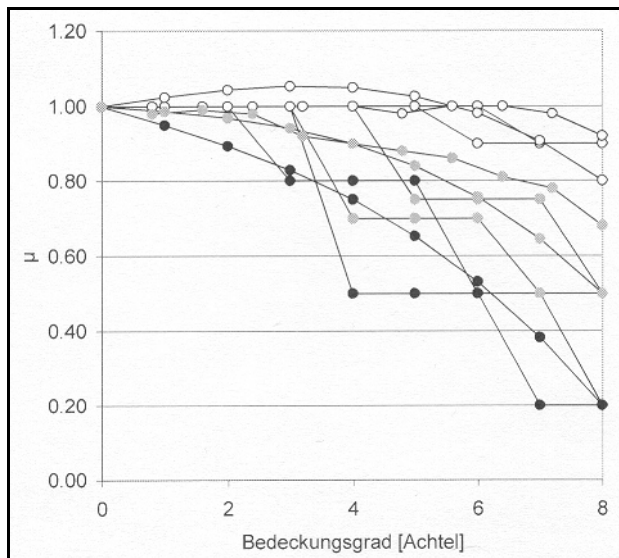


Abbildung 42: Wolkenmodifikationsfaktor ( $\mu$ ) in Abhängigkeit vom Bedeckungsgrad. Offene Kreise für hohe Wolken, graue Kreise für mittelhohe und schwarze Kreise für tiefe Wolken. Quelle: SCHWANDER, 1999.

Wie aus der *Abbildung 42* hervorgeht ist die Anwesenheit von Wolken bedeutend für die auf der Erde ankommende Strahlung, denn die Einstrahlung nimmt in der Regel mit zunehmender Bewölkung – in Abhängigkeit vom Wolkentyp – ab.

### 2.6.2.2 Die Veränderung der Bewölkung

Die Veränderung der Wolkentypen, des Bedeckungsgrades, der optischen Dicke und der Häufigkeit sind für die UV-Strahlung von Bedeutung. Sie können jedoch aufgrund der hohen räumlichen und zeitlichen Variabilität nur sehr schwer untersucht werden. Eine klimatisch begründete Veränderung der Bewölkung lässt sich in erster Linie auf die temperaturbedingte Veränderung des Wasserdampfgehaltes in der Atmosphäre zurückführen, wobei auch der Aerosolgehalt und die Art der Aerosole eine Rolle spielt. Ein zunehmender Wasserdampfgehalt führt zu einer vermehrten Bewölkung und Zunahme der optischen Dicke, was bereits an einer verstärkten relativen Cirrushäufigkeit von 7 % (1950 – 2000) in einer Untersuchung des Deutschen Wetterdienstes (TREPTE und WINKLER, 2001) beobachtet wurde. Der Bedeckungsgrad hat sich dabei im Laufe der Zeit aber nur unwesentlich geändert. Die optische Dicke konnte qualitativ anhand der Veränderung der Globalstrahlung (–20 %) untersucht werden. Die *Abbildung 43* zeigt die Zunahme der relativen Cirrushäufigkeit im Zeitraum von 1953 – 2000.

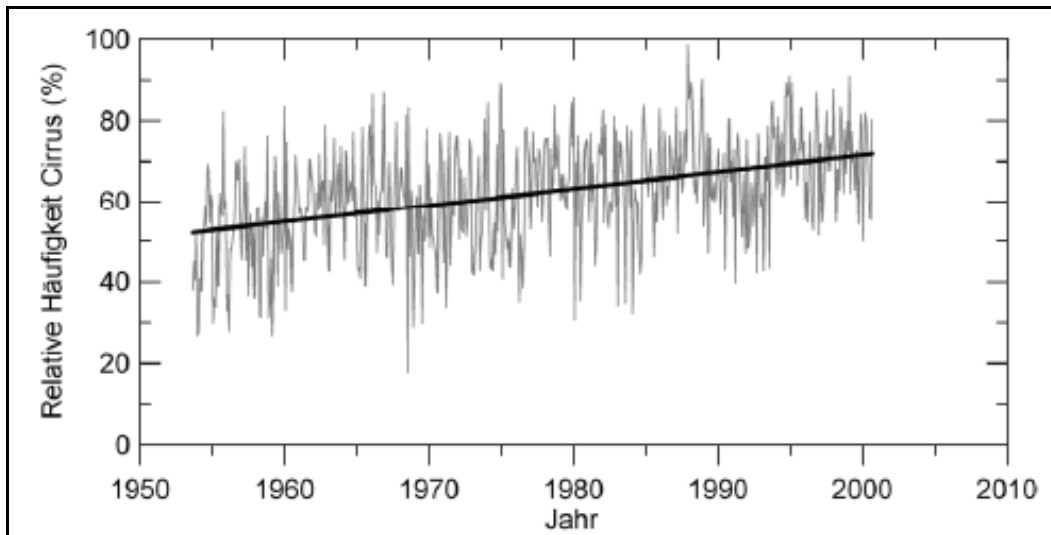


Abbildung 43: Monatsmittelwerte der relativen Zunahme von Cirrusbewölkung zwischen 1953 – 2000 am Hohenpeißenberg. Schwarze Linie zeigt den linearen Trend. Quelle: WINKLER, 2003.

Durch den zunehmenden Flugverkehr hat sich zudem der Anteil „künstlicher“ Cirren (Kondensstreifen) erhöht. Die optische Dicke dieser Cirren ist aufgrund einer anderen Eisteilchenstruktur höher als bei normalen Cirren, was ebenfalls zu einer Abnahme der Globalstrahlung führt (vgl. TREPTE und WINKLER, 2001). Die Untersuchung der Autoren am meteorologischen Observatorium Hohenpeißenberg des Deutschen Wetterdienstes hat gezeigt, dass die mittlere UV-Dosis infolge dieser Effekte am Hohenpeißenberg etwas zurückgegangen ist, obwohl die Spitzenwerte gestiegen sind. TSELIODIS et al. (1992) gehen von einer globalen Abnahme der optischen Dicke für niedrige Wolken unter einer sich erwärmenden Atmosphäre aus, betonen jedoch auch die Unsicherheiten. STJERN et al. (2008) haben den Bedeckungsgrad im europäischen Vergleich analysiert und mit der solaren Einstrahlung verglichen. Für Hamburg konnten die Autoren eine Abnahme des Bedeckungsgrades zwischen 1953 und 2003 verzeichnen, jedoch auch eine Abnahme der solaren Einstrahlung, was vermutlich auf den zunehmenden Einfluss der Aerosole zurückzuführen ist.

Unter anderem aufgrund der hohen Variabilität der Wolken lassen sich quantitative Prognosen über den Einfluss des Klimawandels auf die Bewölkung (und somit UV-Strahlung) bislang kaum treffen. REUDER et al. (2004a) haben die Bestimmung des Bedeckungsgrades aus dem modelliertem Wassergehalt für Bayern ermittelt. Der Wasserdampfgehalt wurde mit einem mesoskaligen Klimamodell berechnet. Modelliert wurde unter Berücksichtigung der Szenarien (CO<sub>2</sub>-Gehalt) der CMF. Dabei zeigt sich im Mittel eine leichte Tendenz zu einem höheren CMF, was einen geringeren Wolkeneinfluss für Südbayern bedeutet (Abbildung 44). Im Einzelnen trifft das auf die Sommermonate zu.

Im Winter hingegen wurde eine Abnahme des CMF und damit ein stärkerer Einfluss von Wolken modelliert.

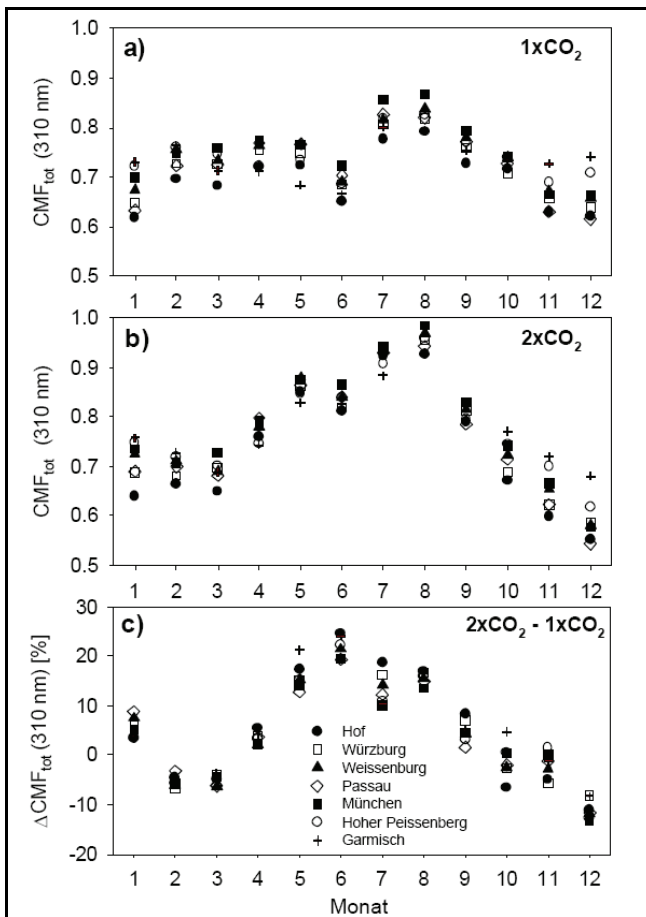


Abbildung 44: Mittlerer monatlicher CMF (310 nm) im Jahresgang für ausgewählte Stationen in Bayern unter zwei CO<sub>2</sub>-Szenarien (1xCO<sub>2</sub> a), 2x CO<sub>2</sub> b); Abweichung von a) und b) in % c). Quelle: REUDER et al., 2004a.

Die Bewölkung nimmt eine zentrale Stellung hinsichtlich der Veränderung der UV-Strahlung ein. Trotz der vorhandenen Beobachtungen im globalen Kontext, die eine Bewölkungszunahme in den USA, Kanada, Australien und Westeuropa sowie eine Abnahme in China, Mittel- und Südeuropa während der letzten 50 Jahre zeigen, bestehen in der Vorhersage so starke Unsicherheiten, dass keine verlässliche Aussage zur zukünftigen Bewölkung getroffen werden kann (vgl. FORSTER et al., 2007). Im Rahmen der Untersuchungen in Kapitel 5.2.2.1 wird nochmals auf die Veränderung des Bedeckungsgrades eingegangen.

## **Kernaussagen: Die Aerosole und die Bewölkung als strahlungsbeeinflussende Faktoren**

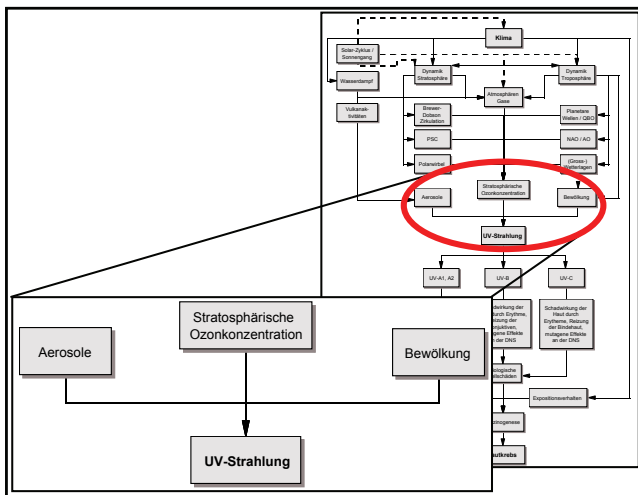
- Unterscheidung der Strahlungswirkung von Aerosolen in direkte (von Partikeln selbst verursachte Streuung oder Absorption) und indirekte Effekte (Streuung durch Tröpfchen, die durch Partikel (Kondensationskerne) entstanden sind)
- Aerosole haben eine kühlende (z.B. Sulfataerosole mit einer erhöhten planetaren Albedo) und auch eine erwärmende Wirkung (Russpartikel mit einer verstärkten Absorption)
- Strahlungsdurchlässigkeit einer Wolke entscheidend durch die optische Dicke beeinflusst und zudem von der Wellenlänge abhängig
- Keine einheitlichen Aussagen bzw. große Unsicherheiten hinsichtlich der Veränderung der optischen Dicke bei einem sich erwärmenden Klima
- Relative Zunahme von Cirrusbewölkung zwischen 1950 – 2000 um 7 % kann auf zunehmenden Wasserdampfgehalt zurückgeführt werden; Bewölkungsabnahme in Bayern aufgrund häufigerer Ostwetterlagen
- Bewölkungsveränderung (Bedeckungsgrad, optische Dicke) aufgrund hoher räumlicher und zeitlicher Variabilität mit großen Unsicherheiten verbunden



### 3.0 Die ultraviolette Strahlung und ihre humanbiologische Wirkung

In den Kapiteln 2.2 bis 2.6 wurden die wesentlichen (UV-)strahlungsbeeinflussenden Faktoren beschrieben. Dazu gehören die solare Dynamik, das Ozon, klimatologische Aspekte sowie Aerosole und Bewölkung. In Ergänzung hierzu wird in diesem Kapitel speziell die UV-Strahlung als Hauptrisikofaktor für Hautkrebserkrankungen thematisiert. Aufgrund des großen Umfangs und der breiten Thematik wird das Kapitel hinsichtlich der Kernaussagen unterteilt. Sie beziehen sich auf die UV-strahlungsbeeinflussenden Faktoren, die humanbiologische Wirkung und die Epidemiologie des Hautkrebses.

#### 3.1 Die UV-Strahlung und ihre beeinflussenden Parameter



Neben den Grundlagen wird in Kapitel 3.1 die Wirkung der strahlungsbeeinflussenden Parameter diskutiert sowie deren Veränderung und somit auch die Veränderung der UV-Strahlung (in Vergangenheit und Zukunft) thematisiert. Inwieweit sich die Veränderungen auf den Klimawandel zurückführen lassen, wird ebenfalls angesprochen.

#### 3.1.1 Die Grundlagen der elektromagnetischen Strahlung

In Kapitel 2.2 bzw. 2.4 wurde deutlich, dass die der Erde zugeführte Energie für die atmosphärische Zirkulation von großer Bedeutung ist. Die Energie bildet sich in der Sonne durch Kernfusionsprozesse zwischen Wasserstoff- und Heliumatomen, bei denen Materie in Energie umgewandelt wird. Nach HÖLZLE und HÖNIGSMANN (2005) entstehen dabei elektromagnetische Wellen durch die Energieemission eines Atoms bzw. Moleküls, wenn ein Elektron von einem höheren angeregten Energiezustand in ein energetisch niedrigeres Orbital übergeht. Die dabei entstandenen elektromagnetischen Wellen werden der Erde in

Form von Strahlung zugeführt. Der jeweilige Wellenlängenbereich hängt im Allgemeinen von der Oberflächentemperatur des Körpers ab, der die Strahlung emittiert.

Nach dem DEUTSCHEN INSTITUT FÜR NORMUNG (1982) führt die Erwärmung eines schwarzen Körpers auf etwa 500 °C zu einer Temperatur- bzw. Wärmestrahlung des Körpers. Wird der Körper weiter erhitzt, sendet er neben Wärme (-strahlung) auch sichtbares Licht aus. Am Beispiel einer Herdplatte ist dies gut zu erkennen, da sie sich bei Energiezufuhr zunächst nur erwärmt (Wärmestrahlung) und erst bei weiterer Energiezufuhr rot wird und Licht aussendet. Das Phänomen beruht auf dem Planckschen Strahlungsgesetz und dem Wienschen Verschiebungsgesetz. Die Gesetze besagen, dass die Strahlung eines schwarzen Körpers durch dessen Temperatur definiert ist, d.h. je höher die Temperatur ist, desto höher das Emissionsmaximum und umso stärker die Emissionsverschiebung hin zu kurzen Wellenlängenbereichen. Dies ist auch der Grund dafür, dass die Sonne mit ihrer 5800 °C heißen Oberfläche sehr hell leuchtet und die Erde nicht, obwohl beide eine Ausstrahlung haben – die Sonne im sehr kurzwelligen sichtbaren Bereich, die Erde im langwelligen Spektrum. Beide Spektren bzw. Bereiche sind gut voneinander zu trennen und werden allgemein als kurzwellige, solare (extraterrestrische) und langwellige, terrestrische Strahlung bezeichnet. Die gesamte kurzwellige, auf die Erdoberfläche auftreffende (solare) Strahlung hat nach dem DEUTSCHEN INSTITUT FÜR NORMUNG (1982) eine Gesamtbestrahlungsstärke von 1350 W/m<sup>2</sup>. Die Angabe stellt den Jahresmittelwert dar und wird, wie bereits erwähnt, als Solarkonstante bezeichnet (siehe Kapitel 2.2.1).

Wellenbereich	Abkürzung	Wellenlänge
Kurzwelliges UV	UV-C	100 – 280 nm
Mittelwelliges UV	UV-B	280 – 315 nm
Langwelliges UV	UV-A	315 – 380 nm
	UV-A2	315 – 340 nm
	UV-A1	340 – 380 nm
Sichtbares Licht	SL	380 – 720 nm
Kurzwelliges Infrarot	IR-A	800 – 3000 nm
Mittelwelliges Infrarot	IR-B	3 – 10 $\mu$
Langwelliges Infrarot	IR-C	10 $\mu$ – 1 mm

*Tabelle 4: Einteilung der optischen Strahlung. Quelle: HÖLZLE und HÖNIGSMANN, 2005.*

Die Solarkonstante bzw. die Strahlungsintensität schwankt je nach Jahreszeit und somit Bahnexzentrizität der Erde um die Sonne zwischen ca. 1410 W/m<sup>2</sup> und 1310 W/m<sup>2</sup>. Das Spektrum der elektromagnetischen Strahlung umfasst einen sehr weiten, kontinuierlichen Bereich von Wellenlängen. In Rahmen dieser Arbeit sind vor allem die Bereiche der ultravioletten Strahlung (100 – 280 nm), des sichtbaren Lichts (380 – 720 nm) sowie des Infrarots bzw. der langwelligen Strahlung (720 – 1 mm) von Bedeutung (optische Strahlung). Insbesondere auf der kurzwelligen Seite reicht die Photoenergie aus, um chemische Bindungen anzuregen oder aufzubrechen, wobei photochemische und photobiologische Reaktionen die Folge sein können (siehe Kapitel 2.3). In der *Tabelle 4* ist die Aufteilung der einzelnen Wellenbereiche der optischen Strahlung abgebildet. Angemerkt sei, dass diese Einteilung internationaler und nationaler Konventionen nicht immer exakt übereinstimmt. Beispielsweise werden in der biomedizinischen Wissenschaft andere Wellenlängengrenzen verwendet als in der Optik.

Für diese Arbeit ist die UV-Strahlung aufgrund ihrer biologischen Wirkung von Bedeutung, allerdings spielt auch die Infrarotstrahlung aufgrund ihrer thermischen Wirkung eine Rolle, wie in Kapitel 3.3.3.2 beschrieben.

### **3.1.2 Die Eigenschaften der UV-Strahlung**

Wie in der *Tabelle 4* erkennbar ist, unterteilt sich das Spektrum der UV-Strahlung in drei Wellenbereiche, den der kurzwelligen UV-C (100 – 280 nm), den der mittelwelligen UV-B (280 – 315 nm) und den der langwelligen UV-A (315 – 400 nm) Strahlung. Diese Festlegung der Grenzen ist in erster Linie historisch bedingt, inzwischen aber von der

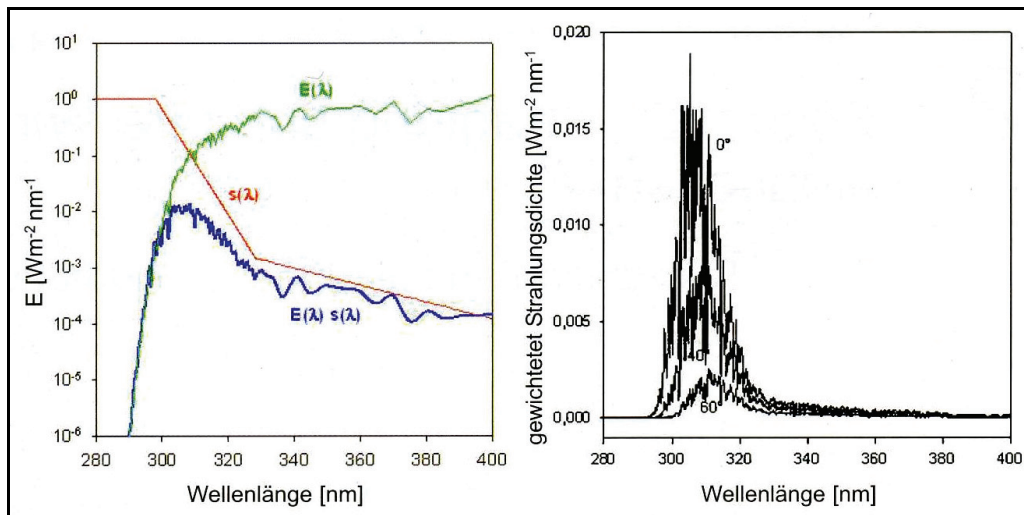
Commission Internationale de l'Éclairage (CIE) anerkannt. Die UV-A Strahlung wird nach HÖLZLE und HÖNIGSMANN (2005) aufgrund ihrer biologischen Wirkung nochmals in UV-A1 (340 – 380 nm) und UV-A2 (315 – 340 nm) unterteilt. Für die Strahlungswirksamkeit ist die Energie eines einzelnen Photons von Bedeutung. Die Photonenenergie ist zur Wellenlänge umgekehrt proportional abhängig, das bedeutet die grundsätzliche Zunahme der photochemischen und biologischen Wirksamkeit der Photonen mit kürzerer Wellenlänge. Je kürzer die Wellenlänge ist, desto höher ist die photochemische (z.B. Photolyse) und biologische (Erythembildung) Wirksamkeit. Allerdings ist nicht nur die Wirkung eines einzelnen Photons von Bedeutung, sondern auch wie viele Photonen einer Wellenlänge pro Zeiteinheit auf eine Empfängerfläche treffen (Bestrahlungsstärke). In der Atmosphäre ist die Bestrahlungsstärke aus den richtungsabhängigen Strahldichten zusammengesetzt, wobei die Richtungsabhängigkeit durch den Zenitwinkel und Azimutwinkel angegeben werden. Als Größe zur Beschreibung der Bestrahlungsstärke wird die Globalstrahlung angegeben (vgl. SCHWANDER 1999). Um die biologischen und medizinischen Strahlungsprozesse beschreiben zu können, ist eine spektrale Betrachtung der Globalstrahlung notwendig. Zur Untersuchung des Strahlungseffektes, der unter solaren Bedingungen durch das ganze Wirkungsspektrum hervorgerufen wird, müssen Größen betrachtet werden, die über die Wellenlänge integriert werden. Das bedeutet, dass einerseits die spektralen Eigenschaften der einfallenden Strahlung, andererseits diejenigen des jeweiligen untersuchten Prozesses berücksichtigt werden müssen.

Um die Wirksamkeit der UV-Strahlung bestimmen zu können, wird daher die spektral einfallende Strahlung  $E(\lambda)$  multipliziert mit einem Wirkungsspektrum  $s(\lambda)$  (das die zu untersuchende relevante Wirkung spektral beschreibt) und dann über die Wellenlänge  $d(\lambda)$  integriert:

$$E_{\text{ery}} = \int E(\lambda) \cdot s_{\text{ery}}(\lambda) \cdot d\lambda \quad (39)$$

Zur Beschreibung der biologischen Wirksamkeit werden verschiedene Wirkungsspektren verwendet, wobei für die Wirkung der UV-Strahlung auf die menschliche Haut das Erythem-Wirkungsspektrum  $s_{\text{ery}}(\lambda)$  verwendet wird. Dieses gibt die relative spektrale Empfindlichkeit sonnenungewohnter Haut bezüglich der UV-Erythembildung wieder (vgl. KÖPKE, 2008). Das Erythem-Wirkungsspektrum wurde aufgrund zahlreicher Messungen mit einem geglätteten Verlauf unabhängig vom Hauttyp normiert und damit dimensionslos

festgelegt. In der *Abbildung 45* (links) ist der Verlauf des Erythem-Wirkungsspektrums  $s_{ery}(\lambda)$  sowie die solare spektrale UV-Strahlungsflussdichte  $E(\lambda)$  (Beispiel) und deren Multiplikation zur Beschreibung der erythemwirksamen Strahlung logarithmisch aufgezeichnet. Zu erkennen ist die Konzentration der erythemwirksamen Strahlung in einem Spektralbereich von etwa 310 nm. Beim Vergleich mit dem Erythem-Wirkungsspektrum ist der deutliche Abfall zu längeren Wellenlängen hin erkennbar. In der *Abbildung 45* (rechts) ist die spektrale erythemwirksame Strahlungsflussdichte (lineare Skala) in Abhängigkeit von drei verschiedenen Sonnenzenitwinkeln abgebildet. Die Flächen unter den Kurven beschreiben integriert die Strahlungsflussdichte  $E_{ery}$ . Die *Abbildung 45* zeigt deutlich den UV-B-Anteil an der Strahlung sowie, dass der UV-A-Anteil (315 – 400 nm) eine Rolle bei der Erythembildung spielt (vgl. KÖPKE et al., 2007).



*Abbildung 45: Links: Erythem-Wirkungsspektrum  $s(\lambda)$  und gewichtete spektrale UV-Strahlungsflussdichte ( $E(\lambda) * s(\lambda)$ ) in Abhängigkeit von der solaren Bestrahlungsstärke  $E(\lambda)$ . Rechts: Spektrale erythemgewichtete UV-Strahlungsflussdichte  $E(\lambda) * s(\lambda)$  für drei Sonnenzenitwinkel. Quelle: KÖPKE et al., 2007.*

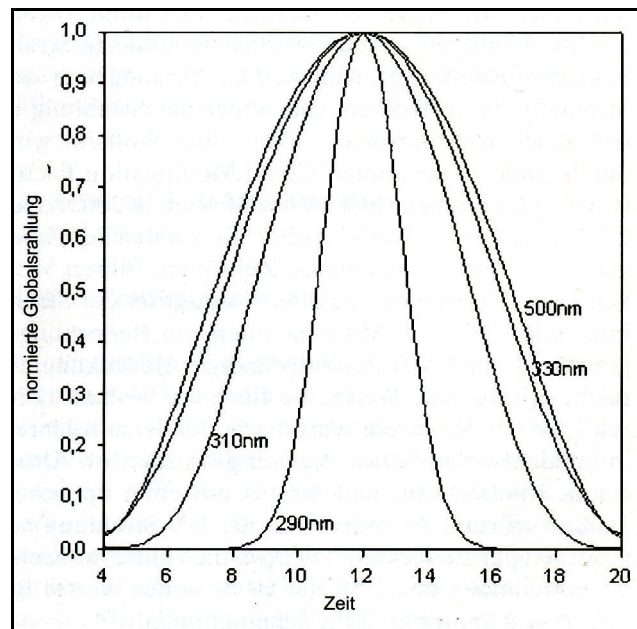
Zur besseren Einschätzung der Strahlungswirksamkeit wurde für die Öffentlichkeit der UV-Index entwickelt. Der UV-Index (UVI) ist nach WALLASCH und STEINMETZ (2008) definiert als maximale tägliche erythemwirksame Bestrahlungsstärke in Bodennähe über eine zeitliche Dauer von 10 bis 30 Minuten. Die Größe beschreibt die solare UV-Strahlung unter Berücksichtigung der Prozesse sowohl in der Atmosphäre als auch die Wirkung für die menschliche Haut. Der UVI berechnet sich nach:

$$\text{UVI} = 40 * E_{ery} \quad (40)$$

$E_{\text{ery}}$  beschreibt dabei die Strahlungsflussdichte in  $\text{W}/\text{m}^2$ . Die 40 mit der Einheit  $1/(\text{W}/\text{m}^2)$  dient als Multiplikator und bewirkt, dass der UVI zu einer dimensionslosen Kennziffer mit für europäische Verhältnisse und Meeresniveau gültige Zahlenwerte zwischen 0 und 10 wird. Global kann der maximale UVI Werte bis 20 erreichen.

### 3.1.2.1 Die Abhängigkeit der UV-Strahlung vom Sonnenstand

Der Einfluss des Sonnenstandes bzw. Zenitwinkels führt unabhängig von den Eigenschaften der Atmosphäre zu einem ausgeprägten Tages- und Jahresgang der Einstrahlung (siehe auch Kapitel 2.2.4). Mit zunehmendem Sonnenzenitwinkel sinkt die Strahlungsflussdichte und das Maximum wird zu größeren Wellenlängen verschoben. Grund hierfür ist, dass die Zunahme der optischen Dicke mit abnehmender Wellenlänge die Transmission schneller zurückgehen lässt. Eine Änderung des Sonnenzenitwinkels von  $0^\circ$  auf  $80^\circ$  bewirkt bei 400 nm eine Schwächung der Globalstrahlung um den Faktor 10, bei 310 nm hingegen um den Faktor 100 bei gleicher Winkeländerung. Änderungen in der UV-Bestrahlungsstärke sind im Tagesverlauf stärker als im sichtbaren oder solaren Spektralbereich (vgl. KÖPKE, 2008). In der *Abbildung 46* ist der Tagesgang der normierten Globalstrahlung (vier Wellenlängen) zu erkennen.



*Abbildung 46: Globalstrahlung im Tagesgang bei vier Wellenlängen, jeweils normiert auf den Wert bei Sonnenhöchststand. Werte stehen für Bedingungen auf Meereshöhe, mit Vegetation, wolkenfreiem Himmel und mittlerer Trübung sowie 350 DU. Zeitangaben für  $50^\circ$  nördliche Breite zur Sommersonnenwende. Quelle: KÖPKE et al., 2007.*

Die *Abbildung 46* zeigt den Verlauf der Globalstrahlung in Abhängigkeit vom Sonnenstand bzw. Sonnenzenitwinkel oder Uhrzeit. Zu erkennen ist die verhältnismäßig starke Abnahme der Strahlung im Gegensatz zur sichtbaren Strahlung im Tagesverlauf

(abhängig von der Jahreszeit und geographischen Breite). Die Abbildung veranschaulicht auch, warum von Dermatologen darauf hingewiesen wird, die Sonne insbesondere in der Mittagszeit zu meiden. Nach HÖLZLE und HÖNIGSMANN (2005) gilt für Regionen der mittleren Breiten, dass etwa 50 % der gesamten erythemwirksamen Energie, (die für eine Hautrötung (Erythem) notwendige Strahlungsenergie) eine Stunde vor und nach Sonnenhöchststand auf die Erdoberfläche gestrahlt wird.

Zu erwähnen ist, dass der Tages- oder Jahresverlauf der Strahlung durch klimatische Veränderungen kaum beeinflusst wird. Einzig der solare Zyklus (Kapitel 2.2) könnte sich als „externer“ Einflussfaktor darauf auswirken, wobei sein Einfluss aber zu vernachlässigen sein dürfte.

### 3.1.2.2 Die Abhängigkeit der UV-Strahlung von Ozon

Ozon stellt den wichtigsten Faktor zur Reduktion der solaren- bzw. ultravioletten Strahlung dar. Damit wird neben der kosmischen Höhenstrahlung, der radioaktiven Gammastrahlung und der Röntgenstrahlung, die biologisch gefährliche UV-B und UV-C-Strahlung von der Erdoberfläche ferngehalten. Allerdings bewirkt die abnehmende Ozonkonzentration in der Stratosphäre, dass vermehrt UV-B Strahlung auf der Erdoberfläche auftritt, da sie nicht mehr vollständig gefiltert wird. Die Filterwirkung des Ozons bzw. der Ozonschicht ist stark wellenlängenabhängig, denn mit abnehmender Wellenlänge (ca. < 330 nm) nimmt die UV-Bestrahlung nach STEINMETZ (2000) deutlich ab. Zwischen 330 und 300 nm fällt diese im Sommer etwa um den Faktor 100, zwischen 300 und 290 nm bereits um den Faktor 10000. Dieser starke Abfall wird als UV-B-Kante bezeichnet. Unterhalb dieser Kante (280 – 290 nm) ist die Strahlung mit weniger als  $10^{-6}$  W/m<sup>2</sup>/nm in den mittleren Breiten selbst im Sommer nicht mehr nachweisbar. Die „Lage“ der UV-B Kante ist auch vom Sonnenstand abhängig, da sich mit einem veränderten Sonnenstand nicht nur die Strahlungsintensität sondern auch die spektrale Zusammensetzung ändert. Je nach Jahreszeit bzw. Tageszeit kann sich dabei die Kante bis zu 5 nm verschieben. In der *Abbildung 47* ist die wellenlängenabhängige Filterung bzw. UV-B Kante erkennbar. Dabei zeigt die Abbildung berechnete Werte der spektralen Globalstrahlung für einen wolkenlosen Himmel bei einer Sonnenhöhe von 40°. Die beiden Kurven beschreiben zwei verschiedene Ozonsäulen mit Werten von 280 und 380 DU (Dobson units). In der Abbildung ist eine deutlich geringere UV-B-Strahlung bei 380 DU zu erkennen, was vor allem die kurzen Wellenlängen betrifft.

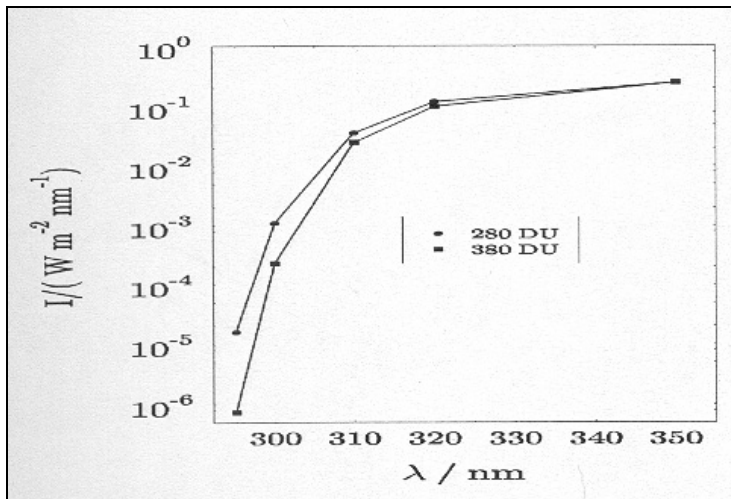


Abbildung 47: Berechnete Werte der spektralen Globalbestrahlungsstärke für wolkenlosen Himmel bei verschiedenen Wellenlängen im UV-Bereich für eine Sonnenhöhe von  $40^\circ$  und für Ozonsäulen von 280 und 380 DU. Quelle: WALLASCH und BEILKE, 1999.

Für eine Wellenlänge von 295 nm ist die am Boden eintreffende Strahlung bei einer Ozonsäulendichte von 280 DU um den Faktor 20 höher als bei 380 DU. Mit zunehmender Wellenlänge verringert sich das Verhältnis. Die Abbildung 48 zeigt den UVI in Abhängigkeit von dem Ozongehalt (DU) und dem Sonnenzenitwinkel für einen wolkenlosen Himmel bei mittlerer Trübung auf Meereshöhe.

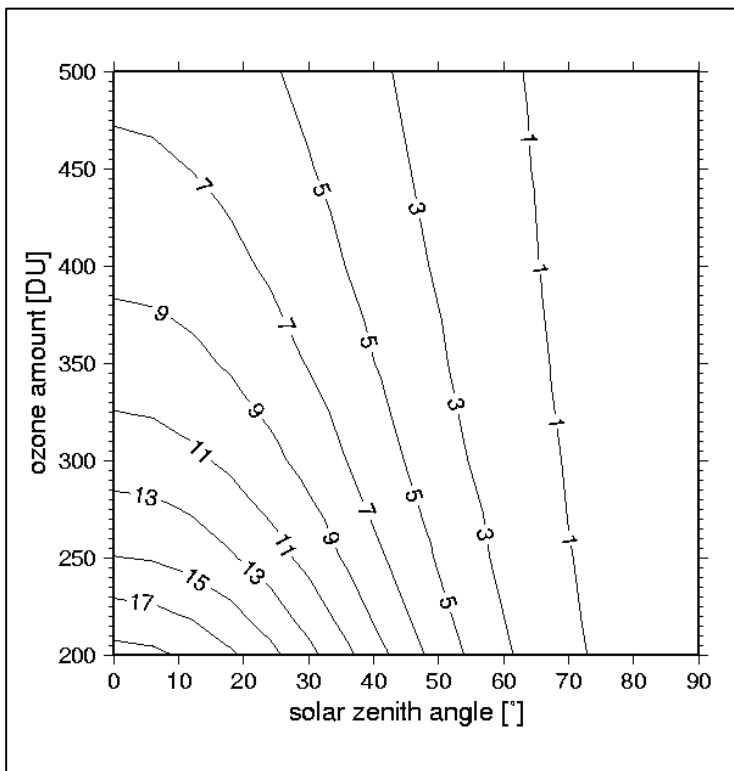


Abbildung 48: UVI in Abhängigkeit vom Ozongehalt und Sonnenzenitwinkel für ein wolkenfreien Himmel, in Meereshöhe und mittlerer Trübung und bewachsenem Boden. Quelle: KÖPKE, 2008.



Zu erkennen ist, dass die höchsten Werte bei einem geringen Sonnenzenitwinkel in Kombination mit einem niedrigen Ozongehalt erreicht werden. Dabei kann ein UVI in den Tropen von 17 erreicht werden. Bei einem Ozongehalt von 250 DU, aber einem Zenitwinkel von 60° wird ein sehr geringer UVI erreicht, was die Bedeutung des Zenitwinkels bzw. der Tageszeit unterstreicht.

Das Verhältnis zwischen der UV-Strahlung und einer sich verändernden Ozonkonzentration kann mit dem Radiation Amplification Factor (RAF) ermittelt werden. Zur Berechnung des Faktors gibt es verschiedene Ansätze, die sich im Grund alle ähneln. Beispielsweise wird der RAF nach ZEREFOS (2002) beschrieben durch:

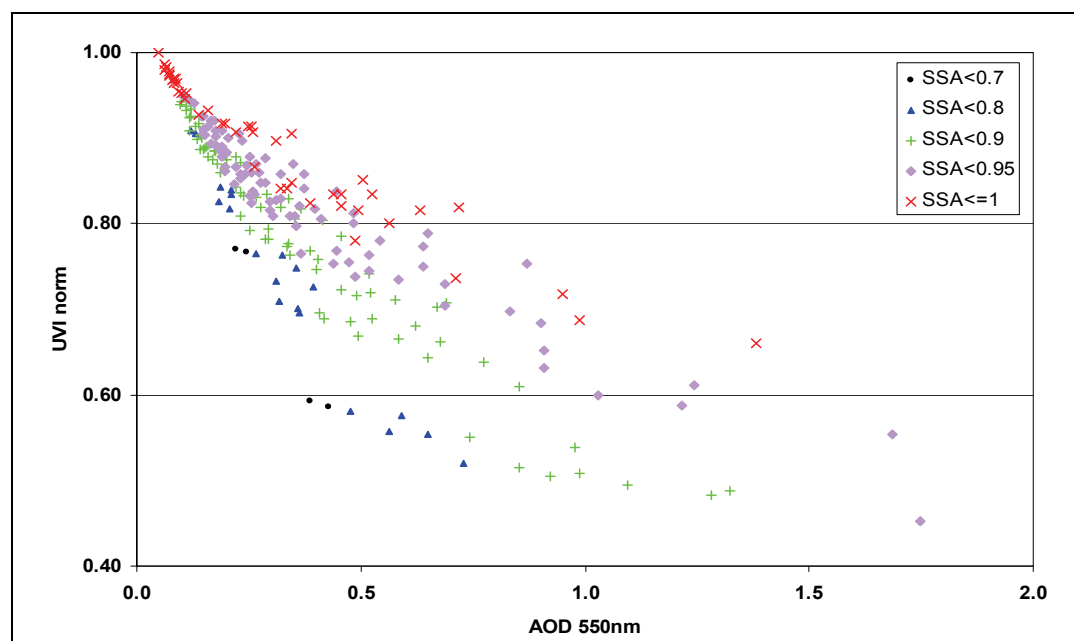
$$\text{RAF}(\lambda) = \frac{\Delta E(\lambda)/E(\lambda)}{\Delta \Omega/\Omega} \quad (41)$$

Dabei steht  $E(\lambda)$  für die Globalstrahlung bei der Wellenlänge ( $\lambda$ ) und  $\Omega$  für das Gesamt Ozon. Der RAF gibt an, um wie viel Prozent die UV-Strahlung zunimmt, wenn die Ozonkonzentration um 1 % ansteigt. SERRANO et al. (2008) konnten eine Zunahme der UV-Strahlung von 1,35 % (RAF) bei einer Zunahme des Gesamt Ozons von 1 % berechnen. LONGSTRETH et al. (1994) gehen von einem RAF von 1,2 – 1,7 %. Aus. Die Anwendung des RAF ist durch verschiedene Gegebenheiten limitiert. So ist beispielsweise ein wolkenfreier Himmel notwendig, da sonst die Einstrahlung nicht korrekt bestimmt werden kann.

### 3.1.2.3 Die Abhängigkeit der UV-Strahlung von Aerosolen

Es stellt sich die Frage, inwieweit Aerosole die UV-Strahlung beeinflussen und welchen Anteil sie auf die Strahlungs dosis haben. Für die Durchlässigkeit der Strahlung durch die Atmosphäre ist die Aerosolkonzentration von Bedeutung, die mit der Aerosol Optischen Dicke (AOD) angegeben werden kann. Die Trübung der Atmosphäre als Schwächung der Sonnenstrahlung durch die Extinktion wird mittels Sonnenphotometern gemessen. Die Schwächung durch Streuung und Absorption an Luftmolekülen wird dabei rechnerisch berücksichtigt, wobei grundsätzlich der schwächende Einfluss der Absorption größer ausfällt als bei der Streuung. Solche Messungen sind nur tagsüber und bei wolkenfreiem Himmel möglich, da selbst dünne Cirrusschleier das Ergebnis verfälschen (vgl. WEHRLI, 2002).

Die AOD kann mittels Satelliten gemessen, gegebenenfalls auch über die Sichtweite bestimmt werden, wobei die Sichtweitenbestimmung nur ein grobes Maß für die AOD darstellt, da vom horizontalen auf den vertikalen Aerosolgehalt geschlossen werden muss. Bei einer mittleren Trübung bewirkt eine Unsicherheit der Aerosolmenge von 50 % (Bestimmung aus der Sichtweite) eine Unsicherheit bei der UV-Strahlung von rund 10 % (vgl. SCHWANDER et al., 1997). Insofern ist die genaue Bestimmung der AOD notwendig, um eine Aussage zur Veränderung der UV-Strahlung durch Aerosole machen zu können. Die *Abbildung 49* zeigt die Abnahme des UV-Index bei minimalem Hintergrundaerosol und wolkenlosen Bedingungen auf Meeresebene als Funktion der Aerosol Optischen Dicke bei 550 nm. Der SSA (Single Scattering Albedo) steht indirekt für die unterschiedlichen Absorptionseigenschaften der verschiedenen Aerosolkomponenten (mineralische Partikel, Ruß, Seesalz) unter Berücksichtigung der relativen Feuchte. Ein SSA von 1 kennzeichnet ein nicht absorbierendes Aerosol. Nimmt der SSA weiter ab, steigt entsprechend das Absorptionsvermögen (siehe auch Kapitel 2.6.1). Mittlere AOD-Werte liegen bei 0,3, wobei Werte von 1 – vor allem im Mittelmeerraum – keine Seltenheit sind.



*Abbildung 49: Reduktion des UV-Index gegenüber einem Fall mit minimalem Hintergrundaerosol für wolkenlose Bedingungen in Meereshöhe als Funktion der optischen Dicke des Aerosols bei 550 nm Wellenlänge (AOD 550 nm). Quelle: KÖPKE, 2008.*

Die *Abbildung 49* zeigt eine deutliche Abnahme des UV-Index bei einer Zunahme der AOD, wobei die Abnahme vom SSA, d.h. von den unterschiedlichen Absorptionseigenschaften der Aerosole, variiert. Zudem verdeutlicht die Abbildung, dass die Schwächung der UV-Strahlung vornehmlich durch den Aerosoltyp und nicht durch die Aerosolmenge bestimmt wird. Im Mittel kann die UV-Reduktion durch Aerosole gegenüber

einer aerosolfreien Atmosphäre um ca. 10 – 20 % abnehmen, bei starker Luftverschmutzung auch bis zu 50 % (vgl. KÖPKE, 2008). Die maximalen Werte konnten auch von WALLASCH und BEILKE (1999) bestätigt werden, die die größten UV-mindernden Effekte durch Partikel nach Buschbränden in Regionen Asiens, Afrikas und Südamerikas auf mehr als 50 % schätzen, was allerdings eher von kurzer Dauer und nicht der Regelfall ist. Die Reduktion der UV-B-Strahlung durch Partikel wurde von SECKMEYER (1999) mittels Modellrechnungen untersucht. Dabei zeigte sich, dass die Reduktion je nach Beschaffenheit der Partikel zwischen 5 und 18 % beträgt. Direkte Messungen konnten dieses Ergebnis stützen. Deutlich wurde dabei, dass die Aerosole im UV-Bereich merkbar auf die Sonnenstrahlung wirken, die Globalstrahlung aber eher wenig beeinflussen. Somit gibt es eine Wellenlängenabhängigkeit in der Aerosolwirkung, was auch von SCHWANDER (1999) bestätigt wurde, da die Extinktion der Aerosole mit kürzerer Wellenlänge zunimmt. REUDER und SCHWANDER (1999) haben die Aerosoleffekte auf die UV-B Strahlung in unbesiedelten Regionen untersucht. Die Tag-zu-Tag Variabilität der Aerosolkonzentration kann sich auf die Einstrahlung in einer Größenordnung von 20 % bis 45 % auswirken (spektral integriert). Dies kommt etwa einer Schwankung der Ozonkonzentration von 40 DU bis 90 DU gleich.

Bislang wurden nur die troposphärischen Aerosole betrachtet. Die Aerosole in der Stratosphäre sind eher von geringer Konzentration, so dass ihre Wirkung (von starken Ascheeinträgen durch Vulkanaktivitäten abgesehen) auf die UV-Strahlungsreduktion am Boden vernachlässigt werden kann. Allerdings haben stratosphärische Aerosole eine andere Bedeutung, da beispielsweise vulkanische Sulfataerosole chemische Prozesse anregen können, die zum Ozonabbau beitragen. Dies wurde bei der Bildung der Polaren Stratosphärenwolken (PSCs) deutlich.

#### 3.1.2.4 Die Abhängigkeit der UV-Strahlung von der Bewölkung

Hinsichtlich der UV-Intensität nehmen Wolken eine dominante Rolle ein. Nach SECKMEYER (1999) können Gewitterwolken (z.B. Cumulusnimbus congestus) die einfallende UV-Strahlung um mehr als 99 % gegenüber dem wolkenlosen Fall schwächen. Allerdings können Wolken die einfallende Strahlung gegenüber dem wolkenlosen Fall auch erhöhen, wie in SECKMEYER et al. (1994) deutlich wurde (*Abbildung 50*). Die Abbildung zeigt den Tagesgang der spektralen Bestrahlungsstärke vom 23. Mai 1993 (wolkenfrei) und vom 31. Mai 1993 (wolkig). Anzumerken ist, dass die Ozonwerte an beiden Tagen nahezu identisch waren. Erkennbar ist, dass die UV-Bestrahlungsstärke an dem wolkigen Tag

sowohl niedrigere als auch höhere Werte gegenüber dem wolkenfreien Tag aufweist. Die höheren Werte zeigen die erwähnte Reflektion der Strahlung zwischen den Wolken, die die UV-Einstrahlung erhöht. Dabei wird die UV-Strahlung zwischen den Wolken gebündelt und erhöht sich kurzfristig (auf die Fläche bezogen).

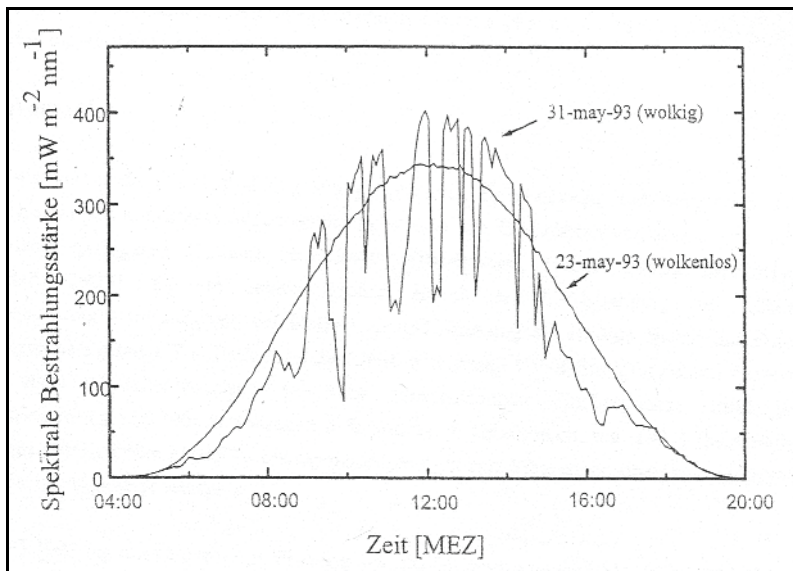


Abbildung 50: Tagesgang der spektralen Bestrahlungsstärke bei 320 nm für einen fast wolkenfreien Tag und einem Tag mit durchbrochener Bewölkung. Quelle: SECKMEYER, 1999.

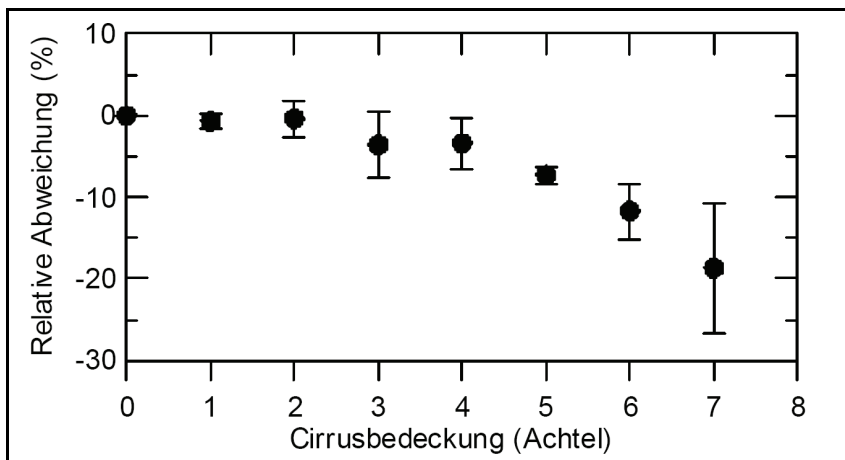
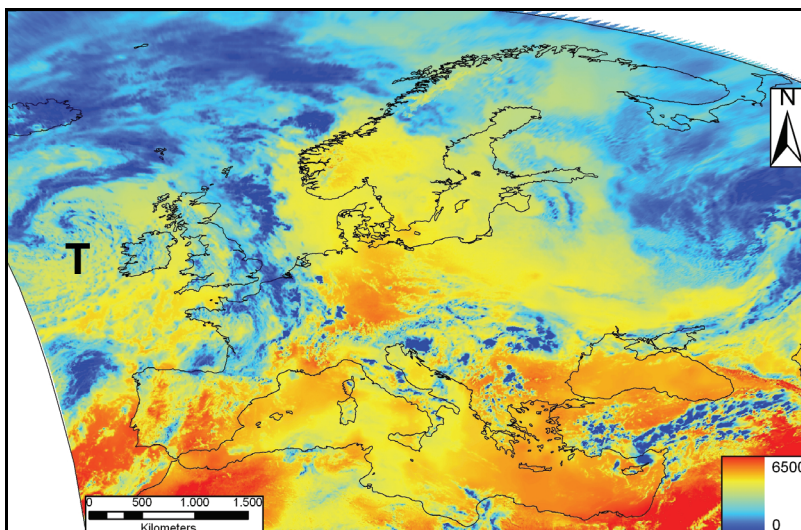


Abbildung 51: Mittlere relative Schwächung der UV-Strahlung (308 nm) im Vergleich zum wolkenlosen Fall bei verschiedenen Cirrusbedeckungen zwischen 1990 – 1998. Die Daten wurden über sieben Sonnenhöhenklassen ( $30^\circ - 45^\circ$ ) gemittelt und sind mit dem mittleren Gesamtzoon der wolkenlosen Situationen normiert. Fehlerbalken entsprechen der Streuung zwischen den einzelnen Klassen. Quelle: TREPTE und WINKLER, 2001.

Die Abbildung 51 zeigt die Schwächung der UV-Strahlung in Abhängigkeit von der Cirrusbewölkung in Achteln im Vergleich zum wolkenlosen Fall. Zu erkennen ist, dass eine 0/8 bis 2/8 Bewölkung kaum eine Schwächung der UV-Strahlung zur Folge hat. Bei geringer Bedeckung stehen die Cirren selten vor der Sonne, weshalb diese Situation einem unbedecktem Himmel nahe kommt. Wie schon SECKMEYER (1999) erwähnte, kann diese Situation allerdings dazu führen, dass die Strahlung aufgrund vermehrter Streuung

an den Wolken kurzfristig erhöht wird. Zwar nimmt die Schwächung der UV-Strahlung im Allgemeinen mit zunehmender Bedeckung zu, doch beträgt sie bei 7/8 Bewölkung nur 20 % im Mittel. Die Ausführungen machen deutlich, dass Wolken je nach Wolkentyp und Bedeckungsgrad die einfallende solare Strahlung reduzieren. Im Kontext dieser Arbeit ist allerdings zu erwähnen, dass die (UV-) Strahlung trotz Bewölkung zur Erythembildung (Hautrötung) führen kann. Dies ist auch bei Cirren im Frühjahr und Sommer der Fall (*siehe Abbildung 51*), da trotz Bewölkung immer noch genügend UV-Strahlung vorhanden ist, um Hautschäden zu verursachen. Mit der *Abbildung 52* wird nochmals der Einfluss der Bewölkung auf die UV-Strahlung auf einer größeren Skala verdeutlicht. Zu erkennen ist ein Ausschnitt West- und Mitteleuropas mit der modellierten erythemwirksamen UV-Tagesdosis für den 6. Juni 2003. In Teilen Süddeutschlands werden Werte von etwa 4500 J/m<sup>2</sup>, in Marokko gar Werte von über 6000 J/m<sup>2</sup> erreicht. Interessant an der Abbildung ist der deutlich sichtbare Einfluss der Bewölkung – beispielsweise über Nordfrankreich. Anhand der geringen UV-Werte (blau) kann die Kontur der Wolkenbänder verfolgt werden. Das Bild ist zudem ein anschauliches Beispiel für den Einfluss einer Großwetterlage auf die Bewölkung bzw. UV-Strahlung. An dem Tag lag ein ausgedehntes Tiefdruckgebiet (T) über dem Atlantik, das in Richtung Osten zog. So ist auch in der Abbildung über Frankreich und Teilen der Nordsee deutlich die Frontbewölkung der Zyklone anhand der geringen UV-Werte erkennbar.



*Abbildung 52: Beispiel für den Einfluss von Wolken auf die erythemwirksame UV-Tagesdosis über West- und Mitteleuropa. Datengrundlage: UV-Daten des JOINT RESEARCH CENTER (JRC).*

Es zeigt sich somit gleichzeitig der starke Einfluss von Wetterlagen auf die Strahlungsintensität und damit indirekt auch der Einfluss von Wolken auf die UV-Strahlung.

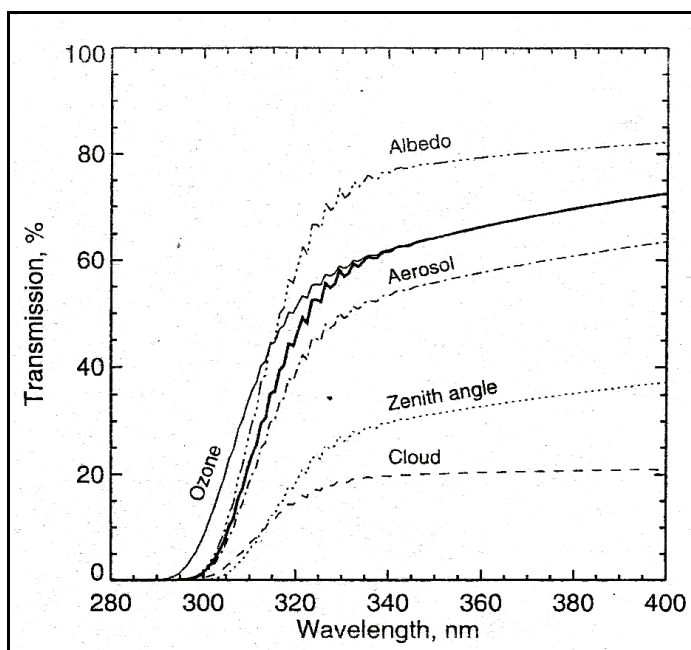
### 3.1.2.5 Die Abhängigkeit der UV-Strahlung von der Höhe über NN und der Albedo

Neben dem Sonnenstand, dem Ozon, den Aerosolen und der Bewölkung ist die UV-Strahlung zusätzlich von der Höhe über NN und der Albedo abhängig. Die Höhenabhängigkeit der UV-Strahlung beruht auf der Tatsache, dass mit zunehmender Höhe der Einfluss troposphärischer Luft geringer wird. Das bedeutet, dass beispielsweise Aerosole durch Staub oder sonstige Emissionen an Bedeutung verlieren, und die UV-Strahlung weniger der Extinktion ausgesetzt ist. Zudem verändert sich mit der Höhe auch die Bodenalbedo, da mit zunehmender Höhe eher Schnee und Eis die Albedo darstellen und weniger normaler Boden. Dies führt dazu, dass regional (in schnee- und eisbedeckten Regionen) die UV-Strahlung zusätzlich erhöht wird, da sich die Reflexion der Einstrahlung hinzu addiert. Gleiches gilt für den Effekt der Wolken, an deren Oberfläche die Strahlung ebenfalls gestreut bzw. reflektiert wird. Eine genaue Angabe der Höhenzunahme ist schwierig, da sich mehrere Prozesse überlagern. WEATHERHEAD et al. (2004) beschreiben eine Zunahme der UV-Strahlung zwischen 7 und 25 % auf 1000 m. Die große Schwankung lässt sich auf die genannten Einflussfaktoren zurückführen. Zudem muss erwähnt werden, dass der Wert zusätzlich noch von der Wellenlänge der Strahlung abhängt.

Neben dem Einfluss auf den Höhengradienten der UV-Strahlung hat die Albedo einen weiteren Einfluss auf die Strahlungsmenge an der Erdoberfläche. Je nach Albedo kann die UV-Strahlung von der Erdoberfläche reflektiert, durch Luftmoleküle und Aerosole nochmals reflektiert und wieder gen Boden gestreut werden. Eine Erhöhung der UV-Strahlung ist die Folge. Nach KÖPKE et al. (2007) kann eine Erhöhung der Albedo um 10 % zu einer Erhöhung des UVI um 4 % führen. Auf schneebedeckten Flächen fällt dieser Wert höher aus. WEATHERHEAD et al. (2004) haben eine Erhöhung von bis zu 60 % der UV-Strahlung bei einem Vergleich zwischen einem schneebedecktem (Albedo > 0,8) und einem schneefreien Boden (Albedo < 0,2) festgestellt. So kann es bei dichter Bewölkung passieren, dass die UV-Strahlung sowohl auf dem Schnee als auch an der Wolkenunterseite reflektiert wird und somit hohe UV-Werte bestehen, obwohl der Himmel bedeckt ist.

## Die Gegenüberstellung der strahlungsbeeinflussenden Faktoren:

Zusammenfassend zeigt die *Abbildung 53* einen Vergleich der Transmission (Durchlässigkeit) in Abhängigkeit von der Wellenlänge für die zuvor beschriebenen Faktoren Ozon, Albedo, Aerosole, Sonnenzenitwinkel und Bewölkung. Die fett gedruckte schwarze Linie beschreibt den Referenzzustand der Atmosphäre mit wolken- und aerosolfreiem Himmel, einer Albedo von 5 %, einem Sonnenzenitwinkel von 30° und einer Ozonkonzentration von 300 DU. Die anderen Linien zeigen die Veränderung des jeweiligen Parameters. Die Albedo erhöht sich um 60 %, die Ozonkonzentration sinkt auf 150 DU, eine troposphärische Aerosolzunahme setzt ein, der Sonnenzenitwinkel nimmt auf 60° zu und eine Bewölkung mit einer optischen Dichte von 32 (5 – 7 km) setzt ein.



*Abbildung 53: Spektrale Transmission (%) von verschiedenen Modellatmosphären. Die dicke Linie zeigt die Referenzstrahlung für einen Sonnenwinkel von 30°, wolkenfreiem Himmel, einer Ozonkonzentration von 300 DU und einer Bodenalbido von 5 %. Die dünnen Linien zeigen jeweils die veränderten Parameter bei einer Bodenalbido von 60 %, 150 DU Ozonkonzentration, einer Aerosolabnahme, einem Sonnenzenitwinkel von 60° und einer Bewölkung mit einer optischen Tiefe von 32. Quelle: MADRONICH und FLOCKE, 1997.*

Die Ozonabnahme bewirkt eine Strahlungszunahme im UV-B Bereich. Die Zunahme der Aerosole und der Bewölkung führt zu einem Absinken der Transmissivität, was vor allem auf die Bewölkung zutrifft. Die Zunahme des Sonnenzenitwinkels hat eine Abnahme der Transmissivität zur Folge, die Erhöhung der Albedo hingegen eine Zunahme. Die *Abbildung 53* zeigt das Zusammenwirken der Faktoren, wobei sie einem Modellversuch unterliegt, in dem die Faktoren einzeln verändert wurden. Die Überlagerung dieser Faktoren macht eine Aussage zur Nettoveränderung der UV-Strahlung daher sehr schwierig. Insbesondere vor dem Hintergrund einer UV-Prognose unter dem Klimawandel ist dies zu berücksichtigen.

### 3.1.3 Die Veränderung der UV-Strahlung

Nachdem der Einfluss der einzelnen Faktoren auf die UV-Strahlung angesprochen worden ist, stellt sich die Frage nach der Veränderung der UV-Strahlung während der letzten Jahrzehnte sowie für die Zukunft (anhand einer eigenen Auswertung von rekonstruierten Satellitendaten wird dies in Kapitel 5.0 detaillierter thematisiert). Im Rahmen von BayFORKLIM wurde die UV-Strahlung in Abhängigkeit von Ozon und weiteren Einflussfaktoren am Hohenpeißenberg und in Würzburg untersucht, um die Veränderung der Strahlung seit 1968 abschätzen zu können. In der Untersuchung (Rekonstruktion) wurde nach WINKLER (2004) eine Erhöhung der erythemwirksamen UV-Spitzenwerte sowie Verstärkungs- (Frühjahr, Sommer) aber auch Abschwächungseffekte (Herbst) bei der mittleren UV-Dosis in Abhängigkeit von der Jahresdosis ermittelt, wobei sich der Einfluss der Ozonreduktion insbesondere im Frühjahr bemerkbar macht (GANTER und KÖHLER, 1998). Nach Meinung von WINKLER (2004) kommt es im Frühjahr teilweise zu einer Kompensation des ozonbedingten UV-Anstiegs durch meteorologische Veränderungen (mehr Wolken, Abnahme der Sonnenstunden). Im Sommer hingegen wird der Ozoneffekt durch eine Zunahme der Sonnenstunden, weniger Bewölkung und geringere Trübung verstärkt – eine Erklärung für die erhöhte UV-Strahlung. Die Abnahme im Herbst lässt sich mit einer Überkompensation (weniger Sonnenstunden, mehr Wolken) erklären, die eine Reduktion der UV-Strahlung zur Folge hat.

Die *Abbildung 54* zeigt die Entwicklung der UV-Strahlung über Europa auf Grundlage einer Modellberechnung von DEN OUTER (2003). Eine Zunahme der UV-Strahlung zwischen 8 – 9 % für Mitteleuropa (1980 – 2001) ist ersichtlich. Die Zunahme der Strahlung wird vom Autor in erster Linie dem Rückgang des Ozon zugeschrieben, obwohl auch meteorologische Einflüsse (Bewölkung, etc.) eine Rolle spielen. Zudem muss erwähnt werden, dass die UV-Strahlungsveränderung generell einer hohen Variabilität unterliegt und auch stark wellenlängenabhängig ist.



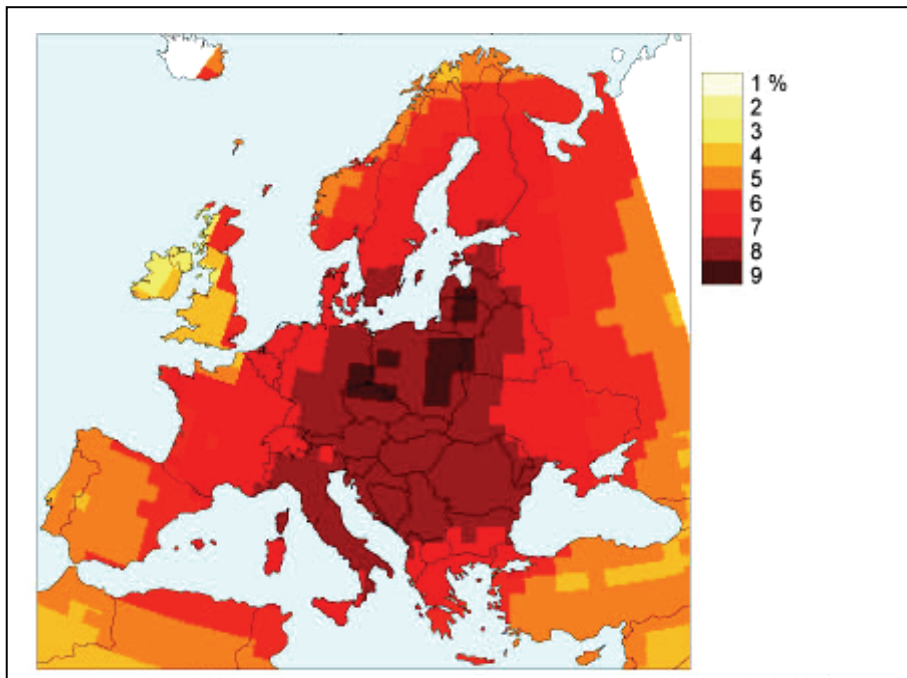


Abbildung 54: Zunahme der UV-Strahlung über Europa auf Grundlage von Modellberechnungen zwischen 1980 und 2001. Quelle: DEN OUTER, 2003.

Die hier genannten Beispiele zur Veränderung der UV-Strahlung stehen in engem Zusammenhang mit der Ozonreduktion, die von den Autoren hervorgehoben wurde. Wie im Kapitel 2.5.2 zum Ozon diskutiert, ist mit einer – eventuell verzögerten – Regeneration des Ozonloches aufgrund klimatischer Einflüsse (z.B. Stratosphärentemperatur) bis etwa 2065 zu rechnen. Insofern wird die UV-Strahlung zunehmend von Faktoren des Klimawandels beeinflusst. Das heißt, kurzfristige Niedrigozonereignisse oder etwa Veränderungen der Wetterlagen und Bewölkung bekommen einen größeren Stellenwert, wenn es um die Veränderung der UV-Strahlung geht. Im Folgenden wird die Entwicklung der zukünftigen UV-Strahlung anhand von Studien erläutert.

REUDER et al. (2004b) haben in einer Untersuchung die zukünftige UV-Strahlung mit und ohne Wolken modelliert. Dabei wurde die erythemgewichtete UV-Strahlung unter Berücksichtigung der Ozonregeneration für jeweils 5 Modelljahre um 1990 (Szenario mit  $1x CO_2$ ) und 5 Modelljahre unter der Annahme einer Verdopplung des  $CO_2$  (Szenario  $2x CO_2$ ) um 2050 für verschiedene Orte in Bayern berechnet. Die *Abbildung 55* zeigt die Ergebnisse der Studie für Würzburg und den Hohenpeißenberg. Der Einfluss des Klimawandels auf die UV-Strahlung ist in den mittleren und unteren Abbildungen ersichtlich, die die prozentuale Veränderung von  $H_{ERY}$  (erythem-effektive Bestrahlung) zwischen den Szenarien für wolkenlose und bewölkte Verhältnisse abbilden. Die ganzjährige Abnahme der UV-Strahlung (mittlere Abbildung) ist darauf zurückzuführen, dass in diesem Falle nur das stratosphärische Ozon eine Rolle spielt, wobei hier eine

Regeneration bis 2050 angenommen wird. Die Abhängigkeit von der Jahreszeit ist nach Meinung der Autoren darauf zurückzuführen, dass die Erholung des Ozons im Sommer und Herbst zusätzlich durch photochemisch gebildetes Ozon in der Troposphäre verstärkt wird. Unter Berücksichtigung der Bewölkungsveränderung (untere *Abbildung 55*) ergibt sich ein anderes Bild, denn während der Herbst- und Wintermonate wird der ozonbedingte Rückgang der UV-Strahlung nur wenig gemildert, teilweise sogar verstärkt. In den Sommermonaten hat der Rückgang der Bewölkung eine Überkompensation des Ozons zur Folge und führt zu einer Zunahme der UV-Strahlung von bis zu 15 %.

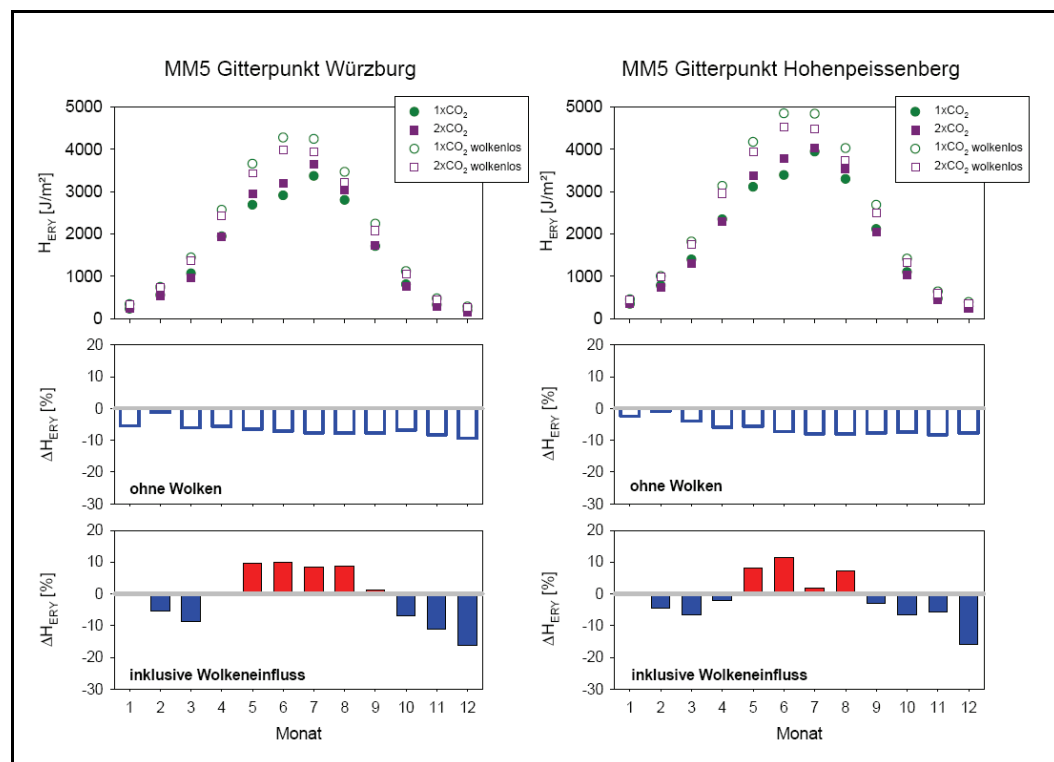
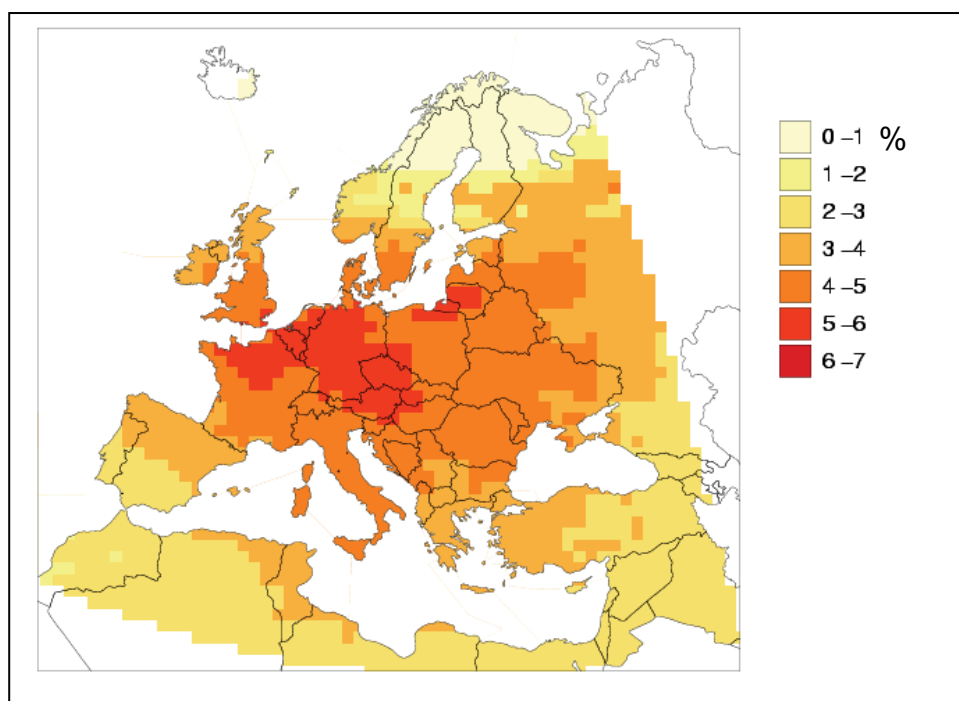


Abbildung 55: Mittlere Tagesexposition (oben) der UV-Strahlung (erythemgewichtet,  $H_{ERY}$ ) für das 1x  $CO_2$ - und 2x  $CO_2$ - Szenario für Würzburg und Hohenpeissenberg. Die offenen Symbole beschreiben wolkenlose Bedingungen, ausgefüllte Symbole beschreiben die Bedingungen unter Wolkeneinfluss. Die unteren Abbildungen zeigen die prognostizierte Veränderung der mittleren täglichen UV-Exposition zwischen 1x  $CO_2$ - und 2x  $CO_2$ - Szenarien mit und ohne Berücksichtigung der Bewölkung. Quelle: REUDER et al., 2004b.

Der Rückgang der Bewölkung ist vermutlich auf eine Umstellung der Witterungssituationen zukünftiger Sommer mit weniger feuchten Westwetterlagen und vermehrten trockenen Ostwetterlagen zurückzuführen. Es zeigt sich für die Zukunft, dass in den Sommermonaten in Bayern mit einer Zunahme der UV-Strahlung zu rechnen ist, die stärker als die zu erwartende Abnahme der UV-Strahlung durch die Erholung der Ozonschicht ausfällt, was sich auf die klimatisch bedingte Bewölkungsveränderung zurückführen lässt (vgl. REUDER et al., 2004b).

Vor dem Hintergrund des Einflusses der UV-Strahlung auf die Hautkrebsinzidenz wurde von KELFKENS et al. (2002) ein Modell zur Risikobewertung unter dem Einfluss des

Klimawandels entwickelt. Das Modell prognostiziert die Entwicklung der UV-Strahlung und damit eine mögliche Veränderung der Hautkrebsinzidenz. An dieser Stelle ist vorerst nur die Entwicklung der UV-Strahlung von Interesse. In dem Modell wurde versucht, die Einflüsse des Klimawandels auf das Ozon zu berücksichtigen. Es wurden unter anderem die Veränderung der Stratosphärentemperatur (Abnahme) und der sich damit verändernde Ozonkreislauf, die Veränderung der atmosphärischen Dynamik sowie der Einfluss des Polarwirbels in das Modell integriert. Zunächst wurde ermittelt, dass sich die Regeneration der Ozonschicht unter dem Einfluss des Klimawandels verzögert, was die ozonbedingte Erhöhung der UV-Strahlung länger anhalten lässt. Die *Abbildungen 56* und *57* zeigen die prozentuale Veränderung der UV-Strahlung zwischen 1980 und 2020 ohne (*56*) und mit (*57*) Einfluss des Klimawandels.



*Abbildung 56: Prognose zur Entwicklung der effektiven UV-Strahlung im Jahre 2020 ohne dem Einfluss des Klimawandels. Quelle: KELFKENS et al., 2002.*

Die Veränderung der UV-Strahlung ist deutlich sichtbar, wobei auf die unterschiedliche Skalierung bzw. Klassifizierung hingewiesen werden muss. Die Zunahme ist in erster Linie auf die verzögerte Ozonkonzentration zurückzuführen, die in der Wissenschaft allerdings noch umstritten ist (siehe Kapitel 2.5). Das Maximum der UV-Strahlung ist nach Meinung der Autoren etwa 2020 erreicht und in Mitteleuropa 4 – 6 % höher mit Einfluss des Klimawandels als ohne diesen. Unsicherheiten der Prognose bestehen beispielsweise in der fehlenden Berücksichtigung der Bewölkung und der Aerosole oder im fehlenden Verständnis um das Zusammenwirken der Ozonchemie, der atmosphärischen Dynamik und der Treibhausgase.

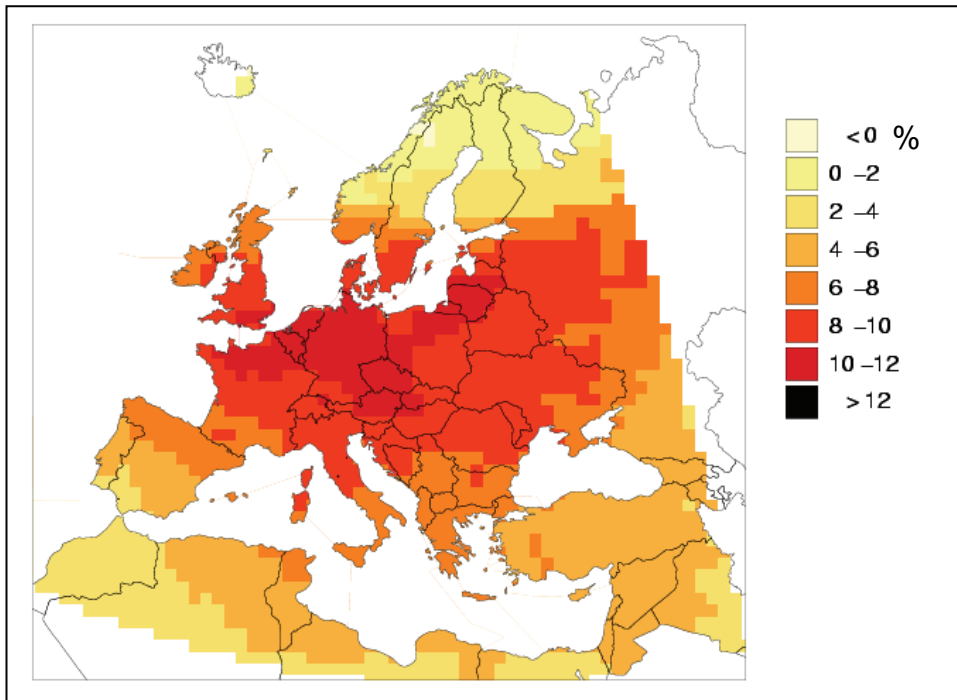


Abbildung 57: Prognose zur Entwicklung der effektiven UV-Strahlung im Jahre 2020 mit dem Einfluss des Klimawandels. Quelle: KELFKENS et al., 2002.

Die *Abbildung 58* zeigt in einer Übersicht eine qualitative Bewertung bzw. Abschätzung zum Einfluss des Klimawandels auf die UV-Strahlung. Je nach Position der Kästchen im Koordinatensystem lässt sich die Beeinflussung durch den Klimawandel (Y-Achse) sowie der Einfluss auf die UV-Strahlung (X-Achse) ablesen. Die farbliche Unterlegung beschreibt, ob der Einfluss sicher, oder eher unsicher ist. Zudem lässt sich an den Hochzahlen erkennen, ob es sich um einen direkten oder indirekten Einfluss auf die UV-Strahlung handelt. Beispielsweise ist der Einfluss der Aerosole auf die UV-Strahlung relativ hoch und zudem erwiesen, allerdings werden Aerosole durch den Klimawandel eher wenig beeinflusst. Als weiteres Beispiel lässt sich die Bewölkung nennen, deren Einfluss auf die Strahlung sehr hoch ist, sie selber aber auch durch den Klimawandel beeinflusst wird. Da der Solarzyklus nicht vom Klimawandel beeinflusst wird, wurde das Feld entsprechend farblos gehalten.

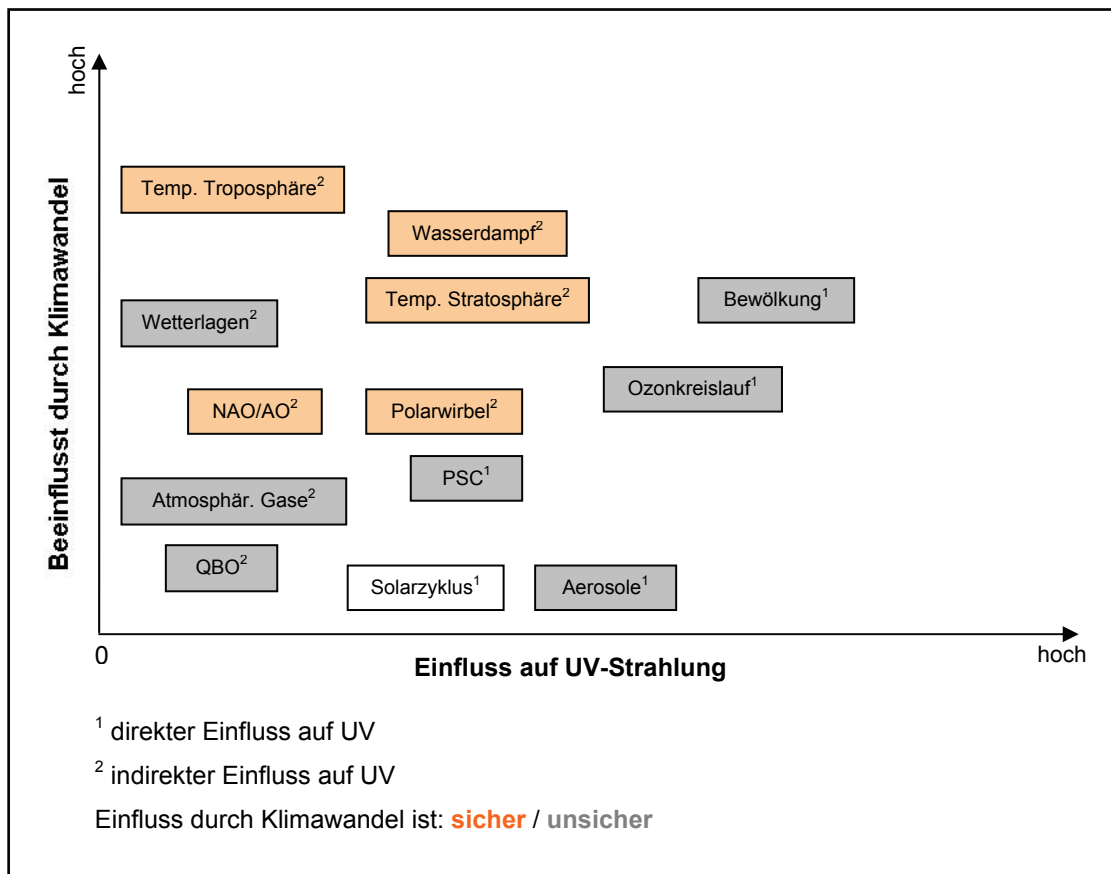


Abbildung 58: Qualitative Abschätzung zum Einfluss des Klimawandels auf die UV-Strahlung. Entwurf: J. AUGUSTIN, 2009.

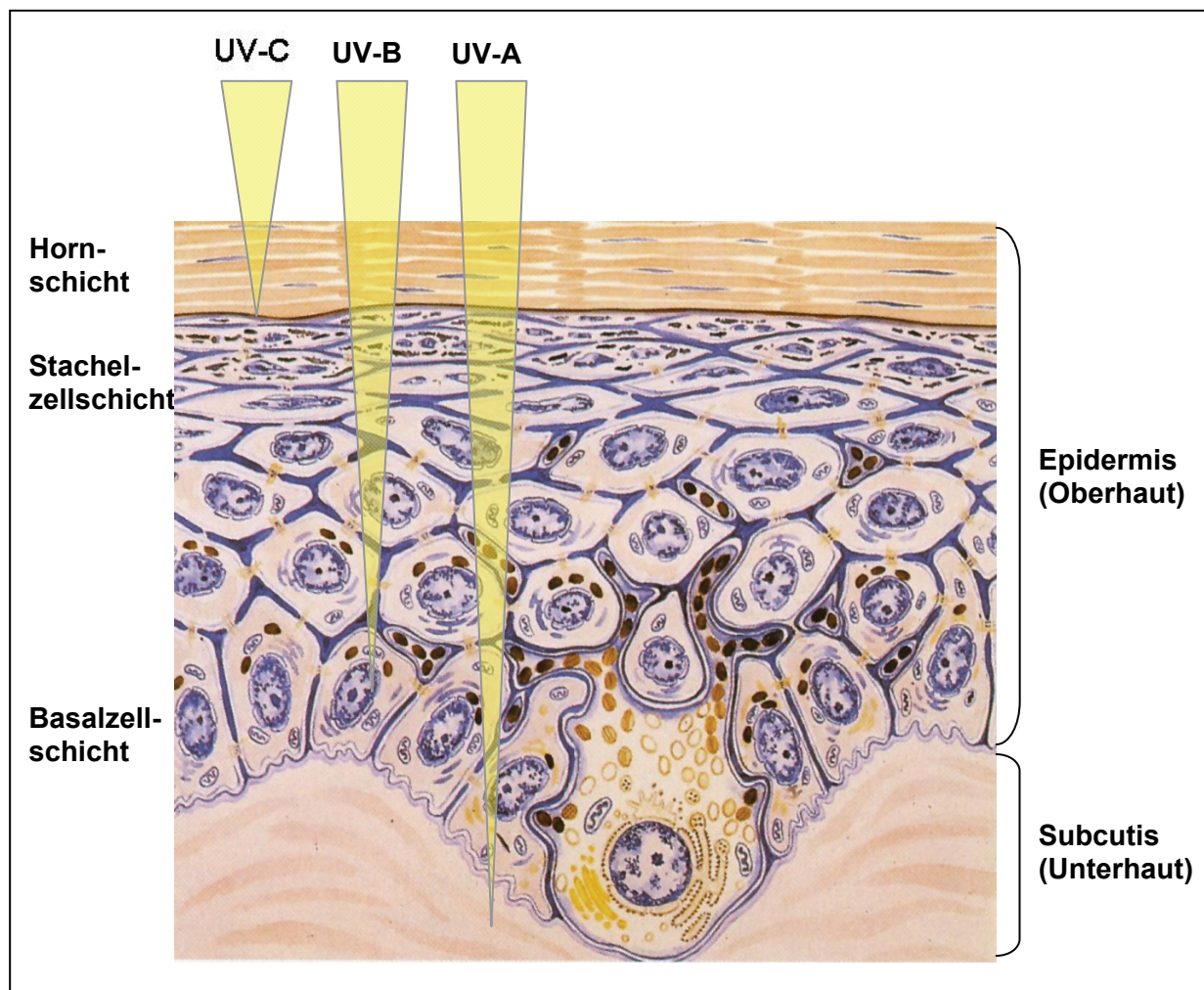
Aus der *Abbildung 58* geht zusammengefasst der Einfluss des Klimawandels auf die UV-Strahlung hervor. Es wird deutlich, dass der Klimawandel direkt oder indirekt zahlreiche Prozesse beeinflusst, die wiederum unterschiedlich starke Auswirkungen auf die UV-Strahlung haben. Ein zentrales Problem besteht in der Überlagerung und gegenseitigen Beeinflussung dieser Prozesse. So können bestehende Szenarien zur Veränderung der UV-Strahlung nur mit einer Auswahl der gezeigten Faktoren durchgeführt werden, um die Unsicherheiten möglichst gering zu halten. Die Bewölkung ist ein gutes Beispiel dafür, denn sie hat eine hohe raumzeitliche Variabilität auf der einen Seite – und eine Abhängigkeit von weiteren Faktoren wie den Aerosolen und Wasserdampfgehalt auf der anderen Seite – was eine Prognose nochmals erschwert.

### **Kernaussagen: Die UV-Strahlung und ihre beeinflussenden Parameter**

- Deutliche Abhängigkeit der UV-Strahlungsintensität vom Sonnenstand bzw. Sonnenzenitwinkel (50 % der erythemwirksamen Energie 1 Std. vor und nach Sonnenhöchststand)
- Wirkung des Ozons auf die UV-Strahlung stark wellenlängenabhängig, je kürzer die Wellenlänge, desto höher die Filterwirkung
- Absorptionseigenschaften der Aerosole von der Aerosol Optischen Dicke (AOD) abhängig, wobei weniger die Aerosolmenge sondern der Aerosoltyp entscheidend für die Filterung ist (bis zu 50 % Abnahme bei starker Luftverschmutzung)
- Strahlungsdurchlässigkeit einer Wolke wird entscheidend durch die optische Dicke beeinflusst und ist zudem von der Wellenlänge abhängig
- Wolken können die UV-Strahlung schwächen (bis zu 99 % bei Cumulusnimbus congestus), aber auch stärken, wenn die UV-Strahlung bei Teilbewölkung an den Wolken reflektiert bzw. gebündelt wird und sich dadurch erhöht
- Zunahme der UV-Strahlung mit der Höhe (zwischen ca. 7 und 25 % pro 1000 m) aufgrund abnehmender Emissionen aus Bodennähe (z.B. Staub); durch sich überlagernde Prozesse allerdings schwer prognostizierbar
- Zunahme der UV-Strahlung im Frühjahr und Sommer, vermutlich bedingt durch Ozonverluste
- Große Unsicherheiten bei der Modellierung der zukünftigen UV-Strahlung; erste Ergebnisse zeigen jedoch eine weitere Zunahme in den nächsten zwei Dekaden, insbesondere unter Berücksichtigung des Klimawandels

### 3.2 Die UV-Strahlung und ihre Wirkung auf die menschliche Haut

In der Entwicklungsgeschichte des Menschen war eine Anpassung an die energiereiche ultraviolette Strahlung notwendig. Diese erfolgte in erster Linie durch die Haut, die in Abhängigkeit von der geographischen Breite und damit von der Sonnenintensität eine unterschiedliche Helligkeit bzw. Pigmentierung besitzt. Die Hautfarbe ist auf das Pigment Melanin zurückzuführen, das der Haut einen natürlichen Schutz vor der UV-Strahlung verleiht (KRONBERG, 2006). In der *Abbildung 59* ist der schematische Aufbau der Haut zu erkennen. Deutlich wird, dass die Eindringtiefe der UV-Strahlung in die Haut von der Wellenlänge abhängig ist.



*Abbildung 59: Aufbau der menschlichen Haut mit Eindringtiefe der ultravioletten Strahlung in Abhängigkeit der Wellenlänge. Modifiziert nach AUGUSTIN, 2008.*

Die Epidermis (Oberhaut) unterteilt sich in die Hornschicht, Stachelzellschicht und Basalzellschicht. Letztere besteht aus säulenförmigen Zellen, die sich ständig teilen und in einem etwa dreiwöchigen Zyklus an die Hautoberfläche transportiert werden. Dabei entwickeln sie sich zu Stachelzellen (zu erkennen an der abgeflachten Form), sterben ab und werden als Hornschicht im Zuge der Hauterneuerung abgerieben (vgl. SANDMANN,

2001). Trifft UV-Strahlung auf die Hautoberfläche, so dringt diese in Abhängigkeit von ihrer Wellenlänge in die Haut ein. Wie in *Abbildung 59* zu erkennen, dringt die UV-A Strahlung bis in die Subcutis ein. Die UV-B Strahlung beeinflusst „nur“ die Epidermis, die besonders energiereiche UV-C Strahlung „nur“ die Hornschicht der Epidermis. Durch den Kontakt mit der UV-Strahlung ergeben sich verschiedene Wechselwirkungen zwischen der Haut und ihren photosensiblen Bestandteilen (DNA, Proteine, Melanin und anderen photosensiblen Moleküle), die zu einer (wellenlängenabhängigen) Abschwächung der UV-Strahlung in die Haut führen. Diese Wechselwirkungen bewirken nach verschiedenen photophysikalischen und photochemischen Reaktionen eine Veränderung der biologischen Eigenschaften relevanter Moleküle. In der Basalzellschicht befinden sich die für die Melaninbildung erforderlichen Pigmentzellen (Melanozyten). Die Melaninproduktion erfolgt durch die Anregung ultravioletter Strahlung. Das Melanin wird zu den Keratinocyten transportiert, wobei die sich auf dem Zellkern ausbildende Melaninkappe über die UV-Absorption den Schutz der Erbinformation darstellt (vgl. SSK, 1998). Aus der Verlagerung des Melanins von den Melanozyten in die Keratinocyten resultiert die Sofortpigmentierung, d.h. eine leichte Bräunung. Wird die Haut wiederholt längere Zeit der UV-Strahlung ausgesetzt, teilen sich die Pigmentzellen, so dass die Anzahl der Zellen steigt und die Melanozyten vergrößert. Dieser Vorgang führt zu einer länger anhaltenden Pigmentierung (Spätpigmentierung) und ist ein natürlicher Schutzmechanismus der Haut vor der UV-Strahlung. Neben der Pigmentierung kann es zur Ausbildung der Lichtschwiele kommen, einer Verdickung der Hornschicht, die ebenfalls dem Schutze der UV-Strahlung dient (vgl. SANDMANN, 2001).

Die UV-Strahlung kann von der Erbinformation tragenden Desoxyribonukleinsäure (DNA) der Hautzellen direkt absorbiert werden. Das gilt vor allem für das UV-B, zu geringen Anteilen auch für das UV-A. Sie kann aber auch indirekt über die von UV-A erzeugte molekulare Spezies (z.B. reaktive Sauerstoffverbindungen) absorbiert werden, die dann mit dem DNA-Molekül interagieren (vgl. SSK, 1998). Das DNA-Molekül der Zelle ist somit in der Lage, sowohl UV-Photonen direkt zu absorbieren als auch mit der UV-induzierten molekularen Spezies indirekt zu reagieren. In beiden Fällen können DNA-Läsionen (DNA-Stangenbrüche, Veränderung der molekularen Geometrie) die Folge sein, die nicht, nicht vollständig oder fehl-repariert werden. Die molekularen Reperaturmechanismen der Zelle arbeiten somit bei größeren Veränderungen nicht immer fehlerfrei, was bei einer Akkumulation von DNA-Schäden im Laufe des Lebens zu Mutationen führen kann. Die UV-Strahlung ist damit in der Lage, in unterschiedliche Zelltypen der Epidermis (z.B. Keratinocyten, Melanozyten) spezifische DNA-Läsionen zu erzeugen, die zur Ausbildung



von Mutationen der Haut in Form von Hautkrebs – wie dem Basalzellkarziom (BCC), Plattenepithelkarzinom (SCC) oder malignen Melanom (MM) – führen (vgl. GREINERT et al., 2008). Auf die einzelnen Formen der Hautkrebsarten wird in Kapitel 3.3 noch genauer eingegangen.

Überschreitet die UV-Dosis die Minimale Erythemale Dosis (MED) können akute Hautschäden auftreten. Die MED definiert sich als die Dosis, bei der gerade noch eine Hautrötung (Sonnenbrand) 24 Stunden nach Bestrahlung eintritt. In der Regel liegt sie bei 250 J/m<sup>2</sup> für den Hauttyp II (vgl. STEINMETZ, 2000). In den Sommermonaten können nach HÖLZLE und HÖNIGSMANN (2005) Werte von 17 MED's (Oakland) erreicht werden. Eine eintretende Hautrötung ist auf eine gefäßerweiternde Wirkung mit einer lokalen Entzündungsreaktion durch die UV-Strahlung (UV-A, UV-B) zurückzuführen, wobei die genauen Mechanismen der Gefäßerweiterung noch nicht vollständig geklärt sind. Wird die Erythemschwelle weit überschritten, entstehen Blasen und schließlich oberflächliche Hautnekrosen, d.h., das Gewebe stirbt ab (vgl. SSK, 1998).

In der *Tabelle 5* sind sechs Hauttypen nach der Einteilung von Fitzpatrick aufgezeigt sowie deren Bezeichnung, Beschreibung und Reaktion auf Sonnenexposition beschrieben. Erkennbar ist die Abhängigkeit der MED vom Hauttyp, die sich letztlich auf die Pigmentierung bzw. Melaninproduktion der Melanozyten zurückführen lässt. Die Anzahl der Melanozyten ist zwar unabhängig vom Hauttyp gleich, allerdings ist die Produktivität der Melanozyten abhängig vom Hauttyp. Die Angabe der Dauer bis MED bezieht sich hier auf eine Sonnenexposition in den Sommermonaten in mittleren europäischen Breiten bei sonnenungewohnter Haut.

Haut- typ:	Bezeichnung:	Beschreibung:	Reaktion auf Sonnenexposition:	Dauer bis MED
I	Keltischer Typ	Auffallend helle Haut, rötliche bis hellblonde Haare, blaue Augen	Immer Sonnenbrand, kaum Bräunung auch nach wiederholter Bestrahlung	< 10 Minuten
II	Hellhäutiger Europäer	Helle Haut, blonde bis dunkelblonde Haare, blaue, grüne Augen	Fast immer Sonnenbrand, mäßige Bräunung nach wiederholter Bestrahlung	10 bis 20 Minuten
III	Dunkelhäutiger Europäer	Helle bis hellbraune Haut, dunkelblonde bis braune Haare, graue, braune Augen	Gelegentlich Sonnenbrand, fortschreitende Bräunung	20 bis 30 Minuten
IV	Mediterraner Typ	Hellbraune bis braune Haut, dunkelbraune bis schwarze Haare, dunkle Augen	Sehr selten Sonnenbrand, tiefe Bräunung	> 40 Minuten
V	Indischer Typ	Braune bis dunkelbraune Haut, schwarze Haare, dunkle Augen	So gut wie nie Sonnenbrand	
VI	Afrikanischer Typ	Schwarze Haut, schwarze Haare, dunkle Augen	So gut wie nie Sonnenbrand	

*Tabelle 5: Hauttypen nach Fitzpatrick mit Bezeichnung und Beschreibung sowie Angabe der MED. Modifiziert nach SANDMANN, 2001.*

Die *Abbildung 60* stellt die Wirkungsspektren der UV-Strahlung für verschiedene biologische Prozesse der Haut dar. Die Abbildung zeigt die Wellenlängenabhängigkeit der UV-Strahlung für die Erythembildung (Sonnenbrand), sowie für die Spätpigmentierung und Sofortpigmentierung. Im Falle der Erythembildung und der Spätpigmentierung sind nur Wellenlängen < 320 nm (v.a. UV-B) verantwortlich. Hingegen ist der UV-A Bereich (> 320 nm) für die Sofortpigmentierung verantwortlich, damit aber auch für die Hautalterung. Untersuchungen zeigen zudem, dass der Einfluss der UV-A Strahlung auch zu strukturellen und genetischen Veränderungen führen kann, die bislang deutlich unterschätzt wurden (vgl. SSK, 1998; GREINERT et al., 2008). Dies ist aufgrund der relativ hohen Eindringtiefe der UV-A Strahlung besonders wichtig.

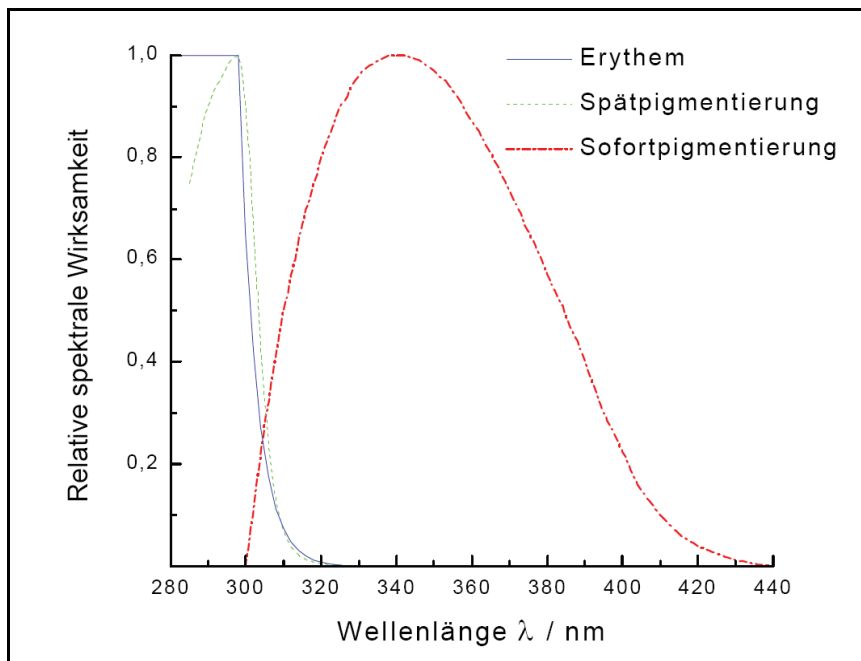


Abbildung 60: Wirkungsspektren der UV-Strahlung für ausgewählte biologische Prozesse. Quelle: SANDMANN, 2001.

#### Kernaussagen: Die UV-Strahlung und ihre Wirkung auf die menschliche Haut

- Eindringtiefe der UV-Strahlung in die Haut abhängig von der Wellenlänge (je langwelliger, desto tiefer)
- Durch die UV-Strahlung angeregt produzieren Pigmentzellen (Melanozyten) Melanin als Eigenschutzfunktion der Haut, welches die UV-Strahlung absorbiert und Zellschäden verhindert
- Durch übermäßige UV-Exposition auftretende Zellschäden können aber nicht mehr selbstständig repariert werden, bzw. werden nicht vollständig oder fehlerhaft repariert, was zu Mutationen (Hautkrebs) führen kann
- Empfindlichkeit der Haut gegenüber der UV-Strahlung ist vom Hauttyp und somit von der Melaninproduktion abhängig
- Vermutlich höhere Bedeutung der UV-A Strahlung hinsichtlich der Entstehung von Hautmutationen als bislang angenommen

### 3.3 **Die Epidemiologie des Hautkrebses**

Der Einfluss der UV-Strahlung kann als wesentlicher Faktor für die Bildung von Hautkrebs angesehen werden, wobei der Einfluss je nach Hautkrebsart variiert. Sozioökonomisch und kulturell bedingte Verhaltensänderungen in der Bevölkerung (Schönheitsideal „sonnengebräunte Haut“) seit den 60er Jahren des letzten Jahrhunderts, führten zu einer Zunahme der UV-Exposition und damit auch zu einer steigenden Inzidenz und Prävalenz von Hautkrebserkrankungen. Die Begriffe Prävalenz und Inzidenz stammen aus der Epidemiologie. Mit der Prävalenz wird die Anzahl der Menschen einer definierten Population (z.B. 100.000) beschrieben, die an einer bestimmten Krankheit erkrankt sind. Die Prävalenzrate ist dabei eine relative Größe aus der Anzahl der Erkrankten dividiert durch die Anzahl der Untersuchten. Sind alle erkrankt, ist die Prävalenzrate 1 – sonst entsprechend kleiner 1. Wird nur die Zahl der Neuerkrankungen betrachtet, spricht man von der Inzidenz (entsprechend Inzidenzrate), die sich aus der Anzahl der Neuerkrankten dividiert durch die Anzahl der Untersuchten ergibt.

An dieser Stelle ist zu erwähnen, dass die nichtmelanozytären Hautkrebse aufgrund ihrer geringen Mortalitätsrate nicht immer vom Krebsregister aufgefasst werden. In Deutschland werden sie nur von dem Register im Saarland, in Rheinland-Pfalz und in Schleswig-Holstein erfasst. In Schleswig-Holstein beispielsweise werden beide (BCC, SCC) Krebsarten unter „Sonstige“ zusammengefasst. Das Melanom wird in der Regel immer erfasst (Meldepflicht), wobei die Vergleichbarkeit der Daten zwischen einzelnen Staaten, aber auch Bundesländern, nicht immer gegeben ist. Dies ist unter anderem auf das nicht einheitliche Meldesystem zurückzuführen.

In diesem Kapitel wird der Hautkrebs hinsichtlich seiner Epidemiologie beschrieben. Neben der Diskussion zu Inzidenz/Prävalenz werden beeinflussende Faktoren (z.B. Expositionsverhalten) diskutiert. Zum Ende des Kapitels wird gezeigt, wie die Entwicklung bzw. Veränderung der Inzidenz/Prävalenz in der Zukunft aussehen könnte, wobei auch Präventionsmaßnahmen in Kürze vorgestellt werden.

### 3.3.1 Die Epidemiologie der nichtmelanozytären Hautkrebse

Unter die nichtmelanozytären Hautkrebse (NSMC) fallen das Basalzellkarzinom (=Basaliom) und das Platteneithelkarzinom (=Spinaliom). Beide werden jeweils auch als „heller Hautkrebs“ bezeichnet. Sowohl Basaliom als auch Spinaliom treten unabhängig von dem Vorhandensein von Muttermalen auf und haben ihren Ursprung in der Basalzellschicht bzw. in der Stachelzellschicht.

#### 3.3.1.1 Die Epidemiologie des Basalzellkarzinoms/Basalioms

Das Basaliom tritt überwiegend an den Flächen der Haut auf, die der UV-Strahlung ausgesetzt sind (80 % im Gesicht), so dass hier im Gegensatz zum Melanom, der Einfluss der UV-Strahlung eindeutig ist. Somit ist die Inzidenz des Basalioms in erster Linie von der Sonnenexposition des Menschen abhängig, wobei Hauttyp und auch genetische Faktoren eine Rolle spielen. Während beim Spinaliom (siehe Kapitel 3.3.1.2) die kumulative Dosis entscheidend ist, zeigen diverse Studien, dass das Risiko eines Basalioms steigt, wenn vor allem im Kindes- und Jugendalter starke, kurzzeitige UV-Dosen auf die Haut einwirken (GALLAGHER et al., 2007). Zudem kann der Kontakt mit Chemikalien (z.B. Arsen) die Bildung eines Basalioms begünstigen (vgl. KREBSREGISTER SCHLESWIG-HOLSTEIN, 2005). Das Basaliom wird nach AUGUSTIN (2008) auch als semimaligner Tumor bezeichnet, da es lokal zerstörend (langsam) wächst und in Knochen- und Knorpelgewebe einbrechen kann, jedoch nur in den seltensten Fällen fernmetastasiert.

Das Basaliom ist der häufigste Tumor der Haut und nimmt unter den nichtmelanozytären Hautkrebsen eine Häufigkeit von 80 % ein. Die Inzidenz des Basalioms ist stark altersabhängig, denn die Wahrscheinlichkeit ein Basaliom zu entwickeln steigt deutlich mit zunehmendem Alter an. Dies darf nicht darüber hinwegtäuschen, dass auch junge Menschen daran erkranken können. Das mittlere Erkrankungsalter liegt bei Männern und Frauen in der Altersgruppe der 65- bis 69-Jährigen. Aus dem Krebsregister des Saarlands sind Daten zur Entwicklung der Häufigkeit des Basalioms zu entnehmen, die zeigen, dass die Inzidenz zwischen 1970 und 1995 stark zugenommen hat (*Abbildung 61*). An dieser Stelle sei erwähnt, dass die *Abbildungen 61, 62 und 63* bewusst alle derselben Studie entnommen worden sind, um eine Vergleichbarkeit zu gewährleisten.

Die *Abbildung 61* zeigt den starken, altersstandardisierten Trend des Basalioms (pro 100.000 Einwohner) im Saarland. Waren im Zeitraum von 1970 – 1974 noch 7,2 Neuerkrankungen (Männer) zu verzeichnen, sind es Anfang der 90er Jahre 70 gewesen, wobei sich die Werte zu stabilisieren scheinen. Der starke Anstieg ist vermutlich auf das

sich ändernde Freizeit- und Urlaubsverhalten (mehr Sonnenexposition) und Schönheitsideal sowie auch auf die steigende UV-Strahlung (v.a. in den 80er Jahren) zurückzuführen. Grundsätzlich ist zu sagen, dass die Datenlage des Basalioms, aber auch die des Spinalioms, eingeschränkt ist, da nur in wenigen Bundesländern Krebs- bzw. Melderegister vorliegen. Zudem hat sich die Meldeaktivität im Laufe der Zeit geändert, so dass ein Teil des Anstiegs auf die zunehmende Meldeaktivität zurückzuführen sein könnte. Im europäischen Vergleich unterliegen die Inzidenzraten (Männer, pro 100.000 Einwohner) Schwankungen, beispielsweise 128 für Südwales (1998) und 93 für Eindhoven (1998-2000).

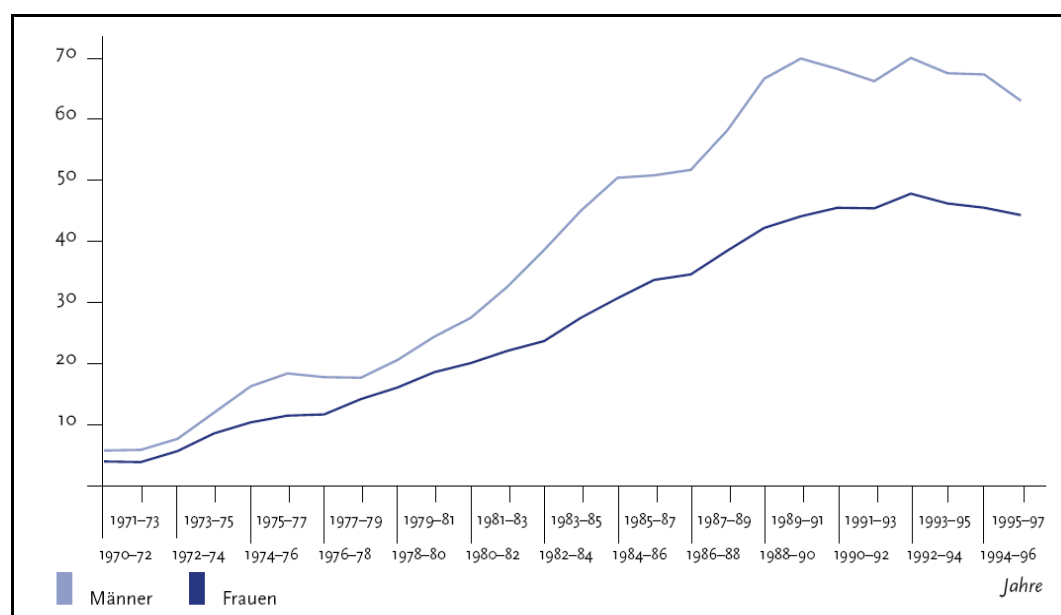


Abbildung 61: Trend der Inzidenz des Basalioms im Saarland zwischen 1970 und 1997. Fälle pro 100.000 Einwohner, alterstandardisiert. Quelle: BREITBART et al., 2004.

In Nordamerika können die Inzidenzraten (Männer, pro 100.000 Einwohner) maximale Werte von 996 in Südost Arizona (1996) erreichen, in Australien (Townsville) gar bis 2058 (1997). Zu erwähnen ist aber, dass Abweichungen durch die unterschiedliche Erhebungs- bzw. Registrierungsverfahren bestehen (vgl. BONIOL et al., 2007).

### 3.3.1.2 Die Epidemiologie des Plattenepithelkarzinoms/Spinalioms

Nach dem Basaliom ist das Spinaliom der zweithäufigste Hauttumor und macht etwa 19 % aller nichtmelanozytären Hautkrebse aus. Wie auch beim Basaliom tritt das Spinaliom insbesondere an den Hautflächen auf, die der Sonne bzw. dem UV-Licht ausgesetzt sind (Gesicht, Ohren, Handrücken, Unterarme, etc.). Zudem besteht – wie auch beim Basaliom – eine starke Altersabhängigkeit, wobei das mittlere Erkrankungsalter sogar noch höher als beim Basaliom ist (Männer 70 – 74 Jahre, Frauen 75 – 79 Jahre). Dies deutet auf den

wichtigsten Risikofaktor des Spinalioms hin, nämlich der kumulativen, d.h. über die Jahre angehäuften, UV-Dosis. Insofern ist beim Spinaliom weniger die kurzzeitige, starke UV-Dosis von Bedeutung (Basaliom) sondern die kontinuierliche Anhäufung über die Lebenszeit.

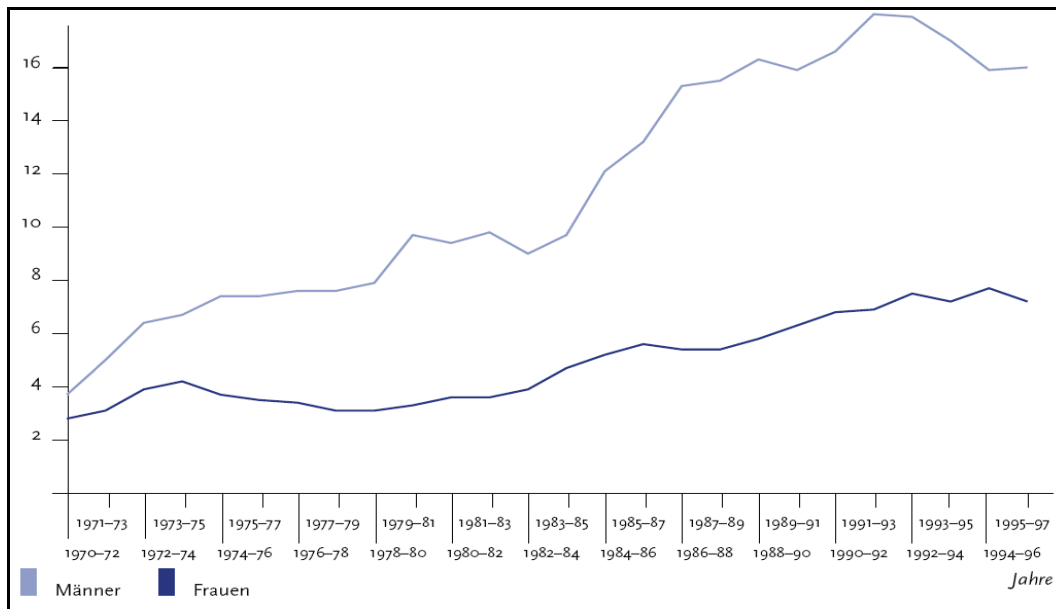


Abbildung 62: Trend der Inzidenz des Spinalioms im Saarland zwischen 1970 und 1997. Fälle pro 100.000 Einwohner, alterstandardisiert. Quelle: BREITBART et al., 2004.

Neben der UV-Strahlung können weitere Faktoren, wie die Medikamenteneinnahme nach einer Organtransplantation (Beeinträchtigung des Immunsystems) oder andere Strahlenschäden (z.B. bei Röntgenpersonal) eine Rolle spielen. Das Spinaliom hat ein Metastasierungsrisiko, wobei das Wachstum allerdings deutlich langsamer ist als beim Melanom und somit eine Heilung bei rechtzeitiger Entfernung gegeben ist (90 % aller Fälle) (vgl. AUGUSTIN, 2008). Wie auch beim Basaliom liegt die Mortalitätsrate bei unter einem Prozent.

Die Abbildung 62 zeigt die Entwicklung der Inzidenzrate des Spinalioms im Zeitraum von 1970 bis 1997. Zu erkennen ist auch hier ein starker Anstieg der Inzidenz im Laufe der Jahre, der insbesondere auf die Männer zutrifft. Trotz der starken Zunahme, vor allem zwischen 1983 und 1993 bei den Männern, liegt die Inzidenz deutlich unter der des Basalioms. Die Inzidenz der Männer stieg von 4 auf über 16 pro 100.000 während des Zeitraumes an, bei den Frauen von etwa 3 auf 6. Der Grund für den starken Geschlechtsunterschied ist schwer auszumachen, vermutlich wird aber die berufliche Exposition der Männer (Straßenbauarbeiter, Gärtner, etc.) eine Rolle spielen. Wie auch beim Basaliom sind die Werte in Teilen Nordamerikas (z.B. Südost Arizona, 271 (Männer))

für das Jahr 1996) und vor allem Australiens (z.B. Townsville, 1332 (Männer)) deutlich höher (vgl. BONIOL et al., 2007).

### **3.3.2 Die Epidemiologie des malignen Melanoms**

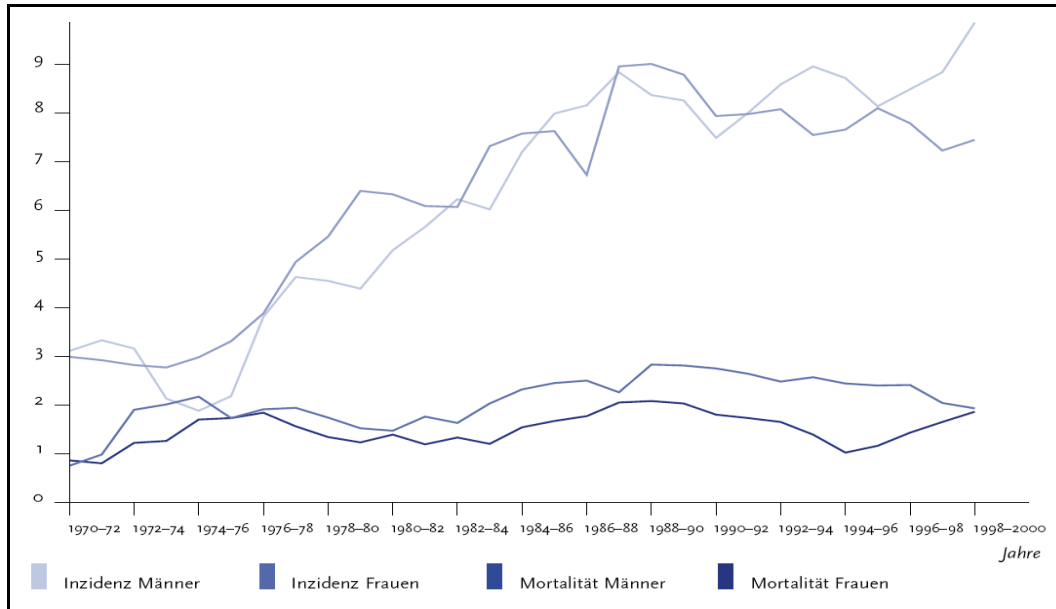
Das maligne Melanom („schwarzer Hautkrebs“) gehört nicht zu den nichtmelanozytären Hautkrebsen, da im Gegensatz zu diesen Hautkrebsen ein sehr hohes malignes Potential besteht. Das heißt die Tatsache dass sich Metastasen bilden und andere Körperzellen befallen ist sehr hoch. Insofern kann das maligne Melanom ernsthafte Folgen haben, sofern es nicht frühzeitig erkannt und behandelt wird. Das maligne Melanom hat seinen Ursprung in den Melanozyten und ist in seiner Entstehung in erster Linie an vorhandene Muttermale gebunden, kann aber auch auf klinisch unauffälliger Haut auftreten.

Die akute UV-Exposition, vor allem im Kindesalter (BOUKAMP, 2005), kann als Hauptfaktor für die Bildung eines malignen Melanoms angesehen werden, wobei UV-A und UV-B über verschiedene Wege Schäden der DNA verursachen können. Allerdings scheint es neben der UV-Strahlung noch weitere alternative Mechanismen geben, die zur Bildung des malignen Melanoms führen können, da das maligne Melanom auch an Körperpartien vorkommt, die der UV-Strahlung normalerweise nicht ausgesetzt werden (z.B. Fußsohlen). Diese Vorgänge sind noch umstritten und werden an dieser Stelle nicht weiter diskutiert. Zu erwähnen ist aber, dass sich das Erkrankungsrisiko durch die Nutzung von Sonnenbänken um das 1,4 bis 3,5-fache erhöht, ein Beleg für den Einfluss der UV-A Strahlung. Auch steht der Gebrauch von Sonnenschutzmitteln in der Diskussion, da Sonnenschutzmittel das Eindringen von UV-B in die Haut so stark senken, dass sich keine natürlichen photoprotektiven Schutzmechanismen (z.B. Melaninbildung) in der Haut ausbilden können. Zudem können Sonnenschutzmittel das Verhältnis von UV-B und UV-A zugunsten von UV-A verschieben, so dass das verstärkte UV-A als Risikofaktor angesehen werden kann (vgl. BERKING, 2005). In der Diskussion ist auch das Vitamin D, das durch den Einfluss der UV-Strahlung im Körper gebildet wird. Vitamin D kann gegen verschiedene Krebsformen schützen. Inwieweit dies auf das maligne Melanom zutrifft, ist noch in der Diskussion, zumal bereits eine 15-minütige UV-Tagesdosis ausreicht, um den täglichen Vitamin-D Bedarf zu decken.

Während Männer bei den nichtmelanozytären Hautkrebsen häufiger erkranken, ist die Inzidenz beim malignen Melanom für beide Geschlechter ähnlich hoch, zudem beim Melanom die Altersverteilung niedriger ist. Die Inzidenz steigt zwar auch hier mit zunehmendem Alter an, allerdings erkranken häufiger auch jüngere Menschen (ca. 50 %



jünger als 60 Jahre). Das mittlere Entdeckungsalter liegt bei Männern bei 58 Jahren, bei Frauen bei 56 Jahren. In der *Abbildung 63* ist der starke Anstieg der Erkrankungshäufigkeit zwischen den 1970er Jahren und Anfang der 1990er Jahren zu erkennen.



*Abbildung 63: Inzidenz und Mortalität des malignen Melanoms der Haut zwischen 1970 und 2000 im Saarland. Fälle pro 100.000 Einwohner, alterstandardisiert. Quelle: BREITBART et al., 2004.*

Auffallend ist, dass es zwar eine starke Zunahme der Inzidenz gegeben hat bzw. auch immer noch gibt, die Mortalität aber mehr oder weniger konstant geblieben ist. Hier ist allerdings zu berücksichtigen, dass eine zunehmende Entdeckung von Tumoren (z.B. durch Früherkennungsuntersuchungen) zu mehr Erkrankungsfällen, weniger Mortalitätsfällen und damit zu steigenden Erkrankungsraten bei gleichbleibenden Mortalitätsraten führt. Ob die Stabilisierung der Mortalität auf das Ergebnis von Präventionsmaßnahmen oder auf nicht ausreichende Meldeaktivitäten zurückzuführen ist, kann nicht genau gesagt werden. Es zeigt sich allerdings, dass nach Breitbart et al. (2004) in Ländern mit flächendeckenden Präventionsprogrammen (z.B. Australien, Schweden, England) die Inzidenz stabil bzw. rückläufig ist, hingegen in Ländern ohne solche Programme (z.B. Frankreich, Italien) die Inzidenzen noch weiter ansteigen. Wie auch schon bei den nichtmelanozytären Hautkrebsen ist die Variabilität der Inzidenzen im internationalen Vergleich sehr unterschiedlich. Für Europa schwankt die Inzidenz zwischen 2,8 (Männer, Griechenland) und Schweden mit 16,1 (Männer). Die für alle Mittelmeerländer geringen Inzidenzraten lassen sich auf die dunklere Haut sowie auf ein anderes Expositionsverhalten zurückführen. Hingegen steigen die Inzidenzen gen Norden an, da sich sowohl die Hautfarbe als auch in vielen Fällen das Expositionsverhalten ändert

(z.B. Urlaub im Süden). Weltweit liegen Australien und Neuseeland mit Inzidenzraten von knapp 40 (Männer) bzw. 32,3 (Frauen) an der Spitze. Erwartungsgemäß liegen die niedrigsten Inzidenzraten in den afrikanischen und asiatischen Ländern.

Grundsätzlich soll an dieser Stelle erwähnt werden, dass sich zwar die Überlebenswahrscheinlichkeit deutlich verbessert, jedoch gleichzeitig die Rückfallrate stark ansteigt (RAFFELHÜSCHEN et al., 2008). Insofern sollten die sinkenden Mortalitätsraten nicht dazu führen, das Problem Hautkrebs zu verharmlosen.

### **3.3.3 Die UV-Exposition als Einflussfaktor für die Hautkrebsinzidenz**

Wie deutlich wurde, besteht bei allen Tumoren der Haut – insbesondere bei den nichtmelanozytären Hautkrebsen – ein deutlicher Zusammenhang zwischen der UV-Exposition der Haut und der Entstehung von Hautkrebs. Somit ist die Vermeidung der UV-Strahlung die wichtigste präventive Maßnahme zur Reduktion der Hautkrebsinzidenz. Das Expositionsverhalten des Menschen ist also ein wesentlicher Faktor für die Entwicklung der Inzidenzrate. Wie noch deutlich werden wird, bestehen je nach sozialer Herkunft, Berufsgruppe oder Freizeit- und Urlaubsverhalten große Unterschiede im Expositionsverhalten. Insbesondere das thermisch motivierte Expositionsverhalten ist vor dem Hintergrund des Klimawandels ein zunehmend bedeutender, allerdings bislang kaum untersuchter Aspekt. So prophezeit beispielsweise BENTHAM (2001) eine Veränderung des Freizeitverhaltens aufgrund einer Temperaturzunahme. Als mögliche Folge nennt er einen häufigeren Aufenthalt in der Natur, einen „freizügigeren“ Kleidungsstil sowie eine dadurch bedingt erhöhte UV-Exposition. Während des heißen Sommers im Jahre 1995 konnte diese Annahme in England auch bestätigt werden, allerdings fehlt es an weiteren Untersuchungen zu dieser Thematik. Im Kapitel 5.3 wird der Aspekt der thermischen Motivation indirekt nochmals aufgegriffen, wenn es um die Entwicklung eines Index zur Beschreibung der Aufenthaltswahrscheinlichkeit im Freien geht.

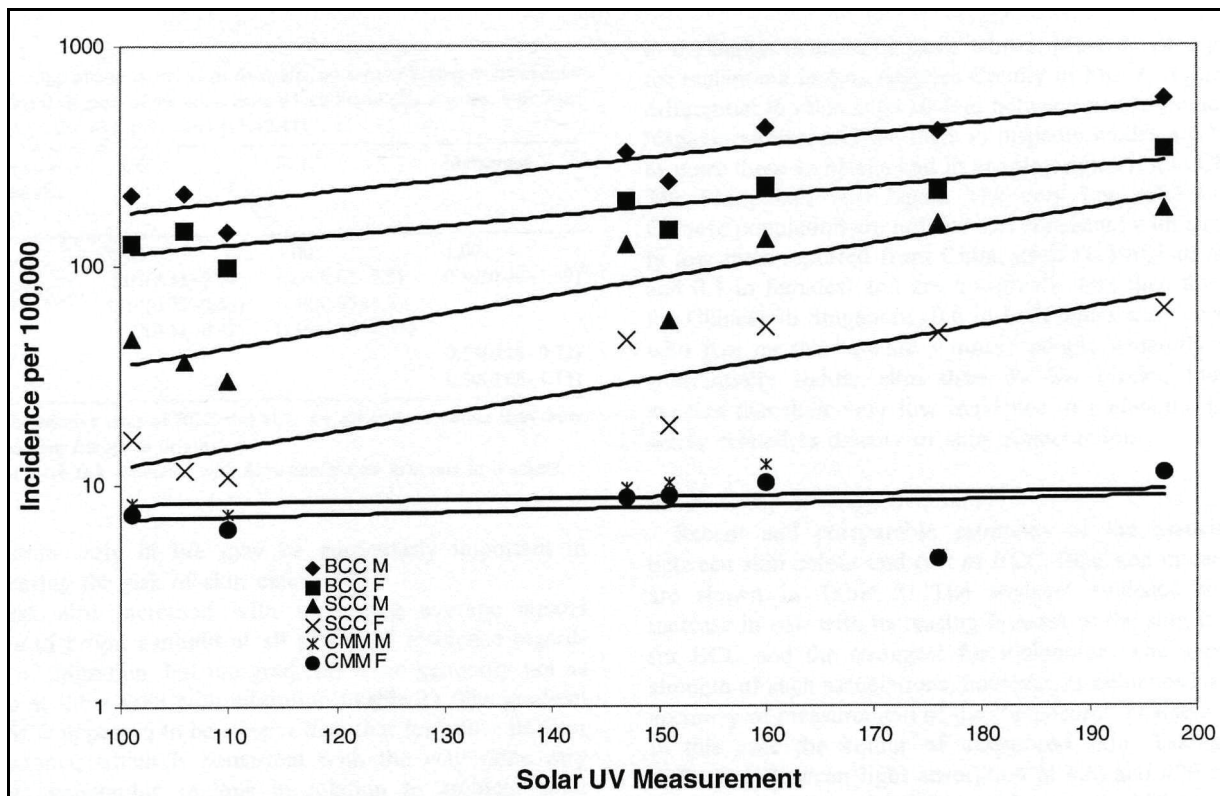


Abbildung 64: Gegenüberstellung der Inzidenzraten (altersstandardisiert) von Basaliom (BCC), Spinaliom (SCC) und Melanom (CMM) in Beziehung zur UV-Strahlung in 10 US-Städten (Seattle, Minneapolis-St Paul, Detroit, Utah, San Francisco-Oakland, Atlanta, New Orleans, Albuquerque, New Mexico) zwischen 1977 – 1978 (BCC, SCC) und 1978 – 1982 (CMM). M steht für männlich, F für weiblich. Quelle: ARMSTRONG und KRICKER, 2001.

Bevor auf das Expositionsverhalten näher eingegangen wird, werden „statische“ Faktoren der UV-Exposition genannt. Dazu dient beispielsweise die *Abbildung 64*, in der die Inzidenzraten in Abhängigkeit von der geographischen Breite (Seattle 47,5° N bis New Orleans 30,0° N) für das Basaliom, Spinaliom und Melanom dargestellt sind. Zu erkennen ist, dass die Inzidenzraten (Basaliom, Spinaliom) mit abnehmender geographischer Breite und damit zunehmender UV-Strahlung ansteigen, diese hingegen beim malignen Melanom nahezu gleich bleiben. Der Korrelationskoeffizient zwischen der Inzidenzrate und der UV-Dosis beträgt für das Basaliom 0,81 (M) bzw. 0,80 (F) sowie 0,82 (M) 0,78 (F) für das Spinaliom (vgl. ARMSTRONG und KRICKER, 2001). An dieser Stelle sei aber nochmals erwähnt, dass es auch beim malignen Melanom einen Zusammenhang zwischen der UV-Exposition (auch UV-A) und der Inzidenz gibt, dieser vermutlich aber nicht als alleiniger Faktor angesehen werden kann. Betrachtet man die Mortalitätsrate des malignen Melanoms, so besteht aber auch eine Breitenabhängigkeit. Allerdings sind im Verhältnis die niedrigsten Mortalitätsraten im Süden zu finden, d.h. dort, wo die höchste UV-Strahlung vorherrscht. Dies ist zum einen auf den Hauttyp zurückzuführen, aber vermutlich auch auf die höhere Vitamin D Produktion der Melanozyten (vgl. MOAN et al., 2007). Neben der Breitenabhängigkeit der Inzidenzrate besteht zudem eine Abhängigkeit vom

Bruttosozialprodukt bzw. vom Lebensstandard des Landes. Je höher der Lebensstandard ist, desto höher ist auch die Inzidenz des malignen Melanoms.

ARMSTRONG und KRICKER (2001) unterscheiden zwischen der vollständigen, der beruflichen und der freizeitbedingten UV-Exposition, die sich in unterschiedlicher Art auf die Tumorbildung auswirken kann. Wie erwähnt ist beim Spinaliom eher die kumulative Dosis über längere Zeiträume (berufsbedingt, z.B. Bauarbeiter) entscheidend, vor allem beim Basaliom, aber auch beim malignen Melanom die kurzzeitige starke Exposition (z.B. starke Sonnenexposition im Urlaub). BRÄNSTRÖM (2007) hat sich mit dem Expositions- bzw. Präventionsverhalten beschäftigt, wobei nach BREITBART et al. (2008) zwischen der primären und sekundären Prävention unterschieden wird. Bei der primären Prävention handelt es sich um Maßnahmen zur Information und Aufklärung der Bevölkerung und der Repräsentanten des Gesundheitswesens über Einflüsse und Risiken der UV-Strahlung im Sinne der Ursachenvermeidung durch eine Bewusstseinsveränderung. Sekundäre Präventionsmaßnahmen zielen auf die Erhöhung des Wissens hinsichtlich Früherkennungsmaßnahmen und der flächendeckenden Umsetzung von Hautkrebsscreening-Verfahren ab.

Es kann zwischen einer Reihe von Verhaltensweisen differenziert werden, die auf das Präventionsverhalten jedes einzelnen zurückzuführen sind. Dazu zählen das eigentliche Sonnenbaden (im Freien), die Freizeitaktivitäten mit Sonnenexposition, der Urlaub in stark sonnenexponierten Ländern, die Nutzung von Sonnenbänken, die Vermeidung der Sonne, die eigene Hautuntersuchung und die Verwendung von Schutzmitteln (Sonnencreme, Textilien). Zu erwähnen ist, dass das Expositions- und Präventionsverhalten je nach Geschlecht, Alter, sozialer Herkunft und Bildungsgrad unterschiedlich ist. So exponieren sich Frauen stärker der Sonne, um ihre Haut zu bräunen, allerdings ist hier zu unterscheiden zwischen dem Sonnenbaden und verstärkten Outdooraktivitäten, denn Männer nehmen zwar weniger Sonnenbäder, exponieren sich dafür aber stärker (etwa beim Sport). Die größte Exposition hinsichtlich des Alters ist in der späten Jugend vorzufinden, wobei bis zu diesem Zeitpunkt eine stete Zunahme der Exposition zu verzeichnen ist. Inwieweit das Expositions- bzw. Präventionsverhalten von der sozialen Herkunft und vom Bildungsstandard abhängig ist, ist nicht eindeutig. Manche Studien belegen einen positiven Zusammenhang zwischen einem höheren sozioökonomischen Status und Bildungsstandard mit einer höheren Exposition gegenüber der Sonne, allerdings ist dies nicht gesichert (vgl. BRÄNSTRÖM, 2007).

Nach KNUSCHKE et al. (2007) kann sich der Mittelwert der individuellen Arbeits- und Freizeitexposition innerhalb einer Jahreszeit um bis zu 300 % unterscheiden, was eine Pilotstudie zwischen verschiedenen Bevölkerungsgruppen von Kindergartenkindern bis Altenheimbewohnern zeigt. Die starken Differenzen sind auf das unterschiedliche Verhalten gegenüber der Sonnenstrahlung zurückzuführen. Innerhalb soziologisch gleich charakterisierten Bevölkerungsgruppen variiert die UV-Exposition im Alltag um mehr als eine Größenordnung. Wird die vollständige Jahresexposition, d.h. die Alltags-, die Freizeit- und die Urlaubsexposition betrachtet, können zwischen einzelnen Beschäftigungsgruppen nach Angaben des Autors Expositionsunterschiede von bis zu 700 % entstehen (vom Innenbeschäftigten mit geringen Freizeitaktivitäten im Freien und Urlaub im mitteleuropäischen Inland bis zum Außenbeschäftigten mit vermehrten Freizeitaktivitäten im Freien und Strandurlaub am Mittelmeer im Sommer). Untersuchungen von KNUSCHKE und KRINS (1999) haben gezeigt, dass die Urlaubsexposition eine wesentliche Rolle hinsichtlich der Jahresdosis einnimmt. So liegt die mittlere UV-Wochenexposition eines deutschen Strandurlaubers am Mittelmeer um das 5-fache über der zeitgleichen wöchentlichen Arbeits- und Freizeitexposition einer Gruppe spanischer Innenbeschäftigter und 20-fach über der eigenen UV-Exposition in Deutschland in einer Woche vor dem Urlaub (Innenbeschäftigter). So kann ein dreiwöchiger Strandurlaub am Mittelmeer etwa 50 % der UV-Jahresexposition für eine Person ausmachen, die im Gebäude beschäftigt ist und geringen Freizeitaktivitäten im Freien nachgeht (vgl. KNUSCHKE et al., 2004). Die Ergebnisse zeigen, dass das Freizeit- vor allem aber das Urlaubsverhalten eine sehr wichtige Rolle hinsichtlich der kumulativen UV-Exposition spielen. DIFFEY (2004) zeigt in der *Abbildung 65* die Entwicklung des Reiseverhaltens der Britischen Bevölkerung (nach Übersee) und der Hautkrebsinzidenz in England und Wales. Zwar spielen auch andere Mechanismen eine Rolle, doch zeigt die Abbildung eine Korrelation zwischen dem Reiseverhalten und der Krebsinzidenz. Fraglich ist allerdings der ausbleibende zeitliche Versatz, denn der Hautkrebs entsteht nicht im gleichen Zeitraum wie der Urlaub bzw. die Sonnenexposition, sondern erst Jahre oder sogar Jahrzehnte später. SPÖREL (2007) hat das Reiseverhalten der Europäer untersucht. Iren, Briten, Deutsche, Norweger, Schweden und Finnen bevorzugen alle Spanien als Urlaubsland, in vielen Fällen gefolgt von ebenfalls südlichen Ländern wie Italien und Griechenland. Obwohl es Schwankungen gibt, besteht dieser Trend seit vielen Jahren bzw. Jahrzehnten. So lässt sich sagen, dass tendenziell die Menschen mit der empfindlichsten Haut in Regionen mit den höchsten potentiellen UV-Werten fahren und das in der Regel zu einer strahlungsphysikalisch besonders ungünstigen Jahreszeit (Sommer).

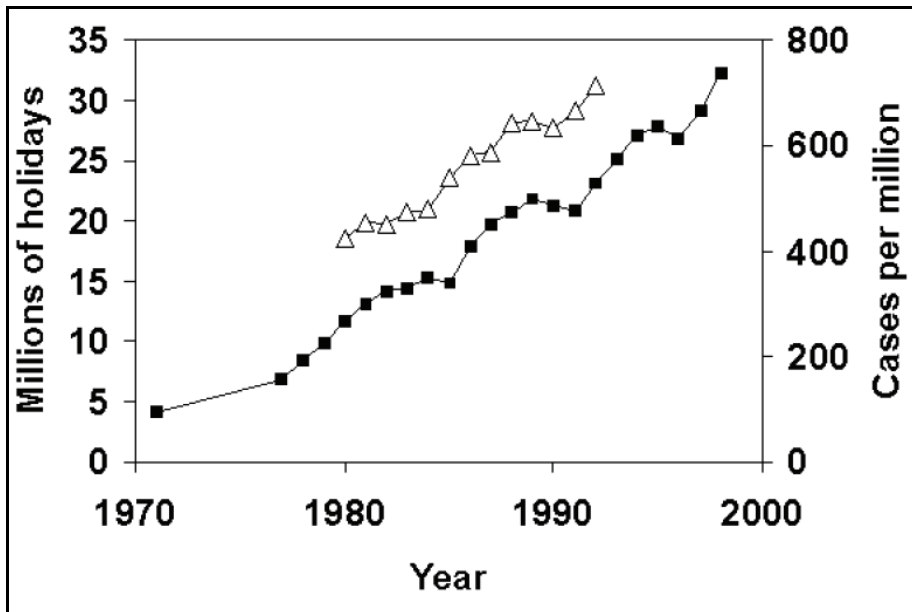


Abbildung 65: Urlaub in Übersee britischer Bürger im Zeitraum 1971 – 1998 und Hautkrebsinzidenz in England und Wales im Zeitraum von 1980 – 1992. Quelle: DIFFEY, 2004.

### 3.3.3.1 Die UV-Messungen durch die Personendosimetrie

Im Folgenden werden Untersuchungen vorgestellt, die mit Hilfe der Personendosimetrie die UV-Dosis in Abhängigkeit von Personengruppen und Verhalten gemessen haben. Diese Messungen können ein detailliertes Bild über die UV-Dosis geben und dadurch beispielsweise Risikogruppen oder auch die ortsabhängige Strahlendosis aufzeigen. Es gibt – je nach Bauart – verschiedene Dosimetertypen. Gängige sind das Polysulfonfilm-Dosimeter, das Sporendosimeter sowie das elektronische Dosimeter. Das Polysulfonfilm-Dosimeter besteht im Wesentlichen aus Polysulfon, einem Kunststoff, der seine optischen Eigenschaften als Folge seiner Exposition mit UV-Strahlung ändert. Vor und nach der Exposition muss die Absorption der UV-Strahlung photometrisch bestimmt werden. Der Differenzwert bei einer bestimmten Wellenlänge ist ein Maß für die Dosis. Sporen- und Biofilmdosimeter basieren auf der Messung der Überlebensrate von *Bacillus subtilis* Sporen, die der UV-Strahlung ausgesetzt werden. Nach der Exposition ist eine Referenzexposition im Labor notwendig, und im Anschluss daran werden die Sporen bebrütet, die Poren angefärbt und die Koloniebildungsfähigkeit der Sporen als Maß für die Dosis bestimmt. Das elektronische Dosimeter besteht aus einem Sensor mit Filtern und einem Halbleiterdetektor, an den ein Speicherchip angeschlossen ist, der die Daten elektronisch aufzeichnet (vgl. KRINS et al., 1999). Je nach Einsatzzweck werden entsprechende Dosimeter benutzt. Das Polysulfonfilmdosimeter wird häufig im Rahmen der Personendosimetrie verwendet wie auch in der Untersuchung von KNUSCHKE et al. (2007). In der Studie wurde die UV-Exposition im Jahresverlauf differenziert nach

Werktags-, Freizeit- und Urlaubsexposition gemessen, wobei die UV-Strahlung für repräsentative Berufsgruppen und deren Verteilung für 19 Körperareale ermittelt wurde. Repräsentativ für ständig im Freien arbeitende Arbeitnehmer wurden Beschäftigte aus Hochbau, Landwirtschaft und Müllentsorgung in die Studie einbezogen. Sportlehrer, Kindergärtnerinnen und Glasreiniger standen stellvertretend für Berufsgruppen mit intermittierender Tätigkeit im Freien. Beschäftigte, die sich ständig im Gebäude (Innentätigkeit) aufhalten, wurden als Referenzgruppe auf Basisexpositions niveau angesehen. Besonders interessant sind Erkenntnisse über den Zusammenhang zwischen der Exposition und dem Wetter. So beeinflussen meteorologische Faktoren, insbesondere Lufttemperatur, Sonnenscheindauer und Niederschlag, die Wahrscheinlichkeit einer individuellen UV-Exposition. Die *Abbildungen 66* und *67* veranschaulichen diesen Zusammenhang. In der *Abbildung 66* ist die mittlere solare UV-Exposition (SED/d) an Werk- und Wochenendtagen für die 37. und 38. Kalenderwoche (KW) zu erkennen. In der *Abbildung 66a* ist die mittlere solare UV-Exposition (Sonnenstandswinkel  $42^\circ$ ) für die 37. Kalenderwoche dargestellt. Unter Berücksichtigung der *Abbildung 67* wird deutlich, dass die Exposition für eher mäßiges Wetter gilt, da die Temperatur von  $26^\circ\text{C}$  (Wochenanfang) auf  $13^\circ\text{C}$  abfiel und währenddessen Niederschlag einsetzte. Mit Ausnahme der Bauarbeiter stieg die UV-Exposition in der 38. KW für alle Berufsgruppen – vor allem im Freizeitbereich. Die Gründe hierfür zeigt die *Abbildung 67* – denn der Niederschlag blieb aus, die Temperatur stieg an und die Sonnenscheindauer erhöhte sich.

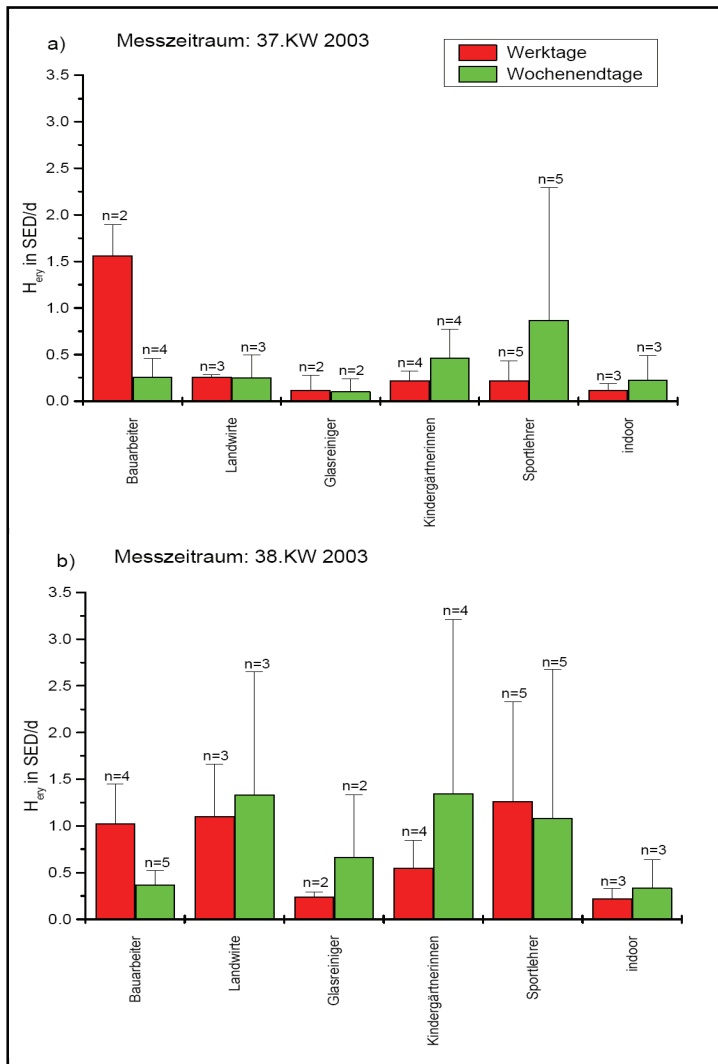


Abbildung 66: Mittlere solare UV-Exposition an Werk- und Wochenendtagen ( $\gamma_s=42^\circ$ ) für die 37. (a) und 38. (b) Kalenderwoche (KW) 2003. Quelle: KNUSCHKE et al., 2007.

Diese Ergebnisse sind im Hinblick auf den Klimawandel und der sich dadurch ggf. verändernden UV-Exposition von großer Wichtigkeit und im Weiteren ein wesentlicher Bestandteil dieser Arbeit.



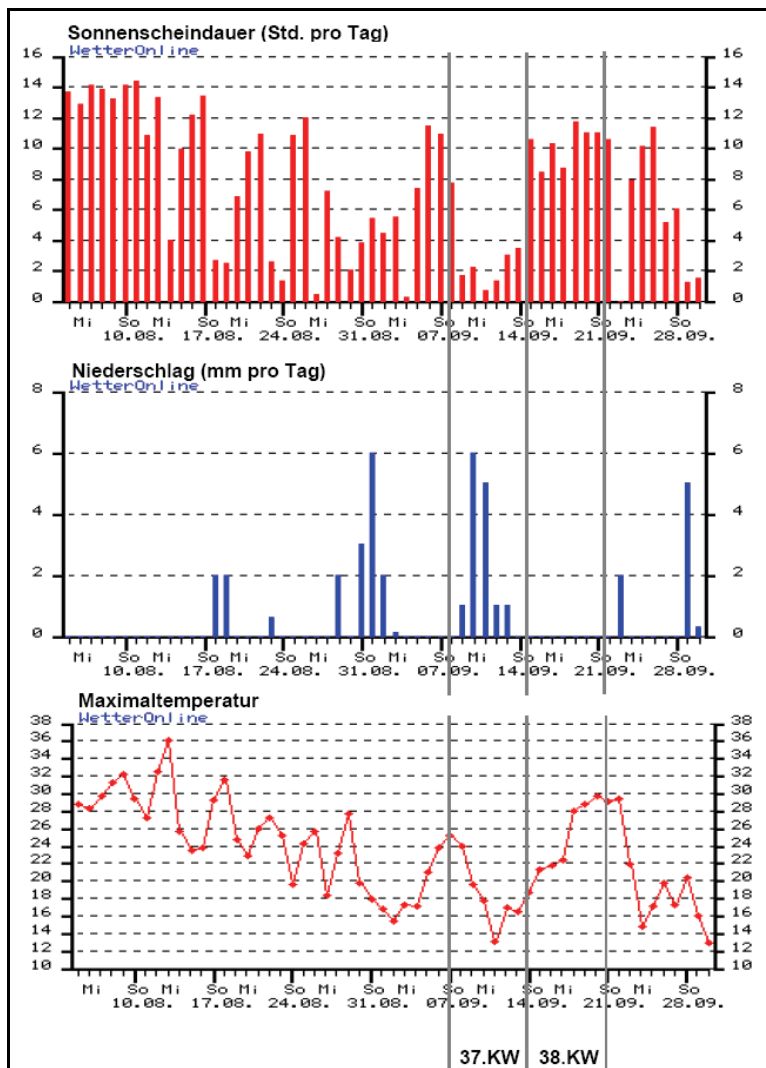


Abbildung 67: Meteorologische Situation (aus WetterOnline) während der 37. und 38. Kalenderwoche 2003. Quelle: KNUSCHKE et al., 2007.

Die Urlaubsexposition stellt einen wesentlichen Teil der Jahresdosis dar. Auch diesem Thema wurde in der Untersuchung Rechnung getragen (Abbildung 68). Zu erkennen ist die mittlere tägliche Urlaubsexposition im Vergleich zu den mittleren arbeitstäglichen UV-Expositionen von im Freien beschäftigten Arbeitnehmern. In der rechten Bildhälfte ist die Urlaubsregion mit der Mittagssonnenhöhe zu erkennen.

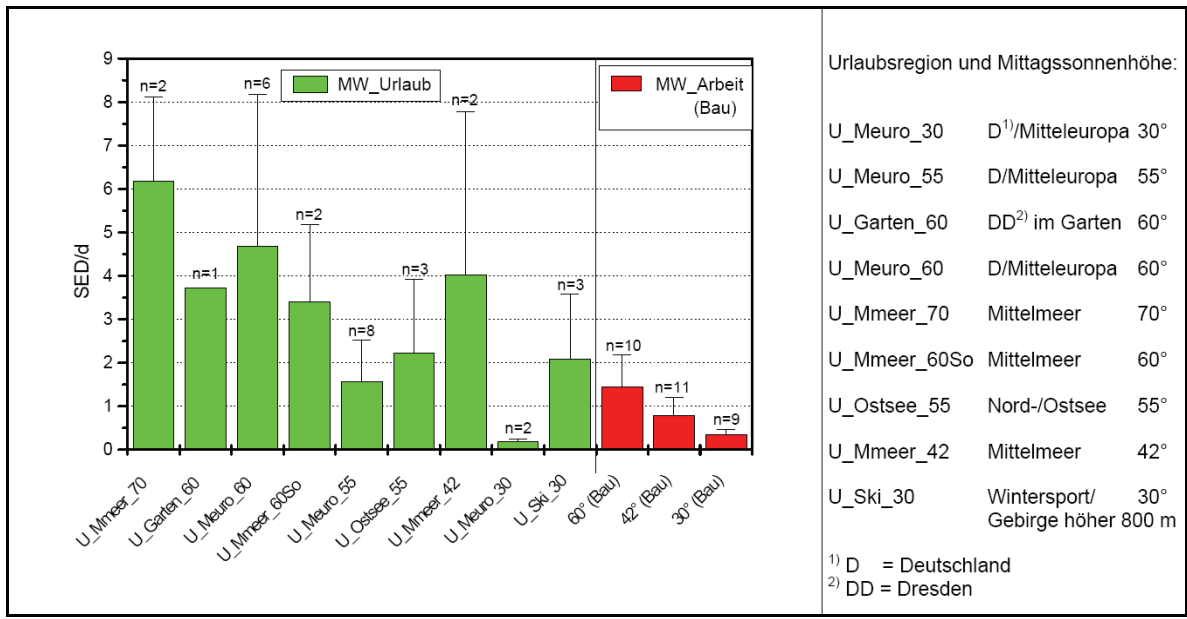


Abbildung 68: Mittlere tägliche Urlaubsexposition im Vergleich zu mittleren arbeitstäglichen UV-Expositionen von im Freien beschäftigten Arbeitnehmern. Rechte Bildhälfte: Urlaubsregion und Mittagssonnenhöhe. Quelle: KNUSCHKE et al., 2007.

Die Urlaubsexposition ist abhängig vom Urlaubsort (geographische Lage) und damit von der Mittagssonnenhöhe, der Aufenthaltsdauer, den meteorologischen Bedingungen und dem individuellen Verhalten vor Ort. Als Referenzwerte können die roten Balken der Bauarbeiter in Dresden angesehen werden, die – je nach Mittagssonnenhöhe – unterschiedlich exponiert sind. Im Vergleich dazu liegen die Urlaubsexpositionen – selbst im heimischen Garten – deutlich höher. Im Mittelmeerraum (70°) liegen die Werte erwartungsgemäß am höchsten, wobei auch in Mitteleuropa hohe Expositionswerte bei einem Sonnenstand von 60° erreicht werden können. Als Grund für die hohen Expositionen im Garten oder an der Ostsee kann die Temperatur angenommen werden. Im Sommer könnte im Mittelmeerraum aufgrund der hohen Wärmebelastung die Sonne gemieden und Schatten aufgesucht werden. Aufgrund der im Mittel geringeren Temperaturen in Deutschland wird möglicherweise daher die Sonnenwärme (beispielsweise am Ostseestrand) und damit die UV-Exposition auch über die Mittagsstunden gesucht. In Summe gesehen kann dann die UV-Exposition in thermisch etwas ungünstigeren Regionen (wie beispielsweise der Ostseeküste) im Vergleich zum Mittelmeerraum recht hoch sein. Die Tatsache, dass die UV-Exposition im Urlaub einen hohen Anteil an der Jahresexposition hat, wird von DIFFEY (2004) gestützt. In einer Untersuchung wurde der Anteil der Urlaubsexposition an der Jahresdosis mit 30 % angegeben. Der Anteil der Wochenendexposition im Sommer gar mit 40 %.

Es zeigt sich, dass die Bedeutung der Urlaubs- und Freizeitgestaltung in Kombination mit meteorologischen Gegebenheiten den wesentlichen Faktor in der UV-Exposition spielt.

In vielen Fällen werden die Angaben über UV-Strahlungsintensitäten auf Grundlage horizontaler Flächen angegeben. Jedoch bestehen deutlich Unterschiede in der Bestrahlungsstärke, je nach dem wie die Ausrichtung der Fläche in Bezug zur Einstrahlungsrichtung ist. Dies ist hinsichtlich der Expositionsabschätzung einzelner Körperareale wichtig, da besonders stark exponierte Flächen (Sonnenterrassen, z.B. Stirn) und eher schwach exponierte Flächen (z.B. Oberschenkel) vorhanden sind (Annahme stehende Person und hoher Sonnenstand). Die UV-Strahlungsintensität in Abhängigkeit von den Körperflächen wurde von HÖPPE et al. (2004) untersucht. Grundlage dafür war die Schaffung eines Messsystems, das die erythemwirksame Strahlung in 27 verschiedenen Richtungen innerhalb von 2 Minuten gleichzeitig erfassen kann. Zur besseren Visualisierung wurden die Ergebnisse mit einem virtuellen Oberflächenmodell des menschlichen Körpers kombiniert (Abbildung 69).

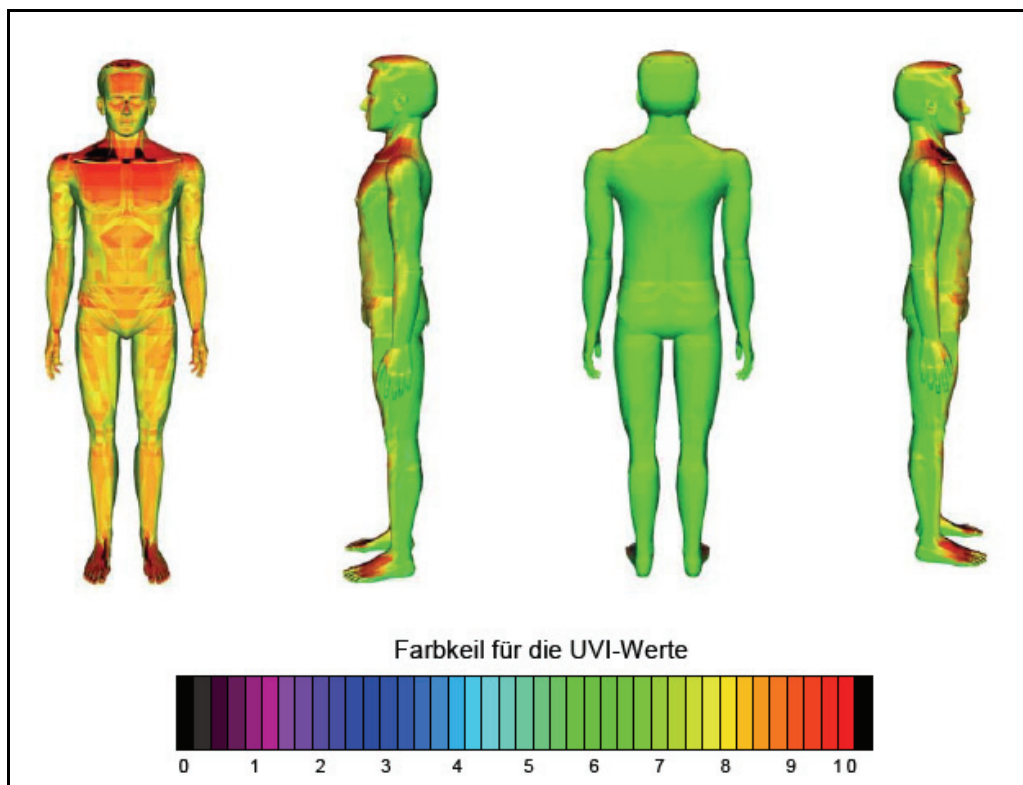


Abbildung 69: UVI-Verteilung auf dem Körper eines stehenden Mannes mit Blick nach Süden (Azimutwinkel  $180^\circ$ ) am Schneefernhaus (12. Juni 2001) um 13:15h (Sonnenazimutwinkel  $180,4^\circ$ ; Sonnenhöhenwinkel  $65,7^\circ$ ). Ozonkonzentration 307 DU, wolkenfreier Himmel. Quelle: HÖPPE et al., 2004.

Die Abbildung verdeutlicht die unterschiedliche Strahlungsintensität abhängig von der Körperfläche. Erwartungsgemäß sind die Sonnenterrassen am stärksten der Strahlung ausgesetzt. Dazu zählen in erster Linie die Stirn, die Nase, die Ohren, die Brust, die Füße sowie Handrücken und Arme. Aber auch Teile des (sonnenabgewandten) Rückens sind immer noch einem UVI-Niveau von 6 ausgesetzt, das nach HÖPPE et al. (2004) durch die hohe Albedo der Umgebung von 64 % zustande kommt. Diese Ergebnisse lassen sich gut

mit der „Lagehäufigkeit von Hautkrebs“ vergleichen (z.B. ARMSTRONG und KRICKER, 2001). Dabei wird deutlich, dass vor allem das Basaliom dort auftritt, wo die größte Exposition vorhanden ist, nämlich im Gesicht und an den Ohren. Für das Spinaliom trifft dies auch noch zu, allerdings kommt dies auch oftmals auf dem Handrücken vor, im Gegensatz zum Basaliom. Die Häufigkeit an den Füßen ist sehr gering, was mit dem Tragen von Schuhen (und damit UV-Schutz) zu begründen ist. Wie erwähnt, weist das maligne Melanom im Gegensatz zu den nichtmelanozytären Hautkrebsen, eine geringere Abhängigkeit von den stark exponierten Körperarealen auf.

### 3.3.3.2 Die Bedeutung thermophysilogischer Bedingungen für das Expositionsverhalten

Die Untersuchungen von KNUSCHKE et al. (2007) haben indirekt gezeigt, wie wichtig die meteorologischen Bedingungen für die Exposition sind. Auch STICK et al. (2008) weisen auf diesen Umstand hin, erwähnen allerdings, dass dies auch zu einer verringerten UV-Exposition führen kann. Dies ist dann der Fall, wenn ein thermischer Diskomfort eintritt, etwa wenn es zu heiß oder zu kalt für eine Sonnenexposition ist. Die Grundlagen der thermophysilogischen Bedingungen werden hier aufgrund ihrer hohen Bedeutung näher erläutert. In Kapitel 5.2 werden hierzu auch Untersuchungen aufgeführt, die die Veränderung dieser Bedingungen unter dem Klimawandel aufzeigen.

Um die Körperkerntemperatur konstant halten zu können, müssen Wärmeproduktion (Stoffwechsel in Form von Grund- und Umsatzaktivität) und Wärmeabgabe ins Gleichgewicht gebracht werden. Damit befindet sich der Organismus in einer dauernden Auseinandersetzung mit den thermischen Bedingungen. So ist der Wärmehaushalt des Menschen eng mit der atmosphärischen Umwelt verknüpft (vgl. KOPPE et al., 2003). Im Gegensatz zur Körperkerntemperatur unterliegt die Temperatur der Körperschale, der Haut und der Extremitäten in Abhängigkeit von den Umgebungsbedingungen starken Schwankungen und ist ein Mechanismus, um sich an die wechselnden Bedingungen anzupassen. Abweichungen vom thermischen Komfort werden so bewusst und führen zu Anpassungsmaßnahmen, wie beispielsweise einer veränderten Kleidung, Erhöhung bzw. Verminderung der Aktivität oder das Aufsuchen anderer Orte (z.B. Schatten oder Sonne). Die Energieflüsse müssen entsprechend dem ersten Hauptsatz der Thermodynamik ausgeglichen sein, d.h. aufgenommene und abgegebene Energiemengen müssen identisch sein.

Der Energiefluss des Menschen lässt sich demnach darstellen durch die Wärmebilanzgleichung:

$$M + W + Q^* + Q_H + Q_L + Q_{SW} + Q_{Re} = 0 \quad (42)$$

M = Gesamtenergieumsatz (metabolische Rate)

W = mechanische Leistung

Q\* = Strahlungsbilanz (direkte und diffuse Sonnenstrahlung, kurzwellige Reflexstrahlung, atmosphärische Gegenstrahlung, Wärmestrahlung der Umgebung)

Q<sub>H</sub> = turbulenter Fluss fühlbarer Wärme (Lufttemperatur, Windgeschwindigkeit)

Q<sub>L</sub> = sensibler Fluss latenter Wärme durch Wasserdampfdiffusion

Q<sub>SW</sub> = turbulenter Fluss latenter Wärme durch Verdunstung von Schweiß (Lufttemperatur, Windgeschwindigkeit)

Q<sub>Re</sub> = Wärmetransport über Atmung

Haben die Terme ein positives Vorzeichen, führen sie zu einem Energiegewinn, entsprechend zu einem Energieverlust bei einem negativen Vorzeichen. Anhand der Gleichung lassen sich für verschiedene Tätigkeiten die Energieumsätze des Menschen bestimmen. Der Energieumsatz ist abhängig von Lebensalter, Geschlecht, Trainingszustand, Übung und anderen inter-individuellen Unterschieden (vgl. VDI, 1998).

Wichtig zu erwähnen ist, dass meteorologische Größen bei der Wärme- bzw. Energiebilanz des Körpers eine bedeutende Rolle einnehmen. Zu den Größen zählen Lufttemperatur ( $T_a$ ), Wasserdampfdruck ( $e$ ), Windgeschwindigkeit ( $v$ ) und mittlere Strahlungstemperatur ( $T_{mrt}$ ), über die die kurz- und langwelligen Strahlungseinflüsse auf den Menschen bezogen werden. Die Strahlungstemperatur ( $T_{mrt}$ ) ist - bezogen auf den Menschen in festgelegter Körperhaltung, gegebenen Werten von Albedo und Emissionskoeffizient der Bekleidung - definiert als diejenige einheitliche Temperatur einer schwarz strahlenden Umgebung, bei der der gleiche Strahlungsverlust bzw. -gewinn auftritt wie unter den aktuellen Umgebungsbedingungen. Zusätzlich werden die metabolische Rate (entsprechend der Aktivität) und die Bekleidungsisolation benötigt (JENDRITZKY et al., 2007). Nach MATZARAKIS (2007) stellt die Strahlungstemperatur ( $T_{mrt}$ )

den wichtigsten meteorologischen Einflussparameter für die Energiebilanz des Menschen, da sie einen hohen Einfluss auf die Physiologisch Äquivalente Temperatur (Physiological Equivalent Temperature = PET) sowie auf die Predicted Mean Vote (PMV) hat.

Bei PET und PMV handelt es sich um sogenannte „thermische Indizes“. Thermische Indizes sind Verfahren zur Beschreibung und Bewertung der thermischen Umwelt bzw. thermischen Umgebung des Menschen. Neben den genannten, gibt es noch weitere Indizes. Alle Verfahren basieren aber auf dem gleichen Prinzip – verschiedene Faktoren, die die Reaktionen des Menschen auf seine thermische Umwelt beeinflussen, werden zu einer Größe zusammengefasst und diese so definiert, dass sie die Auswirkungen der thermischen Umwelt auf den Menschen wiedergeben. Grundsätzlich werden die thermischen Indizes unterteilt in einfache Verfahren (z.B. Schwellenwerte der Lufttemperatur) und komplexe Verfahren, die sich wiederum in Wärmehaushaltsmodelle und synoptische Ansätze (Wetterlagenklassifikation) unterteilen lassen. Die Indizes PET und PMV gehören zu den Wärmehaushaltsmodellen. Im Gegensatz zu den einfachen Verfahren, die auf Schwellenwerten der Lufttemperatur oder einer Kombination aus Lufttemperatur und Luftfeuchtigkeit für warme Bedingungen und Lufttemperatur und Windgeschwindigkeit für kalte Bedingungen basieren, umfassen die komplexen Verfahren alle meteorologischen (Lufttemperatur, Wasserdampfdruck, Windgeschwindigkeit, kurz- und langwellige Strahlungseinflüsse) und physiologischen Parameter (metabolische Rate, Gewicht einer Person, Bekleidung) (KOPPE, 2005). Da im Folgenden die physiologisch äquivalente Temperatur (PET) zur Anwendung kommt, wird dieses Verfahren kurz erläutert. Die Berechnung und Anwendung des Indizes wird im Kapitel 5.3 beschrieben.

Der thermische Index PET basiert auf dem Energiebilanzmodell des menschlichen Körpers MEMI (Münchner Energiebilanz-Modell für Individuen). Als Grundlage für MEMI gilt die Wärmebilanzgleichung des menschlichen Körpers (36). Da MEMI von den Umgebungsverhältnissen abhängige Werte der mittleren Hauttemperatur und der Schweißrate enthält, und die Schweißrate wiederum eine Funktion der Kerntemperatur ist, enthält die Gleichung 42 folgende unbekannte Größen: die mittlere Oberflächentemperatur der Kleidung, die mittlere Hauttemperatur und die Kerntemperatur.

Die Berechnung der unbekanntenen Größen erfolgt durch die Berechnung der Wärmeflüsse vom Körperkern zur Hautoberfläche  $F_{cs}$  (43) und von der Hautoberfläche durch die Kleidung zur Kleidungsoberfläche  $F_{sc}$  (44):

$$F_{cs} = v_b * \rho_b * c_b * (T_c - T_{sk}) \quad (43)$$

$$F_{sc} = (1/I_{cl}) * (T_{sk} - T_{cl}) \quad (44)$$

$v_b$  = Blutfluss vom Körperkern zur Haut (abhängig vom Niveau der Haut- und Kerntemperatur)

$\rho_b$  = Dichte des Blutes

$c_b$  = spezifische Wärme des Blutes

$I_{cl}$  = Wärmedurchgangswiderstand der Kleidung

$T_{sk}$  = mittlere Hauttemperatur

$T_{cl}$  = mittlere Kleidungstemperatur

So kann für jede beliebige Kombination von Klimaparametern, Aktivität und Bekleidungsart der sich einstellende Zustand des Körpers mit seinen charakteristischen Maßzahlen der einzelnen Wärmeflüsse, der Körpertemperaturen und der Schweißrate berechnet werden. Dadurch stellt MEMI eine Basis für die thermophysiological relevante Bewertung der thermischen Komponenten des Klimas dar (HÖPPE vgl. 1996). Die aus MEMI abgeleitete Physiologisch Äquivalente Temperatur (PET) ist für eine beliebige Stelle im Freien definiert als diejenige Lufttemperatur, bei der in einem typischen Innenraum die Wärmebilanz eines Menschen (Arbeitsumsatz 80 W, Wärmedurchgangswiderstand der Kleidung 0,9 Clo) bei gleichen Werten der Haut- und Kerntemperatur ausgeglichen ist wie unter den Bedingungen im Freien. 1 Clo entspricht dabei 0,155 m<sup>2</sup>K/W (VDI, 1998). Die Innenraumbedingungen werden dabei definiert mit einer Strahlungstemperatur ( $T_{mrt}$ ) = Lufttemperatur ( $T_a$ ), einer Windgeschwindigkeit ( $v$ ) von 0,1 m/s und einem Wasserdampfdruck ( $e$ ) von 12 hPa.

Aufgrund dieser Annahmen stellt sich für einen ruhig sitzenden Menschen mit normaler Innenraumbekleidung bei einer PET von ca. 20 °C eine optimale Behaglichkeit ein.

Liegt PET höher, tritt eine entsprechende Wärmebelastung ein; liegt PET niedriger, ein entsprechender Kältestress. So lassen sich für unterschiedliche klimatische Bedingungen die PET-Werte bestimmen (nach HÖPPE, 1996). In der *Tabelle 6* sind Beispiele von PET-Werten für verschiedene „Klimaszenarien“ abgebildet. Der „typische Innenraum“ kann als Referenz angesehen werden. Für den Winter und Sommer wird jeweils zwischen besonnt und Schatten unterschieden, was sich in erster Linie auf die Strahlungstemperatur ( $T_{mrt}$ ) und dadurch entsprechend auch auf die PET auswirkt. Die Windgeschwindigkeit sowie der Wasserdampfdruck werden als konstant angesehen. Vor allem im Winter macht sich der Unterschied zwischen besonnt und Schatten in der PET besonders bemerkbar und verdeutlicht die hohe Relevanz der Strahlungstemperatur ( $T_{mrt}$ ). So können sich die Temperaturen bei niedrigen Windgeschwindigkeiten um 8 bis 9 °C zwischen bewölktem und wolkenlosem Himmel unterscheiden – unabhängig vom Einfluss des Windes (STAIGER et al., 1996).

	Ta	Tmrt	v	e	PET
Typischer Innenraum	21 °C	21 °C	0,1 m/s	12 hPa	21 °C
Winter, besonnt	-5 °C	40 °C	0,5 m/s	2 hPa	10 °C
Winter, Schatten	-5 °C	-5 °C	0,5 m/s	2 hPa	-13 °C
Sommer, besonnt	30 °C	55 °C	1,5 m/s	21 hPa	39 °C
Sommer, Schatten	30 °C	30 °C	1,5 m/s	21 hPa	29 °C

*Tabelle 6: Beispiele von PET-Werten unter verschiedenen „Klimaszenarien“. Quelle: HÖPPE, 1996.*

Zur Bewertung wurden in MATZARAKIS und MAYER (1996) PET-Schwellenwerte publiziert, die das thermische Empfinden und die physiologische Belastungsstufen gliedern (*Tabelle 7*).

	Physiologische Belastungsstufe	PET
Sehr kalt	Extremer Kältestress	< 4 °C
Kalt	Starker Kältestress	4 °C – 8 °C
Kühl	Mäßiger Kältestress	8 °C – 13 °C
Leicht kühl	Schwacher Kältestress	13 °C – 18 °C
Behaglich	Keine Wärmebelastung	18 °C – 23 °C
Leicht warm	Schwache Wärmebelastung	23 °C – 29 °C
Warm	Mäßige Wärmebelastung	29 °C – 35 °C
heiß	Starke Wärmebelastung	35 °C – 41 °C
Sehr heiß	Extreme Wärmebelastung	> 41 °C

*Tabelle 7: Zuordnung von PET-Schwellenwerten zum thermischen Empfinden und physiologischer Belastungsstufe (Arbeitsumsatz 80 W, Wärmedurchgangswiderstand der Bekleidung 0,9 Clo). Quelle: MATZARAKIS und MAYER, 1996.*



Danach wird zwischen 18 °C und 23 °C ein Gefühl der Behaglichkeit und keinerlei physiologische Belastung erwartet. Entsprechend einer zunehmenden/abnehmenden Temperatur tritt eine extreme Wärme-/Kältebelastung ein. Wichtig ist in diesem Zusammenhang, dass der Mensch versucht, sein Verhalten der physiologischen Belastungsstufe anzupassen, um sich im Optimum aufzuhalten. Dies können Maßnahmen in der Veränderung der Kleidung, aber auch ein Ortswechsel (z.B. vom Schatten in die Sonne) sein. Somit besteht eine gewisse Motivation, sich in einem thermischen Optimum aufzuhalten, das je nach Individuum unterschiedlich ist. Wie bereits angedeutet, lässt sich hier von einem „thermisch motivierten Expositionsverhalten sprechen“, wie es auch im Zusammenhang mit der Untersuchung von KNUSCHKE et al. (2007) verwendet wurde. Mit Hinblick auf den Klimawandel und der Expositionshäufigkeit der Menschen könnte die Veränderung der thermischen Bedingungen (z.B. PET) eine zentrale Rolle einnehmen, da sie die UV-Dosis indirekt maßgeblich beeinflussen können.

### 3.3.3.3 Die Möglichkeit der Quantifizierung des Hautkrebsrisikos

Bevor im nächsten Kapitel eine Untersuchung zur Hautkrebsprognose vorgestellt wird, wird ein methodischer Ansatz zur Quantifizierung des Hautkrebsrisikos beschrieben. Um eine Risikoanalyse vornehmen zu können, bedarf es Daten zur Dosis-Wirkungsbeziehung und zur biologischen Wirksamkeit der Wellenlänge der UV-Strahlung. Diese Zusammenhänge sind für die nichtmelanozytären Hautkrebse (NMSC) wie das Basaliom (BCC) und das Spinaliom (SCC) bekannt, allerdings nicht für das maligne Melanom. Insofern sind Prognosen bislang auch nur für das BCC und SCC möglich, da die karzinogene Wirkung der UV-Strahlung für das maligne Melanom noch nicht vollständig nachgewiesen wurde. Epidemiologische Studien haben die Zusammenhänge zwischen der UV-Dosis und der humanbiologischen Wirkung in der Haut nachweisen können. Im Kapitel 3.2 wurden hierzu auch die MED (Minimale erythemale Dosis) bzw. SED (Standardisierte erythemale Dosis) angesprochen. Für die NMSC lässt sich das Risiko damit quantifizieren durch:

$$\text{Risiko} \approx (\text{jährliche UV Dosis})^{\beta} * (\text{Alter})^{\alpha} \quad (45)$$

Nach Gleichung 45 errechnet sich das Risiko durch die Multiplikation der jährlichen UV-Dosis mit dem Alter. Um eine Vergleichbarkeit zu gewährleisten, muss sich die

Berechnung auf eine Gruppe gleichen Alters, gleicher genetischer „Empfindlichkeit“ und gleicher UV-Exposition beziehen.  $\beta$  und  $\alpha$  sind numerische Konstanten aus der Epidemiologie des BCC ( $\alpha = 3,2$ ;  $\beta = 1,7$ ) und SCC ( $\alpha = 5,1$ ;  $\beta = 2,3$ ) (vgl. DIFFEY, 2000). Der beschriebene Ansatz geht davon aus, dass sich das Verhalten der jeweiligen Gruppe nicht verändert und damit die UV-Dosis in Abhängigkeit vom Alter konstant ist. Dies ist in der Realität nicht der Fall, so dass die Gleichung nach (NRPB, 2002) entsprechend angepasst werden muss:

$$\text{Risiko} \approx (\text{kumulative UV-Dosis im Alter } T)^{\beta-1} * \sum_{t=0}^T (\text{jährliche Dosis im Alter } (T - t))t^{\alpha-\beta} \quad (46)$$

Durch die Änderung der Gleichung wird sie der altersabhängigen UV-Dosis angepasst. Somit kann das Hautkrebsrisiko altersabhängig für die NMSC berechnet werden. In Kontext dieser Arbeit ist jedoch die Berücksichtigung des Ozons von Bedeutung, was in den bisherigen Gleichungen 45 und 46 vernachlässigt worden ist. Die Gleichung 47 zeigt, wie sich das Risiko berechnet, wenn das Ozon mit einbezogen wird. Dabei wird davon ausgegangen, dass sich die Ozonkonzentration gleichmäßig über einen unbegrenzten Zeitraum verändert. Die Berechnung lautet:

$$\text{Risiko} \approx \sum_{m=1}^{12} H(m) * (1 + \text{RAF} (1 - (1 - \delta(m))^t)) * \text{MED} \quad (47)$$

$H(m)$  steht für die Exposition im Monat ( $m$ ),  $\delta(m)$  ist die Ozonveränderung im Monat ( $m$ ) und RAF ist der Radiation Amplification Factor (siehe Kapitel 3.1.2.2). Mittels dieser Berechnung lässt sich unter Berücksichtigung der jährlichen UV-Dosis die Veränderung des Hautkrebsrisikos für definierte Altersgruppen abschätzen (vgl. DIFFEY, 1992). Nach DIFFEY (1998) bedeutet dies, dass eine Abnahme des Ozons um 1 % (bei einem RAF von 1,2 – 1,4 %) eine Zunahme des SCC um etwa 3,2 % und des BCC um 2,4 % bedeutet.

Bei den aufgezeigten Berechnungen ist jedoch zu berücksichtigen, dass weder meteorologische Einflüsse (PET, Bewölkung, etc.) noch Verhaltensänderungen oder Präventionsmaßnahmen eingegangen sind. Zudem wird die Abnahme der Ozonkonzentration als konstant angesehen. Doch lässt sich mittels dieses Verfahrens

eine – wenn auch noch ungenaue – Abschätzung des veränderten Hautkrebsrisikos geben.

#### 3.3.3.4 Die prognostizierten Trends zur Hautkrebsinzidenz

Bislang wurden die Mechanismen und Wirkungswege zwischen dem Klimawandel, der Veränderung der UV-Strahlung und den Auswirkungen auf die Hautkrebsentwicklung vereinfacht erläutert. Deutlich wurde, dass es zahlreiche Unsicherheiten gibt, die eine zuverlässige Prognose zur Änderung der Inzidenz bzw. Prävalenz von Hautkrebserkrankungen sehr komplex machen. Als Beispiele sind hier die Zusammenhänge eines sich ändernden Klimas mit dem stratosphärischen Ozon und vor allem auch die Veränderung im Expositions- und Präventionsverhalten des Menschen zu nennen. Aber auch der Zusammenhang zwischen der Temperatur und der Tumorentstehung bzw. Tumorwachstum, wie er von VAN DER LEUN und DE GRUIJL (2002) bei Mäusen festgestellt wurde, bedarf der weiteren Untersuchung. Die Autoren konnten nachweisen, dass die „Effektivität“ der UV-Strahlung hinsichtlich der Ausbildung eines Hauttumors um 5 % steigt, wenn die Temperatur um 1 °C ansteigt. Allerdings ist noch unsicher, ob dies auch auf den Menschen übertragbar ist. Sollte dies der Fall sein, so hätte die Temperaturerhöhung durch den Klimawandel einen zusätzlichen Einfluss auf die Hautkrebsinzidenz.

Die Untersuchung von KELFKENS et al. (2002) ist an dieser Stelle hervorzuheben, die dem OCCUR-Projekt (Ozone and Climate Interaction Effects for Ultraviolet Radiation and Risks) entstammt. Das Projekt ist im Rahmen des niederländischen Forschungsprogramms Global Air Pollution and Climate Change (NOP) durchgeführt worden. In der Untersuchung wurde unter Beachtung zahlreicher Faktoren (z.B. Veränderung von Polarwirbel, Stratosphärentemperatur, Chapman-Zyklus) versucht, die Hautkrebsinzidenz unter dem Einfluss des Klimawandels zu modellieren. Dabei ist das Berechnungsverfahren aus Kapitel 3.3.3.3 in modifizierter Form angewendet worden. Die Entwicklung der Hautkrebsinzidenz in De Bilt (Niederlande) ist in *Abbildung 70* mit und ohne Berücksichtigung des Klimawandels zu erkennen. Nach Angaben der Autoren führt der Klimawandel in erster Linie zu einer verzögerten Erholung (ca. 20 Jahre) der stratosphärischen Ozonschicht aufgrund einer Abkühlung der Stratosphäre, die eine erhöhte UV-Strahlung in Europa zur Folge hat. Die Zunahme kann bis zu knapp 10 % (verglichen zu 1980) betragen.

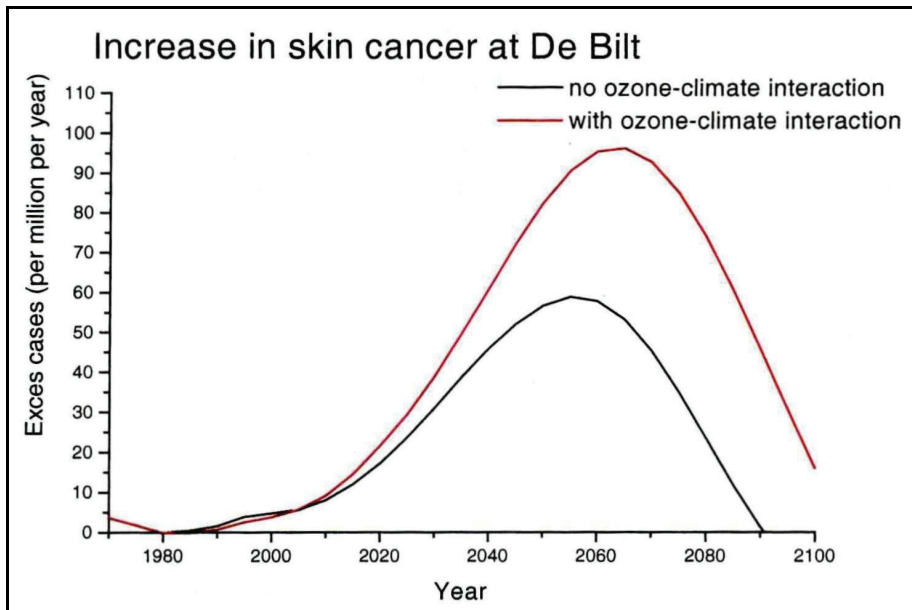


Abbildung 70: Zunahme der Hautkrebsinzidenz in De Bilt mit und ohne Einfluss des Klimawandels. Quelle: KELFKENS et al., 2002.

Deutlich wird an der *Abbildung 70*, dass durch den Einfluss des Klimawandels die Inzidenz von Hautkrebserkrankungen über mehrere Jahrzehnte ansteigt. In der *Abbildung 71* ist dies noch etwas genauer zu erkennen. Hier wurden die Prognoseergebnisse auf Europa projiziert. Die *Abbildung* zeigt die zusätzlichen Hautkrebsfälle für das Jahr 2070 (verglichen mit dem Jahr 1980) unter Berücksichtigung des Klimawandels verglichen mit denen ohne den Einfluss des Klimawandels. Vor allem im mittel- und südeuropäischen Raum ist demnach mit bis zu 125 Extrafällen pro 1.000.000 Einwohner zu rechnen.

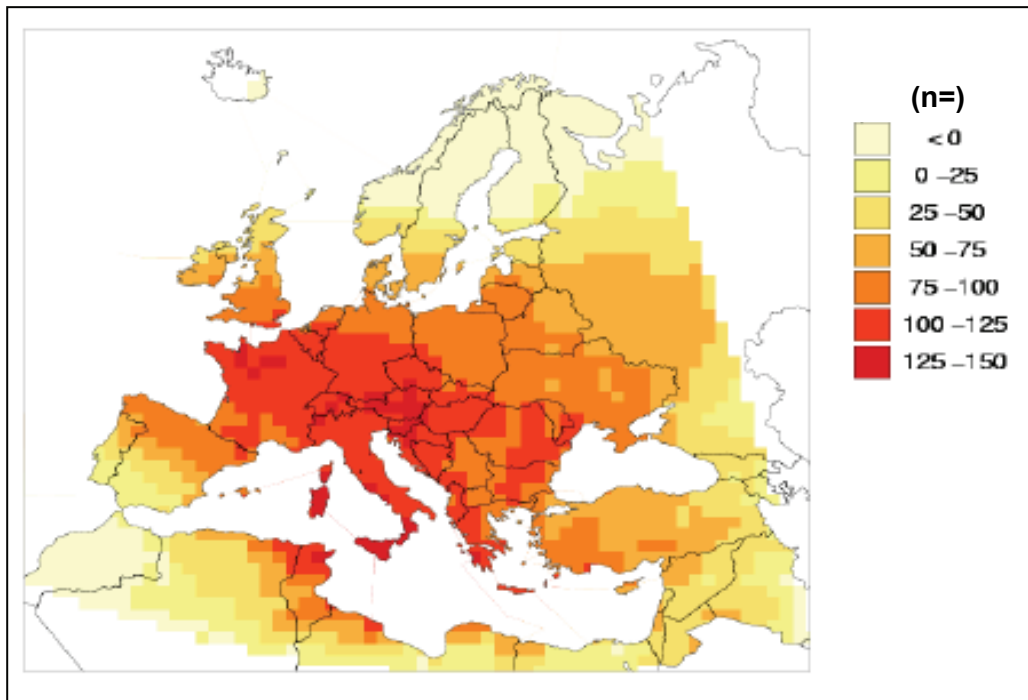


Abbildung 71: Extra Fälle ( $n=$ ) von Hautkrebs unter Einfluss des Klimawandels in Europa pro 1.000.000 Einwohner. Quelle: KELFKENS et al., 2002.

Hinsichtlich Umfang und Methodik gibt es derzeit keine vergleichbare Untersuchung. Zu erwähnen ist aber, dass weder die Bevölkerung noch das (Expositions-) Verhalten berücksichtigt wurden. Zudem bestehen nach Angaben der Autoren zahlreiche Unsicherheiten im Verständnis um die Wechselwirkung zwischen Klimawandel, atmosphärischer Dynamik und dem Ozon. Trotz dieser Tatsache zeigt sich, dass sich klimatische Veränderungen (selbst ohne Einbezug einer Verhaltensänderung) auf die Hautkrebsinzidenz auswirken. Inwieweit diese Ergebnisse gesichert sind, müssen weitere Untersuchungen zeigen.

### **Kernaussagen: Die Epidemiologie des Hautkrebses**

- Zunahme der UV-Exposition durch sozioökonomische und kulturelle bedingte Verhaltensweisen in der Bevölkerung
- Zunahme der Inzidenzen aller Hautkrebse während der letzten Jahrzehnte
- Stark altersabhängige Inzidenz des Basalioms, wobei kurzzeitige starke UV-B-Dosen im Jugendalter den Hauptrisikofaktor darstellen
- Auch altersabhängige Inzidenz des Spinalioms, wobei die kumulative Dosis (über Jahre angehäufte UV-B-Dosis) der Hauptrisikofaktor ist
- Hauptrisikofaktor beim malignen Melanom ist die akute UV-Exposition im Kindesalter, weniger stark alterabhängige Inzidenz; neben der UV-B, gilt auch die UV-A Strahlung als Risikofaktor
- Insbesondere Urlaubs- und Freizeitverhalten sind bedeutende Faktoren hinsichtlich der UV-Exposition
- Klimawandel kann sich auf expositionsbeeinflussende Faktoren auswirken, was zu einer Veränderung des Urlaubs- und Freizeitverhaltens führen kann (erhöhte Exposition durch vermehrten Aufenthalt im Freien und freizügigere Kleidung)
- Hohe Bedeutung des thermisch motivierten Expositionsverhaltens
- Bestehende Verfahren zur Berechnung des zukünftigen Hautkrebsrisikos sind wenig dynamisch (z.B. konstante Veränderung der Ozonabnahme) und können daher nur eine grobe Einschätzung geben
- Prognosen zur Veränderung der Hautkrebsinzidenz sind unsicher; erste Untersuchungen erwarten eine Zunahme von Hautkrebserkrankungen durch den Klimawandel

## **4.0 Das methodische Vorgehen**

In diesem Kapitel werden die in dieser Arbeit verwendeten Daten sowie das methodische Vorgehen erläutert. Verwendet werden drei verschiedene Datensätze – vom Joint Research Center (JRC; UV-Daten), vom Deutschen Wetterdienst (DWD; meteorologische Daten) und vom World Ozone and Ultraviolet Radiation Data Centre (WOUDC; Ozondaten). Zur Analyse werden Methoden der deskriptiven Statistik und Verfahren zur Aufbereitung und räumlichen Darstellung angewendet. Die Datenaufbereitung wurde mit Notepad++ und Excel durchgeführt, die Datenanalyse erfolgte mit dem Statistikprogramm SPSS und dem Fernerkundungsprogramm ENVI. Räumliche Analysen sowie die kartographische Darstellung wurden mit einem GIS (ArcGIS) umgesetzt.

### **4.1 Die Datengrundlage und Datenaufbereitung der UV-Daten**

Die UV-Strahlung wird in der Regel mit einer Eingangsoptik sowie einem Spektralradiometer vom Boden aus gemessen. In drei- bis sechsmonatigen Abständen werden die Messsysteme hinsichtlich Wellenlänge und Signalempfindlichkeit kalibriert (STEINMETZ et al., 2001), so dass eine verhältnismäßig hohe Genauigkeit gewährleistet ist. Messungen dieser Art ermöglichen eine gute punktuelle Abschätzung der UV-Belastung, haben aber den Nachteil, dass sie keine flächendeckenden Aussagen (z.B. für die Ostseeküste) zulassen. Zur räumlichen Darstellung der UV-Strahlung können Satellitendaten verwendet werden, die mittels Sensormessungen flächendeckende UV-Werte liefern. Die UV-Werte werden allerdings nicht immer direkt gemessen, sondern unter Berücksichtigung verschiedener Parameter (z.B. Ozon und Bewölkung) modelliert.

#### **4.1.1 Die Grundlagen der Fernerkundung zur Messung der UV-Strahlung**

Zur Sondierung atmosphärischer Gase werden immer häufiger Verfahren der Fernerkundung eingesetzt. Im Gegensatz zu In-Situ-Messverfahren („vor Ort“) haben Fernerkundungsverfahren den Vorteil, dass sie einen Zugang zu „fernen Regionen“ der Atmosphäre ermöglichen und ausgedehnte räumliche Strukturen bzw. Muster aufzeigen können. Nach DE LANGE (2006) werden Fernerkundungssysteme in ein Sensor-, Boden- und Veredlungssegment unterteilt. Das Sensorsegment besteht aus einer Plattform (z.B. ERS-2), die den eigentlichen Sensor (z.B. GOME) trägt. Das Bodensegment hat die Aufgabe des Datenempfangs (nur bei Satelliten), der Aufbereitung (z.B. geometrische

Korrekturen) und der Verarbeitung der Daten. Erst im Veredelungssegment werden die Daten in interpretierbare Bilder umgeformt. Ein wesentlicher Bestandteil des Fernerkundungssystems ist der Sensor. Das Messprinzip der Sensoren basiert auf dem elektromagnetischen Spektrum, das mit dem Stefan-Boltzmann Gesetz und dem Wiensche Verschiebungsgesetz beschrieben werden kann. Das Stefan-Boltzmann Gesetz besagt, dass der von einem Körper abgegebene Strahlungsstrom ausschließlich von der Temperatur des Körpers abhängig ist. Entsprechend wächst der Strahlungsstrom mit der Temperatur, allerdings gilt das Gesetz nur modellhaft für einen schwarzen Körper, den es so in der Natur nicht gibt. Reale feste oder flüssige Objekte geben nur einen bestimmten Teil dieser Strahlung wieder, was durch das Emissionsvermögen beschrieben wird. Den Wellenlängenbereich dieser Strahlung beschreibt das Wiensche Verschiebungsgesetz, da mit seiner Hilfe die Wellenlänge der Abstrahlung berechnet werden kann. Das Gesetz besagt, dass die Wellenlänge der Emission eines Körpers zunimmt, je wärmer er ist. Es ist somit möglich, mit Hilfe der Wellenlänge die Temperatur eines Körpers zu ermitteln. Diese Gesetzmäßigkeiten sind für die Fernerkundung von hoher Bedeutung. Im Gegensatz zu festen Körpern, strahlen Gase nicht über einen kontinuierlichen Wellenlängenbereich aus, sondern in schmalen Spektralbereichen, den sogenannten Banden. So hat jedes Gas eine Emissionsbande und emittiert die Wellenlänge, die es auch selber absorbiert (Kirchhoffsches Gesetz) (vgl. HÄCKEL, 1994). Die unterschiedlichen physikalischen Eigenschaften der in der Atmosphäre vorkommenden Gase sind für ein komplexes Zusammenspiel von Streuung und Absorption verantwortlich, welches sich unmittelbar auf die Nutzbarkeit der reflektierten oder emittierten Strahlung für die Fernerkundung auswirkt (DE LANGE, 2006). Die Streuung, Absorption und Refraktion (Strahlungskrümmung aufgrund Dichteänderungen der Luft) können auch unter dem Begriff der Extinktion zusammengefasst werden (siehe Kapitel 2.6.1).

Je nach Quelle der vom Sensor empfangenen Strahlung wird zwischen aktiven und passiven Systemen unterschieden. Der grundlegende Unterschied liegt darin, dass passive Systeme (z.B. Multispektralscanner) nur die von Objekten reflektierte oder emittierte Strahlung messen können. Aktive Systeme senden hingegen die Strahlung selber aus und messen den reflektierten Anteil der künstlich ausgesendeten Strahlung (z.B. Radar-Sensoren). Die Sensoren werden nach den Wellenlängenbereichen der empfangenen elektromagnetischen Strahlung unterschieden, wobei die Spektralbereiche als Bänder oder Kanäle bezeichnet werden. Einige Sensoren sind in der Lage, gleichzeitig Messwerte in verschiedenen Wellenlängenbereichen zu erfassen. In diesen Fällen spricht man von multispektralen Systemen bzw. Sensoren (vgl. ROHIERSE, 2003). In der *Abbildung*



72 ist das prinzipielle Verfahren einer Sensormessung (hier ERS-2 mit GOME) zu erkennen. Dabei wird die Erdoberfläche vom Satelliten umreist und vom Sensor „abgescannt“. Dabei kann immer nur ein Streifen bestimmter Breite gescannt werden, bzw. ein Feld bestimmter Größe pro Zeiteinheit. Im Falle von ERS-2 werden drei Tage bzw. 43 Umrundungen benötigt, um einen flächendeckenden Scan zu erhalten.

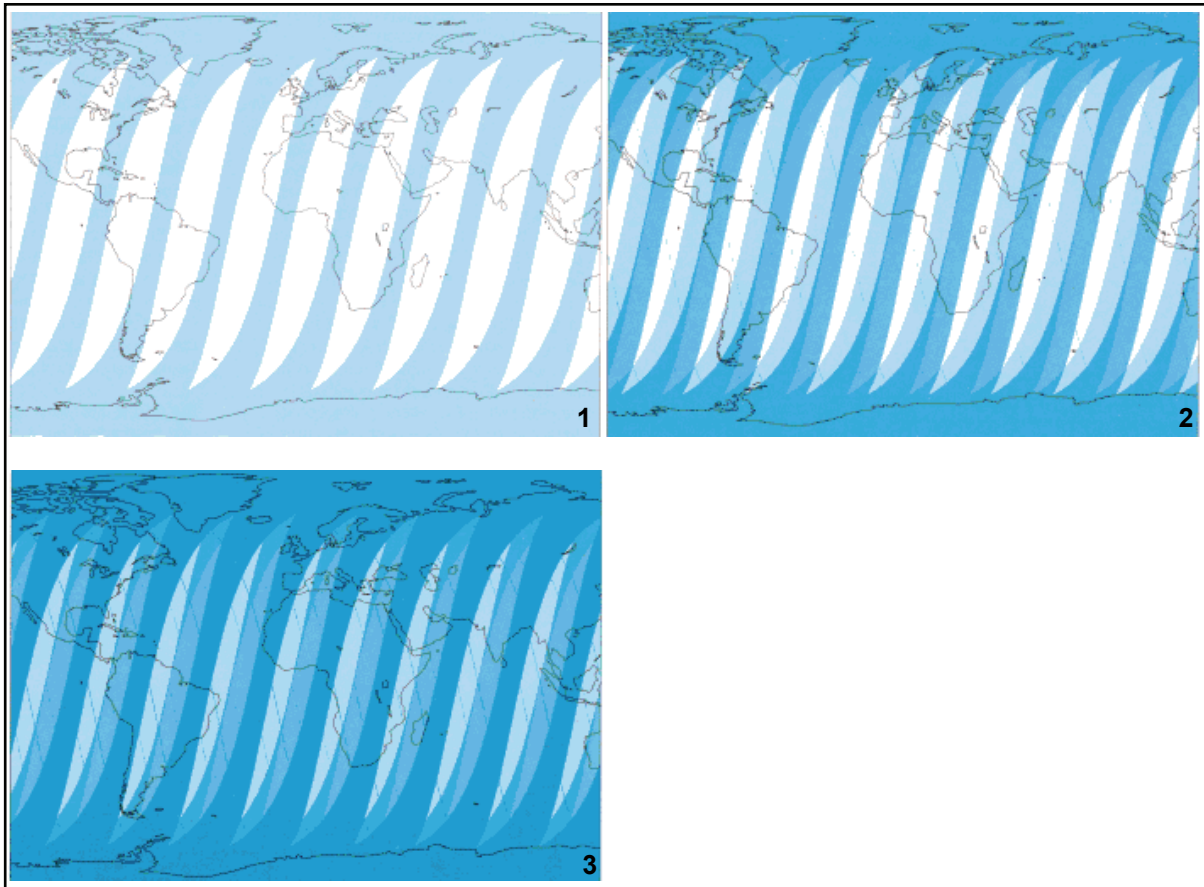


Abbildung 72: Gescannte Streifen von GOME auf dem ERS-2 Satelliten. Quelle: VAN GEFFEN UND ESKES, 2008.

Entsprechend der Sensoreigenschaften und der des Trägers lassen sich nach DE LANGE (2006) die Leistungsmerkmale von Fernerkundungsinstrumenten voneinander unterscheiden durch die räumliche, spektrale, radiometrische und temporale Auflösung. Die räumliche Auflösung gibt in Abhängigkeit des Öffnungswinkels vom Sensor die Größe des Pixels an, durch das System bei einer bestimmten Flughöhe erfasst werden kann. Die spektrale Auflösung ergibt sich in Abhängigkeit von der Anzahl der Kanäle, mit denen das elektromagnetische Spektrum erfasst wird. Die Lage im Spektrum und ihre Breite beeinflussen die Differenzierbarkeit von Oberflächentypen oder Objekten im Satellitenbild. Die Anzahl der Graustufen bzw. Intensitätsstufen (z.B. 256 Graustufen in der 8 Bit-Darstellung), die pro Kanal zur Verfügung steht, wird als radiometrische Auflösung bezeichnet. Die temporale Auflösung beschreibt den zeitlichen Abstand innerhalb dessen ein Gebiet von einem Sensor gescannt werden kann.

#### 4.1.2 Die Daten der erythemwirksamen UV-Tagesdosis des JRC

Bei den vom JRC modellierten und in dieser Arbeit verwendeten Daten handelt es sich um eine Klimatologie zur erythemwirksamen UV-Tagesdosis. Im Wesentlichen wurden die Daten durch die von Satelliten getragenen Sensoren GOME (Global Ozone Monitoring Experiment), TOMS (Total Ozone Monitoring Spectrometer) und AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) ermittelt. Um jedoch eine vollständige UV-Klimatologie zu erstellen, müssen weitere Faktoren (z.B. Albedo) berücksichtigt werden, so dass es sich letztlich nicht um gemessene, sondern um rekonstruierte Daten handelt. Im Folgenden werden die genannten Sensoren in Kürze charakterisiert, um die Erhebung der Daten zu verdeutlichen.

##### GOME (Global Ozone Monitoring Experiment)

Bei dem Sensor GOME handelt es sich um einen vom ERS-2 Satelliten getragenen Sensor (Absorptions-Spektrometer). ERS-2 und damit auch GOME sind von der European Space Agency (ESA) im April 1995 in Betrieb genommen worden. Das System wurde im Jahre 2001 vom Sensor SCIAMACHY (Scanning Imaging Absorption Spectrometer for Atmospheric Cartography) auf der ENVISAT-1 ersetzt. Im Jahre 2006 wurde die aktuelle Variante GOME-2 auf dem Träger MetOp-A eingesetzt, die die Messungen von GOME und SCIAMACHY fortsetzt. GOME wurde in erster Linie entwickelt, um die globale Verteilung atmosphärischer Spurengase (vor allem Ozon) zu messen. Vereinfacht gesagt, besteht das Prinzip der Ozonmessung von GOME darin, dass die Strahlung gemessen wird, die von der Erde und der Atmosphäre gestreut bzw. reflektiert wird. Die Strahlung durchquert die Ozonschicht also zweimal. Durch die Schwächung der Strahlung beim Eintritt und beim Austritt kann die Ozonsäule über die Differenz bestimmt werden. Aufgrund des breiten Wellenlängenbereiches von GOME zwischen 237 – 793 nm (verteilt auf 4 Kanäle) mit einer spektralen Auflösung von 0,20 – 0,33 nm können auch weitere Parameter wie die Bewölkung (z.B. optische Dicke), die Albedo oder die Aerosole erfasst werden. GOME misst die gesamte Ozonkonzentration in einer Luftsäule mit dem Querschnitt 40 km x 40 km, wobei bei einem Umlauf von ERS-2 ein Streifen von 960 km erfasst wird. ERS-2 umkreist in einer retrograden, polnahen, sonnensynchronen Bahn die Erde in einer Höhe von 780 km (vgl. RAMPE, 2009).

### TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer)

TOMS ist ein Sensor, der vom Nimbus-7 Satelliten der NASA getragen wird. TOMS dient ebenfalls der Ozonmessung, hat allerdings 2 Kanäle mehr (6) und ist daher genauer. Zur Ozonmessung werden drei Wellenlängenpaare analysiert, die dicht beieinander liegen. Im Gegensatz zu GOME, die das ganze Spektrum misst, absorbiert hier eine Wellenlänge das Ozon, die andere nicht. Prinzipiell ist der Messvorgang ähnlich zu GOME, da auch TOMS die Strahlung nach Ein- und Austritt der Atmosphäre misst. Aufgrund der fehlenden Strahlung kann nachts sowohl bei GOME als auch bei TOMS keine Messung vorgenommen werden. TOMS deckt eine Streifenbreite zwischen 50 und 200 km ab (vgl. NASA, 2009; BALDENHOFER, 2009).

### AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer)

Beim AVHRR handelt es sich um einen Sensor (multispektral), der in erster Linie dem Vegetationsmonitoring dient. Er kann aber auch der Messung der Bewölkung (optische Dicke) und der Erdoberflächentemperatur dienen. Der Sensor hat 6 Kanäle, die sich auf eine Wellenlänge zwischen 0,58 – 12,5 µm verteilen. Installiert ist der aktuelle AVHRR auf dem NOAA-15 Satelliten. Die geometrische Auflösung im Nadir liegt bei 1,1 km in einer Höhe von 833 km (vgl. NOAA, 2008; USGS, 2008).

Neben den genannten Sensoren wurden weitere Ozondaten vom Sensor TOVS (TIROS Operational Vertical Sounder) verwendet. Die zur Erstellung einer UV-Klimatologie für Europa notwendigen Bewölkungsdaten stammen vom International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) und von METEOSAT. Zum Messen der Aerosole wurden Daten von 1000 Bodenstationen hinzugezogen. Als Basis diente das DGM (Digitale Geländemodell) GTOPO30 des United States Geological Service (USGS).

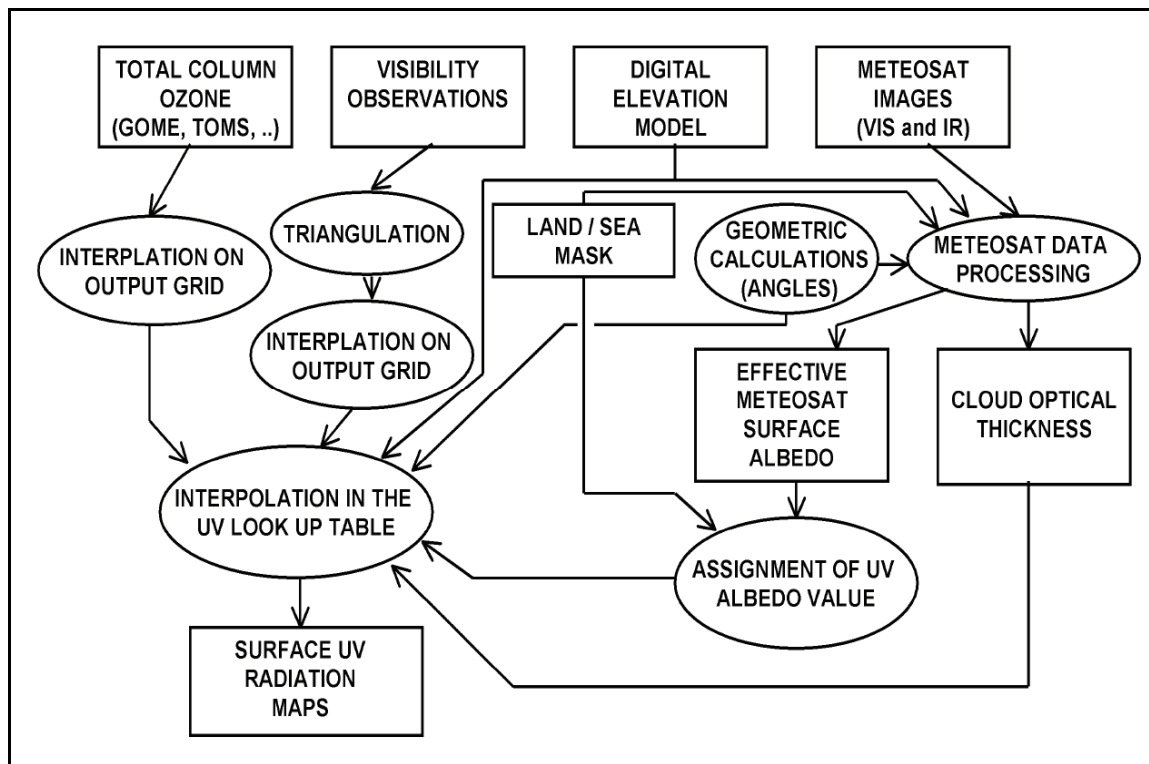


Abbildung 73: Struktur des verwendeten Algorithmus zur Modellierung der UV-Klimatologie in Europa. Quelle: VERDEBOUT, 2000.

Die Daten der UV-Klimatologie beschreiben die erythemale UV-Tagesdosis (nach CIE 7) vom 01.01.1984 bis zum 31.08.2003 und liegen in einer Auflösung von  $0,05^\circ$  (Rasterweite) über eine Fläche von  $34^\circ - 74^\circ$  N bis  $12^\circ - 32^\circ$  E vor. Zur Erstellung der flächendeckenden UV-Klimatologie mussten die genannten Quellen (Fernerkundungssensoren, DGM, terrestrische Messungen) mittels eines Algorithmus modelliert bzw. interpoliert werden. Die grundlegende Struktur des Algorithmus zur UV-Klimatologie bzw. Kartierung ist in der *Abbildung 73* erkennbar. Die oberen Kästen zeigen die Input-Parameter, wie die von GOME, TOMS, TOVS gemessene Ozonkonzentration (Ozonsäule), die Sichtbarkeit (Bodenstationen zur Aerosolmessung), die Höhenkorrektur durch das DGM (GTOPO30) sowie die Infrarotstrahlung durch METEOSAT. Die Informationen zur Ozonkonzentration und die zur Sichtbarkeit werden in einem entwickelten UV- Look up table (LUT) auf die Fläche interpoliert. In das LUT fließen auch Informationen des DGM ein, um eine entsprechende Höhenkorrektur vornehmen zu können. Weiterhin fließen die DGM-Informationen zusammen mit den METEOSAT Daten zum Infrarot in ein zweites LUT. Hier wird die Albedo sowie die Bewölkung modelliert. Ein Problem hierbei ist die Differenzierbarkeit zwischen der Bewölkung und den von Schnee bedeckten Flächen, da in beiden Fällen die gleiche Albedo vorliegen kann. In diesem Falle werden Information der Infrarotstrahlung hinzugezogen, da die Temperatur auf schneebedeckten Flächen höher ist als an der Wolkenoberseite.

Aus den Informationen zur Bewölkung (optische Dicke) und zur Albedo können zusammen mit dem Ozon und den Aerosolen (Sichtbarkeit) Karten zur UV-Klimatologie modelliert werden. Die UV-Tageswerte werden mittels einer Integration (erythemwirksamer Spektralbereich) anhand einer Abschätzung der halbstündlichen UV-Werte für jeden Pixel berechnet. Dabei wird je Intervall die optische Dicke der Wolken sowie der Sonnenwinkel berücksichtigt. Die Ozonkonzentration, die Albedo und der Aerosolgehalt werden als konstant angesehen. Eine ausführliche Beschreibung des Datensatzes zur UV-Klimatologie in Europa findet sich in VERDEBOUT (2000) und VERDEBOUT (2004).

Zur ersten groben Analyse der (Raster-) Daten wurden zunächst europäische Stationen ausgewählt, um anhand von Zeitreihen Analysen zur deskriptiven Statistik vornehmen zu können. Bei den Stationen handelt es sich nicht um reale Messstationen, sondern um fiktive Stationen. Die Positionsangaben der *Tabelle 8* entsprechen allerdings den realen Orten; die Daten wurden der jeweiligen Rasterzelle entnommen. Die Auswahl der Stationen ist in der *Tabelle 8* und *Abbildung 74* zu erkennen.

Station	Geogr. Breite	Geogr. Länge	Höhe ü. NN in m
Bergen	60°23'17"	5°19'56"	7
Edinburgh	55°57'01"	3°11'13"	28
Elba	42°47'59"	10°16'29"	155
Faro	37°00'56"	7°56'07"	1
Kreta	35°20'22"	25°07'59"	44
Mallorca	39°37'40"	3°23'09"	10
Orléans	47°54'05"	1°54'15"	105
Potsdam	52°23'49"	13°03'31"	30
Toledo	39°51'25"	4°01'29"	654
Uppsala	59°51'26"	17°38'41"	2
Westerland	54°54'37"	8°18'23"	4
Zürich	47°22'09"	8°32'17"	411

*Tabelle 8: UV-Stationen mit Positions- und Höhenangabe. Höhe bezieht sich auf das DGM GTOPO 30.*

Die Auswahl der Stationen erfolgte unter Berücksichtigung verschiedener Gesichtspunkte. In erster Linie stand eine möglichst gleichmäßige räumliche Verteilung über Europa im Vordergrund. Dabei wurden sowohl maritim geprägte Stationen (z.B. Bergen) als auch kontinental geprägte Stationen (z.B. Zürich) berücksichtigt. Zudem wurde darauf geachtet, dass die Stationen möglichst vergleichbar sind. So wurde beispielweise nicht Madrid, sondern Toledo als Station gewählt, um den Einfluss von Luftemissionen (Aerosolen) möglichst gering zu halten. So wird im Scientific Assessment of Ozone Depletion der WMO (2006) auch auf eine Überschätzung der UV-Strahlung durch Fernerkundungssensoren (z.B. TOMS) hingewiesen, wenn eine erhöhte Aerosolkonzentration vorliegt. Ein Vergleich zweier Zeitreihen von Madrid und Toledo konnte dies auch belegen, denn im Mittel konnte Madrid die geringeren

Strahlungsintensitäten aufweisen, was sehr wahrscheinlich auf die Aerosole zurückzuführen ist. Zudem wurden Stationen gewählt, die touristisch einer Bedeutung unterliegen (z.B. Mallorca). Die in der *Tabelle 8* angegebene Höhe wurde dem Digitalen Geländemodell (DGM) GTOPO30, des United States Geological Service (USGS) entnommen. Zu beachten ist, dass es im DGM zu einer Abweichung der realen Höhe kommen kann, da die Modellhöhe berechnet worden ist. Die Abweichung ist an dieser Stelle aber zu vernachlässigen.

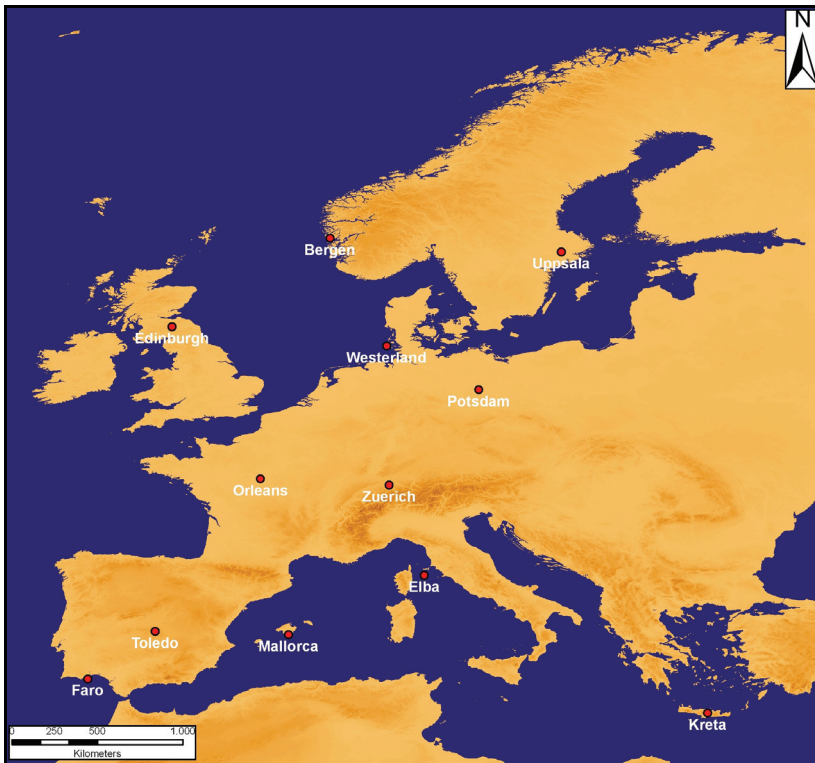
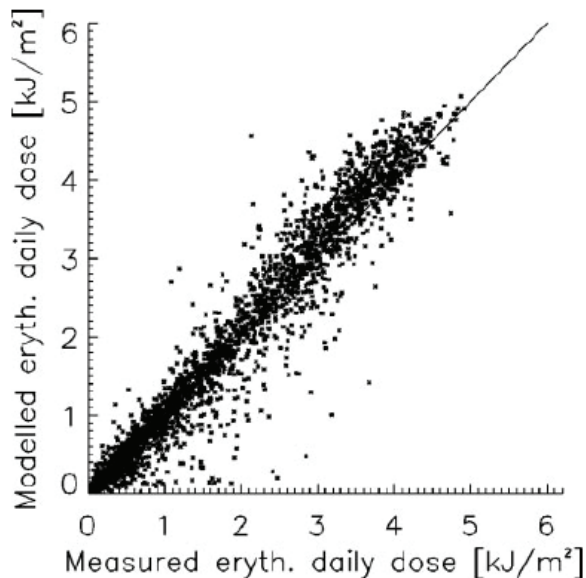


Abbildung 74: Übersicht der UV-Stationen mit dem DGM GTOPO30. Kartographie: J. AUGUSTIN, 2009.

### 4.1.3 Die Datenvalidierung der UV-Daten

Um eine Aussage zur Datenqualität machen zu können, ist eine Datenvalidierung notwendig. In diesem Falle wurde unter anderem eine Validierung von VERDEBOUT (2004) sowie von BAIS et al. (2003) für die UV-Daten des JRC (Joint Research Center) vorgenommen. Bei der Validierung ist zu berücksichtigen, dass es sich bei den Daten um modellierte Satellitendaten auf Rasterebene handelt. Ein Rasterwert beschreibt somit den Mittelwert für die ganze Zelle ( $0,05^\circ * 0,05^\circ$ ). Werden die Rasterdaten punktuellen Messdaten (in diesem Falle mit einem Brewer-Spektrophotometer gemessen) gegenübergestellt, muss es entsprechende Abweichungen geben, da auf die Fläche gemittelte Daten punktuellen Messdaten gegenübergestellt werden. Hier spielt vor allem die Bewölkung eine Rolle, da jede einzelne Wolke die Punktmessung beeinflusst, im

Raster aber eine untergeordnete Bedeutung hat. Trotz dessen kann ein Vergleich mit realen gemessenen Daten Aufschluss über die Datengüte geben. In der *Abbildung 75* ist in einem Streudiagramm das Validierungsergebnis von VERDEBOUT (2004) zu erkennen. Die sich im Streudiagramm befindlichen Werte beziehen sich auf den Zeitraum zwischen 1992 – 2003. Die Messungen wurden in Ispra (Italien) durchgeführt, entsprechend dazu wurde die Rasterzelle ausgewählt.



*Abbildung 75: Vergleich der modellierten und gemessenen erythemwirksamen UV-Tagesdosis ( $\text{kJ/m}^2$ ) in Ispra (1992 – 2003). Quelle: VERDEBOUT, 2004.*

Anhand der Abbildung ist prinzipiell eine Übereinstimmung der Satellitendaten mit den Mess- bzw. Beobachtungsdaten zu erkennen. Der relative RMS-Fehler (mittlere quadratische Abweichung) beträgt in diesem Falle 29 %, der Bias (systematische Abweichung) 3 %. BAIS et al. (2003) haben ihre Validierung anhand von Daten (1992 – 2002) aus Thessaloniki durchgeführt. Dabei wurde bei einem Bias von –9 % und –5 % (für zwei Spektrometer) in etwa eine gleiche Streuung ermittelt. Weitere durchgeführte Validierungen zeigen ähnliche Ergebnisse. Der hohe RMS-Fehler erklärt sich nach VERDEBOUT (2004) durch eine begrenzte Anzahl von Tagen, an denen die Satellitenaufnahmen fehlerhaft waren bzw. große Differenzen zwischen modellierten und gemessenen Daten auftraten. Dies erfolgte in erster Linie durch die Bewölkung, wenn beispielsweise zum Aufnahmezeitpunkt kurzzeitig eine Wolkendecke vorherrschte, die nicht repräsentativ für den Tag war. Insofern kann festgehalten werden, dass die Daten der UV-Klimatologie naturgemäß eine höhere Ungenauigkeit haben als in-situ erhobene Daten. Dennoch muss an dieser Stelle gesagt werden, dass der räumliche Aspekt im

Rahmen dieser Arbeit vorrangig gewesen ist, und die Daten für diese Fragestellung als gut geeignet angesehen werden können.

#### 4.2 Die Datengrundlage und Datenaufbereitung der Klima-/ Wetterdaten

Wie erwähnt kommen neben den UV-Daten des JRC und WOUDC auch Daten aus dem Messnetz des Deutschen Wetterdienstes (DWD) zum Einsatz. Die Daten des DWD dienen unter anderem der Berechnung der physiologischen äquivalenten Temperatur (PET) (Kapitel 5.2.1) sowie der Entwicklung eines Index zur Bestimmung der Veränderung der Expositionsbedingungen (Kapitel 5.3) im Freien.

Das Messnetz des DWD umfasst je nach Parameter bis zu 2028 Stationen. 528 Stationen dienen der Messung von Temperatur und Feuchte und etwa 300 Stationen der Bewölkungs- und Sonnenscheindauermessung. In dieser Arbeit wurden nur die Stationsdaten verwendet, die frei verfügbar sind. Dabei handelt es sich um 43 Stationen in Deutschland, die in der *Tabelle 9* und *Abbildung 76* aufgeführt werden.

Station	Geogr. Breite	Geogr. Länge	Höhe ü. NN in m
Aachen	50° 47'	06° 05'	202
Augsburg	48° 25'	10° 56'	462
Bamberg	49° 52'	10° 54'	239
Berlin-Tempelhof	52° 28'	13° 24'	49
Bremen	53° 02'	08° 47'	5
Dresden-Klotzsche	51° 07'	13° 45'	227
Düsseldorf	51° 17'	06° 46'	37
Emden	53° 23'	07° 14'	0
Erfurt-Bindersleben	50° 59'	10° 57'	316
Fehmarn	54° 31'	11° 03'	3
Fichtelberg	50° 25'	12° 57'	1213
Frankfurt/M-Flughafen	50° 02'	08° 35'	112
Görlitz	51° 09'	14° 57'	238
Greifswald	54° 05'	13° 24'	2
Hamburg-Fuhlsbüttel	53° 38'	09° 59'	11
Hannover	52° 27'	09° 40'	59
Helgoland	54° 01'	07° 53'	4
Hof	50° 18'	11° 52'	567
Hohenpeißenberg	47° 48'	11° 00'	977
Kahler Asten	51° 11'	08° 29'	839
Karlsruhe	49° 02'	08° 21'	112
Kempten	47° 43'	10° 20'	705
Konstanz	47° 40'	09° 11'	443
Leipzig-Schkeuditz	51° 26'	12° 14'	131
Lindenberg	52° 12'	14° 07'	112



List auf Sylt	55° 00'	08° 24'	26
Magdeburg	52° 06'	11° 35'	76
Meiningen	50° 33'	10° 22'	450
München-Flughafen	48° 22'	11° 49'	444
Münster/Osnabrück	52° 08'	07° 42'	95
Neuruppin	52° 54'	12° 48'	38
Nürburg-Barweiler	50° 22'	06° 52'	485
Nürnberg	49° 30'	11° 03'	314
Potsdam	52° 23'	13° 03'	81
Rostock-Warnemünde	54° 01'	12° 04'	4
Saarbrücken/Ensheim	49° 12'	07° 06'	320
Schleswig	54° 31'	09° 32'	47
Schwerin	53° 38'	11° 23'	59
Straubing	48° 49'	12° 33'	351
Stuttgart/Echterdingen	48° 41'	09° 13'	371
Trier-Petrisberg	49° 44'	06° 39'	265
Würzburg	49° 46'	09° 57'	268

Tabelle 9: DWD-Stationen mit Positions- und Höhenangabe.

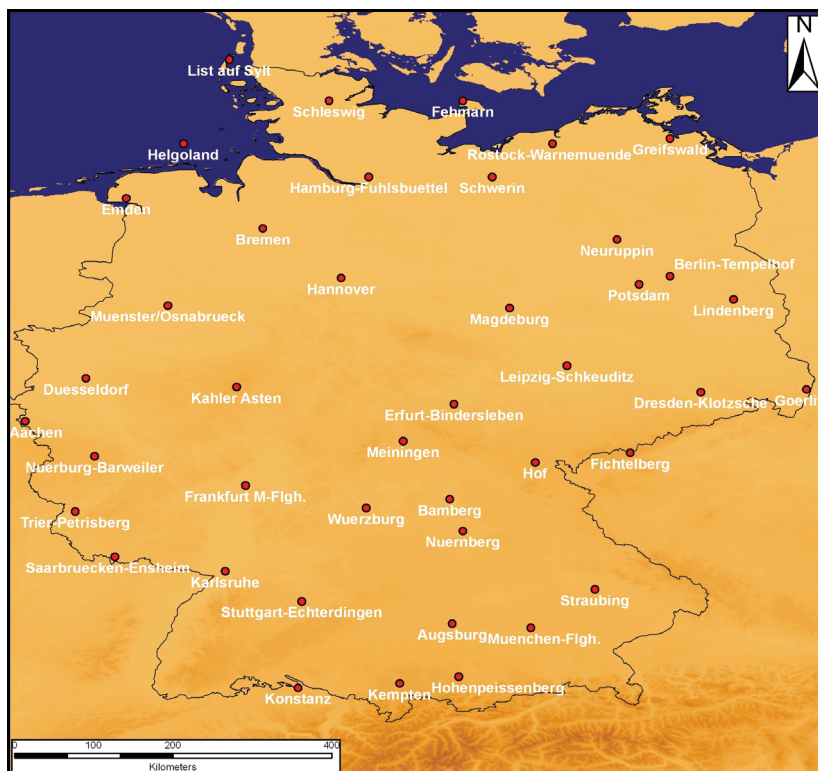


Abbildung 76: Übersicht der DWD-Stationen mit dem DGM GTOPO30. Kartographie: J. AUGUSTIN, 2009.

In der *Tabelle 10* sind die aus den DWD-Daten verwendeten Parameter abgebildet. Dabei handelt es sich um die Temperatur (in 2 m Höhe gemessen), die relative Feuchtigkeit (%), die Windgeschwindigkeit (Bft.), den Bedeckungsgrad (Achtel) sowie die Niederschlagsmenge (mm). Der Messzeitraum beginnt am 01.01.1961. Zu erwähnen ist,

dass nicht alle Parameter (vor allem die relative Feuchte) bereits ab 01.01.1961 verfügbar sind. Das betrifft vor allem Stationen in Ostdeutschland. Um eine vollständige Datenlage zu gewährleisten, wurde daher auch für die Berechnung des langjährigen Mittels der Zeitraum zwischen 1971 – 2000 ausgewählt (statt 1961-1990).

Parameter	Einheit	Zeitraum*	Messzeit (täglich)
Temperatur (2m)	°C	01.01.1961 – 31.08.2008	bis 03/2001 14:30h, ab 04/2001 12:50h
Relative Feuchte	%	01.01.1961 – 31.08.2008	bis 03/2001 14:30h, ab 04/2001 12:50h
Windgeschwindigkeit	Bft.	01.01.1961 – 31.08.2008	bis 03/2001 14:30h, ab 04/2001 12:50h
Bedeckungsgrad	Achtel	01.01.1961 – 31.08.2008	bis 03/2001 14:30h, ab 04/2001 12:50h
Niederschlag	mm	01.01.1961 – 31.08.2008	Tagesmittel 06:00h – 18:00h

Tabelle 10: Übersicht der verwendeten DWD-Parameter (\* Messzeitraum kann je nach Station etwas abweichen).

Die DWD-Daten lagen in Textfiles (ASCII) vor, wurden vor der Verarbeitung gesichtet, auf Vollständigkeit geprüft und für die weitere Verwendung entsprechend aufbereitet.

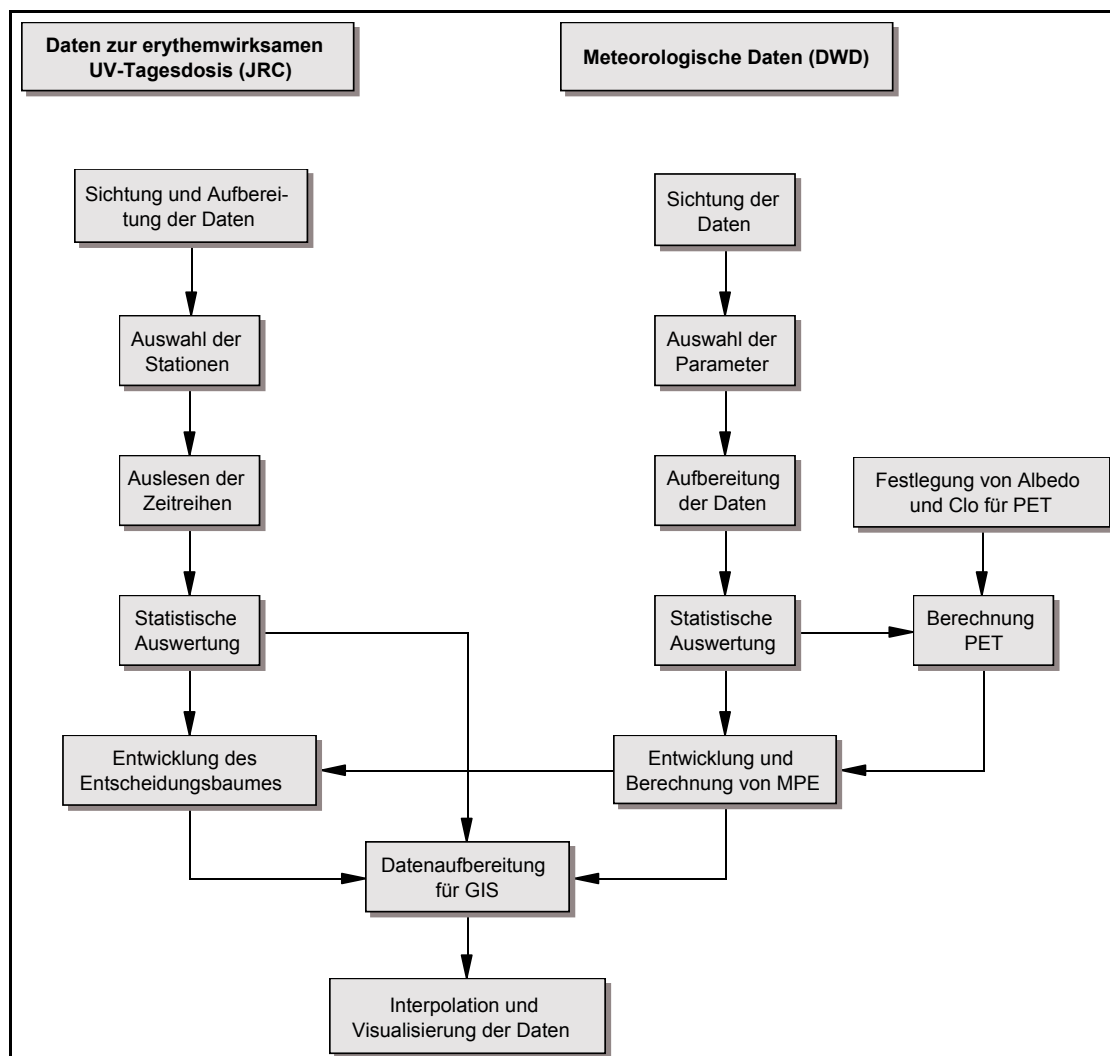


Abbildung 77: Methodenflussdiagramm. Entwurf: J. AUGUSTIN, 2009.

Im Methodenflussdiagramm (*Abbildung 77*) wird das methodische Vorgehen zusammengefasst und mit Hinblick auf die Verwendung der UV- und meteorologischen Daten beschrieben. So werden aus den Rasterdaten der erythemwirksamen UV-Tagesdosis Zeitreihen ausgelesen, statistisch ausgewertet und in einem entwickelten Entscheidungsbaum den meteorologischen Daten gegenübergestellt. Auch die meteorologischen Daten werden (wie die UV-Daten) zunächst gesichtet und nach einer Selektion der Parameter aufbereitet und statistisch ausgewertet. Nach der Auswertung werden sie für die Berechnung der Physiologisch Äquivalenten Temperatur (PET) verwendet. Die PET fließt in die Berechnung des Meteorologisch Physiologischen Expositionsindex (MPE) ein, der zusammen mit der erythemwirksamen Tagesdosis in den Entscheidungsbaum eingeht. Sowohl die UV-Daten als auch die meteorologischen Daten werden zum Schluss zur räumlichen Analyse (Interpolation) und Visualisierung für das GIS aufbereitet.

#### **Kernaussagen: Das methodische Vorgehen**

- Verwendung einer modellierten UV-Klimatologie (Berücksichtigung von Ozon, Bewölkung, Aerosol, Albedo, Relief) des JRC der mittleren erythemwirksamen UV-Tagesdosis des Zeitraumes 01.01.1984 – 31.08.2003 sowie DWD-Daten (Temperatur, relative Feuchte, Windgeschwindigkeit, Bedeckungsgrad und Niederschlag) zwischen 01.01.1961 – 31.08.2008
- Sichtung und Aufbereitung der Daten; Auswahl von Stationen zum Auslesen und anschließenden Analysieren von Zeitreihen
- Auswertung der Daten mit Methoden der deskriptiven Statistik
- Datenaufbereitung für die Auswertung und Visualisierung in GIS
- Raumzeitliche Auswertung und anschließende Visualisierung in GIS
- Verwendung von WOUDC-Daten (01.01.1984 – 31.08.2003) zur Häufigkeitsanalyse von LOEs und OMs in Potsdam

## 5.0 Die statistische Auswertung der Daten

Neben dem bisherigen Teil dieser Arbeit zum Einfluss des Klimas auf das stratosphärische Ozon und die UV-strahlungsbeeinflussenden Faktoren ist die (statistische) Auswertung der Daten ein zweiter Schwerpunkt dieser Arbeit. Die Datenauswertung bezieht sich zum einen auf die Analyse der Veränderung der erythemwirksamen UV-Strahlung im europäischen und etwas detaillierter auf den deutschen Raum. Zum anderen wird auf die Veränderung meteorologischer Faktoren, die die Expositionsbedingungen des Menschen beeinflussen, genauer eingegangen. Die Ergebnisse sollen dazu beitragen, Entscheidungsprozesse („Decision Support“) im Anpassungsprozess zu stützen und wichtige Basisinformationen für das „Capacity Building“ zu liefern. Auf beide Ansätze wird in Kapitel 6.0 genauer eingegangen.

### 5.1 *Die Entwicklung der erythemwirksamen UV-Tagesdosis in Europa*

Im Kapitel 5.1 wird die Veränderung der UV-Strahlung für den Zeitraum vom 01.08.1984 – 01.08.2003 in Europa analysiert. Zunächst wurde nur der europäische Raum betrachtet, um großräumige Muster bzw. Disparitäten besser erkennen zu können. In einem nächsten Schritt wurde die UV-Strahlung zusammen mit weiteren Parametern kleinräumiger (Deutschland) untersucht. Zunächst wurden das arithmetische Mittel ( $\bar{x}$ ), der Variationskoeffizient ( $v$ ), die Standardabweichung ( $\sigma$ ) sowie das Minimum und das Maximum nach Jahreszeiten berechnet. Anschließend wurden die Extremwerte der Zeitreihen ermittelt, wobei hier das 95 %- und 99 %-Perzentil Anwendung fand. Die Analyse der Extremwerte ist im Hinblick auf die Veränderung kurzfristiger Extremereignisse von Bedeutung, wie sie beispielsweise durch Ozon-Minilöchern entstehen können. Bis auf Ausnahmen (Kapitel 5.2.2) wurden nahezu alle Berechnungen auf Basis meteorologischer Jahreszeiten durchgeführt. Dabei stehen die Monate Dezember, Januar, Februar (DJF) für den Winter, März, April, Mai (MAM) für den Frühling, Juni, Juli, August (JJA) für den Sommer sowie September, Oktober und November (SON) für den Herbst. Diese Einteilung ist nach der WMO (World Meteorological Organisation) standardisiert. Aufgrund der zahlreichen Daten können nicht alle Ergebnisse in Form von Diagrammen, Karten oder Tabellen dargestellt werden. Die verwendeten Abbildungen stellen somit eine Auswahl der wichtigsten dar.

### 5.1.1 Die Analyse deskriptiv statistischer Maße und Trends anhand von Zeitreihen

Um die Veränderung der erythemwirksamen UV-Strahlung ermitteln zu können, bedarf es der Untersuchung von Zeitreihen. Die aus den hier verwendeten Daten extrahierten Zeitreihen bestehen aus ca. 7150 Einzelwerten (erythemwirksame UV-Tagesdosis, d.h. 1 Wert pro Tag), was dem Zeitraum 01.01.1984 – 01.08.2003 entspricht. Jede Zeitreihe entspricht dabei einer Rasterzelle.

Auf Basis der meteorologischen Jahreszeiten wurden für die Stationen die arithmetischen Mittelwerte ( $\bar{x}$ ), Variationskoeffizienten ( $v$ ) und Standardabweichungen ( $\sigma$ ) berechnet. Obwohl die Standardabweichung auch ein Streuungsmaß ist, bietet sie nur sehr eingeschränkt eine Vergleichsmöglichkeit, da sie nicht die Mittelwerte der Verteilung berücksichtigt. Hierzu eignet sich der Variationskoeffizient, da er unabhängig vom Mittelwert die Streuung in Prozent angibt und somit einen Vergleich mehrerer Streuungsmaße (z.B. verschiedener Stationen) ermöglicht. Die Standardabweichung hat den Vorteil, dass sie die absolute Abweichung vom Mittel in der realen Einheit (z.B. J/m<sup>2</sup>) beschreibt und so zur besseren Vorstellung dient. Zur Darstellung der Daten der *Abbildungen 78 – 82* wurde ein Verfahren der numerischen Zeitreihenfilterung angewendet. Nach SCHÖNWIESE (2006) lassen sich die Tiefpass-, die Hochpass- und die Bandpassfilterung unterscheiden. Die Tiefpassfilterung dient der Glättung von Zeitreihen, damit sie etwas einfacher interpretiert werden können. Dabei werden hohe Frequenzen (kleine Perioden) unterdrückt, um niedrige Frequenzen (lange Perioden) hervorzuheben. Bei der Hochpassfilterung werden – entsprechend umgekehrt – hohe Frequenzen hervorgehoben und niedrige unterdrückt. Das Hervorheben einer bestimmten begrenzten Frequenz wird durch die Bandpassfilterung beschrieben.

In diesem Falle wurde die Tiefpassfilterung mit einer Intervalllänge von  $L = 5$  Tagen angewendet. Der Filter berechnet sich nach:

$$a_j = \frac{1}{L} \sum_{i=1}^{i+L-1} a_i \quad (48)$$

Hierbei kennzeichnet  $a_j$  die neuen Variablenwerte,  $L$  die Intervalllänge und  $a_i$  die Ursprungsvariablen. Aufgrund der Intervalllänge von 5 Tagen kommt es am Anfang und

Ende zu einer Kürzung der Zeitreihe von jeweils 5 Tagen, was im Enddefekt aber zu vernachlässigen ist.

### 5.1.1.1 Die Ergebnisse zur deskriptiven Statistik und Trendanalyse

Die *Abbildung 78* zeigt den saisonalen Verlauf der erythemwirksamen UV-Strahlung (Tagesdosis) zwischen dem 01.01.1984 – 01.08.2003 für DJF. Zur besseren Vergleichbarkeit werden alle Stationen in einer Diagrammfläche abgebildet. Entsprechend der kurzen und wenig intensiven Sonneneinstrahlung und der potentiell höheren Bewölkung (orographisch bedingt) kann Bergen (Norwegen) den geringsten Strahlungseinfall ( $\bar{x} = 67 \text{ J/m}^2$ ) während der Wintermonate verzeichnen. Zu erkennen ist, dass die Strahlungsintensitäten von der geographischen Breite abhängig sind, da beispielsweise die Mittelmeerstationen (z.B. Elba  $\bar{x} = 505 \text{ J/m}^2$ ) im Mittel die höchsten Intensitäten aufweisen. Zudem wird deutlich, dass die im Süden gelegenen Stationen (z.B. Kreta  $v = 41,1 \%$ ) einen im Vergleich geringeren Variationskoeffizienten aufweisen als die mittel- bzw. nordeuropäischen Stationen (z.B. Potsdam  $v = 61,1$ ). Allerdings haben sie eine höhere Standardabweichung ( $\sigma$ ) (Kreta =  $399 \text{ J/m}^2$ , Potsdam =  $122 \text{ J/m}^2$ ).

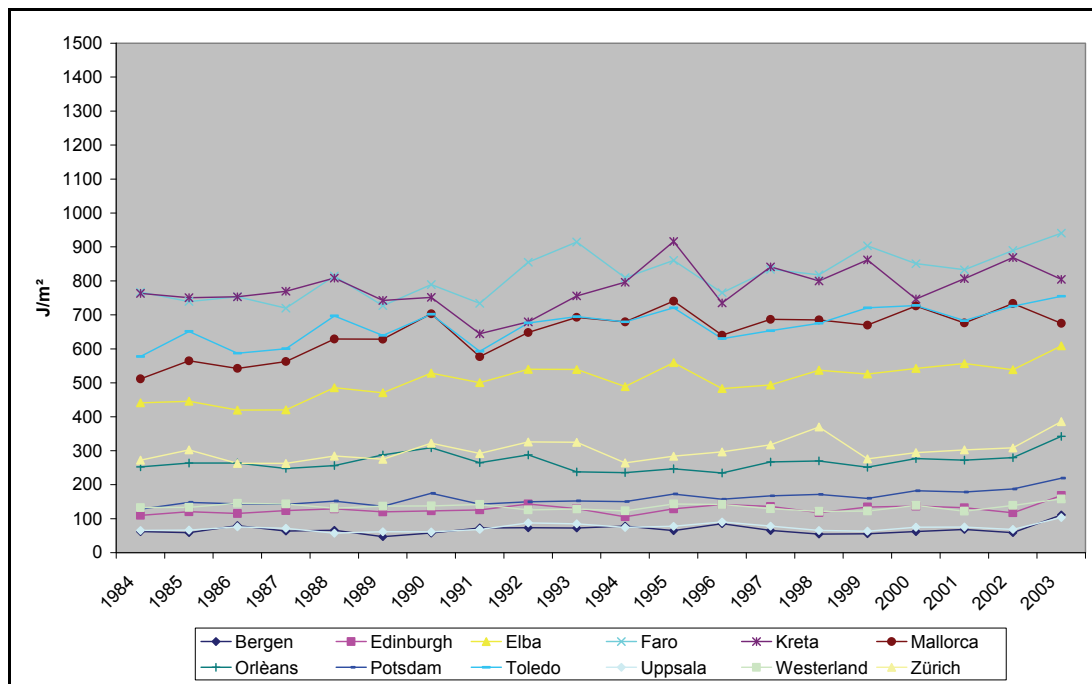


Abbildung 78: Zeitreihe (1984 – 2003) des arithmetischen Mittels (tiefpassgefiltert) (DJF) der erythemwirksamen UV-Tagesdosis ( $\text{J/m}^2$ ) für alle Stationen.

In der *Abbildung 79* sind die Zeitreihen für das Frühjahr, d.h. für die Monate März, April und Mai (MAM), aufgezeigt. Entsprechend des Sonnenstandes ist die einfallende Strahlungsenergie stärker als im Winter, was zu entsprechend höheren Werten für das Frühjahr führt. Darüber hinaus ist zu erkennen, dass der Variationskoeffizient geringer ist,

als im Winter. Als Beispiele können hier die Stationen Faro und Westerland dienen. Faro hat im Winter (DJF) einen mittleren Variationskoeffizienten von  $v = 45,1 \%$  ( $\sigma = 367 \text{ J/m}^2$ ,  $\bar{x} = 814 \text{ J/m}^2$ ), im Frühjahr (MAM) von  $v = 33,9 \%$  ( $\sigma = 953 \text{ J/m}^2$ ,  $\bar{x} = 2808 \text{ J/m}^2$ ). Gleiches gilt für Westerland, denn der Variationskoeffizient beträgt im Winter  $v = 81,3 \%$  ( $\sigma = 109 \text{ J/m}^2$ ,  $\bar{x} = 134 \text{ J/m}^2$ ) und im Frühjahr  $v = 62,3 \%$  ( $\sigma = 921 \text{ J/m}^2$ ,  $\bar{x} = 1478 \text{ J/m}^2$ ).

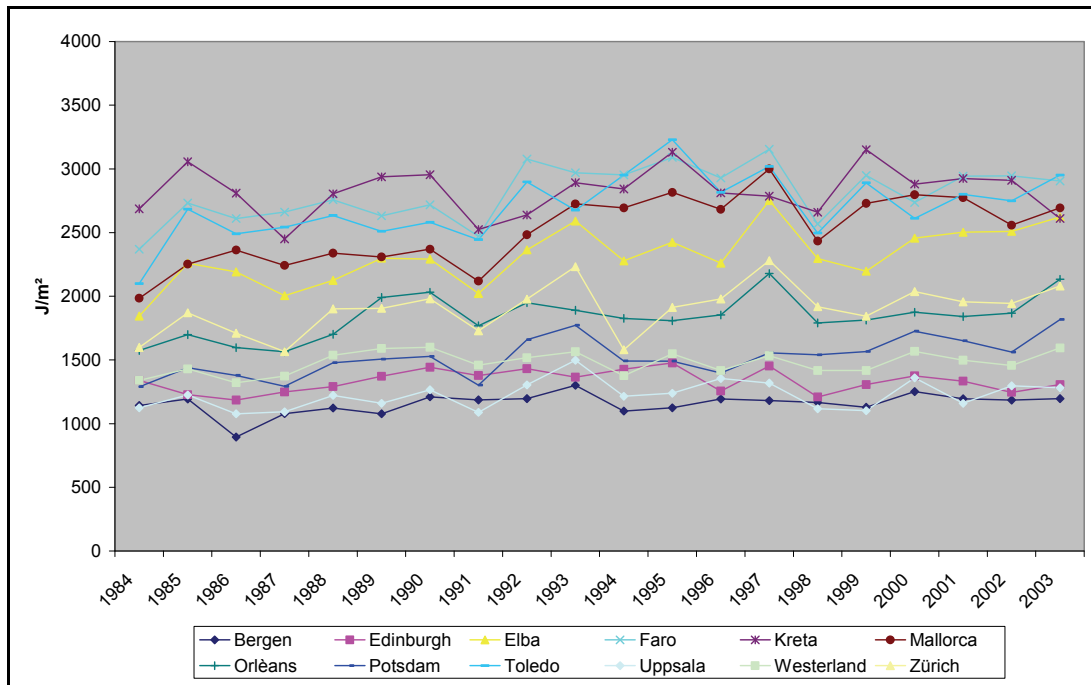


Abbildung 79: Zeitreihe (1984 – 2003) des arithmetischen Mittels (tiefpassgefiltert) (MAM) der erythemwirksamen UV-Tagesdosis ( $\text{J/m}^2$ ) für alle Stationen.

Abbildung 79 verdeutlicht, dass es strahlungsintensive bzw. strahlungsarme Jahre gibt, die nicht regional begrenzt sind, sondern großräumig auftreten. Für die Jahre 1991 und 1997 ist dies gut zu erkennen; hier tritt insbesondere im Mittelmeerraum eine im Vergleich geringe bzw. hohe Strahlungsintensität auf. Der Jahreszeit entsprechend sind in den Sommermonaten (JJA) (Abbildung 80) die höchsten Werte der erythemwirksamen UV-Strahlung (Tagesdosis) an allen Stationen vorzufinden. Betrachtet man aber die Zeitreihen, so scheint es eine „Zweiteilung“ zu geben. Ansatzweise war dies auch schon für die Monate DJF und MAM erkennbar. So können die Stationen des Mittelmeerraumes (Faro, Toledo, Mallorca, Elba, Kreta) zusammengefasst werden, da sie sich in ihren Strahlungswerten von den anderen Stationen absetzen. Die Variabilität der Einstrahlung hat sich im Vergleich zum Winter verändert, da im Sommer die Stationen Mittel- und Nordeuropas tendenziell die höhere Standardabweichung aufweisen, im Winter jedoch die geringere. Am Beispiel Uppsala und Mallorca kann dies verdeutlicht werden. Uppsala hat im Winter (DJF) eine mittlere Standardabweichung von  $\sigma = 75 \text{ J/m}^2$  ( $\bar{x} = 73 \text{ J/m}^2$ ) im Sommer von  $\sigma = 841 \text{ J/m}^2$  ( $\bar{x} = 2180 \text{ J/m}^2$ ). Für Mallorca gilt im Winter eine mittlere

Standardabweichung von  $\sigma = 306 \text{ J/m}^2$  ( $\bar{x} = 648 \text{ J/m}^2$ ) im Sommer von  $\sigma = 772 \text{ J/m}^2$  ( $\bar{x} = 3963 \text{ J/m}^2$ ). Unter der Berücksichtigung des Variationskoeffizienten zeigt sich jedoch für Uppsala ein Koeffizient von  $v = 102 \%$  (DJF) bzw.  $v = 47,22 \%$  (JJA) und für Mallorca  $v = 38,57 \%$  (DJF) und  $v = 19,48 \%$  (JJA). Das heißt, dass zwar die absoluten Variabilitäten im Frühjahr größer sind, diese unter Berücksichtigung der Mittelwerte (d.h. der relativen Variabilität) kleiner sind, was am Variationskoeffizienten deutlich wird.

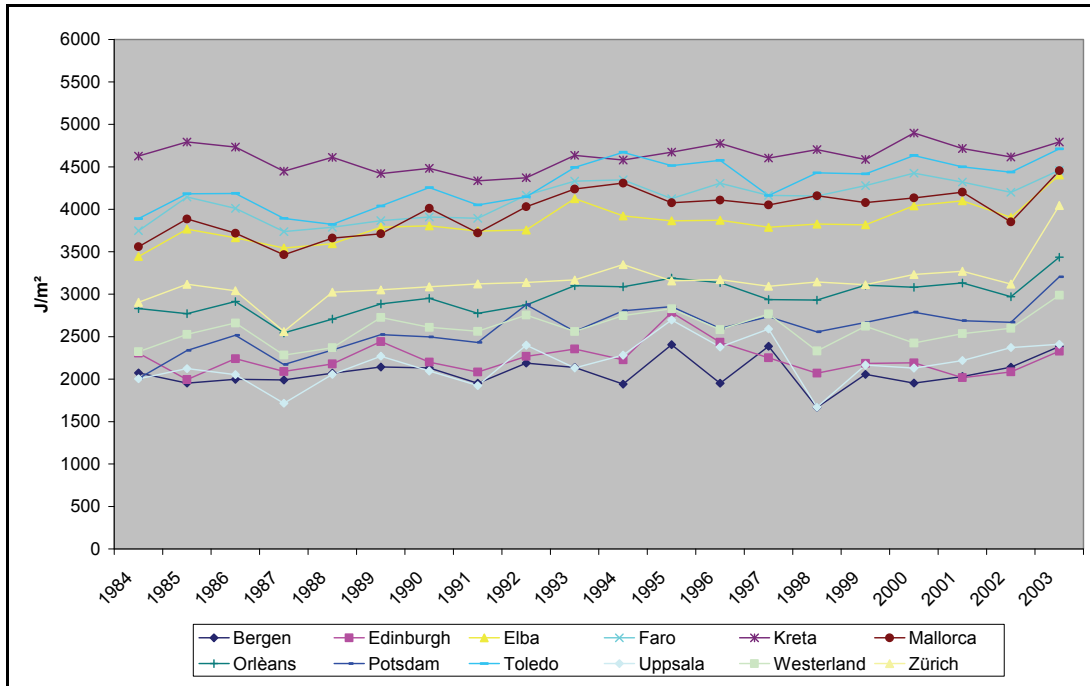


Abbildung 80: Zeitreihe (1984 – 2003) des arithmetischen Mittels (tiefpassgefiltert) (JJA) der erythemwirksamen UV-Tagesdosis ( $\text{J/m}^2$ ) für alle Stationen.

Entsprechend der vorherigen Abbildungen ist in der *Abbildung 81* der Verlauf der erythemwirksamen UV-Tagesdosis für die Monate SON erkennbar. Auch hier ist wiederum der Einfluss der geographischen Breite auf die Strahlungsintensität zu erkennen, wobei das Einstrahlungsniveau entsprechend der Jahreszeit im Vergleich zum Sommer wieder abgenommen hat und auch unterhalb dem des Frühjahrs liegt (z.B. Orléans MAM  $\bar{x} = 1837 \text{ J/m}^2$ , SON  $\bar{x} = 830 \text{ J/m}^2$ ).



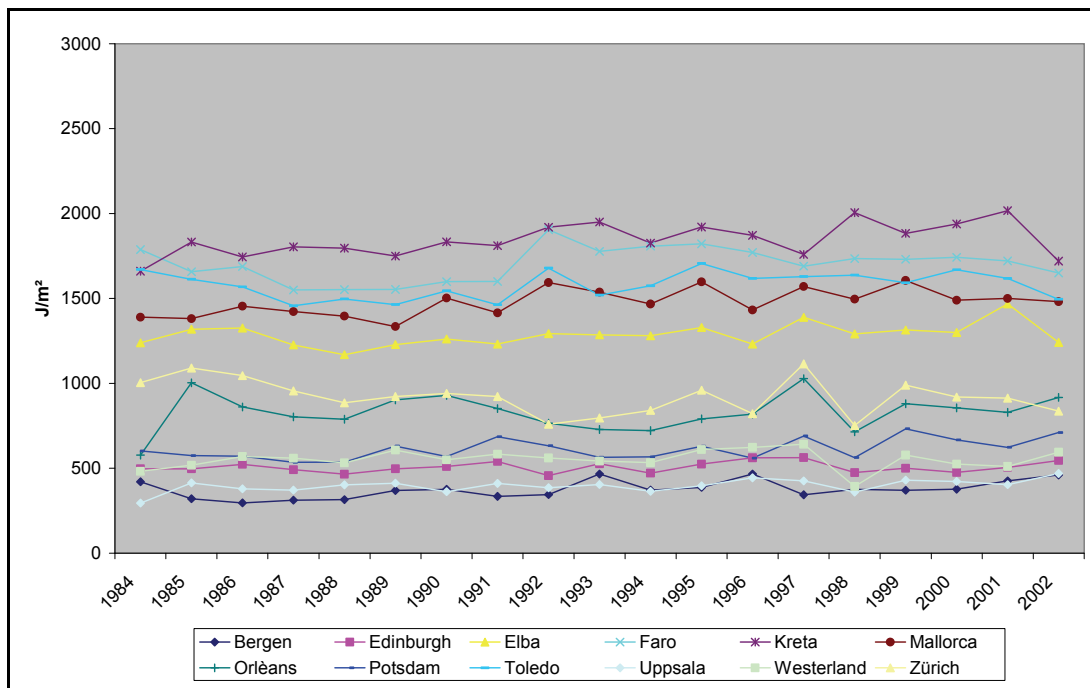


Abbildung 81: Zeitreihe (1984 – 2003) des arithmetischen Mittels (tiefpassgefiltert) (SON) der erythem-wirksamen UV-Tagesdosis ( $J/m^2$ ) für alle Stationen.

Die *Abbildung 82* zeigt die Zeitreihen, nicht nach Jahreszeiten differenziert, sondern über das ganze Jahr gemittelt. In der *Abbildung* ist auch die erwähnte Abhängigkeit der Strahlungsintensität von der geographischen Breite gut zu erkennen. Allerdings macht beispielsweise der Vergleich zwischen Toledo und Faro deutlich, dass der Verlauf der Zeitreihen nahezu identisch ist, obwohl Faro deutlich weiter im Süden liegt, als Toledo. Das Beispiel zeigt, dass die geographische Breite zwar eine große Rolle spielt, jedoch auch regionale Einflüsse (Orographie, Bewölkung, Emissionen, etc.) berücksichtigt werden müssen.

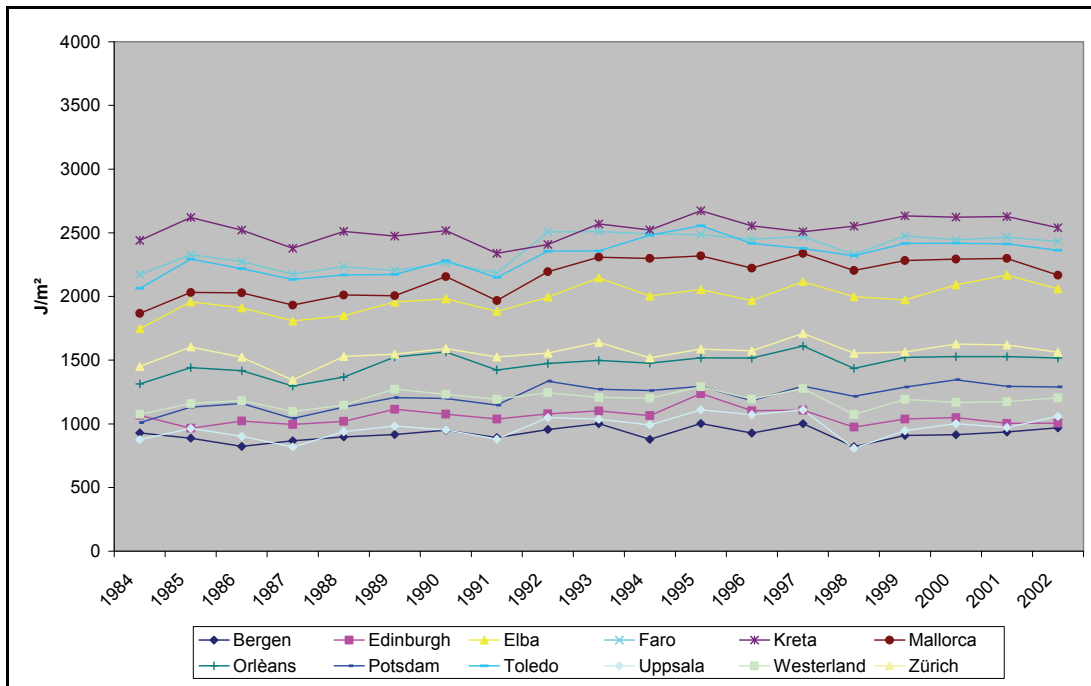


Abbildung 82: Zeitreihe (1984 – 2003) des arithmetischen Mittels (tiefpassgefiltert) der erythemwirksamen UV-Tagesdosis ( $J/m^2$ ) für alle Stationen.

Aus Gründen der Übersichtlichkeit wurden keine Trendlinien bzw. Regressionsgeraden in die *Abbildungen 78 – 82* projiziert, zumal auch nicht alle Zeitreihen einen signifikanten Trend aufweisen. Im Folgenden wird eine Auswahl von Zeitreihen aus den *Abbildungen 78 – 82* (tiefpassgefiltert) gezeigt, die einen signifikanten Trend (auf dem 95 %-Niveau) vorweisen. Neben der Zeitreihe des saisonalen Mittels sowie der dazugehörigen Trendlinie wurde das arithmetische Mittel des Beobachtungszeitraumes hinzugefügt. Letzteres dient dazu, die Werteniveaus der Stationen miteinander zu vergleichen.

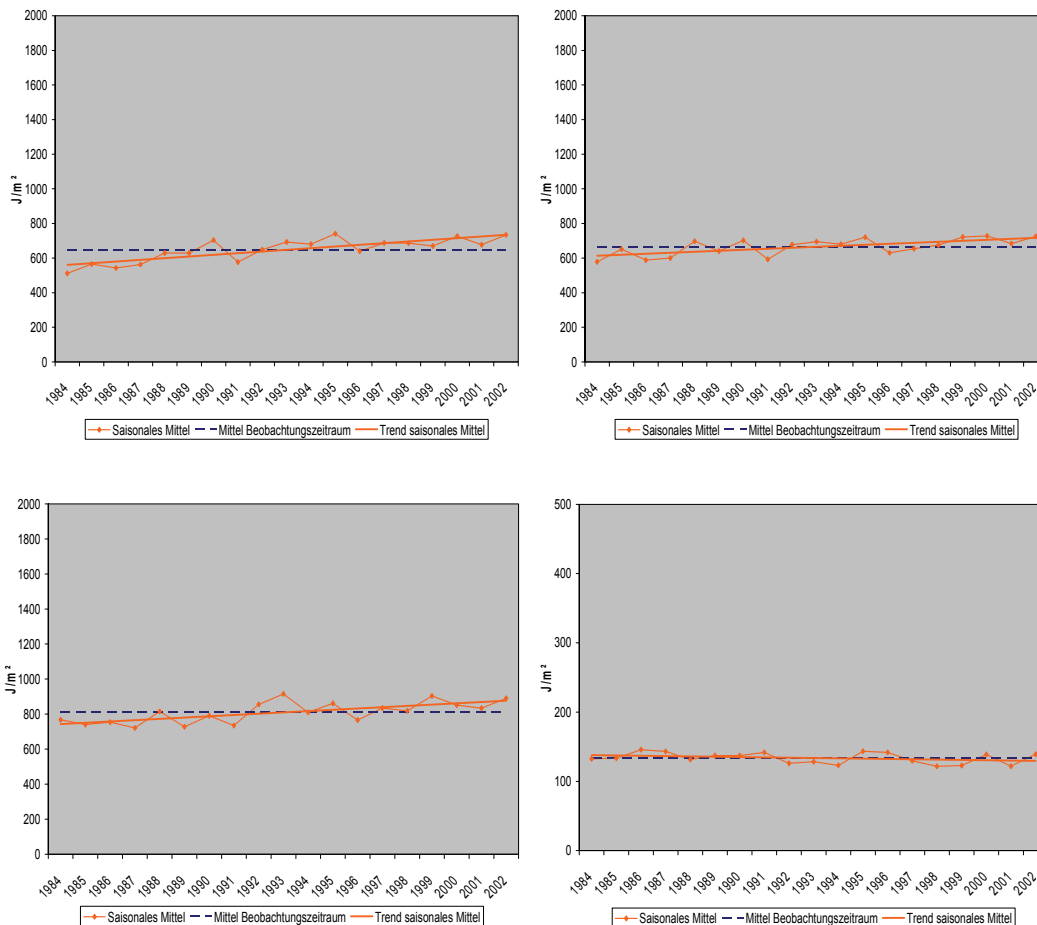


Abbildung 83: Trend (1984 – 2003) (DJF) der erythemwirksamen UV-Tagesdosis ( $J/m^2$ ) für Mallorca (oben links), Toledo (oben rechts), Faro (unten links) und Westerland (unten rechts). Tiefpassgefiltertes arithmetisches Mittel.

In der *Abbildung 83* ist der Trend der Stationen Mallorca (oben links), Toledo (oben rechts) Faro (unten links) und Westerland (unten rechts) abgebildet. Die Stationen Mallorca, Faro und Toledo können alle positive Trends aufweisen, was auch für die Stationen Elba und Kreta (ohne Abbildung) zutrifft. Westerland weist als einzige Station eine leicht negative Veränderung auf. Zu beachten ist die Skalierung (Ordinate) der Station Westerland, die sich von den anderen Abbildungen aufgrund des geringeren Wertenniveaus unterscheidet. Für die anderen Stationen in Europa kann keine Veränderung der erythemwirksamen UV-Tagesdosis für die Monate DJF festgestellt werden.

Etwas anders fallen die Trends bzw. Veränderungen für das Frühjahr (MAM) aus. Zur Veranschaulichung dient die *Abbildung 84* mit den Stationen Faro (oben links), Mallorca (oben rechts), Orléans (unten links) und Toledo (unten rechts). Für das Frühjahr können nahezu alle Stationen einen positiven Trend aufweisen, auch wenn dieser nur schwach für die Stationen Edinburgh, Bergen, Uppsala, Westerland, Zingst und Kreta ausfällt (ohne Abbildung).

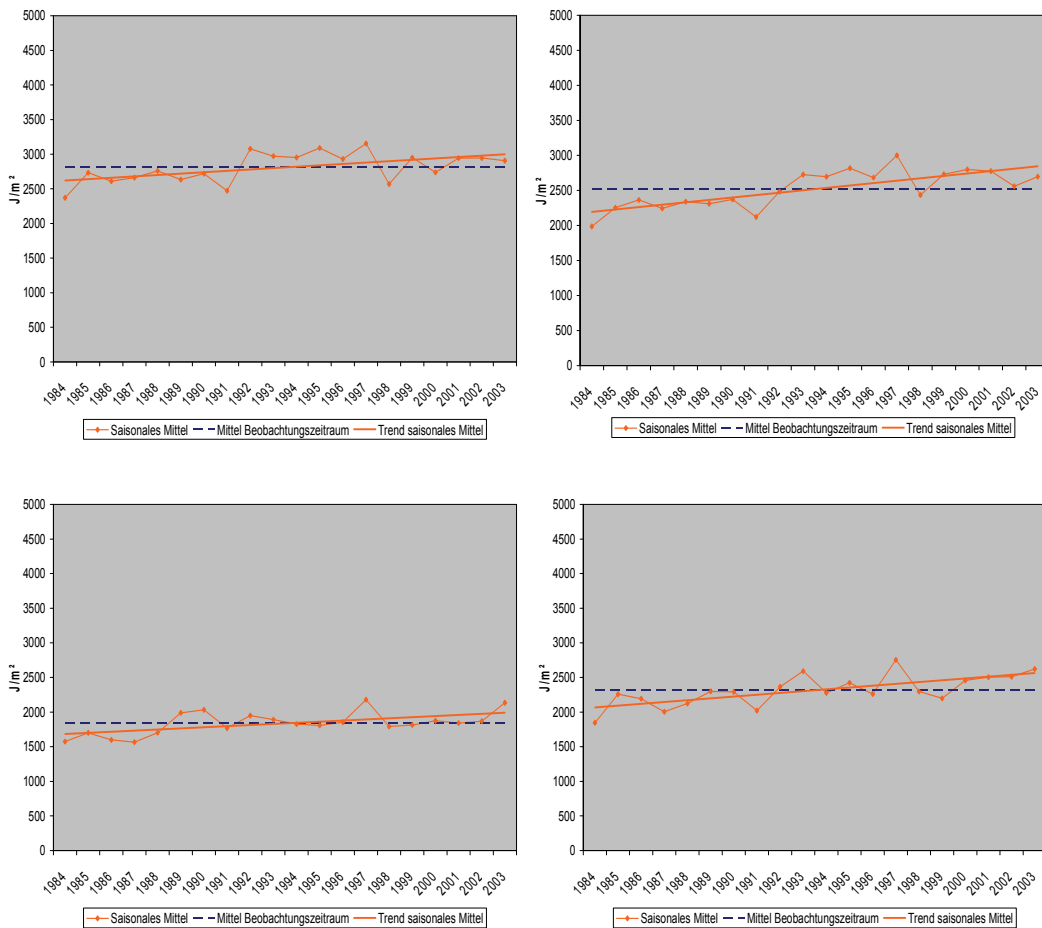


Abbildung 84: Trend (1984 – 2003) (MAM) der erythemwirksamen UV-Tagesdosis ( $J/m^2$ ) für Faro (oben links), Mallorca (oben rechts), Orléans (unten links) und Elba (unten rechts). Tiefpassgefiltertes arithmetisches Mittel.

Wie die *Abbildung 84* zeigt, liegt vor allem für Mallorca ein starker Anstieg der erythemwirksamen UV-Strahlung vor. Betrachtet man vergleichsweise die *Abbildung 79*, so ist auch hier eine starke Zunahme der UV-Strahlung zwischen 1991 und 1997 zu erkennen, die sich auch in der *Abbildung 84* wieder finden lässt. In der *Abbildung 85* sind die Trends für die Stationen Orléans (oben links), Potsdam (oben rechts), Toledo (unten links) und Zürich (unten rechts) für die Monate JJA aufgezeigt. Alle vier Stationen weisen deutliche positive Trends auf, d.h. eine Zunahme der erythemwirksamen UV-Tagesdosis im Beobachtungszeitraum. Dies gilt insbesondere für Toledo und Potsdam. Die Stationen Edinburgh und Bergen können über den 20-jährigen Beobachtungszeitraum nahezu keine Veränderung in der Strahlungsintensität aufweisen; ein leicht (positiver) Trend ist für Kreta auszumachen (keine Abbildungen).

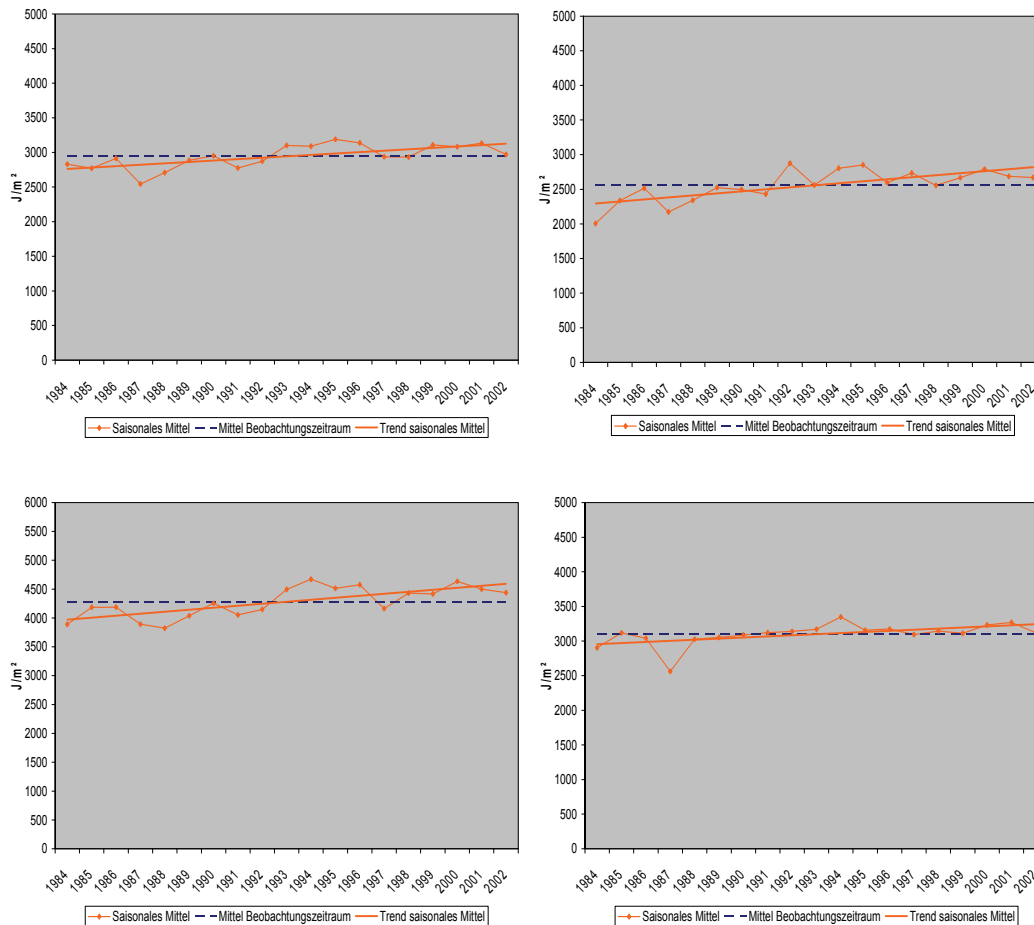


Abbildung 85: Trend (1984 – 2003) (JJA) der erythemwirksamen UV-Tagesdosis ( $J/m^2$ ) für Orléans (oben links), Potsdam (oben rechts), Toledo (unten links) und Zürich (unten rechts). Tiefpassgefiltertes arithmetisches Mittel.

Die Veränderungen für die Herbstmonate (SON) sind am Beispiel der Stationen Kreta und Zürich in der *Abbildung 86* ersichtlich. Für Kreta ist ein schwach positiver Trend erkennbar. Im Vergleich zu den anderen Stationen im Mittelmeerraum kann Kreta dennoch den stärksten Trend aufweisen. Betrachtet man die nördlich gelegenen Stationen, so fällt Zürich durch den negativen Trend auf. Etwas schwächer fällt dieser für die Stationen Westerland und Zingst aus (keine Abbildungen).

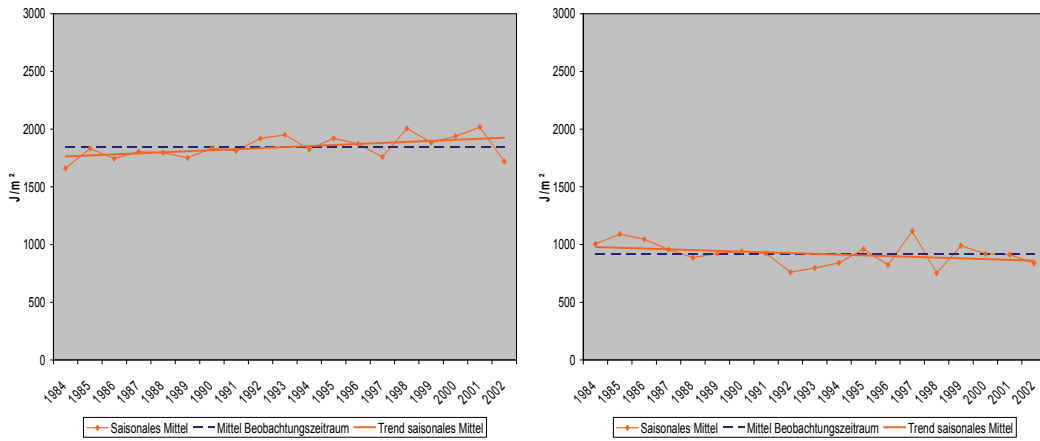


Abbildung 86: Trend (1984 – 2003) (SON) der erythemwirksamen UV-Tagesdosis ( $J/m^2$ ) für Kreta (links) und Zürich (rechts). Tiefpassgefiltertes arithmetisches Mittel.

Wie schon in den Übersichten der Zeitreihen, wird zum Schluss die Entwicklung über das gesamte Jahr betrachtet (Abbildung 87). Auch hier werden vier Stationen gezeigt, die durch ihre Veränderung gegenüber den anderen hervorstechen.

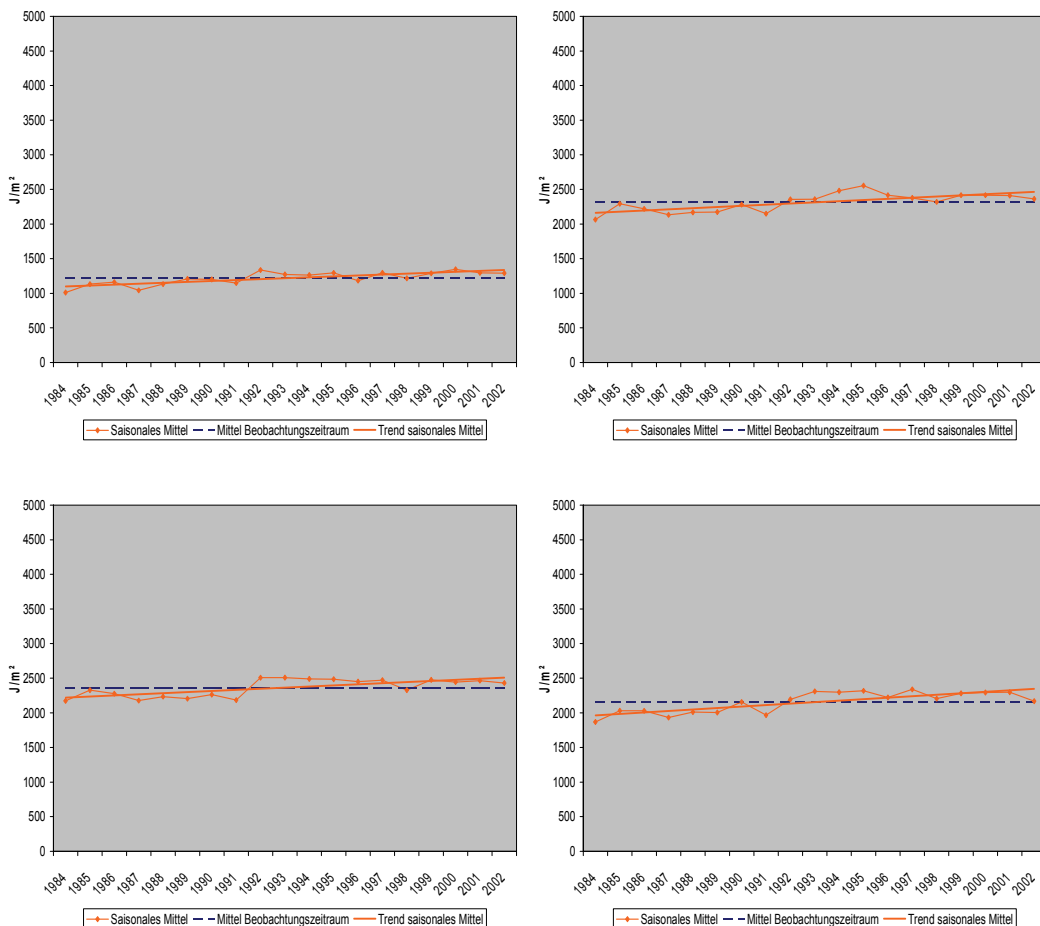


Abbildung 87: Trend (1984 – 2003) der erythemwirksamen UV-Tagesdosis ( $J/m^2$ ) für Potsdam (oben links), Toledo (oben rechts), Faro (unten links) und Mallorca (unten rechts). Tiefpassgefiltertes arithmetisches Mittel.

Dabei handelt es sich um die Stationen Faro (oben links), Toledo (oben rechts), Potsdam (unten links) und Mallorca (unten rechts).

Obwohl alle Stationen über das Jahr gesehen eine Zunahme der erythemwirksamen UV-Tagesdosis verzeichnen, fällt der Trend an den Stationen Toledo, Faro und Mallorca deutlich aus. Vergleichbar mit Potsdam sind die Stationen Elba, Zürich, Orléans und Uppsala. Bei allen anderen Stationen liegt zwar ein positiver Trend vor, doch fällt dieser sehr schwach aus.

### **5.1.1.2 Fazit: Die deskriptive Statistik und Trendanalyse**

Das Aufzeigen der einzelnen Zeitreihen hat einen ersten Eindruck zum Verlauf der erythemwirksamen UV-Strahlung (Tagesdosis) an ausgewählten Stationen in Europa über einen 20-jährigen Zeitraum gegeben. Dadurch konnten zum einen auftretende Anomalien (Abweichungen vom Mittel) erkannt, zum anderen erste Rückschlüsse auf mögliche Verteilungsmuster der UV-Strahlung im Beobachtungszeitraum gewonnen werden. So sind Jahre vorzufinden, in denen europaweit eine positive bzw. negative Anomalie vorliegt, allerdings sind auch Jahre vorzufinden, in denen eine solche Anomalie regional begrenzt ist. An dieser Stelle kann jedoch keine Aussage über mögliche Ursachen gemacht werden, da dies eine detailliertere Betrachtung erfordert.

Die Zeitreihen zeigen deutlich den Nord-Südgradienten in der Strahlungsintensität. Dieser betrifft vor allem die Monate DJF, JJA, SON, wobei der Gradient auch im Jahresmittel erkennbar ist. Die Tatsache, dass der Gradient in der Zeit von MAM etwas undeutlicher ist, verdeutlicht die im Frühjahr stärkere Dynamik bzw. weniger stabilen Drucksysteme in der Atmosphäre, die sich auf die UV-strahlungsbeeinflussenden Faktoren auswirkt. Belegt werden kann dies mittels der höheren Standardabweichung, denn diese ist im Frühjahr und Sommer tendenziell höher als im Winter. Zu berücksichtigen ist, dass der Variationskoeffizient vom Winter zum Sommer abnimmt. Damit nimmt zwar die absolute Variabilität (Standardabweichung) zum Sommer zu, jedoch nimmt sie in Bezug zur Strahlungsgröße (Variationskoeffizient) ab. Dies lässt sich mit der jahreszeitbedingten Strahlungsintensität und der Stabilität der Drucksysteme sowie mit den damit einhergehenden meteorologischen Bedingungen – insbesondere der Bewölkung – erklären.

Betrachtet man die Trends der Zeitreihen fällt auf, dass die eindeutig positiven Trends an den Stationen Südwesteuropas zu finden sind. Dazu gehören Faro, Toledo und Mallorca. Aber auch Potsdam, Orléans und Zürich können teilweise eine Zunahme der erythemwirksamen UV-Tagesdosis verzeichnen. Grundsätzlich kann festgehalten werden, je weiter die Stationen im Norden liegen, desto geringer fällt die Zunahme der

erythemwirksamen UV-Tagesdosis aus. Im Frühjahr und Sommer sind tendenziell die stärksten Zunahmen zu verzeichnen, und dies vor allem in Regionen um die Iberische Halbinsel sowie in Mitteleuropa (Orléans, Potsdam und Zürich). In wenigen Fällen sind saisonal negative Trends vorzufinden (z.B. Zürich SON).

## **5.1.2 Die Analyse von Extremwerten der Zeitreihen**

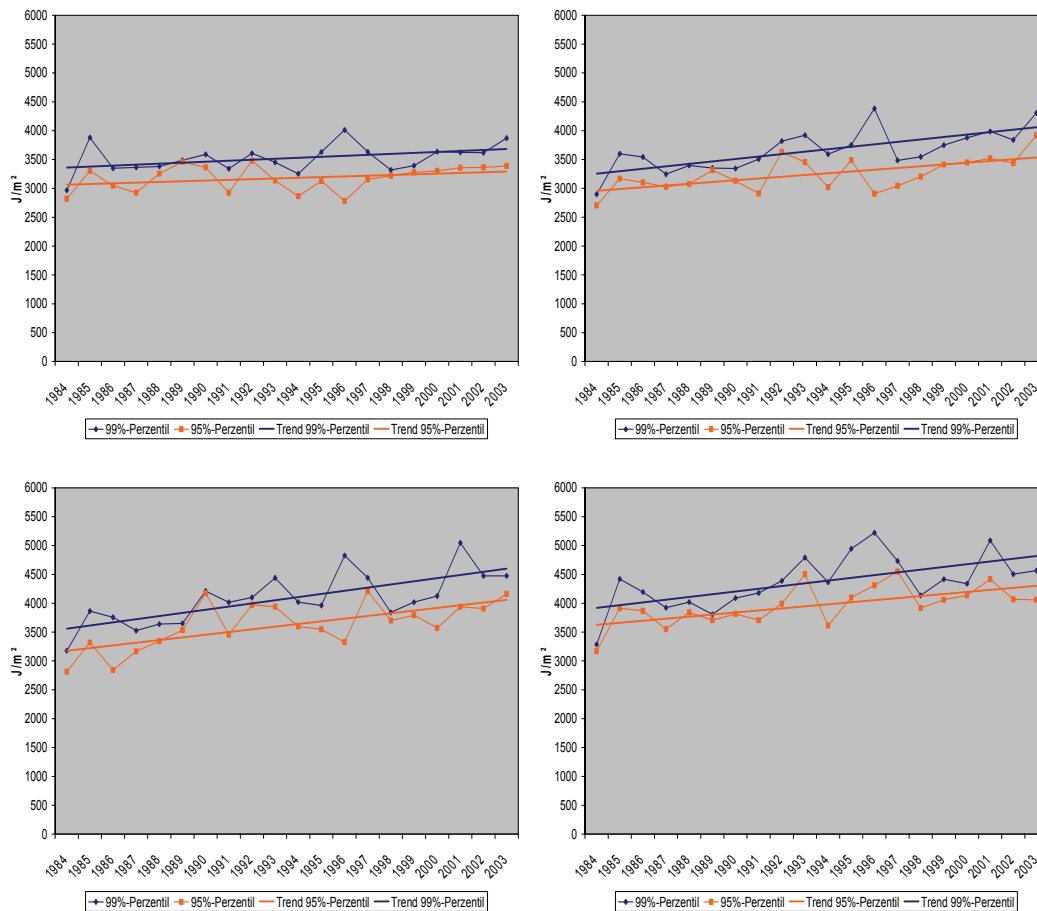
Im Kapitel 5.1.1 werden statistische Maße anhand der Zeitreihen für die meteorologischen Jahreszeiten deskriptiv untersucht, und die Ergebnisse in Diagrammen dargestellt. Zusätzlich ist eine Aussage zu den Extremwerten der Zeitreihen wichtig. Im Hinblick auf die Thematik sind Extremwerte von besonderem Interesse, da sie meist vom Menschen unbemerkt sind und entsprechende Hautschäden verursachen können. Zur Untersuchung der Extremwerte wurden als Schwellenwerte das 95 %- und 99 %-Perzentil verwendet. Perzentile können empirische Verteilungen charakterisieren und werden häufig verwendet, wenn – wie in diesem Falle – Extremereignisse analysiert werden. Beispielsweise kann mit dem 95 %-Perzentil der Wert einer Verteilung beschrieben werden, der die Grenze zwischen den größten 5 % und kleinsten 95 % aller Werte ergibt. Um eine Aussage über die Veränderung der Extremwerte treffen zu können, wird zudem die Häufigkeit berechnet, wie oft ein Perzentil bzw. Schwellenwert überschritten wird. Da hier die Jahre der Zeitreihen miteinander verglichen werden, ist ein Perzentil bzw. Schwellenwert für den gesamten Zeitraum notwendig. Aus diesem Grunde bezieht sich das jeweilige Perzentil auf das 20-jährige arithmetische Mittel.

In Kapitel 5.1.2 werden die Zeitreihen der 95 %- und 99 %-Perzentile abgebildet. Aufgrund der saisonalen Strahlungsintensität kombiniert mit der temperaturbedingten Expositionswahrscheinlichkeit der Menschen werden dazu nur die Monate MAM und JJA betrachtet.



### 5.1.2.1 Die Ergebnisse zu Extremwerten und Überschreitungshäufigkeiten

Die *Abbildung 88* zeigt die Zeitreihe der 95 %- und 99 %-Perzentile für die Stationen Westerland (oben links), Potsdam (oben rechts), Orléans (unten links) und Zürich (unten rechts).



*Abbildung 88: Zeitreihe (MAM) (1984 – 2003) der 95 %- und 99 %-Perzentile für die Stationen Westerland (oben links), Potsdam (oben rechts), Orléans (unten links) und Zürich (unten rechts) in  $J/m^2$ .*

Zunächst zeigt sich, dass in Potsdam, Orléans und Zürich eine Zunahme beider Perzentile zu beobachten ist. Das bedeutet, dass die Extremwerte der erythemwirksamen UV-Tagesdosis in ihrer Intensität zunehmen. Beim Vergleich der Trendlinien wird deutlich, dass dies insbesondere auf das 99 %-Perzentil (Potsdam, Orléans, Zürich) zutrifft. Betrachtet man den Verlauf (z.B. 99 %-Perzentil Zürich) zeigt sich, dass Spitzenwerte von über  $5200 J/m^2$  (MAM) beobachtet werden können. Am Beispiel Orléans zeigt sich jedoch, dass die Variabilität der Extremwerte zwischen 1984 – 2003 bis zu  $1100 J/m^2$  von Jahr zu Jahr betragen kann.

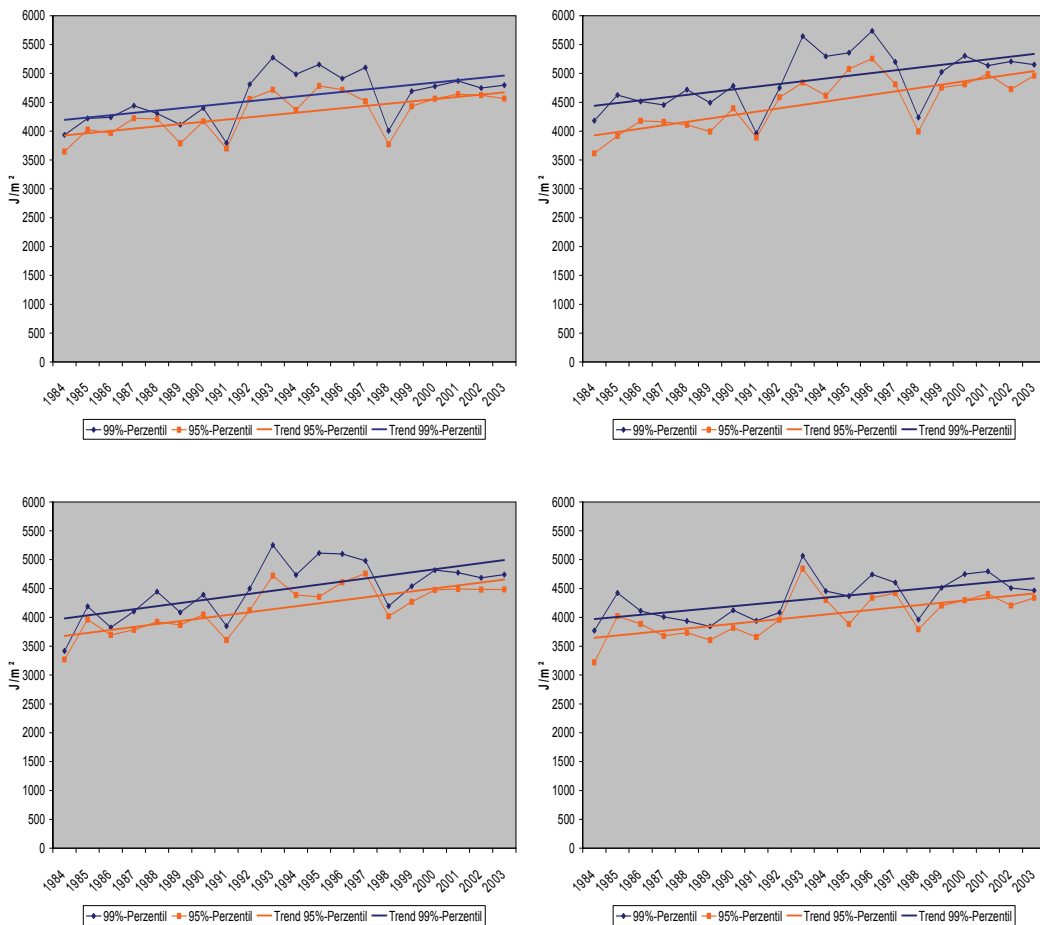


Abbildung 89: Zeitreihe (MAM) (1984 – 2003) der 95 %- und 99 %-Perzentile für die Stationen Faro (oben links), Toledo (oben rechts), Mallorca (unten links) und Elba (unten rechts) in  $J/m^2$ .

Wie auch die *Abbildung 88* zeigt die *Abbildung 89* die Zeitreihen (MAM) der Perzentile für die Stationen in Faro (oben links), Toledo (oben rechts), Mallorca (unten links) und Elba (unten rechts). Auffallend sind an allen Stationen, insbesondere an Faro, Toledo und Mallorca, die sprunghaft ansteigenden Werte beider Perzentile zwischen 1991 und 1997. Dieser Anstieg ist andeutungsweise auch für die Station Zürich in der *Abbildung 88* zu erkennen. Zudem sind in dem Jahr davor (1990) und danach (1998) sehr niedrige Werte ersichtlich, in denen beide Perzentile nahezu auf gleichem Niveau befinden (z.B. Toledo). Unabhängig von dieser Tatsache ist an allen Stationen ein Anstieg der jeweiligen Extremwerte im gesamten Beobachtungszeitraum feststellbar (z.B. 95 %-Perzentil für Toledo).

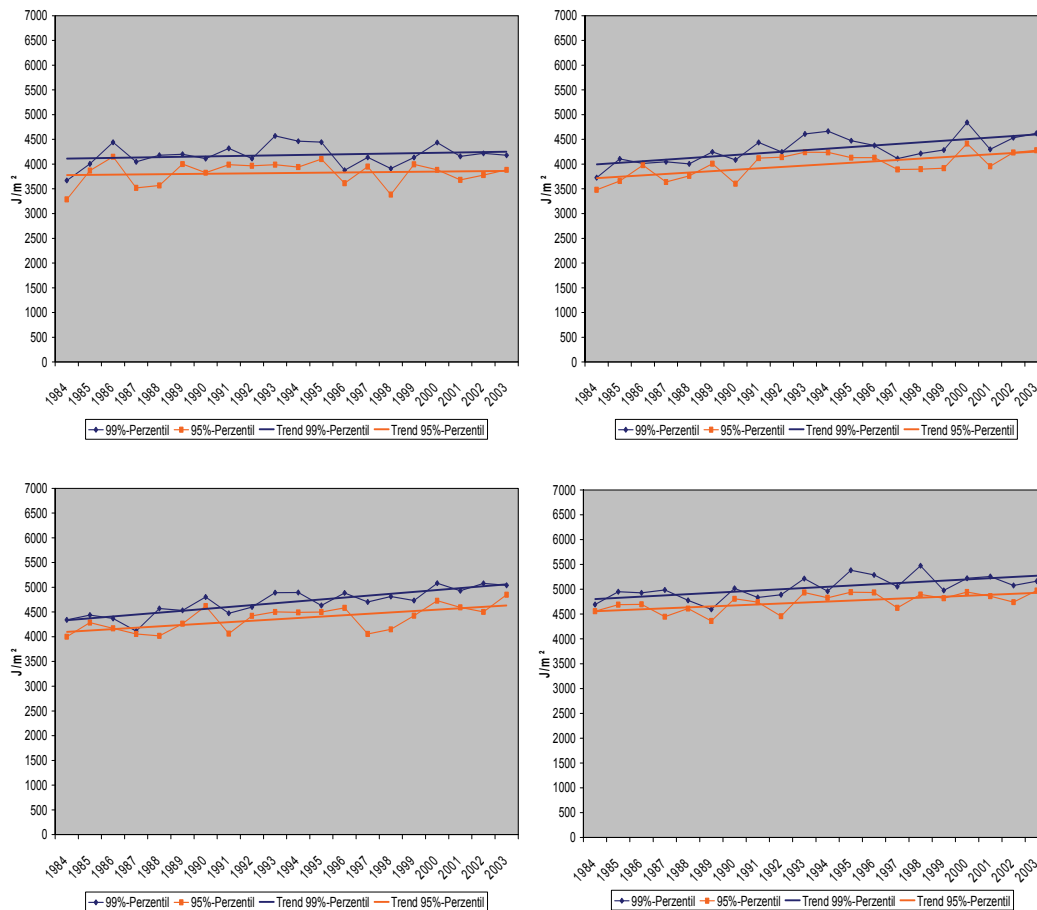


Abbildung 90: Zeitreihe (JJA) (1984 – 2003) der 95 %- und 99 %-Perzentile für die Stationen Westerland (oben links), Potsdam (oben rechts), Orléans (unten links) und Zürich (unten rechts) in  $J/m^2$ .

Die *Abbildung 90* zeigt die 95 %- und 99 %-Perzentile der Stationen Westerland, Potsdam, Orléans und Zürich für die Monate JJA. Verglichen mit der *Abbildung 89* (MAM) fällt auf, dass die Zeitreihen in den Sommermonaten einer geringeren Variabilität unterliegen als im Frühjahr. Dies war auch schon zuvor bei den Zeitreihen der arithmetischen Mittel erkennbar. Mit Ausnahme von Westerland, zeigen alle Stationen ein Anstieg der Perzentil- bzw. Extremwerte zwischen 1984 und 2003. In der *Abbildung 91* sind die Stationen Faro (oben links), Toledo (oben rechts), Mallorca (unten links) und Elba (unten rechts) für JJA abgebildet. Wie auch schon an den anderen Stationen (Ausnahme Westerland) ist hier eine Zunahme der Extremwerte vorzufinden. Auch hier wird die geringere Variabilität der Extremwerte im Vergleich zum Frühjahr ersichtlich. Beachtenswert ist zudem, dass die Perzentilwerte in den meisten Jahren relativ dicht beieinander liegen (z.B. Elba 1994 – 2003).

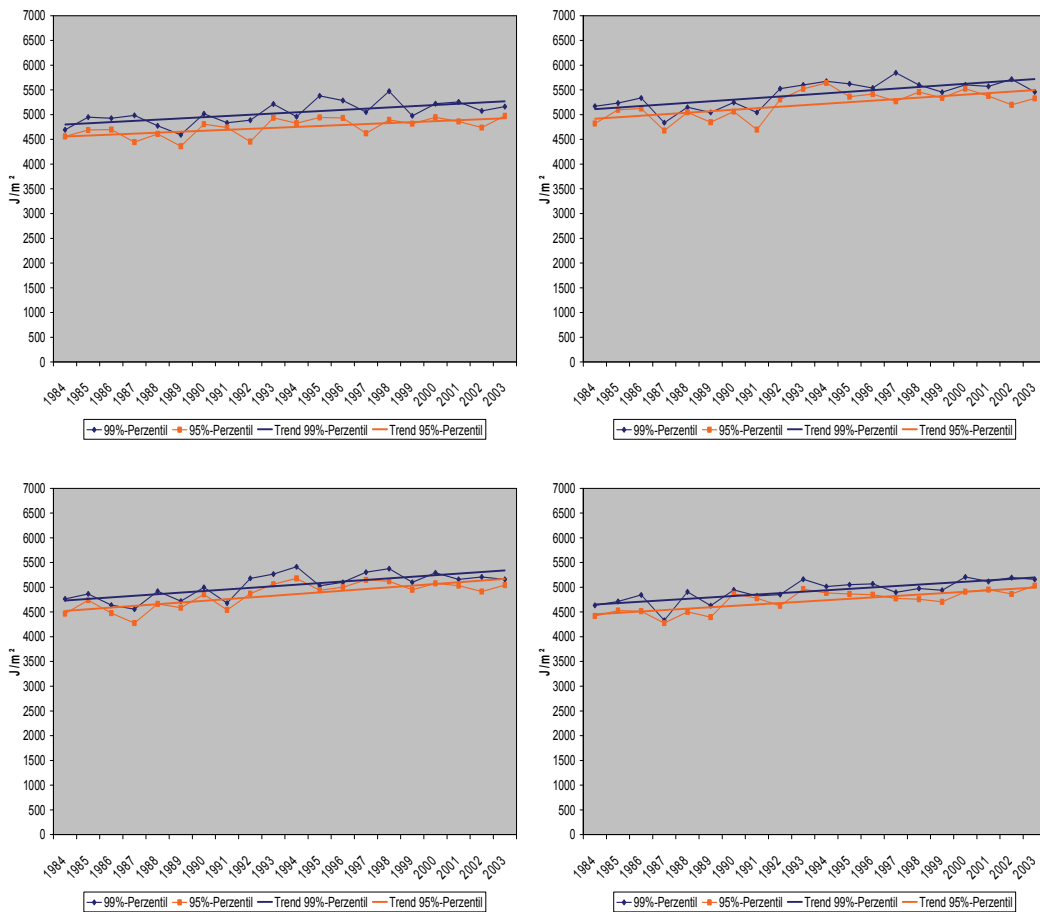


Abbildung 91: Zeitreihe (JJA) (1984 – 2003) der 95 %- und 99 %-Perzentile für die Stationen Faro (oben links), Toledo (oben rechts), Mallorca (unten links) und Elba (unten rechts) in  $J/m^2$ .

Die Abbildungen 88 – 91 haben den Verlauf der Extremwerte im Zeitraum von 1984 – 2003 aufgezeigt. Die Darstellungen können zwar eine Auskunft über die Intensität bzw. über die Veränderung der Intensität der Extremereignisse geben, jedoch lässt sich keine Aussage über die (veränderte) Häufigkeit dieser Ereignisse treffen. Neben der Intensitätsveränderung ist gerade die Häufigkeit ein wichtiger Aspekt, um eine eventuell veränderte Gefährdung durch die UV-Strahlung quantifizieren zu können. Wie bereits in der Einleitung angedeutet, wurde dazu die Überschreitungshäufigkeit eines jeweiligen Perzentils berechnet. Die Häufigkeit wird mit der Anzahl der Tage in der jeweiligen Jahreszeit angegeben, an denen das Perzentil überschritten wird. Die folgenden Abbildungen sind prinzipiell so aufgebaut bzw. angeordnet wie die vorherigen (88 – 91), d.h. eine Abbildung beinhaltet vier Stationen und zwei (95 %- und 99 %) Perzentile. Mit Hinblick auf die Veränderung der Häufigkeiten wurde auch hier eine Trendlinie integriert.

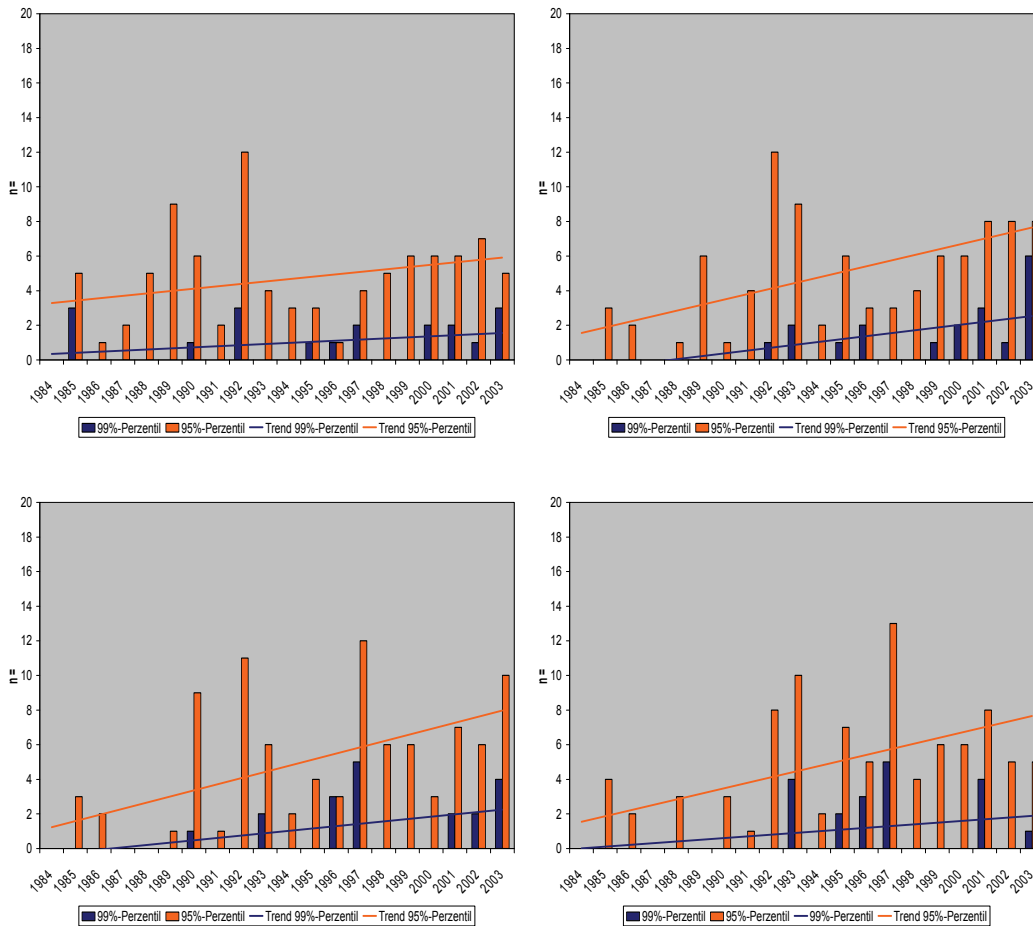


Abbildung 92: Anzahl der Überschreitungen der mittleren 95 %- und 99 %-Perzentile (MAM) (1984 – 2003) für die Stationen Westerland (oben links), Potsdam (oben rechts), Orléans (unten links) und Zürich (unten rechts).

Die *Abbildung 92* zeigt die Anzahl der Perzentilüberschreitungen (MAM) für die Stationen Westerland (oben links), Potsdam (oben rechts), Orléans (unten links) und Zürich (unten rechts). Entsprechend des Schwellenwertes wird das 95 %-Perzentil häufiger überschritten als das 99 %-Perzentil. So wird beispielsweise das mittlere 95 %-Perzentil in Potsdam ( $3632 \text{ J/m}^2$ ) im Jahr 1992 in den Monaten März, April und Mai insgesamt 12 Mal überschritten, das mittlere 99 %-Perzentil ( $3818 \text{ J/m}^2$ ) 1 Mal. Für beide Perzentile ist eine Zunahme der Überschreitungshäufigkeit innerhalb des Beobachtungszeitraumes zu erkennen. Dies lässt sich auf das relativ konstante Überschreiten (vor allem beim 95 %-Perzentil) zwischen 1997 – 2003 (Beispiel Westerland) zurückführen.

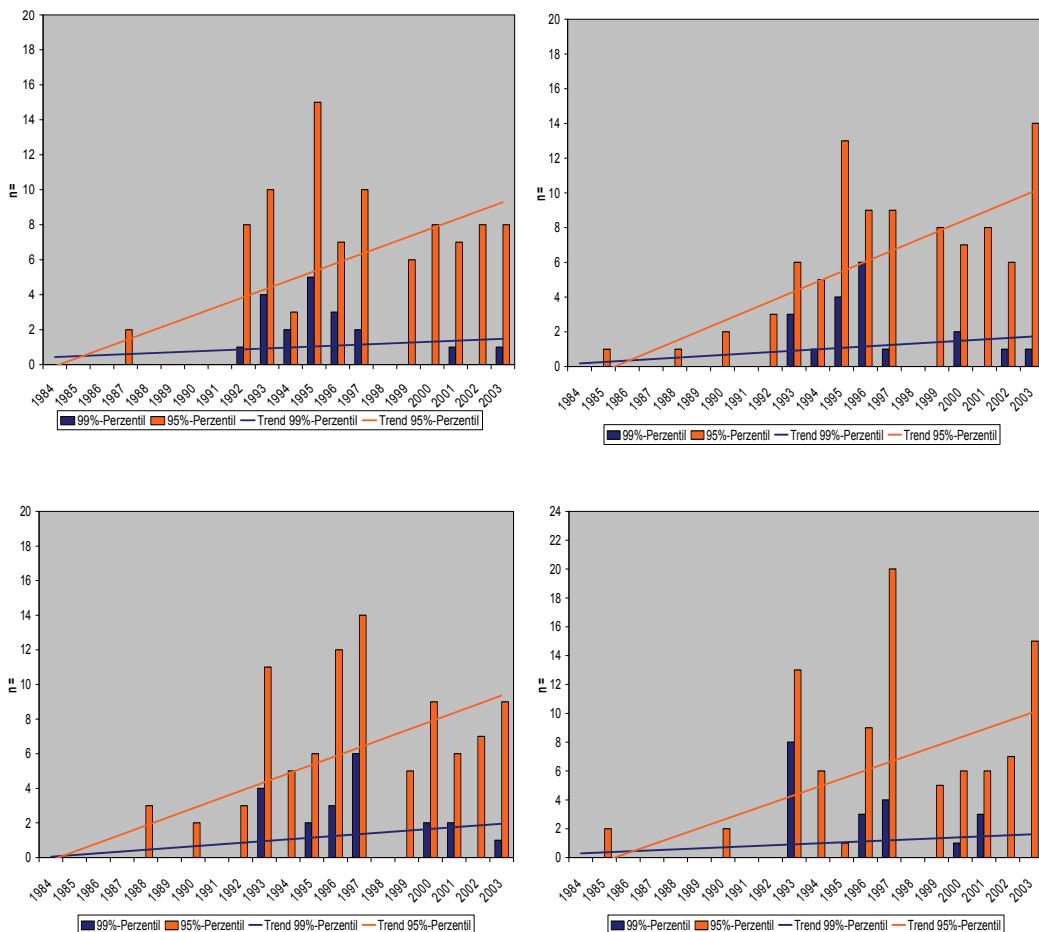


Abbildung 93: Anzahl der Überschreitungen der mittleren 95 %- und 99 %-Perzentile (MAM) (1984 – 2003) für die Stationen Faro (oben links), Toledo (oben rechts), Mallorca (unten links) und Elba (unten rechts).

Vergleicht man die *Abbildung 93* mit der *Abbildung 92*, fällt in erster Linie die geringere Anzahl von Überschreitungen während der Anfangsjahre des Beobachtungszeitraumes auf. Bis 1992 kommt es an allen Stationen zur Überschreitung des mittleren 95 %-Perzentils. Erst ab 1992 tritt eine Häufung der Überschreitungen beider Perzentile ein. Zwischen 1992 und 1997 ist bei beiden tendenziell ein Maximum in der Überschreitungshäufigkeit zu erkennen. Auch im Jahr 2003 gibt es erhöhte Häufigkeiten des mittleren 95 %-Perzentils (vor allem Elba und Toledo). Elba fällt insofern auf, da das mittlere 95 %-Perzentil ( $4419 \text{ J/m}^2$ ) im Jahre 1997 mit 20 Mal besonders häufig überschritten wurde.

Die *Abbildung 94* und *95* zeigen die Anzahl der Perzentilüberschreitungen für die Monate JJA. Eine deutliche Veränderung ist für das mittlere 95 %-Perzentil an den Stationen Orléans und Zürich zu erkennen (*Abbildung 94*). Im Vergleich zu Westerland ist für Potsdam eine deutlichere Zunahme der Überschreitungshäufigkeiten erkennbar. Für Westerland zeichnet sich beim mittleren 99 %-Perzentils sogar eine Abnahme der Überschreitungshäufigkeit ab. Für die Stationen des Mittelmeerraumes (*Abbildung 95*)

zeigt sich ein ähnliches Bild wie im Frühjahr. Auch hier werden die mittleren Perzentile erst ab 1992 häufiger überschritten (Ausnahme 95 %-Perzentil).

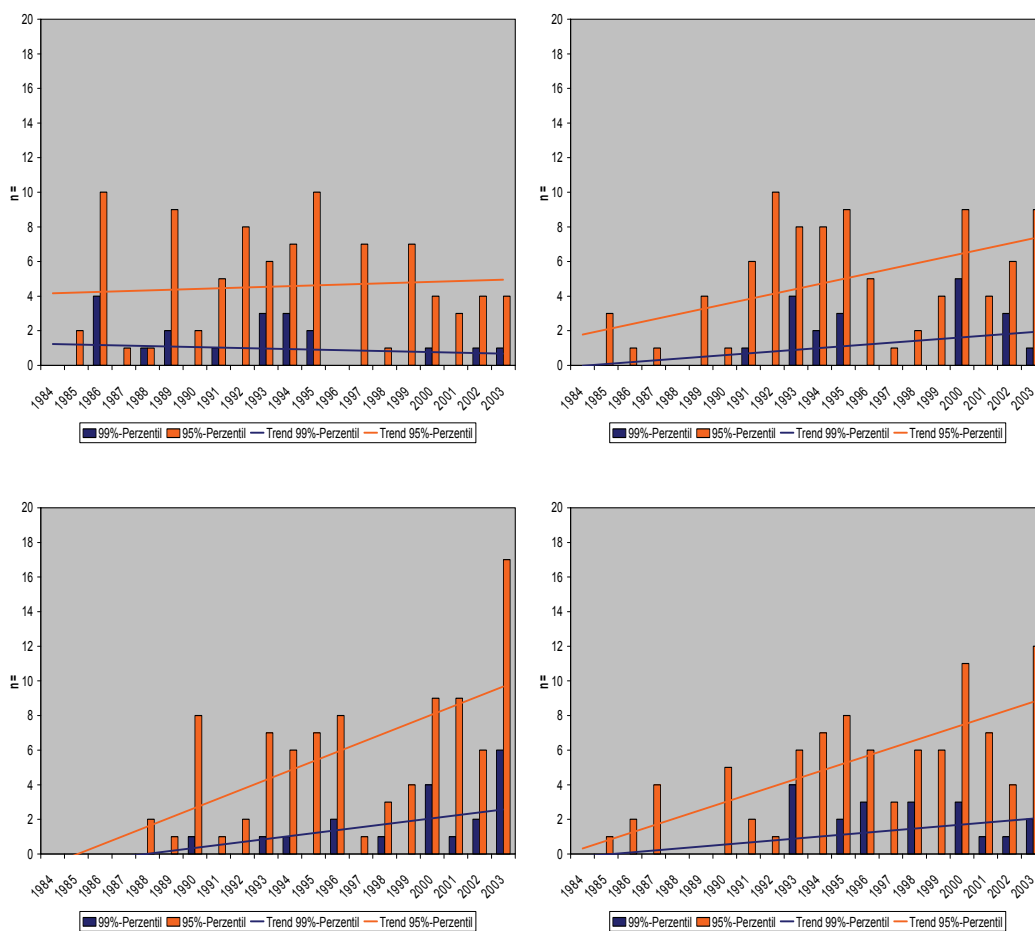


Abbildung 94: Anzahl der Überschreitungen der mittleren 95 %- und 99 %-Perzentile (JJA) (1984 – 2003) für die Stationen Westerland (oben links), Potsdam (oben rechts), Orléans (unten links) und Zürich (unten rechts).

Die *Abbildung 95* zeigt, dass die Perzentile in den ersten acht Jahren des Beobachtungszeitraumes wenig überschritten wurden, sich die Überschreitungen dann aber häufen. Wie auch schon in der *Abbildung 94* ist eine deutliche Häufung erst 1992 erkennbar. Am Beispiel Faro lässt sich hier verdeutlichen, dass es vereinzelt Jahre mit einer im Vergleich zu den anderen Jahren großen Überschreitungshäufigkeit gibt. In diesem Falle sind es die Jahre 1993 und 2003, in denen das mittlere 95 %-Perzentil (4715 J/m<sup>2</sup> bzw. 4563 J/m<sup>2</sup>) 16- bzw. 18 Mal in den Monaten JJA überschritten wurde. Entsprechend der Schwellenwerte wird das mittlere 99 %-Perzentil (4578 J/m<sup>2</sup>) weniger häufig überschritten, dennoch zeigt sich auch hier eine Zunahme in der Überschreitungshäufigkeit im Beobachtungszeitraum.

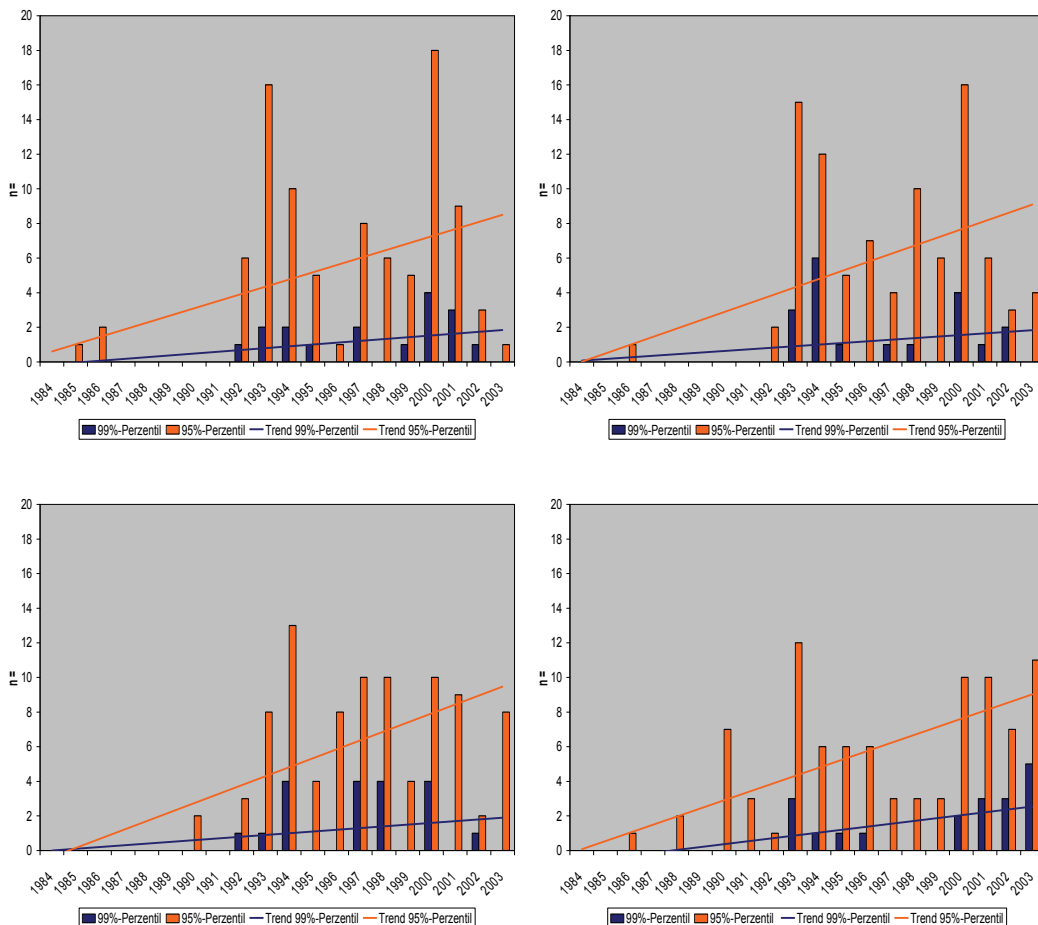


Abbildung 95: Anzahl der Überschreitungen der mittleren 95 %- und 99 %-Perzentile (JJA) (1984 – 2003) für die Stationen Faro (oben links), Toledo (oben rechts), Mallorca (unten links) und Elba (unten rechts).

### 5.1.2.2 Fazit: Die Extremwerte der Zeitreihen

Die Extremereignisse unterliegen teilweise deutlichen regionalen und saisonalen Schwankungen. Die hohe Variabilität betrifft vor allem die nördlicher gelegenen Stationen sowie das Frühjahr. Eine Zunahme der Extremwerte ist an allen Stationen, vor allem in den 90er Jahren, erkennbar. Analog zu den Extremwerten verhalten sich auch die Häufigkeiten der Perzentilüberschreitungen. Tendenziell werden sie im Mittel im Frühjahr etwas häufiger überschritten als im Sommer. Die nördlicher gelegenen Stationen zeigen über die Jahre zwar eine regelmäßigeren Überschreitung, doch liegt die maximale Anzahl von Überschreitungen im Mittelmeerraum oft höher. Bis auf das mittlere 99 %-Perzentil für JJA in Westerland machen die Stationen eine Zunahme der Überschreitungen beider Perzentile deutlich. Die vorgestellten Ergebnisse zeigen, dass es zum einen eine regionale Zunahme der erythemwirksamen UV-Tagesdosis gibt, zum anderen zeigt sich auch eine Zunahme der Extremwerte in ihrer Intensität und Auftretenshäufigkeit. An dieser Stelle kann keine Aussage über die Gründe dieser Veränderungen gemacht werden. Zwar lassen sich die regionalen Muster (z.B. Breitengradabhängigkeit) erklären, doch ist eine



Aussage über eventuelle Einflüsse seitens klimatischer Veränderungen nicht möglich. Möglicher Grund für die Zunahme der erythemwirksamen UV-Tagesdosis kann die allgemein abnehmende Luftverschmutzung (Aerosole) aufgrund besserer Filtertechniken sein. Hierzu bedarf es jedoch weiterer Untersuchungen.

#### **Kernaussagen: Die Entwicklung der erythemwirksamen UV-Tagesdosis in Europa**

- Deutlicher Nord-Südgradient in der Strahlungsintensität, der sich insbesondere in den Monaten DJF, JJA und SON zeigt
- Hohe Variabilität (Standardabweichung) im Frühjahr und Sommer im Vergleich zum Winter, jedoch geringerer Variationskoeffizient
- Strahlungsanomalien können sowohl kleinräumig auftreten, als auch größere Regionen (z.B. Südeuropa) betreffen
- Zunahmen der mittleren erythemwirksamen UV-Tagesdosis vor allem im Süden Europas. In Mittel- und Nordeuropa geringe Zunahme (z.B. Orléans), keine Veränderung (z.B. Westerland) bis Abnahme (z.B. Zürich im SON) zu verzeichnen
- Überlagerung von Ozon, Bewölkung und Aerosolen erlauben keine eindeutige Aussage über die Ursachen der Strahlungsveränderung
- Abnahme der Emissionen (Aerosole) in der Luft als ein Grund für die Strahlungszunahme denkbar
- Deutliche raumzeitliche Unterschiede bei den Extremwerten; hohe Variabilität in der Häufigkeit insbesondere an den nördlich gelegenen Stationen im Frühjahr
- Generelle Zunahme der Extremwerte (95 %- und 99 %-Perzentil) in Intensität und Häufigkeit seit Anfang der 1990er Jahre

## **5.2 Die Veränderung der thermophysiologischen Bedingungen durch den Klimawandel**

Für die Zielsetzung dieser Arbeit ist es nicht ausreichend, nur die Veränderung der erythemwirksamen UV-Tagesdosis zu betrachten, da eine Strahlungsveränderung alleine nicht die Häufigkeit von Hautkrebserkrankungen erklären kann. Unter diesen Gesichtspunkten ist das menschliche Expositionsverhalten von zentraler Bedeutung, denn nur eine Einstrahlungserhöhung in Kombination mit einer Exposition gegenüber der Strahlung, ist für das Hautkrebsrisiko von Bedeutung. Das Verhalten (Expositionsverhalten, Präventionsverhalten) der Menschen soll an dieser Stelle nicht diskutiert werden. Stattdessen sollen die Faktoren, die das Expositionsverhalten beeinflussen, näher betrachtet werden. Dazu zählen in erster Linie meteorologische Faktoren, die eine Strahlungsexposition des Menschen positiv oder negativ beeinflussen können (z.B. thermisch motiviertes Expositionsverhalten).

Aufgrund begrenzter Datenverfügbarkeit kann dies nicht für den europäischen Raum geschehen, sondern beschränkt sich auf den deutschen Raum. Dabei steht die Veränderung der Physiologisch Äquivalenten Temperatur (PET), der Bewölkung und des Niederschlags im Vordergrund. Alle drei Faktoren sind bedeutend für die Exposition der Menschen in der Sonne. Bei den Expositionsbedingungen wird hier neben der PET zwischen Niederschlag und Bewölkung differenziert. Die Bewölkung wird in diesem Falle nur als „ästhetischer Faktor“ (MATZARAKIS, 2007) angesehen und steht hier nicht im Zusammenhang mit dem Niederschlag. Da keine Angaben zur Art der Bewölkung vorliegen, wird die Ästhetik allein über den Bedeckungsgrad definiert. Dabei wird davon ausgegangen, dass die Motivation, sich im Freien aufzuhalten, höher ist, je weniger Wolken am Himmel sind. Auf den zusätzlichen Faktor „Sonnenscheindauer“ wird an dieser Stelle verzichtet, da er indirekt in der Bewölkung enthalten und als zusätzliche Expositionsmotivation schwer zu fassen ist. Aus den hier genannten Faktoren wird ein Expositionsindex gebildet, der in Kapitel 5.3 vorgestellt wird.

### **5.2.1 Die Berechnung der Physiologisch Äquivalenten Temperatur (PET)**

Im Gegensatz zu den Parametern Niederschlag und Bewölkung wird die Physiologisch Äquivalente Temperatur (PET) nicht gemessen, sondern aus verschiedenen meteorologischen- und individuellen Parametern berechnet. Die Berechnung von PET erfolgt mittels des am meteorologischen Institut der Universität Freiburg entwickelten Modells RayMan.

Für die human-biometeorologische Bewertung der thermischen Komponente des Klimas besteht die Notwendigkeit, die mittlere Strahlungstemperatur ( $T_{mrt}$ ) mit einzubeziehen. Allerdings erweist es sich als sehr schwierig,  $T_{mrt}$  zu bestimmen bzw. zu messen, denn zur Berechnung von  $T_{mrt}$  müssen die strahlungsrelevanten Eigenschaften und Abmessungen der strahlenden Umgebungsoberflächen und des sichtbaren Himmelsausschnittes bekannt sein. Zur Berechnung wird die Umgebung der Bezugsperson in  $n$  isotherme Oberflächen mit der Temperatur  $T_i$  ( $i=1$  bis  $n$ ) und den Emissionskoeffizienten  $\varepsilon_i$  unterteilt. Den Oberflächen sind jeweils die Raumwinkelanteile  $F_i$  als Wichtungsfaktoren zuzuordnen. Von jeder der umgebenden Einzelflächen geht langwellige Strahlung ( $E_i = \varepsilon_i * \sigma * T_i^4$ ) und diffuse (kurzwellige) Strahlung  $D_i$  aus, wodurch sich  $T_{mrt}$  ergibt:

$$T_{mrt} = \left[ \frac{1}{\sigma} * \sum_{i=1}^n \left( E_i + a_k * \frac{D_i}{\varepsilon_p} \right) * F_i \right]^{0,25} \quad (49)$$

$\sigma$  steht für die Stefan-Boltzmann-Konstante ( $5,67 * 10^{-8} \text{ W}/(\text{m}^2\text{K}^4)$ ) und  $\varepsilon_p$  für den Emissionskoeffizienten des Menschen.  $D_i$  beschreibt die diffuse Sonnestrahlung und die reflektierende Globalstrahlung,  $a_k$  den Absorptionskoeffizienten der bestrahlten Körperoberfläche (für kurzwellige Strahlung). Tritt die direkte Sonnenstrahlung als zusätzliche Energiequelle ein, erhöht sich  $T_{mrt}$  und berechnet sich dann nach:

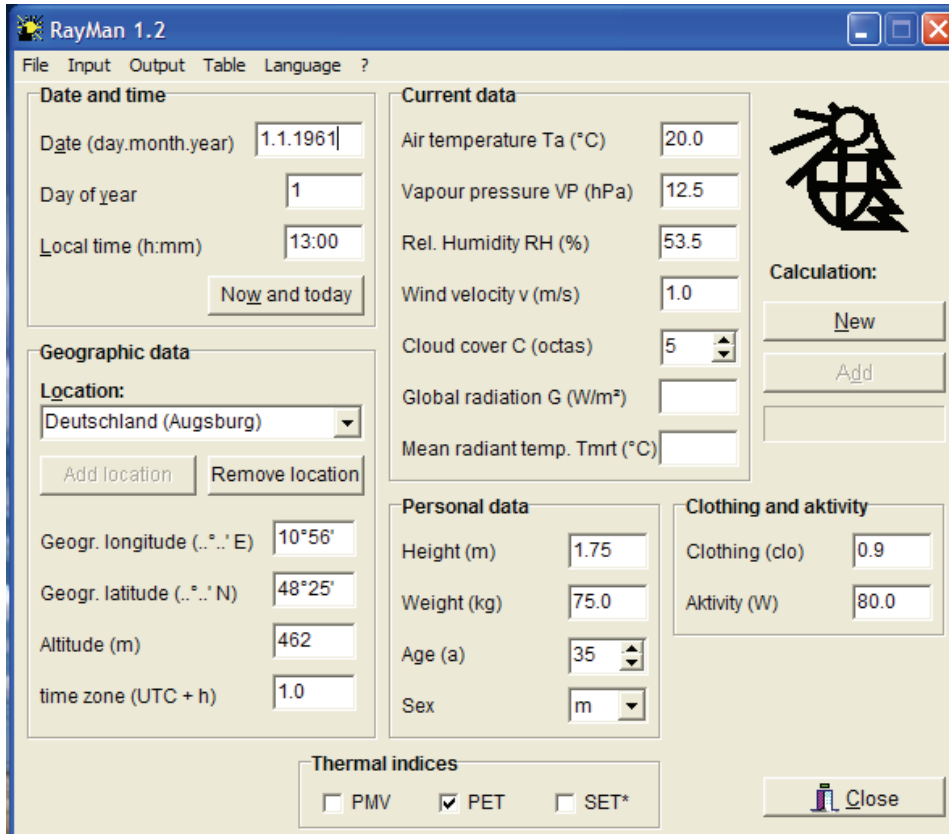
$$T_{mrt} = \left[ T_{mrt}^4 + f_p * a_k * I / (\varepsilon_p * \sigma) \right]^{0,25} \quad (50)$$

$f_p$  ist eine Funktion der Einstrahlungsrichtung und der Körperhaltung (projected area factor) und  $I$  ist die Bestrahlungsstärke der Sonne (vgl. VDI, 1998 und JENDRITZKY, 1990).

Nach MATZARAKIS (2004) ist der Kern von RayMan die Simulation der kurz- und langwelligen Strahlungsflüsse nach der VDI-Richtlinie 3789 Blatt 1. Neben Angaben zu Datum und Zeit sowie geographischer Lage des Ortes werden zusätzlich Informationen wie Lufttemperatur, relative Feuchtigkeit und Bedeckungsgrad benötigt. Zudem sollte die Albedo der Umschließungsflächen und ihre Raumwinkelanteile (zur Berechnung der  $T_{mrt}$ ) bekannt sein. Die Berechnung von  $T_{mrt}$  aus den modellierten Strahlungsflüssen

berücksichtigt die Aufteilung der kurzwelligen Strahlungsflüsse nach direkter Sonnenstrahlung und diffuser Himmelsstrahlung.

Die *Abbildung 96* zeigt die Benutzeroberfläche (hier das Beispiel Augsburg) von RayMan und die einzugebenden Parameter.



*Abbildung 96: Benutzeroberfläche von RayMan am Beispiel Augsburg.*

Aus den meteorologischen Zeitreihen des DWD werden auf Basis der Parameter:

- Lufttemperatur ( $T_a$ ),
- Relative Luftfeuchtigkeit (RH)
- Windgeschwindigkeit ( $v$ )
- Bedeckungsgrad (C)

die Eingangsparameter für PET ermittelt. Bei den relevanten meteorologischen und thermophysiologicalen Parametern zur Berechnung der PET handelt es sich um:

- Lufttemperatur ( $t_a$ ) in °C
- Dampfdruck (VP) in hPa
- Windgeschwindigkeit ( $v$ ) in m/s

- Mittlere Strahlungstemperatur ( $T_{mrt}$ ) in °C
- Aktivität des Menschen in W
- Bekleidung des Menschen in Clo

Der Dampfdruck (VP) (als Maß für die Schwüle) wird aus der Lufttemperatur ( $T_a$ ) und der relativen Feuchte (RH) berechnet. Zudem ist die Umrechnung der Windgeschwindigkeit von Beaufort (Bft), wie sie vom DWD angegeben wird, in m/s notwendig. Die Umrechnung erfolgt nach NEUPER (2008) näherungsweise mit der Formel:

$$v_{m/s} = 0,834 * v_{Bft}^{1,5} + 0,07 \quad (51)$$

Die meteorologischen Zeitreihen werden aus den zuvor für RayMan aufbereiteten ASCII-Files eingelesen. Entsprechend der Station werden Koordinaten, Höhe und Zeitzone angegeben. Zusätzlich wird für alle Stationen eine Albedo von 0,3 angenommen, was in etwa einer Grasfläche im Sommer entspricht. Die individuellen Personendaten sind für alle Berechnungen gleich. Dabei wird von einer Person männlichen Geschlechts mit einer Größe von 1,75 m, einem Gewicht von 80 kg und einem Alter von 35 Jahren ausgegangen. Auch die Aktivität wird immer mit 110 W (ruhig sitzend) festgelegt (vgl. VDI, 1998). Einzig der Wärmedurchgangswiderstand der Bekleidung wird in Abhängigkeit vom Monat leicht modifiziert. Für den Monat März wird 1,0 Clo angenommen. Dies entspricht etwa einer langen Hose und leichten Jacke. Für Mai wird ein Clo von 0,8 (lange Hose und leichter Pullover) und für von 0,6 Juli (Sommerhose und Hemd) zugrunde gelegt. Die Differenzierung ist sinnvoll, da sich ausgehend vom Monat bzw. Jahreszeit und entsprechender mittlerer Temperaturzunahme auch die Kleidung und damit auch die empfundene Temperatur ändert.

Unter diesen Annahmen wird mit RayMan  $T_{mrt}$  und PET über einen Zeitraum von knapp 50 Jahren (01.01.1961 – 31.08.2008) auf Basis von Tageswerten für alle 43 Stationen (siehe *Tabelle 9*) berechnet. Die Datenausgabe erfolgt in ASCII-Files und wird in SPSS mit den anderen Daten zur Auswertung eingelesen.

Wie im Kapitel 5.1.1.1 die Veränderung der UV-Strahlung beschrieben wurde, wird im nächsten Kapitel die Veränderung ausgewählter meteorologischer Expositionsfaktoren untersucht. Bei den Faktoren handelt es sich um PET, Bewölkung und um den Niederschlag. Die Auswahl der Faktoren beruht auf einem Index, der im Kapitel 5.3

vorgestellt wird. Zudem haben sich diese Faktoren bereits in der Untersuchung von KNUSCHKE et al. (2007) als sinnvoll herausgestellt. Alle drei Faktoren beeinflussen die Motivation des Menschen, sich zu exponieren.

## **5.2.2 Die deskriptive Statistik zur Veränderung relevanter meteorologischer Parameter**

Nachdem die erythemwirksame UV-Tagesdosis näher betrachtet worden ist, werden nun die expositionsrelevanten meteorologischen Parameter hinsichtlich ihrer Verteilung, Extremwerte und Abweichung vom langjährigen Mittel untersucht. Aufgrund der großen Datenmenge wird nur eine Auswahl der Ergebnisse zur Statistik der meteorologischen Expositionsfaktoren vorgestellt.

### **5.2.2.1 Die deskriptive Statistik meteorologischer Expositionsfaktoren**

Um einen Überblick über die Veränderung der PET, der Bewölkung und des Niederschlags zu geben, werden die Stationen Aachen, Bamberg, Berlin-Tempelhof, Hannover, Kempten und List auf Sylt berücksichtigt. Die PET und die Bewölkung stehen dabei im Vordergrund, da die Niederschlagsdaten an manchen Stationen lückenhaft sind und damit nicht immer einbezogen werden können. Untersucht wird die Veränderung der Abweichung vom langjährigen Mittel, der Verlauf des arithmetischen Monatsmittels ( $\bar{x}$ ) unter Berücksichtigung des Variationskoeffizienten ( $v$ ) und der Standardabweichung ( $\sigma$ ) sowie die Häufigkeit des Auftretens eines definierten Intervalls (z.B. Anzahl der Tage im Monat mit einem Bedeckungsgrad  $\leq 3/8$ , d.h. leicht bewölkt). Das langjährige Mittel bezieht sich auf den Zeitraum von 1971 – 2000. Im Gegensatz zu den Auswertungen im Kapitel 5.1.1.1, in denen die meteorologischen Jahreszeiten als Zeitintervall gewählt wurden, werden hier die Monate März, Mai und Juli betrachtet. Der Grund für diese Entscheidung liegt in erster Linie in der detaillierteren zeitlichen Auflösung, da sich schon bei der Ozonvariabilität und UV-Strahlung die Übergangsmomente vom Frühjahr zum Sommer, als besonders interessant erwiesen haben. Zudem erlaubt der Verarbeitungsaufwand der Daten im Rahmen dieser Arbeit nicht die Berücksichtigung aller Monate bzw. Jahreszeiten.

Die *Abbildung 97* zeigt das arithmetische Monatsmittel, das langjährige Mittel (1971 – 2000), die Abweichung vom langjährigen Mittel sowie die Veränderung der Abweichung vom langjährigen Mittel in °C für die Stationen List auf Sylt, Hannover, Aachen und Bamberg. Mit unter 0 °C fällt das geringe Niveau (langjähriges Mittel) der mittleren PET für

List auf Sylt auf. Zur Erinnerung sei angemerkt, dass es sich hierbei um die Physiologisch Äquivalente Temperatur (PET) handelt und nicht um die Lufttemperatur. Wie auch für Aachen und Hannover unterliegt die Abweichung vom langjährigen Mittel auch auf List auf Sylt einer Zunahme. Für die hier nicht abgebildeten Stationen Berlin-Tempelhof und Kempten konnten keine Änderung der Abweichung vom langjährigen Mittel festgestellt werden.

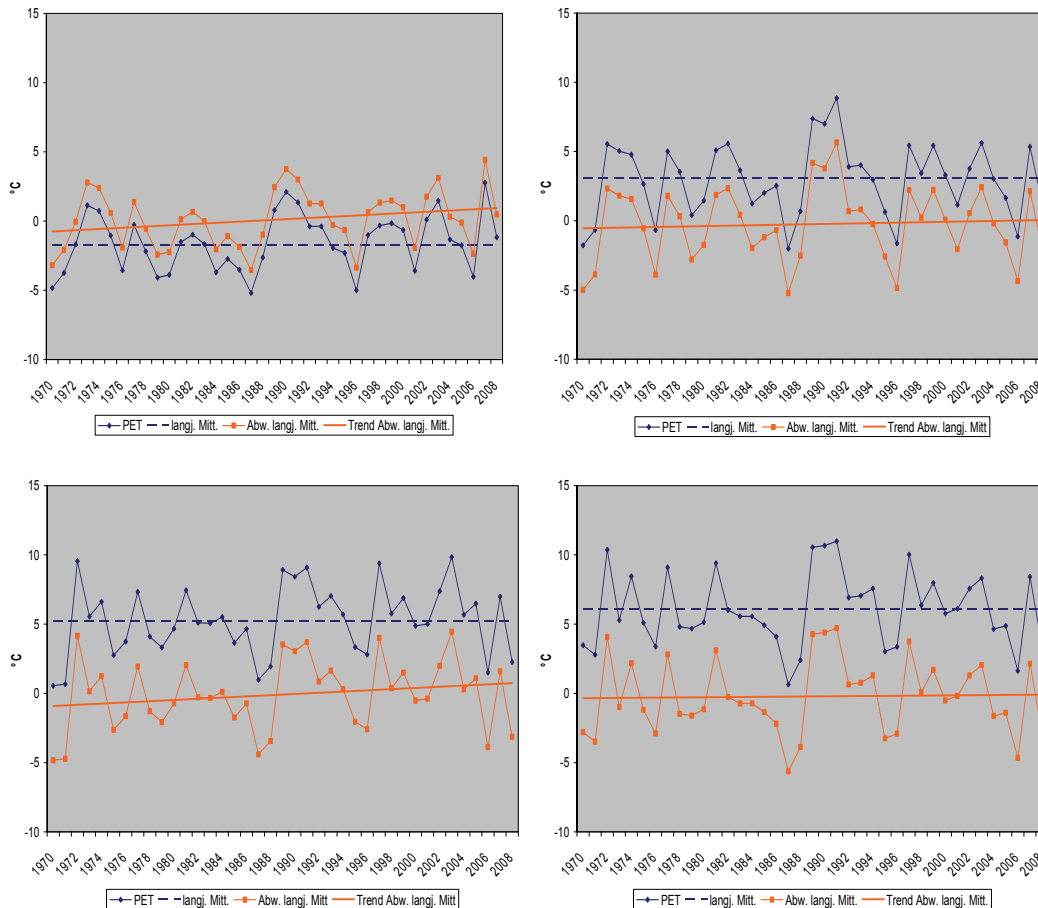


Abbildung 97: Arithmetisches Monatsmittel, langjähriges Mittel (1971 – 2000), Abweichung vom langjährigen Mittel sowie Trend der Abweichung vom langjährigen Mittel der PET (°C) im Monat März. List auf Sylt (oben links), Hannover (oben rechts), Aachen (unten links), Bamberg (unten rechts).

An allen gezeigten Stationen fällt der Zeitraum zwischen 1990 – 1993 auf, in dem durchgehend verhältnismäßig hohe Temperaturen auftreten, die alle deutlich über dem langjährigen Mittel liegen. In der *Abbildung 98* ist die Häufigkeit bzw. die Anzahl der Tage erkennbar, in denen die PET innerhalb des Temperaturintervalls  $\geq 18\text{ °C}$  und  $\leq 26\text{ °C}$  im März liegt. Als Beispiele wurden hier die Stationen Hannover und Aachen ausgewählt. Die Definition des Temperaturintervalls ergab sich aus den Schwellenwerten von MATZARAKIS und MAYER (1996) und wird im Zusammenhang mit der Entwicklung des Index im Kapitel 5.3 erläutert. Die *Abbildung 98* zeigt, dass das Intervall in Hannover häufiger (v.a. 1972,

1989 und 2003) – wenn auch nicht jeden März – erreicht wird. Maximal 7 Tage in Aachen und 3 Tage in Hannover liegt die PET im März in diesem Intervall.

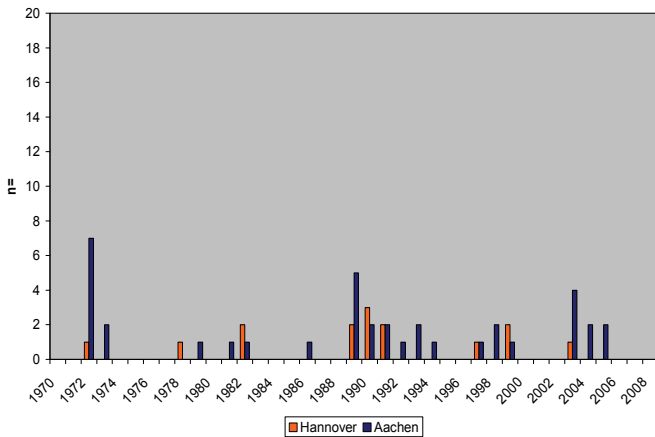


Abbildung 98: Anzahl bzw. Häufigkeit der Tage (n=), in denen PET innerhalb des Temperaturintervalls  $\geq 18\text{ }^{\circ}\text{C}$  und  $\leq 26\text{ }^{\circ}\text{C}$  im Monat März liegt (Hannover, Aachen).

Wie erwähnt, muss neben der PET auch die Veränderung der Bewölkung in die Diskussion einbezogen werden. Die *Abbildung 99* zeigt den mittleren Bedeckungsgrad ( $x/8$ ) des Monats März, das langjährige Mittel (1971 – 2000) des Bedeckungsgrades, die Abweichung vom langjährigen Mittel und die Veränderung der Abweichung vom langjährigen Mittel für die Station List auf Sylt und Bamberg. Für List ist eine leichte Abnahme der Abweichung vom langjährigen Mittel zu erkennen. Auffallend sind die „wolkenarmen“ Monate in den Jahren 1973 – 1976 und besonders auch im Jahr 2007, in dem ein Bedeckungsgrad von  $3,8/8$  erreicht wird. Das arithmetische Mittel liegt für List im März bei  $5,5/8$  ( $\nu = 13,81\%$ ,  $\sigma = 0,76$ ) und für Bamberg bei  $5,89/8$  ( $\nu = 12,56\%$ ,  $\sigma = 0,74$ ). Neben dem etwas geringeren Bedeckungsgrad ist für diesen auf der Nordseeinsel eine etwas höhere Variabilität zu verzeichnen.

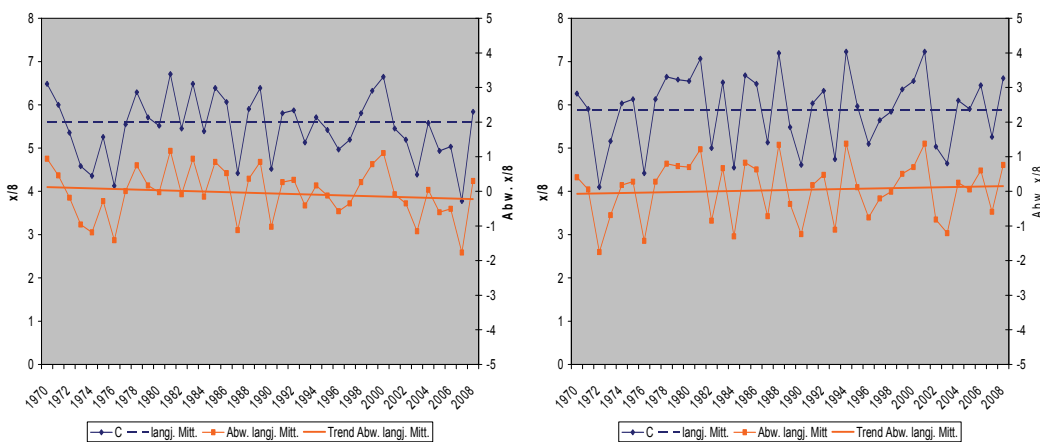
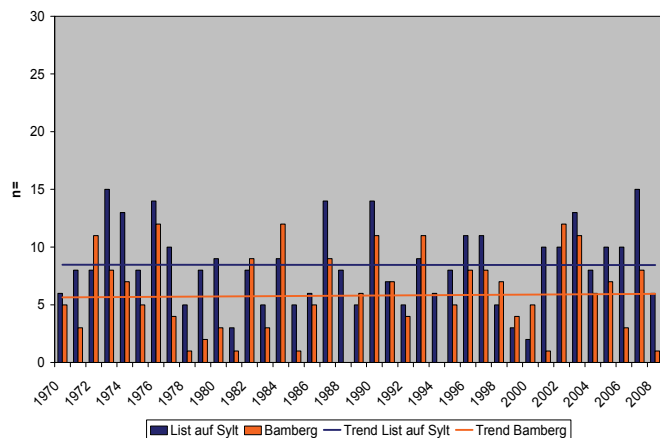


Abbildung 99: Mittlerer Bedeckungsgrad ( $x/8$ ), langjähriges Mittel (1971 – 2000) des Bedeckungsgrades, Abweichung vom langjährigen Mittel und Trend der Abweichung vom langjährigen Mittel im Monat März. List auf Sylt (links), Bamberg (rechts).



Die Anzahl ( $n$ ) der Tage im März mit einer leichten Bewölkung, d.h. mit einem Bedeckungsgrad von  $\leq 3/8$  ist in der *Abbildung 100* erkennbar. Auch hier werden wieder die Stationen List auf Sylt und Bamberg miteinander verglichen. Die Abbildung zeigt, dass die Anzahl der Tage mit einem Bedeckungsgrad  $\leq 3/8$  im März in List auf Sylt tendenziell höher liegt als in Bamberg. In nur wenigen Jahren zeigt sich ein umgekehrtes Bild. Unabhängig von dieser Tatsache liegt aber weder für List auf Sylt, noch für Bamberg ein Veränderung innerhalb des Beobachtungszeitraumes vor.



*Abbildung 100: Anzahl der Tage ( $n$ ) mit  $\leq 3/8$ -Bewölkung im Monat März. List auf Sylt (links), Bamberg (rechts).*

Hinsichtlich der Häufigkeit der Tage im Monat März mit einem Tagesniederschlag  $< 0,2$  mm wurden ebenfalls keine Veränderungen festgestellt (ohne Abbildung).

Die *Abbildung 101* zeigt für die PET das arithmetische Monatsmittel, das langjährige Mittel (1971 – 2000), die Abweichung vom langjährigen Mittel sowie die Veränderung der Abweichung vom langjährigen Mittel in  $^{\circ}\text{C}$  für den Monat Mai. Erkennbar ist an allen Stationen (Berlin-Tempelhof, Aachen, Bamberg, Kempten) eine Zunahme, d.h. ein leicht positiver Trend der Abweichung vom langjährigen Mittel. Es zeigt sich vor allem ein Anstieg des PET-Monatsmittels in den Jahren 1972 – 1990 (Berlin-Tempelhof) und 1972–1994 (Bamberg und Kempten). Mit einem Monatsmittel von  $26,36^{\circ}\text{C}$  im Jahre 1989 sticht die Station Aachen hervor, wobei auch die Jahre 1988 ( $\bar{x} = 20,73^{\circ}\text{C}$ ) und 1990 ( $\bar{x} = 22,77^{\circ}\text{C}$ ) hohe PET-Werte aufweisen. Für Aachen beträgt das arithmetische Mittel des Beobachtungszeitraumes  $17,83^{\circ}\text{C}$  ( $v = 16,2\%$ ,  $\sigma = 2,89$ ) und liegt damit höher als für Berlin-Tempelhof ( $\bar{x} = 17,09$ ,  $v = 15,56\%$ ,  $\sigma = 2,66$ ). Das arithmetische Mittel des Beobachtungszeitraumes beträgt für Bamberg  $19,5^{\circ}\text{C}$  ( $v = 15,1\%$ ,  $\sigma = 2,94$ ) sowie für Kempten  $17,95^{\circ}\text{C}$  mit einem Variationskoeffizienten von  $v = 14,4\%$  und einer Standardabweichung ( $\sigma$ ) von 2,58. Entsprechend des  $v$  und  $\sigma$  ist die Variabilität der PET im Mai in Kempten am geringsten.

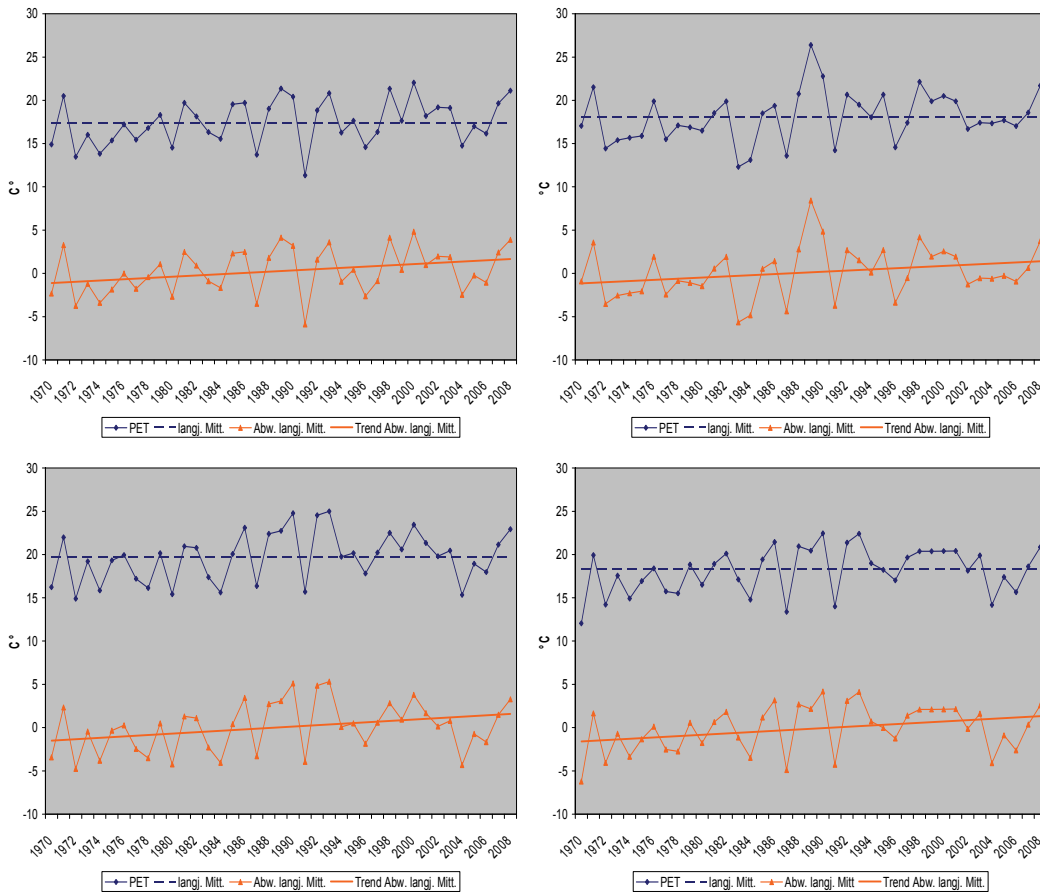


Abbildung 101: Arithmetisches Monatsmittel, langjähriges Mittel (1971 – 2000), Abweichung vom langjährigen Mittel sowie Trend der Abweichung vom langjährigen Mittel der PET (°C) im Monat Mai. Berlin-Tempelhof (oben links), Aachen (oben rechts), Bamberg (unten links), Kempten (unten rechts).

Die Anzahl der Tage, in denen die mittlere Physiologisch Äquivalente Temperatur (PET) im Intervall  $\geq 20\text{ °C}$  und  $\leq 28\text{ °C}$  liegt, ist für den Monat Mai in der *Abbildung 102* dargestellt. Deutlich wird, dass das Temperaturintervall an der Station List auf Sylt (rechte *Abbildung*) im Monat Mai im Vergleich zu den anderen Stationen (Hannover, Berlin-Tempelhof, Bamberg) relativ selten (maximal 8 Tage im Monat im Jahr 2000) erreicht wird. In Bamberg (linke *Abbildung*) liegt das PET-Monatsmittel verhältnismäßig häufig in dem Intervall (z.B. 17 Tage 1988). Für Hannover und Berlin-Tempelhof werden die Maximalwerte (16 bzw. 15 Tage) im Jahr 1993 erreicht. Beim Vergleich der Stationen zeigt sich insbesondere für Berlin-Tempelhof und Bamberg eine Zunahme der Häufigkeit an Tagen, an denen die  $PET \geq 20\text{ °C}$  und  $\leq 28\text{ °C}$  ist. Für List auf Sylt und Hannover sind nahezu keine Veränderungen auszumachen.

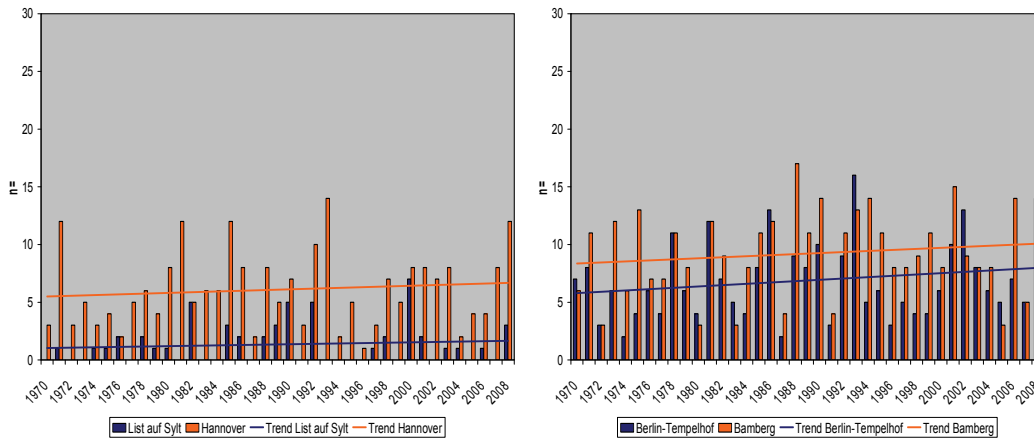


Abbildung 102: Anzahl bzw. Häufigkeit der Tage ( $n$ ), in denen PET innerhalb des Temperaturintervalls  $PET \geq 20 \text{ }^\circ\text{C}$  und  $\leq 28 \text{ }^\circ\text{C}$  im Monat Mai liegt. Linke Abbildung: List auf Sylt und Hannover. Rechte Abbildung: Berlin-Tempelhof und Bamberg.

Der mittlere monatliche (Mai) Bedeckungsgrad für die Stationen List auf Sylt, Hannover, Aachen und Bamberg ist in der *Abbildung 103* abgebildet. Den im Durchschnitt geringsten Bedeckungsgrad lässt sich in List auf Sylt mit einem Wert von  $4,73/8$  ausmachen. Hier sticht beispielsweise das Jahr 1992 hervor, in dem im Monat Mai ein Bedeckungsgrad von  $2,8/8$  vorlag. Nahezu derselbe Wert ist im Jahr 1989 in Aachen ( $2,9/8$ ) vorzufinden, allerdings ist das arithmetische Mittel des Beobachtungszeitraumes mit  $5,5/8$  höher als auf der Nordseeinsel Sylt. Vergleicht man die Stationen Hannover, Aachen und Bamberg so lassen sich die Jahre 1988 bis 1994 im Vergleich zu den anderen Jahren als tendenziell wolkenärmer definieren. Das arithmetische Mittel (1971 – 2008) für Hannover liegt bei  $5,59/8$  ( $v = 14,13 \%$ ,  $\sigma = 0,79$ ) und für Bamberg bei  $5,39/8$  mit einem Variationskoeffizienten von  $v = 12,8 \%$  sowie einer Standardabweichung ( $\sigma$ ) von  $0,69$ . Die Trendlinien zeigen keine Veränderungen im Bedeckungsgrad für den Monat Mai. Eine Ausnahme stellt Hannover dar; hier ist bei der Veränderung des Bedeckungsgrades eine leichte Abnahme zu verzeichnen.

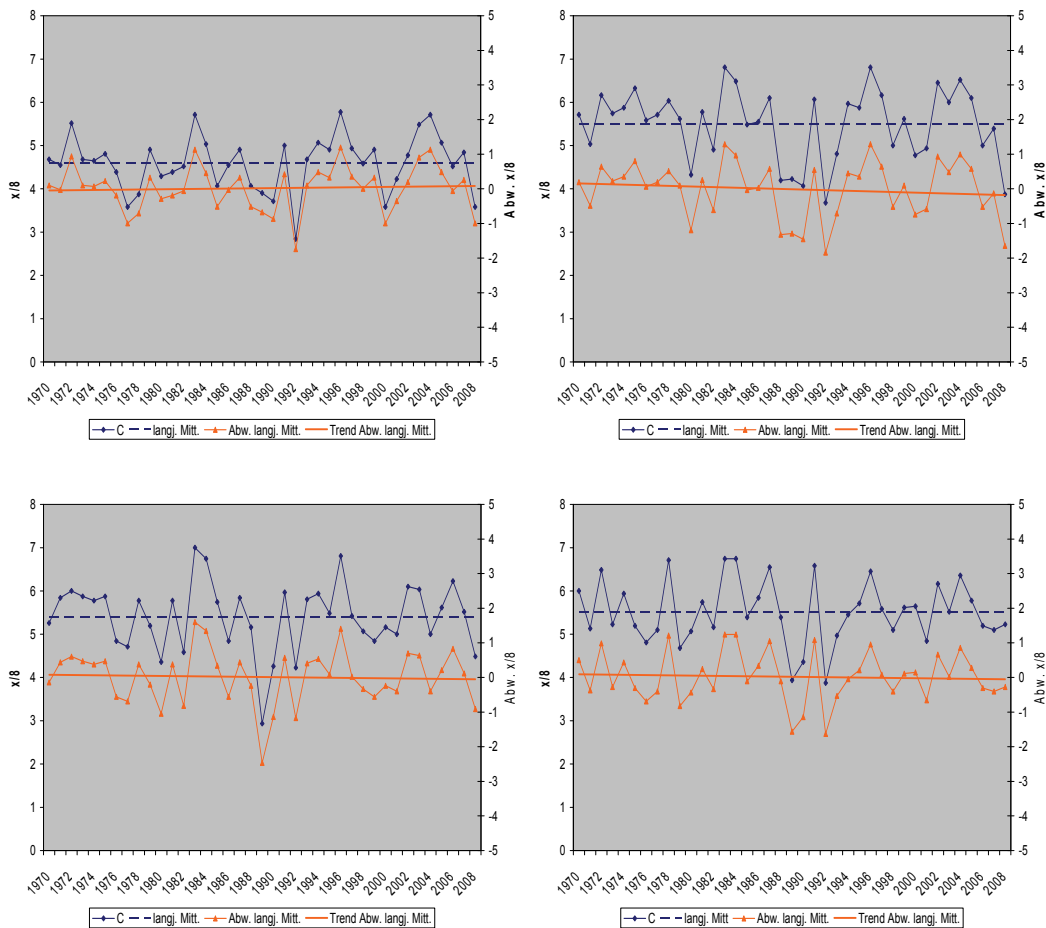


Abbildung 103: Mittlerer Bedeckungsgrad ( $x/8$ ), langjähriges Mittel (1971 – 2000) des Bedeckungsgrades, Abweichung vom langjährigen Mittel und Trend der Abweichung vom langjährigen Mittel im Monat Mai. List auf Sylt (oben links), Hannover (oben rechts), Aachen (unten links), Bamberg (unten rechts).

Entsprechend der *Abbildung 103* zeigt sich in der *Abbildung 104*, die im Vergleich zu den anderen Stationen im Mittel deutlich höhere Anzahl von Tagen mit einem Bedeckungsgrad  $\leq 3/8$  für List auf Sylt. Bis zu 23 Tage im Monat kann danach ein Himmel mit einer solch geringen Wolkendecke beobachtet werden. Der Minimalwert für List auf Sylt liegt bei 5 Tagen. Für die Nordseeinsel zeichnet sich allerdings eine Veränderung ab, nach dem die Anzahl der Tage mit einem Bedeckungsgrad  $\leq 3/8$  leicht abnimmt. Die „wolkenarmen“ Tage im Mai in Hannover sind weniger häufig als in List auf Sylt, jedoch zeigt sich für Hannover ein positiver Trend, der auf eine Zunahme solcher Tage hindeutet. Eine gleiche Entwicklung ist auch für Aachen und Bamberg erkennbar. Auf den Beobachtungszeitraum bezogen, ist die Anzahl der Tage mit einem Bedeckungsgrad  $\leq 3/8$  im Vergleich zu den Stationen List auf Sylt und Hannover im Mittel jedoch geringer.

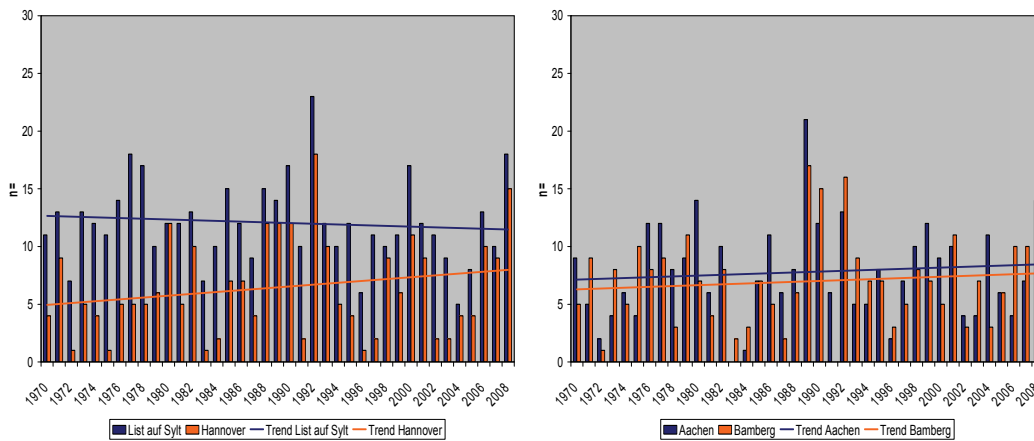


Abbildung 104: Anzahl der Tage ( $n$ ) mit  $\leq 3/8$ -Bewölkung im Monat Mai. Linke Abbildung: List auf Sylt und Hannover. Rechte Abbildung: Aachen und Bamberg.

Abbildung 105 zeigt die Anzahl der Tage im Monat Mai mit einem Niederschlag  $< 0,2$  mm am Tag. Für List auf Sylt gilt, dass dieser Schwellenwert bis auf zwei Ausnahmen an mindestens 20 Tagen im Monat überschritten wird (2008 sogar an 31 Tagen). Allein 1975 und 1983 wurden 13 und 16 Tage gezählt, an denen es trockener war. An den anderen Stationen ist die Zahl der Tage mit weniger als 0,2 mm Niederschlag am Tag im Mittel etwas höher. Tendenziell geringe Werte lassen sich vor allem in Aachen in den Jahren 1977 – 1985 finden, aber auch in Bamberg zwischen 1982 – 1986. Für alle Stationen ist ein positiver Trend (Hannover schwach positiv) zu verzeichnen, was auf eine Zunahme der Tage mit einem Niederschlag  $< 0,2$  mm hinweist.

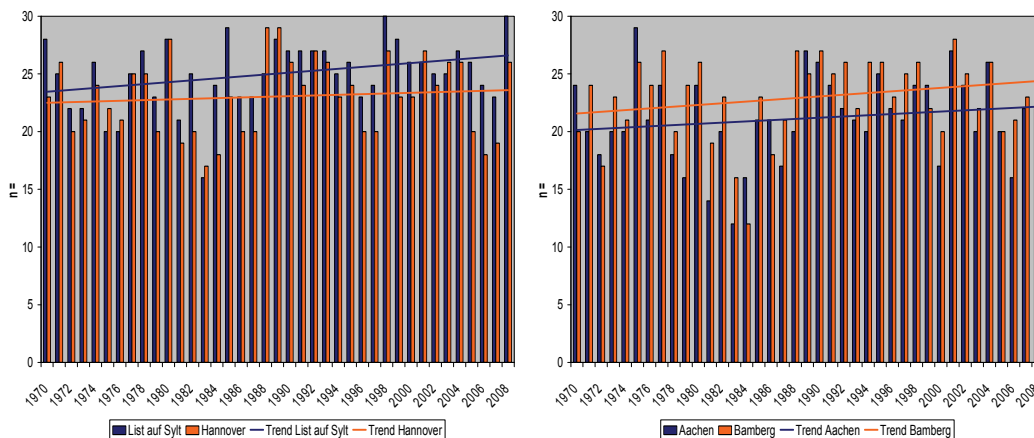


Abbildung 105: Anzahl der Tage ( $n$ ) mit einem Niederschlag  $< 0,2$  mm im Monat Mai. Linke Abbildung: List auf Sylt und Hannover. Rechte Abbildung: Aachen und Bamberg.

Die Abbildung 106 zeigt für die PET im Juli das Monatsmittel, das langjährige Mittel (1971 – 2000), die Abweichung vom langjährigen Mittel und die Veränderung der Abweichung vom langjährigen Mittel in  $^{\circ}\text{C}$ . Wie im Mai (siehe Abbildung 101) nimmt die Abweichung vom langjährigen Mittel auch im Juli zu. Es zeigt sich vor allem für List auf Sylt, Berlin-

Tempelhof und Bamberg eine relativ deutliche Zunahme der Abweichung vom langjährigen Mittel.

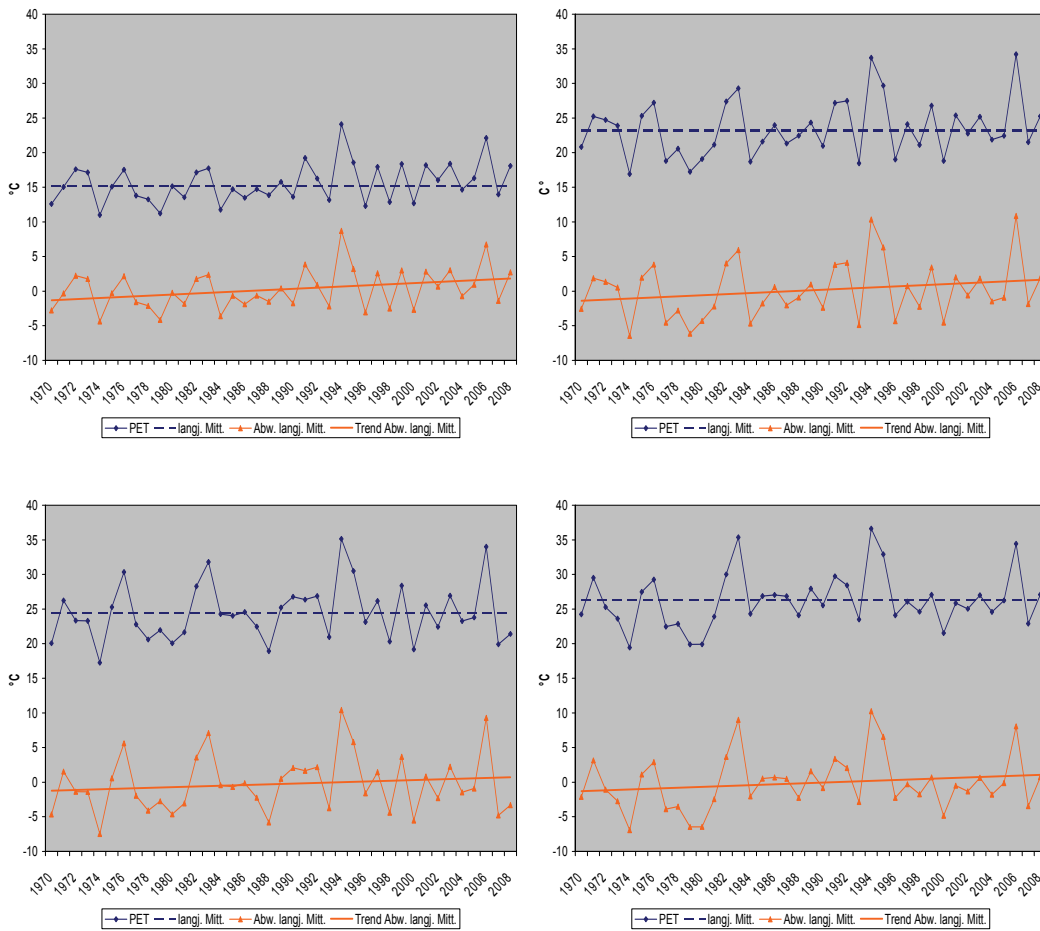


Abbildung 106: Arithmetisches Monatsmittel, langjähriges Mittel (1971 – 2000), Abweichung vom langjähriges Mittel sowie Trend der Abweichung vom langjähriges Mittel der PET (°C) im Monat Juli. List auf Sylt (oben links), Berlin-Tempelhof (oben rechts), Aachen (unten links), Bamberg (unten rechts).

Vergleicht man die Zeitreihen der Stationen miteinander, wird zum einen die geringere Streuung für List auf Sylt deutlich, zum anderen fällt das geringere Temperaturniveau von List auf Sylt auf. Das arithmetische Mittel des Beobachtungszeitraumes liegt in List auf Sylt bei 15,28 °C ( $v = 18,2 \%$ ,  $\sigma = 2,78$ ), in Berlin-Tempelhof bei 23,29 °C ( $v = 17,1 \%$ ,  $\sigma = 4,0$ ), in Aachen bei 24,44 °C ( $v = 16,6 \%$ ,  $\sigma = 4,06$ ) und in Bamberg bei 26,28 °C ( $v = 15,25 \%$ ,  $\sigma = 4,01$ ). An allen Stationen kann der Juli der Jahre 1993 (z.B. Bamberg  $\bar{x} = 36,61$  °C) und 2006 (z.B. Berlin-Tempelhof  $\bar{x} = 34,2$  °C) als besonders warm angesehen werden, allerdings zeigen sich für Berlin-Tempelhof, Aachen und Bamberg noch weitere positive Anomalien, wie beispielsweise in den Jahren 1975 und 1983.

Im Gegensatz zum Monat Mai, für den das Temperaturintervall (PET) mit  $\geq 20$  °C und  $\leq 28$  °C definiert wurde, wird es für den Juli mit  $\geq 22$  °C und  $\leq 31$  °C festgelegt. Die Anzahl bzw. Häufigkeit der Tage, in denen sich die PET in diesem Intervall befindet, wird in der

Abbildung 107 dargestellt. Entsprechend der natürlichen PET-Differenzen zwischen den Stationen wird auch das Intervall unterschiedlich häufig erreicht. So ist die Anzahl der Tage, an denen die PET zwischen  $\geq 22\text{ °C}$  und  $\leq 31\text{ °C}$  liegt, in List auf Sylt entsprechend geringer. Einzig im Jahr 1994 wird an über 10 Tagen im Monat Juli eine entsprechende Temperatur erreicht. Im Vergleich dazu lassen sich im Beobachtungszeitraum für Hannover 17, Berlin-Tempelhof 11 und für Bamberg 20 Jahre ausmachen, in denen PET im Juli zwischen  $\geq 22\text{ °C}$  und  $\leq 31\text{ °C}$  liegt. Die Trendlinien zeigen für alle Stationen eine Zunahme dieser Tage innerhalb des Beobachtungszeitraumes.

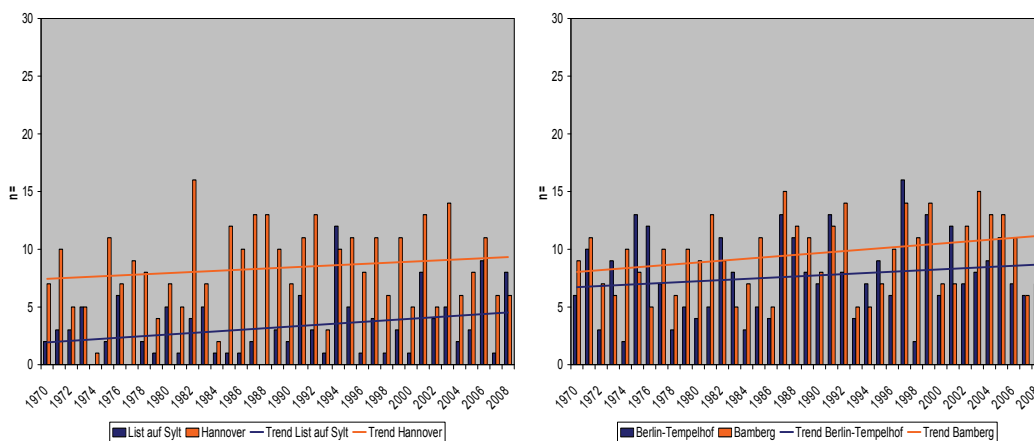


Abbildung 107: Anzahl bzw. Häufigkeit der Tage ( $n$ ), in denen PET innerhalb des Temperaturintervalls  $PET \geq 22\text{ °C}$  und  $\leq 31\text{ °C}$  im Monat Juli liegt. Linke Abbildung: List auf Sylt und Hannover. Rechte Abbildung Berlin-Tempelhof und Bamberg.

Den Verlauf des mittleren Bedeckungsgrades für die Stationen List auf Sylt, Hannover, Berlin-Tempelhof und Bamberg im Juli ist in der *Abbildung 108* zu erkennen. Ersichtlich ist, wie im März und Mai, eine hohe Variabilität des Bedeckungsgrades im Juli. Hier fällt insbesondere das Jahr 1983 auf, in dem eine sehr geringe mittlere Bewölkung in Hannover (4,1/8), Aachen (4,13/8), Bamberg (3,68/8) und Kempten (2,94/8) vorherrschte. Wie am Beispiel Aachen in den Jahren 1988 – 2000 besonders erkennbar ist, sind im Verlauf weitere bewölkungsarme und -reiche Phasen bzw. Jahre vorhanden. Für den gesamten Beobachtungszeitraum liegt der mittlere Bedeckungsgrad für Hannover bei 5,6/8, Aachen 5,3/8, Bamberg 4,8/8 und Kempten 4,9/8. Wie im Mai ist keine Veränderung des Bedeckungsgrades für den Monat Juli innerhalb des Beobachtungszeitraumes zu verzeichnen.

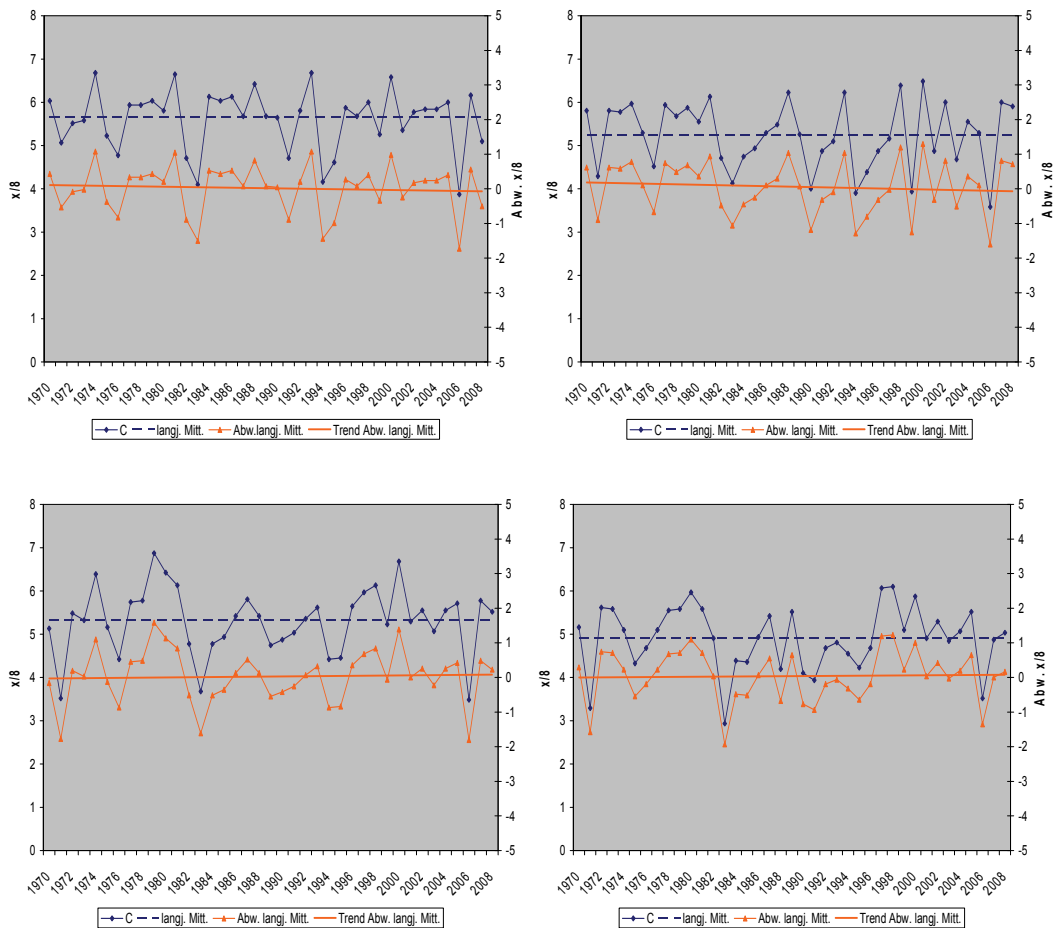


Abbildung 108: Mittlerer Bedeckungsgrad ( $x/8$ ), langjähriges Mittel (1971 – 2000) des Bedeckungsgrades, Abweichung vom langjährigen Mittel und Trend der Abweichung vom langjährigen Mittel im Monat Juli. Hannover (oben links), Aachen (oben rechts), Bamberg (unten links), Kempten (unten rechts).

Abbildung 109 zeigt die Anzahl der Tage im Juli eines Jahres mit einem Bedeckungsgrad  $\leq 3/8$ . Eine hohe Anzahl von Tagen mit geringem Bedeckungsgrad wird in Berlin-Tempelhof und Kempten mit über 20 Tagen (Kempten 1971) im Juli erreicht.

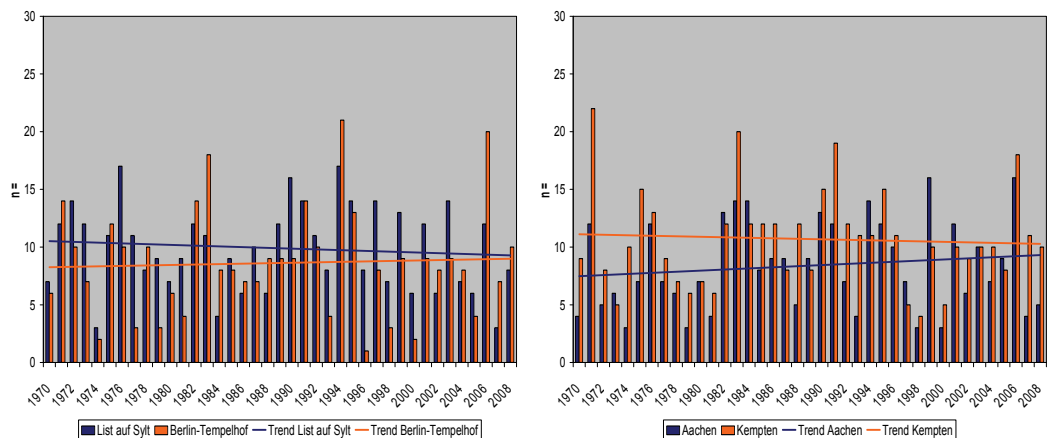
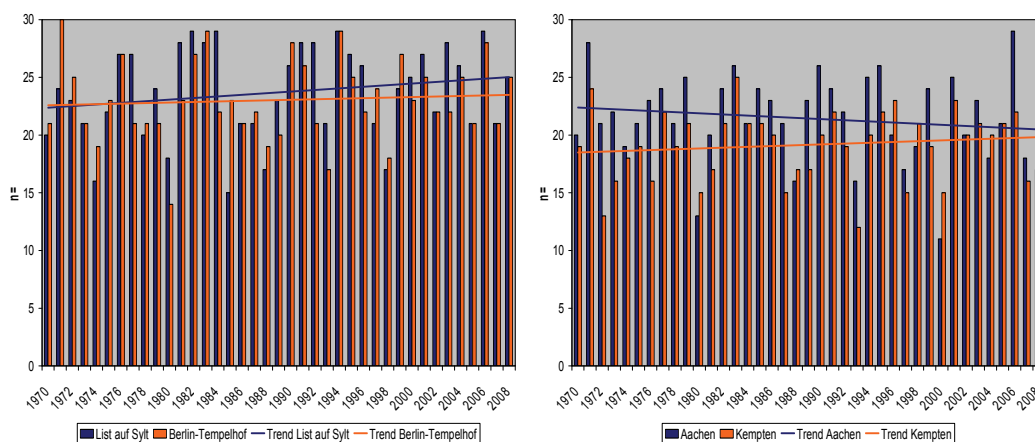


Abbildung 109: Anzahl der Tage ( $n$ ) mit  $\leq 3/8$ -Bewölkung im Monat Juli. Linke Abbildung: List auf Sylt und Berlin-Tempelhof. Rechte Abbildung: Aachen und Kempten.



Für List auf Sylt und Aachen liegen die Maximalwerte bei 14 bzw. 15 Tagen im Juli. Für List auf Sylt und Kempten ist eine Abnahme der Häufigkeit zu verzeichnen, für Berlin-Tempelhof und Aachen eine Zunahme.

Entsprechend des mittleren Bedeckungsgrades lässt sich auch indirekt die Anzahl der Tage mit einem Niederschlag von weniger als 0,2 mm in *Abbildung 110* deuten. So ist beispielsweise der Juli 1994 in Aachen ein Juli mit einem relativ geringen Bedeckungsgrad, einer verhältnismäßig hohen Anzahl von Tagen mit einer Bewölkung  $\leq 3/8$  (20) und kann damit auch eine entsprechend hohe Anzahl von Tagen mit einem mittleren Niederschlag  $< 0,2$  mm aufweisen.



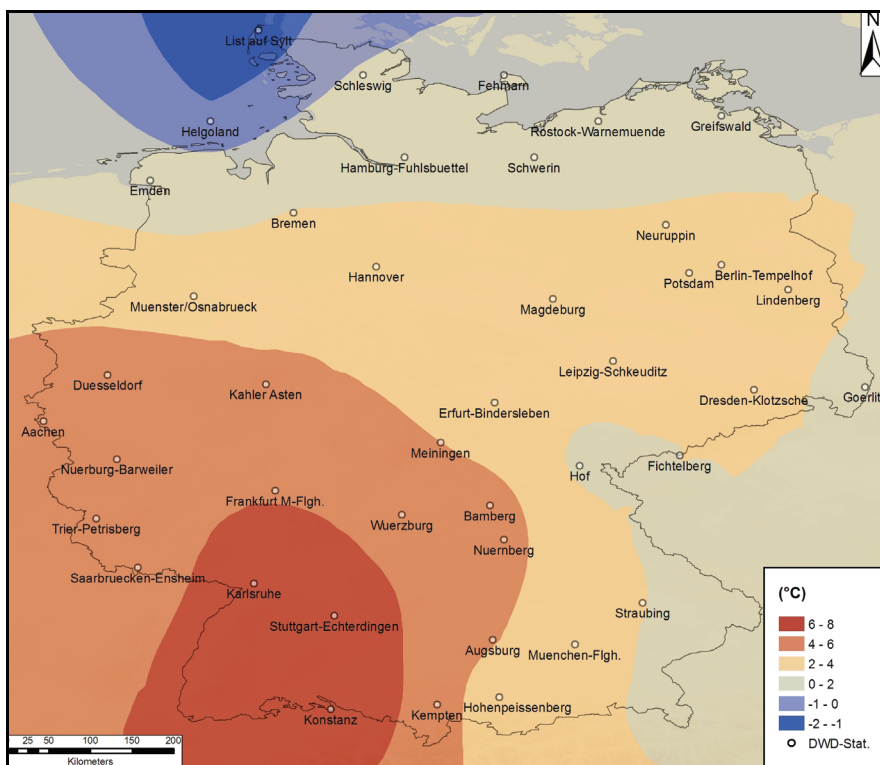
*Abbildung 110: Anzahl der Tage (n=) mit einem Niederschlag  $< 0,2$  mm im Monat Juli. Linke Abbildung: List auf Sylt und Berlin-Tempelhof. Rechte Abbildung: Aachen und Kempten.*

### 5.2.2.2 Die meteorologischen Expositionsfaktoren unter räumlichen Gesichtspunkten

Die *Abbildungen 111 – 121* zeigen flächendeckend die arithmetischen Mittelwerte und Veränderung der Physiologisch Äquivalenten Temperatur (PET) des Bedeckungsgrades (C) und die des Tagesniederschlags. Auch hier kann nur eine Auswahl dargestellt. Die ansatzweise erkennbaren räumlichen Verteilungen und Veränderungen der meteorologischen Expositionsfaktoren in den *Abbildungen 97 – 110* werden mittels der folgenden Darstellungen nochmals verdeutlicht. Die Anzahl der Klassen, in den Karten/Visualisierungen wurde nach dem Verfahren von Sturges (z.B. DE LANGE, 2006) berechnet und aus Gründen der Vergleichbarkeit für alle folgenden Abbildungen verwendet. Die dargestellten Karten basieren auf dem Universal-Kriging Interpolationsverfahren und wurden in ArcGIS erstellt. Interpolationsverfahren erzeugen durch Interpolation über die Fläche aus punktuellen (Stations-) Daten flächenhafte Daten. Grundsätzlich wird unter den Interpolationsverfahren zwischen den deterministischen und den (geo-) statistischen Verfahren unterschieden. Das hier angewendete Verfahren

(Universal-Kriging) gehört zu den geostatistischen Verfahren. Die Kriging-Interpolation ist ein Schätzverfahren, bei dem ein Wert  $z$  am Punkt  $Z$  durch ein gewichtetes arithmetisches Mittel der vorhandenen Beobachtungswerte  $z_1$  bis  $z_n$  an den Punkten 1 bis  $n$  bestimmt wird. Dabei wird im Gegensatz zu den deterministischen Verfahren, bei denen die Gewichte nur in Abhängigkeit von der Entfernung angewendet werden, zudem auch die räumliche Struktur der Variablenwerte berücksichtigt (vgl. JOHNSTON et al., 2001). Interpolationsverfahren bieten somit die Möglichkeit, Aussagen zur räumlichen Verteilung bestimmter Parameter (z.B. UV-Strahlung) zu treffen und damit beispielsweise eine flächendeckende Risikoabschätzung zu erzielen.

Für den Monat März ist in der *Abbildung 111* das flächendeckende arithmetische Mittel zwischen 1961 – 2008 der PET ( $^{\circ}\text{C}$ ) zu erkennen. Dabei wird deutlich, dass negative PET-Werte nur an der Küste (Nordsee) vorliegen. In Richtung Süden, insbesondere für den Bereich Südwestdeutschlands, nehmen die Werte zu. Maximale PET-Werte werden im südhessischen und badischen Raum erreicht (max. PET  $8,0^{\circ}\text{C}$ ). Ebenfalls für den März zeigt die *Abbildung 112* den mittleren Bedeckungsgrad in Achtel. Zu erkennen ist ein tendenziell in Richtung Nord bzw. Nordosten zunehmender Bedeckungsgrad, wobei die regionalen Differenzen relativ gering sind. So liegt der mittlere Bedeckungsgrad im gesamten Beobachtungsraum zwischen  $5,4$  und  $6,1/8$ .



*Abbildung 111: Arithmetisches Mittel (1961 – 2008) der PET für den Monat März in  $^{\circ}\text{C}$ .*

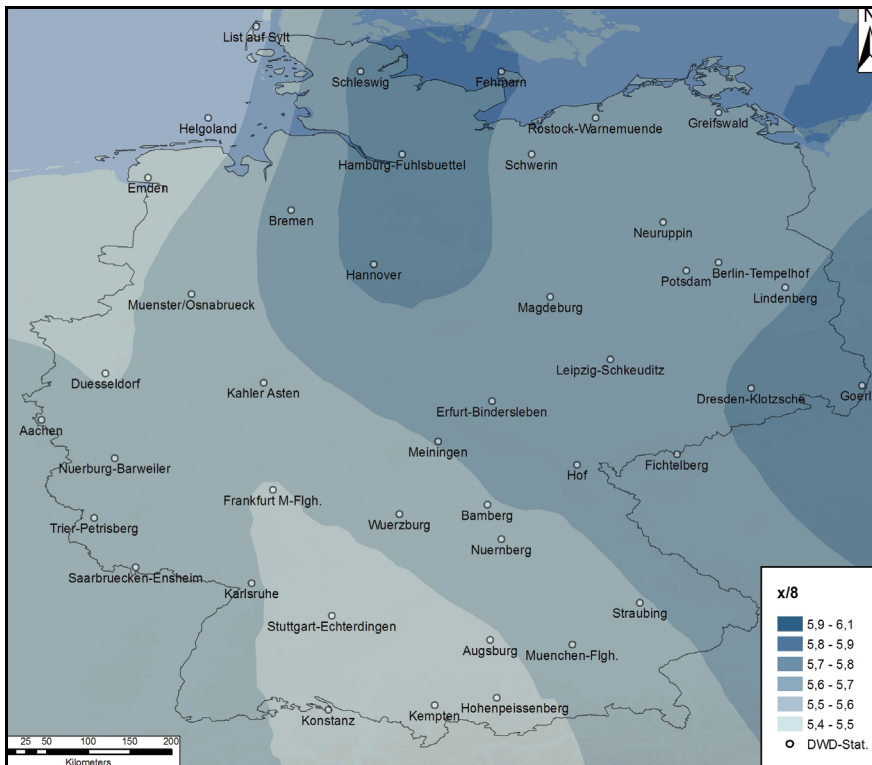


Abbildung 112: Arithmetisches Mittel (1961 – 2008) des Bedeckungsgrades für den Monat März in Achtel.

Die Veränderung des Bedeckungsgrades zwischen 1961 – 2008 zeigt die *Abbildung 113*. Zu erkennen ist in Abhängigkeit von der Region sowohl eine Abnahme als auch eine Zunahme des Bedeckungsgrades.

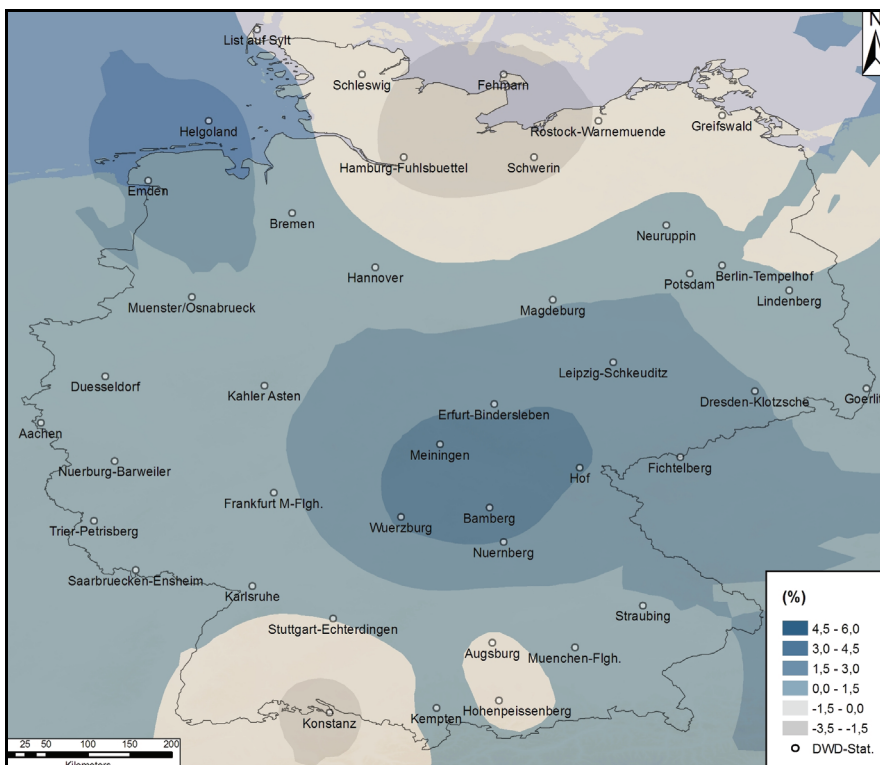


Abbildung 113: Trend des mittleren Bedeckungsgrades für den Monat März (1961 – 2008) in %.

Im norddeutschen Raum, wie auch im südlichen Baden-Württemberg und Bayern, ist eine Abnahme des Bedeckungsgrades von bis zu 3,3 % zu erkennen. Hingegen ist eine Zunahme von über 4,5 % für den mitteldeutschen und teils auch nordwestdeutschen Raum zu verzeichnen.

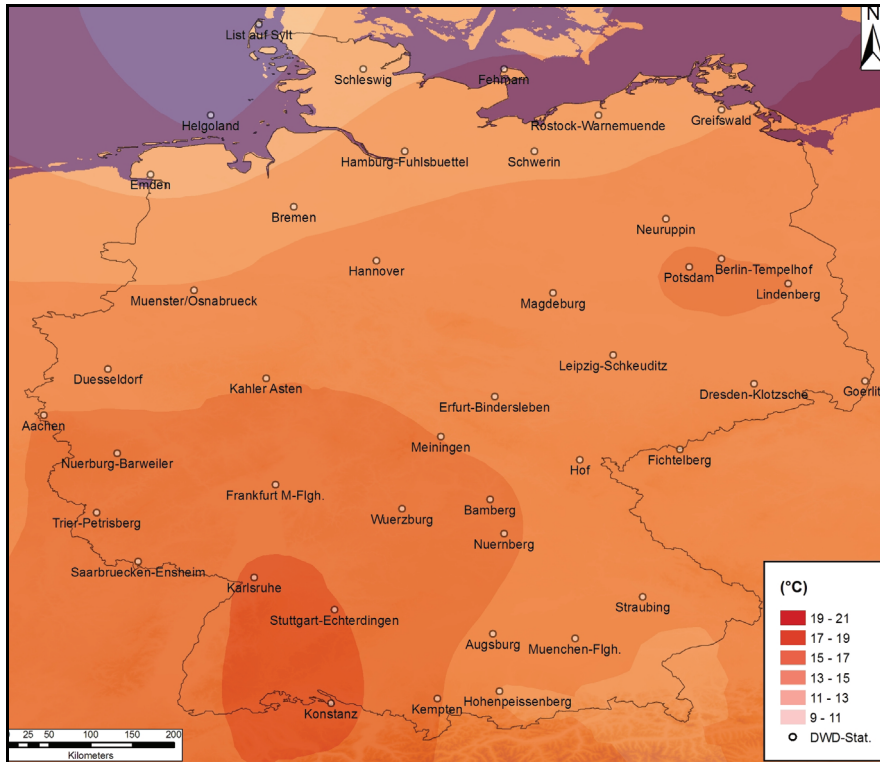


Abbildung 114: Arithmetisches Mittel (1961 – 2008) der PET für den Monat Mai in °C.

Abbildung 114 zeigt das flächendeckende arithmetische Mittel der PET für den Monat Mai. Wie im März lassen sich die höchsten PET-Werte im südwestdeutschen Raum finden. Entsprechend geringere Temperaturen lassen sich auch in den Küstenregionen, vor allem an der Nordseeküste, finden. Eine Anomalie zeigt sich im zentralen Berlin-Brandenburger Raum. Die PET liegt zwar nicht so hoch wie im Baden-Württembergischen Raum, doch hebt sie sich von den sonstigen Regionen Nord- und Ostdeutschlands ab. Betrachtet man die Veränderung der PET zwischen 1961 – 2008 (Abbildung 115), so ist für den Monat Mai eine Zunahme von über 10 % an der Ostseeküste Mecklenburg-Vorpommerns und in Teilen Brandenburgs erkennbar. Für Gesamtdeutschland lässt sich ein eindeutiger (Süd-) West- (Nord-) Ostgradient in der Veränderung der PET ausmachen. Trotz teilweise nur geringer Zunahmen der PET im Mai (1961-2008) in Teilen Westdeutschlands sind überall positive Werte vorzufinden.

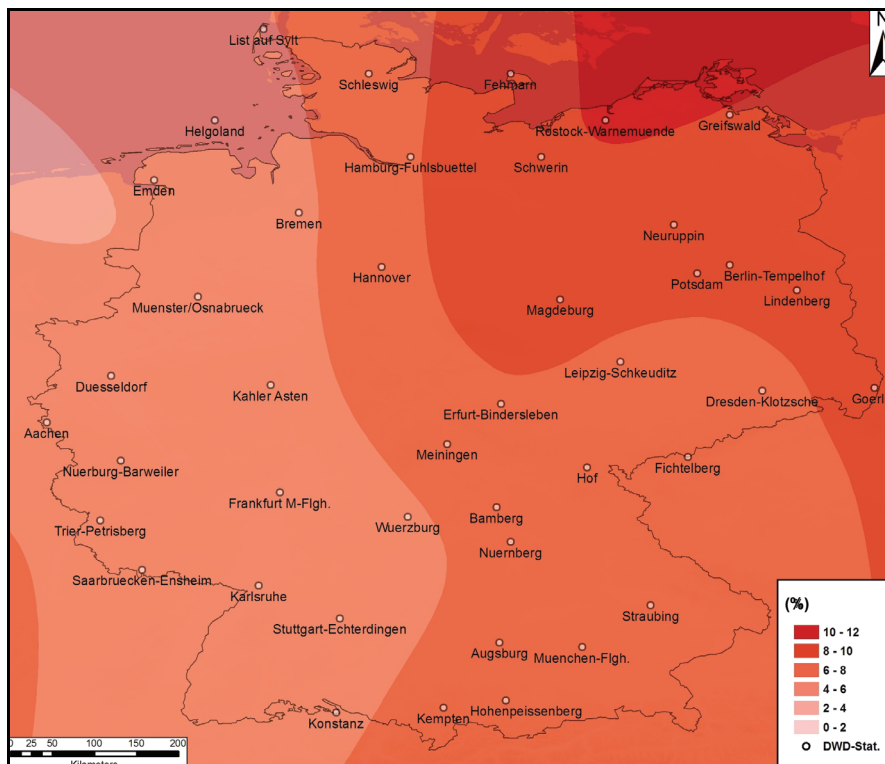


Abbildung 115: Trend der mittleren PET für den Monat Mai (1961 – 2008) in %.

Der mittlere Bedeckungsgrad im Mai in Deutschland zwischen 1961 – 2008 lässt sich der *Abbildung 116* entnehmen. Während im März der im Mittel höchste Bedeckungsgrad in Nord- bzw. Nordostdeutschland vorzufinden war, liegt dieser im Mai im südöstlichen Bayern (max. 5,7/8). Die Küstenregionen zeigen im Mittel den geringsten Bedeckungsgrad (min. 4,56/8). Zusammenfassend lässt sich der Mai-Bedeckungsgrad mit einem Nordwest-Südostgefälle beschreiben. Die Veränderung des Mai-Bedeckungsgrades zeigt die *Abbildung 117*. Die Muster ähneln denen des März, da sich in Mitteldeutschland eine Zunahme des Bedeckungsgrades (max. 3,49 %) abzeichnet; in Teilen Nord- und Süddeutschlands eine Bewölkungsabnahme (max. 6,94 %). Die Abbildung zeigt im Vergleich zum März ein sehr heterogenes Muster.

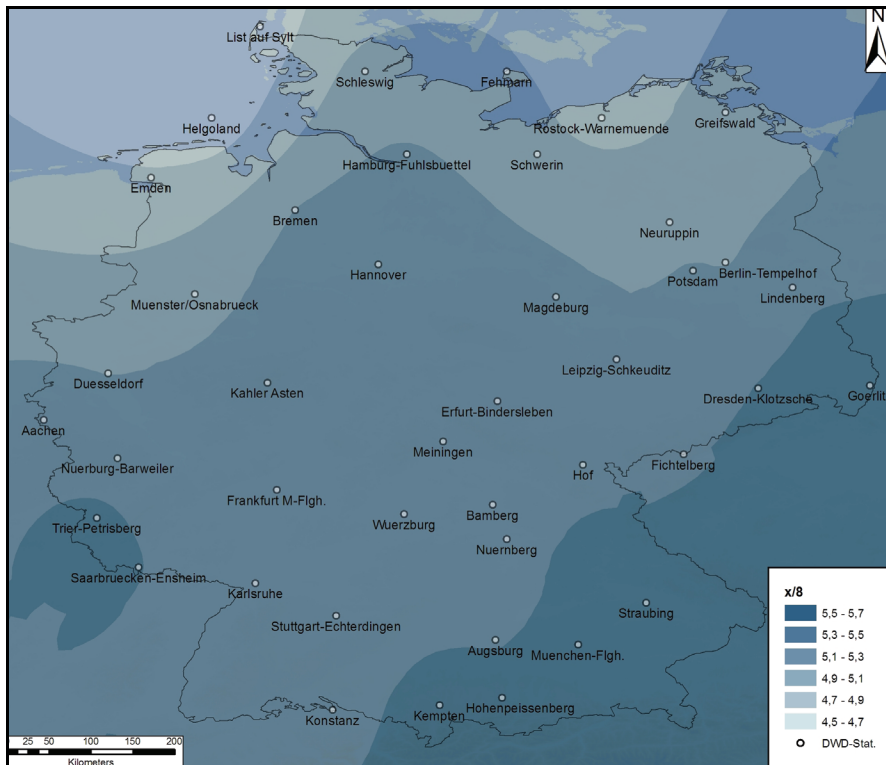


Abbildung 116: Arithmetisches Mittel (1961 – 2008) des Bedeckungsgrades für den Monat Mai in Achtel.

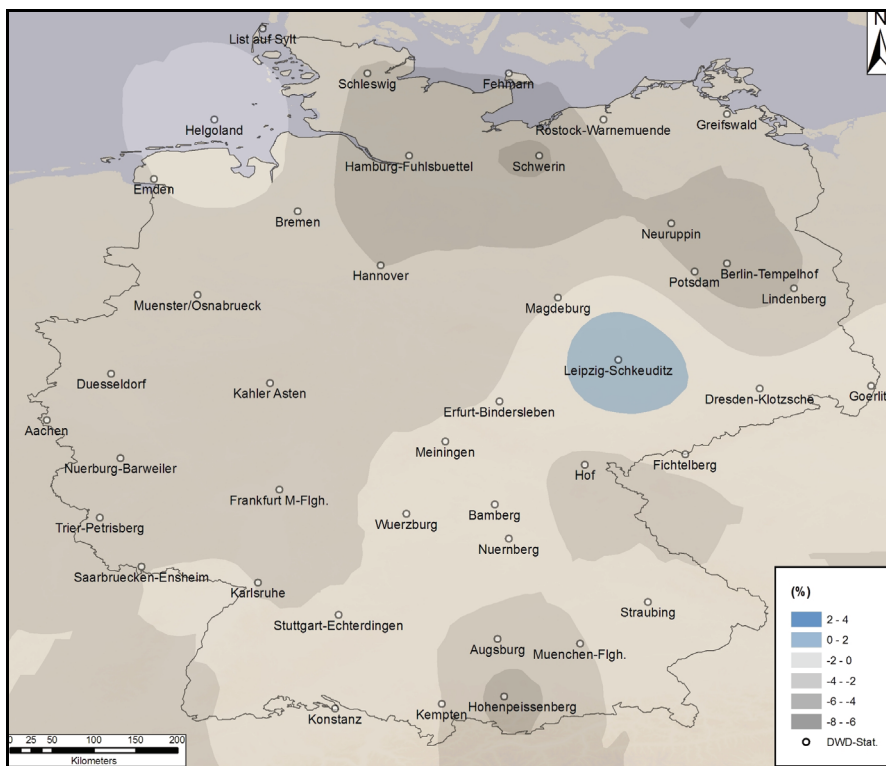


Abbildung 117: Trend des mittleren Bedeckungsgrades für den Monat Mai (1961 – 2008) in %.

Ein dem Monat März und Mai ähnliches Muster zeigt sich, wenn man die *Abbildung 118* betrachtet, die das arithmetische Mittel (1961 – 2008) der Juli-PET zeigt. Verhältnismäßig geringe Temperaturen in den Küstenregionen und ein Temperaturmaximum im südwestdeutschen Raum können als charakteristisch für alle Monate angesehen werden.

Im Juli treten die höchsten Werte ( $\bar{x}$ ) im südlichen Baden-Württemberg mit max. 28,5 °C in Berlin-Brandenburg mit max. 26,2 °C auf.

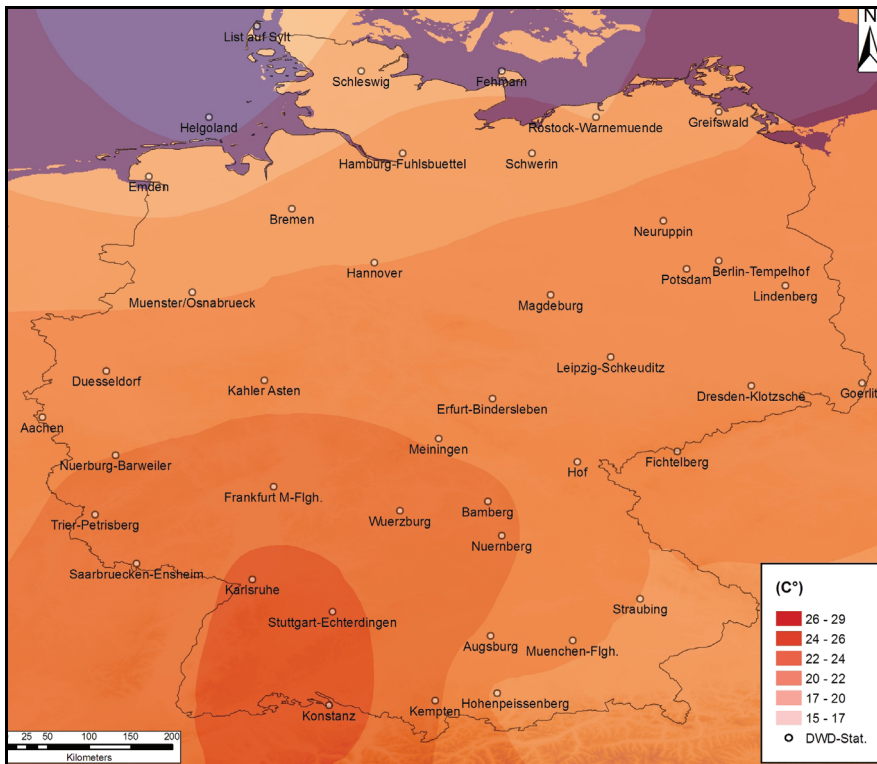


Abbildung 118: Arithmetisches Mittel (1961 – 2008) der PET für den Monat Juli in °C.

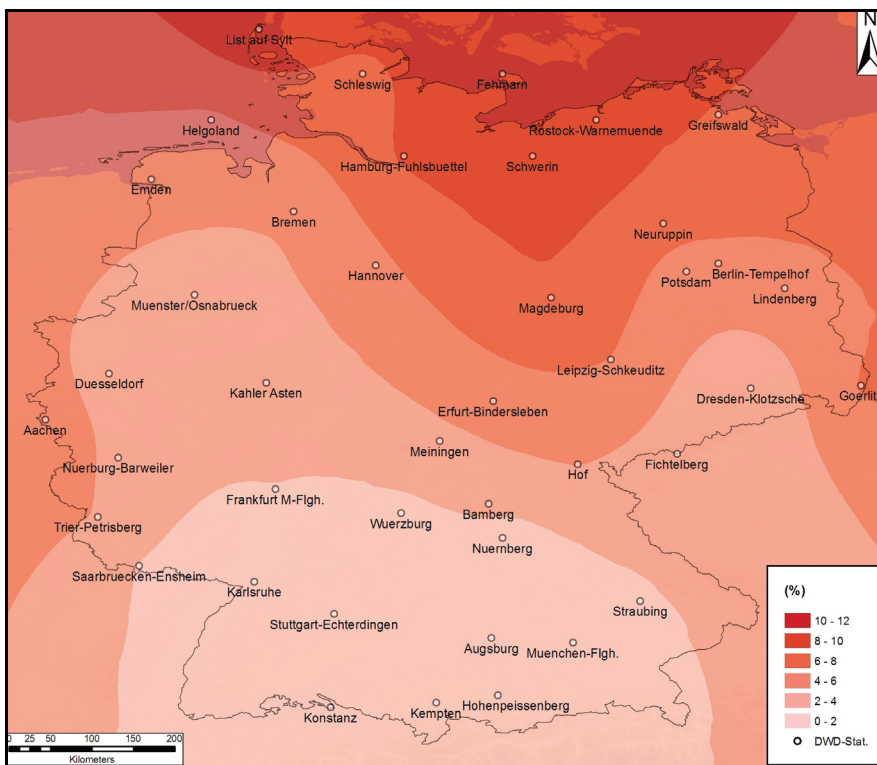


Abbildung 119: Trend der mittleren PET für den Monat Juli (1961 – 2008) in %.

Ein im Vergleich zum Monat Mai stärker differenziertes Muster zeigt die Veränderung der PET für den Monat Juli (Abbildung 119). Wie auch schon im Mai treten die stärksten

Veränderungen in Nord- bzw. Nordostdeutschland (max. 10,52 %) auf. Im südlichen Bayern und Baden-Württemberg fällt die Zunahme der PET mit max. 1,15 % sehr gering aus.

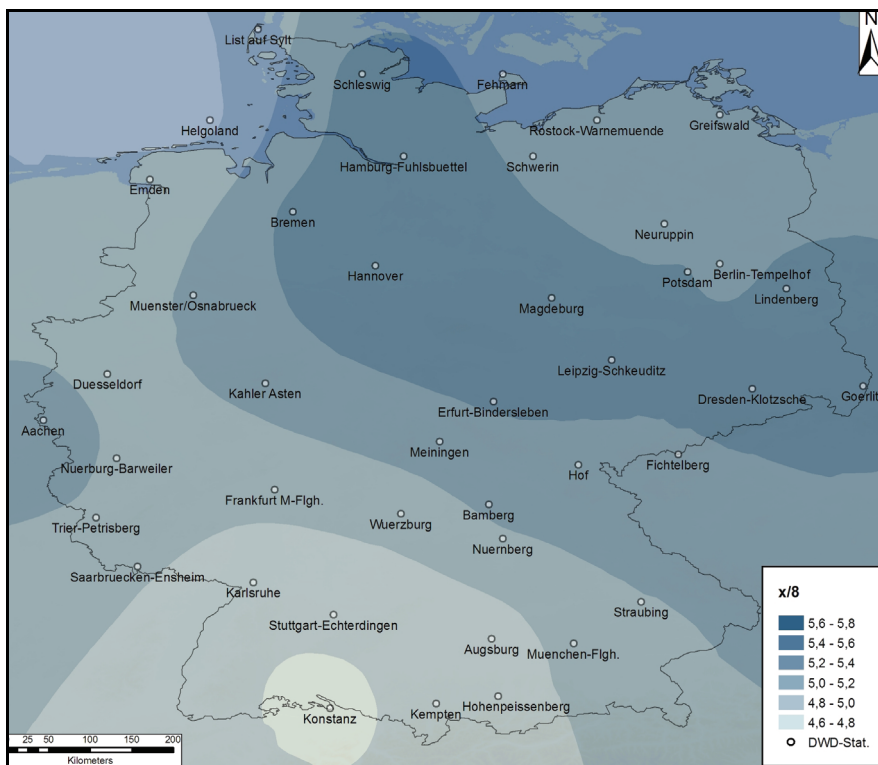


Abbildung 120: Arithmetisches Mittel (1961 – 2008) des Bedeckungsgrades für den Monat Juli in Achtel.

Der im Mittel höchste Bedeckungsgrad ist im Juli im Norden und südlichen Osten Deutschlands (Abbildung 120) vorzufinden. Der geringste Bedeckungsgrad ist in Baden-Württemberg und Teilen Bayerns sowie vor der Nordseeküste vorzufinden. Insbesondere die Region um den Bodensee kann niedrige Werte aufweisen.



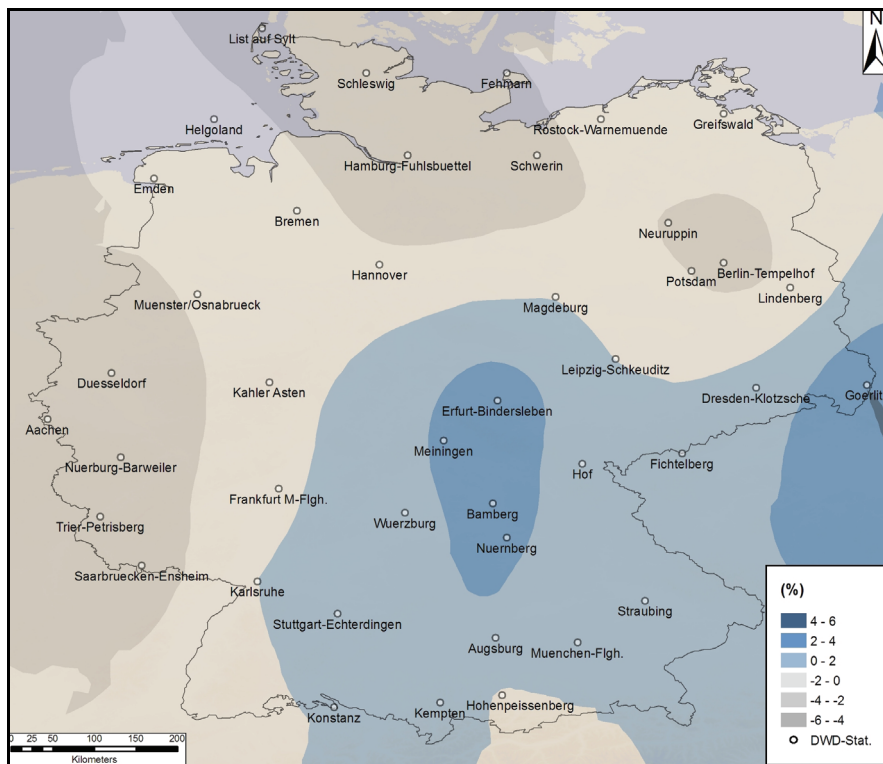


Abbildung 121: Trend des mittleren Bedeckungsgrades für den Monat Juli (1961 – 2008) in %.

Die Veränderung des mittleren Bedeckungsgrades für den Monat Juli (Abbildung 121) ist tendenziell ähnlich denen der Monate März und Mai. So ist für den nord- und westdeutschen Raum eine Abnahme von bis zu 6 % zu verzeichnen. Hingegen ist für den nordbayerischen und südthüringischen Raum eine Zunahme zwischen 2 und 4 % zu erkennen. Das räumliche Muster ist – verglichen mit dem Muster des Monats Mai – weniger heterogen.

### 5.2.2.3 Fazit: Die deskriptive Statistik der meteorologischen Expositionsfaktoren

Das Kapitel 5.2.2.2 zeigt exemplarisch die grundlegenden statistischen Eigenschaften der meteorologischen Expositionsfaktoren. Dabei werden die Daten sowohl punktuell als auch flächendeckend nach Monaten betrachtet. Bei der PET tritt unabhängig von den Monaten ein Nord-Südgefälle auf, wobei insbesondere der Südwesten (vor allem Oberrheingraben) mit hohen PET-Werten hervortritt. Dies entspricht in etwa den Mustern der „normalen“ Lufttemperatur, allerdings sei an dieser Stelle nochmals darauf hingewiesen, dass sich die PET aus mehreren einzelnen meteorologischen Parametern (Lufttemperatur, relative Feuchte, Windgeschwindigkeit, Bewölkung) zusammensetzt. Gut sichtbar ist der Einfluss der Nord- und Ostsee, da die PET an den Küsten geringer ist. Dies ist in erster Linie auf den temperaturdämpfenden Effekt der Wassermassen zurückzuführen. Allerdings haben auch der stärkere Wind und die Feuchtigkeit einen großen Einfluss auf die PET, denn mit

zunehmender Windgeschwindigkeit sinkt diese. Dieser Sachverhalt ist besonders gut an der Station List auf Sylt im Vergleich mit anderen Stationen im Landesinneren zu beobachten.

Aus den Trendanalysen geht hervor, dass die PET weniger im März sondern eher im Mai und Juli einer Veränderung innerhalb des Beobachtungszeitraums unterliegt. Dabei wird deutlich, dass die größte positive Veränderung der PET den Norden bzw. Nordosten und weniger die Regionen Süddeutschlands betrifft. Trotz dieser räumlichen Differenzen zeigt sich für die PET ein flächendeckend positiver Trend. Obwohl die Häufigkeit der Tage, an denen die definierten Temperaturintervalle erreicht werden, sowohl regional als auch unter den Jahren variiert, ist hier eine Zunahme erkennbar.

Im Gegensatz zum flächendeckend positiven Trend der PET sind beim Bedeckungsgrad deutliche regionale Unterschiede bzw. Zu- und Abnahmen des Bedeckungsgrades im Beobachtungszeitraum auszumachen. Allerdings ist die Stärke der prozentualen Veränderung (langjähriges Mittel) im Vergleich zur PET eher gering. Hinsichtlich der räumlichen Muster des Bedeckungsgrades zeigt sich auch hier der Einfluss der Küsten, denn in diesen Regionen ist im Mittel der geringste Bedeckungsgrad – und höchste Variationskoeffizient/Standardabweichung – vorzufinden. Die geringe Reliefenergie (Aufstieg und Kondensation der Luft überwiegend nur über Thermik, nicht über das Relief bzw. die Orographie möglich), die im Mittel höhere Windgeschwindigkeit (Wolkendecke wird auseinander gerissen) und niedrigere Verdunstungsrate (kühlender Effekt der Wassermassen) im Vergleich zum Landesinneren sind für den im Vergleich geringeren Bedeckungsgrad verantwortlich. Der niedrige Bedeckungsgrad im Südwesten ist mit der eher geringeren Feuchtigkeit in der Luft in Kombination mit den relativ hohen Lufttemperaturen zu erklären.

## **Kernaussagen: Die Veränderung der thermophysiologischen Bedingungen durch den Klimawandel**

- Nord- Südgefälle in der PET, wobei insbesondere der Südwesten Deutschlands hohe PET-Werte unabhängig vom Monat aufweist
- Deutlicher Einfluss der Nord- und Ostsee auf die PET, was auf die im Mittel geringere Lufttemperatur und höhere Feuchtigkeit zurückzuführen ist
- Größte Veränderung der PET im Mai und Juli; flächendeckende Zunahme (1961-2008) im Norden und Nordosten am stärksten ausgeprägt
- Zunahme der Tage, in denen PET im thermischen Optimum liegt
- Geringster Bedeckungsgrad aufgrund der höheren Windgeschwindigkeit, geringen Reliefenergie und niedrigeren Verdunstung an den Küsten
- Deutliche regionale Unterschiede in der Veränderung des Bedeckungsgrades auszumachen (z.B. Zunahme in Thüringen und Bayern sowie Abnahme in Küstenregion)
- Keine flächendeckend homogene Veränderung der wolkenarmen Tage ( $\leq 3/8$ ), z.B. Abnahme in List auf Sylt, Zunahme in Hannover und Aachen (Mai)
- Zunahme der Tage mit einem Niederschlag  $< 0,2$  mm, d.h. niederschlagsarme Tage, im Mai

### **5.3 Die Entwicklung eines Index zur Quantifizierung meteorologisch-physiologischer Expositionsbedingungen**

Die Untersuchungen des Kapitels 5.2 zeigen unter raumzeitlichen Gesichtspunkten die meteorologischen Faktoren, die das Expositionsverhalten der Menschen beeinflussen. Allerdings wurden die Faktoren zunächst einzeln beschrieben, was noch keine Aussage über die Wirkung auf den Menschen zulässt. Eine wirkliche Aussage hierüber ist nur dann möglich, wenn die Faktoren in einem Index sinnvoll miteinander kombiniert werden. Im Folgenden wird daher ein Index entwickelt, der die meteorologisch-physiologischen Bedingungen beschreibt, die die (UV-) Exposition des Menschen beeinflussen. Einfachheitshalber soll der Index mit MPE abgekürzt werden – **Meteorologisch-Physiologischer Expositionsindex**. Aufgabe des Index ist es, ausgewählte meteorologische Faktoren so zu kombinieren, dass die Indexgröße qualitativ die Wahrscheinlichkeit einer Exposition im Freien (gegenüber der UV-Strahlung) beschreibt.

Der MPE setzt sich aus der PET (°C), der Bewölkung (Bedeckungsgrad in Achtel) und dem Tagesniederschlag (mm) zusammen. Auf die Berücksichtigung von Sonnenstunden und dem Taupunkt zur Berechnung der Schwüle wird an dieser Stelle verzichtet. Die Anzahl der Sonnenstunden ist indirekt im Bedeckungsgrad enthalten, und die Wirkung der Schwüle ist quantitativ schwer zu fassen. Somit ist eine Festlegung von „Schwülegrenzen“ mit Bezug zum dadurch veränderten Verhalten an dieser Stelle nicht umzusetzen. Da jeder Einflussfaktor eine andere Maßeinheit besitzt, wurde ein Ansatz gewählt, der trotz der unterschiedlichen Einheiten, die Kombination aller Faktoren ermöglicht. Dabei wurde zunächst ein Klassifizierungsverfahren angewendet, das jeden Faktor in Abhängigkeit seiner Stärke in acht Klassen unterteilt. Da in den Monaten März, Mai und Juli keine einheitlichen Bedingungen vorherrschen, wurde die Klassifizierung für jeden dieser Monate entsprechend angepasst.

Das Prinzip der Klassenbildung ist in der *Tabelle 11* aufgezeigt. Zunächst wurde der Bekleidungsfaktor (Clo) den monatlichen Durchschnittstemperaturen angeglichen. Für den Monat März beschreibt der Faktor (Clo = 1,0) eine lange Hose mit einer leichten Jacke, für Mai (Clo = 0,8) eine lange Hose mit langärmeligem Hemd und für Juli (Clo = 0,6) eine lange Sommerhose mit T-Shirt. Der individuelle Clo-Faktor wurde bereits bei der Berechnung der PET berücksichtigt. Die PET-Klassifizierung basierte im Wesentlichen auf den Schwellenwerten von MATZARAKIS und MAYER (1996), ist allerdings den Monaten entsprechend – modifiziert worden. So wurde für den Monat März die höchste

Expositionsmotivation (thermisches Optimum = Klasse 8) zwischen 20 – 24 °C (PET) angenommen, im Juli jedoch zwischen 24 – 28 °C (PET).

März					
Clo	PET (°C)	C (x/8)	P (mm)	Klassifizierung	Expositionsmotivation
1,0	20 – 24	<=1	0	8	sehr hoch
1,0	18 – 19,9 v 24,1 – 26	<=2	>= 0,2	7	↑
1,0	16 – 17,9 v 26,1 – 28	<=3	>= 0,4	6	
1,0	14 – 15,9 v 28,1 – 30	<=4	>= 0,6	5	
1,0	12 – 13,9 v 30,1 – 32	<=5	>= 0,8	4	
1,0	10 – 11,9 v 32,1 – 34	<=6	>= 1,0	3	
1,0	8 – 9,9 v 34,1 – 36	<=7	>= 1,5	2	
1,0	< 7,9 v > 36,1	<=8	>= 2,0	1	sehr gering
Mai					
Clo	PET (°C)	C (x/8)	P (mm)	Klassifizierung	Expositionsmotivation
0,8	22 – 26	<=1	>= 0	8	sehr hoch
0,8	20 – 21,9 v 26,1 – 28	<=2	>= 0,2	7	↑
0,8	18 – 19,9 v 28,1 – 30	<=3	>= 0,4	6	
0,8	16 – 17,9 v 30,1 – 32	<=4	>= 0,6	5	
0,8	14 – 15,9 v 32,1 – 34	<=5	>= 0,8	4	
0,8	12 – 13,9 v 34,1 – 36	<=6	>= 1,0	3	
0,8	10 – 11,9 v 36,1 – 38	<=7	>= 1,5	2	
0,8	< 9,9 v > 38,1	<=8	>= 2,0	1	sehr gering
Juli					
Clo	PET (°C)	C (x/8)	P (mm)	Klassifizierung	Expositionsmotivation
0,6	24 – 28	<=1	0	8	sehr hoch
0,6	22 – 23,9 v 28,1 – 31	<=2	>= 0,1	7	↑
0,6	20 – 21,9 v 31,1 – 34	<=3	>= 0,2	6	
0,6	18 – 19,9 v 34,1 – 37	<=4	>= 0,3	5	
0,6	16 – 17,9 v 37,1 – 40	<=5	>= 0,5	4	
0,6	14 – 15,9 v 40,1 – 43	<=6	>= 0,7	3	
0,6	12 – 13,9 v 43,1 – 46	<=7	>= 0,9	2	
0,6	< 11,9 v > 46,1	<=8	>= 1,1	1	sehr gering

Tabelle 11: Klassenbildung zur Entwicklung des MPE.

Hintergrund für die unterschiedlichen, etwas abweichenden PET-Intervalle je Klassifizierung ist das im Laufe der Zeit angepasste Wärmeempfinden des Menschen an die Umgebung. Die ersten warmen Tage des Jahres im Frühjahr werden im Allgemeinen als sehr angenehm empfunden, da der Körper noch an die Kälte des Winters gewöhnt ist. Im Sommer werden geringe Temperaturen von beispielsweise 15 °C subjektiv als kälter empfunden als im Frühjahr, da der Körper im Sommer an die im Mittel wärmere Luft gewöhnt ist. Der Bedeckungsgrad ist je Klasse unabhängig vom Monat gleich. So wird davon ausgegangen, dass die Motivation, sich zu exponieren, dann am höchsten ist, wenn der Himmel wolkenfrei bzw. sonnig (0/8) ist. Entsprechend ist sie am geringsten, wenn es komplett bedeckt (8/8) ist. Gleiches gilt für den Niederschlag; fällt kein Niederschlag, ist die Expositionsmotivation am höchsten, entsprechend nimmt sie ab, je stärker es innerhalb eines Tages regnet. Auch der Niederschlag ist den Monaten leicht angepasst

worden. Durch eine entsprechende Abfrage der Daten kann somit für jeden Tag des Jahres ein Wert zwischen 1 – 8 pro Faktor errechnet werden.

Am Beispiel des Monats Juli lässt sich dies erläutern. Die größte Wahrscheinlichkeit für eine Exposition besteht demnach, wenn PET zwischen 24 – 28 °C liegt, es wolkenfrei ist und am Tag kein Niederschlag fällt. Ist PET im Juli jedoch niedriger als 11,9 °C oder höher als 46,1, bei einer Bewölkung von 8/8 und/oder einem Tagesniederschlag von mehr als 1,1 mm, so ist die Expositionsmotivation und Exposition entsprechend gering. Der MPE fügt die einzelnen Klassen zusammen und zu gewichtet diese. Der MPE berechnet sich nach:

$$\text{MPE} = ((\text{PET})^{0,8} + (\text{C})^{0,5} + (\text{P})) * 0,44 \quad (52)$$

Dabei wird der PET und C (Bedeckungsgrad) ein Gewichtungsfaktor zugewiesen. Hintergrund ist, dass der Bedeckungsgrad im MPE „nur“ als „ästhetischer“ Faktor angesehen wird und daher weniger stark ins Gewicht fallen soll. Der PET wurde ebenfalls eine leichte Gewichtung zugeordnet, da sie im Gegensatz zum Niederschlag (P) etwas stärker dem subjektiven Empfinden unterliegt. Der Niederschlag geht ohne Gewichtung in die Berechnung ein, da er als der am wenigsten subjektive Faktor angesehen werden kann. Wenn es an einem Tag zum Niederschlag kommt, ist die Expositionswahrscheinlichkeit – unabhängig von der PET und der Bewölkung – gering. Um das System der 8 Klassen beibehalten zu können, wurde in die Berechnung des MPE ein Korrekturfaktor von 0,44 eingesetzt.

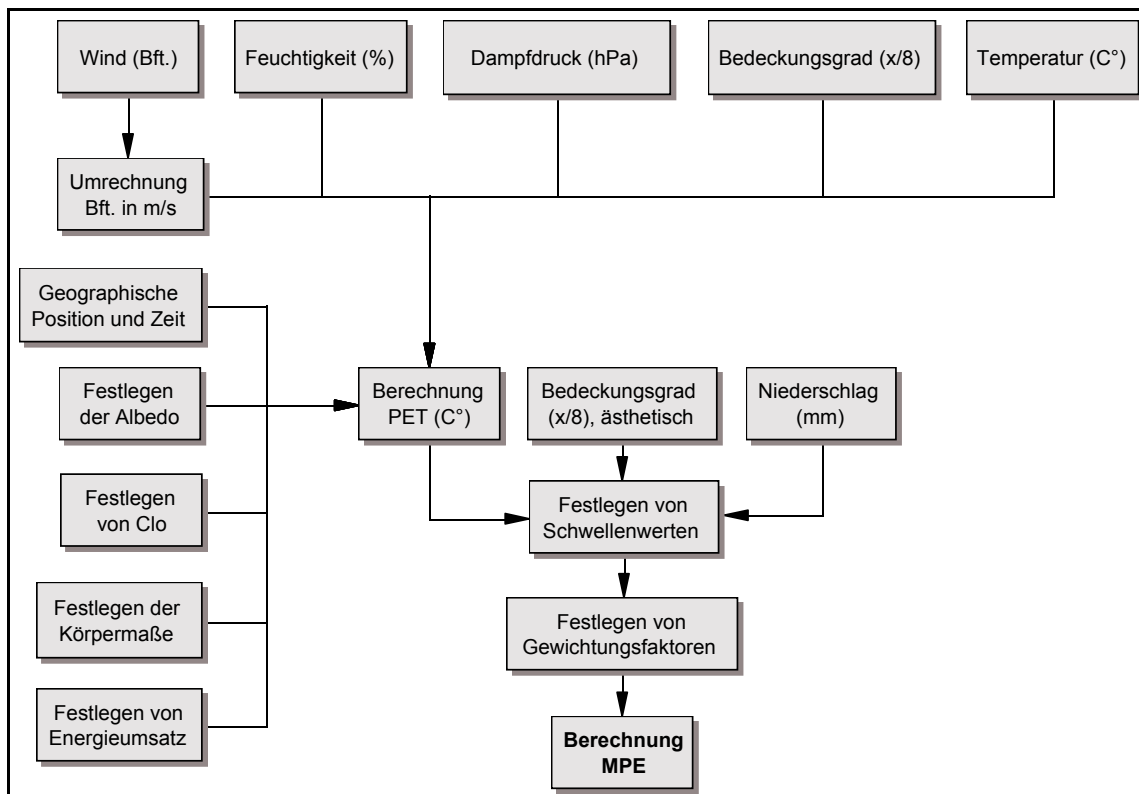


Abbildung 122: Übersichtsmodell zur Entwicklung des MPE. Entwurf: J. AUGUSTIN, 2009.

Zusammenfassend veranschaulicht die *Abbildung 122* in einem Übersichtsmodell die Entwicklungsschritte des MPE. Das Modell zeigt alle Faktoren, die in die Berechnung der PET eingeflossen sind. Um den MPE berechnen zu können, mussten zuvor die Schwellenwerte (*Tabelle 11*) und Gewichtungen für die PET, den Bedeckungsgrad (C) und den Niederschlag (P) festgelegt werden (Gleichung 52).

In *Abbildung 123* ist erkennbar, wie der Index in Abhängigkeit von PET, Bedeckungsgrad und Tagesniederschlag verläuft. Als Beispielzeitraum wurde der 01.07. – 31.07.2003 für Würzburg ausgewählt. Es zeigt sich anfangs (01.07. – 03.07.) ein MPE der zwischen 3 und 5 schwankt, da sowohl PET (ca. 16 °C) als auch Bewölkung (C) (4/8) wenig „expositionsfreundlich“ sind. Zwischen dem 06.07. – 13.07. liegt der MPE zwischen 7 – 8, da vor allem die PET im thermischen Optimum liegt und es niederschlagsfrei ist. Die leichten Schwankungen des MPE werden durch den Bedeckungsgrad verursacht, der zwischenzeitlich bis auf 0/8 sinkt.

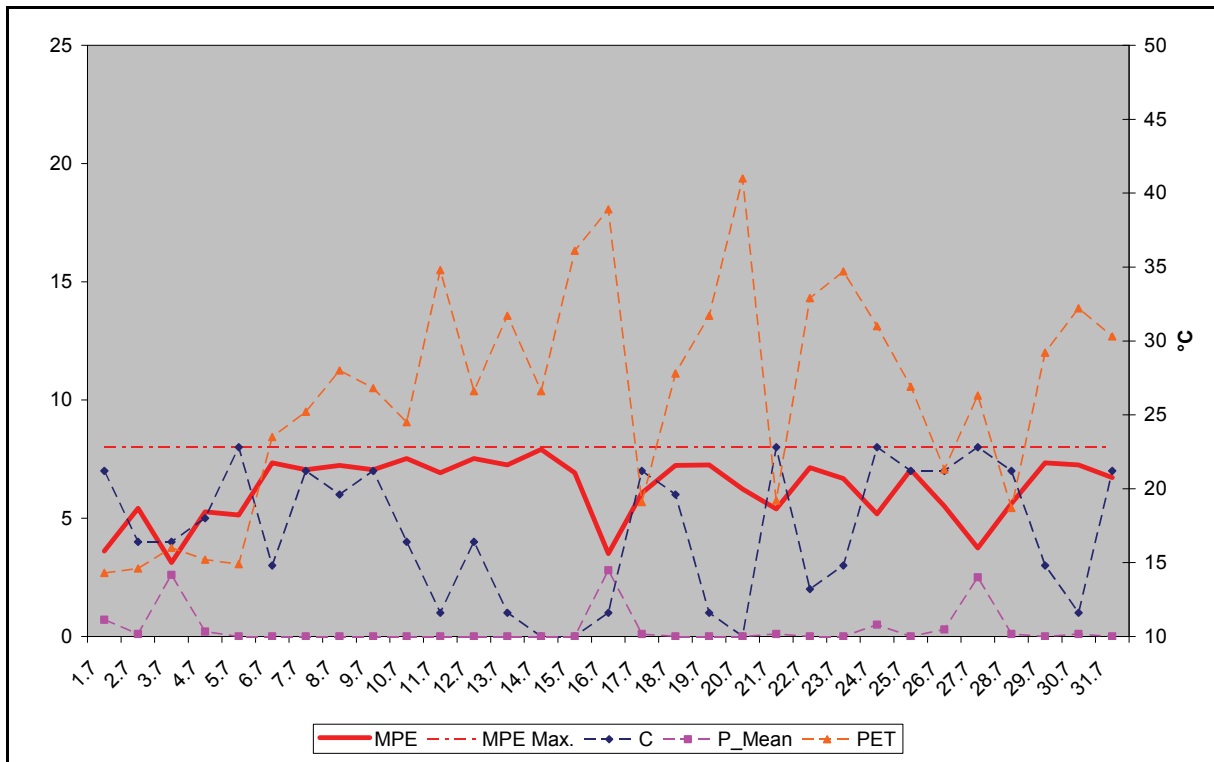


Abbildung 123: Veranschaulichung des MPE (Index) für den Beispielszeitraum 01.07. – 31.07.2003 in Würzburg (die Temperaturangabe °C auf der rechten Y-Achse bezieht sich auf die PET, Bedeckungsgrad (C) und der Niederschlag sind auf der linken Y-Achse abzulesen).

Allerdings sei erwähnt, dass es sich beim Bedeckungsgrad um einen ästhetischen Faktor handelt, der weniger ins Gewicht fällt. Am 20.07. steigt die PET auf über 42 °C, was sich im MPE dadurch bemerkbar macht, dass er von 8 auf 6 fällt. In dieser Zeit fällt der Niederschlag nicht ins Gewicht, da es trocken ist.

In der *Tabelle 12* wird zur Verdeutlichung der *Abbildung 123* die schematische Wirkung des Niederschlags, der Bewölkung und der PET auf den MPE gezeigt. Eine Zunahme von Niederschlag und Bewölkung führen zu einer Absenkung des MPE, da die Expositionswahrscheinlichkeit abnimmt. Ein Rückgang von Niederschlag und Bewölkung lässt den MPE ansteigen. Die jeweilige Veränderung der PET hat auf den MPE komplexere Auswirkungen, da immer das thermische Optimum für die Berechnung des MPE berücksichtigt wird. So bewirkt eine Zunahme der PET einerseits eine Abnahme des MPE (wenn die PET an der Obergrenze des thermischen Optimums liegt), andererseits eine Zunahme (wenn die PET an der Untergrenze bzw. ganz unter dem thermischen Optimums liegt). In der *Tabelle 12* kann allerdings nicht die Überlagerung der Faktoren berücksichtigt werden, wie sie in der *Abbildung 123* erkennbar ist.



<b>Veränderung</b>		<b>Auswirkung</b>
<b>PET, C und P</b>		<b>MPE</b>
PET <sup>1</sup> ↑	⇒	MPE ↓
PET <sup>2</sup> ↑	⇒	MPE ↑
PET <sup>3</sup> ↑	⇒	MPE ↓
C ↑	⇒	MPE ↓
P ↑	⇒	MPE ↓
PET <sup>1</sup> ↓	⇒	MPE ↑
PET <sup>2</sup> ↓	⇒	MPE ↓
PET <sup>3</sup> ↓	⇒	MPE ↓
C ↓	⇒	MPE ↑
P ↓	⇒	MPE ↑

*Tabelle 12: Übersicht zur Veränderung des MPE in Abhängigkeit der meteorologischen Faktoren (<sup>1</sup> >= thermisches Optimum, <sup>2</sup> <= thermisches Optimum, <sup>3</sup> = im thermischen Optimum). Auswirkungen berücksichtigen nicht die Überlagerung der einzelnen Faktoren.*

Die *Abbildung 123* zeigt, dass der MPE die (meteorologischen) expositionsbeeinflussenden Faktoren zusammenfassend wiedergibt und im Folgenden als Index verwendet werden kann.

**Kernaussagen: Die Entwicklung eines Index zur Quantifizierung meteorologisch-physiologischer Expositionsbedingungen**

- Meteorologisch-Physiologischer Expositionsindex (MPE) dient der täglichen qualitativen Beschreibung (1 – 8 Klassen) der Expositionswahrscheinlichkeit des Menschen im Freien in Abhängigkeit von meteorologischen Bedingungen
- Je höher die Temperaturabweichung vom thermischen Optimum (MPE < 8), der Niederschlag und der Bedeckungsgrad, desto unwahrscheinlicher ist der Aufenthalt im Freien und die Exposition gegenüber der UV-Strahlung

## **5.4 Die Gegenüberstellung von MPE und UV-Strahlung zur qualitativen Ableitung des natürlichen potentiellen Hautkrebsrisikos**

In diesem Kapitel wird der MPE unter räumlichen Gesichtspunkten betrachtet und der UV-Strahlung (erythemwirksame Tagesdosis) in Deutschland gegenübergestellt. Die Betrachtung beider Faktoren (MPE und UV-Strahlung) ist wichtig, denn eine Erhöhung der UV-Strahlung alleine führt noch zu keiner Zunahme der Hautkrebshäufigkeit. Erst das entsprechende Zusammenwirken mehrerer Faktoren (vor allem UV-Strahlung, MPE und Präventionsverhalten) kann die Häufigkeit beeinflussen. Im Rahmen dieser Arbeit kann das Präventionsverhalten des Menschen allerdings nicht mit berücksichtigt werden. Vor diesem Hintergrund wird auch das „natürliche“ potentielle Hautkrebsrisiko betrachtet, da nur die natürlichen Faktoren (meteorologische und UV-Strahlung) berücksichtigt werden. Zu beachten ist, dass sich alle MPE-Werte auf den Zeitraum von 1961 – 2008 und alle UV-Werte auf den Zeitraum von 1984 – 2003 beziehen. Bei der Gegenüberstellung beider Faktoren, bezieht sich der MPE ebenfalls auf den Zeitraum von 1984 – 2003, um eine Vergleichbarkeit zu gewährleisten. Der Vollständigkeit halber werden in Kapitel 5.4.3 am Beispiel Potsdam die LOEs und OMs hinsichtlich ihres Auftretens thematisiert. Dies ist insofern wichtig, da Zeitpunkt, Dauer und Intensität dieser Ereignisse in den Kontext des natürlichen potentiellen Hautkrebsrisikos gebracht werden müssen.

### **5.4.1 Die räumliche Analyse und Trends von MPE und UV-Strahlung**

In der *Abbildung 124* ist das arithmetische Mittel (1961 – 2008) des MPE für den Monat März abgebildet. Innerhalb Deutschlands schwankt der mittlere MPE etwa zwischen 4 (min. 4,13) und 5 (max. 4,85), wobei der Raum zwischen Frankfurt, Würzburg, Konstanz und Karlsruhe den höchsten Wert für März aufweist. Die tendenziell höheren Werte aus dem Südosten ziehen sich durch Mitteleuropa bis in den Osten hinein.

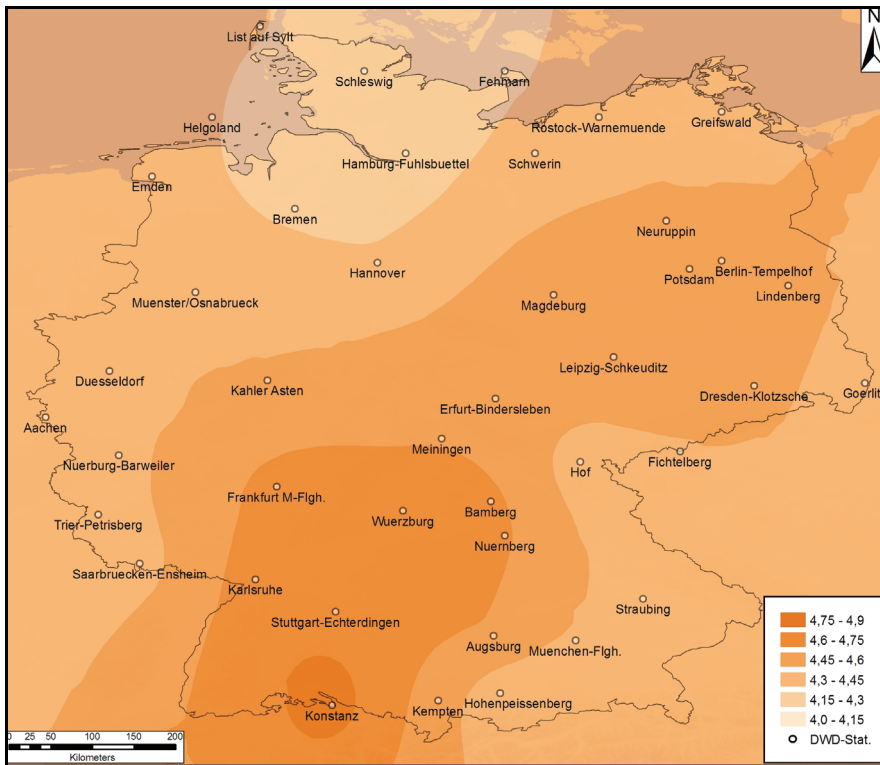


Abbildung 124: Arithmetisches Mittel (1961 – 2008) des MPE für den Monat März.

Im Gegensatz dazu finden sich die niedrigsten Werte in Hamburg, im nördlichen Niedersachsen, Bremen und Schleswig-Holstein.

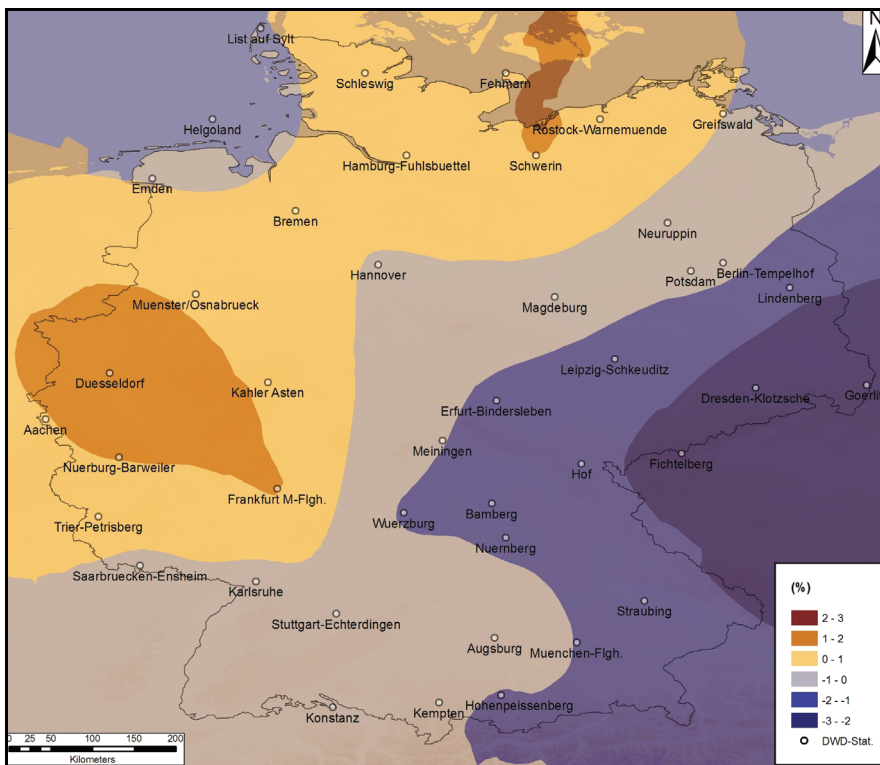
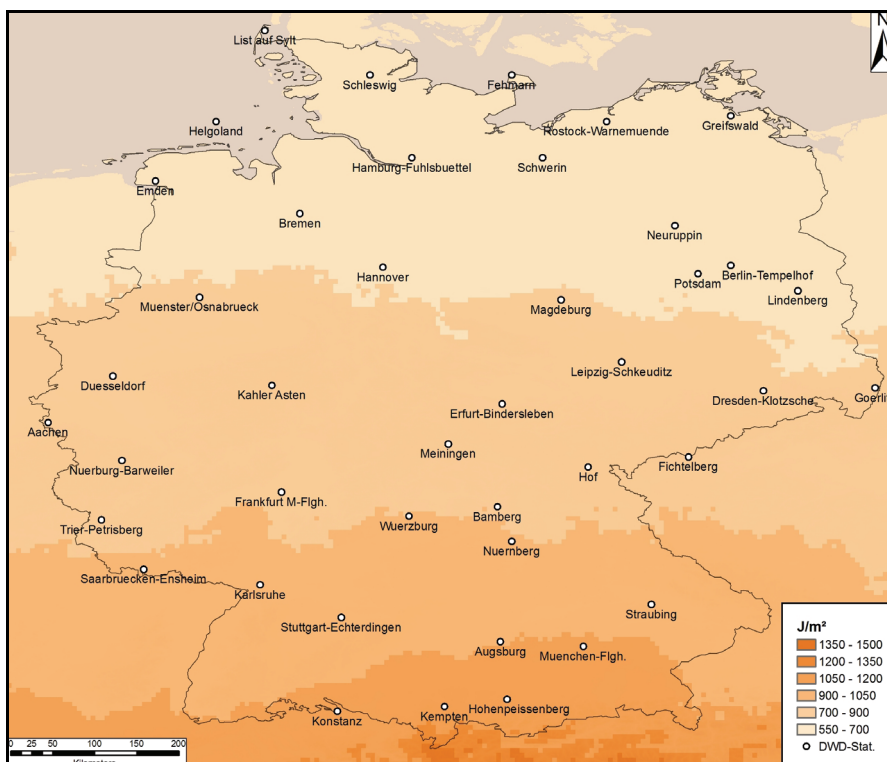


Abbildung 125: Trend (1961 – 2008) des MPE für den Monat März in %.

In Anlehnung an die Darstellung in *Abbildung 124* zeigt die *Abbildung 125* den Trend bzw. die Veränderung des MPE im März zwischen 1961 und 2008 in Prozent. Dabei ist

ersichtlich, dass es innerhalb Deutschlands sowohl zu einer (regionalen) Abnahme des MPE als auch zu einer Zunahme des MPE im Laufe der Jahre gekommen ist. Die Regionen mit einer Abnahme des MPE sind insbesondere im (Süd-) Osten zu finden, vor allem in Sachsen. In Teilen Nord-Mecklenburg-Vorpommerns sowie im Westen und Norden Deutschlands kann eine Zunahme des MPE beobachtet werden. Dies betrifft in erster Linie das Rheinland sowie Teile der südlichen Ostseeküste.

Die *Abbildungen 126 – 128* vergleichen ebenfalls für den März die erythemwirksame UV-Strahlung (Tagesdosis) in Deutschland. In der *Abbildung 126* ist das arithmetische Mittel der Jahre 1984 – 2003 abgebildet. Es zeigt sich ein relativ deutliches Nord-Südgefälle in der Strahlungsintensität (je weiter südlich, desto höher die Strahlung), was prinzipiell in entgegengesetzter Form auch für den Variationskoeffizienten (*Abbildung 127*) zutrifft. Ein erhöhter Variationskoeffizient ist insbesondere an der Küste (z.B. Sylt) und den Mittelgebirgen (z.B. Harz, Thüringer Wald) zu erkennen.



*Abbildung 126: Arithmetisches Mittel (1984 – 2003) der erythemwirksamen UV-Tagesdosis (J/m²) für den Monat März.*

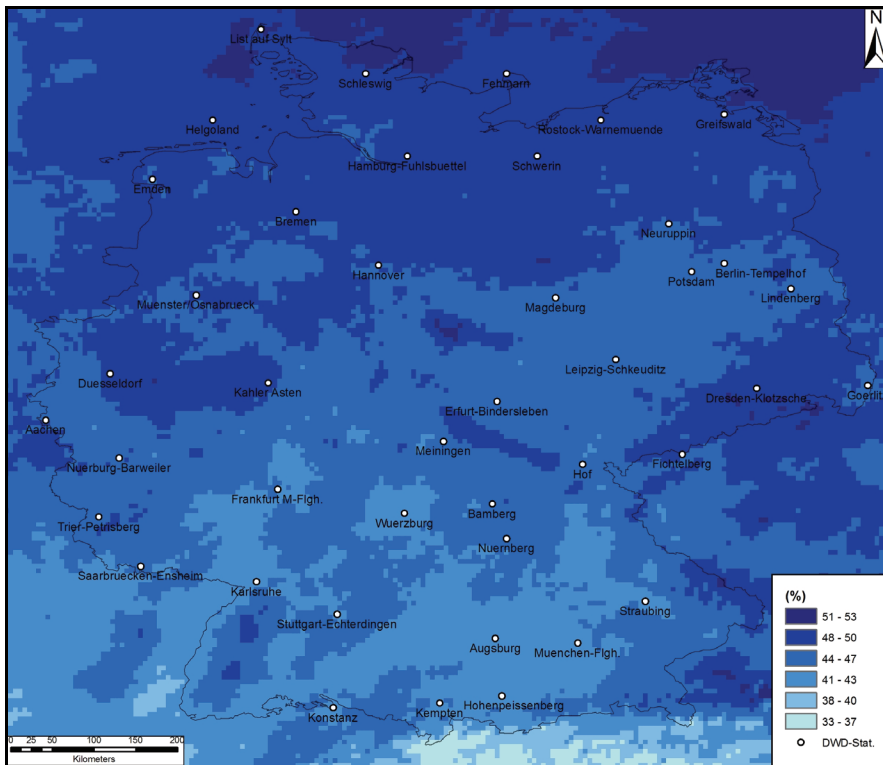


Abbildung 127: Arithmetisches Mittel (1984 – 2003) des Variationskoeffizienten der erythemwirksamen UV-Tagesdosis ( $J/m^2$ ) für den Monat März in %.

Von besonderer Bedeutung ist die Veränderung der erythemwirksamen UV-Tagesdosis. Die Veränderung dieser für den Monat März zeigt (Abbildung 128).

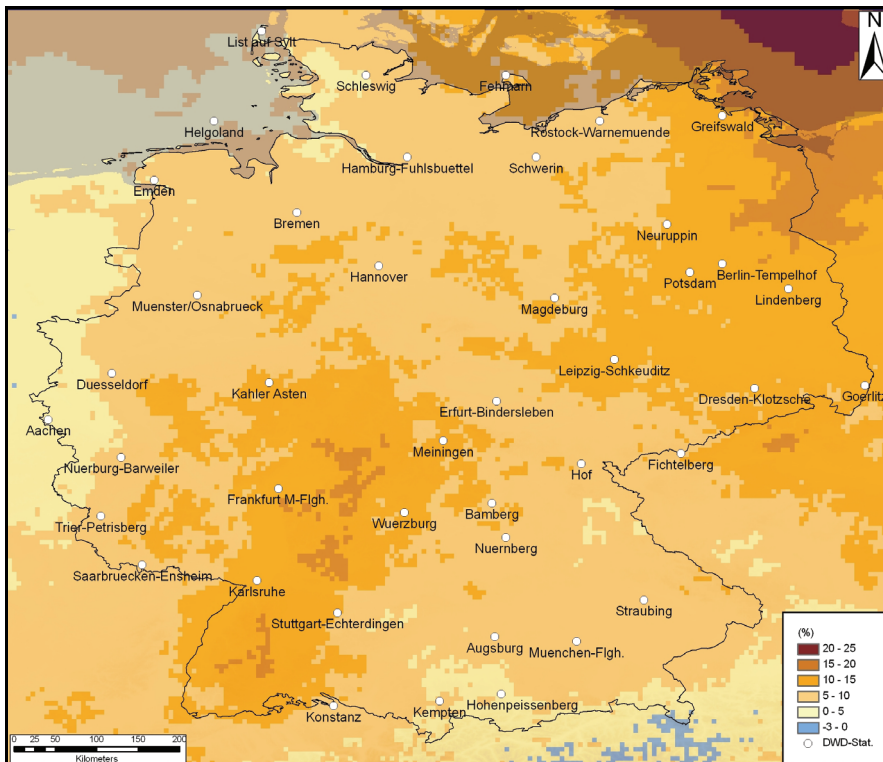


Abbildung 128: Trend (1984 – 2003) der erythemwirksamen UV-Tagesdosis für den Monat März in %.

In weiten Teilen Deutschlands ist eine teilweise deutliche Zunahme der Strahlung zwischen 1984 – 2003 eingetreten, die allerdings in Abhängigkeit von der Region unterschiedlich stark ausfällt. Insbesondere die Oberrheinebene, das Rhein-Maingebiet sowie Teile Nordostdeutschlands weisen eine zunehmende erythemwirksame UV-Tagesdosis zwischen 1984 – 2003 auf. Hingegen lassen sich für vereinzelte Bereiche an der Nordseeküste sowie Bayerns keine Veränderungen, bzw. eine geringe Abnahme der Strahlung feststellen.

Im Vergleich zum März liegt der MPE (auf die Fläche bezogen) für den Monat Mai ( $\bar{x} = 5,32$ ) (Abbildung 129) im Mittel etwa um Faktor 1 höher im Vergleich zum März ( $\bar{x} = 4,43$ ). Im Mai wird der höchste MPE (max. 5,58) im Berliner Raum erreicht, wobei gesamt Brandenburg zusammen mit Teilen Hessens und Baden-Württembergs im Mittel ähnlich hohe Werte aufweisen. Die Küstenregionen, insbesondere die Nordseeküste, zeigen zusammen mit Teilen Südost-Bayerns eher geringe Werte.

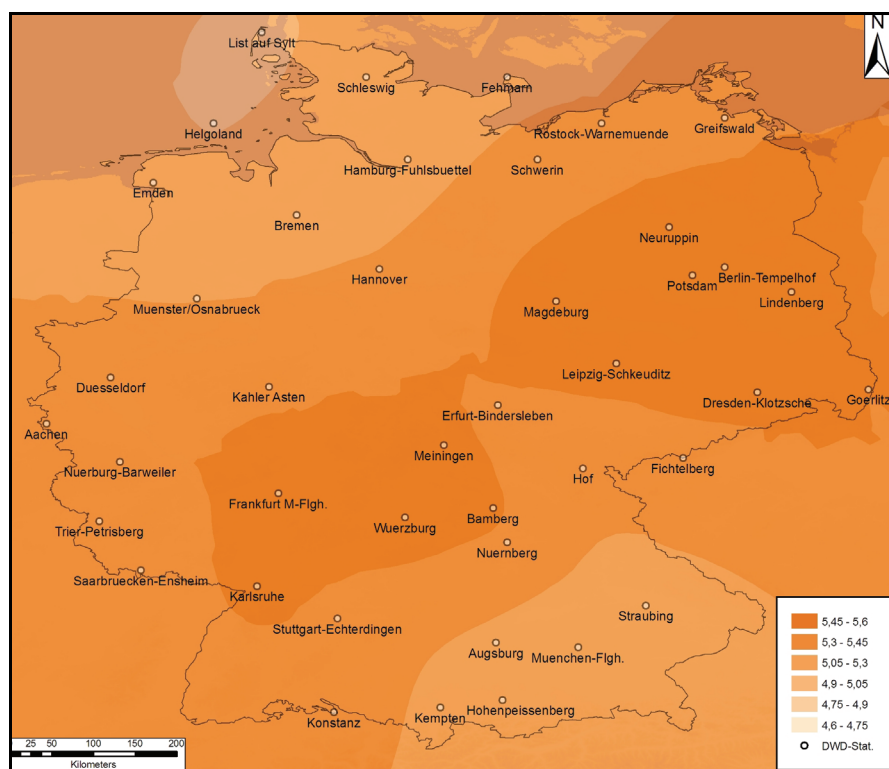


Abbildung 129: Arithmetisches Mittel (1961 – 2008) des MPE für den Monat Mai.

Wie schon im März lassen sich im Mai innerhalb Deutschlands sowohl Regionen mit einem positiven als auch Regionen mit einem negativen Trend finden. Dabei wird für weite Teile Deutschlands eine Zunahme von bis zu 6 % festgestellt. Einzig für Teile Sachsens ist eine leichte Abnahme des MPE zu beobachten (Abbildung 130).

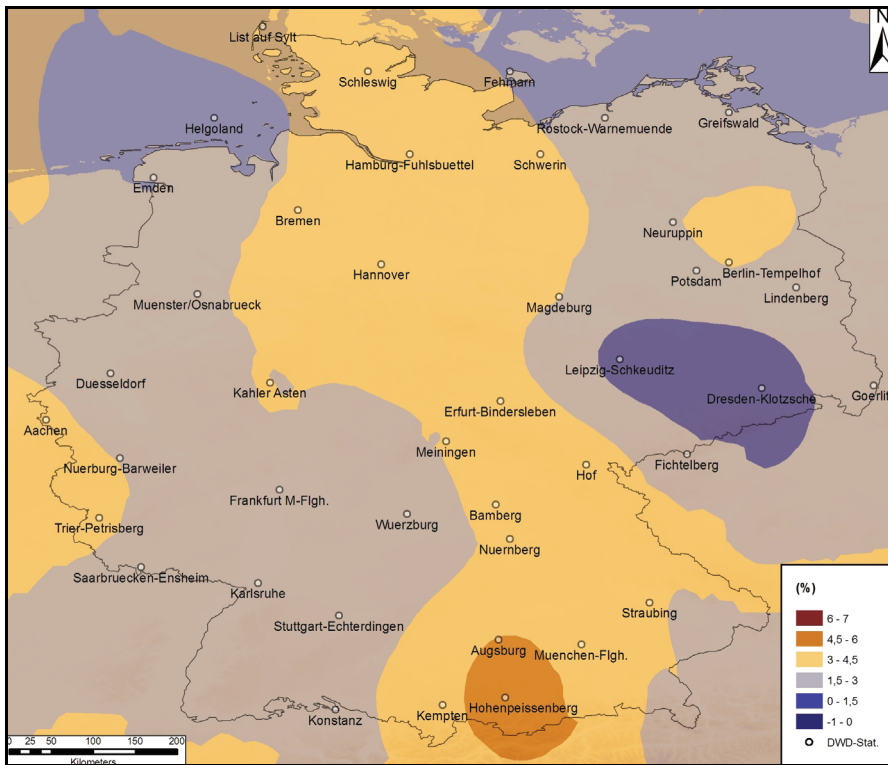


Abbildung 130: Trend (1961 – 2008) des MPE für den Monat Mai in %.

Die Abbildungen 131 und 132 zeigen die mittlere (1984 – 2003) erythemwirksame UV-Strahlung ( $J/m^2$ ) und deren Variationskoeffizienten für den Monat Mai in Deutschland.

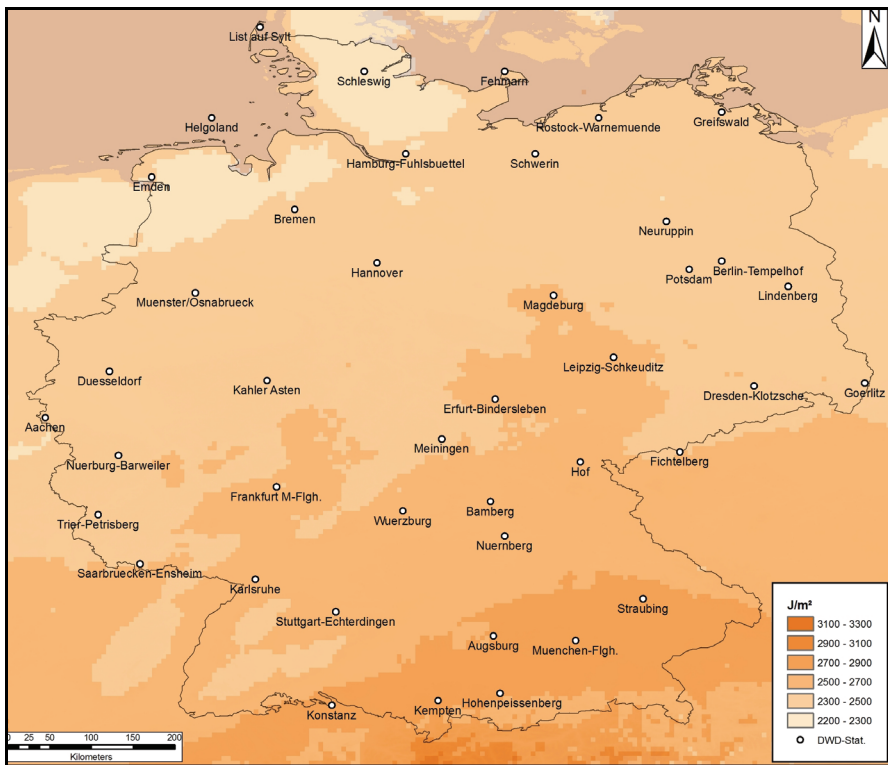
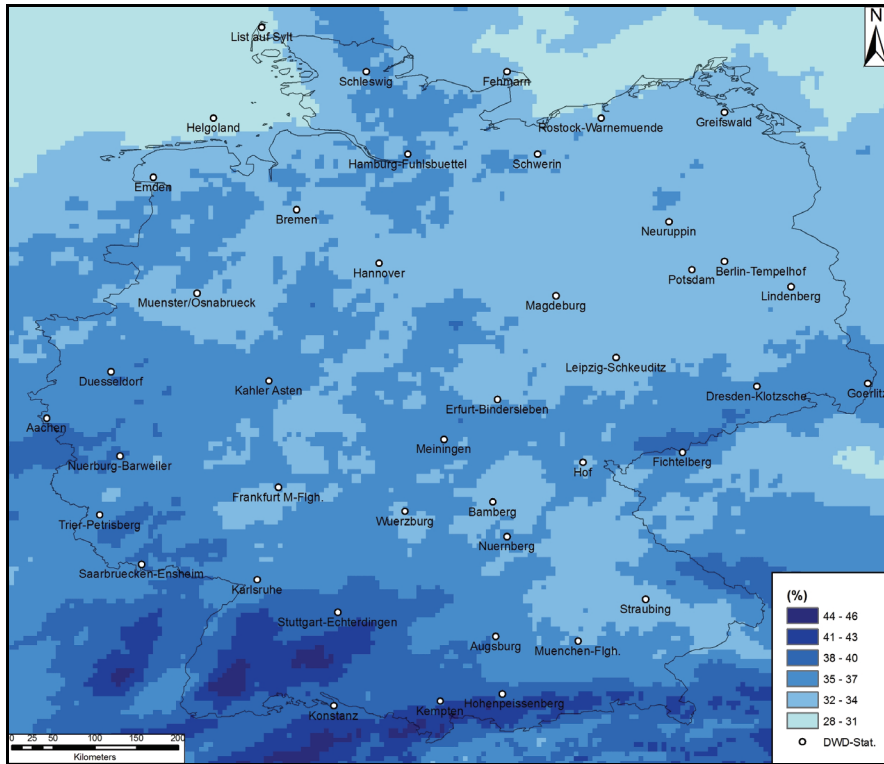


Abbildung 131: Arithmetisches Mittel (1984 – 2003) der erythemwirksamen UV-Tagesdosis ( $J/m^2$ ) für den Monat Mai.

Die bereits im März erkennbare Breitenabhängigkeit der erythemwirksamen UV-Tagesdosis zeigt sich auch im Mai, allerdings weniger deutlich ausgeprägt. Auffällig sind – im Vergleich zu Regionen gleicher geographischer Breite – die etwas höheren UV-Werte im Raum Magdeburg, Erfurt und Leipzig (*Abbildung 131*).



*Abbildung 132: Arithmetisches Mittel (1984 – 2003) des Variationskoeffizienten der erythemwirksamen UV-Tagesdosis ( $J/m^2$ ) für den Monat Mai in %.*

Gleiches lässt sich auch für den Großraum Frankfurt beobachten. Ebenfalls auffällig ist die scheinbar etwas höhere Intensität an einem schmalen Streifen der Nordseeküste und Elbe. Der stärkste Variationskoeffizient (*Abbildung 132*) im Mai ist in den Vogesen, Schwarzwald, Schwäbische Alb und den Alpen zu verzeichnen, wobei auch vereinzelt Regionen (z.B. in Sachsen) mit einem im Vergleich erhöhten Koeffizienten vorzufinden sind. Die größte Veränderung der UV-Strahlung lässt sich im südlichen Baden-Württemberg, kleinen Teilen Bayerns und dem südöstlichen Sachsen ausmachen (*Abbildung 133*). In einzelnen Bereichen Baden-Württembergs kam es im Zeitraum von 1984 – 2003 zu einer Zunahme der erythemwirksamen UV-Tagesdosis von bis zu 17 %, wobei dies eher die Ausnahme darstellt. Die Strahlungszunahme im Norddeutschen Raum fällt tendenziell geringer aus, vereinzelt ist keine Veränderung erkennbar bzw. kommt es zu einer Abnahme der Strahlung (z.B. Ostfriesland).



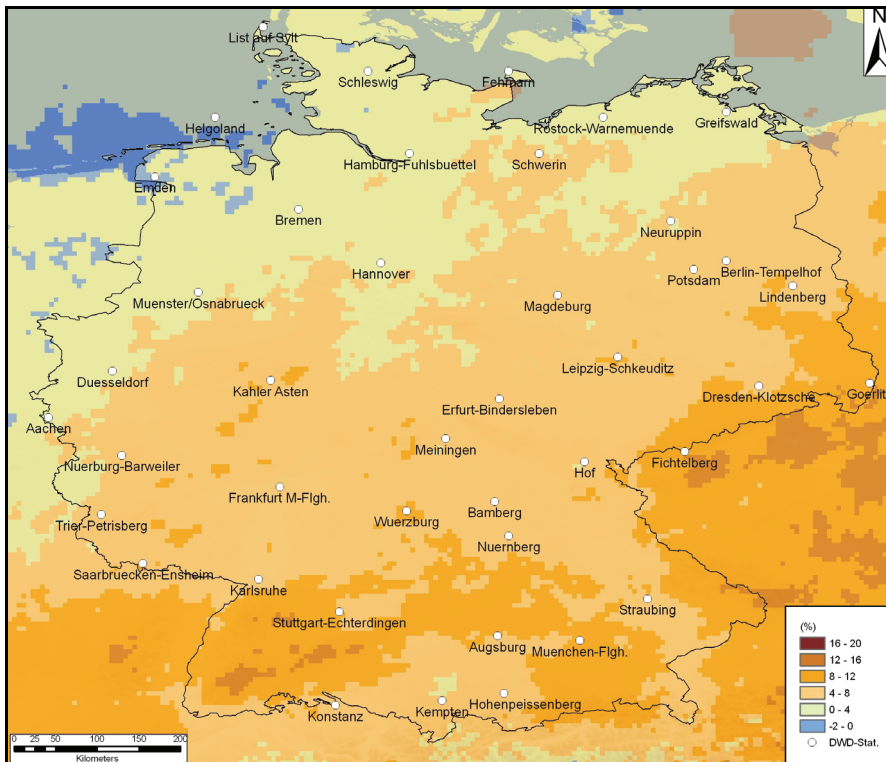


Abbildung 133: Trend (1984 – 2003) der erythemwirksamen UV-Tagesdosis ( $J/m^2$ ) für den Monat Mai in %.

Die Abbildung 134 zeigt das arithmetische Mittel des MPE im Juli. Der auf die Fläche bezogene mittlere MPE für den Monat Juli liegt bei  $\bar{x} = 5,43$  und unterscheidet sich von dem MPE für den Monat Mai ( $\bar{x} = 5,32$ ) auffallend wenig.

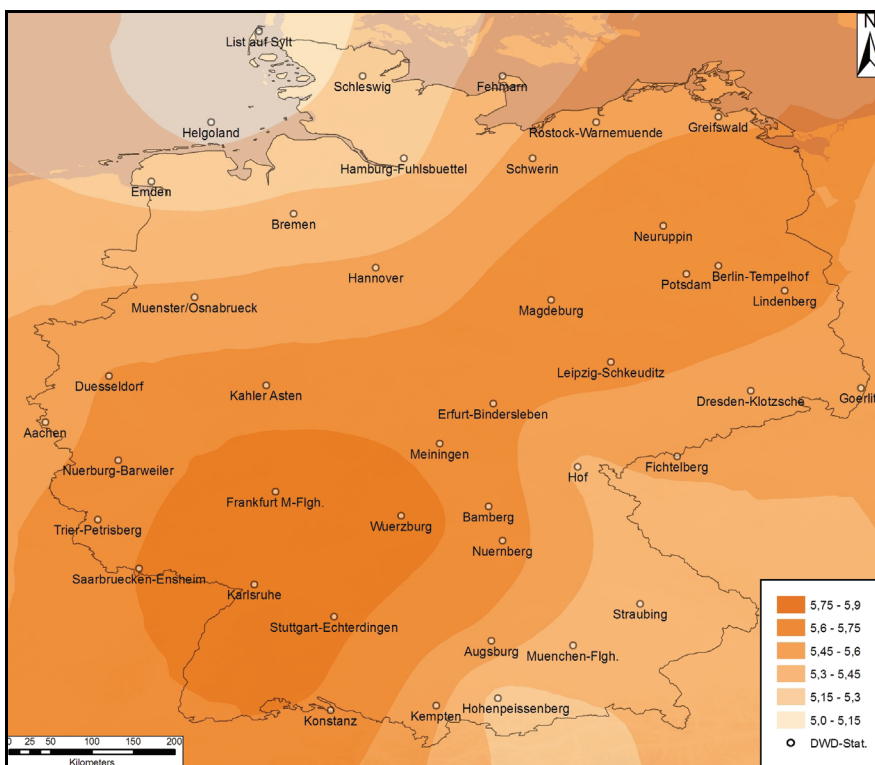
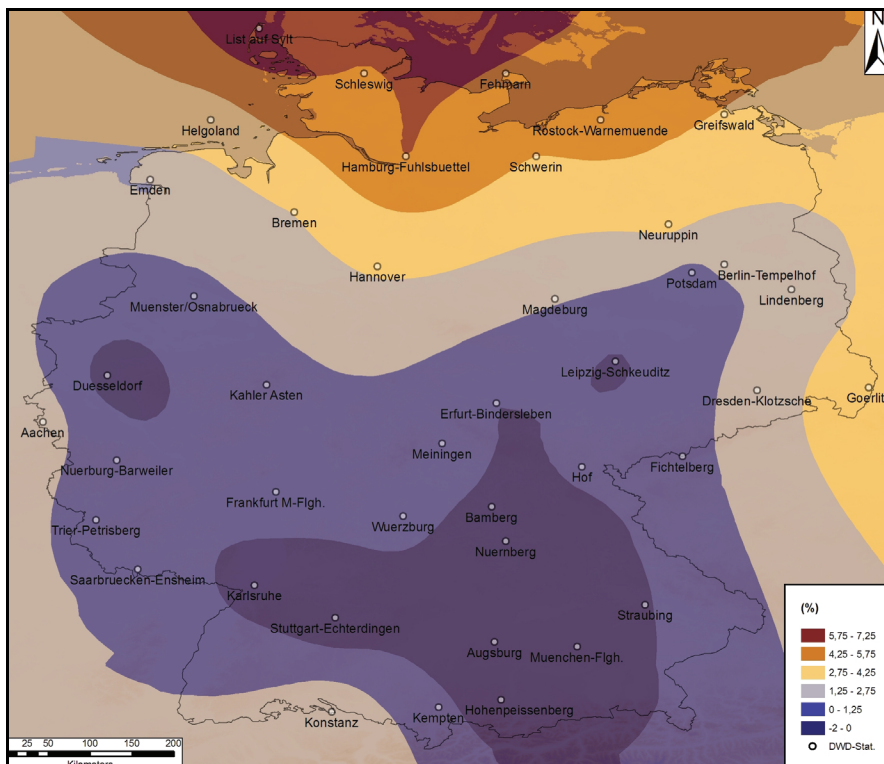


Abbildung 134: Arithmetisches Mittel (1984 – 2003) des MPE für den Monat Juli.

Maximale Werte von bis zu 5,8 werden im Juli im Rhein-Main Gebiet sowie im nördlichen Baden-Württemberg erreicht. Wie schon in den Monaten März und Mai lassen sich die geringsten MPE-Werte an den Küsten und im südöstlichen Bayern finden.

Das räumliche Muster des Trends zeigt eine Zunahme des MPE insbesondere in Norddeutschland sowie in Teilen Ostdeutschlands mit über 6 % während des Zeitraumes von 1961 – 2008. Im Gegensatz dazu kommt es zu einer Abnahme des MPE im Westen Nordrheinwestfalens und in Rheinland-Pfalz sowie in Bayern und Baden-Württemberg, was die *Abbildung 135* veranschaulicht.



*Abbildung 135: Trend (1984 – 2003) des MPE für den Monat Juli in %.*

Spitzenwerte der mittleren (Monatsmittel) erythemwirksamen UV-Tagesdosis zwischen 3200 – 3400 J/m<sup>2</sup> werden im Juli in Teilen Bayerns sowie am Bodensee vorgefunden (*Abbildung 136*).

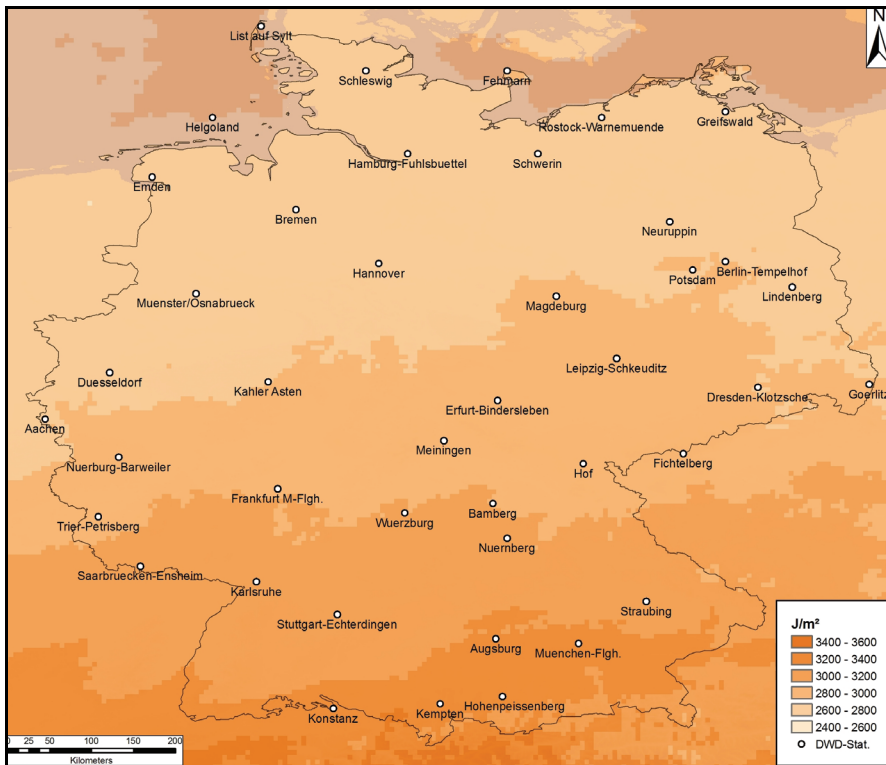


Abbildung 136: Arithmetisches Mittel (1984 – 2003) der erythemwirksamen UV-Tagesdosis ( $J/m^2$ ) für den Monat Juli.

Werte über  $3000 J/m^2$  kommen im Juli prinzipiell nur im Süden Deutschlands vor. In Schleswig-Holstein und Nordniedersachsen werden im Mittel maximal  $2800 J/m^2$  am Tag im Juli erreicht.

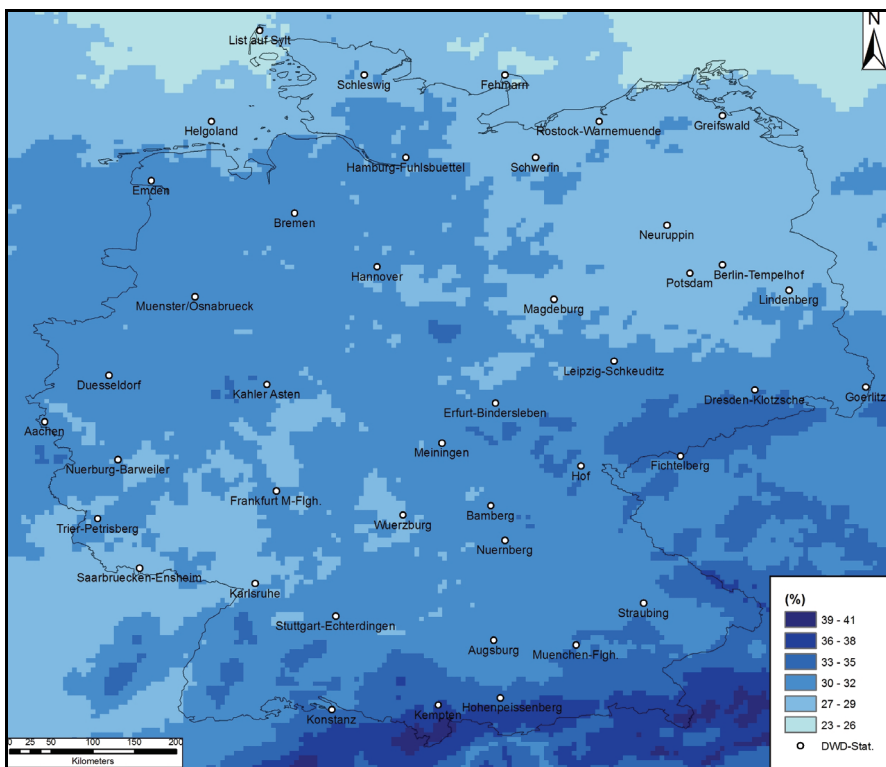
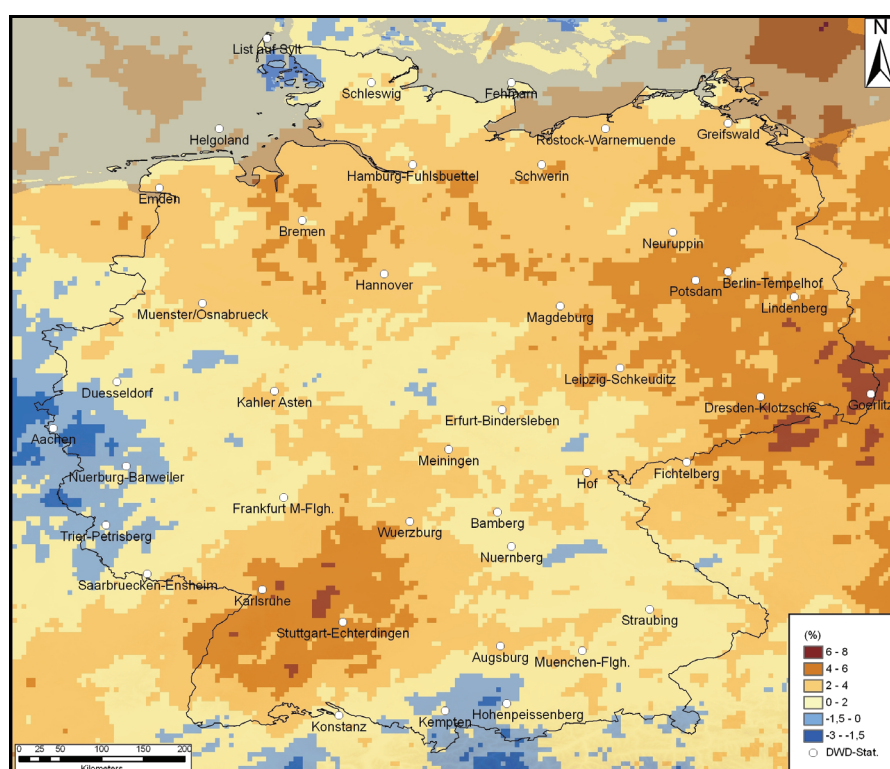


Abbildung 137: Arithmetisches Mittel (1984 – 2003) des Variationskoeffizienten der erythemwirksamen UV-Tagesdosis ( $J/m^2$ ) für den Monat Juli in %.

Den Variationskoeffizienten für den Monat Juli zeigt die *Abbildung 137*. Auffällig ist, dass der höchste Variationskoeffizient in den Alpen zu finden ist, der geringste an der Küste. Damit zeigt sich ein im Vergleich zum Monat März nahezu entgegengesetztes Muster, das jedoch auch schon im Mai zu erkennen war. Die größte Zunahme (1984 – 2003) der erythemwirksamen UV-Tagesdosis ist mit bis zu 8 % in Brandenburg und Sachsen (z.B. Görlitz) sowie im nördlichen Baden-Württemberg zu beobachten (*Abbildung 138*). Aber auch im nördlichen Niedersachsen ist eine Zunahme von bis zu 6 % zu verzeichnen. An der holsteinischen Nordseeküste, Teilen Nordrheinwestfalens, in Rheinland-Pfalz und im Süden Bayerns ist eine Abnahme der erythemwirksamen UV-Strahlung von maximal 3 % erkennbar.



*Abbildung 138: Trend (1984 – 2003) der erythemwirksamen UV-Tagesdosis ( $J/m^2$ ) für den Monat Juli in %.*

#### 5.4.2 Die Kartierung des natürlichen potentiellen Risikos von Hautkrebskrankungen

Um eine Aussage über die Veränderung des Hautkrebsrisikos in Deutschland machen zu können, reicht es nicht aus, nur die Veränderung der UV-Strahlung zu betrachten. Es müssen auch die expositionsbeeinflussenden Faktoren beachtet werden, die in den letzten Kapiteln dargestellt worden sind. Die beiden vorigen Kapitel zeigen sowohl die Veränderung des MPE als auch die der erythemwirksamen UV-Tagesdosis. Die Ergebnisse dienen hier dazu, das natürliche potentielle Hautkrebsrisiko, bzw. die

Veränderung dieses, in Deutschland zwischen 1984 – 2003 aufzuzeigen. Der Grundgedanke besteht darin, dass nur eine Zunahme des MPE (d.h. verbesserte Expositionsbedingung) zusammen mit einer Zunahme der UV-Strahlung auch eine Zunahme des Risikos in Abhängigkeit von der Region darstellt.

Zur Umsetzung ist jeweils für die Monate März, Mai und Juli eine Abfrage bzw. Syntax entwickelt worden, die in der *Abbildung 139* in Form eines Entscheidungsbaumes erläutert ist. Grundprinzip der Abfrage ist es, jeweils die Regionen erkenntlich zu machen, in denen sowohl der MPE als auch die erythemwirksame UV-Tagesdosis zu- bzw. abnimmt. Aufgrund der verfügbaren Daten bzw. ihrer Vergleichbarkeit kann für beide Parameter nur der Zeitraum von 1984 – 2003 betrachtet werden. Mittels des Entscheidungsbaumes konnte für jede Rasterzelle des jeweiligen Parameters überprüft werden, ob die Veränderung des MPE beispielsweise  $> 1,5 \%$  und gleichzeitig auch der Trend der UV-Strahlung  $> 12 \%$  ist. Bei Übereinstimmung beider Parameter wird der Rasterzelle eine entsprechende Klasse und Farbe zugewiesen.

Die Entscheidung, den Parametern nicht die gleichen Schwellenwerte in der jeweiligen Abfrage (UV vs. MPE) zu geben, beruht auf den unterschiedlichen Wertebereichen. So liegt die Veränderung des MPE in Abhängigkeit von der Region im März beispielsweise zwischen  $-1,5 \%$  und  $3 \%$ , der der UV-Strahlung zwischen  $-3 \%$  und  $20 \%$ . Die Schwellenwerte wurden so festgelegt, dass jeweils der gesamte Wertebereich durch möglichst gleich große Wertebereiche sinnvoll abgedeckt wird. Entscheidend bei der Abfrage ist, dass beide Parameter jeweils nur positiv oder nur negativ sein dürfen, um berücksichtigt zu werden.

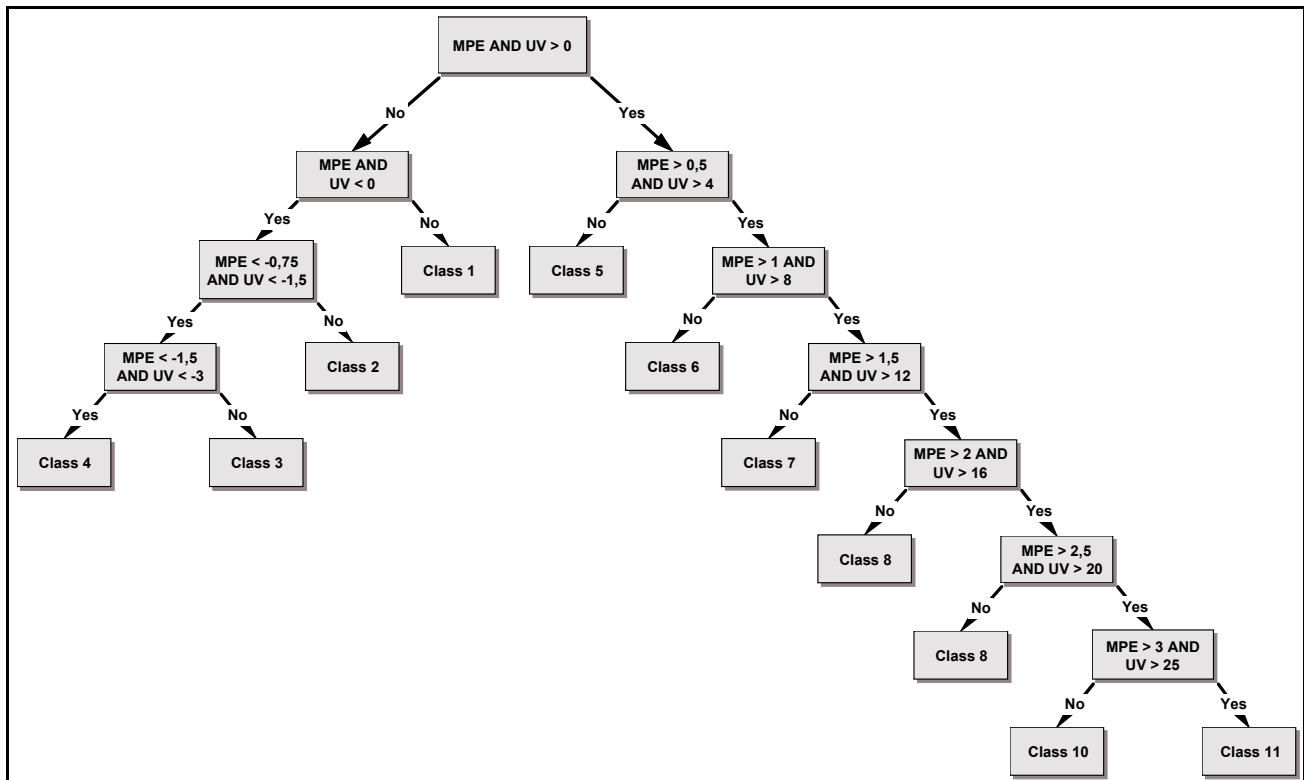


Abbildung 139: Entscheidungsbaum für die Risikokartierung für den Beispielmonat März.

Die *Abbildung 140* zeigt das Ergebnis der Abfrage für den Monat März. In der Legende sind die Schwellenwerte für den MPE und die UV-Strahlung erkennbar sowie die dazugehörige Klasse in Form einer Farbe. Die Regionen mit einer rötlichen Farbgebung zeigen die Bereiche, in denen sowohl der MPE als auch die erythemgewichtete UV-Strahlung zunehmen. Für den Raum um Hannover bedeutet dies beispielsweise eine Zunahme des MPE von 1 % – 1,5 % und der UV-Strahlung von 8 % – 12 % bezogen auf den Zeitraum 1984 – 2003. Die grau unterlegten Flächen markieren die Bereiche, in denen beispielsweise der MPE abnimmt (geringere Expositionswahrscheinlichkeit), die UV-Strahlung aber zunimmt (oder umgekehrt). Letztlich zeigen die grünen Flächen (hier südlich von München) die Bereiche, in denen sowohl der MPE als auch die UV-Strahlung abnehmen und damit auch das natürliche potentielle Hautkrebsrisiko im Beobachtungszeitraum prinzipiell abgenommen hat.

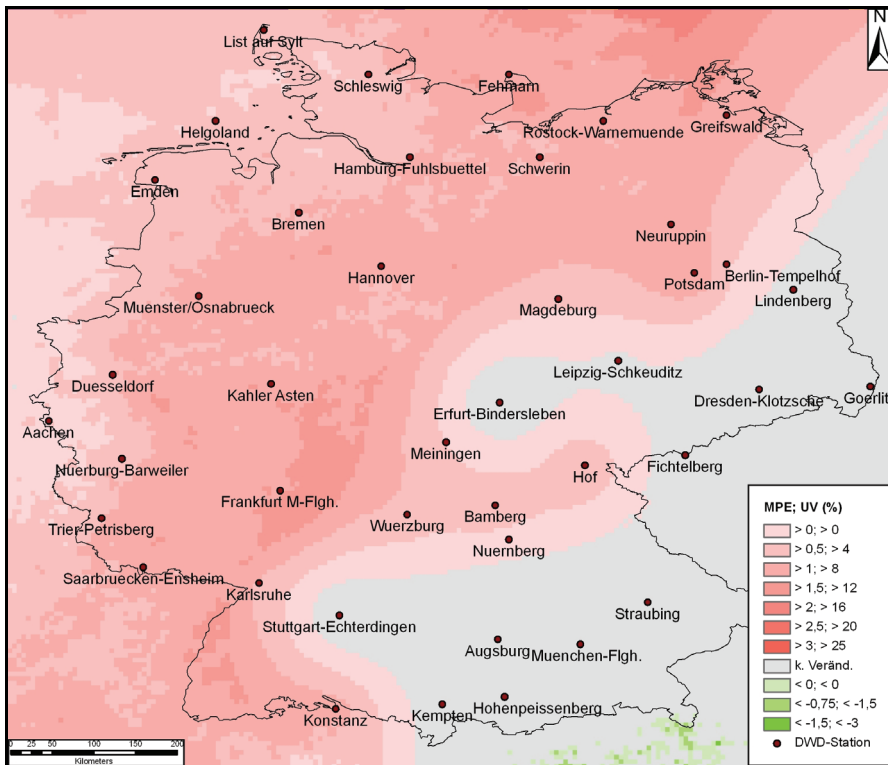


Abbildung 140: Veränderung (1984 – 2003) vom MPE und der erythemwirksamen UV-Tagesdosis im März (%).

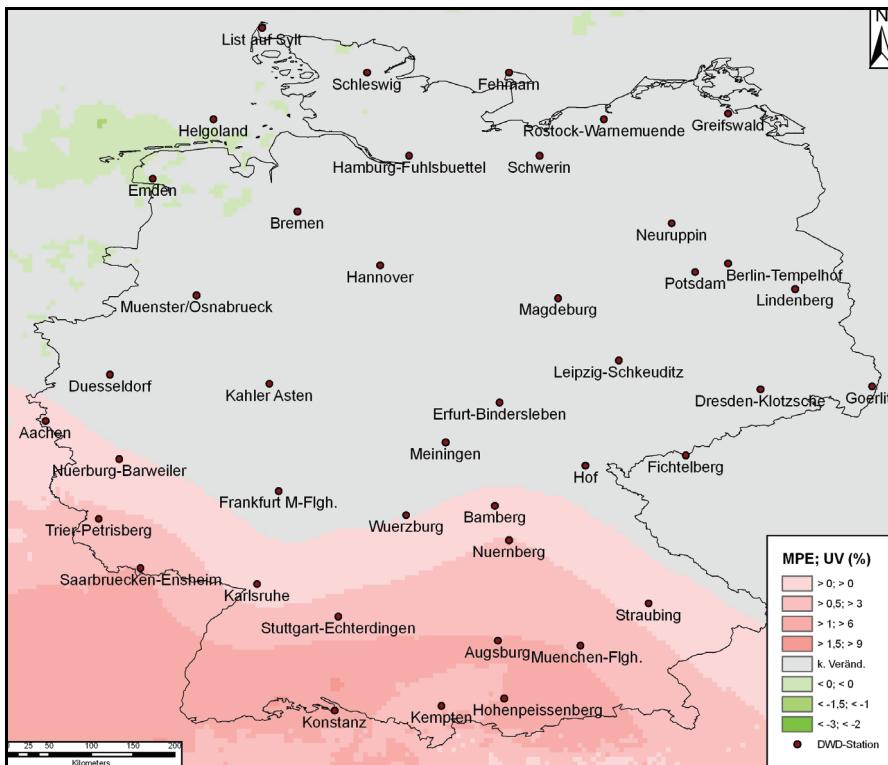


Abbildung 141: Veränderung (1984 – 2003) vom MPE und der erythemwirksamen UV-Tagesdosis im Mai (%).

Abbildung 141 zeigt die Veränderung des MPE und der erythemwirksamen UV-Tagesdosis für den Monat Mai in %. Dabei wird deutlich, dass für die meisten Bereiche in Deutschland ein Anstieg des MPE nicht gleichzeitig mit einer Zunahme der UV-Strahlung

auftritt. Nur im Süden, vor allem in Baden-Württemberg und Teilen Bayerns, können Regionen mit einer Zunahme des MPE und der UV-Strahlung ausgewiesen werden. Gegenteiliges, nämlich eine gleichzeitige Abnahme beider Parameter, ist bei den Ost- und Westfriesischen Inseln erkennbar. Die Regionen mit einem erhöhten natürlichen Hautkrebsrisiko im Juli betreffen in erster Linie den Norden Deutschlands, teilweise auch noch den Bodensee mit Umgebung (*Abbildung 142*). Im Norden kam es im Beobachtungszeitraum zu einem Anstieg des MPE von knapp über 2,5 % und der UV-Strahlung von etwas über 5 %. Ein entgegengesetzter Trend ist für das westliche Rheinland-Pfalz und Allgäu zu erkennen. Abnahmen von 4 % (MPE) und 2 % (UV-Strahlung) sind hier zu verzeichnen.

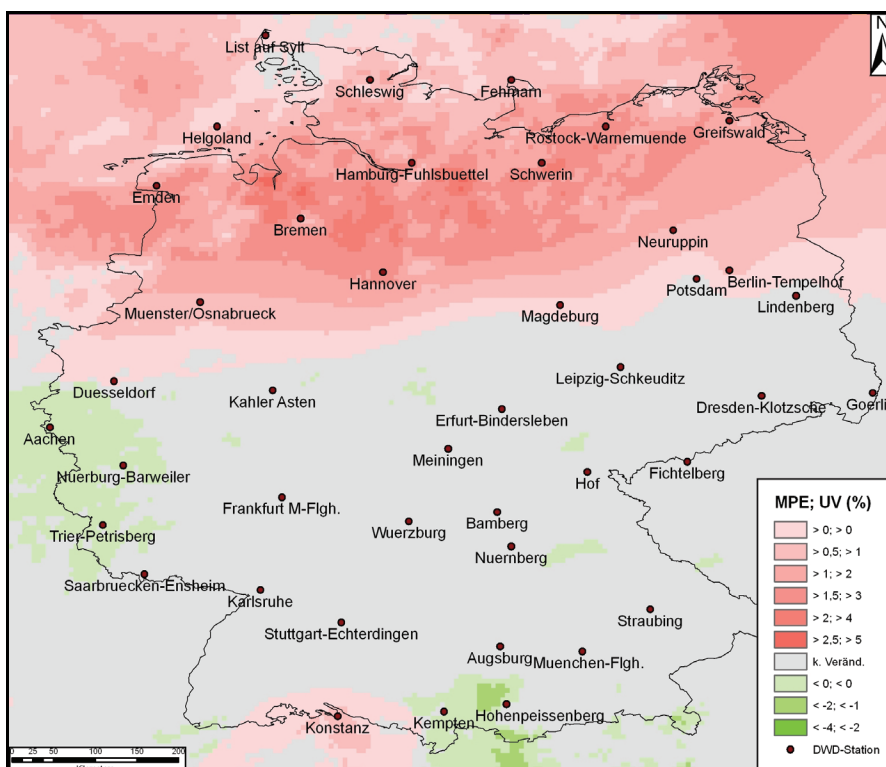


Abbildung 142: Veränderung (1984 – 2003) vom MPE und der erythemwirksamen UV-Tagesdosis im Juli (%).

### 5.4.3 Das Vorkommen und die Häufigkeit von Ozonniedrigereignissen und Ozonminilöchern am Beispiel Potsdam

Wie im Kapitel 2.5.1 deutlich wird, sind Ozonniedrigereignisse (LOEs) und Ozonminilöcher (OM) nicht zu vernachlässigen, wenn es um die Bewertung des Einflusses klimatischer Veränderungen auf Hautkrebskrankungen geht. Neben der langfristigen Veränderung von UV-Strahlung und meteorologischen Faktoren (ausgedrückt durch den MPE) sind solche Ereignisse für die kurzfristigen Schwankungen der UV-Strahlung – insbesondere im Frühjahr – mitverantwortlich. Im Folgenden wird das Auftreten von LOEs/OMs zwischen



1984 – 2003 gezeigt. Da für Potsdam die beste Datenlage (WOUDC-Daten) vorliegt, wurde Potsdam als Beispiel ausgewählt. So kann – räumlich eingeschränkt – dennoch eine Aussage zur zeitlichen Häufigkeitsverteilung gemacht werden. Anhand eines Beispielles, wird zudem ein LOE hinsichtlich seiner Entstehung und Auswirkung auf die erythemwirksame UV-Tagesdosis näher betrachtet.

Wie in Kapitel 2.5.1 erwähnt, gibt es keine einheitliche Definition bzw. Schwellenwert, ab dem ein geringer Ozonwert als Ozonniedrigereignis bzw. als Ozonminiloch gilt. Zum Aufzeigen der Häufigkeiten wurden hier 275 DU für ein LOE und 220 DU für ein OM als Schwellenwerte festgelegt. Die 275 DU für die LOEs basieren auf dem 5 %-Perzentil des Februarmittels zwischen 1984 – 2003; die 220 DU für die OMs auf BOJKOV und BALIS (2001).

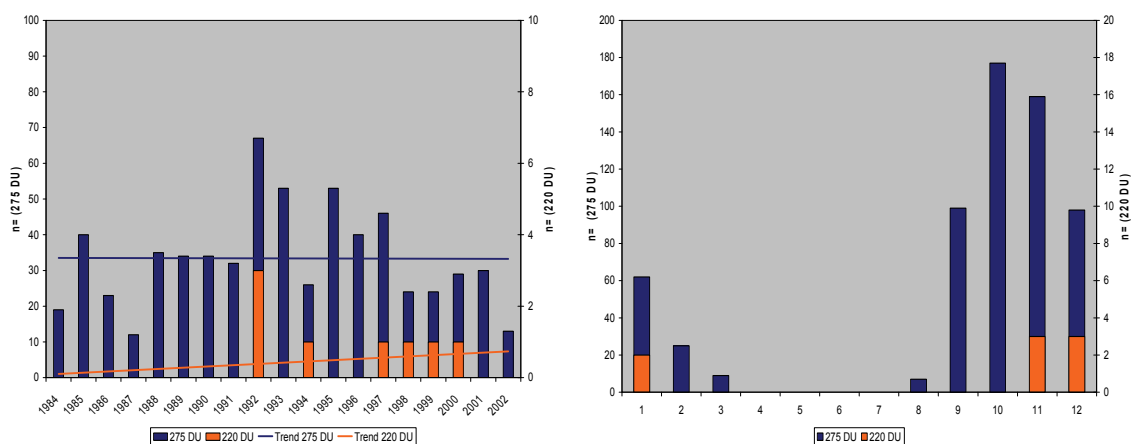
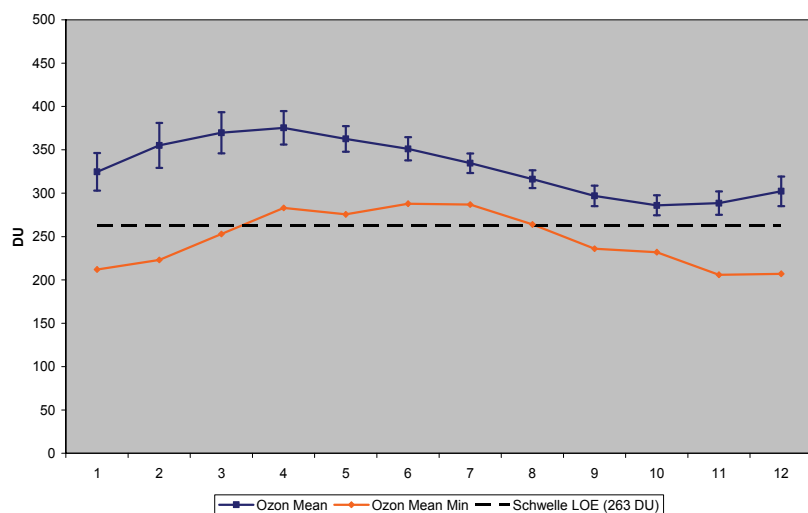


Abbildung 143: Häufigkeitsverteilung ( $\Sigma$ ) von Ozonniedrigereignissen im Beobachtungszeitraum (1984 – 2003) nach Jahren (links) und Monaten (rechts).

Es zeigt sich in der *Abbildung 143* (links), dass in allen Jahren Ozonniedrigereignisse (LOEs) unabhängig vom Monat aufgetreten sind (durchschnittlich 32 pro Jahr). Ozonminilöcher sind deutlich seltener in Erscheinung getreten und beziehen sich auf die Jahre 1992, 1994 und 1997-2000. In der *Abbildung* ist auf die unterschiedliche Skalierung beider Y-Achsen zu achten. Das Jahr 1992 kann mit 67 LOEs und 3 OMs als das Jahr mit der höchsten Häufigkeit beider Ereignisse im Beobachtungszeitraum angesehen werden. Um eine eventuelle Veränderung der Häufigkeit im Beobachtungszeitraum aufzuzeigen, wurde eine Trendlinie eingefügt. Für das Auftreten von LOEs zeigt sich keine Veränderung. Bei der Häufigkeit der OMs ist eine Zunahme zu verzeichnen, die allerdings sehr gering ausfällt. Die *Abbildung 143* (links) gibt Auskunft über die Anzahl aller Ereignisse im Jahr, allerdings wurde bereits in Kapitel 2.5 erwähnt, dass das Auftreten dieser Ereignisse stark von der Jahreszeit abhängt. Das rechte Blockdiagramm in *Abbildung 143* zeigt dies deutlich, da nur in den Monaten August bis März LOEs oder OMs

in Potsdam zwischen 1984 – 2003 aufgetreten sind. Bei den LOEs ist der Oktober der Monat mit der größten Häufigkeit ( $\bar{x} = 9$  pro Monat). Die OMs treten im Dezember am häufigsten auf, doch ist die Anzahl mit  $\bar{x} = 1,2$  gering. Grundsätzlich zeigt sich aber, dass der Winter und das Frühjahr die Jahreszeiten sind, in denen LOEs und OMs am häufigsten in Erscheinung treten. Zur Verdeutlichung kann die *Abbildung 144* beitragen. In ihr ist der Verlauf der Ozonkonzentration mit Standardabweichung nach Monaten, sowie das Mittel des Ozonminimums und die LOE-Schwelle (5 %-Perzentil) für Potsdam zu erkennen.

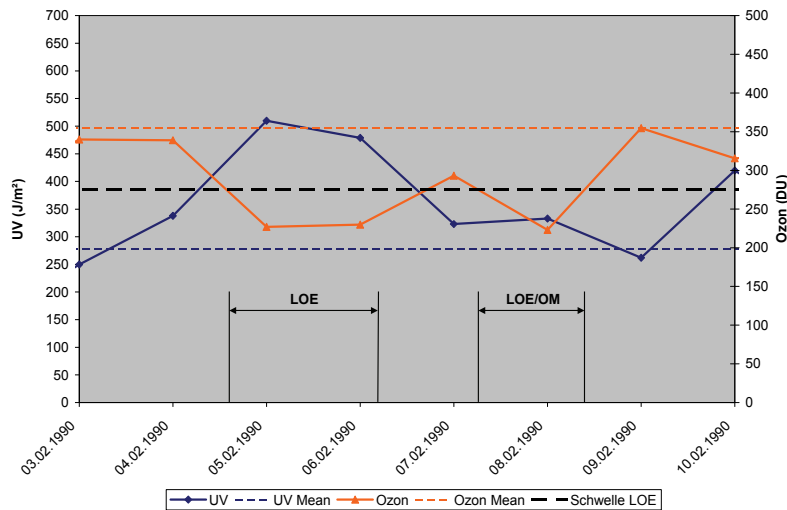


*Abbildung 144: Jahresverlauf der mittleren Ozonkonzentration mit Standardabweichung sowie das mittlere Ozonminimum mit LOE-Schwelle (1984 – 2003) für Potsdam.*

Zu beachten ist, dass die LOE-Schwelle bei 263 DU festgelegt worden ist, da in diesem Falle alle Monate des Jahres gezeigt werden und sich das 5 %-Perzentil auf das gesamte Jahr der Ozonkonzentration und nicht – wie in *Abbildung 143* – nur auf den Februar bezieht. In der *Abbildung 144* ist ersichtlich, dass die höchsten Ozonkonzentrationen in den Monaten Februar, März und April vorkommen. Die hohen Konzentrationen lassen sich auf die Dynamik bzw. meridionalen Transportprozesse der Atmosphäre (äquatoriale Breiten) zurückführen, die im Frühjahr (Nordhemisphäre) verstärkt auftreten (*siehe Abbildung 21*). Entsprechend dieser Dynamik ist auch die Standardabweichung im Januar ( $\sigma = 43,5$  DU), Februar ( $\sigma = 51,8$  DU) und März ( $\sigma = 47,5$ ) am stärksten. Im Vergleich dazu liegt diese im August bei  $\sigma = 20,4$  DU. Es zeigt sich auch, dass das mittlere Minimum (1984 – 2003) in Potsdam von September bis März unter dem LOE-Schwellenwert (263 DU) liegt, und es somit relativ häufig zur Ausbildung eines LOE kommen kann.

An dieser Stelle muss erwähnt werden, dass das Auftreten eines LOEs oder OMs nicht automatisch zur Erhöhung der UV-Strahlung führt, denn der Einfluss der Bewölkung, aber auch der der Aerosole, hat einen ganz entscheidenden Einfluss auf die

Strahlungserhöhung durch LOEs bzw. OMs. So ist eine erhöhte UV-Strahlung am Boden in erster Linie nur dann zu erwarten, wenn der Wolkenmodifikationsfaktor ( $\mu$ ) (siehe Kapitel 2.6.2.1) entsprechend hoch ist, und die Aerosol Optische Dicke (AOD) (siehe Kapitel 3.1.2.3) die Strahlung nicht zu sehr dämpft. Der Zusammenhang zwischen einer geringen Ozonkonzentration (LOE), der UV-Strahlung und der Wetterlage wird anhand eines Beispiels aus dem Februar 1990 verdeutlicht. Zur Veranschaulichung dient das Diagramm (*Abbildung 145*) sowie der Anhang.



*Abbildung 145: Verlauf und Monatsmittel (1984 – 1990) der Ozonkonzentration und der erythemwirksamen UV-Strahlung vom 03.02.1990 – 10.02.1990 in Potsdam.*

Die *Abbildung 145* zeigt den Verlauf der Ozonkonzentration und der erythemwirksamen UV-Strahlung (Tagesdosis) vom 03.02.1990 – 10.02.1990. Zu beachten sind die unterschiedlichen Skalierungen ( $\text{J/m}^2$ ; DU) der Y-Achse. Es zeigt sich am 04.02. ein Abfall der Ozonkonzentration von 399,0 DU auf einen Wert von 227,1 DU am 05.02. Einhergehend damit nimmt die Intensität der UV-Strahlung (erythemwirksame Tagesdosis) zu und steigt von 338  $\text{J/m}^2$  auf 510  $\text{J/m}^2$ . Damit liegt sie deutlich über dem Monatsmittel von 277  $\text{J/m}^2$ . Am 06.02. kommt es zu einer leichten Zunahme der Ozonkonzentration und damit zu einem Rückgang der UV-Strahlung, bevor die Ozonkonzentration am 08.02. nochmals von 293,3 DU auf 223,1 DU abfällt. Somit kann bei der ersten und zweiten Abnahme (05. – 06.02.) der Ozonkonzentration von einem LOE gesprochen werden, wobei die Ozonwerte am 08.02. nahe an der Grenze eines OMs von BOJKOV und BALIS (2001) liegen. Interessant ist, dass die UV-Strahlung nur beim ersten LOE deutlich ansteigt, nicht aber beim LOE am 08.02. Die Ursache ist in der Bewölkung zu suchen, denn bereits am 07.02. trat eine Verdichtung der Bewölkung ein, die weitestgehend die Auswirkungen des OM gedämpft hat. Der Verlauf dieses Beispiels wird gut im Anhang (a – c) dokumentiert. Der Anhang zeigt zum einen die erythemwirksame Tagesdosis (jeweils

linkes Bild) und die Ozonkonzentration (jeweils rechtes Bild) der Nordhemisphäre. Zu erkennen ist, dass sich über (Mittel-) Europa ozonarme Luftmassen befinden (05.02. – 08.02.), die sich in Richtung Osten bewegen. Ersichtlich ist auch die am 05.02. (c) und 06.02. (d) in Potsdam erhöhte UV-Strahlung. Die Differenz des 05.02. zum Februarmittel des Jahres 1990 ist dem Bild i zu entnehmen. Dabei wird die stark erhöhte UV-Strahlung in Mitteleuropa deutlich. Am 07.02. und 08.02. tritt wieder ein Rückgang der Strahlung ein. Die Abnahme ist am 07.08. vermutlich auf den wieder etwas erhöhten Ozongehalt, am 08.02. auf den ansteigenden Bedeckungsgrad zurückzuführen. Den Einfluss der Bewölkung zeigt besonders gut das Bild f.

#### **5.4.4 Fazit: Die Gegenüberstellung von MPE, UV-Strahlung und LOE**

Im Kapitel 5.4 wurde der in Kapitel 5.3 vorgestellte MPE und die erythemwirksame UV-Tagesdosis unter räumlicher und zeitlicher Veränderung betrachtet. Für den MPE lässt sich für alle Vergleichsmonate in etwa dasselbe Muster feststellen. Dabei weisen in erster Linie der Süden bzw. Südwesten Deutschlands aber auch Teile Ostdeutschlands die höchsten Werte des MPE auf. Für den Süden Deutschlands ist dies vor allem auf die – im Vergleich zum Norden – erhöhte Temperatur (PET) zurückzuführen. Im Osten ist vermutlich weniger die Temperatur, sondern eher der im Mittel etwas geringere Niederschlag für den leicht erhöhten MPE verantwortlich. Betrachtet man die Monate hinsichtlich des MPE (deutschlandweites Mittel) wird deutlich, dass sich insbesondere der März (4,43) vom Mai (5,32) unterscheidet. Vergleicht man den Mai mit dem Juli (5,43) so ist die Differenz weniger groß. Dies lässt darauf schließen, dass der März tendenziell am wenigsten „expositionsfreundlich“ ist, hingegen Mai und Juli eine nahezu ähnliche Expositionswahrscheinlichkeit aufweisen. Die Tatsache, dass der Juli aufgrund seiner geringen Niederschläge und seines auch eher geringeren Bedeckungsgrad keinen höheren MPE aufweist (im Vergleich zum Mai), ist mit den Maximaltemperaturen zu begründen, die eine Expositionswahrscheinlichkeit wieder geringer werden lassen. Für die Monate März und Juli zeigt sich ein Anstieg des MPE mit einer tendenziellen Zunahme im Norden und einer Abnahme des Index im Süden. Dabei fällt die Zunahme des Index im Juli (max. 7,25 %) stärker aus als noch im März (max. 3 %). Die Abnahme ist in beiden Monaten in etwa gleich. Im Vergleich dazu sieht das Veränderungsmuster im Mai etwas anders aus, denn im Mai ist flächendeckend keine Abnahme zu verzeichnen sondern nur eine Zunahme des MPE mit Schwerpunkt im südlichen Bayern (max. 6 %). Aufgrund der Tatsache, dass es sich beim MPE um einen Index handelt, in dem auch die PET als

zusammengesetzte Größe vorhanden ist, lässt sich die Veränderung nicht im Einzelnen auf die Temperatur oder andere meteorologische Parameter zurückführen. Dennoch lässt das Ergebnis die Vermutung zu, dass sich der MPE aufgrund klimatischer Veränderungen im Rahmen des Klimawandels verändert, da die allgemeine Veränderung von Lufttemperatur und Niederschlag in das Ergebnis des MPE passen. Eine Aussage zur Bewölkung fällt aufgrund des Wichtungsfaktors schwer, zumal das Kapitel 5.2.2.2 zeigt, dass die Veränderung des Bedeckungsgrades verhältnismäßig gering ausfällt.

Neben dem MPE wurde die erythemwirksame UV-Tagesdosis – ebenfalls für die Monate März, Mai und Juli – diskutiert. In allen Monaten zeigte sich ein deutliches Nord-Südgefälle in der UV-Strahlungsintensität. Diese Breitengradabhängigkeit der UV-Strahlung zeigte sich auf größerer Skala bereits in Kapitel 5.1 und ist in erster Linie mit der unterschiedlich starken Einstrahlung durch die Sonne zu begründen. Erst danach werden kleinräumige Faktoren, wie etwa Bewölkung, Aerosole, etc. von Bedeutung sein. Entsprechend der Jahreszeit bzw. des Sonnenstandes ist die Strahlungsdosis im Juli am höchsten. Es zeigt sich im Vergleich zum März jedoch auch hier eine geringe Differenz der erythemwirksamen UV-Tagesdosis zwischen Mai und Juli. Neben der jahreszeitlich bedingt geringeren Strahlungsenergie (Tageslänge) im März kann eine weitere Ursache im Bedeckungsgrad liegen. Vergleicht man den Bedeckungsgrad der Monate untereinander, so zeigt sich, dass der Unterschied des Bedeckungsgrades zwischen Mai (5,38) und Juli (5,26) niedriger ausfällt als zwischen März (5,78) und Mai. Entsprechend des höheren Bedeckungsgrades im März ist auch die Einstrahlung weniger intensiv. Die stärkste Veränderung bzw. Zunahme der UV-Strahlung (1984 – 2003) ist tendenziell im März zu registrieren, wobei auch im Mai vereinzelt Regionen mit einer Zunahme der erythemwirksamen Strahlungsdosis zwischen 12 % und 16 % auftreten. Im Juli ist eine maximale Zunahme von bis zu 8 % im Raum Görlitz und Stuttgart zu verzeichnen. Unter räumlichen Gesichtspunkten zeigt sich eine flächendeckende Zunahme der UV-Strahlung, die allerdings von vereinzelt Regionen gekennzeichnet ist, in denen keine Strahlungsveränderung (z.B. Teile der Nordseeküste) bzw. eine Strahlungsabnahme zu erkennen ist. Auffallend ist der südwestdeutsche- und der Ostseeraum, da hier in allen Monaten vergleichsweise hohe Zunahmen der erythemwirksamen UV-Tagesdosis vorliegen. Die exakte Ursache für die Zunahme der UV-Strahlung kann an dieser Stelle nicht beantwortet werden, da unter anderem der Beobachtungszeitraum (1984 – 2003) nicht lang genug ist, um eine exakte Aussage treffen zu können. Zudem ist zu berücksichtigen, dass es sich bei den Daten um rekonstruierte Daten mit einer gewissen Abweichung und einer Überlagerung mehrerer Faktoren (insbesondere durch die

Bewölkung hervorgerufen) handelt. Die Ausführungen haben allerdings gezeigt, dass es teilweise deutliche räumliche Unterschiede (unabhängig von Unsicherheiten) in der Veränderung der UV-Strahlung im Beobachtungszeitraum gibt. Gleiches hat sich auch bei der Veränderung des MPE gezeigt, so dass die Frage nach einer gemeinsamen Veränderung aufgetreten ist. Wie bereits erwähnt, ist dies ein wichtiger Aspekt bei der Frage, ob der Klimawandel die Häufigkeit von Hautkrebskrankungen beeinflussen kann. Nach der Entwicklung eines einfachen Entscheidungsmodells wurden die Regionen selektiert, in denen es zu einer Zunahme/Abnahme des MPE und gleichzeitig der erythemwirksamen UV-Tagesdosis kommt. Damit können die Regionen Deutschlands identifiziert werden, in denen sich das natürliche potentielle Hautkrebsrisiko (ohne Berücksichtigung des menschlichen Verhaltens und auf Basis natürlicher Faktoren) am stärksten verändert hat (1984 – 2003). Eine Aussage zur absoluten Höhe des Hautkrebsrisikos ist aus den Kartierungen nicht abzuleiten, da die prozentuale Veränderung keine Aussage über die absolute Expositionswahrscheinlichkeit und UV-Intensität ermöglicht. Die Ausführungen haben aber verdeutlicht, dass unter Berücksichtigung des MPE und der UV-Intensität im März und vor allem im Juli die größte Zunahme des MPE und der UV-Strahlung im Norden vorhanden ist. Im Mai kann für den Süden Deutschlands eine Zunahme des natürlichen potentiellen Hautkrebsrisikos verzeichnet werden. Es zeigt sich aber auch, dass vor allem im Mai und Juli in weiten Teilen Deutschlands keine Veränderung, d.h. keine gemeinsame Zunahme des MPE und der UV-Strahlung zu erkennen ist. Regionen mit einer Abnahme des Risikos sind im Mai an der westlichen Nordseeküste und im Juli im Rheinland sowie im südlichen Bayern zu verzeichnen.

Die Untersuchungen zeigen die Veränderung des natürlichen potentiellen Hautkrebsrisikos unter der Berücksichtigung der veränderten UV-Strahlung und den strahlungsbeeinflussenden Faktoren in Form des MPE. Dabei macht die Kartierung deutlich, dass Regionen im Fokus stehen, die bei getrennter Betrachtung von UV-Strahlung und MPE weniger auffällig wären (z.B. Norddeutschland im Juli).

Neben der räumlichen Beschreibung und Veränderung des natürlichen potentiellen Hautkrebsrisikos wird zusätzlich noch die Häufigkeit und Verteilung von Ozonniedrigereignissen (LOEs) und Ozonminilöchern (OMs) aufgezeigt, denn nach REUDER et al. (2001) kann es kurzfristig durch Ereignisse dieser Art bis zu einer 40 %-gen Erhöhung der UV-Strahlung kommen. Die Ergebnisse der Untersuchung haben deutlich gemacht, dass LOEs und OMs in erster Linie in den Winter- und Frühjahrsmonaten (Potsdam) auftreten, was aber nicht bedeutet, dass solche Ereignisse nicht auch im Mai

oder Juni auftreten können. Beispielsweise wurde im März 1996 über Norddeutschland ein OM mit Werten von etwa 200 DU registriert (Bayerisches Landesamt für Umwelt, 2008). Das relativ häufige Auftreten von OMs im Winter ist auf den natürlichen Jahresgang des stratosphärischen Ozons zurückzuführen. LOEs oder OMs die im Frühjahr auftreten, lassen sich häufig mit der atmosphärischen Dynamik in Beziehung setzen, d.h. mit ozonarmen Luftmassen aus den Polarregionen oder äquatorialen Regionen. Am aufgeführten Beispiel Potsdam (Februar 1990) ist letzteres zutreffend, worauf auch die Abbildungen a – i im Anhang hinweisen. Dabei zeigt sich, dass die ozonarmen Luftmassen vermutlich aus den äquatorialen Bereichen stammen, und es sich um einen Streamer handelt. Dies wird dadurch gestützt, dass vom 03.02. – 08.02.1990 eine zyklonale Südwestlage (SWZ) über Europa herrschte, die ozonarme Luftmassen aus den niederen Breiten nach Europa transportiert haben könnte. Nach GERSTENGRABE und WERNER (2005) tritt die Wetterlage zudem am häufigsten im Januar/Februar auf, was die Vermutung stützen würde. Eine ganz genaue Deutung können aber nur weitere Untersuchungen zeigen, denn Voraussetzung für die These ist, dass die Luftmassen der Stratosphäre entstammen und nicht der unteren Troposphäre. Die Veränderung im Auftreten von LOEs und OMs fällt relativ gering aus, insbesondere für die LOEs. Um eine signifikante Aussage treffen zu können, müssten allerdings längere Beobachtungszeiträume ausgewertet werden. Entscheidend in den Ausführungen war neben der Häufigkeitsverteilung von LOEs und OMs auch der Einfluss der Bewölkung. Es hat sich zum Beispiel im Februar 1990 gezeigt, dass die Bewölkung letztlich die ausschlaggebende Größe für die Auswirkung von LOEs und OMs auf die Strahlungsintensität ist, was allerdings auch die Interpretation von Ozonschwankungen und Strahlungsveränderungen erschwert. Trotz dieser Ergebnisse muss erwähnt werden, dass die Untersuchung nur eine grobe Einschätzung zur regionalen Veränderung des Hautkrebsrisikos in Deutschland unter dem Klimawandel geben kann. Dies ist in erster Linie auf den relativ kurzen Beobachtungszeitraum mangels Datenverfügbarkeit sowie auf das nicht berücksichtigte Verhalten der Menschen zurückzuführen.

## **Kernaussagen: Die Gegenüberstellung von MPE und UV-Strahlung zur qualitativen Ableitung des natürlichen potentiellen Hautkrebsrisikos**

- Höchster MPE (monatsunabhängig) im Süden Deutschlands, (vor allem Südwesten) und Teilen Ostdeutschlands
- Große Differenz des MPE zwischen März und Mai
- Im Vergleich zum Mai kaum höherer MPE im Juli, was auf hohes Temperaturniveau im Juli zurückzuführen ist
- Zunahme des MPE insbesondere im Norden Deutschlands im März (max. 3 %) und Juli (max. 7,25 %)
- Höchste Intensität der erythemwirksamen Strahlung im Juli; nur wenig höhere Strahlungsintensität im Vergleich zum Mai
- Intensität der erythemwirksamen UV-Strahlung auf jahreszeitlich bedingte Sonnenintensität und Bedeckungsgrad zurückzuführen; Abnahme des Bedeckungsgrades zwischen März und Juli
- Deutlichste UV-Strahlungszunahme tendenziell im März und Mai zwischen max. 15 – 20 %; im Juli bis zu 8 % (1984 – 2003)
- Zunahme der erythemwirksamen UV-Tagesdosis flächendeckend; vereinzelte Regionen mit besonders hoher Zunahme (Südwestdeutschland, Ostdeutschland (März, Juli))
- Stärkste gemeinsame Zunahme der erythemwirksamen UV-Tagesdosis und des MPE im März und vor allem im Juli in Norddeutschland; hier das potentiell höchste natürliche Hautkrebsrisiko (1984 – 2003); im Mai besteht das höchste Risiko im Süden Deutschlands
- Abnahme des natürlichen potentiellen Hautkrebsrisikos in vereinzelt Regionen Ostfrieslands (Mai), im Rheinland und im südlichen Bayern (Juli)
- Vorkommen von LOEs und OMs vor allem in den Winter und Frühjahrsmonaten (Potsdam)
- Leichte Zunahme der LOE-Häufigkeit in Potsdam; keine Veränderung bei der OM-Häufigkeit (1984 – 2003)
- Überlagerung der UV-Strahlungsveränderung von LOEs und OMs durch die Bewölkung



## **6.0 Die Anpassung an den Klimawandel – Lösungsansätze in der Klimaforschung**

Aufgrund sich ständig verändernden Umweltbedingungen (z.B. Warm- und Kaltzeiten) musste sich der Mensch im Laufe der Evolution regelmäßig an die sich ändernden Klimabedingungen anpassen. Nur so war es für den ursprünglich aus den Tropen stammenden Homo sapiens möglich, alle Klimazonen und Landschaftsräume der Erde zu erschließen (vgl. REICHHOLF, 2007). Biologen, Anthropologen und Archäologen sehen nach BURTON et al. (2006) den Menschen als das anpassungsfähigste Wesen überhaupt an.

Die heutige Klimaforschung kann vereinfacht in drei Säulen gegliedert werden – Klimasystem-, Klimafolgen- und Klimaanpassungsforschung. Neben der Klimasystemforschung haben aufgrund des anthropogenen Klimawandels die Klimafolgen- und insbesondere die Klimaanpassungsforschung an Bedeutung gewonnen. Die Anpassung an den Klimawandel gilt neben der Vermeidung des Klimawandels (Verminderung von Emissionen) als bedeutendster Aspekt zur Bewältigung klimatischer Veränderungen. Die europäische Klimapolitik zielte lange Zeit nur auf die Vermeidungsstrategie ab. Jedoch mehrten sich Stimmen, neben der Vermeidungsstrategie auch verstärkt Anpassungsstrategien zu entwickeln. Im Dezember 2004 wurde auf einer Konferenz des EU Environment Council nochmals die Bedeutung von Anpassungsprozessen hervorgehoben, so dass im Folgenden – auch auf Empfehlung der European Environment Agency (EEA) – zahlreiche EU-Staaten begonnen haben, entsprechende Strategien zu entwickeln (EEA, 2005).

Wie im Eingangskapitel erläutert zielt diese Arbeit darauf ab, eine Risikoabschätzung im Bereich Hautkrebserkrankungen unter einem sich wandelnden Klima zu geben. Die Ergebnisse dienen der Erkenntniserweiterung für Entscheidungsprozesse (Decision Support) und dem Prozess des Capacity Buildings im Rahmen einer Anpassungsstrategie. Das folgende Kapitel zur Anpassung an den Klimawandel beschreibt – basierend auf den zuvor ausgearbeiteten Ergebnissen – modellhaft den möglichen Anpassungsprozess im Bereich Klimawandel und Hautkrebserkrankungen. Dazu werden zuvor wichtige Grundlagen zur Anpassung erläutert, und die grundsätzliche Entwicklung eines Anpassungsprozesses im Bereich Klimawandel und Gesundheit skizziert.

## 6.1 **Das Konzept der Anpassung**

Die Veränderung natürlicher und menschlicher Systeme als Reaktion auf tatsächliche oder erwartete klimatische und/oder klimabedingte Umweltveränderungen, die Schaden mindern oder günstige Gelegenheiten nutzen, wird nach AHLONSOU et al. (2001) als Anpassung an den Klimawandel definiert. Die Anpassungsmaßnahmen können dabei sehr vielfältig sein. FÜSSEL et al. (2006) unterscheiden zwischen der „autonomen“ und der „geplanten“ Anpassung. So ist beispielsweise der Aufbau eines nationalen Hitzewarnsystems eine geplante Anpassung, der ein Konzept/Monitoring zu Grunde liegt. Der spontane Kauf eines Ventilators im Sommer, der das Raumklima angenehmer machen soll, ist beispielsweise eine autonome Anpassung, da sie aus der Situation heraus (hohe Raumtemperaturen im Sommer) umgesetzt wird. Die geplante Anpassung lässt sich zusätzlich noch in die reaktive und die proaktive Anpassung gliedern. Die reaktive Anpassung erfolgt als Reaktion auf ein Ereignis (z.B. Einrichtung eines Hitzewarnsystems nach einer Hitzewelle). Die proaktive Anpassung greift (Extrem-) Ereignissen vor, da ein Warnsystem aufgebaut wird, ohne das bislang ein Extremereignis eingetreten ist. In diesem Zusammenhang sind zudem die Begriffe Anpassungskapazität und Anpassungsgrad zu definieren. Unter Anpassungskapazität wird nach ZEBISCH et al. (2005) die Fähigkeit verstanden, geplante (nicht spontane/autonome) Anpassungsmaßnahmen umzusetzen. So hat eine Region eine hohe Anpassungskapazität, wenn notwendiges Know-How, Ressourcen, politischer Willen, etc. vorhanden sind, ein Frühwarnsystem umzusetzen. Entsprechend wird das bestehende Ausmaß der Angepasstheit bzw. das Vorhandensein von Anpassungsmaßnahmen auch als Anpassungsgrad bezeichnet. Je nach Höhe des Anpassungsgrades ergibt sich die Vulnerabilität einer Region (Mensch-Umwelt-System), wobei hier weitere Faktoren (z.B. naturräumliche Bedingungen) eine Rolle spielen. Der Anpassungsgrad ist aber mit ausschlaggebend dafür, ob oder in welchem Maße Schäden eintreten bzw. wie vulnerabel die Region/System gegenüber dem Klimawandel ist. Wichtig ist, dass der Anpassungsgrad dynamisch betrachtet wird, denn eine Veränderung der Umwelt erfordert auch eine entsprechende Veränderung bzw. Überprüfung des Anpassungsgrades. Politik und Wissenschaft nehmen im Anpassungsprozess eine bedeutende Rolle ein, da sie zum einen die notwendigen Rahmenbedingungen, Ressourcen und anschließende Umsetzung (Politik) und zum anderen das Know-How und Wissen um das Mensch-Umwelt-System bereitstellen. Dieser Aspekt wird im Folgenden deutlich, wenn die Entwicklung eines Anpassungsprozesses am Beispiel Klimawandel und Gesundheit diskutiert wird.

## **6.2 Die Schritte zur Entwicklung eines Anpassungskonzeptes am Beispiel Gesundheit**

Zur Entwicklung einer Anpassungsstrategie ist grundsätzlich eine Bewertung der Vulnerabilität der Gesellschaft unter aktuellen sowie zukünftigen klimatisch veränderten Bedingungen notwendig (EBI et al., 2006). Die Bewertung der zukünftigen Vulnerabilität sollte unter epidemiologischen Gesichtspunkten erfolgen, die Bewertung gesundheitlicher Folgen sollte unter klimatischen und nichtklimatischen Faktoren geschehen und die auftretenden Unsicherheiten mit einbeziehen. In diesem Zusammenhang erfolgt ebenfalls eine Betrachtung unter gesundheitsökonomischen Gesichtspunkten, um eine Effizienzabschätzung möglicher Anpassungsstrategien vornehmen zu können. FÜSSEL et al. (2006) beschreiben die im Rahmen des cCASHh- Projektes (Climate Change and Adaptation Strategies for Human Health) entwickelten Schritte für eine Anpassungsstrategie, um klimainduzierte Gesundheitsrisiken zu minimieren. Im Folgenden werden diese modifiziert vorgestellt:

### **1. Umfang des Projektes festlegen**

Die Eingrenzung des Projektes ist hier in vielfältiger Sicht gemeint und bezieht sich sowohl auf die räumliche Begrenzung (Region) als auch auf zeitliche (Betrachtungszeitraum), inhaltliche (z.B. Gesundheitsrisiko) und organisatorische (z.B. vorhandene Ressourcen, beteiligte Einrichtungen) Aspekte.

### **2. Bewertung des Risikos**

In diesem Schritt werden auf Basis von Expertenurteilen und Fragestellungen seitens politischer Entscheidungsträger die klimabedingten Gesundheitsbeeinträchtigungen der entsprechenden Region untersucht und bewertet. Dabei sind auch mögliche erst zu erwartende Risiken zu berücksichtigen.

### **3. Prüfung aller eventuell bestehenden Anpassungsmaßnahmen**

Hier werden die bereits vorhandenen Maßnahmen und Einrichtungen zur Reduktion eines spezifischen Gesundheitsrisikos überprüft sowie in ihrer Effektivität bewertet.

#### 4. Analyse des zukünftigen Risikos

Hier wird das zu erwartende Gesundheitsrisiko unter klimatisch veränderten Bedingungen einer raumzeitlichen Analyse unterzogen. Des Weiteren werden in diesem Schritt auch nicht-klimatische Faktoren mit einbezogen, wie beispielsweise die Demographie oder sozioökonomische Faktoren der Region.

#### 5. Evaluierung des zukünftigen Risikos

Gemäß den Kriterien aus Schritt 1 und den Ergebnissen aus Schritt 5 wird das zukünftige Risiko unter Berücksichtigung von Unsicherheiten und Eintrittswahrscheinlichkeiten evaluiert. Dabei können beispielsweise Risikogruppen (z.B. ältere Menschen) oder besondere gesellschaftliche Auswirkungen identifiziert werden.

#### 6. Identifizierung und Evaluierung von Anpassungsmöglichkeiten

Die Identifizierung und Evaluierung von Anpassungsmöglichkeiten unter der Berücksichtigung von Effizienz, Machbarkeit und Akzeptanz für die Gesellschaft erfolgt hier. In diesem Zusammenhang ist die Entwicklung einer Kommunikationsstrategie von besonderer Bedeutung, da ein Frühwarnsystem seine Wirkung verfehlt, wenn die Warnungen von der Bevölkerung nicht wahrgenommen werden.

#### 7. Prioritätensetzung von Anpassungsoptionen

Hinsichtlich der Dringlichkeit der Umsetzung wird in diesem Schritt die Umsetzung möglicher Anpassungsstrategien vollzogen. Dies sollte unter Rücksprache mit Gesundheitsexperten und Entscheidungsträgern aus der Politik geschehen. Bei der Prioritätensetzung ist zwischen reaktiven und proaktiven Anpassungsmaßnahmen abzuwägen, d.h. Maßnahmen, die auf bereits vorhandene Risiken oder zukünftige Risiken abzielen.

#### 8. Umsetzung der Anpassungsstrategie und Evaluierung der Effektivität

Ein wichtiger – in der Umsetzung aber auch schwieriger Bestandteil in einer Anpassungsstrategie – ist die Evaluierung (analog zu zuvor definierten Evaluationskriterien) der Effektivität der Strategie. Eine Möglichkeit zur Evaluierung ist die Gegenüberstellung von Anpassungskosten und gesicherten Werten bzw. Leben. Es können aber auch Parameter wie Arbeitsunfähigkeitstage, DALY's (Disability-Adjusted Life Years) oder VSL (Value of Statistical Life) herangezogen werden.

Zu erwähnen ist, dass keine Methode alleine dazu geeignet ist, um den Einfluss des Klimawandels auf die Gesundheit abzuschätzen und entsprechende Anpassungsmöglichkeiten herzuleiten. Nach MENNE und EBI (2006) werden Lösungsansätze häufig als top-down- oder bottom-up-Strategie charakterisiert. Erstere beginnt mit dem Verständnis des Systems als solches, um dann aus dessen Veränderung (Klimawandel) entsprechende Auswirkungen ableiten zu können. Bottom-up Lösungsansätze quantifizieren aktuelle Risiken in dem System, welche dann benutzt werden, um die Zukunftsszenarien im Klimawandel herzuleiten. Unabhängig vom Ansatz sind die Anpassungsstrategien in starkem Maße von externen Gegebenheiten abhängig, was bei der Entwicklung einer Strategie zu berücksichtigen ist. Beispielsweise ist es ein erheblicher Unterschied, ob eine Anpassungsstrategie für eine Industrienation oder für ein „Entwicklungsland“ entwickelt wird, da die wesentlichen Rahmenbedingungen (z.B. Infrastruktur) völlig verschieden sein können. Zudem ist entscheidend, auf welches Risiko das Anpassungskonzept abzielt. Ein Konzept zur Anpassung an die Borreliose unterscheidet sich beispielsweise von einem Konzept, das auf die Leishmaniose abzielt, obwohl beide Erkrankungen zu den vektorübertragenden Erkrankungen gehören. MAHRENHOLZ (2008) stellt nochmals in den Vordergrund, dass nicht nur klimatische Bedingungen eine Rolle spielen, sondern oftmals auch Landnutzungsaspekte, andere ökologische, sozioökonomische und Verhaltenskomponenten. Insbesondere das menschliche Verhalten ist von Bedeutung, wie in dieser Arbeit gezeigt wurde.

So bleibt festzuhalten, dass es sich bei der Entwicklung einer Anpassungsstrategie an den Klimawandel je nach Risiko um einen ganz individuellen Prozess handelt. Trotz dessen spielen Unsicherheiten im Entscheidungsprozess eine bedeutende Rolle, insbesondere dann, wenn es um die Argumentationsbasis bei politischen Entscheidungsträgern geht. Dabei dürfen Unsicherheiten in der Risikoprognose bei Entscheidungsträgern nicht dazu führen, dass generelle Risiko in Frage zu stellen und abzuwarten.

Diesbezüglich wurde bereits 1992 in den Klimarahmenkonventionen der Vereinten Nationen (UNFCCC, 1992) zum Klimawandel in Art. 3.3 festgehalten:

*„The Parties should take precautionary measures to anticipate, prevent or minimize the causes of climate change and mitigate its adverse effects. Where there are threats of serious or irreversible damage, lack of full scientific certainty should not be used as a reason for postponing such measures ...”*

Dass bereits 1992 auf die Problematik hingewiesen wurde (d.h. lange vor der Diskussion um Anpassungsstrategien), unterstreicht die Bedeutung der Thematik. Der Umgang mit solchen Unsicherheiten verlangt flexible und (nach-) justierbare Anpassungsmaßnahmen, die die Bandbreite der Unsicherheiten mit einkalkulieren und entsprechend angepasst werden können. Ein Beispiel kann hier die Bildung von Rücklagen bei Versicherungen sein. So sollte wenn möglich, mit dem Worst-Case-Szenario und nicht mit dem Best-Case-Szenario gerechnet werden.

### **Die Deutsche Anpassungsstrategie an den Klimawandel (DAS)**

Bevor ein Anpassungskonzept für den Bereich Klimawandel und Hautkrebserkrankungen vorgestellt wird, wird in einem kurzen Überblick die Deutsche Anpassungsstrategie an den Klimawandel vorgestellt (DAS). Es wird die Entwicklung einer nationalen Anpassungsstrategie verdeutlicht und am Beispiel „Gesundheit“ aufgezeigt, wie eine Anpassungsstrategie prinzipiell aussehen kann. Im Folgenden werden die wesentlichen Auszüge aus dem Bericht zusammengefasst und diskutiert.

Steigt die durch den anthropogenen Treibhauseffekt beeinflusste Temperatur nicht mehr als etwa 2 °C, wird davon ausgegangen, dass die Folgen des Klimawandels durch frühzeitige und geeignete Anpassungsmaßnahmen gedämpft bzw. minimiert werden können. Die Verminderung von Treibhausgasemissionen ist dabei ein zentraler Aspekt, der mit einer Anpassungsstrategie einhergehen muss.

Im Klimaschutzprogramm der Bundesregierung wurde im Jahr 2005 ein Konzept einer Deutschen Anpassungsstrategie (DAS) angekündigt, die am 17. Dezember 2008 vom Bundeskabinett verabschiedet worden ist. Damit ist die Deutsche Anpassungsstrategie an den Klimawandel – neben dem bereits bestehenden Klimaschutzprogramm – die zweite Säule in der deutschen Klimapolitik. Die Anpassungsstrategie kommt damit auch der Verpflichtung aus Artikel 4 der Klimarahmenkonventionen der Vereinten Nationen (UNFCCC, 1992) nach, nationale bzw. regionale Programme zu erarbeiten, die eine entsprechende Anpassung an den Klimawandel erleichtern.

Das langfristige Ziel der DAS ist die Verminderung der Verletzlichkeit (Vulnerabilität) bzw. der Erhalt und die Steigerung der Anpassungsfähigkeit natürlicher, gesellschaftlicher und ökonomischer Systeme an die unvermeidbaren Auswirkungen des Klimawandels (DIE BUNDESREGIERUNG, 2008). Zu den Aufgaben der DAS zählen:

- eventuelle langfristige Folgen für Deutschland benennen,
- Gefahren und Risiken erkennen und vermitteln,

- Bewusstsein schaffen und Akteure sensibilisieren,
- Entscheidungsgrundlagen bereit stellen,
- Handlungsmöglichkeiten aufzeigen,
- Verantwortungen abstimmen und Maßnahmen formulieren.

Dazu soll schrittweise der Handlungsbedarf benannt, und gemeinsam mit den zuständigen Akteuren entsprechende Anpassungsmaßnahmen entwickelt und umgesetzt werden. Hierzu wurde im September 2008 in Leipzig ein erstes Symposium durchgeführt, auf dem über potentielle Risiken diskutiert worden ist, und Möglichkeiten der Anpassung aufgezeigt worden sind. Die Ergebnisse des Symposiums sind in die Deutsche Anpassungsstrategie an den Klimawandel eingeflossen. Bis zum Frühjahr 2011 wird seitens der Bundesregierung ein Aktionsplan zur Anpassung an den Klimawandel veröffentlicht, der die Umsetzung der Anpassungsstrategie forciert.

Die zu entwickelnden Anpassungsstrategien beziehen sich auf 14 Themenbereiche. Neben der menschlichen Gesundheit sind dies beispielsweise Land-, Finanz-, Energie-, Wald- und Forstwirtschaft. Die menschliche Gesundheit wird untergliedert in übertragbare Krankheiten (z.B. Borreliose, FSME), nichtübertragbare Krankheiten (z.B. Herz-Kreislaufkrankungen, Allergien), Aufklärung und Gesundheitsvorsorge sowie Verknüpfung der Gesundheitsvorsorge mit anderen Bereichen. Entsprechend der einzelnen Themen werden Vorschläge oder Empfehlungen zur Entwicklung einer Anpassungsstrategie geäußert. Inhaltlich wurden die Vorschläge und Empfehlungen zuvor auf dem DAS-Symposium in Leipzig entwickelt. So wurden beispielsweise Defizite bei den Aufklärungs- und Versorgungsmöglichkeiten angesprochen, die auf noch unzureichendes Wissen und fehlende Informationen über die Zusammenhänge bei den direkten und indirekten Auswirkungen des Klimawandels auf die Gesundheit auftreten. Als Vorschlag wurde angeregt, dass Bund und Länder eine zielorientierte, sachgerechte Aufklärung der Bevölkerung, einzelner Risikogruppen sowie Multiplikatoren (Personal in Medizin und Katastrophenschutz) als wichtige Anpassungsmaßnahme fördern sollen. So soll ein gesundheitspolitisches Konzept ausgearbeitet werden, welches beispielsweise Empfehlungen zur Prävention von Hitzeschäden sowie Handlungsvorschläge zur gesundheitsbezogenen Bewältigung von Wetterextremen bereithält.

Als nächster Schritt im Anpassungsprozess wird die Bundesregierung in Zusammenarbeit mit den Bundesländern den bereits erwähnten Aktionsplan „Anpassung“ dem Deutschen Bundestag und Bundesrat bis März 2011 zuleiten.

Der Aktionsplan enthält auf Basis aktueller Klimainformationen:

- Grundsätze und Kriterien für die Identifizierung und Priorisierung von Handlungserfordernissen
- Priorisierung von Maßnahmen des Bundes
- Überblick über konkrete Maßnahmen anderer Akteure
- Aussagen zur Finanzierung
- Vorschläge für eine Erfolgskontrolle
- Weiterentwicklung der Deutschen Anpassungsstrategie
- Benennung der nächsten Schritte

Zur Konkretisierung der Deutschen Anpassungsstrategie sind dazu eine Reihe von Maßnahmen und Initiativen vorgesehen. Dazu gehören beispielsweise:

- Bewusstseinsbildung und Information
- Verbesserung der Wissensbasis
- Verbesserung der Qualität des Klimawissens
- Klimafolgen- und Vulnerabilitätsermittlung (z.B. das Klima-Biomonitoringkonzept der Bundesländer)
- ökonomische Aspekte des Klimawandels
- regionale und sektorale Anpassungsforschung
- Instrumente der Entscheidungsunterstützung
- Ermittlung und Erfolgskontrolle von Anpassungsmaßnahmen

Begleitet wird der Anpassungsprozess von Einrichtungen wie dem Kompetenzzentrum Klimafolgen und Anpassung (KomPass) oder auch dem Climate Service Center (CSC) der Helmholtz-Gemeinschaft Deutscher Forschungszentren. KomPass wurde vom Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit (BMU) am Umweltbundesamt (UBA) eingerichtet. Das Kompetenzzentrum hat die Aufgabe, die Erarbeitung der nationalen Anpassungsstrategie fachlich und politisch zu unterstützen. Dabei besteht ein wesentlicher Teil darin, Fachwissen zu regionalen Klimaänderungen, Klimafolgen und Anpassungen aufzubereiten und dieses an Entscheidungsträger aus Politik, Wirtschaft, Verwaltung und Öffentlichkeit zu vermitteln. Das CSC zielt in seiner Aufgabe im Wesentlichen auf eine Netzwerk- und Koordinierungsfunktion im Bereich



Auswertung und Aufbereitung von Klimaszenarien- und Modelldaten sowie deren Diffusion in Form geeigneter Datenprodukten und Beratungsdienstleistungen. Dabei sollen sich das CSC, KomPass und andere Bundeseinrichtungen, wie der Deutsche Wetterdienst, gegenseitig unterstützen.

### **6.3 Der Klimawandel und Hautkrebserkrankungen – Skizzierung einer möglichen Anpassungsstrategie für Deutschland**

Die bisherigen Ausführungen haben gezeigt, dass der Einfluss des Klimawandels auf die Häufigkeit von Hautkrebserkrankungen sehr vielfältig und komplex ist. Stratosphärisches Ozon, Bewölkung und Aerosole als die UV-strahlungsbeeinflussenden Faktoren, der MPE als Expositionsfaktor sowie komplizierte Verhaltensmuster des Menschen machen eine schnelle Entscheidung hinsichtlich möglicher Anpassungsstrategien nur bedingt möglich. Dennoch tragen die Ergebnisse zur Bewertung des Hautkrebsrisikos und den möglicherweise daraus resultierenden Anpassungs- und Entscheidungsprozessen in Deutschland bei. So ist deutlich geworden, dass für Hautkrebserkrankungen – beispielsweise im Vergleich zu den thermisch bedingten kardiovaskulären Erkrankungen – grundlegende Unterschiede bestehen, die in der Entwicklung einer Anpassungsstrategie berücksichtigt werden müssen. Eine hohe Vulnerabilität bei Hitzeereignissen ergibt sich in erster Linie durch die Altersstruktur der Gesellschaft, denn insbesondere ältere Menschen sind von extremer Hitze betroffen. Hinzu kommen noch Säuglinge und Kleinkinder oder kranke Menschen. Soziale Isolation oder Behinderungen, die die Mobilität einschränken, sind weitere verschärfende Faktoren (VON WICHERT, 2008). In einer Studie von SEMENZA et al. (1996) wurden die 700 Todesfälle aufgrund einer Hitzewelle im Jahre 1996 in Chicago untersucht. Dabei zeigte sich, dass das Risikoverhältnis (odds-ratio) für bettlägerige Personen (meist Ältere) verglichen mit nichtbettlägerigen bei 5,5 und für solche, die sich nicht versorgen konnten, bei 4,1 lag. Bei denjenigen, die das Haus nicht verlassen konnten, wurde ein Wert von 6,7 ermittelt. Ein wesentlicher Aspekt hierbei ist, dass die oftmals zuvor schon geschwächten Personen zu wenig Wasser zu sich nehmen und die dadurch bedingten Folgeerscheinungen zum Tode führen können. So zeigt sich zusammenfassend, dass bei den hitzebedingten Erkrankungen die maximale Temperatur, das Alter und die körperliche Verfassung sowie die generelle Versorgung und das Verhalten der Patienten eine wesentliche Rolle spielen. Zudem liegen das Risiko (Hitzewelle) und die potentiellen Folgen (z.B. Hitzeschlag, Herzversagen) räumlich und zeitlich direkt beieinander. Entsprechend muss eine Anpassungsstrategie darauf

ausgerichtet sein – neben den Präventionsmaßnahmen (Aufklärung, Beobachtung/Versorgung potentieller „Opfer“) und einem Warnsystem – Notfallsysteme für das akute Eingreifen zu konzipieren. Langfristige Anpassungsmaßnahmen beziehen sich eher auf bauliche oder planerische Ansätze, das Bioklima der städtischen Räume zu verändern (z.B. mehr Grünflächen).

Verglichen mit den Anpassungsmaßnahmen bei extremen Hitzeereignissen, gibt es zwar Parallelen zur Anpassung bei Hautkrebserkrankungen, jedoch muss eine wirksame Anpassungsstrategie im Bereich Klimawandel und Hautkrebserkrankungen spezifischer und langfristiger gestaltet werden. Ein wesentlicher Unterschied liegt dabei im Krankheitsverlauf, denn hitzebedingte Gesundheitsauswirkungen treten unmittelbar ein, UV-bedingte Hauterkrankungen können jedoch erst nach vielen Jahren bzw. Jahrzehnten auftreten. Dieser Aspekt hat beispielsweise mit Hinblick auf eine Anpassungsstrategie die Konsequenz, dass eine Notfallversorgung hinsichtlich der UV-Strahlung nahezu keine Rolle spielt. Zwar gibt es mit den LOEs bzw. OMs Extremereignisse, doch ist es unwahrscheinlich, dass diese sofort und direkt zu so schweren Hautschäden führen, dass in großem Rahmen Ärzte/Krankenhäuser zur Behandlung der Verbrennungen aufgesucht werden müssen. In diesem Falle sind eher langfristige Anpassungsstrategien notwendig.

Die *Abbildung 146* zeigt modellhaft wie eine Anpassungsstrategie im Bereich Klimawandel und Hautkrebserkrankungen aussehen könnte. Prinzipiell ist das Modell so aufgebaut, dass Politik, Wissenschaft und Forschung sowie das Gesundheitssystem die Anpassungsprozesse unter gegenseitigem Informationsaustausch entwickeln und umsetzen. Das Modell basiert auf dem top-down Ansatz, d.h. aus dem Problemverständnis (Klimawandel – UV-Strahlung – Hautkrebs) werden Auswirkungen, Lösungsansätze und Handlungsoptionen für die Bevölkerung abgeleitet.

Die wesentliche Aufgabe der Politik besteht darin, politische Rahmenbedingungen zu schaffen, notwendige Ressourcen für eine Anpassungsstrategie bereit zu stellen sowie Entscheidungen auf Basis zuvor von Wissenschaft und Forschung entwickelten Handlungsoptionen zu treffen. Zu den politischen Rahmenbedingungen kann als Beispiel die Initiierung einer Deutschen Anpassungsstrategie an den Klimawandel genannt werden, die vom Bundeskabinett verabschiedet wurde und mit Hilfe von Fachbehörden (UBA) und Kommunen, aber auch mit der Wissenschaft umgesetzt werden soll. Durch die Schaffung politischer Rahmenbedingungen fällt der Politik (Fachministerium) zudem die übergeordnete Koordination und gleichzeitig die Entscheidungsbefugnis zu, die Maßnahmen der Anpassungsstrategie in enger Zusammenarbeit mit den Fachbehörden umzusetzen. Die Initiierung des solaren UV-Monitoring Messnetzes (sUVMoNet) kann hier

als Beispiel genannt werden, welches vom Bundesamt für Strahlenschutz (BfS), dem Umweltbundesamt (UBA), dem Deutschen Wetterdienst (DWD), der Christian-Albrechts-Universität Kiel (CAU), dem Bundesamt für Arbeitsschutz und Arbeitsmedizin (BAuA), dem Bayerisches Landesamt für Umwelt (LfU) und dem staatlichen Gewerbeaufsichtsamt Hildesheim (GAA-H) betrieben wird.

Neben den Rahmenbedingungen ist die Bereitstellung von Ressourcen ein zentraler Aspekt, der sowohl die Fachbehörden (z.B. Einrichtung des Kompetenzzentrum Klimafolgen und Anpassung, KomPass) als auch die Wissenschaft und Forschung (z.B. BMBF-Programme) und das Gesundheitssystem (z.B. Programme zum Hautkrebsscreening) betrifft.

Der Wissenschaft und der Forschung kommt in dem Anpassungsmodell die Analyse von Klima- und Atmosphärendaten, die Untersuchung UV-biologischer Fragestellungen (z.B. Dosis-Wirkung) oder die Modellierung des (thermisch motivierten) Expositionsverhaltens zu (z.B. Agenten-Basierte Modelle). Zudem sind technologische Fragestellungen von Interesse. Dazu zählt beispielsweise die Entwicklung und Optimierung von Produkten zum Sonnenschutz (z.B. Sonnencreme, UV-Schutz bei Textilien). Aber auch grundlegende Fragestellungen aus der Versorgungsforschung sind von Bedeutung, wie beispielsweise die Veränderung der zu erwartenden Kosten für das Gesundheitssystem unter verstärkten Präventivmaßnahmen.

Aus den Forschungsaktivitäten sind Handlungsoptionen abzuleiten, die in die Entscheidungsfindung bzw. in den Anpassungsprozess einfließen. Eine zentrale Funktion kommt den Fachbehörden UBA oder BfS zu. Ihre Aufgabe besteht darin, die wissenschaftlichen Ergebnisse – insbesondere aus der Klimasystem-, Klimafolgen- und Klimaanpassungsforschung – unter Rücksprache mit den jeweiligen Institutionen in die Praxis einzubinden, zu koordinieren und umzusetzen. Sie werden als zentrale Stelle zwischen der Politik, der Wissenschaft und den Institutionen aus dem Gesundheitssystem angesehen. So wird ihnen auch die Aufgabe zugeteilt, ein entsprechendes Warnsystem aufzubauen, bzw. bestehende Systeme zu optimieren.

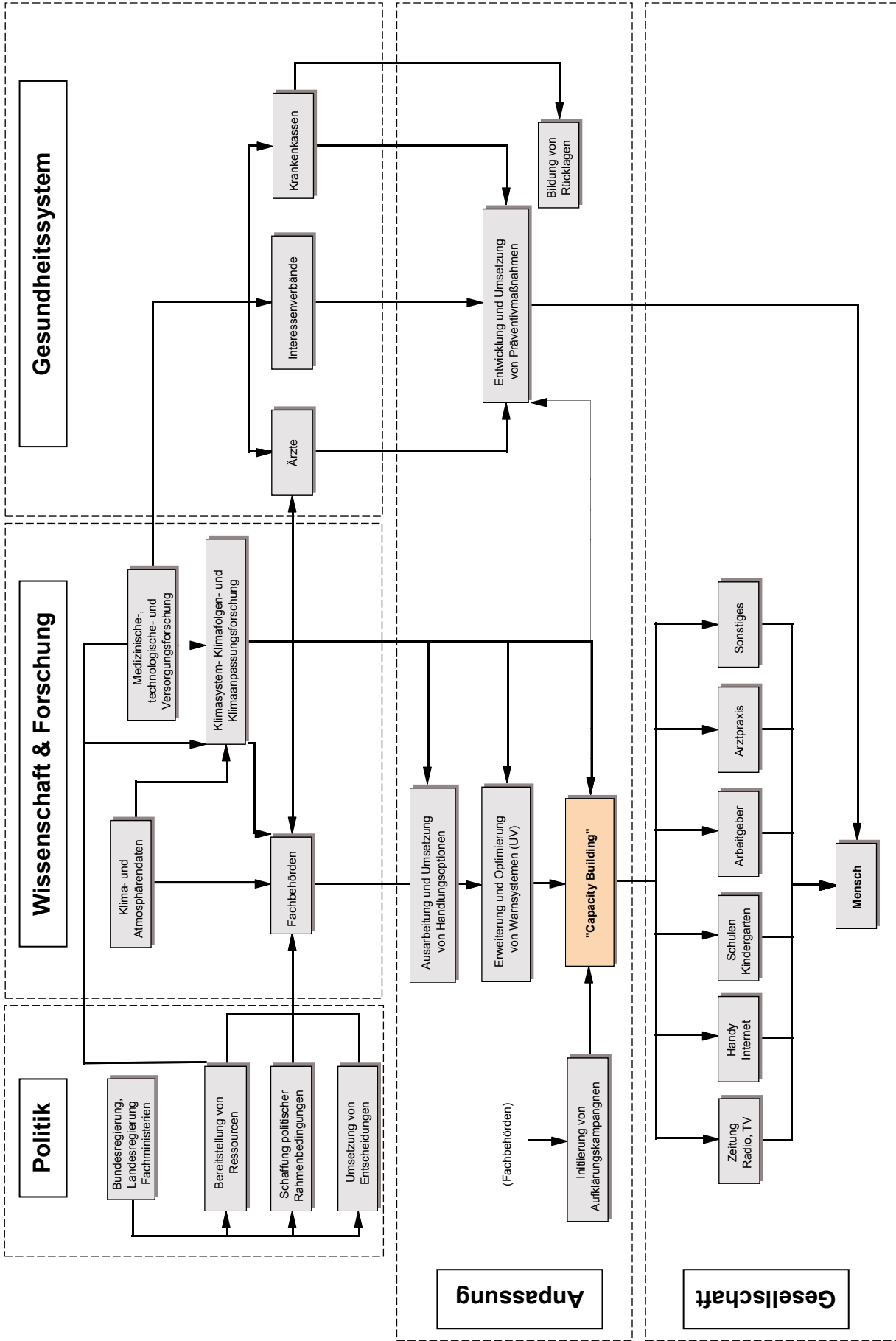


Abbildung 146: Anpassungsmodell Klimawandel und Hautkrebs. Entwurf: J. AUGUSTIN, 2009

Wie Wissenschaft und Forschung ist das Gesundheitssystem in dem Modell als einzelner Bereich aufgeführt, obwohl es in starkem Maße der Politik unterliegt. Grund hierfür ist, dass wichtige Funktionen in das Gesundheitssystem fallen, wie beispielsweise das Hautkrebsscreening durch den Arzt oder die Entwicklung und Umsetzung weiterer Präventivmaßnahmen (wie beispielsweise die Kampagne „Schatz brennst Du – lass dich nicht verkohlen“ von der Deutschen Krebshilfe und der Arbeitsgemeinschaft dermatologische Prävention). Ein ganz wesentlicher Aspekt fällt den Krankenkassen zu, was einerseits die Entwicklung und Umsetzung von Präventivmaßnahmen (z.B. altersunabhängige Kostenübernahme vom Hautkrebsscreening) und andererseits die Gesundheitskosten betrifft. Eine altersunabhängige Kostenübernahme erscheint wichtig, da bislang die Kosten für ein Hautkrebsscreening erst ab einem Alter von 35 Jahren übernommen werden. Jedoch besteht beim malignen Melanom eine weniger starke Altersabhängigkeit, und es zeigt sich auch beim Basaliom und Spinaliom ein immer früheres Auftreten. Die anfallenden Kosten für das Hautkrebsscreening könnten insbesondere junge Menschen davon abhalten, ihre Haut regelmäßig untersuchen zu lassen. Mit Hinblick auf eine weiter steigende Inzidenz und Prävalenz müssen sich die Krankenkassen auf eine Mehrbelastung einstellen, denn neben den sich verändernden Behandlungskosten ist auch eine erhöhte Anzahl von Krankheitstagen zu erwarten. Für diesen Fall sollten entsprechende Ressourcen für einen längeren Zeitraum eingeplant werden; dies ist insbesondere auch vor dem Hintergrund des demographischen Wandels bzw. der Überalterung der Gesellschaft und den altersabhängigen Hautkrebserkrankungen (Basaliom, Spinaliom) zu sehen. So muss berücksichtigt werden, dass vermutlich in den nächsten Jahrzehnten – auch ohne den Einfluss des Klimawandels – eine „Welle“ von Krankheitsfällen zu erwarten ist, die „allein“ demographisch bedingt ist. Es ist davon auszugehen, dass der Klimawandel das Problem noch verschärfen wird. In diesem Zusammenhang haben ZEBISCH et al. (2005) darauf hingewiesen, dass das deutsche Gesundheitswesen nicht oder kaum auf die durch den Klimawandel zu erwartenden Veränderungen vorbereitet ist.

Ohne an dieser Stelle auf die Krankheitskosten (direkte Kosten durch Diagnostik und Therapie sowie indirekte Kosten durch Arbeitsunfähigkeit und Frühberentung) im Einzelnen einzugehen, kann mit den aktuellen Daten verdeutlicht werden, dass die Krankheitskosten bereits jetzt schon sehr hoch sind. Nach BREITBART et al. (2008) belaufen sich die jährlichen Kosten alleine für die ambulanten Leistungen des Hautkrebses in Deutschland auf über 2,6 Milliarden Euro. Nicht eingerechnet sind dabei die indirekten Kosten (z.B. Arbeitsunfähigkeit) sowie die intangiblen Kosten (aus der Krankheit

resultierende Einschränkungen, z.B. Schmerzen). Die Kosten steigen während des Krankheitsverlaufes stark an, so dass nach RAFFELHÜSCHEN et al. (2008) 90 % aller Kosten 20 % der Patienten betreffen. Diese Tatsache verdeutlicht, dass eine Anpassung bzw. Prävention auch aus gesundheitsökonomischer Sicht außerordentlich wichtig ist.

An dieser Stelle ist anzumerken, dass im Bereich der Hautkrebsprävention bereits seit längerem Aktivitäten unternommen werden, diese jedoch nicht immer ausreichend sind bzw. klimatische Veränderungen nicht berücksichtigen. So gibt es zwar mit dem solaren UV-Monitoring (sUVMoNet) ein Beobachtungssystem und mit dem UV-Index eine leicht verständliche Größe zur UV-Intensität, doch sind solche Maßnahmen der Anpassung nur dann wirksam, wenn sie (z.B. UV-Warnungen) die Öffentlichkeit auch erreichen. Vielen Menschen ist der UV-Index jedoch nicht bekannt. Nur in wenigen Zeitungen oder Wetternachrichten wird der UV-Index erwähnt und eine entsprechende Einstufung vorgenommen. Ein weiteres Beispiel hierfür ist der vom BVDD (Bundesverband Deutscher Dermatologen), DLR (Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt) und ESA (European Space Agency) initiierte UV-Check. UV-Check bietet die Möglichkeit, sich Informationen über die UV-Belastung und die damit verbundene persönliche Aufenthaltsdauer im Freien auf ein Mobiltelefon schicken zu lassen. So kann sich jeder direkt (beispielsweise vor dem Strandaufenthalt) darüber informieren, wie lange er sich maximal in der Sonne aufhalten darf. Diese Einrichtung ist jedoch kaum bekannt und zudem in ihrer Anwendung umständlich, da die Abfrage über eine definierte Syntax erfolgen muss. Der Aufenthaltsort muss beispielsweise in der jeweiligen Landesprache eingegeben werden (d.h. „Venezia“ statt Venedig) oder die Landeskennung mit dem Kürzel (z.B. TR = Türkei). Zudem besteht zwar die Möglichkeit, die Umgebung (Wasser, Schnee, Bewölkung) zu spezifizieren, doch ist dies für den normalen Nutzer wenig bedienungsfreundlich. So muss beispielsweise bei der Abfrage für Schnee „uv\*“, für Wasser „uv#“ eingegeben werden, für eine leichte Bewölkung „uv lb“, etc. So ergibt sich eine Vielzahl von Eingabemöglichkeiten, bei denen man die Syntaxvorlagen entweder mit sich führen oder diese auswendig können müsste. Insofern kann diese Maßnahme prinzipiell als positiv angesehen werden, in der Anwendung aber als zu kompliziert. Vermutlich werden nur die am System wirklich Interessierten UV-Check benutzen.

Damit kann auch ein ganz wesentlicher Aspekt der Anpassungsstrategie im Bereich Klimawandel und Hautkrebs genannt werden: der einfache Zugang zu notwendigen und wirksamen Informationen, d.h. die Notwendigkeit einer guten Informations- und Kommunikationsstrategie. Im Modell wurde dieser Prozess mit „Capacity Building“ bezeichnet. Damit ist gemeint, dass Erkenntnisse und Informationen zugänglich gemacht

und verbreitet werden müssen, um ein Problem- und Handlungsbewusstsein in der Bevölkerung zu schaffen. Die beste Anpassungsmaßnahme ist wirkungslos, wenn sie von den Menschen nicht umgesetzt wird. Insofern ist der Prozess des Capacity Buildings der wichtigste Teil im Anpassungskonzept – zumal viele Ansätze bzw. Einrichtungen (z.B. UV-Monitoring) bereits bestehen. Es ist nicht zu erwarten (auch bei vorhandenem Grundwissen zur Gesundheitsgefährdung), dass sich jeder vor dem Aufenthalt im Freien im Internet die UV-Warnungen ansieht. Die Informationen müssen den Menschen automatisch und ohne große eigene Initiative erreichen – z.B. wie der Wetterbericht in den Nachrichten und Zeitungen. Das Modell (*Abbildung 146*) zeigt mögliche Wege zur Übermittlung der Informationen. Dazu zählen Radio, Fernsehen, (Tages-) Zeitungen, Mobiltelefon, Internet, Kindergärten und Schulen, oder auch weitere Möglichkeiten wie etwa Anzeigetafeln in Schwimmbädern. Neben der spontanen Informationsübermittlung über die Strahlungsstärke ist eine zusätzliche Aufklärungsarbeit notwendig, die sowohl in Bildungseinrichtungen für Kinder als auch beim Arbeitgeber umgesetzt werden kann. Dies ist von großer Notwendigkeit, da noch immer ein Unwissen bzw. auch falsches Wissen hinsichtlich der UV-Strahlung besteht. So herrscht oftmals die Meinung vor, dass Sonnencreme einen vollständigen Schutz vor der UV-Strahlung bietet oder, dass die UV-Strahlung nur im Sommer (bei hohen Temperaturen) eine für die Haut schädliche Wirkung hat. Die Untersuchung des MPE hat verdeutlicht, dass das thermische Optimum bereits im Frühjahr erreicht werden kann und damit auch eine Exposition wahrscheinlich ist.

Als mögliche Anpassungsstrategien können zusammenfassend die Initiierung von Aufklärungskampagnen (z.B. „Mit heiler Haut durch den Sommer“ vom BfS), die Erweiterung und Optimierung von Warnsystemen und die Weiterentwicklung und Umsetzung von Präventivmaßnahmen (Hautkrebsscreening) genannt werden. Hinzu kommt ein wichtiger Beitrag der Forschung, der sowohl die Ursachen und Folgen betrifft (z.B. Atmosphärenforschung, Anpassungsforschung), insbesondere aber auch im medizinisch-pharmazeutischen Bereich von Bedeutung ist. So wäre eine „Impfung“ gegen Hautkrebs denkbar, wie sie im Falle von Gebärmutterhalskrebs entwickelt worden ist. Erste Untersuchungen für eine Hautkrebsimpfung laufen bereits (WEAVER, 2009).

Es lässt sich festhalten, dass wesentliche Anpassungsmaßnahmen im Bereich Klimawandel und Hautkrebskrankungen bereits vorhanden sind. Im Gegensatz zu anderen Themenfeldern (z.B. Küstenschutz) ist damit der Aufwand für die Umsetzung einer Anpassungsstrategie im Bereich Klimawandel und Hautkrebs als verhältnismäßig

gering einzustufen. Jedoch müssen die vorhandenen Maßnahmen aufeinander abgestimmt und konsequenter und zielgerichteter umgesetzt werden.

Großer Handlungsbedarf besteht zudem in der Vermittlung bzw. Verbreitung von Informationen, die das Verhalten (z.B. Expositions- oder Präventionsverhalten) der Menschen positiv beeinflussen könnten. Dabei sind der einfache Zugang – ohne große eigene Initiative – und die Verständlichkeit der Informationen die wichtigsten Kriterien. Präventionsmaßnahmen sollten neben der eigentlichen Prävention auch auf eine verbesserte Sensibilisierung der Menschen ausgerichtet werden. Gerade unter jungen Menschen wird der Problematik UV-Strahlung und Hautkrebs nicht genug Beachtung geschenkt. Vor dem Hintergrund ihrer – im Vergleich zu den älteren Menschen – oftmals höheren Exposition und der Bedeutung kumulativer UV-Strahlung auf die Entwicklung von Hautkrebs ist dies ein wichtiger Aspekt.

#### **Kernaussagen: Die Anpassung an den Klimawandel – Lösungsansätze in der Klimaforschung**

- Vulnerabilität einer Region/Gesellschaft definiert sich in erster Linie über die Höhe des Anpassungsgrades
- Hohe Bedeutung von Politik und Wissenschaft im Anpassungsprozess (Schaffung von Rahmenbedingungen, Ressourcen und Wissen im Mensch-Umwelt-System)
- Lösungsansätze im Anpassungsprozess unterliegen häufig der top-down (Verständnis des Systems zur Ableitung entsprechender Maßnahmen) oder bottom-up Strategie (aktuelle Risiken des Systems dienen der Herleitung von Zukunftsszenarien im Klimawandel)
- Keine allgemein gültige Anpassungsstrategie im Bereich Klimawandel und Gesundheit vorhanden – Berücksichtigung individueller Gegebenheiten zur Entwicklung einer Anpassungsstrategie notwendig
- Anpassungsstrategie im Bereich Klimawandel und Hautkrebs zielt im Wesentlichen auf neue Kommunikationsstrategien, Präventivmaßnahmen und der Optimierung von bestehenden Warnsystemen ab
- Grundlegende Anpassungsmaßnahmen im Bereich Klimawandel und Hautkrebs sind bereits vorhanden, müssen jedoch weiterentwickelt bzw. optimiert werden
- Capacity-Building dient als wichtiges Instrument im Anpassungsprozess
- Übergreifendes Ziel der Anpassung sollte es sein, die Menschen zu sensibilisieren und ein „ganzheitliches“ Problembewusstsein zu schaffen



## 7.0 Diskussion und Bewertung der Ergebnisse

Es gibt zahlreiche Studien, die sich mit dem Ozonloch, der sich damit verändernden UV-Strahlung und Hautkrebs befasst haben. Häufig werden klimatische Veränderungen in der Diskussion jedoch ausgelassen. Aufgabe dieser Arbeit ist es, die Zusammenhänge zwischen dem Klimawandel (inklusive Ozonkreislauf) und Hautkrebserkrankungen zu untersuchen, um damit ein Basiswissen für Entscheidungsprozesse – beispielsweise im Rahmen einer Anpassungsstrategie – bereitzustellen.

Die Analyse der Zusammenhänge und Wirkungswege zwischen klimatischen Veränderungen und ihrer Auswirkung auf Hautkrebserkrankungen hat die Komplexität der Thematik aufgezeigt. Zahlreiche chemische und dynamische Prozesse der Atmosphäre müssen berücksichtigt werden, um eine Veränderung der UV-Strahlung vollständig quantifizieren zu können. Hinzu kommen molekularbiologische Aspekte, d.h. die Wirkung der UV-Strahlung auf die Haut, sowie die Berücksichtigung des Expositions- und Präventionsverhaltens der Menschen unter einem sich verändernden Klima.

Es zeichnet sich ab, dass die Reglementierung des Eintrags ozonzerstörender Substanzen (z.B. Montrealer Protokoll) erste positive Auswirkungen hat. So prognostizieren mehrere Untersuchungen eine Regeneration des stratosphärischen Ozons bis Mitte des Jahrhunderts. Umstritten ist jedoch der genaue Zeitpunkt, da eine durch den Klimawandel bedingte Erwärmung der Troposphäre (Abkühlung der Stratosphäre) die Regeneration verzögern könnte. Hinzu kommen weitere Faktoren, deren künftige Auswirkungen nur bedingt prognostizierbar sind. Dazu zählen in erster Linie die Entwicklung der atmosphärischen Dynamik (Ozonverteilung) und Temperatur (wichtig für die Ozonzerstörung) der Wasserdampfkonzentration (Quelle für HO<sub>x</sub>-Zyklus), die Auswirkung der Treibhausgase (insbesondere Methan) auf den Ozonkreislauf, die Veränderung der Telekonnektionen (NAO/AO) und Großwetterlagen sowie auch die Veränderung der Aerosole und vor allem der Bewölkung. Alle genannten Faktoren unterliegen dem Einfluss des Klimas und beeinflussen wiederum direkt oder indirekt die für den Hautkrebs verantwortliche UV-Strahlung.

Um aufzuzeigen wie sich die erythemwirksame UV-Strahlung (Tagesdosis) und die natürlichen expositionsbeeinflussenden Faktoren während der letzten Jahrzehnte verändert haben, wurden hierzu eigene Analysen durchgeführt. Im Vordergrund stand, dass die Ergebnisse eine flächendeckende Aussage ermöglichen, um eine Kartierung der potentiellen „Risikoräume“ erstellen zu können. Als Risikoräume werden die Regionen

bezeichnet, die eine hohe/ansteigende UV-Strahlung und zugleich eine hohe/ansteigende Expositionswahrscheinlichkeit aufweisen. Als Datengrundlage (UV-Strahlung) wurden hierzu zunächst fernerkundungsbasierte Daten des Joint Research Center verwendet. Die Daten liefern die erythemwirksame UV-Tagesdosis und haben den Vorteil, dass sie eine flächendeckende UV-Klimatologie für Europa in einer Auflösung von  $0,05^\circ * 0,05^\circ$  zwischen den Jahren 1984 und 2003 abbilden. Zudem berücksichtigen sie wichtige Parameter wie Ozon, Bewölkung, Aerosole, Albedo sowie die Oberflächentemperatur zur Unterscheidung zwischen einer Schnee- oder Wolkenoberfläche. Als nachteilig kann die schwierige Interpretation der Ergebnisse genannt werden. Diese resultiert in erster Linie aus der Überlagerung der genannten Faktoren, denn aus der Veränderung der Daten im Beobachtungszeitraum kann nicht entnommen werden, warum diese eintritt bzw. ob sie beispielsweise durch eine Bewölkungsveränderung oder durch einen veränderten Aerosolgehalt hervorgerufen wurde. Zudem kommt es – verglichen mit Stationsdaten – zu einer Abweichung der Strahlungsintensität aufgrund der Bewölkung. Die Bewölkung wird mittels der optischen Dicke über die Rasterzelle gemittelt, hingegen beschreiben Stationsmessungen punktuelle Werte und können daher eine höhere Genauigkeit aufweisen. Trotz dieser Abweichungen können die Daten grundsätzlich als hilfreiche Richtwerte angesehen werden, wenn es um die räumliche Interpretation der erythemwirksamen UV-Tagesdosis geht.

Anhand von Zeitreihen wurde zunächst die erythemwirksame UV-Tagesdosis an 12 Stationen in Europa unter Berücksichtigung meteorologischer Jahreszeiten untersucht. Die Stationen wurden so ausgewählt, dass ein Vergleich untereinander möglich ist. So wurde beispielsweise Toledo anstelle von Madrid gewählt, um den Einfluss strahlungsreduzierender Emissionen zu minimieren. Ein Vergleich von Zeitreihen zwischen Madrid und Toledo sowie Paris und Orleans wies im Mittel geringe Werte der erythemwirksamen UV-Tagesdosis für Madrid und Paris auf. Es ist davon auszugehen, dass in erster Linie Aerosole (höhere Extinktion) dafür verantwortlich sind.

Die Auswertung der Daten zeigt einen deutlichen Nord-Süd Gradient in der Intensität der erythemwirksamen UV-Tagesdosis mit einer hohen Variabilität im Frühjahr. Die hohe Variabilität im Frühjahr lässt sich wahrscheinlich auf den sehr wechselhaften Bedeckungsgrad zu dieser Jahreszeit zurückführen. Interessant ist die Zunahme der Extremwerte seit Anfang der 1990er Jahre, die im Einklang mit der generellen Zunahme der erythemwirksamen UV-Tagesdosis stehen. Jedoch ist zu erwähnen, dass dies nur die Stationen in Mittel- und Südeuropa betrifft. Eine mögliche Ursache für die Strahlungszunahme könnte unter anderem die Abnahme der Luftschadstoffe (Aerosole)

sein. Hier wäre es wichtig, weitere Daten heranzuziehen, um die Ursache für diese Veränderungen ableiten zu können, denn die vorhandenen Daten lassen darüber keine Aussage zu. Jedoch hat diese erste Analyse tendenzielle, raumzeitliche Gegebenheiten der erythemwirksamen UV-Tagesdosis im großräumigen Kontext aufgezeigt.

Die alleinige Betrachtung der UV-Strahlung und ihrer Veränderung bzw. Extremwerte lässt genau genommen keine Aussage über eine sich verändernde Hautkrebshäufigkeit zu, denn erst die (übermäßige) Exposition gegenüber der UV-Strahlung kann zu Hautschäden führen. Somit kommt der Exposition bzw. der Expositionsmotivation eine besondere Bedeutung zu. Vor diesem Hintergrund wurden Daten des Deutschen Wetterdienstes hinzugezogen, um natürliche expositionsbeeinflussende Faktoren zu quantifizieren. Gemeint sind hiermit die Physiologisch Äquivalente Temperatur (PET; berechnet unter anderem aus der Lufttemperatur und der relativen Feuchte), der Bedeckungsgrad und der Niederschlag. Die Daten entstammen 43 Stationen in Deutschland und repräsentieren einen Zeitraum von 1961 bis 2008. Aufgrund von Lücken in den Zeitreihen einzelner Stationen konnten nicht immer alle Station (in Abhängigkeit vom Parameter) vollständig berücksichtigt werden. Anhand der Daten wurde analysiert, wie sich die genannten expositionsbeeinflussenden Faktoren unabhängig voneinander und von raumzeitlichen Aspekten in Deutschland verändert haben. Zu erwähnen ist, dass die Daten zu einem definierten Zeitpunkt (außer Niederschlag) gemessen worden sind. Dies hat den Nachteil, dass die Ergebnisse – genau genommen – auch nur für eine Tageszeit gelten. Jedoch war keine andere Möglichkeit gegeben, da die PET nur für einen Zeitpunkt und nicht für Zeiträume (z.B. 10:00h – 16:00h) berechnet werden kann.

Auch wenn es sich bei der PET um eine zusammengesetzte Größe handelt, so ist ihr räumliches Muster interpretierbar. Das bestehende Nord-Südgefälle ist in erster Linie mit der Land-See Verteilung – und damit mit der Durchschnittstemperatur, der Feuchte und der Windgeschwindigkeit – zu erklären. Interessant ist die Zunahme der Tage, an denen die PET im thermischen Optimum liegt, denn hier wird vermutlich der Einfluss des Klimawandels deutlich. Der geringste Bedeckungsgrad ist entsprechend der naturräumlichen Gegebenheiten an den Küsten vorzufinden. Die Veränderung des Bedeckungsgrades innerhalb des Beobachtungszeitraumes ist sehr unterschiedlich. In Thüringen und Bayern ist eine leichte Zunahme zu verzeichnen; in den Küstenregionen eine Abnahme. Die Veränderungen sind im Allgemeinen jedoch relativ gering. Auch die Veränderung der Tage mit einem Bedeckungsgrad  $\leq 3/8$  ist regional sehr unterschiedlich, z.B. eine Abnahme in List auf Sylt und eine Zunahme in Aachen. Das Ergebnis bekräftigt die Aussagen anderer Untersuchungen (z.B. FORSTER et al., 2007), die der Bewölkung

eine sehr hohe raumzeitliche Variabilität und damit erschwerte Analysierbarkeit zuschreiben.

Anhand der expositionsbeeinflussenden Faktoren kann jedoch noch nicht die Expositionswahrscheinlichkeit beschrieben werden. So kann die PET beispielsweise im thermischen Optimum liegen, dennoch ist die Expositionswahrscheinlichkeit bei Null, wenn es regnet. Um die expositionsbeeinflussenden Faktoren – und damit indirekt die Expositionswahrscheinlichkeit – zusammenfassend beschreiben zu können, wurde aus der PET, dem Bedeckungsgrad und dem Niederschlag ein Index (Meteorologisch-Physiologischer Expositionsindex, MPE) entwickelt. In Abhängigkeit vom Monat wurde der in PET enthaltende Clo-Faktor (Bekleidungsfaktor) angepasst. Damit wurde versucht die Kleidung der Monatsmitteltemperatur anzupassen. Die Einteilung der PET in Klassen erfolgte auf Basis physiologischer Belastungsstufen, die der PET zugeteilt wurden. Zudem wurden die drei Faktoren mit einer unterschiedlichen Gewichtung versehen, da beispielsweise der Bedeckungsgrad „nur“ als ästhetischer Faktor angesehen wird, jedoch der Niederschlag als „harter“ Faktor, der die Expositionswahrscheinlichkeit beeinflusst.

Der MPE beschreibt auf einer Skala von 1 – 8 die Expositionswahrscheinlichkeit, wobei 8 für sehr hoch (thermisches Optimum, keine Wolken und kein Niederschlag) und 1 für sehr gering (sehr hohe oder sehr niedrige PET, bewölkt, Niederschlag) steht. Anhand des MPE kann für jeden Tag die Expositionswahrscheinlichkeit auf einer Skala von 1 – 8 berechnet werden. Das Verfahren hat den Vorteil, dass die natürlichen Expositionsfaktoren zusammengefasst, quantifiziert und veranschaulicht werden. Im Resultat ist entscheidend, ob sich der MPE im Beobachtungszeitraum verändert hat, und damit die Expositionswahrscheinlichkeit gegenüber der UV-Strahlung zugenommen oder abgenommen hat. Jedoch zeigen sich auch Nachteile des Verfahrens. Liegt beispielsweise die PET bei 50 °C so ist eine Exposition aufgrund der hohen Temperatur eher unwahrscheinlich, jedoch läge der MPE bei sonst idealen Bedingungen (wolken- und niederschlagsfrei) immer noch bei etwa 6 und damit zu hoch. Das bedeutet, dass Extremwerte vom MPE nicht ausreichend berücksichtigt werden. Zudem besteht ein Nachteil darin, dass es bislang keine Daten gibt, mit denen der MPE validiert werden könnte. Auch die Berücksichtigung des Clo-Faktors hat sich als schwierig erwiesen, da sich der Mensch durch das Ablegen bzw. Anziehen von Kleidung ständig der thermischen Umgebung anpasst. Für den MPE konnte der Clo-Faktor jedoch nur als einem dem Monat angepasste Konstante verwendet werden.

Die Ergebnisse des MPE zeigen, dass dieser tendenziell im Süden Deutschlands am höchsten ist, d.h. hier die Bedingungen für eine Exposition am günstigsten sind.

Interessant ist eine Betrachtung des MPE in Anlehnung an die Monate März, Mai und Juli. Ist die Differenz (Monatsmittel) zwischen März und Mai noch relativ groß, so ist diese zwischen Mai und Juli gering. Dies lässt darauf schließen, dass der Juli zwar der wärmste Monat ist, das thermische Optimum jedoch häufig überschritten wird und damit der MPE nicht höher liegt. Im Mai ist dies weniger häufig der Fall, da die Temperatur (PET) selten über dem thermischen Optimum liegt. Eine Zunahme des MPE ist insbesondere für Norddeutschland zu verzeichnen (7 % im Juli), d.h. die Expositionswahrscheinlichkeit hat sich im Beobachtungszeitraum (1984 – 2003) erhöht. Aufgrund des Rechenaufwandes wurden nur die Monate März, Mai und Juli mit in die Untersuchung einbezogen. Jedoch repräsentieren sie den Zeitraum (Frühjahr und Sommer), der im Hinblick auf die Fragestellung von Bedeutung ist. Um eine Risikokartierung vornehmen zu können, war die Gegenüberstellung der erythemwirksamen UV-Tagesdosis mit dem MPE notwendig. Es wurde angenommen, dass ein erhöhtes potentiell Hautkrebsrisiko nur dann besteht, wenn sowohl die erythemwirksame UV-Tagesdosis als auch der MPE zunehmen. Auf Basis dieser Annahme wurde eine Risikokartierung durchgeführt, die die Regionen mit einem entsprechenden potentiellen Risiko aufzeigen. Dabei hat sich gezeigt, dass weite Teile Norddeutschlands im März, vor allem aber im Juli, sowohl zunehmende UV- als auch MPE-Werte aufweisen und somit im Beobachtungszeitraum ein erhöhtes potentiell Risiko aufweisen. Für den Monat Mai trifft das in dieser Form nicht zu, da nur in Teilen Süddeutschlands eine leichte Zunahme beider Faktoren zu verzeichnen ist. Der Grund für die „Abweichung“ im Mai-Ergebnis konnte nicht ausgemacht werden. Hier wäre es wichtig, weitere Monate (April und Juni) hinzuzuziehen. Zu berücksichtigen ist aber, dass die Veränderungen im Mai tendenziell eher gering sind, in vielen Regionen sogar keine vorhanden sind.

Die Ausführungen konnten aufzeigen, wie eine Risikokartierung im Bereich Klimawandel und Hautkrebserkrankungen prinzipiell aussehen kann. Unter raumzeitlichen Gesichtspunkten können mit diesem methodischen Ansatz Regionen unter Berücksichtigung der Jahreszeit identifiziert werden, in denen ein potentiell erhöhtes (natürliches) Hautkrebsrisiko besteht.

Um die Analyse abzuschließen, wurde am Beispiel Potsdam eine Zeitreihe (1984 – 2003) des Ozons näher betrachtet, um so das Auftreten von LOEs (Ozonniedrigereignissen) und OMs (Ozonminilöchern) beschreiben zu können. Wie auch andere Untersuchungen (z.B. BRÖNNIMANN und HOOD, 2004) gezeigt haben, treten Ereignisse dieser Art in erster Linie in den Winter- und Frühjahrsmonaten auf. Wichtig ist das Auftreten dieser Ereignisse im Frühjahr, da zu dieser Zeit – wie die Ergebnisse des MPE gezeigt haben – bereits eine

hohe Expositionswahrscheinlichkeit bestehen kann und Ereignisse dieser Art mit Hinblick auf die UV-Strahlung und ihre humanbiologische Wirkung im Frühjahr (sehr sensible Haut) nicht zu vernachlässigen sind. So wurde auch anhand eines Beispiels (03.02. – 09.02.1990) der starke Einfluss eines LOEs bzw. OMs auf die UV-Strahlung deutlich. Dabei zeigte sich der unmittelbare Zusammenhang zwischen der Ozonkonzentration und der UV-Strahlung – jedoch auch der überlagernde Einfluss der Wolken. So geht aus einem OM dann eine hohe UV-Intensität hervor (bezogen auf die Erdoberfläche), wenn ein geringer Bedeckungsgrad besteht. Insofern stehen Wolken in unmittelbarem Zusammenhang zu Extremereignissen wie LOEs oder OMs. Anhand eines Beispiels (Potsdam) wurde gezeigt, dass die Ursache für die geringen Ozonwerte Streamer waren, d.h. ozonarme Luftmassen wurden aus den äquatorialen Breiten nach Mitteleuropa transportiert. Dies belegt auch, dass – nicht wie häufig angenommen – ozonarme Luftmassen von den Polen („Ozonloch“) stammen müssen, sondern durch die „natürliche“ Dynamik der Atmosphäre transportiert werden können. Vor dem Hintergrund dieser Thematik ist das Ergebnis sehr wichtig, denn auch ohne den Einfluss des Ozonlochs bzw. der chemischen Ozonzerstörung können LOEs oder OMs in Mitteleuropa – mit Folge einer hohen UV-Strahlungsintensität – auftreten. Die prognostizierte Verstärkung der Brewer-Dobson Zirkulation im Rahmen des Klimawandels wird eine Häufung solcher Ereignisse zur Folge haben.

Unter Berücksichtigung der beschriebenen Ergebnisse (UV, MPE) kann festgehalten werden, dass in erster Linie der Norddeutsche Raum – vor allem im Frühjahr – von den stärksten Veränderungen betroffen ist. So hat sowohl die erythemwirksame UV-Tagesdosis als auch die Expositionswahrscheinlichkeit (MPE) im Beobachtungszeitraum zugenommen. Die Untersuchungsergebnisse zum Auftreten von LOEs und OMs in Potsdam können jedoch nicht ohne weiteres auf andere Regionen übertragen werden. Es hat sich allerdings am Beispiel Westerland auf Sylt eine leichte Zunahme der Extremereignisse gezeigt, was zwar nicht zwangsläufig auf das Vorkommen von LOEs und OMs zurückzuführen ist, jedoch verdeutlicht, dass eine Zunahme von Extremereignissen in Norddeutschland einkalkuliert werden muss. Wichtig ist dies vor allem für eine Anpassungsstrategie, denn diese sollte sowohl kurzfristige Veränderungen (z.B. LOEs) als auch langfristige Veränderungen (z.B. Veränderung des Bedeckungsgrades) berücksichtigen.

Grundsätzlich sollte eine Anpassungsstrategie für den Bereich Klimawandel und Hautkrebskrankungen im Wesentlichen auf neue Kommunikationsstrategien, Präventivmaßnahmen und eine Optimierung bestehender Warnsysteme abzielen. Zwar

bestehen – im Gegensatz zu anderen Bereichen – schon Anpassungsmaßnahmen, jedoch sollten diese den veränderten Gegebenheiten angepasst werden. Dies kann einerseits die verstärkte Berücksichtigung von Extremereignissen (Warnsysteme) sein (z.B. OMs), andererseits die Nutzung moderner Kommunikationstechnologien (z.B. Handy) zur Informationsvermittlung. Wichtig ist, dass auch Aspekte berücksichtigt werden, die nur indirekt mit dem Klimawandel zusammenhängen, jedoch die Vulnerabilität erhöhen. In erster Linie betrifft das den demographischen Wandel in der Gesellschaft, der insbesondere im Gesundheitsbereich von Bedeutung ist. Ältere Menschen sind sensibler gegenüber klimatischen Veränderungen als junge Menschen (z.B. kardiovaskuläre Erkrankungen durch Hitzewellen, aber auch Hautkrebs durch die kumulative UV-Dosis). Dieser Faktor muss im Anpassungsprozess eine zentrale Stellung einnehmen. Ein bedeutendes Instrument im Anpassungsprozess ist die Kommunikation. Der UV-Index ist ein gutes Beispiel dafür. Der UV-Index wurde entwickelt, um die auftretende UV-Intensität den Menschen besser zu veranschaulichen und eine entsprechende Sensibilisierung gegenüber der UV-Strahlung hervorzurufen. Jedoch tritt der UV-Index in der Öffentlichkeit (Medien) kaum in Erscheinung und kann seine Funktion daher nicht erfüllen. Gleiches gilt für den UV-Check. Es ist nicht zu erwarten, dass sich die Menschen täglich im Internet hinsichtlich der UV-Intensität informieren werden. Nur eine Übertragung der Informationen zu den Menschen (z.B. im Rahmen der Wettervorhersage im Radio) könnte eine wirkliche Wirkung haben. Im Vergleich zu anderen Erkrankungen, die dem Einfluss des Klimawandels unterliegen (z.B. Borreliose), besteht beim Hautkrebs zudem noch die Besonderheit, dass die „Inkubationszeit“ oftmals bei mehreren Jahrzehnten liegen kann. Dies erfordert eine langfristige und vor allem intensivere Anpassungsstrategie, da die Folgen einer Nicht-Anpassung erst viel später deutlich werden und nicht dem Bewusstsein unmittelbar zur „Verfügung“ steht.

Die Arbeit hat auf unterschiedliche Art und Weise qualitativ und quantitativ erstmalig zusammenfassend den Einfluss klimatischer Veränderungen für Hautkrebskrankungen bzw. auf das natürliche potentielle Hautkrebsrisiko gegeben. Aufgrund der Komplexität des Themas, aber auch aufgrund anderer Einschränkungen, kann jedoch nur ein erster Einblick in die Thematik gegeben werden. So wären beispielsweise längere Beobachtungszeiträume und die Auswertung weiterer Stationen (DWD-Daten, WOUDC-Daten) wichtig. Auch die Entwicklung methodischer Ansätze (z.B. MPE) konnte in diesem Rahmen nicht in aller Ausführlichkeit vorgenommen werden. An dieser Stelle ist darauf hinzuweisen, dass die Arbeit dazu dient, das Thema als Ganzes zu betrachten sowie ein

Grundlagenwissen bereitzustellen und somit keine detaillierteren Analysen in einzelnen Disziplinen im Fokus standen. Trotz dieser Tatsache konnten mittels der Entwickelten methodischen Ansätze (MPE, Risikokartierung) erste Ergebnisse aufgezeigt werden. Für die Zukunft gilt es, diese Basis weiterzuentwickeln. Dies betrifft insbesondere den MPE, da dieser als Instrument zur Quantifizierung der Expositionswahrscheinlichkeit eine sehr wichtige Rolle im Rahmen dieser Thematik einnimmt und auch in (regionale) Klimamodelle integriert werden könnte. Damit kann die zukünftige Expositionswahrscheinlichkeit quantifiziert werden und beispielsweise in Studien – wie sie von KELFKENS et al. (2002) erstellt worden sind – einfließen.

Neben der (Weiter-) Entwicklung methodischer Verfahren besteht ein hoher Forschungsbedarf in der Grundlagenforschung. Das betrifft insbesondere die Wechselwirkungen zwischen dem Klimawandel, Ozonhaushalt und UV-Strahlung. Beispielweise ist die Frage nach dem Einfluss der Treibhausgase, einer veränderten Temperatur in der Atmosphäre oder einer zunehmenden Wasserdampfkonzentration auf den Ozonhaushalt noch unsicher. Hinzu kommt die Veränderung der Bewölkung. Ein ebenfalls sehr wichtiger, aber noch nicht untersuchter Aspekt ist das sich ändernde Verhalten (z.B. thermisch motiviertes Expositionsverhalten des Menschen) unter einem sich verändernden Klima. Zahlreiche Experten (z.B. DIFFEY, 2000) vermuten in der Verhaltensänderung – bedingt durch die Veränderung der thermischen Gegebenheiten – den wichtigsten Faktor für die zukünftige Hautkrebsentwicklung. Die Arbeit hat mittels der PET bzw. des MPE aufgezeigt, dass bereits eine Veränderung der thermophysiological Bedingungen eingetreten ist. Es ist davon auszugehen, dass dies auch eine Verhaltensänderung im Beobachtungszeitraum bedingt hat (mehr Aufenthalt im Freien). Jedoch fehlen bislang Studien, die dies näher belegen können. Zudem stellt sich die Frage, ob zukünftig eine zunehmende Anzahl von Tagen im thermischen Optimum (erhöhte Exposition) durch die vermutlich häufigeren Hitzereignisse (verminderte Exposition) kompensiert wird.

Die hier behandelte Thematik ist ein gutes Beispiel dafür, dass eine Vielzahl von Fragestellungen in der Klimafolgenforschung nur in einem inter- bzw. multidisziplinären Ansatz betrachtet werden kann. In diesem Falle besteht beispielsweise die Notwendigkeit der Verknüpfung der Fachbereiche Meteorologie, Klimatologie, Geographie, Medizin, Umweltpsychologie und Soziologie. Themen dieser Art sind häufig zu komplex und vielschichtig, als dass sie von einem Fachbereich zusammenhängend und vollständig analysiert werden könnten. Diese Arbeit kann als Beispiel dafür dienen, die Notwendigkeit



der Geographie als Disziplin bei inter- bzw. multidisziplinären Fragestellungen hervorzuheben. Der Mehrwert interdisziplinärer Fragestellungen bzw. Projekte resultiert aus der Zusammenführung und Verknüpfung einzelner Teilergebnisse. Die Geographie kann das notwendige Bindeglied zwischen den verschiedenen Disziplinen (z.B. Klimatologie, Soziologie) sein, um die Ergebnisse zu verknüpfen und zudem eigene inhaltliche und methodische Ansätze (z.B. raumzeitliche Analysen mit GIS) einzubringen.

## 8.0 Zusammenfassung

Die UV-Strahlung wird als vollständiges Karzinogen bei Hautkrebserkrankungen angesehen. Werden die natürlichen Einflussfaktoren von Hautkrebserkrankungen thematisiert, wird häufig nur das Ozonloch als UV-strahlungsbeeinflussender Faktor genannt. So wird das Ozonloch indirekt oft auch als eine Art „Synonym“ für die steigende Anzahl von Hautkrebserkrankungen angesehen. Dieser Ansatz entspricht so nicht der Realität, denn auch klimatische Faktoren bzw. Veränderungen dieser, beeinflussen direkt oder indirekt die Häufigkeit von Hautkrebserkrankungen.

Das Ziel dieser Arbeit war es, alle natürlichen Einflussfaktoren zu erfassen, ihre Zusammenhänge und Wirkungen zu analysieren und Ansätze für eine Anpassungsstrategie an den Klimawandel im Bereich Hautkrebserkrankungen aufzuzeigen. Damit ist die Arbeit ein Beitrag zur zukünftigen Risikoabschätzung von Hautkrebserkrankungen unter einem sich wandelnden Klima und stellt ein Grundlagenwissen für künftige Entscheidungsprozesse (Decision support) bereit.

Die Zusammenhänge und Wirkungswege sowie deren Veränderung sind vielfältig und äußerst komplex, denn ihre Interdependenzen sowie der zusätzliche Einfluss sich ändernder klimatischer Parameter (Klimawandel) erschweren eine eindeutige Analyse der Wirkungswege.

Das stratosphärische Ozon gilt neben der Bewölkung als der wichtigste Einflussfaktor auf die UV-Strahlung. Die Aufstellung einer „Nettobilanz“ hinsichtlich der zukünftigen stratosphärischen Ozonkonzentration ist schwierig. Festzuhalten ist, dass der Eintrag von Hydroxyl-, Stickstoff- und Chlorkradikalen nach wie vor die Hauptursache für die Zerstörung des stratosphärischen Ozons ist, jedoch die Reglementierungen des Eintrags dieser Substanzen (u.a. Montrealer Protokoll) eine Wirkung zeigt. So wird von einer „Erholung“ des stratosphärischen Ozons bis Mitte des Jahrhunderts ausgegangen. Inwieweit die Erholung des stratosphärischen Ozons durch den Klimawandel kompensiert wird, ist nicht sicher, denn eine Temperaturerhöhung in der Atmosphäre hat sowohl Einfluss auf die chemischen als auch auf die dynamischen Aspekte des Ozonkreislaufs. Beispielsweise führt eine Temperaturzunahme in der Troposphäre zu einer Temperaturabnahme in der Stratosphäre, was eine erhöhte Stabilität des Polarwirbels bedingt und die Ozonzerstörung durch Polare Stratosphärenwolken (PSCs) begünstigt. So gibt es – bedingt durch den Klimawandel – zahlreiche Einflüsse, die sich in der Nettobilanz positiv oder negativ auswirken können. Wahrscheinlich ist, dass zukünftig weniger das „Ozonloch“, sondern

eher lokale, temporäre Ereignisse (z.B. Ozonverlust durch Streamer bzw. Ozonniedrigereignisse oder Ozonminilöcher) für die UV-Strahlung von Bedeutung sein werden.

Um eine Risikoabschätzung für Hautkrebserkrankungen vornehmen zu können, wurde die Entwicklung der erythemwirksamen UV-Tagesdosis auf Basis von Satellitendaten zusammen mit den expositionsbeeinflussenden Faktoren flächendeckend untersucht. Neben Maßen zur deskriptiven Statistik wurde besonderes Augenmerk auf die Veränderung der Extremwerte gelegt. Es zeigte sich eine tendenzielle Zunahme der erythemwirksamen UV-Tagesdosis in Südwest- und Ostdeutschland im Frühjahr und Sommer. Eine Zunahme der Extremwerte war seit Anfang der 1990er Jahre zu verzeichnen. Die Untersuchung der expositionsbeeinflussenden Faktoren zeigte, dass sich die Expositionsbedingungen aus meteorologischer Sicht verbessert haben (1961 – 2008). So konnte beispielsweise eine Zunahme der Tage im thermischen Optimum festgestellt werden sowie eine regionale Abnahme des Bedeckungsgrades. Die Regionen mit der höchsten Expositions Wahrscheinlichkeit (definiert nach dem entwickelten MPE = „Meteorologisch-Physiologischer Expositionsindex“) waren in Teilen Ost- und Süd (-west) Deutschlands vorzufinden; als expositionswahrscheinlichster Monat kann der Juli angesehen werden, der sich aufgrund seiner hohen Maximaltemperaturen jedoch kaum vom Mai unterscheidet. In Norddeutschland erhöhte sich die Wahrscheinlichkeit für eine Exposition innerhalb des Beobachtungszeitraums am deutlichsten. Unter Berücksichtigung der Entwicklung der erythemwirksamen UV-Strahlung und des MPE ist – insbesondere in Norddeutschland – im Juli eine Zunahme des natürlichen potentiellen Hautkrebsrisikos (zunehmende UV-Strahlung + verbesserte Expositionsbedingungen) zu verzeichnen. Eine Abnahme war in vereinzelt Regionen des Rheinlands und Bayerns festzustellen. Zusätzlich wurden anhand einer Untersuchung von LOEs (Ozonniedrigereignisse) und OMs (Ozonminilöcher) am Beispiel Potsdam Zeitpunkt und Häufigkeit des Auftretens dieser Ereignisse analysiert. Es zeigte sich insbesondere im Winter und Frühjahr ein häufiges Auftreten mit einer leichten Zunahme (1984 – 2003) bei den LOEs. Damit wurde deutlich, dass das Frühjahr aus Sicht der erythemwirksamen UV-Strahlung, der Expositionsbedingungen und der temporären Extremereignisse (LOEs, OMs) als besonders markant anzusehen ist. Da die Haut eines Mitteleuropäers zu dieser Zeit besonders empfindlich Haut ist und bereits das – für eine Exposition wichtige – thermische Optimum erreicht werden kann, stellt diese Jahreszeit das höchste Risiko für die Haut dar.

Die Ergebnisse haben gezeigt, dass die Thematik Klimawandel und Hautkrebs hoch aktuell ist. Vor diesem Hintergrund ist die Entwicklung einer Anpassungsstrategie besonders wichtig.

Eine notwendige Anpassungsstrategie im Bereich Klimawandel und Hautkrebs soll im Wesentlichen auf eine neue Kommunikationsstrategie, weitere Präventivmaßnahmen und eine Optimierung der bestehenden Warnsysteme abzielen. Insbesondere die Kommunikationsstrategie ist hervorzuheben, da bereits bestehende Maßnahmen (z.B. UV-Index) von der Bevölkerung häufig nicht ausreichend wahrgenommen werden. Zudem ist eine Bildung von Rücklagen sinnvoll, um auf die noch steigenden Krankheitskosten (direkte, indirekte und intangible) vorbereitet zu sein. Wichtig ist, dass auch die nicht-klimatischen Faktoren in der Anpassungsstrategie berücksichtigt werden, die die Vulnerabilität beeinflussen (z.B. demographischer Wandel).

Die Untersuchung hat aufgezeigt, dass ein Zusammenhang zwischen dem Klimawandel und einer sich verändernden Hautkrebshäufigkeit besteht, sich aufgrund der zahlreichen Unsicherheiten aber keine verlässlichen und umfassenden Aussagen zur zukünftigen Hautkrebshäufigkeit machen lässt. Insbesondere im menschlichen Verhalten unter dem Einfluss des Klimawandels, in der Wirkung der Treibhausgase (zusammen mit einem veränderten Temperaturniveau in der Atmosphäre) auf den Ozonhaushalt und der Bewölkungsmodellierung besteht ein hoher Forschungsbedarf. Die bestehenden Unsicherheiten sollten jedoch nicht dazu führen, notwendige Anpassungsmaßnahmen zu verschieben oder ganz auszusetzen.

## Literaturverzeichnis

- AHLONSOU, E.; DING, Y.; SCHIMEL, D. (2001) The climate system: an overview. In: HOUGHTON, J.T.; DING, Y.; GRIGGS, D.J.; NOGUER, M.; VAN DER LINDEN, P.J.; DAI, X.; MASKELL, K.; JOHNSON, C.A. (Hrsg.) *Climate change 2001: The scientific basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- ARMSTRONG, B.K.; KRICKER, A. (2001) The epidemiology of UV induced skin cancer. In: *Journal of Photochemistry and Photobiology B: Biology*, 63:8-18.
- AUGUSTIN, M. (2008) Klinische und versorgungswissenschaftliche Aspekte des Hautkrebses. In: KAPPAS, M. (Hrsg.) *Klimawandel und Hautkrebs*, :174-192. Ibidem-Verlag, Stuttgart, Hannover.
- BAIS, A.; MELETI, C.; KAZADIS, S.; GARANE, K.; VERDEBOUT, J. (2003) Comparison of satellite-derived surface UV irradiance with spectroradiometric measurements at Thessaloniki, Greece. Congress of the European Society for Photobiology, Vienna, Austria.
- BAIS, A.F.; LUBIN, D. (2006) Surface ultraviolet radiation: past, present and future. In: WMO (WORLD METEOROLOGICAL ORGANISATION) (Hrsg.) *SCIENTIFIC ASSESSMENT REPORT OF OZONE DEPLETION: 2006*. Geneva, Switzerland.
- BALDENHOFER, K.G. (2009) Lexikon der Fernerkundung. <http://www.felexikon.info/lexikon-t.htm> (Stand: 26.02.2009).
- BALDWIN, M.; DAMERIS, M. (2006) Climate-Ozone connections. In: WORLD METEOROLOGICAL ORGANISATION (WMO) (2006) *Scientific Assessment Report of Ozone Depletion: 2006*. Geneva, Switzerland.
- BALDWIN, M.P.; GRAY, L.J.; DUNKERTON, T.J.; HAMILTON, K.; HAYNES, P.H.; RANDEL, W.J.; HOLTON, J.R.; ALEXANDER, M.J.; HIROTA, I.; HORINOUCI, T.; JONES, D.B.A.; KINNERSLEY, J.S.; MARQUARDT, M.C.; SATO, K.; TAKAHASHI, M. (2001) The Quasi-Biennial Oscillation. In: *Reviews of Geophysics*, 39(2):179-229.
- BÄR, N.A. (2009) Chronologie und Kalender. <http://www.nabkal.de/index.html> (Stand: 05.05.2009).

- BENTHAM G. (2001) UV-radiation. In: *Health Effects of Climate Change in the U.K.* Expert Group of Climate Change and Health in the U.K., :218-227. London.
- BERKING, C. (2005) Bedeutung von ultravioletter Strahlung beim malignen Melanom. In: *Der Hautarzt*, 7:687-697. Springer Medizin Verlag.
- BISSOLLI, P. (2001) Wetterlagen und Großwetterlagen im 20. Jahrhundert. *Klimastatusbericht 2001*. DEUTSCHER WETTERDIENST (DWD), Offenbach.
- BITTNER, M. (2002) Ozon in der Stratosphäre- ein Überblick. DEUTSCHES ZENTRUM FÜR LUFT- UND RAUMFAHRT (DLR), Oberpfaffenhofen. [http://wdc.dlr.de/news\\_features/docs/ozone\\_in\\_der\\_strat-grundlagen.pdf](http://wdc.dlr.de/news_features/docs/ozone_in_der_strat-grundlagen.pdf) (Stand: 13.07.2009)
- BLESSING, S.; FRAEDRICH, K.; JUNGE, M.; KUNZ, T.; LUNKEIT, F. (2005) Daily North-Atlantic Oscillation (NAO) Index: Statistics and its stratospheric polar vortex dependence. In: *Meteorologische Zeitschrift*, 14(6):763-769.
- BOJKOV, R.D.; BALIS, D.S. (2001) Characteristics of episodes with extremely low ozone values in the northern middle latitudes 1957-2000. In: *Annales Geophysicae*, 19:797-807.
- BONIOL, M.; DORÉ, J.-F.; AUTIER, P.; SMANS, M.; BOYLE, P. (2007) Descriptive epidemiology of skin cancer incidence and mortality. In: RINGBORG, U.; BRANDBERG, Y.; BREITBART, E.-W.; GREINERT, R. (Hrsg.) *Skin Cancer Prevention*, :203-223. Informa Health Care, New York.
- BOUKAMP, P. (2005) UV-induced skin cancer: similarities – variations. In: *Journal der Deutschen Dermatologischen Gesellschaft (JDDG)*, 3:493-503.
- BRÄNSTRÖM, R. (2007) Behavioural aspects of prevention and early detection. In: RINGBORG, U.; BRANDBERG, Y.; BREITBART, E.-W.; GREINERT, R. (Hrsg.) *Skin Cancer Prevention*, :203-223. Informa Health Care, New York.
- BREITBART, E.-W.; WENDE, A.; MOHR, P.; GREINERT, R.; VOLKMER, B. (2004) Hautkrebs. Gesundheitsberichterstattung des Bundes, Heft 22. ROBERT KOCH-INSTITUT (Hrsg.), Berlin.
- BREITBART, E.-W.; GREINERT, R.; VOLKMER, B. (2008) Risikofaktor Strahlung – UV-Strahlung. Vortrag an der Evangelische Akademie Tutzing. [www.ev-akademie-tutzing.de/doku/programm/get\\_it.php?ID=789](http://www.ev-akademie-tutzing.de/doku/programm/get_it.php?ID=789).

- BRÖNNIMANN, S. (2005) Großräumige Klimaschwankungen. Vorlesungsskript (WS 05/06). ETH Zürich.
- BRÖNNIMANN, S.; HOOD, L.L. (2003) Frequency of low-ozone events over northwestern Europe in 1952-1963 and 1990-2000. In: *Geophysical Research Letters*, 30, 2118. doi: 10.1029/2003GL0018431.
- BRÖNNIMANN, S.; HOOD, L.L. (2004) Low ozone events over north-western Europe in the 1950s and 1990s. In: ZEREFOS, C. (2004) *Ozone*. Proceedings of the XX Quadrennial Ozone Symposium (1-8 June 2004), 1:302-303. Kos, Greece, Athens.
- BURTON, I.; DIRINGER, E.; SMITH, J. (2006) Adaption to Climate Change: International Policy Options.
- CLAUDE, H.; STEINBRECHT, W.; KÖHLER, U. (2003) Warum bringt der Winter die stärksten Ozonänderungen? In: *Ozonbulletin des Deutschen Wetterdienstes*, 92. DEUTSCHER WETTERDIENST (DWD), Offenbach.
- CLAUDE, H.; STEINBRECHT, W.; KÖHLER, U. (2006a) Was hat die NAO mit Ozon zu tun? In: *Ozonbulletin des Deutschen Wetterdienstes*, 114. DEUTSCHER WETTERDIENST (DWD), Offenbach.
- CLAUDE, H.; STEINBRECHT, W.; KÖHLER, U. (2006b) Widersprüchliches zur Ozonschicht. In: *Ozonbulletin des Deutschen Wetterdienstes*, 112. DEUTSCHER WETTERDIENST (DWD), Offenbach.
- CLAUDE, H.; STEINBRECHT, W.; KÖHLER, U.; HASSLER, B. (2002) Entwicklung der Ozonschicht. In: *Klimastatusbericht 2002*. DEUTSCHER WETTERDIENST (DWD), Offenbach.
- DAMERIS, M. (2005) Klima-Chemie-Wechselwirkungen und der stratosphärische Ozonabbau. In: *PROMET*, 31(1):2-11. DEUTSCHER WETTERDIENST (DWD), Offenbach.
- DAMERIS, M.; THOMAS, P.; SCHMIDT, U.; ZELLNER, R. (2007) Das Ozonloch und seine Folgen. In: *Chemie unser Zeit*, 41:152-168. Wiley-Verlag GmbH & Co., Weinheim.
- DE LANGE, N. (2006) Geoinformatik in Theorie und Praxis. 2. Auflage. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.

- DEN OUTER, S. (2003) UV-straling in Europa, 1980-2006. <http://www.milieuennatuurcompendium.nl/indicatoren/nl0219-UV-straling-inEuropa.html?i=9-84> (Stand: 15.02.2008).
- DEUTSCHE KREBSHILFE E.V. (2007) Hautkrebs. Die blauen Ratgeber, 11.
- DEUTSCHES INSTITUT FÜR NORMUNG (1982) Physikalische Grundlagen, Lichtquellen, Filter, Monochromatoren, Messgeräte. DIN 5031, Teil 1.
- DIE BUNDESREGIERUNG (2008) Deutsche Anpassungsstrategie an den Klimawandel (DAS). <http://www.anpassung.net/SharedDocs/Downloads/DE/DAS-gesamt,templateId=raw,property=publicationFile.pdf/DAS-gesamt.pdf>.
- DIFFEY, B. (2004) Climate change, ozone depletion and the impact on ultraviolet exposure of human skin. In: *Physics in Biology and Medicine*, 49(1):1-11. doi: 10.1088/0031-9155/49/1/R01.
- DIFFEY, B. (1992) Stratospheric ozone depletion and the risk of non-melanoma skin cancer in a British population. In: *Physics in Medicine and Biology*, 37(12):2267-2279. doi: 10.1088/0031-9155/37/12/008.
- DIFFEY, B. (2000) Sunlight, skin cancer and ozone depletion. In: *Issues in Environmental Science and Technology, Causes and Environmental Implications of Increased UV-B Radiation*, 14:107-119.
- EBI, K.L.; BURTON, I.; MENNE, B. (2006) Policy implications of climate change-related health risks in Europe. In: MENNE, B.; EBI, K.L. (Hrsg.) *Climate Change and Adaptation Strategies for Human Health*. WORLD HEALTH ORGANISATION (WHO). Steinkopff-Verlag, Darmstadt.
- EUROPEAN ENVIRONMENT AGENCY (2005) Vulnerability and adaptation to climate change in Europe. EEA Technical report, 7:1725-2237.



- EYRING, V.; WAUGH, D.W.; BODEKER, G.E.; CORDERO, E.; AKIYOSHI, H.; AUSTIN, J.; BEAGLEY, S.R.; BOVILLE, B.A.; BRAESICKE, P.; BRÜHL, C.; BUTCHART, N.; CHIPPERFIELD, M.P.; DAMERIS, M.; DECKERT, R.; DEUSHI, M.; FRITH, S.M.; GARCIA, R.R.; GETTELMAN, A.; GIORGETTA, M.A.; KINNISON, D.E.; MANCINI, E.; MARSH, D.R.; MATTHES, S.; NAGASHIMA, T.; NEWMAN, P.A.; NIELSEN, J.E.; PAWSON, S.; PITARI, G.; PLUMMER, D.A.; ROZANOV, E.; SCHRANER, M.; SCINOCCA, J.F.; SEMENIUK, K.; SHEPARD, T.G.; SHIBATA, K.; STEIL, B.; STOLARSKI, R.S.; TIAN, W.; YOSHIKI, M. (2007) Multimodel projections of stratospheric ozone in the 21<sup>st</sup> century. In: *Journal of Geophysical Research*, 112, D16303, doi:10.1029/2006JD008332.
- FEICHTER, J. (2003) Aerosole und das Klimasystem. In: *Physik unser Zeit*, 2:72-79.
- FEICHTER, J.; SCHURATH, U.; ZELLNER, R. (2007) Luftchemie und Klima. In: *Chemie unser Zeit*, 41:138-150. Wiley-Verlag GmbH & Co., Weinheim.
- FISCHER, G.; KIRK, E.; PODZUN, R. (1991) Physikalische Diagnose eines numerischen Experimentes zur Entwicklung der großräumigen atmosphärischen Zirkulation auf einem Aquaplaneten. In: *Meteorologische Rundschau*, 43:33-42.
- FORSTER, P.; RAMASWAMY, V.; ARTAXO, P.; BERNTSEN, T.; BETTS, R.; FAHEY, D.W.; HAYWOOD, J.; LEAN, J.; LOWE, D.C.; MYHRE, G.; NGANGA, J.; PRINN, R.; RAGA, G.; SCHULZ, M.; VAN DORLAND, R. (2007) Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing. In: SOLOMON, S.; QIN, D.; MANNING, M.; CHEN, Z.; MARQUIS, M.; AVERYT, K.B.; TIGNOR, M.; MILLER, H.L. (Hrsg.) *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- FÜSSEL, H.-M.; KLEIN, R.J.T.; EBI, K.L. (2006) Adaptation assessment for public health. In: MENNE, B.; EBI, K.L. (Hrsg.) *Climate Change and Adaptation Strategies for Human Health*. WORLD HEALTH ORGANISATION (WHO). Steinkopff-Verlag, Darmstadt.
- GALLAGHER, R.P.; LEE, T.K.; BAJDIK, C.D. (2007) Epidemiology of nonmelanocytic skin cancer. In: RINGBORG, U.; BRANDBERG, Y.; BREITBART, E.-W.; GREINERT, R. (Hrsg.) *Skin Cancer Prevention*, :163-178. Informa Health Care, New York.
- GANTER, L.; KÖHLER, U. (1998) Starker Anstieg der kurzwelligen UV-B Strahlung durch langfristige Ozonabnahme im Frühjahr. *Ozonbulletin des Deutschen Wetterdienstes*, 52. DEUTSCHER WETTERDIENST (DWD), Offenbach.

- GERSTENGARBE, F.-W. (Hrsg.); WERNER, P.C. (2005) Katalog der Großwetterlagen Europas (1881-2004). PIK-Report, 100. POTSDAM-INSTITUT FÜR KLIMAFOLGENFORSCHUNG (PIK), Potsdam.
- GRAEDEL, T.E.; CRUTZEN, P.J. (1994) Chemie der Atmosphäre – Bedeutung für Klima und Umwelt. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, Berlin, Oxford.
- GREINERT, R.; BREITBART, E.-W.; VOLKMER, B. (2008) UV-induzierte DNA-Schäden und Hautkrebs. In: KAPPAS, M. (Hrsg.) *Klimawandel und Hautkrebs*, :145-173. Ibidem-Verlag, Stuttgart, Hannover.
- HAASE, H.-P. (2004) Zur Untersuchung der Dynamik in der Stratosphäre – Eine Untersuchung auf der Grundlage der Varianz von chemischen Tracern. Dissertation im Fachbereich Geowissenschaften/Geographie der JOHANN WOLFGANG GÖTTE-UNIVERSITÄT, Frankfurt am Main.
- HÄCKEL, H. (1999) Meteorologie. 4. Auflage, Verlag Eugen Ulmer, Stuttgart.
- HANSEN, J.E. (2000) The sun's role in long-term climate change. In: *Space Science Reviews*, 94:349-356.
- HARDER, H. (1999) Messung und Modellierung stratosphärischer Spurenstoffprofile zur Abschätzung des anorganischen Gesamt-Brom-Budgets. Dissertation an der Naturwissenschaftlich-Mathematischen Gesamtfakultät der RUPRECHT-KARLS-UNIVERSITÄT, Heidelberg.
- HARTMANN, D.L.; WALLACE, J.M.; LIMPASUVAN, V.; THOMPSON, D.W.; HOLTON, J.R. (2000) Can ozone depletion and global warming interact to produce rapid climate change? In: *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 97(4):1412-1417.
- HEAPS, A.; LAHOZ, W.; O'NEILL, A. (2007) The Quasi-Biennial zonal wind oscillation (QBO). Centre for Global Atmospheric Modelling, UK. <http://ugamp.nerc.ac.uk/hot/ajh/qbo.htm>.
- HEESE, B. (1996) Untersuchung zum Beitrag chemischer und dynamischer Prozesse zur Variabilität des stratosphärischen Ozons über der Arktis. Berichte zur Polar- und Meeresforschung, 196. ALFRED-WEGENER-INSTITUT FÜR POLAR- UND MEERESFORSCHUNG (AWI) (Hrsg.), Bremerhaven.
- HEß, W. (2002) Sonnenwetter-Fachbegriffe. [http://www.dw-world.de/popups/popup\\_pdf/0,,778242,00.pdf](http://www.dw-world.de/popups/popup_pdf/0,,778242,00.pdf). (Stand: 15.01.08).

- HÖLZLE, E.; HÖNIGSMANN, H. (2005) Ultraviolette Strahlung- Quellen, Spektren, Umwelteinflüsse. In: *Journal der Deutschen Dermatologischen Gesellschaft (JDDG)*, 2:3-10.
- HÖPPE, P. (1996) Die Physiologisch Äquivalente Temperatur PET – Nicht immer, aber immer öfter. In: *Annalen der Meteorologie* 33, 3. Fachtagung BIOMET am 4. und 5. Dezember 1996 in München. DEUTSCHER WETTERDIENST (DWD), Offenbach.
- HÖPPE, P., OPPENRIEDER, A.; ERIANTO, C.; PRAML, G.; KÖPKE, P.; REUDER, J.; SEEFELDER, M. (2004) Experimentelle Verifizierung von Modellen zur Quantifizierung der UV-Strahlung auf geneigte Flächen als Basis für Expositionsrechnungen für den Menschen. In: *BayFORUV Wissenschaftlicher Abschlussbericht, Erhöhte UV-Strahlung in Bayern Folgen und Maßnahmen (BayFORUV)*, :55-70. BAYERISCHER FORSCHUNGSVERBUND.
- HOYT, D.V.; SCHATTEN, K.H. (1997) The role of the sun in climate change. Oxford University Press, New York.
- HU, Y.; FU, Q. (2009) Antarctic stratospheric warming since 1979. In: *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 9:1703-1726.
- INSTITUT FÜR UMWELTPHYSIK IUP-BREMEN (2008) SCIAMACHY Data Archive for Polar Stratospheric Clouds. [http://www-iup.physik.uni-bremen.de/~sciapro/PSC/PSC\\_2006\\_S00.html](http://www-iup.physik.uni-bremen.de/~sciapro/PSC/PSC_2006_S00.html) (Stand: 25.08.2009).
- IQBAL, M. (1986) An introduction to solar radiation. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.
- JAMES, P.M. (1998) A climatology of ozone mini-holes over the northern hemisphere. In: *International Journal of Climatology*, 18:1287-1303.
- JAMES, P.M.; PETERS, D.; WAUGH, D.W. (2000) Very low ozone episodes due to polar vortex displacement. In: *Tellus Series B*, 52:1123-1137.
- JENDRITZKY, G. (1990) Bioklimatische Bewertungsgrundlage der Räume am Beispiel von mesoskaligen Bioklimakarten. In: JENDRITZKY, G.; MENZ, G.; SCHMIDT-KESSEN, W.; SCHRIMER, H. (Hrsg.) *Methodik zur räumlichen Bewertung der thermischen Komponente im Bioklima des Menschen*. AKADEMIE FÜR RAUMFORSCHUNG UND LANDESPLANUNG, Hannover.

- JENDRITZKY, G.; FIALA, D.; HAVENITH, G.; KOPPE, C.; LASCHEWSKI, G.; STAIGER, G.; TINZ, B. (2007) Thermische Umweltbedingungen. In: *PROMET*, 33(3/4):83-94. DEUTSCHER WETTERDIENST (DWD), Offenbach.
- JIANG, X.; EICHELBERGER, S.J.; HARTMANN, D.L.; SHIA, R.; YUNG, Y.L. (2007) Influence of doubled CO<sub>2</sub> on ozone via changes in the Brewer-Dobson Circulation. In: *Journal of the Atmospheric Sciences* 64(7):2751-2755, doi: 10.1175/JAS3969.1.
- JOHNSTON, K.; VER HOEF, J.M.; KRIVORUCHKO, K.; LUCAS, N. (2001) Using Arc GIS Geostatistical Analyst. ESRI GmbH.
- JOINT NATURE CONSERVATION COMMITTEE (JNCC) (2008) Global impacts of climate change. <http://www.jncc.gov.uk/page-4371> (Stand: 21.01.2008).
- JUNGE, C. (1987) Kreisläufe von Spurengasen in der Atmosphäre. In: JAENICKE, R. (1987) *Atmosphärische Spurenstoffe*. DEUTSCHE FORSCHUNGSGEMEINSCHAFT (DFG), Sonderforschungsbereiche, :19-29. VCH-Verlagsgesellschaft.
- KAMINSKI, U.; HOFMANN, M. (2005) Verstärken oder dämpfen Aerosole den Treibhauseffekt? GAW Brief des Deutschen Wetterdienstes, 29. DEUTSCHER WETTERDIENST (DWD), Offenbach.
- KECKHUT, P.; DAVID, CH.; MARCHAND, M.; BEKKI, S.; JUMELET, J.; HAUCHECORNE, A.; HÖPFNER, M. (2007) Observation of polar stratospheric clouds down to the Mediterranean coast. In: *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7:5275-5281.
- KEIL, M.; JACKSON, D.R.; HORT, M.C. (2007) The January 2006 low ozone event over the UK. In: *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7:961-972.
- KELFKENS, G.; VERLDERS, G.J.M.; SLAPER, H. (2002) Integrated Risk Assessment. In: KELFKENS, G.; BREGMANN, A.; DE GRUIJL, F.R.; VAN DER LEUN, J.C.; PIQUET, A.; VAN OIJEN, T.; GIESKES, W.W.C.; VAN LOVEREN, H.; VELDERS, G.J.M.; MARTENS, P.; SLAPER, H. (Hrsg.) *Ozone layer – climate change interactions. Influence on UV levels and UV related effects*. Summary Report of OCCUS (Ozone and Climate Change interaction effects for Ultraviolet radiation and Risks).
- KLEY, D. (2001) pers. Mitteilungen (Institut für Chemie, Forschungszentrum Jülich). In: MÖLLER, D. (2003) *Luft – Chemie, Physik, Biologie, Reinhaltung, Recht*. Walter de Gruyter, Berlin, New York.
- KNUSCHKE, P.; KRINS, A. (2000) UV-Personendosimetrie. Teil B: Verwendung des Polysulfonfilms als UV-Sensor. Schlussbericht des BMBF-Vorhabens 07UVB54B.

- KNUSCHKE, P.; KURPIERS, M.; KOCH, R.; KUHLSCH, W.; WITTE, K. (2004) Mittlere UV-Exposition der Bevölkerung. Schlussbericht des BMBF-Vorhabens 07UV-B54C/3.
- KNUSCHKE, P.; UNVERRICHT, I.; OTT, G.; JANSSEN, M. (2007) Personenbezogene Messung der UV-Exposition von Arbeitnehmern im Freien. Abschlussbericht zum Projekt „Personenbezogene Messung der UV-Exposition von Arbeitnehmern im Freien“ – Projekt F 1777. BUNDESANSTALT FÜR ARBEITSSCHUTZ UND ARBEITSMEDIZIN (Hrsg.), Dortmund.
- KÖPKE, P. (2000) Auswirkungen atmosphärischer Spurenstoffe auf Strahlung und Klima. In: GUDERIAN, R. (Hrsg.) *Handbuch der Umweltveränderungen und Ökotoxikologie – Atmosphäre*, Band1b; :297-329. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York .
- KÖPKE, P. (2003) Modellierung zeitlich und räumlich variabler UV-Strahlung unter dem Aspekt ihrer biologischen und photochemischen Wirkung. In: *BayFORUV, Wissenschaftlicher Abschlussbericht, Erhöhte UV-Strahlung in Bayern Folgen und Maßnahmen* (BayFORUV), :193-205. BAYERISCHER FORSCHUNGSVERBUND.
- KÖPKE, P. (2008) Solare UV-Dosis und ihre Abhängigkeit von atmosphärischen Bedingungen und menschlichem Verhalten. In: KAPPAS, M. (Hrsg.) *Klimawandel und Hautkrebs*, :97-117. Ibidem-Verlag, Stuttgart.
- KÖPKE, P.; PLACZEK, M; STAIGER, H.; WINKLER, P. (2007) Solare UV-Strahlung und ihre Wirkung auf den Menschen. In: *PROMET*, 33(3/4):95-107. DEUTSCHER WETTERDIENST (DWD), Offenbach.
- KOPPE, C. (2005) Gesundheitsrelevante Bewertung von thermischer Belastung unter Berücksichtigung der kurzfristigen Anpassung der Bevölkerung an die lokalen Witterungsverhältnisse. Inaugural-Dissertation zur Erlangung der Doktorwürde der Fakultät für Fort- und Umweltwissenschaften der ALBERT-LUDWIGS-UNIVERSITÄT, Freiburg i. Breisgau.
- KOPPE, C.; JENDRITZKY, G.; PFAFF, G. (2003) Die Auswirkungen der Hitzwelle 2003 auf die Gesundheit. *Klimastatusbericht 2003*. DEUTSCHER WETTERDIENST (DWD), Offenbach.
- KOVATS, R.S.; MENNE, B.; MCMICHAEL, A.J.; BERTOLLINI, R.; SOSKOLNE, C. (1999) Early human health effects of climate change and stratospheric ozone depletion in Europe. Third ministerial conference on environment and health, London.

- KREBSREGISTER SCHLESWIG-HOLSTEIN (2005) Krebs in Schleswig-Holstein – Inzidenz und Mortalität im Jahr 2003. INSTITUT FÜR KREBSEPIDEMIOLOGIE E.V. (Hrsg.), Lübeck.
- KRINS, A.; BURGER, P.M.; DÖRSCHEL, B.; KNUSCHKE, P. (1999) Messung und Bewertung natürlicher und künstlicher UV-Strahlung. In: *Der Hautarzt*, 50:701-705.
- KRONBERG, I. (2006) Geographische Verteilung der Hautfarbe. In: *Biologie unserer Zeit*, 2(36):76-77. Wiley-Verlag GmbH & Co., Weinheim.
- KRÜGER, K. (2008) Ozon und UV. Vortrag im Rahmen des 3. CLIMAderm-Workshops in Hamburg am 21. Mai 2008.
- KRÜGER, K.D. (2002) Untersuchung von Transportprozessen in der Stratosphäre: Simulation mit einem globalen Zirkulationsmodell. Dissertation im Fachbereich Geowissenschaften der FREIEN UNIVERSITÄT BERLIN.
- KYLLING, A.; ALBOLD, A.; SECKMEYER, G. (1997) Transmittance of a cloud is wavelength-dependent in the UV-range: Physical Interpretation. In: *Geophysical Research Letters*, 24(4):505-535.
- LABITZKE, K. (1999) Die Stratosphäre – Phänomene, Geschichte, Relevanz. Springer-Verlag, Heidelberg, Berlin.
- LABITZKE, K.; KUNZE, M.; BRÖNNIMANN, S. (2005) Sunspots, the QBO, and the Stratosphere in the North Polar Region – 20 Years later. In: *Meteorologische Zeitschrift*, 3(15):355-363.
- LEAN, J.; BEER, J.; BRADLEY, R. (1995) Reconstruction of solar irradiance since 1610: Implications for Climate Change. In: *Geophysical Research Letters*, 22(23):3195-3198.
- LEIBNIZ-INSTITUT FÜR MEERESWISSENSCHAFTEN – IFM-GEOMAR (2009) Bromoform in der Atmosphäre. <http://www.ifm-geomar.de/index.php?id=2690&type=98>. (Stand: 06.05.2009).
- LI, F.; STOLARSKI, R.S.; NEWMAN, P.A. (2009) Stratospheric ozone in the post-CFC era. In: *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9:2207-2213.
- LONGSTRETH, J.D.; DE GRUIJL, F.R.; KRIPKE, M.L.; TAKIZAWA, Y.; VAN DER LEUN, J.C. (1994) Effects of increased solar ultraviolet radiation on human health. In: UNITED NATIONS ENVIRONMENT PROGRAMME (UNEP) (Hrsg.) *Environmental effects of Ozone depletion: 1994 assessment*.

- MÄDER, J.A. (2004) Haupteinflussfaktoren auf das stratosphärische Ozon in der nördlichen Hemisphäre. Dissertation an der EIDGENÖSSISCHEN TECHNISCHEN HOCHSCHULE, Zürich (ETH).
- MADRONICH, S.; FLOCKE, S. (1997) Theoretical estimation of biologically effective UV radiation at the earth's surface. In: ZEREFOS, C.S.; BAIS, A.F. (Hrsg.) *Solar Ultraviolet Radiation – Modelling, Measurements and Effects*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.
- MAHRENHOLZ, P. (2008) Climate Change and adaptation needs. In: *Parasitology Research*, (103):139-146. doi 10.1007/s00436-008-1058-5
- MAIER, H.; SCHAUBERGER, G. (1999) Gesundheitliche Verträglichkeit von Solarien – photobiologische und strahlungsphysikalische Aspekte von Solarien. Arbeitskreis Sonne, Wien. <http://www-med-physik.vu-wien.ac.at/adobe-pdf/Solarien1999.pdf>.
- MATTHES, K.B. (2003) Der Einfluss des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus und der QBO auf die Atmosphäre – eine Modellstudie. Dissertation am Fachbereich Geowissenschaften der FREIEN UNIVERSITÄT, Berlin.
- MATZARAKIS, A. (2004) Modellierung des thermischen Bioklimas mit dem Modell RayMan. Deutsch-Österreichisch-Schweizerische Meteorologen-Tagung 2004, 14(4):1-7.
- MATZARAKIS, A. (2007) Entwicklung einer Bewertungsmethodik zur Integration von Wetter- und Klimabedingungen im Tourismus. In: *Berichte des Meteorologischen Instituts der Universität Freiburg*, 16:73-80.
- MATZARAKIS, A.; MAYER, H. (1996) Regionalisierung der Physiologisch Äquivalenten Temperatur für Griechenland. In: *Annalen der Meteorologie*, 33, 3. Fachtagung BIOMET am 4. und 5. Dezember 1996 in München. DEUTSCHER WETTERDIENST (DWD), Offenbach.
- MAX-PLANCK-INSTITUT FÜR METEOROLOGIE (MPI) (2006) Klimaprojektion für das 21. Jahrhundert. Hamburg.
- MCCORMACK, J.P.; SISKIND, D.E.; HOOD, L.L. (2007) Solar-QBO interaction and its impact on stratospheric ozone in a zonally averaged photochemical transport model of the middle atmosphere. In: *Journal of Geophysical Research*, (112):1-17. doi: 10.1029/2006JD008369.

- MCKENZIE, R.L.; AUCAMP, P.J.; BAIS, A.F.; BJÖRN, L.O.; ILYAS, M. (2006) Changes in biologically active ultraviolet radiation reaching the earth surface. In: UNITED NATIONS ENVIRONMENT PROGRAMME (UNEP) (Hrsg.) *Environmental effects of ozone depletion and its interacts with climate change: 2006 assessment*.
- McMICHAEL, A.; GITHEKO, A. (2001) Human Health. In: MCCARTHY, J.J.; CANZIANI, O.F.; LEARY, N.A.; DOKKEN, D.J.; WHITE, K.S. (Hrsg.) *Climate Change 2001: Impacts, Adaptation, and Vulnerability*. Contribution of Working Group II to the Third Assessment Report of THE INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- MEEHL, G.A.; STOCKER, T.F.; COLLINS, W.D.; FRIEDLINGSTEIN, P.; GAYE, A.T.; GREGORY, J.M.; KITO, A.; KNUTTI, R.; MURPHY, J.M.; NODA, A.; RAPER, S.C.B.; WATTERSON, I.G.; WEAVER, A.J.; ZHAO, Z.-C. (2007) Global Climate Projections. In: SOLOMON, S.; QIN, D.; MANNING, M.; CHEN, Z.; MARQUIS, M.; AVERYT, K.B.; TIGNOR, M.; MILLER, H.L. (Hrsg.) *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- MENNE, B.; EBI, K.L. (2006) What can be Learned from Observed Health Impacts and Vulnerabilities? In: MENNE, B.; EBI, K.L. (Hrsg.) *Climate Change and Adaptation Strategies for Human Health*. WORLD HEALTH ORGANISATION (WHO), Steinkopff-Verlag, Darmstadt.
- MOAN, J.; POROJNICU, A.C.; DAHLBACK, A. (2007) Epidemiology of cutaneous malignant melanoma. In: RINGBORG, U.; BRANDBERG, Y.; BREITBART, E.-W.; GREINERT, R. (Hrsg.) *Skin Cancer Prevention*, :203-223. Informa Health Care, New York.
- MÖLLER, D. (2003) Luft – Chemie, Physik, Biologie, Reinhaltung, Recht. Walter de Gruyter, Berlin, New York.
- MÜLLER, B. (2003) Eine regionale Klimasimulation für Europa zur Zeit des späten Maunder-Minimums 1675-1705. Dissertation vom Fachbereich Geowissenschaften der UNIVERSITÄT HAMBURG, Hamburg.
- MÜLLER, M. (2001) Polare Stratosphärenwolken und mesoskalige Dynamik am Polarwirbelrand. Berichte zur Polar- und Meeresforschung, 398. ALFRED-WEGENER-INSTITUT FÜR POLAR- UND MEERESFORSCHUNG (AWI) (Hrsg.), Bremerhaven.



- NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION (NASA) (2009) Total Ozone Mapping Spectrometer. Ozone processing team. [http://toms.gsfc.nasa.gov/index\\_v8.html](http://toms.gsfc.nasa.gov/index_v8.html) (Stand: 26.02.2009).
- NATIONAL RADIOLOGICAL PROTECTION BOARD (NRPB) (2002) Health effects from ultraviolet radiation. Report of an Advisory Group on Non-ionising Radiation. Document of the NRPB, 13, 1.
- NAUJOKAT, B. (2005) Variabilität der Stratosphäre: Die QBO. In: *PROMET*, 31(1):30-32.
- NEUPER, M. (2008) Die Beaufortskale. <http://www.mondorf-wetter.de/regiowind/beaufort.htm> (Stand: 13.05.2008).
- NEWMAN, P.A.; LAIT, L.A.; SCHOEBERL, M.R. (1988) The morphology and meteorology of southern-hemispheric spring total ozone mini-holes. In: *Geophysical Research Letters*, 15:923-926.
- OINAS, V.; LACIS, A.A.; RIND, D.; SHINDELL, D.T.; HANSEN, J.E. (2001) Radiative cooling by stratospheric water vapour: Big differences in GCM results. In: *Geophysical Research Letters*, 28(14):2791-2794.
- ORSOLINI, Y.J.; LIMPASUVAN, V. (2001) The North Atlantic Oscillation and the occurrences ozone miniholes. In: *Geophysical Research Letters*, 20(21):4099-4102.
- RAFFELHÜSCHEN, B.; HACKMANN, T.; HAGIST, C. (2008) Volkswirtschaftliche Auswirkungen von Hautkrebs. In: KAPPAS (Hrsg.) *Klimawandel und Hautkrebs*. Ibidem-Verlag. Stuttgart, Hannover.
- RAMPE, G. (2009) Ozonmessung mit GOME. <http://www.wetterklima.de/umwelt/ozon/gome.htm> (Stand: 03.05.2009).
- RASCHKE, E.; QUANTE, M. (2002) Wolken und Klima. In: *PROMET*, 28(3/4):95-107. DEUTSCHER WETTERDIENST (DWD), Offenbach.
- REICHHOLF, J. (2007) Anpassung und Evolution – der Klimawandel und die Geschichte des Menschen. In: *Entwicklung & ländlicher Raum*, 5:30-31.
- REID, S.J.; TUCK, A.F.; KILADIS, G. (2000) On the changing abundance of ozone minima at northern midlatitudes. In: *Journal of Geophysical Research*, 105(10):169-180.

- REUDER, J.; DAMERIS, M.; KÖPKE, P. (2001) Future UV radiation in Central Europe modelled from ozone scenarios. In: *Journal of Photochemistry and Photobiology (B: Biology)*, 61(2001):94-105.
- REUDER, J.; KÖPKE, P.; PFEIFFER, A.; SCHREIER, M.; SCHWEEN, J. (2004a) Bestimmung des Bedeckungsgrades aus dem modelliertem Wassergehalt. Meteorologisches Institut im Department für Physik, LUDWIGS-MAXIMILIANS-UNIVERSITÄT, München.
- REUDER, J.; KÖPKE, P.; RUGGABER, A.; SCHWANDER, H. (1998) Characterization of cloud types for radiation modelling. (unveröffentlicht).
- REUDER, J.; KÖPKE, P.; SCHWEEN, J. (2004b) UV-Strahlung in der Vergangenheit und Zukunft, mit und ohne Wolken. Meteorologisches Institut im Department für Physik, LUDWIGS-MAXIMILIANS-UNIVERSITÄT, München.
- REUDER, J.; SCHWANDER, H. (1999) Aerosol effects on UV radiation in nonurban regions. In: *Journal of Geophysical Research*, 104(4):4065-4077.
- REX, M.; SALAWITCH, R.J.; VON DER GATHEN, P.; HARRIS, N.R.P.; CHIPPERFIELD, M.P.; NAUJOKAT, B. (2004) Arctic ozone loss and climate change. In: *Geophysical Research Letters*, 31, L04116, doi:10.1029/2003GL018844.
- RIEDER, H.E.; STAEHLIN, J.; MAEDER, J.A. (2009) Extreme events in total ozone over Arosa: From ozone mini-holes and mini-highs towards extreme value theory. Submitted to *Journal of Geophysical Research*.
- ROHIERSE, A. (2003) Regionale Darstellung der Umweltbelastung durch klimarelevante Gase in der Agrarlandschaft Kraichgau – Das Boden-Landnutzungs-Informationen-System für Treibhausgasemissionen. Dissertation zur Erlangung des Grades eines Doktors der Agrarwissenschaften der Fakultät Agrarwissenschaften an der Universität Hohenheim.
- SANDMANN, H. (2002) Über die ultraviolette Strahlung. In: *Der mathematische und naturwissenschaftliche Unterricht (MNU)*, 54(5):260-265.
- SCHNELLE-KREIS, J.; SKLORZ, M.; HERRMANN, H.; ZIMMERMANN, R. (2007) Atmosphärische Aerosole – Quellen, Vorkommen, Zusammensetzung. In: *Chemie unser Zeit*, 41:220-230, Wiley-Verlag GmbH & Co, Weinheim.
- SCHÖNWIESE, C.-D. (1994) *Klimatologie*. Verlag Eugen Ulmer, Stuttgart.

- SCHÖNWIESE, C.-D. (2006) Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler. 4. Auflage. Gebrüder Bornträger-Verlag, Berlin, Stuttgart.
- SCHWANDER, H. (1999) Simulation des Einflusses von Bewölkung auf die UV-Strahlung mittels neuronaler Netze. Dissertation der Fakultät für Physik der LUDWIG-MAXIMILIANS-UNIVERSITÄT, München.
- SCHWANDER, H.; KÖPKE, P.; RUGGABER, A. (1997) Uncertainties in modelled UV irradiance due to limited accuracy and availability of input data. In: *Journal of Geophysical Research*, 102(87):9419-9429.
- SECKMEYER, G. (1999) Die genaue Messung und Simulation der solaren UV-Strahlung (Hrsg. SEILER, M.). FRAUNHOFER INSTITUT ATMOSPHERISCHE UMWELTFORSCHUNG, Garmisch-Partenkirchen.
- SECKMEYER, G., THIEL, S.; BLUMENTHALER, P.; FABIAN, P.; GERBER, S.; GUGGHELMINGER, D.-P.; HÄDER, M.; HUBER, M.; KETTNER, C.; KÖHLER, U.; KOEPKE, P.; MAIER, H.; SCHÄFER, P.; SUPPAN, E.; TAMM UND THOMALLA, E. (1994) Intercomparison of spectral UV-radiation measurement systems. In: *Applied Optics*, 33(33):7805-7812.
- SEINFELD, J.H.; PANDIS, S.N. (1998) Atmospheric chemistry and physics. From air pollution to climate change. John Wiley and Sons, New York.
- SEMANE, N.; TEITELBAUM, H.; BASDEVENT, C. (2002) A very deep ozone minihole in the Northern Hemisphere stratosphere at mid-latitudes during the winter of 2000. In: *Tellus*, 54A:382-389.
- SEMENZA, J.C.; RUBIN, C.H.; FALTER, K.H.; SELANIKIO, J.D.; FLANDERS, D.; HOWE, H.L.; WILHELM, J.L. (1996) Heat-related deaths during the July 1995 heat wave in Chicago. In: *New England Journal of Medicine* (335):84-90.
- SERRANO, A.; ANTÓN, M.; CANCELLO, M.L.; GARCÍA, J.A. (2008) Proposal of a new erythemal UV radiation amplification factor. In: *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 8:1089-1111.
- SHINDELL, D.T.; GREWE, V. (2002) Separating the influence of halogen and climate changes on ozone recovery in the upper stratosphere. In: *Journal of Geophysical Research*, 107(12), 4144. doi: 10.1029/2001JD000420.

- SLAPER, H.; VELDEERS, G.J.M.; DANIEL, J.S.; DE GRUIJL, F.R.; VAN DER LUEN, J.C. (1996) Estimates of ozone and skin cancer incidence to examine the Vienna Convention achievements. In: *Nature*, 384:256-258.
- SOKOLIK, I.N. (2007) Ozonchemie in der Stratosphäre. <http://www1.tu-darmstadt.de/fb/ch/cfs/ozon.pdf>.
- SOUKHAREV, B. (1997) The sunspot cycle, the QBO, and the total ozone over Northeastern Europe: a connection through the dynamics of the stratospheric circulation. In: *Annales Geophysicae*, 15:1995-1603.
- SPÖREL, U. (2007) Grenzüberschreitender Tourismus in Europa: Einreise- und Ausreiseverkehr. In: STATISTISCHES BUNDESAMT (Hrsg.), *Wirtschaft und Statistik*, 7/2007, Wiesbaden.
- STAIGER, H.; BUCHER, K.; JENDRITZKY, G. (1996) Gefühlte Temperatur – Die physiologisch gerechte Bewertung von Wärmehaushalt und Kältestress beim Aufenthalt im Freien mit der Maßzahl Grad Celsius. In: *Annalen der Meteorologie* 33, 3. Fachtagung BIOMET am 4. und 5. Dezember 1996 in München. DEUTSCHER WETTERDIENST (DWD), Offenbach.
- STEINBRECHT, W.; CLAUDE, H.; WINKLER, P. (2002) Zirkulationsänderungen wirken auch auf die Ozonschicht. In: *Klimastatusbericht 2002*. DEUTSCHER WETTERDIENST (DWD), Offenbach.
- STEINMETZ, M.; MATTHES, R.; HOFMANN, P.; BRIX, G. (2001) Erfassung und strahlenhygienische Bewertung der solaren UV-Exposition in Deutschland. In: *Zeitschrift für Medizinische Physik*, 11:227-235.
- STEINMETZ, M. (2000) Solare terrestrische UV-Strahlung in Deutschland 2000. Jahresbericht über das solare UV-Messnetz von BUNDESAMT FÜR STRAHLENSCHUTZ (BFS) / UMWELTBUNDESAMT (UBA).
- STENKE, A. (2005) Stratosphärischer Wasserdampf in einem gekoppelten Klima-Chemie-Modell: Simulation, Trends und Bedeutung für die Ozonchemie. Dissertation an der LUDWIG-MAXIMILIANS UNIVERSITÄT, München.
- STENKE, A.; GREWE, V. (2003) Impact of ozone mini-holes on the heterogeneous destruction of stratospheric ozone. In: *Chemosphere*, 50:177-190.

- STENKE, A.; GREWE, V.; DAMERIS, M.; PONATER, M. (2009) Langfristige Veränderungen der stratosphärischen Wasserdampfkonzentration zwischen 1960 und 2020 – Einfluss auf die Ozonchemie. [http://www.meteo.physik.unimuenchen.de/dkt/abstracts/atmosphaerenchemie/stenke\\_v.pdf](http://www.meteo.physik.unimuenchen.de/dkt/abstracts/atmosphaerenchemie/stenke_v.pdf). Stand: 22.06.2009).
- STICK, C.; KRÜGER, K.; SCHADE, N.H.; SANDMANN, H.; MACKE, A. (2005) Episode of unusual high solar ultraviolet radiation in central Europe due to dynamical reduced stratospheric ozone in May 2005. In: *Atmospheric Chemistry and Physics*, 5:10409-10420.
- STICK, C. (2007) Sonnenzeit – die Bedeutung der gesetzlichen Zonenzeit für die UV-Exposition der Haut. In: *Journal der deutschen Dermatologischen Gesellschaft (JDDG)*, 5:788-792.
- STICK, C.; PIELKE-HARMS, L.; SANDMANN, H. (2008) Sonnen-Exposition, UV-Exposition. In: KAPPAS, M. (Hrsg.) *Klimawandel und Hautkrebs*. Ibidem-Verlag, Stuttgart.
- STIFTER, A. (2002) Die Strahlungswirkung des troposphärischen Aerosols in Europa. Dissertation der Fakultät für Physik der LUDWIG-MAXIMILIANS-UNIVERSITÄT, München.
- STIX, M. (2004) *The Sun – an introduction*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.
- STJERN, C.; KRISTJÁNSSON, J.E.; HANSEN, A.W. (2009) Global dimming and global brightening – an analysis of surface radiation and cloud cover data in northern Europe. In: *International Journal of Climatology*, 29:643-653, doi:10.1002/joc.1735.
- STOCKER, T. (2004) *Einführung in die Klimamodellierung*. Physikalisches Institut der UNIVERSITÄT BERN, Bern.
- STRAHLENSCHUTZKOMMISSION (SSK) (1998) *Schutz des Menschen vor solarer UV-Strahlung. Empfehlungen und Stellungnahmen der Strahlenschutzkommission*, 4.
- THIEL, S. (1999) Einfluss von Bewölkung auf die UV-Strahlung an der Erdoberfläche und ihre ökologische Bedeutung. *Berichte des Meteorologischen Instituts der Universität Freiburg*, 3., Freiburg.
- TREPTE, S.; WINKLER, P. (2001) Langfristige meteorologische Veränderungen und UV-Strahlung. In: *Ozonbulletin des Deutschen Wetterdienstes*, 81. DEUTSCHER WETTERDIENST (DWD), Offenbach.

- TSELIODIS, G.; ROSSOW, W.B.; RIND, D. (1992) Global patterns of cloud optical thickness variations with temperature. In: *Journal of Climate* 5(12):1484-1495.
- UHEREK, E. (2004) MPI-Mainz. [www.atmsophere.mpg.de/enid/1\\_Dynamik](http://www.atmsophere.mpg.de/enid/1_Dynamik) (Stand: 23.04.2008).
- UNITED NATIONS FRAMEWORK CONVENTION ON CLIMATE CHANGE (UNFCCC) (1992) <http://unfccc.int/resource/docs/convkp/conveng.pdf>.
- VAN DER LEUN, J.C.; DE GRUIJL, F.R. (2002) Climate change and skin cancer. In: *Photochemical and Photobiological Sciences*, 1:324-326.
- VAN GEFFEN, J.; ESKES, H. (2008) The GOME ozone monitoring instrument. [http://www.knmi.nl/gome\\_fd/doc/gomeintro.html](http://www.knmi.nl/gome_fd/doc/gomeintro.html) (Stand: 26.10.2008).
- VERDEBOUT, J. (2000) A method to generate surface UV radiation maps over Europe using GOME, Meteosat, and ancillary geophysical data. In: *Journal of Geophysical Research*, 105(4):5049-5058.
- VERDEBOUT, J. (2004) A European satellite-derived UV climatology available for impact studies. In: *Radiation Protection Dosimetry*, 111(4):407-411, doi: 10.1093/rpd/nch063.
- VEREIN DEUTSCHER INGENIEURE (VDI) (1998) Umweltmeteorologie – Methoden zur human-biometeorologischen Bewertung von Klima und Lufthygiene für die Stadt- und Regionalplanung, Teil I: Klima. VDI 3787, Blatt 2.
- VON STORCH, H.; GÜSS, S.; HEIMANN, M. (1999) Das Klimasystem und seine Modellierung- eine Einführung. Springer-Verlag, Berlin/Heidelberg.
- VON WICHERT, P. (2008) Hitzewellen und thermophysiologische Effekte bei geschwächten bzw. vorgeschädigten Personen. In: LOZÁN, J.L.; GRABL, H.; JENDRITZKY, G.; KARBE, L.; REISE, K. (Hrsg.) *Warnsignal Klima – Gesundheitsrisiken, Gefahren für Pflanzen, Tiere und Menschen*. :154-158, Druckerei & Verlag Steinmeier, Nördlingen.
- WALLASCH, M.; BEILKE, S. (1999) Jahresbericht 1999 aus dem UV-Messnetz des Umweltbundesamtes (Hrsg). Dessau/Langen.
- WALLASCH, M.; STEINMETZ, M. (2008) Bundesweites solares UV-Monitoring: Messen, bewerten und unterrichten. In: KAPPAS (Hrsg.) *Klimawandel und Hautkrebs*. Ibidem-Verlag. Stuttgart, Hannover.

- WANNER, H.; BRÖNNIMANN, S.; CASTY, C.; GYALISTRAS, D.; LUTERBACHER, J.; SCHMUTZ, C.; STEPEHENSON, D.B.; XOPLAKI, E. (2001) North-Atlantic Oscillation – Concepts and studies. In: *Surveys in Geophysics*, 22:321-382.
- WASHINGTON, W. (1968) Computer simulation of the Earth's atmosphere. In: *Science Journal*, :37-41.
- WAUGH, D.W.; OMAN, L.; KAWA, S.R.; STOLARSKI, R.S.; PAWSON, S.; DOUGLASS, A.R.; NEWMAN, P.A.; NIELSEN, J.E. (2009) Impacts of climate change on stratospheric ozone recovery. In: *Geophysical Research Letters*, 36, L03805, doi:10.29/2008GL036223, 2009.
- WAYNE, R.P. (1991) Chemistry of Atmospheres. 2<sup>nd</sup> Edition. Oxford Science Publications, Oxford University Press.
- WEATHERHEAD, B.; TANSKANEN, A.; STEVERMER, A. (2004) Ozone and Ultraviolet Radiation. In: *Arctic Climate Impact Assessment Report*. Cambridge University Press.
- WEAVER, C. (2009) Scientist Ian Frazer to trial skin cancer vaccine. <http://www.news.com.au/story/0,27574,24658406-36398,00.html> (Stand: 26.07.2009).
- WEBER, M.; DHOMSE, S.; WITTROCK, W.; RICHTER, A.; SINNHUBER, B.-J.; BURROWS, J. (2003) Der Einfluss der Dynamik auf den Ozontransport und die Ozonchemie in hohen Breiten. *Ozonbulletin des Deutschen Wetterdienstes*, 93. DEUTSCHER WETTERDIENST (DWD), Offenbach.
- WEHRLI, C. (2002) Aufbau eines neuen Messnetzes für Aerosol Optische Dicke. GAW Brief des Deutschen Wetterdienstes, 9. DEUTSCHER WETTERDIENST (DWD), Offenbach.
- WEISSER, C. (2003) Polare Stratosphärenwolken – In-situ Untersuchungen mit einem Aerosolmassenspektrometer. Dissertation an der Naturwissenschaftlich-Mathematischen Gesamtfakultät der RUPRECHT-KARLS-UNIVERSITÄT, Heidelberg.
- WINKLER, P. (2000) Atmosphärisches Aerosol. In: GUDERIAN, R. (Hrsg.) *Handbuch der Umweltveränderungen und Ökotoxikologie – Atmosphäre*, Band1b; :1-35 Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York .

- WINKLER, P. (2003) Dokumentation der UV-Belastung in Bayern. Fachgespräch „Gesundheitsgefahren durch UV-Strahlung“ im Auftrag des Bayerischen Staatsministeriums für Umwelt, Gesundheit und Verbraucherschutz.
- WINKLER, P. (2004) Langfristige Änderungen von relevanten meteorologischen Parametern mit Bezug zur UV-Strahlung – Ein Projekt im Verbund BayFORUV. [http://www.dwd.de/bvbw/generator/Sites/DWDWWW/Content/Forschung/FEHP/MOHP/DL/PUBLIKATION/f\\_\\_bayforuv\\_\\_de\\_\\_pdf,templateId=raw,property=publicationFile.pdf/f\\_\\_bayforuv\\_\\_de\\_\\_pdf](http://www.dwd.de/bvbw/generator/Sites/DWDWWW/Content/Forschung/FEHP/MOHP/DL/PUBLIKATION/f__bayforuv__de__pdf,templateId=raw,property=publicationFile.pdf/f__bayforuv__de__pdf).
- WORLD HEALTH ORGANISATION (WHO) (2003) Climate change and human health-risks and responses (Summary). Geneva.
- WORLD METEOROLOGICAL ORGANISATION (WMO) (1998) Scientific Assessment Report of Ozone Depletion – Global Research and Monitoring Project-Report, 44. Geneva.
- WORLD METEOROLOGICAL ORGANISATION (WMO) (2008) Ozone mapping centre. <http://lap.physics.auth.gr/ozonemaps2/> (Stand: 14.05.2009).
- ZEBISCH, M.; GROTHMANN, T.; SCHRÖTER, D.; HASSE, C.; FRITSCH, U.; CRAMER, W. (2005) Klimawandel in Deutschland. Vulnerabilität und Anpassungsstrategien klimasensitiver Systeme. Forschungsbericht 20141253. POTSDAM-INSTITUT FÜR KLIMAFOLGENFORSCHUNG.
- ZELLNER, R. (2000) Chemie der Stratosphäre und der Ozonabbau. In: GUDERIAN, R. (Hrsg.) *Handbuch der Umweltveränderungen und Ökotoxikologie – Atmosphäre*, Band 1A.; :342-382. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York .
- ZEREFOS, C.S.; BAIS, A.F. (1997) Solar Ultraviolet Radiation – Modelling, Measurements and Effects. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- ZEREFOS, C.S. (2002) Long-term ozone and UV variations at Thessaloniki, Greece. In: *Physics and Chemistry of the Earth*, 27:455-460.



## Glossar

### A

**Absorption:** Aufnahme elektromagnetischer Strahlung durch die Atmosphäre oder Erdoberfläche. Dabei wird Strahlungsenergie in Wärmeenergie umgewandelt und wieder emittiert. Der Prozess ist wellenlängenabhängig.

**Adiabatisch:** Thermodynamischer Vorgang, bei dem sich der Zustand eines Stoffes (z.B. Wasserdampf) ändert, ohne dass Energie mit der Umgebung ausgetauscht wird.

**Aerosol:** Bezeichnung für das Gemisch von Luft und festen und/oder flüssigen Partikeln. Partikel können organischen oder anorganischen Ursprungs sein.

**Albedo:** Verhältnis zwischen reflektierter und einfallender Strahlung.

**Anpassung:** Maßnahmen zur Verringerung der Empfindlichkeit von menschlichen und natürlichen Systemen gegenüber äußerlichen Einwirkungen (z.B. Klimawandel).

**Anpassungsgrad:** Ausmaß der bestehenden Anpasstheit; definiert sich über das Vorhandensein von Anpassungsmaßnahmen.

**Anpassungskapazität:** Fähigkeit, geplante Anpassungsmaßnahmen umzusetzen.

**Anthropogen:** Das vom Menschen Beeinflusste, Verursachte oder Geschaffene.

**Antizyklone:** Bezeichnung für eine Luftmasse, die im Vergleich (horizontal) zu ihrer Umgebung einen höheren Luftdruck aufweist (Hochdruckgebiet).

**AOD:** siehe Aerosol Optische Dicke.

**Äquivalentradius:** Maß für die Größe eines unregelmäßig geformten Partikels. Gibt den Radius einer Kugel an, die den gleichen Luftwiderstand hat, wie das Partikel.

**Arktische Oszillation (AO):** Durch Temperaturunterschiede hervorgerufener Luftdruckgegensatz zwischen den arktischen und mittleren Breiten. Wird in Abhängigkeit des Luftmassenaustausches in eine positive (nordwärtsgerichtete Strömung) und negative (südwärtsgerichtete Strömung) Phase eingeteilt.

**Azimutwinkel:** Winkel zwischen Sonnenmittelpunkt und geographisch Nord.

## B

**Baroklinität:** Flächen gleichen Drucks (Isobaren) und gleicher Temperatur (Isothermen) verlaufen nicht parallel zueinander (das Gegenteil ist Barotropie), was dazu führt, dass es zur Ausbildung horizontaler Strömungen (z.B. Luftmassen) kommt. Baroklin geschichtete Luftmassen können so zu dynamischen Instabilitäten führen.

**Barotropie:** siehe Baroklinität.

**Basaliom:** siehe Basalzellkarzinom.

**Basalzellkarzinom (Basaliom):** Hauttumor, der sich in den basalen Schichten der Haut ausbilden kann. Bevorzugte Regionen sind die Sonnenterrassen der Haut (Nase, Stirn, Schläfe, Ohren), d.h. die häufig sonnenexponierten Flächen. Es bildet nur sehr selten Metastasen, weshalb das Basalzellkarzinom zu den semimalignen Tumoren zählt. Die UV-Strahlung zählt beim Basalzellkarzinom als vollständiges Karzinogen.

**Bedeckungsgrad:** Angabe zur Bedeckung des Himmels mit Wolken. Die Angabe erfolgt in Achtel; 0/8 wolkenlos – 8/8 bedeckt. Die Angaben in Achtel basieren auf Prozentangaben und werden entsprechend gerundet – 8/8 entsprechen beispielsweise einer Bedeckung > 90 %.

**Brewer-Dobson Zirkulation:** Bezeichnung des meridionalen Luftmassentransportes in der Stratosphäre. Die Brewer-Dobson Zirkulation hat einen maßgeblichen Einfluss auf die Ozonverteilung in der Stratosphäre.

## C

**Capacity Building:** Prozess, in dem Informationen und Erkenntnisse – beispielsweise der Öffentlichkeit – zugänglich gemacht bzw. verbreitet werden. Dadurch soll ein Problembewusstsein erzeugt werden, das der Bewältigung der Problematik dient. Capacity Building findet auf unter anderem auf politischer, gesellschaftlicher und sozialer Ebene statt.

**Climate Forcings:** Klimawirksamen Kräfte, deren Einfluss sich mit der globalen Energiebilanz beschreiben lässt. Können natürlichen (z.B. Orbitalbewegung der Erde) oder anthropogenen Ursprungs (z.B. zusätzlicher Eintrag anthropogener Treibhausgase) sein.

**CMF:** siehe Wolkenmodifikationsfaktor.

**Corioliskraft:** Schein- oder Trägheitskraft, die auf Körper in einem rotierenden System (z.B. Erde) wirkt. Führt dazu, dass auf der Nordhalbkugel eine Ablenkung nach rechts, auf der Südhemisphäre eine Ablenkung nach links erfolgt. Hat starken Einfluss auf die Ausbildung der Atmosphärischen Zirkulation.

## D

**DALY's:** siehe Disability-Adjusted Life Years.

**Decision Support:** Entscheidungs- bzw. Informationssystem das dazu dient, die Auswirkungen von Handlungsmöglichkeiten beurteilen zu können, und die Ursache-Wirkungsbeziehungen von unterschiedlichen Maßnahmen aufzuzeigen.

**Deposition:** Ablagerung von Stoffen bzw. Partikeln. Unterschieden wird zwischen der trockenen (Ablagerung durch Gravitation) und nassen (Ablagerung durch „Auswaschung“) Deposition.

**Diffusion:** Ausbreitungs- bzw. Vermischungsprozess von Stoffen die miteinander in Kontakt stehen. Führt zu einer Veränderung der Ausgangskonzentrationen und entsprechenden Durchmischung.

**Disability-Adjusted Life Years (DALY's):** Maßzahl zur Erfassung der Sterblichkeit und Beeinträchtigung des Lebens aufgrund einer Krankheit. Der DALY kombiniert die mit einer „Behinderung“ gelebten und vorzeitig durch den Tod verlorenen Lebenszeit und erlaubt sowohl eine Aussage zur Krankheitslast als auch eine zur sozialen Bedeutung einer Krankheit.

**Dissipation:** Vorgang, bei der eine Energieform (z.B. Reibungsenergie) in thermische Energie übergeht.

**Divergenz:** Auseinanderfließen von absinkenden Luftmassen aus der Höhe an der Erdoberfläche. Geht mit einer Erwärmung der Luft und Auflösung der Wolkendecke einher und führt zur Ausbildung eines Hochdruckgebietes.

**DNA:** Desoxyribonukleinsäure (DNA) in allen Lebewesen vor und ist ein Biomolekül und trägt die Erbinformationen des Lebewesens.

**DNA-Läsionen:** Schädigung der DNA, die beispielsweise durch die Einwirkung von UV-Strahlung hervorgerufen werden kann. Ausbleibende oder fehlerhafte Reperaturmechanismen können zu Mutationen führen.

**Dobson Units (DU):** Maß für die Ozonkonzentration in der Atmosphäre; eine Dobson-Einheit entspricht  $2,69 \cdot 10^{16}$  Ozon-Moleküle pro  $\text{cm}^2$ . Eine unter Standardbedingungen 3 mm hohe Ozonschicht hat einen Ozongehalt von 300 DU.

**Dosimeter:** Instrument bzw. Messgerät zur Bestimmung der Strahlendosis.

## E

**Ekliptik:** Scheinbare Bahn der Sonne um die Erde im Jahresverlauf.

**Emittieren:** Abgabe bzw. Aussendung von Strahlungsenergie eines Körpers.

**Epidemiologie:** Fachbereich, der sich mit den Ursachen und Folgen der Verbreitung von Krankheiten beschäftigt.

**Epidermis:** oberste Hautschicht.

**Erythem (-wirksam):** Entzündungsbedingte Hautrötung beispielsweise nach zu langer UV-Exposition.

**Exposition:** Aussetzen des Körpers gegen über Umwelteinflüssen, wie der UV-Strahlung.

**Extinktion:** Abschwächung der Strahlung in der Atmosphäre durch Absorption, Streuung und Reflexion.

**Extraterrestrisch:** siehe terrestrisch.

## G

**Geogen:** Das natürlich Beeinflusste, Verursachte oder Geschaffene.

**GIS (Geographisches Informationssystem):** Rechnergestütztes System, mit dem raumbezogene Daten digital erfasst, analysiert, modelliert und visualisiert werden können.

**Geopotential:** Schwerepotential der Erde, das sich aus dem Gravitationspotential und dem Zentrifugalpotential zusammensetzt. Wird in der Meteorologie vom Geopotential gesprochen, ist ein Druckniveau (hPa) gemeint, das sich in einer von der Temperatur abhängigen Höhe befindet.

**Großwetterlage:** Über eine größere Region ausgedehnte Wetterlagen, die sich innerhalb eines mehrtägigen Zeitraums nicht wesentlich verändern.

## H

**Hadley-Zelle:** Als Teil der atmosphärischen Zirkulation zu definierende Zirkulationszelle (Kreislauf) zwischen dem Subtropen-Hochdruckgürtel und der äquatorialen Tiefdruckrinne.

**Halogene:** Gruppe chemische Elemente der 7. Hauptgruppe. Zu ihnen gehören unter anderem Fluor, Chlor und Brom. Nehmen wichtige Rolle bei der Ozonzerstörung ein.

**Hemisphäre:** Hälfte einer Kugeloberfläche; in den Geowissenschaften zur Unterteilung zwischen der Nord- und Südhalbkugel der Erde.

## I

**Interpolation:** Verfahren bei dem versucht wird, einen Wert an einer Stelle vorherzusagen, an der dieser nicht gemessen wurde. Durch Berücksichtigung der Nachbarwerte (mind. zwei), lässt sich über die Distanzfunktion der unbekannte Wert ermitteln. Unterschieden wird zwischen den deterministischen und geostatistischen Interpolationsverfahren.

**Inversion:** Luftschicht, innerhalb derer die Temperatur entgegengesetzt den normalen Verhältnissen mit der Höhe nicht Abnimmt, sondern zunimmt.

**Inzidenz:** Anzahl der Neuerkrankungen pro Anzahl der Untersuchten. Wird häufig pro 100.000 Einwohner pro Jahr angegeben.

**Isobare:** Linien oder Flächen gleichen Luftdrucks.

**Isotherm:** Entgegen den normalen Verhältnissen, keine Veränderung der Temperatur mit zunehmender Höhe.

## K

**Kardiovaskuläre Erkrankung:** Gruppe von Erkrankungen, die das Herz- bzw. die Herzkranzgefäße und das gesamte Blutgefäßsystem des Körpers umfassen. Thermische Gegebenheiten (z.B. Hitzewellen) können das Auftreten der Erkrankungen beeinflussen.

**Katalysator:** Bezeichnung für einen Stoff in der Chemie, der Reaktionsgeschwindigkeit einer Reaktion beeinflusst, ohne dabei selber verbraucht zu werden.

**Keratinozyt:** In der Epidermis vorkommender Zelltyp, der Keratin (Hornsubstanz) produziert.

**Konvergenz:** Horizontaler Zusammenfluss von Luftmassen in ein Gebiet geringeren Luftdrucks als die Umgebung (Tiefdruckgebiet).

**Kulminationszeit:** Zeit des Sonnenhöchststandes.

## L

**Leewellen:** Durch orographische Gegebenheiten bzw. Hindernisse (z.B. Gebirgsketten) gestörte Strömungen. In Lee bekommen die Strömungen aufgrund der Störung einen wellenförmigen Verlauf.

**LOE:** siehe Ozonniedrigereignis.

**Lookup table:** Datenstruktur (Tabelle), die zuvor berechnete Daten einer sehr aufwändigen Rechnung enthält. Bei einer erneuten Rechnung wird dann auf die Daten zugegriffen, was die Rechenzeit verkürzt.

## M

**Malignes Melanom:** Tumor der Haut, der im Gegensatz zu den nichtmelanozytären Hautkrebsen zur frühen Metastasierung neigt. Zudem ist die UV-Strahlung beim Melanom nicht als vollständiges Karzinogen nachgewiesen, da auch andere Faktoren (z.B. erbliche Veranlagung) vermutlich eine Rolle spielen. Neuere Untersuchungen zeigen, dass auch die UV-A Strahlung einen Einfluss auf die Entstehung des Melanoms haben kann.

**MED:** siehe Minimale Erythemale Dosis.

**Melanin:** Pigment, das in den Melanozyten der Haut durch die Einwirkung der UV-Strahlung gebildet wird und der Haut einen natürlichen Schutzmechanismus (Absorption der UV-Strahlung) verleiht. Die natürliche Melaninproduktion ist mitbestimmend für den Hauttyp.

**Melanozyten:** Pigmentzellen der Haut, die in der Basalzellschicht vorkommen. Sie produzieren unter der Anregung von UV-Strahlung Melanin und geben dieses an die umgebenden Keratinozyten ab.

**Meridional:** Angabe, die sich auf den Längengrad (Meridian) bezieht. Eine meridionale Strömung verläuft beispielsweise in Nord-Süd bzw. Süd-Nord Richtung. Zonale Strömungen verlaufen in West-Ost bzw. Ost-West Richtung und beziehen sich auf den Breitenkreis.

**Meteorologische Jahreszeiten:** Einteilung des Jahres in vier festgelegte Zeiträume, die nach der WMO (World Meteorological Organisation) als meteorologische Jahreszeiten definiert werden. Dabei steht DJF (Dezember, Januar, Februar) für den Winter, MAM (März, April, Mai) für das Frühjahr, JJA (Juni, Juli, August) für den Sommer und SON (September, Oktober, November) für den Winter.

**Meteorologisch-Physiologischer Expositionsindex (MPE):** Index, der meteorologische Faktoren (Physiologisch Äquivalente Temperatur, Bedeckungsgrad und Niederschlag) miteinander kombiniert, um die durch das Wetter beeinflusste Expositionswahrscheinlichkeit ermitteln zu können.

**Minimale Erythemale Dosis (MED):** UV-Strahlungsdosis die notwendig ist, um 8 Stunden nach Bestrahlung eine Hautrötung hervorzurufen. Diese entspricht beim Hauttyp I beispielsweise  $250 \text{ J/m}^2$ .

**Montrealer Protokoll:** 1989 in kraft getretenes Abkommen, in dem sich die Unterzeichnerstaaten zur Reduzierung und Abschaffung ozonzerstörender Stoffe (FCKWs, Halone, Bromide und Tetrachlorkohlenstoff) verpflichten.

**Mortalität:** Sterberate, die sich aus der Anzahl der Todesfälle bezogen auf die Gesamtanzahl der Individuen während eines bestimmten Zeitraumes ableitet.

**MPE:** siehe Meteorologisch-Physiologischer Expositionsindex.

## N

**Nichtmelanozytäre Hautkrebse (NMSC):** Zur Gruppe der nichtmelanozytären Hautkrebse zählen das Basalzellkarzinom (Basaliom) und das Plattenepithelkarzinom (Spinaliom). Beide haben kein (Basaliom) bzw. ein nur geringes malignes Potential und gehen nicht aus den Melanozyten hervor.

**NMSC:** siehe nichtmelanozytäre Hautkrebse.

**Nordatlantik Oszillation (NAO):** Schwankung des Luftdruckverhältnisses zwischen dem Islandtief und dem Azorenhoch. Der NAO-Index beschreibt die Luftdruckdifferenz zwischen beiden Gebieten und kann als Maß für die Ausprägung der Westwinddrift über dem Nordatlantik verwendet werden. Die NAO hat einen Einfluss auf das Klima in Europa sowie weitere atmosphärische Gegebenheiten.

## O

**OM:** siehe Ozonminiloch.

**Optische Dicke:** Maß für die Passierbarkeit elektromagnetischer Wellen durch ein Medium. Wird häufig für die Strahlungsdurchlässigkeit von Wolken verwendet.

**Orographie:** Ausdruck für die Höhenstruktur der natürlichen Erdoberfläche.

**Oszillation:** Dynamisches System, welches zwischen zwei oder mehreren Zuständen hin und her wechselt. Der Prozess ist mehr oder weniger regelmäßig.

**Oxidation:** Chemische Reaktion von Verbindungen oder Elementen mit Sauerstoff.

**Ozonminiloch (OM):** Kleinräumiges und zeitlich begrenztes Auftreten sehr ozonarmer Luftmassen. Kann sowohl dynamischen als auch chemischen Ursprungs sein.

**Ozonniedrigereignis (LOE):** Kleinräumiges und zeitlich begrenztes Auftreten ozonarmer Luftmassen. Ozonkonzentration liegt über der des Ozonminilochs. Kann sowohl dynamischen als auch chemischen Ursprungs sein.

## P

**Personendosimetrie:** Bestimmung der Strahlendosis, die eine Person in einem definierten Zeitraum abbekommt. Die Messung wird mittels eines am Körper getragenen Dosimeters durchgeführt.

**PET:** siehe Physiologisch Äquivalente Temperatur.

**Photolyse:** Spaltung eines Moleküls, durch die Bestrahlung mit Licht. Die Spaltung der Bindung steht in der Abhängigkeit von der zur Verfügung stehenden Energie der elektromagnetischen Wellen und damit der Wellenlänge.

**Physiologisch Äquivalente Temperatur (PET):** Für eine beliebige Stelle im Freien definiert als diejenige Lufttemperatur, bei der in einem typischen Innenraum die Wärmebilanz eines Menschen bei gleichen Werten der Haut- und Kerntemperatur ausgeglichen ist, wie bei den Bedingungen im Freien. Kann neben anderen Verfahren als gefühlte Temperatur verwendet werden.

**Pigment:** Bezeichnung für organische und anorganische Farbstoffe. Bei der Haut ist die Produktion des Melanins für die Pigmentierung und Färbung der Haut verantwortlich.



**Planetare Wellen:** Auch als Rossby-Wellen bezeichnet; sind großskalige Wellenbewegungen in der Atmosphäre. Sie entstehen hauptsächlich in der Troposphäre und unterliegen einer mäandrierenden Wellenbewegung, die durch die orographischen Gegebenheiten der Erdoberfläche, Temperaturgegensätze oder Tiefdruckzellen hervorgerufen werden. Ihre Ausprägung steht in Verbindung mit der arktischen- und nordatlantischen Oszillation.

**Plattenepithelkarzinom (Spinaliom, Stachelzellkrebs):** Hauttumor, der sich in der Stachelzellschicht der Haut ausbilden kann. Neben den exponierten Stellen (Nase, Stirn, etc.) kann er auch an den schleimhautnahen Stellen (Lippe, Zunge, etc.) auftreten. Die UV-Strahlung gilt als Hauptverursacher, wobei die kumulative UV-Dosis bedeutend für die Entstehung des Tumors ist. Wenn auch im Vergleich zum Melanom weniger häufig, kann das Plattenepithelkarzinom metastasieren.

**Polare Stratosphärenwolken (PSC):** Wolken in der Stratosphäre, die nur bei einer Temperatur  $< -78$  °C entstehen können. Somit treten sie im (polaren) Winter häufiger auf, als im Sommer. Aufgrund des geringen Wasserdampfgehaltes in der Stratosphäre, sind es keine auf „Wasser-Basis“ basierenden Wolken, sondern bestehen aus Kristallen von Schwefel- oder Salpetersäure. Bei extrem tiefen Temperaturen, kann aufgrund chemischer Reaktionen an der Oberfläche der Kristalle, Ozon abgebaut werden.

**Polarwirbel:** Großräumiges Tiefdruckgebiet über der Arktis und Antarktis, das im polaren Winter auftritt. Je kälter es ist, desto stabiler ist das System und desto abgeschotteter ist es gegenüber nicht polaren Luftmassen, was von Bedeutung für den Ozonabbau ist. Der Polarwirbel bietet die Grundlage für die Ausbildung des Ozonlochs.

**Prävalenz:** Anzahl der Menschen einer bestimmten Gruppe, die an einer Krankheit erkrankt sind. Anzahl der Kranken pro Anzahl der Untersuchten. Wird häufig pro 100.000 Einwohner pro Jahr angegeben.

**Präventionsmaßnahmen:** Vorbeugende Maßnahmen, um ein bestehendes Risiko (z.B. Hautkrebs) zu minimieren bzw. eine unerwünschte Entwicklung zu vermeiden.

**PSC:** siehe Polare Stratosphärenwolken.

## Q

**Quasi-Biennale Oszillation:** Quasi-zweijährige (biennale) atmosphärische Welle des zonalen Windes in der Stratosphäre. Die Strömung wird durch ihre West-Ost-Umkehr geprägt, die in etwa alle zwei Jahre eintritt. Die Oszillation hat Bedeutung für die Ozonverteilung in der Stratosphäre.

## R

**Radikale:** Atome oder Moleküle mit mindestens einem ungepaarten Elektron, die häufig besonders reaktionsfreudig sind. Radikale sind in der Lage, andere Verbindungen zu zerstören bzw. den betreffenden Stoff zu zersetzen und umzuwandeln. Sie haben eine wichtige Bedeutung für den Ozonabbau (z.B. Hydroxyl-Radikal).

**Reanalyse:** Werden in der Klimaforschung angewendet, um unter anderem Modellierungen von Klimaszenarien validieren zu können. Dazu simuliert das Reanalyse-Modell zunächst die Vergangenheit. Die Daten werden real gemessenen Daten gegenübergestellt, um die Qualität der modellierten Daten beurteilen zu können. Sind die Modelldaten von Qualität, kann das Modell für Zukunftsprognosen eingesetzt werden.

**Reliefenergie:** Ausdruck für den Höhenunterschied der in einem Gebiet pro Flächeneinheit auftritt. Sehr steiles Gelände kann daher mit einer hohen Reliefenergie beschrieben werden.

## S

**SED:** siehe Standardisierte Erythemale Dosis.

**Solarer Zyklus:** Zyklus der in Abhängigkeit der Sonnenfleckenzahl steht. Die Sonnenflecken zahl variiert periodisch über ein Zeitraum von 11 Jahren. Allerdings wird der 11-jährige Zyklus von anderen, längerjährigen Zyklen, überlagert.

**Solarkonstante:** Mittlere Bestrahlungsstärke der Sonne, die bei mittlerem Sonne-Erde Abstand ohne atmosphärische Einflüsse auf die Erde trifft. Aufgrund der Bahnexzentrizität schwankt sie zwischen  $1325 \text{ W/m}^2$  und  $1420 \text{ W/m}^2$ .

**Sonnenhöhenwinkel:** Winkel zwischen Sonnenmittelpunkt und Horizont.

**Spinaliom:** siehe Plattenepithelkarzinom.

**Spurengase:** Gase (z.B. Ozon), die in der Atmosphäre aufgrund ihrer Konzentration nur einen sehr geringen Teil ausmachen. Trotz dieser Tatsache haben sie oftmals eine große Bedeutung, was am Beispiel Ozon deutlich wird.

**Standardisierte Erythemale Dosis (SED):** Im Gegensatz zur MED, die unter anderem vom Hauttyp der Versuchsperson abhängig ist, beschreibt die Standardisierte Erythemale Dosis eine standardisierte Erythemdosis (ohne Einfluss des Hauttyps).

**Stratosphäre:** Oberhalb der Troposphäre liegende Schicht in der Atmosphäre. Beide Schichten werden von der Tropopause getrennt.

**Stratosphären-Troposphären Austausch (STE):** Stoffaustausch zwischen der Troposphäre und der Stratosphäre.

**Streamer:** Zungen- oder fingerförmiger Vorstoß ozonarmer Luftmassen aus den Subtropen nach Norden. Streamer sind eine rein dynamische Verlagerung ozonarmer Luftmassen.

**Subcutis:** Hautschicht, die unter der Epidermis liegt. Wird auch als Unterhaut bezeichnet.

## T

**Terrestrisch:** Der Erde zugehörige Eigenschaften, bzw. auf die Erde bezogen oder von der Erde ausgehend. Extraterrestrisch bezieht auf das Weltall (z.B. extraterrestrische Strahlung von der Sonne).

**Thermisches Optimum:** Ist dann gegeben, wenn der Wärmehaushalt des Körpers im Gleichgewicht bei einer konstanten Körpertemperatur von etwa 37 °C liegt. Ist abhängig von physiologischen (z.B. Alter, körperliche Verfassung), physikalischen (Relative Feuchtigkeit, Temperatur) und weiteren Faktoren, wie Kleidung und Tätigkeit.

**Transmission:** Maß für die Durchlässigkeit eines Mediums, wie beispielsweise Sonnenstrahlen durch eine Wolke. Steht in Abhängigkeit von der Reflektion und Absorption des Mediums.

**Troposphäre:** Wetterwirksame unterste Schicht der Atmosphäre.

## U

**UV-Index:** International einheitliche Festlegung für den am Boden erwarteten Spitzenwert der erythemwirksamen UV-Strahlung. Im Mitteleuropäischen Raum wird im Sommer ein Index von etwa 10 erreicht; in den Tropen bis 16.

## V

**Value of Statistical Life (VSL):** Summe, die Individuen bereit sind zu zahlen, um ein definiertes Gesundheitsrisiko zu minimieren. Muss als Kennzahl mit der dadurch geschätzten Anzahl von bewahrten Leben multipliziert werden.

**VSL:** siehe Value of Statistical Life

**Vulnerabilität:** Verletzbarkeit bzw. Verwundbarkeit eines Systems, einer Region oder einer Gesellschaft.

## W

**Wärmebilanzgleichung:** Abgeleitet aus der Thermodynamik, d.h., Wärmeaufnahme und Wärmebildung im Körper müssen der Wärmeabgabe entsprechen, um im Gleichgewicht stehen.

**Wirkungsspektrum:** Definierte Wellenlängenbereiche, zur Differenzierung der biologischen Wirkung der UV-Strahlung.

**Wolkenmodifikationsfaktor:** Beschreibt den Quotienten zwischen der UV-Strahlung bei Wolken und derjenigen UV-Strahlung ohne Wolken, bei sonst identischer Atmosphäre. Ist in erster Linie abhängig von der Bewölkungsart und dem Bedeckungsgrad.

## Z

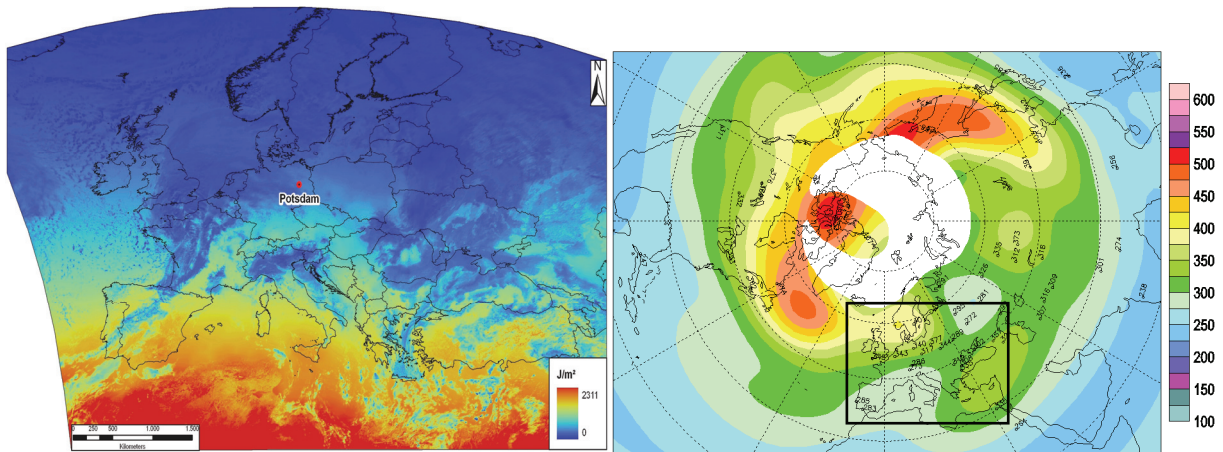
**Zenitwinkel:** Winkel zwischen Sonnenmittelpunkt und Zenit.

**Zonal:** siehe meridional.

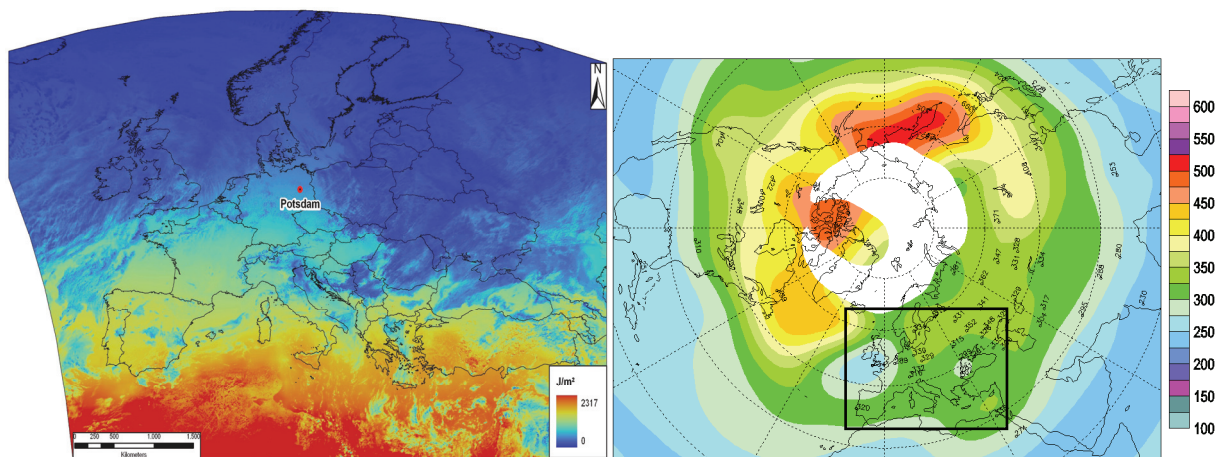
**Zyklone:** Bezeichnung für eine Luftmasse, die im Vergleich (horizontal) zu ihrer Umgebung einen niedrigeren Luftdruck aufweist (Tiefdruckgebiet).

## Anhang

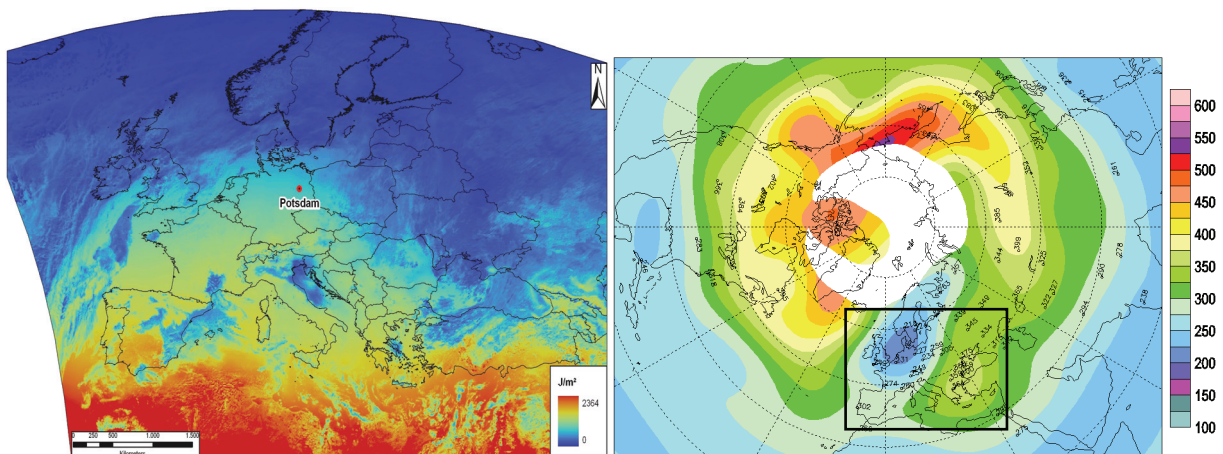
Gegenüberstellung von erythemwirksamer UV-Tagesdosis ( $\text{J}/\text{m}^2$ ) und Ozonkonzentration (DU) vom 03.02.1990 - 09.02.1990 (Datenquellen: JRC, WMO).



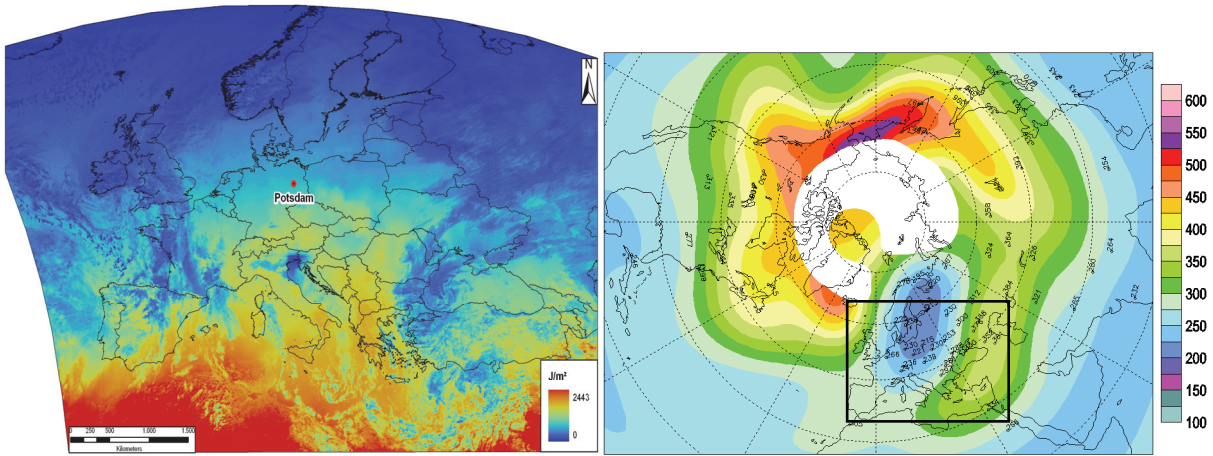
a) Erythemwirksame UV-Tagesdosis ( $\text{J}/\text{m}^2$ ) und Ozonkonzentration (DU) für den **03.02.1990**.



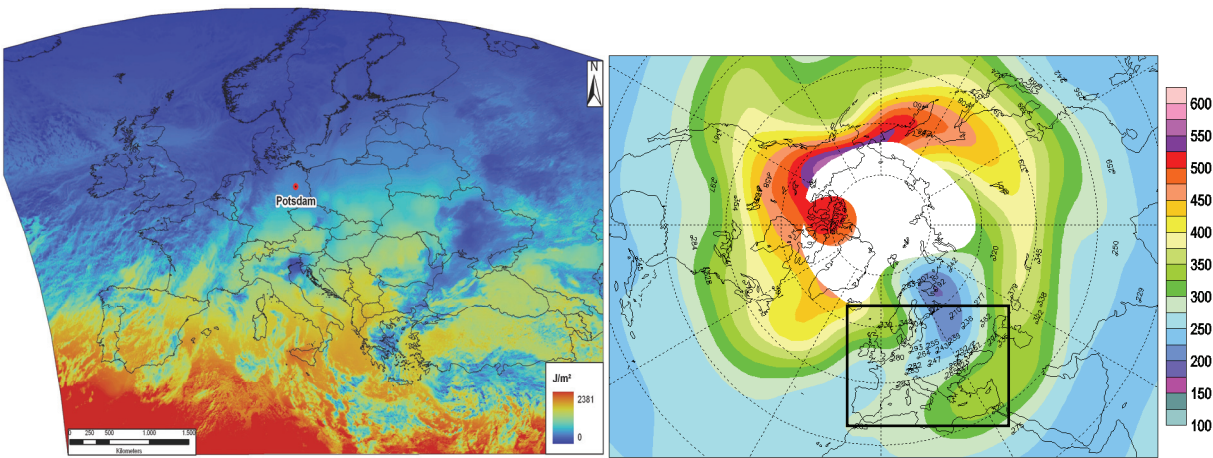
b) Erythemwirksame UV-Tagesdosis ( $\text{J}/\text{m}^2$ ) und Ozonkonzentration (DU) für den **04.02.1990**.



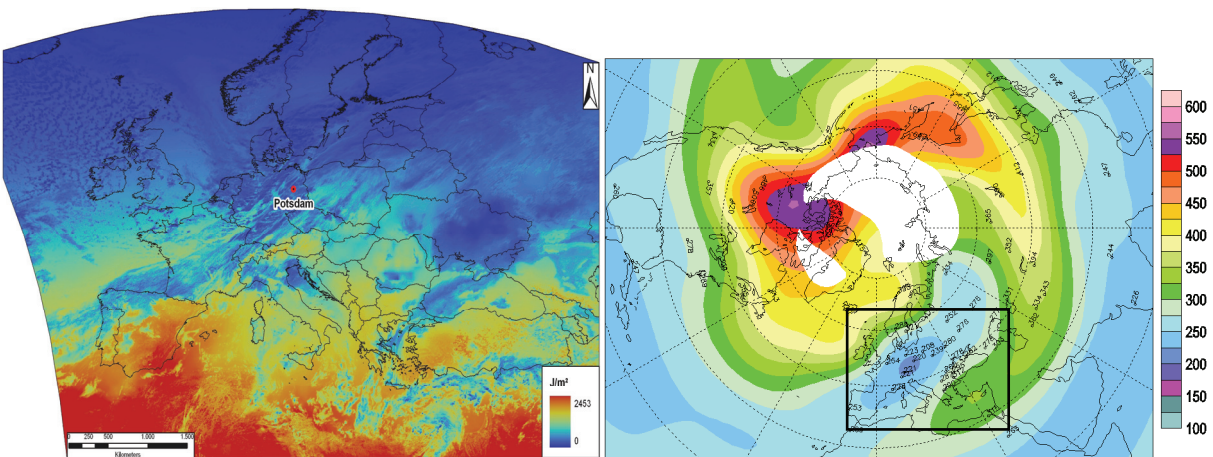
c) Erythemwirksame UV-Tagesdosis ( $\text{J}/\text{m}^2$ ) und Ozonkonzentration (DU) für den **05.02.1990**.



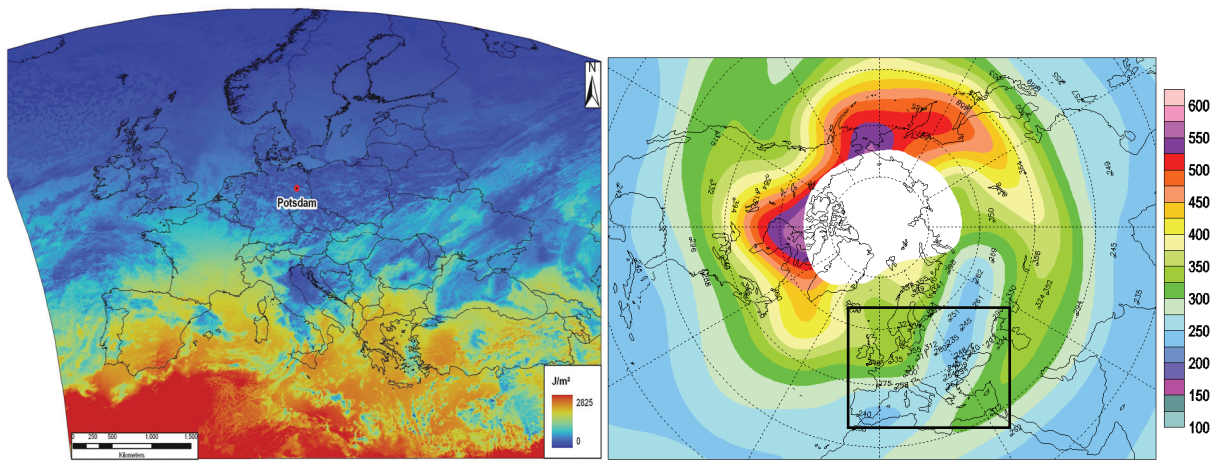
d) Erythemwirksame UV-Tagesdosis ( $\text{J}/\text{m}^2$ ) und Ozonkonzentration (DU) für den **06.02.1990**.



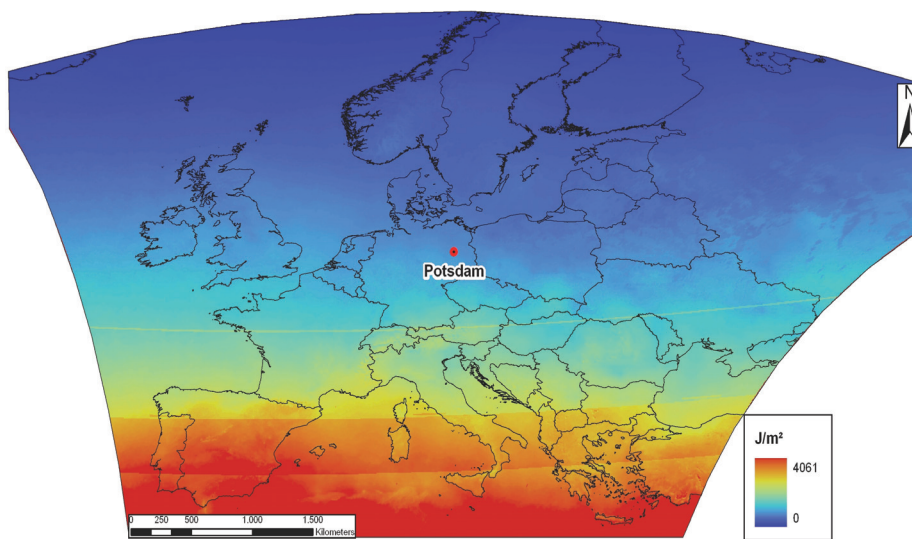
e) Erythemwirksame UV-Tagesdosis ( $\text{J}/\text{m}^2$ ) und Ozonkonzentration (DU) für den **07.02.1990**.



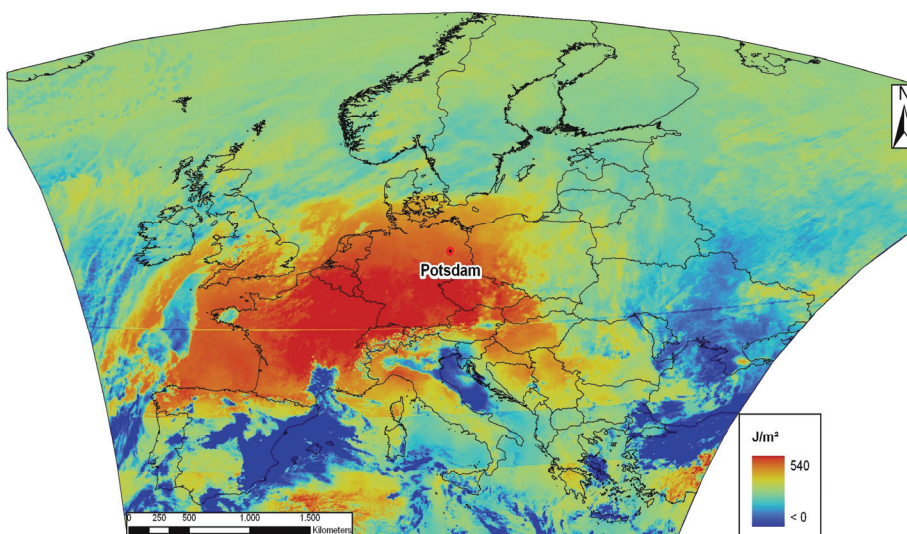
f) Erythemwirksame UV-Tagesdosis ( $\text{J}/\text{m}^2$ ) und Ozonkonzentration (DU) für den **08.02.1990**.



g) Erythemwirksame UV-Tagesdosis ( $\text{J}/\text{m}^2$ ) und Ozonkonzentration (DU) für den **09.02.1990**.



h) Februarmittel (1984-2003) der erythemwirksamen UV-Tagesdosis ( $\text{J}/\text{m}^2$ ).



i) Differenz zwischen dem Februarmittel (1984-2003) und 05.02.1990 ( $\text{J}/\text{m}^2$ ).

# Curriculum Vitae

**Name** Augustin  
**Vorname** Jobst  
**Adresse** Stumpfe Eiche 13, 37077 Göttingen  
**Telefon** 0171/3510273  
**E-Mail** JoAugustin@aol.com  
**Geburtstag** 21.12.1974

## Studium

08/97 – 07/98 Fachoberschule für Technik; Stade  
Abschluss: *Fachhochschulreife*

09/98 – 07/00 Studium der Geologie an der Fachschule für Technik; Freiberg (Sachsen)  
Abschluss: *staatl. geprüfter Geologe*

09/00 – 12/02 Studium der Geographie (Hauptfach) – Bioklimatologie, Land- und Agrarsoziologie (Nebenfächer) - an der Georg-August-Universität; Göttingen

01/03 – 07/03 Studium der Geographie und Meteorologie an der Universität Stockholm, Schweden

08/03 – 07/05 Fortsetzung des Studiums der Geographie (Hauptfach) – Bioklimatologie, Land- und Agrarsoziologie und Landschaftspflege (Nebenfächer) - an der Georg-August-Universität; Göttingen  
Abschluss: *Diplom-Geograph* (Note: „Sehr gut“)

*Diplomarbeit* (12/04 - 06/05): „Das Seegangsklima der Ostsee zwischen 1958 - 2002 auf Grundlage numerischer Daten“, Institut für Küstenforschung, GKSS-Forschungszentrum; Geesthacht (Note: „Sehr gut“)

## Berufliche Stationen

seit 01/06 Wissenschaftlicher Mitarbeiter / Projektkoordinator am Universitätsklinikum Hamburg Eppendorf (UKE); Hamburg

04/07 – 08/09 Doktorand und wissenschaftlicher Mitarbeiter, Georg-August-Universität; Göttingen  
Promotionsthema: Der Einfluss des Klimawandels auf die Häufigkeit von Hautkrebserkrankungen

ab 08/09 Wissenschaftlicher Mitarbeiter am Umweltbundesamt (UBA); Berlin

Göttingen, August 2009