

3.1.2 Klimawandel und strahlungsbedingte (aktinische) Wirkungen

UWE FEISTER

Climate change and actinic effects: Anthropogenic emissions of gases and aerosols have changed the composition of the Earth's atmosphere. Resultant radiative forcings have altered atmospheric radiative transfer, which affects the biosphere, air chemistry and materials, and have caused climate changes on global and regional scales. Changes in solar spectral irradiance reaching the Earth's surface result in changes of actinic effects. One of the most noticeable results of solar actinic effects is human skin pigmentation. Reproduction of the ancestral genus *Homo* living in African savannas with high annual solar UV exposure was favored by a dark constitutive skin pigmentation that protected folic acid in the blood from actinic degradation. Migration waves of darkly pigmented hominins from 1.8 Ma and 0.1 Ma onwards from tropical Africa to higher latitudes considerably reduced their average annual UV exposure and subjected them large seasonal changes. Evolutionary adaptation to the changed climate by brighter constitutive pigmentation and development of facultative pigmentation (tanning according to UV exposure) avoided adverse effects on health and reproduction that result from a lack of vitamin D3 synthesis. In recent centuries, fast voluntary and forced migration to other climate zones, urbanization and increasing indoor work, changing diet and clothing, and new recreational habits have occurred at short time scales. Depending on personal skin type and outdoor behavior, inadequate adaptation of humans to solar actinic exposure can contribute to health problems. Changes in actinic effects can be expected to occur in the coming decades as a result of climate change the degree of which will also depend on reduction of CO₂ and trace gas emissions.

Konzept des Radiative Forcing

Jede aktinische, d.h. durch photochemische und photobiologische Prozesse ausgelöste Strahlungswirkung wird durch ihr charakteristisches Wirkungsspektrum und das Sonnenstrahlungsspektrum bestimmt, das nach dem Durchgang der Solarstrahlung durch die Erdatmosphäre deutlich modifiziert ist. Im globalen Mittel trifft auf die Obergrenze der Erdatmosphäre eine Strahlungsleistung der Sonne von 340,2 W/m² (KOPP & LEAN 2011). Durch Rückstreuung der kurzwelligeren Solarstrahlung (Erdoberfläche 7% + Atmosphäre 22% = 29%) und durch langwellige Ausstrahlung (Erdoberfläche 12% + Atmosphäre 59% = 71%) (TRENBERTH et al. 2009, WILD et al. 2013) gibt das System Erde/Atmosphäre eine ebenso große Strahlungsleistung an den Weltraum ab und befindet sich somit langfristig im Strahlungsgleichgewicht mit der Umgebung. Von der Erdoberfläche wird im globalen Mittel eine Solarstrahlungsleistung von 161 W/m² absorbiert. Schon die von einem kleinen Teil der Erdoberfläche von 117 × 117 km² absorbierte Solarenergie entspricht dem gegenwärtigen globalen Elektroenergieverbrauch von 1,93 × 10¹⁶ W×h pro Jahr. Wenn das Strahlungsgleichgewicht durch einen externen Einfluss, beispielsweise eine Änderung der Solarstrahlung, oder durch eine Änderung eines Parameters innerhalb des Klimasystems der Erde (Geosphäre, Ozeane, Kryosphäre, Biosphäre, Atmosphäre) gestört wird, muss sich ein neuer Gleichgewichtszustand einstellen.

Die Klimarelevanz einzelner anthropogener Änderungen lässt sich als zusätzliche Strahlungsantriebsleistung oder Radiative Forcing (RF) beschreiben. Darunter wird die Änderung der auf die Flächeneinheit bezoge-

nen totalen Bilanz der Bestrahlungsstärke verstanden, das ist die Summe aus kurzwelliger Solarstrahlung und langwelliger atmosphärischer sowie terrestrischer Wärmestrahlung; abwärts minus aufwärts gerichtet, in W/m² an der Grenzfläche zwischen Troposphäre (in mittleren geographischen Breiten 0–12 km Höhe) und Stratosphäre (12–50 km Höhe). Diese Definition des RF schließt ein, dass sich als Folge einer Störung die Temperaturen in der Stratosphäre bis zum Wiedererreichen des Strahlungsgleichgewichts nach einigen Monaten ändern dürfen, während die Temperaturen in der Troposphäre und an der Erdoberfläche konstant bleiben. Zusätzlich wird in den letzten Jahren ein Effektives Radiative Forcing (ERF) bestimmt, welches sich vom RF dadurch unterscheidet, dass es die Netto-Strahlungsleistung nicht an der Tropopause, sondern an der Obergrenze der Atmosphäre angibt und dass die Temperaturen der gesamten Atmosphäre und der Landoberflächen sowie atmosphärischer Wasserdampfgehalt, Wolken und Erdbodenalbedo auf den Strahlungsantrieb reagieren dürfen (IPCC 2013). Mit Ausnahme der Aerosolwirkungen durch Rußpartikel sind die tatsächlichen Größenunterschiede zwischen ERF und RF gering. Die Strahlungsantriebsleistung kann positiv (Erwärmung) oder negativ (Abkühlung) sein. Für die Berechnung des RF und ERF müssen die spektralen Charakteristiken von Absorption und Streuung durch die Atmosphärenbestandteile berücksichtigt werden.

Der Strahlungsantrieb führt zu Änderungen der Zirkulation in Atmosphäre und Ozeanen, beeinflusst den hydrologischen Zyklus, zieht Änderungen der temperaturabhängigen chemischen Umsetzungen atmosphärischer Spurengase nach sich und verursacht eine Än-

derung des Energieaustauschs zwischen Erdoberfläche und Atmosphäre durch langwellige Strahlungsprozesse sowie fühlbare und latente Wärmeflüsse. Interne Wechselwirkungen und Rückkopplungen im Klimasystem können die Klimawirkung und die aktinischen Wirkungen der ursprünglichen Störung verstärken oder abschwächen. Das Zusammenwirken der verschiedenen Prozesse und der resultierende Klimaeffekt lassen sich mit Hilfe gekoppelter Atmosphäre-Ozean-Modelle und Erdsystem-Modelle beschreiben.

Kohlendioxid und Spurengase

Für anthropogene Strahlungsantriebe wird häufig als Bezugszeitraum die Periode zwischen 1750 (vorindustrielle Periode) und der Gegenwart gewählt. Die Klimawirksamkeit einzelner Komponenten wird bestimmt durch die Strahlungsabsorptionseigenschaften der Gase (Lage und Stärke der Absorptionsbanden), ihre Konzentration und Verweildauer in der Atmosphäre und im Falle der Aerosole auch durch ihre Streueigenschaften für Strahlung. Den dominierenden direkten Klimaeinfluss einer einzelnen anthropogenen Komponente hat das Kohlendioxid (CO₂), das als Endprodukt voll-

ständiger Verbrennung vor allem fossiler Brennstoffe (Kohle, Erdöl und Erdgas) (97%) und durch die Zementproduktion in einer globalen Gesamtquellenstärke von $9,7 \pm 0,5$ Gt C pro Jahr (im Jahr 2012) ($1 \text{ Gt} = 10^{12} \text{ kg}$) in die Atmosphäre abgegeben wird (LE QUÉRÉ et al. 2013). Fossile Brennstoffe decken derzeit noch immer etwa 81% des globalen Energiebedarfs mit einer Leistung von rund 16 TW ($= 16 \times 10^{12} \text{ W}$), das entspricht ca. 0,0092% der auf die Obergrenze der Atmosphäre treffenden Solarstrahlung. Etwas mehr als die Hälfte des emittierten CO₂ (30 bis 80% mit großer interannualer Variation) akkumuliert in der Atmosphäre. Der Rest wird von den Ozeanen sowie von den Landflächen (Vegetation, Boden) aufgenommen. Die atmosphärische CO₂-Konzentration hat zwischen 1750 und 2013 von 275–285 ppm ($1 \text{ ppm} = 10^{-6}$ Volumenanteile) auf 397 ppm zugenommen, das entspricht einer Steigerung um ca. 42%. Die gegenwärtige atmosphärische CO₂-Konzentration resultiert aus der gesamten Emission von 240 Gt C, die seit 1750 durch Verbrennung fossiler Brennstoffe und anthropogene Landnutzung in der Atmosphäre akkumuliert wurden (IPCC 2013). Gleichzeitig hat die CO₂-Aufnahme durch die Ozeane zur Senkung

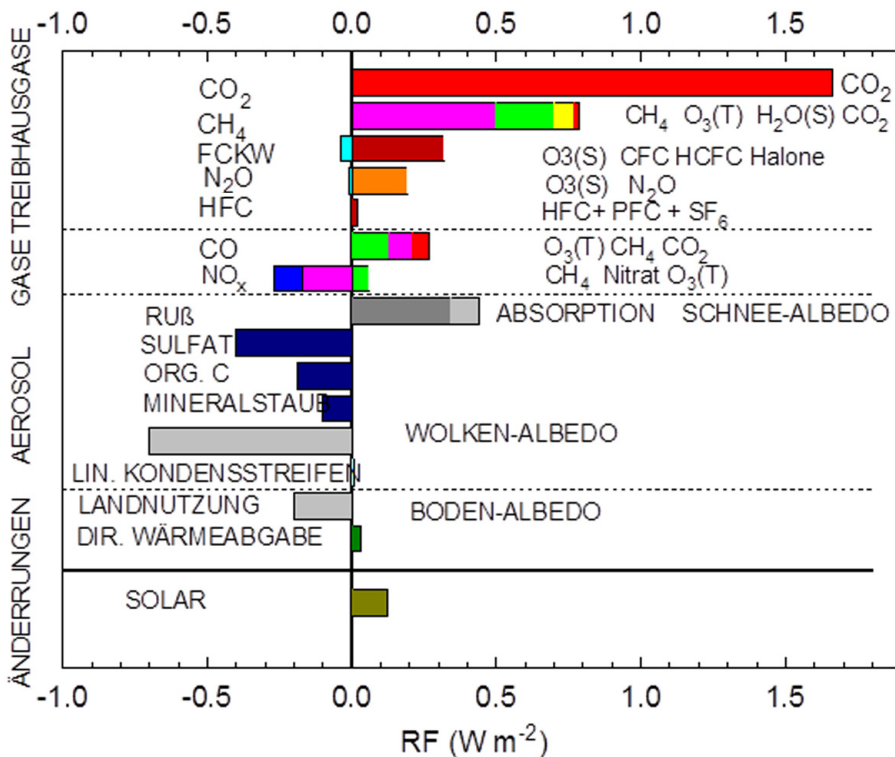


Abb. 3.1.2-1: Strahlungsantrieb (Radiative Forcing) in W/m² (direkt und indirekt) durch anthropogene Treibhausgase, Aerosole und Landnutzung für das Jahr 2011 bezogen auf 1750. Zum Vergleich sind die direkte Wärmeabgabe und Änderung der Solarstrahlung angegeben (nach IPCC 2013).

des pH-Wertes des Oberflächenwassers um 0,1 geführt. Das seit 1750 emittierte CO_2 mit einem RF von $1,68 \pm 0,35 \text{ W/m}^2$ trägt rund $\frac{3}{4}$ zum gesamten anthropogenen ERF von $2,29 \text{ W/m}^2$ bei (Abb. 3.1.2-1).

Die atmosphärischen Konzentrationen chemisch reaktiver Treibhausgase haben ebenfalls langfristig zugenommen. So stiegen die Konzentrationen von Methan CH_4 (aus Landwirtschaft und Tierhaltung, Erdgasförderung, Kohlebergbau, Mülldeponien und Kläranlagen) von 715 ppb auf 1803 ppb (1 ppb = 10^{-9} Volumenanteile), die Konzentrationen der Fluor-Chlorkohlenwasserstoffe (Treibmittel, Kunststoffe, Feuerlöschmittel, Lösungs- und Reinigungsmittel) mit teilweise sehr langen atmosphärischen Verweilzeiten, und von Distickstoffmonoxid N_2O (aus Viehhaltung, Anbau von Leguminosen und der Verbrennung fossiler Brennstoffe) von 270 auf 319 ppb. Diese Spurengase absorbieren nicht nur selbst Strahlung, sondern sie tragen zur Bildung und auch zum Abbau anderer Treibhausgase und zur Aerosolbildung bei. Beispiel hierfür ist die Bildung von Ozon (O_3) in der Troposphäre durch Abbau von CH_4 und anderen flüchtigen organischen Verbindungen in Gebieten mit ausreichenden Stickoxidkonzentrationen (NO_x). Das Ozon trägt trotz kurzer Verweildauer von nur ca. 22 ± 2 Tagen (YOUNG et al. 2013) wesentlich zur Erwärmung der Troposphäre mit einem RF von $(0,35 \pm 0,20) \text{ W/m}^2$ bei und beeinträchtigt die Luftqualität in Erdbodennähe (mehr dazu in Kap. 3.1.3 - MÜCKE). Modellrechnungen zeigen, dass die troposphärische Ozonkonzentration von 1850 bis 2000 im globalen Mittel um 29% zugenommen hat (YOUNG et al. 2013).

Die FCKW und Distickstoffoxid (N_2O) sind nicht nur selbst Treibhausgase mit atmosphärischer Verweildauer von Jahrzehnten bis Jahrhunderten, sondern sie werden durch solare UV-Strahlung (200–400 nm) in Radikale umgewandelt, die wesentlich zum Abbau des stratosphärischen Ozons beitragen. Als Folge der verringerten stratosphärischen Ozonkonzentrationen wird weniger Solarstrahlung im Spektralbereich des UV-C (200–280 nm) und UV-B (280–315 nm) absorbiert, so dass sich die Stratosphäre abkühlt. Auch Quellgase mit kurzer Verweildauer in der Atmosphäre und sehr geringer Strahlungsabsorption wie Kohlenmonoxid CO und Stickoxide NO_x tragen indirekt zum Treibhauseffekt bei, indem sie zur photochemischen Bildung von Treibhausgasen (RF positiv) beitragen, aber auch zur Nitratbildung (NO_3^-) und heterogenen Reaktionen an der Oberfläche von Aerosolpartikeln und einem dadurch bedingten negativen RF führen. Einen frühzeitigen Beitrag zur Begrenzung des Treibhauseffekts durch FCKW hat das 1987 vereinbarte »Montreal-Protokoll« zum Schutz der Ozonschicht mit seinen späteren Präzisierungen und Ergänzungen geleistet (London 1990,

Kopenhagen 1992, Wien 1995, Montreal 1997, Beijing 1999). Trotz Begrenzung ihrer Emission erreichen die im Protokoll erfassten Spurengase heute schon einen RF-Wert von $(0,33 \pm 0,03) \text{ W/m}^2$ (Abb. 3.1.2-1).

Aerosole und Wolken

In der Luft schwebende flüssige und feste Partikel, die Aerosole, können sowohl direkt aus natürlichen Quellen (Mineralstaub, Meersalz, Pollen, Pilze, Sporen, Algen, Bakterien, Viren) und anthropogenen Quellen (Verbrennung fossiler Brennstoffe und von Biomasse) emittiert werden, als auch durch Nukleation von Gasen oder heterogene Kondensation von Gasen auf vorhandenen Partikeln gebildet werden. Die Partikel, deren Durchmesser sich über einen weiten Größenbereich von ca. 0,001–100 μm erstrecken, besitzen die Eigenschaft, Strahlung nicht nur zu absorbieren, sondern in meist weit größerem Maße in verschiedene Richtungen zu streuen. Je nach optischen Eigenschaften, vor allem dem Anteil der Absorption an der Extinktion (= Streuung + Absorption) der Strahlung, tragen Aerosole entweder zur Erwärmung oder zur Abkühlung bei (direkter Effekt). Während Rußpartikel wegen des hohen Strahlungsabsorptionsvermögens wärmend wirken, und nach ihrer Deposition durch Verringerung des Reflexionsvermögens (Albedo) schneebedeckter Flächen zur stärkeren Erwärmung der Erdoberfläche führen, wirken die vorrangig streuenden Sulfatpartikel (SO_4^{2-}) und Nitratpartikel (NO_3^-), die aus schwefelhaltigen Gasen (SO_2 , H_2S , CS_2 , COS u.a.) und Stickstoffverbindungen (NH_3 , NO_x) gebildet werden, Mineralstaubpartikel sowie organische Kohlenstoffpartikel kühlend auf die untere Atmosphäre. Wasserlösliche Komponenten enthaltende Aerosole wie Nitrat, Sulfat, Karboxylsäuren und Meersalzpartikel sind als winzige Kondensationskerne ($\approx 0,1 \mu\text{m}$) in der Wolkenbildung besonders effizient und können zudem durch Wasseraufnahme ihre optischen Eigenschaften ändern. Ihre von der Masse (Partikeldurchmesser) abhängige Verweildauer in der Troposphäre reicht von Minuten bis zu Wochen.

Zu den indirekten, über die Wechselwirkung zwischen Aerosol und Wolken ausgelösten Effekten gehören a) der »Wolken-Albedo-Effekt« (1. indirekter Effekt oder Twomey-Effekt, TWOMEY 1977) mit einer Erhöhung der Wolken-Albedo durch Zunahme der kleinen Wolkenkondensationskerne in Wasserwolken oder der Eiskerne in Misch- und Eiswolken bei konstantem Flüssigwassergehalt, b) der »Wolken-Existenzdauer-Effekt« (2. indirekter Effekt oder Albrecht-Effekt, ALBRECHT 1989) durch Verlängerung der Existenzdauer der Wolken und Abnahme der Niederschlagseffizienz und c) der »halb-direkte Effekt« (HANSEN et al. 1997, JOHNSON et al. 2004) absorbierender Aerosole in Wol-

ken als Folge der zusätzlichen Strahlungsabsorption, die gefolgt ist von Erwärmung, Verdunstung und der Tendenz zur Wolkenauflösung. Der ERF-Wert aus der Wechselwirkung Aerosol/Wolken liegt zwischen $-0,1 \text{ W/m}^2$ und $-1,9 \text{ W/m}^2$. Die aus Aerosol- und Wasserdampfemissionen von Flugzeugtriebwerken in der oberen Troposphäre gebildeten Kondensstreifen und aus ihnen entstandene hohe Cirrus-Wolken tragen in nur geringem Maße zur Erwärmung bei ($\text{RF} = 0,05 \text{ W/m}^2$).

Die aktinischen Wirkungen von Aerosolen und Wolken hängen wesentlich von der Menge der Partikel, ihren optischen Eigenschaften und ihrer atmosphärischen Verweildauer ab. Die von der Wellenlänge abhängige Mehrfachstreuung der Strahlung durch Aerosol- und Wolkenpartikel bewirkt nicht nur eine Zunahme des Anteils diffuser Strahlung bei Verringerung des Anteils direkter Strahlung, sondern durch die Verlängerung des Strahlwegs können troposphärische Spurengase wie O_3 und Schwefeldioxid (SO_2) mehr Strahlung absorbieren. Aerosole mit großen optischen Dicken bis zu $\delta = 1$ im sichtbaren Bereich – das entspricht einer Verringerung der direkten Sonnenstrahlung auf 37% – können die solare globale (direkte + diffuse) Bestrahlungsstärke an der Erdoberfläche auf bis zu etwa 60% reduzieren, während vertikal bis in die obere Troposphäre aufgetürmte Wolken mit sehr großen optischen Dicken von $\delta \gg 1$ die Globalstrahlung bis auf ca. 5% der für wolkenlose Bedingungen typischen Werte vermindern können.

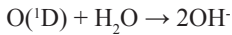
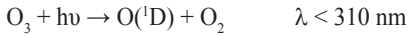
Klimawandel heute

Regionale Zunahmen des Aerosolgehalts und der optischen Dicke der Wolken über den Landflächen der Erde werden als Ursache der zwischen etwa 1960 und 1990 in Europa, Nordamerika und Asien beobachteten Abnahme der an der Erdoberfläche eintreffenden Solarstrahlung um etwa 4 bis 7% verantwortlich gemacht, die als »Global Dimming« bezeichnet wurde (OHMURA & LANG 1989). Zu der seit den 1990er Jahren einsetzenden Trendumkehr (WILD et al. 2005), einem »Global Brightening«, haben auch regulierende Maßnahmen zum Schutz der Umwelt beigetragen wie die Verringerung der Emission von Spurengasen und Aerosolen in Nordamerika und Europa seit den 1970er und 1980er Jahren, aber auch der sprunghafte Rückgang der Industrieproduktion in Osteuropa Anfang der 1990er Jahre. Natürliche Einflüsse wie große Vulkaneruptionen können die anthropogenen Änderungen der optischen Dicken modifizieren. Nach der Eruption des Mt. Pinatubo auf den Philippinen im Jahr 1991, durch die ca. 17 Mt SO_2 bis in die untere Stratosphäre transportiert wurden, war die optische Dicke der Aerosole global von vorher etwa 0,14 auf etwa 0,3 angestiegen, entsprechend einem RF von -3 W/m^2 , und in den nachfolgenden Jahren wie-

der zurückgegangen. Langzeitmessungen zeigen, dass in den vergangenen einhundert Jahren trotz kühlender Wirkung der Aerosole und Wolken die Temperaturen an der Erdoberfläche im globalen Mittel um $0,85 \pm 0,20 \text{ }^\circ\text{C}$ angestiegen sind (IPCC 2013). In Deutschland erhöhte sich die Jahresmitteltemperatur zwischen 1881 und 2012 um $1,2 \text{ }^\circ\text{C}$, und die Niederschlagsmenge nahm um rund 10% zu (DWD 2013). Die Temperaturänderungen betreffen nicht nur die Mittelwerte, sondern machen sich auch in einer abnehmenden Häufigkeit kalter Tage und Nächte, einer zunehmenden Zahl heißer Tage sowie im häufigerem Auftreten extremer Wetterereignisse und Witterungsperioden wie Hitzewellen, Dürreperioden und Starkniederschläge bemerkbar.

In Übereinstimmung mit den RF und den Ergebnissen von Klimamodellrechnungen zeigen die Temperaturmessungen in der freien Troposphäre global langzeitige Zunahmen und in der Stratosphäre abnehmende Werte. Mit zunehmender Temperatur in der Troposphäre steigt der Sättigungsdampfdruck des Wassers, d.h. die Aufnahmekapazität der Luft für Wasser, nicht-linear an (SONNTAG 1994). Die Klimawirksamkeit des Wasserdampfes ist mit rund 50% etwa doppelt so groß wie die der Wolken (25%) und des CO_2 (20%) (SCHMIDT et al. 2010). Ein höherer Wasserdampfgehalt kann die Wolkenbildung beeinflussen, die den dominierenden Klimaeffekt des Wasserdampfs bei Zunahme hoher Bewölkung verstärken oder für niedrige Bewölkung abschwächen kann. Globaler Wasserdampf- und Gesamtwassergehalt der Troposphäre nahmen seit 1970 bis um die Jahrhundertwende zu, so dass die von der Atmosphäre emittierte langwellige Strahlung an der Erdoberfläche ebenfalls zunahm (WILD & OHMURA 2000). Die Datenauswertung des NASA Water Vapor Projects (NVAP) zeigt eine jahreszeitliche Variation und interessante Zusammenhänge zwischen Gesamt-wasserdampfgehalt und atmosphärischen Phänomenen wie El Niño, jedoch im Zeitraum 1988 bis 2010 abweichend von den Annahmen der Rückkopplung in Klimamodellrechnungen keine eindeutige Zunahme in der unteren Atmosphäre (VONDER HAAR et al. 2012). In der unteren Stratosphäre hat der Wasserdampfgehalt von 2000 bis 2009 global um ca. 10% abgenommen (SOLOMON et al. 2010).

Wasserdampf als wichtigstes Treibhausgas ist über seine Strahlungswirkung hinausgehend auch am chemischen Spurengashaushalt der Troposphäre und Stratosphäre beteiligt. Durch Reaktion mit angeregten Sauerstoffatomen $\text{O}(^1\text{D})$, die durch Photodissoziation des Ozons durch solare UV-B-Strahlung entstehen, ist H_2O an der Bildung von Hydroxyl-Radikalen (OH^\cdot) beteiligt, die Spurengase, so auch FCKW, aufspalten und ihren chemischen Abbau einleiten:



Die für luftchemische Prozesse, die Biosphäre und Materialien relevanten aktinischen Wirkungen sind wegen der mit abnehmender Wellenlänge pro Photon zunehmenden Strahlungsenergie vor allem im ultravioletten Spektralbereich (UV, 200–400 nm) und im kurzwelligen sichtbaren Bereich von Bedeutung.

Spektrale aktinische Wirkungen

Aktinische Wirkungen sind sowohl durch ihre spektralen Charakteristiken als auch durch das Spektrum der Sonnenstrahlung bestimmt. Wirkungsspektren wurden für einige der zahlreichen bekannten Wirkungen auf Biosphäre, Luftchemie und Materialien abgeleitet (z.B. MCKENZIE et al. 2011). Auf den menschlichen Organismus wirken sie vor allem über die Haut und die Augen. Eine über Photorezeptoren im Auge durch Strahlung kurzer Wellenlängen (370–620 nm, Maximum im blauen Teil bei 450 nm) des sichtbaren Bereichs (370–780 nm, Maximum im grünen Teil bei 555 nm) ausgelöste aktinische Wirkung ist die Unterdrückung der Produktion des Hormons Melatonin, das in der Zirbeldrüse aus Serotonin gebildet wird. Es fördert die Schläfrigkeit und trägt zur circadianen Rhythmik (Schlaf-Wach-Zyklus) bei (BRAINARD et al. 2001). Die in den Wintermonaten sehr niedrigen Solarstrahlungswerte an der Erdoberfläche in mittleren und hohen geographischen Breiten werden als eine der möglichen Ursachen für die saisonal-affektive Störung (Winterdepression) angesehen. Im Tagesverlauf ist der relative Anteil der Hemmung der Melatonin-Produktion verursachenden Strahlung an der sichtbaren Solarstrahlung bei niedrigem Sonnenstand, d.h. in den beiden Randstunden jeweils nach Sonnenaufgang und vor Sonnenuntergang, um bis zu 60% größer als für höhere Sonnenstände. Der Blauanteil ist bei wolkigem Himmel im Mittel um rund 20% bis 40% größer als bei wolkenlosem Himmel (FEISTER & FRANKE 2011). Langzeitige Änderungen des Strahlungsklimas können nicht nur die Absolutwerte der Melatonsuppression erhöhen oder vermindern, sondern auch die ‚Blauanteile‘ der Solarstrahlung und somit den relativen Anteil der Melatonsuppression zum Lichtanteil verändern.

Durch Strahlung bedingte Wirkungen können als nachteilig empfunden oder auch als günstig angesehen werden. Beispiele für nachteilige Wirkungen der UV-Strahlung beim Menschen sind a) akute Wirkungen wie Erythembildung (Hautrötung, Sonnenbrand mit Ödembildung), Pigmentierung, phototoxische und

photoallergische Reaktionen sowie b) chronische irreversible Schäden an der Haut wie Porenerweiterung, Mitesser (Komedonen), Gefäßerweiterung (Teleangiectasie) und Bindegewebsschädigung (Atrophie, solare Elastose), Schäden an der DNS (Desoxyribonukleinsäure), Mutationen und Abtötung von Zellen, Immunsuppressionsreaktionen bis hin zur Photokarzinogenese (insbesondere nicht-maligne Melanome wie Basal- und Plattenepithelkarzinome), und Augenreizungen- und Erkrankungen (Photokonjunktivitis, Photokeratitis, Katarakte) (LUCAS et al. 2006, BRENNER & HEARING 2008). UV-Strahlung wirkt auch auf Pflanzen und Tiere, beeinflusst aquatische Ökosysteme und beeinträchtigt die Eigenschaften von Kunststoffen (vgl. Kap. 2.9 - Häder).

Zu den günstigen Wirkungen der UV-Strahlung gehören biologische Schutz- und Reparaturmechanismen sowie die für den Mineralstoffwechsel des Organismus bedeutsame Synthese des in der Epidermis (Oberhaut) befindlichen 7-Dehydrocholesterol in Provitamin D₃, das durch thermische Isomerisierung in Vitamin D₃ (Cholecalciferol) umgewandelt wird. Von den Hautzellmembranen wird es über ein Vitamin-D-bindendes Protein mit dem Blutplasma zur Leber transportiert und dort zu Calcidiol (25-Hydroxy-Vitamin D = 25(OH)D) mit einer Halbwertszeit im Blut von 1 bis 2 Monaten hydroxiliert. Vitamin D₃ spielt eine wesentliche Rolle für die Regulierung des Kalziumspiegels im Blut und für den Knochenaufbau (WEB & HOLICK 1988, HOLICK 1992, WHO 1994, UNEP 1998). Ein Mangel an Vitamin D₃ kann zu Knochen-Erkrankungen wie Rachitis bei Kindern und Osteoporose, Osteomalazie und Muskelschmerzen und –zucken bei Erwachsenen führen und ist nach neueren Erkenntnissen auch ein Risikofaktor für Autoimmunerkrankungen wie Multiple Sklerose und Morbus Crohn, Hautkrankheiten wie Psoriasis, Infektionskrankheiten wie Tuberkulose, und Bluthochdruck.

Ein geringer Vitamin-D₃-Gehalt im Blut von weniger als 20–40 ng/ml (50–100 nmol/l) 25(OH)D kann auch Folge einer nicht ausreichenden UV-B-Strahlungs-Exposition sein. In den Monaten November bis Februar trifft auf die Horizontalfläche im deutschen Flachland ganztägig eine solare erythemwirksame Bestrahlung von ca. 1 bis 9 SED (Standard-Erythem-Dosis), (1 SED = 100 (J/m²)_{ER}), entsprechend 0,25–2,25 MED (Minimale Erythem-Dosis oder minimale Hautrötung für Hauttyp 2) (FEISTER et al. 2011). Aufgrund der Abschattung des Himmels durch Gebäude und Bäume, nicht-horizontaler geneigter oder senkrechter Körperflächen, des je nach Tätigkeit und Freizeitverhalten eingeschränkten Freiluftaufenthalts sowie des geringen Anteils unbedeckter Hautoberfläche (Hände 2%, Kopf 9% der Körperfläche) liegt die tatsächliche tägliche

Strahlungsexposition im Winter weit unter 1 SED. Da das normierte Wirkungsspektrum der Vitamin-D₃-Synthese im UV-B-Bereich etwas größere Werte annimmt als das Erythemwirkungsspektrum, sind die Verhältnisse zwischen Vitamin-D₃- wirksamer und erythem-wirksamer Strahlung (VD₃/ERY) von der Sonnenhöhe über dem Horizont und von den atmosphärischen Bedingungen – insbesondere vom atmosphärischen Gesamt ozonegehalt – abhängig. Sie betragen zwischen ca. 0,3 für große Ozonwerte und niedrigen Sonnenstand (»langer Strahlweg«) und 2 für geringen Ozongehalt und hohen Sonnenstand (»kurzer Strahlweg«). Optisch sehr dicke Wolken wie Cumulonimbus können durch starke Ozonabsorption auf dem verlängerten Strahlweg in der unteren Atmosphäre die Verhältnisse VD₃/ERY auf die Hälfte ihrer Werte verringern, die sie ohne Wolke erreicht hätten (FEISTER et al. 2011).

Neuere Ergebnisse der Forschung in der Anthropologie, der Genforschung und der Paläoklimatologie des Quartärs (2,6 Ma) haben unser Wissen darüber wesentlich erweitert, wie Menschen aus Afrika in andere Teile der Welt migrierten und sich den neuen Umgebungen anpassten. Es gibt zunehmend Hinweise darauf, dass die durch solare UV-Strahlung bedingte Vitamin-D₃-Synthese in der Evolution indirekt die Hautpigmentierung des Menschen maßgeblich beeinflusst hat (CHAPLIN & JABLONSKI 2009, JABLONSKI 2004, 2012, JABLONSKI & CHAPLIN 2000, 2012, JUZENIENE et al. 2009). Die jährliche erythemwirksame Bestrahlung im tropischen Gürtel des afrikanischen Kontinents zwischen 30° N und 30° S beträgt rund das Dreifache der weiter nördlich und südlich in 45° geographischer Breite an der Oberfläche eintreffenden Bestrahlung. Der Verlust der Körperbehaarung der in offenen Buschlandschaften und Savannen lebenden Homininen vor 1 bis 2 Ma verbesserte ihre Thermoregulation durch Schwitzen. Dadurch wurde ein anderer effektiver Schutz vor der intensiven UV-Strahlung erforderlich, den die immer stärkere Hautpigmentierung durch das Eumelanin der Haut bot (BRENNER & HEARING 2008). Die Absorption der UV-Strahlung durch das Melanin verhindert den Photozerfall von Folsäure (BRANDA & EATON 1978, OFF et al. 2005, JUZENIENE et al. 2013), welche die Zellteilung begünstigt, und verringert das Risiko für Fehlbildungen der Nachkommen. Vor rund 1,8 Ma begann die Migration des Homo erectus und ab etwa 0,1 Ma die des Homo sapiens aus Ostafrika nach Norden. In höheren geographischen Breiten mit geringerer jährlicher UV-Bestrahlung war die starke Hautpigmentierung hinderlich, um eine ausreichende Vitamin-D₃-Bildung zu ermöglichen, wenn sie nicht wie bei den in der Arktis lebenden Inuit und Yupik durch traditionelle Vitamin-D-reiche Ernährung wie aus dem rohen Fett von Walen,

Walrossen und Robben ausgeglichen wurde. Menschen mit geringerer konstitutiver Pigmentierung und der Fähigkeit, durch Anpassung an jahreszeitliche Änderungen der Solarstrahlung (fakultative Pigmentierung (Bräunung) in Abhängigkeit vom Hauttyp) konnten mit dem geringeren Angebot an Vitamin-D₃- wirksamer Strahlung einen besseren Gesundheitszustand erhalten, der zusammen mit anderen Einflussfaktoren günstigere Fortpflanzungschancen ermöglichte. Kleidung, die als Kälteschutz erforderlich war (ab etwa 0,083 bis 0,17 Ma) (TOUPS et al. 2011, reduzierte den Anteil der auf die Haut gelangenden Strahlung. Darüber hinaus beeinflussten Körperbehaarung, die Art der Tätigkeit (Jagd, ab ca. 0,01 Ma Landwirtschaft) und die Dauer des Aufenthalts im Freien die auf die Haut treffende Sonnenstrahlung.

Erzwungene oder freiwillige Migration als Folge von Gewalt, Klimaänderung und Nahrungsmangel beschleunigten sich in den in den letzten 500 Jahren. Allein durch den Sklavenhandel zwischen dem 16. und 19. Jahrhundert wurden rund 11 Millionen Afrikaner in die neue Welt verschleppt. Bezogen auf die Gesamtzahl der rund 500 Millionen um das Jahr 1500 auf der Erde lebenden Menschen entspricht das einem Anteil von bis zu 2% der damaligen Weltbevölkerung. Die Entdeckung anderer Kontinente (Amerikas, Australien) durch Europäer im 15. und 16. Jahrhundert und ihre nachfolgende Inbesitznahme hatte auch dazu geführt, dass immer mehr Hellhäutige sich in tropischen Regionen ansiedelten. Inwieweit 20 bis 25 Generationen ausreichend sind, eine Anpassung an des Strahlungsklima der neuen Umgebung zu erreichen, ist nicht geklärt. Als Folge von Industrialisierung und zunehmender Urbanisierung ab dem 19. Jahrhundert lebt und arbeitet ein immer größer werdender Teil der modernen Gesellschaft im Innern von Gebäuden und in Städten, in denen durch Bebauung und Luftverunreinigung die personenbezogene Strahlungsexposition zusätzlich reduziert ist. Die nachteiligen Folgen des Strahlungsmangels in hohen Breiten können durch ungeeignete Ernährung und den durch die Mode bestimmten Kleidungsstil verschärft werden. Die Erkenntnis der Nichtangepasstheit eröffnet andererseits Möglichkeiten zur bewussten Änderung des Verhaltens.

Änderungen aktinischer Wirkungen

Die Größe der solaren UV-Strahlung an der Erdoberfläche ist abhängig von der Sonnenhöhe über dem betreffenden Ort, d.h. der Jahres- und Tageszeit, der Höhe des Ortes über dem Meeresspiegel, der Menge und der optischen Dicke der Wolken, der Konzentration und den optischen Eigenschaften der Aerosole, der Erdbodenalbedo (insbesondere Schnee- und Eisbedeckung) und

für den kurzwelligen Teil des UV-Bereichs auch dem Ozongesamtgehalt in der darüber liegenden Luftsäule sowie in geringerem Maß auch den Konzentrationen anderer, im UV-Bereich absorbierender Spurengase. Durch die Emission der FCKW nahmen die Werte des stratosphärischen Ozons seit den 1970er Jahren ab. Als Folge der Ozonabnahme nahmen die Werte der UV-B-Strahlung an der Erdoberfläche zu. An europäischen Stationen betrug die Zunahme der erythemwirksamen UV-Strahlung von 1980 bis 2006 im Mittel 0,3 bis 0,6% pro Jahr (DEN OUTER et al. 2010). Etwa 2/3 dieses Betrages werden der Abnahme der Bewölkung und 1/3 der Ozonabnahme zugeschrieben. Die beobachtete Umkehr von zunehmenden Jahressummen der UV-B-

Strahlung zu wieder abnehmenden Werten um die Mitte des ersten Jahrzehnts dieses Jahrhunderts als Folge der wieder zunehmenden Ozonwerte ist durch die Abnahme der Aerosolkonzentration in diesem Zeitraum etwas verzögert worden (ZEREFOS et al. 2011).

Zukünftig erwartete weltweite Änderungen der erythemwirksamen Strahlung wurden mit einem Strahlungstransportmodell berechnet, das mit Ozon- und Bewölkungswerten für den Zeitraum 1960 bis 2100 aus Simulationen mit 14 Chemie-Klimamodellen versorgt wurde. Die Ergebnisse zeigen langzeitige Abnahmen der erythemwirksamen Bestrahlung in mittleren und hohen Breiten beider Hemisphären zwischen -3 und -16% im Vergleich zu den Werten 1975–1984 (BAIS et al. 2011).

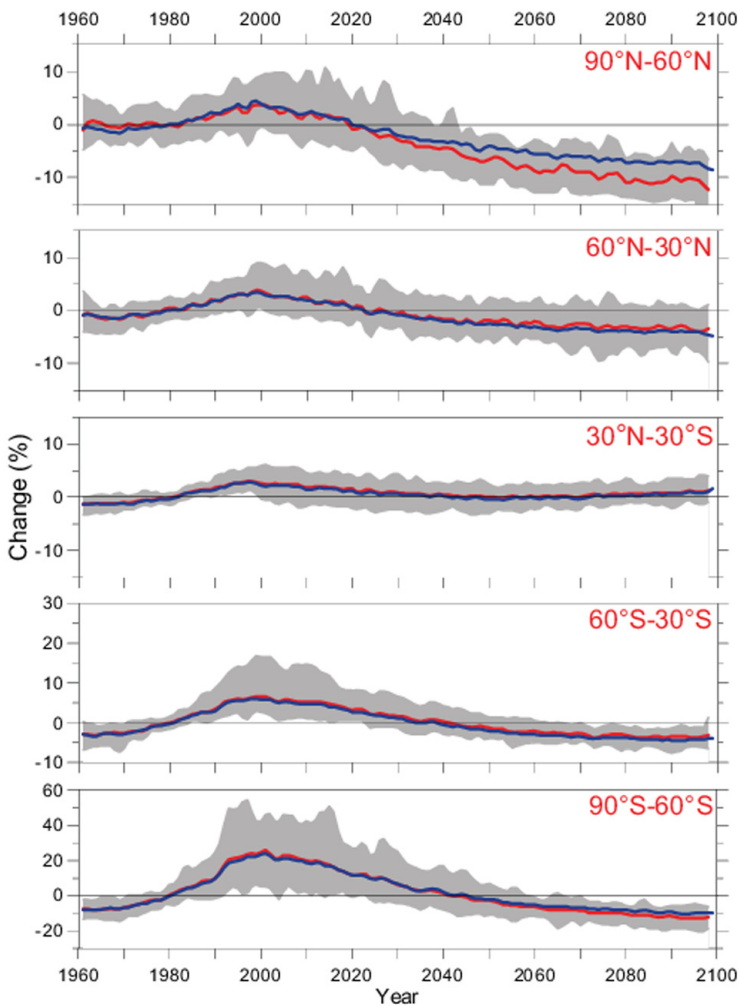


Abb. 3.1.2-2: Prozentuale Änderungen der jährlichen erythemwirksamen Bestrahlung im Zeitraum 1960–2100 bezogen auf den Zeitraum 1975–1985 für verschiedene geographische Breitengürtel nach Strahlungstransportmodellrechnungen für Klimamodellvorhersagen (Bais et al. 2011 - Mit freundlicher Genehmigung des Autors).

Nur in den Tropen, in denen die erythemwirksame Bestrahlung ohnehin am höchsten ist und die sich zudem als Folge des Klimawandels zu höheren Breiten hin ausweiten, nimmt die erythemwirksame Bestrahlung durch Intensivierung der atmosphärischen Zirkulation und abnehmende Bewölkung langfristig im globalen Mittel um ca. 1%, im Frühjahr und Sommer regional bis zu +10% zu (Abb. 3.1.2-2). In der Prognose nicht berücksichtigt wurden hierbei chemische Prozesse der unteren Atmosphäre (Troposphäre), nicht vorhersagbare Vulkaneruption und nicht vorhersagbare Änderungen der extraterrestrischen Solarstrahlung.

Variationen der von der Sonne ausgehenden Strahlung können im kurzwelligen UV-Bereich viel größer und sogar entgegengesetzt gerichtet zu Änderungen im Bereich größerer Wellenlängen sein (HAIGH et al. 2010). Rekonstruktionen der solaren spektralen Strahlung aus der solaren Aktivitätsvariation ergeben für die vergangenen 400 Jahre eine nur geringe Zunahme von 1,25 W/m² (0,02%) der totalen Strahlung im gesamten Spektralbereich, jedoch größere Zunahmen im UV-Bereich von rund 1% für den Wellenlängenbereich 250–350 nm und bis zu 50% bei sehr kurzen Wellenlängen um 121,6 nm (KRIVOVA et al. 2010). In diesem Zeitraum nahmen als Folge erhöhter solarer Aktivität die UV-C-Strahlung in der oberen und mittleren Atmosphäre zu, der stratosphärische Ozongehalt ebenfalls zu und die UV-B-Strahlung an der Erdoberfläche global um ca. 9–13% ab (ROZEMA et al. 2002).

Regionale Aspekte

Der weitere Verlauf des Klimawandels wird davon abhängen, wie sich die anthropogenen Emissionen entwickeln werden. Die Weltbevölkerung von ca. 7,2 Milliarden Menschen im Jahre 2013 wird bis zum Jahre 2050 nach UN-Schätzungen auf ca. 9 Milliarden ansteigen. Bereits heute leben mehr als 50% der Menschen in Städten, von denen im Jahre 2013 bereits 28 Megastädte mit mehr als 10 Millionen Einwohnern waren. Bis 2050 wird der Anteil der in Städten lebenden Menschen nach UN-Schätzungen rund 2/3 betragen. Die Besonderheiten des Klimas der Städte als »Wärmeinseln« mit im Vergleich zum Umland reduziertem Luftaustausch, durch Flächenversiegelung und Bebauung modifizierten Strömen fühlbarer und latenter Wärme, erhöhten Konzentrationen von Luftverunreinigungen und bei dichter Bebauung einer verringerten Solarstrahlung bei gleichzeitig erhöhter Wärmestrahlung können die für Regionen prognostizierten Klimaänderungen in urbanisierten Gebieten deutlich modifizieren. Aktinische Wirkungen in industrialisierten Regionen und Stadtgebieten können sich deshalb erheblich von regionalen und globalen Wirkungen unterscheiden. Die

direkte Wärmeabgabe durch Energieumwandlung und den menschlichen Stoffwechsel (ca. 70–100 W/Person) ist zwar im globalen Mittel mit 0,027 W/m² gering und beträgt nur ca. 1% des gesamten RF. In urbanen Siedlungsgebieten erreicht sie jedoch 20–70 W/m² und nimmt in Großstädten noch höhere Werte an (Shanghai 173 W/m²) (CRUTZEN 2004). Ihr Beitrag übersteigt in solchen Gebieten die übrigen anthropogenen Einflüsse um eine Größenordnung (vgl. Abb. 3.1.2-1). Der in einem wärmeren Klima erhöhte Bedarf an Klimatisierung kann die direkte Wärmeabgabe weiter ansteigen lassen. Die Fortführung und Verbesserung von Messungen und globalen und regionalen Klimamodellvorhersagen der solaren spektralen Strahlung in einem sich wandelnden Klima werden dazu beitragen, günstige aktinische Wirkungen für die Erhaltung und Verbesserung der Gesundheit besser nutzen und Risiken ihrer nachteiligen Folgen effektiver verringern zu können.

Literatur

- ALBRECHT, B. (1989): Aerosols, cloud microphysics and fractional cloudiness. *Science* 245, 1227–1230.
- BAIS, A. F., K. TOURPALI, A. KAZANTZIDIS, H. AKIYOSHI, S. BEKKI, P. BRAESICKE, M. P. CHIPPERFIELD, M. DAMERIS, V. EYRING, H. GARNY, D. IACHETTI, P. JÖCKEL, A. KUBIN, U. LANGEMATZ., E. MANCINI, M. MICHOU, O. MORGENSTERN, T. NAKAMURA, P. A. NEWMAN, G. PITARI, D. A. PLUMMER, E. ROZANOV, T. G. SHEPHERD, K. SHIBATA, W. TIAN & Y. YAMASHITA (2011): Projections of UV radiation changes in the 21st century: impact of ozone recovery and cloud effects. *Atmos. Chem. Phys.* 11, 7533–7545. www.atmos-chem-phys.net/11/7533/2011/. doi:10.5194/acp-11-7533-2011.
- BRAINARD, G. C., J. P. HANIFIN, J. M. GREESON, B. BYRNE, G. GLICKMAN, E. GERNER & M. D. ROLLAG (2001): Action Spectrum for Melatonin Regulation in Humans: Evidence for a Novel Circadian Photoreceptor. *The Journal of Neuroscience*, 21 (16), 6405–6412.
- BRANDA, R. F. & J. W. EATON (1978): Skin color and nutrient photolysis: an evolutionary hypothesis. *Science* 18 August 1978, 201, no. 4356, 625–626. doi:10.1126/science.675247.
- BRENNER, M. & V. J. HEARING (2008): The protective role of melanin against UV damage in human skin. *Photochem. Photobiol.* 84 (3), 539–549. doi:10.1111/j.1751-1097.2007.00226.x.
- CHAPLIN, G. & N. G. JABLONSKI (2009): Vitamin D and the evolution of human depigmentation. *Am. J. Phys. Anthropol.* 139, 451–461. doi: 10.1002/ajpa.21079.
- CRUTZEN, P. J. (2004): New Directions: The growing urban heat and pollution “island” effect - impact on chemistry and climate. *Atmos. Environm.* 38, 3539–

- 3540.
- DEN OUTER, P. N., H. SLAPER, J. KAUROLA, A. LINDFORS, A. KAZANTZIDIS, A. F. BAIS, U. FEISTER, J. JUNK, M. JANOUCH & W. JOSEFSSON (2010): Reconstructing of erythemal ultraviolet radiation levels in Europe for the past 4 decades. *J. Geophys. Res.* 115, D10102. doi:10.1029/2009JD012827.
- DWD (2013): Zahlen und Fakten zum Klimawandel in Deutschland. Klima-Presskonferenz des Deutschen Wetterdienstes am 7. Mai 2013 in Berlin. <http://www.dwd.de/klimawandel>.
- FEISTER, U. & S. FRANKE (2011): Aerosols and cloud effects on solar spectral irradiance. Proceedings of NEWRAD 2011 (11th International Conference on New Developments and Applications in Optical Radiometry, 19 – 23 September 2011, Maui, HI), Ed. by Seongchong Park, KRIS and Erkki Ikonen, MIKES, 79–80. <http://newrad2011.aalto.fi/>
- FEISTER, U., G. LASCHEWSKI & R.-D. GREWE (2011): UV index forecasts and measurements of health-effective radiation. *J. Photochemistry and Photobiology B: Biology* 102 (2011) 55–68. doi:10.1016/j.jphotobiol.2010.09.005.
- HAIGH, J. D., A. R. WINNING, R. TOUMI & J. W. HARDER (2010): An influence of solar spectral variations on radiative forcing of climate. *Nature* 467, 696–699. doi:10.1038/nature09426.
- HANSEN, J., M. SATO & R. RUEDY (1997): Radiative forcing and climate response. *J. Geophys. Res.* 102 (D6), 6831–6864.
- HOLICK, M. F. (1992): Vitamin D3 and sunlight. An intimate beneficial relationship. In: *Biological effects of light*. Walter de Gruyter & Co., Berlin, New York, 11–33.
- IPCC (2013): *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Eds.: Stocker, T. F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P. M. Midgley. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, in press.
- JABLONSKI, N. G., (2004): The evolution of human skin and skin color. *Annu. Rev. Anthropol.* 33, 585–623. doi: 10.1146/annurev.anthro.33.070203.143955.
- JABLONSKI, N. G. (2012): *Living Color. The biological and social meaning of skin color*. University of California press. Berkeley, Los Angeles, London, pp. 260. ISBN 978-0-520-25153-3.
- JABLONSKI, N. G. & G. CHAPLIN (2000): The evolution of human skin coloration. *Journal of Human Evolution* 39, 57–106. doi:10.1006/jhev.2000.0403.
- JABLONSKI, N. & G. CHAPLIN (2012): Human skin pigmentation, migration and disease susceptibility. *Phil. Trans. R. Soc. B* 367, 785–792. doi:10.1098/rstb.2011.0308.
- JOHNSON, B. T., K. P. SHINE & P. M. FORSTER (2004): The semi-direct aerosol effect. Impact of absorbing aerosols on marine stratocumulus. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 130, 1407–1422.
- JUZENIENE, A., R. SETLOW, A. POROJNICU, A. H. STEINDAL & J. MOAN (2009): Development of different human skin colors: A review highlighting photobiological and photobiophysical aspects. *J. Photochemistry and Photobiology B: Biology* 96, 93–100. doi: 10.1016/j.jphotobiol.2009.04.009.
- JUZENIENE, A., T. T. T. TAM, V. IANI & J. MOAN (2013): The actions spectrum for folic acid photodegradation in aqueous solutions. *J. Photochemistry and Photobiology B: Biology*. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.jphotobiol.2013.05.011.
- KOPP, G. & J. L. LEAN (2011): A new, lower value of total solar irradiance: Evidence and climate significance. *Geophys. Res. Lett.* 36, L01706, 1 – 7. doi:10.1029/2010GL045777.
- KRIVOVA, N. A., L. E. A. VIEIRA & S. K. SOLANKI (2010): Reconstruction of solar spectral irradiance since the Maunder minimum. *J. Geophys. Res.* 115, A12112. doi:10.1029/2010JA015431.
- LE QUÉRÉ, C., G. P. PETERS, R. J. ANDRES, R. M. ANDREW, T. BODEN, P. CIAIS, P. FRIEDLINGSTEIN, R. A. HOUGHTON, G. MARLAND, R. MORIARTY, S. SITCH, P. TANS, A. ARNETH, A. ARVANITIS, D. C. E. BAKKER, L. BOPP, J. G. CANADELL, L. P. CHINI, S. C. DONEY, A. HARPER, I. HARRIS, J. I. HOUSE, A. K. JAIN, S. D. JONES, E. KATO, R. F. KEELING, K. KLEIN GOLDEWIJK, A. KÖRTZINGER, C. KOVEN, N. LEFÈVRE, A. OMAR, T. ONO, G.-H. PARK, B. PFEIL, B. POULTER, M. R. RAUPACH, P. REGNIER, C. RÖDENBECK, S. SAITO, J. SCHWINGER, J. SEGSCHNEIDER, B. D. STOCKER, B. TILBROOK, S. VAN HEUVEN, N. VIOVY, R. WANNINKHOF, A. WILTSHIRE, S. ZAEHLE & C. YUE (2013): Global carbon budget 2013. *Earth Syst. Sci. Data Discuss.* 6, 689–760. www.earth-syst-sci-data-discuss.net/6/689/2013/. doi:10.5194/essdd-6-689-2013.
- LUCAS, R., T. MCMICHAEL, W. SMITH & B. ARMSTRONG (2006): Solar Ultraviolet Radiation. Global burden of disease from solar ultraviolet radiation. *Environmental Burden of Disease Series*, No. 13, Ed. by Annette Prüss-Üstün, Hajo Zeeb, Colin Mathers, Michael Repacholi, World Health Organization. Public Health and the Environment. Geneva 2006. pp. 250.
- MCKENZIE, R. L., P. J. AUCAMP, A. F. BAIS, L. O. BJÖRN, M. ILYAS & S. MADRONICH (2011): Ozone depletion and climate change: impacts on UV radiation. *Photochemical & Photobiological Sciences* 10, 182–198. doi:10.1039/c0pp90034f.
- OFF, M. K., A. E. STEINDAL, A. C. POROJNICU, A. JUZENIENE, A. VOROBAY, A. JOHNSON & J. MOAN (2005): Ultraviolet photodegradation of folic acid. *J. Photochemistry and Photobiology B: Biology* 80 (1), 47 – 55. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jphotobiol.2005.03.001>.

- OHMURA, A. & H. LANG (1989): Secular variation of global radiation in Europe. In IRS '88: Current Problems in Atmospheric Radiation, Eds.: Lenoble, J. and Geleyn, J.-F., A. Deepak Publ., Hampton, VA, Publ., (635) pp. 298-301. ISBN 978-0937194164.
- ROZEMA, J., B. VAN GEEL, L. O. BJÖRN, J. LEAN & S. MADRONICH (2002): Toward Solving the UV Puzzle. *Science* 296, 1621; DOI: 10.1126/science.1070024.
- SCHMIDT, G. A., R. A. RUEDY, R. L. MILLER & A. A. LACIS (2010): Attribution of the present-day total greenhouse effect. *J. Geophys. Res.* 115, D20106. doi:10.1029/2010JD014287.
- SOLOMON, S., K. H. ROSENLOF, R. W. PORTMANN, J. S. DANIEL, S. M. DAVIS, T. J. SANFORD & G.-K. PLATTNER (2010): Contributions of Stratospheric Water Vapor to Decadal Changes in the Rate of Global Warming. *SCIENCE*, VOL 327, 5 March 2010, 1219-1223.
- SONNTAG, D. (1994): Advancements in the field of hygrometry, *Meteorol. Z.*, N. F. 3, 51-66.
- TOUPS, M. A., A. KITCHEN, J. E. LIGHT & D. L. REED (2011): Origin of clothing lice indicates early clothing use by anatomically modern humans in Africa. *Mol. Biol. Evol.* 28 (1), 29 – 32, first published online September 7, 2010. doi:10.1093/molbev/msq234.
- TRENBERTH, K. E., J. T. FASULLO & J. KIEHL (2009): Earth's global energy budget. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 90, 311-323. <http://dx.doi.org/10.1175/2008BAMS2634.1>.
- TWOMEY, S. A. (1977): The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds. *J. Atmos. Sci.* 34, 1149–1152.
- UNEP (1998): Environmental Effects Panel Report. Pursuant to Article 6 of the Montreal Protocol on Substances that deplete the Ozone layer under the Auspices of the United Nations Environment Programme (UNEP). 1-205.
- VONDER HAAR, T. H., J. L. BYTHEWAY & J. M. FORSYTHE (2012): Weather and climate analyses using improved global water vapor observations. *Geophys. Res. Lett.* 39, L15802. doi:10.1029/2012GL052094.
- WEBB, A. R. & M.F. HOLICK (1988): The role of sunlight in the cutaneous production of vitamin D3. *Annual Review of Nutrition* 8, 375-399.
- WILD, M. & A. OHMURA (2000): Long-wave forcing at the surface as simulated in transient climate change experiments. In: IRS 2000, Current Problems in Atmospheric Radiation, 745-748. (Eds.: SMITH & TIMOFEYEV, ISBN 0-937194-43-3.
- WILD, M., H. GILGEN, A. ROESCH, A. OHMURA, C. N. LONG, E. G. DUTTON, B. FORGAN, A. KALLIS, V. RUSSAK & A. TSVETKOV (2005): From dimming to brightening: Decadal changes in solar radiation at Earth's surface. *Science* 308, 847-850.
- WILD, M., D. FOLINI, C. SCHAR, N. LOEB, E.G. DUTTON & G. KÖNIG-LANGLO (2013): The global energy balance from a surface perspective. *Clim. Dyn.* 40, 3107-3134. doi:10.1007/s00382-012-1569-8.
- WHO (1994): Ultraviolet Radiation. Environmental Health Criteria 160. World Health Organization. Geneva. 1994, pp. 352.
- YOUNG, P. J., A. T. ARCHIBALD, K. W. BOWMAN, J.-F. LAMARQUE, V. NAIK, D. S. STEVENSON, S. TILMES, A. VOULGARAKIS, O. WILD, D. BERGMANN, P. CAMERON-SMITH, I. CIONNI, W. J. COLLINS, S. B. DALSRØREN, R. M. DOHERTY, V. EYRING, G. FALUVEGI, L.W. HOROWITZ, B. JOSSE, Y. H. LEE, I. A. MACKENZIE, T. NAGASHIMA, D. A. PLUMMER, M. RIGHI, S. T. RUMBOLD, R. B. SKEIE, D. T. SHINDELL, S. A. STRODE, K. SUDO, S. SZOPA & G. ZENG (2013): Pre-industrial to end 21st century projections of tropospheric ozone from the Atmospheric Chemistry and Climate Model Intercomparison Project (ACCMIP). *Atmos. Chem. Phys.* 13, 2063-2090. www.atmos-chem-phys.net/13/2063/2013/ doi:10.5194/acp-13-2063-2013
- ZEREFOS, C.S., K. TOURPALI, K. ELEFThERATOS, S. KAZADZIS, C. MELETI, U. FEISTER, T. KOSKELA & A. HEIKKILÄ (2011): Evidence of a possible turning point of UVB increase over Canada, Europe and Japan. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.* 11, 28545-28561. www.atmos-chem-phys-discuss.net/11/28545/2011/ doi:10.5194/acpd-11-28545-2011.

Kontakt:

Dr. Uwe Feister
Deutscher Wetterdienst (DWD)
Meteorologisches Observatorium, Lindenberg
uwe.feister@dwd.de

Feister, U. (2014): Klimawandel und strahlungsbedingte (aktinische) Wirkungen. In: Lozán, J. L., Grassl, H., Karbe, L. & G. Jendritzky (Hrsg.). *Warnsignal Klima: Gefahren für Pflanzen, Tiere und Menschen*. 2. Auflage. *Elektron. Veröffent.* (Kap. 3.1.2) - www.klima-warnsignale.uni-hamburg.de.