Kapitel 2
Den Treibhauseffekt verstehen

2.1. Die Sonne als Energiequelle

Wie alle Sterne ist auch unsere Sonne ein massereicher, selbstleuchtender Himmelskörper aus sehr heißem ionisiertem Gas, einem sogenannten Plasma. Bedingt durch den starken Druck, der durch die Gasmasse auf das Zentrum des Sterns ausgeübt wird, beträgt die Temperatur im inneren Kern unserer Sonne ca. 15 Millionen Grad Celsius. Bei diesen hohen Temperaturen findet Kernfusion statt: Bei der Verschmelzung von Wasserstoffkernen zu Heliumkernen wird Masse in Energie umgewandelt, denn das Fusionsprodukt hat eine geringere Masse als die Summe der Massen der Edukte. Deshalb wird dabei entsprechend Einsteins Gleichung $E = \Delta m \cdot c^2$ eine immense Menge an Energie in Form elektromagnetischer Strahlung freigesetzt. Pro Sekunde wandelt die Sonne so 620 Millionen Tonnen Wasserstoff in Helium um.

Die Sonnenstrahlung besteht aus elektromagnetischen Wellen und außerdem aus einem Strom von Teilchen (u. a. Protonen, Elektronen und Heliumatomkerne), dem sogenannten Sonnenwind. Die elektromagnetische Strahlung kann man nach ihrer Wellenlänge in Gammastrahlung, Röntgenstrahlung, Ultraviolettstrahlung, sichtbares Licht, Infrarotstrahlung und Radiowellen einteilen.

Die Sonne strahlt aufgrund ihrer Oberflächentemperatur von etwa 5.500 °C entsprechend dem Planckschen Strahlungsgesetz überwiegend elektromagnetische Strahlung mit Wellenlängen von ca. 400 Nanometer (vom Menschen als Violett wahrgenommen) bis 750 Nanometer (Rot) ab. Der größte Anteil der Strahlung wird im gelben bis grünen Spektralbereich emittiert. Unsere Augen haben sich im Lauf der Evolution an diesen Teil des Spektrums angepasst, sodass wir elektromagnetische Wellen in diesem Bereich sehen können.

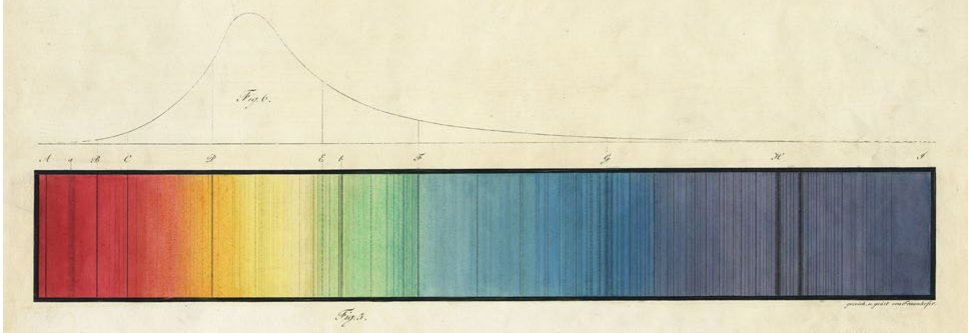

Abbildung 8 – Fraunhofer'sche Spektrallinien. x-Achse: Frequenz der EM-Strahlung, y-Achse: Intensität
Originalbild: Deutsches Museum München

WIE VIEL ENERGIE BEKOMMT DIE ERDE VON DER SONNE?

Die Energie der Sonne wird in alle Richtungen gleichmäßig abgestrahlt. Wie viel davon bei einem bestimmten Planeten ankommt, hängt von dessen Entfernung zur Sonne ab.

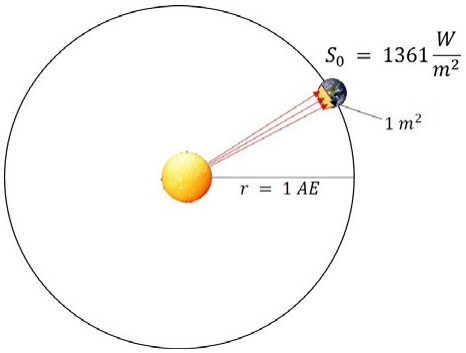

Abbildung 9 – Zur Messung der Solarkonstante bestimmt man die Leistung, die im Abstand Sonne-Erde auf $1m^2$ Fläche auftrifft. (Credits: Scorza, Strähle)

Als *Solarkonstante* S_0 bezeichnet man die Strahlungsintensität, die auf der Erde bei mittlerem Abstand zur Sonne und ohne den Einfluss der Erdatmosphäre senkrecht zur Strahlungsrichtung auf der Erde ankommt. Messungen ergeben, dass auf einer Fläche von 1 m^2 oberhalb der Erdatmosphäre eine Strahlungsleistung von 1361 W [2] auftrifft (siehe Abbildung 9, 1 AE = 1 Astronomische Einheit = Mittlere Entfernung Erde–Sonne).

Exkurs: Die gesamte Strahlungsleistung (Leuchtkraft L⊙) der Sonne abschätzen

Wenn sich die Strahlung der Sonne ins Weltall ausbreitet, wird die Gesamtstrahlungsleistung der Sonne zunehmend auf eine größere Fläche (~ r^2, siehe Abbildung 10) verteilt. Zur Berechnung der gesamten Strahlungsleistung der Sonne, der Leuchtkraft $L_\odot$, stellt man sich eine Kugel vor, in deren Mittelpunkt die Sonne liegt und deren Radius der Entfernung zwischen Erde und Sonne entspricht.

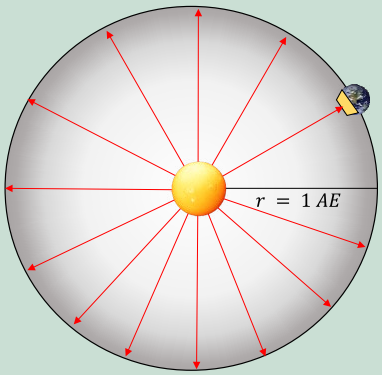

Abbildung 10 – Die gesamte Sonnenstrahlung $L_\odot$ verteilt sich auf der gedachten Kugeloberfläche (Credits: Scorza, Strähle)

$$S_0 = 1361 \frac{W}{m^2}$$

$$r = 1\ AE = 149{,}6 \cdot 10^6\ km = 149{,}6 \cdot 10^9\ m$$

$$A = 4\ \pi\ r^2$$

$$L_\odot = A \cdot S_0$$

$$L_\odot = 4\ \pi\ r^2 \cdot S_0$$

$$L_\odot = 4\ \pi\ (149{,}6 \cdot 10^9)^2\ m^2 \cdot 1361 \frac{W}{m^2}$$

$$= 3{,}83 \cdot 10^{26}\ W = 3{,}83 \cdot 10^{23}\ kW$$

Auf die Oberfläche dieser gedachten Kugel verteilt sich die gesamte Strahlung der Sonne. Der Radius r dieser Kugel ist gleich der Distanz der Erde zur Sonne (1 AE) und so kann die Fläche A der Kugel berechnet werden. Die Leuchtkraft der Sonne $L_\odot$ wird dann bestimmt, indem diese Fläche A mit der Solarkonstante S_0 multipliziert wird. Mit der so berechneten Leuchtkraft $L_\odot$ und den bekannten Entfernungen der anderen Planeten zur Sonne, kann die Solarkonstante auf Merkur, Venus, Mars usw. bestimmt werden. Dies kann dann beispielsweise zur Abschätzung der Möglichkeit außerirdischen Lebens herangezogen werden.

2.2. Die Erde im Strahlungsgleichgewicht

Aktivität 3

Der Energietransport von der Sonne zur Erde findet über elektromagnetische Wellen statt. Im sichtbaren Spektralbereich, also im Wellenlängenbereich von 400 bis 750 nm absorbieren die Gase in der Atmosphäre die Sonnenstrahlung kaum. Dieser relativ kurzwellige, sichtbare Teil der Sonnenstrahlung erreicht daher fast ungehindert den Erdboden, wird dort zum Teil absorbiert und trägt so zur Erwärmung der Erdoberfläche bei. Die warme Erde strahlt diese aufgenommene Energie als nicht sichtbare Infrarotstrahlung (Wärmestrahlung) in Richtung Weltall zurück.

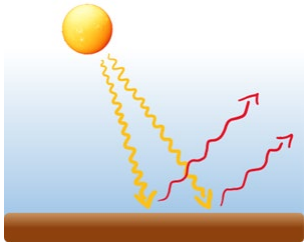

Abbildung 11 – Kurzwellige Sonnenstrahlung (gelb) wird vom Erdboden absorbiert, langwellige Infrarotstrahlung (rot) abgestrahlt (Credits: Scorza, Strähle)

Aktivität 2

Im Langzeitmittel muss die Energie der thermischen Strahlung, die von der Erde ins All abgestrahlt wird, exakt der von der Erde aufgenommenen Strahlungsenergie der Sonne entsprechen. Die Erde befindet sich mit ihrer Umgebung daher im so genannten Strahlungsgleichgewicht. Wäre dies nicht der Fall und würde die Erde z. B. mehr Energie aufnehmen als sie abstrahlt, würde sie sich mit der Zeit immer weiter erwärmen. Da ein Körper aber umso mehr Energie abstrahlt, umso wärmer er ist, würde diese Erwärmung nur so lange stattfinden, bis eingestrahlte und abgestrahlte Energie wieder gleichauf sind und die Erde sich letztendlich bei einer entsprechenden Gleichgewichtstemperatur doch im Strahlungsgleichgewicht befindet.

Im Strahlungsgleichgewicht muss die von der Erdoberfläche absorbierte Sonnenstrahlung vollständig wieder als langwellige Wärmestrahlung ins All abgestrahlt werden.

Die von der Sonne senkrecht eingestrahlte Leistung pro Quadratmeter (Intensität) beträgt auf der Erde S_0 = 1361 W/m^2 (Solarkonstante, siehe Seite 14). Allerdings wird ja nicht die komplette Erdkugel senkrecht, sondern zu den Polen hin zunehmend flacher bestrahlt. Außerdem wird ja immer nur eine Halbkugel der Erde bestrahlt. Die andere Halbkugel liegt derweil im Dunkeln. Im Mittel verteilt sich die Intensität der Sonnenstrahlung auf die gesamte Erdoberfläche $O = 4\pi \cdot r_{Erde}^2$. Die Intensität der Solarkonstante wirkt jedoch nur auf die Querschnittsfläche der Erde $A = \pi \cdot r_{Erde}^2$, was genau 1/4 der Erdoberfläche entspricht. Somit ergibt sich für die mittlere Intensität der Sonnenstrahlung auf die Erde

$$I_{Sonne\rightarrow} = \frac{1361}{4}\,\frac{W}{m^2} = 340\,\frac{W}{m^2}.$$

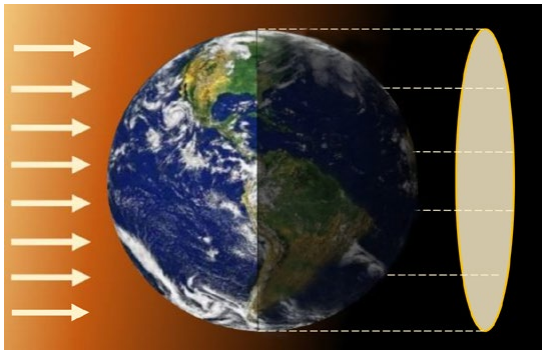

Abbildung 12 – Die von der Erde empfangene Strahlungsleistung entspricht der Leistung, die senkrecht auf die Querschnittsfläche der Erde fällt. (Credits: Scorza)

Aktivität 4

2.3. Abschätzung der Temperatur auf einer Erde ohne Atmosphäre[1]

Wir haben gesehen, dass sich die Erde im thermischen Gleichgewicht mit ihrer Umgebung befindet. Die mittlere Temperatur auf der Erdoberfläche lässt sich mit dem Stefan-Boltzmann-Gesetz abschätzen:

$I = \sigma \cdot T^4$

Dieses Gesetz beschreibt, welche Strahlungsintensität I (in Watt pro m^2) ein Körper bei einer bestimmten Temperatur T abstrahlt. In Abbildung 13 ist diese Abhängigkeit dargestellt. Je heißer ein Körper ist, desto mehr thermische Strahlung gibt er ab und zwar proportional zur vierten Potenz seiner Temperatur. Bei doppelter Temperatur (in Kelvin gemessen) strahlt ein Körper also z. B. pro Sekunde 16-mal mehr Energie ab. Mit der Stefan-Boltzmann-Konstante $\sigma = 5{,}67 \cdot 10^{-8} \frac{W}{m^2K^4}$ kann man bei bekannter Temperatur die Strahlungsintensität berechnen oder umgekehrt von einer bekannten Strahlungsintensität auf die Temperatur eines Körpers schließen. Das möchten wir ausnutzen, um die Temperatur der Erdoberfläche abzuschätzen.

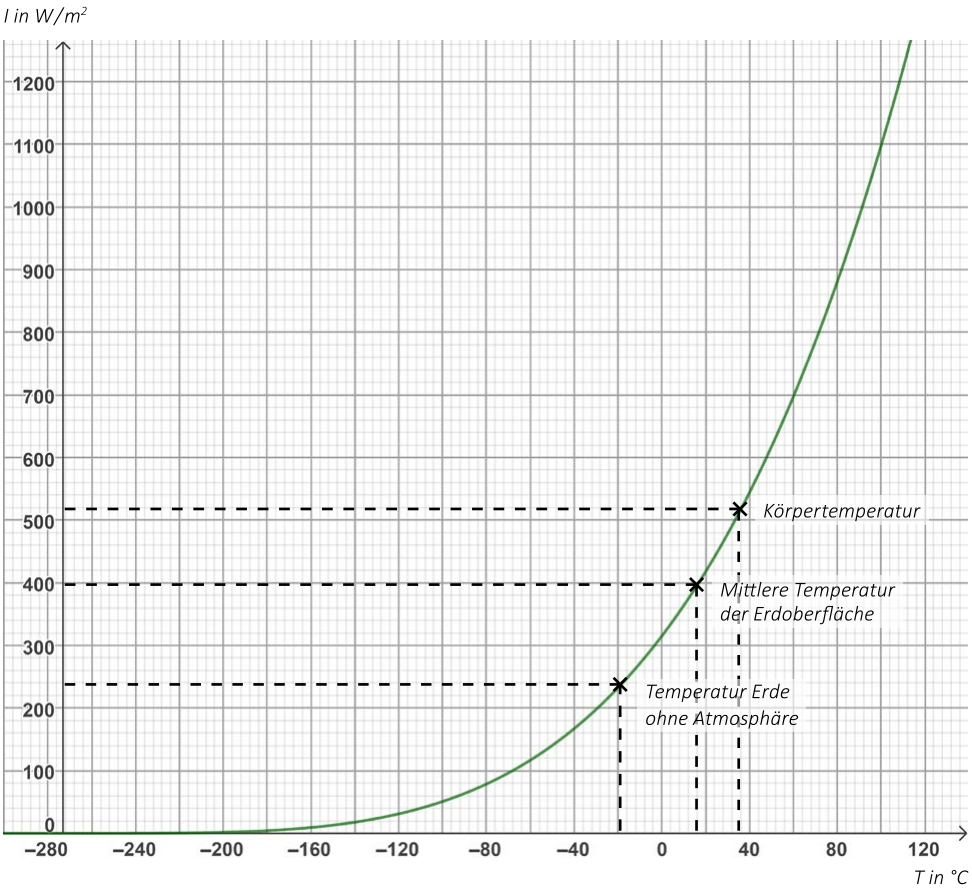

Abbildung 13 – In der Abbildung ist das Stefan-Boltzmann-Gesetz dargestellt, also der Zusammenhang zwischen der Temperatur und der Intensität der thermischen Strahlung eines Körpers (Credits: Strähle, erstellt mit Geogebra)

1 In den folgenden beiden Abschnitten haben wir uns die Darstellung im sehr empfehlenswerten Buch „Klima – Die Erde und ihre Atmosphäre im Wandel der Zeiten“ von Christoph Buchal und Christian-Dietrich Schönwiese [3] zum Vorbild genommen.

Von den auf die Erde eingestrahlten 340 W/m² werden im Mittel ca. 30 % [3] direkt ins All reflektiert. Dieses Rückstrahlvermögen von Oberflächen nennt man *Albedo* α und ist z. B. bei Eis besonders hoch. Die Erdoberfläche absorbiert also die geringere Intensität

$$I_{Sonne \rightarrow Erdob.} = (1 - \alpha) \cdot I_{Sonne \rightarrow} = 0{,}7 \cdot 340 \frac{W}{m^2} = 238 \frac{W}{m^2}.$$

Stellen wir uns nun für einen Moment vor, die Erde hätte keine Atmosphäre. Da sich diese fiktive Felsenerde im Strahlungsgleichgewicht befindet, wird die von der Sonne eingestrahlte Intensität auch wieder abgestrahlt und es gilt $I_{Sonne \rightarrow Erdob.} = I_{Erdob. \rightarrow}$. Diese Strahlungsbilanz ist in Abbildung 14 dargestellt.

Die Intensität der thermischen Strahlung der Erdoberfläche hängt, wie oben beschrieben, mit deren Temperatur zusammen:

$$I_{Sonne \rightarrow Erdob.} = I_{Erdob. \rightarrow} = 238 \frac{W}{m^2} = \sigma \cdot T^4$$

Diese Gleichung wird nach der Temperatur T aufgelöst:

$$T = \sqrt[4]{\frac{(1 - \alpha) \cdot I_{Sonne \rightarrow}}{\sigma}} = \sqrt[4]{\frac{238 \frac{W}{m^2}}{5{,}67 \cdot 10^{-8} \frac{W}{m^2 K^4}}} = 255\,K = -18\,°C$$ [2]

Auf unserer fiktiven Felsenerde, bei der die thermische Strahlung des Erdbodens ungehindert ins All entweichen kann, würde also eine mittlere Temperatur von –18 °C herrschen!

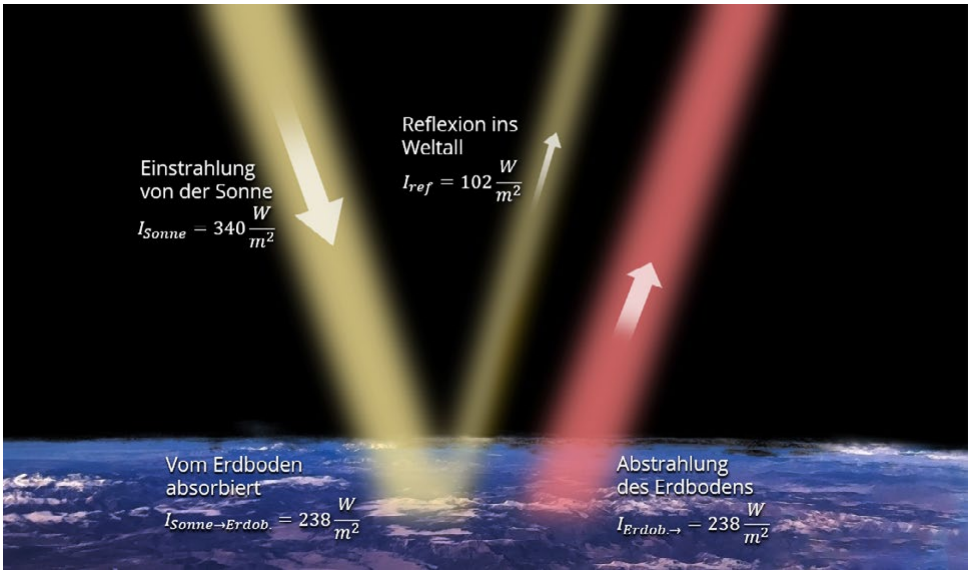

Abbildung 14 - Strahlungsbilanz einer Felsenerde ohne Atmosphäre (Credits: Strähle, Hohmann)

2 Zur Erinnerung: 0 K entsprechen einer Temperatur-273,15 °C.

Änderungen in der Intensität der Sonneneinstrahlung $I_{Sonne\rightarrow}$ oder Änderungen in der Albedo α wirken sich also immer direkt auf die Temperatur der Erde aus. Verringert sich die Albedo der Erde, beispielsweise durch das Abschmelzen von Eisflächen, so erhöht sich die Temperatur der Erde so lange, bis das Strahlungsgleichgewicht bei einer neuen und höheren Gleichgewichtstemperatur wiederhergestellt ist.

2.4. Die Rolle der Atmosphäre und der Treibhauseffekt

Aktivität 4

Wie im letzten Abschnitt gezeigt, hätte unsere Erde im Modell Felsenerde ohne Atmosphäre eine Temperatur von –18 °C und es hätte sich kein Leben entwickelt. Glücklicherweise absorbiert die Erdatmosphäre die thermische Strahlung des Erdbodens zum Teil und strahlt diese in alle Richtungen, also auch in Richtung Erdoberfläche, zurück. Die zugrundeliegenden Prozesse wollen wir im Folgenden betrachten:

Die einfallende solare Strahlung beträgt nach wie vor $I_{Sonne\rightarrow} = 340\ W/m^2$. Wir nehmen auch wieder an, dass der Anteil $\alpha = 0{,}3$ wieder zurück ins All reflektiert wird.[3] Dies entspricht einer reflektierten Strahlung von $I_{ref} = 102\ W/m^2$. Nicht reflektiert, und in unserem Modell von der Erdoberfläche absorbiert, werden also ca. 70% der einfallenden Strahlung:

$$I_{Sonne\rightarrow Erdob.} = (1 - \alpha) \cdot I_{Sonne} = 238\ W/m^2.$$

Aktivität 5

Da sich auch in diesem Fall die Erde in einem Strahlungsgleichgewicht befindet, muss diese eingestrahlte Energie, wie im Fall der Felsenerde auch, in Form von infraroter Wärmestrahlung wieder abgegeben werden. Treibhausgase wie CO_2, Methan und Wasserdampf besitzen nun die Eigenschaft, einen Teil dieser, von der Erdoberfläche ausgehenden, Wärmestrahlung zu absorbieren. Dies kann mit einem relativ einfachen Experiment, wie in Aktivität 5 auf Seite 91 dargestellt, demonstriert werden: Die Gleichgewichtstemperatur in der vorerst luftgefüllten und mit einer Infrarotlampe bestrahlten Dose steigt nach Zugabe von CO_2 deutlich an.

Abbildung 15 – Aufbau des Experiments aus Aktivität 5 des Klimakoffers

Zurück zu unserem einfachen Strahlungsmodell: Wir gehen davon aus, dass die Atmosphäre die gesamte Sonnenstrahlung durchlässt (da relativ kurzwellig), aber einen großen Teil der Wärmestrahlung der Erdoberfläche $I_{Erdob.\rightarrow}$ absorbiert. Wir wollen für diese einfache Abschätzung vorerst hierfür einen Anteil von 80 % ansetzen.[4] Es folgt also:

$$I_{Erdob.\rightarrow Atm.} = 0{,}8 \cdot I_{Erdob.\rightarrow} \quad (1)$$

3 Diese Reflexion findet in der Realität an Wolken, Aerosolen, der Atmosphäre und der Oberfläche statt.

4 In der Realität sind die Prozesse komplexer (s. Abbildung 18) und werden in diesem Modell didaktisch reduziert dargestellt, um das Grundprinzip des Treibhauseffektes zu verdeutlichen.

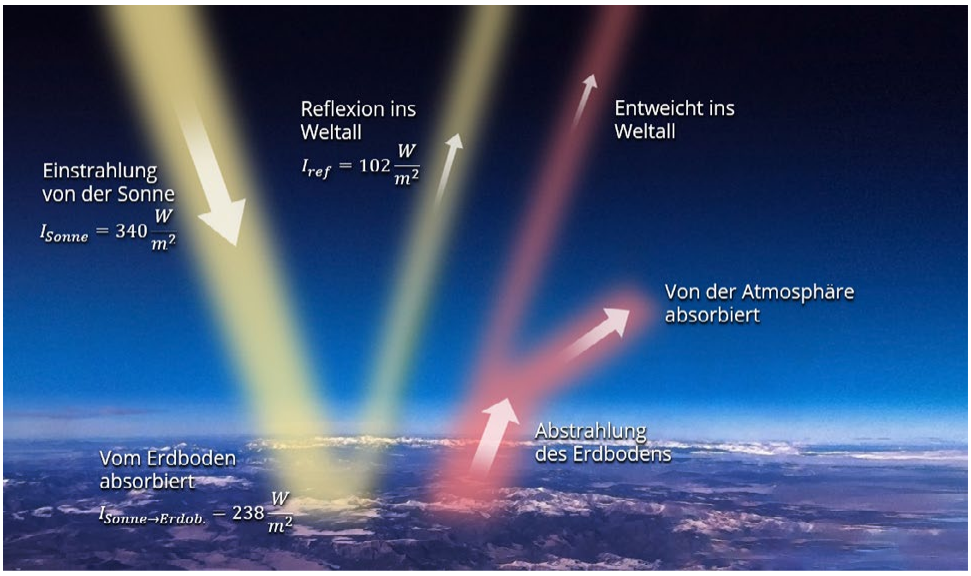

Abbildung 16 – Zwischenschritt zu einer Strahlungsbilanz mit Atmosphäre. (Credits: Strähle und Hohmann)

In Abbildung 16 sind die Schritte bis hierhin dargestellt.

Durch die Absorption der thermischen Strahlung der Erdoberfläche steigt die Temperatur der Atmosphäre und sie beginnt nun ihrerseits in Richtung Erdoberfläche ($I_{Atm.\rightarrow Erdob.}$) und in Richtung Weltall ($I_{Atm.\rightarrow Weltall}$) abzustrahlen. Da die Atmosphäre in keine Richtung bevorzugt abstrahlt, gilt in diesem einfachen Modell:

$I_{Atm.\rightarrow Erdob.} = I_{Atm.\rightarrow Weltall}$ (2)

Da sich die Atmosphäre auch im Strahlungsgleichgewicht befindet, muss die eingestrahlte Leistung der absorbierten entsprechen, also:

$I_{Erdob.\rightarrow Atm.} = I_{Atm.\rightarrow Erdob.} + I_{Atm.\rightarrow Weltall}$ (3)

Mit den Erkenntnissen (1), (2) und (3) folgt insgesamt:

$$\underbrace{I_{Erdob.\rightarrow Atm.}}_{\text{von der Atmosphäre aufgenommene Energie}} = 0{,}8 \cdot I_{Erdob.\rightarrow} = \underbrace{I_{Atm.\rightarrow Erdob.} + I_{Atm.\rightarrow Weltall}}_{\text{von der Atmosphäre abgestrahlte Energie}} = 2 \cdot I_{Atm.\rightarrow Erdob}$$

Und damit:

$I_{Atm.\rightarrow Erdob.} = 0{,}4 \cdot I_{Erdob.\rightarrow}$ (4)

40 % der von der Erde emittierten Strahlung werden also von der Atmosphäre wieder in Richtung Erde zurückgeschickt. Und hier liegt der grundlegende Unterschied zwischen einer Erde mit Atmosphäre und der Felsenerde:

Die Erdoberfläche wird von der Atmosphäre als weitere Strahlungsquelle bestrahlt!

Auch hier wird sich ein Strahlungsgleichgewicht einstellen und so muss die Erdoberfläche diese zusätzlich eingestrahlte Energie auch wieder abstrahlen. Es gilt also:

$$\underbrace{I_{Erdob.\rightarrow}}_{\text{von der Erdoberfläche abgestrahlte Energie}} = \underbrace{I_{Sonne\rightarrow Erdob.} + I_{Atm.\rightarrow Erdob}}_{\text{von der Erde aufgenommene Energie}} = \underbrace{I_{Sonne\rightarrow Erdob.} + 0{,}4 \cdot I_{Erdob.\rightarrow}}_{\text{mit Gleichung (4)}}$$

Aufgelöst nach $I_{Erdob.\rightarrow Atm.}$ ergibt sich:

$$I_{Erdob.\rightarrow} = \frac{1}{1-0{,}4} \cdot I_{Sonne\rightarrow Erdob.} = \frac{1}{1-0{,}4} \cdot 238\,\frac{W}{m^2} = 397\,\frac{W}{m^2}$$

Die Strahlungsbilanzen passen nun wieder – die Erdoberfläche befindet sich im Strahlungsgleichgewicht und absorbiert die gleiche Intensität, wie sie auch abstrahlt. Gleiches gilt oberhalb der Atmosphäre – wer will, kann dies mit Abbildung 17 gerne überprüfen!

Trotzdem mag das Ergebnis überraschen, denn die Erdoberfläche strahlt damit mehr Energie ab $\left(397\,\frac{W}{m^2}\right)$, als sie direkt von der Sonne aufnimmt $\left(238\,\frac{W}{m^2}\right)$. Das hängt mit der Wirkung der Atmosphäre zusammen: Die Sonnenenergie wird auf Umwegen über die Erdoberfläche in ihr gespeichert und dann, ebenfalls von der Sonne angetrieben, hin und her geschickt. Die Atmosphäre wird also solange mit Energie aufgeladen (und hierbei das System Erde–Atmosphäre immer weiter aufgeheizt), bis sich ein Strahlungsgleichgewicht einstellt. Dies ist vergleichbar mit dem Anschieben eines Güterwagens auf einem kreisförmigen Gleis: Solange die Reibungsverluste die Antriebsleistung nicht gänzlich aufzehren, werden die Wagen immer schneller, d. h. ihre kinetische Energie nimmt ständig zu.

Um nun mit erhöhter Intensität abzustrahlen, bleibt der Erdoberfläche nur eine Möglichkeit: eine Erhöhung der Temperatur! Mit dem Stephan-Boltzmann-Gesetz (s. S. 16) folgt die Temperatur der Erdoberfläche nun:

$$T = \sqrt[4]{\frac{397\,\frac{W}{m^2}}{5{,}67 * 10^{-8}\,\frac{W}{m^2K^4}}} = 289\ K = 16\ °C$$

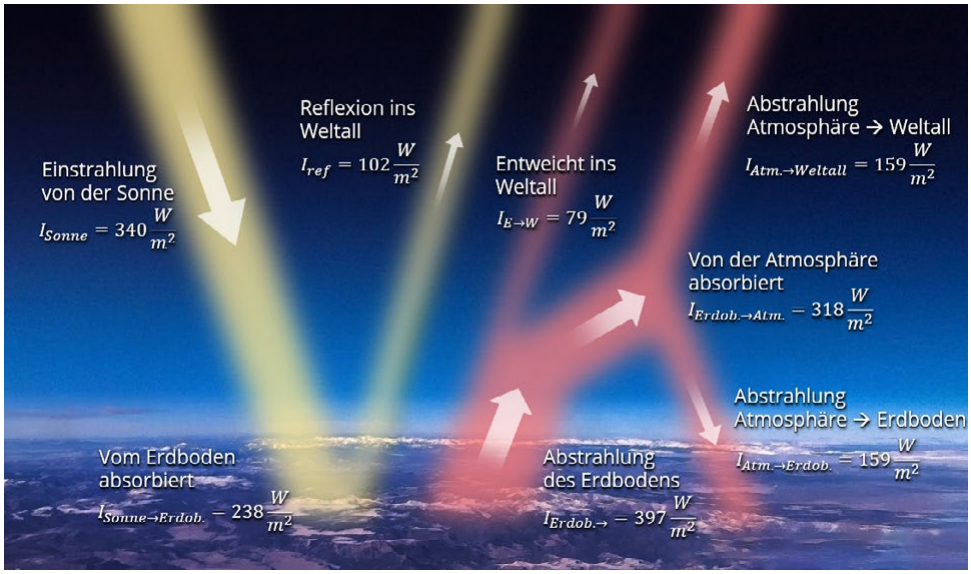

Abbildung 17 – Strahlungsmodell mit Atmosphäre (Credits: Strähle und Hohmann)

Aktivität 4

Im Vergleich zur Felsenerde bewirkt also eine Atmosphäre, welche die thermische Strahlung der Erde zu 80 % absorbiert, eine Rückstrahlung, die die Erde in unserem einfachen Strahlungsmodell um 34 °C[5] erwärmt. Dieser Prozess ist der sogenannte *Treibhauseffekt*, der das Klima maßgeblich beeinflusst und ohne den wohl kein Leben auf der Erde möglich wäre.

Und nun kommt der Mensch ins Spiel: Die Temperatur auf der Erde hängt von der Fähigkeit der Atmosphäre ab, die im Infrarotbereich liegende thermische Strahlung der Erdoberfläche zu absorbieren (und damit auch zurückzustrahlen). Was passiert nun, wenn der Mensch diese Absorptionsfähigkeit erhöht?

Gehen wir einmal davon aus, dass durch die Deponierung von Abgasen die CO_2-Konzentration in der Atmosphäre angestiegen ist und diese nunmehr 85 % (statt der oben angenommenen 80%) der thermischen Strahlung der Erde absorbiert. Nach obiger Argumentation werden nun $\frac{85\ \%}{2} = 42{,}5\%$ der von der Atmosphäre absorbierten Wärmestrahlung zur Erde zurückgeschickt. Wir erhalten:

$$I_{Erdob.\to} = \frac{1}{1-0{,}425} I_{Sonne\to Erdob.} = \frac{1}{1-0{,}425} \cdot 238 \frac{W}{m^2} = 414 \frac{W}{m^2}$$

und damit folgt für die Temperatur der Erdoberfläche:

$$T = \sqrt[4]{\frac{414 \frac{W}{m^2}}{5{,}67 * 10^{-8} \frac{W}{m^2 K^4}}} = 292K = 19\ °C$$

Eine Erhöhung der Temperatur um 3 °C!

5 Entgegen der wissenschaftlichen Vereinbarung, Temperaturdifferenzen in Kelvin anzugeben, werden diese hier, wie in diesem Kontext üblich, in °C angegeben.

Man kann dieses sehr einfache Strahlungsmodell nun schrittweise verbessern und beispielsweise die Absorption der Sonnenstrahlung von der Atmosphäre berücksichtigen, so wie es z. B. mit der Ozonschicht in unserer Atmosphäre ja tatsächlich geschieht. Außerdem könnte man den Einfluss der Wolken, des Wasserdampfes und der Aerosole (z. B. Schmutzpartikel) in der Luft berücksichtigen, den Einfluss von Verdunstung und Konvektion miteinbeziehen und ein Temperaturprofil simulieren (d.h. die Strahlung wird dann in unterschiedlicher Höhe unterschiedlich stark absorbiert). All dies beziehen Klimaforscher in ihre komplexen Klimamodelle mit ein, um dann in groß angelegten Simulationen die Dynamik des Luftmeeres über unseren Köpfen richtig darzustellen. Doch wie weit wir unser Modell auch verbessern, die oben dargestellten Zusammenhänge behalten ihre unanfechtbare Gültigkeit:

Je mehr thermische Strahlung der Erdoberfläche unsere Atmosphäre absorbiert, desto wärmer wird es auf der Erde!

Die Absorptionsfähigkeit der Atmosphäre ist also die Stellschraube, in der die ganze Problematik des Klimawandels verborgen liegt. Und die Menschheit dreht momentan an dieser Stellschraube in rasantem Tempo!

Abbildung 18 zeigt die tatsächlichen Energieströme in der komplexen Atmosphäre, die sich aus langjährigen globalen Messwerten und einem relativ komplexen Atmosphärenmodell ergeben [4]. Die Erdoberfläche strahlt hier $I_{Erdob.\rightarrow}$ = 396 W/m^2 ab, was einer mittleren Temperatur von 16 °C entspricht. Im Gegensatz zum oben verwendeten Modell, absorbiert die Atmosphäre direkt ca. 20 % der einfallenden Sonnenstrahlung. Zudem gibt die Erdoberfläche Energie nicht nur in Form von Wärmestrahlung ab, sondern auch über Verdunstung von Wasser (latente Wärme) und Luftströmungen (Konvektion). Knapp 90 % der Wärmestrahlung der Erdoberfläche werden von der Atmosphäre absorbiert. Zudem wurde in diesem Modell berücksichtigt, dass die reale Lufttemperatur mit zunehmender Höhe stark abnimmt, die untere Atmosphäre also stärker strahlt. Tatsächlich kommen 66 % der Gegenstrahlung aus Höhen um 100 Meter. Tiefe Wolken bilden eine besonders gute Wärmedecke.

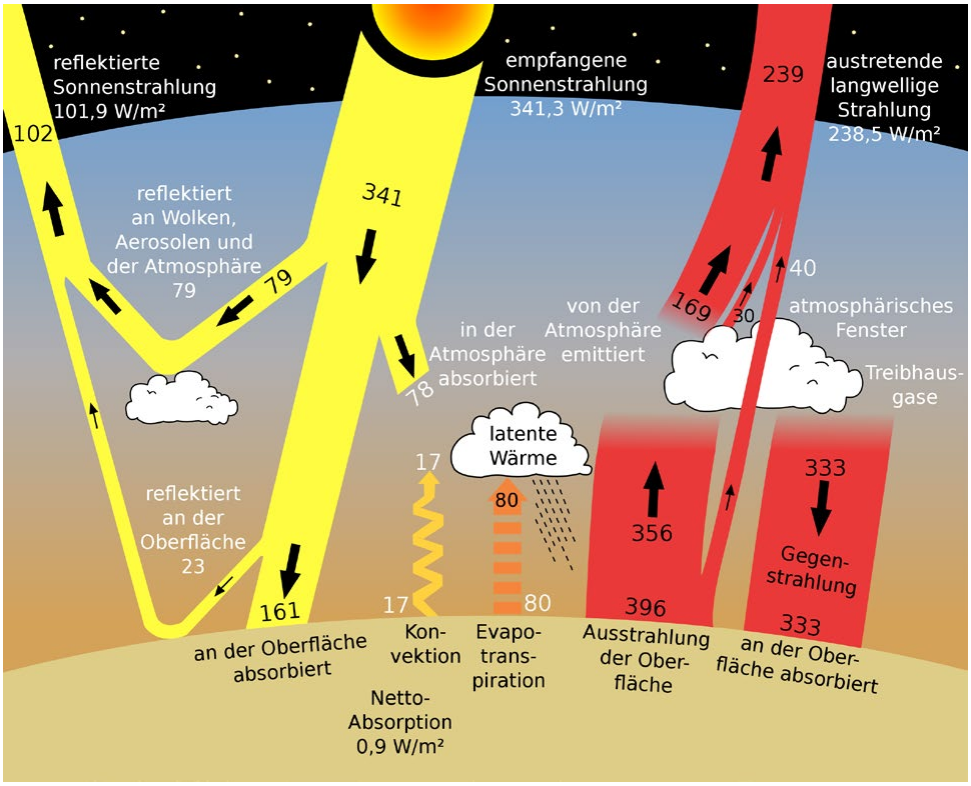

Abbildung 18 – Energieströme in der komplexen Atmosphäre. Die Bilanzen oberhalb der Atmosphäre und oberhalb des Bodens sind ausgeglichen (Credits: Keihl und Trenberth)

Exkurs: Über die Rolle von Wolken für den Strahlungshaushalt der Erde

PROF. BERNHARD MAYER – METEOROLOGISCHES INSTITUT DER LMU MÜNCHEN

Wolken spielen eine ganz besondere Rolle im Klima. Aus Satellitenbeobachtungen weiß man, dass Wolken einen Teil der einfallenden Solarstrahlung $\left(50\,\frac{W}{m^2}\right)$ ins Weltall zurück reflektieren und dadurch die Erde und die Atmosphäre kühlen. Andererseits tragen sie – genauso wie CO_2 – zum natürlichen Treibhauseffekt bei, indem sie einen Teil der infraroten Strahlung im System zurückhalten $\left(30\,\frac{W}{m^2}\right)$. Der kühlende Effekt dominiert, allerdings hängt das stark vom Wolkentyp ab: Bei niedrigen Stratus-Wolken beispielsweise überwiegt der kühlende Anteil bei weitem, während sich bei hohen Cirrus-Wolken der kühlende und wärmende Anteil weitgehend kompensieren. Das macht die Frage nach der Rolle der Wolken umso spannender, denn ob Wolken den anthropogenen Klimawandel verstärken oder abschwächen – ob sie also eine positive oder negative Rückkopplung darstellen – hängt ganz stark davon ab, wie die Bewölkung auf eine Temperaturzunahme reagiert: Wird es mehr oder weniger hohe oder niedrige Wolken geben? Ändert sich der Bedeckungsgrad oder der Wassergehalt der Wolken? Wie sieht es mit den Tröpfchengrößen und der Niederschlagsbildung aus, die wiederum durch die ebenfalls variablen Partikelzahlen (Aerosol) in der Atmosphäre beeinflusst werden? Zu allem Überfluss sind Wolken extrem variabel. Anders als ein CO_2-Molekül, das – einmal in die Atmosphäre emittiert – dort hunderte von Jahren verweilt und zur Erhöhung der Konzentration beiträgt, entstehen und vergehen Wolken im Minutentakt und ändern sich innerhalb weniger Meter. In Klimamodellen fallen sie daher buchstäblich durch das Raster. Das heißt, die räumliche und zeitliche Auflösung von Klimamodellen reicht bei weitem nicht aus, Wolken und ihre Wechselwirkung mit Strahlung abzubilden. Dies ist nur in Form

von Parametrisierungen möglich: Ähnlich wie die allgemeine Gasgleichung eine Parametrisierung von 10^{23} Molekülen darstellt, deren komplexe Eigenschaften durch nur drei makroskopische Variablen Druck, Volumen und Temperatur perfekt wiedergegeben werden, müssen auch Wolken durch einige wenige Parameter näherungsweise beschrieben werden, was aufgrund der Vielfalt der Wolken leider nicht so richtig klappen mag. Während also für quantitative Beschreibung des CO_2 aufgrund seiner hohen Lebensdauer im Wesentlichen eine einzige Zahl ausreicht (die global gemittelte Konzentration), sind Wolken ungleich vielfältiger und spannender. Es verwundert daher nicht, dass die Klimawirkung von Wolken die größte Unsicherheit in Klimaprognosen darstellen. Tatsächlich ist im Moment noch nicht klar, ob Wolken den anthropogenen Treibhauseffekt verstärken oder abschwächen. Klar ist, dass sie ihn nicht vollständig kompensieren können, denn sonst hätten wir in den vergangenen Jahrzehnten keine Temperaturzunahme beobachtet.

Abbildung 19 – Wolken im tropischen Atlantik, vom Forschungsflugzeug HALO aus. (Credits: Prof. Bernhard Mayer)

Die Erforschung von Wolken ist eines der zentralen Themen am Meteorologischen Institut der LMU. Experimentell kombinieren wir auf dem Dach der Universität verschiedene Sensoren zur Fernerkundung von Wolken: Mit einem Wolkenradar, einem Mikrowellenradiometer und einem Lidar ist die LMU Teil des Europäischen Messverbundes ACTRIS. Wir sind regelmäßig bei internationalen Flugzeugmesskampagnen wie zum Beispiel EUREC4A (Elucidating the role of clouds-circulation coupling in climate) im Januar 2020 im tropischen Atlantik dabei, wo Beobachtungen von vier Forschungsflugzeugen, vier hochseetauglichen Forschungsschiffen und bodengestützter Fernerkundung am Barbados-Wolkenobservatorium des Hamburger MPI mit modernen hochauflösenden Klimamodellen kombiniert werden. Bei solchen Messkampagnen wird zum Beispiel untersucht, wie die Wolken auf eine sich ändernde Ozeanoberflächentemperatur reagieren, oder wie sie auf die Dynamik der Atmosphäre rückwirken. Ein Teil der Instrumentierung des Forschungsflugzeugs HALO ist der an der LMU entwickelte „specMACS“-Sensor – eine Art Highend-Kamera, die räumlich und spektral hochaufgelöste Bilder von der Struktur der Wolken macht und so Aufschluss über Geometrie, Mikrophysik und zeitlichen Verlauf der Wolkenbildung liefert. Zur Interpretation der Daten entwickeln wir dreidimensionale Strahlungstransportmodelle, die die Wechselwirkung von Strahlung und Wolken präziser berechnen und die Interpretation der neuen hochaufgelösten Fernerkundungsmethoden überhaupt ermöglicht. Auch auf der theoretischen Seite arbeiten wir an der verbesserten Berücksichtigung von Wolken in Wetter- und Klimamodellen und der Untersuchung der Wechselwirkung zwischen Aerosol-Partikeln und Wolken.

2.5. Was ein Treibhausgas zum Treibhausgas macht

In der Realität sorgt der oben beschriebene natürliche Treibhauseffekt dafür, dass die globale Mitteltemperatur der Erde von –18 °C auf ca. 14 °C erhöht wird [5]. Bei dieser Temperatur ist Wasser flüssig und somit Leben auf der Erde möglich.

Die chemische Zusammensetzung der Atmosphäre spielt für den Treibhauseffekt eine große Rolle. Im Fall der Erde sind die Hauptbestandteile Stickstoff (78,1 Vol.-% [6]), Sauerstoff (20,9 Vol.-%) und Argon (0,93 Vol.-%) dafür nicht relevant, da sie die Wärmestrahlung des Erdbodens nicht absorbieren. Die in geringen Mengen vorkommenden Spurengase Wasserdampf, Kohlenstoffdioxid, Methan und Distickstoffoxid haben hingegen diese Fähigkeit und können Energie aus Wärmestrahlung aufnehmen.

Wie in Abbildung 20 beispielhaft und stark vereinfacht dargestellt, werden diese Moleküle durch die eintreffende Strahlung in Schwingungen versetzt und wandeln Strahlungsenergie in Schwingungsenergie um. Die Moleküle emittieren diese Schwingungsenergie nach einiger Zeit wieder, und zwar in zufälliger Richtung. Die Infrarotstrahlung wird also einerseits in den Weltraum und andererseits in Richtung Erdoberfläche wieder abgegeben.

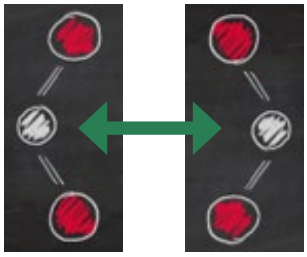

Abbildung 20 – Biegeschwingung eines CO_2-Moleküls (Credits: Prof. B. Mayer)

Quantenphysikalischer Exkurs: Wie machen die Moleküle das?

Atome und Moleküle können durch eine Änderung ihres quantenmechanischen Zustands Energie aufnehmen. Bei Atomen passiert diese Energieaufnahme durch eine Anregung der Elektronen in der Atomhülle, bei Molekülen kann dies zusätzlich durch eine Änderung des Schwingungs- oder Rotationszustands geschehen. Elektromagnetische Wellen im sichtbaren Wellenlängenbereich regen Elektronen in der Atomhülle an, Licht im oberen Mikrowellenbereich regt Moleküle zu Rotationen an. Die etwas weniger langwellige Infrarotstrahlung im Wellenlängenbereich dazwischen regt Schwingungsübergänge von Molekülen an.

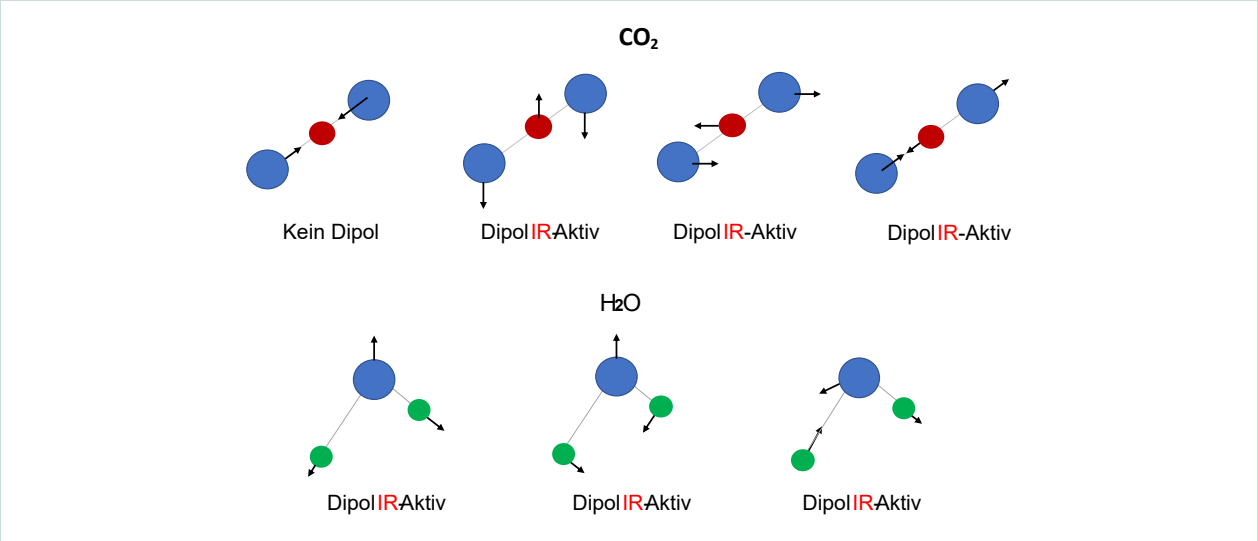

Abbildung 21 – IR-aktive Dipol-Moleküle (Credits: Scorza)

6 In Volumenprozent (Vol.-%) werden Anteile am Volumen angegeben, im Unterschied zu z.B. Massenprozent.

Diese Absorption von Infrarotstrahlung kann allerdings nur dann passieren, wenn sich bei der Schwingung das elektrische Dipolmoment[7], das als „Hebel“ für die ankommende Strahlung wirkt, ändert. Molekülschwingungen mit dieser Eigenschaft werden als IR-aktiv bezeichnet. Alle symmetrischen Molekülschwingungen, bei denen sich der Ladungsschwerpunkt nicht verschiebt, sind demzufolge IR-inaktiv.

Dipol-Moleküle besitzen ein ständiges Dipolmoment, da die Elektronen nicht symmetrisch verteilt sind. Ein Beispiel hierfür ist das Wassermolekül (siehe Abbildung 21, untere Reihe). Hier verstärken zusätzlich zu den polaren H-O-Bindungen zwei freie Elektronenpaare das permanente Dipolmoment und alle Schwingungs- und Rotationsübergänge sind IR-aktiv.

Im Gegensatz dazu hat das symmetrische CO_2-Molekül kein ständiges Dipolmoment, da die Atome linear angeordnet sind und die Ladungsschwerpunkte für positive und negative Ladungen zusammenfallen. Allerdings führen Biegeschwingungen des Kohlenstoffdioxidmoleküls dazu, dass diese Symmetrie aufgebrochen wird (siehe Abbildung 21, obere Reihe). Die so entstehenden Dipolmomente führen dazu, dass CO_2 Infrarotstrahlung absorbiert und als Treibhausgas wirken kann.

7 Ein Molekül besitzt ein elektrisches Dipolmoment, wenn die Ladungsschwerpunkte der positiven und negativen Ladungen nicht zusammenfallen.