Der Wärmetransport durch die Troposphäre

F. Herrmann

1 Einleitung

Dass der Physikunterricht in den letzten Jahren die Atmosphäre entdeckt hat, ist eine gute Entwicklung, denn zum einen ist die Lufthülle der Erde eines der schönsten Anwendungsfelder der Thermodynamik, zum anderen sind die Effekte groß und allgegenwärtig, d. h. die Beschäftigung mit dem Thema macht Sinn. Allerdings ist das Thema kompliziert, und dafür gibt es objektive Gründe:

1. Da die Atmosphäre ein Gas ist, sind die thermischen und die mechanischen Variablen aneinander gekoppelt. Man kann also mechanische und thermische Phänomene nicht getrennt voneinander behandeln.
2. Die wichtigsten Größen sind im Raum verteilt, man hat es mit Feldern zu tun.
3. Die partiellen Differentialgleichungen, die das Zusammenspiel der Variablen beschreiben, sind nichtlinear. Darum gibt es chaotische Lösungen.

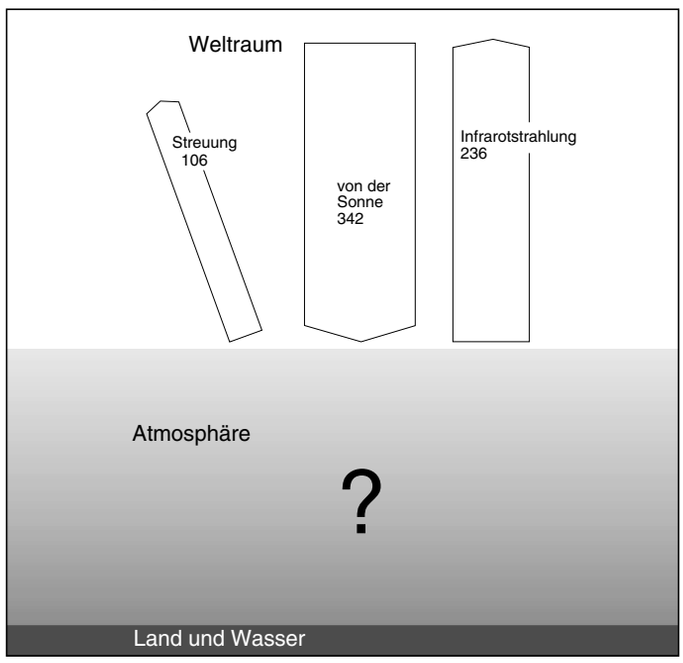
Die didaktische Reduktion ist daher schwieriger als bei anderen Themen. Welche Vereinfachungen angemessen, welche Modelle passend sind, hängt natürlich vom Ziel ab, das man verfolgt. In unserem Fall ist das Ziel die Wärmebilanz der Atmosphäre.

Wir wollen zeigen, wie eine elementare Behandlung des Themas aussehen kann. Wir gehen dabei zwei Wege. In Abschnitt 2 gehen wir von den Vorgaben der Fachwissenschaft aus, d. h. von der meteorologischen Fachliteratur. Wir reduzieren die umfassenden Energieflussbilder, die man in dieser Literatur findet, herunter auf ein Niveau, das für die Schule akzeptabel ist. Wir gehen diesen etwas umständlichen Weg, weil sich die Schulbuchliteratur mit dem Thema etwas schwer tut.

In Abschnitt 3 gehen wir den umgekehrten Weg. Wir beginnen nicht mit der großen Menge an Fachwissen, sondern mit den einfachsten Modellen, die einem in den Sinn kommen könnten. Wir werden nacheinander drei Modellatmosphären diskutieren. Die beiden ersten werden sich allerdings als untauglich herausstellen. Obwohl dieser Teil so abgefasst ist, dass er sich an den Lehrer wendet, kann er auch als Unterrichtsvorlage dienen.

In Abschnitt 4 schließlich geht es um den Einfluss der Treibhausgase.

Abb. 1: Die Erde von außen gesehen: Sie bekommt kurzwelliges Licht von der Sonne. Der kleinere Teil davon wird zurückgestreut, der größere wird absorbiert. Die entsprechende Energie wird mit langwelligem Licht wieder abgegeben. Das Bild sagt nichts über die Vorgänge innerhalb der Atmosphäre.

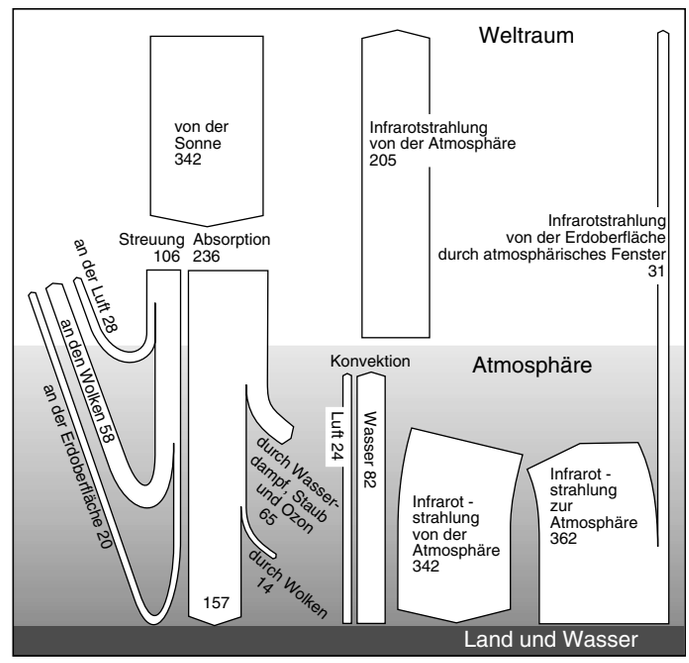


2 Vereinfachung des Energieflussbildes

2.1 Räumliche und zeitliche Mittelung

Wir wollen wissen, wie die Atmosphäre als Ganzes und im Allgemeinen funktioniert. Wir fragen daher nicht nach Energieumsätzen an einem bestimmten Ort zu einem bestimmten Zeitpunkt, sondern nach zeitlichen und räumlichen Mittel-

Abb. 2: Die Energieströme innerhalb der Troposphäre sind nach verschiedenen Kriterien in Teilströme zerlegt. Man beachte die beiden breiten Pfeile auf der rechten Seite des Bildes. Sie suggerieren, dass die IR-Strahlung der für den vertikalen Wärmefluss dominante Transportmechanismus ist.



werten. Die räumliche Mittelung machen wir allerdings nur in horizontaler Richtung, denn es interessiert uns durchaus, wie Druck und Temperatur von der Höhe abhängen.

2.2 Ein umfassendes Energieflussbild

Von außen gesehen ist die Energiebilanz einfach. Sonnenlicht gelangt zur Erde. Der Teil des Lichts, der nicht einfach zurückgestreut wird, wird absorbiert, Abb. 1. Dafür wird IR-Licht emittiert, das so viel Energie wieder wegtransportiert wie mit dem absorbierten sichtbaren Licht gekommen ist. Die Werte in der Abbildung sind zeitliche und horizontal-räumliche Mittelwerte der Energiestromdichte. Die Maßeinheit ist hier wie auch in den folgenden Abbildungen W/m^2.
Abb. 1 sagt uns nichts über die Vorgänge innerhalb der Atmosphäre. Was geschieht mit dem einfallenden Sonnenlicht? Wo wird das IR-Licht emittiert? Wie gelangt die Energie vom Sonnenlicht zum IR-Licht? Eine recht umfassende Antwort auf diese Frage gibt Abb. 2, ein Bild, wie man es in Fachbüchern der allgemeinen Meteorologie, aber auch in manchen Schulbüchern findet [1].
Das Bild gibt einen Überblick über die Energietransportvorgänge in der Atmosphäre. Dargestellt sind Energieströme verschiedener Art. So wird unterschieden, ob zur Erde hin oder von der Erde weg, ob konvektiv oder radiativ, ob Strahlung im sichtbaren oder im infraroten Spektralbereich, die Strahlung in großer Höhe und die Strahlung unten, und anderes mehr. Obwohl jeder Eintrag für sich verständlich ist, ist ein solches Bild für Schulzwecke nicht sehr geeignet. Die Fülle der Details hindert daran, wichtiges von unwichtigem zu unterscheiden.
Wir wollen daher das Flussbild von Abb. 2 Schritt für Schritt vereinfachen. Unsere Vereinfachungen sind unterschiedlicher Art. Zum einen lassen wir manche Flüsse einfach weg, – nicht weil sie vernachlässigbar klein sind, sondern weil sie uns nicht interessieren. Zum zweiten fassen wir verschiedene Flüsse zu einem einzigen zusammen. Das heißt, wir differenzieren nicht so stark, wie es in Abb. 2 getan wird. Schließlich vernachlässigen wir kleine Effekte gegenüber großen, ein Vorgehen, das auch sonst in der Physik gang und gäbe ist.

2.3 Das Streulicht

Ein Teil des einfallenden Sonnenlichts wechselwirkt mit der Materie, auf die es trifft, ohne Atome oder Moleküle anzuregen. Es wird nicht absorbiert, sondern nur in die verschiedensten Richtungen gestreut. In der Sprache der Spektroskopie würde man den Vorgang „elastische Streuung“ nennen. Der Anteil dieses Streulichts am gesamten einfallenden Lichtstrom heißt Albedo. Auf das physikalische Geschehen in der Atmosphäre wirkt es sich nur insofern aus, als es von dem einfallenden Licht abzuziehen ist. Wir beziehen es in unsere Bilanzen gar nicht erst ein und betrachten von vornherein nur denjenigen Anteil des Sonnenlichts, der in der Atmosphäre oder von der Erdoberfläche – vom Festland und vom Meer – absorbiert wird. So gelangen wir von Abb. 2 zu Abb. 3.

2.4 Die Absorption in der Atmosphäre

Der größte Teil des Sonnenlichts wird von der Erdoberfläche absorbiert, ein kleinerer Anteil aber schon vorher von Ozon, von den Wolken und von Staubteilchen. Dieser Beitrag ist insofern der schwierigste, als er verschiedene Absorptionsmechanismen zusammenfasst. Ein Teil wird in großer, ein Teil in geringer Höhe absorbiert, ein Teil führt

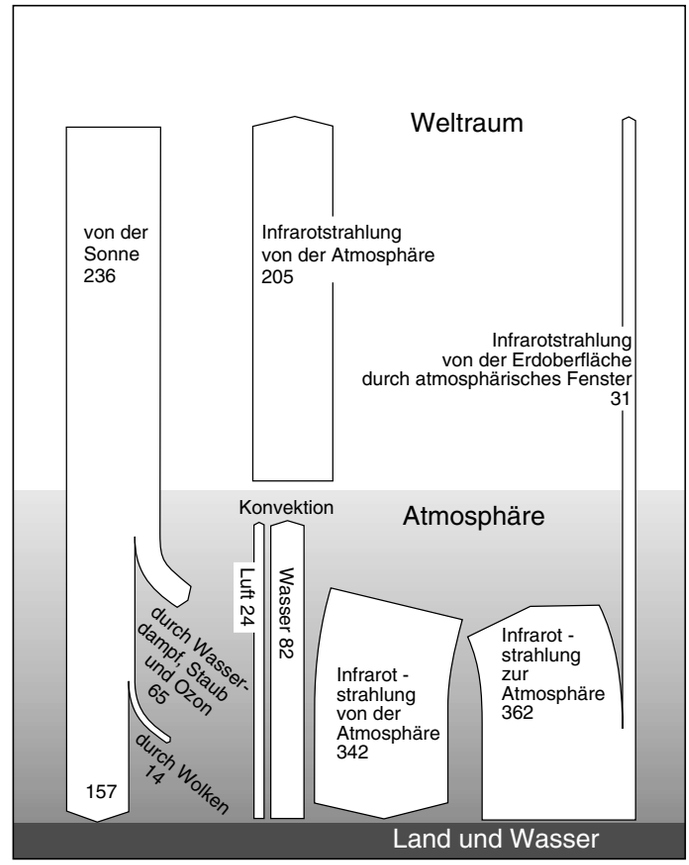
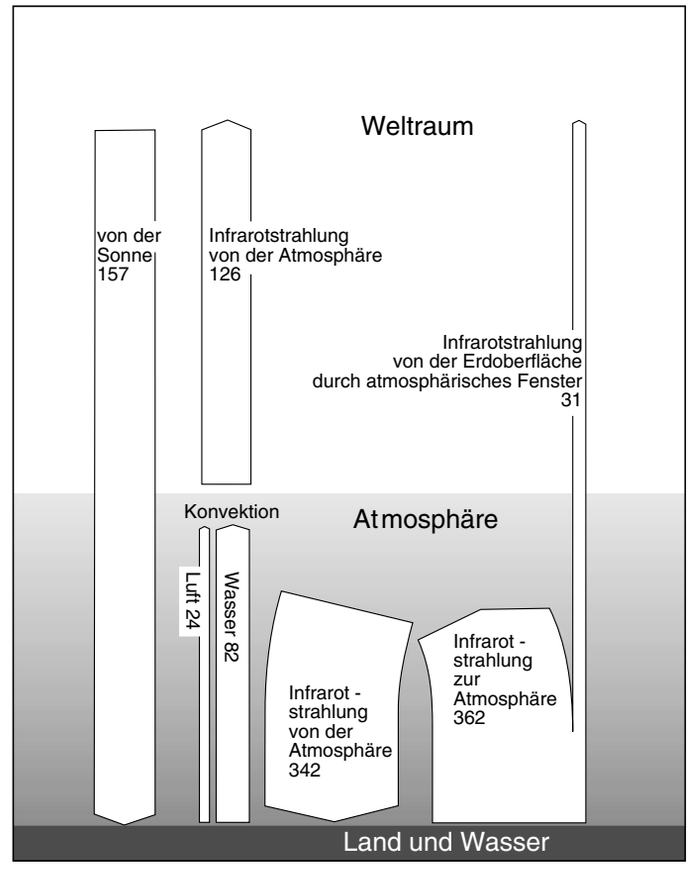


Abb. 3 (oben): Wir interessieren uns nicht für den Beitrag des Streulichts zur Energiebilanz. Es wurde aus dem Bild herausgenommen.

Abb. 4 (unten): Schon auf dem Weg nach unten wird ein Teil des Sonnenlichts absorbiert. Er trägt zur Erwärmung der Luft in verschiedenen Höhen bei. Die weitere Verfolgung der entsprechenden Wärmeströme würde das Bild viel komplizierter machen. Da es sich aber nur um einen kleinen Teil des einfallenden Sonnenlichts handelt, ändert sich nichts Wesentliches an der Interpretation des Bildes, wenn man ihn ganz unberücksichtigt lässt.



zur Verdampfung von flüssigem Wasser, ein anderer Teil nicht. Da es sich insgesamt nur um den kleineren Anteil des absorbierten Lichts handelt, wollen wir ihn in unsere Bilanzen nicht mit einbeziehen. Wir kommen so zu Abb. 4.
Eine Alternative hätte darin bestanden, diesen Energiestrom zur Absorption durch die Erde hinzuzuschlagen. Die Wahl, die man trifft, hat aber keine wesentlichen, qualitativen Auswirkungen auf das Geschehen in der Atmosphäre in dem Sinne, dass von ihr nicht abhängt, welche Mechanismen des Wärmetransports sich als die dominanten herausstellen. Auf diese dominanten Mechanismen kommt es uns ja an.

2.5 Die konvektiven Wärmeströme

Die Abb. 2, 3 und 4 unterscheiden zwischen dem Wärmetransport durch bewegte Luft, bei der man das Wasser nicht mit berücksichtigt, und dem konvektiven Wärmetransport durch Wasserdampf. Es ist überraschend, dass der kleine Wasseranteil der Luft – wenige Prozent – mehr Wärme transportiert als die ganze restliche Luft. Die Erklärung für diese Erscheinung findet man erst, wenn man Luft und Wasser auf ihrem Rückweg betrachtet: Das Wasser fällt als Flüssigkeit nach unten, die Luft natürlich nicht. Der Unterschied kommt also dadurch zustande, dass die Luft den größten Teil der Energie und Entropie, die sie nach oben transportiert, wieder mit herunter bringt, während das Wasser in einem Phasenübergang einen großen Teil von Energie und Entropie in großer Höhe abgibt.
Da wir an maximaler Vereinfachung des Wärmebilanzbildes interessiert sind, fassen wir diese beiden Transporte zu einem einzigen zusammen. Schließlich haben sie ein wichtiges Merkmal gemeinsam: Beide sind konvektiv. Wir erhalten so Abb. 5.

2.6 Die Infrarotlichtströme zwischen Erde und Atmosphäre

Die auffälligsten Pfeile in den Abb. 2 bis 5 sind die beiden Infrarotlichtpfeile zwischen Erde und Atmosphäre. Es könnte einen zunächst wundern, dass die entsprechenden Energieströme größer sind als der von der Sonne einfallende Energiestrom. Die Lösung des Rätsels findet man, wenn man die Nettostromdichte aus den beiden IR-Strömen zwischen Erde und Atmosphäre bildet. Es ergibt sich ein im Vergleich zu den anderen Stromdichten winziger Wert, Abb. 6.
Das Zusammenfassen der beiden IR-Ströme bedeutet nicht etwa den Verzicht auf eine interessante Differenzierung, – im Gegenteil: er bringt mehr Klarheit. Tatsächlich muss man eher die Zerlegung des Nettostroms in zwei gegeneinanderlaufende, sich fast kompensierende Teilströme als eine Ungeschicklichkeit betrachten. Schließlich kann man jeden Strom auf unendlich viele Arten in Teilströme zerlegen. Hier wurde nur eines von vielen möglichen Zerlegungsverfahren angewendet. Die Menge der in alle Richtungen laufenden Photonen wurde in zwei Kategorien eingeteilt: Solche, deren k-Vektor eine positive, und solche, deren k-Vektor eine negative Vertikalkomponente hat. Man hätte die IR-Strahlung ebenso gut zerlegen können in eine Komponente, die einem Strom nach Osten und in eine, die einem Strom nach Westen entspricht.
Wie unnatürlich eine solche Zerlegung ist, sieht man auch, wenn man das Verfahren auf andere Systeme anwendet. So könnte man etwa die Elektronen in einem stromlosen elektrischen Leiter in zwei Gruppen einteilen, je nach Vorzeichen der x-Komponente der Elektronengeschwindigkeit. So würde man zwei riesige gegeneinander laufende elektrische Ströme erhalten.

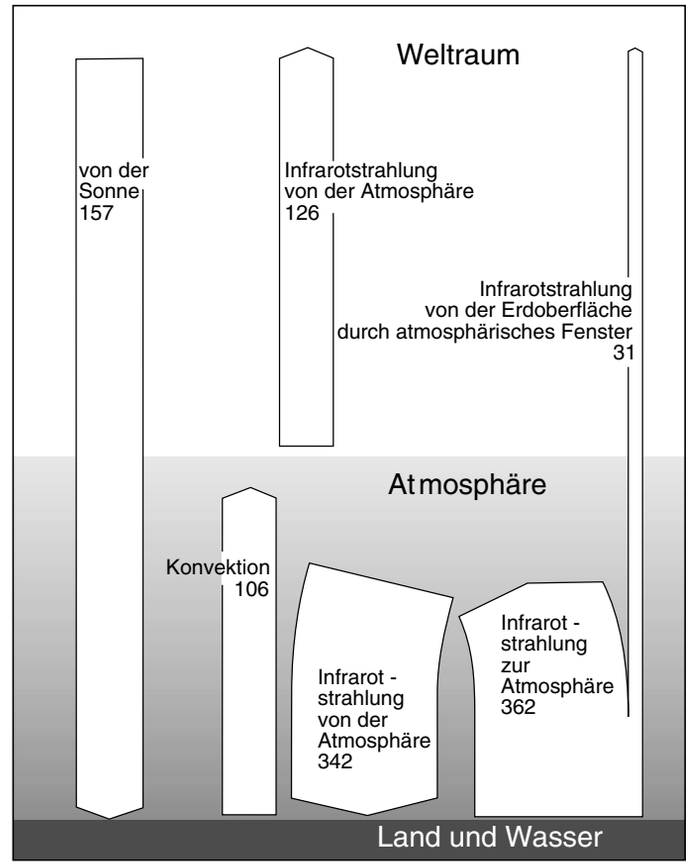
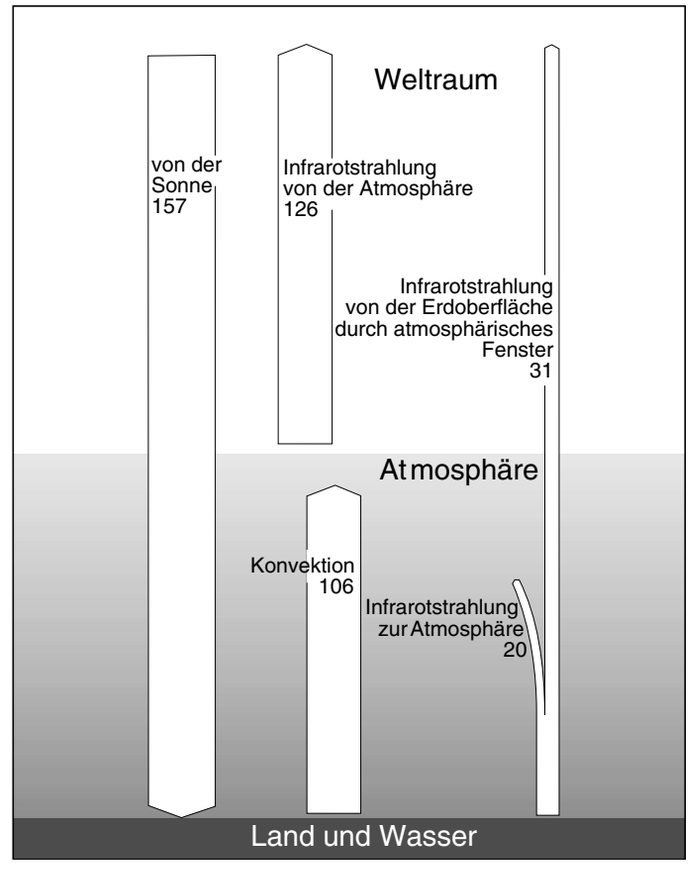


Abb. 5 (oben): Die beiden konvektiven Wärmeströme von der Erdoberfläche nach oben wurden zu einem einzigen zusammengefasst.

Abb. 6 (unten): Die Zerlegung des Infrarotstrahlungsfeldes in zwei Anteile, je nach Vorzeichen der Vertikalkomponente des k-Vektors, ist genauso willkürlich wie es eine Zerlegung in zwei entgegengesetzt laufende Horizontalkomponenten wäre.
Sie vermittelt den falschen Eindruck, dass die Infrarotstrahlung der dominante Wärmetransportmechanismus ist.



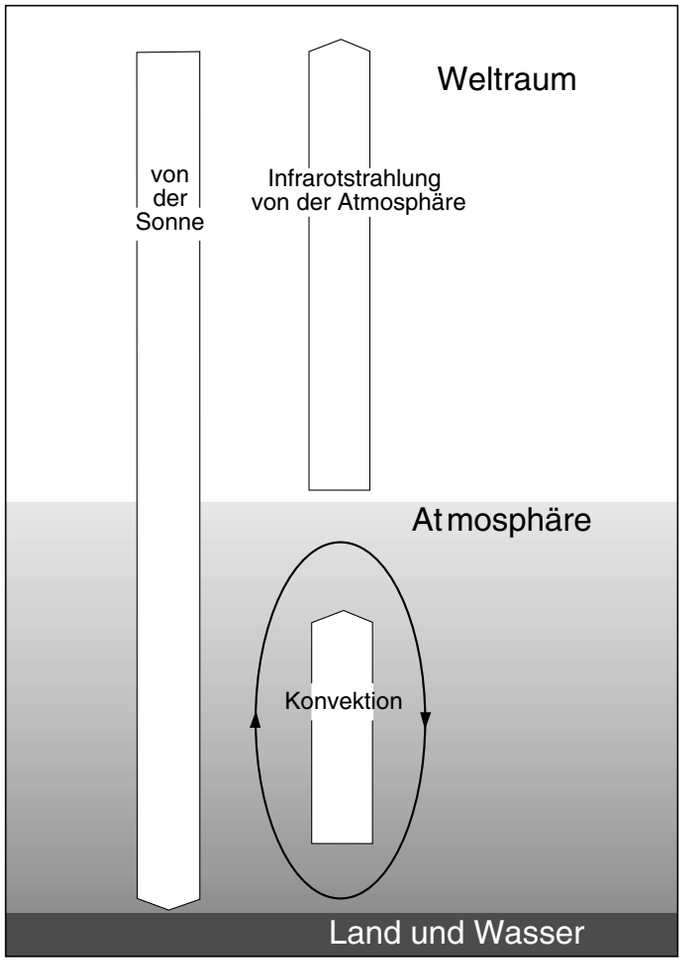


Abb. 7: Die „erste Näherung“ für den Energie- und Wärmetransport durch die Troposphäre: von oben nach unten geht die Energie mit sichtbarem Licht. An der Erdoberfläche wird Wärme erzeugt. Diese gelangt konvektiv nach oben. Im Bereich der Emissionshöhe wird IR-Strahlung emittiert. Diese nimmt die Wärme mit in den Weltraum.

2.7 Vernachlässigung der Transporte mit IR-Licht

Wir können nun an Hand von Abb. 6 entscheiden, welches der für den Wärmetransport durch die Atmosphäre dominante Mechanismus ist. Es ist die Konvektion, und nicht, wie es die vorangehenden Abbildungen bei oberflächlicher Betrachtung suggerieren, die Strahlung [2].
Wenn wir nun die Vereinfachung noch weiter treiben wollen und uns nur für diesen dominanten Transport interessieren, so können wir die Strahlungstransporte ganz vernachlässigen und bekommen schließlich Abb. 7.

2.8 Die Emissionshöhe

Wir müssen uns den Emissionsvorgang des IR-Lichts, das ins Weltall hinausläuft, noch etwas genauer anschauen. Wir fragen danach, wo ein beliebig herausgegriffenes IR-Photon, das die Erde definitiv verlässt, emittiert worden ist. Es kommt sicher nicht aus einer sehr großen Höhe über der Erdoberfläche, denn dort ist keine Luft, die es hätte emittieren können. Die Wahrscheinlichkeit der Emission, nimmt also zu, wenn man sich der Erde von außen nähert. Das Photon kommt aber sicher auch nicht von ganz unten, aus der Nähe der Erdoberfläche, denn die darüber liegende Luftschicht ist IR-undurchlässig. Die Emissionswahrscheinlichkeit nimmt also auch zu, wenn man von der Erdoberfläche aus nach oben geht. Es muss daher eine Höhe geben, in der die Emission der Photonen, die in den Weltraum gehen, ein Maximum hat. Die Meteorologen nennen sie die Emissionshöhe. Wir können sie, was die Abstrahlung in den Weltraum betrifft, als ein Maß für die effektive Dicke der Atmosphäre betrachten. Etwas genauer ausgedrückt, ist es die Dicke der IR-absorbierenden Hülle der Erde. Selbstverständlich ist diese effektive Dicke wellenlängenabhängig. Als repräsentativen Mittelwert kann man etwa 7 km annehmen.

2.8 Die Energieströme auf einen Blick

Die Vereinfachungen, die wir in den vorangehenden Abschnitten diskutiert haben, ermöglichen es uns nun, die Energietransporte in der Atmosphäre so zusammenzufassen:
Mit dem kurzwelligen, sichtbaren Sonnenlicht kommt Energie von der Sonne zur Erde. Dieses Licht geht ungehindert durch die Atmosphäre hindurch und wird von der Erdoberfläche absorbiert. Dabei wird Wärme erzeugt. Die Wärmeenergie gelangt konvektiv nach oben. In der Emissionshöhe verlässt sie die Erde mit langwelligem Licht.
Die Temperatur am Ort der Emissionshöhe stellt sich auf etwa –30 °C ein. So wird gerade so viel IR-Licht emittiert, wie zur Entsorgung der von unten nachgelieferten Energie und Entropie notwendig ist. Es gilt näherungsweise das *Stefan-Boltzmann*-Gesetz. An der Erdoberfläche ist der Temperaturmittelwert viel höher, nämlich 15 °C.
Nach diesen Vereinfachungen und Bereinigungen wollen wir uns den Modellen zuwenden.

3 Atmosphärenmodelle

Wir verlangen von unserem Modell, dass es die folgenden Fragen korrekt beantwortet:
1. Warum nimmt die Temperatur in der Troposphäre nach oben hin ab?
2. Welcher Mechanismus ist für den Wärmetransport von der Erdoberfläche zur Emissionshöhe zuständig?
3. Wie beeinflussen die so genannten Treibhausgase diesen Wärmetransport?

Wir werden drei Modelle der Atmosphäre diskutieren, zwei schlechte und ein gutes. Warum schlechte Modelle, wo es doch ein gutes gibt? Weil es nicht nur wichtig ist, dass man versteht, wie etwas funktioniert, sondern auch wie es nicht funktioniert, und warum es nicht so funktioniert.
Wir werden darüber hinaus sehen, dass ein Modell, das ein schlechtes Modell für die Erdatmosphäre ist, sehr wohl ein gutes Modell für etwas anderes sein kann.

3.1 Feste „Atmosphären“

Die Atmosphäre wird oft beschrieben als eine Art Wärmedämmung der Erde. Nehmen wir diese Auffassung ernst, und stellen uns vor, die Erde sei umhüllt von einem typischen Wärmedämmmaterial, etwa Styropor. Wie bei der richtigen Atmosphäre, wird nun von unten geheizt, Abb. 8a. Für die Beschreibung ist die Gleichung

$$j_E = \lambda \frac{\Delta T}{\Delta s}$$

zuständig. Hier ist j_E die Energiestromdichte, λ die Wärmeleitfähigkeit, Δs die Dicke der wärmeleitenden Schicht und ΔT die Temperaturdifferenz über der Schicht. Wir wol-

len die Temperaturdifferenz abschätzen, die sich für unser Modell ergibt. Wir nehmen an, das Temperaturgefälle über der Modellatmosphäre verursache denselben Wärmestrom, der auch in der richtigen Atmosphäre fließt. Wir setzen also

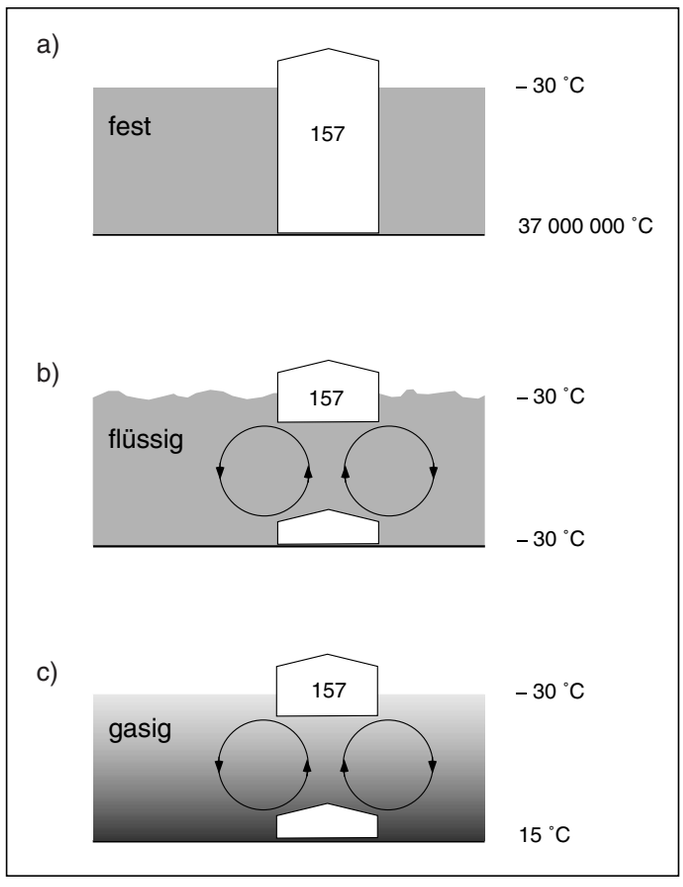
$$j_E = 157 \text{ W/m}^2.$$

Für die Wärmeleitfähigkeit nehmen wir den Wert für Styropor, der nicht sehr verschieden ist von dem für Luft: $\lambda = 0{,}03 \text{ W/(m} \cdot \text{K)}$. Als Schichtdicke nehmen wir 7000 m. Mit diesen Werten ergibt sich

$$\Delta T \approx 37\,000\,000 \text{ K}$$

Haben wir damit ein gutes Atmosphärenmodell gefunden? Das Modell liefert ein Temperaturgefälle, und das war ja eine unserer Forderungen. Der Wert der Temperaturdifferenz ist allerdings um einen Faktor von etwa 1 Million zu groß. Der Wärmetransportmechanismus kann daher mit dem Effekt, den wir erklären wollen, nichts zu tun haben. Das ist schließlich auch nicht überraschend. Die Meteorologie sagt uns, wie wir gesehen hatten, dass der Wärmetransport im Wesentlichen konvektiv ist. Wir haben aber in unserem Modell einen konduktiven Transport, d. h. einen Transport vom Typ „Wärmeleitung“ angenommen. Wir schließen also: Das einfache Wärmedämmmodell der Atmosphäre ist ein unpassendes Modell.
Das heißt aber nicht, dass das Modell nicht zur Beschreibung anderer Phänomene geeignet ist. So erklärt es zum Beispiel den Wärmetransport im Innern der Sonne und anderer Sterne. Hier stellt sich eine ganz ähnliche Frage wie bei der Erdatmosphäre. Auch hier muss Wärme von innen nach außen gelangen, von da wo sie produziert nach da wo sie abgestrahlt wird. Das tut sie, über den größten Teil der Strecke, über den gerade angesprochenen Mechanismus. So erklärt sich der große Temperaturunterschied zwischen dem Kern und der Oberfläche der Sonne und damit die hohe Temperatur im Innern der Sonne.
Zurück zur Erdatmosphäre. Das Modell funktioniert hier nicht, weil das Wärmedämmmaterial ein fester Stoff ist und deshalb keine Konvektion stattfinden kann. In der echten Atmosphäre aber gibt es Konvektion, und diese stellt eine Art Kurzschluss dar für den Wärmetransport durch Wärmeleitung. Wir wollen daher als nächstes ein Modell betrachten, bei dem Konvektion möglich ist. Das einfachste System mit dieser Eigenschaft ist eine flüssige „Atmosphäre“.

Abb. 8: Drei Atmosphärenmodelle. (a) Ein festes Wärmedämmmaterial. Es ergibt sich eine viel zu hohe Temperaturdifferenz. (b) Eine Flüssigkeit. Da man die Flüssigkeit von unten heizt, wird jede Temperaturdifferenz durch Konvektion abgebaut. (c) In einem gut durchmischten Gas im Gravitationsfeld stellt sich ein Temperaturgefälle ein. Der Zahlenwert, den die Theorie ergibt, stimmt mit dem tatsächlich beobachteten überein.



3.2 Flüssige „Atmosphären“

Wir nehmen an, die Wärmeleitfähigkeit sei vernachlässigbar gering. Wir wollen mit dieser Atmosphäre in Gedanken experimentieren. Dafür müssen wir den Anfangszustand genau festlegen: Die Flüssigkeit werde gut „umgerührt“. Umrühren führt im Allgemeinen nicht nur zu einer homogenen stofflichen Zusammensetzung, es werden auch andere Verteilungen homogen, also ortsunabhängig. Bei unserer Flüssigkeit zum Beispiel die der Temperatur. Wir wollen aber nicht vergessen, dass sich beim Umrühren durchaus nicht alles homogenisiert. So bleibt bei der Flüssigkeit der Druck inhomogen.
Man kann nun die Wirkung des Umrührens noch anders, nämlich rein mechanisch beschreiben: Der Stoff geht in den Zustand des indifferenten mechanischen Gleichgewichts. Man kann in Wasser bekanntlich stabile und labile Schichtungen beobachten. Wenn das Wasser oben kälter ist als unten, so ist die Schichtung – außer im Bereich der Anomalie – labil; ist es oben wärmer als unten, so ist die Schichtung stabil. Rührt man das Wasser aber gut um, so entsteht eine indifferente Schichtung. Die indifferente Schichtung sei also unser Anfangszustand. Wir beginnen nun, das System zu stören, indem wir von unten heizen, Abb. 8b. Die Schichtung „möchte“ jetzt instabil werden. Sie kippt aber gleich um. Wenn man mit der Wärmezufuhr von unten fortfährt, und oben Wärme abgegeben wird, so kippt das Wasser immer wieder um. Es entsteht das, was man thermische Konvektion nennt. Konvektion bedeutet nun aber, dass das Wasser umgerührt wird, und Umrühren bewirkt, dass eine konstante Temperaturverteilung aufrechterhalten wird.
Dass das tatsächlich der Fall ist, kann man leicht beobachten. Wasser, das man auf einer Heizplatte, also von unten erwärmt, behält eine homogene Temperaturverteilung. Heizt man dagegen von oben, mit einer Infrarotlampe zum Beispiel, so stellt sich eine stabile Schichtung mit einem starken Temperaturgradienten ein [3].
Ist nun die Flüssigkeit, die von unten geheizt wird, ein gutes Atmosphärenmodell? Wieder heißt die Antwort: nein. Wieder wird eine der Forderungen an das Modell nicht erfüllt. Es reproduziert nicht den Temperaturunterschied zwischen unten und oben.
Unser erstes Modell lieferte eine zu große Temperaturdifferenz, das zweite liefert gar keine. Versuchen wir es daher mit einem dritten: mit einer gasförmigen Atmosphäre. Das ist insofern keine schlechte Idee, als ja auch die richtige Atmosphäre gasförmig ist.

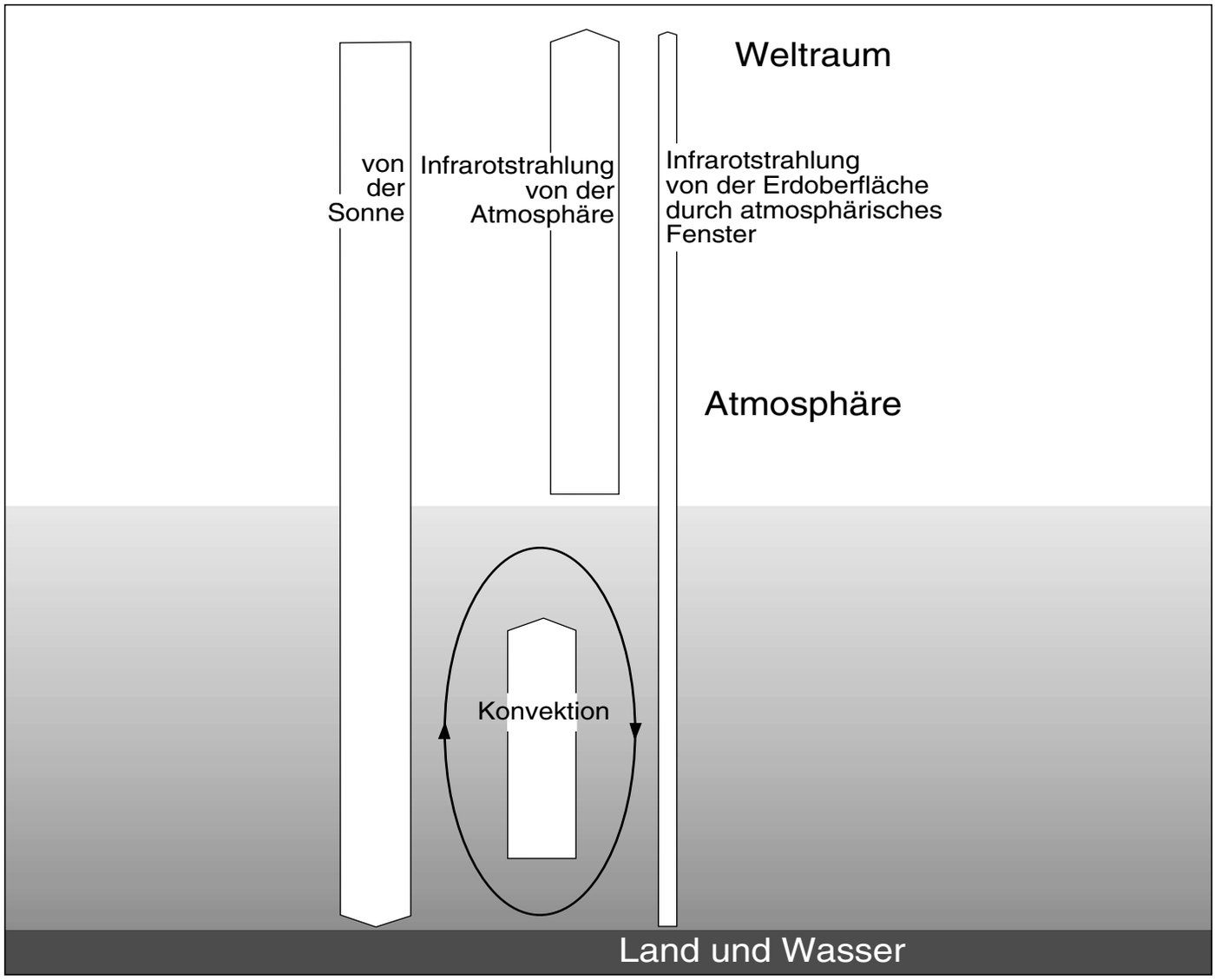


Abb. 9: Im Vergleich zu Abb. 7 verbesserte Version eines Energieflussbildes der Troposphäre. Von oben nach unten geht die Energie mit sichtbarem Licht. An der Erdoberfläche wird Wärme erzeugt. Diese gelangt zum größeren Teil konvektiv, zum kleineren radiativ durch das atmosphärische Fenster nach oben.

3.3 Gasatmosphären

Wieder beginnen wir damit, dass wir den Anfangszustand definieren. Wir wählen ihn genau so wie bei dem Modell der flüssigen Atmosphäre: Wir rühren kräftig um. Wieder erzwingen wir dadurch eine mechanisch indifferente Schichtung. Wie bei der Flüssigkeit wird auch hier der Druck nicht homogen. Interessant ist nun aber, dass diesmal auch die Temperatur nicht homogen wird. Wie der Druck, so nimmt in diesem Zustand auch die Temperatur nach oben hin ab. Es stellt sich also nicht nur ein ganz bestimmter Druckgradient ein, sondern auch ein ganz bestimmter Temperaturgradient. Um das zu verstehen, betrachten wir ein Paket Luft in einem flexiblen Plastikbeutel. Der Plastikbeutel dient dazu, dass wir die Luft identifizieren und verfolgen können. Bewegt man den Beutel nach oben, so expandiert die Luft und ihre Temperatur nimmt ab. Die Temperatur nimmt zu, wenn man den Beutel wieder nach unten bringt. Zu jeder Höhe gehört also nicht nur ein bestimmter Druck, sondern auch eine bestimmte Temperatur.

Noch leichter lässt sich die Wirkung des Mischens mit Hilfe der Entropie beschreiben. Das Mischen führt dazu, dass die Entropie pro Stoffmenge überall denselben Wert annimmt: Jedes mol oder kg Luft, egal ob oben oder unten, enthält nach dem Mischen die gleiche Entropiemenge.

In dem Fall, dass die Luft wasserfrei ist, ist die Höhenabhängigkeit der Temperatur $T(z)$ die einfachste Funktion, die man sich denken kann: Sie ist linear.

$$T(z) = T(0) - (g\,M/c_p) \cdot z$$

Hier ist $T(0)$ die Temperatur bei der Höhe $z = 0$, g der Ortsfaktor, M die molare Masse und c_p die spezifische Wärmekapazität bei konstantem Druck. Nach dieser Gleichung ergibt sich ein Temperaturgefälle von etwa 1 K pro 100 m Höhendifferenz. Dieser Wert stimmt mit demjenigen, den man für trockene Luft beobachtet, gut überein. Dass man in der echten Atmosphäre im Mittel einen etwas geringeren Wert findet, nämlich etwa 0,6 K pro 100 m, liegt daran, dass die Luft Wasserdampf enthält, der beim Aufsteigen kondensiert.

Das Bemerkenswerte an dieser Situation ist nun, dass in der Atmosphäre ein Temperaturgefälle existiert, das nicht, wie beim Styropormodell, durch einen Wärmestrom verursacht wird.

Auch diese Atmosphäre wollen wir nun stören, indem wir sie von unten heizen, Abb. 8c. Ihre Reaktion darauf ist im Wesentlichen dieselbe wie die der flüssigen Atmosphäre: Es bildet sich Konvektion aus. Der einzige Unterschied,

der allerdings wesentlich für uns ist: Während die Luft herumkonvektiert, ändert sich ständig ihre Temperatur. Beim Aufsteigen nimmt die Temperatur ab, beim Absinken nimmt sie wieder zu – genau so wie der Druck. Wir haben damit ein funktionierendes Modell gefunden. Es entspricht dem Energieflussbild von Abb. 7.
Wie jedes andere kann man aber auch dieses Modell verbessern. Wir wollen nämlich eine der vereinfachenden Voraussetzungen, die wir gemacht hatten, wieder fallen lassen. Wir hatten angenommen, dass die Wärme zu 100% konvektiv transportiert wird. Tatsächlich ist die Konvektion zwar der dominante, aber nicht der einzige Wärmetransportvorgang. Es wäre der einzige, wenn die Atmosphäre für IR-Licht völlig undurchlässig wäre. Das ist sie aber nicht, denn es gibt das atmosphärische Fenster. Das bedeutet, dass ein Teil der Wärme nicht konvektiv transportiert wird, wie wir es angenommen haben, sondern direkt durch das atmosphärische Fenster in den Weltraum gestrahlt wird. Wir erhalten so das Flussbild von Abb. 9.

4 Der Einfluss von Treibhausgasen

Es ist nun leicht zu erklären, wie die so genannten Treibhausgase den Wärmetransport durch die Atmosphäre beeinflussen. Sie tun es auf zwei verschiedene Arten:
Wenn das Gas nicht im Bereich des atmosphärischen Fensters absorbiert, sondern dort, wo die Atmosphäre sowieso schon absorbiert, dann vergrößert es die schon vorhandene Absorption. Ein Beispiel ist Kohlenstoffdioxid. Wie wirkt sich das auf den Wärmetransport aus? Wir hatten gesehen, dass die Atmosphäre von einer bestimmten Höhe an IR-durchlässig wird, weil dort die Luft, und damit die absorbierenden Gase hinreichend dünn geworden sind. Wenn nun die Konzentration der absorbierenden Gase zunimmt, so nimmt diese Emissionshöhe oder effektive Dicke der Atmosphäre zu, Abb. 10a. Da die Temperatur an der Oberseite der IR-absorbierenden Schicht festliegt, folgt, dass die Temperatur an der Unterseite, d. h. an der Erdoberfläche zunimmt.
Wenn das Gas aber innerhalb des IR-Fensters absorbiert, so passiert etwas anderes: Das Fenster wird enger, es wird teilweise blockiert. Das ist der Fall für die Fluor-Chlor-Kohlenwasserstoffe. Eine Konsequenz ist auch hier, dass die Erde wärmer wird. Wenn nicht mehr so viel Wärme durch das atmosphärische Fenster geht, so muss mehr über den Konvektionsmechanismus abtransportiert werden. Daher muss die Temperatur am Ort der Emissionshöhe zunehmen, Abb. 10b. Weil aber der Temperaturgradient konstant ist, wirkt sich das auf die Temperatur der Erdoberfläche aus. Sie nimmt um denselben Betrag zu.

5 Zusammenfassung

Wir hatten am Anfang von Abschnitt 3 drei Fragen formuliert, die mit Hilfe des zu entwickelnden Atmosphärenmodells beantwortet werden sollten. Tatsächlich haben wir alle drei Antworten gefunden. Wir wollen die Antworten noch einmal zusammenfassen:
1. Warum nimmt die Temperatur in der Troposphäre, nach oben hin ab?

Es handelt sich um das Temperaturgefälle, das sich in jedem gut durchmischten Gas im Gravitationsfeld ausbildet.

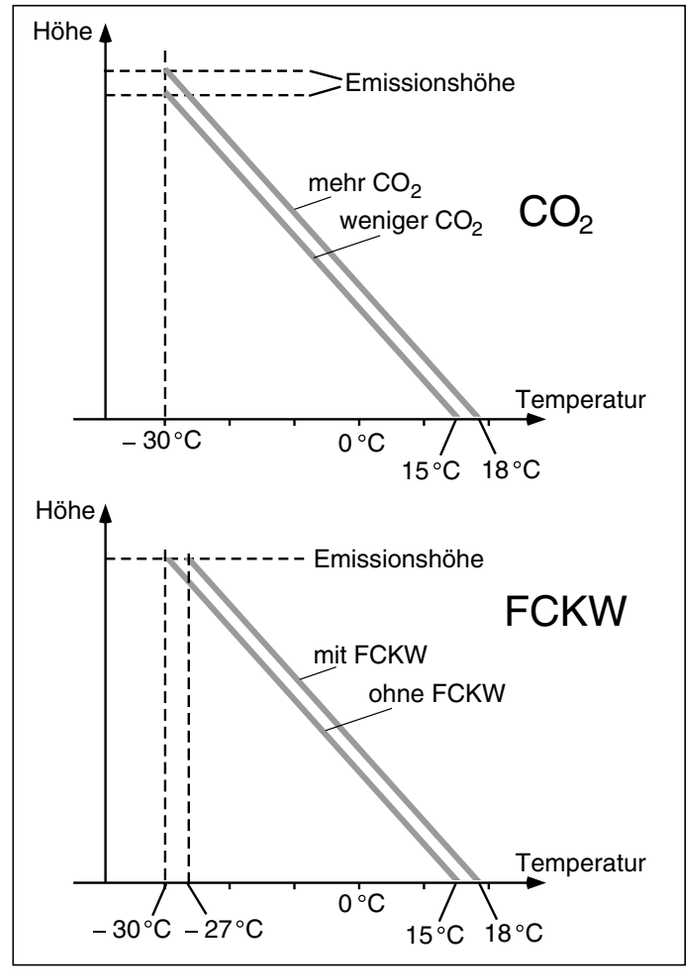


Abb. 10: Die Temperatur als Funktion der Höhe. (a) Mit weniger und mit mehr Kohlenstoffdioxid. (b) Mit und ohne Gas, das im Bereich des atmosphärischen Fensters absorbiert.

2. Welcher Mechanismus ist für den Wärmetransport von der Erdoberfläche zur Emissionshöhe zuständig?

Zum größeren Teil Konvektion, zum kleineren Teil IR-Strahlung durch das atmosphärische Fenster.
3. Wie beeinflussen die so genannten Treibhausgase diesen Wärmetransport?

Den konvektiven Anteil: Die effektive Dicke der Atmosphäre nimmt zu. Den radiativen Anteil: Das atmosphärische Fenster wird teilweise blockiert.

Literatur

[1] *F. Fiedler*: „Regionale und globale Klimavariabilität: Wie steht es um die Genauigkeit unserer Kenntnisse?“, 19. Hochschultage Energie, Tagungsbericht, RWE Energie Aktiengesellschaft, S. 35-58 (1999)
[2] ebd., S. 40: „Bedeutsam ist die Feststellung, dass die Erdoberfläche wesentlich stärker gekühlt wird durch Energieverluste infolge der Verdunstung als über die Strahlung. Insofern kann man feststellen, dass den Strahlungsprozessen in diesem gesamten Problemkreis in der Vergangenheit häufig eine zu große Bedeutung beigemessen wurde.“
[3] *L. Jablko*: „Schichtungen in Flüssigkeiten und Gasen“, Physik in der Schule 33 (1995), S. 10-16

Dank

Ich danke Herrn Professor Dr. *Klaus Dieter Beheng* vom Institut für Meteorologie und Klimaforschung der Universität Karlsruhe für fruchtbare Diskussionen.

Anschrift des Verfassers:

Prof. Dr. *Friedrich Herrmann*, Abteilung für Didaktik der Physik, Universität, 76128 Karlsruhe