

Luftdruck

aus Wikipedia, der freien Enzyklopädie

(Weitergeleitet von Atmosphärendruck)

Der **Luftdruck** an einem beliebigen Ort der Erdatmosphäre ist der hydrostatische Druck der Luft, der an diesem Ort herrscht.

Dieser Druck entsteht durch die Gewichtskraft der Luftsäule, die auf der Erdoberfläche oder einem auf ihr befindlichen Körper steht (Druck und Gewichtskraft stimmen nicht überein, man kann aber die eine Größe aus der anderen berechnen). Der mittlere Luftdruck der Atmosphäre beträgt auf Meereshöhe 101325 Pa = 1013,25 hPa (Hektopascal) = 1,01325 bar = 1013,25 mbar (Millibar) und ist somit ein Teil der Normalbedingungen.

Eine andere Verwendung hat das Wort Luftdruck im Zusammenhang mit Reifen, wo es für den Reifenfülldruck, das ist die Differenz von Reifen-Innendruck und Außendruck der Atmosphäre, steht. Der Schallwechseldruck, den wir hören, ist nicht der Luftdruck. Für den Atmosphärendruck anderer Himmelskörper siehe den Artikel Atmosphäre.

Inhaltsverzeichnis

- 1 Eigenschaften
- 2 Einheiten
- 3 Variabilität und Extremwerte
 - 3.1 Abnahme mit der Höhe
 - 3.2 Tagesgang
 - 3.3 Jahresgang
 - 3.4 Luftdruck-Rekorde
 - 3.5 Luftdruck, Gewicht der Luftsäule
- 4 Experimente und Messung
- 5 Bedeutung
 - 5.1 Meteorologie
 - 5.2 Luftfahrt
 - 5.3 Schifffahrt
- 6 Siehe auch
- 7 Weblinks

Eigenschaften

Die Erdatmosphäre hat eine Masse von rund $5 \cdot 10^{15}$ Tonnen und die Erdoberfläche beträgt etwa $510 \cdot 10^6$ km². Da der Druck als Kraft pro Fläche definiert ist, ergibt sich für den Luftdruck unter Berücksichtigung der Schwerkraft ein globaler Überschlagswert von $1,01 \cdot 10^5$ N/m². In Hochlagen ist die Entfernung zur Grenze der Erdatmosphäre wesentlich kleiner als in Tieflagen. Dadurch ist auch die Luftsäule kleiner und damit der Luftdruck niedriger. Der Luftdruck am Boden ist folglich im Hochgebirge weitaus kleiner als im Flachland oder auf Meereshöhe. Der hydrostatische Luftdruck sinkt generell *immer* bei einer Höhenzunahme und sein Gradient (eigentlich korrekt: seine erste Ableitung) wird über eine barometrische Höhenformel angenähert.

In der Horizontalen erfährt jeder Mensch und neben ihm auch jegliche andere Störung der Erdatmosphäre aus *jeder* Richtung den gleichen Druck. Spürbar ist dabei allerdings immer nur die Differenz zwischen Körperinnen- und Außendruck, die im Gleichgewicht gleich groß sind. Differenzen ergeben sich nur bei verhältnismäßig schnellen Druckänderungen, z.B. der Fahrt mit einer Seilbahn auf einen Berg. Besonders empfindlich auf Druckunterschiede ist dabei das Ohr, für den nötigen Ausgleich sorgt die Eustachi-Röhre. Der Umgebungsdruck ist Grundvoraussetzung dafür, dass der Mensch nicht durch Verdampfung seiner Körperflüssigkeit austrocknet, da ein Stoff verdampft, sobald sein Sättigungsdampfdruck identisch mit dem Luftdruck ist bzw. diesen übersteigt (vgl. Siedepunkt).

Einheiten

Die SI-Einheit des Luftdrucks ist das *Pascal* (Einheitenzeichen Pa) oder die ebenfalls gesetzlich zulässige (SI-konforme) Einheit *Bar* (Einheitenzeichen bar = 10⁵ Pa). Da der Luftdruck auf Meereshöhe im Durchschnitt 101.325 Pa, also rund 100.000 Pa beträgt, wird er meistens mit dem Faktor 100 in Hektopascal (1013,25 hPa) oder mit gleichem Zahlenwert Millibar (mbar) angegeben. Der Luftdruck wird meistens mit einem Barometer gemessen, wobei oft noch veraltete Einheiten verwendet werden. Dabei ist 1 hPa = 1 mbar = 0,75 Torr (= mmHg oder Millimeter Quecksilbersäule). Eine andere Einheit im Kontext des Luftdrucks ist die *Atmosphäre*, wobei diese alten Einheiten wie Physikalische Atmosphäre, Technische Atmosphäre, Atmosphäre Absolutdruck, Atmosphäre Überdruck oder Atmosphäre Unterdruck nach dem Einheitenrecht nicht mehr zulässig sind.

Variabilität und Extremwerte

Der mittlere Luftdruck der Erdatmosphäre beträgt auf Meereshöhe 1013,25 hPa bzw. mbar und ist damit Teil der Normalbedingungen sowie vieler Standardbedingungen.

Abnahme mit der Höhe

Hauptartikel: Barometrische Höhenformel.

Der Luftdruck sinkt rasch mit der Höhe – in Bodennähe um etwa 1 hPa (= 1 Millibar) je 8 Meter. Er kann angenähert durch eine Exponentialfunktion beschrieben werden. Bei einer konstant angenommenen Temperatur von 0 °C beträgt der Druck in der Höhe *H*

$$p(H) = p_0 \exp\left(\frac{-H}{7990\text{m}}\right)$$

(Quelle: Kuchling, Taschenbuch der Physik). Daraus ergibt sich *halber Luftdruck* in etwa 5,5 km Höhe und 10 % des Bodenwertes *p*₀ in etwa 18,4 km über dem Meer.

Tagesgang

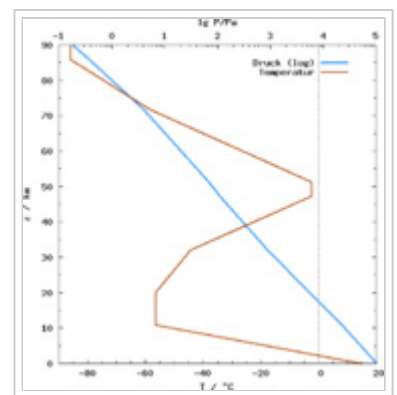
Der Luftdruck ist einer täglich wiederkehrenden Periodik unterworfen, die zwei Maximalwerte und zwei Minimalwerte pro Tag aufweist. Er folgt dabei den Schwankungen der Lufttemperatur, wodurch sich ein stärkerer 12-Stunden-Rhythmus (als semicircadian bezeichnet) und ein schwächerer 24-Stunden-Rhythmus (circadian von lateinisch dies der Tag) zeigen. Die Maxima finden sich gegen 10 und 22 Uhr, die Minima gegen 4 und 16 Uhr (Sommerzeit beachten). Die Amplituden sind Breitengradabhängig. In Äquatornähe liegen die Schwankungen bei Werten bis zu 5 hPa. In den mittleren Breiten liegen die Schwankungen bei etwa 0,5 bis 1 hPa. Die Kenntnis des örtlichen Tagesganges des Luftdrucks erhöht die Aussagekraft eines Barogramms zur Einschätzung des Wettergeschehens, insbesondere in tropischen Gebieten. Direkt zu beobachten ist der Tagesgang in der Regel jedoch nicht, da er von dynamischen Luftdruckschwankungen überlagert wird. Nur bei hinreichend genauer Messapparatur und stabilen Hochdruckwetterlagen ist es möglich, diese Schwankungen ungestört zu beobachten.

Eine Darstellung des Tagesgangs, so wie er in Norddeutschland aufgezeichnet wurde, ist hier rechts zu sehen.

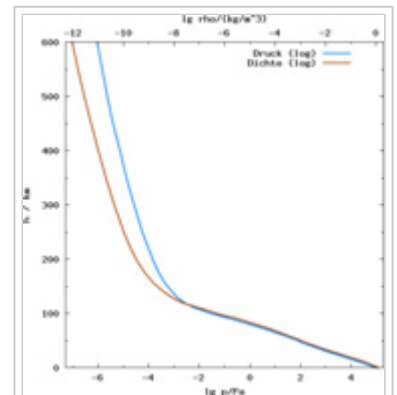
Extrem niederfrequente (0,2 Hz) und schwache Überlagerungen des Luftdrucks, die Bestandteil des Hintergrundrauschens sind und als Folge von Wettererscheinungen und Seegang auftreten, werden Mikrobarome genannt. Ihre Amplituden liegen unter einem Pascal.

Jahresgang

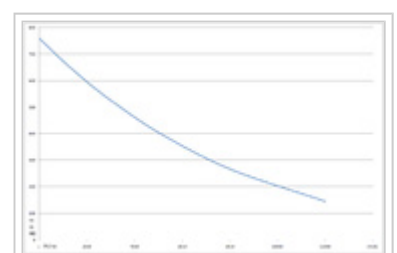
Der Jahresgang des Luftdrucks, basierend auf entweder Tages- oder Monatsmitteln als langjährige Durchschnittswerte, zeigt eine geringe, aber auch



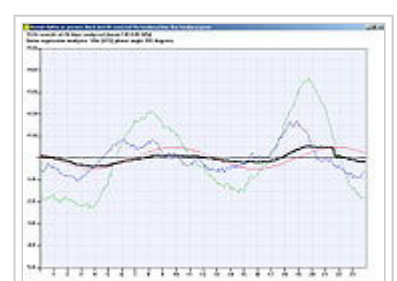
Standardatmosphäre von 1976 bis in 90 km Höhe



Druck und Dichte nach Barometrischer Höhenformel



Abnahme des Luftdrucks mit der Höhe



Tagesgang des Luftdrucks in Nordfriesland. Schwarze Kurve zeigt den Luftdruckverlauf. Die blaue Kurve zeigt die Ein-Stunden-Tendenz, die grüne Kurve die Drei-Stunden-Tendenz. Die rote Kurve zeigt die lineare Regression.

vergleichsweise komplexe Schwankung zwischen den einzelnen Monaten. Dabei zeigt sich ein Minimum im April, verantwortlich für den Begriff des Aprilwetters, und vergleichsweise hohe Werte für Mai und September (Altweibersommer).

Luftdruck-Rekorde

Der historische globale Niedrigstwert des Luftdrucks auf Meereshöhe beträgt 869,9 hPa und wurde am 12. Oktober 1979 im Nordwest-Pazifik gemessen (Taifun Tip). Für Deutschland beträgt der Niedrigstwert 908 hPa und wurde am 23. Juli 2007 in Cottbus erfasst. Hierbei handelt es sich wohl aber um einen Messfehler, da Wetterkarten aus Archiven auf keinen derart niedrigen Luftdruck schließen lassen.

Die historisch globalen Maximalwerte auf Meereshöhe wurden mit 1085,7 hPa in Tosontsengel (Mongolei) am 19. Dezember 2001 und 1083,8 hPa am 31. Dezember 1968 am Agata-See (Sibirien 66N/93E) erfasst. Der Rekordhalter für Deutschland ist Berlin mit 1057,8 hPa am 23. Januar 1907.

Der stärkste bis heute gemessene Luftdruckabfall innerhalb von 24 Stunden wurde im Oktober 2005 bei Hurrikan Wilma mit 98 hPa gemessen. Der Kerndruck fiel bis auf 882 hPa. Bei Taifun Forrest wurde im September 1983 im nordwestlichen Pazifik ein Druckabfall von 92 hPa innerhalb von 24 Stunden gemessen.

Luftdruck, Gewicht der Luftsäule

(Werte siehe oben, Punkte „Eigenschaften“ und „Luftdruck-Rekorde“)

Mit $g \approx 10 \frac{\text{m}}{\text{s}^2}$ und $(1\text{Pa} = 1\text{N/m}^2 = 1 \cdot (\text{kg} \cdot \text{m/s}^2) / \text{m}^2 = 0,1\text{kg} \cdot (10\text{m/s}^2) / \text{m}^2 = 0,1 \cdot (\text{kg/m}^2) \cdot g = 10^{-5} \cdot (\text{kg/cm}^2) \cdot g)$ folgt:

Luftdruck: ca. 10^5 N/m^2 Masse der Luftsäule der Erde $\approx 10\text{t/m}^2 \approx 100\text{kg/dm}^2 \approx 1\text{kg/cm}^2$.

86990 Pa (hist. globaler Niedrigstwert) \square m (min) $\approx 8,7 \text{ t/m}^2$

101325 Pa (mittlere Luftdruck) \square m (mittel) $\approx 10,1 \text{ t/m}^2$

108570 Pa (hist. globaler Maximalwert) \square m (max) $\approx 10,9 \text{ t/m}^2$

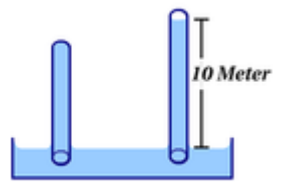
Masse der Luftsäule der Erde besitzt eine Schwankungsbreite von $\approx 2 \text{ t/m}^2$

Experimente und Messung

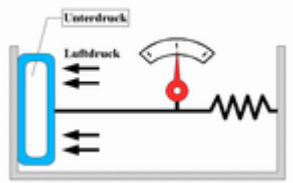
Hauptartikel: Barometer.

Otto von Guericke konnte 1663 den Luftdruck mit den Magdeburger Halbkugeln nachweisen. Dieses waren zwei dicht aneinanderliegende halbe Hohlkugeln, die auch durch entgegen gesetzt ziehende Pferdegespanne, sobald die Luft zwischen den Hohlkugeln evakuiert worden war, nicht mehr voneinander getrennt werden konnten. Nach diesem Prinzip arbeiten auch heute noch Unterdruckkabinen.

Ein anderes Experiment, das auch zur genauen Messung verwendet werden kann, ist ein einseitig verschlossenes und mehr als zehn Meter langes Glasrohr. Es wird zu erst horizontal in ein Wassergefäß gelegt, so dass die Luft entweicht. Richtet man es mit der Öffnung unter Wasser und der verschlossenen Seite nach oben auf, so stellt sich eine maximale Höhe ein, bis zu der sich der Wasserspiegel, durch den auf der umliegenden Wasseroberfläche lastenden Luftdruck, empordrücken lässt. Dieses sind etwa zehn Meter, bei hohem Luftdruck mehr, bei niedrigem Luftdruck weniger. Im Hohlraum ist dann beinahe ein Vakuum, das allerdings durch etwas Wasserdampf „verunreinigt“ ist. Man bezeichnet dieses als ein Flüssigbarometer, wobei Evangelista Torricelli stattdessen Quecksilber nutzte, das bereits nach 760 mm abreißt und kaum verdampft. Ein anderes Instrument zur Luftdruckmessung nach diesem Prinzip ist das Goethe-Barometer.



Heute werden meistens Dosen-Barometer verwendet, die eine sogenannte Vidie-Dose oder einen Stapel derartiger Dosen enthalten. Dabei handelt es sich um einen dosenartigen Hohlkörper aus dünnem Blech, der mit einem Zeiger verbunden ist. Steigt der Luftdruck, so wird die Dose zusammengedrückt, der Zeiger bewegt sich. Damit die Messung unabhängig von der Temperatur ist, befindet sich in der Dose ein Vakuum, da sich darin befindliche Luft bei Erwärmung ausdehnen würde. Trotzdem gibt es temperaturabhängige Messfehler. Um diese klein zu halten, werden Legierungen mit einem geringen Wärmeausdehnungskoeffizienten verwendet.



Eine weitere Möglichkeit den Luftdruck zu erfassen, bietet ein Sturmglassbarometer, das sich die temperatur- und luftdruckabhängigen Kristallisationseigenschaften von Campher zunutze macht.

Bedeutung

Meteorologie

Regionale Schwankungen des Luftdruckes sind maßgeblich an der Entstehung des Wetters beteiligt, weshalb der Luftdruck in Form von Isobaren auch das wichtigste Element in Wetterkarten darstellt. Für die Wettervorhersage von Bedeutung ist der Luftdruck auf einer fest definierten Höhe in der Erdatmosphäre, die so gewählt ist, dass keine Störungen des Drucks durch Gebäude oder kleinräumige Geländeformen zu erwarten sind, also ohne eine Beeinträchtigung durch Reibung des Luftstromes am Boden in der sogenannten freien Atmosphäre. Eine Messung, die sich auf die Höhe der Erdoberfläche über Normalnull bezieht (sogenannter absoluter Luftdruck), würde in die Fläche übertragen eher die Topografie des Geländes als die tatsächlichen Schwankungen des Luftdrucks wiedergeben. Um dieses auszugleichen und die Werte damit vergleichbar zu machen, bedient man sich einer Reduktion auf Meereshöhe (sogenannter relativer Luftdruck). Für das Wettergeschehen in Bodennähe sind vor allem die dortigen Unterschiede des Luftdrucks von Interesse. Sie führen zur Entstehung von Hoch- und Tiefdruckgebieten. Zwischen ihnen setzt der Wind als Ausgleichsströmung ein.

Luftfahrt

Der Luftdruck spielt in der Luftfahrt eine große Rolle, da die üblichen Höhenmesser im Prinzip Barometer sind. Die Flughöhe des Luftfahrzeugs wird also über den dort herrschenden statischen Luftdruck nach der barometrischen Höhenformel bestimmt (siehe Luftdruckmessung in der Luftfahrt). Ein unerwartet niedriger örtlicher Luftdruck kann dem Piloten eine zu große Höhe vortäuschen und damit zu gefährlichem Niedrigflug verleiten (Merksatz: „Von Hoch nach Tief geht schief“), daher muss vor und ggfs. auch während eines Fluges der Höhenmesser auf den aktuell am Boden herrschenden Luftdruck eingestellt werden.

Ab einer bestimmten *Übergangshöhe* oder *Transition Altitude* (s. Hauptartikel Flughöhe) werden alle Höhenmesser auf den Standarddruck von 1013,25 hPa eingestellt. Die Anzeige hat dann zwar keinen festen Bezug mehr zur tatsächlichen Flughöhe, aber da der absolute Messfehler für alle Luftfahrzeuge gleich groß ist, wird das Risiko von Kollisionen aufgrund unterschiedlicher Höhenanzeigen minimiert.

Folgende Luftdruckangaben finden in der Luftfahrt Verwendung:

- QFE: der tatsächliche Luftdruck am Messort; ein auf QFE eingestellter Höhenmesser zeigt die Höhe über dem Messort an.
- QNH: der rückgerechnete Luftdruck auf Meereshöhe und ICAO-Standardatmosphäre (15 °C, 0,65 Grad Temperaturgradient / 100 m); ein auf QNH eingestellter Höhenmesser zeigt die Höhe über Normalnull an.
- QFF: der rückgerechnete Luftdruck auf Meereshöhe unter Berücksichtigung von Ortshöhe, Luftfeuchte, Temperatur und weiterer Faktoren.

Auf Flugplätzen wird überwiegend der QNH-Wert verwendet, während in der Meteorologie der QFF-Wert verwendet wird, um Luftdruckwerte an verschiedenen Orten und Ortshöhen vergleichen zu können.

Die sogenannten *Q-Gruppen* (feste Abkürzungen im Funkverkehr) stammen noch aus der Zeit der drahtlosen Telegraphie (Morse Code).

Schifffahrt

<http://de.wikipedia.org/wiki/Atmosph%C3%A4rendruck>

Luftdrucktendenz

Symbol	Beschreibung
/	Steigend
^	Steigend, dann leicht fallend
└	Steigend, dann stabil
∧	Leicht steigend, dann fallend
✓	Leicht fallend oder stabil, dann steigend
—	Stabil
\	Fallend
∨	Fallend, dann leicht steigend
┘	Fallend, dann stabil

Der Luftdruck spielt in der Schifffahrt eine große Rolle, da rasche Luftdruckänderungen meistens schnelle Wetterveränderungen bewirken.


Ein rasches Fallen des Luftdrucks bedeutet in der Mehrzahl der Fälle Starkwind- oder Sturmgefahr. Die Bedeutung der Luftdruckabnahme pro Zeitraum für eine Windprognose ist jedoch Breitengradabhängig. Fällt der Luftdruck in unseren Breiten um mehr als 1 bis 2 Hektopascal in einer Stunde, gibt es mit hoher Wahrscheinlichkeit Starkwind oder Sturm.


Starker Druckanstieg bedeutet nicht umgekehrt immer rasche Windzunahme.

Siehe auch

- Isobare
- Luftdichte
- Luftdruckgradient
- Schallkennimpedanz
- Winddruck

Weblinks

 **Wiktionary: Luftdruck** – Bedeutungserklärungen, Wortherkunft, Synonyme, Übersetzungen und Grammatik

 **Commons: Luftdruck** – Album mit Bildern, Videos und Audiodateien

Von „<http://de.wikipedia.org/wiki/Luftdruck>“

Kategorien: [Meteorologische Größe](#) | [Aerostatik](#) | [Flugmeteorologie](#) | [Klimatologie](#)

- Diese Seite wurde zuletzt am 9. August 2009 um 22:09 Uhr geändert.
- Der Text ist unter der Lizenz „Creative Commons Attribution/Share Alike“ verfügbar; zusätzliche Bedingungen können anwendbar sein. Siehe die Nutzungsbedingungen für Einzelheiten. Wikipedia® ist eine eingetragene Marke der Wikimedia Foundation Inc.

Vertikalgradient

aus Wikipedia, der freien Enzyklopädie

Als **Vertikalgradient** wird die Veränderung eines Feld- oder Messwertes in vertikaler Richtung bezeichnet. Bei vielen Größen in der Natur tritt die stärkste örtliche Veränderung in der Lotrichtung auf, so dass der Vertikalgradient dem Gradienten selbst entspricht.

In den Geowissenschaften sind die zwei wichtigsten Vertikalgradienten jene der Schwerkraft (= Erdbeschleunigung) und der Lufttemperatur.

Von größerer Bedeutung sind ferner: in der Geophysik die Vertikalgradienten des Magnetfeldes, und in der Meteorologie zusätzlich die Vertikalgradient des Luftdrucks, des Wasserdampfs (Luftfeuchte) und des Niederschlags.

Die Hydrologie modelliert teilweise die vertikalen Änderungen in Gewässern und die Geochemie die Gradienten chemischer Stoffe (z. B. Ozon).

Inhaltsverzeichnis

- 1 Vertikalgradient der Schwerkraft
 - 1.1 Freiluftgradient
 - 1.2 Schwereverlauf im Untergrund
- 2 Vertikalgradient der Lufttemperatur
- 3 Siehe auch
- 4 Weblinks

Vertikalgradient der Schwerkraft

Generell nimmt die Schwerkraft nach oben ab, doch der *Betrag* des Gradienten hängt von den näheren Umständen ab.

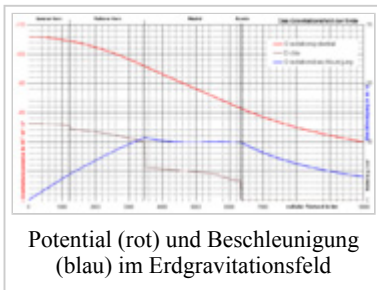
Freiluftgradient

In *freier Luft* - d.h. ohne Anwesenheit von nahen, die Schwerkraft beeinflussenden Massen - nimmt die Schwerkraft mit zunehmender Entfernung von der Erdoberfläche um etwa 0,00031 Gal pro Höhenmeter ab. Unter Annahme eines völlig regelmäßig geformten, festen Erdkörpers beträgt

- der theoretische *Freiluftgradient* 0,3086 mGal/m = 0,00000 3086 s⁻² (siehe auch Hervé Faye). Demnach ist die Erdschwerebeschleunigung in 1000 m Höhe über einem Messpunkt an der Oberfläche um 0,0308 m/s² geringer als am Boden, was pro Kilometer 0,31 Prozent ausmacht.
- Dieser Wert gilt genähert nur über *ebenem* Boden oder über einem frei stehenden Gipfel. Bei unebenem Gelände ist andernfalls noch die topografische Reduktion berücksichtigt werden, die ähnliche Werte erreichen kann.

Schwereverlauf im Untergrund

- In der Erdkruste* beträgt der Schweregradient etwa 0,11 mGal/m - der so genannte Prey-Gradient. Er gilt jedoch nicht unbegrenzt in Richtung Erdinneres, denn in ca. 1000 km Tiefe tritt ein Schweremaximum auf, von dem die Schwerkraft dann fast linear zum Erdmittelpunkt hin abnimmt.
- Eine parallele *Gesteinsplatte* hat - je nach ihrem Material - einen Einfluss von etwa 0,15 bis 0,22 mGal pro Meter Plattendicke. Der genaue Wert hängt von der Gesteinsdichte ab, deren Durchschnitt in der Erdkruste etwa 2,67 g/cm³ beträgt.
- Dies ergibt den sog. Bouguergradient von 0,1967 mGal/m - der exakt für die zwei häufigsten Gesteine Granit und Kalkstein gilt. Dieser Vertikalgradient ist der Standardwert beim rechnerischen "Abheben" von Gesteinsschichten, was in der Geophysik und Geodäsie als Schwerereduktion nach Bouguer (einem französischen Wissenschaftler des 18.Jahrhunderts) bezeichnet wird.



Vertikalgradient der Lufttemperatur

Generell nimmt die Temperatur der Erdatmosphäre bis zur Tropopause (10-15 km Höhe) relativ gleichmäßig ab.

- Der Mittelwert des *allgemeinen Temperaturgradienten* beträgt rund 6° pro Kilometer, doch kann er je nach Wetterlage um einige Grad nach oben und unten schwanken, und manchmal auch für einige 100 Meter nach oben zunehmen (siehe Inversionswetterlage).
- Ein Wert von 6°/km (manchmal auch 6,5°/km) liegt der Standardatmosphäre zugrunde, welche die Basis für Berechnungen in der Meteorologie und in der Luftfahrt bildet. Doch noch zwei weitere Vertikalgradienten sind von Bedeutung:
- Der trockenadiabatische Gradient von rund 10°/km (genauer: 0,97° pro 100 Meter), der die Abkühlung eines rasch aufsteigenden *trockenen* Luftpakets darstellt. Er ändert sich jedoch bei Anwesenheit von Wasserdampf zum
- feuchtadiabatischen Gradienten, der ab dem Taupunkt (bei Wolken- oder Nebelbildung) rund 5°/km beträgt.

Die Unterschiede der genannten 3 Gradienten sind für die Dynamik des Wetters von entscheidender Bedeutung.

Siehe auch

Erdschwerefeld	Erdatmosphäre
<ul style="list-style-type: none">SchweregradientErdschwerebeschleunigung	<ul style="list-style-type: none">TemperaturgradientTemperaturgradient (Meteorologie)

Weblinks

- BKG, Deutsches Schwere-Grundnetz
- TU Clausthal, Magnetisches Dipolfeld

Von „<http://de.wikipedia.org/wiki/Vertikalgradient>“

Kategorien: Atmosphäre | Meteorologische Größe | Geophysik | Geodäsie | Feldtheorie | Satellitenortung

- Diese Seite wurde zuletzt am 30. Juli 2009 um 11:55 Uhr geändert.
- Der Text ist unter der Lizenz „Creative Commons Attribution/Share Alike“ verfügbar; zusätzliche Bedingungen können anwendbar sein. Siehe die Nutzungsbedingungen für Einzelheiten. Wikipedia® ist eine eingetragene Marke der Wikimedia Foundation Inc.

Temperaturgradient (Meteorologie)

aus Wikipedia, der freien Enzyklopädie

In der Meteorologie ist mit dem **Temperaturgradienten** in der Regel die vertikale Änderung der Lufttemperatur in der Troposphäre gemeint, der untersten Schicht der Erdatmosphäre. Er ist allgemein negativ, die Lufttemperatur nimmt also mit der Höhe ab. Im Detail ist das Ausmaß dieses Temperaturabfalls jedoch sehr unterschiedlich und kann sich in Teilbereichen auch in einen Temperaturanstieg umkehren. Der eigentlich messbare und damit statische Umgebungsgradient wird dabei von zwei dynamischen Gradienten unterschieden. In ihrem Zusammenwirken sind sie für die Schichtungsstabilität der Erdatmosphäre verantwortlich. Der weitere Temperaturverlauf oberhalb der Tropopause hat nur noch eine geringe Bedeutung für das Wetter und wird hier daher nicht betrachtet, siehe hierfür die jeweiligen Artikel.

Der Temperaturgradient in der Horizontalen, also vor allem zwischen dem Äquator und den Polen, wird als meridionaler Temperaturgradient bezeichnet und spielt eine wichtige Rolle als Antriebsfaktor der Planetarischen Zirkulation bzw. im Energiehaushalt der Erde.

Inhaltsverzeichnis

- 1 Grundlagen
 - 1.1 Theorie
 - 1.2 Veranschaulichung
- 2 Trockenadiabatischer Temperaturgradient
- 3 Feuchtadiabatischer Temperaturgradient
- 4 Umgebungsgradient
- 5 Literatur

Grundlagen

Theorie

Eng verbunden mit der Änderung der Temperatur in der Vertikalen sind einerseits die durch die Gravitation bedingte Änderung des Luftdrucks (siehe Barometrische Höhenformel) und andererseits Energietransportvorgänge über die fühlbare und latente Wärme, also letztlich ein Übergang thermischer in potentielle Energie. Es handelt sich also um ein Phänomen, das nur auf Basis der Thermodynamik und der kinetischen Gastheorie erklärt werden kann. Als theoretische Grundlage dienen folglich die verschiedenen Gasgesetze. Für einfache Prozesse kann man die allgemeine Gasgleichung als Zustandsgleichung heranziehen, jedoch nur, solange die Luft ein annähernd ideales Verhalten zeigt.

Die Kopplung zwischen Druck und Temperatur hängt von der Zustandsänderung ab. Eine Luftdrucksenkung entspricht dabei einer Höhenzunahme sowie umgekehrt eine Luftdruckerhöhung einer Höhenabnahme.

Für ein Luftpaket, das sich in der Atmosphäre vertikal nach oben oder unten bewegt, handelt es sich dabei um eine isentrope Zustandsänderung, ihm wird also keine Wärme von außen zugeführt oder entzogen und es tritt auch keine Mischung mit der Umgebungsluft ein. Dies ist eine vereinfachende Annahme, die bei dynamischen Gradienten vorausgesetzt werden muss und hier aufgrund der geringen Mischungsfähigkeit sowie der schlechten Wärmeleitungseigenschaften meist in guter Näherung gültig ist. In Bodennähe zeigen sich jedoch die erwärmenden Effekte der Ausstrahlung, hier kann man also generell keinen adiabatischen Prozess veranschlagen. Zu berücksichtigen sind ferner dynamische Prozesse, wie zum Beispiel das Aufgleiten von Warmluft auf Kaltluft, die ebenfalls durch die Annahme eines adiabatischen Prozesses nicht erfasst werden. In der Stratosphäre liegt aufgrund des dortigen Ozons kein adiabatischer Gradient vor. Dies gilt auch ganz allgemein für die höhere Atmosphäre, da das Strahlungsgleichgewicht hier generell dominiert.

Zum Vergleich von Temperaturwerten, die an unterschiedlichen Orten und Höhen gemessen wurden, bedient man sich der potenziellen Temperatur.

Veranschaulichung

Um zu verstehen, warum sich die Temperatur mit zunehmender Höhe ändert, hilft es, sich einen aufsteigenden Wetterballon vorzustellen. In diesem Gedankenexperiment ist es dann notwendig, den Ballon mit Luft zu füllen und etwas weniger realistisch anzunehmen, dass sich dessen Volumen beliebig ändern lässt, dessen Oberfläche also nicht starr ist und sich beliebig ausdehnen und zusammenziehen kann. Es handelt sich folglich um ein scharf begrenztes Luftpaket, das isoliert von seiner Umgebung langsam an Höhe gewinnt. Am Boden wirkt der Luftdruck auf die Ballonhülle und presst diese auf ein bestimmtes Volumen zusammen. Mit zunehmender Höhe nimmt der Luftdruck jedoch ab. Daraufhin dehnt sich der Ballon aus, bis sein Innendruck dem der Umgebung entspricht (nach dem Gesetz von Boyle-Mariotte ist das Produkt von Druck und Volumen konstant). Obwohl dem Ballon weder Energie zu- noch abgeführt wurde, er also noch denselben Energiegehalt hat, hat sich die Temperatur der Luft im Ballon jetzt verändert. Wie kommt das?

Betrachten wir dazu die physikalische Größe "Temperatur". Die Temperatur ist, neben dem individuellen Gefühl eines jeden Menschen dafür, nichts anderes als ein makroskopisches Maß für die mittlere Bewegungsenergie der Atome und Moleküle in einer Volumeneinheit. Aus ihr kann die thermische Energie der Luft berechnet werden, die der physikalisch-thermische Anteil der inneren Energie der Luft ist.

Mit der Ausdehnung des Ballons hat sich zugleich auch die Dichte der Luft in ihm verändert, es sind also weniger Teilchen pro Volumeneinheit im Ballon. Damit sinkt aber auch die Bewegungsenergie pro Volumeneinheit, das heißt die Temperatur der Luft im Ballon. Eine Änderung des Luftdrucks bewirkt daher auch immer eine Änderung der Temperatur.

Die Änderung von Temperatur und Druck können selbst wieder Auswirkungen auf die Gase haben, denn diese kommen nur unter bestimmten Bedingungen als Gase vor. Dies zeigt sich beim Wasserdampf, denn nur er kann unter atmosphärischen Bedingungen zu flüssigem Wasser kondensieren oder zu Eis resublimieren. Da die dabei freiwerdende Wärme einen Einfluss auf die Temperatur hat, unterscheidet man zwischen trocken- und feuchtadiabatischen Temperaturgradienten.

Trockenadiabatischer Temperaturgradient

Der **trockenadiabatische Temperaturgradient** (Abkürzung **DALR** nach engl. *dry adiabatic lapse rate*) gilt für adiabatisch-reversible und damit isentrope Bedingungen, ohne dass es zu Änderungen des Aggregatzustands kommt. Er beträgt 9,81 Kelvin bzw. Grad Celsius je einem Kilometer Höhe und wird für Höhenänderungen eines Luftpaketes verwandt, solange die relative Luftfeuchtigkeit unter 100 % Prozent bleibt, also keine Unterschreitung des Taupunkts und folglich Kondensation erfolgt. Als Vereinfachung veranschlagt man meist einen Gradienten von einem Kelvin je hundert Meter. Von großer Bedeutung ist, dass dieser Wert abgesehen von kleinen Schwankungen durch Unterschiede in der Luftzusammensetzung konstant bleibt, die Ab- bzw. Zunahme der Temperatur also linear verläuft.

Die Herleitung des Gradienten basiert dem Ersten Hauptsatz der Thermodynamik (1.1.) sowie der Annahme eines idealen Gases mit einer hier zur Vereinfachung veranschlagten Stoffmenge von einem Mol. Dies bedingt, dass die innere Energie U als Funktion der Temperatur T bei konstantem Volumen V geschrieben werden kann (1.2.).

$$dU = dQ + dW = dQ - p \cdot dV \quad (1.1.)$$

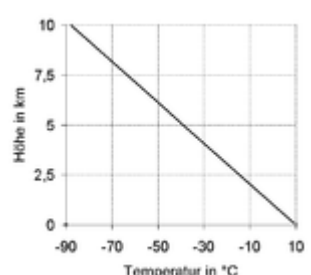
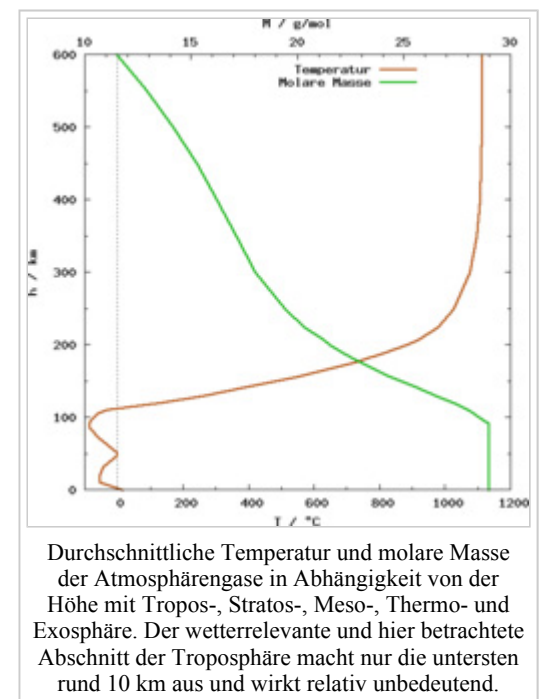
$$dU = C_V \cdot dT \quad (1.2.)$$

Dabei ist C_V die spezifische Wärmekapazität der Luft bei konstantem Volumen. Daraufhin setzt man die beiden Beziehung gleich (2.1.). Lässt man die thermische Zustandsgleichung idealer Gase in differentieller Form einfließen (2.2.), so erhält man nach Umformung und Gleichsetzung den Ausdruck 2.3.

$$dQ = p \cdot dV + C_V \cdot dT \quad (2.1.)$$

$$p \cdot dV + V \cdot dp = R \cdot dT \quad (2.2.)$$

$$dQ = -V \cdot dp + C_p dT \quad (2.3)$$



C_p ist hier die molare Wärmekapazität der Luft bei konstantem Druck und mit C_V über die Beziehung $C_p = C_V + R$ verknüpft. Durch die Elimination von V über die Beziehung $V = R \cdot T/p$ (allgemeine Gasgleichung) erhält man nun 2.4.

$$dQ = -R \cdot T \cdot \frac{dp}{p} + C_p \cdot dT \quad (2.4)$$

Für adiabatische Prozesse gilt dabei $dQ=0$, was die Gleichung weiter vereinfacht und mit einer kleinen Umstellung zu Gleichung 2.5. führt.

$$\frac{dp}{p} = \frac{C_p \cdot dT}{R \cdot T} \quad (2.5.)$$

Diese Gleichung kann nun mit der Barometrischen Höhenformel (3.1.) gleichgesetzt werden, wobei dh für die Höhenänderung steht. Durch Kürzen und Umformen entsteht Gleichung 3.2.

$$\frac{dp}{p} = -\frac{g \cdot M}{R \cdot T} dh \quad (3.1)$$

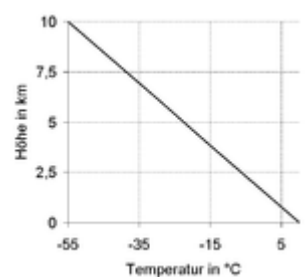
$$C_p \cdot dT = -M \cdot g \cdot dh \quad (3.2.)$$

Löst man die Gleichung 3.2. nach dem Temperaturgradienten dT/dh auf und setzt für die molare Masse M der Luft 28,97 g/mol, für die spezifischen Wärmekapazität der Luft bei konstantem Druck C_p 28,97 J/(K·mol) und die Fallbeschleunigung $g = 9,81 \text{ m/s}^2$ ein, so erhält man den trockenadiabatischen Temperaturgradienten mit -0,00981 K/m. Als Symbol für den negativen trockenadiabatischen Gradienten mit dadurch positivem Zahlenwert wird Γ verwendet.

Bei obigen Werten handelt es sich um jene der trockenen Luft, der recht variable Anteil des Wasserdampfs mit etwas anderen Stoffwerten wird also meist vernachlässigt. Bezieht man ihn in Form einer spezifischen Luftfeuchtigkeit von 0,01 mit ein, was ein recht typischer Wert ist, der als Durchschnitt gelten kann, so zeigt sich ein um 0,86 % niedrigerer Temperaturgradient. Unter der Voraussetzung, dass keine Kondensation auftritt, ist der Einfluss des Wasserdampfs also recht gering.

Feuchtadiabatischer Temperaturgradient

Für den **feuchtadiabatischen Temperaturgradienten** (Abkürzung **MALR** oder **SALR** nach engl. *moist* bzw. *saturated adiabatic lapse rate*) gelten zwar ebenfalls adiabatische Bedingungen, doch dabei ausdrücklich für den Fall, dass eine Kondensation von Wasserdampf auftritt. Die im gasförmigen Aggregatzustand enthaltene Kondensationswärme (latente Wärme) von 2257 kJ/kg wird dadurch frei und erhöht die fühlbare Wärmeenergie der Luft. Der trockenadiabatische Temperaturgradient wird durch diese zusätzliche Energiezufuhr abgeschwächt. Wie stark diese Abschwächung des DALR ist, hängt von der Temperatur ab, denn je höher diese ist, desto größer ist auch der Anstieg der Sättigungsdampfdruckkurve, und desto mehr Wasserdampf kondensiert folglich auch pro Kelvin Abkühlung, d. h. desto mehr fühlbare Wärmeenergie wird pro Kelvin Abkühlung frei. Bei hohen Temperaturen kann er daher unter 4 K/km betragen, bei einer Temperatur von -40 °C mit 9 K/km aber auch dem trockenadiabatischen Gradienten recht nahe kommen. In der rechten Abbildung ist ein idealisierter Temperaturverlauf mit einem konstanten Gradienten von 6,5 °C dargestellt, was dem mitteleuropäischen Durchschnitt entspricht.



Umgebungsgradient

Der Umgebungsgradient, meist als **geometrischer Temperaturgradient** bezeichnet, stellt den eigentlichen Temperaturverlauf der Atmosphäre dar, so wie er von Radiosonden gemessen werden kann. Durch eine Vielzahl diabatischer, advektiver und konvektiver Prozesse kann er erheblich von den Modellvorstellungen eines trocken- oder feuchtadiabatischen Gradienten abweichen und auch deutlich um seinen eigenen Mittelwert streuen. Einen Gradienten, der größer ist als der trockenadiabatische, bezeichnet man dabei als überadiabatisch sowie dementsprechend einen niedrigeren Gradienten als unteradiabatisch. Als Symbol für den negativen geometrischen Gradienten mit dadurch positivem Zahlenwert wird γ verwendet.

Betrachtet man die gesamte Troposphäre, herrschen in unterschiedlichen Höhen zudem oft völlig unterschiedliche Gradienten, wobei sich in der Regel eine für die jeweilige Wetterlage charakteristische Abfolge einstellt. Auch eine Umkehr des Gradienten in Form einer Inversion ist dabei möglich. Aus den Unterschieden, die sich zu einem Luftpaket ergeben, das adiabatisch über dynamische Gradienten erwärmt oder abgekühlt wird, leitet sich die Schichtungsstabilität der Erdatmosphäre ab.

Literatur

- Roedel W. (2000): *Physik unserer Umwelt: Die Atmosphäre*. 3. Aufl. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York. ISBN 3-540-67180-3
- Häckel H. (1999): *Meteorologie*. 4. Aufl. Ulmer Verlag, Stuttgart; UTB 1338; 448 S. ISBN 3825213382

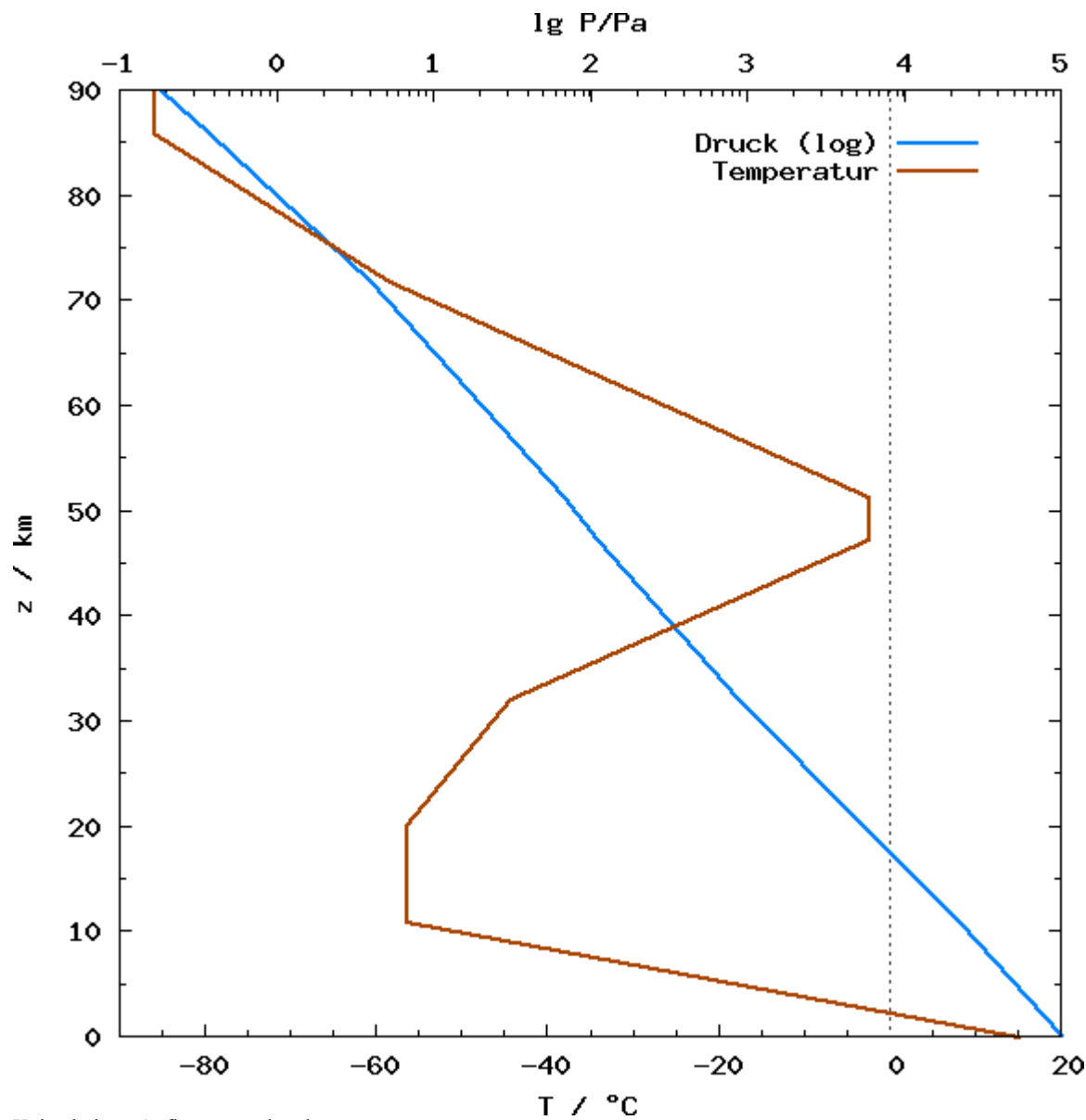
Von „[Kategorien: Meteorologische Größe | Atmosphäre | Flugmeteorologie](http://de.wikipedia.org/wiki/Temperaturgradient_(Meteorologie)“</p>
</div>
<div data-bbox=)

- Diese Seite wurde zuletzt am 14. Januar 2009 um 00:11 Uhr geändert.
- Der Text ist unter der „Creative Commons Attribution/Share-Alike“-Lizenz verfügbar; zusätzliche Bedingungen können anwendbar sein. Siehe die Nutzungsbedingungen für Einzelheiten. Wikipedia® ist eine eingetragene Marke der Wikimedia Foundation Inc.

Datei:Standardatmosphäre 1976 90km.png

aus Wikipedia, der freien Enzyklopädie

- Datei
- Dateiversionen
- Dateiverwendungen



Keine höhere Auflösung vorhanden.
Standardatmosphäre 1976 90km.png (577 × 594 Pixel, Dateigröße: 6 KB, MIME-Typ: image/png)



Diese Datei und die Informationen unter dem roten Trennstrich werden aus dem zentralen Medienarchiv Wikimedia Commons eingebunden.



[Zur Beschreibungsseite auf Commons](#)

- Beschreibung: Temperatur- und Druckprofil der Standardatmosphäre 1976 bis 90 km Höhe. Zwecks Kompaktheit wurde der Logarithmus des Druckes angegeben; die Einteilung der Skalen-Teilstriche ermöglicht jedoch ein schnelles Ablesen des tatsächlichen Druckes; dabei hat der Teilstrich unter der Zahl n den Wert $1 \cdot 10^n$, der darauffolgende den Wert $2 \cdot 10^n$ usw.
- Quelle: Mit Gnuplot erzeugt nach Daten von [1] mit Hilfe der barometrischen Höhenformel für linear interpolierte Temperaturprofile.
- Erzeuger: SiriusB

Source: German wikipedia, original upload 22. Aug 2004 by SiriusB

Diese Datei wurde unter der GNU-Lizenz für freie Dokumentation veröffentlicht.

Es ist erlaubt, die Datei unter den Bedingungen der GNU-Lizenz für freie Dokumentation, Version 1.2 oder einer späteren Version, veröffentlicht von der Free Software Foundation, zu kopieren, zu verbreiten und/oder zu modifizieren. Es gibt keine unveränderlichen Abschnitte, keinen vorderen Umschlagtext und keinen hinteren Umschlagtext.



Afrikaans | Aragonés | العربية | Asturianu | Беларуская | Беларуская (тарашкевіца) | Български | বাংলা | Български | Brezhoneg | Bosanski | Català | Cebuano | Česky | Dansk | Deutsch | Ελληνικά | English | Esperanto | Español | Eesti | Euskara | فارسی | Suomi | Français | Gaeilge | Galego | עברית | Hrvatski | Magyar | Bahasa Indonesia | Ido | Íslenska | Italiano | 日本語 | ייִדיש | 한국어 | Kurdî | كوردی | Latina | Lëtzebuergesch | Lietuvių | Македонски | Bahasa Melayu | Nnapulitano | Plattdäitsch | Nederlands | Norsk (nynorsk) | Norsk (bokmål) | Occitan | Polski | Português | Română | Русский | Slovenčina | Slovenščina | Shqip | Српски / Srpski | Svenska | Kiswahili | తెలుగు | Tagalog | Türkçe | Українська | اردو | Tiếng Việt | Volapük | Yorùbá | 中文 | 文言 | 中文(简体) | 中文(繁體) | +/-

Wenn diese Datei die Kriterien zur Neulizenzierung erfüllt, kann sie auch unter der Lizenz Creative Commons Namensnennung-Weitergabe unter gleichen Bedingungen 3.0 weitergenutzt werden.

Der Status der Relizenzierung dieser Datei wurde noch nicht überprüft. Du kannst helfen.



Català | Česky | Deutsch | English | Español | Eesti | Français | עברית | Hrvatski | 日本語 | 한국어 | Lietuvių | Македонски | Occitan | Português | Română | Русский | తెలుగు | +/-

Dateiversionen

Klicke auf einen Zeitpunkt, um diese Version zu laden.

(Neueste | Älteste) Zeige (nächste 50) (vorherige 50) (20 | 50 | 100 | 250 | 500)

	Version vom	Maße	Benutzer	Kommentar
aktuell	06:54, 28. Aug. 2005	577×594 (6 KB)	Saperaud	(*Beschreibung: Temperatur- und Druckprofil der Standardatmosphäre 1976 bis 90 km Höhe. Zwecks Kompaktheit wurde der Logarithmus des Druckes angegeben; die Einteilung der Skalen-Teilstriche ermöglicht jedoch ein schnelles Ablesen des tatsächlichen Druck)

Dateiverwendungen

Die folgenden 3 Seiten verwenden diese Datei:

- Luftdruck
- Erdatmosphäre
- Normatmosphäre

Von „http://de.wikipedia.org/wiki/Datei:Standardatmosph%C3%A4re_1976_90km.png“

Erdatmosphäre

aus Wikipedia, der freien Enzyklopädie

Die **Erdatmosphäre** (von griechisch ἀτμός, *atmós* „Dampf, Dunst, Hauch“ und σφαῖρα, *sphaira* „Kugel“), die Atmosphäre der Erde, ist die gasförmige Hülle oberhalb der Erdoberfläche. Sie stellt eine der Geosphären dar und ihr Gasgemisch ist durch einen hohen Anteil an Stickstoff und Sauerstoff und somit oxidierende Verhältnisse geprägt. Eine Darstellung der Konzentration der Atmosphärgase sowie deren Charakteristika bietet der Artikel **Luft**.

Inhaltsverzeichnis

- 1 Zusammensetzung
- 2 Entwicklung
- 3 Aufbau und Gradienten
 - 3.1 Grenze zum Weltraum
- 4 Erforschung
- 5 Siehe auch
- 6 Literatur
- 7 Weblinks
- 8 Quellen

Zusammensetzung

Die bodennahen Schichten bis in etwa 90 km Höhe haben eine recht gleichförmige Zusammensetzung, weshalb dieser Abschnitt auch als Homosphäre bezeichnet wird. Was wir als Luft bezeichnen, besteht im Wesentlichen aus 78,084 % Stickstoff, 20,946 % Sauerstoff, 0,934 % Argon und anderen Edelgasen. Der Kohlendioxid-Gehalt (CO₂) beträgt nur 0,038 %, ist aber nach dem Wasserdampf der wichtigste Verursacher des natürlichen Treibhauseffektes, ohne den es auf der Erde bedeutend kälter wäre.^[1] Im Jahr 2006 stieg er laut Weltorganisation für Meteorologie (WMO) von 379 auf 381 ppm (parts per million), die höchste Kohlendioxid-Konzentration, die je gemessen wurde.^[2] Zudem befinden sich in der Atmosphäre zahlreiche andere Gase, die sog. Spurengase. Dazu gehören Methan, Ozon, Fluorchlorkohlenwasserstoffe, Schwefeldioxid und Stickstoffverbindungen. Hinzu kommen noch kleine, feste Teilchen, die sog. Aerosole.

Die oberen Schichten bestehen aus sehr dünnem Gas, das nicht mehr in Molekülen, sondern in Atomen und Ionen vorliegt (daher der Name *Ionosphäre*). Dies liegt daran, dass die von der Sonne eingestrahlte hochenergetische Strahlung die Moleküle dissoziiert lässt, die so entstehenden Ionen aber erst nach längerer Zeit auf einen Partner treffen. Ferner kommt es auch zu einer Entmischung der Bestandteile nach ihrer unterschiedlichen molaren Masse, weshalb sich mit zunehmender Höhe leichtere Gase wie Wasserstoff konzentrieren. Diese sind unter Umständen auch in der Lage, in den Weltraum zu entweichen, was sich jedoch aufgrund der extrem dünnen Atmosphäre in diesen Höhen und den dadurch sehr geringen Masseverlusten mit dem Eintrag beispielsweise durch den Sonnenwind ausgleicht.

Für die Entstehung des Wetters ist neben der Energiezufuhr durch die Sonneneinstrahlung hauptsächlich der Gehalt an Wasserdampf verantwortlich. Dieser kommt in wechselnder Konzentration von 0 % Vol. bis etwa 4 % Vol. in der Luft vor.

Entwicklung

Hauptartikel: Entwicklung der Erdatmosphäre

Die Entwicklung der Erdatmosphäre ist ein Teil der chemischen Evolution der Erde und zudem ein wichtiges Element der Klimageschichte. Sie wird heute in vier wesentliche Entwicklungsstufen unterschieden.

Am Anfang stand die Entstehung der Erde vor etwa 4,56 Milliarden Jahren. Dabei verfügte sie schon sehr früh über eine vermutlich aus Wasserstoff (H₂) und Helium (He) bestehende Gashülle, die jedoch wieder verloren ging.

Durch die langsame Abkühlung der Erde und den dabei auftretenden Vulkanismus kam es zu einer umfangreichen Ausgasung aus dem Erdinneren. Die dadurch erzeugte Atmosphäre bestand zu etwa 80 % aus Wasserdampf (H₂O), zu 10 % aus Kohlendioxid (CO₂) und zu 5 bis 7 % aus Schwefelwasserstoff. Dabei handelt es sich um eben jene Produkte des Vulkanismus, wie wir sie auch heute noch beobachten können. Der hohe Anteil des Wasserdampfs erklärt sich dadurch, dass die Atmosphäre zu diesem Zeitpunkt noch zu warm war, um Niederschläge bilden zu können. Es gab also noch keine Gewässer auf der Erde. Der eigentliche Ursprung des Wassers ist umstritten.

Nachdem die Temperatur der Atmosphäre unter den Siedepunkt des Wassers fiel, kam es zu einem extrem langen Dauerregen, nach dessen Ende sich die Ozeane gebildet hatten und dementsprechend die anderen Atmosphärgase relativ zum Wasserdampf angereichert wurden.

Die hohe UV-Einstrahlung bedingte eine photochemische Zerlegung der Wasser-, Methan- und Ammoniakmoleküle, wodurch sich Kohlenstoffdioxid und Stickstoff relativ anreicherten. Die leichten Gase wie Wasserstoff oder Helium verflüchtigten sich in den Weltraum. Kohlenstoffdioxid wurde in großen Mengen in den Ozeanen gelöst und von C-autotrophen Mikroorganismen zum Teil verbraucht. Unverändert blieb der inerte Stickstoff. Dieser wurde mit der Zeit weiter relativ angereichert und bildete vor etwa 3,4 Milliarden Jahren den Hauptbestandteil der Atmosphäre.

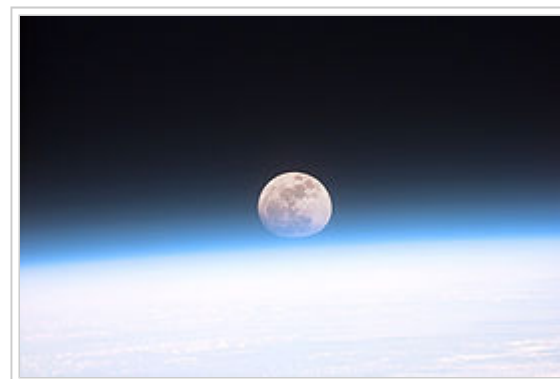
Der Sauerstoff O₂ spielt die Hauptrolle bei der weiteren Entwicklung zur heutigen Atmosphäre. Oxygen photosynthetisch aktive Cyanobakterien führten als C-Autotrophe zu einem weiteren Absinken der Kohlenstoffdioxidkonzentration, bildeten aber vor allem (möglicherweise schon vor etwa 3,5 Milliarden Jahren beginnend) Sauerstoff. Die Sauerstoffkonzentration der Atmosphäre blieb jedoch zunächst gering, weil der gebildete Sauerstoff in den Ozeanen bei der Oxidation von Eisen(II)-Ionen und Schwefelwasserstoff verbraucht wurde. Erst vor etwa zwei Milliarden Jahren begann Sauerstoff in die Atmosphäre zu entweichen, nämlich als die mit Sauerstoff reagierenden Stoffe knapp wurden. Vor einer Milliarde Jahren überstieg die Sauerstoffkonzentration der Atmosphäre drei Prozent, wodurch sich im Verlauf der nächsten 400 Millionen Jahre allmählich eine erste Ozonschicht bilden konnte. Vor 500–600 Millionen Jahren stieg der Sauerstoffgehalt, bedingt durch das erste massenhafte Auftreten von Landpflanzen, rapide an und erreichte vor 350 Millionen Jahren erstmals das heutige Niveau. Nach mehreren starken Schwankungen während des Erdmittelalters pendelte sich der Luftsauerstoff schließlich auf den heutigen Wert von 21 % ein.

Aufbau und Gradienten

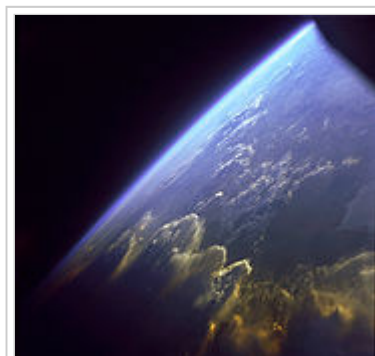
Die Erdatmosphäre weist eine Masse von etwa 5,15 · 10¹⁸ kg auf und teilt sich in Bezug auf ihren Temperaturverlauf in mehrere Schichten ein:

- Die Troposphäre von 0 km (Gebirge, Stratosphärendurchbruch) bis zwischen 7 km (Polargebiete) und 17 km (Tropen), begrenzt durch die Tropopause,
- die Stratosphäre von zwischen 7 und 17 km bis 50 km, begrenzt durch die Stratopause,
- die Mesosphäre von 50 km bis zwischen 80 und 85 km, begrenzt durch die Mesopause und
- die Thermosphäre von zwischen 80 und 85 km bis über 640 km.
- die Exosphäre (thermodynamische Definition) von zwischen 500 und 1000 km bis etwa 10.000 km (in den interplanetaren Raum übergehend).

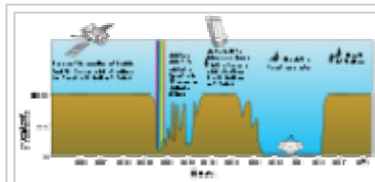
Die Troposphäre wird auch als *untere Atmosphäre*, Stratosphäre und Mesosphäre gemeinsam als *mittlere Atmosphäre* und Thermosphäre und Exosphäre zusammen als *obere Atmosphäre* bezeichnet. Zudem zeigt sich vor allem in der Troposphäre – der Wettersphäre – eine Dynamik innerhalb der Temperaturschichtung, weshalb dort auch die jeweilige Schichtungsstabilität eine große Rolle spielt.



Erdatmosphäre, teilweise vor dem Vollmond. Aufgenommen 1999 aus der Discovery



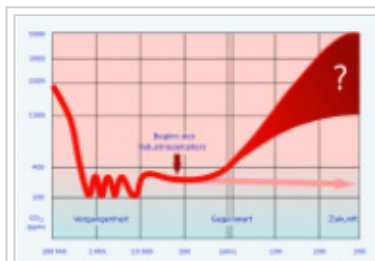
Die Erdatmosphäre aus dem Weltraum betrachtet



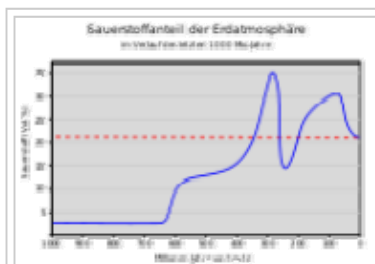
Undurchlässigkeit der Erdatmosphäre für EM-Strahlung nach Frequenz



Der Vulkanismus als wesentlicher Einflussfaktor der Atmosphärenentwicklung



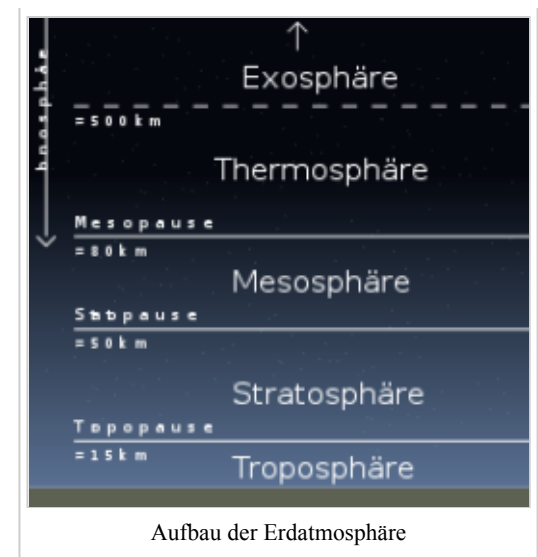
Entwicklung des CO₂-Gehaltes in der Atmosphäre schematisch dargestellt für die letzten 100 Millionen Jahre mit einer Prognose für die nächsten 300 Jahre



Entwicklung des O₂-Gehaltes in der Atmosphäre während der letzten Jahrmilliarde

Diese Gliederung gibt nur eine grobe Einteilung wieder und es ist auch möglich, die Atmosphäre nicht nach dem Temperaturverlauf, sondern nach anderen Gesichtspunkten zu gliedern, wie

- dem radio-physikalischen Zustand der Atmosphäre:
 1. Ionosphäre (in der Thermosphäre eingelagert)
 2. Plasmasphäre (>1000 km, vollständige Ionisation aller Teilchen)
 3. Magnetosphäre
- nach den physiko-chemischen Prozessen
 1. Ozonosphäre / Ozonschicht (16–50 km)
 2. Chemosphäre (20–600 km)
- der Lebenszone
 1. Biosphäre (0–20 km)
- dem Durchmischungsgrad
 1. Homosphäre (0–100 km)
 2. Homopause (Turbopause) (100–120 km)
 3. Heterosphäre (>120 km)
 4. Exobase (~700 km - mittlere freie Weglänge so groß, dass Teilchen beginnen die Fluchtgeschwindigkeit zu erreichen)
 5. Exosphäre (>700 km)
- dem aerodynamischen Zustand
 1. Prandtl-Schicht (etwa 0–50 m)
 2. Ekman-Schicht (etwa 50–1000 m)
 3. Prandtl-Schicht + Ekman-Schicht = Planetare Grenzschicht (Peplosphäre)
 4. Freie Atmosphäre (>1 km)



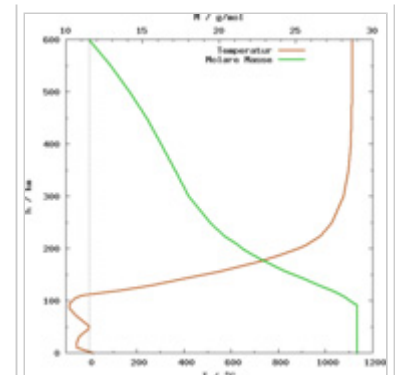
Grenze zum Weltraum

Der Übergang zwischen Exosphäre und Weltraum ist kontinuierlich und man kann daher keine scharfe Obergrenze der Erdatmosphäre ziehen.

Seitens der Fédération Aéronautique Internationale wird daher die Homopause bzw. eine Höhe von rund 100 km (Kármán-Linie) als Grenze angesehen. Diese Definition ist international weitestgehend anerkannt, wenn sie auch keine uneingeschränkte Gültigkeit besitzt. So wird zum Beispiel von der NASA die Mesopause (etwa 80 km) als Grenze definiert.

Erforschung

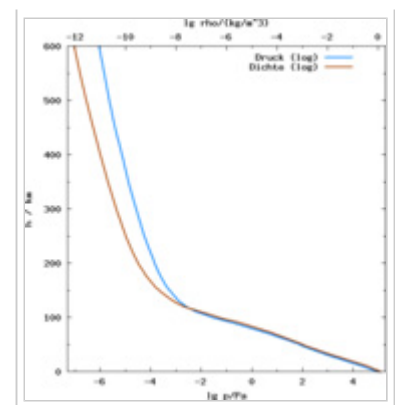
Die untere Atmosphäre, insbesondere die Troposphäre, ist das Forschungsfeld der Meteorologie, wohingegen die mittlere und obere Atmosphäre (Stratosphäre, Mesosphäre) in den Bereich der Aerologie gehören. Messungen erfolgen in Bodennähe mit dem vollen Spektrum der meteorologischen Messgeräte. In der Höhe, besonders in Bezug auf Höhenprofile, stellen Radiosonden, meteorologische Raketen, Lidars, Radars und Wetter- beziehungsweise Umweltsatelliten die wichtigsten Messverfahren dar. In der Zukunft werden voraussichtlich auch Höhenplattformen wie das High Altitude and Long Range Research Aircraft eine größere Rolle spielen.



Durchschnittliche Temperatur und molare Masse in Abhängigkeit von der Höhe

Siehe auch

- Schichtungsstabilität der Erdatmosphäre, Entwicklung der Erdatmosphäre
- Ozonschicht, Luft, Luftfeuchtigkeit
- Kohlenstoffkreislauf, Erdmagnetfeld
- Temperaturgradient, Temperaturgradient (Meteorologie), Vertikalgradient
- Geosphäre



Durchschnittlicher Luftdruck und Luftdichte in Abhängigkeit von der Höhe

Literatur

- Helmut Kraus: *Die Atmosphäre der Erde - eine Einführung in die Meteorologie*. Springer, Berlin 2004, ISBN 3-540-20656-6
- Kshudiram Saha: *The earth's atmosphere - its physics and dynamics*. Springer, Berlin 2008, ISBN 978-3-540-78426-5
- Mark Z. Jacobson: *Fundamentals of atmospheric modeling*. Cambridge Univ. Press, Cambridge 2005, ISBN 0-521-54865-9
- C. N. Hewitt: *Handbook of atmospheric science - principles and applications*. Blackwell, Malden, Mass., 2003, ISBN 0-632-05286-4
- Kristian Schlegel: *Vom Regenbogen zum Polarlicht - Leuchterscheinungen in der Atmosphäre*. Spektrum, Akad. Verl., Heidelberg 2001, ISBN 3-8274-1174-2
- Edmond Murad, Iwan P. Williams: *Meteors in the earth's atmosphere - meteoroids and cosmic dust and their interactions with the earth's upper atmosphere*. Cambridge Univ. Press, Cambridge 2002, ISBN 0-521-80431-0

Weblinks

- Erdatmosphäre, Aufbau und Bild
- Atmosphäre – Mesosphäre
- Atmosphärenmodelle des National Space Science Data Center (Englisch)

Quellen

1. NASA: *Earth Fact Sheet*
2. Studie: CO2-Konzentration auf Rekordhoch | tagesschau.de

Von „<http://de.wikipedia.org/wiki/Erdatmosph%C3%A4re>“

Kategorien: [Atmosphäre](#) | [Klimatologie](#) | [Umweltschutz](#) | [Flugmeteorologie](#)

- Diese Seite wurde zuletzt am 2. August 2009 um 22:09 Uhr geändert.
- Der Text ist unter der Lizenz „Creative Commons Attribution/Share Alike“ verfügbar; zusätzliche Bedingungen können anwendbar sein. Siehe die Nutzungsbedingungen für Einzelheiten. Wikipedia® ist eine eingetragene Marke der Wikimedia Foundation Inc.

Tropopause

aus Wikipedia, der freien Enzyklopädie

Die **Tropopause** (von griechisch *tropé* „Wendung, Kehre“ und *pauein* „beenden“) ist die wichtigste Grenzschicht der Erdatmosphäre und liegt in den mittleren Breiten durchschnittlich zehn bis zwölf Kilometer hoch. Sie ist durch eine deutliche Änderung im Temperaturverlauf charakterisiert und trennt die vom Wetter geprägte Troposphäre von der darüber liegenden ruhigeren Stratosphäre.

Knapp unterhalb liegt die so genannte Nullschicht, in der es kaum noch Vertikalbewegung gibt und diese weitgehend in horizontale, ausgleichende Winde zwischen Tief- und Hochdruckgebieten übergeht. Diese Winde werden Strahlströme (engl. *jet streams*) genannt und können in relativ schmalen Bändern oft Windgeschwindigkeiten bis 400 km/h erreichen.

Inhaltsverzeichnis
<ul style="list-style-type: none">1 Markante Grenzschicht oberhalb der Wolken2 Variable Höhe und Temperaturgradient3 Entdeckung4 Menschliche Einflüsse5 Bedeutung für den Planeten6 Weblinks7 Einzelnachweise

Markante Grenzschicht oberhalb der Wolken

Die Tropopause stellt aus geophysikalischem Blickwinkel eine dünne, aber beständig über den ganzen Globus verlaufende Inversions-Schicht dar. Beobachtbar ist sie durch die Verbreiterung manch hoher Gewitterwolken, deren Obergrenzen oft nahe der Tropopause liegen.

Von der Erdoberfläche bis hinauf zur Tropopause sinkt die Lufttemperatur relativ gleichmäßig bis auf etwa -50 oder -60 °C, bleibt aber dann konstant. An dieser Grenzschicht enden konvektive Vorgänge des Wetters, da die Luft in der Stratosphäre stabil geschichtet ist. Die turbulente Durchmischung der Atmosphäre reicht aber noch weit darüber hinaus bis zur Turbopause, also in etwa 100 km Höhe. Da Wasser bei den niedrigen Temperaturen kaum noch als Wasserdampf vorliegt und praktisch ausschließlich konvektiv transportiert wird, bleibt es in der Troposphäre quasi gefangen. Daher ist die Atmosphäre oberhalb der Tropopause sehr trocken und es gibt praktisch keine Wolken mehr, was jedem Flugpassagier eines Jets durch die oft fantastische Fernsicht auffällt. Ausnahmen hiervon bilden zum Beispiel die polaren Stratosphärenwolken. Wegen des fehlenden konvektiven Luftaustausches, der vor allem für Aerosole wichtig ist, macht man sich aber seit längerem Sorgen über die Luftverschmutzung durch den stark zunehmenden Flugverkehr.

Variable Höhe und Temperaturgradient

Die aktuelle Höhenlage der Tropopause an einem Ort hängt vom regionalen Wetter und der Jahreszeit ab. Generell verläuft sie in niedrigen Breiten, also in Äquatornähe, in etwa 15 bis 18 km Höhe, liegt über Mitteleuropa durchschnittlich 10 bis 12 km hoch und sinkt jenseits der Polarkreise auf meist nur 6 bis 8 km Höhe. Diese Werte variieren merklich mit der Jahreszeit, wobei die geringeren Höhen im Winter auftreten (siehe hierzu auch Planetarische Zirkulation).

An der Tropopause ändert sich plötzlich der vertikale Temperaturgradient der Atmosphäre. Während in der Troposphäre die Lufttemperatur mit der Höhe - abgesehen von kleineren Inversionen - um etwa 0,5 bis 0,7 °C pro 100m sinkt (siehe auch Standardatmosphäre und barometrische Höhenformel), bleibt die Temperatur oberhalb der Tropopause zunächst fast konstant bei unter -50 °C. Mit zunehmender Höhe erwärmt sich die Stratosphäre wieder bis auf etwa 0 °C (273,15 K). Die Temperaturerhöhung der hier schon äußerst dünnen Luft wird durch die Absorption der solaren UV-Strahlung (UV C+B) an den Molekülen des stratosphärischen Ozon verursacht (*chem.* O₃). Oberhalb von 15 bis 20 km absorbiert das Ozon fast den gesamten UV-Wellenlängenbereich des Sonnenlichts, obwohl es in dieser Höhe anteilmäßig nur maximal 0,0005 Prozent der Atmosphäregase ausmacht. Dadurch wird die Umgebung erwärmt, manche Luftteilchen werden dissoziiert und in größeren Höhen sogar ionisiert.

Entdeckung

Die Grenzschicht der Tropopause wurde in den Jahren 1901/1902 im Zuge eines spektakulären Ballonaufstiegs auf 10.800 Meter von Reinhard Süring und Arthur Berson entdeckt. Die beiden Ballonfahrer fielen trotz guter Versorgung mit Sauerstoff zwischen 10 und 11 km Höhe in eine tiefe Ohnmacht, zogen aber knapp vorher die lebensrettende Leine zum Sinken. Als der Luftdruck von nur mehr etwa 25 % in rund 6 km Höhe wieder fast 50 % betrug, erwachten sie gleichzeitig, konnten das rasche Absinken 2 km über dem Boden stabilisieren und eine glatte Landung herbeiführen.

Im Mai 1902 publizierten die Meteorologen Richard Aßmann - der Chef der o.e. Ballonfahrer - und Léon-Philippe Teisserenc de Bort *gleichzeitig* über die Existenz einer darüber liegenden Stratosphäre. Der Ballon hatte die Tropopause zwar nicht ganz erreicht, die vorgenommenen Temperaturmessungen bestätigten aber diejenigen eines gleichzeitig aufgestiegenen Registrierballons, der in die Stratosphäre vorgestoßen war. Die Forscher konnten so die nach oben nicht weiter sinkende Lufttemperatur nachweisen.

Das Durchstossen der Tropopause bemerkt man mit einem Flugzeug so gut wie gar nicht. Turbulenzen sind nur in der Nähe von Jet-Streams zu erwarten (siehe Clear Air Turbulence). Darüber erwartet einen aber tiefes Himmelsblau - in dem schon ein kleiner Feldstecher die helleren Sterne zeigt - und kein nennenswertes Wettergeschehen. Nur an einigen heraufragenden „Wolkentürmen“ lässt sich das irdische Wettergeschehen darunter erahnen.

Menschliche Einflüsse

Der stark zunehmende Flugverkehr in Höhe der Tropopause und die lange nachwirkende Emission von unter anderem Fluorchlorkohlenwasserstoffen bedrohen diese bis 1950 fast unberührte Natursphäre. Weil die Ozonschicht eine so markante Trennschicht ist, wird der Luftaustausch zwischen oben und unten verhindert und der Abbau künstlicher Schadstoffe verlangsamt.

Im Zusammenspiel von globaler Erwärmung und dem Ozonabbau, die zu einer ansteigenden Temperatur in der Troposphäre und einer sinkenden Temperatur in der Stratosphäre führen, konnte 2003 eine Verschiebung der Tropopause um mehrere hundert Meter zwischen 1979 und 1999 in die Höhe festgestellt werden.^[1]

Bedeutung für den Planeten

Da nahezu jeglicher Wasserdampf hier durch die Abkühlung abregnet, sind die oberen Atmosphärenschichten relativ trocken. Das verhindert, dass Wasser in die höheren Atmosphäreschichten steigt und dort von der UV-Strahlung gespalten wird. Darüber liegt die Ozonschicht, die darunterliegendes Wasser vor Spaltung schützt.

Daher geht auf der Erde sehr wenig Wasser (Wasserstoff) in die höheren Schichten und wird vom geladenen Sonnenwind in den Weltraum geblasen. Auf der Venus sind die Temperatur-Proportionen höher, daher konnte viel Wasser entweichen (Schwefelsäure hat mit dem höheren Siedepunkt dort die Bedingungen wie Wasser auf der Erde, es regnet in der Tropopause ab, Wasser passiert dort ungehindert). Infolge dessen hat sie einen großen Teil ihres Wassers verloren.

Auch die Erde würde ohne diesen Effekt in relativ kurzer Zeit ihr Wasser verlieren.

Weblinks

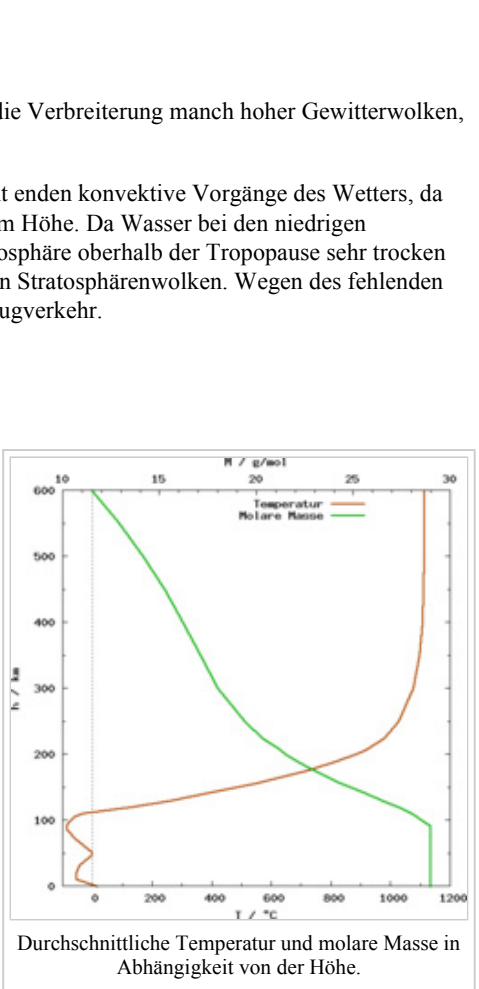
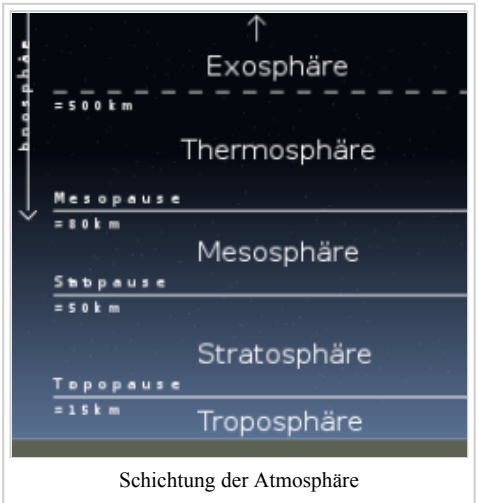
- Berlin, Wiege der Stratosphärenforschung
- Bericht vom Ballonaufstieg

Einzelnachweise

- ↑ B. D. Santer, M. F. Wehner, T. M. L. Wigley et al.: *Contributions of Anthropogenic and Natural Forcing to Recent Tropopause Height Changes*, in: Science, 25. Juli 2003, Vol. 301, Nr. 5632, S. 479 - 483, doi:10.1126/science.1084123

Von „http://de.wikipedia.org/wiki/Tropopause“

Kategorien: Atmosphäre | Geophysik | Umweltschutz



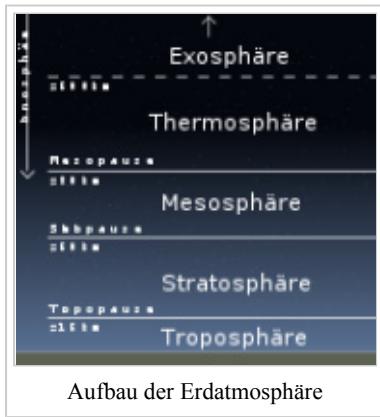
Durchschnittliche Temperatur und molare Masse in Abhängigkeit von der Höhe.

- Diese Seite wurde zuletzt am 6. April 2009 um 09:42 Uhr geändert.
- Der Text ist unter der Lizenz „Creative Commons Attribution/Share Alike“ verfügbar; zusätzliche Bedingungen können anwendbar sein. Siehe die Nutzungsbedingungen für Einzelheiten. Wikipedia® ist eine eingetragene Marke der Wikimedia Foundation Inc.

Stratosphäre

aus Wikipedia, der freien Enzyklopädie

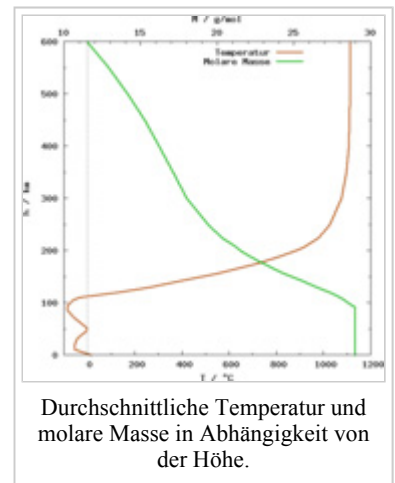
Die **Stratosphäre** [ʃtratoˈsfɛːrə] (von lat. *strātum*, „Decke“ und griech. σφαῖρα *sphaîra*, „Kugel“) ist die zweite Schicht der Erdatmosphäre, sie liegt über der Troposphäre; der Grenzbereich zwischen Stratosphäre und Troposphäre wird als Tropopause bezeichnet, diese liegt in einer Höhe zwischen ungefähr 8 Kilometern an den geographischen Polen und circa 18 km am Äquator. Über der Stratosphäre schließt sich die Mesosphäre an, die Grenze ist die Stratopause in etwa 50 km Höhe.



In der Stratosphäre nimmt die Temperatur im Mittel mit steigender Höhe zu, wobei diese Steigung in der unteren Stratosphäre, bis etwa 20 Kilometer, noch verschwindend gering ist. Diese Temperaturzunahme mit der Höhe unterscheidet die Stratosphäre von den sie einschließenden Luftschichten. Verursacht wird dieser *inverse* Temperaturverlauf hauptsächlich durch das in der Stratosphäre befindliche Ozon, das UV-Strahlung aus dem Sonnenlicht absorbiert und dabei elektromagnetische Strahlung in Wärme umwandelt. Am stärksten ist die Aufheizung im Bereich der Ozonschicht, dort steigt die Temperatur von ca. -60 °C bis auf knapp unter 0 °C an.

Durch die niedrige Temperatur an der Tropopause kondensiert atmosphärischer Wasserdampf dort fast vollständig aus, aus diesem Grund ist die stratosphärische Luft sehr trocken und Wolken bilden sich in der Stratosphäre für gewöhnlich nur unter den extrem kalten Bedingungen der Polarnacht.

In der Stratosphäre lassen sich auch eingeschränkte Wetterphänomene beobachten. Sie ist Teil der Homosphäre. Die Stratosphäre wurde - ebenso wie die Tropopause - im Jahr 1902 von dem französischen Meteorologen Léon-Philippe Teisserenc de Bort und dem Deutschen Richard Aßmann entdeckt. Heutzutage wird sie mit Forschungsflugzeugen wie dem High Altitude and Long Range Research Aircraft und M55(Geophysika) untersucht.



Durchschnittliche Temperatur und molare Masse in Abhängigkeit von der Höhe.

Literatur

- David DeVorkin: *Race to the Stratosphere. Manned Scientific Ballooning in America*, Springer Berlin 1989, ISBN 3-540-96953-5
- Karin Labitzke: *Die Stratosphäre*, Springer Berlin 1998, ISBN 3-540-65000-8

Von „<http://de.wikipedia.org/wiki/Stratosph%C3%A4re>“

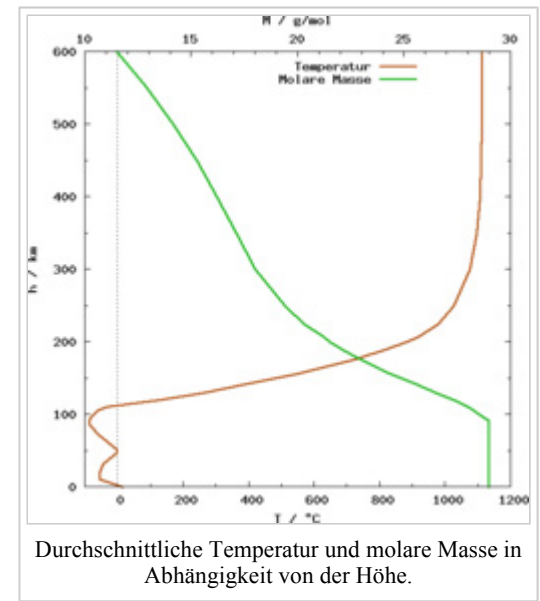
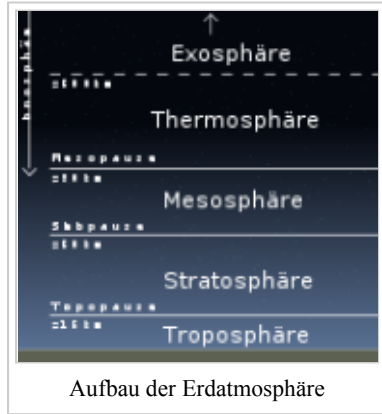
Kategorie: Atmosphäre

- Diese Seite wurde zuletzt am 2. August 2009 um 16:04 Uhr geändert.
- Der Text ist unter der Lizenz „Creative Commons Attribution/Share Alike“ verfügbar; zusätzliche Bedingungen können anwendbar sein. Siehe die Nutzungsbedingungen für Einzelheiten. Wikipedia® ist eine eingetragene Marke der Wikimedia Foundation Inc.

Mesosphäre

aus Wikipedia, der freien Enzyklopädie

Die **Mesosphäre** (von griechisch μέση, *mésē* „Mitte“ und σφαίρα, *sphaíra* „Kugel“) ist die mittlere der fünf Schichten der Erdatmosphäre und Teil von Ionosphäre und Homosphäre.



Sie ist zur Erde hin durch die Stratopause (in etwa 50 km Höhe) von der Stratosphäre und nach oben durch die Mesopause (in 80 bis 90 km Höhe) von der Thermosphäre abgegrenzt. Aufgrund der hier extrem ausgedünnten Luft sowie der Tatsache, dass kaum mehr Ozon vorhanden ist und sich die Absorption der energiereichen UV-Strahlung in der Stratosphäre abspielt, sinkt die Temperatur wieder von etwa 0 °C an der Stratopause mit jahreszeitlichen Schwankungen auf durchschnittlich etwa -90 °C in etwa 80 Kilometer Höhe. Die Temperaturabnahme ist mit rund 3 K/km allerdings erheblich geringer als die in der Troposphäre.

Die Mesosphäre reicht also von ca. 50 km bis in eine Höhe von ca. 85 km. Sie ist als die kalte Schicht bekannt, da hier Temperatur und Luftdruck dramatisch sinken. Da sich diese Sphäre über der Ozonschicht befindet, ist das UV-Licht hier so stark, dass ein menschlicher Körper sich innerhalb kürzester Zeit schwerste Verbrennungen zuziehen würde. Über ihr liegt die Mesopause. Danach bleibt die Temperatur erneut konstant und steigt erst in der Thermosphäre wieder kräftig - je nach Sonnenaktivität - auf bis zu 2.000 °C an. In der Mesosphäre existiert eine Zirkulation vom Sommer- zum Winterpol, die einen Aufwärtstransport von Luftmassen im Bereich des Sommerpols und einen Abwärtstransport im Bereich des Winterpols verursacht. Aufgrund der damit verbundenen adiabatischen Abkühlung und Erwärmung der Luft ist die Mesosphäre im Sommer (ca. 130-150 K) wesentlich kälter als im Winter.

Die chemische Zusammensetzung der Mesosphäre ist wie in der Troposphäre und Stratosphäre recht konstant. Ihre Hauptbestandteile sind Stickstoff, Sauerstoff, Argon und Kohlendioxid. Die Mesosphäre gehört damit zur Homosphäre. Wenn Meteore auf die Erde stürzen, verglühen sie meist in der Mesosphäre (siehe Sternschnuppe).

In der oberen Mesosphäre der Polkappen bilden sich auch die leuchtenden Nachtwolken, die bläulich-silbern schimmernd mit bloßem Auge auch in unseren Breiten zu sehen sind, wenn sie das Licht der untergehenden Sonne reflektieren. Es handelt sich dabei vermutlich um Ansammlungen von Eisteilchen, die somit nicht mit dem Nord- oder Polarlicht, aber auch nicht mit den polaren Stratosphärenwolken, verwechselt werden sollten.

Weblinks

- Radarbeobachtungen von Meteoriten in der Mesosphäre/unteren Thermosphäre über Juliusruh

Von „<http://de.wikipedia.org/wiki/Mesosph%C3%A4re>“

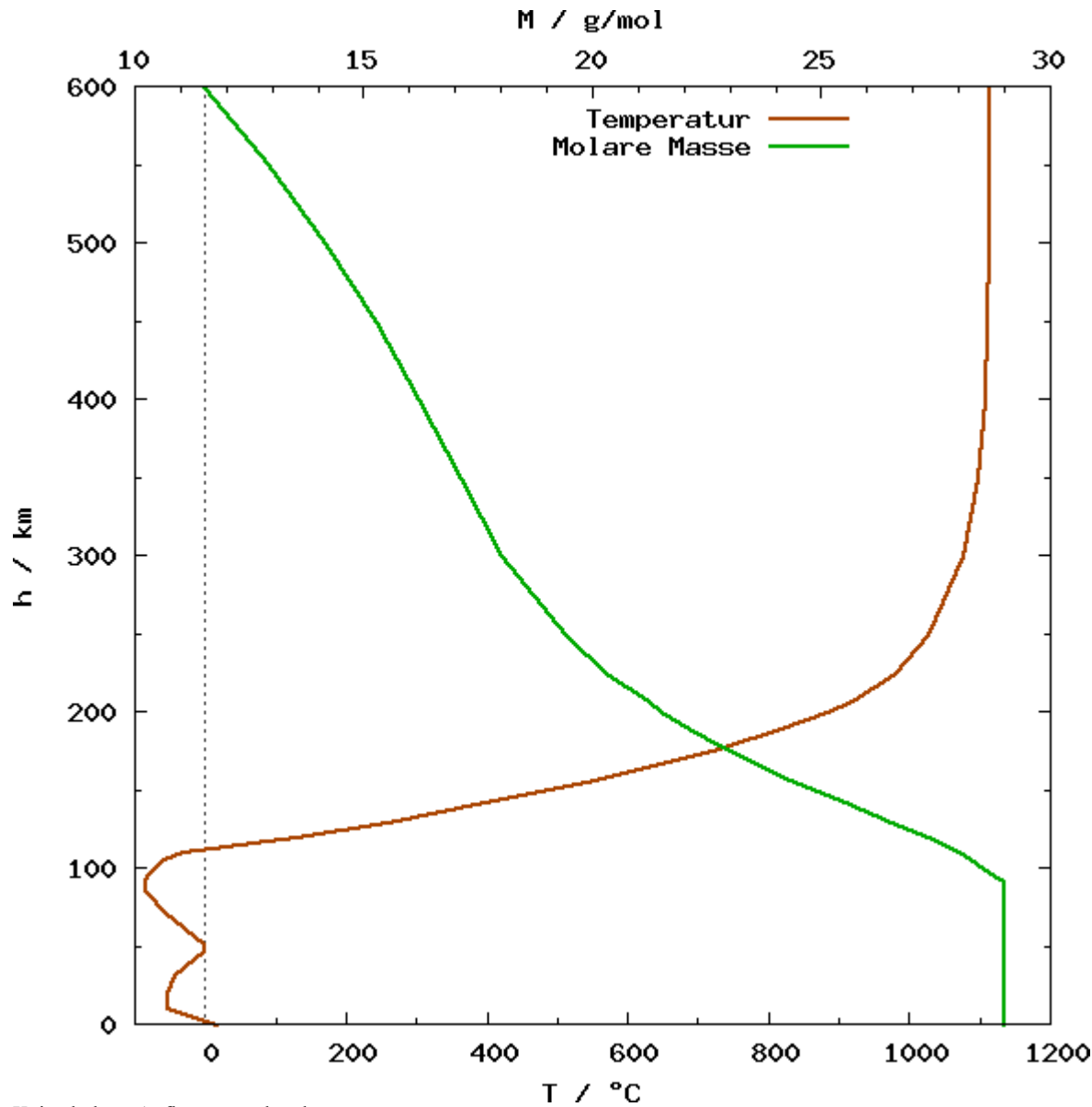
Kategorie: Atmosphäre

- Diese Seite wurde zuletzt am 3. Juli 2009 um 05:05 Uhr geändert.
- Der Text ist unter der „Creative Commons Attribution/Share-Alike“-Lizenz verfügbar; zusätzliche Bedingungen können anwendbar sein. Siehe die Nutzungsbedingungen für Einzelheiten. Wikipedia® ist eine eingetragene Marke der Wikimedia Foundation Inc.

Datei:Atmosphäre Temperatur 600km.png

aus Wikipedia, der freien Enzyklopädie

- Datei
- Dateiversionen
- Dateiverwendungen



Keine höhere Auflösung vorhanden.

Atmosphäre Temperatur 600km.png (586 × 594 Pixel, Dateigröße: 6 KB, MIME-Typ: image/png)



Diese Datei und die Informationen unter dem roten Trennstrich werden aus dem zentralen Medienarchiv Wikimedia Commons eingebunden.



[Zur Beschreibungsseite auf Commons](#)

- Beschreibung: Temperatur und mittlere molare Masse der Luft bis 600 km geometrische Höhe
- Quelle: Selbst erstellt mit Gnuplot nach Daten, die abgelesen wurden aus einem Diagramm in *Allgemeine Meteorologie Nr. 1*, Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach, 1987
- Andere Versionen: de:Bild:Atmosphäre Dichte 600km.png (Druck und Dichte nach Höhenformel)

Source: german wikipedia, original upload 13. Jun 2004 by SiriusB

Diese Datei wurde unter der **GNU-Lizenz für freie Dokumentation** veröffentlicht.

Es ist erlaubt, die Datei unter den Bedingungen der GNU-Lizenz für freie Dokumentation, Version 1.2 oder einer späteren Version, veröffentlicht von der Free Software Foundation, zu kopieren, zu verbreiten und/oder zu modifizieren. Es gibt keine unveränderlichen Abschnitte, keinen vorderen Umschlagtext und keinen hinteren Umschlagtext.



Afrikaans | Aragonés | العربية | Asturianu | Беларуская | Беларуская (тарашкевіца) | Български | বাংলা | Български | Български (тарашкевіца) | Brezhoneg | Bosanski | Català | Cebuano | Česky | Dansk | Deutsch | Ελληνικά | English | Esperanto | Español | Eesti | Euskara | فارسی | Suomi | Français | Gaeilge | Galego | עברית | Hrvatski | Magyar | Bahasa Indonesia | Ido | Íslenska | Italiano | 日本語 | ქართული | 한국어 | Kurdî | كوردی | Latina | Lëtzebuergesch | Lietuvių | Македонски | Bahasa Melayu | Nnapulitano | Plattdütsch | Nederlands | Norsk (nynorsk) | Norsk (bokmål) | Occitan | Polski | Português | Română | Русский | Slovenčina | Slovenščina | Shqip | Српски / Srpski | Svenska | Kiswahili | తెలుగు | ไทย | Tagalog | Türkçe | Українська | اردو | Tiếng Việt | Volapük | Yorùbá | 中文 | 文言 | 中文(简体) | 中文(繁體) | +/-

Wenn diese Datei die Kriterien zur Neulizenzierung erfüllt, kann sie auch unter der Lizenz Creative Commons Namensnennung-Weitergabe unter gleichen Bedingungen 3.0 weitergenutzt werden.

Der Status der Relizenzierung dieser Datei wurde noch nicht überprüft. Du kannst helfen.



Català | Česky | Deutsch | English | Español | Eesti | Français | עברית | Hrvatski | 日本語 | 한국어 | Lietuvių | Occitan | Português | Română | Русский | ไทย | 中文 | +/-

Dateiversionen

Klicke auf einen Zeitpunkt, um diese Version zu laden.

(Neueste | Älteste) Zeige (nächste 50) (vorherige 50) (20 | 50 | 100 | 250 | 500)

	Version vom	Maße	Benutzer	Kommentar	
	aktuell	06:55, 28. Aug. 2005	586×594 (6 KB)	Saperaud	(* Beschreibung: Temperatur und mittlere molare Masse der Luft bis 600 km geometrische Höhe * Quelle: Selbst erstellt mit Gnuplot nach Daten, die abgelesen wurden aus einem Diagramm in "Allgemeine Meteorologie Nr. 1", Selbstverlag des [[Deutscher Wetter)

(Neueste | Älteste) Zeige (nächste 50) (vorherige 50) (20 | 50 | 100 | 250 | 500)

http://de.wikipedia.org/w/index.php?title=Datei:Atmosph%C3%A4re_Temperatur_600km.png&filetimestamp=20050828045511

Dateiverwendungen

Die folgenden 14 Seiten verwenden diese Datei:

- Luft
- Troposphäre
- Stratosphäre
- Erdatmosphäre
- Mesosphäre
- Thermosphäre
- Exosphäre
- Tropopause
- Mesopause
- Stratopause
- Lufttemperatur
- Homosphäre und Heterosphäre
- Temperaturgradient (Meteorologie)
- Thermopause

Von „http://de.wikipedia.org/wiki/Datei:Atmosph%C3%A4re_Temperatur_600km.png“

Thermosphäre

aus Wikipedia, der freien Enzyklopädie

Die **Thermosphäre** (von griechisch *θερμός*, *thermós* „warm, heiß“ und *σφαίρα*, *sfära* „Kugel“) ist die vierte und zweitäußerste der Schichten der Erdatmosphäre. Sie erstreckt sich oberhalb der in 80-85 km Höhe liegenden Mesopause (obere Grenze der Mesosphäre) bis unter die Exosphäre in etwa 500-600 Kilometern über der Erdoberfläche.

Trotz ihres Namens ist die "Wärme" der Thermosphäre nicht "spürbar", weil die Luftdichte bereits millionenfach geringer als in Bodennähe ist. Die Temperatur (300-1500°) äußert sich nur in der raschen Bewegung der Gasteilchen. Ihre mittlere freie Weglänge beträgt hier mehrere Kilometer, sodass zwischen den Teilchen kaum mehr Zusammenstöße oder Energieaustausch stattfinden.

Wenn Meteore in die Erdatmosphäre einfallen, beginnt ihre Leuchtspur meist in der unteren Thermosphäre. Auch beim Wiedereintritt von Raumfahrzeugen treten hier erste thermische Belastungen auf, die höchsten Temperaturen werden aber in der Regel erst in der Mesosphäre erreicht.

Die international anerkannte Definition der Grenze zwischen Erdatmosphäre und Weltraum ist die der Fédération Aéronautique Internationale und liegt in einer Höhe von 100 km, also auf Höhe der Homopause. Demnach läge der größte Teil der Thermosphäre bereits im Weltraum. Diese Definition ist mehr oder weniger willkürlich und kein physikalisch definiertes Kriterium.

Inhaltsverzeichnis

- 1 Temperatur
- 2 Druck
- 3 Chemische Zusammensetzung
- 4 Weblinks

Temperatur

Die Temperatur nimmt anfangs stark mit der Höhe zu und kann – auch abhängig von der Sonnenaktivität – bis 1.700 °C ansteigen. Dies spielt aber z.B. für die Astronautik wegen des geringen Wärmeaustausches keine Rolle. In der Thermosphäre umkreisen unter anderem das Space Shuttle und die Internationale Raumstation (ISS) die Erde. Obwohl die Atmosphäre hier außerordentlich dünn ist, macht sich der Luftwiderstand über längere Zeit doch bemerkbar. Die ISS, die in ca. 350 km Höhe die Erde umkreist, verlore ohne regelmäßige Anhebung ihrer Umlaufbahn durch Raketentriebwerke innerhalb weniger Jahre so stark an Höhe, dass sie auf die Erde stürzte.

Druck

Der Luftdruck nimmt wie im unteren Teil der Atmosphäre mit zunehmender Höhe ab. Durch den Einfluss der mit der Höhe zunehmenden Temperatur und die sich wandelnde Zusammensetzung erfolgt die Abnahme jedoch langsamer. Im oberen Teil der Thermosphäre folgt der Druck dabei grob einer Exponentialfunktion die sich aus der Barometrischen Höhenformel ergibt.

Chemische Zusammensetzung

Gasmoleküle werden von der eintreffenden energiereichen kosmischen Strahlung in Ionen und freie Radikale gespalten. Daher ist die Thermosphäre auch ein Teil der Ionosphäre. Aufgrund der geringen Dichte der Ionosphäre können diese Teilchen lange existieren, ehe sie wieder rekombinieren.

Die durchschnittliche Masse der einzelnen Gasteilchen nimmt mit der Höhe immer weiter ab. Das hat seinen Grund zum einen darin, dass die oberen Teile der Thermosphäre stärker dem Sonnenwind und kosmischer Strahlung ausgesetzt sind. Noch vorhandene Moleküle werden daher weiter oben mit größerer Wahrscheinlichkeit in ihre Bestandteile zerlegt. Wegen des geringeren Drucks haben diese Bestandteile außerdem eine geringere Wahrscheinlichkeit sich wieder zu Molekülen zu vereinen. Ein dritter Grund liegt darin, dass leichte Teilchen bei gleicher Temperatur eine höhere Geschwindigkeit haben und damit weniger stark von der Gravitation beeinflusst werden. Auf diese Weise reichern sich im oberen Teil der Thermosphäre leichte Atome und Ionen an. Diese Anreicherung kann besonders deutlich an der molaren Masse des Gases abgelesen werden.

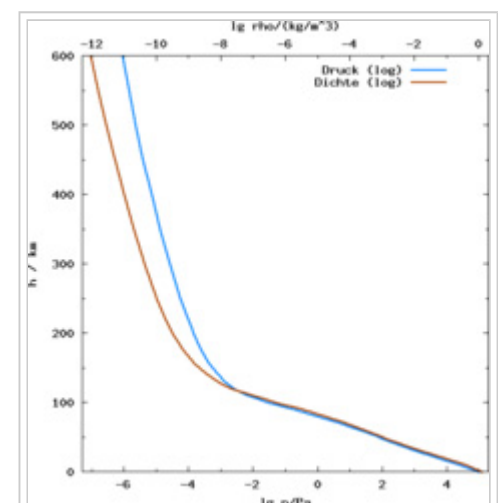
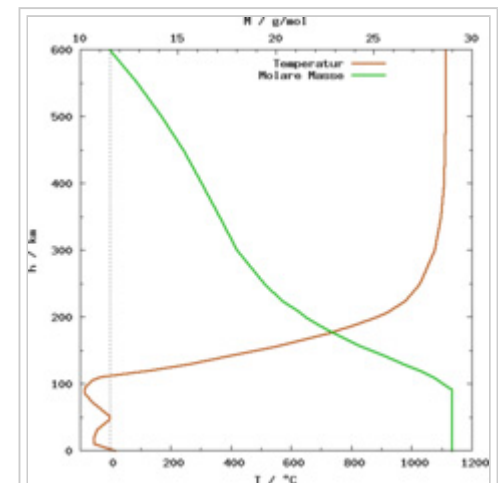
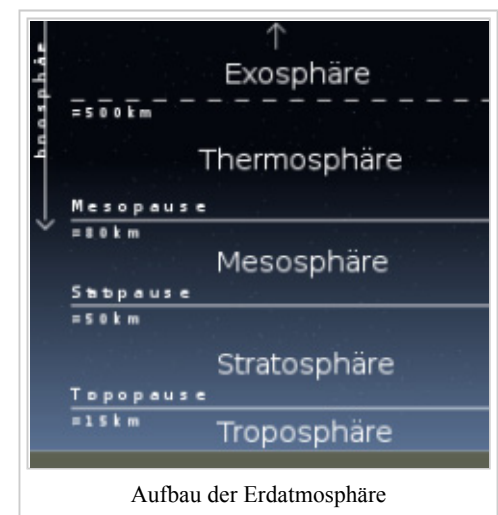
Weblinks

- CRISTA: Das Wetter in 140 km Höhe

Von „<http://de.wikipedia.org/wiki/Thermosph%C3%A4re>“

Kategorie: Atmosphäre

- Diese Seite wurde zuletzt am 29. März 2009 um 12:54 Uhr geändert.
- Der Text ist unter der „Creative Commons Attribution/Share-Alike“-Lizenz verfügbar; zusätzliche Bedingungen können anwendbar sein. Siehe die Nutzungsbedingungen für Einzelheiten.
Wikipedia® ist eine eingetragene Marke der Wikimedia Foundation Inc.



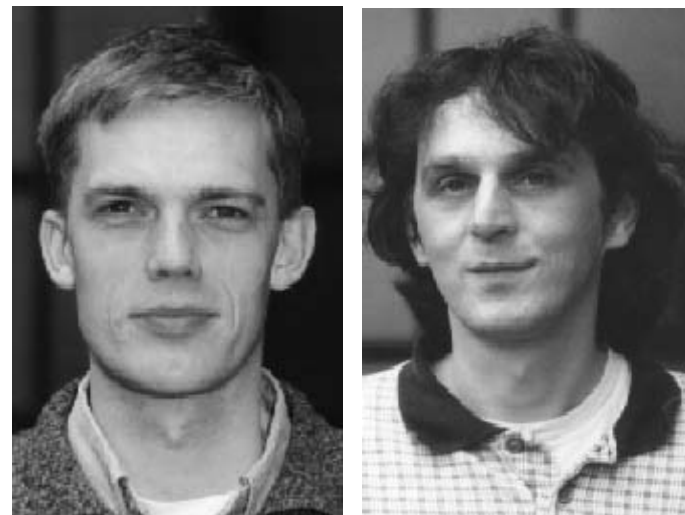
Das Wetter in 140 km Höhe

CRISTA hat zum ersten Mal Informationen aus der sogenannten Thermosphäre in 100 bis 500 km Höhe geliefert/Von Martin Kaufmann und Erwin Gerstner

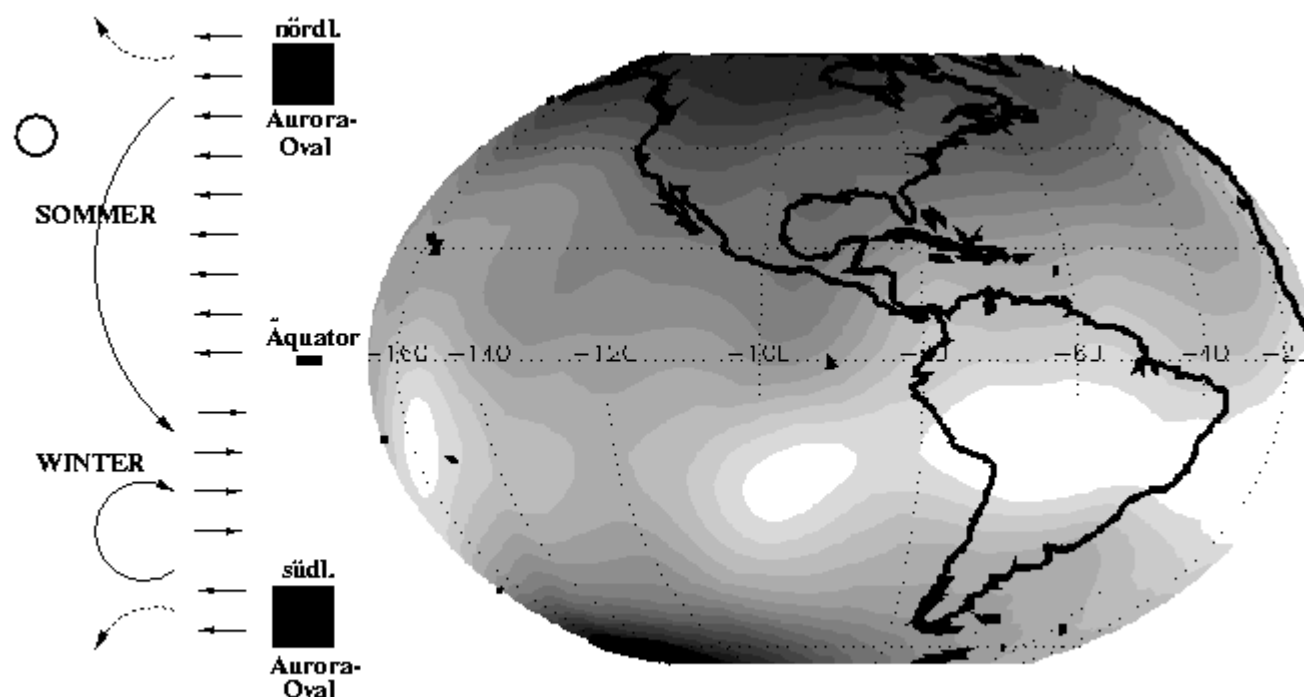
Eine Datenmenge, für die sage und schreibe 10000 herkömmliche PC-Disketten gerade einmal ausreichen würden, hatte das Wuppertaler Weltraumforschungsgerät CRISTA von seinem zweiten Flug im Sommer 1997 mitgebracht. Seither läuft die Auswertung der Daten auf Hochtouren, nicht nur an der Bergischen Universität - weltweit arbeiten kooperierende Wissenschaftlergruppen daran mit. Internationale Datennetze leisten dabei wertvolle Hilfe. In loser Folge veröffentlichen wir ab heute Erkenntnisse, die CRISTA II geliefert hat. Dabei haben wir - neben den beiden Projektleitern Professor Dr. Dirk Offermann und Professor Dr. Klaus-Ulrich Großmann - auch junge Mitarbeiter aus der Forschergruppe als Autoren gewinnen können, für diese Ausgabe die Diplom-Physiker Martin Kaufmann (30) und Erwin Gerstner (33).

Die Thermosphäre ist das Gebiet zwischen 100 und 500 km Höhe. Sie ist dem direkten Einfluß der Sonne ausgesetzt. Energiereiche UV-Strahlung und die geladenen Teilchen des Sonnenwindes erzeugen ein extremes »Wetter«. CRISTA konnte mit der ersten weltweiten Messung von atomarem Sauerstoff diesen wenig bekannten Teil der Atmosphäre näher erkunden.

Die Thermosphäre, in der Temperaturen bis zu 2000° Celsius und typische Windgeschwindigkeiten von 1000 km/h herrschen, besteht hauptsächlich aus Stickstoff und Sauerstoff. Hochoenergetische UV-Strahlung von der Sonne spaltet molekularen Sauerstoff in atomaren. Die entstehende Energie wird in Wärme umgewandelt. Außer Licht erreicht die Ausläufer der oberen Atmosphäre auch ein steter Strom geladener Teilchen: der Sonnenwind. Diese Teilchen werden von dem Magnetfeld der Erde beeinflusst und treten bevorzugt in den Polarregionen in die Erdatmosphäre ein. Die Abbremsung dieser bis zu einer Million km/h schnellen Teilchen führt u.a. zu den Polarlichtern (Aurora), eindrucksvollen Naturschauspielen, die vor allem in hohen nördlichen und hohen südlichen Breiten zu beobachten sind.



Die Diplom-Physiker Martin Kaufmann (l.) und Erwin Gerstner, beide Wissenschaftliche Mitarbeiter in der Arbeitsgruppe von Professor Dr. Dirk Offermann im Fachbereich Physik.



Globale Verteilung der atomaren Sauerstoffdichte in 140 km Höhe, gemessen mit CRISTA

Der Energieumsatz dieser beiden Prozesse beeinflusst das »Wetter« in der Thermosphäre. Im Sommer erreicht die Atmosphäre mehr UV-Strahlung als im Winter - die Luft steigt auf. Auf der Winterseite beobachtet man den umgekehrten Vorgang. Eine großräumige Zirkulation zwischen Sommer- und Winterhemisphäre ist die Folge. Zusätzlich werden die Polarregionen durch den Eintritt der geladenen Partikel erwärmt. Dies bewirkt zwei kleinräumige Zirkulationen.

CRISTA ist erstmals in der Lage, in dem Höhenbereich zwischen 120 und 180 km Höhe die globale Verteilung von atomarem Sauerstoff, die Rückschlüsse auf Luftbewegungen erlaubt, zu messen. Da der Anteil des atomaren Sauerstoffs mit der Höhe zunimmt, ist niedriger Sauerstoff ein Indikator für Aufwärtstransport, hoher für Abwärtstransport.

Das Bild zeigt die von CRISTA gemessene Verteilung des atomaren Sauerstoffs in 140 km Höhe. Dunkle Gebiete zeigen niedrige, helle hohe Sauerstoffwerte. Zunächst beobachtet man wenig atomaren Sauerstoff um die Pole, d.h. dort steigt die Luft auf. Da die Messung während des Sommers (August) auf der Nordhalbkugel stattgefunden hat, sind Aufwärtstransporte bei hohen nördlichen Breiten deutlich stärker ausgeprägt als um den Südpol. Die aufquellende Luft wandert über den Äquator auf die Südhalbkugel und trifft bei etwa 20° südlicher Breite auf eine entgegengesetzte Zirkulation, die nur durch die Absorption der Teilchen des Sonnenwindes um den Südpol angetrieben wird und entsprechend schwächer ist. Dort, wo CRISTA erhöhte Sauerstoffdichten mißt (z.B. helles Gebiet über Brasilien), treffen beide Zirkulationen zusammen und transportieren die Luft nach unten.

Bisher existierten globale Messungen von atomarem Sauerstoff nur oberhalb 200 km. Aussagen über den dazwischenliegenden Höhenbereich konnten nur durch Atmosphärenmodelle gemacht werden. Diese Modelle sagen den Treffpunkt der beiden Flüsse etwa 20° weiter südlich voraus und können nun mit den Messungen von CRISTA korrigiert werden.

Neben seiner Funktion als Indikator für globale Transporte ist der atomare Sauerstoff auch in der Energiebilanz der oberen Atmosphäre und als Reaktionspartner in zahlreichen chemischen Reaktionen wie z.B. der Ozonproduktion, die auch in der oberen Atmosphäre wichtig ist, von entscheidender Bedeutung.

In der Thermosphäre wird ein Teil der Energie, die in den Luftteilchen enthalten ist, ins Weltall abgestrahlt. Hierbei spielt der atomare Sauerstoff die zentrale Rolle. Er verliert Energie durch Infrarotstrahlung und Stoß mit anderen Gasen, die ihrerseits Wärmestrahlung ins All abgeben. Die Atmosphäre wird hierdurch abgekühlt.

Ein herausragendes Ergebnis der CRISTA-Messungen ist, daß die absoluten Sauerstoffdichten im Vergleich zu den erwähnten Modellen etwa 40 % niedriger sind und zusätzlich deutlich mehr kleinräumige Strukturen zeigen.