

3. Aufbau der Atmosphäre

Zum besseren Verständnis von Treibhausmodellen wird zuvor der hierfür benötigte Aufbau der Atmosphäre erläutert.

3.1 Druckabnahme

Die Druckabnahme berechnet sich aus den Kräftegleichgewicht, dass die Druckkraft gleich der Schwerkraft ist

$$dp = -g \cdot \rho \cdot dz,$$

wobei p der Druck, z die Höhe und g die Gravitationskonstante ist. Mit der Zustandsgleichung für ideales Gasverhalten

$$\rho = \frac{\tilde{M}_L \cdot p}{R \cdot T},$$

folgt

$$\frac{dp}{p} = -\frac{\tilde{M}_L \cdot g}{R \cdot T} \cdot dz,$$

wobei $\tilde{M}_L = 29$ kg/kmol die Molmasse der Luft, T ihre mittlere Temperatur und R die allgemeine Gaskonstante ist. Die Integration ergibt mit der Anfangsbedingung p_0 bei $z = 0$

$$p = p_0 \cdot \exp\left(-\frac{\tilde{M}_L \cdot g}{R \cdot T} \cdot z\right).$$

Mit einer mittleren Temperatur von 250 K erhält man

$$p = 1\text{bar} \cdot \exp\left(-\frac{z}{7300\text{m}}\right).$$

In 7.300 m Höhe ist der Luftdruck also bereits auf 0,4 bar abgefallen. Hätte die Atmosphäre einen konstanten Druck von 1 bar wäre ihre Dicke nur 7.300 m.

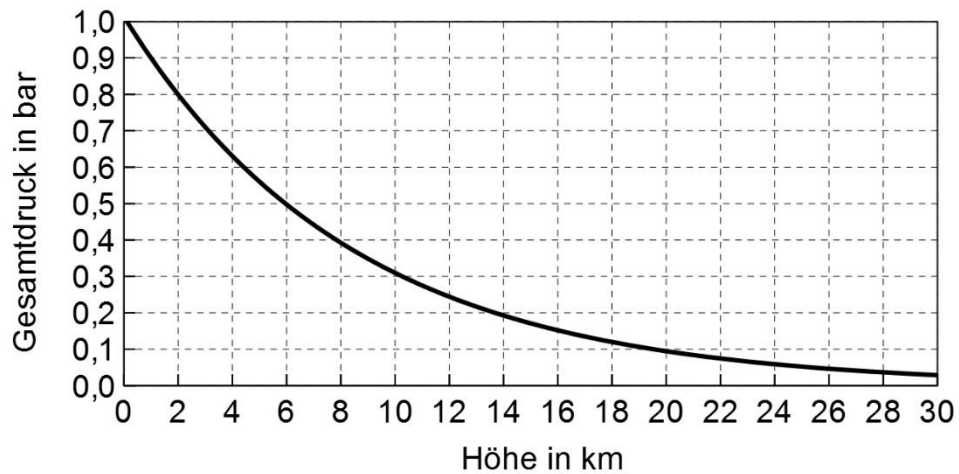


Bild 3.1: Abnahme des Drucks in der Atmosphäre

3.2 Temperaturabnahme bis 12 km Höhe

Die Temperaturabnahme berechnet sich aus dem ersten Hauptsatz der Thermodynamik (Energiebilanz)

$$dU = dQ + dW = dQ - p \cdot dV .$$

Die Änderung der inneren Energie ist gleich der Änderung der zu- bzw. abgeführten Wärme und der Änderung der Arbeit, die hier aus Volumenänderungsarbeit besteht. Da die Atmosphäre insgesamt adiabat ist, gilt

$$dQ = 0.$$

Die innere Energie ist definiert als

$$dU = c_v \cdot dT$$

mit c_v als spezifische Wärmekapazität bei konstantem Volumen. Aus der Zustandsgleichung für ideales Gasverhalten

$$p \cdot V = R_L \cdot T$$

($R_L = R/\tilde{M}_L$ Gaskonstante der Luft) folgt durch partielle Differenzierung für die Volumenänderungsarbeit

$$p \cdot dV + V \cdot dp = R_L \cdot dT .$$

Mit

$$c_p = c_v + R_L \quad \text{und} \quad V = \frac{R_L \cdot T}{p}$$

erhält man aus dem ersten Hauptsatz

$$c_p \cdot dT = R_L \cdot T \cdot \frac{dp}{p}$$

Ersetzt man hierin die Druckänderung mit der Höhe wie zuvor beschrieben, so ergibt sich für die Temperaturabnahme

$$\frac{dT}{dz} = -\frac{g}{c_p}$$

Mit der spezifischen Wärmekapazität der Luft von 1,0 kJ/kg/K folgt

$$\frac{dT}{dz} = -\frac{1\text{K}}{100\text{m}}$$

Die Temperatur der Atmosphäre nimmt also linear pro 100 m um einen Kelvin ab. Dieser Wert gilt nur für trockene Luft. Bei feuchter Luft kondensiert auf Grund der abnehmenden Temperatur ein Teil des Wasserdampfes. Die Kondensationsenthalpie wirkt wie eine Wärmequelle. Dadurch sinkt in einer feuchten Atmosphäre die Lufttemperatur nur mit etwa

$$\frac{dT}{dz}(\text{feuchte Luft}) \approx -0,6 \frac{\text{K}}{100\text{m}}$$

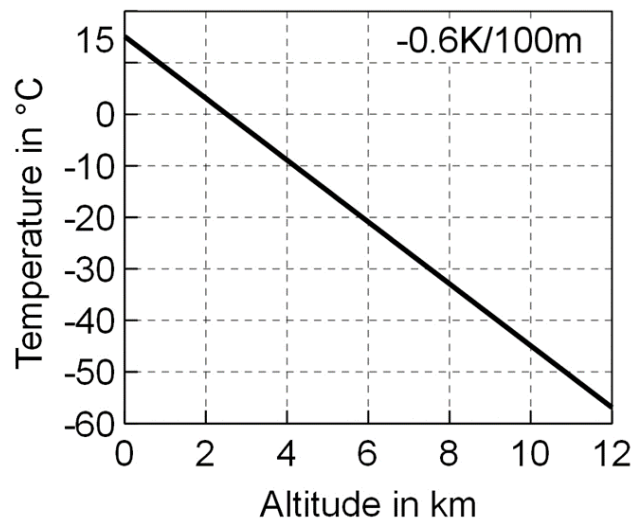


Bild 3.2: Temperaturabnahme bis 12 km Höhe

3.3 Profile von Konzentration, Temperatur und Geschwindigkeit

In **Bild 3.3** ist zuerst der Verlauf der Temperatur in Abhängigkeit von der Höhe dargestellt mit den verschiedenen Schichtungen. Die Temperatur nimmt zunächst bis zu einer Höhe von ca. 12 km ab, bei der ein Temperaturminimum von ca. $-60\text{ }^{\circ}\text{C}$ vorliegt. Dies entspricht etwa der Flughöhe von Verkehrsflugzeugen. Danach steigt die Temperatur wieder an auf das relative Maximum von $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ in ca. 50 km Höhe. In diesem Höhenbereich absorbiert das Ozon die kurzwellige Sonnenstrahlung. Der Temperaturanstieg ist in dieser auftretenden Wärmequelle begründet. Die Temperatur fällt dann wieder ab bis zu einer Höhe von ca. 100 km und steigt dann gegen unendlich. Dieser Temperaturanstieg ergibt sich theoretisch aus der Braun'schen Molekularbewegung. Demnach ist die Temperatur über das Schwingungsverhalten der Gasmoleküle definiert. Da bei dem extrem niedrigen Drücken in diesen Höhen jedes Molekül überaus große Schwingungen ausführen kann ohne von benachbarten Molekülen behindert zu werden, steigt entsprechend die Temperatur dieses Moleküls gegen unendlich. Diese Temperatur ist jedoch nicht mehr messbar.

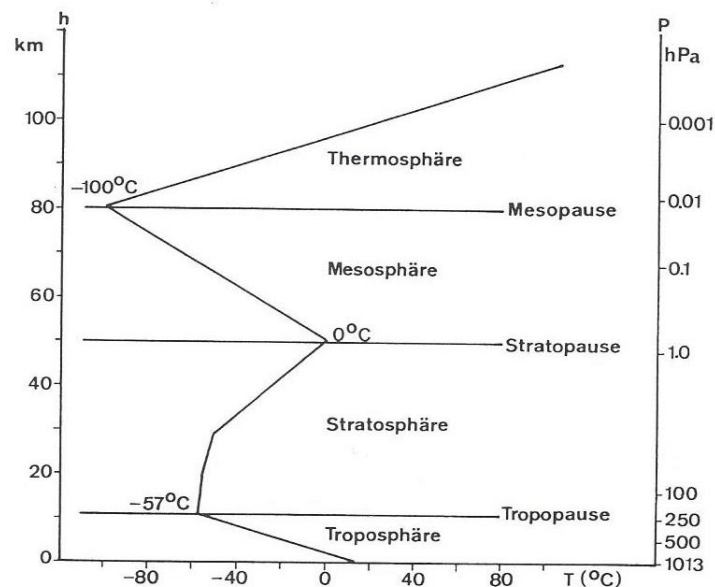


Bild 3.3: Temperaturverlauf in der Atmosphäre (Mahlberg)

Auf Grund der Temperaturunterschiede ergibt sich eine Luftströmung. **Bild 2.10** zeigt ein typisches vertikales Windprofil. In einer Höhe von etwa 12 km ergibt sich ein relatives Maximum. In Mitteleuropa herrschen hier permanent Windgeschwindigkeiten von ca. 80 km/h. Diese Windgeschwindigkeit beeinflusst die Flugzeiten auf dem Globus. Da z. B. meistens ein Wind von Amerika in Richtung Europa weht, sind die Flugzeiten nach Europa in der Regel etwa 1 Stunde kürzer als umgekehrt nach Amerika.

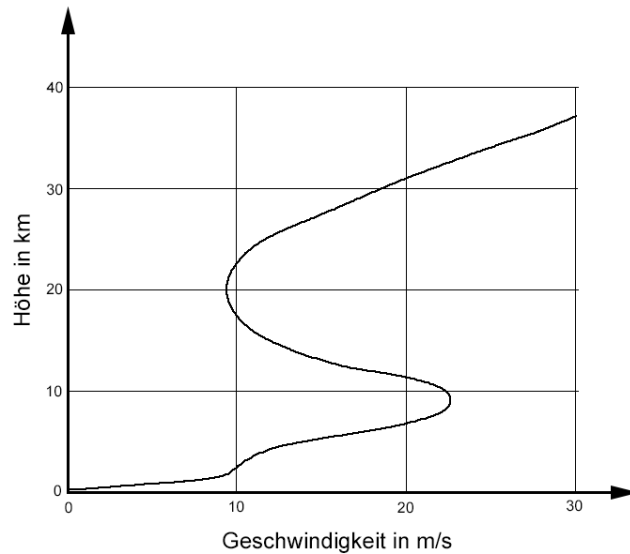


Bild 3.4: Typisches Geschwindigkeitsprofil in der Atmosphäre (Mahlberg)

Die Abhängigkeiten des Luftdruckes von der Höhe sowie die, einiger relevanten Komponenten sind in **Bild 3.5** gezeigt. In einer Höhe von 30 km herrscht nur noch ein Luftdruck von 10 mbar. Hier weist das Ozon eine relativ hohe Konzentration auf. Die Wasserdampfkonzentration nimmt aufgrund von Kondensation stark mit der Höhe ab. Diese ist ab einer Höhe von 6 km bereits kleiner als die Kohlendioxidkonzentration und beträgt in größeren Höhen nur noch 1/100 der Kohlendioxidkonzentration. Im Höhenbereich um 25 km erreicht die Konzentration von Aerosolen ein Maximum. Die Aerosole absorbieren Strahlung nahezu im gesamten Wellenlängenbereich, also sowohl der Sonnenstrahlung als auch der Erdstrahlung. Der Einfluss dieser Aerosole auf den Strahlungsaustausch und damit auf die Erdtemperatur wird gegenwärtig noch untersucht.

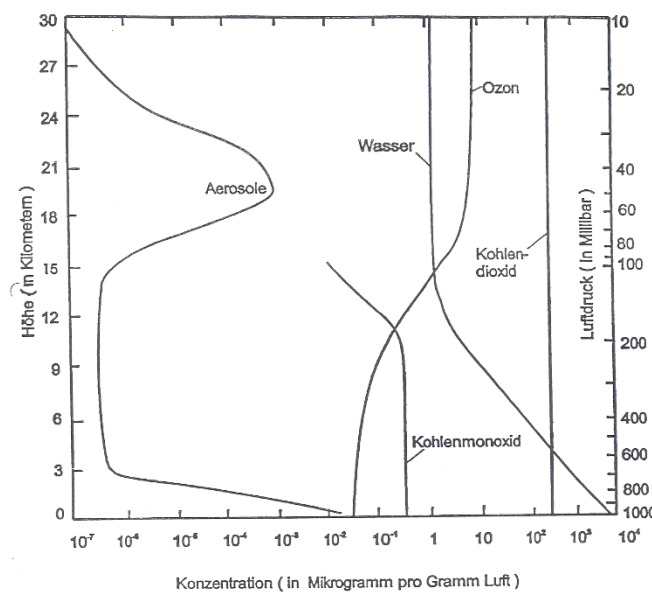


Bild 3.5: Konzentrationsprofil in der Atmosphäre (Mahlberg)