

# Kapitel 2

## Grundlegende Größen

### 2.1 Meßgrößen für Ozon

Der Gehalt an Ozon in der Atmosphäre kann in verschiedenen physikalischen Größen gemessen werden. Die Ozonkonzentration ( $[O_3]$ ) bezeichnet die Anzahl von Ozonmolekülen pro Volumeneinheit. Sie wird in dieser Arbeit in der Einheit  $cm^{-3}$  verwendet.

Der Ozonpartialdruck ( $P(O_3)$ ) gibt den Teil des Gesamtdrucks an, der von den Ozonmolekülen erzeugt wird. Bei den auftretenden sehr kleinen Ozonkonzentrationen kann Ozon gut als ideales Gas angesehen werden. Es gilt dann das ideale Gasgesetz:

$$P(O_3) = R_a \cdot T \cdot [O_3] \quad (1)$$

$$R_a = \text{Allgemeine Gaskonstante} \approx 8,3143 \frac{J}{K \cdot mol}$$

$$T = \text{Lufttemperatur}$$

Das Ozonmischungsverhältnis bezeichnet das Verhältnis von Ozonmenge zur Gesamtmenge an Gas in einem Volumen. Es kann als Volumenmischungsverhältnis ( $XO_3$ ) oder als Massenmischungsverhältnis angegeben werden. Das Volumenmischungsverhältnis bezeichnet den Anteil des von den Ozonmolekülen eingenommenen Volumens am Gesamtvolumen. Da auch trockene Luft bei atmosphärischen Temperatur- und Druckverhältnissen gut einem idealen Gas entspricht, ist das Volumenmischungsverhältnis identisch mit der Anzahl von Ozonmolekülen pro Luftmolekül. Das Massenmischungsverhältnis bezeichnet den Gewichtsanteil des Ozons am Gesamtgewicht einer Luftmasse. Bei der Angabe von Mischungsverhältnissen wird in dieser Arbeit ausschließlich das Volumenmischungsverhältnis verwendet. Mischungsverhältnisse sind physikalisch einheitslos. Sie werden hier in ppmv (parts per million by volume =  $10^{-6}$ ), ppbv (parts per billion by volume =  $10^{-9}$ ) oder pptv (parts per trillion by volume =  $10^{-12}$ ) angegeben.

Das Volumenmischungsverhältnis berechnet sich aus der Ozonkonzentration oder dem Ozonpartialdruck nach:

$$XO_3 = \frac{[O_3]}{\rho} = \frac{P(O_3)}{p} \quad (2)$$

$$\rho = \text{Teilchendichte der Luft}$$

$$p = \text{Luftdruck}$$

Das Mischungsverhältnis hat gegenüber der Konzentration den Vorteil, daß es eine physikalische Erhaltungsgröße ist. Solange Ozon nicht an chemischen Prozessen beteiligt ist, bleibt das Ozonmischungsverhältnis somit konstant. Für Ozonkonzentration oder Ozonpartialdruck gilt dies nicht; diese Größen unterliegen auch ohne chemischer Prozessierung Änderungen durch Druck- oder Temperaturveränderungen in der Luftmasse.

Für die UV-Belastung der Biosphäre ist der Gesamtgehalt an Ozon in der Luftmasse zwischen Erdboden und Weltall ausschlaggebend. Die über die Höhe aufintegrierte Ozonkonzentration bezeichnet man als Ozongesamtsäule oder Ozonsäulendichte ( $O_3$ -Säule):

$$O_3\text{-Säule} = \int_0^{\infty} [O_3] dz \quad (3)$$

wobei  $z$  die vertikale Koordinate sei. Für die Ozonsäulendichte ist eine spezielle Einheit gebräuchlich, die Dobson Units (DU). Dobson Units geben die Schichtdicke in Millimetern an, die alle Ozonmoleküle in der Säule unter Normalbedingungen bilden würden, wenn sie als Schicht auf dem Erdboden abgelagert würden. Die Umrechnung in Anzahl der Ozonmoleküle pro Flächeneinheit lautet:

$$1 \text{ DU} = 2,69 \cdot 10^{16} \frac{1}{\text{cm}^2} \quad (4)$$

In Abbildung 2.1 ist ein Ozonkonzentrationsprofil mit dem dazugehörigen Ozonmischungsverhältnisprofil dargestellt. Obwohl die Ozonkonzentration etwa ab 18 km Höhe abnimmt, nimmt das Mischungsverhältnis auch weiter oben noch zu. Dies liegt daran, daß die Abnahme der Ozonkonzentration nach oben langsamer langsamer verläuft als die Abnahme der Luftdichte. Ab etwa 25 km gleichen sich beide Abnahmen in etwa aus, so daß ab hier etwa konstante Mischungsverhältnisse auftreten. Die Ozonsäulendichte für diesen Tag errechnet sich zu 295 DU. Bei der Berechnung der Ozonsäulendichte wird das Ozon, welches sich oberhalb des gemessenen Profils befindet, mit der Annahme konstanten Mischungsverhältnisses abgeschätzt. Da sich die Säulendichte nach Gleichung 3 aus dem Integral der Konzentration ergibt und die Konzentration oberhalb des gemessenen Profils sehr gering ist, hat die Abschätzung nur einen sehr kleinen Einfluß auf die errechnete Säulendichte.

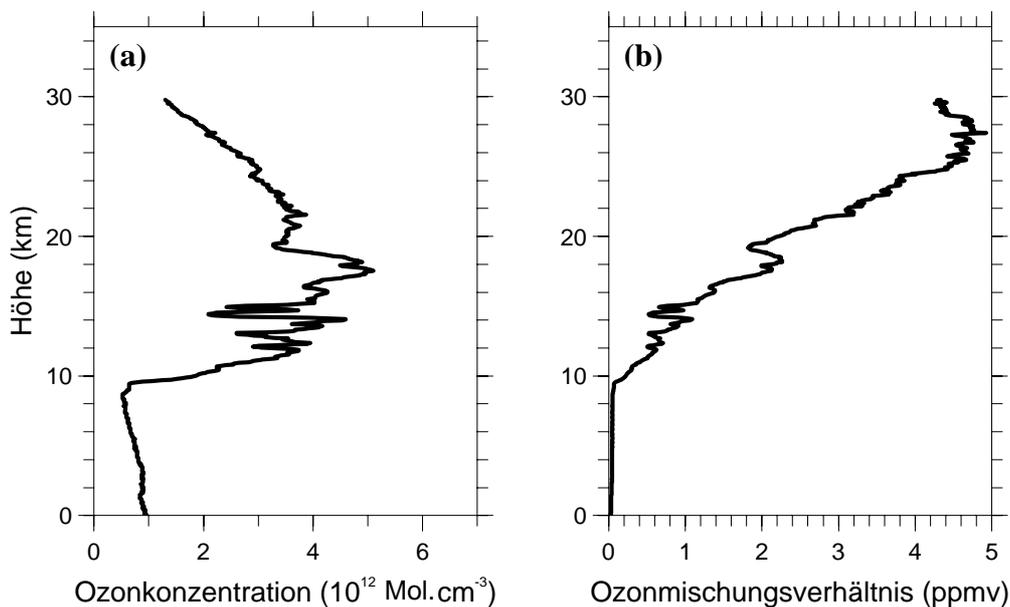
## 2.2 Die potentielle Temperatur als Höhenskala

Die potentielle Temperatur ( $\Theta$ ) einer Luftmasse ist definiert als die Temperatur, die die Luftmasse annehmen würde, wenn sie trocken-adiabatisch auf 1000 hPa komprimiert (bzw. expandiert) würde. Sie berechnet sich aus:

$$\Theta = T \cdot \left( \frac{1000 \text{ hPa}}{p} \right)^\kappa \quad (5)$$

$$\kappa = \frac{R}{c_p} \approx 0,286 \text{ für trockene Luft}$$

$c_p$  = spezifische Wärme bei konstantem Druck



**Abbildung 2.1:** Ozonprofil über Ny-Ålesund, gemessen mit einer Ozonsonde am 3.2.1995. (a) zeigt das Konzentrationsprofil, (b) das zugehörige Profil des Ozonmischungsverhältnisses.

Aus der Definition geht hervor, daß  $\Theta$  für adiabatische Bewegungen eine Erhaltungsgröße ist. Der Gradient von  $\Theta$  gibt die Stabilität der Schichtung an. Nimmt  $\Theta$  nach oben ab, würde ein Luftpaket, welches durch einen nach oben gerichteten Impuls aufzusteigen beginnt und dabei adiabatisch expandiert, bald eine geringere Dichte als die Luft der Umgebung haben, daher einen Auftrieb erfahren und weiter beschleunigen. Eine solche Schichtung ist instabil. Umgekehrt würde ein aufsteigendes Luftpaket in einer Schichtung mit nach oben zunehmendem  $\Theta$  eine rücktreibende Beschleunigung erfahren. Da die Stratosphäre bis auf lokale Bereiche brechender Wellen durchweg stabil geschichtet ist, nimmt  $\Theta$  in ihr streng monoton mit der Höhe zu. Das heißt, daß man für jede vertikale Luftsäule in der Stratosphäre eine eindeutige Zuordnung zwischen der geometrischen Höhe ( $h$ ) und  $\Theta$  finden kann. Die Flächen mit konstanter potentieller Temperatur, die auch den Isentropen entsprechen, sind ungefaltet übereinander angeordnet. Man kann daher  $\Theta$  anstatt der geometrischen Höhe oder des Luftdrucks als vertikale Skala verwenden. Der Vorteil dieser Skala ist, daß aufgrund der konservativen Eigenschaften von  $\Theta$  in einem solchen System keine vertikalen Bewegungen auftreten, solange adiabatische Prozesse betrachtet werden. In der vorliegenden Arbeit wird aus diesem Grund an den meisten Stellen  $\Theta$  als vertikale Skala verwendet.

Die Zuordnung zwischen  $\Theta$  und  $h$  ist jeweils von  $T$  und  $p$  abhängig. Tabelle 2.1 gibt für die verschiedenen Zeiträume der Untersuchungsperiode die mittlere Zuordnung zwischen  $\Theta$  und der geometrischen Höhe an. Zur Berechnung der angegebenen Werte wurde jeweils über die geometrische Höhe aller Temperatur- und Druckmessungen der Ozonsonden gemittelt, die im angegebenen Zeitraum auf der jeweiligen Isentropenfläche im Polarwirbel stattgefunden haben.

$\Theta$ [ K ]	1992			1995			1996		
	Januar	Februar	März	Januar	Februar	März	Januar	Februar	März
	h    s [ km ]								
375	13,8  0,6	13,3  0,6	13,2  0,7	14,1  0,6	13,3  0,7	13,6  0,7	14,2  0,4	14,2  0,6	13,8  0,5
400	15,5  0,5	15,0  0,6	14,9  0,6	15,8  0,6	15,0  0,8	15,2  0,7	15,9  0,4	15,9  0,5	15,5  0,7
425	16,9  0,5	16,5  0,5	16,4  0,6	17,3  0,6	16,5  0,8	16,6  0,7	17,5  0,4	17,4  0,5	17,1  0,7
450	18,3  0,6	17,8  0,5	17,9  0,5	18,7  0,6	17,8  0,7	18,0  0,6	19,0  0,4	18,7  0,6	18,3  0,7
475	19,6  0,7	19,1  0,5	19,2  0,5	19,9  0,6	18,9  0,6	19,1  0,7	20,2  0,5	19,9  0,6	19,5  0,8
500	20,8  0,8	20,2  0,5	20,3  0,5	20,9  0,6	20,0  0,6	20,2  0,6	21,3  0,5	21,0  0,5	20,6  0,8
525	21,9  0,9	21,3  0,5	21,3  0,5	21,9  0,5	21,1  0,6	21,2  0,6	22,3  0,6	22,0  0,6	21,6  0,7
550	22,9  0,8	22,3  0,5	22,3  0,5	22,8  0,5	21,9  0,6	22,1  0,6	23,3  0,6	22,9  0,6	22,5  0,9
575	23,6  0,9	23,1  0,5	23,6  0,4	23,6  0,5	22,7  0,5	22,9  0,6	24,1  0,6	23,7  0,5	23,3  0,8
600	24,4  0,8	23,9  0,5	24,0  0,4	24,4  0,6	23,5  0,6	23,7  0,6	24,9  0,6	24,4  0,5	24,0  0,8

**Tabelle 2.1:** Die Beziehung der potentiellen Temperatur zur geometrischen Höhe innerhalb des Polarwirbels während Januar bis März der behandelten Jahre. Die Daten beruhen auf allen im jeweiligen Zeitraum im Polarwirbel erfolgten Temperatur- und Druckmessungen durch Ozonsonden. Als Maß für die Variabilität gibt  $\sigma$  die einfache Standardabweichung der Höhen an. Eine genaue Definition des Begriffs ‘innerhalb des Polarwirbels’ wird in Abschnitt 6.1 gegeben. Es wurde auch jeweils der Kern des Polarwirbels separat vom Rand untersucht, wobei sich jedoch keine signifikanten Unterschiede ergaben.

## 2.3 Meßgrößen für die potentielle Vorticity

Die Ertelsche potentielle Vorticity (PV) ist eine weitere für adiabatische Bewegungen konservative Größe. Sie ist definiert als:

$$PV = -g \cdot (f + \zeta_{\Theta}) \cdot \frac{\partial \Theta}{\partial p} \quad (6)$$

wobei  $g$  die Erdbeschleunigung bezeichnet,  $f$  den Coriolisparameter und  $\zeta_{\Theta}$  die  $\Theta$ -Komponente der Rotation des Windfeldes.

Als Einheit der potentiellen Vorticity wird hier die weit verbreitete PVU (Potential Vorticity Unit) definiert:

$$1 \text{ PVU} = 10^{-6} \frac{\text{K} \cdot \text{m}^2}{\text{s} \cdot \text{kg}} \quad (7)$$

PV dient später zur Definition der Außengrenze der in Abschnitt 3.3 beschriebenen Polarwirbel. Im Zentrum des Polarwirbels nimmt PV ein Maximum an und nimmt auf einer Isentropenfläche nach außen monoton ab. Weiterhin nimmt PV nach oben zu.

### 2.3.1 Normierte potentielle Vorticity

Dunkerton und Delisi [1986] führten die skalierte potentielle Vorticity ein, die für adiabatische Bewegungen ebenfalls konservativ ist, aber eine geringere Höhenvariation aufweist. Die Definition der skalierten PV wird hier um einen konstanten Normierungsfaktor  $k$  ( $k = 2,65 \cdot 10^5$ ) ergänzt. Die sich daraus ergebende Größe wird hier normierte PV (nPv) genannt. Sie ist anhand der Ertelschen PV wie folgt definiert:

$$\text{nPV} = \frac{PV}{g \cdot \frac{\partial \Theta_0(p)}{\partial p}} \cdot k \quad (8)$$

$\Theta_0(p)$  ist ein mittleres Profil der potentiellen Temperatur.

Das mittlere  $\Theta_0(p)$  Profil wurde aus etwa 500 Radiosondenprofilen von Ny-Ålesund aus den Monaten Dezember, Januar und Februar seit 1988 berechnet. Zwischen 350 K und 700 K wird die Umkehrfunktion dieses mittleren Profils sehr gut von folgender Funktion approximiert [von der Gathen, 1996]:

$$p = p_0 \cdot e^{a_0 + a_1 \cdot \Theta_0 + a_2 \cdot \Theta_0^2 + a_3 \cdot \Theta_0^3} \quad (9)$$

$$a_0 = 12,480$$

$$a_1 = -3,212 \cdot 10^{-2} \cdot \text{K}^{-1}$$

$$a_2 = 3,708 \cdot 10^{-5} \cdot \text{K}^{-2}$$

$$a_3 = -1,627 \cdot 10^{-8} \cdot \text{K}^{-3}$$

$$p_0 = 1,0 \text{ hPa}$$

Der Normierungsfaktor  $k$  wurde so gewählt, daß die Zahlenwerte von  $nPV$  (in  $s^{-1}$ ) und  $PV$  (in PVU) auf der 475 K Isentrope gerade übereinstimmen. Eine weitere auf  $PV$  beruhende Größe,  $pPV$ , wird in Abschnitt 6.1.1 eingeführt.