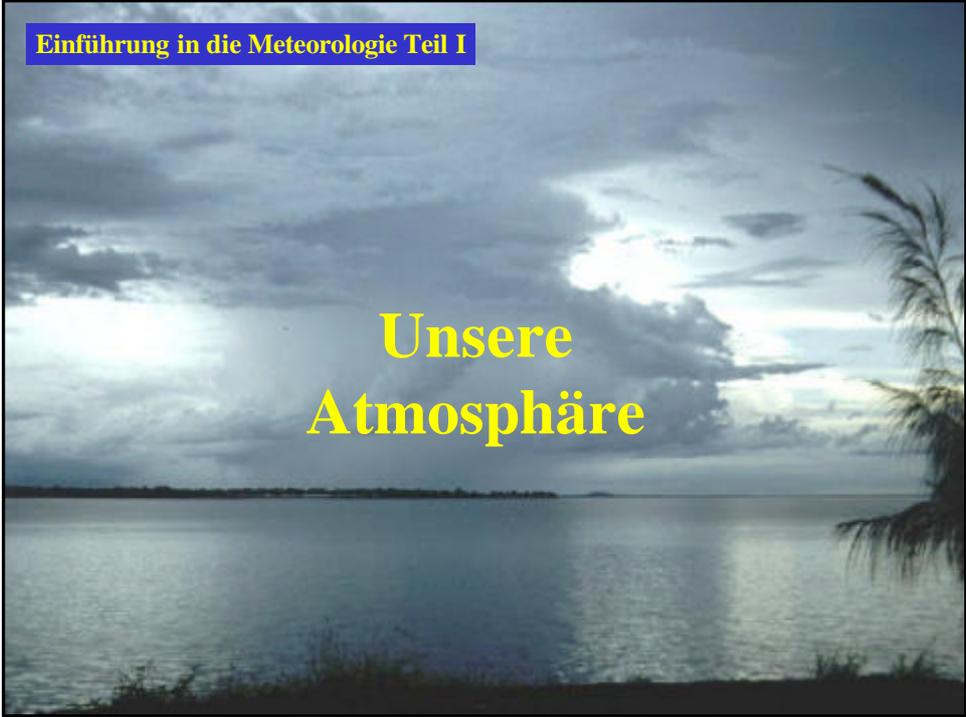


# Unsere Atmosphäre



## Entwicklungsgeschichte, Bestandteile und vertikale Struktur der Atmosphäre

- Dieses Wissen ist eine Voraussetzung für die Diskussion wichtiger aktueller Probleme wie z.B. **Klimaveränderung** und **Ozonloch**.
- Heute nimmt man an, dass es **zum Zeitpunkt der Erdentstehung** vor etwa  $4,5 \times 10^9$  Jahren bzw. kurz danach **keine Atmosphäre** gab.

## Die Uratmosphäre und Entstehung der Hydrosphäre



Krakatoa



Rubal



White  
Island  
NZ

- Es wird vermutet, dass die Uratmosphäre sich aus den Entgasungsprodukten des Erdmantels gebildet hat, die durch grobe vulkanische Aktivität freigesetzt wurden.

## Die Uratmosphäre und Entstehung der Hydrosphäre 2

- Deshalb würden wir vermuten, dass die Gaszusammensetzung heute noch tätiger Vulkane Anhaltspunkte für die Zusammensetzung der Atmosphäre liefern sollte.

Aber es gab eine Überraschung

**Vulkanische Gase enthalten ungefähr:**

85% Wasserdampf  
 10% Kohlendioxid  
 einige Prozent Schwefelverbindungen  
 (z. B. SO<sub>2</sub> und, H<sub>2</sub>S), etwas Stickstoff  
 keinen freien Sauerstoff.

SO<sub>2</sub> = Schwefeldioxid  
 H<sub>2</sub>S = Schwefelwasserstoff

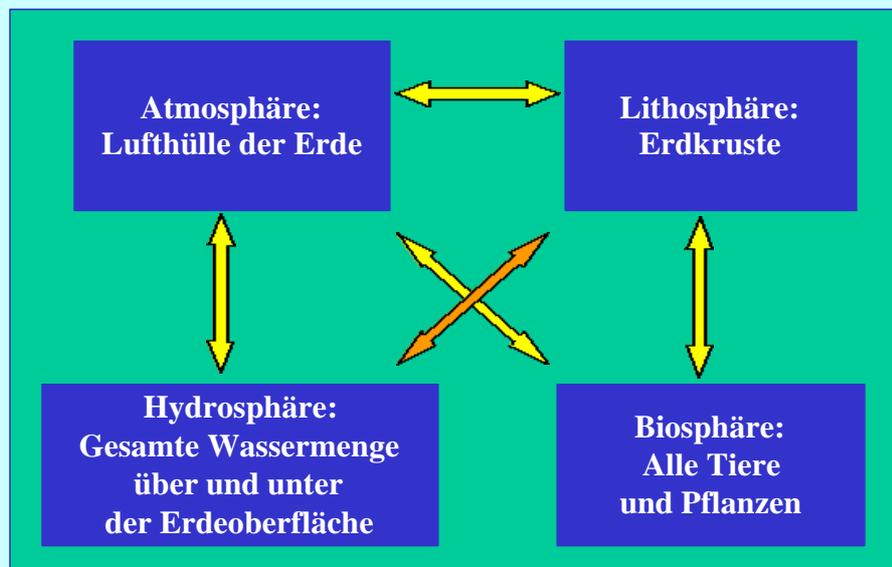
- **Im Gegensatz dazu sind heute in der Atmosphäre ca.**
- **78% Stickstoff**
  - **21% Sauerstoff**
- vorhanden.**

**Zusammensetzung der Atmosphäre bis 100 km Höhe**

Gas	Molekülmasse in g/mol	Anteil am Gesamtvolumen an der trockenen (feuchten) Luft	Anteil der Gesamtmasse der trockenen Luft
Stickstoff (N <sub>2</sub> )	28,02	78,08% (74,96%)	75,51%
Sauerstoff (O <sub>2</sub> )	32,00	20,95% (20,11%)	23,15%
Argon (Ar)	39,94	0,93% (0,89%)	1,28%
Wasserdampf (H <sub>2</sub> O)	18,02	— (4,00%)	
Kohlendioxid (CO <sub>2</sub> )	44,01	347 ppm = 347,10 <sup>-4</sup> %	
Neon (Ne)	20,18	18,2 ppm	
Helium (He)	4,00	5,2 ppm	
Methan (CH <sub>4</sub> )	16,04	2,0 ppm	
Krypton (Kr)	83,80	1,1 ppm	
Wasserstoff (H <sub>2</sub> )	2,02	0,5 ppm	
Distickstoffoxid (N <sub>2</sub> O)	44,02	0,5 ppm	
Ozon (O <sub>3</sub> )			
Troposphäre	48,00	0,06 ppm	
Stratosphäre	48,00	5-10 ppm	

## Entwicklungsgeschichte der Atmosphäre

- Wir erkennen, dass die Erdatmosphäre eine lange Entwicklungsgeschichte durchgelaufen hat.
- Diese wird verständlich, wenn man die Atmosphäre als Teil eines **gekoppelten Systems** betrachtet.



Die einzelnen Teile standen und stehen immer noch in **ständiger Wechselwirkung** miteinander.

## Die Einzigartigkeit von Wasser auf unserem Planet

- In unserem Planetensystem entstand **allein auf der Erde eine Hydrosphäre mit allen drei Aggregatzuständen des Wassers**, weil die Erde den dafür genau richtigen Abstand zur Sonne besitzt.
- Auf den Nachbarplaneten **Mars** und **Venus** existiert Wasser nur als Eis bzw. Dampf.
- Bei den gemäßigten Erdtemperaturen kann sich nur ein winziger Teil des ständig durch die Vulkane ausgestösenden Wasserdampfs in der Atmosphäre halten.
- Der Großteil des Wassers regnete aus, in der Atmosphäre sind heute 0,001% der gesamten Wassermenge von  $1,36 \times 10^{21}$  kg bzw.  $2,66 \times 10^6$  kg/m<sup>2</sup>.

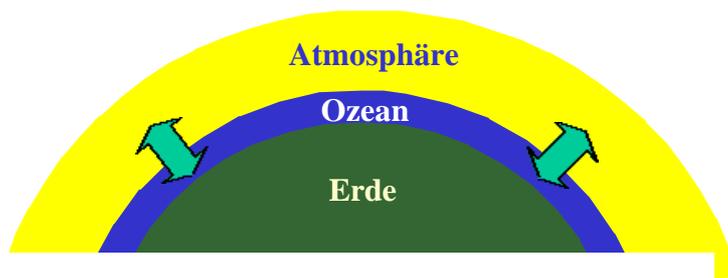
Verteilung der Wassermenge

	Anteil der Gesamtmasse der Hydrosphäre
Ozeane	97
Eis	2,4
Süßwasser (Grundwasser)	0,6
Süßwasser (Flüsse, Seen)	0,02
Atmosphäre	0,001

## Wohin ist das ursprüngliche Wasser verschwunden?

- Wenn man annimmt, daß während der gesamten Erdgeschichte soviel Dampf wie im vergangenen Jahrhundert durch vulkanische Aktivität freigesetzt worden ist, so erhält man eine noch um zwei Größenordnungen höhere Masse der Hydrosphäre.
- Wasser muß aus der Hydrosphäre im Laufe der Zeit “verschwunden” sein, was an **Spalten in der Erdkruste am Ozeanboden (Plattengrenzen)** möglich ist.
- Aber, eine gewisse Wassermenge wurde durch die ultraviolette (UV-) Strahlung zerstört.
- Bei diesem Prozeß, der oft als **Photodissoziation** bezeichnet wird, entsteht aus Wasser **Wasserstoff** und **Sauerstoff**.

## Wechselwirkung: Atmosphäre - Ozean



- Die Wechselwirkung der Atmosphäre mit den entstandenen Ozeanen hatte entscheidenden Einfluß auf die Bildung des freien Sauerstoffs und die Verringerung des Kohlendioxidgehalts, beides Besonderheiten der Erdatmosphäre.

## Atmosphärischer Sauerstoff und biologische Evolution

- Es läßt sich ausschließen, daß der atmosphärische Sauerstoff aus dem Materie von Erdkruste und Erdmantel stammt.
- Der Grund liegt in einer zu feste chemische Bindung.
- Es bleiben zwei Möglichkeiten für das Entstehen von O<sub>2</sub>:
  - **Photodissoziation des Wassers**  
 $2\text{H}_2\text{O} + \text{UV-Strahlung} \textcircled{\text{R}} 2\text{H}_2 + \text{O}_2$
  - **Photosynthese**  
 $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 + \text{sichtbare Strahlung} \textcircled{\text{R}} \underbrace{\{\text{CH}_2\text{O}\}}_{\text{Kohlenhydratbaustein}} + \text{O}_2$

## Photodissoziation des Wassers



- Die Reaktion läuft ab, wenn genügend Energie durch die ultraviolette (UV-) Sonnenstrahlung zugeführt wird.
- Der entstehende freie Sauerstoff hat die Eigenschaft, UV-Strahlung zu absorbieren, die dann für weitere Reaktionen als Energiequelle ausscheidet.
- Deshalb, kann nur ein bestimmtes Sauerstoff-Niveau erreicht werden.
- Dieses Gleichgewicht pendelt sich schon bei einem **tausendstel** des heutigen Sauerstoffanteils ein.

## Photosynthese



- Aus den zwei energiearmen Verbindungen Wasser und Kohlendioxid entsteht der Kohlehydratbaustein  $\text{CH}_2\text{O}$  mit viel gespeicherter Energie, wobei der Sauerstoff als "Abfallprodukt" freigesetzt wird.
- Für diese Reaktion ist Sonnenstrahlung im sichtbaren Spektralbereich (Licht) nötig.

## Photosynthese 2

- Fossile Funde in Zimbabwe und Australien belegen, dass sich das Leben auf der Erde bereits vor fast  $4 \times 10^9$  Jahren bis zu einer so fortgeschrittenen Form wie der Photosynthese entwickelt hatte.
- Wichtig dafür war die Existenz der Ozeane, denn nur eine mehrere Meter dicke Wasserschicht bot Schutz vor der für die Zellen schädlichen UV-Strahlung.
- Die primitiven Blaualgen bauten die Kohlehydrate zur Deckung ihres Energiebedarfs durch Gärung ab, wobei Alkohol und Kohlendioxid entstand.
- Der bei der Photosynthese freiwerdende Sauerstoff war also Zellgift, das allerdings über lange Zeit durch die Oxidation von im Meer gelöstem Eisen beseitigt wurde.

### Photosynthese 3

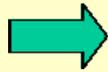
- Als vor etwa  $4 \times 10^9$  Jahren jedoch das unoxidierte Eisen aufgebraucht war und das Gift sich ansammelte, entwickelte sich als neuer Stoffwechselmechanismus die Atmung.
- Bei diesem wesentlich effektiveren Prozeß zur Energiegewinnung handelt es sich um die Umkehrung der Photosynthese-Reaktion.
- Wegen des evolutionären Fortschritts nahmen die biologische Aktivität und Sauerstoffproduktion stark zu, so daß erstmals durch freien Sauerstoff an Land eisenhaltiges Gestein oxidiert wurde.

### Photosynthese 4

- Die UV-Strahlung verhinderte jedoch noch die Besiedelung des Landes.
- Erst nachdem 10% des heutigen atmosphärischen Sauerstoffanteils erreicht waren, begann die Bildung einer Ozonschicht in der höheren Atmosphäre.
- Die Ozonmoleküle ( $O_3$ ) haben die Eigenschaft, ultraviolette Strahlung aus der einfallenden Sonnenstrahlung zu filtern und zwar genau den Teil, der für Pflanzen schädlich ist.
- Welche Vorgänge in der Ozonschicht genau ablaufen, welche Wirkung Ozon in Bodennähe hat und wie das "Ozonloch" entsteht, wird später erläutert.

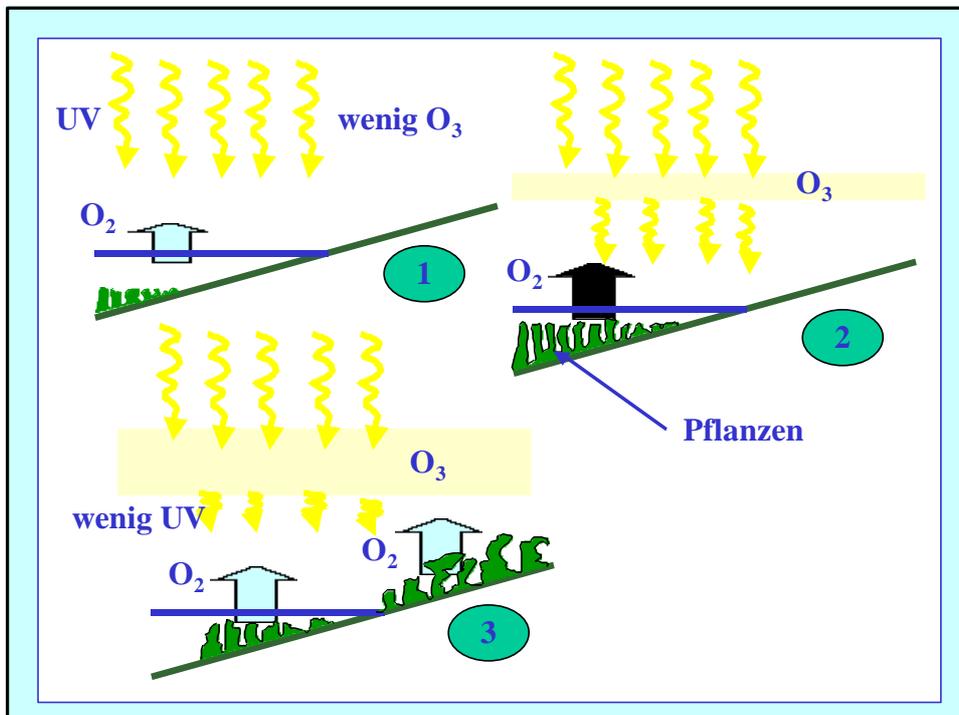
## Photosynthese 5

- Das Ozon schaffte für das Leben im Ozean die Voraussetzung, unter einer immer weniger dicken Wasserschicht existieren zu können, wodurch mehr sichtbare Strahlung zur Verfügung stand.



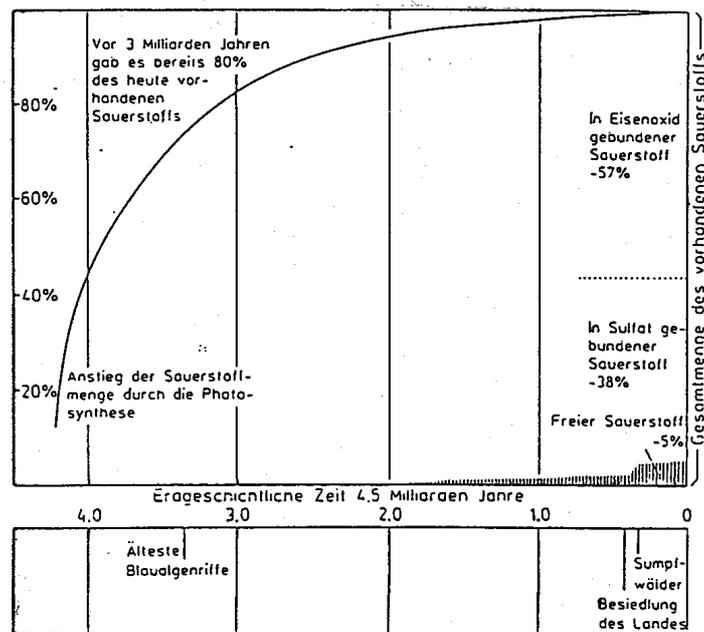
Mehr O<sub>3</sub>

- Ⓜ weniger UV-Strahlung
- Ⓜ mehr sichtbare Strahlung verfügbar
- Ⓜ reichhaltigeres Pflanzenleben
- Ⓜ höheres O<sub>2</sub>-Produktion



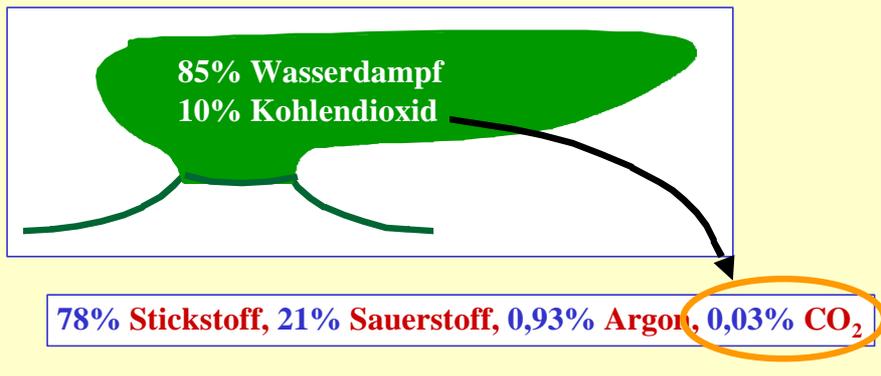
## Photosynthese 6

- Der Übertritt des Lebens von den geringen Wassertiefen auf das Land war dann vor etwa 500 Mio. Jahren möglich.
- Seit 350 Mio. Jahren beträgt der Sauerstoffgehalt der Atmosphäre 21%.
- Diese 21% bedeuten jedoch nur 5% der Gesamtmenge des produzierten Sauerstoffs, denn 95% wurden in Eisenoxid und Sulfat (Oxidation der Schwefelverbindungen) gebunden.



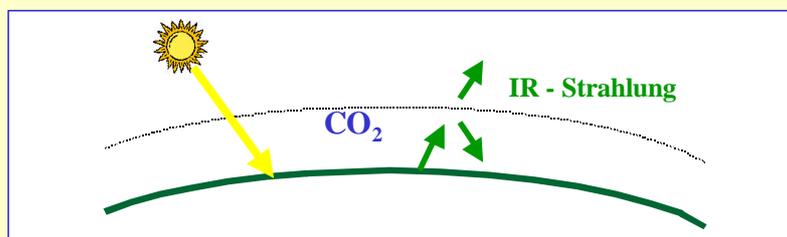
## Atmosphärisches und gespeichertes Kohlendioxid

- Eine wichtige Voraussetzung bei der Entstehung des Lebens war die **Verringerung des Kohlendioxidgehalts** von 10% in der Uratmosphäre auf den heutigen Wert von 0,03% .



## Atmosphärisches und gespeichertes Kohlendioxid

- CO<sub>2</sub> Moleküle besitzen die Eigenschaft, **Sonnenstrahlung nahezu ungehindert durchzulassen**, die **langwellige Strahlung der Erdoberfläche aber teilweise zu absorbieren und zurückzustrahlen** (der Treibhauseffekt).



- Auf der Venus herrschen Temperaturen von 470°C, weil sich alles entgaste CO<sub>2</sub> in der Atmosphäre anreichern konnte.

	Kohlenstoffmenge in relativen Einheiten
Biosphäre Ozean	1
Land	1
Atmosphäre CO <sub>2</sub>	70
fossile Brennstoffe	800
Ozean (gelöstes CO <sub>2</sub> )	4000
Schiefergestein	800 000
Karbonatgestein	2 000 000

Ein Großteil des in die Erdatmosphäre ausgestoßenen CO<sub>2</sub> ist in den **Sedimenten gespeichert** bzw. im **Ozean gelöst** worden.

#### Atmosphärisches und gespeichertes Kohlendioxid 2

➤ Die **Ozeane** und das darin entstandene **Leben** waren die Ursache für den einmaligen Vorgang der CO<sub>2</sub>-Speicherung auf der Erde.

➤ Das CO<sub>2</sub> kann sich im Meerwasser lösen:



➤ Zusammen mit metallischen Ionen (**Kalzium, Magnesium**) entstehen Karbonate.

➤ Die ablaufenden Ionenaustauschreaktionen lassen sich folgendermaßen zusammengefasst:



### Atmosphärisches und gespeichertes Kohlendioxid 3



- Kalziumkarbonat  $\text{CaCO}_3$  setzt sich als **Kalkgestein** ab und ist auch der Grundstoff für Kalkschalen bestimmter **Meeresorganismen** (z. B. Foraminifera).
- Die **Meeresorganismen** werden nach dem Absterben als Sedimente in das Kalkgestein der Erdkruste eingebaut, wo man heute häufig fossile Reste findet.
- Die freigesetzten  $\text{H}^+$ -Ionen reagieren mit Metalloxiden der Erdkruste (z.B.  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ).

### Atmosphärisches und gespeichertes Kohlendioxid 4

- Die  $\text{H}^+$ -Ionen nehmen ein Sauerstoffatom von einem Metalloxiden und bauen ein Wasser Molekül auf.
- Das Sauerstoffatom wird später ersetzt von der Luft.
- Durch die Bildung von Karbonaten geht der Atmosphäre Sauerstoff verloren, der aber bei Auflösung dieser Karbonate wieder freigesetzt wird.
- Karbonatproduzierende Meereslebewesen wie Foraminifera können also die Sauerstoff- und Kohlendioxidmenge der Atmosphäre regulieren.
- Dies ist einer wichtiger Punkt in der Debatte über Klimaänderung.

#### Atmosphärisches und gespeichertes Kohlendioxid 5

- Eine weitere Möglichkeit für die CO<sub>2</sub>-Speicherung ist die Photosynthesereaktion.



- Immer wenn ein O<sub>2</sub>-Molekül produziert wird, entsteht gleichzeitig ein organisches Molekül, in dem ein C-Atom gebunden ist.
- Die meisten der C-Atome werden allerdings durch die **Atmung der Pflanzen und die Verrottung von organischem Material** erneut oxidiert:



#### Atmosphärisches und gespeichertes Kohlendioxid 6

- Ein Teil der abgestorbenen organischen Substanz geht diesem Kreislauf durch Konservierung unter Luftabschluss verloren (ungefähr eines von  $3 \times 10^4$  C-Atomen).
- Die größte Menge davon ist fein verteilt:
- Nur etwa 1‰ liegt in Form abbauwürdiger Kohle-, Erdöl- und Erdgaslagerstätten vor.

#### Atmosphärisches und gespeichertes Kohlendioxid 7

- Die **Verbrennung der fossilen Brennstoffe vernichtet jedes Jahr die Arbeit von 1000 Jahren Photosynthese.**
- Glücklicherweise gibt es die Photosynthese schon seit einigen hundert Millionen Jahren!
- Der größte Teil der organischen Kohlenstoffmenge in der Lithosphäre ist für die anthropogene Nutzung in zu verdünnter Form gespeichert.
- Die Verbrennung stellt also für den atmosphärischen Sauerstoffhaushalt sicher kein Problem dar.
- Das freigesetzte Kohlendioxid kann dagegen durchaus zu Konsequenzen führen.

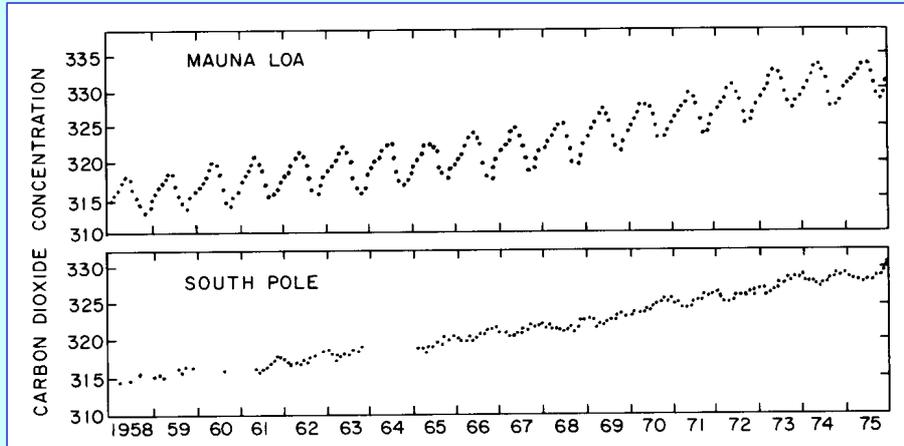
#### Atmosphärisches und gespeichertes Kohlendioxid 8

- Langjährige Mebreihen zeigen einen ständigen Anstieg der atmosphärischen  $\text{CO}_2$ -Konzentration auf mittlerweile über 350 ppm.
- Der  $\text{CO}_2$ -Anteil im Jahr 1750 zu Beginn der Industrialisierung konnte mit Hilfe von  $\text{CO}_2$ -Analysen der Gaseinschlüsse in Eisbohrkernen aus der Antarktis bestimmt werden.
- Im Jahr 1750 betrug er nur 280 ppm.
- Die Zunahme entsteht durch die Störung des Gleichgewichts zwischen Quellen und Senken im  $\text{CO}_2$ -Kreislauf.

die Messungen



## Die CO<sub>2</sub> Messungen



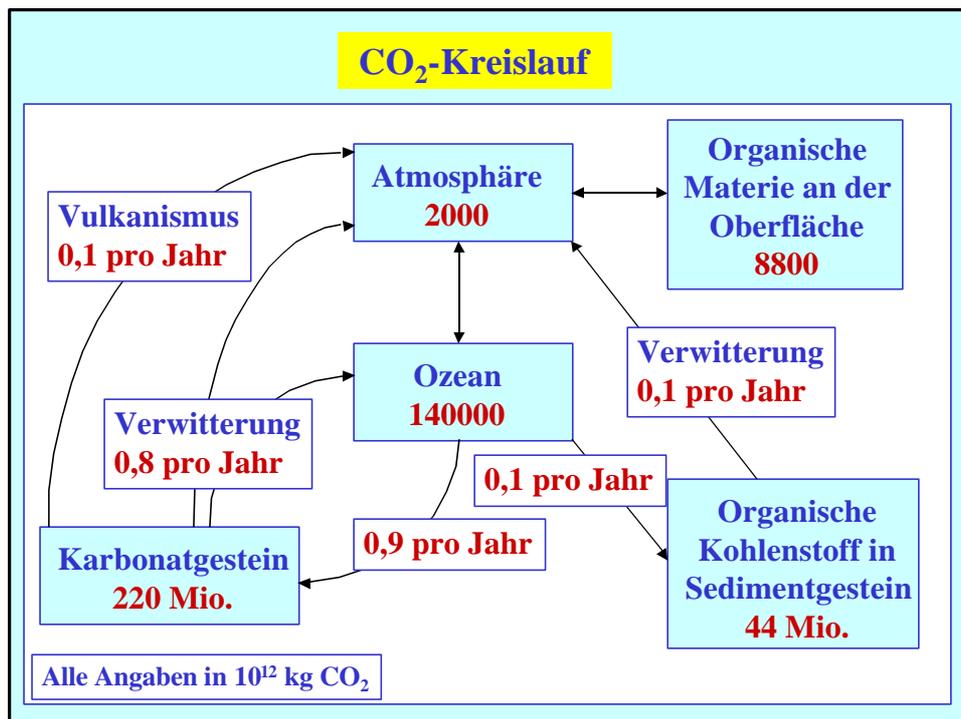
- Langjähriger Trend + eine jahreszeitliche Variation.
- Die CO<sub>2</sub>-Konzentration sinkt während der Sommermonate durch die höhere Photosynthese-Aktivität.
- Die Schwankungen sind auf der Südhalbkugel kleiner.

## Atmosphärisches und gespeichertes Kohlendioxid 7

- Zwischen Atmosphäre, Biosphäre, Ozeanen und Gesteinen gibt es einen ständigen Austausch von CO<sub>2</sub>, ein gutes Beispiel für die Wirkung des früher beschriebenen gekoppelten Systems.
- In dem CO<sub>2</sub>-Kreislauf werden **jedes Jahr** beträchtliche Mengen umgesetzt.

CO<sub>2</sub>-Kreislauf

## CO<sub>2</sub>-Kreislauf



## Weitere atmosphärische Bestandteile

- Ein kleiner Teil (ungefähr 20% ) des in die Atmosphäre entgasten Stickstoffs wurde in den Nitraten im Erdboden gebunden.
- Dies geschah durch Ionenaustauschreaktionen und Mikroorganismen im Boden, die den Stickstoff fixieren.
- Stickstoff ist ein **chemisch inertes** (nur wenig mit anderen Substanzen reagierendes) Gas und besitzt eine geringe Wasserlöslichkeit (etwa 1/70 des Kohlendioxids).
- Deshalb, blieb der größte Teil des von Vulkanen freigesetzten Stickstoffs in der Atmosphäre.

### Weitere atmosphärische Bestandteile 2

- Nach dem fast vollständigen Verschwinden von  $\text{CO}_2$  und Wasserdampf wurde Stickstoff das Gas mit dem größten Anteil am Volumen der Luft.
- Schwefel und Schwefelverbindungen ( $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{SO}_2$ ) von Vulkanausbrüchen werden schnell zu Sulfaten ( $\text{SO}_4^{2-}$ ) oxidiert und in Wolkentröpfchen gelöst, wodurch eine verdünnte Schwefelsäurelösung entsteht.
- Auch der "Sauren Regen" in der Abgasfahne von groben Industriezentren entsteht durch die schwefelhaltigen Verbindungen, die bei der Verbrennung von Kohle und Öl freigesetzt sind.

### Weitere atmosphärische Bestandteile 3

- Nach dem Abregnen werden die Sulfationen durch die Reaktion mit Metallionen im Boden gebunden.
- Eine weitere Schwefelverbindung wird für die Erklärung der Niederschlagsbildung später wichtig werden, nämlich das aus Schwefeldioxid und Ammoniak entstehende Ammoniumsulfat.
- Ähnlich wie die Schwefelverbindungen sind zahlreiche weitere Gase in nur geringer Konzentration vorhanden (ppm-Gase oder **Spurengase**).
- Manche **Spurengase** ( $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2\text{O}$  und auch  $\text{H}_2\text{O}$ ) haben aber wie das  $\text{CO}_2$  groben Einflub auf die "Treibhauswirkung" der Atmosphäre, so dab bereits geringe Änderungen das Gleichgewicht Atmosphäre - Biosphäre - Hydrosphäre stören können.

#### Weitere atmosphärische Bestandteile 4

- Beim Vergleich der Volumenanteile von atmosphärischen Gasen steht **Argon** mit 0,93% in trockener Luft an dritter Stelle.
- 99,7% davon bestehen aus dem Argon-Isotop mit der Massenzahl 40, das durch radioaktiven Zerfall des im Erdmantel enthaltenen Kalium-40 im Lauf der Erdgeschichte gebildet wurde.
- Auch das **Helium** stammt überwiegend aus radioaktiven Zerfällen.

#### Bestandteile mit variabler Konzentration: Wasserdampf und Ozon

- Im Gegensatz zu den anderen aufgeführten Gasen sind die Konzentrationen von **Wasserdampf** und **Ozon** sowohl **räumlich** als auch **zeitlich stark variabel**.
- Obwohl beides Spurengase sind, sie haben grobe Bedeutung wegen ihrer Wirkung auf die langwellige Abstrahlung der Erde bzw. die kurzwellige Sonnenstrahlung.
- Durch **Verdunstung** (Energieverbrauch) und **Kondensation** (Energiefreisetzung) von Wasserdampf wird außerdem der Energiekreislauf der Atmosphäre entscheidend beeinflusst (Transport von latenter Wärme).

## Wasserdampf

- Die Hauptquelle für den Wasserdampf ist Verdunstung an der Erdoberfläche (**besonders über den tropischen Ozeanen**), die größte Senke die Kondensation in den Wolken.
- Die Konzentration erreicht mit bis zu 4% Anteil am Gesamtvolumen das Maximum in den untersten Luftschichten.
- Mit zunehmender Höhe erfolgt jedoch wegen der niedrigen Temperaturen eine starke Abnahme.
- Über 10 km Höhe sind nur noch Bruchteile der Menge in Bodennähe vorhanden.

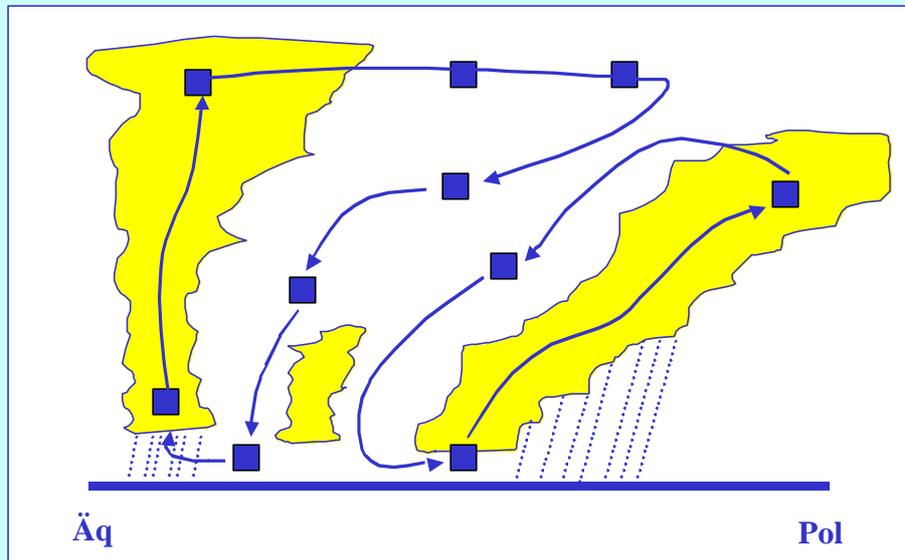
## Wasserdampf

- Die typische "Lebensdauer" eines Wasserdampfmoleküls in der Atmosphäre beträgt etwa eine Woche, d. h. in dieser Zeit wird der gesamte atmosphärische Wasserdampf in einem hydrologischen Kreislauf einmal umgewälzt.

Wasser Kreislauf



## Wasserdampf Kreislauf in der Atmosphäre



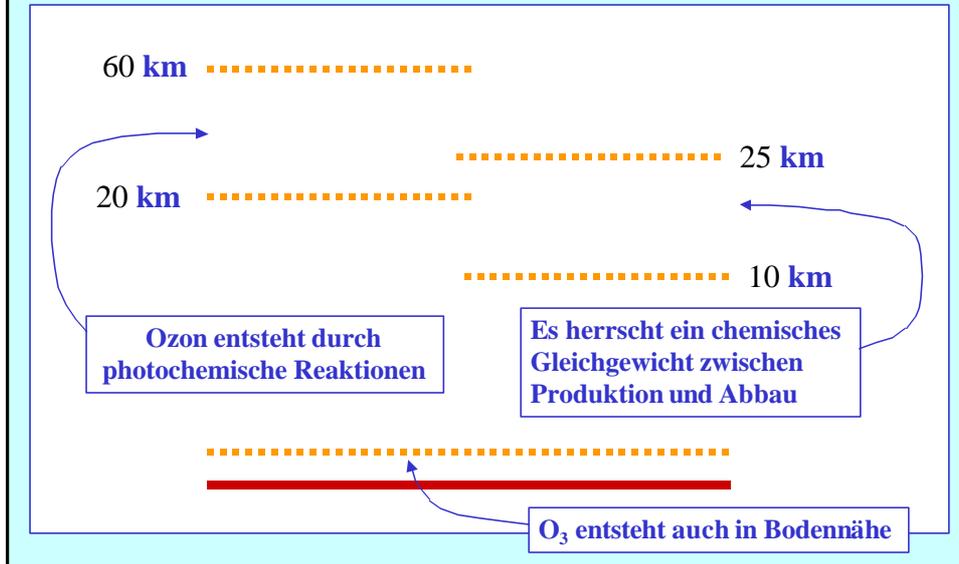
## Ozon

- Ozon entsteht durch photochemische Reaktionen in einer Schicht zwischen 20 und 60 km Höhe.
- In Höhen von 10 bis 25 km herrscht ein chemisches Gleichgewicht zwischen Produktion und Abbau bei einer stark höhenabhängigen Lebensdauer (Minuten bis Monate) der Moleküle.

Stratosphärische Ozon



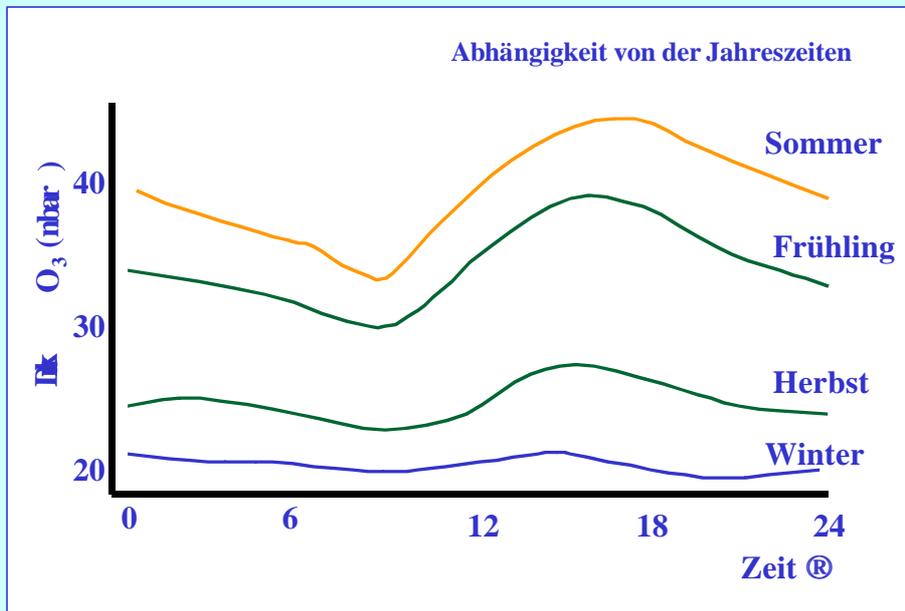
## Ozonbildung



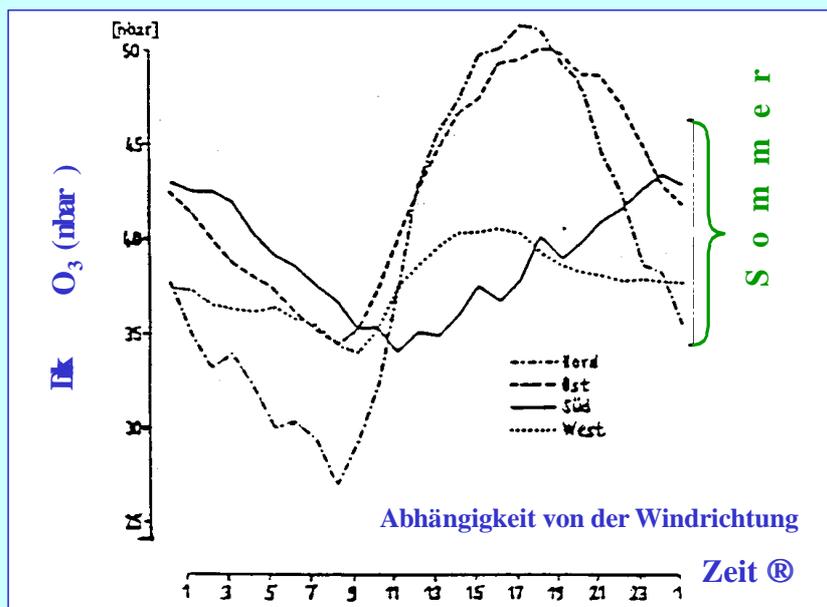
## Ozon in Bodennähe

- In geringeren Mengen bildet sich das sehr reaktive, giftige Gas auch in Bodennähe.
- Günstige Bedingungen hierfür herrschen in einer mit Kohlenwasserstoffen (u.a. aus Autoabgasen) angereicherten Luft, unter der Einwirkung intensiver Sonnenstrahlung.
- Der **Abbau** des Ozons geht in der verschmutzten Luft mit vielen Reaktionspartnern schneller als in Reinluftgebieten.
- Über einen längeren Zeitraum beobachtet man einen leicht **abwärts gerichteten Ozonflub** von der **Quelle in der Höhe** hin zu den **Senken in Bodennähe** (Pflanzen, Gewässer).

Mittlere Tagesgang des bodennahen Ozon am Hohenpeibenberg



Mittlere Tagesgang des bodennahen Ozon am Hohenpeibenberg

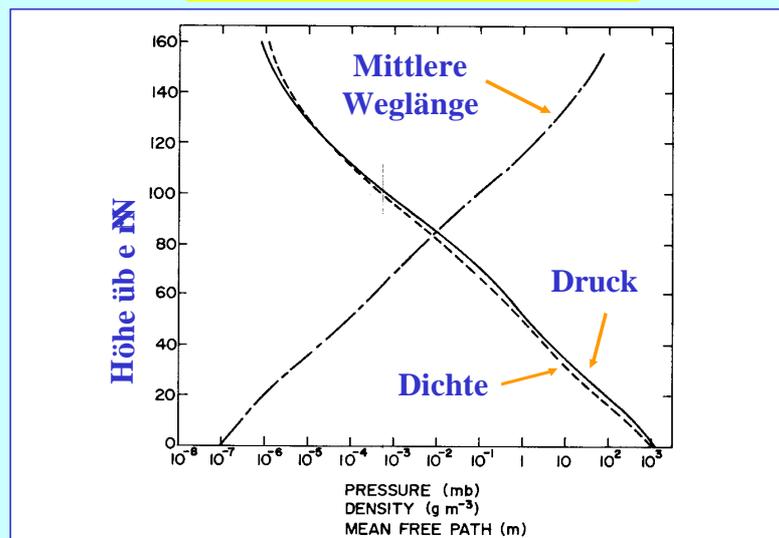


## Höhenabhängigkeit von Luftdruck und Luftdichte

- Die Änderung von Druck und Dichte mit der Höhe ist wesentlich größer als die Schwankung dieser Größen im zeitlichen Verlauf an einem bestimmten Ort.
- 300 m Höhenänderung entsprechen dem Unterschied zwischen Hochdruck- und Tiefdruckgebiet.
- Mittelt man die Meßwerte von verschiedenen Orten zeitlich, so bleibt nur noch die Höhenabhängigkeit übrig.
- Diese Mittelwerte für alle Weltstationen über einem Jahr definieren die **Standardatmosphäre**.

die Standardatmosphäre

## Die Standardatmosphäre

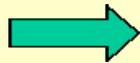


Bis zu einer Höhe von 100 km ergibt sich, daß der Logarithmus des Luftdrucks  $p$  mit zunehmender Höhe  $z$  linear abnimmt.

## Höhenabhängigkeit von Luftdruck und Luftdichte

- Bis zu einer Höhe von 100 km ergibt sich, daß der Logarithmus des Luftdrucks  $p$  mit zunehmender Höhe  $z$  linear abnimmt, d. h.

$$\log[p(z)] \approx \log[p(0)] - Bz$$



$$p(z) \approx p(0)\exp[-z/H]$$

  $H = \text{Skalenhöhe}$   
» 7 km

$$\rho(z) \approx \rho(0)\exp[-z/H]$$

## Druck Einheiten

- Für den mittleren Druck in Meereshöhe  $p(0)$  wurden 1013,25 hPa (**Hektopascal**; 1 hPa = 100 Pa) errechnet.
- Ein Druck von 1 Pa entsteht, wenn auf eine Fläche von 1 m<sup>2</sup> die Kraft von 1 N (Newton) wirkt.
- In der meteorologischen Literatur wird oft noch das Millibar verwendet (1000 mbar = 1 bar; ein Bar war die alte Druckeinheit).
- Die Umrechnung ist jedoch einfach: 1 mbar = 1 hPa!

## Die Atmosphäre ist sehr Dünn

- Aus  $\rho(z) \approx \rho(0)\exp[-z/H]$  folgt, dass sich die Hälfte der Atmosphärenmasse unterhalb des 500 mb-Niveaus befindet.

Masse unter der Höhe  $z$  pro Einheitsfläche

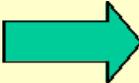
$$\int_0^z \rho(z) dz = \rho(0) \int_0^z e^{-z/H} dz = \rho(0)H(1 - e^{-z/H})$$

Gesamte Masse  $\int_0^\infty \rho(z) dz = \rho(0)H$

$$\frac{\text{Masse unter Höhe } z}{\text{Gesamte Masse}} = 1 - e^{-z/H} = \frac{1}{2}$$

## Die Atmosphäre ist sehr Dünn

$$\frac{\text{Masse unter Höhe } z}{\text{Gesamte Masse}} = 1 - e^{-z/H} = \frac{1}{2}$$

  $e^{z/H} = 2$    $z = \underbrace{0,69}_{\ln 2} H = 4.8 \text{ km}$

bei dieser Höhe,  $p = 1013,25 \exp(-0,69) = 508 \text{ mb}$

- Die Hälfte der Atmosphärenmasse liegt in einer Höhe weniger als 1/1000 des Erdradius', d.h. die Atmosphäre ist wirklich dünn.
- 99% der Atmosphärenmasse liegt unter 30 km Höhe.

## Höhenabhängigkeit der Zusammensetzung der Atmosphäre

- Die Zusammensetzung des Gasmisches Luft in verschiedenen Höhen ist, weit entfernt von Quellen und Senken, davon abhängig, welcher von zwei physikalischen Vorgängen den größeren Einfluß hat:
  - **Molekulare Diffusion oder Durchmischen auf Grund von Gasströmungen** -
- Die Diffusion entsteht durch die ständigen, rein zufälligen Molekülbewegungen im Erdschwerefeld.
- Weil die Schwerkraft zur Erde hin zunimmt, sammeln sich die schwereren Bestandteile des Gasmisches hier an:
- d. h. die mittlere Masse nimmt mit der Höhe allmählich ab.

## Höhenabhängigkeit der Zusammensetzung der Atmosphäre 2

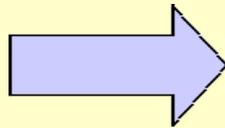
- Die einzelnen Gaskomponenten können unabhängig voneinander betrachtet werden.
- Die Dichte jedes Gases verringert sich exponentiell, aber mit unterschiedlichen Skalenhöhen  $H$ . Je schwerer das Gas, desto kleiner ist  $H$ .
- In groben Höhen sind also die leichtesten Gase (**Wasserstoff** und **Helium**) angereichert.
- Die molekulare Diffusion gewinnt an Bedeutung, wenn
  - die mittlere Geschwindigkeit der zufälligen Molekülbewegungen oder
  - die mittlere freie Weglänge zwischen den Molekülzusammenstößen zunehmen.

## Eine Analogie

- Der Einfluß der mittleren freien Weglänge läßt sich vielleicht mit einer Analogie veranschaulichen:
- Es ist am Nachmittag wesentlich schwieriger als am späten Abend, sich durch das Menschengewühl am Marienplatz hindurch durchzudringen, wenn die Weglänge zweier Zusammenstöße recht groß ist.
- In der Atmosphäre nimmt das Gedränge von unten nach oben ab.

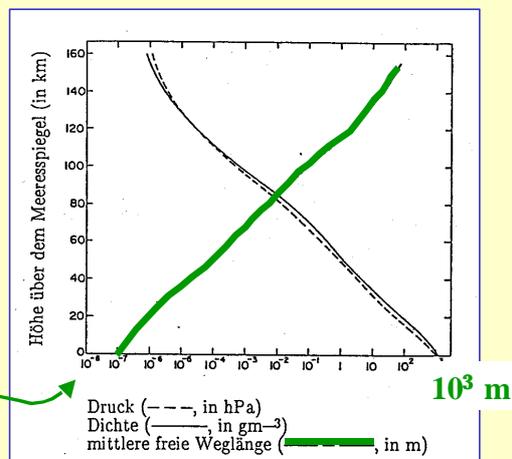
## Höhenabhängigkeit der Zusammensetzung der Atmosphäre 3

- In den untersten Luftschichten ist die mittlere freie Weglänge sehr klein.



Konsequenzen

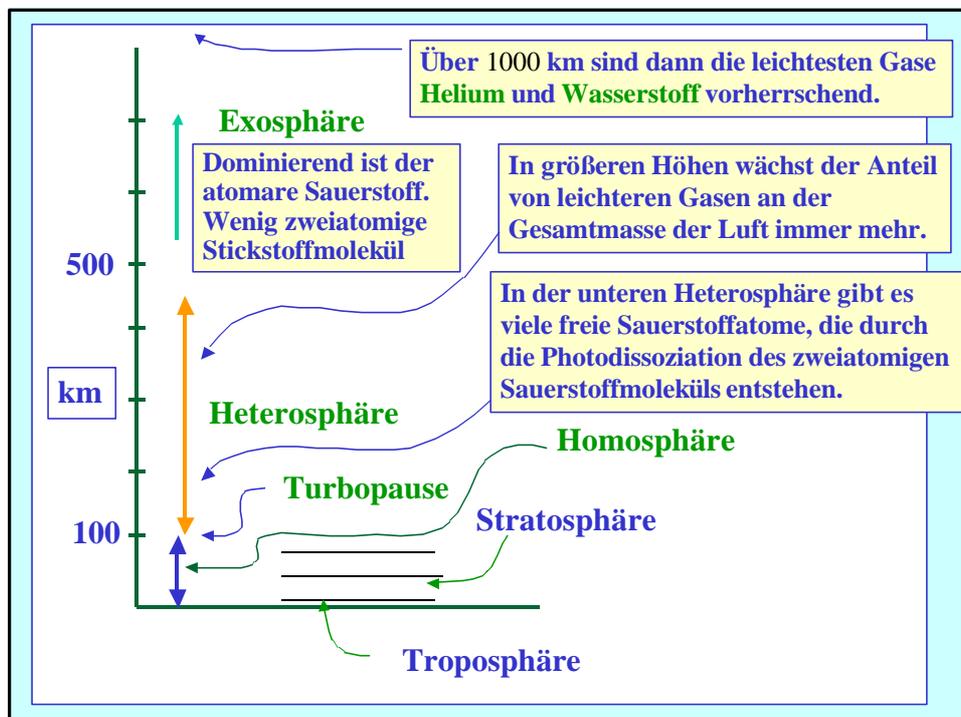
$10^{-8}$  m



$10^3$  m

#### Höhenabhängigkeit der Zusammensetzung der Atmosphäre 4

- Die Trennung der leichten von schweren Bestandteilen durch molekulare Diffusion geht deshalb sehr langsam.
- Die ständig stattfindende, viel schnellere turbulente Gasaustausch führt sofort wieder zu einer gleichförmigen Dichte.
- Daraus ergibt sich eine Höhenunabhängige Gaszusammensetzung.
- Die mittlere freie Weglänge nimmt jedoch mit der Höhe stark zu - in der Tat ist die Zunahme exponentiell.
- Daraus folgt, daß **über 100 km Höhe** die molekulare Diffusion bestimmend ist **Heterosphäre**.



## Entweichen der leichten Bestandteile

- Über 500 km sind Molekülzusammenstöße wegen der großen mittleren freien Weglänge relativ selten.
- Unter diesen Bedingungen können einige der Moleküle, die sich zufällig gerade schnell bewegen, den Schwerfeld der Erde entkommen und in den Weltraum entweichen.
- Die dazu nötige Fluchtgeschwindigkeit ist für alle Moleküle gleich groß - sie hängt nur von der Höhe  $z$  ab.
- Damit ein Teilchen mit der Masse  $m$  entweichen kann, muß dessen kinetische Energie  $\frac{1}{2}mv^2$  größer als das Gravitationspotential  $GMm/r$  sein.

$M$  = Erdmasse,  $r$  = die Entfernung vom Erdmittelpunkt und  $G$  = die Gravitationskonstante.

## Entweichen der leichten Bestandteile 2

- Als **Fluchtgeschwindigkeit** ergibt sich

$$v_f = \sqrt{\left[ \frac{2GM}{r} \right]}$$

- In einer Höhe von 500 km über der Erdoberfläche beträgt:

$$r = (6,37 + 0,5) \times 10^6 \text{ m}$$

- Wenn man in die Formel einsetzt, erhält man:

$$v_f = [2 \times 6,67 \times 10^{-11} \times 5,97 \times 10^{24} \div 6,87 \times 10^6] \approx 11 \text{ km/s}$$

### Entweichen der leichten Bestandteile 3

- Die wahrscheinlichste der verschiedenen Geschwindigkeiten von mehreren Teilchen mit der Masse  $m$  ist.

$$v_o = \sqrt{\left[ \frac{2kT}{m} \right]}$$

$k$  = Boltzmann\_Konstante  
 $1,38 \times 10^{-23} \text{ JK}^{-1}$   
 $T$  = absolute Temperatur

- Die kinetische Energie  $\frac{1}{2}mv_o^2$  hat für alle Bestandteile den konstanten Wert  $kT$ .
- Die leichteren Moleküle bewegen sich mit einer höheren Durchschnittsgeschwindigkeit.
- Die Geschwindigkeiten einer Anzahl von Teilchen mit gleicher Masse sind um den wahrscheinlichsten Wert  $v_o$  statistisch verteilt.

### Entweichen der leichten Bestandteile 4

- Nach der kinetischen Gastheorie haben 2% der Moleküle eine größere Geschwindigkeit als  $v_o$  und nur eines von  $10^4$  erreicht eine Geschwindigkeit größer als  $3v_o$ .

$v$	Bruckteil der Gasmoleküle mit mindestens $v$
$v_o$	0,5
$2v_o$	0,02
$3v_o$	$10^{-4}$
$4v_o$	$10^{-6}$
$6v_o$	$10^{-20}$
$10v_o$	$10^{-50}$
$15v_o$	$10^{-90}$

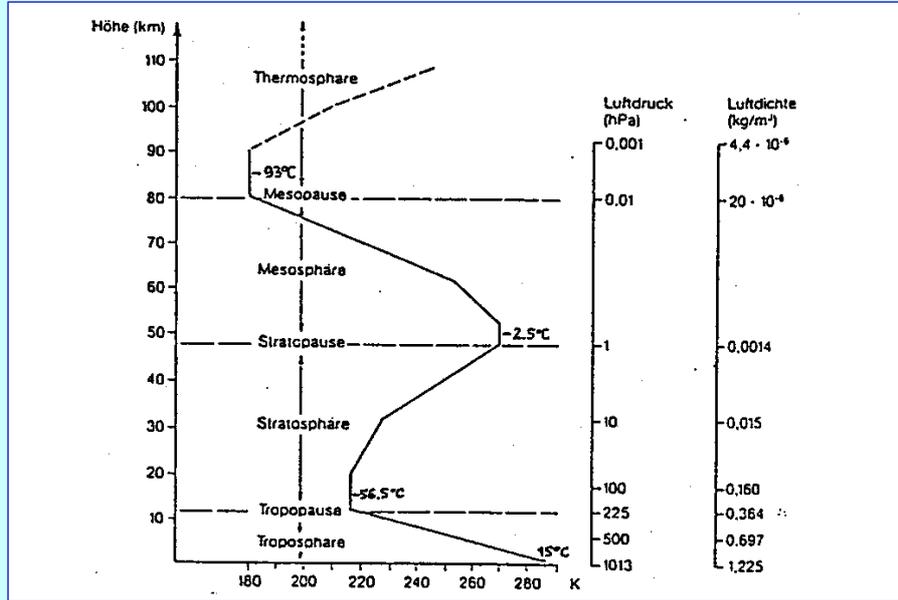
#### Entweichen der leichten Bestandteile 5

- In der Erdatmosphäre herrschen in der unteren **Exosphäre** Temperaturen von 600 K, wo bestimmte Gase entweichen können.
- Nach  $v_0 = \sqrt{2kT/m}$  ergibt sich für ein Wasserstoffatom ( $m = 1,67 \times 10^{-27}$  kg) die wahrscheinlichste Geschwindigkeit von 3 km/s.
- Im statistischen Mittel befindet sich unter einigen hunderttausend Atomen ein Atom mit einer Geschwindigkeit von mindestens 11 km/s.
- In erdgeschichtlichen Zeiträumen führt dieser Effekt zu einem völligen Verschwinden des Wasserstoffs aus der Atmosphäre.

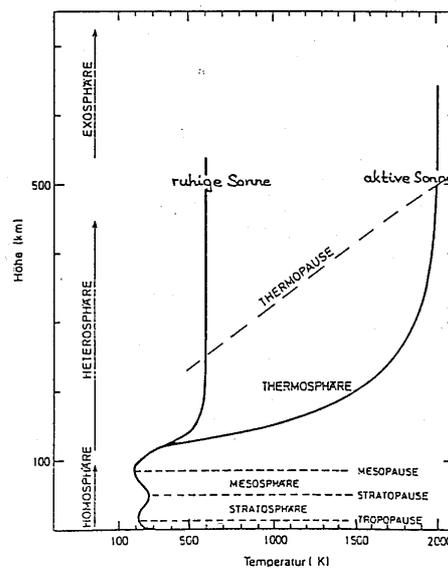
#### Entweichen der leichten Bestandteile 6

- Geringe Mengen von Wasserstoff sind dennoch vorhanden, weil ständig neuer Wasserstoff produziert wird (z.B. durch Photodissoziation des Wassers).
- Die gleiche Rechnung liefert für atomaren Sauerstoff ( $m = 16 \times 1,67 \times 10^{-27}$  kg) die wahrscheinlichste Geschwindigkeit von  $v_0 = 0.8$  km/s.
- Nur eines von  $10^{-84}$  Atomen erreicht die Fluchtgeschwindigkeit.
- Die Wahrscheinlichkeit für das Entweichen von Sauerstoff ist also sehr klein und kann selbst für die Dauer der gesamten Erdgeschichte vernachlässigt werden.

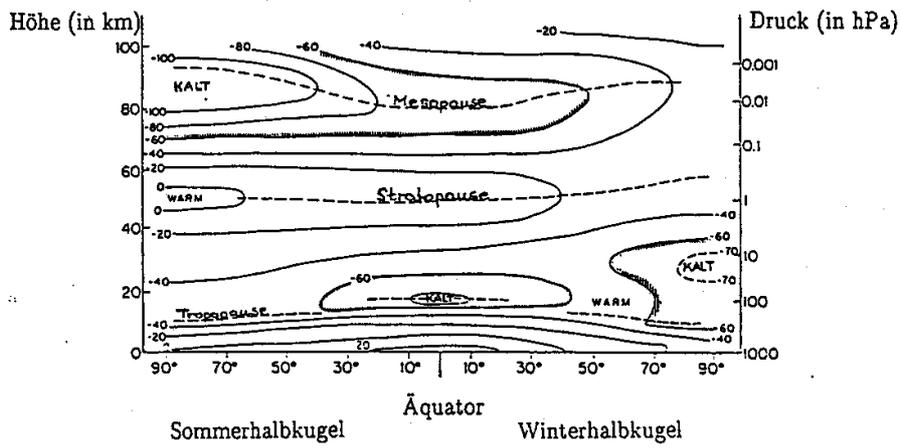
## Mittlere vertikale Temperaturverteilung



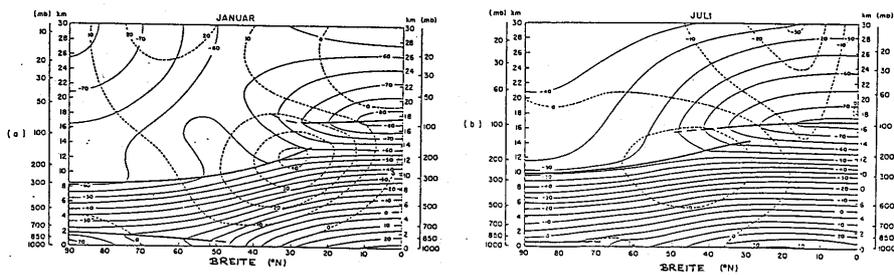
## Temperaturschwankungen



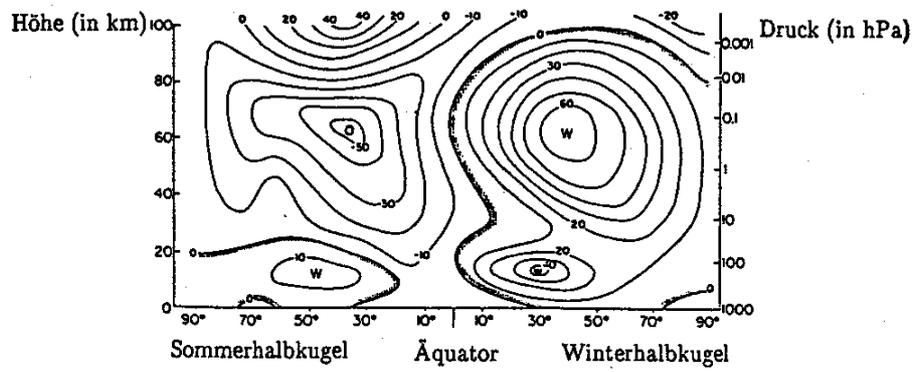
## Breitenabhängige und zeitliche Temperaturschwankungen



## Grobräumige Windsysteme in der Erdatmosphäre



## Grobräumige Windsysteme in der Erdatmosphäre



**Das Ende**