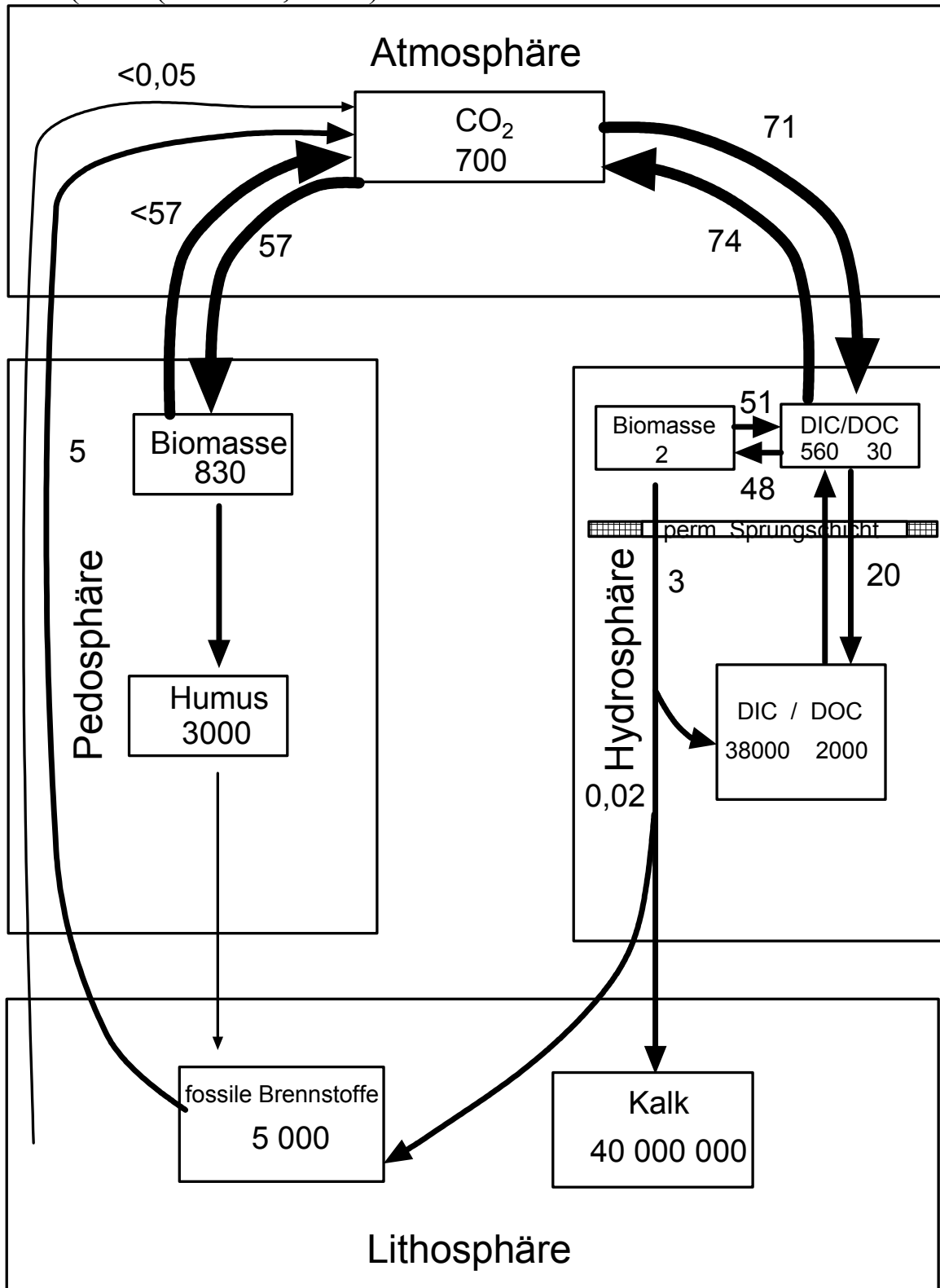


# Globale Stoffkreisläufe

Treibhausgas CO<sub>2</sub>

Pools (nach (Sommer, 1998) :



Poolgrößen =  $10^{15}$ gC  
 Flußgrößen =  $10^{15}$ gC/Jahr

## was sind Quellen, was sind Senken?

### Senken:

- Löslichkeitspumpe im Meer:  
Temperatursensitiv: Löslichkeit von  $\text{CO}_2$  sinkt mit  
Temperaturerhöhung (Ausgasen)
- Biologische Pumpe:  
Photosynthese von photoautotrophen Algen:  
 $\text{CO}_2 + 6\text{H}_2\text{O} + \text{Lichtenergie} = \text{C}_6\text{H}_{12}\text{O}_6 + 6\text{O}_2$   
(nährstofflimitiert, klimasensitiv)  
aber auch Chemosynthese
- Karbonatsedimentation
- Riffe
- Biol. Produktivität

### Quellen:

- Vulkanismus
- Verbrennung von fossilen Brennstoffen
- Remineralisation
- Verwitterung (Verkarstung)
- biol. „Veratmen“
- Meeresströmungen  
(Auftrieb, Tiefenwasserzirkulation)

## Veränderlichkeit des Kohlenstoffkreislaufes durch die Zeit:

### Seit dem Präkambrium:

Eine erste Atmosphäre entsteht nach dem Abkühlen. Vermutlich besteht die erste Atmosphäre aus denselben Gasen, die noch heute bei Vulkanausbrüchen entstehen: Wasserstoff, Salzsäuregas, Kohlendioxid, Kohlenmonoxid, Stickstoffgas.

Freier Sauerstoff war nur in Spuren vorhanden, was ein heutiges Leben auf der Erde unmöglich machen würde.

Abbildung: Entwicklung der Sedimentite in der Erdgeschichte (Stanley, 1998)

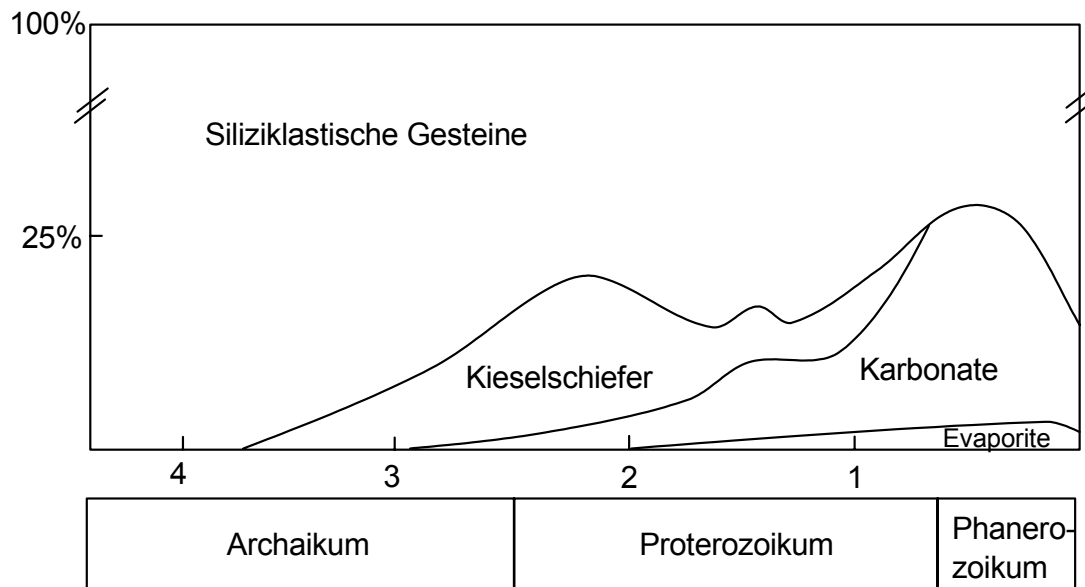
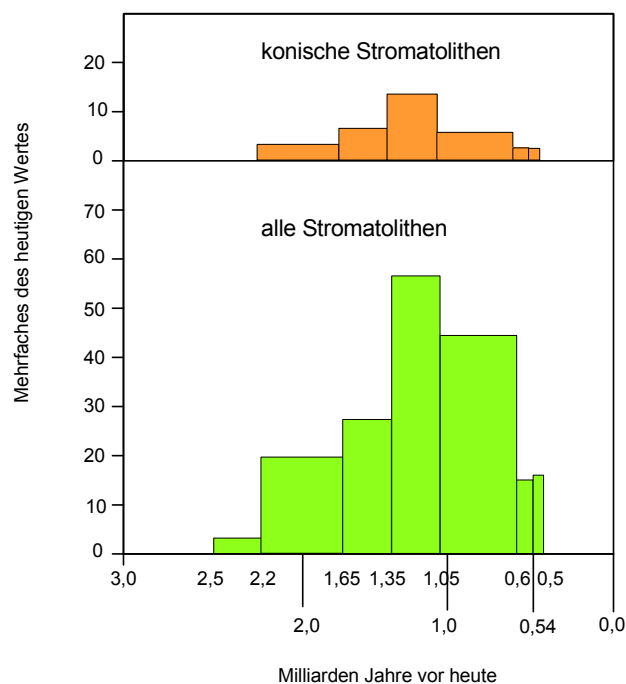


Abbildung: Vorkommen von Stromatolithen in der Erdgeschichte (Stanley, 1998)



### Seit dem Kambrium:

Schwankungen der globalen klimatischen Situation (plattentektonische Gründe) führt zu Erhöhung des CO<sub>2</sub> in der Atmosphäre z. B. im Mesozoikum (1150ppm im Jura) aber auch zur Reduktionen des CO<sub>2</sub> durch Pflanzenwachstum zum Beispiel im Karbon. Subduktion an Plattenrändern kann auch zu Verlust von Kohlenstoff aus dem C-Kreislauf führen, wird aber Mittelozeanischen Rücken vermutlich dem Kreislauf wieder zugeführt. Das ergibt eine vermutlich über geologische Zeiträume eine ausgeglichene Bilanz.

### Glazial/Interglazial:

Die Eiszeitzyklen führen zu rythmischer Erwärmung und Abkühlung der Erde (siehe Sauerstoffisotopenverteilung). Durch die Abkühlung der Ozeane in den Eiszeiten kommt es zur Erhöhung der Löslichkeit von CO<sub>2</sub> in den Ozeanen, was vermutlich die Hauptursache für die Reduktion der Atmosphärischen CO<sub>2</sub>-Konzentrationen in Glazialen (siehe Abb. Atm. CO<sub>2</sub>) ist. Ein weiterer relevanter Prozess könnte die Erhöhung der ozeanischen Produktivität in Glazialen (biol. Pumpe) sein.

Abbildung: Veränderlichkeit der Insolation und die Reaktion der Wassertemperatur im Quartär (aus:(Struck et al., 1993))

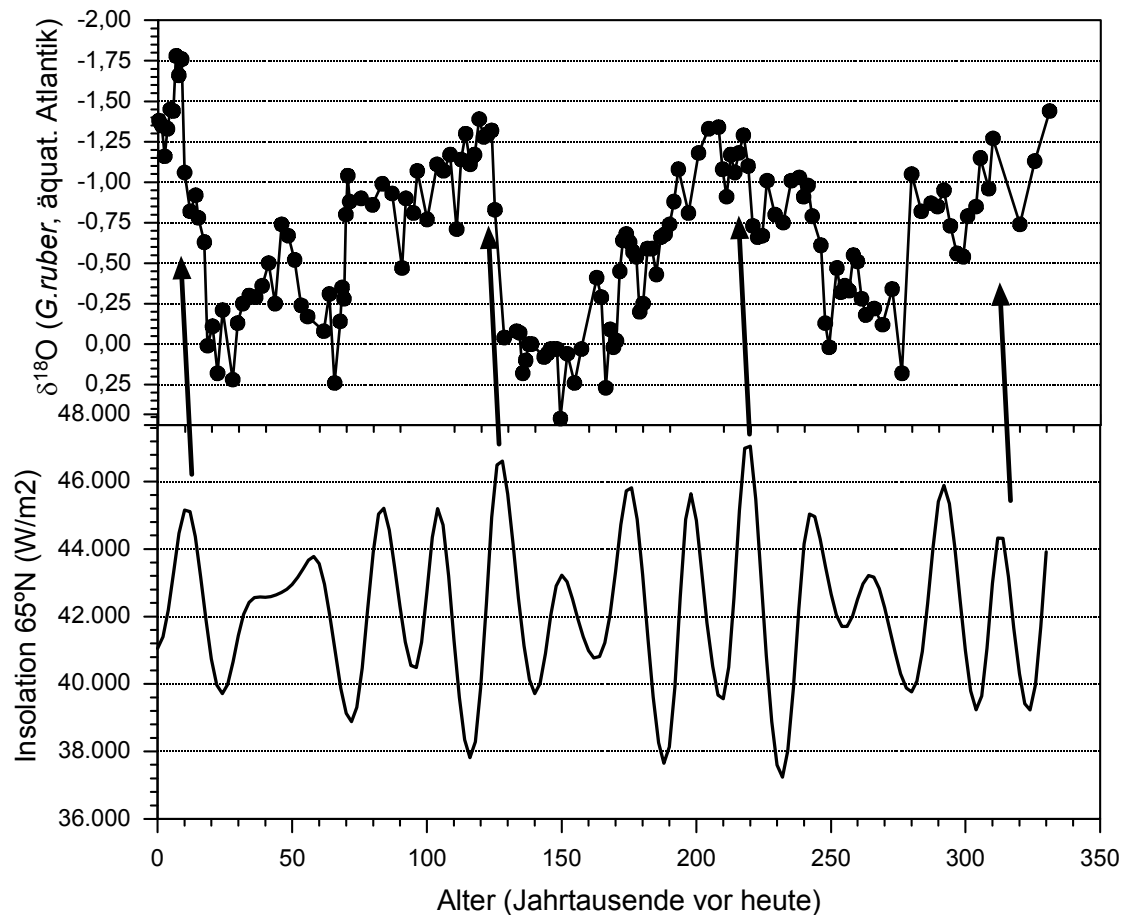
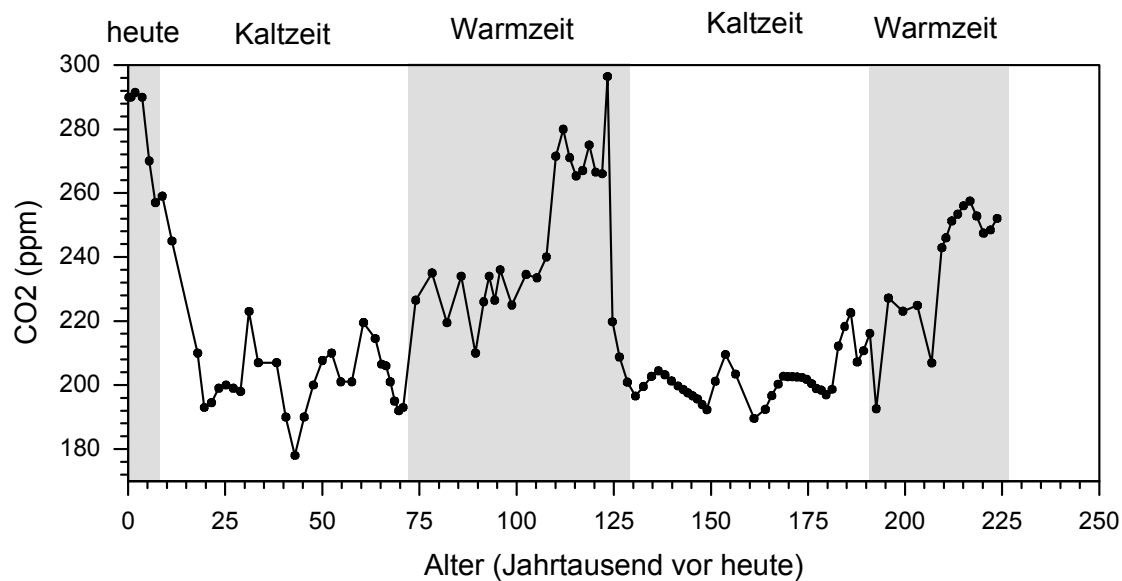


Abbildung: Atmosphärischer CO<sub>2</sub>-Haushalt in den letzten 225000 Jahren (Jouzel et al., 1993)



### Menschlicher Einfluß:

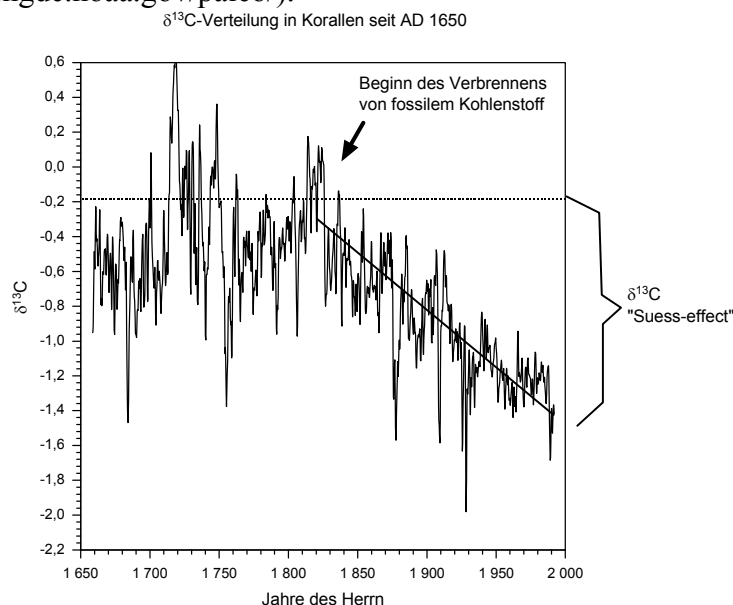
Durch die Industrialisation Anfang des 19. Jhd. wurden vermehrt fossile Energieträger eingesetzt (Kohle, Erdöl, Gas). Das hat zur Folge gehabt, dass die CO<sub>2</sub>-Konzentration in der Atmosphäre von 285 ppm auf nunmehr 375 ppm angestiegen ist. Circa  $5 \times 10^{15} \text{gC a}^{-1}$  ist der Zuwachs in der Atmosphäre (derzeit  $700 \times 10^{15} \text{gC}$ ). Die mögliche Folge dieser menschlichen Einflußnahme ist ein Globale Klimakatastrophe mit den bekannten Szenarien:

Meeresspiegelanstieg, globale Erwärmung, häufigere Stürme etc.

Sichtbarere Effekt der Verbrennung von fossilem Kohlenstoff ist der sog. „Suess-Effect“:

Isotopisch leichter fossiler Kohlenstoff wird dem Kreislauf zugeführt, was z. B. zur Abreicherung der Kohlenstoffisotopensignatur proportional zur CO<sub>2</sub>-Emission in Korallen geführt hat (Abb.)

Abbildung:  $\delta^{13}\text{C}$ -Verteilung in Korallen aus dem pazifischen Ozean (bei Australien) seit AD 1650 (<http://www.ngdc.noaa.gov/paleo/>).



## **Stickstoffkreislauf und Phosphorkreislauf:**

Ähnlich wie beim Kohlenstoff, da durch die biologische Produktion mit Kohlenstoff und Phosphor verknüpft: organische Materie im Meer besteht in einem recht stabilen Verhältnis aus den Elementen C/N/P (sog. „Redfield-Verhältnis“: C:N:P = 106:16:1)

## **Stickstoff:**

### Unterschiede zu Kohlenstoffkreislauf:

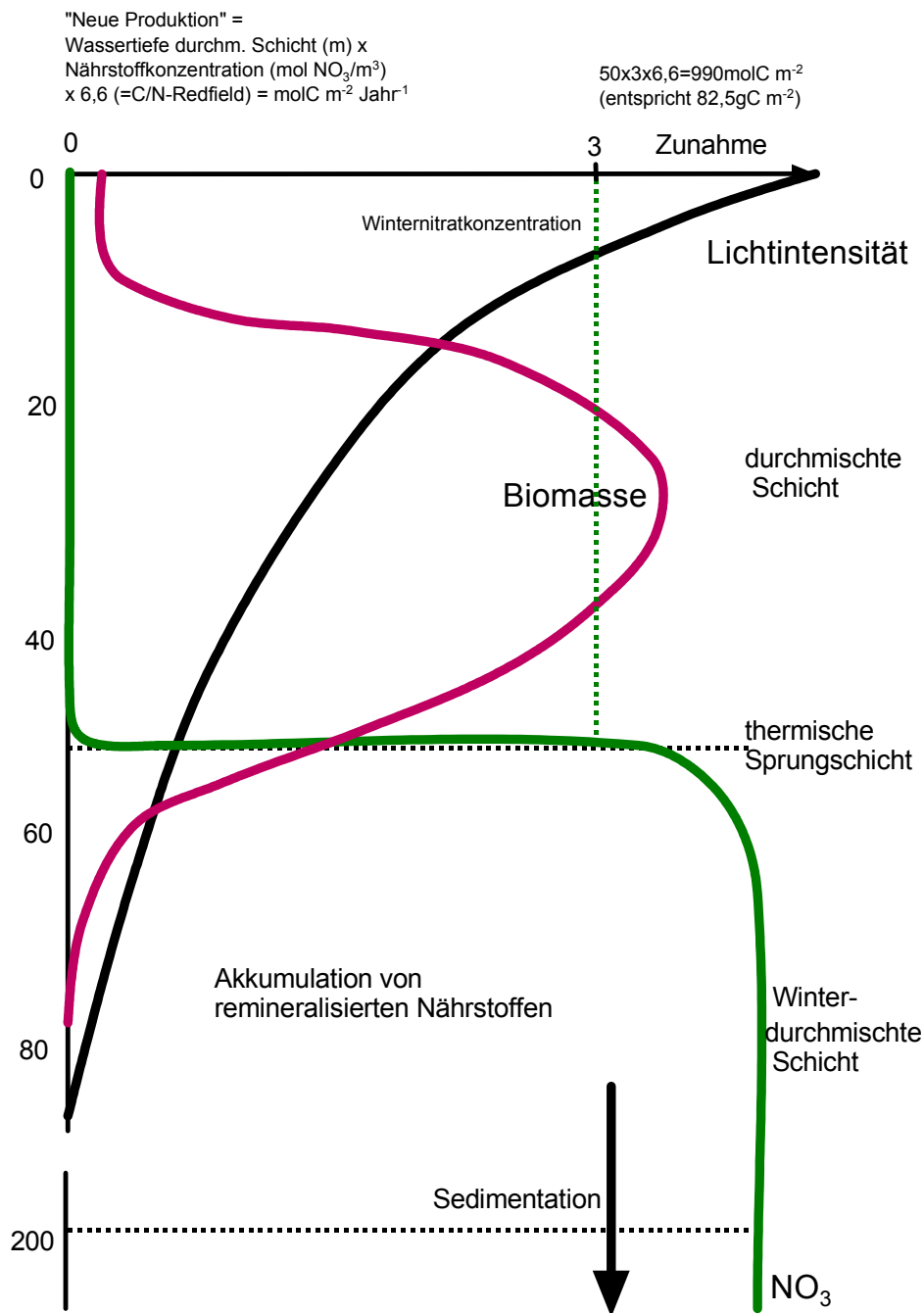
- Keine Karbonatsedimentation oder Riffbildung  
Bedeutet: nur geringe Schwankungen über geologische Zeiträume.
- riesiger atmosphärischer Pool
- limitierend für die Produktion im Ozean
- die verschiedenen Oxydationstufen des Stickstoffs ( $\text{NH}_4^+$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{N}_2$ ) machen das Element Stickstoff für weitere Prozesse wichtig: z. B.  $\text{N}_2$ -Fixierung, Denitrifikation).

## **Phosphor:**

### Unterschiede zum Kohlenstoffkreislauf:

- Keine Karbonatsedimentation oder Riffbildung, aber Phosphoritlagerstätten.
- kommt in der Atmosphäre nicht als Gas vor
- wird nur gelöst ( $\text{PO}_4$ ) oder partikulär (adsorbiert, organogen oder mineralisch) transportiert.
- Falls Überschuß (Abbildung) zum gelösten Stickstoffpool vorhanden kann es zur biol. Stickstofffixierung aus dem atmosphärischen Pool kommen
- Redox-sensitiv=bildet leicht mit Eisen mineralische Verbindungen (Apatit, Kalzium Phosphat)

Abbildung: schematische Darstellung der biologischen Produktion im Pelagial.



### Literatur:

- Jouzel J., Barkov N. I., Barnola J. M., Bender M., Chapellaz J., Genthon C., Kotlyakov V. M., Lipenkov V., Lorius C., Petit J. R., Raynaud D., Raisbeck G., Ritz C., Sowers T., Stievenard M., Yiou F., and Yiou P. (1993) Extending the Vostok ice-core record of paleoclimate to the penultimate glacial period. *Nature* **364**, 407-412.
- Sommer U. (1998) *Biologische Meereskunde*. Springer.
- Stanley S. M. (1998) *Earth System History*. Freeman.
- Struck U., Sarnthein M., Westerhausen L., Barbola J. M., and Raynaud D. (1993) Ocean-atmosphere carbon exchange: impact of the "biological pump" in the Atlantic equatorial upwelling belt over the last 330,000 years. *Paleo. Paleo. Paleo.* **103**, 41-56.

